



RegClim

Norges klima om 100 år
Usikkerheter og risiko

Mini-leksikon Sentrale begreper

Aerosol er luft som inneholder aerosolpartikler, det vil si støv og dråper med mindre radius enn noen få mikrometer. Partiklene reflekterer og absorberer solstråling. Vannløselige partikler påvirker skydråpenes antall og størrelse, som igjen bestemmer skyenes refleksjon av solstråling og den globale skydekningen.

Antropogen betyr skapt av mennesker.

Atmosfæren er lufthavet som omhyller jordkloden. De nederste 30-50 km er viktigst for klima og vær.

CMIP2 er et klimascenario for å sammenlikne klimamodellene. Atmosfærens CO₂-mengde økes med 1 % per år inntil den dobles etter ca. 70 år.

Drivhusgasser er gasser som absorberer og sender ut varmestråling. Viktige drivhusgasser i atmosfæren er: vanndamp (naturlig); CO₂, metan, lystgass og ozon (naturlige og antropogene); KFK-gasser (antropogene).

Ekstremvær er vær som kan skade naturen, mennesker og verdier. Skader oppstår når mennesker og omgivelser ikke er tilpasset de ekstreme værforholdene. Manglende tilpasning kan skyldes at ekstremværet tidligere har forekommet meget sjelden; i noen regioner kanskje aldri etter at bosetning har funnet sted.

Ensemble er en samling klimascenarier startet fra ulike klimatilstander, men beregnet med én klimamodell og ett ytre pådriv. Hensikten er å få med alle tilfældige klimavariasjoner i beregningene.

IPCC («Intergovernmental Panel on Climate Change») er FNs klimapanel (<http://www.ipcc.ch>).

Jordas klimasystem er de delene av jordkloden som bestemmer klimaet: atmosfæren, verdenshavene, landjorda med vegetasjon, ferskvann, snø og isbreer.

Klima er fordeling og hyppighet av klimaparametrenes verdier. Et steds klima uttrykkes ofte som gjennomsnitt, typiske variasjoner og grenser for ekstremvær beregnet ut fra måleserier over 30 år.

Klimaendringer er systematiske endringer i klimaparametrenes gjennomsnitt og variasjoner skapt av ytre pådriv. Forandringer i temperatur, vind osv. som ikke skyldes ytre pådriv, er tilfældige klimavariasjoner og ikke klimaendringer. Det er ofte vanskelig å skille tilfældige variasjoner fra klimaendringer.

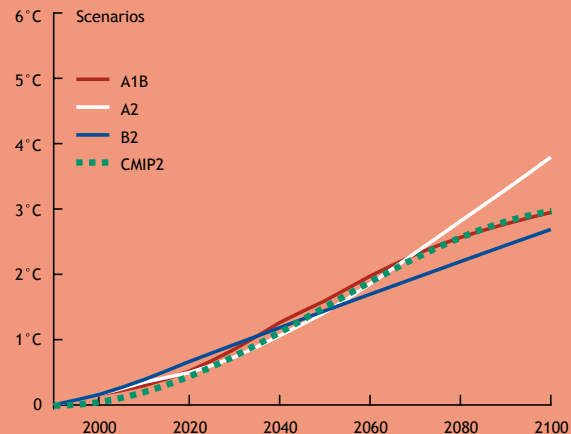
Klimamodeller beregner jordas klima på basis av naturlovene og kjennskap til solstråling, jordklodens bevegelser, samt egenskapene til atmosfæren, verdenshavene og landjorda. Modellene bruker verdens kraftigste datamaskiner for bl.a. å beregne antropogene klimaendringer. Dagens klimamodeller omfatter hele jordas klimasystem, men beregner ennå ikke kjemiske kretsløp og biologiske forandringer.

Klimaparametere er målbare størrelser som beskriver klima: f. eks. temperatur, nedbør og vind.

Klimasensitivitet uttrykker hvor følsomt jordas klimasystem er for et bestemt ytre pådriv, og beregnes som økningen i globalt og årlig midlet lufttemperatur og nedbørmengde når atmosfærens CO₂-innhold er doblet. En regions bidrag kan også beregnes. I denne brosjyren refereres klimasensitivitet på to måter:

- **Likevektsensitivitet (ECR)** er økningen etter at ny energibalanse er nådd ved doblet CO₂-mengde.
- **Transient respons (TCR)** er økningen idet CO₂-mengden dobles etter en jevn økning på 1 % per år. For temperatur er TCR ca. 60 % av ECR.

Klimascenario er et anslått framtidig klima basert på et bestemt scenario for atmosfærens innhold av drivhusgasser og aerosolpartikler. Denne brosjyren viser resultater for scenariene A1B, A2, B2 og CMIP2. Se figur 1.



Figur 1. Klimascenarier som omtales i brosjyren. Figuren viser tidsutviklingen av gjennomsnittlig global temperaturendring beregnet med ca. 20 klimamodeller for scenariene A1B, A2, B2 og CMIP2 fra IPCC. Merk at det er liten forskjell fram til 2050.

Kontrollklima er et tenkt klima uten ytre pådriv, som beregnes av klimamodeller over en periode på minst 300 år for å beskrive tilfældige klimavariasjoner.

Nedskalering/regionalisering er tilpasning av globale klimascenarier til en avgrenset region. Empirisk nedskalering bruker statistikk, og dynamisk nedskalering bruker regionale klimamodeller.

Superensemble er flere ensembler, beregnet med ulike klimamodeller. Hensikten er både å inkludere tilfældige klimavariasjoner og modellenes unøyaktigheter.

Tilbakekobling («feedback») i klimasystemet oppstår når et ytre pådriv gir en klimaendring som påvirker energibalansen mellom jorda og verdensrommet. Hvis tilbakekoblingen forsterker det ytre pådrivet er den positiv; i motsatt fall er den negativ. Når klimagasser øker i atmosfæren, beregner klimamodellene en positiv tilbakekobling fra vanndamp, fordi vanndamp er en drivhusgass som det blir mer av når temperaturen øker. Tilbakekoblinger er hovedkilden til usikkerheten i dagens klimamodeller.

Varmestråling er stråling fra materie (gass, væske, fast stoff osv.). Strålingens energi øker med temperaturen. I klimaforskning brukes gjerne betegnelsen kun om infrarød stråling fra jorda og lufta i atmosfæren.

Ytre pådriv er en vedvarende forskjell mellom energi innstrålt til jorda og energi strålt tilbake til verdensrommet, som er skapt av forhold som ikke er en naturlig del av jordas klimasystem. Slike forhold kan være naturlige (endret solstråling, støv fra vulkanutbrudd) eller antropogene (avskoging, utslipp av drivhusgasser og aerosolpartikler). Når klimaet endres som følge av et ytre pådriv, forsvinner pådrivet etter hvert som det nye klimaet innstiller seg.

Ofte tallfestes antropogene ytre pådriv i forhold til preindustriell tid, mens framtidige scenarier sammenliknes med dagens situasjon.



I denne brosjyren framstilles RegClims nye resultater om mulige klimaendringer over de neste 100 år i Norge og nære regioner. Det legges vekt på usikkerheter og risiko for ekstreme endringer. Sentrale begreper omtales i et minileksikon og som eget tema på side 5.

Klimaet i Norge mot 2100:

Varmere, våtere – noen ganger tørrere – ikke så mye mer vind

I et perspektiv på hundre år kan vi, bl.a. fra figur 13 og tabell 2 på side 9 og 10, oppsummere:

Temperatur

- Avhengig av landsdel stiger den årlige gjennomsnittstemperaturen med mellom 2,5 °C og 3,5 °C. Temperaturen stiger mest i innlandet og i nord.
- Vinteren blir mildere med minimumstemperaturer 2,5 - 4 °C over dagens nivå, mest i Finnmark.
- Sommerens maksimum stiger med 2-3 °C, mest på Sørlandet.
- Antall mildværsdager om vinteren (minimumstemperatur over 0 °C) øker i lavlandet og i Arktis.
- Varme sommerdager (maksimumstemperatur over 20 °C) blir vanligere i sørøst.

Nedbør

- Avhengig av landsdel øker den årlige nedbørmengden med mellom 5 og 20 %. Størst blir økningen langs kysten i sørvest og helt i nord.
- Nedbøren øker mest om høsten. På Vestlandet, i Midt-Norge og i Nord-Norge øker den med over 20 %.

