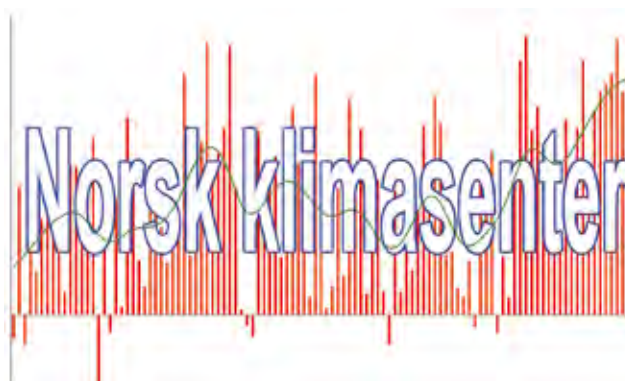




# Klima i Norge 2100

## Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing



met.no – Bjerknessenteret – Nansensenteret – Havforskningsinstituttet – NVE

Juni 2009

Foreløpig utgave juni 2009

**Klima i Norge 2100**

Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning

Foreløpig utgave, juni 2009

Utgitt av Norsk klimasenter

Redaktør: Inger Hanssen-Bauer (*ingerhb@met.no*)

Bunad: Gudmund A Dalsbø, met.no

Trykk: Departementenes servicesenter

Teksten i denne rapporten kan siteres og gjenbrukes fritt mot kildehenvisning.

Figurene er – om ikke annet er oppgitt i det enkelte tilfelle – produsert av forfatterne. De kan gjenbrukes fritt mot kildehenvisning. Sjekk *www.klimatilpasning.no* for digitale versjoner. Vennligst ta med figurtekst og eventuelle forbehold i teksten ved gjenbruk.

Forsidebildet er fra regnvær i Bergen

Hentet fra Wikipedia Commons

Fotograf: Soulkeeper

Lisens: Creative Commons Attribution ShareAlike 2.5

# Klima i Norge 2100

## Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing

Meteorologisk institutt:  
Inger Hanssen-Bauer (redaktør), Eirik J Førland

Norges vassdrags- og energidirektorat:  
Lars Roald, Hege Hisdal, Deborah Lawrence

Bjerknessenteret for klimaforskning:  
Helge Drange, Atle Nesje, Kristian Vasskog

Nansensenteret for miljø og fjernmåling:  
Stein Sandven

Havforskningsinstituttet:  
Bjørn Ådlandsvik, Svein Sundby

Foreløpig utgave juni 2009

# Foreløpig utgave juni 2009

# Innhold

Forord .....	7
1. Innledning .....	9
2. Generell sirkulasjon og dagens klima .....	11
2.1 Atmosfæresirkulasjonen .....	12
2.2 Klima .....	14
2.3 Hydrologi/skred .....	24
3. Klimaendringer hittil .....	28
3.1 Atmosfæreklima de siste 100–150 år .....	29
3.2 Hydrologi/skred de siste 100–150 år .....	39
3.3 Havklima .....	44
3.4 Karakteristiske endringer i den arktiske sjøisen .....	48
3.5 Klimavariasjoner etter siste istid .....	53
4. Klimautvikling i nær fortid og nær framtid (1980–2030) .....	62
4.1 Lufttemperatur 1979–2008 .....	63
4.2 Vekstsesong 1979–2008 .....	64
4.3 Fyringsgraddager 1979–2008 .....	65
4.4 Varme døgn 1979–2008 .....	66
4.5 Års- og årstidsnedbør 1979–2008 .....	66
4.6 Korttidsnedbør .....	68
4.7 Hydrologiske forhold .....	69
4.8 Klimautvikling fram til 2030 .....	72
5. Regionale klimaframskrininger .....	73
5.1 Modellgrunnlag .....	75
5.2 Atmosfæreklima .....	76
5.3 Hydrologi/skred .....	99
5.4 Framtidige klimaprojeksjoner for havet .....	111
5.5 Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner .....	117
6. Vurdering og bruk av de ulike klimaframskrivingene .....	127
Appendix A1 (modelloversikt) .....	129
Appendix A2 (modelldata) .....	131
Oversikt over figurer .....	133
Oversikt over tabeller .....	135

# Foreløpig utgave juni 2009

# Forord

Dette er en foreløpig versjon av rapporten «Klima i Norge 2100». På grunn av høyt tidspres har vi ikke fått kvalitetssikret alle formuleringer og figurer slik vi burde. Vi har heller ikke samordnet begrepsbruk og definisjoner, og vi har hatt svært begrenset tid til korrekturlesing. Det vil derfor komme en endelig versjon av rapporten tidlig i høst. Den vitenskapelige bakgrunnen for rapporten ligger likevel fast, og hovedkonklusjonene vil ikke endres.

Det er flere enn forfatterne som har bidratt til denne rapporten. Vi vil takke for bidrag fra:

- Anne Bjune, Carin Andersson Dahl, Eystein Jansen, Aage Paus og Asgeir Sorteberg ved Bjerknessenteret
- Rasmus Benestad, Anita Verpe Dyrødal, Jan Erik Haugen, Hans Olav Hygen, Ketil Isaksen, Dagrun Vikhamar Schuler, Torill Engen Skaugen og Ole Einar Tveito ved Meteorologisk institutt
- Kalle Kronholm ved Norges Geotekniske Institutt
- Hans Tømmervik ved Norsk institutt for naturforskning

Oslo, 23. juni 2009

Inger Hanssen-Bauer

# Foreløpig utgave juni 2009



# 1. Innledning

Denne rapporten er skrevet på oppdrag fra klimatilpasningsutvalget, et offentlig utvalg som ble oppnevnt av regjeringen i desember 2008. Utvalget skal utrede samfunnets sårbarhet og tilpasningsbehov som følge av klimaendringer. Formålet med denne rapporten er å gi utvalget et felles klimavitenskaplig grunnlag for sine vurderinger av sårbarhet og behov for tilpasning. Rapporten omfatter – i samsvar med utvalgets ønsker – både atmosfæreklima, havklima inkludert sjøis, hydrologiske forhold inkludert flom, og permafrost. Skredforhold er også omtalt i rapporten, selv om de strengt tatt ikke hører inn under klima.

I utgangspunktet skal rapporten – på en forståelig måte – oppsummere den kunnskap vi nå har om hva slags klima vi i Norge og våre nærområder kan forvente å måtte tilpasse oss gjennom det 21. århundre. For å vurdere hva eventuelle framtidige klimaendringer kan bety, er det imidlertid viktig å se slike endringer i relasjon til det klimaet vi har i dag, og de klimavariasjonene og endringene vi har opplevd tidligere. Rapporten gir derfor først en generell beskrivelse av klimaet i Norge og våre nærområder (kapittel 2), og deretter en beskrivelse av historisk klimautvikling (kapittel 3).

Etter ønske fra utvalget har vi fokusert på tre tidsperioder i beskrivelsen av framtidsklima: De nærmeste 10–20 årene, en periode fram mot midten og en fram mot slutten av det 21. århundre. Den første perioden er behandlet for seg selv i kapittel 4. I et så kort tidsperspektiv vil de endringene som beregnes som følge av menneskelig klimapåvirkning, være små i forhold til naturlige variasjoner fra et år til et annet. Vi har derfor ikke funnet det tjenlig å benytte framskrivninger basert på klimamodeller til dette formålet. I stedet er det i kapittel 4 gjort vurderinger basert på trender og variasjoner i løpet av de siste 40–50 år.

Klimaframskrivninger videre utover i århundret er presentert i kapittel 5. Dette er beregninger basert på globale klimamodeller, og de er beheftet med stor usikkerhet. Det var et uttrykt ønske fra utvalget at denne rapporten skal skissere tre forskjellige klimaframskrivninger fram mot slutten av århundret: a) en «lav framskrivning» som forutsetter at den globale middeltemperaturen ikke øker med mer enn 2 °C i forhold til temperaturnivået omkring år 1900; b) en «middels framskrivning» og c) en «høy framskrivning» relatert til spennet i eksisterende klimaframskrivninger.

Det er ikke helt opplagt hvordan denne oppgaven best kan løses. Noe av usikkerheten i klimaframskrivningene skyldes usikkerhet med hensyn til framtidige menneskeskapte utslipp. Bruk av forskjellige utslippsscenarioer kan belyse denne usikkerheten. I tillegg må vi imidlertid forholde oss til usikkerhet som skyldes to andre forhold.

En ting er at vi ikke kan beskrive klimasystemet godt nok, dels fordi vi har begrenset regnemaskinkapasitet, dels fordi vi ikke kjenner klimasystemet fullstendig. Et annet moment er at vi – i tillegg til de menneskeskapte klimaendringene – vil ha naturlige klimaendringer og -variasjoner også i framtiden.

Erfaringer viser at analyser basert på flere klimaframskrivninger gir bedre grunnlag for å skille ut hvilke resultater som er mest sannsynlige enn analyser basert på enkeltframskrivninger. På denne bakgrunn har vi i stor grad valgt å basere kapittel 5 på en sammenstilling av mest mulig av det som eksisterer av klimaframskrivninger for Norge. I tillegg benytter vi utvalgte «eksempel-framskrivninger» til å belyse spredningen i framskrivningene, og til å gå mer i detaljer, for eksempel når det gjelder hydrologiske forhold.

