Arbeidsgruppe I sitt bidrag til FNs klimapanels fjerde hovedrapport 2007

Delrapport 1: Den vitenskapelige forståelsen av klimaendringer

---

Teknisk sammendrag

Koordinerende hovedforfattere: Susan Solomon (USA), Dahe Qin (China), Martin Manning (USA, New Zealand)

Hovedforfattere: Richard Alley (USA), Terje Berntsen (Norway), Nathaniel L. Bindoff (Australia), Zhenlin Chen (China), Amnat Chidthaisong (Thailand), Jonathan Gregory (UK), Gabriele Hegerl (USA, Germany), Martin Heimann (Germany, Switzerland), Bruce Hewitson (South Africa), Brian Hoskins (UK), Fortunat Joos (Switzerland), Jean Jouzel (France), Vladimir Kattsov (Russia), Ulrike Lohmann (Switzerland), Taroh Matsuno (Japan), Mario Molina (USA, Mexico), Neville Nicholls (Australia), Jonathan Overpeck (USA), Graciela Raga (Mexico, Argentina), Venkatachalam Ramaswamy (USA), Jiawen Ren (China), Matilde Rusticucci (Argentina), Richard Somerville (USA), Thomas F. Stocker (Switzerland), Ronald J. Stouffer (USA), Penny Whetton (Australia), Richard A. Wood (UK), David Wratt (New Zealand)

Medvirkende forfattere: Julie Arblaster (USA, Australia), Guy Brasseur (USA, Germany), Jens Hesselbjerg Christensen (Denmark), Kenneth Denman (Canada), David Fahey (USA), Piers Forster (UK), James Haywood (UK), Eystein Jansen (Norway), Philip D. Jones (UK), Reto Knutti (Switzerland), Hervé Le Treut (France), Peter Lemke (Germany), Gerald Meehl (USA), David Randall (USA), Daíthí A. Stone (UK), Kevin E. Trenberth (USA), Jürgen Willebrand (Germany), Francis Zwiers (Canada)

Review Editors: Kansri Boonpragob (Thailand), Filippo Giorgi (Italy), Bubu Pateh Jallow (The Gambia)

Dokumentet er oversatt til norsk av Bjerknessenteret for klimaforskning (www.bjerknes.uib.no).



Følgende personer har medvirket:
Tarjei Breiteig, Jill Johannessen, Solfrid Hjøllo, Erik Kolstad, Kerim H. Nisancioglu, Are Olsen, Steinar Orre, Øyvind Paasche, Anne Britt Sandø, Ivar Seierstad, Anders Sirevaag, Øystein Skagseth, Lars H. Smedsrud og Asgeir Sorteberg. Oversetterne tar ikke ansvar for eventuelle feil, hverken i originaldokumentet eller i oversettelsen, men mottar alle forslag til endringer/forbedringer med takk.

Innhold

TS.1 Innledning
Boks TS.1: Håndtering av usikkerhet i arbeidsgruppe 1 (TS3-5)
TS.2 Endringer i menneskeskapte og naturlige klimapådrivere
TS.2.1 Klimagasser
TS.2.2 Aerosoler
TS.2.3 Effekter av kondensstriper, cirrus, vegetasjon og andre effekter
TS.2.4 Strålingsføring på grunn av sol aktivitet og vulkansk aktivitet
TS.2.5 Netto globalt strålingspådriv, globalt oppvarmingspotensialet, og pådrivets form
TS.2.6 Pådriv fra overflaten og den hydrologiske syklusen
TS.3 Observasjoner av klimaendringer
TS.3.1 Endringer i atmosfæren: instrumentelle målinger
Boks TS.2: Klimamønstre (moder) og variabilitet
TS.3.2 Forandringer i Kryosfæren: Instrumentelle målinger
Boks TS.3 Innlandsisens dynamikk og stabilitet
TS.3.3 Forandringer i havet: Instrumentelle data
Boks TS.4: Havnivå
TS.3.4 Konsistens blant observasjoner
Boks TS.5:Ekstreme værhendelser
TS.3.5 Et paleoklima perspektiv
Boks TS.6: Det orbitale pådrivet
TS.4 Forståelse og attribusjon av klimaendringer
TS.4.1 Framgang i forståelse av endringer i global temperatur målt i den instrumentelle perioden: Atmosfære, hav, og is
Boks TS.7: Evaluering av klimamodeller
TS.4.2 Opphavet til temperaturendringer i rom og tid
TS.4.3 Opphavet til endringer i sirkulasjon, nedbør og andre klimavariable
TS. 4.4 Paleoklimatiske studier av attribusjon
TS.4.5Klimarespons til strålingspådriv
TS. 5 Beregninger av fremtidige klimaetendringer
Boks TS.8: Hierarki av globale klimamodeller
TS.5.1 Forståelse av klimaendringer i nær fremtid
Boks TS.9: Uunngåelige klimaendringer
TS.5.2 Storskala projeksjoner for det 21. århundret
TS.5.3 Regionalskala projeksjoner
Boks TS.10: Regional nedskalering
TS. 5.4 Koblinger mellom klimaendringer og biogeokjemiske sykluser
TS. 5.5. Betydning av klimaprosesser for klimaprojeksjoner
TS.6 Robuste funn og Sentrale usikkerheter
TS 6.1 Endringer i menneskeskapte og naturlige drivkrefter i klimasystemet
TS6.2 Observasjoner av klimaendringer
TS.6.3 Forståelse og årsak til klimaendring
T.S. 6.4 Projeksjoner av fremtidige klimaendringer

Vedlegg: Ordliste utarbeidet av Bjerknessenteret

TS.1 INTRODUKSJON

I løpet av de siste seks årene siden IPCCs tredje hovedrapport, har det blitt gjort betydelige fremskritt i forståelsen av tidligere og nåværende klimaendringer, og i simuleringen av fremtidige endringer. Disse forbedringene skyldes: store mengder nye data, mer sofistikerte analyser av data, en bedre forståelse og simulering av fysiske prosesser i klimamodeller, samt mer omfattende undersøkelser av usikkerhetsmarginer i modellresultater. Den økte graden av pålitelighet innenfor klimaforskningen, som følger denne utviklingen, er synlig i arbeidsgruppe 1 sitt bidrag til IPCCs fjerde hovedrapport.

Denne rapporten fremskaffer ny og politisk viktig og relevant informasjon for å forstå det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer. Imidlertid setter kompleksiteten til klimasystemet, og den mangfoldige interaksjonen mellom klimasystemets sentrale komponenter, begrensninger på vår mulighet til å forstå fullt ut jordens fremtidige klima. Det er fremdeles en ufullstendig fysisk forståelse av klimasystemets mange komponenter og deres rolle i klimaendringer. Sentrale usikkerheter inkluderer aspekter av rollen til skyer, kryosfæren, hav, arealbruk og koblinger mellom klima og biokjemiske sykluser. Vitenskapelige områder som er dekket i denne rapporten er under kontinuerlige og raske fremskritt. Denne hovedrapporten reflekterer den vitenskapelige forståelsen basert på materialet som har vært publisert eller godkjent for publisering i vitenskapelige tidsskrift innen midten av 2006.

Sentrale resultater i IPCC arbeidsgruppe 1 er presentert i sammendrag for beslutningstakere (Summary for Policymakers). Teknisk sammendrag (Technical Summary) gir en mer detaljert oversikt over det vitenskapelige grunnlaget for disse funnene og gir et veikart til rapportens underliggende kapitler. Det fokuserer på sentrale resultater og understreker hva som er nytt siden den tredje hovedrapporten. Strukturen til teknisk sammendrag er som følger:

- Seksjon 2: En oversikt over nåværende vitenskapelig forståelse av naturlige og menneskeskapte pådrivere av klimaendringer;
- Seksjon 3: En oversikt over observerte endringer i klimasystemet (inkludert atmosfæren, havene og kryosfære) og deres forhold til fysiske prosesser;
- Seksjon 4: En oversikt over forklaringer til observerte klimaendringer basert på klimamodeller og fysisk forståelse, i hvilken grad klimaendringer kan tilskrives spesifikke årsaker og en ny evaluering av klimasensitivitet til økninger i klimagasser;
- Seksjon 5: En oversikt over simuleringer av klimaendringer på kort og lang sikt, inkludert tidsskala for responser til endringer i strålingspådriv og informasjon om sannsynligheten for fremtidige klimaendringer;
- Seksjon 6: Et sammendrag av de mest robuste funnene og sentrale usikkerheter i nåværende forskning på fysiske klimaendringer.

Hver paragraf i det tekniske sammendraget som inneholder vesentlige resultater er fulgt av en referanse i klammeparentes til korresponderende kapittelseksjon(er) fra den underliggende rapporten, hvor den detaljerte vurderingen av den vitenskapelige litteraturen og mer informasjon finnes.

BOKS TS.1.: HÅNDTERING AV USIKKERHET I ARBEIDSGRUPPE 1 (TS3-5)
IPCC erkjenner viktigheten av konsekvent og klar håndtering av usikkerhet i sitt arbeid med å forberede rapportene om klimaendringer. Økt oppmerksomhet til formell håndtering av usikkerhet i tidligere rapporter er tatt opp i Seksjon 1.6. For å fremme en konsekvent behandling av usikkerhet på tvers av de tre arbeidsgruppene, har forfatterne av den fjerde hovedrapporten blitt spurt om å følge et sett med retningslinjer for å bestemme og beskrive

usikkerheter i forbindelse med vurdering av forskningsarbeider. Denne boksen oppsummerer måten disse retningslinjene har blitt anvendt av arbeidsgruppe 1 (WG1) og dekker noen aspekter ved håndtering av usikkerhet som er spesifikk til materialet som er vurdert her.

Usikkerhet kan bli klassifisert på ulike måter avhengig av opprinnelse. To hovedtyper er *verdi usikkerhet* og *strukturell usikkerhet*. Verdi usikkerhet oppstår fra en ufullstendig bestemmelse av fastsatte verdier eller resultater, for eksempel når data er unøyaktige eller ikke er fullstendig representative for det fenomenet som studeres. Strukturell usikkerhet oppstår fra en ufullstendig forståelse av prosessene som kontrollerer bestemte verdier eller resultater, for eksempel når det begrepsmessige rammeverket eller modeller som brukes for å analyse ikke inkluderer alle relevante prosesser eller forhold. Verdi usikkerhet er vanligvis beregnet ved bruk av statistiske teknikker og uttrykt ved en sannsynlighetsskala. Strukturell usikkerhet er generelt beskrevet ved å gi forfatternes samlede vurdering av deres tiltro til at resultatet er korrekt. I begge tilfeller er beregning av usikkerheter forbundet med en beskrivelse av kunnskapens begrensninger og involverer av denne grunn ekspertvurderinger av kunnskapens hold. Usikkerhet av en ulik art oppstår i systemer som er enten kaotiske eller som ikke fullt ut er forutbestemt av naturen, og dette begrenser også vår mulighet til å projisere for alle aspekter ved klimaendringer.

Den vitenskapelige litteraturen som er vurdert her bruker også andre lignende måter for å kategorisere usikkerheter. Usikkerhet assosiert med *tilfeldige feil* er redusert ved å øke antallet målinger, mens usikkerhet assosiert med *systematiske feil* gjør ikke det. I håndteringen av klimamåleserier har betydelig oppmerksomhet blitt satt inn på å identifisere systematiske feil eller utilsiktede skjevheter som kan oppstå i selve dataprøveuttakingen eller metoder for å analysere og kombinere data. Spesielle statistiske metoder basert på kvantitativ analyse har blitt utviklet for å kunne påvise og tilskrive klimaendringer og for å produsere sannsynlighetsberegninger for fremtidige klimaparametere. Disse er oppsummert i de relevante kapitlene.

Usikkerhetsguiden utarbeidet for den fjerde klimarapporten trekker, for første gang, et forsiktig skille mellom ulike grader av pålitelighet i vår vitenskapelige forståelse og sannsynligheten for bestemte resultat. Dette gjør at forfattere av rapporten kan uttrykke med høy pålitelighet at en hendelse er svært usannsynlig (for eksempel, det å få seks to ganger ved to terningkast), så vel som å utrykke 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 slik det er brukt her er to forskjellige begreper, men i praksis er de ofte knyttet til hverandre.

Standardtermer benyttet til å definere nivå for pålitelighet i denne rapporten er som gitt i IPCC usikkerhetsguide notat:

Pålitelighetsterminologi	**Grad av pålitelighet for korrekt resultat**
Veldig 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

Legg merke til at lav og veldig lav pålitelighet bare er brukt for områder av stor interesse og hvor et risikoperspektiv er rimelig.

I kapittel 2 i denne rapporten brukes en lignende benevnelse ”nivå av vitenskapelig forståelse” ved beskrivelse av usikkerhet i ulike bidrag om strålingspådriv. Denne terminologien er benyttet for å være konsekvent i forhold til den tredje hovedrapporten og forfatternes grunnlag for å avgjøre bestemte nivå av vitenskapelige forståelse brukes en kombinasjon av tilnærminger konsistent med usikkerhetsguiden som forklart i detalj i Seksjon 2.9.2 og Tabell 2.11.

Standardbegrep brukt i denne rapporten til å definere sannsynligheten av en hendelse eller resultat hvor dette kan beregnes er:

Sannsynlighetsterminologi	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
Eksepsjonelt usannsynlig	< 1 % sannsynlighet

Betegnelsene "Svært sannsynlig/usannsynlig" og "Mer enn 50 % sannsynlig" som definert over har blitt lagt til betegnelsene fra IPCCs usikkerhetsguide for å bringe til veie en mer spesifikk vurdering av egenskaper, inkludert attribusjon og strålingspådriv.

Hvis ikke annet er oppgitt, er verdier i denne rapporten vurdert etter beste estimat og deres usikkerhetsmargin har et 90 % konfidensintervall. Det vil si at det er en estimert 5 % sannsynlighet for verdien som er lavere enn den lavere enden av rangeringen, eller over den øvre enden av skalaen. Legg merke til at i enkelte tilfeller kan egenskapen til begrensinger på en verdi, eller annen tilgjengelig informasjon, indikere en asymmetrisk fordeling av usikkerhetsmarginen rundt det beste estimat. I slike tilfeller er usikkerhetsmarginen gitt i klammeparentes.

TS.2 ENDRINGER AV MENNESKESKAPTE OG NATURLIGE KLIMAPÅDRIVERE

Jordens globale gjennomsnittlige klima er bestemt av innkommende energi fra solen og fra jordens og atmosfærens egenskaper, nærmere bestemt refleksjonen, absorberingen og utvekslingen av energi i atmosfæren og ved bakken. Selv om endringer i mottatt solenergi (for eksempel endringer som skyldes variasjoner av jordens bane rundt solen) påvirker jordens energibudsjett på uunngåelig vis, er atmosfærens og jordoverflatens egenskaper viktige, og disse kan bli påvirket av tilbakekoblinger. Når man ser på tidligere klimaendringer slik de er nedfelt i iskjerner som er opptil 650 000 år gamle, er betydningen av klimaets tilbakekoblingsmekanismer tydelig.

Endringer har forekommet i atmosfæren og ved overflaten på flere måter som endrer jordens globale energibudsjett, og de kan følgelig føre til klimaendringer. Dette gjelder blant annet en økning av konsentrasjonen av drivhusgasser som primært øker absorberingen av utgående stråling, samt en økning av aerosoler (mikroskopiske partikler eller dråper i luften) som reflekterer og absorberer innkommende solstråling og endrer skyenes strålingsegenskaper. Slike endringer fører til et strålingspådriv i klimasystemet.[1] Pådrivsfaktorene kan være svært forskjellige med hensyn til pådrivets størrelse, samt i form av egenskaper i tid og rom. Positive og negative strålingspådriv bidrar til en respektiv økning og reduksjon av den globalt midlete temperaturen ved

[1] *Strålingspådrag* er et mål på hvilken innflytelse en faktor har på endringen av balansen mellom innkommende og utgående energi i jord-atmosfære-systemet, og er en indikator på hvilken betydning faktoren har som en potensiell klimaendringsmekanisme. I denne rapporten blir verdiene til strålingspådraget gitt som endringer i forhold til en preindustriell bakgrunn for 1750. Det blir oppgitt i Watt per kvadratmeter (Wm^{-2}) og dreier seg om globale og årlige gjennomsnittsverdier hvis ikke annet er oppgitt. Se ordlisten for videre detaljer.

overflaten. Dette kapitlet gir en oppdatering av forståelsen av antropogene og naturlige strålingspådriv.

Det globale klimaets totale respons på strålingspådriv er komplekst. Dette skyldes flere positive og negative tilbakekoblinger som kan ha en sterk innflytelse på klimasystemet (se for eksempel kapittel 4.5 og 5.4). Selv om vanndamp er en sterk drivhusgass, endres dens konsentrasjon i atmosfæren som en respons på endringer i overflateklimaet. Disse igjen må behandles som en tilbakekobling og ikke som et strålingspådriv. Dette kapitlet oppsummerer også endringer i overflatens energibudsjett og dets kobling til den hydrologiske syklusen. Innsikt om effektene av de ulike faktorene, så som aerosolenes påvirkning av nedbør, blir også nevnt.

TS.2.1 DRIVHUSGASSER

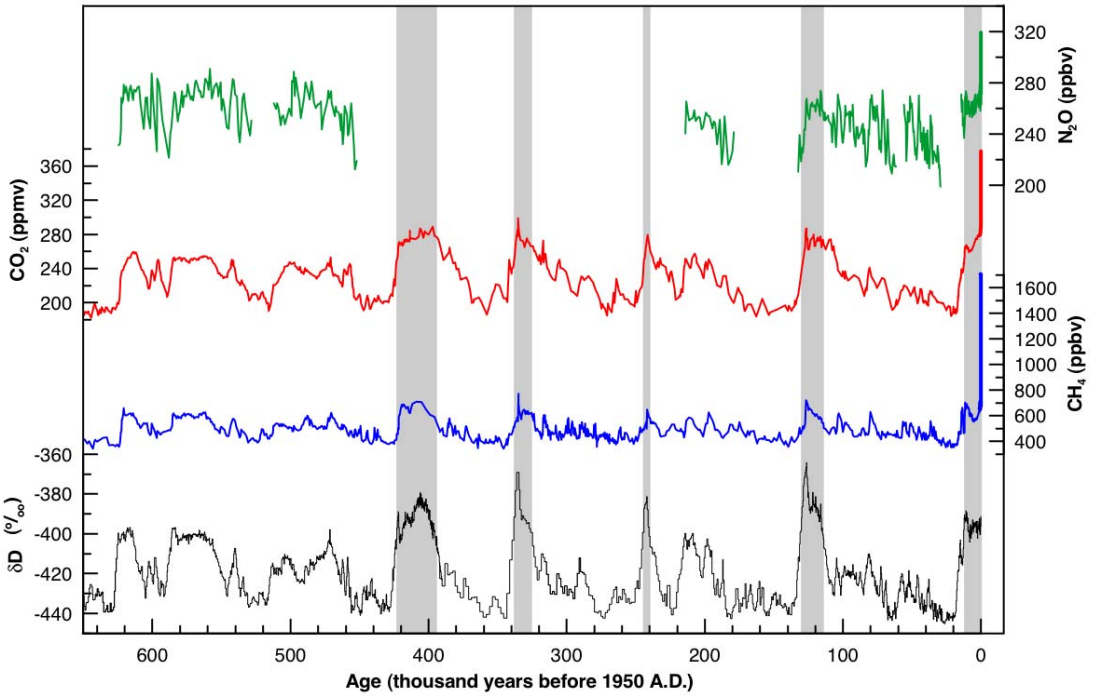
Den økende konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren er den dominerende faktoren når det gjelder klimaets strålingspådriv i den industrielle perioden. Flere av de viktigste drivhusgassene forekommer naturlig, men konsentrasjonsøkningen i atmosfæren over de siste 250 år skyldes hovedsaklig menneskelig aktivitet. Andre drivhusgasser er helt og holdent et resultat av menneskelig aktivitet. Hver enkelt drivhusgass sitt bidrag til strålingspådrivet over en spesifikk periode er bestemt av endringen i dens konsentrasjon og hvor effektivt den kan forstyrre strålingsbalansen. De ulike drivhusgassene som det blir tatt hensyn til i denne rapporten, har konsentrasjoner i atmosfæren som varierer med mer enn 8 størrelsesordener (med faktor 10^8), og deres stålingseffektivitet varierer med mer enn 4 størrelsesordener (med faktor 10^4), noe som reflekterer den enorme spennvidden av egenskaper og opprinnelse.

Den gjeldende konsentrasjonen av en drivhusgass i atmosfæren er det nettoresultatet av historiske utslipp og det som forsvinner fra atmosfæren. De gassene og aerosolene som det blir tatt hensyn til her slippes ut i atmosfæren på grunn av menneskelig aktivitet eller dannes av andre arter som slippes ut i atmosfæren. Disse utslippene blir redusert fordi kjemiske og fysiske prosesser fører til at gassene fjernes. Med det viktige unntaket av CO2, fjerner disse prosessene generelt en gitt andel av en gass i atmosfæren hvert år, slik at den inverse fjerningsraten gir gassens gjennomsnittlige levetid. I noen tilfeller kan fjerningsraten variere med gassens konsentrasjon eller noen andre av atmosfærens egenskaper, for eksempel temperatur eller kjemiske forhold.

Drivhusgasser som lever lenge i atmosfæren (*long-lived greenhouse gases*, LLGHGer), som for eksempel karbondioksid, metan og lystgass, er kjemisk stabile og holder seg i atmosfæren på en tidsskala mellom tiår og århundrer eller lenger, slik at utslipp har en langsiktig innflytelse på atmosfæren. Fordi de lever lenge blir de godt blandet gjennom hele atmosfæren mye raskere enn de blir fjernet, og deres globale konsentrasjon kan bli nøyaktig estimert ut fra data fra få steder. Karbondioksid (CO2) har ikke en spesifikk levetid fordi den gjennomgår en kontinuerlig syklus mellom atmosfæren, havene og biosfæren på land, og dens netto fjerning fra atmosfæren involverer 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 fjerning på overflaten, eller felles ut i nedbør; deres konsentrasjon er dermed svært variabel. Ozon er en signifikant drivhusgass som blir dannet og ødelagt ved kjemiske reaksjoner som involverer andre arter i atmosfæren. I troposfæren forekommer den menneskelige påvirkningen på ozon primært gjennom endringer i andre gasser som fører til dens dannelse, mens den i stratosfæren har forekommet gjennom endringer i

ozonets fjerningsrate som skyldes klorfluorkarboner (KFKer) og andre substanser som bryter ned ozon.



Figur TS.1. *Variasjoner av deuterium (δD) i antarktisk is, som er en proksy for lokal temperatur, og den atmosfæriske konsentrasjonen av drivhusgassene karbondioksid (CO2), metan (CH4), and lystgass (N2O) i luft som er fanget i iskjerner og fra nylige luftmålinger. Dataene dekker 650 000 år, og de skyggelagte båndene indikerer nåtidens og tidligere varme mellomistider. {Bearbeidet fra Figur 6.3}*

TS.2.1.1 Endringer av karbondioksid, metan og lystgass i atmosfæren

Den gjeldende konsentrasjonen av CO2 og metan (CH_4) overskrider langt preindustrielle verdier som har blitt funnet i polare iskjerneregistre av atmosfærens sammensetning som dekker de siste 650 000 år. Flertallige bevisføringer bekrefter at den postindustrielle økningen av disse gassene ikke stammer fra naturlige mekanismer (se Figur TS-1 og Figur TS-2). {2.3, 6.3, 6.4, 6.5, FAQ 7.1}

Det totale strålingspådrivet på jordens klima som skyldes en økning av konsentrasjonen av LLGHGene CO2, metan (CH_4) og lystgass (N_2O), og svært trolig økningsraten av det totale pådrivet fra disse gassene i perioden fra 1750, har ikke forekommet de siste 10 000 år (Figur TS-1). Økningsraten av det kombinerte strålingspådrivet fra disse drivhusgassene har vært på omtrent 1 Wm^{-2} over de siste fire tiårene. Dette er svært trolig minst seks ganger raskere enn på noe tidspunkt i de to årtusenene før den industrielle perioden – dette er perioden som dekkes med høy nok tidsoppløsning av iskjerner. Strålingspådrivet fra disse langlevde gassene har det høyeste konfidensnivået av alle strålingsfaktorer. {2.3, 6.4}

Konsentrasjonen av CO2 i atmosfæren har økt fra en preindustriell verdi på 280 ppm til 379 ppm i 2005. Konsentrasjonen av CO2 i atmosfæren økte med kun 20 ppm i løpet av de siste 8 000 årene før industrialiseringen; variasjonene over skalaer på flere tiår til århundrer var på under 10 ppm og skyldtes sannsynligvis naturlige prosesser. Siden 1750 har imidlertid CO2-konsentrasjonen økt med nesten 100 ppm. Den årlige økningsraten var større i løpet av de siste 10 år (gjennomsnitt mellom 1995

og 2005: 1,9 ppm per år) enn den har vært siden kontinuerlige, direkte målinger av atmosfæren begynte (gjennomsnitt mellom 1960-2005: 1,4 ppm per år). {2.3, 6.4, 6.5}

Økninger av atmosfærisk CO2 siden den preindustrielle tid står for et strålingspådriv lik 1,66 ± 0.17 Wm^{-2}; et bidrag som dominerer over alle andre strålingspådriv som det blir tatt hensyn til i denne rapporten. I tiåret 1995-2005 førte økningsraten av CO2 i atmosfæren til 20 % økning i dens strålingspådriv. {2.3, 6.4, 6.5}

Utslipp av CO2 fra bruk av fossilt brensel og fra effektene på karbon i jordsmonnet og planter som skyldes endringer i arealbruk er de primære kildene til økt CO2 i atmosfæren. Man har estimert at rundt 65 % av antropogene CO2-utslipp siden 1750 kommer fra forbruk av fossilt brensel, mens omtrent 35 % skyldes endringer i bruk av landområder. Omtrent 45 % av denne CO2en har forblitt i atmosfæren, mens rundt 30 % har blitt tatt opp i havene og resten har blitt tatt opp av den terrestriske biosfæren. Omtrent halvparten av en CO2-puls tilsatt atmosfæren blir fjernet i løpet av en 30-års tidsskala; nye 30 % blir fjernet i løpet av noen århundrer; og de gjenværende 20 % forblir typisk i atmosfæren i tusenvis av år. {7.3}

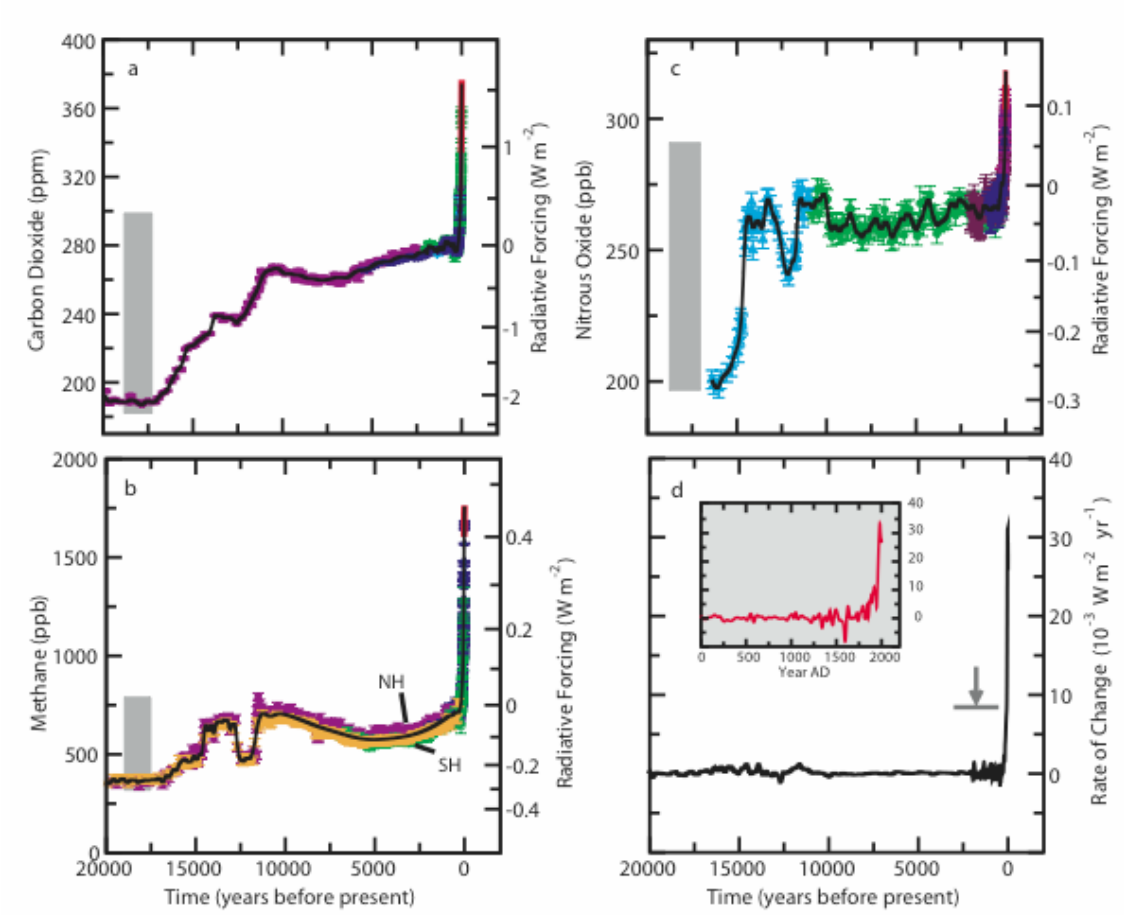
I løpet av de siste tiårene har utslipp av CO2 fortsatt å stige (se Figur TS-2*).* De globale årlige utslippene av fossil karbondioksid[2] steg fra et gjennomsnitt på 6.4 ± 0.4 GtC per år på 1990-tallet til 7.2 ± 0.3 GtC per år i perioden 2000–2005. De estimerte karbondioksidutslippene som er knyttet til endring av bruk av landområder midlet over 1990-tallet er på 5–2.7[3] GtC per år. Tabell TS-1 viser de estimerte CO2-budsjettene for de siste tiårene. {2.3, 6.4, 7.3, FAQ 7.1}

Tabell TS-1. Det globale karbonbudsjettet. Per definisjon betyr positive verdier at CO2-fluksene går til atmosfæren, mens negative verdier betyr et opptak fra atmosfæren, det vil si "CO2-sluk". Utslippet av fossilt karbondioksid for 2004 og 2005 er basert på midlertidige estimater. På grunn av det begrensete antallet tilgjengelige studier er usikkerhetsintervallene for de nettofluksene fra bakken til atmosfæren og dens komponenter, samt fluksene fra endringer i bruk av landområder og sluket i form av ubrukt land, 65 % konfidensintervaller (se Kapittel 7.3). 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 CO2-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
Inndelt som følger			
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

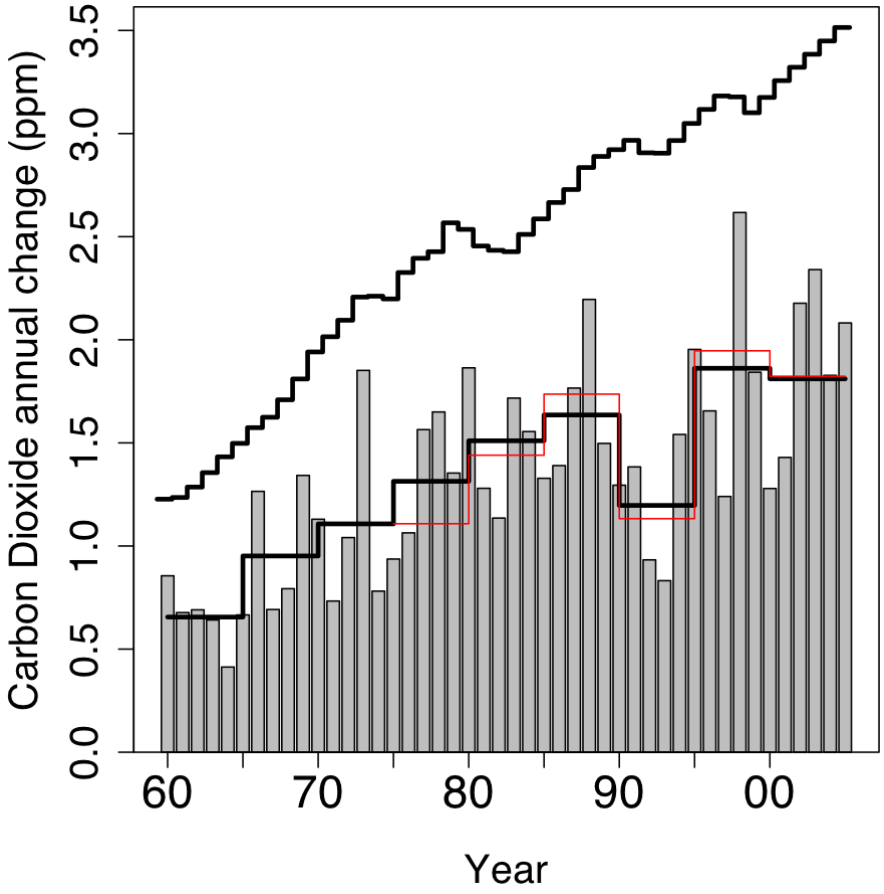
[2] Fossile karbondioksidutslipp inkluderer de som stammer fra produksjon, distribusjon og bruk av fossile brensler og fra sementproduksjon.
[3] Som forklart i Kapittel 7.3 kan usikkerhetsintervallene for utslipp som skyldes endringer i bruk av landområder kun bli gitt som 65 % konfidensintervaller.

Siden 1980-tallet har naturlige prosesser som gir opptak av CO2 i den terrestriske biosfæren (det vil si sluken i form av ubrukt land i Tabell TS-1) og i havene fjernet rundt 50 % av antropogene utslipp (det vil si fossile CO2-utslipp og flukser som skyldes endringer i bruk av landområder i Tabell TS-1). Disse fjerningsprosessene er påvirket av CO2-konsentrasjonen i atmosfæren og av klimaendringer. Opptaket i havene og den terrestriske biosfæren har vært av samme størrelsesorden, men opptaket i den terrestriske biosfæren er mer variabelt og var omtrent 1 GtC per år høyere på 1990-tallet enn på 1980-tallet. Målinger viser at mengden oppløst CO2 i havoverflaten har økt nesten alle steder i takt med økningen av atmosfærisk CO2, men med stor variabilitet i tid og rom.



Figur TS.2. *Konsentrasjon og strålingspådriv fra (a) karbondioksid (CO2), (b) metan (CH4), (c) lysgass (N2O) og (d) endringsraten av deres kombinerte strålingspådriv i løpet av de siste 20 000 år. Dette er rekonstruert fra is på Grønland og i Antarktis og firn-data (symboler) og direkte luftmålinger (panelene a,b,c, røde linjer). De grå søylene viser den rekonstruerte rekkevidden av naturlige variabilitet for de siste 650 000 år. Endringsraten av strålingspådriv er beregnet fra en spline-tilpassing av konsentrasjonsdataene. Bredden av spredningen av isdataene varierer fra omkring 20 år for steder med stor akkumulasjon av snø, så som Law Dome i Antarktis, til rundt 200 år for steder med liten akkumulasjon, så som Dome C i Antarktis. Pilen viser toppen av den endringsraten av stålingspådriv som ville ha forekommet dersom de antropogene signalene fra CO2, CH4 og N2O hadde blitt glattet slik at korresponderte med forholdene ved Dome C. Den negative endringsraten i pådrivet omkring år 1600 som er vist i det høyoppløste innstikket i panel d er et resultat av en CO2-nedgang på 10 ppm i målingene fra Law Dome. {Figur 6.4}*

Karbonopptak og lagring i den terrestriske biosfæren stammer fra den nettoforskjellen mellom opptak som skyldes vegetasjonsvekst og endringer i gjenskoging, og utslipp som skyldes nedbrytning, avlinger, avskoging, branner, forurensningsskader og andre faktorer som påvirker biomasse og jordsmonn. Økning og reduksjon i brannfrekvensen i forskjellig områder har påvirket netto opptak av karbon, og i skogdekte regioner ser utslipp som skyldes branner ut til å ha økt i løpet av de siste tiårene. Estimater av nettoflukser av CO2 ved bakken fra studier som tar i bruk atmosfæriske data viser et signifikant opptak på midlere breddegrader på den nordlige halvkule og nesten ingen flukser fra bakken til atmosfæren i tropene, noe som tyder på at den tropiske avskogingen er mer eller mindre balansert av gjenvekst.



Figur TS.3. *Årlige endringer av CO_2-konsentrasjon (grå søyler) og fem-årlige middelverdier fra to ulike målingsnettverk (den røde og den nederste sorte linjen). De fem-årlige middelverdiene glatter ut kortsiktige perturbasjoner knyttet til sterke ENSO-tilfeller i 1972, 1982, 1987 og 1997. Usikkerheter knyttet til de fem-årlige middelverdiene er indikert ved forskjellen mellom de røde og sorte linjen og er av størrelsesorden 0.15 ppm. Den øvre linjen viser årlig økning dersom alle utslipp fra fossile brensler ble værende i atmosfæren og dersom disse var de eneste utslippene. {Figur 7.4}*

De observerte variasjonene av CO2-vekstrater over kort tid (fra år til år) er primært kontrollert av endringer i fluksene av CO2 mellom atmosfæren og den terrestriske biosfæren, med en lavere, men signifikant, variabilitet i havfluksene (se Figur TS.3). Variabiliteten i den terrestriske biosfæren er drevet av klimasvingninger som påvirker det CO2-opptaket som skyldes plantevekst og returen av CO2 til atmosfæren som skyldes nedbrytning av organisk materiale gjennom

nedbrytning og branner. Hendelser av El Niño – Den sørlige oscillasjon (ENSO) er en viktig kilde til den mellomårlige variabiliteten av CO2-vekst på grunn av deres effekter på fluksene gjennom land- og havtemperaturer, nedbør og branntilfeller. {7.3}

De direkte effektene som økt atmosfærisk CO2 har på terrestrisk karbonopptak, på stor skala, kan ikke på det gjeldende tidspunkt kvantifiseres på en troverdig måte. Plantevekst kan bli stimulert av økende CO2-konsentrasjon i atmosfæren og av nedfall av næring (gjødslingseffekter). De fleste eksperimenter og studier viser imidlertid at slike responser virker å være kortlevde og sterkt knyttet til andre effekter, så som tilgang på vann og næring. På samme måte er eksperimenter og studier av effektene av klimaet (temperatur og fuktighet) på nedbrytning av avfall og jordsmonn usikre. Merk at effektene av klimaendringer på karbonopptak blir behandlet separat i Kapittel TS.5.4. {7.3}

Den høye metankonsentrasjonen på 1774 ppb i 2005 er mer enn dobbel så høy som den førindustrielle forekomsten. I løpet av de siste 10 000 år har konsentrasjonen av atmosfærisk metan variert langsomt mellom 580 og 730 ppb, men økte med rundt 1 000 ppb i de to siste århundrene. Dette er de raskeste endringene på minst 80 000 år for denne gassen. På slutten av 1970-tallet og tidlig på 1980-tallet nådde vekstratene toppen med over 1 % per år, men siden tidlig på 1990-tallet har de minket signifikant og var nær null for 6-årsperioden mellom 1999 og 2005. Økninger i metaninnhold forekommer når utslippene er større enn det som blir fjernet. Den nylige nedgangen i vekstratene impliserer at utslippene nå står omtrent i forhold til fjerningen, som primært skyldes oksidering av hydroksylradikalet ($OH^{\cdot}$). Siden den forrige hovedrapporten har nye studier, hvor to uavhengige sporstoffer (1.1.1-trikloretan (metyl kloroform) og ^{14}CO) har blitt brukt, antydet at den globale, langsiktige forekomsten av OH ikke er endret. Dermed skyldes nedgangen i vekstraten for atmosfærisk metan siden 1993 sannsynligvis at atmosfæren har nærmet seg en likevekt i en periode hvor utslippene har vært nesten konstante. {2.3, 7.4, FAQ 7.1}

Den økte konsentrasjonen av atmosfærisk metan siden preindustriell tid har bidratt med et strålingspådriv på 0.48 ± 0.3 Wm^{-2}. Blant drivhusgasser kommer dette pådrivet kun bak bidraget fra CO2 i størrelse. {2.3}

Det nåværende metannivået skyldes antropogene metanutslipp, som er større enn naturlige utslipp. Totale metanutslipp kan bli bestemt fra observerte konsentrasjoner og uavhengige estimater av fjerningsrater. Utslipp fra individuelle metankilder er ikke like godt kvantifisert som de totale utslippene, men de er for det meste biogene og inkluderer våtmarker, drøvtyggere, risdyrking og brenning av biomasse, med mindre bidrag fra industrielle kilder inkludert utslipp som har med fossile brensler å gjøre. {2.3, 6.4, 7.4}

I tillegg til nedgangen over de siste 15 år, har vekstraten til atmosfærisk metan vist høy mellomårlig variabilitet, og dette er ikke ennå fullgodt forklart. De største bidragene til mellomårlig variabilitet 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 modellestimater indikerer alle en økning i våtmarksutslipp grunnet klimaendringer, men de viser bred variasjon av størrelse på en slik positiv tilbakekoblingseffekt. {7.4}

Konsentrasjonen av lystgass i 2005 var på 319 ppb, rundt 18 % høyere enn i preindustriell tid. Lystgass økte omtrent lineært med rundt 0.8 ppb per år de

siste årtiene. Iskjernedata som strekker seg fra 11 650 år siden og fram til den industrielle perioden viser at den atmosfæriske konsentrasjonen av N_2O varierte med mindre enn 10 ppb. {2.3, 6.4, 6.5} **Økningen av lystgass siden den preindustrielle tid bidrar nå med et strålingspådriv på 0.16 ± 0.02 Wm^{-2}, og skyldes primært menneskelig aktivitet, og særlig jordbruk og tilhørende endringer arealbruk.** De gjeldende estimatene viser at rundt 40 % av de totale N_2O-utslippene er antropogene, mens det fremdeles knytter seg signifikant usikkerhet til de individuelle kildeestimatene. {2.3, 7.4}

TS.2.1.3 Endringer i atmosfæriske halokarboner, stratosfærisk ozon, troposfærisk ozon og andre gasser

Klorfluorkarboner (KFKer) og Hydroklorfluorkarboner (HKFKer) er drivhusgasser som har en utelukkende antropogen opprinnelse, og blir brukt i mange forskjellige sammenhenger. Utslipp av disse gassene har minket på grunn av utfasingen under Montreal-protokollen, og konsentrasjonene til KFK-11 og KFK113 minker nå på grunn av naturlige fjerningsmekanismer. Observasjoner i polare finkjerner siden den forrige hovedrapporten har utvidet den tilgjengelige tidsserieinformasjonen for noen av disse drivhusgassene. Iskjerner og in-situ-data bekrefter at industrielle kilder er årsaken til den observerte økningen av KFKer og HKFKer. {2.3}

Montreal-protokollgassene bidro med 0.32 ± 0.03 Wm^{-2} til direkte strålingspådriv i 2005. KFK-12 er fremdeles den tredje mest langlivete strålingspådrivsfaktoren. Som gruppe bidrar disse gassene med rundt 12 % av det totale pådrivet som skyldes LLGHGer. {2.3}

Konsentrasjonene av industrielle fluoriserte gasser som er dekket av Kyoto-protokollen (HFCs, PFCer, SF_6) er relativt små, men øker raskt. Deres totale strålingspådriv i 2005 var 0.017 Wm^{-2}. {2.3}

Troposfærisk ozon er en kortlevd drivhusgass som blir produsert av kjemiske reaksjoner av andre arter i atmosfæren og med stor variasjon i rom og tid. Forbedrete målinger og modellering har økt forståelsen av kjemiske forbindelser som fører til dannelse av troposfærisk ozon. Disse inkluderer karbonmonoksid, nitrogenoksider (inkludert kilder og mulige langtidstrender i lyn) og formaldehyd. I det store og hele har gjeldende modeller suksess med å beskrive troposfærisk ozon sitt viktigste egenskaper basert på de underliggende prosessene. Nye satellitt- og in-situ-målinger gir viktige globale retningslinjer for disse modellene; det knytter seg imidlertid mer usikkerhet til deres evne til å reprodusere de endringene i ozon som er forbundet med store endringer i utslipp eller klima, så vel som til simuleringen ab de observerte langtidstrendene i ozonkonsentrasjon i løpet av det tjuende århundret. {7.4}