- På Østlandet øker nedbøren høst og vinter med 15 - 20 %.
- Sommeren blir tørrere på Østlandet og Sørlandet med opptil 15 % mindre nedbør.
- Vestlandet får ca. 15 flere døgn per år med over 20 mm nedbør. Økningen er over 20 %. Andre landsdeler får vesentlig mindre økning.
- Døgn uten nedbør blir litt sjeldnere i alle landsdeler vest for vannskillet. På Østlandet og Sørlandet blir det ca. 10 flere døgn med oppholdsvær per år, og det er 5 - 10 % økning.
- I hele Norge vil ekstreme nedbørmengder opptre oftere. Langs kysten av Troms og Finnmark vil mengder tilsvarende nåværende årsmaksimum forekomme 2,5-3 ganger per år.

Vind

- Årlig beregnes små endringer i gjennomsnittsdøgnet maksimale vindstyrke. Størst endring beregnes i Skagerrak med opptil 0,5 m/s økning.

Foto: S. Leirbekk



- Om høsten øker vinden mest langs kysten og i Langfjella, med opptil 0,5 m/s for gjennomsnittsdøgnet maksimale vind.
- I hele Norge blir det årlig inntil 4 flere døgn med sterkere vind enn 15 m/s, som er stiv til sterk kuling. I Skagerrak og Nordsjøen beregnes inntil 8 flere døgn per år med slik vind, som er en økning på rundt 20 %.

«Golfstrømmen» stopper neppe; aerosoler og skyer er usikkert

Resultater fra RegClims og andres forskning på usikkerheter:

- Ifølge RegClim modifiseres klimaendringene mindre av Nord-Atlantens havstrømmer enn det mange andre finner. De vertikale omveltningene svekkes med 5 - 15 % når CO₂-mengden doubles.
- Isdekket om sommeren i Arktis beregnes å avta drastisk de neste 100 år.
- Antropogene aerosoler, altså partikkelforurensning, forskyver det tropiske regnbeltet sørover. I vår region dempes de klimaendringene som skyldes antropogen drivhuseffekt, men hvor sterkt er ennå usikkert.
- På grunn av usikkerhet knyttet til skyer, viser ny forskning at det er betydelig risiko for svært store klimaendringer. Variasjonene fra år til år kan bli spesielt store for nedbør.

Risiko for ekstremvær

Sårbarhet for klimaendringer skyldes manglende tilpasning

Jordas klima over valgte tidsperioder beskrives dels ved globale gjennomsnitt og dels ved typiske variasjoner mellom regioner. Naturen, og tradisjonelt også samfunnet, har gjennom generasjoner tilpasset seg klimaet i den regionen de tilhører. Klimafor-skjeller kan følgelig forklare mange kontraster mellom ulike regioner i så vel flora og fauna som folks byggeskikk, kultur og næringsgrunnlag.

Neglisjert risiko for skader av vær kan noen ganger medføre dårlig klimatilpasning. Noen ønsker bolighus på utsiktstomter som er utsatt for sterk vind. Urbanisering kan føre til økt flomrisiko pga. utstrakt asfaltering, avskoging og fjerning av bekk. Skader trenger derfor ikke bare skyldes klimaendringer.

En viktig side ved klimatilpasning er *ekstremvær*. Ekstreme værforhold er sjeldne. Følgelig kan natur og samfunn være dårlig forberedt på de påvirkningene de kan ha, og kostnadene i form av liv og verdier kan bli formidable. Derfor representerer de også en *risiko* for skade og tap, dvs. en *sårbarhet*.

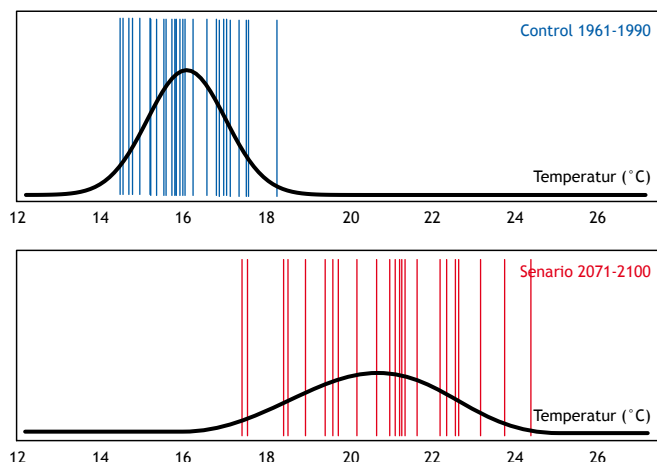
Samfunnets sårbarhet overfor klimaendringer varierer geografisk. For eksempel krever man ikke samme sikring mot storm på Østlandet som på Vestlandet og i Nord-Norge. Skulle storm bli mer vanlig på Østlandet, øker derfor risikoen for skade, selv om slik vind kan være uproblematisk i andre landsdeler. Relevante bransjer (bygg, forsikring osv.) vurderer nå scenarier for framtidig regionalt klima ved utvikling av strategier for klimatilpasning (jfr. forskningsprosjektet Klima2000).

Øker risikoen for ekstremvær?

Verden rundt fins det mange eksempler på ekstremvær de siste 10 årene (se for eksempel <http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/reports/weather-events.html#intl>). Enkelte analyser av lange målerekker viser at temperatur- og nedbørekstremer er blitt mer vanlig flere steder.

Flere klimascenarier antyder at vær som nå klassifiseres som ekstremt, kan bli mer vanlig i de neste hundre årene. Regioner som er dårlig forberedt, er sårbare.

Økt forekomst av ekstremvær kan skyldes at været varierer omkring et annet gjennomsnitt enn før eller at variasjonsbredden øker. Figur 2 illustrerer dette. Beregnede sommer-

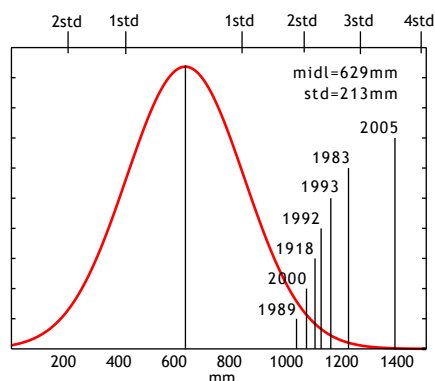


Figur 2. Sommervarme som på slutten av det 20. århundre var ekstrem i sentral-Europa (blått), kan bli mye mer vanlig 110 år senere (rødt). A2-scenariet er brukt, se figur 1. Strekene er modellberegnete månedstemperaturer for juni, juli og august i Sveits. Gausskurver (normalfordeling) er tilpasset. Resultater fra EU-prosjektet PRUDENCE (Schär m.fl., *Nature*, Vol. 427, 2004).

temperaturer i sentral-Europa mot slutten av dette århundret er sammenliknet med perioden 1961-90. Gjennomsnittstemperaturen stiger fra ca. 16 til 20,5 °C, som er betydelig. I seg selv øker dette risikoen for varmt ekstremvær, men enda viktigere er økningen i variasjonsbredden.

Hetebølgen i Europa sommeren 2003 hadde et gjennomsnitt på 22 °C for juni, juli og august. Dette er ingen høy temperatur midt på en sommerdag, men som gjennomsnitt over tre måneder i Mellom-Europa er det svært varmt. Dette er et eksempel på ekstremvær som kan bli ganske vanlig i Sør- og Mellom-Europa.

Helseinstitusjoner anslår at ca. 35000 personer i Europa døde som følge av hetebølgen, og det illustrerer hva økt risiko ved klimaendringer kan innebære.



Figur 3. Akkumulerte tremåneders nedbørmengder for perioden november-januar er målt i Bergen sentrum fra 1861 til 2005. En normalfordeling (rød gausskurve) er tilpasset. De sju periodene med mest nedbør er merket med januar-årstallet. Avviket for 2005 var på over 3,5 standardavvik.

Et eksempel fra Bergen (figur 3) viser at nedbørmengden over de tre månedene fra november 2004 til januar 2005 var ekstremt stor. Dette var mer enn det dobbelte av gjennomsnittet for de foregående 144

tilsvarende periodene, og er langt mer enn noen gang registrert før.

RegClims klimascenarier antyder økt risiko for nedbørekstremer de neste 100 år, og hendelsen i Bergen illustrerer derfor hva som kan bli mer vanlig.

Økt behov for regionalisering og bedre modeller

Atmosfærens innhold av antropogene drivhusgasser har økt betydelig de siste 100 årene. Dette har gitt et ytre pådriv i forhold til preindustriell tid på nærmere 3 watt per kvadratmeter av jordoverflaten. Hvis jordas klimasystem er sensitivt, blir det betydelige klimaendringer.