Klimatilpasningsutvalget ønsket å få sannsynligheter knyttet til de forskjellige framskrivningene.

Det er problematisk, blant annet fordi sannsynligheten for de ulike utslippsscenarioene ikke er oppgitt, og fordi vi ikke kjenner sannsynlighetsfordelingen når det gjelder tidsutviklingen av naturlige klimapådriv. I tillegg vet vi at klimamodellene ikke er perfekte.

For å imøtekomme utvalgets ønske har vi i kapittel 6 forsøkt å belyse sannsynlighetsspørsmålet ut fra den viten vi nå har. Vi vil likevel minne om at dette er høyst usikkert, og at videre forskningsinnsats er viktig for å øke forståelsen for klimasystemet, både med tanke på å minke usikkerheten der det er mulig, og øke grunnlaget for å komme med realistiske anslag for sannsynligheten av forskjellige utfall.

Denne rapporten er basert på publisert materiale. Når det gjelder lokale og regionale analyse- og modellresultater er mye kun publisert i forskningsrapporter. Årsaken er at resultater av slike undersøkelser stort sett er av interesse for et begrenset publikum. Alle metodebeskrivelser er imidlertid publisert i internasjonale tidsskrifter med fagfelleevaluering.

## 2. Generell sirkulasjon og dagens klima

De naturlige klimavariasjonene i Norge er store, både i tid og geografisk. Klimaet her er relativt varmt i forhold til andre steder på samme breddegrad på grunn av strømningsforhold i hav og atmosfære. Variasjoner disse i strømningsforholdene gir store utslag i lokalt klima.

### Temperatur

Årsmiddeltemperaturen i Norge er ca +1 °C, men varierer fra +6 °C på kysten av Vestlandet til lavere enn -6 °C i høyfjellet.

Vestlandet har opptil 225 dagers temperaturbestemt vekstsesong, mens vekstsesongen i høyfjellet og på deler av Varangerhalvøya er på under 70 dager.

Fyringsgraddagsummen (som er et mål for energibehovet til oppvarming) varierer fra over 6000 i indre strøk av Østlandet, høyfjellet og indre deler av Nord-Norge, til under 3000 ytterst på kysten av Vestlandet.

Det er flest varme døgn i lavereliggende områder nær Oslofjorden.

### Nedbør og hydrologi

Gjennomsnittlig årsnedbør for Norge er beregnet til 1486 mm. Av dette anslås at 346 mm fordamper, mens 1140 mm går til avløp.

Øvre Gudbrandsdalen og indre Troms er tørrest (mindre enn 300 mm årsnedbør), mens Vestlandet er våtest (over 5000 mm årsnedbør enkelte steder).

Ett døgn nedbørverdi som i gjennomsnitt overskrides 1 av 100 dager, varierer fra under 15 mm i nedbørfattige områder til ca. 150 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet.

Det er størst årsavløp ved Ålfotbreen (ca 5400 mm), og minst i øvre Gudbrandsdalen (ca. 350 mm).

Oslofjorden, Sørlandet og Fosenhalvøya har høyest årlig fordampning (estimert til over 500 mm). Breområdene i høyfjellet har lavest (rundt 50 mm).

Maksimal årlig snømengde i Norge varierer fra nær null til mer enn 3000 mm.

Kystnære nedbørfelt har nær null dager med snødekke, høyfjellet er dekt av snø over 300 dager i året, og i is/bre-områder er det alltid snø.

## 2.1 Atmosfæresirkulasjonen

Atmosfærens storstilte sirkulasjon er drevet av netto oppvarming i tropene og netto nedkjøling ved polene. Skulle denne situasjonen vare i tid, ville tropene blitt stadig varmere og polområdene stadig kaldere. Dette vet vi ikke er tilfellet. Grunnen til dette er at det strømmer varm luft og varme havstrømmer fra tropene mot polene. En stor del av varmetransporten skjer med transport og blanding knyttet til lav- og høytrykk på midlere breddegrader. Derfor er lav- og høytrykkene avgjørende for jordens temperaturfordeling.

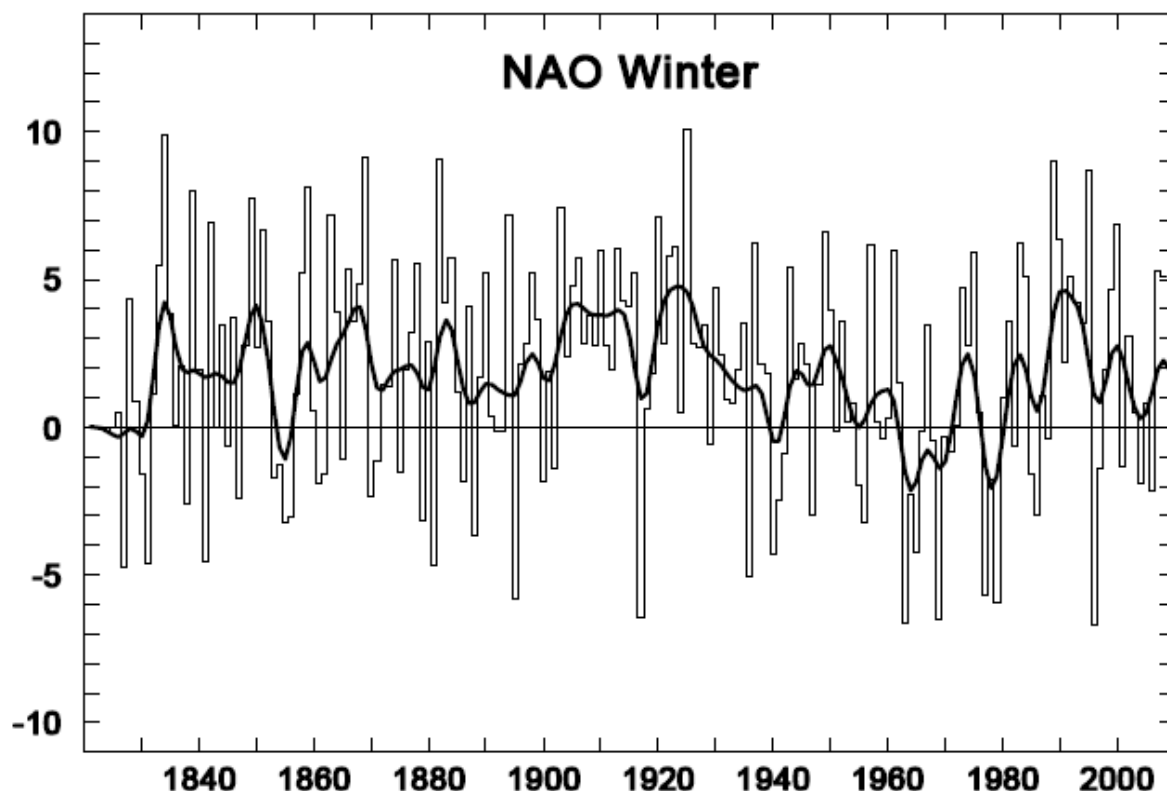
I tillegg er lav- og høytrykkene styrende for lokalt vær og klima. En liten men systematisk endring i utstrekning, intensitet eller bane til lav- og høytrykkene vil føre til systematiske endringer i det lokale klima. Dette gjelder i stor grad for Nord-Europa.

Nord-Europa ligger i en sone der de storstilte vindforhold er dominert av det såkalte «vestavindsbeltet». Dette er kjent som området hvor lavtrykk oppstår og forplanter seg