Strålingspådrivet fra troposfærisk ozon er estimert å være 0.35 [+0.25 til +0.65] Wm^{-2} med et middels nivå av vitenskapelig forståelse. Det beste estimatet av dette strålingspådrivet har ikke endret seg siden den forrige hovedrapporten. Observasjoner viser at trendene for troposfærisk ozon i løpet av de siste årtiene varierer med hensyn på fortegn og størrelse mange steder, men der er indikasjoner på en signifikant oppadgående trend på lave breddegrader. Modellstudier av strålingspådrivet som skyldes troposfærisk ozon siden preindustriell tid har økt i kompleksitet og klarhet sammenlignet med modeller brukt i den forrige hovedrapporten. {2.3, 7.4}

Endringer i troposfærisk ozon er koblet til luftkvalitet og klimaendringer. Et antall studier har vist at ozonkonsentrasjonene på dagtid om sommeren er sterkt korrelert

med temperatur. Denne konsentrasjonen ser ut til å reflektere bidrag fra temperaturavhengig flyktige biogene organiske karbonutslipp, termisk nedbrytning av peroksyacetylnitrat, som virker som et reservoar for NO_x, samt forbindelsen mellom høye temperaturer og regional stagnasjon. Unormalt varme og stillestående forhold om sommeren 1988 førte til det høyest registrerte ozonnivået ved bakken i det nordøstlige USA. Hetebølgen i Europa i 2003 var også knyttet til eksepsjonelt høye ozonverdier ved bakken. {Boks 7.4}

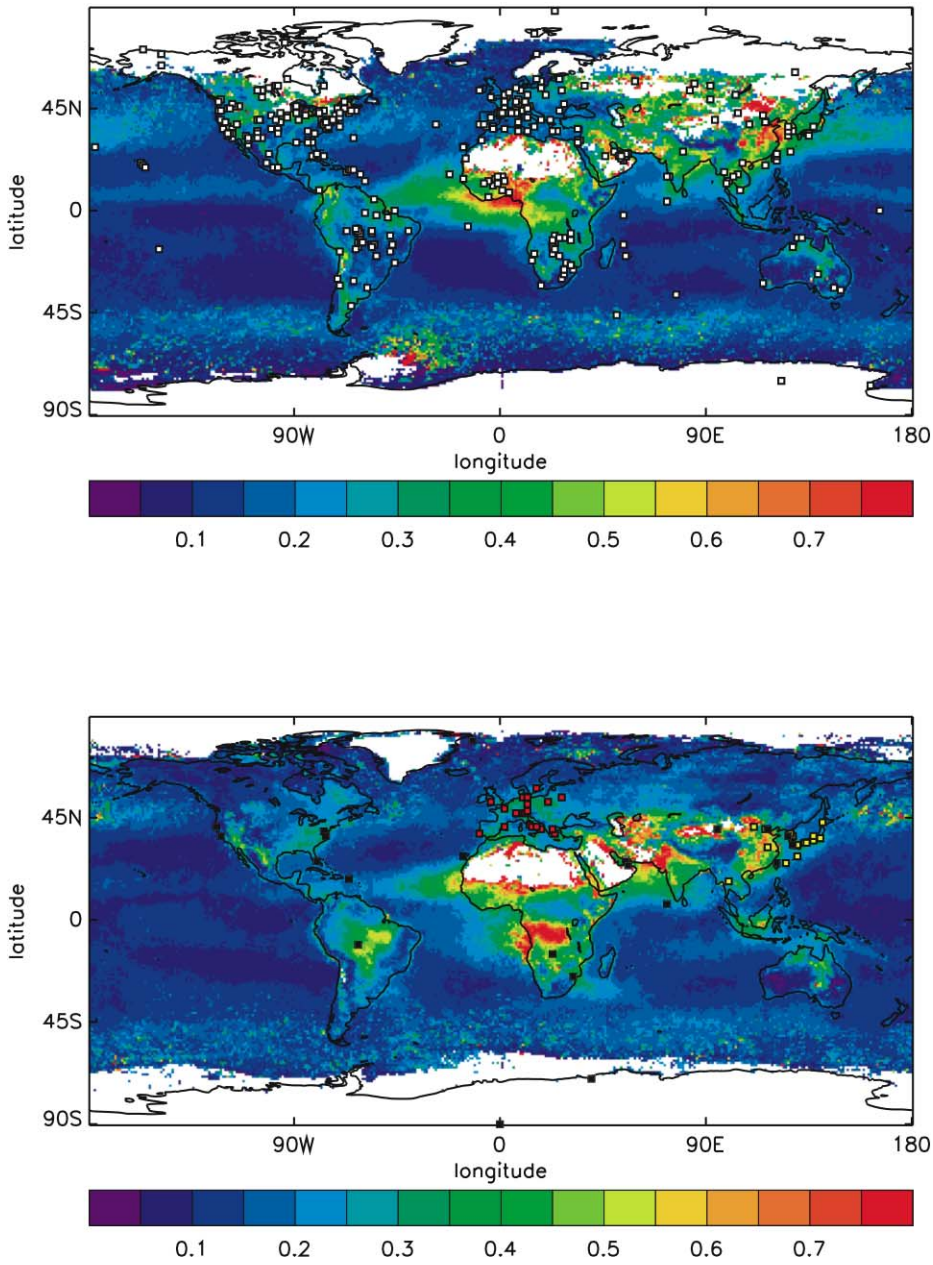
Strålingspådrivet som skyldes destruksjon av stratosfærisk ozon er forårsaket av Montrealprotokollgassene og er revurdert til å være -0.05 ± 0.10 Wm^{-2}, svakere enn i den forrige hovedrapporten, med et middels nivå av vitenskapelig forståelse. Trenden for utarming av global stratosfærisk ozon som ble observert på 1980- og 1990-tallet er stoppet; likevel er global stratosfærisk ozon fremdeles rundt 4 % under verdier før 1980, og det er uklart hvorvidt ozonnivået vinnes tilbake. I tillegg til kjemisk destruksjon av ozon, kan dynamiske endringer ha bidratt til ozonreduksjonen på midlere breddegrader på den nordlige halvkule. {2.3}

Direkte utslipp av vanndamp som skyldes menneskelig aktivitet gir et neglisjerbart bidrag til strålingspådrivet. Likevel øker den troposfæriske vanndamp-konsentrasjonen når den globale gjennomsnittstemperaturen øker, og dette representerer en viktig tilbakekobling, men ikke et pådriv, på klimaendringer. Direkte utslipp av vann til atmosfæren fra menneskelig aktivitet, for det meste vanning, er en mulig pådrivsfaktor, men det svarer til mindre enn 1 % av de naturlige atmosfæriske vanndampkildene. Den direkte injiseringen av vann i atmosfæren fra bruk av fossile brensler er signifikant lavere enn fra jordbruk. {2.5}

Basert på modellstudier av kjemisk transport er strålingspådrivet fra økninger i stratosfærisk vanndamp som skyldes oksidering av metan estimert til å være +0.07 ± 0.05 Wm^{-2}. Nivået på den vitenskapelige forståelsen er lav fordi bidraget fra metan til endringen i den tilsvarende vertikale strukturen av vanndamp i nærheten av tropopausen er usikker. Andre potensielle menneskelige årsaker til stratosfæriske vanndampøkninger som kunne ha bidratt til strålingspådriv er dårlig forstått. {2.3}

TS.2.2 AEROSOLER

Det direkte strålingspådrivet fra aerosoler er nå betydelig bedre kvantifisert enn tidligere og representerer et betydelig fremskritt i vår vitenskapelige forståelse siden forrige rapport, hvor flere av komponentene ble kategorisert med et svært lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Et totalt, direkte strålingspådriv fra alle typer aerosoler kan nå beregnes for første gang til –0.5 ± 0.4 Wm^{-2} med et middels lavt nivå av vitenskapelig forståelse.



Figur TS.4. *Øverst vises den totale optiske dybden av aerosoler (som skyldes naturlige og antropogene aerosoler) på en middels synlig bølgelengde. Størrelsene er bestemt av satellittmålinger for januar til mars 2001 og august til oktober 2001 (nederst), og illustrerer sesongbetonte endringer av aerosoloer som stammer fra industriell aktivitet og brenning av biomasse. Dataene er fra satellittmålinger, komplementert av to ulike typer bakkebaserte målinger på steder som er vist på de to panelene (se kapittel 2.4.2 for detaljer). {Figur 2.11}*

Atmosfæremodellene har blitt forbedret og mange representerer nå alle signifikante aerosolkomponenter. Egenskapene som påvirker aerosolenes evne til å absorbere og spre stråling varierer mye for forskjellige aerosoler, og forskjellige aerosoltyper kan dermed ha en netto avkjølende eller oppvarmende effekt. Industrielle aerosoler som hovedsaklig består av en blanding av sulfater, organisk karbon, sot, nitrater og industristøv er klart merkbare over mange landområder på den nordlige halvkule.

Forbedrede in situ-, satellitt- og bakkebaserte målinger (se Figur TS-4) har gjort det mulig å verifisere globale modellsimuleringer av aerosoler. Disse forbedringene har gjort det mulig å kvantifisere det totale, direkte strålingspådrivet av aerosoler for første gang. Dette er et viktig fremskritt siden forrige rapport. Det direkte strålingspådrivet fra individuelle aerosoltyper er fortsatt mindre sikkert, og er estimert av modeller å være -0.4 ± 0.2 Wm^{-2} for sulfater, –0.05 ± 0.05 Wm^{-2} for organisk karbon fra fossilt brensel, +0.2 ± 0.15 Wm^{-2} for sot fra fossilt brensel, +0.05 ± 0.13 Wm^{-2} for brenning av biomasse, –0.1 ± 0.1 Wm^{-2} for nitrat og –0.1 ± 0.2 Wm^{-2} for mineralholdig støv. To nylige utslippsstudier understøtter data fra iskjerner og indikerer at globale, antropogene sulfatutslipp minket i perioden 1980-2000, og at den geografiske fordelingen av strålingspådrivet fra sulfater også er forandret. {2.4, 6.6}

Signifikante endringer av estimatene for det direkte strålingspådrivet som skyldes brenning av biomasse, nitrat og mineralholdig støv aerosoler har forekommet siden forrige rapport. Det direkte stålingspådrivet fra biomassebrenning er revidert fra å være negativ til nær null. Dette skyldes at estimatet er kraftig påvirket av forekomsten av disse aerosolene over skyer. For første gang er stålingspådrivet fra nitrataerosoler gitt. For mineralholdig støv er spennvidden i beregningene av den direkte stålingsføringen redusert på grunn av en reduksjon av det estimerte antropogene bidraget. {2.4}

Antropogene aerosolers effekt på vannskyer gir en indirekte sky-albedoeffekt (referert til som den første indirekte effekten i forrige rapport), som for første gang er gitt med et beste estimat på –0.7 Wm^{-2} [–0.3 to –1.8] Wm^{-2}. Antall estimater fra globale modeller av albedoeffekten for skyer med vann i væskefase er økt betydelig siden forrige rapport, og estimatene er blitt grundigere evaluert. Estimatet for dette strålingspådrivet kommer fra flere modellstudier som innlemmer flere aerosoltyper og beskriver flere prosesser som er knyttet til samhandlingen mellom aerosoler og skyer med større detaljnivå. Modellstudier som inkluderer flere aerosoltyper eller er drevet av satellittobservasjoner gir er svakere sky-albedoeffekt. Tross fremskritt siden forrige rapport og den reduserte spredningen av de forskjellige estimatene av strålingspådrivet, er det fortsatt store usikkerheter i både observasjoner og modellering av forskjellige prosesser, noe som fører til et lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Dette er en hevning fra det svært lave nivået i forrige rapport. {2.4, 7.5, 9.2}

Andre effekter av aerosoler omfatter effekter på skyers levetid, en semi-direkte effekt og samhandlinger mellom aerosoler og isskyer. Disse regnes som en del av klimaresponsen heller enn et strålingspådriv. {2.4, 7.5}

TS.2.3 EFFEKTER AV KONDENSSTRIPER, CIRRUS, VEGETASJON OG ANDRE EFFEKTER

Persistente lineære kondensstriper fra global lufttraffikk har bidratt med et lite stålingspådriv på 0.01 [+0.003 to +0.03] Wm^{-2}, kategorisert med et lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Dette beste estimatet er lavere enn estimatet i forrige rapport. Denne forskjellen er et resultat av nye observasjoner av kondensstriper og reduserte estimater av kondensstripenes optiske tykkelse. Et beste estimat på det netto stålingspådrivet fra kondensstriper som sprer seg utover er ikke tilgjengelig. Deres effekt på cirrusskydekket og den globale effekten på bakgrunnsskydekket av aerosoler fra luftfart er fortsatt ukjent. {2.6}

Menneskeskapte forandringer på jordoverflatens beskaffenhet har økt den globale albedoen på overflaten. Dette medfører et strålingspådriv på –0.2 ± 0.2 Wm^{-2}, det samme som i forrige rapport. Estimatet har et middels lavt nivå av

vitenskapelig forståelse. Sotaerosoler avsatt på snø reduserer overflatens albedo og er estimert å gi et strålingspådriv på +0.1 ±0.1 Wm^{-2}, med et lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Siden forrige rapport har man gjort flere estimater av pådrivet som skyldes endringer i bruken av landområder. Disse er gjort med bedre teknikker, utelukkelse av tilbakekoblingsmekanismer i evalueringen og forbedret innlemmelse av storskala observasjoner. Usikkerheter i estimatene omfatter kartlegging og karakterisering av dagens og historisk vegetasjon, parametrisering av strålingsprosesser ved bakken og biaser i modellenes klimavariabler. Sotpartikler i snø gir redusert snøalbedo og et positivt strålingspådriv, og kan påvirke snøsmelting. Usikkerhetene er store med hensyn på hvordan sot er innlemmet i snøen og de optiske egenskapene som er knyttet til dette. {2.5}

Innvirkningen på klima av forandringer i bruk av landområder er forventet å være lokalt signifikant i noen regioner, men er små på global skala sammenliknet med oppvarming på grunn av drivhusgasser. Forandringer i landoverflaten (vegetasjon, jordsmonn, vann) som et resultat av menneskelig aktivitet kan påvirke lokalt klima signifikant gjennom endringer i stråling, skydekke, overflatens ruhet og overflatetemperaturer. Forandringer i vegetasjonsdekke kan også ha en betydelig effekt på overflateenergi og vannbalanse på regional skala. Disse effektene involverer ikke-strålingsprosesser (og kan derfor ikke kvantifiseres ved strålingspådriv), og har et svært lavt nivå av vitenskapelig forståelse. {2.5, 7.2, 9.3, Boks 11.4}

Utslipp av varme fra antropogen energiproduksjon kan være signifikant over urbane områder, men er ikke signifikant globalt. {2.5}

TS.2.4 STRÅLINGSPÅDRIV SOM SKYLDES SOLAKTIVITET OG VULKANUTBRUDD

Kontinuerlig overvåkning av solens totale irradians dekker nå de siste 28 år. Observasjonene viser en veletablert 11-årssyklus som varierer med 0.08 % fra solsyklusminimum til -maksimum og ingen signifikant langtidstrend. Nye data har mer nøyaktig kvantifisert endringene i solens spektralflukser over et bredt intervall av bølgelengder i forbindelse vekslende solaktivitet. Forbedret kalibrering ved bruk av overlappende målinger med høy kvalitet har også bidratt til bedre forståelse. Nåværende forståelse av solfysikk og de kjente kildene til variasjoner i solens irradians antyder sammenlignbare irradiansnivå i løpet av de to siste solsyklusene, også ved solsyklusminimum. Den primære kjente kilden til dagens irradiansvariabilitet er forekomsten av solflekker (kompakte, mørke flekker hvor stråling er lokalt redusert) og faculae (store, lyse områder hvor stråling er lokalt forsterket).{2.7}

Det estimerte direkte strålingspådrivet som skyldes endringer i solinnstrålingen siden 1750 er +0.12 [+0.06 til +0.3] Wm^{-2}. Dette er mindre enn halvparten av det estimatet som ble gitt i forrige rapport, og har et lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Det reduserte strålingspådraget stammer fra en reevaluering av langtidsendringer av solens irradians siden 1610 (Maunder-minimumet) basert på: en ny rekonstruksjon med en modell av variasjoner av solens magnetiske flukser som ikke kaller på geomagnestiske, kosmogene eller stellare proksier; økt forståelse av nylige solare variasjoner og deres forhold til fysiske prosesser; og re-evaluering av variasjoner av sol-like stjerner. Mens dette har ført til en hevning av nivået på den vitenskapelige forståelsen fra svært lavt i forrige rapport til lavt i denne rapporten, er usikkerhetene fortsatt store på grunn av mangelen på direkte observasjoner og en ufullstendig forståelse av mekanismene som gir solvariasjoner på lange tidsskalaer. {2.7, 6.6}

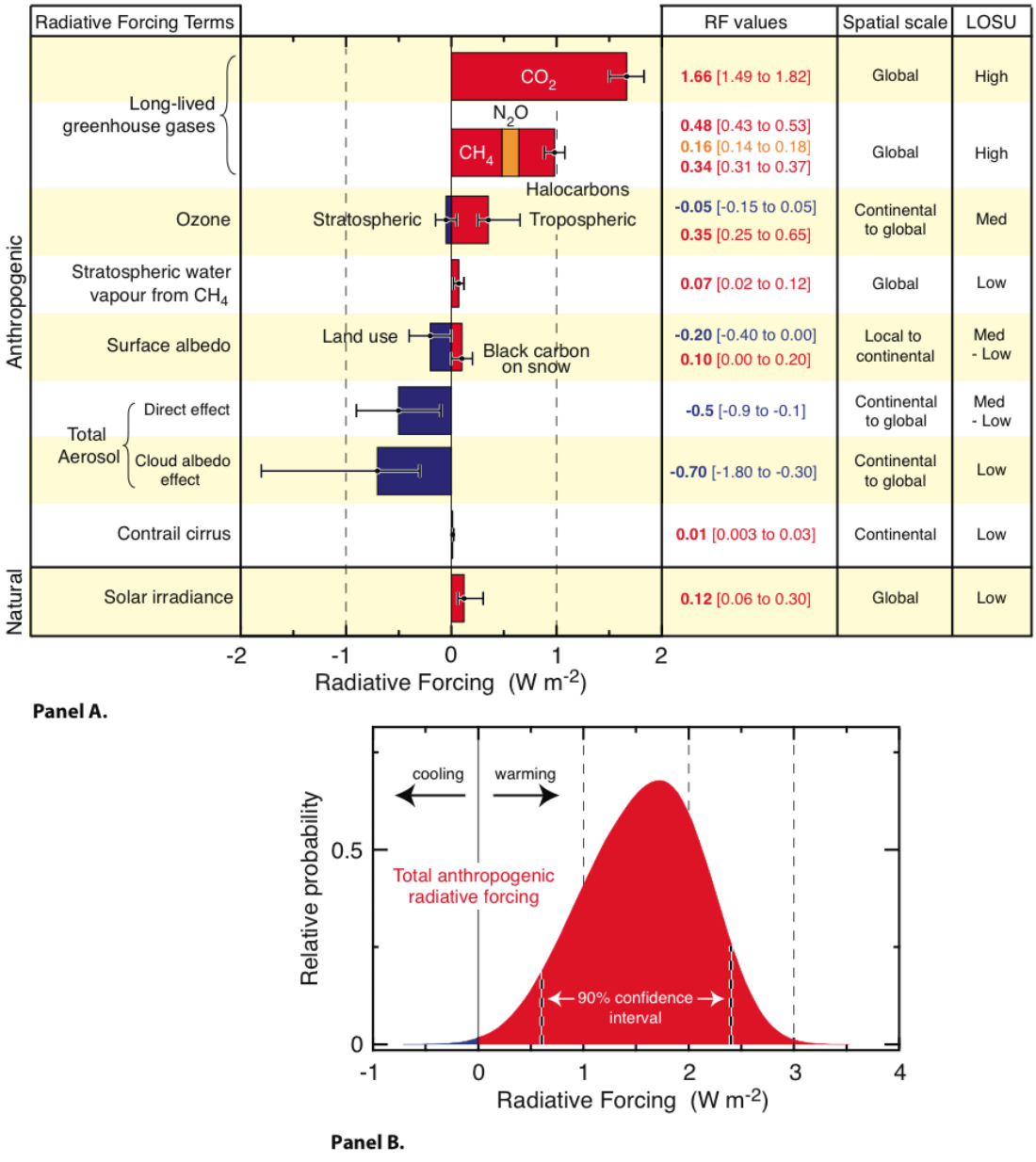
Det har blitt rapportert om empiriske relasjoner mellom ionisering av atmosfæren fra solmodulert kosmisk stråling og globalt midlet lavt skydekke, men bevis for en systematisk indirekte soleffekt er fortsatt tvetydig. Det er blitt foreslått at galaktisk kosmisk stråling med tilstrekkelig energi til å nå troposfæren kan forandre mengden skykondensasjonskjerner og dermed de mikrofysiske skyegenskapene (dråpeantall og konsentrasjon), og dermed indusere endringer i skyprosesser som er analoge til den indirekte sky-albedoeffekten til troposfæriske aerosoler og dermed gi opphav til et indirekte solstrålingspådriv. Noen studier har undersøkt forskjellige korrelasjoner med skyer i bestemte områder eller brukt begrensete skytyper eller begrensede tidsperioder; likevel ser ikke tidsserier av kosmisk stråling ut til å korrespondere med det totale globale skydekket etter 1991 eller med globalt lavt skydekke etter 1994. Sammen med mangelen på beviste fysiske mekanismer og plausibiliteten til andre årsakssammenhenger som påvirker endringer i skydekket, gjør dette sammenhengen mellom aerosolforandringer på grunn av galaktisk kosmisk stråling og skydannelse kontroversiell. {2.7}

Eksplosive vulkanutbrudd gir en kraftig økning i konsentrasjonen av stratosfæriske sulfatpartikler. Ett enkelt utbrudd kan derfor avkjøle globalt gjennomsnittsklima i noen få år. Vulkanske aerosoler perturberer både strålingsenergibudsjettet i stratosfæriske og i troposfæren/på overflaten og klimaet på en episodisk måte, og mange tidligere hendelser er synlige i iskjerneobservasjoner av sulfat så vel som temperatur. Det har ikke vært noen eksplosive vulkanutbrudd siden Mount Pinatubo i 1991 som har vært i stand til å injisere signifikante mengder aerosoler i stratosfæren. Like fullt eksisterer det et potensiale for utbrudd som er mye større utbruddet av Mount Pinatubo, og dette kunne produsert et større strålingspådriv og avkjøling av klimasystemet over lengre tid. {2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

TS.2.5 NETTO GLOBALT STRÅLINGSPÅDRIV, GLOBALT OPPVARMINGS- POTENSIALE, OG PÅDRIVETS FORM

Forståelsen av den menneskeskapte oppvarmingen og nedkjølingens innflytelse på klimaet har økt siden den forrige hovedrapporten. Man vet med rimelig sikkerhet at effekten av menneskelig aktivitet siden 1750 svarer til et nettopådriv på +1.6 [+0.6 – +2.4] Wm^{-2}, og at denne effekten har vært fem ganger så sterk som effekten av endrede solparametere. Økt forståelse og bedre tallfesting av pådrivsmekanismer siden den forrige hovedrapporten gjør det mulig for første gang å beregne et samlet antropogent strålingspådriv. Ved å kombinere verdiene og usikkerheten til hver av pådrivskomponentene, får man sannsynlighetsfordelingen til det samlede antropogene strålingspådrivet, som vist i Figur TS-5. Den mest sannsynlige verdien overskrider det estimerte pådrivet fra endrede solparametere i stor grad. Kjennskapen til det positive netto strålingspådrivet som skyldes menneskelig aktivitet er sterk, siden estimatets intervall er +0.6 – +2.4 Wm^{-2}. LLGHGene bidrar samlet med +2.63 ± 0.26 Wm^{-2}, noe som gjør dem til den dominerende pådrivskomponenten, og den komponenten man har best vitenskapelig forståelse av. Dette står i kontrast til den totale, direkte effekten av aerosoler og effektene av sky- og bakkealbedo, som alle gir negative pådriv, er dårligere forstått, og har større usikkerhet knyttet til seg. Intervallet til nettoestimatet blir utvidet som en følge av den forholdsvis store usikkerheten knyttet til de negative pådrivet. Sannsynlighetsfordelingen til strålingspådrivet blir asymmetrisk som en følge av usikkerheten knyttet til den estimerte sky-albedo-effekten. Usikkerheter i fordelingen omfatter strukturelle aspekter (for eksempel representasjonen av ekstremverdier i de ulike komponentenes verdier, fravær av vekting av strålingspådrivsmekanismene, muligheten av strålingspådriv som

ennå ikke er tallfestet, og som ikke blir vurdert) og statistiske aspekter (f.eks. antakelser om typen distribusjon knyttet til komponentenes usikkerheter). **Globalt oppvarmingspotensial (GWP) er et nyttig mål på hvilken innvirkning utslipp av ulike LLGHG har på klimaet** (se Tabell TS-2). GWP måler strålingspådrivet fra et engangsutslipp av en enhetsmasse, integrert over en spesifisert periode (f.eks. 100 år), og gir mulighet til å sammenlikne en potensiell klimaendring assosiert med ulike drivhusgasser. GWP-konseptet har dokumenterte svakheter, spesielt ved vurdering av innvirkningen fra Kortlevde arter.



Figur TS.5. *(a) Globalt midlete strålingspådriv og deres 90 %-konfidensintervall i 2005 for ulike faktorer og mekanismer. Kolonnene på høyre side spesifiserer de beste estimatene og konfidensintervaller (pådrivsverdier).; typisk geografisk utbredelse av pådrivet (romlig skala); og nivå av vitenskapelig forståelse som indikerer kofindensnivået som forklart i kapittel 2.9. Feilene for CH4, N2O og halokarboner har blitt kombinert. Det netto antropogene strålingspådrivet og dets rekkevidde 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 som diskutert i kapittel 2.9. Ytterligere pådrivsfaktorer som ikke er inkludert her blir regnet for å være karakterisert av et veldig lavt nivå av vitenskapelig forståelse. Vulkanske aerosoler bidrar i tillegg med naturlig pådriv, men på grunn av deres episodiske natur er de ikke inkludert på figuren. Rekkevidden for lineære contrails inkluderer ikke de mulige effektene fra flytrafikk på skydekket. (b) Sannsynlighetsfordelingen for det globalt midlete strålingspådrivet fra alle antropogene faktorer vist i (a). Fordelingen er utregnet ved å kombinere de beste estimaten og usikkerheten fra hver komponent. Spredningen i fordelingen økes signifikant av de negative pådrivsleddene, som har større usikkerhet enn de positive leddene. {2.9.1, 2.9.2; Figur 2.20}

Tabell TS.2. *Levetid, strålingseffektivitet og direkte (bortsett fra for CH_4) potensiale for global oppvarming relativt til CO_2.*

Industrial Designation or Common Name (years)	Chemical Formula	Lifetime (years)	Radiative Efficiency (W m^{-2} ppb^{-1})	Global Warming Potential for Given Time Horizon			
				SAR‡ (100-yr)	20-yr	100-yr	500-yr
Carbon dioxide	CO_2	See below[a]	[b]1.4x10^{-5}	1	1	1	1
Methane[c]	CH_4	12[c]	3.7x10^{-4}	21	72	25	7.6
Nitrous oxide	N_2O	114	3.03x10^{-3}	310	289	298	153
Substances controlled by the Montreal Protocol							
CFC-11	CCl_3F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl_2F_2	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	$CClF_3$	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC-113	CCl_2FCClF_2	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	$CClF_2CClF_2$	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC-115	$CClF_2CF_3$	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
Halon-1301	$CBrF_3$	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon-1211	$CBrClF_2$	16	0.3		4,750	1,890	575
Halon-2402	$CBrF_2CBrF_2$	20	0.33		3,680	1,640	503
Carbon tetrachloride	CCl_4	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
Methyl bromide	CH_3Br	0.7	0.01		17	5	1
Methyl chloroform	CH_3CCl_3	5	0.06		506	146	45
HCFC-22	$CHClF_2$	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	$CHCl_2CF_3$	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	$CHClFCF_3$	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH_3CCl_2F	9.3	0.14		2,250	725	220
HCFC-142b	CH_3CClF_2	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	$CHCl_2CF_2CF_3$	1.9	0.2		429	122	37
HCFC-225cb	$CHClFCF_2CClF_2$	5.8	0.32		2,030	595	181
Hydrofluorocarbons							
HFC-23	CHF_3	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH_2F_2	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-125	CHF_2CF_3	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134a	CH_2FCF_3	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143a	CH_3CF_3	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152a	CH_3CHF_2	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF_3CHFCF_3	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236fa	$CF_3CH_2CF_3$	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245fa	$CHF_2CH_2CF_3$	7.6	0.28		3,380	1030	314
HFC-365mfc	$CH_3CF_2CH_2CF_3$	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43-10mee	$CF_3CHFCHFCF_2CF_3$	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500
Perfluorinated compounds							
Sulphur hexafluoride	SF_6	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
Nitrogen trifluoride	NF_3	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC-14	CF_4	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C_2F_6	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200

Industrial Designation or Common Name (years)	Chemical Formula	Lifetime (years)	Radiative Efficiency (W m^{-2} ppb^{-1})	Global Warming Potential for Given Time Horizon			
				SAR‡ (100-yr)	20-yr	100-yr	500-yr
Perfluorinated compounds (continued)							
PFC-218	C_3F_8	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C_4F_8	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C_4F_{10}	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C_5F_{12}	4,100	0.41		6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C_6F_{14}	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	$C_{10}F_{18}$	>1,000[d]	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
trifluoromethyl sulphur pentafluoride	SF_5CF_3	800	0.57		13,200	17,700	21,200
Fluorinated ethers							
HFE-125	CHF_2OCF_3	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE-134	CHF_2OCHF_2	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE-143a	CH_3OCF_3	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE-235da2	$CHF_2OCHClCF_3$	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE-245cb2	$CH_3OCF_2CHF_2$	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE-245fa2	$CHF_2OCH_2CF_3$	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE-254cb2	$CH_3OCF_2CHF_2$	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	$CH_3OCF_2CF_2CF_3$	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	$CHF_2CF_2OCH_2CF_3$	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	$CH_3OCF_2CF_2CHF_2$	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	$C_4F_9OCH_3$	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	$C_4F_9OC_2H_5$	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	$CHF_2OCF_2OC_2F_4OCHF_2$	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	$CHF_2OCF_2OCHF_2$	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	$CHF_2OCF_2CF_2OCHF_2$	6.2	0.87		5,100	1,500	460
Perfluoropolyethers							
PFPMIE	$CF_3OCF(CF_3)CF_2OCF_2OCF_3$	800	0.65		7,620	10,300	12,400
Hydrocarbons and other compounds – Direct Effects							
Dimethylether	CH_3OCH_3	0.015	0.02		1	1	<<1
Methylene chloride	CH_2Cl_2	0.38	0.03		31	8.7	2.7
Methyl chloride	CH_3Cl	1.0	0.01		45	13	4

Notes:
‡ SAR refers to the IPCC Second Assessment Report (1995) used for reporting under the UNFCCC.
a The CO2 response function used in this report is based on the revised version of the Bern Carbon cycle model used in Chapter 10 of this report (Bern2.5CC; Joos et al. 2001) using a background CO2 concentration value of 378 ppm. The decay of a pulse of CO2 with time t is given by (mangler formel) where a0 = 0.217, a1 = 0.259, a2 = 0.338, a3 = 0.186, t1 = 172.9 years, t2 = 18.51 years, and t3 = 1.186 years, for t < 1,000 years. b The radiative efficiency of CO2 is calculated using the IPCC (1990) simplified expression as revised in the TAR, with an updated background concentration value of 378 ppm and a perturbation of +1 ppm (see Section 2.10.2). c The perturbation lifetime for CH4 is 12 years as in the TAR (see also Section 7.4). The GWP for CH4 includes indirect effects from enhancements of ozone and stratospheric water vapour (see Section 2.10). d The assumed lifetime of 1000 years is a lower limit.

Styrke- og intervallforholdet mellom det globalt midlede strålingspådrivet som til nå er betraktet og responsen i globalt midlet bakketemperatur er beviselig tilnærmet lineært. Den romlige formen til strålingspådrivet varierer mellom de ulike pådrivskomponentene. Den romlige signaturen til den klimatiske responsen er imidlertid ikke ventet å sammenfalle med pådrives form, generelt sett. De klimatiske responsenes romlige mønstre er i stor grad kontrollert av prosesser og

tilbakekoblinger i klimaet. For eksempel vil tilbakekoblinger knyttet til is-albedo vanligvis gi sterkest respons ved høye breddegrader. Responsens romlige mønster påvirkes også av forskjellen i termisk treghet mellom sjø- og landområder.

Det romlige mønsteret til en respons som følge av et strålingspådriv kan bli grunnleggende endret, dersom dette mønsteret lett kan påvirke deler av den atmosfæriske struktur eller sirkulasjon. Modellstudier og analyser av data indikerer at sirkulasjonsmønstre på midlere og høyere breddegrader sannsynligvis blir påvirket av ulike pådriv, som for eksempel vulkanutbrudd, som har blitt satt i sammenheng med den nordlige annulære mode (NAM) og den nordatlantiske svingning (NAO) (se Boks TS.3.1). Simuleringer viser også at absorpsjon i aerosoler, spesielt svart karbon, kan redusere mengden solstråling som når bakken, og kan varme opp atmosfæren på regionale lengdeskalaer, og dermed påvirke vertikalt temperaturprofil og storskala atmosfærisk sirkulasjon.

Den romlige formen til strålingspådriv knyttet til ozon, direkte effekter fra aerosoler, vekselvirkninger mellom aerosoler og skyer og arealbruk, er forbundet med betydelige usikkerheter. Dette står i kontrast til den gode kjennskapen man har til den romlige formen til strålingspådriv knyttet til LLGHGene. Netto positivt strålingspådriv på den sørlige halvkule overstiger etter all sannsynlighet strålingspådrivet på den nordlige halvkule som en følge av lavere aerosolkonsentrasjoner på den sørlige halvkule.

TS.2.6 PÅDRIV FRA OVERFLATEN OG DEN HYDROLOGISKE SYKLUSEN

Observasjoner og modeller indikerer at endringer i strålingsflukser ved jordas overflate påvirker varme- og fuktighetsbudsjettene, noe som knytter dem til den hydrologiske syklusen. Ferske studier indikerer at noen pådrivskomponenter kan påvirke den hydrologiske syklusen på en annen måte enn andre, som følge av deres vekselvirkning med skyer. Spesielt kan endringer forbundet med aerosoler ha innvirket sterkere enn andre antropogene pådrivskomponenter på nedbør og andre aspekter ved den hydrologiske syklusen. Tilført energi ved overflaten påvirker direkte fordampning og transport av følbar varme. Den umiddelbare endringen i strålingsfluks ved overflaten (heretter kalt ”overflatepådriv”) er et nyttig verktøy når man skal forstå endringer i varme- og fuktighetsbudsjettene ved overflaten, og virkningen disse har på klimaet. Overflatepådrivet kan imidlertid ikke, i motsetning til strålingspådrivet, brukes til kvantitativt å sammenlikne effektene de ulike Pådrivskomponentene har på endringen i den globalt midlede likevektstemperaturen ved overflaten. Netto strålings- og overflatepådriv har ulik ekvator til polgradient på den nordlige halvkule, og pådrivet på den nordlige halvkule er ulikt pådrivet på den sørlige halvkule.

TS.3 OBSERVASJONER AV KLIMAENDRINGER

Denne rapporten evaluerer endringer i jordas klimasystem; og legger ikke bare vekt på atmosfæren, men også havet, kryosfæren (områder som er dominert av is) og fenomener som endringer i atmosfærens sirkulasjon. Målet er å bedre forståelsen av trender, variabilitet og klimaendringsprosesser både på global og regional skala. Selv om tidsserier av målinger har forskjellig lengde, har man nå et estimat på global temperatur som strekker seg helt tilbake til 1850. Observasjoner av ekstreme vær- og klimahendelser blir diskutert, og de observerte endringene blir beskrevet. Det blir også beskrevet hvordan konsistensen mellom ulike klimavariabler tillater at man etter hvert kan tegne et stadig mer utfyllende bilde. Til slutt diskuteres paleoklimatisk informasjon, som bruker indirekte proksier (for eksempel iskjerner) til å trekke ut informasjon på tidsskalaer opp mot millioner av år.

TS.3.1 ENDRINGER I ATMOSFÆREN: INSTRUMENTELLE MÅLINGER

Denne rapporten inneholder en analyse av gjennomsnittlige forhold på global skala så vel som for hver halvkule, endringer over land og hav, og fordelingen av trender i forhold til breddegrad, lengdegrad og høyde. Siden den forrige hovedrapporten har forbedringer av målinger og kalibrering, mer detaljerte analyser av metoder og lengre tidsserier tillatt en dypere analyse av endringer i atmosfærens temperatur, nedbør, fuktighet, vind og sirkulasjon. Klimaekstremer er et viktig uttrykk for klimavariabilitet, og denne rapporten inneholder nytt datagrunnlag som muliggjør forbedret innsikt i endringer av mange typer ekstremhendelser som hetebølger, tørke, ekstremnedbør og tropiske sykloner (blant annet også kjent som tropiske orkaner og tyfoner).

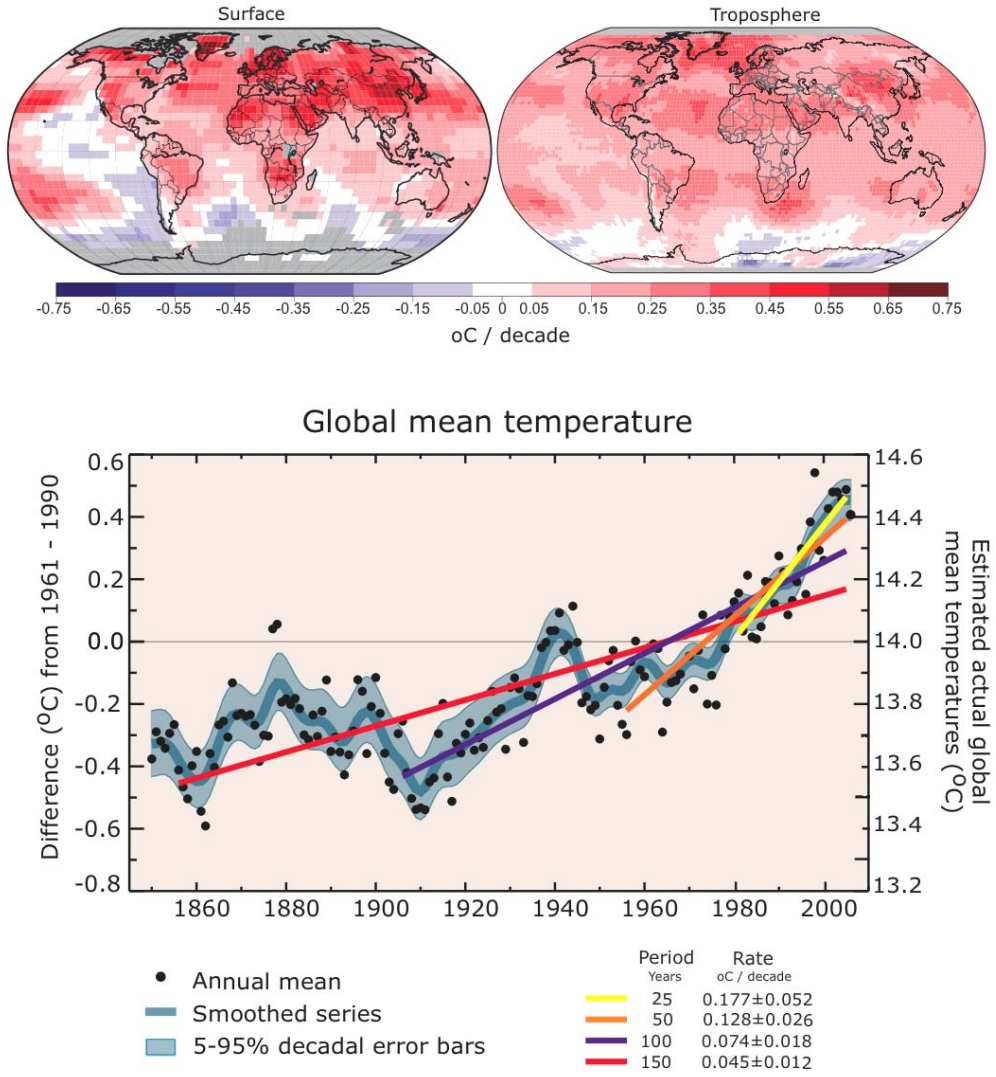
Videre har man siden den forrige hovedrapporten fått en forbedret kunnskap om hvordan flere sesongbetonte og langvarige anomalier kan beskrives ved hjelp av mønstre i klimavariabilitet. Disse mønstrene er et resultat av interne samhandlinger og av forskjellige effekter på atmosfæren fra havet, fjellene og store forskjeller i oppvarming. Responsen er ofte tydelig i områder langt borte fra den egentlige, fysiske kilden. Slike fjernvirkninger er knyttet til storstilte bølgebevegelser i atmosfæren. For å forstå mange regionale klimaendringer og hvorfor disse skiller seg fra de globale endringene, er det essensielt å forstå hvordan anomalier i temperatur og nedbør er knyttet til de dominerende klimavariabilitetsmønstrene. Endringer i stormbanene, jetstrømmene, regioner hvor blokkerende høytrykk oppstår, i tillegg til endringer i monsunene kan også forekomme i forbindelse med disse mønstrene.

TS.3.1.1 Globalt midlet temperatur

2005 og 1998 var de to varmeste årene i perioden med instrumentelle målinger av global temperatur ved bakken siden 1850. Bakketemperaturen i 1998 ble forsterket på grunn av den sterke El Niño i 1997–1998, mens en slik anomali ikke forekom i 2005. Elleve av de siste 12 år (1995–2006) – hvorav 1996 var unntaket – er blant de 12 varmeste årene siden 1850.

Den globale gjennomsnittstemperaturen ved bakken har økt, særlig siden rundt 1950. Grunnet flere varme år er den oppdaterte 100-årstrenden (1906–2005) på 0.74±0.18 °C større enn 100-årstrenden ved tidspunktet for den forrige hovedrapporten (1901–2000) på 0.6±0.2 °C. Oppvarmingsraten de siste 50 år (0.13±0.03 °C per tiår) er nesten dobbelt så stor som raten for de siste 100 år. Tre ulike globale estimater viser konsistente oppvarmingstrender. Det er også konsistens mellom disse datasettene i

deres separate land- og havområder og mellom temperaturen i havoverflaten og temperaturen over havet om natten.



Figur TS.6. *Øverst: mønstre i lineære, globale temperaturtrender over perioden 1979 til 2005, estimert ved overflaten (venstre) og for troposfæren fra satellittmålinger (høyre). Grå farge indikerer områder uten komplette data. Nederst: årlige, globale middeltemperaturer (sorte prikker) med lineær tilpasning til dataene. Aksen til venstre viser temperaturanomalier relativt til 1961-1990-normalen, og den høyre aksen viser estimert temperatur, begge i grader Celsius. Lineære trender er vist for de siste 25 (gul), 50 (oransje), 100 (lilla) og 150 år (rødt). Den glatte, blå kurven viser tiårlige variasjoner (se appendiks 3.A), med den tiårlige 90 %-feilintervallet vist som en lyseblått bånd rundt linjen. Den totale temperaturøkningen fra perioden mellom 850 og 1899 til perioden mellom 2001 og 2005 er 0.76°C ± 0.19°C. {FAQ 3.1, Figur 1}*

Nye studier bekrefter at effektene av urbanisering og bruken av landområder på de globale temperaturmålingene (siden 1950) er ubetydelige når det gjelder gjennomsnitt på halvkule- og kontinentskala. Alle observasjonene har blitt sjekket

med hensyn til datakvalitet og konsistens for å korrigere potensielle systematiske feil. De reelle, men lokale, effektene av urbane områder har blitt tatt hensyn til i datasettene for stasjoner over land. Effekter av urbanisering og bruk av landområder er ikke relevante i forbindelse med den storstilte, observerte oppvarmingen av havet. En økende bevismengde indikerer at urbane "varmeøyer" også har en effekt på nedbør, skyer og forskjellen på dag- og natt temperaturen.