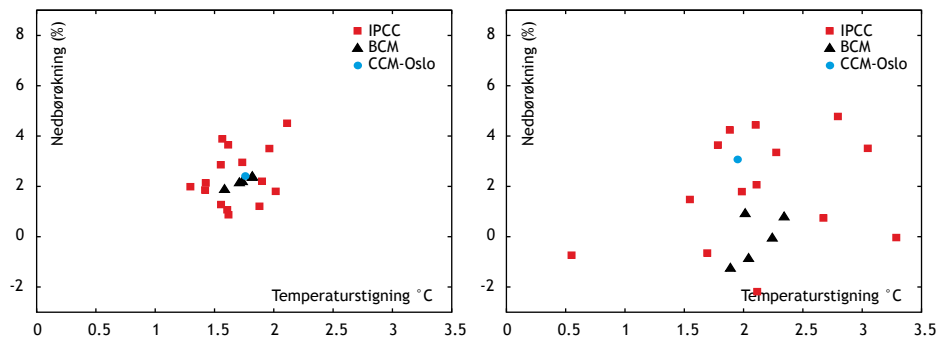
Et mål for klimasensitivitet er økningen i temperatur (og andre klimaparametere) når ny likevekt er oppnådd ved dobling av atmosfærens CO₂-innhold (ECR). CO₂-dobling gir et ytre pådriv på ca. 4 watt per kvadratmeter. I IPCCs rapport fra 2001 ble likevektsensitiviteten for temperatur beregnet med ca. 20 klimamodeller til mellom 1,5 og 4,5 °C med ca. 3,0 °C som gjennomsnitt. Nyere versjoner av klimamodellene bekrefter et gjennomsnitt nær 3,0 °C, men en redusert spredning (2,6-4,0 °C). Nye superensembler tyder imidlertid på at denne spredningen er mye mindre enn vår viten om prosesser tilsier. Det henvises til diskusjonen omkring figur 6.

Det tar flere århundrer for jordas klimasystem å innstille seg på en ny likevekt etter CO₂-dobling. Derfor brukes ofte et annet mål som gir mer realistiske klimaendringer over det neste århundre. Dette kalles transient klimarespons (TCR) og er den økte temperatur (nedbør osv.) som oppnås etter en *gradvis* økning av CO₂-innholdet (1 % per år) inntil dobling (CMIP2). Figur 4 viser TCR for nedbør og temperatur. Forskjellene mellom modellresultatene er betraktelig større for bidragene i vår region (Europa) enn globalt.

Usikkerhetene bør derfor nøye diskuteres når vi beregner klimaendringer i vår region.

Mange potensielle virkninger av klimaendringer på natur og samfunn har med regionale og lokale forhold å gjøre. For å vurdere slike virkninger basert på klimascenarier, må dataene fra klimamodellene regionaliseres. Dessuten er ekstremvær ofte knyttet til detaljer og geografiske kontraster som globale klimamodeller ikke kan beskrive. I RegClim gjør vi empirisk nedskalering med statistiske metoder, og dynamisk nedskalering med en regional klimamodell som beskriver finere detaljer i vår region.

Forskjellene mellom resultatene fra klimamodellene i figur 4 skyldes både tilfeldig variasjon og at beskrivelsen av viktige prosesser i klimasystemet er beheftet med feil (se temaboks under). Dette fører til at resultatene blir usikre og modellav-



Figur 4. Transient klimarespons (TCR) beregnet med 15 IPCC-modeller (rødt), 5 eksperimenter med Bergen Climate Model (BCM) (svart) og ett med CCM-Oslo (blått). Langs x-aksen avleses temperaturstigning (°C) og langs y-aksen nedbørøkning i %. Til venstre ser vi globale midler som har mye mindre forskjeller mellom modellene enn gjennomsnittet for Europa (10°N til 40°N og 40°N til 75°N).

hengige. Spredningen mellom modellene kan føre til at faren for hyppig forekomst av ekstremvær i framtiden overdrives, og man roper «ulv» i utide. I RegClim arbeides det med å forbedre klimamodellene. Proses-

ser knyttet til aerosolpartikler, skyer, transport og blanding i havet, og is i Arktis studeres spesielt.

Tema Usikkerheter i klimaforskningen

Klimadata og tolkningen av dem har fire hovedkilder til usikkerhet. De tre første er kjente kilder som det tas hensyn til i utvikling og analyser av klimascenarier. Den fjerde er i sin natur helt ukjent. Usikkerhet betyr ikke uvitenhet, men at det er risiko for avvik.

1 Tilfeldige klimavariasjoner.

Til forskjell fra klimaendringer, skyldes tilfeldige variasjoner kaotiske bevegelser i atmosfæren og havet. En forandring i temperatur, nedbør, vind osv. kan skyldes både tilfeldigheter og ytre pådriv. Hvorvidt en forandring er en tilfeldig klimavariasjon eller en klimaendring kan bare sannsynliggjøres.

2 Vår viten om ytre pådriv. Ytre pådriv skapes når jorda ikke mottar og avgir samme varmemengde. De siste tiårenes ytre pådriv er godt kjent fra målinger av drivhusgasser og stråling, samt fra data for antropogene utslipp. Man har også gode antagelser om antropogene bidrag til ytre pådriv de neste tiårene. Dette skyldes at det tar tid å endre verdenssamfunnets energikilder og at det minst tar flere tiår for drivhusgassene i atmosfæren å avsettes i havet. Etter ca. 2050 øker usikkerheten raskt (jfr. figur 1 i minileksikonet). Framtidige naturlige ytre pådriv er lite kjente, med unntak av syklusene i solas aktivitet.

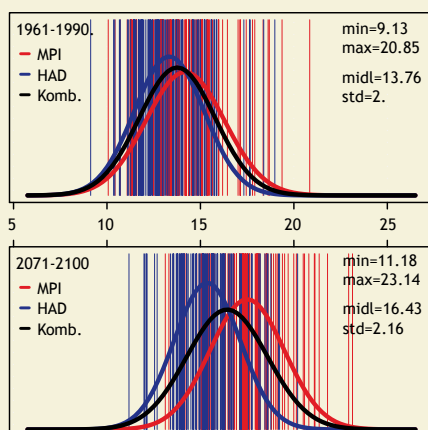
3 Unøyaktigheter i klimamodeller.

Klimasimuleringer fra én enkelt modell vil ha systematiske feil knyttet

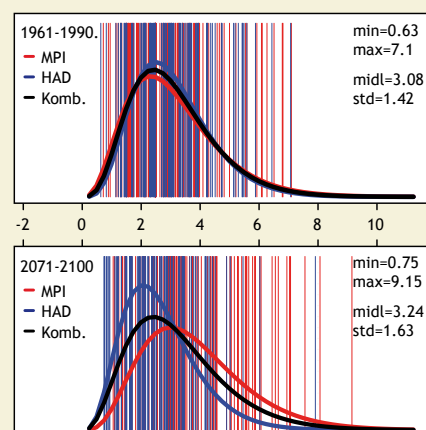
til én framstilling av usikre prosesser. Dette er illustrert i Figur 5. IPCCs bruk av flere modeller retter bare delvis på dette. Superensembler med systematisk varierte framstillinger gir et riktigere bilde av usikkerhetene, men da overdrives trolig de tilfeldige variasjonene. Forskning på usikre prosesser og deres representasjon i klimamodeller er nødvendig. Aerosoler og skyer er spesielt usikre (se tidskriftet *Science* fra 1. juli 2005, eller websiden <http://www.sciencemag.org/cgi/reprint/309/5731/100.pdf>).

4 Ukjente forhold. Mulighetene for at noen prosesser i klimasystemet ikke er kjent, kan aldri elimineres. Derfor er klimaforskerne åpne for nye innfallsvinkler.

Sommertemperatur i Oslo, juni, juli og august (°C)



Vinternedbør i Tromsø, desember, januar og februar (mm per døgn)



Figur 5. Eksempler på tilfeldig klimavariasjoner og modellusikkerhet. Hver strek er et beregnet månedlig gjennomsnitt av døgnverdier. De øverste figurene gjelder beregnet klima for normalperioden 1961-90, mens de nederste er B2-scenarier for drivhusgasser for 2071-2100 (se figur 1). Beregningene er RegClims dynamisk nedskalerte resultater fra den tyske MPI-modellen (rødt) og fra den engelske Hadley-modellen (blått). Statistiske fordelinger er tilpasset dataene. I svart vises fordelinger tilpasset begge modellenes resultater samtidig, og denne kombinerte statistikken brukes. Brukes kun én modellstatistikk (blå eller rød), er risikoen stor for at en tilfeldig variasjon eller en modellfeil tolkes som klimaendring.