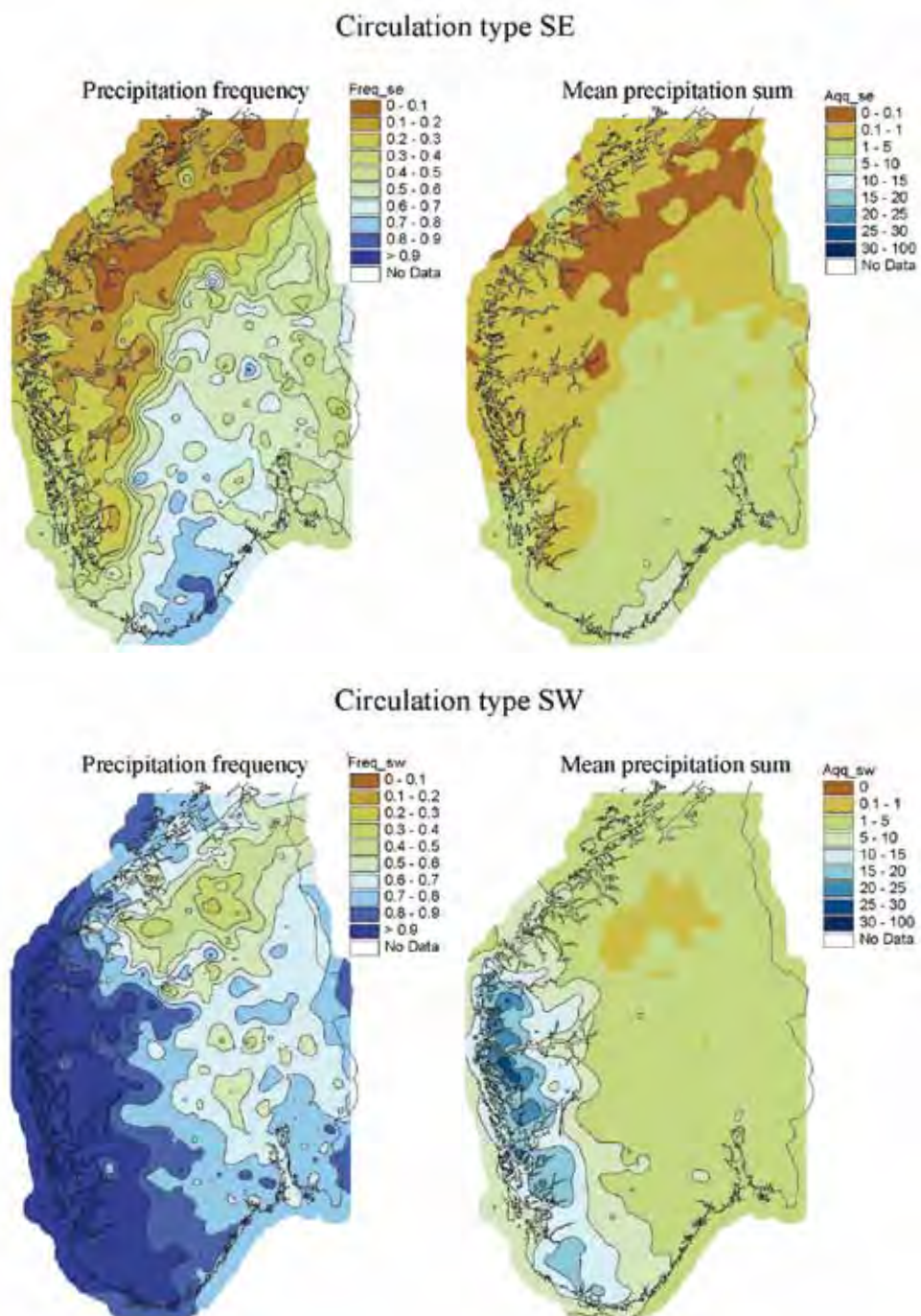
vinterstid, typisk fra Newfoundland i vest, over Atlanterhavet ved Island og Færøyene, til Nordvest-Europa i øst.

En vanlig brukt indikator på styrken til vestavindsbeltet i våre områder er den såkalte Nord-Atlantiske Oscillasjonen, NAO (f.eks. Hurrell, 1995). NAO har lenge vært kjent som en viktig del av atmosfæriske variabilitet over Nord-Europa. Selve NAO-indeksen beskriver trykkforskjellen mellom lavtrykket ved Island og høytrykket ved Azorene. Når begge disse trykksystemene er sterke (høyere enn normalt lufttrykk ved Azorene og lavere enn normalt lufttrykk ved Island) er NAO-indeksen positiv. Når begge trykksystemene er svake, er indeksen negativ.

Figur 2.1.1  
NAO vinterindeks fra 1820-tallet til desember 2008 (fra Climate Research Unit; <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>)



Figur 2.1.2  
Nedbørhyppighet  
(venstre kart) og  
midlere nedbørmengde  
(mm/døgn) ved  
storstilt vindretning  
fra hhv. sørøst og  
sørvest.



Innflytelsen av NAO er mest utpreget om vinteren, men kan gjenfinnes til alle tider av året. I vintre med positiv NAO-indeks bringer et forsterket vestavindsfelt milde og fuktige luftmasser inn over store deler av Nord-Europa. Det er også en tendens til mer intense og hyppige stormer i norske havområder i slike situasjoner. NAO-indeksen var på sitt mest negative på 1960-tallet (se figur 2.1.1). Fra ca 1970 til tidlig på 1990-tallet var det en generell positiv fase (f.eks. Hanssen-Bauer, 2007). I det siste tiåret har NAO-indeksen vært mer positiv enn negativ.

Klimaet i Norge er sterkt dominert av det storstilte atmosfæriske sirkulasjonsmønster. Figur 2.1.2a viser at mens det ved vind

fra sørøst er mest nedbør på Sør- og Østlandet og lite nedbør på Vestlandet, er bildet et helt omsnudd ved vind fra sørvest (figur 2.1.2b). Ved denne vindretningen er det lite nedbør på Østlandet, mens det er stor nedbørhyppighet og store nedbørmengder i midtre strøk av Vestlandet. Figuren illustrer at en liten dreining i vindmønsteret over Norge kan gi meget betydelige forskjeller i nedbørmengde og -fordeling over landet vårt. Følgelig vil framtidige endringer i atmosfæresirkulasjonen påvirke Norges klimautvikling i stor grad. Dette er diskutert i kapittel 5.

Det bør også nevnes at endringer i atmosfæresirkulasjonen påvirker havsirkulasjonen. Dette er beskrevet i kapittel 3.3.



## 2.2 Klima

Klimaet på et sted beskrives vanligvis ved hjelp av middelveier og variasjonene rundt disse. Et vanlig begrep innen klimatologi er «normaler» som er betegnelsen på middelveier for bestemte 30-års perioder. Normaler beregnes for en rekke meteorologiske og hydrologiske elementer, og er etter en internasjonal avtale middelveier for årene 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990, 1991–2020 osv. Dette er gjort for at man over hele verden skal kunne benytte og sammenligne middelveier for samme periode. I dagens digitaliserte verden er det selvfølgelig mulig å beregne middelveier for vilkårlige 30-års perioder, f.eks. 1971–2000. For å skille mellom slike verdier, kalles gjerne de ovennevnte periodene for «standard normalperioder». I denne rapporten er «normalverdier» middelveier for standard normalperioden 1961–1990.

Med sin beliggenhet i vestavindsbeltet og med en stor og varm havstrøm utenfor kysten er klimaet i Norge mer gunstig enn hva breddegrad alene skulle tilsi. Men det er store variasjoner i klimaet i Norge; både geografisk og over tid. Fra Lindesnes til Nordkapp strekker landet seg over mer enn 13 breddegrader, eller like langt som fra Lindesnes til Middelhavet. Dessuten er det store forskjeller i mottatt solenergi gjennom året. Forskjellene er størst i Nord-Norge og i Arktis, med midnattssol om sommeren og mørketid om vinteren. I tillegg medvirker terrenget til at det blir store lokale forskjeller over korte avstander.

### 2.2.1 Lufttemperatur

Hav og landområder reagerer forskjellig på innstrålt solenergi. Landområdene varmes opp og kjøles hurtigere ned enn havområder. Forskjellene mellom de høyeste og laveste lufttemperaturene blir dermed større over land enn over og nær havområder. Vi får henholdsvis et kontinentalt og et maritimt klima. I områder med maritimt klima vil vintrene være forholdsvis varmere og somrene forholdsvis kjøligere enn i det kontinentale klimaet.