Den globale forskjellen på dag- og nattemperatur har sluttet å minke. Gjennomsnittlig minket denne forskjellen med omtrent 0.07 °C mellom 1950 og 1980, men har siden jevnet seg ut.

Nye analyser av radiosondedata og satellittmålinger av temperaturen i den midlere og lavere troposfæren viser at gradene av 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 i den tredje hovedrapporten. Dekningen av radiosondedata er betydelig mindre komplett enn observasjonsdekningen på bakkenivå, og en økende bevismengde indikerer at mange radiosondemålinger er upålitelige, særlig i tropene. Trendene for temperaturen i troposfæren basert på mikrobølgesignaler fra satellitter (*microwave sounder unit* – MSU) og avansert MSU (AMSU) er fremdeles motstridende, og de inneholder sannsynligvis residualfeil. Trendestimatene har likevel blitt betydelig forbedret og forskjellene mellom ulike datasett har minket siden den forrige rapporten. Dette skyldes justeringer som tar hensyn til nye satellitter, endringer i banene og endringer i tidspunktene for når satellittene passerer over et gitt punkt. Det ser ut til at satellittmålingene for temperaturen i troposfæren stort sett er konsistent med trendene i bakketemperatur, forutsatt at det tas hensyn til påvirkningen fra stratosfæren på kanal 2 i MSU. Variasjonsbredden på tvers av ulike datasett for global oppvarming ved bakken siden 1979 er 0.16 til 0.18, sammenlignet med 0.12 til 0.19 °C per tiår for temperaturen i troposfæren utledet av MSU-data. Det er sannsynlig at oppvarmingen har økt med høyden fra bakken i store deler av troposfæren, at stratosfæren har blitt nedkjølt, og at det er en trend mot en høyere tropopause. {3.4}

Stratosfæriske temperaturestimater fra justerte radiosonder, satellitter og reanalyser samstemmer kvalitativt sett, med en nedkjøling på mellom 0,3 og 0,6 grader per tiår fra 1979 (se Figur TS.7). Lengre radiosondearkiver (tilbake til 1958) indikerer også en nedkjøling av stratosfæren, men det knytter seg betydelig usikkerhet til instrumenteringen av disse. Nedkjølingsraten økte etter 1979, men har sakket av i det siste tiåret. Det er *sannsynlig* at radiosondearkivene den stratosfæriske nedkjølingen og at dette skyldes endringer av sondene, noe som ennå ikke har blitt tatt hensyn til. Trenden er ikke monoton på grunn av episoder med stratosfærisk oppvarming som følger kraftige vulkanutbrudd. {3.4}

TS.3.1.1 Romlig fordeling av endringer i temperatur, sikulasjon og relaterte variabler

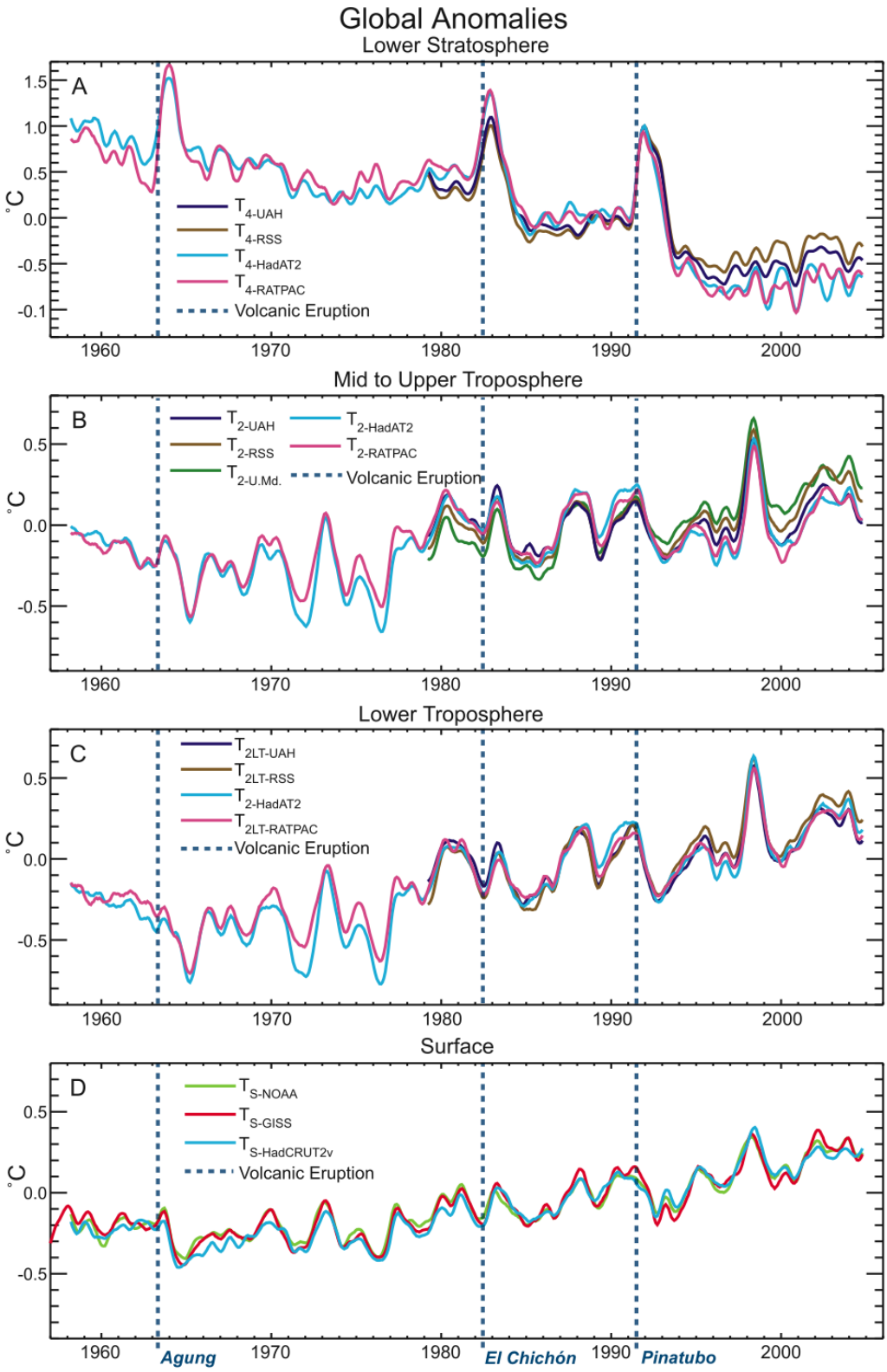
Bakketemperaturen over landområdene har økt raskere enn temperaturen over havet på begge halvkuler. Lengre arkiv som nå har blitt tilgjengelige viser signifikant raskere oppvarmingsrater over land enn over havet de to siste tiårene (rundt 0,27 mot 0,13 grader per tiår). {3.2}

Oppvarmingen de siste 30 år er vidstrakr over kloden, og er størst på høye breddegrader på den nordlige halvkule. Den største oppvarmingen har forekommet

om vinteren (desember til februar) og på våren (mars til mai) på den nordlige halvkule. Arktisk gjennomsnittstemperatur har økt nesten dobbelt så raskt som i resten av verden de siste 100 år. Arktisk temperatur er imidlertid svært variabel. En litt lengre varm arktisk periode, nesten like varm som nåtiden, ble observert fra 1925 til 1945, men dens geografiske fordeling ser ut til å ha vært svært forskjellig fra dagens oppvarming ettersom den ikke hadde et globalt omfang. {3.2}

Det finnes bevis for langsiktige endringer i den storstilte atmosfæriske sirkulasjonen, så som et forflytning mot polene og en sterkere vestavindsbelte. Regionale klimatrender kan være veldig forskjellige fra det globale gjennomsnittet, og dette reflekterer endringer i sirkulasjon og samhandlingen mellom atmosfæren og havet og de andre komponentene i klimasystemet. Et sterkere vestavindsbelte har forekommet på begge halvkuler i de fleste årstider fra minst 1979 til sent 1990-tall, men har siden falt tilbake til det langsiktige gjennomsnittet. Den økende styrken til vestavindene på den nordlige halvkule endrer strømningen fra havet til kontinentene, og er en viktig faktor i de observerte endringene i stormbanene om vinteren og relaterte mønstre av nedbørs- og temperaturtrender på midlere og høye breddegrader. Analyser av vind og signifikant bølgehøyde støtter reanalysebasert bevis for endringer i utenomtropiske stormer på den nordlige halvkule fra starten av reanalysearkivet på sent 1970-tall til sent 1990-tall. Disse endringene følges av en tendens mot sterkere polare virvler i hele troposfæren og den lavere stratosfæren om vinteren. {3.2, 3.5}

Mange regionale klimaendringer kan beskrives ved hjelp av foretrukne klimamønstre og dermed som endringer i indekser av disse. Viktigheten av svingninger i vestavindsbeltet og stormbanene i Nord-Atlanteren på alle tidsskalaer har ofte blitt beskrevet ved hjelp av NAO (Se Boks TS.2 for en forklaring av denne og andre foretrukne mønstre). Egenskapene til svingninger i sonalt midlede vestlige vinder i de to hemisfærene har mer nylig blitt beskrevet ved hjelp av deres respektive ”annulære mode”. Den nordlige og sørlige annulære mode (NAM og SAM). De observerte endringene kan uttrykkes som en endring i sirkulasjonen mot en av fasene til disse mønstrene. 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 multidekadevariabilitet 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 en sterk oppvarming over den antarktiske halvøy, og i noe mindre grad nedkjøling over kontinentale deler av Antarktis. Endringer har også blitt observert i hav-atmosfære vekselvirkninger i Stillehavet. ENSO er den dominante moden av global skalavariabilitet på mellomårlige tidskalaer selv om det har vært perioder der den har vært mindre fremtrendene. Klimaendringen i 1976-1977, som er knyttet til en faseendring i Pacific Decadal Oscillation (PDO) mot mer El Niño-hendelser og endringer i utviklingen av ENSO, har påvirket mange områder inkludert de fleste tropiske monsuner. Over Nord-Amerika for eksempel har ENSO- og PNA-relaterte endringer ført til ulike endringer over kontinentet siden det har vært større oppvarming i vest enn i øst, mens sistnevnte har blitt mer skyrik og våtere. Det er betydelig lavfrekvent atmosfærisk variabilitet i Stillehavet i løpet av det 20 århundre med lengre perioder av svakere (1900-1924; 1947-1976) og sterkere sirkulasjon (1925-1946; 1977-2003).{3.2,3.5,3.6}

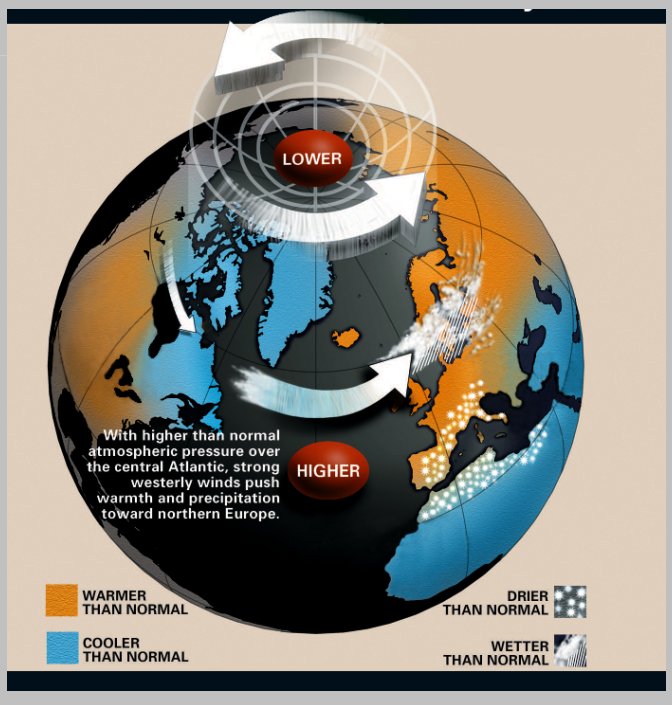


Figur TS.7. *Observert temperatur ved bakken (D), i de øvre lagene av den nedre troposfæren (C), fra midten til toppen av troposfæren (B), og i den nedre stratosfæren (A). Verdiene er vist som månedlig midlete anomalier realtivt til perioden mellom 1979 og 1997, og er glattet med et syv måneders løpende gjennomsnittsfilter. Prikkete linjer viser tidspunkt for store vulkanutbrudd. {Figur 3.17}*

BOKS TS.2: KLIMAMØNSTRE (MODER) OG VARIABILITET

Analyser av atmosfærisk klimavariabilitet har vist at en betydelig del av denne kan beskrives ved hjelp av svingninger i amplituden og fortegn til indekser av et relativt lite antall fortrukne klimamønstre. Noen av de mest kjente er:

- El Niño – Den sørlige oscillasjon (*El Niño-Southern Oscillation* - ENSO) er en koblet svingning i atmosfæren og ekvatorielle Stillehav med en tidsskala på 2 til omtrent 7 år. ENSO blir ofte målt som forskjellen i anomalier av overflatetrykk mellom Tahiti og Darwin og havoverflatetemperaturen i det sentrale og østlige Stillehav ved ekvator. ENSO har globale fjernvirkninger.
- Den Nord-Atlantiske svingning (*North Atlantic Oscillation* - NAO) er et mål på styrken på Islandslavtrykket og høytrykket ved Azorene samt vestavindbeltet mellom dem, spesielt om vinteren. NAO har tilhørende svingninger i stormbanene, temperatur og nedbør fra Nord-Atlanteren og inn over Eurasia. (Se Boks TS.3.1, Figur 1)
- Den nordlige annulære mode (*Northern Annular Mode* - NAM) er en svingning vinterstid i amplituden til et mønster som består av lavt overflatetrykk i Arktis og sterke vestavinder ved midlere breddegrader. NAM har koblinger til polarsirkulasjonen i stratosfæren i nord.
- Den sørlige annulære mode (*Southern Annular Mode* - SAM) er en svingning i et mønster med lavt overflatetrykk over Antarktis og sterke vestavinder på midlere breddegrader. Den er dermed analog til NAM men den er aktiv hele året.
- Stillehavs-nordamerikansk (*Pacific-North American* - PNA) mønster er en storskala atmosfærisk bølgemønster bestående av en rekke troposfæriske høy og lavtrykks anomalier, som strekker seg fra subtropene i det vestlige Stillehav til østkysten av Nord-Amerika.
- Stillehavs tiårig svingning (*Pacific Decadal Oscillation* - PDO) er et mål på overflatetemperaturen i det nordlige Stillehav som er sterkt korrelert med Nordlig stillehavsindeks (*North Pacific Index* - NPI) som måler dybden på lavtrykket ved Aleutene. PDO har likevel innflytelse over store deler av Stillehavet.



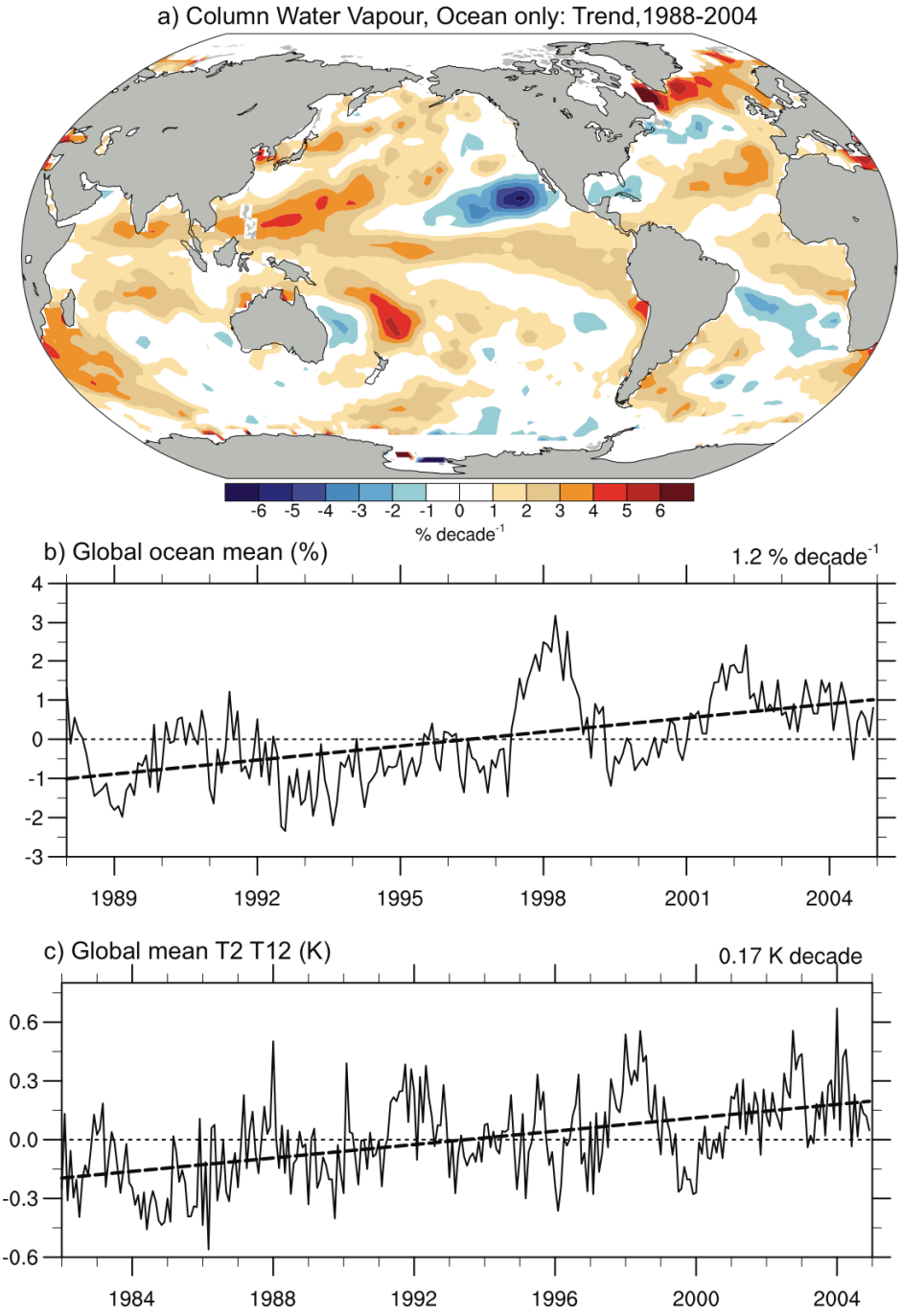
Boks TS.2, Figur 1. *En skjematisk figur som viser endringer knyttet til den positive fasen av NAO og NAM. Endringer i trykk, vind og nedbør er vist. Varme farger indikerer områder som er varmere enn normalt, og blå farger indikerer områder som er kaldere enn normalt.*

I hvilken grad disse framtredende klimamønstrene kan betraktes som sanne moder til klimasystemet er et tema som det fortsatt forskes aktivt på. Likevel, det er mye som tyder på at deres eksistens kan føre til større amplituder i den regionale responsen til pådriv enn det man ellers ville forvente. En god del av de observerte klimaendringene i det 20 århundre kan bli sett på som endringer i disse mønstrene. Det er derfor viktig å teste i hvilken grad klimamodellene er i stand til å simulere dem (se Boks TS.4.1) samt undersøke i hvilken grad endringer i disse mønstrene skyldes naturlig variabilitet eller antropogene klimaendringer. {3.6,8.4}

Endringer i temperaturekstremer er konsistent med oppvarming. Observasjoner viser omfattende reduksjoner i antallet frostdager på midlere breddegrader, en økning i antallet varmeekstremer (varmeste 10 % av dager eller netter) og en reduksjon i antallet daglige kuldeekstremer (kaldeste 10 % av dager eller netter) (se boks TS.5). 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). {3.8}

Hetebølgenes varighet har økt siden siste halvdel av det 20. århundret. Hetebølgen over Vest- og Sentral-Europa i 2003 slo mange rekorder og er et eksempel på en nyere, eksepsjonell ekstremhendelse. Den sommeren (juni-august) var den varmeste siden sammenlignbare målinger begynte rundt 1780 (1,4 grader over den forige varmeste i 1807). Vårens opptørking av landoverflaten i Europa var en viktig faktor bak de ekstreme temperaturene i 2003. Det finnes bevismateriale som antyder at hetebølger også har økt i frekvens og varighet andre steder. Den veldig sterke korrelasjonen mellom observert tørrhet og høye temperaturer over land i tropene om sommeren fremhever den viktige rollen fuktigheten spiller når det gjelder å påvirke klimaet. {3.8, 3.9}

Det finnes ikke tilstrekkelig bevis for å kunne avgjøre hvorvidt det eksisterer trender for hendelser som tornadoer, hagl, lyn og støvstormer, som alle forekommer på små romlige skalaer.



Figur TS.8 *(a) Lineære trender i vanndamp for hele luftsøylen for perioden 1988 til 2004 (% per tiår) og (b) månedlige tidsserier for anomalier, relativt til vist periode, over det globale havet med lineær trend. (c) Det globale middelet (80N til 80S) av strålingssignaturen til fuktingen av den øvre troposfære er gitt ved månedlige tidsserier av kombinasjoner av satellittbasert lysstyrketemperaturanomalier (C), relativt til perioden 1982 til 2004, med stiplet linje som viser lineær trend i nøkkellysstyrketemperatur i C per tiår. {3.4, figurer 3.20 og 3.21}*

TS.3.1.3 Endringer i vannsyklusen: vanndamp, skyer, nedbør og tropiske stormer

Mengden troposfærisk vanndamp øker (Figur TS.8). Spesifikk fuktighet ved bakken har generelt sett økt siden 1976 i nært samspill med høyere temperatur over både land og hav. Den totale vanndampen i luftkolonnen har økt over de globale havområdene med 1,2 ± 0,3 % per tiår (95 % konfidensintervall) fra 1988 til 2004. De observerte regionale endringene er, med hensyn på mønster og mengde, konsistente med endringer i SST og antakelsen om at en endring av blandingsforholdet som tilsvarer nesten konstant relativ fuktighet. Den økte mengden vanndamp impliserer økt tilgjengelighet av fuktighet for nedbør. {3.4}

Vanndampen i den øvre troposfæren øker også. På grunn av begrensninger ved instrumentene er det vanskelig å vurdere langsiktige endringer i vanndamp i den øvre troposfæren, hvor den er viktig for strålingen. De tilgjengelige dataene viser imidlertid nå bevis for globale økninger i spesifikk fuktighet i den øvre troposfæren over de to siste tiårene. (Figur TS.8). Disse observasjonene er konsistente med den observerte økningen i temperatur og representerer et viktig fremskritt siden forrige rapport. {3.4}

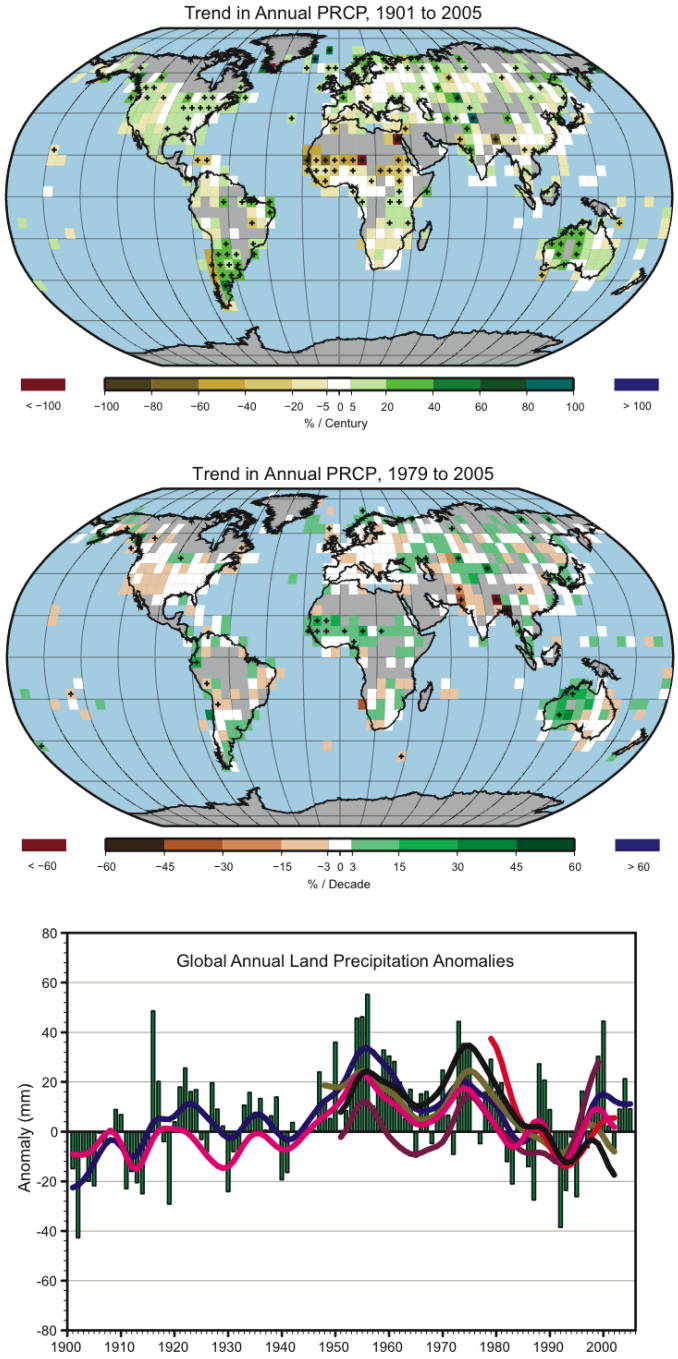
Skyendringer er dominert av ENSO. Vidstrakt (men ikke alle steder) nedgang i kontinental DTR har sammefalt med økte skymengder. Observasjoner fra satellitter og ved bakken er uenige om endringer i det totale og det lave skydekket over havet. Strålingsendringer på toppen av atmosfæren fra 1980-taller til 1990-tallet (som muligens er minst delvis relater til ENSO-fenomenet) ser imidlertid ut til å være knyttet til reduksjoner av det øvre skylaget i tropene. De er også konsistente med endringer i energibudsjettet og i det observerte varmeinnholdet i havene. {3.4}

"Global dimming" har ikke global utstrekning og har ikke fortsatt etter 1990. Rapporterte nedganger i solstråling ved jordoverflaten fra 1970 til 1990 har en urban bias. Videre har man sett økninger siden 1990. En økende areosolmengde som skyldes menneskelig aktivitet reduserer luftkvaliteten og mengden solstråling som når jordoverflaten. I noen områder, som i Øst-Europa, knytter nylige observasjoner av en reversering av fortegnet på denne effekten endringer i solstråling med pågående forbedringer av luftkvaliteten. {3.4}

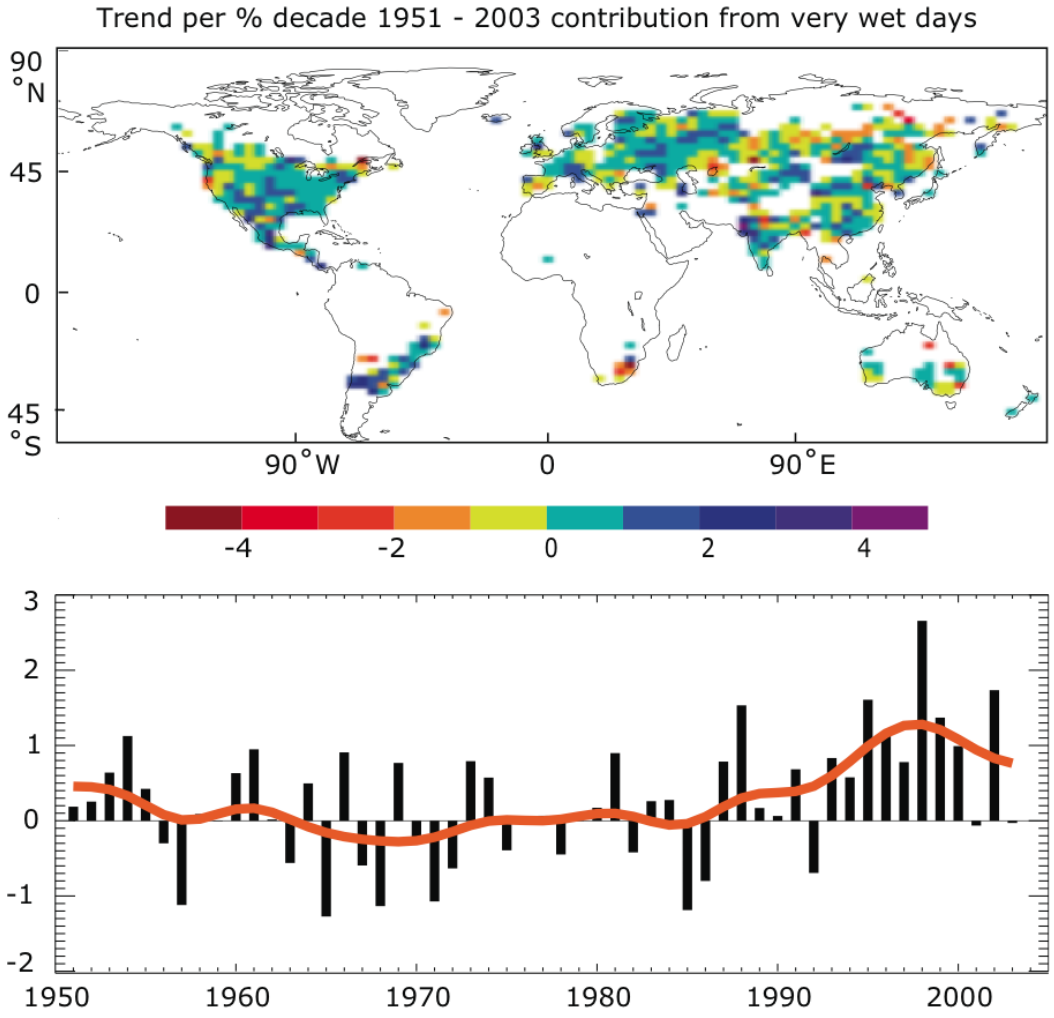
Langsiktige endringer i nedbørsmengdene fra 1900 til 2005 har blitt observert i mange store regioner (Figur TS.9). Signifikant økende nedbørsmengder har blitt observert i de østlige delene av Nord- og Sør-Amerika, Nord-Europa og det nordlige og sentrale Asia. Tørking er bservert i Sahel, Middelhavsområdet, det sørlige Afrika og deler av Sør-Asia. Nedbør har en stor variabilitet både romlig og tidsmessig, og robuste langsiktige endringer har ikke kunnet etableres i andre regioner. (De vurderte regionene er de samme som i kapittelet om regionale projeksjoner i forrige rapport og i kapittel 11 i denne rapporten.) {3.3}

Betydelige økninger av kraftige nedbørshendelser har blitt observert. Det er *sannsynlig* at det har vært en økning i antallet hendelser med kraftig nedbør (for eksempel over 95-persentilen) over mange landområder siden rundt 1950. Dette gjelder selv de områdene hvor den totale nedbørsmengden har avtatt. Økninger har også blitt rapportert for sjeldnere nedbørshendelser (returperioder som tilsier ett tilfelle per 50 år),

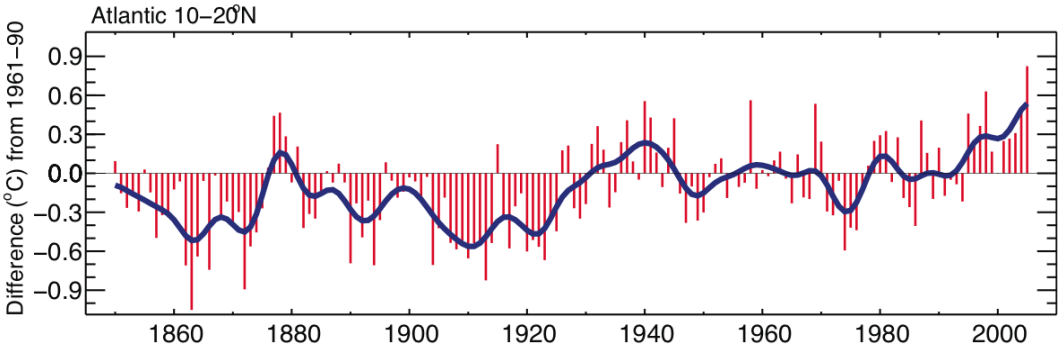
men kun få regioner har nok data til å kunne vurdere slike trender på en pålitelig måte (se Figur TS.10). {3.8}



Figur TS.9 *(Øverst) Fordeling av lineære trender til årlige nedbørsmengder over land for perioden 1901 til 2005 (% per århundre) og (Midten) for 1979 til 2005 (% pr tiår). Områder i grått har ikke tilstrekkelig med data til å beregne pålitelige trender. Prosentene er basert på normalperioden fra 1961 til 1990. (Nederst) Tidsserier med årlige globale nedbørsanomalier over land for perioden 1900 til 2005 relativt til basisperioden 1961 til 1990. De glattede kurvene viser tiårsvariasjoner (se appendiks 3.A) for ulike datasett. {3.3, figurer 3.12 og 3.13}*



Figur TS.10 *(Øverst) Observerte trender (% per tiår) i bidraget til årlig nedbør av svært våte dager (for eksempel for 95-persentilen og over) for perioden 1950 til 2003. Hvite landområder har ikke tilstrekkelig med data til å beregne trender. (Nederst) Anomalier (%) av globale (områder med data er vist i øverste panel) svært våte dager (relativt til 1961-1990) definert som den prosentvise endringen i forhold til gjennomsnittet for normalperioden (22.5 %). Den glattede oransje kurven viser tiårsvariasjoner (se appendiks 3.A). {Figur 3.39}*



Figur TS.11 *Tropisk atlantisk (10N til 20N) sjøtemperaturanomalier (C), i områder der atlantiske orkaner blir dannet, relativt til gjennomsnittet for normalperioden 1961 til 1991. {figur 3.33}*

Det finnes observasjonsbaserte bevis for en økning av aktiviteten av intense tropiske sykloner i Nord-Atlanteren siden rundt 1970, og dette korrelerer med økningen av tropisk SST. Man ser også en antydning til økt aktivitet av intense tropiske sykloner i andre regioner hvor bekymringene over kvaliteten på datagrunnlaget er større. Variabilitet over flere tiår og kvaliteten på datagrunnlaget for tropiske sykloner før de rutinemessige satellittobservasjonene tok til rundt 1970 kompliserer detekteringen av langsiktige trender for tropisk syklonaktivitet, og 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-taller, med en trend mot lengre levetid og større intensitet. Man finner også tydelige trender i SST, en kritisk variabel som er kjent for å ha innflytelse på tropiske sykloners utvikling (se Figur TS.11). Variasjoner i det totale antallet tropiske sykloner er et resultat av ENSO og tiårlig variabilitet, som også fører til en refordeling av antallet og banene til tropiske stormer. Antallet orkaner i Nord-Atlanteren har vært over normalt (basert på 1981-2000) i ni av årene fra 1995 til 2005. {3.8}

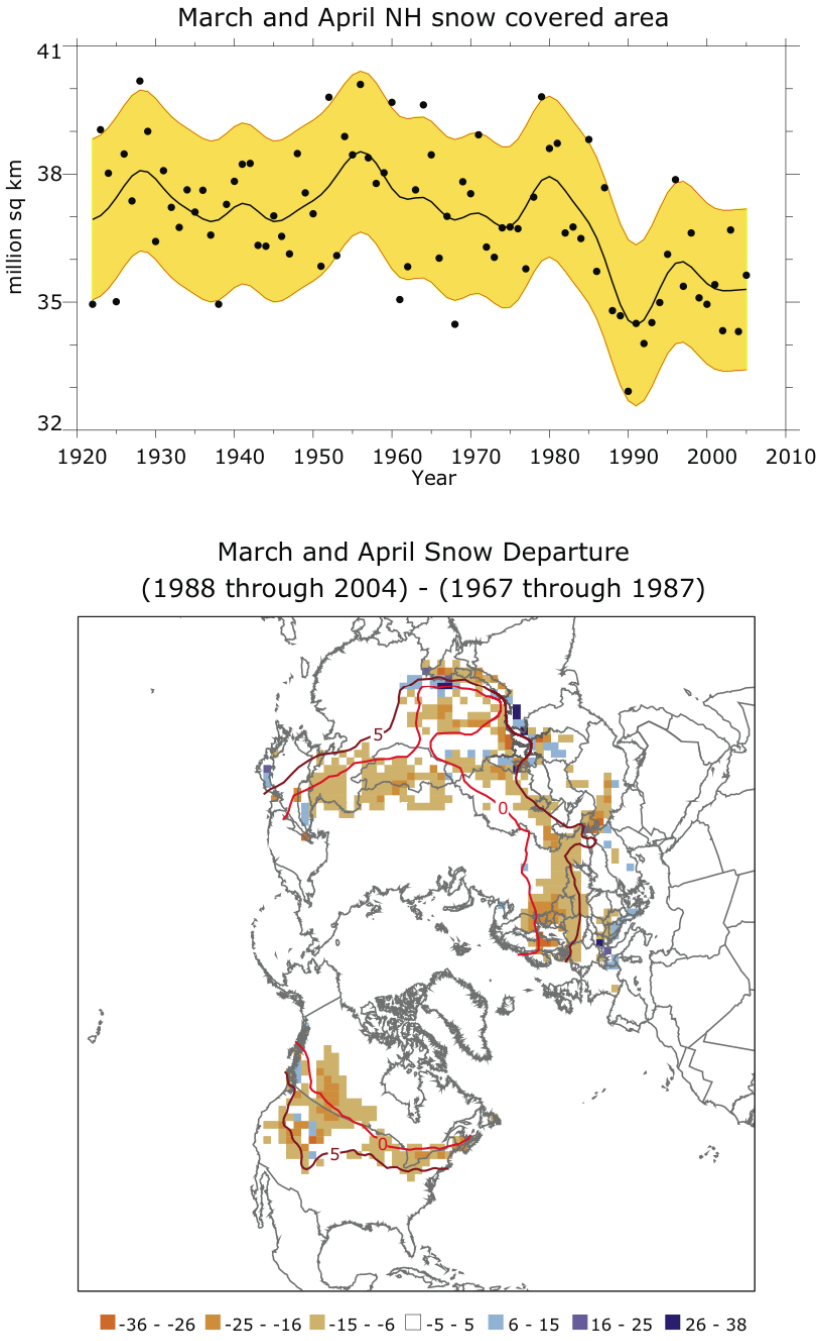
Mer intense og lengre tørker har blitt observert over større områder, særlig i tropiske og subtropiske strøk siden 1970-tallet. Mens det finnes mange ulike mål på tørke, bruker mange studier nedbørsendringer sammen med temperatur. Økt uttørking på grunn av høyere temperaturer og minkende nedbørsmengder over land har bidratt til disse endringene. {3.3}

TS.3.2 FORANDRINGER I KRYOSFÆREN: INSTRUMENTELLE MÅLINGER

Is dekker i dag 10 % av jordens landoverflate, med kun små bidrag fra andre steder enn Grønland og Antarktis. Is dekker også omtrent 7 % av havene som et årlig gjennomsnitt. Midt på vinteren dekkes omtrent 49 % av bakken med snø på den nordlige halvkule. En viktig egenskap til is og snø er den høye albedoen som gjør at 90 % av den innkommende solstrålingen blir reflektert. I kontrast reflekteres bare 10 % av solen fra det åpne havet og skogkledde landområder. Dette gjør is og snø til viktige tilbakekoblingsmekanismer ved forandringer i klimaet. Snø og is er også effektive isolatorer. Frost i bakken dekker større områder enn snø, og er viktig for flukser av energi og fuktighet. Forskjellige frosne overflater spiller derfor en viktig rolle i energi- og klimaprosesser.{4.1}

Kryosfæren (områder dominert av is og snø) lagrer 75 % av jordens ferskvann. På en regional skala spiller variasjoner i fjellenes snødekke og isbreer en kritisk rolle i ferskvannstilførselen. Fordi overgang fra is til væske skjer ved gitte temperaturer, er is en komponent av klimasystemet som kan være utsatt for raske endringer som en følge av en tilstrekkelig oppvarming. Observasjoner og analyser av forandringer i isen har blitt flere og bedre siden den forrige hovedrapporten; volumet til isbreer i fjellene har minket, snødekket har minket, permafrosten har endret seg, og sjøisens utbredelse i Arktis har blitt mindre. Smelting av Grønlandsisen har økt langs kysten, og dette overgår de økte nedbørsmengdene i innlandet. Arealet av vinterfrost og is på ferskvann og elver er også redusert. Disse målingene har gjort vår forståelse av endringer i kryosfæren bedre, inkludert bidraget til økt havnivå den siste tiden. Periodene 1961-2007 og 1993-2007 er fokuset i denne rapporten fordi det er i disse periodene det finnes direkte observasjoner av henholdsvis massebalansen i breer og målinger av høyden på innlandsis (altimeterdata). {4.1}

Snødekket har 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. (Figur TS-12). På den sørlige halvkule viser de få tilgjengelige lange seriene enten en reduksjon eller ingen endring de 40 siste år. Snødekket på nordlige halvkule i april er korrelert mellom 40 - 60˚N temperaturen denne måneden, noe som reflekterer tilbakekoblingen mellom snø og temperatur.



Figur TS.12. (Øverst) Areal dekket av snø på Nordlige halvkule i mars-april. Målingene er beregnet fra stasjoner (før 1972) og fra satellittmålinger (fra og med 1972). Den glatte kurven viser tiårige variasjoner (se appendiks 3.A) med 5 % til 95 % spredningen i gult. (Nederst) Forskjeller i distribusjon av snø dekket i mars-

april mellom tidligere (1967-1987) og senere (1988-2004) deler av satellittmålingene (uttrykket som prosent). Brunfargene viser områder hvor snødekket har minket. Røde kurver viser gjennomsnittlig 0- og 5°C-isoterm for perioden 1967 til 2004 (Data er fra Climatic Research Unit (CRU); griddet overflatetemperatur, versjon 2 (CRUTEM2v)). Den største minkningen følger generelt 0- og 5°C-isotermen, dette reflekterer den sterke tilbakekoblingen mellom snø og temperatur. {Figur 4.2, 4.3}

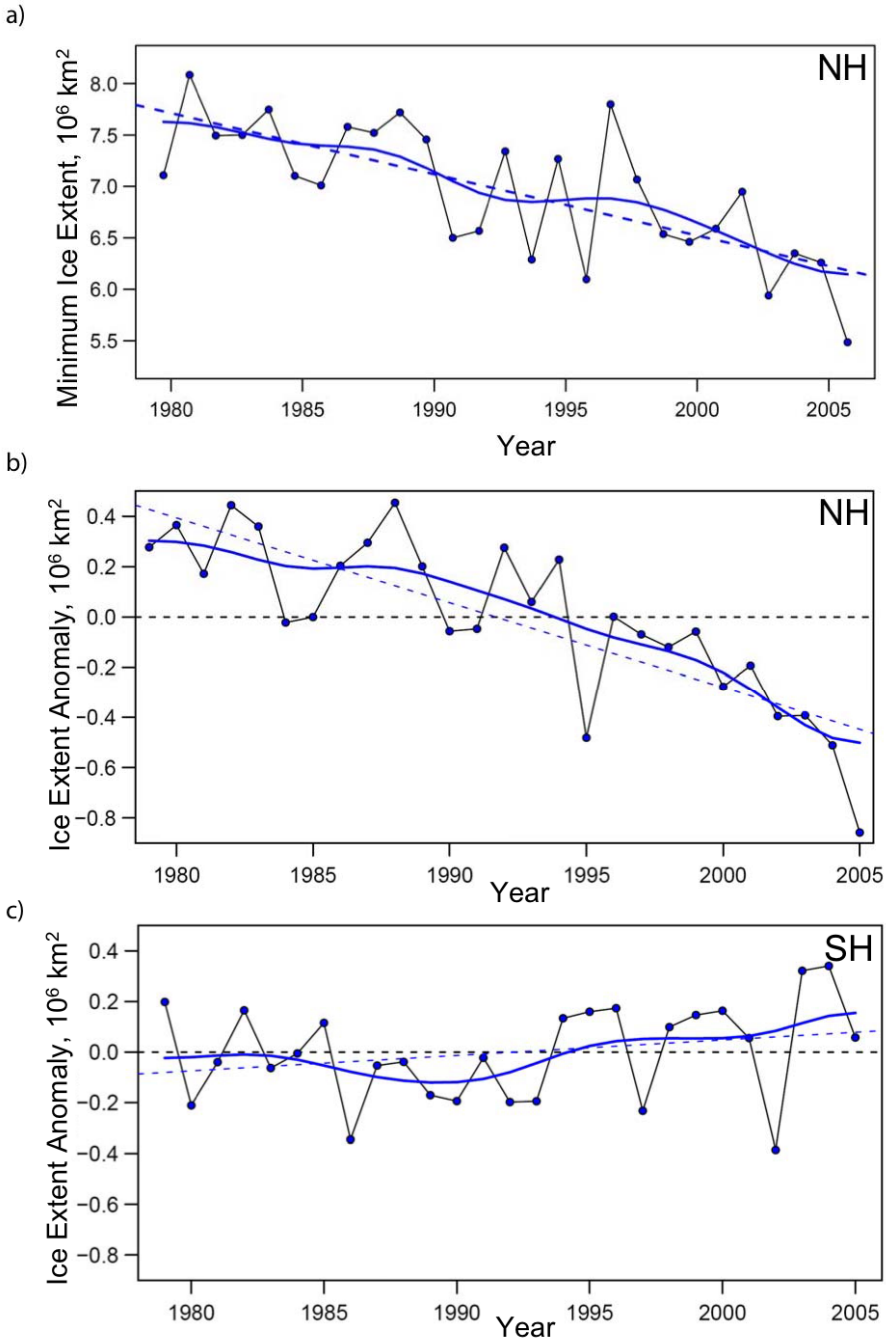
Snødekket er blitt redusert i flere områder basert på årlige tidsserier av snødybde og vannekvivalenter i fjellene. Snødekket i fjellene kan være sensitivt for små endringer i temperatur, spesielt i tempererte klimasoner der overgangen fra regn til snø har en sterk tilknytning til høyden over havet der det begynner å fryse. Minkningen i snødekket i det vestlige Nord-Amerika og Sveits er størst i lavere og varmere områder. Vannekvivalenter i fjellene har minket på 75 % av målestasjonene i det vestlige Nord-Amerika siden 1950. Snødybden har også minket i Alpene og sørøst i Australia. I Andesfjellene er det ikke tilstrekklig med målinger av snødybden til å kunne avgjøre endringer, men temperaturmålinger tilsier at nivået over havet hvor snøen legger seg har blitt høyere i fjellområdene der.