Risiko for store klimaendringer

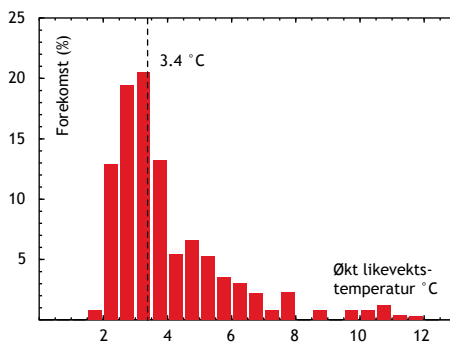
I en artikkel i *Nature* fra 27. januar 2005 beregnes for første gang svært høy klimasensitivitet med en realistisk klimamodell. Det nye, sammenliknet med tallene fra IPCC, er at verdiene på en rekke usikre parametere er variert systematisk (se figur 6).

I en klimamodell settes tallverdier på mange parametere. De fleste verdiene er godt kjent, men noen er så usikre at de burde vært angitt som et intervall. I en klimamodell må forskere likevel velge én verdi. Ved å systematisk variere et utvalg av usikre parametere får vi et superensemble av flere tusen klimamodeller, én modell for hvert sett av parameterverdier.

Den globale temperaturstigningen etter CO₂-dobling og ny likevekt (ECR) anslås til mellom 1,9 °C, og hele 11,5 °C, med 3,4 °C som vanligste verdi (figur 6). Det er oppsiktsvekkende at 5 % av verdiene er over 8 °C og hele 25 % over ca. 5 °C.

Det er viktig å vurdere hva en høy klimasensitivitet kan bety for vår regions klima. Regionale usikkerheter kan være enda større enn de globale (se figur 4). EU-prosjektet PRUDENCE (ledet av Dr. J. H. Christensen, Danmarks Meteorologiske Institut) brukte resultater fra 25 dynamiske nedskaleringer av klimascenarier for perioden 2071-2100 sammenliknet med perioden 1961-1990, og relaterte denne forskjellen til global klimasensitivitet. De 25 resultatene er forskjellige på grunn av tilfeldige variasjoner, bruk av forskjellige klimamodeller, og to globale klimascenarier (A2 og B2).

Tabell 1 viser regionale resultater når man antar at den globale klimasensitivitet er mellom 2,8 og 4,7 °C, se figur 6. Tallene angir intervaller for mulige klimaendringer i Sør-Norge og Nord-Norge. Intervallenes bredde

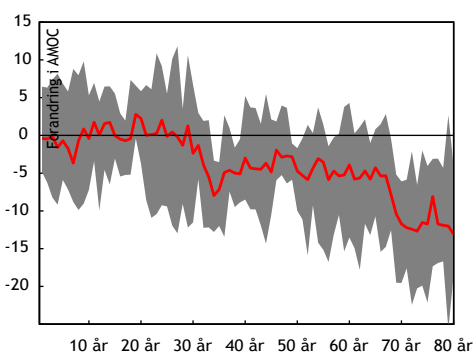


Figur 6. Hyppigheten av verdier for klimasensitivitet (ECR) i prosent av i alt 2017 tilfeller. ECR er global temperaturstigning etter dobling av CO₂ når ny likevekt er nådd. Tallene er beregnet ved å systematisk variere usikre parametere i en klimamodell fra Hadley-senteret i England. (Stainforth m.fl., *Nature*, Vol. 433, januar 2005). 3,4 °C er den vanligste verdien, og ca. 50 % er mellom 2,8 og 4,7 °C.

skyldes både tilfeldige variasjoner og usikkerhet i metodene.

Det framkommer tydelig at:

- temperaturen stiger godt over 1 °C med risiko for økning opptil 4-6 °C;
- temperaturstigningen og dens variasjoner og usikkerhet er litt større i nord;
- nedbørmengden øker, unntatt i sør om sommeren og i nord om vinteren;
- det er svært stor variasjon og usikkerhet i nedbørendringene.

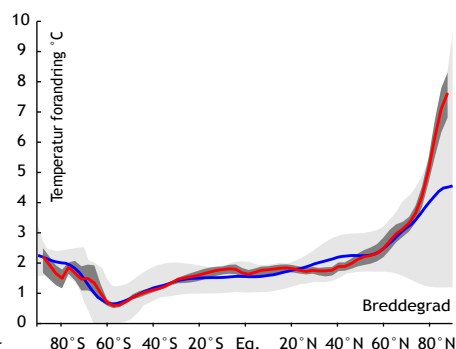


Nord-Atlanterens havstrømmer endres lite

I forhold til breddegraden er klimaet i vår region mildt. Vi har isfrie havner og stor biologisk produksjon i havet. Varme havstrømmer i Nord-Atlanteren, i Norskehavet og i Barentshavet er viktig i denne sammenheng. Variasjoner i disse havstrømmene drives på kort sikt av vind. Over lengre tidsrom (noen tiår) vil også variasjonene i den vertikale omveltningen gi bidrag til endringer. En slik endring kan f.eks. forårsakes av en rask nedsynkning av kaldt og saltholdig overflatevann.

IPCC har påvist betydelig usikkerhet knyttet til om den vertikale omveltningen svekkes ved global oppvarming. Et varmere klima på nordlige breddegrader kan bety mer nedbør og ferskere og dermed lettere vann i havoverflaten. Noen klimamodeller beregner at dette kan svekke omveltningen og redusere tilførsel av varmt overflatevann i Nord-Atlanteren.

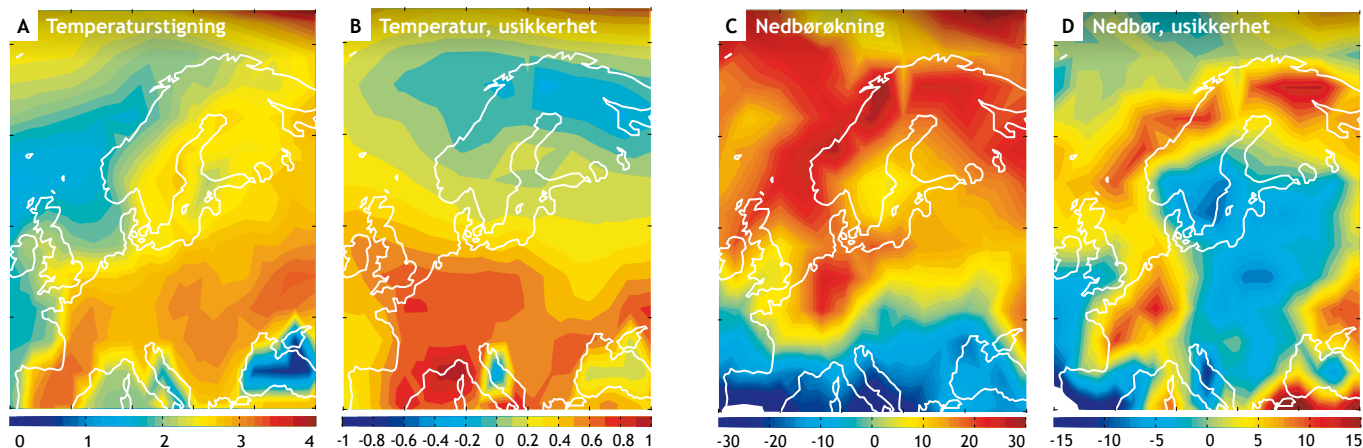
RegClim bruker «Bergen Climate Model» (BCM) for å studere dette. Et kontrollklima over 300 år uten ytre pådriv er først beregnet. Dette gjøres for å kartlegge de tilfeldige variasjonene. For omveltningen i Nord-Atlanteren finnes langperiodiske tilfeldige variasjoner (flere tiår) på omkring 10 %. Etter dette studeres omveltningens respons på en økning



Figur 7. Resultater fra 5 CMIP2 - eksperimenter med BCM. Hvert eksperiment starter fra ulike tilstander for omveltninger av havvann i Nord-Atlanteren. Til venstre vises endret vertikal omveltning (%) i løpet av perioden CO₂-mengden fordobles. Det grå feltet viser spredningen mellom de 5 eksperimentene, mens den røde kurven viser gjennomsnittet. Omveltningen reduseres med mellom 5 og 15 %. Til høyre vises økningen i middeltemperatur som funksjon av breddegraden når CO₂-mengden er doblet. Lysegrått felt viser spredningen for 19 IPCC-modeller med blå kurve som gjennomsnitt, mens mørkegrått felt viser de 5 BCM-beregningene med rød kurve som gjennomsnitt.