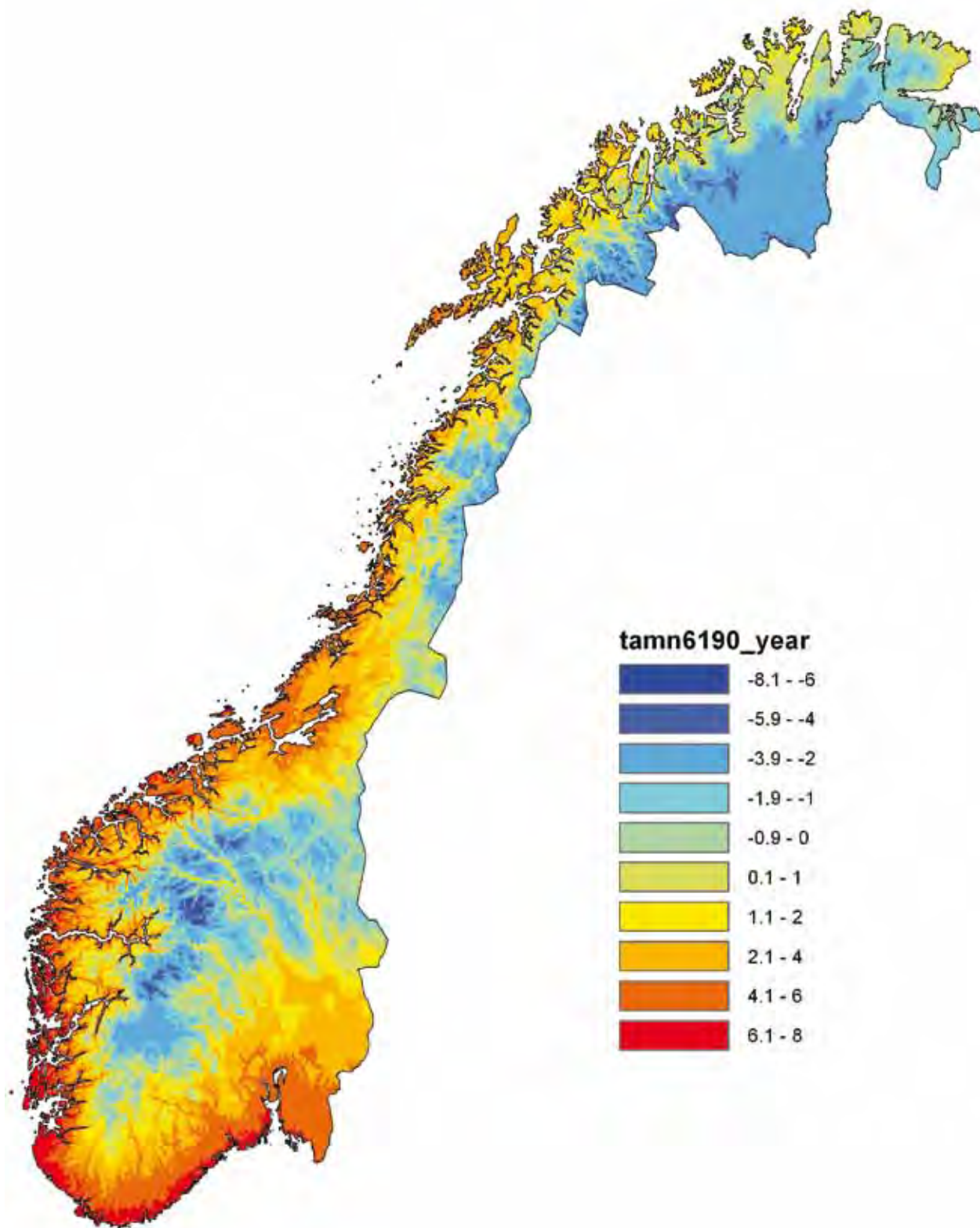
Over Skandinavia strømmer det i store

deler av året luftmasser fra Atlanterhavet inn over land, og det meste av Norge har et maritimt klima. Langs kysten av Norge er forskjellen mellom høyeste og laveste normale månedstemperatur 10–15 °C. I Norge stopper riktignok fjellkjedene den maritime innflytelsen nokså raskt, men havluft trenger likevel nokså ofte over dem. Den maritime innflytelsen er derfor stor også i de indre strøk av Østlandet og Finnmark; de deler av landet som har mer utpreget kontinentalt klima. Forskjellene mellom høyeste og laveste normale månedstemperatur er i disse områdene 20–30 °C.

Årsmiddeltemperaturen midlet over hele Norge er ca. +1 °C, og figur 2.2.1 viser at de høyeste normale årstemperaturene er å finne langs kysten. Om sommeren er riktignok de normale månedstemperaturene langs kysten lavere enn i innlandet, men i innlandet bidrar de lave vintertemperaturene til å trekke ned årstemperaturen. På Østlandet fører dette til at normal årstemperaturen kommer på linje med årstemperaturen i lave og kystnære områder i Nord-Norge. På Vestlandet og i Nord-Norge gir fjell og fjorder store forskjeller i årstemperatur over meget små avstander. På Østlandet avtar temperaturen jevnere med avstanden fra kysten.

Det varmeste området på årsbasis er kystsonen fra Lista til Stad, der årstemperaturen er på over 6 °C. Det kaldeste området i lavere strøk er Finnmarksvidda hvor målestasjonen Siccajavre har den laveste årstemperatur med –3.1 °C. I høyfjellsstrøkene er det store områder som har normal årstemperatur lavere enn –4 °C. På Svalbard har både Longyearbyen og Ny-Ålesund normal årstemperatur på ca. –6 °C, mens Bjørnøya og Jan Mayen har hhv. –2 og –1 °C.

Figur 2.2.2 viser at vinterstid (desember – februar) har store deler av kyst- og fjordområdene fra Oslofjorden til Vesterålen middeltemperatur nær 0 °C, og at middeltemperaturen er over 0 °C ytterst på kysten fra Kristiansand og opp til Trondheimsfjorden. I høyfjellet og i indre strøk av Østlandet og Nord-Norge er

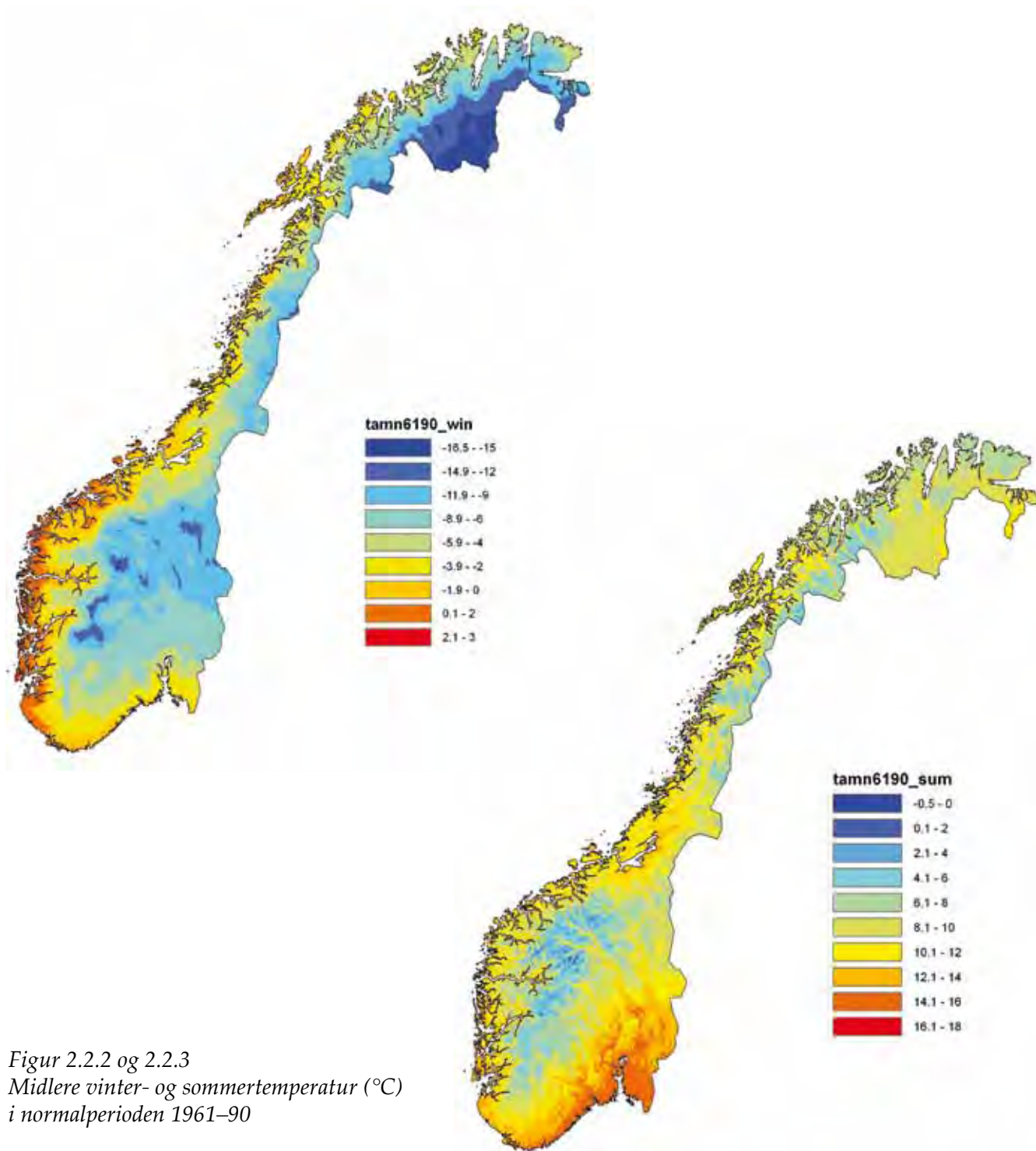


Figur 2.2.1  
Årsmiddeltemperatur (°C) i normalperioden 1961–90

normal vintertemperatur lavere enn  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I Arktis har både Longyearbyen og Ny-Ålesund normal vintertemperatur på ca  $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , Bjørnøya  $-8$  og Jan Mayen  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Sommerstid (juni–august) er middeltemperaturen høyest i lavlandet østafjells (figur 2.2.3). Også fjordstrøkene på Vestlandet og langs Trondheimsfjorden har relativt høye sommertemperaturer. Figuren viser også

normaltemperaturer godt over  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  i indre fjordstrøk i Troms og Finnmark og på Finnmarksvidda. Lavest sommertemperatur er det i høyfjellet (på Fanaråken (2062 moh) er normaltemperaturen  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) og i Arktis (Jan Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund ca.  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  og Longyearbyen ca.  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).