Permafrost og vinterfrost i bakken viser store endringer de senere årene. Forandringer i permafrosten kan påvirke vannmengden i elver, vanntilførselen, karbonutvekslingen, stabiliteten i landskapet, og tilføre skader på infrastruktur. Temperaturøkning i det øverste laget av permafrosten med opptil 3 ˚C har blitt rapportert siden 1980. Oppvarming av permafrosten er blitt observert i Canada, Sibir, Tibet og Europa med varierende styrke. Basen til permafrosten tiner med mellom 0.04 meter per år i Alaska og 0.02 meter per år i Tibet. {4.7}

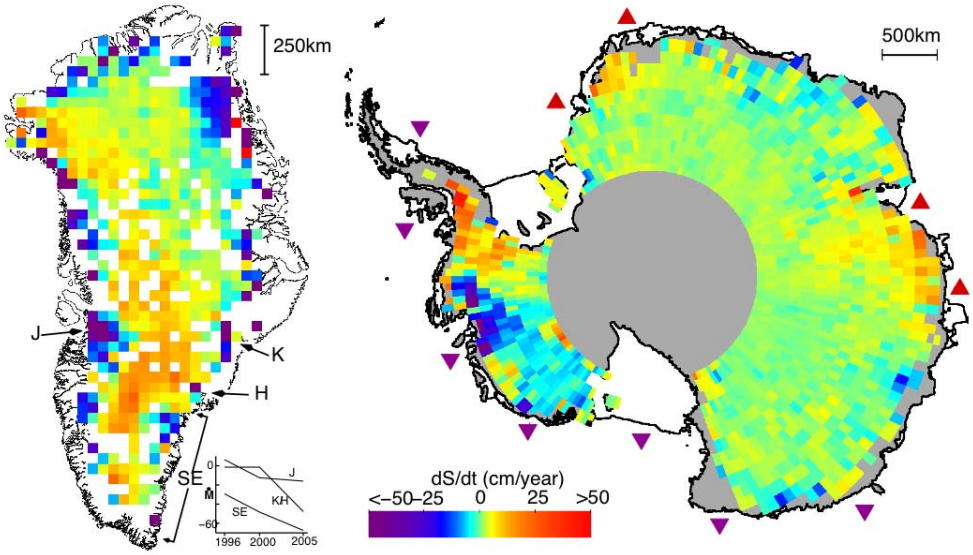
Det maksimale området dekket av frost minket med 7 % på den nordlige halvkule i den siste halvdelen av det 20. århundre. Den maksimale dybden har minket med 0.3 meter i Eurasia siden midten av det 20. århundre. I tillegg har maksimal tining i dette laget økt med 0.2 meter i Russisk Arktis fra 1956 til 1990.

I gjennomsnitt har isen på elver og ferskvann på den nordlige halvkule over de siste 150 år begynt å fryse senere med 5.8 døgn ± 1.9 døgn per århundre, mens oppsprekkingen av isen har begynt 6.5 døgn ± 1.9 døgn tidligere. Det er imidlertid stor variasjon i observasjonene, og noen områder viser forandringer i motsatt retning.

Arealet til sjøisen i Arktis har minket med i gjennomsnitt 2.7 % ± 0.7 % per tiår siden 1978 basert på satellittmålinger (Figur TS-13). Reduksjonen er større om sommeren enn om vinteren, med en reduksjon i sommerisdekket på 7.4 % ± 2.9 % per tiår. Andre data indikerer at reduksjonen i sjøisdekket begynte rundt 1970. Tilsvarende målinger fra Antarktis avdekker større år-til-år variasjoner, men ingen konsistente endringer i den perioden vi har hatt satellittmålinger. Til forskjell fra isdekket på kontinentene bidrar ikke forandringer i sjøisen til endringer i havnivået (fordi sjøisen flyter), men kan bidra med forandringer i saltinnholdet gjennom tilføring av ferskvann. {4.4}



Figur TS.13. (a) Arealet dekket av sjøis i Arktis ved minimum igjennom året; (b) Anomaliene til område dekket av sjøis i Arktis, og (c) anomaliene til område dekket av sjøis i Antarktis for perioden 1979-2005. Symbolene indikerer årlige verdier mens den glatte blå kurven viser tiårige variasjoner (se appendiks 3.A). Den stiplede linjen viser en lineær trend med -60 ± 20×10³ km²/år, eller omtrent -7.4 % per tiår. (b) Den lineære trenden er -33 ± 7.4×10³ km²/år (eller omtrent -2.7 % per tiår) og er signifikant ved et konfidensnivå på 95 %. (c) Resultat fra Antarktis viser en svak, positiv trend på 5.6 ± 9.2×10³ km²/år, som ikke er statistisk signifikant. {Figur 4.8 og 4.9}



Figur TS.14. Observasjoner av forandringene i overflatens høyde for Grønland (venstre; 1989-2005) og Antarktis (høyre; 1992-2005). Røde farger indikerer en økning av høyden på overflaten og blå farger en fallende overflate. Disse indikerer typisk en økning eller minkning av ismassen på et sted, men forandringer over tid i fjellets høyde (under isen) og i tettheten på isen (nær overflaten) kan være viktige. For Grønland er det også vist en tidsserie for massebalansen i de kystnære breene Jakobshavn (J), Kangerdlugssuaq (K), Helheim (H) og områder langs kysten i sørvest (SE) (Skalaen er i Gt/år, med negative verdier som indikerer tap av masse til havet, K og H er kombinert i grafen). For Antarktis er isbremmer med økning eller tap i tykkelsen på over 30 cm/år markert med en trekant. Disse trekantene er plassert rett utenfor isbremmen i havet, og peker ned og er lilla om isbremmen blir tynnere, og oppover og er røde om de blir tykkere. {Figur 4.17 og 4.19}

Gjennom det 20. århundret har isbreer og innlandsis minket mange steder og bidratt til stigning av havnivået. Massen fra breer og innlandsis (unntatt Grønland og Antarktis), er beregnet til å være 0.50 ± 0.18 mm i endring for havnivået per år mellom 1961 og 2003, og 0.77 ± 0.22 mm per år mellom 1991 og 2003. Denne endringen i breene er sannsynligvis en respons av oppvarmingen etter 1970. {4.5}

Nyere observasjoner viser raske endringer i hastigheten til breene i noen områder, noe som bidrar til stigning av havnivået og indikerer at dynamikken i breenes bevegelse kanskje er en nøkkel til fremtidens respons i isbremmer (breer som flyter på havet), kystnære breer og innlandsis ved klimaforandringer. Isbremmene som har blitt borte eller tynnere på Grønland, Den antarktiske halvøy og i Vest-Antarktis har alle hatt en akselerasjon i breene og isstrømmene. Dette indikerer at isbremmer (inkludert korte bremmer på bare noen kilometers lengde) kan spille en større rolle i stabilisering av isdekkene og begrensning av hastigheten til isen enn tidligere antatt. Varmere temperaturer i både havet og atmosfæren ser ut til å bidra til endringene. Stor oppvarming om sommeren på Den antarktiske halvøy spilte meget sannsynlig en rolle i

oppsprekkingen av Larsen B isbremmen i 2002 ved å øke smeltevannstilførselen ned i sprekkene. Modeller ser ikke ut til å fange opp alle de fysiske prosessene som ser ut til å være involvert i observert kalving av breis (som under oppsprekkingen av Larsen B). {4.6}

Det er meget sannsynlig at innlandsisen på Grønland og i Antarktis har bidratt til stigningen i havnivået det siste tiåret. Grønland har meget sannsynlig krympet fra 1993-2003, hvor økning av tykkelsen på innlandsisen har blitt mer enn kompensert fra økt smelting langs kysten. Det er ikke mulig å avgjøre om isdekket har økt eller minket utover det siste tiåret med målinger. Forskjellige teknikker og et lite antall målinger hindrer gode statistiske beregninger av feilestimat for forandringer i massebalansen til isdekket. Imidlertid finnes det observasjoner av isbreene som drenerer isdekket fra begge regioner (Figur TS-14). En gjennomgang av data og teknikker indikerer at massebalansen til Grønland er – 50 til – 100 Gigatonn per år (minkningen bidrar til økning av globalt havnivå med 0.14 til 0.28 mm/år) mellom 1993 og 2003, med ennå større tap i 2005. Endringer for tidligere perioder og Antarktis er mer usikre. Den beregnede variasjon i massebalansen på Grønland mellom 1961 og 2003 er mellom en økning på 25, og en reduksjon på 60 Gigatonn per år (-0.07 to 0.17 med mer per år havnivåendring). En gjennomgang av alle data fra Antarktis viser en massebalanse fra en økning på 100 Gigatonn /år til en minkning på 200 Gt/år (-0.28 til +0.55 mm/år i havnivåendring) fra 1961 til 2003, og på + 50 til – 200 Gt/år (-0.14 til +0.55 mm/år i havnivåendring) fra 1993 – 2003. De nye forandringene i isstrømmene er sannsynligvis store nok til å forklare mye, eller alt, av de beregnede endringer i massebalansen i Antarktis, mens nye endringer i isstrømmene, snømengde og avrenning av smeltevann er tilstrekkelig for å forklare masseendringene på Grønland. {4.6, 4.8}

BOKS TS.3: INNLANDSISENS DYNAMIKK OG STABILITET

Innlandsis er tykke og vide ismasser i all hovedsak dannet ved sammenpressing av snø. De sprer seg utover med tyngdekraften, og fører masse mot kanten hvor ismassen smelter til overflatevann eller kalver av som isfjell i havet eller innsjøer. Innlandsisen flyter utover ved at den deformeres eller ved at den sklir på underlaget som er smurt av smeltevann. Store hastigheter ved bunnen av isen er avhengig av at temperaturen der er over smeltepunktet fordi varmen er tilført fra jorden (geotermisk), med smeltevann, eller fra "friksjon" i isbevegelsen. Hastigheter på is som sklir på underlaget drevet av et gitt pådriv fra tyngden kan variere over flere størrelsesordener avhengig av om det finnes sediment som lett deformeres, ruheten på underlaget, så vel som tilførsel og fordeling av vann. Egenskaper til underlaget under isen er generelt dårlig beskrevet, og dette introduserer usikkerheter i stabiliteten til innlandsisen. {4.6}

Isstrømmene er ofte kanaler av raske strømmer inne i et isdekke som beveger seg mye saktere, eller breer i utkanten med fjell på begge sider. Økning i hastigheten i is strømmene skyldes enten økning i helningen på isen fordi den har blitt tykkere noen steder (økt Pådriv fra gravitasjonen) eller en økt smøring mot underlaget. {4.6}

Is som flyter ut mot kysten henger ofte fast som en del av innlandsisen og danner en isbrem. En isbrem flyter utover på grunn av sin egen tyngde, og blir tilført masse i form av snø og innstrømmende breer. Friksjon langs isbremmens sider og mot grunne områder bremser farten til isbremmen og utstrømmingen fra innlandsisen. En isbrem mister masse ved kalving av isfjell fra isfronten og smelting på undersiden. Studier indikerer at 1˚C oppvarming i havet under kan øke avsmeltingen med 10 meter per år, men slike beregninger er ikke nøyaktige fordi kunnskapen er utilstrekkelig når det gjelder de vanskelig tilgjengelige isbremmene. {4.6}

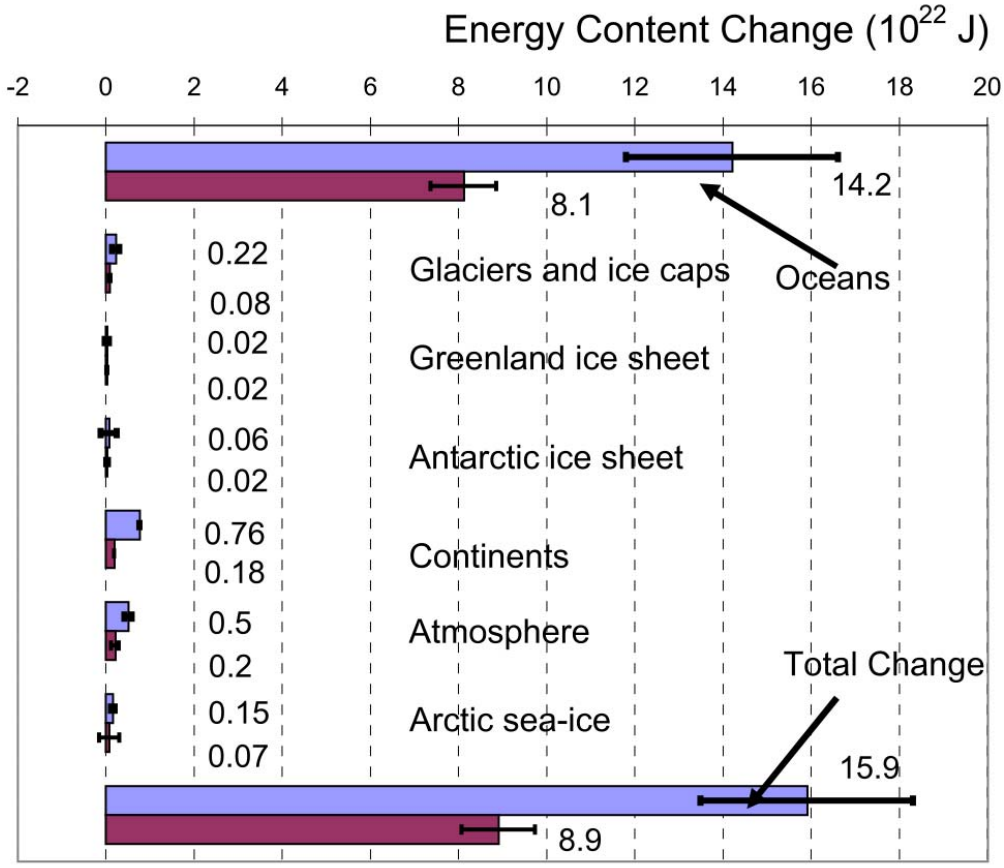
Paleodata fra tidligere istider indikerer at isen minsker som en respons til oppvarming, og øker som en respons på avkjøling, og at isen kan minke raskere enn den vokser. Volumet av innlandsis på Grønland tilsvarer 7 meter økt havnivå, og isen i Antarktis svarer til omtrent 57 meter stigning i havnivået. Paleodata indikerer at store deler av en, eller begge, innlandsisene sannsynligvis har smeltet i fortiden. Imidlertid viser iskjerneprøver at ingen av innlandsisene

har vært helt borte siste en million år. Innlandsisen kan reagere på endringer i miljøet på svært lang tidsskala, og av dette følger at fremtidige endringer vil kunne skje fra den pågående oppvarmingen. For eksempel, en overflateoppvarming kan ta mer enn 10 000 år for å nå ned til bunnen av isen og endre temperaturen der. Hastigheten til isen over store områder forandres også sakte som en respons til endringer i formen og i overflatetemperaturen. Store endringer i hastigheten kan imidlertid skje raskt i is-strømmer og breer som strømmer ut av innlandsisen når de er drevet av endringer under isen, økt tilførsel av smeltevann under isen, eller endringer i isbremmen disse ender opp i. {4.6, 6.4}

Modeller som er satt opp for å gjøre beregninger over lang tid er fortsatt de mest pålitelige når det gjelder beregninger av smelting og snømengde på overflaten, som i den forrige hovedrapporten, men har ikke omfattende beregninger av dynamikken i isen. Derfor kan analyser av fortidens endringer og fremtidige prognoser som bruker slike modeller undervurdere ishastighetenes virkning på havnivået, men styrken på denne effekten er ikke kjent. {8.2}

TS.3.3 FORANDRINGER I HAVET: INSTRUMENTELLE DATA

Havet spiller en viktig rolle i klimaet og klimaforandringene. Det påvirkes av masse-, energi- og bevegelsesutvekslinger med atmosfæren. Havets varmekapasitet er mer enn 1000 ganger større enn atmosfærens, og dets netto varmeopptak er derfor mange ganger større (se figur TS-15). Globale observasjoner av varmen som er tatt opp av havet kan sees på som en endelig bekreftelse på forandringer i det globale energibudsjettet. Endringer i mengden av energi som er tatt opp i de øverste lagene i havet spiller også en viktig rolle for klimavariasjoner på sesong til mellomårlig tidskala slik som El Niño. Forandringer i transport av varme og overflatetemperaturer har viktige effekter på det regionale klima mange steder i verden. Livet i havet er avhengig av den biokjemiske tilstanden i havet og 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 CO2. {5.2, 7.3}



Figur TS.15 *Forandringer i energiinnhold i forskjellige jordsystemkomponenter for to perioder (1961-2003 og 1993-2003). Blå stolper er for 1961-2003; burgunder stolper er for 1993-2003. Positiv forandring i energiinnhold betyr økning i lagret energi (for eksempel varmeinnhold i havene, latent varme fra redusert is eller sjøis, varmeinnhold i kontinentene eksklusiv forandringer i latent varme fra permafrost, og latent og sensitiv varme og potensiell og kinetisk energi i atmosfæren). Alle feilestimat er (gitt med) 90 % konfidens intervall. Ingen konfidensestimat er tilgjengelig for økning i kontinental varme. Noen av resultatene har blitt skalerte fra publiserte resultater fra de to respektive periodene. {Figur 5.4}*

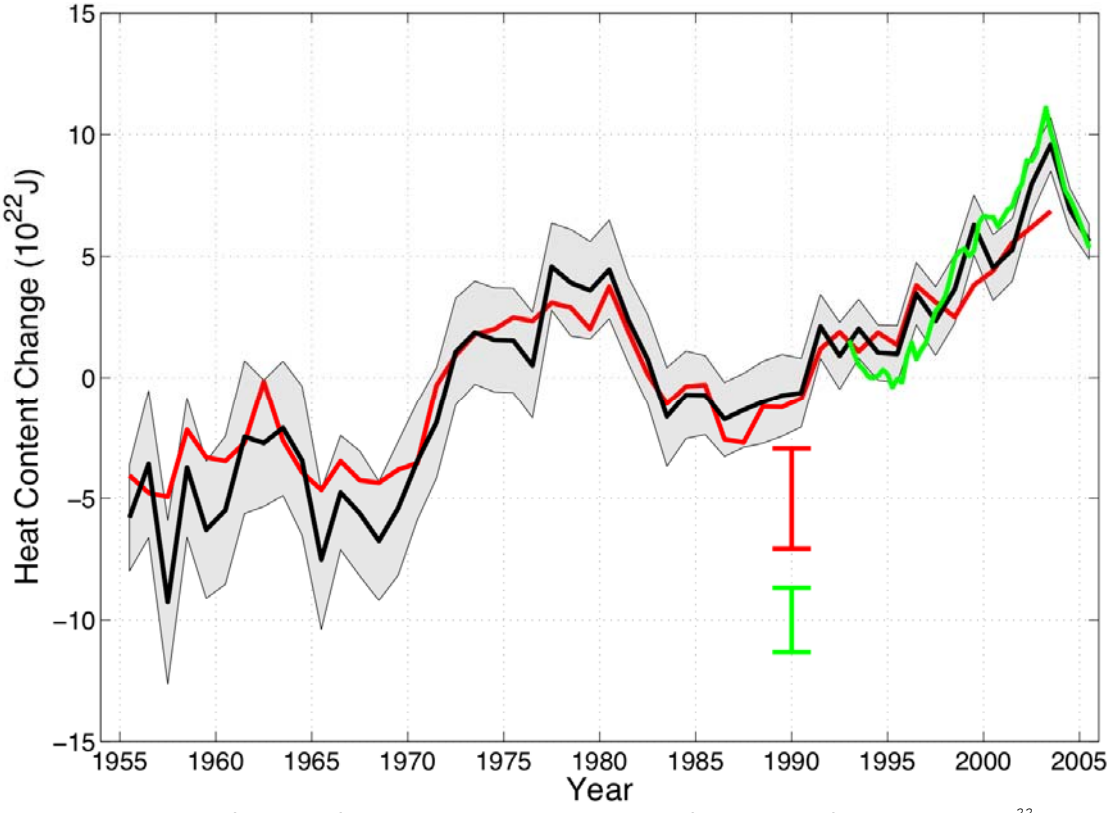
Variasjoner i globalt gjennomsnittlig havnivå er delvis drevet av forandringer i tetthet gjennom termisk utvidelse eller sammentrekning av havets volum. Lokale endringer i havnivået har også en tetthetsrelatert komponent som skyldes endringer i temperatur og salt. I tillegg kan utveksling av vann mellom havet og andre reservoarer (som for eksempel isdekker, 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 jorden (se boks TS.3.3). {5.5}

Havvariable kan være nyttige for å avdekke endringer i klimaet, spesielt endringer i temperatur og salt under blandingslaget der variabiliteten er mindre og signal-til-støy forholdet er høyere. Observasjoner som er analysert etter den forrige hovedrapporten har gitt nye bevis for globale endringer i havtemperatur og saltinnhold, havnivå, bidrag

fra termisk utvidelse til økning i havnivå, vannmasseutvikling og biokjemiske sykluser. {5.5}

TS.3.3.1 Forandringer i varmeinnhold og sirkulasjon i havet

Verdenshavene er blitt varmere siden 1955 og står for 90 % av forandringene i varmeinnholdet i jordens klimasystem i denne perioden. Totalt 7.9 millioner vertikale profiler av havtemperatur gjør det mulig å konstruere forbedrede globale tidsserier (se figur TS-16). Analyser av havets globale varmeinnhold har blitt reprodusert av mange uavhengige forskere og er robuste i forhold til metoden som er brukt.



Figur TS.16 *Tidsserier av globalt varmeinnhold i havet (10^{22}J) for 0-700 m laget. De tre fargede linjene er uavhengige analyser av oseanografiske data. De svarte og røde kurvene gir avviket fra de respektive 1961-1990-gjennomsnitt og den kortere grønne kurven gir avviket fra gjennomsnittet av den svarte kurven for perioden 1993-2003. 90 %-usikkerhetsintervallet for den svarte kurven er indikert med grå skygge og for de to andre kurvene med søyler.*

Begrensninger i datadekningen av dyphavet krever midling over tiår, og observert dekadisk variabilitet i det globale varmeinnholdet er ikke fullt ut forstått. Utilstrekkelig fordeling av data (spesielt dekningen i Sørishavet og det sørlige Stillehavet) kan imidlertid bidra til de tilsynelatende variasjonene i varmeinnhold. I løpet av perioden 1961-2003 har de øverste 3000 meter av havet tatt opp omtrent $14.1 \cdot 10^{22}$ J, noe som tilsvarer en gjennomsnittlig oppvarming på 0.2 Wm^{-2} (per enhetsareal av jordens overflate). I løpet av 1993-2003 var den tilsvarende oppvarmingen i de øverste 700 meter høyere, omtrent 0.5±0.18 Wm^{-2}. I forhold til 1961-2003 så hadde perioden1993-2003 en høyere oppvarming, men i 2004 og 2005 var det noe avkjøling sammenlignet med 2003. {5.1, 5.2, 5.3}

Oppvarmingen er utbredt i de øverste 700 meter av havet. Atlanterhavet er blitt varmere sør for 45^{O}N, og oppvarmingen når dypere i Atlanterhavet enn i Stillehavet, Indiahavet og Sørishavet på grunn av den meridionale omveltningen som finner sted i det nordlige Atlanterhavet. Den sørlige halvkules meridionale omveltning viser lite tegn på forandring basert på de tilgjengelige data. De øverste lagene i Sørishavet bidrar imidlertid sterkt til den globale oppvarmingen. Minst to hav på subtropiske breddegrader (Middelhavet og Japan- og Øst-Kinahavet) varmes også opp. Mens den globale trenden tyder på oppvarming er det observert signifikante dekadiske variasjoner i de globale tidsseriene, og det er store områder hvor havet avkjøles. Deler av det nordlige Atlanterhavet og det nordlige og ekvatorielle Stillehavet har blitt kjøligere de siste 50 år. Endringene i Stillehavet viser ENSO-lignende romlige mønstre relatert til PDO (*Pacific Decadal Oscillation*). {5.2, 5.3}

Deler av den atlantiske meridionale omveltningen utviser betydelig dekadisk variabilitet, men ingen data støtter en sammenhengende trend i omveltningssirkulasjonen. {5.3}

TS.3.3.2 Forandringer i biokjemi og saltholdighet i havet

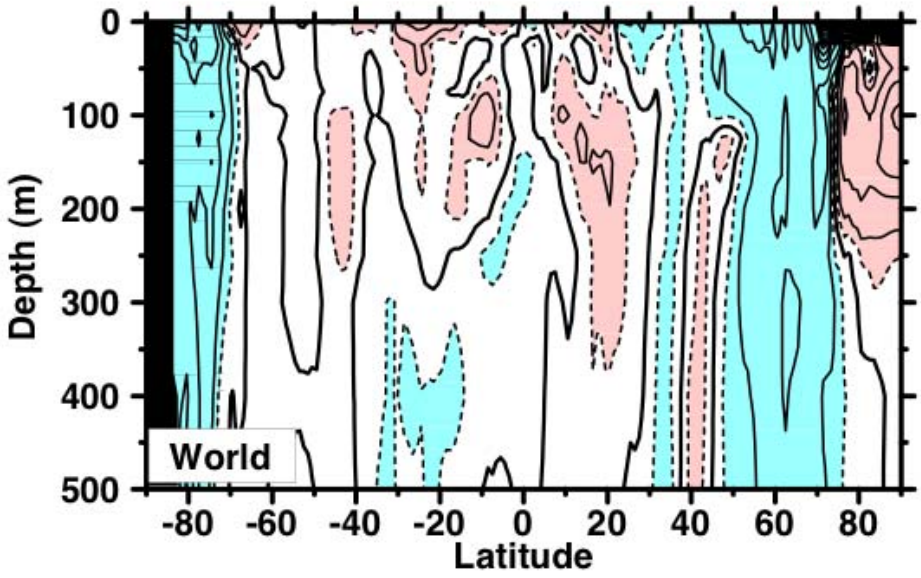
Opptaket av menneskeskapt karbon siden 1750 har ført til at havet er blitt surere, med en middels reduksjon i overflaten med en pH på 0.1[4] enheter. Havets opptak av karbondioksid forandrer dets kjemiske likevekt. Oppløst CO2 gir en svak syre, slik at når mengden av oppløst CO2 øker, så reduseres pH, det vil si at havet blir surere. pH er beregnet ut ifra et estimat av karbonopptak og enkle havmodeller. Direkte observasjoner av pH fra stasjoner som er tilgjengelige 20 år tilbake, viser også reduserte trender i pH på omtrent 0.02 pH-enheter per tiår. Redusert pH-verdier i havet minsker også i dypet hvor øvre grense for kalsiumkarbonat oppløses, og øker havvolumet som er undermettet med hensyn til mineraler som aragonitt (en metastabil form av kalsiumkarbonat) og kalsitt, som blir brukt av marine organismer for å bygge skall. Minskende overflate-pH i havet og økende overflatetemperaturer bidrar også til å redusere havets bufferkapasitet for CO2 og dets evne til å ta opp overflødig CO2. {5.4, 7.3}

Oksygenkonsentrasjonen i den ventilerte termoklinen (~100-1000 meter) avtok i de fleste hav mellom 1970 og 1995. Disse forandringene reflekterer muligens redusert ventilasjon relatert til oppvarming i øvre vannlag og/eller forandring i biologisk aktivitet. {5.4}

Det er nå utstrakte bevis for forandringer i havets saltholdighet både på virvel- og bassengskala det siste halve århundret (se figur TS-17) med økende saltholdighet i nesten alle hav nær overflaten i områder med mye fordampning. Disse forandringene i saltholdighet medfører endringer i den hydrologiske syklusen i alle hav. På høye breddegrader på begge halvkuler viser overflatevannet en tendens til økende ferskvannsinnhold konsistent med økende nedbør i disse områdene, selv om økt elveavrenning, issmelting, adveksjon og endringer i den meridionale omveltning også kan bidra. De subtropiske breddegrader på begge halvkuler er også karakterisert ved økt saltholdighet i de øverste 500 meter. Mønstrene er konsistent med forandringen i jordens hydrologiske syklus, spesielt med tanke på forandringer i nedbør og antydninger til større vanntransport i atmosfæren fra lave til høye breddegrader, og fra Atlanterhavet til Stillehavet. {5.2}

---

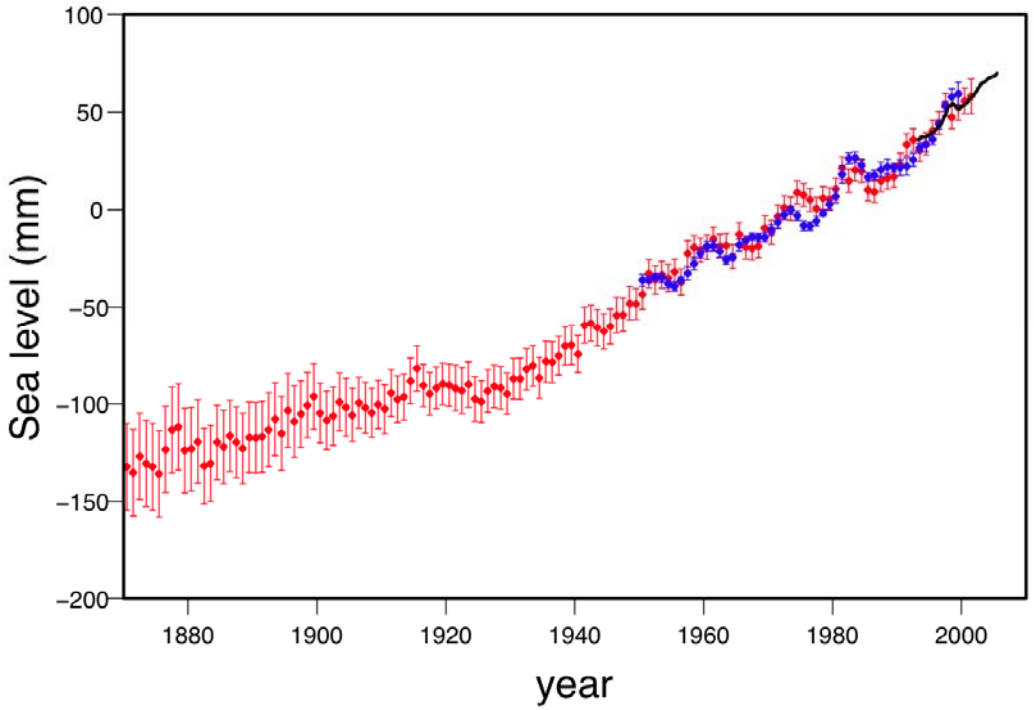
[4] [6] Surhet er et mål på konsentrasjonene av H^+-ioner og angis i pH-enheter, hvor pH=-log(H^+). En nedgang i pH på 1 enhet betyr en tidoblet økning i konsentrasjonen av H^+-ioner, eller surhet.



Figur TS.17 *Lineære trender (1955-98) av sonalt midlet saltholdighet (Praktisk Salinitets Skala) for Verdenshavene. Konturintervallet er 0,01 per dekade og stiplede konturer er ±0,005 per dekade. Den mørke heltrukne linjen er nullkonturen. Rød skygge indikerer verdier større enn eller lik 0,005 per dekade og blå skygge indikerer verdier mindre enn eller lik -0,005 per dekade. {Figur 5.5}*

TS.3.3.3 Forandringer i havnivået

Over perioden 1961-2003 er den gjennomsnittlige økningen i det midlere globale havnivået estimert fra tidevannsmålinger til å være 1.8±0.5 mm per år (se figurTS-18). For å studere havnivåbudsjettet er beste estimat med 5-95 % konfidensintervall gitt for alle land-is bidrag. Det gjennomsnittlige bidraget fra den termiske utvidelsen til havnivåøkningen for denne perioden er på 0.42 ± 0.12 mm per år, med signifikante dekadiske variasjoner, mens bidraget fra isbreer, iskapper og isdekker er beregnet til å ha vært 0.7 ± 0.5 mm per år (se tabell TS-3). Summen av disse estimerte klimarelaterte bidragene gjennom de siste 50 år summerer seg derfor til 1.1 ± 0.5 mm per år, som er mindre enn det beste estimatet fra tidevannsmålinger (tilsvarende avviket beskrevet i den forrige hovedrapporten). Havnivåbudsjettet for 1961-2003 er derfor ikke tilfredsstillende lukket. {4.8, 5.5}



Figur TS.18 *Årlige gjennomsnitt av det globalt midlede havnivået basert på rekonstruerte havnivåfelt siden 1870 (rød), tidevannsmålinger siden 1950 (blå), og satellitt-altimetri siden 1992 (svart). Enheter er i mm relativt til gjennomsnittet for 1961-1990. Søylene er 90 % konfidensintervall.*

Tabell TS-3 (Tilpasset fra tabell 5.5.2 og tabell 9.2) Bidrag til havnivåstigning basert på observasjoner (kolonner til venstre), med sammenligning til modeller som er brukt i denne rapporten (kolonner til høyre, se seksjon 9.5 og appendiks 10.A for detaljer). Verdier er gitt for 1993-2003 og for de 4 siste dekadene, inkludert observerte totalverdier.

	Sea Level Rise (mm yr⁻¹)			
	1961–2003		1993–2003	
Sources of Sea Level Rise	Observed	Modelled	Observed	Modelled
Thermal expansion	0.42 ± 0.12	0.5 ± 0.2	1.6 ± 0.5	1.5 ± 0.7
Glaciers and ice caps	0.50 ± 0.18	0.5 ± 0.2	0.77 ± 0.22	0.7 ± 0.3
Greenland Ice Sheet	0.05 ± 0.12[a]		0.21 ± 0.07[a]	
Antarctic Ice Sheet	0.14 ± 0.41[a]		0.21 ± 0.35[a]	
Sum of individual climate contributions to sea level rise	1.1 ± 0.5	1.2 ± 0.5	2.8 ± 0.7	2.6 ± 0.8
Observed total sea level rise	1.8 ± 0.5 (tide gauges)		3.1 ± 0.7 (satellite altimeter)	
Difference (Observed total minus the sum of observed climate contributions)	0.7 ± 0.7		0.3 ± 1.0	

Notes:
[a] prescribed based upon observations (see Section 9.5)

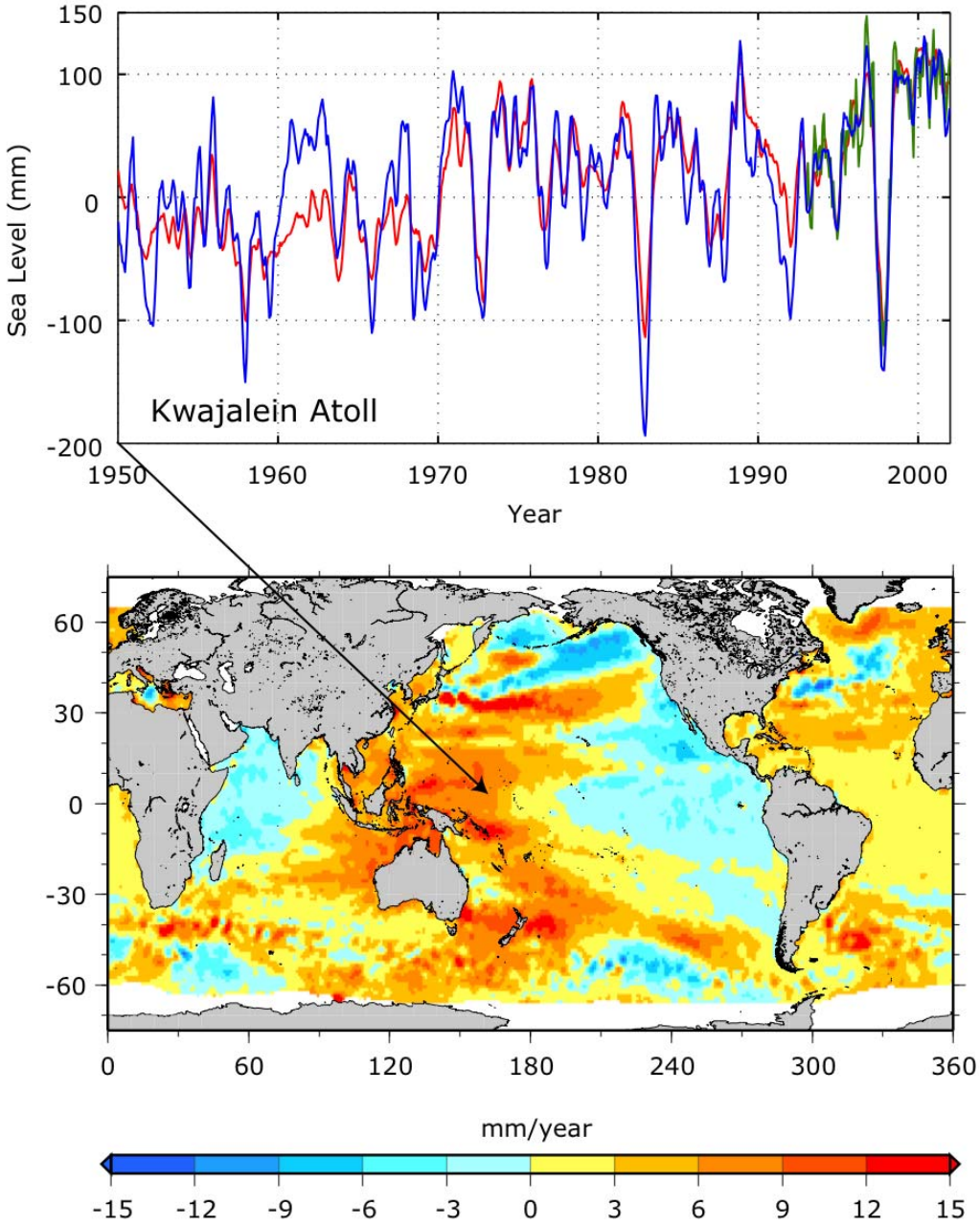
Merknader: (a) Basert på observasjoner, se seksjon 9.5

Det er høy tiltro til at økningen i havnivået akselererte mellom midten av det 19. og midten av det 20. århundret basert på tidevannsmålinger og geologiske data.

En fersk rekonstruksjon av endring i havnivået tilbake til 1870 som bruker de best tilgjengelige tidsseriene av tidevann gir høy tiltro til at økningen i havnivå akselererte i perioden 1870-2000. Geologiske observasjoner indikerer at endringer i havnivået var små i løpet av de siste 2000 årene, med en midlere endring i intervallet 0.0-0.2 mm per år. Bruk av proksy havnivådata fra arkeologiske kilder er vel anerkjent i Middelhavet og indikerer at svingninger i havnivået i perioden 1 e.Kr. til 1900 e.Kr. ikke oversteg ±0.25 meter, og de tilgjengelige bevis indikerer også at starten på den moderne havnivåøkningen startet mellom midten av det 19. og midten av det 20. århundret. {5.5}

Den globalt midlede økningen i havnivået målt med Topex/Poseidon satellitt-altimetri i perioden 1993-2003 er 3.1±0.7 mm per år. Den observerte raten for denne siste perioden er nær det totale 2.8±0.7 mm per år for det klimarelaterte bidraget fra termisk utvidelse (1.6±0.5 mm per år) og endringene i land-is (1.2±0.4 mm per år). Forståelsen av budsjettet har derfor økt signifikant for den siste perioden, med klimafaktorene som hovedfaktorene i havnivåbudsjettet (som blir lukket ved hjelp av kjente feilestimat). Om den hurtigere raten for 1993-2003 sammenlignet med 1961-2003 reflekterer dekadisk variabilitet eller en økende trend på lengre tidsskala er uklart. Tidevannsmålingene indikerer at hurtigere rater tilsvarende til de observerte i 1993-2003 har skjedd i tidligere tiår siden 1950. {5.5, 9.5}

Presise satellittmålinger siden 1993 gir nå utvetydig bevis på regional variabilitet i havnivåendring. 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 Indiahavet (se figur TS-19). Nesten alle deler av Atlanterhavet viser havnivåøkning det siste tiåret, mens havnivået i det østre Stillehavet og det vestre Indiahavet har falt. Disse variasjonene i rom og tid på regional skala er delvis påvirket av mønstre i den koblede hav-atmosfære variabiliteten, 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, noe som indikerer viktigheten av regional dekadisk variabilitet.



Figur TS.19 *(Øverst) Månedlig midlet havnivåkurve (mm) for 1950-2000 i Kwajalein (8°44N, 167°44'Ø). Det observerte havnivået (fra tidevannsmålinger) er i blått, det rekonstruerte havnivået i rødt, og data fra satellittaltimetri i grønt. Årlige og halvårlige signaler er fjernet fra hver tidsserie og tidevannsmålingene er glattet. (Nederst) Geografisk fordeling av lineære korttidstrender i gjennomsnittlig havnivå for 1993-2003 basert på TOPEX-Poseidon satellittaltimetri. Enheter er i mm år^{-1}. {Figur 5.15 og 5.18}*

BOKS TS.4: HAVNIVÅ

Havnivået langs kystlinjene er bestemt av en rekke faktorer som opererer på mange forskjellige tidsskalaer: fra timer til dager (tidevann og vær), år til årtusener (klima) og lenger. Fastlandet kan stige og synke, og slike regionale landbevegelser må tas høyde for når man bruker tidevannsmålinger for å evaluere effektene av endringer i havklima på havnivået langs kysten. Tidevannsmålinger langs kysten indikerer at det globale gjennomsnittlige havnivået økte i løpet av det 20. århundret. Siden begynnelsen av 1990-tallet har havnivået også blitt observert kontinuerlig ved hjelp av satellitter med nesten global dekning. Satellitt- og tidevannsmåledata er like på mange forskjellige romlige skalaer og viser at det globale gjennomsnittlige havnivået har fortsatt å vokse gjennom denne perioden. Havnivåendringer viser geografisk variasjon på grunn av forskjellige faktorer, som inkluderer endringer i fordeling av temperatur, salt, vind og sirkulasjon i havet. Regionalt havnivå er også påvirket av klimavariabilitet på kortere tidsskala, for eksempel i forbindelse med El Niño og den nordatlantiske svingning som gir regionale mellomårlige variasjoner som kan være mye sterkere eller svakere enn den globale trenden.