	Hele året	vinter	vår	sommer	høst
Temperaturstigning (°C) fra perioden 1961-90 til perioden 2071-2100					
Sør- Norge	1,2 - 4,5	1,2 - 4,2	1,0 - 4,8	1,0 - 4,2	1,4 - 5,0
Nord- Norge	1,2 - 5,0	1,4 - 5,3	1,2 - 5,6	0,7 - 3,9	1,4 - 5,9
Nedbørøkning (%) fra perioden 1961-90 til perioden 2071-2100					
Sør-Norge	0,2 - 19,6	2,0 - 35,6	1,4 - 33,0	-13,4 - 9,0	-1,2 - 23,2
Nord- Norge	-7,0 - 35,0	-19,9 - 32,2	-9,0 - 54,0	3,9 - 24,9	-4,1 - 41,7

Tabell 1. Mulige klimaendringer i Norge. Basert på 25 nedskaleringer og klimasensitivitet mellom 2,8 og 4,7 °C. Data er fra EU-prosjektet PRUDENCE og figur 6. Intervallene skyldes tilfeldige klimavariasjoner og modellusikkerhet, og illustrerer risiko for ulike klimaendringer og forskjeller fra år til år. Tallene brukes svært forsiktig.



Figur 8. Klimaendringer beregnet med Bergen Climate Modell for CMIP2-scenariet når CO₂-mengden er doblet (TCR). Regionalt utsnitt, ikke nedskalert. Temperaturstigning (°C) og nedbørøkning (%) for eksperimentet med størst regional temperaturstigning vises i hhv. (A) og (C). Forskjellen mellom eksperimentene med hhv. størst og minst regional temperaturstigning vises for temperatur (B) og nedbør (D). For temperatur er signalet og forskjellen mindre i Skandinavia enn ellers i Europa. For nedbør er både signalet og forskjellen stor i Skandinavia og ellers i Europa.

i atmosfærens innhold av CO₂. Et ensemble av 5 CMIP2-beregninger er startet ut fra valgte tilstander i kontrollklimaet. Figur 7 viser at omveltningen reduseres mellom 5 og 15 %. Dette er lite i forhold til de fleste andre klimamodeller.

Figur 7 viser at temperaturen stiger mest i områdene nord for 60 °N, der spredningen mellom IPCCs modeller også er størst. RegClims fem beregninger viser mye mindre spredning. I et perspektiv på 100 år ser det altså ut til at havstrømmene i Nord-Atlanteren påvirkes mindre enn man kunne frykte ut fra tidligere resultater fra IPCC.

Forklaringen er at i BCM kompenseres det økte ferskvannet fra nedbøren med økt transport av saltere vann fra sør. Kilden til dette salte vannet er økt fordampning og mindre nedbør i subtropene. Mer forskning trengs for å forstå hvorfor mange andre modeller gir et annet resultat.

Figur 8 viser klimaendringer for den av de 5 BCM-beregningene som gir størst regional temperaturøkning ved

doblet CO₂. Forskjellen mellom dette tilfellet og den beregningen som gir minst oppvarming, vises også. I det kalde tilfellet svekkes omveltningen i Nord-Atlanteren 2-3 ganger mer enn i det varme.

Isdekket om sommeren i Arktis kan forsvinne

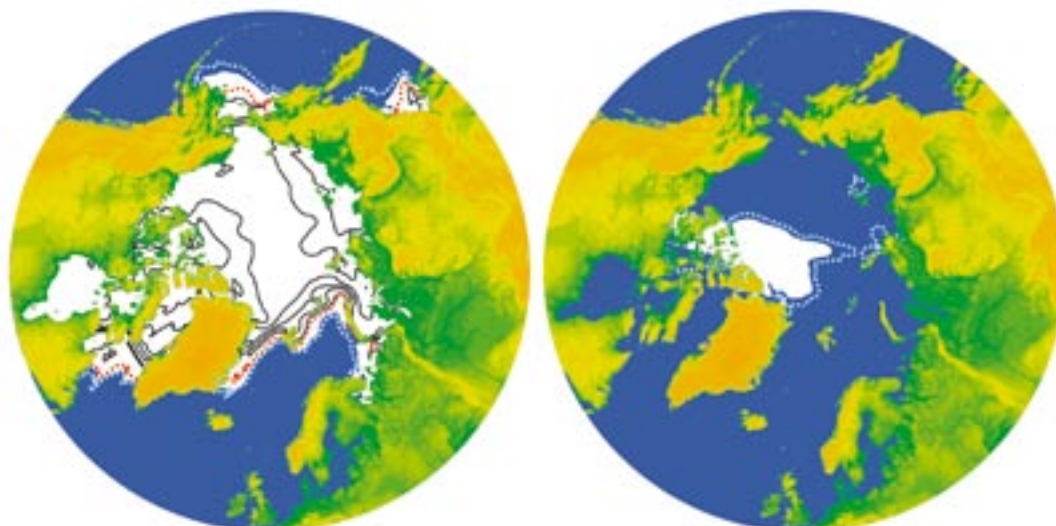
Det Arktiske dekke av snø og is er følsomt for temperatur og nedbør. Samtidig reflekterer en snø- eller isdekket bakke mye mer sollys enn bar mark og åpent hav. Et Isdekke isolerer også for overføring av varme mellom havet og atmosfæren. Snø og is er derfor en viktig kilde til tilbakekobling i klimasystemet, og de er viktige komponenter i det økologiske spillet i Arktis. Observasjoner analysert i IPCC-rapporten fra 2001 viser at utbredelsen av is i Arktis i alle årstider er redusert siden 1960-årene. Størst reduksjon er det om sommeren (juli-september) da arealutbredelsen av is er redusert med ca. 15 %.

Figur 9 viser istykkelsen og -utbredelsen beregnet i RegClim ved

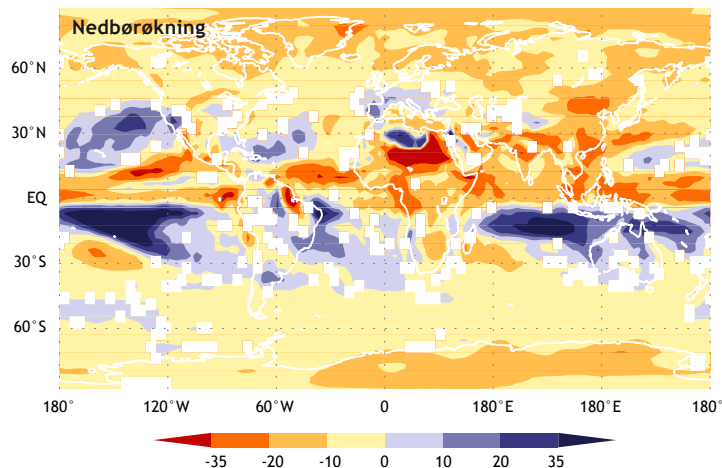
framtidig doblet CO₂. Sammenliknet med isforholdene beregnet for 1990-tallets CO₂-innhold, er istykkelsen halvert i mars måned, som er måneden for maksimal isutbredelse. I september, da årlig isutbredelse er på sitt minste, er istykkelsen etter CO₂-dubling under 20 cm. I noen av eksperimentene er all is om sommeren borte.

Aerosolers påvirkning er betydelig, men usikker

Blant de mest usikre faktorene i klimascenarier er effekter av aerosoler og skyer. Aerosolpartikler reflekterer og absorberer solstråling, og de påvirker antallet og størrelsen av skydråper. Beregninger viser at antropogene aerosoler virker avkjølede globalt. Dette skyldes at partiklene reflekterer sollys og at de indirekte påvirker skyene til å reflektere mer sollys. Effekten er størst på bakken. Fenomenet kalles «global dimming» fordi himmelen blir litt mørkere når mer sollys absorberes eller reflekteres tilbake til verdensrommet.

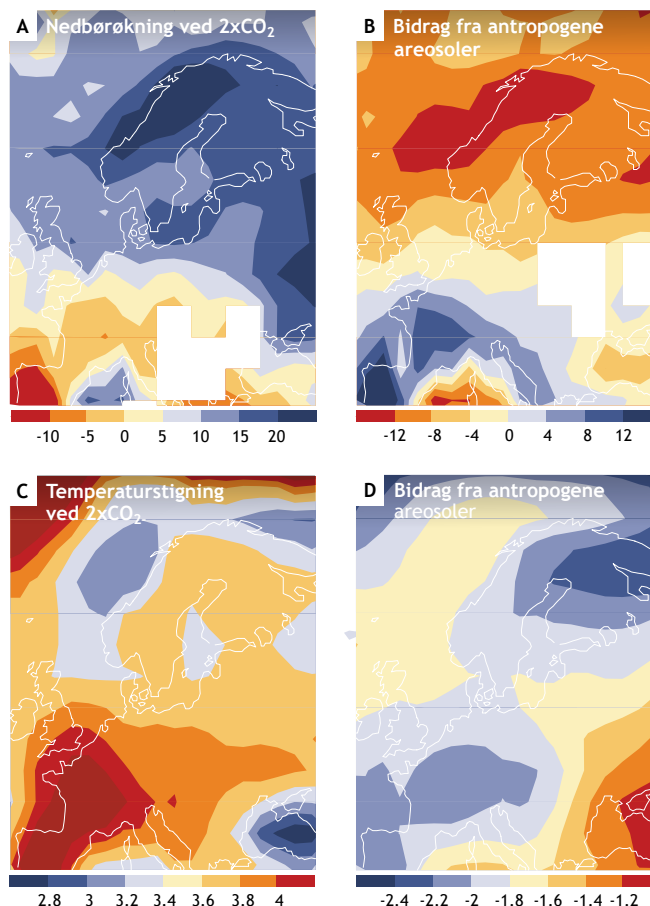


Figur 9. Utbredelse og tykkelse av isdekket i mars (til venstre) og september (til høyre) ved doblet CO₂ beregnet med BCM. Det hvite området angir gjennomsnittlig utbredelse. Stiplet blå kurve viser maksimal og stiplet rød kurve viser minimal utbredelse i de fem eksperimentene. Den gjennomsnittlige istykkelsen er gitt med svarte koter for hver 20 cm.