Figur 2.2.2 og 2.2.3  
Midlere vinter- og sommertemperatur (°C)  
i normalperioden 1961–90

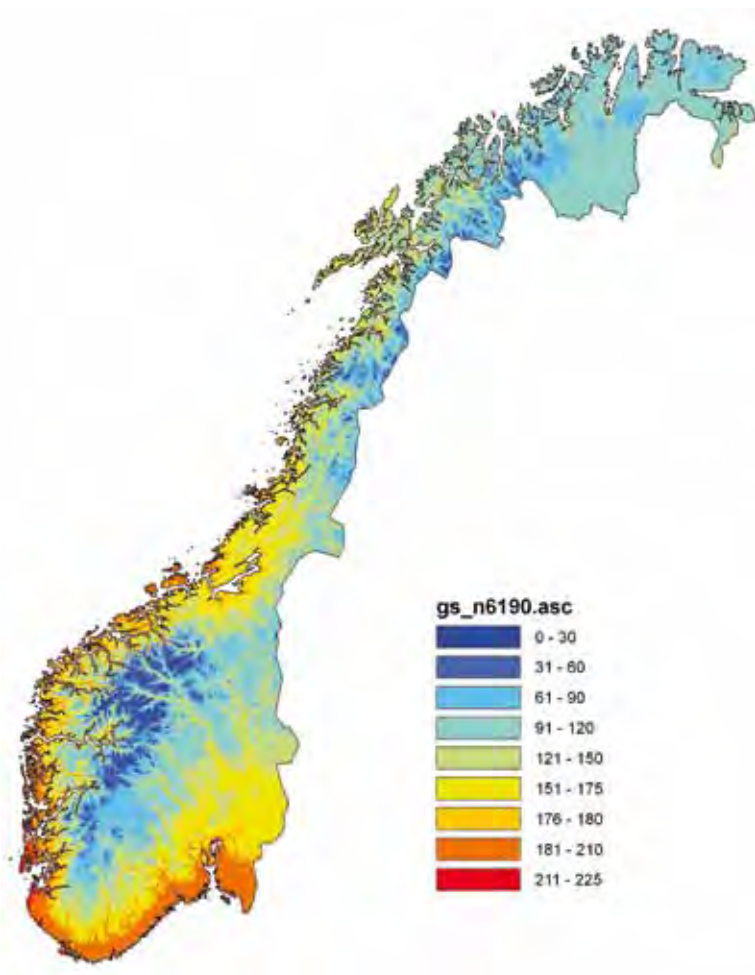
### 2.2.2 Vekstsesong

Lufttemperatur er en av de begrensende faktorer for vekstsesongen i Norge. Ulike plantearter reagerer ulikt på temperaturforholdene, og det er også andre faktorer som spiller en rolle (nedbør, snødekke, stråling, jordsmonn, eksposisjon etc.). Det er en rekke definisjoner på den temperaturbestemte vekstsesong, men Carter (1998) argumenterte for at sesongen for aktiv plantevekst i de nordiske land bør defineres som perioden der døgnmiddeltemperaturen er over 5 °C. Antall døgn med middeltemperatur >5 °C er derfor en ofte brukt

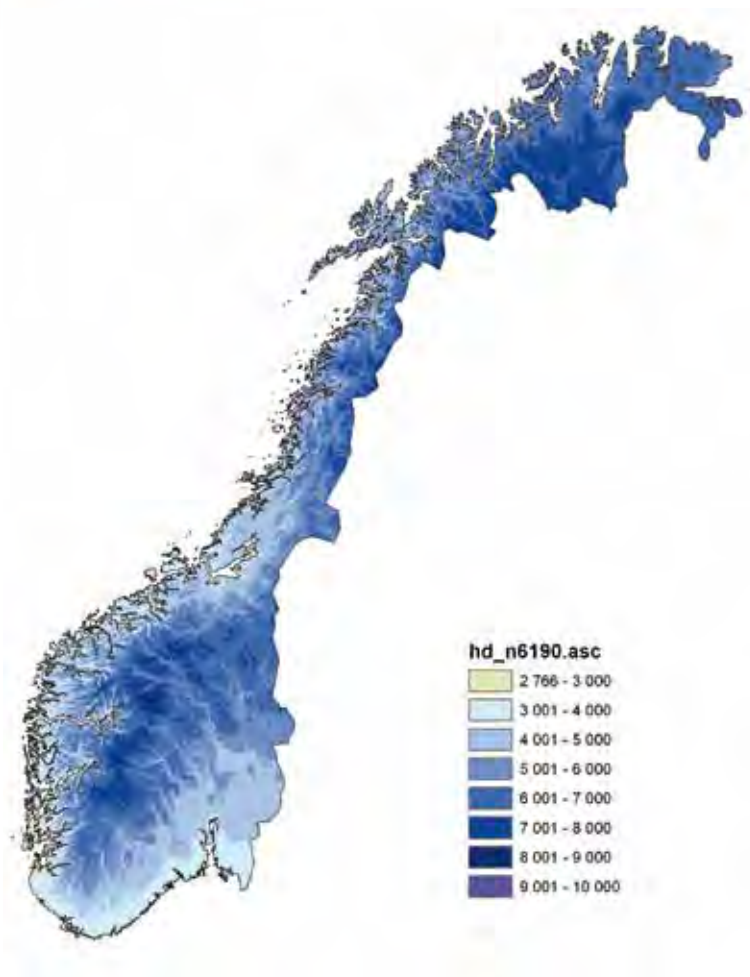
indikator på lengde av vekstsesong, og er også benyttet i denne rapporten. Siden begynnelsen av 1980-årene er det også foretatt kartlegging av vekstsesongen i Norge basert på en vegetasjonsindeks beregnet fra satellittbilder (Karlsen et al., 2006).

I lavlandet i Sør-Norge nordover til og med Trøndelag og videre nordover i lavere kystnære områder til Bodø går normal døgn-temperatur over 5 °C før 1. mai, mens den i flere høyfjellsstrøk ikke gjør det før etter 15. juni (Aune et al., 1993). I de samme høyfjellsstrøkene og på Finnmarksvidda faller normal





Figur 2.2.4  
Lengde (dager) av vekstsesong  
i normalperioden 1961-90



Figur 2.2.5  
Fyringsgraddagssum i normalperioden 1961-90

døgntemperatur under 5 °C allerede før 15. september, mens ytterst langs kysten fra Trøndelag og sørover skjer ikke dette før etter 1. november. Veksts sesongen er lengst (opptil 225 døgn) ytterst langs kysten av Vestlandet (figur 2.2.4). Veksts sesongen er noe kortere i indre strøk på Østlandet, hvor for eksempel Mjøsoområdet har ca. 165 dager. På store deler av Finnmarksvidda er veksts sesongen mellom 90 og 120 døgn. I høyfjellet og deler av Varangerhalvøya er veksts sesongen under 70 dager.

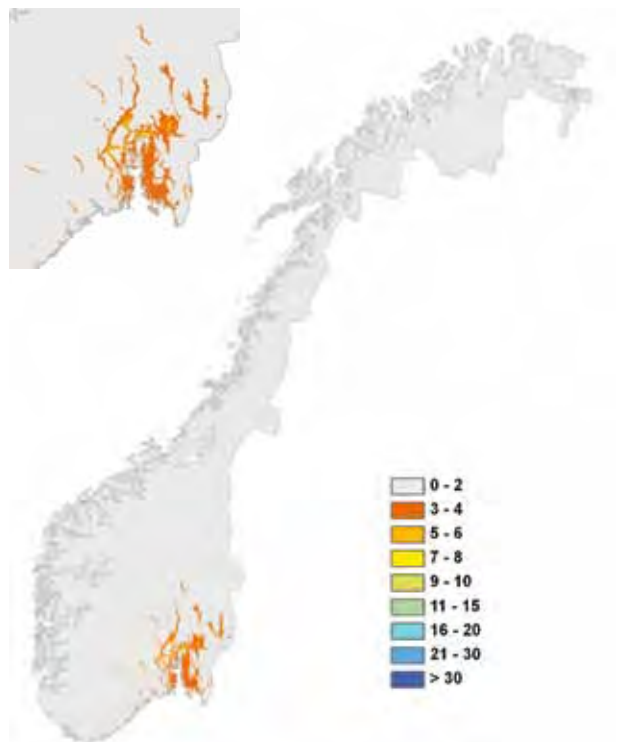
### 2.2.3 Fyrings sesong og fyringsgraddager

Fyrings sesongen er den delen av året der bygninger trenger oppvarming, og er i foreliggende analyse definert som perioden av året der døgnmiddeltemperaturen er under 10 °C (Skaugen & Tveito, 2002). Energiforbruk til oppvarming er nøye korrelert med summen av fyringsgraddager (Førland et al., 2004), som her er definert som summen av differanser mellom døgnmiddeltemperatur og en terskelverdi på 17 °C (Skaugen & Tveito, 2002). Dvs. at en dag med døgnmiddeltemperatur på -10 °C vil bidra med et fyringsgraddagstall på 17 - (-10) = 27. Fyringsgraddagsummen er summen av slike verdier. I de nordiske land er energiforbruket til boligoppvarming også avhengig av andre klimaforhold (vindstyrke og stråling), samt faktorer som henger sammen med demografiske endringer, levestandard, krav til inneklima og bygningskonstruksjoner (Venäläinen et al., 2004).