På grunnlag av havtemperaturobservasjoner har man funnet at den termiske utvidelsen av havet som konsekvens av at det varmes opp har bidratt vesentlig til havnivåstigningen de siste tiårene. Klimamodeller er konsistent med havobservasjonene og indikerer at termisk utvidelse er ventet å fortsette å bidra til havnivåøkningen de neste hundre årene. Siden dype havtemperaturer bare forandrer seg sakte ville den termiske utvidelsen fortsette i hundrevis av år selv om drivhusgassene ble stabilisert.

Globalt gjennomsnittlig havnivå hever og senker seg også når vann overføres fra land til hav og motsatt. Noen menneskerelaterte aktiviteter kan også føre til endringer i havnivået, spesielt med tanke på tapping av grunnvann og konstruksjon av reservoarer. Den største lagringen av ferskvann på land er imidlertid knyttet til vannet frosset i isbreer, iskapper og isdekker. Havnivået var mer enn 100 meter lavere i istidene på grunn av isen som dekket store deler av kontinentene på den nordlige halvkule. Tilbaketrekkingen av isbreer og iskapper som skjer i dag utgjør et betydelig bidrag til økningen i havnivået. Dette er forventet å fortsette de neste hundre årene, men betydningen av dette bør avta de neste århundrene ettersom tilgangen på ferskvann blir mindre.

Isdekkene på Grønland og Antarktis inneholder mye mer is og kan utgjøre store bidrag over mange århundrer. De siste årene har isdekket på Grønland vært utsatt for mer smelting, noe som også er forventet å fortsette. Modeller antyder at isdekket kan komme til å akkumulere mer snø i et varmere klima hvilket vil tendere til å redusere havnivået. De senere år har imidlertid en slik tendens trolig blitt oppveid av en akselerert strøm av is og avrenning, noe som er observert i ytterkanten av isdekket. Prosessene bak akselerert isstrøm er ennå ikke fullstendig forstått, men det kan resultere i en økt netto vannstandshevning fra isdekkene i fremtiden.

De største konsekvensene for havnivået relatert til klima- og vær skyldes ekstremer på en tidsskala fra timer til dager, assosiert med tropiske sykloner og lavtrykk på midlere breddegrader. Lavt atmosfærisk trykk og høye vindhastigheter gir store lokale vannstandshevninger kalt stormflo, som er spesielt alvorlige når de faller sammen med høyt tidevann. Forandringer i frekvensen av disse ekstreme vannstandene er påvirket både av forandringer i middelshavnivå og de meteorologiske fenomenene som forårsaker disse ekstremene.

Observasjoner tilsier at det har vært økninger i ekstremt høyvann mange steder i verden siden 1975. Lengre tidsserier er begrenset i rom og er utilstrekkelig i tid, sånn at en global analyse over hele det 20. århundre ikke er mulig. I mange tilfeller var forandringene i ekstremer på langtidsskala tilsvarende de i gjennomsnittlig havnivå. I andre tilfeller var det forandringene i de atmosfæriske forholdene som stormaktivitet som var avgjørende for langtidstrendene. Mellomårlig variabilitet i ekstrem høy vannstand var positivt korrelert med regionalt gjennomsnittlig havnivå, likeså gjerne som med indekser for regionalt klima som ENSO i Stillehavet og NAO i Atlanterhavet.

[6] Surhet er et mål på konsentrasjonene av H^+-ioner og angis i pH-enheter, hvor $pH=-\log(H^+)$. En nedgang i pH på 1 enhet betyr en tidoblet økning i konsentrasjonen av H^+-ioner, eller surhet.

TS.3.4 KONSISTENS BLANT OBSERVASJONER

I denne delen blir konsistensen til variabilitet og trender innen og på tvers av ulike klimavariabler i atmosfæren, kryosfæren og havene undersøkt basert på en konseptuel forståelse av den fysiske sammenhengen mellom variablene. 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 av isbreene. Konsistens mellom uavhengige observasjoner ved hjelp av ulike teknikker og variabler gir en viktig test på forståelsen, og øker dermed påliteligheten. {3.9}

Endringer i atmosfæren, kryosfæren og havet viser utvetydig at verden varmes opp. {3.2, 3.9, 4.2, 4.4-4.8, 5.2, 5.5}

Temperaturen både ved bakken over land og i havoverflaten viser oppvarming. Landområder har vist en raskere oppvarming enn havene på begge halvkuler de siste tiårene. Dette er konsistent med at havet har mye større varmekapasitet. {3.2}

Klimaoppvarmingen er konsistent med en økning i antall daglige varmeekstremer, en nedgang i antall kuldeekstremer og en nedgang i antall frostdager på midlere breddegrader. {3.2, 3.8}

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. Samtidig er tropopausen høyere, og dette er konsistent med forventninger basert på enkle fysiske prosesser og observerte økninger av drivhusgasser, samt bortfallet av stratosfærisk ozon. {3.4, 9.4}

Temperaturendringer er jevnt over konsistent med den observerte, nærmest globale krympingen av kryosfæren. Massen og utbredelsen av isbreer i fjellet har blitt omfattende redusert. Klimaendringer som er konsistente med oppvarming har også blitt indikert av en nedgang i snødekke, snødybde, arktisk isutbredelse, tykkelse og temperatur i permafrosten, utbredelsen av landområder som tidvis er frosset, samt varigheten av frysesesongen til elver og isen på innsjøer. {3.2, 3.9, 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.7}

Observasjoner av økningen av havnivået siden 1993 er konsistent med observerte endringer i havets varmeinnhold og endringer i kryosfæren. Havnivået steg med 3.1±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 tilbaketrekkingen av isbreer og isutbredelse generelt, en økning i havets varmeinnhold og tilhørende havekspansjon. Denne balansen øker konfidensen for at den observerte økningen av havnivået er en sterk indikator på oppvarming. Havnivåbudsjettet er imidlertid ikke i balanse for perioden mellom 1961 og 2003. {5.5, 3.9}

Observasjoner er konsistent med fysisk forståelse med hensyn til den forventete koblingen 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 mengder vanndamp i atmosfæren, er det observert en bred økning i antall kraftige nedbørsepisoder og en økt sannsynlighet for flom i mange landområder, selv på steder hvor den totale nedbørsmengden har gått ned. Observerte endringer i havets saltinnhold gir uavhengig støtte til synspunktet at jordas hydrologiske syklus 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. {3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

Selv om nedbøren har økt i mange områder på kloden, har arealet som er rammet av tørke også økt. Varigheten og intensiteten av tørken har også økt. Selv om regionale tørker har forekommet tidligere, er den store romlige utstrekningen av dagens tørker jevnt over konsistent med forventete endringer i den hydrologiske syklusen 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, spesielt i tropiske og subtropiske strøk, siden 1970-tallet. I Australia og Europa har man kunnet knytte global oppvarming direkte til varmeekstremer og hetebølger i forbindelse med nylige tørker. {3.3, 3.8, 9.5}

BOKS TS.3.4 EKSTREME VÆRHENDELSER

Mennesker som har blitt utsatt for ekstremvær (for eksempel den ekstremt varme sommeren i Europa i 2003 eller det voldsomme regnet i Mumbai, India i juli 2005) spør ofte om menneskelig påvirkning på klimaet har skylden. Selv i et klima som ikke er i endring kan man forvente en hel rekke ekstremværhendelser, så det er vanskelig å knytte enkeltepisoder til klimaendringer. I de fleste områder har man ikke nøyaktige observasjoner for mer enn de siste 150 årene, så man har ikke tilstrekkelig informasjon til å kunne avgjøre hvor ekstrem sjeldne klimahendelser er. Videre trengs det vanligvis en kombinasjon av flere faktorer for at en ekstremhendelse skal oppstå, så det er problematisk å koble en slik hendelse til en enkeltstående årsak. I noen tilfeller kan det likevel være mulig å gi et estimat på hvor stor det menneskeskapte bidraget til endringer av sannsynligheten for at ekstreme hendelser skal finne sted.

Et enkelt statistisk resonnement indikerer imidlertid at betydelige endringer i frekvensen av ekstreme hendelser (og også den maksimale mulige hendelse, for eksempel den maksimalt mulige døgnnedbøren på et gitt sted) kan oppstå ved relativt små forskyvninger av sannsynlighetsfordelingen til en vær- eller klimavariabel.

Ekstremer er de sjeldne hendelsene på begge sider av fordelingen til en gitt variabel. Sannsynligheten for at hendelser skal oppstå innenfor den totale rekkevidden til en variabel kalles en sannsynlighetsfordelingsfunksjon (pdf), som for noen variabler er formet som en ”normalkurve” eller ”Gausskurve” (med den kjente klokkeformen). Figur 1 (tatt fra Figur 2-32 i den forrige hovedrapporten) viser skjematisk en slik pdf og illustrerer hvordan en liten forskyvning (her en liten endring av gjennomsnittet eller sentrum av fordelingen) kan forandre hyppigheten av ekstremer på begge sider av fordelingen. En økning av frekvensen av en ektremhendelse (for eksempel antallet varme dager) blir ofte ledsaget av en nedgang av den motsatte ekstremhendelsen (i dette tilfellet antall kalde dager, som frost). Endringer i variabiliteten eller formen på fordelingen kan gjøre dette enkle bildet mer komplisert.

I den andre hovedrapporten ble det bemerket at data og analyser av ekstremer knyttet til klimaendringer var sjeldne. I den tredje hovedrapporten kom ut var forbedret overvåkning og data for endringer i ekstremer tilgjengelig, og klimamodeller ble benyttet til å gi projeksjoner. Siden den forrige hovedrapporten har datagrunnlaget for analyse av ekstremer økt betraktelig, slik at noen ekstremhendelse nå har blitt undersøkt for de fleste landområder (for eksempel daglig temperatur og nedbørsekstremer). Flere modeller har blitt benyttet til simuleringer og projeksjoner av ekstremer, og mange modellintegrasjoner med forskjellige startbetingelser (ensembler) gir nå mer robust informasjon om fordelingsfunksjoner og ekstremer. Siden den forrige hovedrapporten har det kommet flere studier som tar for seg detektering og årsakssammenhenger av klimaendringer, og som har vært fokusert på endringer i lokal ekstremstatistikk. For noen ekstremer (for eksempel intensiteten til tropiske sykloner) er man ennå ikke sikker på kvaliteten til datagrunnlaget og/eller modellene. Noen studier er fremdeles basert på et enkelt resonnement om hvordan ekstremer endres seg med global oppvarming (for eksempel at oppvarming forventes å føre til flere hetebølger). Andre studier støtter seg på en kvalitativ likhet mellom observerte og simulerte endringer. Sannsynligheten for menneskeskapte bidrag til trender er lavere for variabler hvor vurderingen er basert på indirekte bevismateriale.

Tabell TS-4. Nylige trender, vurderinger av den menneskelige innflytelsen på trender og projeksjoner av ekstreme vær- og klimahendelser for de tilfellene hvor en trend har blitt observert mot slutten av 1900-tallet. Asterisk i kolonne ”D” tilsier at formelle studier av detektering 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. {Tabell 3.7, 3.8, 9.4 og seksjon 3.8, 5.5, 9.7, 11.2-11.9}

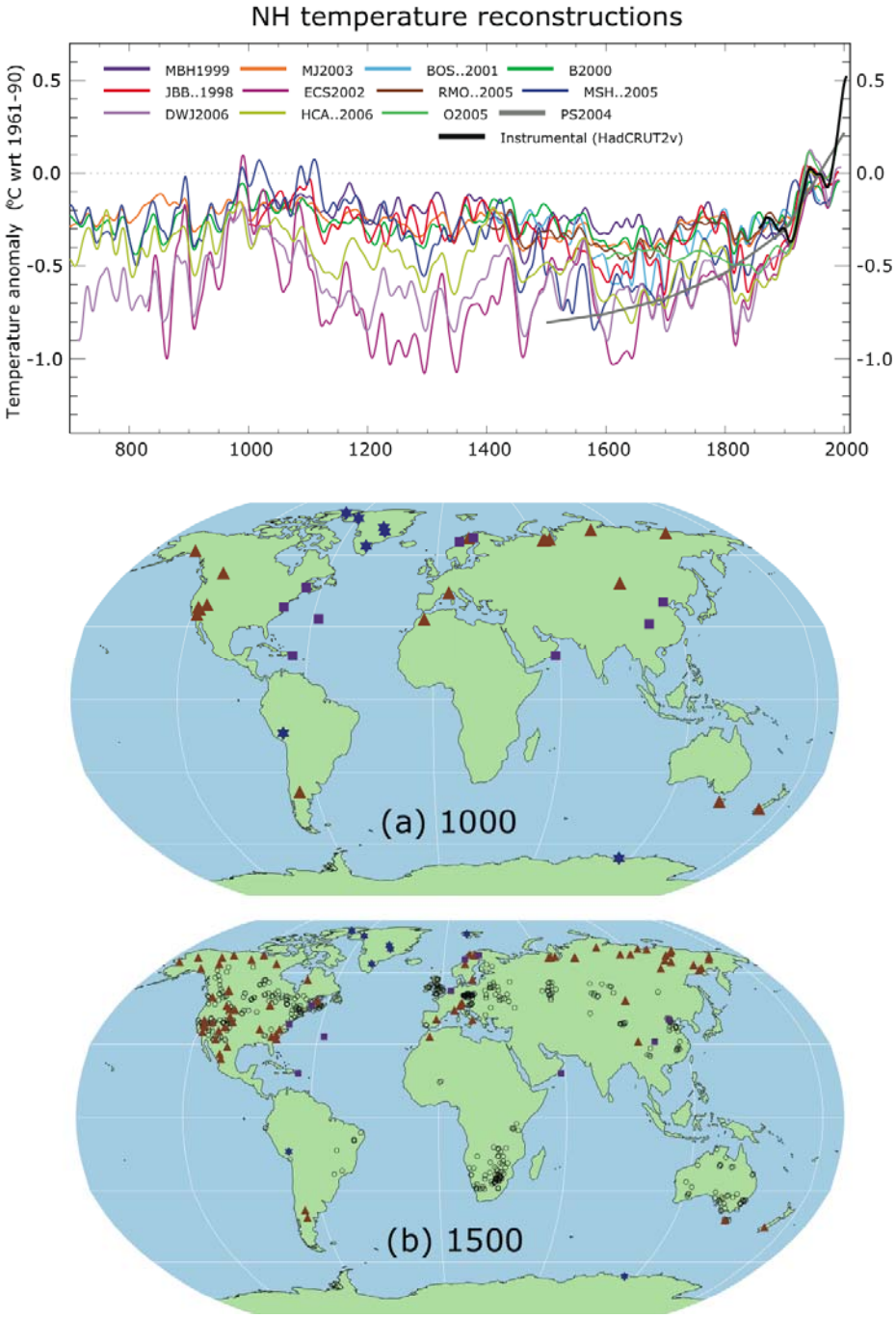
Phenomenon[a] and direction of trend	Likelihood that trend occurred in late 20th century (typically post-1960)	Likelihood of a human contribution to observed trend	D	Likelihood of future trend based on projections for 21st century using SRES[b] scenarios
Warmer and fewer cold days and nights over most land areas	*Very likely*[c]	*Likely*[e]	*	*Virtually certain*[e]
Warmer and more frequent hot days and nights over most land areas	*Very likely*[d]	*Likely* (nights)[e]	*	*Virtually certain*[e]
Warm spells / heat waves: Frequency increases over most land areas	*Likely*	*More likely than not*		*Very likely*
Heavy precipitation events. Frequency (or proportion of total rainfall from heavy falls) increases over most areas	*Likely*	*More likely than not*		*Very likely*
Area affected by droughts increases	*Likely* in many regions since 1970s	*More likely than not*	*	*Likely*
Intense tropical cyclone activity increases	*Likely* in some regions since 1970	*More likely than not*		*Likely*
Increased incidence of extreme high sea level (excludes tsunamis)[f]	*Likely*	*More likely than not*[g]		*Likely*[h]

Notes:
[a] See Table 3.7 for further details regarding definitions.
[b] 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.
[c] Decreased frequency of cold days and nights (coldest 10%)
[d] Increased frequency of hot days and nights (hottest 10%)
[e] Warming of the most extreme days/nights each year
[f] 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.
[g] 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}
[h] 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.

TS.3.5 ET PALEOKLIMATISK PERSPEKTIV

Paleoklimatiske studier bruker målinger av endringer som har skjedd i fortiden som er utledet fra borehull temperaturer, endringer i porevann til havsedimenter, og bre variasjoner, i tilegg til proksy målinger som inkluderer endringer i kjemiske, fysiske og biologiske parameter som reflekterer endringer i fortidens miljø hvor proksyene vokste eller eksisterte. Paleoklimatiske studier støtter seg gjerne på bruken av flere proksy slik at resultatene kan bli kryss-verifisert og usikkerheter bedre forstått. Det er nå generelt akseptert og verifisert at mange biologiske organismer (dvs. trær, koraller, plankton, dyr) endrer vekstmønster og/eller populasjons dynamikk som svar på klimaendringer, og at disse klimainduserte endringene er godt bevart i vekstmønstrene til både levende og døde (fossile) arter eller i sammensettinger av arter. Nettverk bestående av bredden og tettheten til treringkronologier blir brukt til å utlede tidligere temperatur endringer basert på kalibreringer med romlig overlappende instrumentelle data. Selv om disse metodene er mye brukt er det visse betenkeligheter med henhold til distribusjonen av tilgjengelige målinger, hvor godt disse er globalt representert, og andre forhold som gjelder i hvilken grad de anvendte metodene innehar en romlige og sesongmessige bias eller et tilsynelatende avvik i forholdet til nyere endringer i klima. {6.2}

Det er svært sannsynelig at den gjennomsnittelige temperaturen for den nordlige hemisfære i løpet av den andre halvdelen til det 20. århundre var varmere enn noen annen 50 års periode de siste 500 årene og sannsynelig den varmeste i løpet av de siste 1300 årene. Dataene som underbygger disse konklusjonene er mest omfattende for sommer sesongen i ekstra-tropiske landområder (spesielt for de lengre tidsperioden, se figur TS-20). Disse konklusjonene bygger på proksy data som for eksempel bredde og tetthet til treringer, den isotopiske sammensettingen til ulike elementer lagret i is, eller den kjemiske sammensettingen til et vekst lag i koraller, som alle forutsetter ulike analyser slik at informasjon om temperatur og tilhørende usikkerheter kan beregnes. Blant de viktigste usikkerhetene vedrørende temperatur og nedbør er nettopp at de, i enkelte tilfeller, er vanskelig og separere, eller at de representerer en spesifikk sesong snarere enn et fullt år. Det foreligger nå forbedrede og utvidede datasett siden utgivelsen av den forrige hovedrapporten; inkludert er målinger fra et større antall steder, bedre analyser av borehull temperaturer, i tilegg til mer ekstensive analyser av breer, koraller og sedimenter. Paleoklimatiske data er imidlertid mer begrenset enn de instrumentelle seriene siden 1850 i henhold til både rom og tid, så statistiske metoder er anvendt for å oppnå globale gjennomsnitt, noe som også er gjenstand for usikkerhet. Rådende datasett er for begrenset for den sørlige hemisfære til å tillate en lignende evaluering av temperatur utviklingen før den instrumentelle æra. {6.6, 6.7}



Figur TS.20 *(Øverst) Tidsserier som dekker temperaturvariasjoner i den nordlige hemisfære gjennom de siste 1300 år basert på 12 rekonstruksjoner som består av flere ulike proksy arkiv som er markert i farger mens de instrumentelle arkiv er vist i svart. (Midten og nederst) Geografisk plassering av temperatursensitive proksy arkiv som daterer tilbake til AD (AD= After death) 1000 og AD 1500 (treringer: brune trekanter; borehull: svarte sirkler; iskjerner og iskjernehull: blå stjerner; andre arkiv som inkluderer tidsserier med lavere tidsoppløselighet: lilla firkanter). Datakilder er gitt i tabell 6.1, Figur 6.10 og er diskutert i Kap. 6 {Figurer 6.10 and 6.11}*

Noen studier publisert etter den forrige hovedrapporten indikerer mer variabilitet på hundreårsskala i den nordlige hemisfære enn det som ble vist i den forrige hovedrapporten på grunn av de proksiene som faktisk ble brukt i tilegg til de spesifikke statistiske metodene som ble anvendt for prosessering og/eller for skalering til å representere fortidens temperatur. Den økte variabiliteten impliserer kaldere forhold, fortrinnsvis i det 12 til 14ende, det 17ende, og det 19ende århundre; disse er sannsynligvis knyttet til naturlige pådriv forklart med vulkanske utbrudd og sol aktivitet. For eksempel, rekonstruksjoner indikerer redusert sol aktivitet og økt vulkansk aktivitet i det 17ende århundre sammenlignet med nåtidige forhold. En rekonstruksjon indikerer noe varmere forhold i det 11evte århundre enn det som ble presentert i den forrige hovedrapporten, men innenfor de usikkerhetene som ble sitert i den forrige hovedrapporten. {6.6}

CO2 data fro iskjerner som dekker det siste tusen år bidrar med ytterlige begrensinger på hva som er naturlig klimavariabilitet. På en tiårig skala er amplituden til den preindustrielle temperaturtrenden i den nordlige hemisfære, sett fra proksy-baserte rekonstruksjoner (<1 °C), relativt godt samstemte med CO2 arkivene fra iskjerner; den bekrefter også rekkevidden av tilbakevirkende karbonsyklusen-klima effekter. Atmosfærisk CO2 og temperatur in Antarktis kovarierte over det siste 650.000 årene. Tilgjengelige data indikerer at CO2 virker som en forsterkende tilbakevirkende kraft. {6.4, 6.6}

Variasjoner i breer går klart fram av Holosene data, men disse variasjonene ble drevet av forskjellige prosesser enn den som forklarer tilbakegangen i siste halvdel av det 20 århundre. Breer i flere regioner med fjell i den nordlige hemisfære trakk seg tilbake på grunn av den regionale varmingen som fulgte det orbitale pådrivet mellom 11.000 og 5000 år siden, og var mindre enn de var i siste halvdel av det 20 århundre (eller helt borte)i perioden før 5000 år siden. Den nåværende nær-globale tilbaketrekningen av breer i fjellområder kan ikke skyldes de samme grunnene, fordi en reduksjon i summer innstråling gjennom de siste tusen årene i den nordlige hemisfære skulle sørge for gunstige vekst-forhold for breer. {6.5}

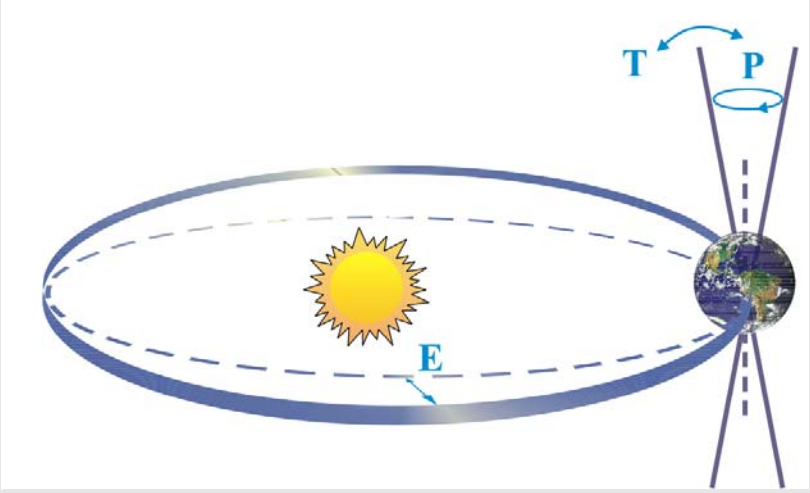
Paleoklimatiske data bidrar med bevis for endringer i mange regionale klima. Styrken og frekvensen på ENSO hendelser har variert i tidligere klima. Det er bevis for at styrken til den Asiatiske monsunen, og derfor mengden nedbør, kan endres plutselig. Paleoklimatiske arkiv fra nordlige og østlige Afrika, og fra nord Amerika, indikerer at tørker som varer fra ti til hundrevis av år er et tilbakevendende trekk ved klima til disse områdene, hvilket betyr at nyere tørker i nord Amerika og nord Afrika ikke er uten presedens. Individuelle paleoklimatiske data med en oppløsning på et tiårig nivå støtter eksistensen av en regional kvasi-periodisk klima variabilitet, men det er usannsynlig at disse regionale signalene var samstemt på en global skala. {6.5, 6.6}

Overbevisende data fra marine sedimenter og modellering knytter hurtige klimaendringer i den siste glasiale periode og den glasiale-interglasiale overgangen til endringer i Den atlantiske hav-sirkulasjonen. Den nåværende forståelse indikerer at hav-sirkulasjonen kan bli ustabil and endre seg hurtig hvis man overstiger kritiske overganger. Slike hendelser har affektert temperaturen med opp til 16 °C på Grønland og de har også influert tropiske nedbørsmønster. De var antakelig assosiert med redistribuering av varme mellom den nordlige og den sørlige hemisfære snarere enn med store endringer i den gjennomsnittelige globale temperaturen. Slike hendelser har ikke blitt observert i løpet av de siste 8000 årene. {6.4}

Tiltroen til forståelsen av at tidligere klimaendringer og endringer i det orbitale pådrivet er styrket på grunn av at klimamodeller har blitt bedre til å simulere tidligere tiders klima. Den siste istids maksimum (SIM; den siste 'istid' for omtrent 21,000 år siden) og midt-Holosen (6000 år siden) var forskjellig fra vår tids klima, ikke på grunn av tilfeldig variabilitet, men på grunn av endrede sesongmessige og globale forhold i det globale pådrivet som en følge av forskjeller i jordas bane (se boks TS.3.5). Biokjemiske og biogeofysiske tilbakekoblinger forsterket responsen til det orbitale pådrivet. Sammenligninger mellom simulerte og rekonstruerte forhold under SIM demonstrerer at modellene fanger de grove trekkene ved temperatur og nedbørsmønstrene. For midt-Holosen klarer koblede klimamodeller å simulere en oppvarming og forsterkede monsuner på midlere breddegrader, med liten endring i den gjennomsnittelige globale temperaturen (<0.4 °C), som er konsistent med vår forståelse av det orbitale pådrivet. {6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

BOKS TS.6: DET ORBITALE PÅDRIVET

Det er godt kjent fra astronomiske beregninger at periodiske endringer i jordas bane rundt sola kontrollerer den sesongmessige og den breddegradsavhengige distribusjonen av den innkommende solstrålingen på toppen av atmosfæren (heretter kalt innstråling). Tidligere og fremtidige endringer i innstråling kan beregnes over flere millioner av år med høy sikkerhet. (6.4)



Box TS.6, Figur 1. *Skjematisk fremstilling jordas orbitale endringer (de såkalte Milankovitchsyklusene) som driver istidssyklusene. 'T' angir endringer i jordas aksehelningen (obliquity), 'E' angir endringer i eksentrisiteten til jordas bane og 'P' angir presesjonen, dvs. endringer i hvor aksehelningen til jorda peker til enhver tid langs jordas bane rundt sola. {FAQ 6.1, Figur 1}*

Presesjon henspeiler på endringer i det tidsrommet hvor jorda er nærmest sola, med kvasiperiodisitet på omkring 19,000 og 23,000 år. Følgelig, vil endringer i posisjon og varighet til sesongene på kloden sterkt modulere den sesongmessige og breddegradsavhengige distribusjonen av innstråling. Sesongmessige endringer i innstråling er mye større enn den årlige gjennomsnittelige endringen, og kan bli på over 60 Wm-2 (Boks TS.6, Figur 1).

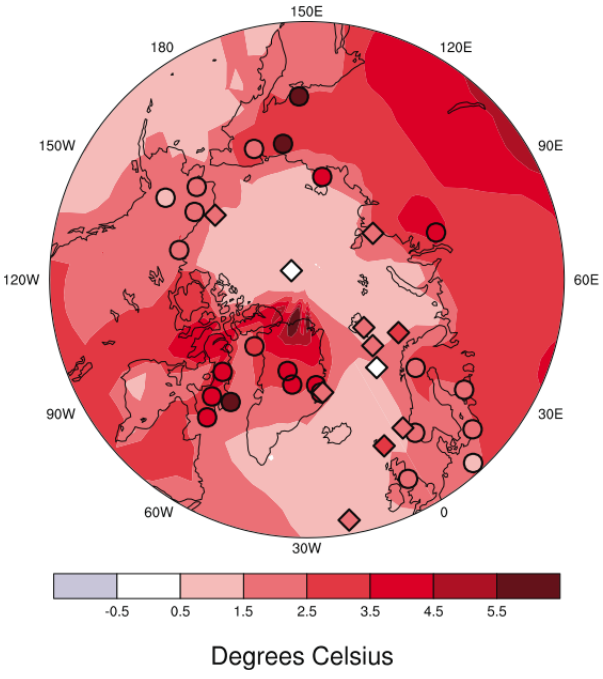
Aksehellingen til jorda varierer med omtrent 22° og 24.5° med to påfølgende kvasi-periodisiteter på omtrent 41 000 år. Endringer i aksehellingen modulerer sesongmessige kontraster i tillegg til endringer i den årlige gjennomsnittelige innstrålingen med motsatte virkning på lave versus høyere breddegrader (og endrer derfor ikke den globale gjennomsnittelige innstrålingen) {6.4}

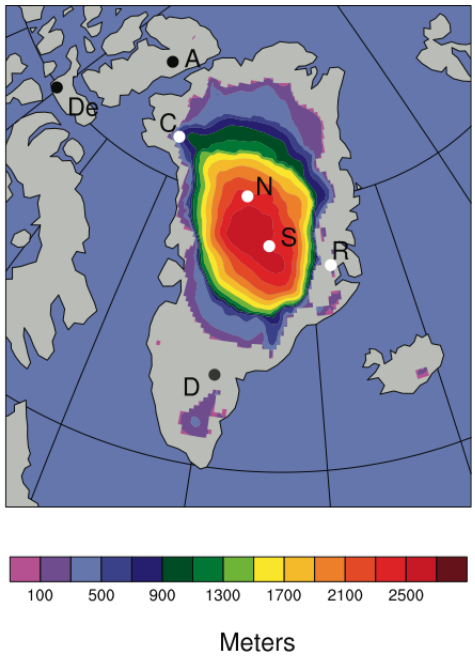
Eksentrisiteten til jordas bane rundt sola har lengre kvasiperiodisiteter på 400 000 år og omtrent 100 000 år. Endringer i eksentrisiteten alene har begrenset innvirkning på innstrålingen fordi endringene i distansen mellom sola og jorda er svært små. Endringer i eksentrisitet virker imidlertid sammen med sesongmessige effekter indusert av aksehellingen og presesjonen. Ved perioder med lav eksentrisitet, som for 400 000 år siden og for de kommende 100 000 årene, er de sesongmessige endringer i innstråling ikke så store som ved perioder med mer eksentrisitet (Boks TS.6, Figur 1). {6.4}

Milankovitch eller den 'orbitale' teori om istider er nå godt etablert. Istider er i utgangspunktet utløst av et minimum i sommer innstrålingen på de høyere breddegrader i den nordlige hemisfære, noe som tillater at snø som faller om vinteren blir liggende året gjennom og vil derfor akkumuleres slik at isdekker vil kunne vokse i den nordlige hemisfære. Likeledes, når sommerinnstrålingen i den nordlige hemisfære er spesielt intens, bestemt av den orbitale konfigurasjonen, utløse deglasiasjoner, med påfølgende klima- og havnivå endringer. Dette orbitale pådrivet bestemmer rytmen på klimaendringer, mens de mer omfattende responsene later til å være bestemt av sterke tilbakevirkende prosesser som forsterker det orbitale pådrivet. På flertusenårig tidsskala, utøver det orbitale pådrivet også en større innflytelse på flere sentrale klima systemer som for eksempel de betydeligste monsunene, den globale havsirkulasjonen og nivået av drivhusgasser i atmosfæren. {6.4}

Tilgjengelig materiale indikerer at den nåværende oppvarmingen ikke vil bli moderert av en naturlig nedkjølingstrend mot glasiale forhold. Forståelsen av jordas respons til det orbitale pådrivet indikerer at jorda tidligst vil gå mot en ny istid om 30 000 år. {6.4, FAQ 6.1}

Globalt gjennomsnittelig havnivå var sannsynligvis mellom 4 og 6 meter høyere under siste mellomistid, omtrent 125 000 år siden, enn i det 20. århundre (Figur TS-21), primært på grunn av mindre polar is. Iskjernedata indikerer at den sentrale delen av Grønland var isdekket i denne perioden, men at utstrekningen er foreslått redusert for områder på sør-Grønland. Iskjernedata indikerer også at de gjennomsnittlige polare temperaturene til tider var 3-5°C varmere enn i det 20. århundre, på grunn av forskjeller i jordas bane. Isdekket på Grønland og andre Arktiske isdekker bidro sannsynligvis ikke med mer enn 4 meter av den observerte havnivå økningen, noe som impliserer at det også Antarktis kan ha bidratt. {6.4}





Figur TS.21 *Endringer i sommer overflatetemperatur relativ til nåværende over Arktis (venstre) og istykkelse for Grønland og vestlige arktiske breer (høyre) for den siste mellomistid, ca. 125 000 år siden, basert på multimodell og multiproksy synteser. (Venstre) En multimodell simulering av sommeroppvarmingen under siste mellomistid overlagt av proksyestimater av maksimum sommertemperaturer fra terrestriske (sirkler) og marine (diamanter) lokaliteter. (Høyre) Utstrekning og tykkelse til isdekket på Grønland og vestlige Kanada og isbreer på Island på deres maksimum utbredelse under sist mellomistid, vist som et multimodell gjennomsnitt gitt av tre ismodeller. Observasjoner fra iskjerner indikerer tilstedeværelsen av is ved følgende steder (hvite prikker), Renland (R), North Greenland Ice Core Project(N), Summit (S, GRIP og GISP2) og muligens Camp Century (C), men ingen is ved tilsvarende steder (svarte prikker): Devon (De) og Agassiz (A). Bevis for is under siste mellomistid på Dye-3 (D, grå prikk) er tvetydig. {Figur 6.6}*

TS.4 FORSTÅELSE OG ATTRIBUSJON AV KLIMAENDRINGER

Klimaforandringer blir først lagt merke til når det er lite sannsynlig at de observerte endringene kan ha forekommet utelukkende på grunn av naturlig variabilitet. For å finne årsaken, undersøkes det om de observerte endringene er i overensstemmelse med den kvantitative responsen i klimamodeller, og ikke i overensstemmelse med alternative fysisk plausible forklaringer. Den første IPCC rapporten (FAR; IPCC, 1990) inneholdt få observasjoner av den antropogene innvirkningen på klima. Seks år senere i den andre IPCC rapporten (SAR; IPCC, 1996) ble det konkludert med at observasjonene viste en klar menneskelig innvirkning på klimaet i det 20. århundre. Den tredje IPCC rapporten (den forrige hovedrapporten) konkluderte med at "det meste av den observerte oppvarmingen igjennom de siste 50 år sannsynligvis er forårsaket av økningen i konsentrasjonen av drivhusgasser".

Tilliten til vurderingen av det menneskelige bidraget til den siste tids klimaendringer har økt betraktelig siden den forrige hovedrapporten. Delvis på grunn av at signalet som er funnet i nye, lengre tidsserier er sterkere, i tillegg til at observasjonene er utvidet og forbedret for å kunne bedre adressere kilden til oppvarmingen samtidig med at andre deler av klimasystemet endres. Ett par misforståelser av observasjonene (som for eksempel den vertikale strukturen av temperaturendringene i atmosfæren) har blitt belyst. Det har blitt gjort forbedringer i simuleringen av flere aspekter ved dagens klima og dens variabilitet på tidskalaer fra en sesong til flere tiår, selv om usikkerheter ennå eksisterer (se boks TS.4.1). Modellene inkluderer nå mer detaljerte beskrivelser av prosesser relatert til aerosoler og andre drivkrefter. I simuleringer av klimaendringene i det 20. århundre er det brukt mange flere modeller og det er inkludert en mye mer komplett beskrivelse av de antropogene og naturlige drivkreftene enn det som var tilgjengelig i den forrige hovedrapporten. Tilgjengelige multi-modell ensembler øker sikkerheten i effektstudiene og forbedrer forståelsen av usikkerheten i modellene. Et antropogent signal kommer nå mer tydelig fram i effektstudiene av aspekter av klimasystemet utover global atmosfæretemperatur, endringer i varmen lagret i verdenshavene, samt trender i temperaturen på land, temperatur ekstremer, sirkulasjon, og sjøisutbredelse i Arktis. {9.1}

TS.4.1 FRAMGANG I FORSTÅELSE AV ENDRINGER I GLOBAL TEMPERATUR MÅLT I DEN INSTRUMENTELLE PERIODEN: ATMOSFÆRE, HAV, OG IS

Den menneskeskapte oppvarmingen av klimasystemet er utbredt og er påviselig i temperaturmålinger tatt på overflaten, i den frie atmosfæren, og i havet. {3.2, 3.4, 9.4}

Bevis for effekten av eksterne innvirkninger, både menneskeskapte og naturlige, på klimaet har fortsatt å øke siden den forrige hovedrapporten. Forbedringer av modellene og data, ensemble simuleringer, og forbedret representasjon av aerosoler og drivhusgasser, har ført til økt tillit til at de fleste oppdaterte modellene gjengir den storskala variabiliteten i atmosfæren på dekadisk og inter-dekadiske tidskala ganske godt. Denne utviklingen bekrefter at fordums klimaendringer med stor romlig utbredelse var sterkt påvirket av ytre drivkrefter. Det eksisterer fortsatt usikkerhet omkring størrelsen og endringen over tid i bidraget fra individuelle drivkrefter, foruten drivhusgassene, på grunn av for eksempel usikkerhet i responsen av modellene til disse drivkreftene. Potensielt viktige drivkrefter som aerosoler av svart karbon er ikke inkludert i de fleste studiene av klimaendringer. Usikkerhet forblir i estimater av intern klimavariabilitet. For eksempel, så er det uoverensstemmelser mellom estimat av variabiliteten i oppvarmingen av havet mellom modeller og observasjoner, skjønt dårlig sampling i deler av verdenshavet kanskje kan forklare denne uoverensstemmelsen. Samtidig, så er det vanskelig å estimere den interne variabiliteten fra observasjoner siden disse er påvirket av eksterne drivkrefter, og fordi tidsseriene fra instrumentelle målinger ikke er lange nok, eller fordi tidsseriene fra proksydata ikke er nøyaktige nok, til å kunne gi en komplett beskrivelse av variabilitet på dekadisk eller lengre tidsskala. (Se Figur TS-22). {8.2, 8.3, 8.4, 8.6, 9.2, 9.3, 9.4, Boks TS.4.1}

Det er høyst usannsynlig (<5 %) at det globale mønsteret i oppvarmingen observert i løpet av de siste 50 år kan forklares uten ytre påvirkning. Disse endringene fant sted over ett tidsrom da naturlige drivkrefter (m.a.o. summen av sol og vulkansk påvirkning) sannsynligvis bidro til en avkjøling, ikke en oppvarming (se Figur TS-23). Studier viser at det er svært usannsynlig at disse naturlige drivkreftene alene kan forklare oppvarmingen som er observert (se Figur TS-23). Det er også økende forvissning om at naturlig intern variabilitet ikke kan forklare de observerte endringene, delvis på grunn av forbedrede studier som viser at oppvarmingen fant sted både i havet og i atmosfæren, sammen med observerte reduksjoner i ismassene. {2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

Det er høyst sannsynlig at den menneskeskapte økningen i drivhusgasser har forårsaket det meste av økningen i den gjennomsnittlige globale temperaturen siden midten av det 20. århundre. Hadde det ikke vært for den avkjølende effekten av atmosfæriske aerosoler, er det sannsynlig at drivhusgassene alene ville ha forårsaket en ytterligere økning i den globale temperaturen enn det som er observert over de siste 50 år. En nøkkelfaktor i identifiseringen av påvirkningen fra aerosolene, og derfor omfanget av avkjøling som motvirker drivhuseffekten, er temperaturendringene sett over tid (se Figur TS-23), samt den hemisfæriske kontrasten i oppvarmingen. Konklusjonen at pådrivet fra drivhusgassene har dominert tar hensyn til usikkerheten i observasjonene og pådrivet, og er vist å være robust når man bruker forskjellige klimamodeller, forskjellige metoder for å estimere responsen til eksternt pådriv, og forskjellige analyseteknikker. Det tillater også en mulig økning i responsen til pådrivet fra sola. {2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

Utbredt oppvarming har blitt påvist i havtemperaturen. Studier viser nå at det er sannsynlig at den antropogene drivkraften har bidratt til den observerte oppvarmingen av de øverste flere hundrede meter av havet globalt i siste halvdel av det 20. århundre. {5.2, 9.5}

Antropogen påvirkning har sannsynligvis bidratt til nedgangen i sjøisdekket i Arktis observert i det siste. Endringer i Arktisk sjøis er forventet gitt observasjonen av økt oppvarming i Arktis. Tilleggingsstudier og forbedringer i implementeringen av sjøis og gjengivelsen av transport av varme i havet styrker tilliten til denne konklusjonen. {3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

Det er svært sannsynlig at responsen til antropogen påvirkning har bidratt til økt havnivå i siste halvdel av det 20. århundre, men den dekadiske variabiliteten i havnivåøkningen er fortsatt lite forstått. Modellerte estimat for bidraget til varmeutvidelse på havnivåøkningen passer godt med estimat basert på observasjoner fra 1961 til 2003, selv om budsjettet for havnivåøkning igjennom dette intervallet ikke er fullstendig. Den observerte økningen i raten av massetap fra isbreer og iskapper er proporsjonal med den globale temperaturøkningen forventet iht. fysiske beregninger (se tabell TS-3). Den høye raten av havnivåøkning i perioden 1993-2003 i forhold til 1961-2003 kan være forbundet med økt antropogen påvirkning, som sannsynligvis har bidratt til den observerte oppvarmingen i det øverste laget av havet og utbredt reduksjon i isbreer. På den annen side, indikerer tidevannsmålinger av havnivået at lignende høye rater kunne ha vært gjeldene i de foregående 10-års periodene siden 1950, noe som antyder at naturlig intern variabilitet kunne ha vært en faktor i de høye ratene i perioden 1993-2003. Observert dekadisk variabilitet i tidevannsmålingene er større enn det som kan forklares med variabiliteten fra estimat av varmeutvidelse og endringer i landbasert is basert på observasjoner. Videre, er den observerte dekadiske variabiliteten i varmeutvidelsen større enn det som er simulert i modeller igjennom det 20. århundre. Derfor, er de fysiske årsakene til variabiliteten i tidevannsmålingene usikre. Disse uløste problemene relatert til endringer i havnivå og dens dekadiske variabilitet igjennom perioden 1961 til 2003 gjør det uklart hvor mye den høye raten av havnivåøkning i perioden 1993-2003 kan tillegges naturlig intern variabilitet versus antropogene klimaendringer. {5.5, 9.5}

BOKS TS.4.1 EVALUERING AV KLIMAMODELLER

Atmosfære-hav klimamodeller (AOGCMer) er det viktigste verktøyet brukt til å forstå tidligere klimaendringer, samt for fremtidige projeksjoner. Siden det ikke finnes historiske analoger til de endringene i strålingsbalansen som er forventet fra menneskene i det 21. århundre, er forbedringene i modellene basert på en rekke indirekte metoder som er beskrevet under. Siden den forrige hovedrapporten har det blitt gjort vesentlige framsteg innefor alle disse feltene, og tilliten til modellene har økt. {8.1}

Grundige undersøkelser og analyser av modellene har blitt gjort ved hjelp av internasjonalt koordinerte prosjekt for å samle og formidle resultat fra modell eksperiment fullført med de samme rammebetingelsene. Dette har oppmuntret til en grundig og åpen evalueringa av modellene, som omfatter en rekke perspektiver. {8.1}

Projeksjoner for forskjellige standarder og tidsperioder fra globale klimamodeller. Klimamodeller simulerer klima for atskillige tiår eller lengre inn i fremtiden. Siden detaljene og gangen i individuelle værsystem ikke blir fulgt i detalj, blir de opprinnelige rammebetingelsene i atmosfæren mindre viktig enn for modeller brukt til værvarsling. For å forutsi klimaet blir drivkreftene mye viktigere. Disse drivkreftene inkluderer mengden solenergi som når jorden, mengden partikler fra vulkanutbrudd i atmosfæren, og konsentrasjonen av antropogene avgasser og partikler i atmosfæren. Som interesseområdet forflyttes fra globalt, til regionalt, til lokalt, eller som tidsperioden av interesse blir mindre, blir amplituden i variabiliteten relatert til værfenomen større i forhold til signalet fra klimaendringer som opererer på lange tidsskalaer. Dette gjør påvisning av klimaendringene vanskeligere på mindre skala. Forhold i havet er også viktig, spesielt for sesong og dekadiske tidsskalaer. {FAQ 1.2, 9.4, 11.1}