Figur 10. (over) Beregnet endring av nedbør (%) som følge av ytre pådriv av antropogene aerosolpartikler. Endringene er beregnet med modellen CCM-Oslo der havets overflatetemperatur og isdekke kan påvirkes, men ikke havstrømmer. Det sterkeste signalet er en forskyvning av det tropiske regnbeltet sørover. Dette er også funnet av andre, og det passer med observerte nedbørendringer i tropene siden 1960-tallet.

Figur 11. (høyre) Klimaendring ved likevekt for doblet CO₂ (ECR) beregnet med CCM-Oslo. Regionalt utsnitt, ikke nedskalert. Øverst vises nedbørendring (%) og nederst temperaturendring (°C). A og C viser kombinerte resultater for doblet CO₂ og et scenario for aerosoler ved 2100. B og D viser bidrag fra de antropogene aerosolene alene. Antropogene aerosoler demper klimaendringene som skyldes økt drivhuseffekt.



Aerosoler fins naturlig i form av sjøsalt, jordstøv, pollen og annet biologisk materiale. De kan også dannes naturlig ved kjemisk reaksjon mellom gasser i luften. Antropogene aerosoler dannes ved forbrenning av fossilt brensel (kull, olje etc.), fra prosessindustri og ved forbrenning av biomasse (særlig skog). Sulfat (svovel), sot og organiske stoffer er viktige bestanddeler. Aerosolpartikler svever noen få dager i lufta før de vas-

kes ut eller avsettes på bakken. Derfor er de ikke blandet jevnt i atmosfæren slik som CO₂.

Figur 10 viser at aerosoler kan føre til en forskyvning sørover av det tropiske regnbeltet. Dette skyldes at avkjølingen pga. antropogene aerosoler er størst på den nordlige halvkule, der det er mest forbrenning av fossilt brensel. Andre endringer oppveies mye av økte drivhusgasser som på mange måter har

motsatt klimaeffekt enn aerosoler.

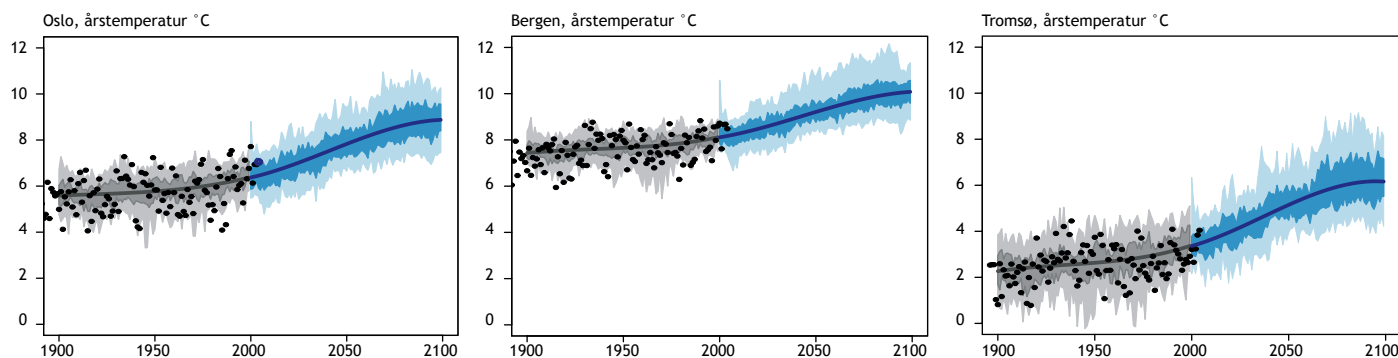
Figur 11 viser bidraget til klimaendringer i vår region når CO₂ mengden doubles og aerosolene endres i henhold til et scenario for 2100. Temperaturen øker mest i Sentral- og Sør-Europa. Nedbørøkningen er betydelig i nord og øst, mens det blir mindre nedbør i sør. Uten antropogene aerosoler ville oppvarmingen og nedbørendringene vært betydelig større.

Norges klima i det 21. århundre – regionale scenarier

I RegClim er 23 globale klimascenarier fra 11 ulike globale klimamodeller empirisk nedskalert for perioden 1900-2100. For det 20. århundre nedskaleres globale klimascenarier som er basert på data for naturlige og antro-

pogene ytre pådriv, mens scenariet A1B er brukt for de neste 100 år (se minileksikon, figur 1). Spredningen i resultatene skyldes tilfeldige klimavariasjoner og unøyaktigheter i beregningene, og disse to bidragene

kan ikke skilles fra hverandre. Figur 12 viser resultater for årlig middeltemperatur i Oslo, Bergen og Tromsø. Det er god overensstemmelse mellom beregninger og observasjoner i det 20. århundre. De beregnede temperatur-



Figur 12. Empirisk nedskalering av 23 beregninger fra 11 ulike klimamodeller for tre norske steder. Det 20. århundret er i svart med grå skravur, mens det 21. århundret er i blått. Framtidige endringer er basert på utslippsscenario A1B (se figur 1). Svarte punkter er observerte årlige gjennomsnitt. Lys skravur omhyller 90 % av beregningene og mørk skravur 50 %.

økningene for de kommende tiår er en klimaendring som overgår både tilfeldig variasjon og modellusikkerhet.

Klimaet i Nord-Europa og Norge mot 2100: Varmere, våtere - noen ganger tørrere - men ikke så mye mer vind

På figur 13 (A-N) og i tabell 2 presenteres dynamisk nedskalerte resultater fra globale klimamodeller basert på B2-scenariet (se figur 1).

B2 gir et litt svakere ytre pådriv enn A1B med en moderat global oppvarming sammenliknet med de fleste andre scenarier. Resultatene viser klimaendringer over 110 år fra perioden 1961-1990 til perioden 2071-2100. Konklusjonene oppsummeres på side 3.

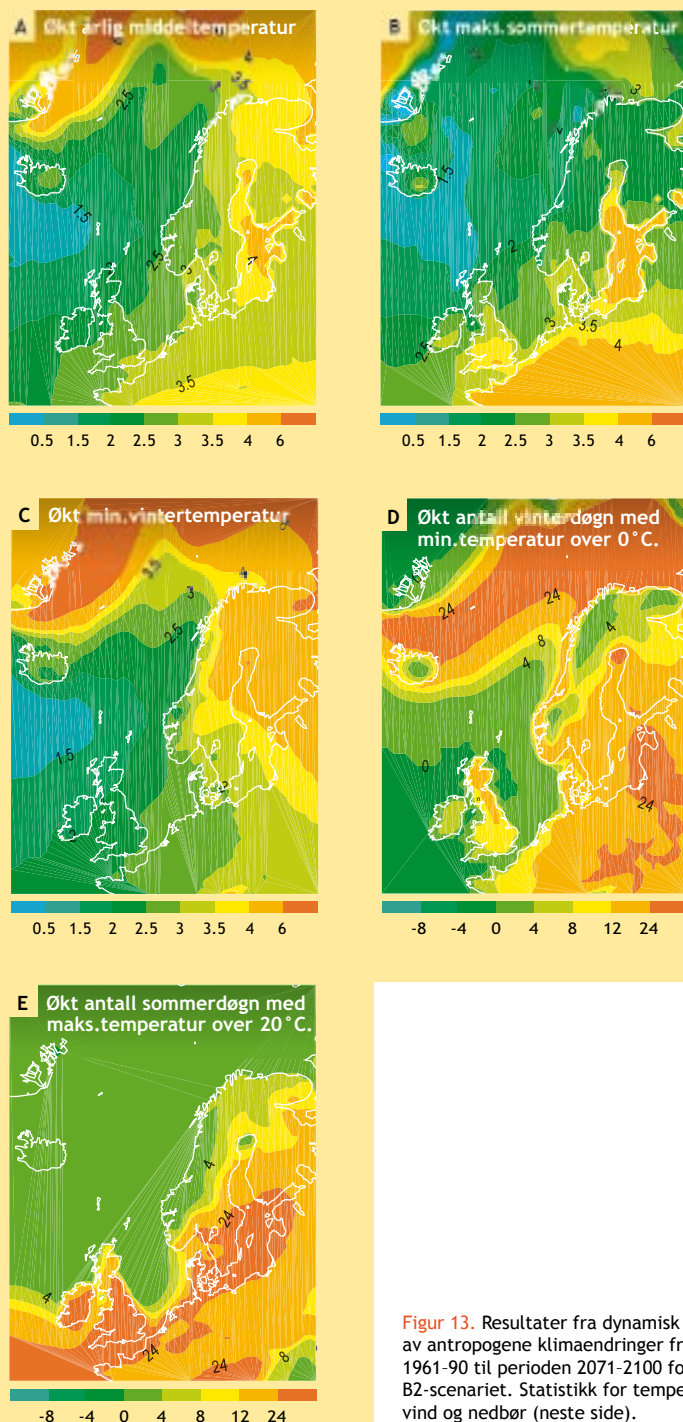
For å dekke opp for usikkerheter i nedskaleringene, kombineres data fra to globale modeller som gir store forskjeller i vår region (se figur 5). Forskjellene skyldes modellfeil eller tilfeldige klimavariasjoner som her