Ytterst på kysten av Vestlandet er summen av fyringsgraddager (HDD) i normalperioden (figur 2.2.5) på under 3000. Nær Oslofjorden, på Sørlandet og i fjordstrøkene opp til Trondheimsfjorden er HDD mellom 3000 og 4000, mens den i indre strøk av Østlandet, i høyfjellet og i indre strøk av Nord-Norge er på over 6000.

### 2.2.4 Varme døgn

«Tropedøgn» er ofte brukt om døgn der maksimumstemperaturen er over 30 °C, og nattetemperaturen ikke er under 20 °C. Dette forekommer meget sjelden i Norge. I de nordiske land brukes begrepet tropenatt om døgn der temperaturen om natten ikke faller under 20 °C. Slike døgn er ikke uvanlige på sensommeren ytterst i Oslofjorden og på Sørlandskysten når sjøtemperaturen er høy, men forekommer også på Vestlandet og i Nord-Norge. I Norge forekommer tropenetter oftest i vær situasjoner der det er små forskjeller mellom temperatur dag og natt, og «tropedøgn» er bare blitt registrert et fåtall ganger. For å få en robust



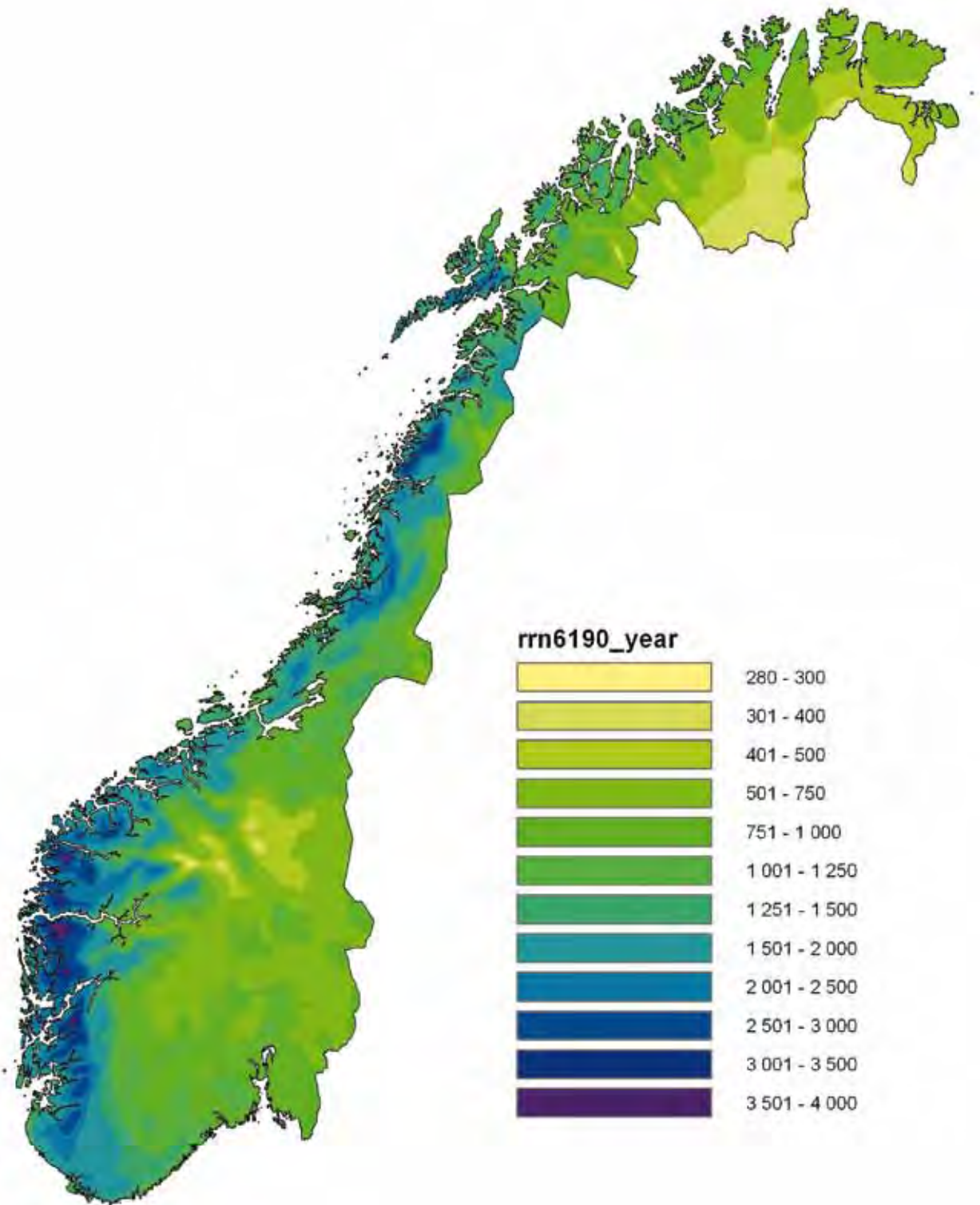
Figur 2.2.6  
Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i normalperioden 1961-1990

indikator på forekomst av varme døgn som kunne brukes både for observert og projisert temperatur har vi i denne rapporten benyttet døgn der døgnmiddeltemperaturen er høyere enn 20 °C.

Figur 2.2.6 er basert på utjevnete kart med et rutenett på 1x1 km. Den viser at det bare er områdene nær Oslofjorden som i normalperioden 1961-90 hadde mer enn to døgn per år der døgnmiddeltemperaturen var over 20 °C. Høyeste verdi (ca. 8 døgn per år) finnes i et lite område i laveliggende strøk innerst i Oslofjorden. Døgn med så høy middeltemperatur forekommer også i andre deler av landet, men så sjelden at normalverdien er på under 2 døgn/år.

### 2.2.5 Års- og årstidsnedbør

Figur 2.2.7 viser at årsnedbøren er størst i midtre strøk av Vestlandet. Størst normal årsnedbør (3575 mm) har målestasjonen Brekke like sør for munningen av Sognefjorden, og flere andre stasjoner i dette området har nesten like høye verdier. De største nedbørmengdene kommer imidlertid i fjellområder hvor det er meget vanskelig å få målt nedbøren. Deler av de vestligste breområdene i Norge har trolig normal årsnedbør på godt over 5000 mm (se kapittel 2.3.2). Maksimumssonen for