Modell formulering. Formuleringen av AOGCMer har utviklet seg gjennom forbedret romlig oppløsning, og bedre numeriske metoder og parameteriseringer (f.eks. sjøis, grenselaget afmosfære-hav, blanding i havet). Flere prosesser har blitt inkludert i mange modeller i forbindelse med forskjelige viktige pådriv (f.eks. aerosoler er nå modellert interaktivt i mange modeller). Flere modeller holder et stabilt klima uten å ty til justeringer i fluksene, skjønt noen langsiktige trender forblir i kontrollsimuleringer med AOGCMer, f.eks. på grunn av langsomme prosesser i havet. {8.2, 8.3}

Simulering av dagens klima. På grunn av forbedringer i formuleringen av modellene er det blitt gjort fremskritt i simuleringen av mange aspekter ved dagens gjennomsnittlige klima. Simuleringer av nedbør, atmosfæretrykk på havnivå, og overflatetemperatur har alle blitt bedre, men der er ennå problemer, spesielt når det gjelder nedbør i tropene. Mens store problemer ennå er der i simuleringer av skyer (og deres tilbakevirkning på klimafølsomhet), har noen modeller vist forbedringer i simuleringer av enkelte sky typer (spesielt marine stratokumulus skyer). Simulering av ekstremvær (spesielt ekstreme temperaturer) er forbedret, men de fleste modellene simulerer for lite nedbør i de mest ekstreme hendelsene. Simuleringer av ekstratropiske sykloner har blitt forbedret. Noen modeller som er brukt til å forutsi endringer i tropiske sykloner kan simulere den observerte frekvensen og distribusjonen av tropiske sykloner. Forbedringer har blitt gjort i simuleringen av strukturen av vannmasser, meridional sirkulasjon og varmetransport i havet. Men, de fleste modellene viser mangler i simuleringer av sørlige havområder, noe som gir usikkerhet i modellert opptak av varme i havet når klimaet endrer seg. {8.3, 8.5, 8.6}

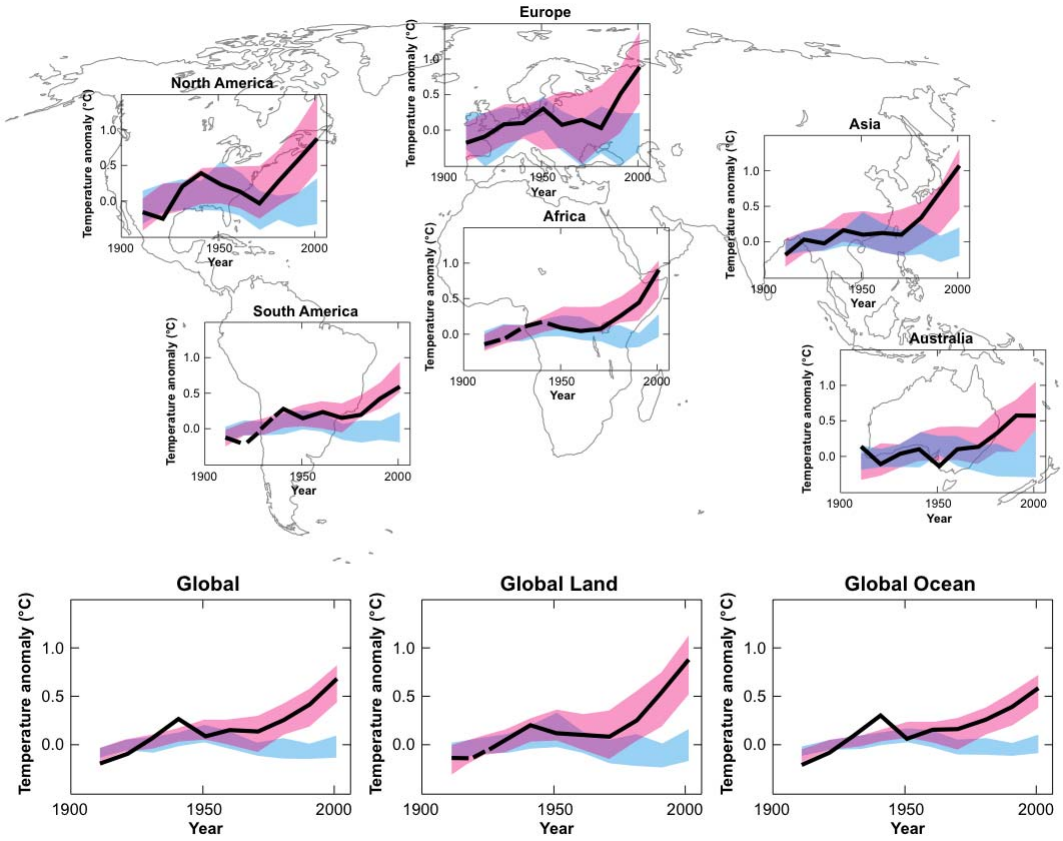
Simulering av moder av klimavariabilitet. Modeller simulerer dominante moder av ekstratropisk klimavariabilitet som ligner på det som er observert, NAM/SAM, PNA, PDO, men de har fremdels problemer med enkelte aspekter ved disse. Enkelte modeller kan nå simulere viktige aspekt ved ENSO, mens simuleringer av Madden-Julian Svingningene (MJO) fremdeles ikke er tilfredsstillende. {8.4}

Simulering av fortids klimavariabilitet. Fremskritt er blitt gjort i simuleringen av fortids klimavariabilitet. Uavhengig av kilden til disse endringene, er klimamodellenes evne til fysisk å forklare de observerte variasjonene i klima på forskjellige tidsskalaer med på å styrke tilliten til at modellene representerer mange viktige prosesser i forløpet av klimaet ut i det 21. århundre. Nye fremskritt inkluderer gjennombrudd i modellering av observerte endringer i ett vidt spekter av klimavariabler over det 20. århundre (f.eks. storskala overflate temperatur og ekstremer, sjøis utbredelse, trender i havoppvarming og nedbør på land). Det har også blitt gjort fremskritt

i evnen til å modellere mange av kjennetegnene til vidt forskjellige stadier av fortidsklima, slik som midt-Holosene og den siste istids maksimum, ved hjelp av identiske eller lignende modeller til de som blir brukt til å studere nåværende klima. Informasjon om faktorer behandlet som grenseverdier i paleoklimastudier inkluderer forskjellige stadier av isdekkene på kontinentene i disse periodene. Den gjennomgående forutsigelsen om økt global temperatur fra tidlige klimamodeller som en respons til økte konsentrasjoner av drivhusgasser, har blitt bekreftet av observasjoner gjort i ettertid. Dette styrker tilliten til klimaprojeksjonene og forståelsen av relaterte forpliktelser med hensyn til nært forestående klimaendringer. {6.4, 6.5, 8.1, 9.3, 9.4, 9.5}

Vær og sesongvarsling med klimamodeller. Noen få klimamodeller har blitt testet og vist seg egnet til både værvarsling og sesongvarsling når de blir satt i gang med tilbørlige observasjoner. Selv om den predikative verdien i modeller med et slikt oppsett ikke nødvendigvis betyr at de vil vise den riktige responsen til endringer i klimapådriv fra f.eks. drivhusgasser, vil de øke tilliten til at de har en tilstrekkelig formulering av viktige prosesser og fjernkoblinger i klimasystemet. {8.4}

Mål på nøyaktigheten i modellprojeksjoner. Muligheten for å utvikle mål på nøyaktigheten, basert på de overnevnte evalueringsmetodene, som kan bli brukt til å innskrenke usikkerheten ved å sette kvantitative bånd på klimamodellprojeksjonene, har blitt testet for første gang ved hjelp av modellensembler. Mens disse metodene viser gode resultater, har ett godt utprøvd rammeverk ennå ikke blitt etablert.

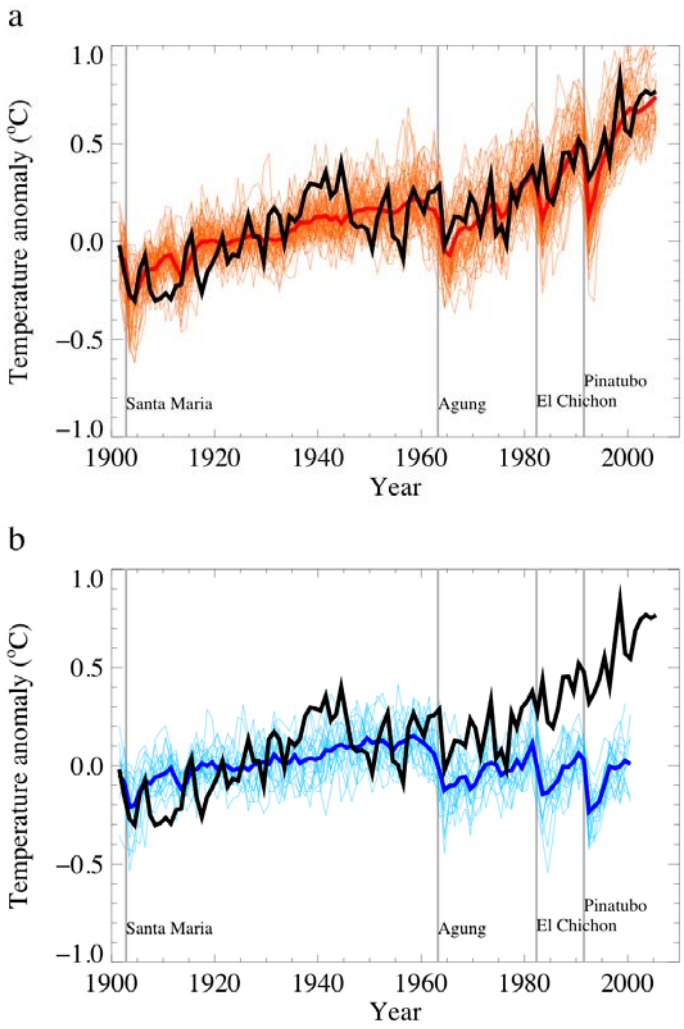


Figur TS.22. *Sammenligning av observerte endringer på kontinental og global skala i overflatetemperatur med resultater fra klimamodellsimuleringer med naturlige og antropogene pådrag. Tiårsmiddel for observasjoner er vist for perioden 1906 til 2005 (svart linje), plottet mot midten av tiåret og relativt til gjennomsnittet for 1901 til 1950. Linjene er stiplet der den romlige dekningen er mindre enn 50%. De blå båndene viser 5% til*

95%-spredningen for 19 simuleringer fra 5 klimamodeller som bare bruker naturlige pådrag fra solaktivitet og vulkaner. De røde båndene viser 5% til 95%-spredningen for 58 simuleringer fra 14 klimamodeller som bruker både naturlige og antropogene pådrag. En beskrivelse av datakilder og modeller som er brukt finnes i kapittel 9.4, FAQ 9.2, tabell 8.1 og i tilleggsinformasjonen for kapittel 9. {FAQ 9.2, figur 1}

TS.4.2 OPPHAVET TIL TEMPERATURENDRINGER I ROM OG TID

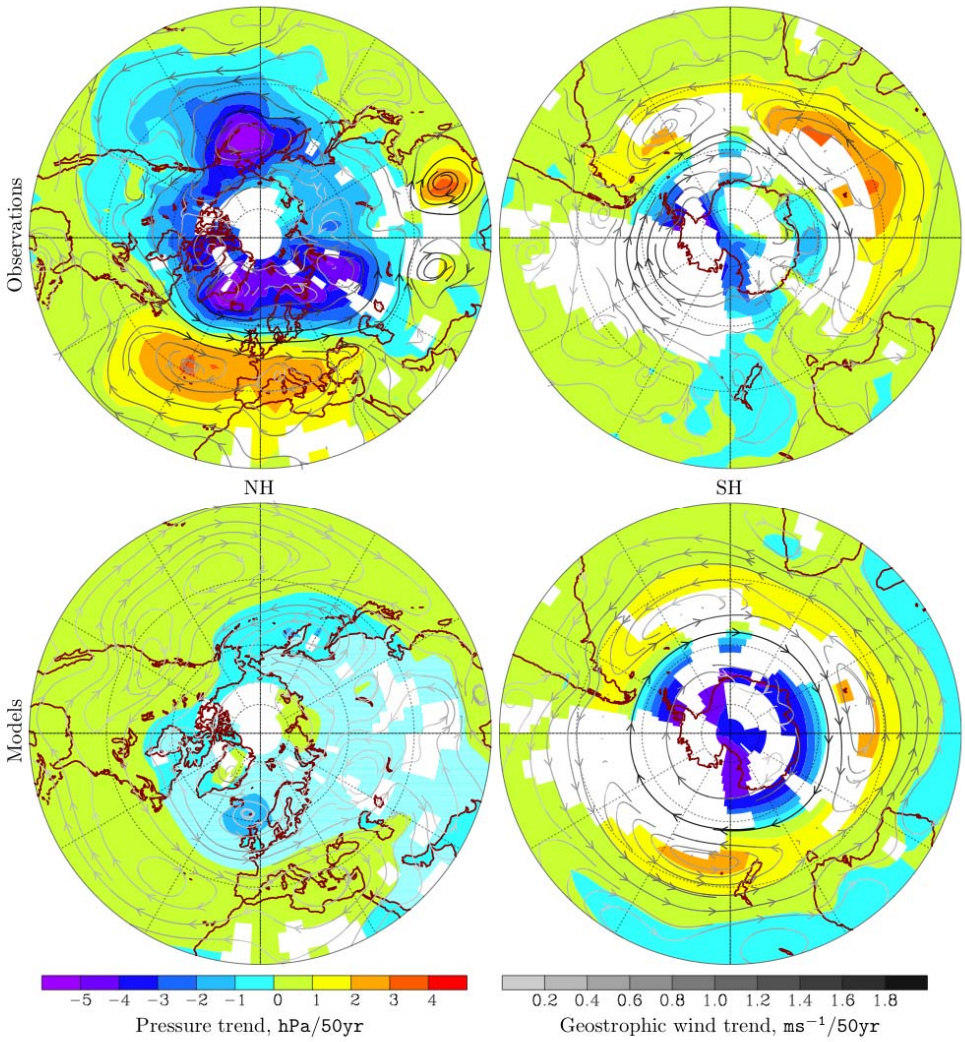
Den observerte troposfæriske oppvarmingen og stratosfæriske nedkjølingen skyldes i stor grad antropogent Pådriv, hovedsaklig gjennom økning i drivhusgasser og endringer i stratosfærisk ozon. Nye analyser siden den forrige hovedrapporten viser at disse temperaturendringene tilsvarer en økning i tropopausehøyden, noe som sannsynligvis skyldes endringer i drivhusgasser og stratosfærisk ozon. Fremdeles er det mye usikkerhet knyttet til estimering av troposfæriske temperaturtrender. Dette gjelder spesielt temperaturtrender fra radiosondedata.



Figur TS.23. *(a) Global midlete overflatetemperaturanomalier relativt til normalperioden 1901 til 1950 for observert (svart linje) og fra simuleringer med både antropogene og naturlige*

pådrag. Tykk rød linje viser snittet av flermodellensemblet og tynne røde linjer viser de individuelle simuleringene. Vertikale grå linjer viser tidspunkt for store vulkanutbrudd. (b) som i (a) men viser globalt midlede overflatetemperaturer for simuleringer med kun naturlige pådrag. Den tykke blå linjen viser snittet for flermodellensemblet og de tynne blå linjene viser individuelle simuleringer. Hver simulering ble samplet slik at de samsvarer med tilsvarende for observasjoner. {figur 9.5}

Det er sannsynlig at det menneskelige bidraget til økning i overflatetemperatur siden midten av det 20. århundre, midlet over alle kontinenter bortsett fra Antarktis, er betydelig. Observasjonsgrunnlaget fra Antarktis er for begrenset til at man kan foreta en vurdering av det. Menneskeskapt oppvarming har også blitt identifisert i noen sub-kontinentale områder. Koblede klimamodellers evne til å kunne simulere temperaturutviklingen på hvert av de seks kontinentene, styrker bevisene for menneskelig påvirkning på det globale klimaet, sammenliknet med den forrige hovedrapporten. Ingen koblede klimamodeller med kun naturlige Pådriv har vært i stand til å reprodusere den observerte økningen i global middeltemperatur. Dette gjelder også økningen i temperatur midlet over hvert av kontinentene (bortsett fra Antarktis).



Figur TS.24. *Trender i havnivåtrykk for desember t.o.m. februar basert på perioden 1955 til 2005. (Øverst) Trender beregnet fra et observasjonsdatasett og kun områder med observasjonsdekning er vist. (Nederst) Midlede trender simulert fra åtte koplede modeller som respons på endringer i naturlige og antropogene pådrag. De simulerte trendene er vist kun der observasjonstrendene er vist. Strømlinjer, som ikke er maskert, viser retningen til trendene i geostrofisk vind beregnet ut fra trender i havnivåtrykk. Skraveringen av strømlinjene viser størrelsen til endringen der mørkere strømlinjer svarer til større endringer i geostrofisk vind. Datakilder og modeller er beskrevet i kapittel 9 og i dens tilleggsmateriale. Tabell 8.1 gir flere detaljer. {figur 9.16}*

Det er vanskelig å bestemme opphavet til temperaturendringer på tidsskalaer som er mindre enn 50 år, og som har en geografisk utstrekning som er mindre enn størrelsen til kontinentene. Opphavet til temperaturendringer på slike tids- og lengdeskalaer har, med få unntak, ennå ikke blitt bestemt. Ved å midle over mindre regioner reduserer man den naturlige variabiliteten mindre enn ved midling over større områder. Dette gjør det vanskelig å skille mellom eksterne Pådriv og naturlig variabilitet på slike skalaer. Videre ser man at temperaturendringer forbundet med visse

variabilitetsmoder er dårlig representert i modellene for bestemte områder. Små detaljer i det eksterne pådrivet , samt modellenes simulerte respons til disse, er også mindre troverdige enn effekter på stor skala.

Ekstremtemperaturer ved bakken har sannsynligvis blitt utsatt for antropogent pådriv. Endringer i mange ulike ekstremverdier, som for eksempel antallet ekstremt varme og kalde dager og netter per år, samt størrelsen av selve temperaturene i disse tilfellene, og antall frostdøgn, er konsistente med en generell oppvarming. Man har avdekket menneskelig innflytelse på noen slike ekstremverdier. Det er også bevist en mulighet for at menneskelig aktivitet har ført til at risikoen for ekstremt varme somre i enkelte regioner, eksemplifisert med hetebølgen i Europa sommeren 2003, har økt.

TS.4.3 OPPHAVET TIL ENDRINGER I SIRKULASJON, NEDBØR OG ANDRE KLIMAVARIABLE.

Trender i den nordlige og sørlige annulære mode over de siste tiår kan sannsynligvis delvis knyttes til menneskelig aktivitet. **Disse trendene innebærer en reduksjon i bakketrykk over Nord- og Sørpolen.** (Se Figur TS-24) 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. Dermed har man avdekket en menneskelig påvirkning på det globalt midlede bakketrykk som også er konsistent med den observerte nedkjølinga 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 temperaturmønstre, samt i vind og stormbaner, på midlere og høyere breddegrader. Det er imidlertid vanskelig å tallfeste disse antropogene effektene, i og med at simuleringer av endring i Pådriv gjennom nittenhundretallet på den nordlige halvkule kun viser en kvalitativ sammenheng med observasjonene.

Det finnes beviser på ekstern innflytelse på den hydrologiske syklusen. Observerte storskala endringer i nedbør over landområder i det tjuende århundre er kvalitativt konsistente med simuleringer, noe som indikerer menneskelig påvirkning på klimaet. Omfanget av tørkeperioder på den nordlige halvkule i siste halvdel av det tjuende århundre har økt. Denne økningen ble reprodusert i en modell som tok hensyn til både antropogent og naturlig Pådriv. Flere studier viser at endringer i arealbruk, som overbeiting og nedhogst av skog til fordel for landbruk, sannsynligvis ikke har vært hovedårsaken til tørke i Sahel og Australia. Sammenlikninger mellom modeller og observasjoner indikerer at endringer i stormintensitet, nedbør over Sahel og monsunene, i det minste er delvis relatert til den observerte endringen i sjøens overflatetemperatur (SST). Det er forventet at antropogent Pådriv vil gi en global respons i SSTene, mens en slik regional sammenheng ikke har blitt avdekket. Endringer i nedbør avhenger av, i tillegg til sjøtemperaturen, endringer i sjøtemperaturenes tidsvariasjon og geografiske mønster, samt endringer i den atmosfæriske sirkulasjonen. Dette gjør det vanskelig å bestemme sammenhengen mellom menneskelig aktivitet og nedbør.

TS. 4.4 Paleoklimatiske studier av attribusjon

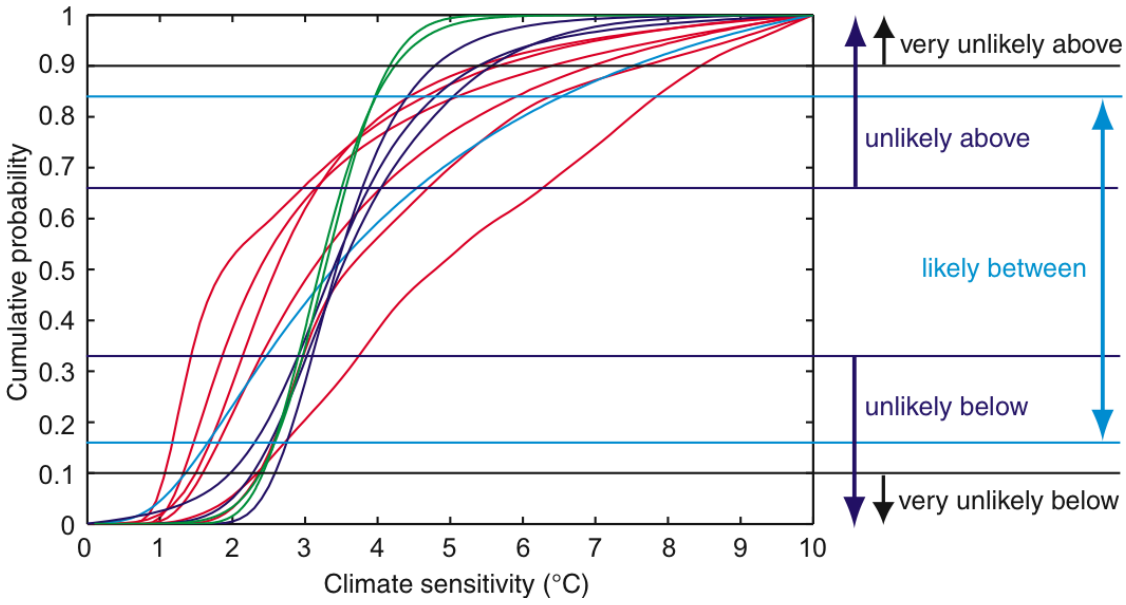
Det er meget sannsynlig at klimaendringer i de syv århundrene forut for 1950 ikke skyldtes utvunget naturlig variabilitet alene. Påvisnings (*detection*) og attribusjons studier viser at det er meget sannsynelig at en substansiell del av den rekonstruerte pre-industrielle, interdekadiske temperaturvariabiliteten kan tilskrives naturlige eksterne

pådriv. Slike pådriv inkluderer: episodisk kalde perioder på grunn av kjente vulkanske utbrudd hvorav flere var større enn de som kom i det 20. århundre (baserte på beviser fra blant annet iskjerner); og lengre langtids variasjoner i solinnstråling som for eksempel en redusert innstråling under Maunder Minimum. Det er videre sannsynlig at det antropogene pådrivet bidro til den tidlige 20. århundre oppvarmingen, dokumentert i disse arkivene. {6.6, 9.3}

Det er usannsynlig at usikkerheter kan føre til en spuriøs sammenheng mellom temperaturrekonstruksjoner og rekonstruksjoner av pådriv ettersom de er utledet av uavhengige proksier. Det tilgjengelige datagrunnlaget for å gjøre en lignende evaluering for den sørlige hemisfære er ikke tilstrekkelig.

TS.4.5 KLIMARESPONS TIL STRÅLINGSPERSPEKTIV

Spesifikasjoner av en sannsynlig variasjonsbredde og en mest sannsynelig verdi for ekvilibrium-klimasensitivitet i denne rapporten representerer en signifikant progresjon mht å kvantifisere klimasystemets respons til strålingspådrivet siden utgivelsen av den forrige hovedrapporten og et motsvar til de utfordringene som har vedvart i over 30 år. Den sannsynlige rekkevidden for ekvilibrium-klimasensitivitet, den forventede globale gjennomsnittlige oppvarmingen (i ekvilibrium) som skjer hvis CO2 konsentrasjonene vedvarte på et nivå dobbelt så høyt som de pre-industrielle verdiene (omtrent 550 ppm), ble estimert i den forrige hovedrapporten til sannsynligvis å være mellom 1.5 og 4.5 °C. I tidligere vurderinger var det ikke mulig å anskaffe et optimalt estimat og heller ikke estimere muligheten for at klimasensitiviteten muligens kunne falle utenfor den siterte rekkevidden. Flere tilnærminger har blitt brukt i denne vurderingen for å begrense klimasensitiviteten, inkludert bruken av AOGCMer, undersøkelser av den forbigående utviklingen av temperatur (bakke, luft og hav) gjennom de siste 150 årene og den hurtige responsen til det globale klimasystemet på forandringer i pådrivet forårsaket av vulkanske utslipp (se figur TS-25). Disse er komplimentert av estimater basert på paleoklimatiske studier som for eksempel rekonstruksjoner av temperaturen i den nordlige hemisfære gjennom det siste millennium og under siste istids maksimum. Store ensembler av klima modellsimuleringer har vist at modellenes evne til å simulerer nåværende klima er med på å avgrense klimasensitiviteten. {8.1, 8.6, 9.6, Boks 10.2}



Figur TS.25. *Kumulativ fordeling av klimasensitivitet beregnet fra observert oppvarming i det 20nde århundre (rød), modellklimatologi (blå), proksydata (lys blå) og fra klimasensitivitetene til AOGCMer (grønn). Horisontale linjer og piler markerer grensene for sannsynlighetsestimatene definert i IPCCs håndtering av usikkerhet (se boks TS.1) {Boks 10.2, figurer 1 og 2}*

Analyser av modeller sammen med avgrensninger fra observasjoner foreslår at ekvilibrium-klimasensitiviteten sannsynligvis befinner seg innenfor 2-4°C, men et beste estimat på omkring 3°C. Det er meget usannsynlig at de er mindre enn 1.5°C. Verdier betraktelig høyere enn 4.5°C kan ikke utelukkes, men samsvaret med observasjonene er ikke like bra for slike verdier. Sannsynligtetthetsfunksjoner (såkalte PDFs) utledet fra en basis av ulik informasjon og tilnærminger tenderer mot å ha en lang hale som strekker seg mot høye verdier som overgår 4.5°C. Analyser av klima og pådrivsutviklingen i tidligere århundrer og modellensemblestudier kan ikke utelukke en klimasensitivitet på 6°C eller mer. En faktor i dette er muligheten for en liten netto innstråling i det 20. århundre hvis indirekte nedkjølingseffekter som følge av aerosoler befinner seg i den øvre marginen av deres usikkerhet, noe som ville kansellere det meste av det positive pådrivet forårsaket av drivhusgasser. Det finnes imidlertid ikke en veletablert metode som tillater å estimere en enkelt PDF fra individuelle resultater og som inkluderer de forskjellige antagelsene som ligger til grunne for hver studium. Fraværet av klare avgrensninger som definerer høy klimasensitivitet forhindrer spesifiseringen av en 95. prosentil eller en meget sannsynlig rekkevidde for klima sensitivitet. {Boks 10.2}

Det er nå en økt konfidens i forståelsen av avgjørende klimaprosesser som er viktige for klimasensitivitet på grunn av forbedrede analyser og sammenligninger modeller i mellom og med observasjoner. Endringer i vanndamp dominerer tilbakekoblingene som påvirker klimasensitiviteten og er nå bedre forstått. Nye observasjon- og modellbaserte beviser favoriserer sterkt en kombinert vanndamp – lapse rate tilbakekobling tilsvarende den styrken en finner i *General Circulation Models* (GCMer). Det betyr at omtrent 1 Wm^{-2} per grad global temperatur økning, korresponderer til omtrent 50 % forsterkning av den gjennomsnittelige globale oppvarmingen. Slike GCMer har demonstrert evnen til å simulere variasjoner i humiditet som spenner fra sesong til interdekadalt nivå i den øvre troposfære over land og hav, og har også klart å simulere observert overflatetemperatur og humiditets endringer grunnet vulkanske utslipp. Tilbakekoblingsmekanismer som følge av skyer (spesielt fra lavereliggende skyer) forblir kilden for størst usikkerhet. For kryosfæriske tilbakekoblinger som følge av endringer i for eksempel snødekket har det blitt påvist at disse bidrar mindre til spredningen i modellestimater av klima sensitivitet enn skyer eller vanndampstilbakekoblinger, men de kan være viktige for regionale klima responser på midlere til høyere breddegrader. En ny modellsammenligning viser at forskjeller i strålingsformuleringer også kan bidra til denne spredningen. {3.4., 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Boks 10.2}

Forbedrede kvantifiseringer av klimasensitivitet tillater en evaluering av 'beste estimat' av ekvilibriumtemperaturer og variasjonsbredde avhengig av hvilket nivå konsentrasjonen av CO2 stabiliserer seg på. Disse ulike nivåene er basert på globale energi betraktninger (se tabell TS-5). Som i estimatet av klimasensitivitet, kan ikke en meget sannsynlig øvre grense bli etablert. Begrensninger i begrepet vedrørende strålingspådriv og klima sensitivitet bør man være klar over. Bare noen få AOGCMer har blitt kjørt til ekvilibrium under forhold med forhøyede CO2

konsentrasjoner, og noen resultater viser klimatilbakekoblinger kan endre seg over lengre tidsperioder, noe som fører til markante avvik fra estimat av oppvarming basert på klimasensitivitet som har blitt utledet fra blandingslags havmodeller og tidligere klimaendringer. {10.7}

Tabell TS-5. Beste estimat, sannsynlig og meget sannsynlig variasjon i global gjennomsnittelig ekvilibriumoverflatetemperaturøkning ΔT (°C) over preindustrielle temperaturer for ulike nivå av CO2 ekvivalent strålingspådriv, som utledet av klima sensitivitet.

Eq CO2	Beste estimat	Over meget sannsynlig	Sannsynligvis innenfor
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

Enighet mellom modeller for projiserte forbigående klimaendringer har også blitt bedre siden den forrige hovedrapporten. Variasjonsbredden til de transiente klimaresponser (definert som det globale midlede overflatelufttemperatur over en 20 års periode, sentrert på en tid med CO2 fordobling i et 1 % år økningseksperiment) blant modeller er mindre enn variasjonsbredden i ekvilibrium- klimasensitivitet. Denne parameteren er nå bedre avgrenset av multi-modell ensembler og sammenligninger med observasjoner; det er meget sannsynlig at den er større enn 1°C og meget usannsynlig at den er større enn 3°C. Den forbigående klimaresponsen er relatert til sensitivitet på en ikke-linær måte slik som for eksempel ved at høy sensitivitet ikke umiddelbart manifesteres i korttidsresponser. Forbigående klimaresponser er sterkt styrt av raten til havets varme opptak. Selv om havmodeller har blitt bedre, er det fremdeles slik at systematiske modelltilbøyeligheter og begrensede data på havtemperatur som brukes for å evaluere transient varmeopptak av havet påvirker presisjonen til nåværende estimat {8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

TS. 5 BEREGNINGER AV FREMTIDIGE KLIMAENDRINGER

Siden den forrige hovedrapporten er det blitt gjort mange viktige fremskritt i arbeidet med å beregne fremtidige endringer i klimaet. Et nytt tiltak har vært å gjøre nye modellresultater lett tilgjengelige for forskere utenfor klimamodelleringssentrene. Et sett med koordinerte standardeksperiment har vært gjennomført av fjorten modelleringsgrupper fra ti land ved bruk av 23 forskjellige atmosfære-hav-sirkulasjonsmodeller (AOGCM). Databasen fra disse modellkjøringene, analysert av hundrevis av forskere verden over, danner grunnlaget for mye av modellevalueringen som er gjort i denne IPCC rapporten. Det finnes mange fordeler med å analysere resultater fra et sett av flere modeller, for eksempel å teste hvor sensitiv en modell er ved endring i startbetingelser, og hvordan denne sensitiviteten stemmer overens med gjennomsnittet til de andre modellene. Bruken av et sett med flere modellkjøringer tillater mer robuste analyser av et videre spekter av modellresultater og en mer kvantitativ modellevaluering mot observasjoner, i tillegg til ny informasjon om statistisk variabilitet i modellkjøringene. {8.1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

Flere metoder for å beregne sannsynlige endringer i klimaet, både på global skala og bestemte geografiske områder, har kommet på banen siden den forrige hovedrapporten og er et viktig fokus i denne rapporten. Disse inkluderer metoder basert på resultat fra flere AOGCMer uten begrensninger fra 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 sånn som tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet, opptak av varme i havet, pådriv fra stråling og karbonsyklusen. Nært forestående endringer er sammenlignet med observerte trender vi har sett den siste tiden. Noen studier har endatil gitt sannsynlighet for ekstreme klimahendelser som varmebølger forårsaket av menneskelig aktivitet. Fremgang har også vært gjort siden den forrige hovedrapporten gjennom nye studier av hvor sannsynlig endringer i klimaet er basert på et videre spekter av klimaendringer, og av tilbakekoblingsmekanismer mellom klimasystemet og karbonsyklusen. {8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

Fremskritt innen klimamodellering har gitt et statistisk grunnlag for å skille mellom projiserte klimaendringer under ulike SRES-scenarier. Dette er nytt siden den forrige hovedrapporten, hvor det ikke var statistisk grunnlag for å skille mellom de ulike SRES-scenariene. På dette grunnlag er det i denne rapporten gjort rede for forskjellen mellom usikkerhet forbundet med klimamodellene og usikkerhet forbundet med fremtidige avtaler for utslipp av drivhusgasser. Tap av relevant informasjon for politisk bruk vil gå tapt ved å kombinere sannsynligheten for ulike projeksjoner. Fremtidige endringer basert på ulike utslippsscenarier vil derfor ikke bli kombinert i denne rapporten.

Modellsimuleringene som presenteres her ser på responsen til det fysiske klimasystemet ved en rekke fremtidige forhold gjennom idealiserte utslipp eller antatte konsentrasjoner. Inkludert er eksperimenter der drivhusgasser og aerosoler holdes konstant på det nivået vi hadde i 2000, eksperimenter med dobling og firedobling av CO2, SRES (fotnote her: SRES refererer til IPCC rapporten om utslippsscenarier). De ulike SRES-scenariene er oppsummert og illustrert i en boks helt bakerst i Oppsummering for beslutningstakere.) scenarier for perioden 2000 til 2100, og eksperimenter der drivhusgasser og aerosoler holdes konstant etter 2100, noe som har gitt helt ny informasjon om fysiske aspekter ved klimaendringer over lang tid og stabilisering av klimaet. SRES-scenariene har ikke tatt høyde for menneskelige initiativ.

Arbeidsgruppe I har derfor ikke evaluert muligheten eller sannsynlighet for en bestemt type utslippsscenario. {10.1, 10.3}

Et nytt datasett basert på flere jordsystemmodeller av middels kompleksitet (EMICer) komplimenterer AOGCM-eksperimenter med den hensikt å utvide tidshorisonten flere hundre år inn i fremtiden. Dette bidrar til en mer fullstendig oversikt over klimamodeller og beregnet respons i tillegg til ny informasjon om klimaendringen over lengre tidsskalaer når konsentrasjonen av drivhusgasser og aerosoler holdes konstant. Noen AOGCMer og EMICer inneholder en prognostisk modul av karbonsyklusen, som gir mulighet for å beregne mulige effekter og tilhørende usikkerheter i tilbakekoblingsmekanismer forbundet med karbonsyklusen. {10.1}

BOKS TS.8: HIERARKI AV GLOBALE KLIMAMODELLER

Endringer i global middeltemperatur og økning av havnivået grunnet termisk ekspansjon kan estimeres ved bruk av enkle klimamodeller (SCMer) som representerer hav-atmosfære-systemet ved globale eller hemisfæriske bokser, beregne global overflatetemperatur ved å bruke en ligning for energibalanse, bruke en foreskrevet verdi for klimasensitivitet og en enkel representasjon av varmeopptak i havet. Slike modeller kan kobles til forenklede modeller av biogeokjemiske sykluser som enkelt kan gi et estimat på klimaresponsen for et vidt spekter av utslippsscenarier. {8.8, 10.5}

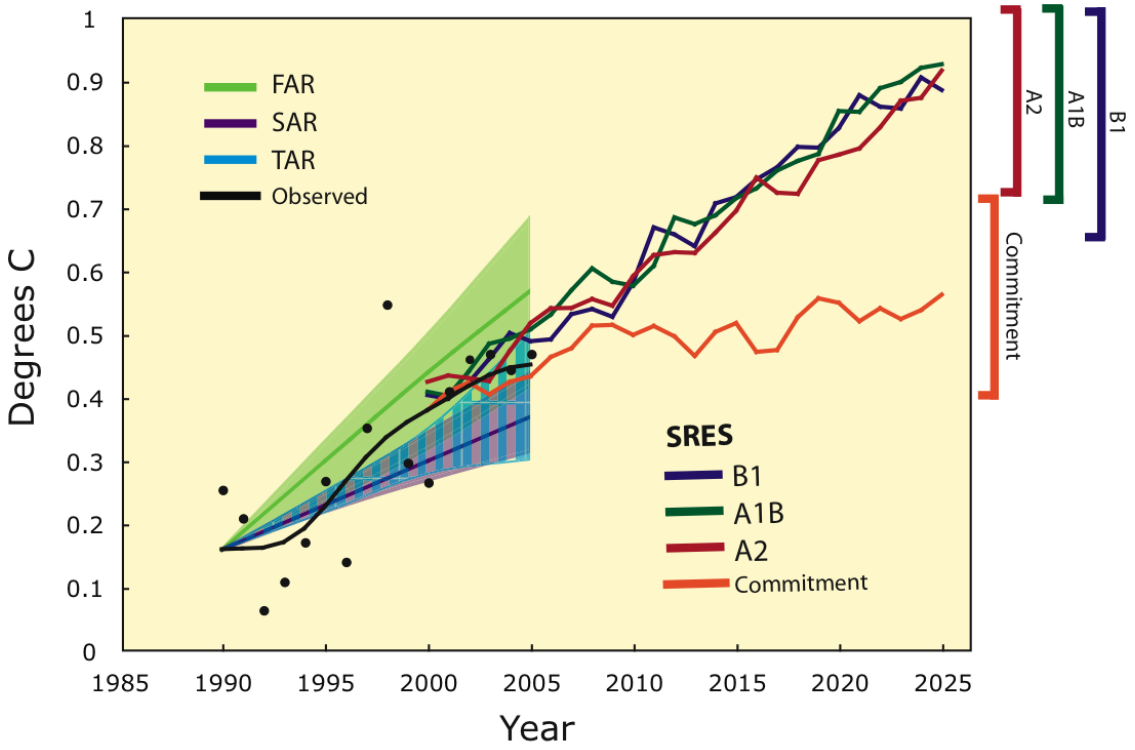
Jordsystemmodeller av middels kompleksitet (EMICer) inkluderer noe dynamikk av atmosfære og havsirkulasjon, eller parameterisering av denne, de inkluderer ofte en representasjon av biogeokjemiske sykluser, men de har typisk redusert romlig oppløsning. EMICer kan brukes til å studere klimaendringer på kontinental skala over lengre tid ved å koble de ulike komponentene i klimasystemet, og ved å gjøre et stort antall modellsimuleringer eller simuleringer over flere århundrer. Både når det gjelder SCMer og EMICer er det beregningsmessig mulig å teste hele spekteret av ulike parametere og ta høyde for usikkerheten i disse, enten ved å sette parametrene slik at resultatene stemmer overens med mer sofistikerte klimamodeller eller observasjoner, eller sette parametrene basert på teoretiske betraktninger. Begge disse to typer av modeller er derfor velegnet til å studere sannsynlige endringer i klimaet i fremtiden og gjør det mulig å sammenligne usikkerhet i klimarespons som oppstår ved usikkerhet i modellparametere kontra usikkerhet fra de ulike utslippsscenarier. EMICer har i større grad enn tidligere blitt grundig evaluert, og sammenligninger av et sett av disse modellene har vist at de er nyttige for å studere effekter involvert over lengre tidsskalaer eller der et stort antall simuleringer må gjøres. {8.8, 10.5, 10.7}

De mest avanserte og omfattende modellene er AOGCMer. Disse inneholder dynamiske komponenter for å beskrive prosesser i atmosfæren, i havet, på landjorden, i sjøis, samt andre komponenter. Det har vært gjort stor fremgang siden den forrige hovedrapporten (se boks TS.4.1), og flere enn 20 modeller fra forskjellige forskningssentre er tatt i bruk til klimasimuleringer. Selv om storskaladynamikken i disse modellene er omfattende må det fremdeles gjøres parameteriseringer av prosesser som ikke er oppløst, for eksempel skydannelse og nedbør, blandingsprosesser i havet fra bølger og dannelse av ulike vannmasser osv. Usikkerhet i hvordan denne parameteriseringen skal gjøres er hovedårsaken til hvorfor forskjellige AOGCMer avviker fra hverandre i simuleringer av klimaet. Selv om den romlige oppløsningen til AOGCMer blir bedre og bedre, er det fremdeles utilstrekkelig til å representere finskalastrukturer i klimaet i mange regioner. I slike tilfeller kan data fra AOGCMer brukes til å drive regionale klimamodeller der alle de omfattende prosessene representert av AOGCMer kombineres med mye høyere romlig oppløsning. {8.2}

TS.5.1 FORSTÅELSE AV KLIMAENDRINGER I NÆR FREMTID

Vår kunnskap om klimasystemet sammen med modellsimuleringer bekrefter at tidligere endringer i drivhusgasskonsentrasjoner vil medføre en uunngåelig oppvarming (se Boks TS.9 for definisjon) og fremtidig klimaendring. Nye

modellresultater for eksperimenter der konsentrasjoner for alle strålingspådriv ble holdt konstant gir bedre estimater for de uunngåelige endringer i atmosfæriske variabler som vil følge på grunn av lang responstid til klimasystemet, spesielt for havet. {10.3,10.7}



Figur TS.26 *Modellprojeksjoner av globalt midlet oppvarming sammenlignet med observert oppvarming. Observerte temperaturanomalier, som i Figur TS.6, er vist som årlige (svarte prikker) og dekadiske gjennomsnittsverdier (svart linje). Projiserte trender og deres variasjonsbredder fra IPCCs første (FAR) og andre (SAR) tilstandsrapporter er vist som grønn og magenta heltrukne linjer og skyggelagte områder, og den projiserte variasjonsbredden fra TAR er vist med vertikale blå stolper. Disse projeksjonene ble justert til å starte med den observerte dekadiske gjennomsnittsverdien i 1990. Gjennomsnittsprojeksjoner fra multimodellen i denne rapporten for SRES B1, A1B og A2 scenariene, som i Figur TS-32, er vist for perioden 2000-2025 som blå, grønne og røde kurver med usikkerhetsintervaller indikert langs aksen på høyre side. Den oransje kurven viser modellprojeksjoner sv oppvarming dersom drivhusgasser og aerosolkonsentrasjoner holdt konstant fra år 2000 – ensbetydende med uunngåelige klimaendringer. {figur 1.1 og 10.4}*

Tidligere IPCC projeksjoner for fremtidig klima kan nå sammenlignes med nylige observasjoner, som øker konfidensen for nær fremtidige projeksjoner og den underliggende fysiske forståelsen av uunngåelig klimaendring over noen få tiår. Projeksjoner for 1990-2005 gjort for IPCC sin første og andre klimarapport foreslår at global middeltemperatur øker med henholdsvis 0,3 °C og 0,15 °C per tiår. [5] Forskjellen

[5] Se IPCC første klimarapport, Policymakers Summary, og andre klimarapport, Technical Summary, Figur 18

mellom de to kan primært forklares med inkluderingen av aerosolkjølingseffekter i den andre rapporten, mens det var ingen kvantitativ basis for å gjøre dette i den første rapporten. Projeksjoner gitt i den forrige hovedrapporten er lik de i den andre hovedrapporten. Disse resultatene er sammenlignbare med observert verdier på omtrent 0,2 °C per tiår, som vist i figur TS-26, som gir bred tillit til slike projeksjoner i nær fremtid. Noe av denne oppvarmingen er uunngåelige effekter som et resultat av endringer i drivhusgasskonsentrasjoner fra tiden før de tidligere hovedrapportene. {1.2, 3.2}

Uunngåelige klimaendringer (se Boks TS.9) forårsaket av atmosfærisk sammensetning i år 2000 korresponderer til en oppvarmingstrend på omtrent 0,1 °C per tiår de to neste tiårene, i fraværet av store endringer i vulkansk aktivitet eller solinnstråling. Omtrent to ganger så mye oppvarming (0,2°C per tiår) forventes hvis utslippene faller under variasjonsbredden til SRES-markør-scenarier. Dette resultatet er upåvirkelig av valg av SRESmarkør scenarieer, ingen av dem er betraktet som klimainitiativ. Variasjonsbredden av forventet oppvarming innen 2050, viser begrenset sensitivitet i valget av SRES-scenarier (1.3 °C til 1.7 °C relativt til 1980-1999) med omtrent en fjerdedel hvis alle strålingsføringer ble stabilisert i dag, som kan forklares med uunngåelige klimaendringer {10.3, 10.5, 10.7}

Havnivået er forventet å fortsette å stige de neste tiårene. I løpet av 2000-2020 er raten av termisk ekspansjon under SRES A1B-scenariet forventet til å være 1,3±0,7 mm per år i ensemblet av AOGCMer, og er ikke signifikant forskjellig under A2 eller B1. Disse forventede ratene er innenfor usikkerheten av det observerte bidraget av termisk ekspansjon for 1993-2003 som er 1.6±0.6 mm per år. Tvungen termisk ekspansjon forbundet med atmosfærisk sammensetning i år 2000 representerer en større fraksjon av fremtidig termisk ekspansjonsdrevet havnivåstigning enn global middeloverflatetemperatur. {10.6, 10.7}

BOKS TS.9 UUNNGÅELIGE KLIMAENDRINGER

Hvis konsentrasjonene av drivhusgasser og aerosoler er holdt konstant etter en periode med endringer, vil klimasystemet fortsette å respondere på grunn av termisk treghet i hav og isflater og deres lange tidsskala for tilpasning. *Uunngåelig oppvarming* er her definert som en fortsatt endring i global middeltemperatur etter at atmosfærisk sammensetning, og herunder strålingspådriv, er holdt konstant. Uunngåelige endringer involverer også andre aspekter av klimasystemet, spesielt havnivå. Legg merke til at å holde konsentrasjonene for ulike strålingskomponenter konstant impliserer at pågående utslipp balanserer naturlige fjerningsrater, som for de fleste bidrag vil være ekvivalent til stor reduksjon i utslipp, selv om korresponderende modelleksperimenter ikke er ment til å bli betraktet som utslippscenarioer. {FAQ 10.3}

Troposfærens tilpasser seg endringer i grensebetingelsene på tidsskalaer kortere enn en måned eller så. Grunt hav responderer med tidsskalaer på flere år til tiår, mens dypt hav og innlandsis responderer på tidsskalaer fra århundrer til årtusener. Når strålingspådriv endres, er det en tendens til at atmosfærens interne egenskaper tilpasser seg raskt. Men, siden atmosfæren er strengt koplet til havets blandingslag, som igjen er koblet til dypere havlag, tar det veldig lang tid før atmosfæriske variabler kommer i likevekt. I løpet av lange perioder hvor overflateklimaet endrer seg veldig sakte, kan en betrakte at atmosfæren er i en tilnærmet likevekststilstand og mesteparten av energien er absorbert av havet, således er havets varmeopptak er et sentralt mål på klimaendring. {10.7}

TS.5.2 STORSKALA PROJEKSJONER FOR DET 21. ÅRHUNDRET

Dette kapittelet dekker fremskritt i forståelsen av klimaprojeksjoner på global skala og prosessene som påvirker deres storskalamønstre i det 21. århundret. En mer spesifikk diskusjon av endringer på regional skala følger i kapittel 5.3.