ikke kan skilles fra hverandre. De to globale modellene er:

1. den britiske Hadley-modellen (HAD)
2. den tyske MPI-modellen (MPI)

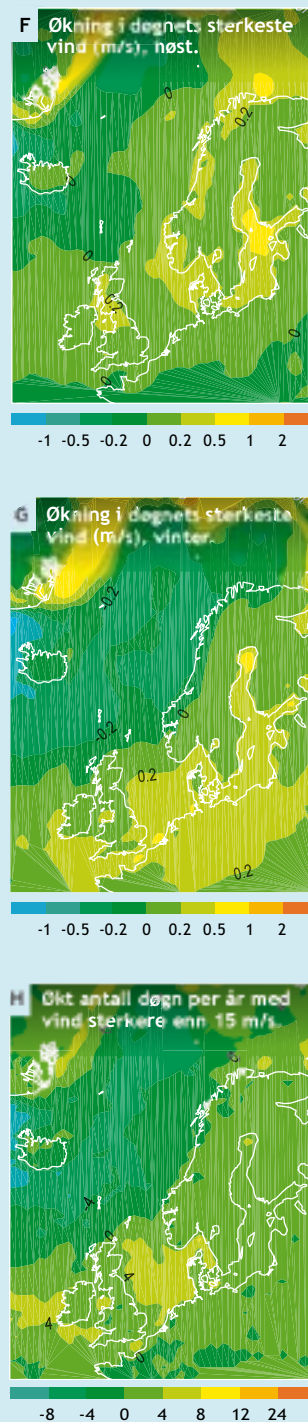
Som illustrert i figur 5 kombineres resultatene fra de to modellene til en felles statistikk for mulige klimaendringer. Vi kan ikke se bort fra at også dette kan gi for liten variasjon sammenliknet med et stort antall modeller og nedskaleringsmetoder (se tabell 1).

Temperatur [Figur 13]

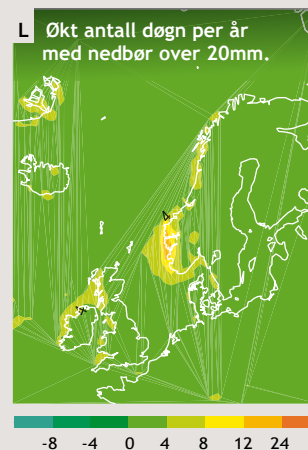
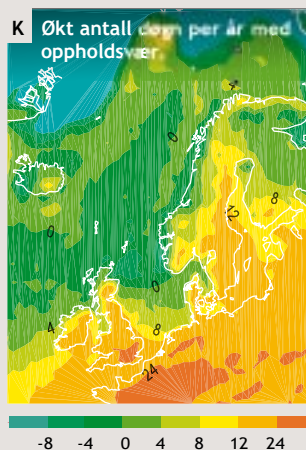
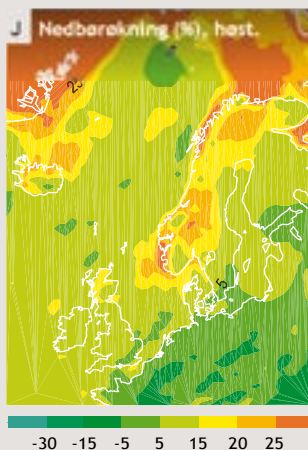
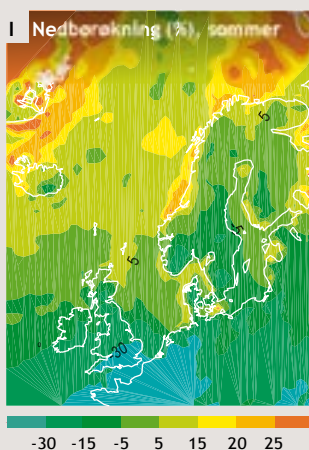


Figur 13. Resultater fra dynamisk nedskalering av antropogene klimaendringer fra perioden 1961-90 til perioden 2071-2100 for B2-scenariet. Statistikk for temperatur, vind og nedbør (neste side).

Vind [Figur 13]

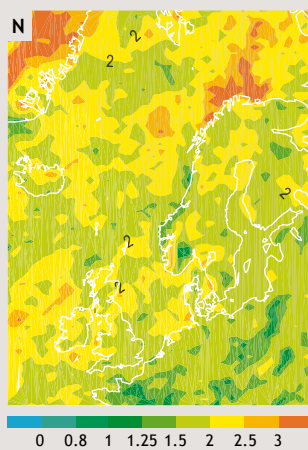
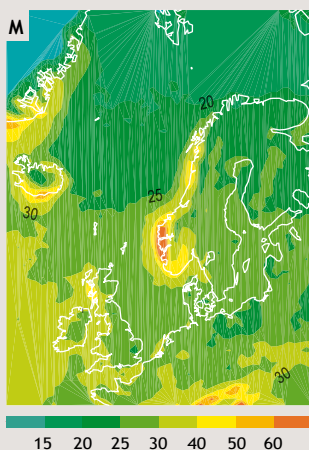


Nedbør [Figur 13]



Årets maksimale nedbørmengde per døgn (mm) i 1961-90.

Antall ganger per år som nedbørmengdene i figur 13M vil forekomme i 2071-2100. Tall større enn 1 betyr at ekstremer blir mer vanlig.



Stormflo i Bergen, januar 2005. Foto: Scanpix

		Temperaturøkning (°C)			Nedbørøkning (mm/døgn)			Nedbørøkning (%)
		MPI	HAD	Komb	MPI	HAD	Komb	Komb
Hele Norge	hele året	2,9	2,8	2,8	0,7	0,3	0,5	12,6
	vår	2,9	2,8	2,9	0,8	0,1	0,4	13,0
	sommer	2,8	1,9	2,4	0,1	0,1	0,1	3,2
	høst	3,0	3,6	3,3	1,1	0,7	0,9	19,7
	vinter	2,8	2,7	2,8	0,8	0,5	0,6	12,7
Nord-Troms og Finnmark	hele året	3,1	3,3	3,2	0,5	0,2	0,4	13,6
	vår	3,3	3,4	3,3	0,6	-0,0	0,3	11,2
	sommer	2,1	2,3	2,2	0,1	0,5	0,3	11,5
	høst	3,1	3,9	3,5	0,7	0,7	0,7	23,3
	vinter	3,7	3,5	3,6	0,6	-0,2	0,2	6,8
Nordland og Sør-Troms	hele året	2,7	2,7	2,7	0,7	0,2	0,5	11,6
	vår	2,8	2,9	2,9	0,9	-0,2	0,3	10,0
	sommer	2,4	1,7	2,0	0,2	0,7	0,5	12,7
	høst	2,8	3,5	3,1	1,0	0,7	0,8	18,2
	vinter	2,7	2,7	2,7	0,8	-0,3	0,3	5,5
Sør-Norge, vest for vannskillet	hele året	2,8	2,5	2,6	1,0	0,4	0,7	13,3
	vår	2,8	2,5	2,7	1,2	-0,1	0,6	13,8
	sommer	2,8	1,8	2,3	0,1	0,2	0,1	2,3
	høst	2,9	3,4	3,2	1,6	0,8	1,2	20,2
	vinter	2,5	2,3	2,4	1,1	0,9	1,0	14,1
Sør-Norge, øst for vannskillet	hele året	3,0	2,8	2,9	0,4	0,4	0,4	11,8
	vår	3,0	2,6	2,8	0,4	0,4	0,4	14,6
	sommer	3,2	2,0	2,6	0,1	-0,4	-0,2	-4,8
	høst	3,2	3,8	3,5	0,8	0,6	0,7	18,8
	vinter	2,8	2,9	2,8	0,4	0,7	0,6	18,2

Tabell 2. Gjennomsnittlig økning i temperatur og nedbør fra perioden (1961-1990) til (2071-2100). Komb er beste estimat. Stor forskjell mellom MPI og HAD betyr stor usikkerhet med risiko for betydelige avvik.