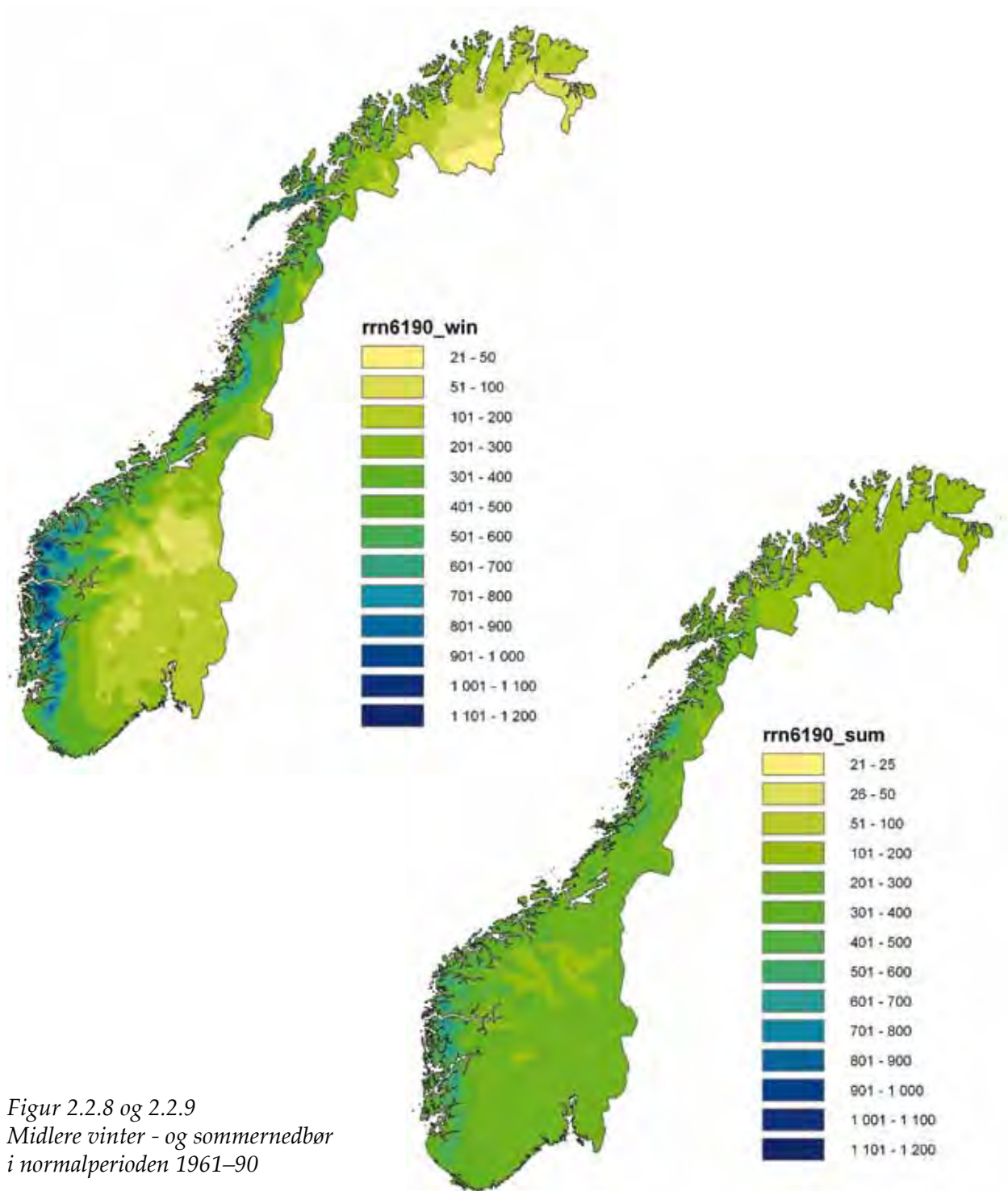


Figur 2.2.7  
Midlere årsnedbør (mm) i normalperioden 1961–90

nedbør på Vestlandet er blant de mest nedbørrike områdene i Europa. Nordover avtar årsnedbøren noe, og det skyldes vesentlig at lufttemperaturen avtar. Men flere steder langs kysten av Nord-Norge er det områder med årsnedbør godt over 2000 mm. Indre deler av Østlandet, Finnmarksvidda og enkelte mindre områder nær grensen mot Sverige ligger i le for de fuktige luftstrømmene fra vest.

I disse områdene er årsnedbøren meget lav, og mesteparten kommer i juli og august når bygevirkningen er sterkest. Ved enkelte målestasjoner øverst i Gudbrandsdalen og indre Troms er årsnedbøren lavere enn 300 mm. Den laveste målte årsnedbøren i norske områder er i imidlertid i Arktis; – ved Svalbard Lufthavn med 180 mm. I Ny-Ålesund og på Bjørnøya er målt årsnedbør ca. 370 mm og på Jan Mayen ca. 690 mm.





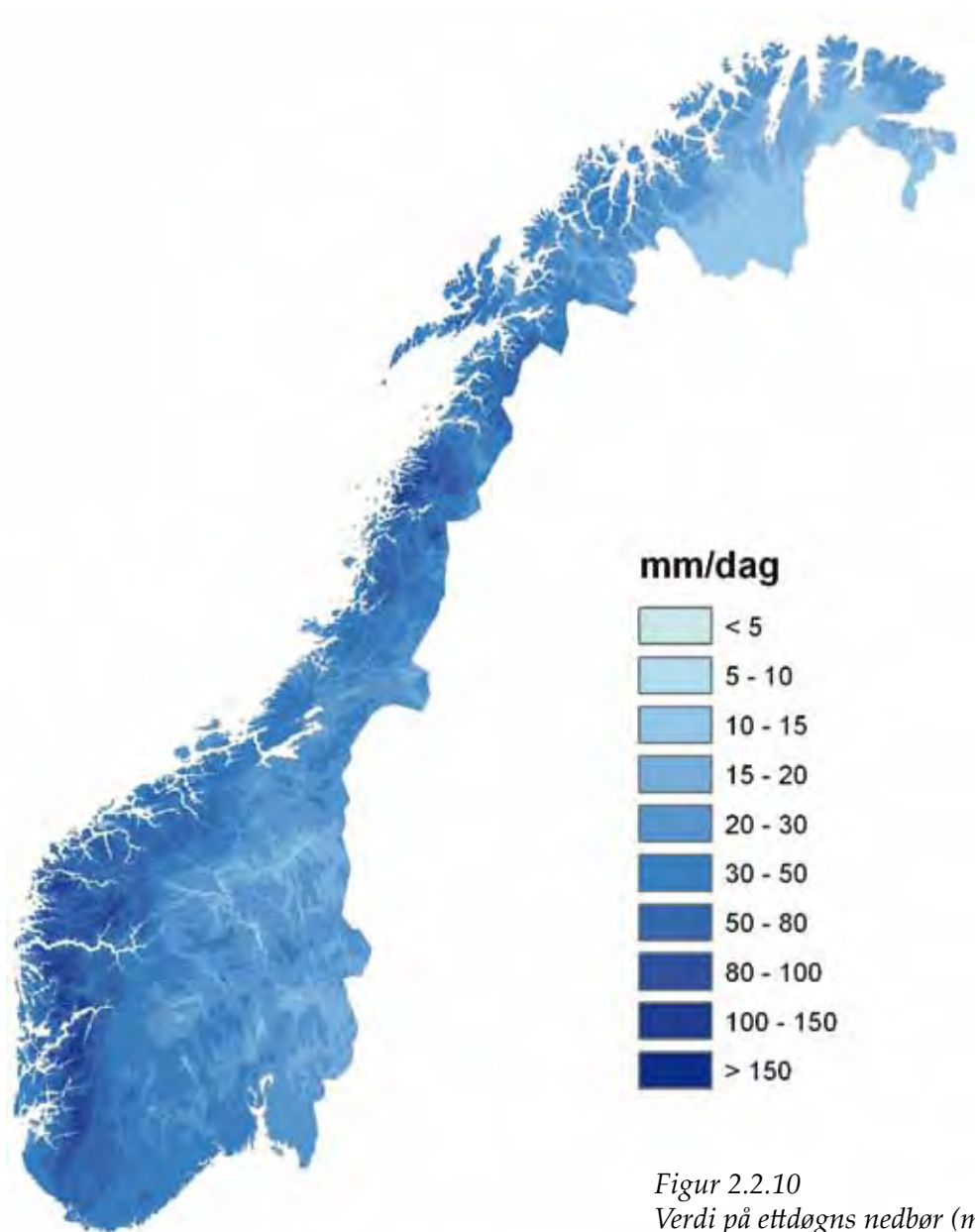
Figur 2.2.8 og 2.2.9  
Midlere vinter - og sommernedbør  
i normalperioden 1961–90

Vinterstid (figur 2.2.8) er det kvalitative nedbørmønsteret om lag som for årsnedbør; dvs. høye verdier (>1000 mm) i midtre strøk av Vestlandet, og lave verdier (<50 mm) øverst i Gudbrandsdalen og indre deler av Finnmarksvidda. Også i Svalbard-området er målt vinternedbør lav (ca. 45 mm ved Svalbard lufthavn), mens den er noe høyere på Jan Mayen (ca 180 mm). For sommermånedene juni – august (figur 2.2.9) er kontrastene mellom landsdelene langt mindre enn vinterstid. Det er også om sommeren høyest verdier i midtre deler av Vestlandet og på kysten av

Nordland, men over store deler av Norge er normal sommernedbør i intervallet 100–300 mm. I Longyearbyen er sommernedbøren 52 mm, ved Ny-Ålesund og Bjørnøya ca 90, og på Jan Mayen ca. 150 mm.

### 2.2.6 Korttidsnedbør

En stor del av infrastrukturen i Norge er dimensjonert etter estimat av påregnelige ekstreme nedbørepisoder basert på lange måleserier (Førland et al., 2007). I større vassdrag er det kraftig nedbør med varighet på 1–10 døgn som forårsaker de største regnflommene. Det



Figur 2.2.10  
Verdi på ettdøgns nedbør (mm) som ble overskredet i 1 % av tilfellene i normalperioden 1961–90

er store lokale forskjeller i dimensjonerende nedbørverdier over Norge. Eksempelvis er påregnelig ett-døgns nedbørverdi med returperiode på fem år mindre enn 40 mm i indre dalstrøk på Østlandet og på Finnmarksvidda, og over 130 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet og i Nordland (Førland et al., 2007). For å få en robust indikator på kraftig nedbør som kunne brukes både for observerte og projiserte døgnlige nedbørverdier, er det i denne rapporten valgt 1 døgns nedbørverdi som overskrides i 1 % av tilfellene. Figur 2.2.10 viser at nivået på denne 1 %-verdien i normalperioden 1961–90 varierte fra under 15 mm på Finnmarksvidda og i indre dalstrøk på Østlandet til over 100 mm (maks verdi 143 mm) i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet.

I byer og tettbygde strøk er det oftest kraftig nedbør i løpet av noen få timer som forårsaker flest skader. Ifølge Lindholm et al. (2008) har flommer i tettstedene i de senere år forårsaket stadig større skader. Ledningsnettene har ikke klart å holde tritt med økningen i vannmengdene. Både økende urbaniseringsgrad og endringer i klima de seneste tiårene har ifølge Lindholm et al (2008) bidradd til problemet. Et viktig grunnlag for dimensjonering av ledningsnett for overvann i Norge er måleserier foretatt med registrerende nedbørmålere. Fra disse måleseriene er det (se [www.met.no](http://www.met.no)) utarbeidet detaljert statistikk (såkalte «Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF)-kurver») over nedbørintensitet som må forventes i løpet ulike varigheter (fra 1 minutt til 24 timer) og for ulike returperioder. I hovedtrekk er det

Østlandet som har de største nedbørverdiene i løpet av varigheter fra 1 minutt til 1 time, Sørlandet de største i løpet av 2–6 timer, mens Vestlandet dominerer for varigheter fra 12 timer og oppover (Mamen & Iden, 2009). Også i andre landsdeler kan det forekomme meget kraftig nedbør i ekstreme byggesituasjoner; – en kraftig byge i Molde i august 1986 har verdier på nivå med de kraftigste østlandsbygene for alle varigheter fra 1–15 minutter.