Forventet globalt midlet oppvarming ved overflaten ved slutten av det 21. århundret (2090–2099) er avhengig av scenario. Den virkelige oppvarmingen kommer til å bli signifikant påvirket av de virkelige utslippene. Oppvarming sammenlignet med 1980–1999 for seks SRES-scenarier, oppgitt som beste estimat og med tilhørende sannsynlige intervall, er: 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, observasjonsbegrensninger og andre metoder til å kvantifisere variasjonsbredden av modellrespons (se Figur TS-27). Kombinasjonen av flere bevisføringer tillater at en sannsynlighet kan tildeles de resulterende intervallene, noe som representerer et viktig fremskritt siden den forrige hovedrapporten. {10.5}

Tabell TS.6. *Forventet midlere global overflateoppvarming og havnivåstigning ved slutten av det 21. århundret. {10.5, 10.6, Tabell 10.7}*

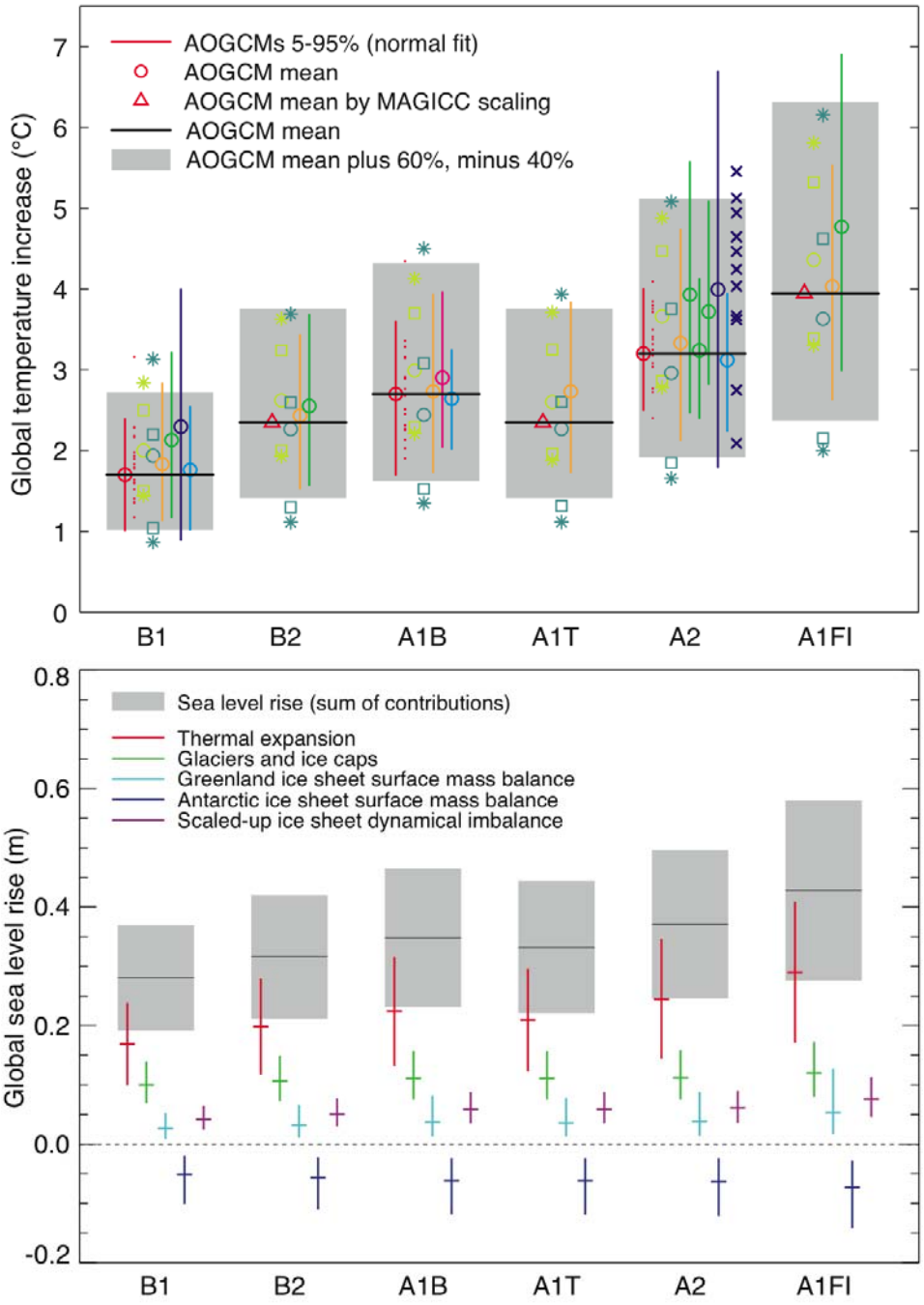
Case	Temperature Change (°C at 2090-2099 relative to 1980-1999) [a]		Sea Level Rise (m at 2090-2099 relative to 1980-1999)
	Best estimate	*Likely* range	Model-based range excluding future rapid dynamical changes in ice flow
Constant Year 2000 concentrations [b]	0.6	0.3 – 0.9	NA
B1 scenario	1.8	1.1 – 2.9	0.18 – 0.38
A1T scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.45
B2 scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.43
A1B scenario	2.8	1.7 – 4.4	0.21 – 0.48
A2 scenario	3.4	2.0 – 5.4	0.23 – 0.51
A1FI scenario	4.0	2.4 – 6.4	0.26 – 0.59

Noter: [a]Disse estimatene er fastsatt fra et hierarki av modeller som omfatter enkle klimamodeller, flere EMICer og et stort antall AOGCMer. [b]Estimatene ved bruk av konsentrasjonene fra år 2000 er fastsatt kun ved bruk av AOGCMer.

De vurderte usikkerhetsintervallene er større enn de som ble gitt i den forrige hovedrapporten fordi de omfatter et videre spenn av modeller og tilbakekoblingsmekanismer i karbonsyklusen. Oppvarming har en tendens til å redusere opptaket av atmosfærisk karbondioksid i havet og på land, og dette øker den delen av de antropogene utslippene som blir værende i atmosfæren. For A2-scenariet eksempelvis, øker CO2-tilbakekoblingene den tilhørende globalt midlete oppvarmingen i år 2100 med mer enn 1°C. {7.3, 10.5}

Ventet globalt midlet havnivåstigning ved slutten av det 21. århundret (2090–2099) relativt til 1980–1999 for de seks SRES-scenariene, oppgitt som beste estimat og med 5 % – 95 %-intervaller, basert på AOGCM-resultater, er: 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; A1FI: 0,43 (0,28–0,58) meter. Forbedrete målinger av nylige massetap fra isbreer har redusert usikkerheten i forhold til den forrige hovedrapporten, og dette bidrar til en lavere øvre grense. Termal utvidelse bidrar med 60 % - 70 % til det beste estimatet for hvert scenario. En ytterligere forbedring siden den forrige hovedrapporten er bruken av AOGCMer til å evaluere havets varmeopptak og termiske ekspansjon. Dette har også redusert den øvre grensen sammenlignet med den enkle modellen som ble brukt i den forrige hovedrapporten. I alle SRES-scenariene er det svært sannsynlig at den gjennomsnittlige hevingsraten av havnivået i løpet av det 21. århundret overskrider gjennomsnittsraten i perioden 1961–2003 (1.8 $\pm$ 0,5 mm per år). For en gjennomsnittlig modell er spredningen av havnivåstigningen blant scenariene bare 0,02 meter ved midten av århundret, men ved slutten av århundret er den 0,15 meter. Disse intervallene inkluderer ikke usikkerheter i karbonsyklusens tilbakekoblinger eller prosesser som har med transport av is å gjøre fordi det mangler et grunnlag i den publiserte litteraturen. {10.6, 10.7}



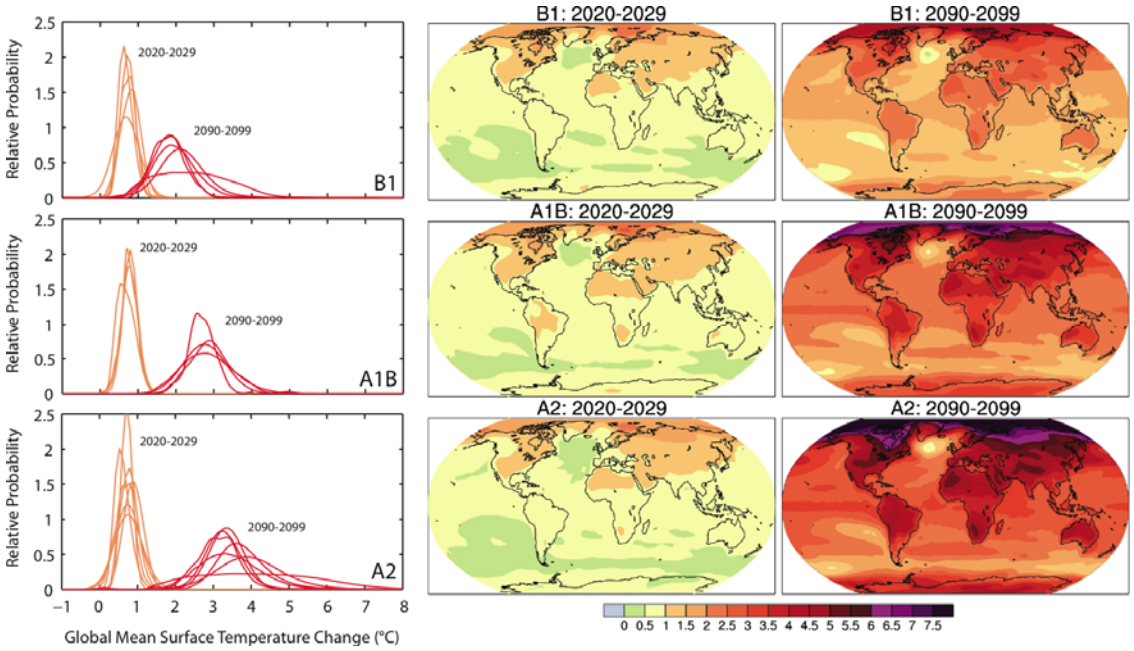
Figur TS.27 *(Øverst) Projisert forandring i global gjennomsnittstemperatur i 2090-2099 i forhold til 1980-1999 for de seks SRES markørscenariene basert på resultater fra forskjellige og uavhengige modeller. Gjennomsnittet og variasjonsbredden av gjennomsnittet minus 40 % til pluss 60 % er vist som henholdsvis svarte horisontale heltrukne linjer og grå stolper. Usikkerheter forbundet med karbonsyklus er estimert fra scenario A2 basert på Koblet Karbon Syklus Klima Modell Sammenligning Prosjekt (C4MIP) modeller (mørkeblå kors), og for alle markørscenariene ved å bruke en EMIC (lyseblå symboler). Andre symboler representerer individuelle studier (se Figur 10.29 for detaljer om de ulike modellene). (Nederst) Projisert økning i globalt gjennomsnittshavnivå og dets komponenter i*

2090-2099 (relativt til 1980-1999)for de seks SRES-markørscenariene. Usikkerhetene gir 5-95 % intervallene, basert på spredning av modellresultater, og inkluderer ikke karbonsyklususikkerheter. Bidragene er utledet ved å skalere AOGCM-resultater og estimere forandring i landis fra temperaturforandringer (se Appendiks 10.A for detaljer). Individuelle bidrag er lagt til for å få den totale økning i havnivået. Dette inkluderer ikke bidraget fra dynamisk ubalanse i isdekke, hvis nivå på nåværende forståelse forhinder å gi et beste estimat.{Figurer 10.29 og 10.33}

Endringer i kryosfæren kommer til å fortsette å påvirke havnivåstigningen i løpet av det 21. århundret. Det er ventet at isbreer, iskapper og isdekket på Grønland vil reduseres i det 21. århundret fordi økt smelting kommer til å overskride økte snømengder. Gjeldende modeller antyder at det antarktiske isdekket kommer til å forbli for kaldt for storstilt smelting, og at det kan ta til seg masse i fremtiden på grunn av økte snømengder, noe som bidrar til at havoverflaten synker. Likevel kan endringer i isdynamikken føre til at bidragene til havnivåstigningen fra både Grønland og Antarktis øker. Nylige observasjoner fra noen utløpsbreer på Grønland gir sterke bevis for forsterket flyt når ishyller fjernes. På det sentrale Vest-Grønland har det blitt observert en sesongbetont variasjon i transporten i breen og en korrelasjon med sommertemperaturen, og dette antyder at smeltevann fra overflaten kan ta del i et system av dreneringsruter under isbreen, noe som smører transporten i breen. Ved hjelp av begge disse mekanismene kan en sterkere overflatesmelting i løpet av det 21. århundret føre til en akselerasjon av transporten og kalving, og dermed øke bidraget til havnivåstigning. I noen deler av Vest-Antarktis har store akselerasjoner av isflyt nylig forekommet, noe som kan ha sin årsak i at bremmene har blitt tynnere grunnet global oppvarming. Selv om dette ikke har blitt formelt knyttet til antropogene klimaendringer som skyldes drivhusgasser, antyder det at en fremtidig oppvarming vil kunne føre til raskere massetap og større havnivåstigning. Kvantitative projeksjoner av denne effekten kan ikke bli gjort med pålitelighet. Hvis nylig observerte økninger i kalvingsrater fra Grønland og Antarktis skulle øke lineært med endringer i den globale gjennomsnittstemperaturen, ville det ha lagt til 10-25 % til sentralestimatet av havnivåstigning for alle scenariene over. Forståelsen av disse effektene er for begrenset til at man kan gi et beste estimat. {4.6, 10.6}

Mange av de globale og regionale mønstrene av temperatur og nedbør som ble sett i projeksjonene i den forrige hovedrapporten består i den nye generasjonen modeller og på tvers av ensembleresultater (se Figur TS-28). Det faktum at disse mønstrene har forholdt seg stort sett uendret mens modellsimuleringene jevnt over har blitt forbedret, gjør at man har større tillit til at de er robuste (Boks TS.4.1). Dette øker påliteligheten til at mønstrene reflekterer grunnleggende fysiske begrensninger på klimasystemet etter hvert som det varmes opp. {8.3, 8.4, 8.5, 10.3, 11.2-11.9}

De ventete temperaturforandringer i det 21. århundre er positive alle steder. Det har et maksimum på høye breddegrader og over land på den nordlige halvkule om vinteren, og øker når man flytter seg bort fra kysten og til det indre av kontinentene. I ellers like områder geografisk sett, er oppvarmingen typisk større i tørre enn i fuktige områder. {10.3, 11.2-11.9}



Figur TS.28 *Projiserte forandringer I overflatetemperatur for den første og siste delen av det 21. århundret. Panelene i midten og til høyre viser gjennomsnittsprojeksjoner (oC) fra AOGCM multimodell for B1 (øverst), A1B (i midten) og A2 (nederst) SRES-scenariene midlet over tiårene 2020-2029 (midten) og 2090-2099 (høyre). Det venstre panelet viser de korresponderende usikkerhetene som de relative sannsynlighetene for estimert gjennomsnittlig global oppvarming fra mange forskjellige AOGCM- og EMIC-studier for de samme periodene. Noen studier viser resultater kun for en undergruppe av SRES-scenarier, eller for forskjellige modellversjoner. Derfor skyldes forskjellen i antall kurver i panelene til venstre kun den ulike tilgjengeligheten til resultater. {Tilpasset fra Figurer 10.8 og 10.28}*

Oppvarmingen er minst over de sørlige havene og i Nord-Atlanteren. Temperaturen ser ut til å bli varmere også over Nord-Atlanteren og Europa til tross for en ventet svekkelse av MOC i de fleste modellene, og dette skyldes den mye større påvirkningen fra økningen i drivhusgasser. Beregnet mønster av sonalt midlede temperaturendringer i atmosfæren viser en maksimal oppvarming i den øvre tropiske troposfæren og nedkjøling i stratosfæren. Videre er sonalt midlet oppvarming i havet forventet å forekomme først nær overflaten og på de nordre midlere breddegrader, med en oppvarming som gradvis nærmer seg havets indre, og da tydeligst på høye breddegrader hvor den vertikale blandingen er størst. Forventet endringsmønster er veldig tilsvarende i tilfellene for slutten av århundret, uavhengig av scenario. Sonalt midlede felter som er normalisert med den gjennomsnittlige oppvarmingen er veldig tilsvarende for de scenariene som er undersøkt (se Figur TS-28). {10.3}

Det er veldig 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 %). Den ventete reduksjonen av den atlantiske MOC skyldes de kombinerte effektene av en økning i temperatur og nedbør på høye breddegrader, som reduserer tettheten til

overflatevannet i Nord-Atlanteren. Veldig få AOGCM-studier har inkludert effekten av ytterligere ferskvann fra smelting av Grønlandsisen, men de som har det antyder at dette vil føre til en komplett nedstengning av MOC. Alt i alt er det sannsynlig at MOC blir redusert, kanskje knyttet til en signifikant reduksjon av dypvannsdannelse i Labradorhavet, men det er veldig usannsynlig at MOC kommer til å gjennomgå en stor og plutselig overgang i løpet av det 21. århundret. {8.7, 10.3}

Modeller indikerer at havnivåstigningen i løpet av det 21. århundret ikke kommer til å bli geografisk uniform. Under scenario A1B for 2070–2099 gir AOGCMene et midlere romlig standardavvik på 0,08 meter, noe som er omtrent 25 % av sentralestimatet for den globale gjennomsnittlige havnivåstigningen. De geografiske mønstrene for fremtidens havnivåstigning stammer for det meste fra endringer i fordelingen av varme og saltholdighet i havet og følgende endringer i havets sirkulasjon. Ventete mønstre viser mer samsvar på tvers av modellene enn de som ble analysert i den forrige hovedrapporten. Fellestrekkene er en havnivåstigning mindre enn gjennomsnittet i Sørishavet, større enn gjennomsnittet i Arktis, og et smalt bånd med kraftig havnivåstigning som strekker seg på kryss av den sørlige Atlanteren og Det indiske hav. {10.6}

Projeksjoner av endringer i ekstremer som hyppigheten av hetebølger, er bedre kvantifisert enn i den forrige hovedrapporten, noe som skyldes forbedrete modeller og en bedre vurdering av modellspredningen basert på flermodellsensembler. Den forrige hovedrapporten konkluderte med at det var en risiko for økte temperaturekstremer, med flere ekstreme episoder med hete i et fremtidig klima. Dette resultatet har blitt bekreftet og utvidet i nyere studier. Framtidige økninger i temperaturekstremer er ventet å følge økninger i gjennomsnittstemperatur over det meste av verden unntatt der hvor overflateegenskapene (for eksempel snødekket eller fuktigheten i jordsmonnet) endres. En flermodellsanalyse, basert på simuleringer fra 14 modeller for 3 scenarier, undersøkte endringene i de ekstreme årstidstemperaturene (desember-februar og juni-juli), hvor ekstremer er definert til å ligge over 95-persentilen av simulert temperaturfordeling for det 20. århundret. Ved slutten av det 21. århundret øker den ventete sannsynligheten for ekstremt varme årstider til 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 hetebølger i et fremtidig klima er forventet å bli mer intense, vare lengre og forekomme oftere. Basert på et flermodellsensemble med 8 modeller har man simulert at hetebølger har økt i løpet av siste del av det 20. århundret, og at de er ventet å øke globalt og i de fleste regioner. {8.5, 10.3}

For et varmere fremtidig klima venter modellene en nedgang på 50 til 100 % i hyppigheten av kaldluftsutbrudd om vinteren relativt til nåtiden i de fleste regioner på den nordlige halvkule. Resultater fra et flermodellsensemble med 9 medlemmer viser en simulert nedgang i frostdager for det 20. århundret som fortsetter inn i det 21. århundret globalt og i de fleste regioner. Lengde på vekstsesongen er en størrelse som er relatert til frostdager, og denne er ventet å øke i et fremtidig klima. {10.3, FAQ 10.1}

Snødekket er ventet å minke. Vidstrakte økninger i smeltedybde over de fleste permafrostregionene er ventet å forekomme. {10.3}

Under flere forskjellige scenarier (SRES A1B, A2 og B1) er store deler av Det arktiske hav ikke lenger forventet å ha isdekke hele året rundt ved slutten av det 21. århundret. Arktisk sjøis er sensitiv for oppvarming. Selv om de ventete endringene

av vinterisen er moderate, er sjøisen sent om sommeren ventet å forsvinne nesten fullstendig mot slutten av det 21. århundret under A2-scenariet i noen modeller. Reduksjonen blir akselerert av et antall positive tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet. Is-albedo-tilbakekoblingen tillater åpent hav å motta mer varme fra solen om sommeren. Samtidig blir den isolerende effekten til sjøisen redusert, og økningen av varmetransporten til Arktis i havet reduserer isdekket ytterligere. Modellsimuleringer indikerer at isdekket sent om sommeren blir betydelig redusert og utvikler seg generelt på samme tidsskala som global oppvarming. Antarktisk sjøisdekke er også ventet å minke i det 21. århundret. {8.6, 10.3, Boks 10.1}

Trykket ved havoverflaten er ventet å øke i subtropiske strøk og på midlere breddegrader, og minke over høye breddegrader knyttet til en utvidelse av Hadley-sirkulasjonen 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 den ventete endringen er generelt større for SAM, og det er en omfattende spredning mellom modellene. Som et resultat av disse endringene er stormbanene forventet å bevege seg mot polene, og dette fører med seg endringer i vind-, nedbørs- og temperaturmønstre utenfor tropene, slik at det brede mønsteret av observerte trender over det siste halve århundret fortsetter. Noen studier antyder færre stormer på midlere breddegrader. Det er også indikasjoner på endringer i den ekstreme bølgehøyden som er knyttet til stormbaner og sirkulasjon i endring. {3.6, 10.3}

I de fleste modellene varmes de sentrale og østlige havoverflatetemperaturene ved ekvator i Stillehavet mer opp enn i det vestlige Stillehavet ved ekvator, med et tilhørende gjennomsnittlig skifte av nedbør mot øst. ENSOs mellomårlige variabilitet er ventet å fortsette i alle modellene, selv om endringene er forskjellige fra modell til modell. Store forskjeller mellom modellene i forventete endringer av amplituden til El Niño, samt El Niños iboende variabilitet på århundreskala i modellene, forhindrer en definitiv projeksjon av trendene i El Niños variabilitet. {10.3}

Nyere studier med forbedrete globale modeller, med oppløsning i intervallet fra omtrent 100 til 20 km, antyder fremtidige endringer i antallet og intensiteten til fremtidige tropiske sykloner (tyfoner og tropiske orkaner). En syntese av modellresultater til dags dato indikerer, for et fremtidig klima, en økt maksimal vindintensitet og en økt gjennomsnittlig og maksimal nedbørsintensitet i fremtidige tropiske sykloner, med muligheten for en nedgang i antallet relativt svake orkaner, samt et økt antall intense orkaner. Det totale antallet tropiske sykloner globalt sett er imidlertid ventet å avta. Den antatt observerte økningen i antallet veldig intense orkaner i det 20. århundret er i samme retning, men mye større enn det som blir forutsagt av teoretiske modeller. {10.3, 8.5, 3.8}

Siden den forrige hovedrapporten er forståelsen av ventete nedbørsmønstre i ferd med å forbedres. Økninger i nedbørsmengdene er veldig sannsynlig, mens nedganger er sannsynlig i de fleste subtropiske regioner (med så mye som rundt 20 % i A1B-scenariet i 2100). Mot polene fra 50 grader er den gjennomsnittlige nedbøren ventet å øke på grunn av økningen i mengden vanndamp i atmosfæren og den tilhørende økningen i transporten av damp fra lavere breddegrader. Når man beveger seg mot ekvator er det en overgang til stort sett minkende nedbør i subtropiske strøk (20-40 grader). På grunn av økende transport av vanndamp ut av subtropiske strøk og en utvidelse av de subtropiske høytrykkssystemene mot polene er tendensen mot uttørking spesielt tydelig mot de høyere breddegradene av subtropiske strøk (se Figur TS-30). {8.3, 10.3, 11.2-11.9}

Modellene antyder at endringer i gjennomsnittlig nedbørsmengde, selv der den er robust, kommer til å stige over naturlig variabilitet saktere enn temperatursignalet. {10.3, 11.1}

Tilgjengelig forskning indikerer en tendens mot en økning i kraftig døgnnedbørshendelser i mange regioner, inkludert noen der den gjennomsnittlige nedbøren er ventet å avta. I de sistnevnte kan nedgangen i regnmengdene knyttes til en reduksjon i antallet regndager heller enn regnets intensitet når det forekommer. {11.2-11.9}

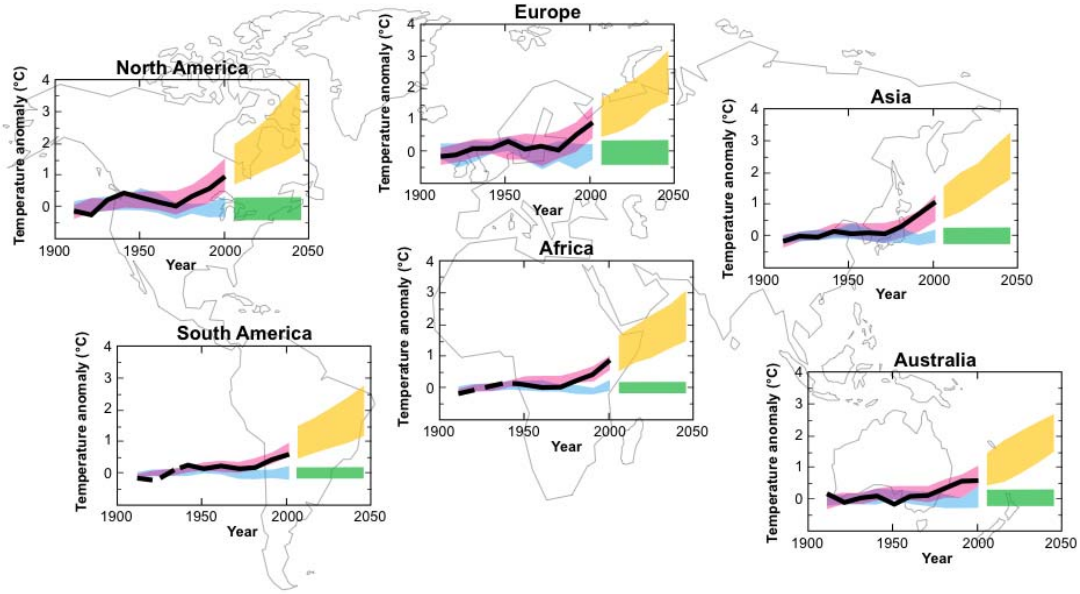
TS.5.3 REGIONALE SKALAPROJEKSJONER

For hver av de kontinentale regioner er den forventede oppvarmingen for 2000-2050 fra SRES-utslippsscenarioer større enn globalt middel og større enn observert oppvarming for det forrige århundret. Den forventede oppvarmingen de neste tiårene i det 21. århundret, når den er midlet over kontinentene individuelt, vil substansielt overstige det estimerte 20. århundrets naturlige drevet og ikke-drevet variabilitet i alle tilfeller bortsett fra Antarktis (Figur TS-29). Modellens beste-estimat projeksjoner indikerer at tiårig gjennomsnittsoppvarming for hvert kontinent, bortsett fra Antarktis, ved 2030 er veldig sannsynlig å være minst to ganger den korresponderende modellestimerte naturlige variabilitet i løpet av det 20. århundre. Den simulerte oppvarmingen for denne perioden er ikke veldig sensitiv ovenfor valg av scenario fra SRES-settet som illustrert i Figur TS-32. På lengre tidsskala er valg av scenario viktigere som vist i Figur TS-28. Den projiserte oppvarmingen i SRES-scenarier over perioden 2000-2050 overskrider også estimater for naturlig variabilitet når det er midlet over de fleste subkontinentale regioner. {11.1}

BOKS TS.9 REGIONAL NEDSKALERING

Den regionale klimasimuleringen i AOGCMene er forbedret, og som en konsekvens av dette også i nøstete regionale klimamodeller og i empiriske nedskaleringsteknikker. Både dynamiske og empiriske nedskaleringsteknikker viser økende evne til å simulere lokale særtrekk når atmosfærens observerte tilstand på skalaer som oppløses av dagens AOGCMer blir brukt som input. Tilgjengeligheten til nedskalering og andre studier med et regionalt fokus er fremdeles ulikt geografisk fordelt. Dette fører til en ujevnhet i de vurderingene som kan tlbys, og særlig for ekstreme værhendelser. Nedskaleringsstudier viser at lokale nedbørsendringer kan skille seg signifikant fra de som er ventet ut fra det hydrologiske responsmønsteret på stor skala, særlig i nærheten av kompleks topografi.

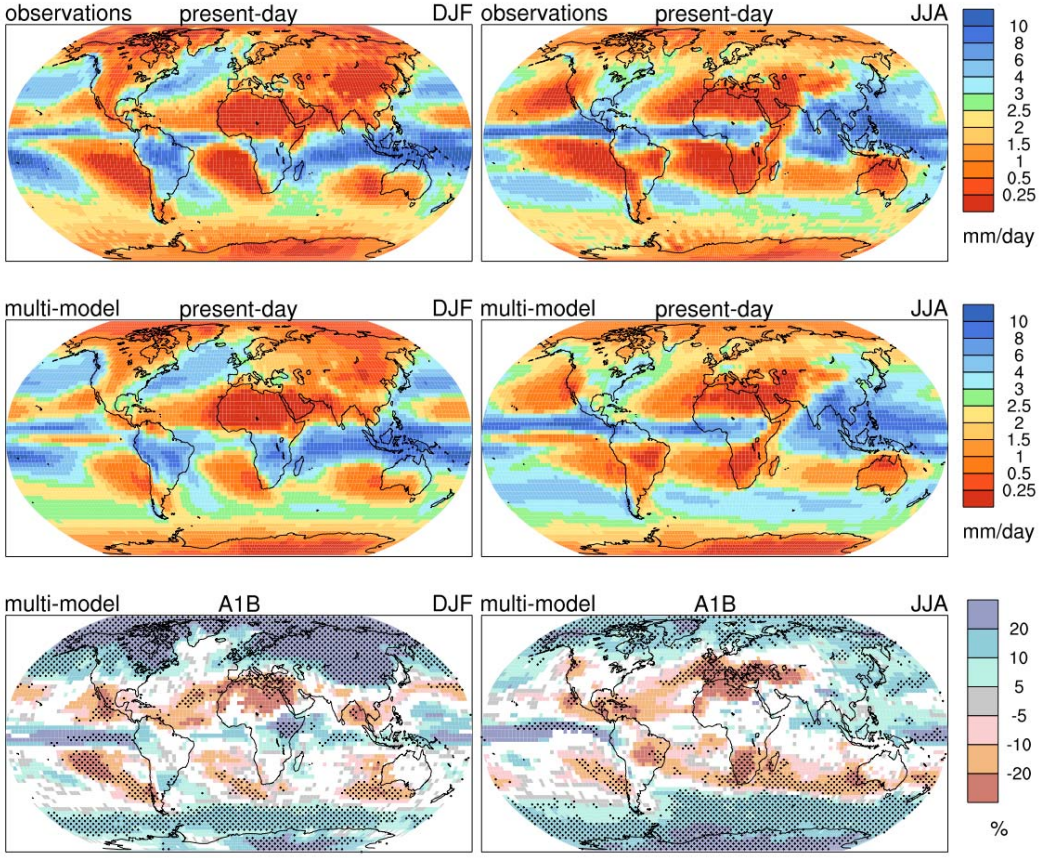
Det gjenstår flere viktige usikkerhetskilder som begrenser evnen til å forutse regionale klimaendringer. Samtidig som de hydrologiske responsene er relativt robuste i visse nøkkelregioner i subpolare og subtropiske strøk, er det en usikkerhet knyttet til den nøyaktige beliggenheten til disse grensene mellom økende og avtagende nedbør. Det er noen viktige klimaprosesser som har en signifikant effekt på det regionale klimaet, men hvis klimaendringsrespons fremdeles er dårlig forstått. Dette gjelder blant annet ENSO, NAO, blokkering, den termohaline sirkulasjonen og endringer i fordelingen av tropiske sykloner. I de regionene hvor topografien i stor grad kontrollerer klimamønstrene er det ofte utilstrekkelig informasjon om klimaendringer på topografiens fine romlige oppløsning. I noen regioner har det kun blitt foretatt svært begrenset forskning på ekstreme værhendelser. Videre blir forventete klimaendringssignaler sammenlignbare med større intern variabilitet på mindre romlige og tidsmessige skalaer, og dette gjør det vanskeligere å bruke nyere trender til å evaluere modellenes ytelse. {Boks 11.1, 11.2-11.9}



Figur TS.29 *Tiårlig gjennomsnitt av kontinentale overflatetemperaturanomalier (oC) i observasjoner og simuleringer for perioden 1906-2005 og i projeksjonene for 2001-2050. Anomaliene er beregnet fra 1906-2005 gjennomsnittet. De svarte kurvene representerer observasjonene og de rosa og blå båndene viser anomalier i simulert gjennomsnittstemperatur som i Figur TS.22 for det 20. århundre (for eksempel, rosa inkluderer antropogent og naturlig pådriv og blå inkluderer kun naturlig pådriv). Det gule feltet representerer 5-95 % variasjonsbredden til de projiserte forandringene i samsvar med SRES A1B-utslippsscenariet. Det grønne feltet bestemmer 5-95 % variasjonsbredden i anomaliene til det tiårlige gjennomsnittet fra simuleringene med bare naturlig pådriv i det 20. århundret (det vil si et mål på den naturlige tiårlige variabilitet). For den observerte delen av disse grafene er det tiårlige gjennomsnittet sentrert på grensen mellom kalendertiårene (eksempelvis er det siste punktet i 2000 for 1996-2005), mens for fremtidsperioden så er de sentrert på kalendertiårets midtpunkt (eksempelvis er det første punktet i 2005 for 2001-2010). For å konstruere variasjonsbreddene, så ble alle simuleringene fra de involverte modellsettene betraktet som uavhengige realisasjoner av den mulige klimautvikling, gitt det anvendte pådriv. Dette involverte 58 simuleringer fra 14 modeller fra 14 modeller for den røde kurven, 19 simuleringer fra 5 modeller (en undergruppe av de 14) for den blå kurven og grønne stolpen og 47 simuleringer fra 18 modeller for den gule kurven. {FAQ 9.2.1., Figur 1 og Boks 11.1, Figur 1}*

I den nordlige hemisfære dominerer et robust mønster av økt subpolar og mindre subtropisk nedbør det projiserte nedbørsmønster for det 21. århundret over Nord-Amerika og Europa, mens subtropisk tørke er mindre åpenbar i Asia (se Figur TS-30). Økt nedbør er projisert av nesten alle modeller over mesteparten av det nordlige Nord-Amerika, og mindre nedbør over Sentral-Amerika, mens store deler av det kontinentale USA og nordlige Mexico er i en mer usikker overgangssone som flytter seg nord og sør avhengig av sesong. Avtagende nedbør er med konfidens projisert for det sørlige Europa og middelhavsdelene av Afrika, med en overgang til økt nedbør over det nordlige Europa. På begge kontinenter er tørke sommerstid omfattende både

på grunn av at overgangssonen beveger seg nordover i denne sesongen og på grunn av økt fordampning. Subpolar økning i nedbør er projisert over store deler av Nord-



Figur TS.30 *Romlige mønstre av observert (øverste rekke) og multimodell (midterste rekke) gjennomsnittlig sesongmessig nedbørsrate (mm-1) for perioden 1979-1993 og forandringene i gjennomsnittet fra multimodell i perioden 2090-2099 relativt 1980-1999 (forandring i %) basert på SRES A1B-scenariet (nederste rekke). Gjennomsnitt fra desember til februar er i venstre kolonne, fra juni til august i høyre kolonne. I det nederste panelet er forandringer tegnet inn kun når 66 % av modellene er enige om fortegnet på forandringen. {Basert på samme datasett som vist i Figurer 8.5 og 10.9}*

Asia, men med en subtropisk tørke som sprer seg fra Middelhavet, forskjøvet av distinkte monsun-lignende signaturer som beveger seg østover i Asia. {11.2-11.5}

I den sørlige hemisfære, er det få landområder i sonen for projisert økt subpolar fuktighet i løpet det 21. århundret, mens den subtropiske tørken er mer fremtredende (se Figur TS-30). Den sørlige øyen av New Zealand og Tierra del Fuego vil være i den subpolare sonen med økt nedbør, mens det sørlige Afrika, det sørlige Andes i Sør-Amerika og det sørlige Australia opplever en tørketendens typisk for subtropene. {11.2, 11.6, 11.7}

Projeksjoner av nedbør over tropiske landområder er mer usikre enn de ved høyere breddegrader, men til tross for signifikante mangler i modellering av

tropisk konveksjon og samspillet mellom atmosfære og hav, og usikkerhet assosiert med tropiske sykloner, så kommer det frem noen robuste trekk i modellene. Regn i sommer-monsunsesongen i Sør- og Sørøst-Asia øker i de fleste modellene, så også regn i Øst-Afrika. Fortegnet av nedbørsresponsen er betraktet som mindre sikker over Amasonas og Sahel. Dette er regioner hvor det også er usikkerhet vedrørende potensiell sammenheng mellom klima og vegetasjon, og det er mindre robusthet på tvers av modeller selv når feedback fra vegetasjon ikke er inkludert. {8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

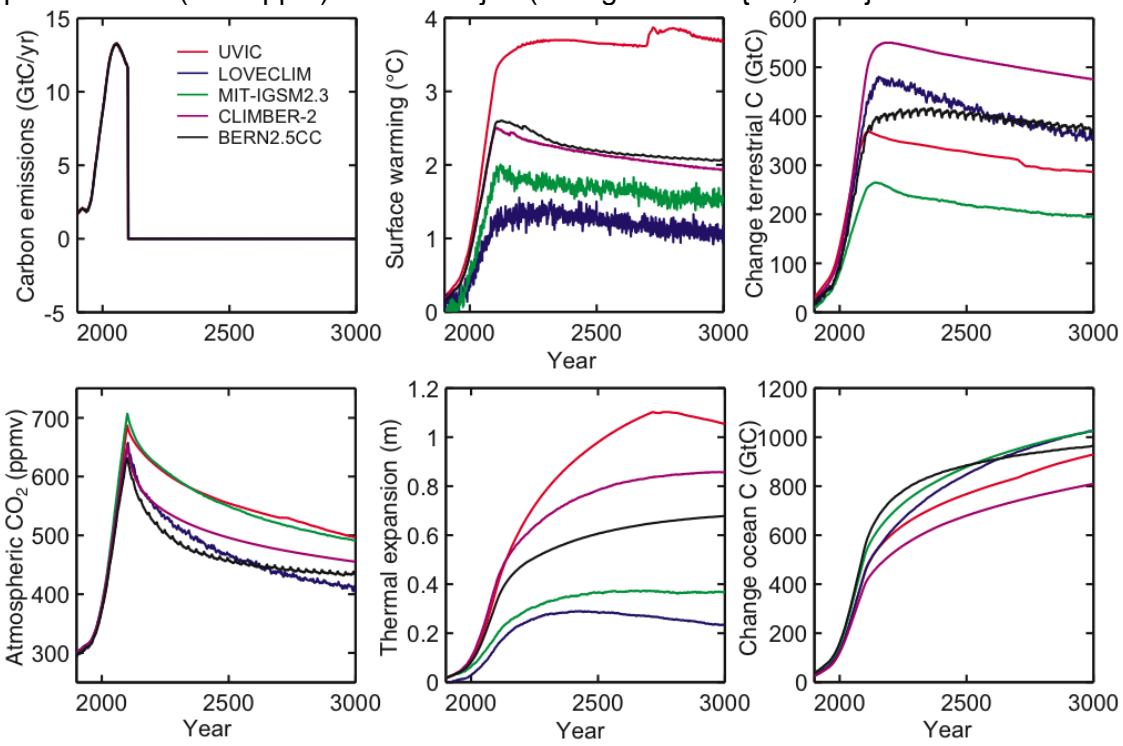
TS. 5.4 KOBLINGER MELLOM KLIMAENDRINGER OG BIOGEOKJEMISKE SYKLUSER

Alle modeller som kobler klima og karbonsyklus viser at klimaendringer vil føre til at både hav og land tar opp mindre CO2 slik at konsentrasjonen i atmosfæren vil stige raskere. Ett gitt utslippsscenario fører derfor i disse simuleringer til større klimaendinger enn hva det gjør i simuleringer hvor denne koblingen er utelatt, og det er en positiv tilbakekobling mellom klimaendringer og karbonsyklusen. Størrelsen på tilbakekoblingen varierer fra modell til modell. Siden den forrige hovedrapporten har det blitt gjort en rekke eksperimenter med ulike modeller som inkluderer en kobling mellom klima og karbonsyklus. Disse eksperimentene gir en økning i atmosfærisk CO2-konsentrasjon som er mellom 10 og 25 % høyere enn hva modeller uten denne koblingen gir for et gitt utslippscenario (SRES A2). Dette tilsvarer en økt oppvarming på mer en 1 °C ved 2100. Videre innebærer denne effekten at CO2-utslipp forenelig med ett visst stabiliseringsnivå blir mindre. Men det er fremdeles store usikkerheter her, blant annet vet vi ikke helt hvor viktig landbaserte økosystemer og jord er i denne sammenheng {7.3, 10.4}.