Effekter av klimaendringer – eksempler

Bølgehøyde og stormflo

Høye havbølger skyldes som regel sterk vind. Bølger som forplantes langt vekk fra stormer er dønninger, som ved en langgrunn kyst kan bli høye og bryte. Stormflo er en vannstandsøkning som kommer i tillegg til vanlig tidevann (flo og fjære), og som skyldes lavt lufttrykk og vindoppstuvning av havvann opp mot kyster. Springflo har vi når tidevannet har sitt største utslag, hver 14. dag. Kommer stormflo sammen med springflo, høye bølger og mye nedbør, kan det bli betydelige skader. Bergen opplevde siste stormflo i januar 2005 da Bryggen sto under vann (se bildet på side 10).

RegClim har beregnet en beskjeden vindøkning mot 2100, men de største økningene kommer over hav. Kan dette bety høyere bølger og hyppigere stormflo?

Bølgehøyden beregnes å øke mest på Tromsøflaket. I de mest ekstreme tilfellene beregnes opptil en meter høyere signifikant bølgehøyde. De mest ekstreme tilfellene for 1961-90 er beregnet til over 12 m.

De verste tilfellene av stormflo beregnes på vestkysten av Danmark (Esbjerg) med opptil 40 cm økning i forhold til dagens mest ekstreme tilfeller. Tilsvarende tall for Bergen er ca. 7 cm over dagens mest ekstreme vannstand. Havnivået heves også som følge av varmere hav og smelting av isbreer. Beregninger basert på klimascenariene B2 og A1B ved Hadleysenteret, gir en midlere global heving på nesten 30 cm fram til 2080. Det er store regionale variasjoner.

Vinterens lengde

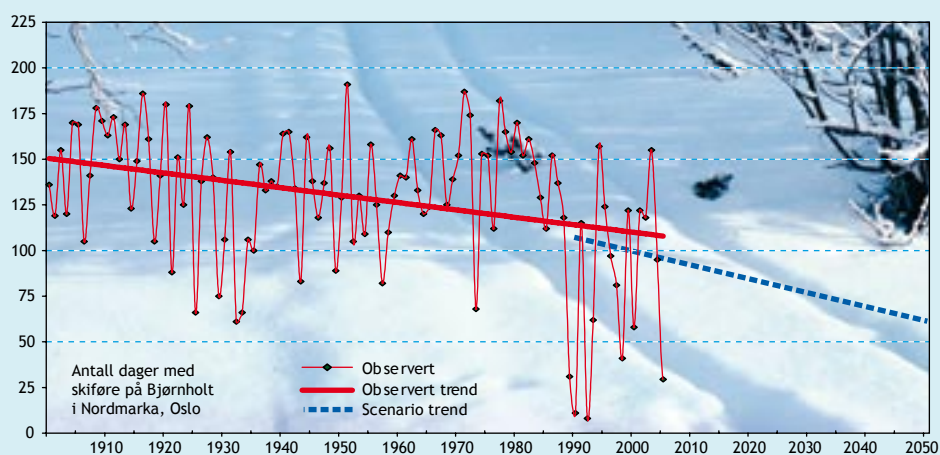
Vinter i Norge forbindes med snø og skiføre. I de folketette områdene på Østlandet knyttes lange tradisjoner til skiturer i Marka. Det fins måleserier av snødybde mange steder i Norge. Et eksempel er fra Bjørnholt i Nordmarka ved Oslo. Defineres skiføre som snødybde over 25 cm, viser figur 14 en betydelig avtagende trend i antall dager med skiføre siden ca. 1970, og med spesielt få dager med skiføre (færre enn 20) enkelte vintre etter 1990. Men selv i denne perioden har det vært vintre «som i gamle dager». En empirisk modell for snødybde er brukt for å anslå trend mot 2050 basert på tidligere nedskalerte klimascenarier fra RegClim. I gjennomsnitt vil det være litt over 60 døgn med skiføre i 2050, og det er ca. 40 % mindre enn i perioden 1981-1999.

Fyringsbehov

Vinterkulde gir behov for husoppvarming. Indeksen «fyringsgraddager» beregnes ut fra det antall døgn per år som temperaturen kryper under en viss grense og hvor lavt under grensa temperaturen når. Dette er beregnet for en rekke steder i Norden.

Kartet i figur 15 er laget slik at for to valgte scenarioperioder (2021-

50 og 2071-2100) plasseres steder symbolsk der hvor fyringsbehovet var det samme i kontrollperioden (1961-1990). Dermed «flyttes» steder sør- eller fra kalde innlandsområder til kysten. Vi ser at Karasjok «flyttes» nær Helsingfors i 2071-2100, mens Oslo, Trondheim og Stockholm alle «havner» sør for København.



Figur 14. Utvikling av antall dager per år med skiføre ved Bjørnholt i Nordmarka, definert som dager med snødybde over 25 cm. Røde kurver er basert på observasjoner, stiplet blå kurve er en beregnet trend mot 2050 basert på nedskalerte klimascenarier fra RegClim.

Figur 15. Skjematisk illustrasjon av endret fyringsbehov for husoppvarming når klima endrer seg. Kun temperatur bestemmer fyringsbehovet i disse beregningene. Man kan her lese at Trondheim og Oslo rundt 2035 får samme fyringsbehov som Gøteborg har i dag, og rundt 2085 noe mindre enn København har i dag.



Norges klima om 100 år Usikkerheter og risiko

Utgitt i september 2005

Forfattere

Trond Iversen² (hovedforfatter), Rasmus Benestad¹, Jan Erik Haugen¹,
Alf Kirkevåg², Asgeir Sorteberg^{3b}, Jens Debernard¹, Sigbjørn Grønås^{3b},
Inger Hanssen-Bauer¹, Nils Gunnar Kvamstø^{3b},
Eivind A. Martinsen¹, Torill Engen-Skaugen¹

Andre faglige bidragsyttere

Mats Bentsen^{3c}, Helge Drange^{3c}, Eirik Førland¹,
Jon Egill Kristjansson², Jan Even Øie Nielsen^{3c},
Lars Petter Røed¹, Øyvind Seland², Bjørn Ådlandsvik^{3a}

Takk til

Gustav Bjørnbæk, met.no; Jens H. Christensen,
Danmarks meteorologiske institutt; Daniela Jacob,
Max-Planck-Institutet for meteorologi, Hamburg, Tyskland;
Ida Berstad, met.no.

Det er tidligere utgitt to
brosjyrer i denne serien, 2000 og 2002
<http://regclim.met.no>

RegClim

utvikler scenarier for klima i Norge, nære havområder
og i Arktis pga. antropogen drivhuseffekt og antropogene aerosoler.
Usikkerheter pga. tilfeldige klimavariasjoner og unøyaktige
klimamodeller, legger grunnlag for risikovurderinger.

Prosjektkontakt

regclim@met.no
<http://regclim.met.no>

Deltagende institusjoner

1. Meteorologisk institutt (met.no)
2. Institutt for geofag, Universitetet i Oslo (UiO)
3. Bjerknessenteret for klimaforskning, Universitetet i Bergen, ved
 - a. Havforskningsinstituttet
 - b. Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen (UiB)
 - c. Nansensenteret for miljø og fjernmåling

Finansiert gjennom NorKlima i Norges forskningsråd

Prosjektledelse

Professor Trond Iversen (leder), Institutt for geofag, UiO (<http://folk.uio.no/trondi>)
Professor Sigbjørn Grønås, Geofysisk Institutt, UiB
Seniorforsker Eivind A. Martinsen, met.no

Delprosjektledere (PI-er)

Seniorforsker Eirik Førland, met.no
Forsker Bjørn Ådlandsvik, Havforskningsinstituttet
Førsteamanuensis Nils Gunnar Kvamstø, Geofysisk Institutt, UiB
Postdoktor Alf Kirkevåg, Institutt for geofag, UiO



Meteorologisk
institutt
met.no

<http://regclim.met.no>