Økt atmosfærisk CO2 konsentrasjon vil gjøre havet surere. Projeksjoner basert på ulike SRES-scenarier viser at havets pH-nivå vil synke et sted mellom 0,14 og 0,35 enheter i løpet av de neste hundre år, dette vil komme på toppen av reduksjonen frem til nå som ligger på 0,1 enheter. Denne forsurningen vil føre til oppløsning av kalksedimenter i grunne havområder. I andre halvdel av det 21. århundret forventer man at atmosfærisk CO2 konsentrasjon kommer 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 like ens i dypere vannmasser. Forsurningen vil påvirke marine organismer som danner kalkskall. Dessverre er ikke nettoeffekten av dette på havets karbonsyklus tilstrekkelig kartlagt {Boks 7.3, 10.4}

Drivhusgasser vil fortsette å påvirke klimaet selv etter at utslippene er stanset. På grunn av ulike atmosfæriske residenstider er det stor variasjon i klimaendringer fra ulike klimagasser etter utslippstans. Dette er avhengig av (i) hvor fort klimaet endrer seg gitt en viss endring i strålingspådrivet og (ii) hvor lenge klimagassen blir værende i atmosfæren. Som diskutert over så vil temperaturen øke i en liten periode etter at utslippene har blitt stanset, men etter hvert som konsentrasjonen av klimagassen avtar vil den begynne å synke. Metan (CH_4) og karbonmonoksid (CO) har en levetid i atmosfæren på noen tiår. Lystgass (N_2O) har en levetid på omkring ett hundre år, og forbindelser som SF_6 og perfluorkarboner (PFC) har en levetid på tusener av år. Karbondioksid er en av de gassene som har lengst levetid i atmosfæren, mange tusener av år. Skal det innstilles likevekt mellom hav og atmosfære krever dette oppløsning av kalksedimenter i havet, og dette tar omkring 30 000 til 35 000 år. Simuleringer med EMICer viser at selv om man stanser alle CO2 utslipp vil klimaendringene vedvare i mer enn tusen år, og man kan ikke forvente at temperatur og havnivå normaliserer seg i løpet av denne tiden. I simuleringer hvor man øker CO2 innholdet i atmosfæren mot 750 ppm, men stanser alle utslipp i 2100, tar det

mellom 100 og 400 år før havet har tatt opp nok CO2 til at konsentrasjonen i atmosfæren har sunket fra maksimum (mellom 650 og 700 ppm) til 2 ganger preindustriell (~560 ppm) konsentrasjon (se Figur TS-31.{7.3, 10.7}.



Figur TS.31 *Beregning av uunngåelig klimaforandring på grunn av tidligere utslipp for fem forskjellige EMICer og et idealisert scenario hvor utslipp følger en utvikling som fører til stabilisering av atmosfærisk CO2 på 750 ppm, men før dette målet nåes, så reduseres utslippene øyeblikkelig til null i år 2100. (Venstre) CO2-utslipp og atmosfæriske CO2-konsetrasjoner; (midten) overflateoppvarming og havnivåøkning på grunn av termisk ekspansjon; (høyre) forandringer i totalt terrestrisk og oseanisk karbonfortegnelse siden før industrielle revolusjon. {Figur 10.35}*

Konsentrasjonen av andre klimagasser enn CO2 er også avhengig av klimaendringer. Konsentrasjonen av metan i atmosfæren har variert betydelig de siste år. Det faktum at man ikke helt kan forklare hvorfor, mer enn antyder at projeksjonene av fremtidig konsentrasjon er heftet med stor usikkerhet. Metanutslipp fra våtmarker vil øke i et varmere og mer fuktig klima, men på den andre side synke dersom det blir varmere og tørrere. Smelting av permafrost på tundraen vil også føre til utslipp av metan, men det gjenstår å fullt ut kvantifisere globale effekter av dette. Videre kan man forvente endret troposfærisk konsentrasjon av ozon. Ikke bare fordi den påvirkes av endringer i atmosfærisk kjemi og transport men også fordi ozon dannes av biologisk genererte flyktige organiske forbindelser og de biologiske prosessene som er involvert vil bli påvirket av endringer i for eksempel temperatur, fuktighet og skydekke. Endringer i fuktighet vil påvirke OH og i stratosfæren vil konsentrasjonen av ozon forandre seg. Dette vil påvirke ultrafiolett stråling.

Utslipp av aerosoler og forbindelser som danner slike er følsom for klimaendinger. Flere simuleringer har vist at støvutslipp er mer følsomt for endret klima enn for endringer i jordbruksmønster. En studie har for eksempel vist at

meteorologiske forhold og klima har mer å si for utslipp av støv og forekomst av støvstormer i Asia enn ørkenspredning. En betydelig kilde til aerosoler er flyktige organiske forbindelser som genereres i forbindelse med biologisk aktivitet. Disse utslippene vil øke når det blir varmere. Imidlertid dannes det mindre aerosoler etter hvert som temperaturen øker, og effekten av økt nedbør og fysiologisk tilpassning er usikker. Dette kan motvirke effekten av økt biologisk produksjon av flyktige organiske forbindelser. Klimaendringer vil også kunne påvirke flukser av salt fra havet så vel som flukser av dimetylsulfid, en annen kilde til aerosoler, men effekten av dette på temperatur og nedbør er fremdeles svært usikker {7.5}.

I motsetning til CO2 har aerosoler bare et par dagers levetid i atmosfæren. Den avkjølende effekten av disse vil derfor endres raskt dersom utslipp av slike eller deres forgjengere endres. Antageligvis er det slik at svovelaerosoler for tiden utøver et kraftig negativt strålingspådriv, og fremtidig netto pådriv er svært avhengig av endringer i svovelutslipp. En studie har vist at dersom man fjerner alle menneskeskapte svovelaerosoler fra atmosfæren så vil dette føre til en global temperaturøkning på rundt om 0,8 °C i løpet av ti til tjue år. Nedbørsmønster vil også kunne endres. På bakgrunn av dette må tiltak som tar sikte på å begrense klimaendringer ta i betraktning utslipp av både klimagasser og aerosoler. Tiltak for å bedre luftkvalitet innebærer ofte reduserte partikkelutslipp og dette kan ha betydning for klimaet {Boks 7.4, 7.6, 10.7}.

Klimaendringer vil kunne påvirke en rekke kjemiske og fysiske prosesser som har betydning for luftkvaliteten, men nettoeffekten vil antageligvis variere fra område til område. Klimaendringer kan ha betydning for luftkvalitet i og med at de vil påvirke hvor raskt forurensinger spres og 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 av ozon vil reduseres i et varmere klima. Nettoeffekten av klimaendinger på luftkvalitet er svært usikker {boks 7.4}.

TS. 5.5. BETYDNING AV KLIMAPROSESSER FOR KLIMAPROJEKSJONER.

Man kan forvente at temperaturen vil fortsette å øke også etter at strålingspådrivet er stabilisert. Økningen vil være på omtrent 0.5 – 0.6 °C og forventes å komme i løpet av de første hundre år. Dersom man stabiliserer konsentrasjonen av drivhusgasser og aerosoler på år 2000 nivå så viser modellene en gjennomsnittlig temperaturøkning over de neste hundre år på 0,6 °C (relativt til middeltemperatur 1980 til 1999) se figur TS-32. Videre viser simuleringer at man også kan regne med en økning på 0,5 °C over 100 år dersom konsentrasjoner først stabiliseres ved år 2100, etter å ha fulgt B1 eller A1B scenarier frem til da {10.3, 10.7}.

Usikkerhet omkring mulige positive tilbakekoblinger mellom klimaendring og karbonsyklus fører til at man ikke er sikker på hvilken atmosfærisk CO2 konsentrasjon gitte utslippscenarier vil føre til. En rekke modeller viser at slike tilbakekoblinger vil medføre at man må redusere utslippene med mer enn det som beregnes med modeller som ikke har en kobling mellom klima og karbonsyklus. Tar man tilbakekoblingene i betraktning så krever for eksempel en stabilisering på 450 ppm en ytterligere reduksjon i utslipp på mellom 105 og 300 GtC totalt i det 21. århundret. En stabilisering på 1000 ppm vil kreve en ytterligere reduksjon på mellom 165 og 510 GtC, alt i forhold til krav til utslippsreduksjoner beregnet med modeller uten kobling mellom klima og karbonsyklus {7.3, 10.4}.

Havet vil fortsette å stige i mange århundrer etter at strålingspådrivet er stabilisert, dette fordi det tar lang tid å varme det opp. For eksempel, selv om strålingspådrivet skulle bli stabilisert i år 2100 ved A1B konsentrasjon, vil havet stige etter dette. På grunn av at vann utvider seg når det blir varmere vil havnivået i en slik situasjon øke med mellom 0,3 og 0,8 meter (1980 til 1990 nivå) frem til år 2300, og det vil komme til å fortsette å stige, men med avtagende hastighet, i mange århundrer etter dette {10.7}.

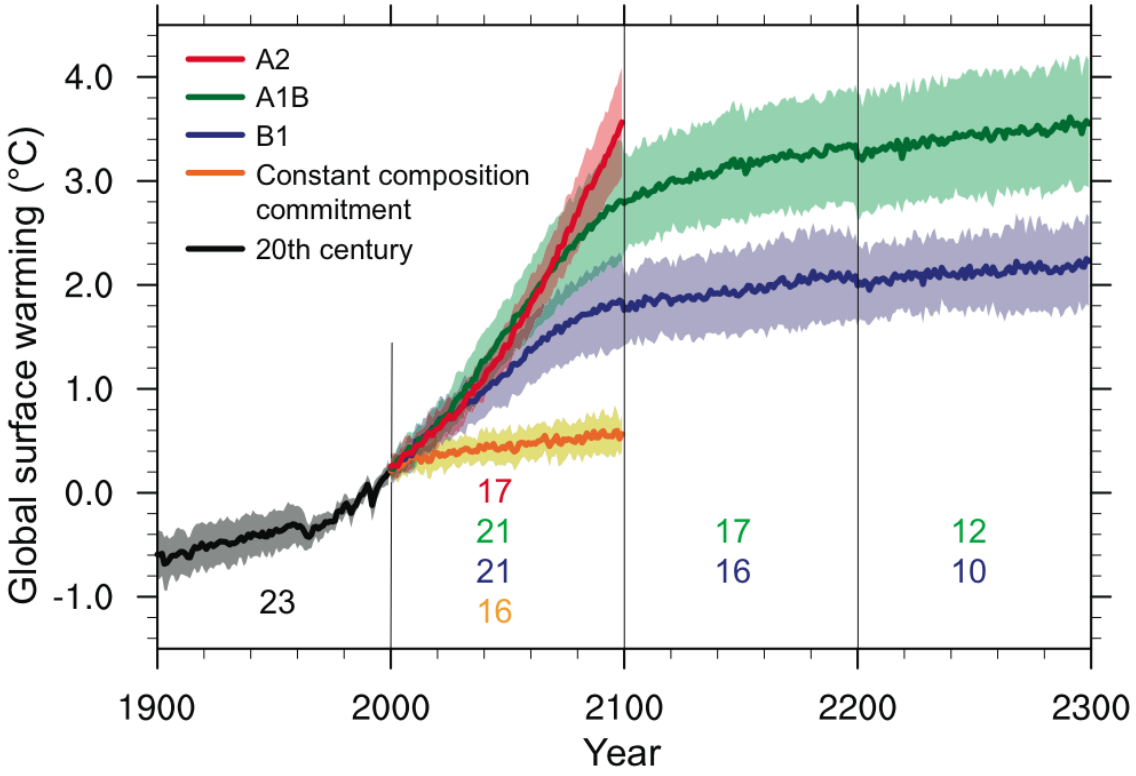


Figure TS.32 *Gjennomsnitt av overflateoppvarming fra multimodell (sammenlignet med referanseperioden 1980-1999) for SRES-scenariene A2 (rød), A1B (grønn) og B1 (blå), vist som forlengelser av 20. århundre-simuleringen. De siste to scenariene er fortsatt etter år 2100 med pådrag som er holdt konstant (uunngåelig klimaforandring som definert i Boks TS.9). Et tilleggseksperiment hvor pådrivet er holdt konstant på år 2000-nivået er også vist (oransje). Lineære trender fra tilsvarende kontrollkjøringer her blitt fjernet fra disse tidsseriene. Kurvene viser gjennomsnitt av multimodell, skygge viser standardavvik. Diskontinuitetene mellom forskjellige perioder har ingen fysisk årsak og skyldes det faktum at antall modeller som har kjørt et gitt scenario er forskjellig for hver periode og scenario (antall er indikert i figuren). Av samme grunn, usikkerhet på tvers av scenariene bør ikke tolkes fra denne figuren (se Seksjon 10.5 for usikkerhetsestimater). {Figur 10.4}*

Smelting av innlandsisen på Grønland forventes å føre til økt havnivå etter år 2100. For eksempel, stabiliseres konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren i år 2100 ved A1B konsentrasjoner så vil termisk ekspansjon i seg selv føre til en økning i havnivå på mellom 0,03 og 0,21 meter per århundre. Videre, dersom en global oppvarming på mellom 1,9 og 4,6 °C vedvarer over tusener av år så vil dette føre til at

nesten all is på Grønland vil smelte og havet vil stige med omtrent 7 meter. Dette kan være irreversibelt. Slike temperaturer er sammenlignbare med forholdene under siste mellomistid, da paleoklimatiske data indikerer at det var mye mindre is i polområdene og at havet var mellom 4 og 6 meter høyere enn i dag.

Isdekket kan være mer følsomt for global oppvarming enn antatt på grunn av dynamiske prosesser som ikke er representert i klimamodeller men som man har observert i senere tid. Havet kan derfor stige mer enn antatt. Det er imidlertid stor usikkerhet rundt disse prosessene {4.6. 10.7}.

Modellsimuleringer viser at isen i Antarktis ikke vil smelte bort da det uansett er for kaldt der. Der er mer sannsynlig at det blir mer is i dette området på grunn av økt nedbør i form av snø. Imidlertid, økt kalving kan føre til et netto tap av is {10.7}.

Ingen av modellene som er benyttet i denne rapporten viser at Golfstrømmen (MOC) kommer til å stoppe opp. Men enkelte, mindre komplekse, modeller viser at dette kan skje etter lang tid dersom man har en vedvarende kraftig global oppvarming. Sannsynligheten for at dette kommer til å skje kan ikke fastslås med sikkerhet. Flere modeller med ulik grad av kompleksitet viser at Golfstrømmen kommer til å bli svekket gradvis, over flere hundre år. Dersom strålingspådrivet stabiliseres kan en svekket Golfstrøm tilta i styrke, men dette vil ta hundrevis av år. Havet endres ulikt (spesielt med hensyn til oppvarming) i ulike klimamodeller. Systematiske studier av forskjeller mellom ulike modeller har gjort en i stand til å føre disse forskjellene tilbake til en del nøkkelprosesser {8.7 FAQ 10.2, 10.3}.

TS.6 ROBUSTE FUNN OG SENTRALE USIKKERHETER

TS 6.1 ENDRINGER I MENNESKESKAPTE OG NATURLIGE DRIVKREFTER I KLIMASYSTEMET

Robuste funn:

- Nåværende atmosfæriske konsentrasjoner av karbondioksid og metan, og deres tilhørende positive strålingspådriv, overskrider langt konsentrasjoner funnet i iskjernemålinger som spenner over de siste 650.000 år. {6.4}

- Bruk av fossilt brensel, jordbruk og arealutnyttelse har vært den dominerende årsak til økningen i drivhusgasser de siste 250 år. {2.3, 7.3, 7.4}

- Årlig utslipp av karbondioksid fra brenning av fossilt brensel, sementproduksjon og gassflammer økte fra gjennomsnittlig 6.4± 0.4 GtC pr år på 1990-tallet til 7.2 ± 0.3 GtC pr år for 2000-2005. {7.3}

- Den vedvarende økningen i strålingspådriv fra CO_2, metan og nitrogenoksyder de siste 40 år er større enn noen gang de siste 2000 år. {6.4}

- Naturlig CO_2-opptak i hav og terrestrisk biosfære fjerner omtrent 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. {7.3}

- Det er *nærmest sikkert* at antropogene aerosoler gir negativt netto strålingspådriv (avkjøling) med større amplitude på nordlige halvkule enn sørlige. {2.9, 9.2}

- 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. {2.9}

- Solare bidrag til global gjennomsnittlig strålingspådriv er betydelig mindre enn bidraget fra økningen i drivhusgasser i den industrielle perioden. {2.5, 2.7}.

Sentrale usikkerheter:

- Den fulle bredden av prosesser som modifiserer skyenes egenskaper pga aerosoler er ikke godt forstått og størrelsen på de tilhørende indirekte strålingseffektene er dårlig bestemt. {2.4, 7.5}
- Årsakene til endringer i stratosfærisk vanndamp, og medfølgende strålingspådriv, er ikke godt kvantifisert. {2.3}
- Den geografiske fordelingen og tidsutviklingen i strålingspådrivet pga endringer i aerosoler gjennom det 20. århundre er ikke godt karakterisert. {2.4}
- Årsaken til nyere endringer i vekstraten til atmosfærisk metan er ikke godt forstått. {7.4}
- Rollene til de ulike faktorene som øker konsentrasjonen av troposfærisk ozon siden preindustrielle tider er ikke godt karakterisert. {2.3}

- Strålingspådriv på grunn av egenskaper ved landoverflater og land-atmosfære vekselvirkninger 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. {2.7}

TS6.2 OBSERVASJONER AV KLIMAENDRINGER

TS 6.2.1 Atmosfære og overflate

Robuste funn:

- Global gjennomsnittlig overflatetemperatur fortsetter å stige. Elleve av de siste 12 år finnes blant de 12 varmeste år siden 1850. {3.2}
- Hastigheten i overflateoppvarming økte i midten av 1970-årene og global landoverflate har blitt oppvarmet med omtrent dobbelt så høy hastighet som havoverflaten siden da. {3.2}
- Endringer i ekstremer i overflatetemperatur er konsistent med oppvarmingen av klimaet. {3.8}
- Estimatene av temperaturtendensen i midlere og lavere deler av troposfæren har blitt betydelig forbedret. For perioden 1958-2005 har temperatur i nedre del av troposfæren litt større oppvarmingshastighet enn i overflaten. {3.4}
- For nedbørsmengder har det blitt observert langsiktige tendenser fra 1900 til 2005 for mange store områder.{3.3}
- Økning i antall episoder med mye nedbør har funnet sted. {3.8}
- Siden 1970 har tørke har blitt mer vanlig, spesielt i tropene og subtropene. {3.3}
- Troposfærisk vanndamp har økt, i hvert fall siden 1980-tallet. {3.4}

***Sentrale usikkerheter**:*

- Romlige radiosondemålinger er mye mindre fullstendige enn overflatemålinger og bevis tyder på at noen radiosondemålinger er upålitelige, spesielt i tropene. Det er sannsynlig at alle måleserier av troposfæriske temperaturtrender fremdeles inneholder gjenværende feil. {3.4}
- Siden endringer i storstilt atmosfærisk sirkulasjon er kommet til syne er kvaliteten på analysen best etter 1979, og det gjør analyse og det å skjelne mellom endring og variasjon vanskelig. {3.5, 3.6}
- Det er uoverenstemmelse mellom bakke - og satellittmålinger når det gjelder totalmengde og lave skyer over hav.{3.4}
- Multi-dekadiske svingninger i DTR er mangelfull, delvis pga grunn av begrensede observasjoner av endringer i skydekke og aerosoler. {3.2}
- Når det gjelder å kvantifisere trender i global og regional nedbør er kvalitet på nedbørmålinger et problem. {3.3}
- Mangelfulle målinger knyttet til fuktighet i jorda og regnflom gjør analyse av endringer i tørke vanskelig.
- Tilgjengelighet av observasjonsdata begrenser type ekstremanalyse som er mulig. Jo sjeldnere en hendelse inntreffer, desto vanskeligere er det å identifisere langtidsendringer fordi det er færre hendelser tigjengelig.
- Informasjon om hyppighet og intensitet av tornadoer er begrenset før satellittmålinger var tilgjengelig. Det er også usikkerhet knyttet til tolkning av satellittdata. {3.8}
- Det er ikke tilstrekkelig data vedrørende trender i tornadoer, hagl, støvstormer på liten romlig skala. {3.8}

TS 6.2.2 Snø, is og frossen grunn

Robuste funn:

- Mengden is på jorden avtar. Det har vært en storskala tilbaketrekking av innlandsbreer siden slutten av 19. århundre. Hastigheten i massetapet fra breene og den grønlandske iskappen øker. {4.5,4.6}

- Snødekke på den nordlige halvkule har minket. Perioden med sesongavhengig elve- og ferskvannsisdekke har avtatt i de siste 150 år. {4.2,4.3}

- Siden 1978 har gjennomsnittlig Arktisk sjøisutbredelse vært avtagende og sommerminimumet i Arktisk isutbredelse har avtatt. {4.4}

- Isen har blitt tynnere på den antarktiske halvøya og Amundsen shelfen i 1990-årene. Utløpsbreer har akselerert og en fullstendig oppbrekking av Larsen-B isshelfen forekom i 2002. {4.6}

- Temperaturen på toppen av permafrostlaget i Arktis har økt med inntil 3 grader celsius siden 1980-årene. Maksimum utbredelse av sesongmessig frossen mark på den nordlige halvkule har avtatt med omtrent 7 % siden 1900, og maksimumsdybde har avtatt med omtrent 0.3m i Eurasia i det 20. århundre. {4.7}

Sentrale usikkerheter:

- Det er ikke noen global samling av in-situ snødata før 1960. Gode, kalibrerte data for snø-til-vann omregninger er ikke tilgjengelig for satellittperioden. {4.2}

- Det er ikke tilstrekkelig med data til å dra noen konklusjoner om trender i tykkelsen på Antarktisk sjøis. {4.4}

- Usikkerheter i estimerte massetap fra breer kommer fra begrensete globale *inventory* data, ufullstendige areal-volum-forhold og ubalanse i geografisk dekning. {4.5}

- Estimat av massebalanse for isbremmer og innlandsis, spesielt for Antarktis, er begrenset av kalibrering og validering av endringer funnet ved hjelp av høyde- og gravitasjonsmålinger fra satellitt.

- Begrenset kunnskap om grunnleggende prosesser og isdynamikk fører til stor usikkerhet i forståelsen av isflytprosesser og isdekkestabilitet. {4.6}

TS6.2.3 Hav og vannstand

Robuste funn:

- Den globale temperaturen (eller varmeinnhold) i havene har økt siden 1955. {5.2}

- Storskala regionale tendenser i saltholdighet har blitt observert de siste tiårene, med forfersking på høye breddegrader og økt saltholdighet i de grunne områder på lave og midlere breddegrader. Disse tendensene er konsistente med endringer i nedbør og tilhørende større atmosfærisk transport av vann mellom lave og høye breddegrader, og fra Atlanterhavet til Stillehavet. {5.2}

- Gjennomsnittlig globalt havnivå steg i løpet av det 20. århundre. Det er høy grad av pålitelighet til at hastigheten i havnivåøkningen økte mellom midten av 19. til midten av 20. århundre. I perioden 1993-2003 økte havnivået raskere enn i perioden 1961-2003. {5.5}

- Termisk utvidelse av havet og tap av masse fra isbreer og iskapper har bidratt vesentlig til den observerte havnivåendringen. {5.5}

- Den observerte tendensen i havnivåøkning for 1993-2003 samsvarer med summen av observerte bidrag fra termisk ekspansjon og tap av landfast is. {5.5}

- Tendensen i havnivåendringen de siste tiår har ikke vært jevnt geografisk fordelt. {5.5}

- Som et resultat av opptak av antropogent CO_2 siden 1750 har surhetsgraden i havets overflate økt. {5.4, 7.3}

Sentrale usikkerheter:

- Begrensninger i havobservasjoner gjør at tiårlig variasjon i globalt varmeinnhold, saltholdighet og havnivåendringer kan anslås med bare moderat sikkerhet. {5.2,5.5}

- Det er lav grad av pålitelighet til observasjoner av endringer i global omveltning i havet. (MOC). {Boks 5.1}

- Gjennomsnittlig global havnivåøkning for perioden 1961-2003 ser ut til å være større enn det som kan forklares ved termisk ekspansjon og smelting av landfast is. {5.5}

TS.6.2.4 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 innlandsis. {6.4}
- En rekke raske klimaendringer i fortiden er *meget sannsynlig* knyttet til endringer i havsirkulasjonen i Atlanterhavet, og hadde effekt på klimaet over store deler av den nordlige halvkule. {6.4}
- Det er *meget usannsynlig* at jordkloden naturlig vil gå mot en ny istid innen de nærmeste 30.000 år. {6.4}
- Biogeokjemiske og biogeofysiske tilbakekoblinger har forsterket tidligere klimaendringer. {6.4}
- Det er *meget sannsynlig* at gjennomsnittstemperaturen på den nordlige halvkule over de siste 50 år var varmere enn i noen tilsvarende 50-års periode over de siste 500 år. Det er videre *sannsynlig* at den siste 50-årsperioden var den varmeste over de siste 1300 år. {6.6}
- Paleoklimaserier indikerer med stor grad av pålitelighet at tørkeperioder med en varighet på 10 år og lengre var en tilbakevendende hendelse i en rekke regioner over de siste 2000 år. {6.6}

Sentrale usikkerheter:

- Mekanismer som kan starte utvikling av raske klimaendringer og tilhørende klimaterskelverdier er ikke godt forstått. Dette begrenser muligheten for klimamodeller til å simulere raske klimaendringer på en realistisk måte. {6.4}
- I hvilken grad innlandsis trakk seg tilbake tidligere, hastigheten til slike endringer and prosesser involvert, er ikke godt kjent. {6.4}
- På den sørlige halvkulen og tropene er kunnskap om klimavariabilitet som strekker seg lengre tilbake enn noen få hundre år begrenset pga mangel på palaeoklimatiske data. {6.6}
- Forskjellig amplituder og variabilitet for ulike rekonstruksjoner av temperatur på tusenårsskala for den nordlige halvkulen er uavklart. Dette er knyttet til bruk av ulike proksier og statistiske metoder. {6.6}
- Mangel på et omfattende nettverk for proksy data over de siste 20 år begrenser forståelsen av hvordan disse responderer til global oppvarming og effekt av andre endringer i miljøet. {6.6}

TS.6.3 FORSTÅELSE OG ATTRIBUSJON AV KLIMAENDRING

Robuste funn:

- Mesteparten av den observerte globale oppvarming over de siste 50 år er *meget sannsynlig* forårsaket av strålingspådriv fra drivhusgasser. Strålingspådrivet fra drivhusgasser alene gjennom det siste halve århundret ville *sannsynligvis* ha ført til en enda større enn den observerte oppvarmingen, hvis det ikke hadde vært for en nedkjølende effekt fra aerosoler og andre pådriv. {9.4}
- Det er *svært usannsynlig* (<5%) at det globale mønsteret av oppvarming de siste 50 årene kan forklares uten eksternt pådriv, og *meget usannsynlig* at det kan forklares av bare kjente naturlige variasjoner av eksternt pådriv. Oppvarmingen har forekommet i både hav og atmosfære på et tidspunkt da naturlig eksternt pådriv *sannsynligvis* har hatt en avkjølende effekt. {9.4., 9.7}
- Det er *sannsynlig* at menneskapte klimapådriv har bidratt til oppvarmingen av havet, som er observert i de øvste flere hundre meter i havet i siste halvdel av 20. århundre. Gjennom termisk ekspansjon ved oppvarming av havet og smelting av isbreer, har menneskeskapte pådriv meget sannsynlig bidratt til et økt havnivå over siste halvdel av det 20. århundre. {9.5}
- En vesentlig del av den rekonstruerte dekadiske klimavariabiliteten på den nordlige halvkule over de siste 7 århundrene er *meget sannsynlig* knyttet til naturlige eksterne pådriv (vulkanutbrudd og sol aktivitet). {9.3}

Sentrale usikkerheter:

- Graden av pålitelighet ved å knytte noen klimaendringsfenomen til menneskapt påvirkning er begrenset av usikkerheter i strålingspådriv og usikkerheter ved tilbakekoblingsmekanismer og observasjoner. {9.4, 9.5}
- Attribusjon på subkontinental skala og med varighet kortere enn 50 år er begrenset av større klimavariabilitet på mindre skala, av usikkerhet i småskala detaljer i eksternt pådriv og simulert respons, så vel som usikkerhet i simuleringer av intern variabilitet på liten skala, inklusive moder av variabilitet. {9.4}
- Graden av pålitelighet knyttet til uunngåelige endringer i nedbør og overflatetrykk er lavere enn for temperatur. {9.5}
- Det er relativt begrensete studier av mange fenomener og mangel på formelle kriterier for å klassifisere og å knytte klimaendringer til en spesiell årsak. {9.5}

- Ufullstendige globale datasett for ekstremanalyse og modellusikkerheter begrenser type studier og regioner hvor det kan utføres analyser av ekstremer. {9.4, 9.5}
- Til tross for økt forståelse, er det stadig en begrensning knyttet til usikkerhet ved modellsimulert klimavariabilitet. For eksempel, er det avvik mellom variasjoner i estimert varmeinnhold fra modeller og observasjoner. {5.2, 9.5}
- Mangel på studier som kvantifiserer det menneskeskapte bidrag til økning i varmeinnholdet i havet og smelting av isbreer sammen med den åpne del av havnivå budsjettet for 1961-2003 er blant usikkerhetene knyttet til å kvantifisere den menneskapte bidrag til økning i havnivå. {9.5}

T.S. 6.4 PROJEKSJONER AV FREMTIDIGE KLIMAENDRINGER

T.S. 6.4.1 Modellevaluering

Robuste funn:

- Klimamodeller er basert på veletablerte fysiske prinsipper og har vist at de reproduserer nylig observerte klimaendringer og klimaendringer i fortiden. Det er med betydelig pålitelighet at koblede atmosfære-hav sirkulasjonsmodeller (AOGCMer) gir pålitelige kvantitative estimater av fremtidige klimaendringer, særlig på kontinental skala og større. Graden av pålitelighet er større for noen klimaparametere Konfidens er forskjellig for ulike parametere. Det er f.eks. større konfidens med hensyn til temperatur enn ved nedbør. {FAQ 8.1}
- Pålitelighet til modellene har økt p.g.a.:
    - forbedret simulering av mange aspekt i klimasystemet, inkludert viktige moder av klimavariabilitet og ekstreme varme- og kuldeperioder;
    - forbedret oppløsning i modellene, beregningsmetoder og parameterisering og inkludering av flere prosesser
    - mer omfattende diagnosetester, inkludert tester av modellenes evne til å prediktere endringer på tidskala fra dager til et år, initialisert med observasjoner; og
    - inngående granskning av modeller, og utvidet evaluering av modeller {8.4}

Sentrale usikkerheter:

- En etablert måte å sammenligne modeller med observasjoner, som kan brukes til å snevre inn spennet i plausible klimaprojeksjoner, er ikke utviklet. {8.2}
- De fleste modeller har forstsatt problemer med å kontrollere drift i klimaet, særlig i dyphavene. Denne driften må taes i betrakting når en vurderer endringer i havvariabler. {8.2}
- Ulike modeller varierer betraktelig når det gjelder styrken i ulike tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet. {8.6}
- Problemer som gjenstår er knyttet til simulering av noen variabilitetsmønstre som *Madden-Julian Oscillation*, vedvarende blokkeringshendelser i atmosfæren og ekstrem nedbør. {8.4}
- Systematisk avvik er funnet i de fleste modellsimuleringer av Sørishavet knyttet til usikkerhet i forbigående klimarespons. {8.3}
- Klimamodeller er fortsatt begrenset av for dårlig romlig oppløsning knyttet til datamaskinkapasitet, og av for få ensemblekjøringer, og at en del prosesser ikke er inkludert. {8.1-8.5}

T.S. 6.4.2 Likevekt og forbigående klimasensitivitet

Robuste resultat

- Likevekt klimasensitivitet vil *sannsynlig* være i intervallet 2-4.5 grader celsius, med 3 grader C som mest sannsynlig verdi basert på observasjoner og modeller. Det er *meget usannsynlig* at den vil være mindre enn 1.5 grader C {8.6, 9.6, Boks 10.2}
- Den forbigående klimaresponsen er bedre begrenset enn likevekt-klimasensitiviteten. Den er *meget sannsynlig* større enn 1 grad C og *meget usannsynlig* større enn 3 grader C. {10.5}
- Forskjeller knyttet til ekvilibrium-klimasensitiviteten til de ulike modeller er godt forstått. Disse er i stor grad knyttet tilbakekoblingsmekanismer ved skyer, og spesielt lave skyer. {8.6}
- Nye observasjoner og simuleringer indikerer sterkt en kombinert vanndamp-stigningsrate tilbakekobling av samme størrelse som finnes i AOGCM simuleringer. {8.6}

Sentrale usikkerheter:

- Det et stor usikkerhet med hensyn til hvordan skyer vil respondere på globale klimaendringer. {8.6}

TS 6.4.3 Globale projeksjoner

Robuste resultat:

- Selv om konsentrasjoner av ulike strålingsbidrag ble stabilisert, vil en videre oppvarming og klimaendring måtte forventes, i hovedsak på grunn av en tidsforsinkelse knyttet til prosesser i havet. {10.7}
- Oppvarming over de nærmeste tiår er i liten grad influert av antagelsene i de ulike klimascenariene, og er konsistent med observerte endringer over de siste dekader. Midlere modellestimert oppvarming, for perioden 2011-2030 relativt til 1980-1999, for alle innbefattede AOGCM er i intervallet 0.64-0.69 grader C for SRES scenariene B1, A1B og A2. {10.3}
- Geografisk forventes den største oppvarmingen på høye nordlige breddegrader og over land, og mindre endringer over hav på sørlige halvkule og Nord-Atlanteren. {10.3}
- 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 en forsterket hydrologisk syklus. {10.3}
- Ettersom klimaet blir varmere, vil snødekket og isutbredelsen reduseres; isbreer og iskapper reduseres og bidrar til økning i havnivået. Havisen vil i det 21. århundre bli redusert både i Arktis og Antarktis. Reduksjon i snødekket vil akselerere i Arktis knyttet til positive tilbakekoblingsmekanismer og en generell økt sommertining i områder med permafrost. {10.3}
- Basert på modellsimuleringer er det *meget sannsynlig* at den Atlantiske meridionale omveltningen (MOC) vil avta innen år 2100. Imidlertid er det *meget usannsynlig* at raske endringer vil inntreffe innenfor denne tidsperioden. {10.3}
- Varmebølger vil bli mer hyppige og av lengre varighet i et fremtidig varmere klima. Antall døgn med frost vil reduseres over midlere og høye bredder, og lengden av vekstsesongen vil øke. Det er en tendens for tørrere forhold om sommeren sentralt på kontinentene, noe som indikere større risiko for tørke. {10.3, FAQ 10.1}

- Ved en fremtidig oppvarming vil jordklodens evne til å oppta antropogent CO_2 reduseres (både hav og land). Som et resultat vil en økt del av CO_2 knyttet til menneskelig aktivitet forbli i atmosfæren. Denne tilbakekoblingen betyr at for å stabilisere CO_2 innholdet i atmosfæren på et gitt nivå, kreves økt reduksjon av menneskeskapte utslipp. {7.3, 10.4}

Sentrale usikkerheter:

- Sannsynligheten for raske endringer knyttet til den meridionale havsirkulasjonen (MOC) etter utgangen av det 21. århundre kan ikke vurderes med stor troverdighet. For lave og medium utslippscenarier, med stabilisering av atmosfæriske drivhusgasser etter år 2100, vil MOC etter en begynnende reduksjon øke igjen til dagens nivå over et til flere århundrer. En permanent reduksjon av MOC kan ikke utelukkes ved et vedvarende sterkt klimapådriv. {10.7}
- Ulike modellprosjekteringer for ekstrem nedbør viser en større spredning med hensyn til amplitude og geografisk fordeling enn for temperatur. {10.3, 11.1}
- Det er fortsatt forskjeller på responsen til modellene med hensyn til klimavariabilitet, f.eks. El Niño. Dette kan være knyttet til hvordan modellene representerer dagens situasjon, i tid og rom. {10.3}
- Effekt av klimaendringer på tropiske sykloner er i mange modeller usikker på grunn av at relevante prosesser er for dårlig representert. {10.3}
- Endringer i sentrale prosesser som forårsaker endringer i noen dominerende moder for klimavariabilitet er dårlig kjent (El Niño, NAO, blokkering, MOC, land-hav tilbakekobling, tropisk syklon fordeling). {11.2-11.9}
- Størrelsen på fremtidige tilbakekoblinger knyttet til karbonsyklusen er fortsatt dårlig forstått. {7.3, 10.4}

TS.6.4.4 Havnivå

Robuste resultat:

- Havnivået vil fortsette å stige i det 21. århundre på grunn av termisk ekspansjon og redusert is på land. Økning av havnivå har til nå ikke vært jevnt geografisk fordelt, og forventes heller ikke å være det i fremtiden. {10.6}
- Oppvarming på grunn av økt utslipp av drivhusgasser i det 21. århundre, vil bidra til havnivåstigning i mange århundrer.
- Havnivåstigning på grunn av termisk ekspansjon og reduksjon av innlandsis vil fortsette på en tidskala av hundrevis og muligens tusenvis av år selv om strålingspådrivet stabiliseres.

Sentrale usikkerheter:

- Det finnes ikke modeller som realistisk representerer dynamiske endringer av iskappene i Antarktis og Grønland, som potensielt kunne bidra til endring av havnivå. {10.6}
- Følsomheten til iskappenes massebalanse (smelting og nedbør) med hensyn på klimaendringer er dårlig kjent fra målinger og modeller viser stor spredning. Det er derfor stor usikkerhet i hvordan en fortsatt oppvarming vil kunne smelte innlandsisen på Grønland. {10.7}

T.S. 6.4.5 Regionale projeksjoner

Robuste resultat:

- Middeltemperaturen over alle bebodde kontinenter og over mange subkontinentale områder vil *meget sannsynlig* stige fortere enn den globale temperaturøkningen over de neste 50 år, og vesentlig mer enn naturlige variabilitet. {10.3, 11.2-11.9}
- Nedbøren vil *sannsynligvis* øke i de fleste subpolare og polare områder. Denne økningen er spesielt robust, og vil *meget sannsynlig* skje, i gjennomsnittlig årlig nedbør i det meste av nord Europa, Canada, nordøst USA og Arktis, og i vinternedbør i det nordlige Asia og det Tibetanske platå. {11.2-11.9}
- Nedbøren over mange subtropiske områder vil *sannsynligvis* reduseres, og spesielt for de høyere bredder av sub-tropene. Disse resultatene er spesielt robuste, og vil *meget sannsynlig* inntreffe for årsmidlet nedbør i landene som omkranser Middelhavet og for vinternedbør i det sørvestlige Australia. {11.2-11.9}
- Ekstremene i døgnmidlet nedbør vil sannsynligvis øke i mange områder. Økningen er svært sannsynlig for nord Europa, det sørlige og det østlige Asia, Australia og New Zealand – denne listen reflekterer at publikasjoner for de forskjellige områder er ujevn. {11.2-11.9}

Sentrale usikkerheter:

- I noen regioner har det vær få studier med hensyn til sentrale aspekt i klimasystemet. Dette gjelder spesielt studier av ekstreme hendelser. {11.2-11.9}
- Atmosfære-hav generelle sirkulasjonsmodeller viser ingen konsistens mellom simulerte endringer i regional nedbør i noen sentrale regioner ((f.eks. det nordlige Sør-Amerika, det nordlige Australia og Sahel området). {11.2-11.9}
- I mange regioner er det uklart hvordan landtopografi på liten skala vil påvirke lokale klimaendringer. {11.2-11.9}

Vedlegg: Ordliste utarbeidet av Bjerknessenteret

Aerosoler Aerosoler er partikler eller dråper som svever i luften. De reflekterer sollys tilbake til verdensrommet, og kan også forårsake skydannelse. Begge disse prosessene hindrer sollyset i å nå oss. Det betyr at sulfataerosolene bidrar til å kjøle ned jorden.
Annulær Ringformet.
Antropogen Menneskeskapt.
AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model) Generell sirkulasjonsmodell for hav og atmosfære.
AR4 (Assessment Report 4) Fjerde tilstandsrapport fra FNs klimapanel.
Attribution Årsakssammenheng.
Dekadisk Tiårlig.
Drivhusgasser Gasser i atmosfæren som bidrar til drivhuseffekten og global oppvarming.
EMIC (Earth System Model of Intermediate Complexity) Modell for jordsystemet av middels kompleksitet.
Ensemble En samling klimascenarier startet fra ulike klimatilstander, men beregnet med en klimamodell og ett ytre pådriv. Hensikten er å få med alle tilfeldige klimavariasjoner i beregningene.
FAR (First Assessment Report) Første tilstandsrapport fra FNs klimapanel.
Feedback Tilbakekobling. Uttrykket brukes om mekanismer innenfor komplekse systemer.
Firn Snø som er overlagret fra året før.
Fluks Strøm av noe gjennom en flate.
In situ Observasjoner som er tatt på stedet.
Isbrem Land-is som flyter utover på sjøen.
Klimasensitivitet Uttrykker hvor følsomt jordens klimasystem er for et bestemt ytre pådriv, og beregnes som økningen i globalt og årlig midlet lufttemperatur og nedbørsmengde når atmosfærens CO_2-innhold er doblet.
Konfidens Mål for at en gitt verdi ligger innenfor en definert grense for sannsynlig sammenheng.
Kryosfære Kryosfæren kan enkelt defineres som alt frossent vann og mark på overflaten av jorden.
Likevektsensitivitet Økningen etter at ny energibalanse er nådd ved doblet CO_2-mengde.
Meridional Retning som er parallell med lengdegradene.
MOC (Meridional Overturning Circulation) Horisontal og vertikal omveltning i havet i meridional retning.
NAM (North Annular Mode) Svingning vinterstid i amplituden til et mønster som består i et lavt overflatetrykk over Arktis og sterke vestavinder på midlere breddegrader.
NAO (North Atlantic Oscillation) Svingning vinterstid i amplituden til et mønster som består i et lavt overflatetrykk over Island og et høyt overflatetrykk over Azorene.
Paleo Gamle data, gjerne basert på proksydata.
Projeksjon Beskrivelse av endring som funksjon av tid.
Proksydata Indirekte observasjoner basert på målinger fra andre data som iskjerner, treringer, sedimenter.
Pålitelighet Graden avhenger av konfidens, hvor langt en gitt verdi ligger innenfor en definert grense for sannsynlig sammenheng.
SAM (South Annular Mode) Svingning vinterstid i amplituden til et mønster som består i et lavt overflatetrykk over Antarktis og sterke vestavinder på midlere breddegrader.
SAR (Second Assessment Report) Andre tilstandsrapport fra FNs klimapanel.

Sonal Retning som er parallell med breddegradene.
Strålingspådriv Strålingspådriv er en måleenhet som beskriver ulike klimafaktorers oppvarmingseffekt, både naturlige og menneskeskapte. Strålingspådriv beskrives som en endring i netto vertikal innstråling og uttrykkes i watt per kvadratmeter.
TAR (Third Assessment Report) Tredje tilstandsrapport fra FNs klimapanel.
Terrestrisk Om land eller jord.
Utløpsbre Bre som renner ut av innlandsisen.