### 2.2.7 Ekstrem vindhastighet

Harstveit (2005) utarbeidet kart over dimensjonerende ekstreme vindverdier med 50 års returperiode for Norge og nærliggende havområder. Disse estimatene gir midlere vindhastighet i løpet av 10 minutter, og gjelder 10 m over bakken i områder som er fritt eksponert. De laveste verdiene (22–24 m/s, liten storm) ble stipulert for indre deler av Østlandet og indre deler av Finnmark og Troms. Langs store deler av kysten er påregnelig 50 års verdi orkan (>32,6 m/s), – for enkelte spesielt vindutsatte områder på fastlandet og nærliggende havområder er 50 års verdien ifølge Harstveit (2005) tett opp mot 40 m/s.

### Referanser (til kapittel 2.2, 3.1 og 4)

- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith & K. Iden (2000): «Trends of Storms in NW Europe derived from an updated pressure data set.» *Climate Research*, 14 (1), 7173
- Alfnes, E. & E.J. Førland (2006): «Trends in extreme precipitation and return values in Norway 1900–2004.» *met.no report* 2/2006 Climate
- Benestad, R. og I. Hanssen-Bauer (2009): «Warming trends and circulation.» *met.no report* 9/2009
- Carter, T. R. (1998): «Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future.» *Agricultural and Food Science in Finland*, 7(2): 161–179
- Dyrrdal, A.V & D. Vikhamar-Schuler (2009): «Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway.» *met.no report* 5/2009 Climate
- Førland, E.J., T.E. Skaugen, R.E. Benestad, I. Hanssen-Bauer & O.E. Tveito (2004): «Variations in Thermal Growing, Heating, and Freezing Indices in the Nordic Arctic, 1900–2050.» *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 36, No. 3, pp. 346–355
- Førland et al. (2007): «Climate change and natural disasters in Norway.» *met.no report* 6/2007 Climate
- Førland, E.J., H. Amundsen & G.K. Hovelsrud (2007): «Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer.» *Cicero Report* 2007:3
- Førland, E.J., R.E. Benestad, F. Flatøy, I. Hanssen-Bauer, J.E. Haugen, K. Isaksen, A. Sorteberg & B. Ådlandsvik (2009): «Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100.» *Norsk Polarinstitutt Rapportserie* nr 128
- Hanssen-Bauer, I. & Ø. Nordli (1998): «Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876–1997.» *Klima-Report* 25/98, Norwegian Meteorological Institute
- Hanssen-Bauer, I. & E.J. Førland (1998): «Annual and seasonal precipitation variations in Norway 1896–1997.» *Klima-Report* 27/98, Norwegian Meteorological Institute
- Hanssen-Bauer, I. (2005): «Regional temperature and precipitation series for Norway: Analyses of time-series updated to 2004.» *met.no report* 15/2005 Climate
- Harstveit, K. (2005): «Extreme value analysis of hindcast wind data from the maritime areas surrounding Norway.» *met.no report* 17/2005 Climate
- Høgda, K.A., S.R. Karlsen & H. Tømmervik (2006): «Changes in growing season in Fennoscandia 1982–1999.» *Arctic Alpine Ecosystems and People in a Changing Environment* (J.B. Ørbæk, R. Kallenborn, I. Tombre, E.N. Hegseth, S. Falk-Petersen & A.H. Hoel (eds.)). Springer-Verlag, pp 71–84
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds)]. Cambridge University Press
- Karlsen, S.R., A. Elvebakk, K.A. Høgda & B. Johansen (2006): «Satellite based mapping of the growing season and bioclimatic zones in Fennoscandia.» *Global Ecology and Biogeography*, 15:416–430
- Karlsen, S.R., I. Solheim, P.S.A. Beck, K.A. Høgda, F.E. Wielgolaski & H. Tømmervik (2007): «Variability of the start of the growing season in Fennoscandia, 1982–2002.» *International Journal of Biometeorology*, 51: 513–524

- Karlsen, S.R., K.A. Høgda, F.E. Wielgolaski, A. Tolvanen, H. Tømmervik, E. Kubin & J. Poikolainen (2009): «Trends in the growing season in Fennoscandia as measured from satellite and phenology data for the 1982–2006 period.» *Climate Research*, in press
- Lindholm, O., S. Endresen, S. Thorolfsson, S. Sægrov, G. Jakobsen & L. Aaby (2008): «Veiledning i klimatilpasset overvannshåndtering.» *Norsk Vann Rapport 162/2008*
- Mamen, J. & K.A. Iden (2009): «Analyse av korttidsnedbør i Norge 1968–2008» (*met.no report*, in prep)
- Overland, J.E., M. Wang & S. Salo (2008): «The recent Arctic warm period.» *Tellus*, 60A, 589–597
- Skaugen, T.E. & O.E. Tveito (2002): «Heating degree-days. Present conditions and scenario for the period 2021–2050.» *DNMI Report 01/02 Klima*, Norwegian Meteorological Institute
- Venäläinen, A., B. Tammelin, H. Tuomenvirta, K. Jylhä, J. Koskela, M. Turunen, B. Vehviläinen, J. Forsius & P. Järvinen (2004): «The influence of climate change on energy production and heating energy demand in Finland.» *Energy & Environment*, 15, 93–109



## 2.3 Hydrologi / skred

### 2.3.1 Det hydrologiske kretsløpet

Det hydrologiske kretsløpet beskriver hvordan vann faller på landområder i form av nedbør, hvordan det akkumuleres i form av snø og is eller infiltreres ned i bakken som markvann og lagres som grunnvann, hvordan vann fordampes og hvordan det transporteres i elvene til det når havet. Vann fordampes fra havene så vel som fra landområdene og gir grunnlag for ny nedbør. Klimaendringer vil forsterke eller svekke de ulike komponentene i kretsløpet.

### 2.3.2 Normalavløpet i Norge

Normalavløpet i Norge beregnes som for klimadata, for 30-års perioder (se kapittel 2.2). Gjeldende normal er middelverdier for perioden 1961–1990. Figur 2.3.1 viser normalavrenningen (til venstre) og årlig fordampning i normalperioden (til høyre), beregnet ved bruk av en griddet versjon av HBV-modellen basert på et landsdekkende grid med oppløsning 1 x 1 km<sup>2</sup> (Beldring et al., 2003). Midlere nedbør (se figur 2.2.7) for fastlands-Norge er beregnet til 1486 mm, fordampningen 346 mm og avløpet 1140 mm.

Usikkerheten er anslått til å variere fra 5 til 25 %, og den vil normalt øke når størrelsen av området avtar. Forskjellen i normalavløp er stor mellom ulike landsdeler og nedbørfelt. Det er estimert et normalavløp på rundt 5400 mm ved Ålfotbreen i Nordfjord, mens normalavløpet i mindre befrie elver i Ottadalen, Lesja og Follidal er på 350 mm. Fordampningen er estimert til å være over 500 mm i året langs Oslofjorden, på Sørlandet og på Fosenhalvøya i Trøndelag. På breområdene i høyfjellet er den estimert til å være mindre enn 50 mm i året.

Sesongfordelingen av avløpet varierer betydelig fra nedbørfelt til nedbørfelt avhengig av hvor i landet og i hvilket høydeintervall feltet ligger i. Dette styres i hovedsak av akkumulasjon av snø om vinteren og når snøsmeltingen inntreffer. I figur 2.3.2 er vist eksempler

på midlere, høyeste og laveste daglige verdi over året i normalperioden for typiske nedbørfelt i ulike deler av Norge. Mens de mest kystnære felt har høyest vannføring om vinteren, har høyfjellsfelt og befelt høyt avløp om sommeren og svært lavt avløp om vinteren.

### 2.3.3 Snø

I normalperioden har så godt som hele Norge snødekke i hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre nedbørfelt ytterst på kysten der snødekket er ustabil og kan mangle i mange år. I figur 2.3.3 er midlere maksimale årlige snømengde uttrykt i mm vann vist i kartet til venstre. Totalt varierer maksimal årlig snømengde fra nær 0 til mer enn 3000 mm. Varigheten av snødekket varierer betydelig fra kystnære felt med nær 0 døgn til høyfjellsfelt med opp mot 300 døgn og breene med snø/isdekke hele året. Figur 2.3.3 (høyre kart) viser varigheten av snødekket i normalperioden i døgn.

### 2.3.4 Flom og tørke

Flommer i Norge skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd. Hvilke årsaker som dominerer, varierer fra periode til periode og landsdel til landsdel.

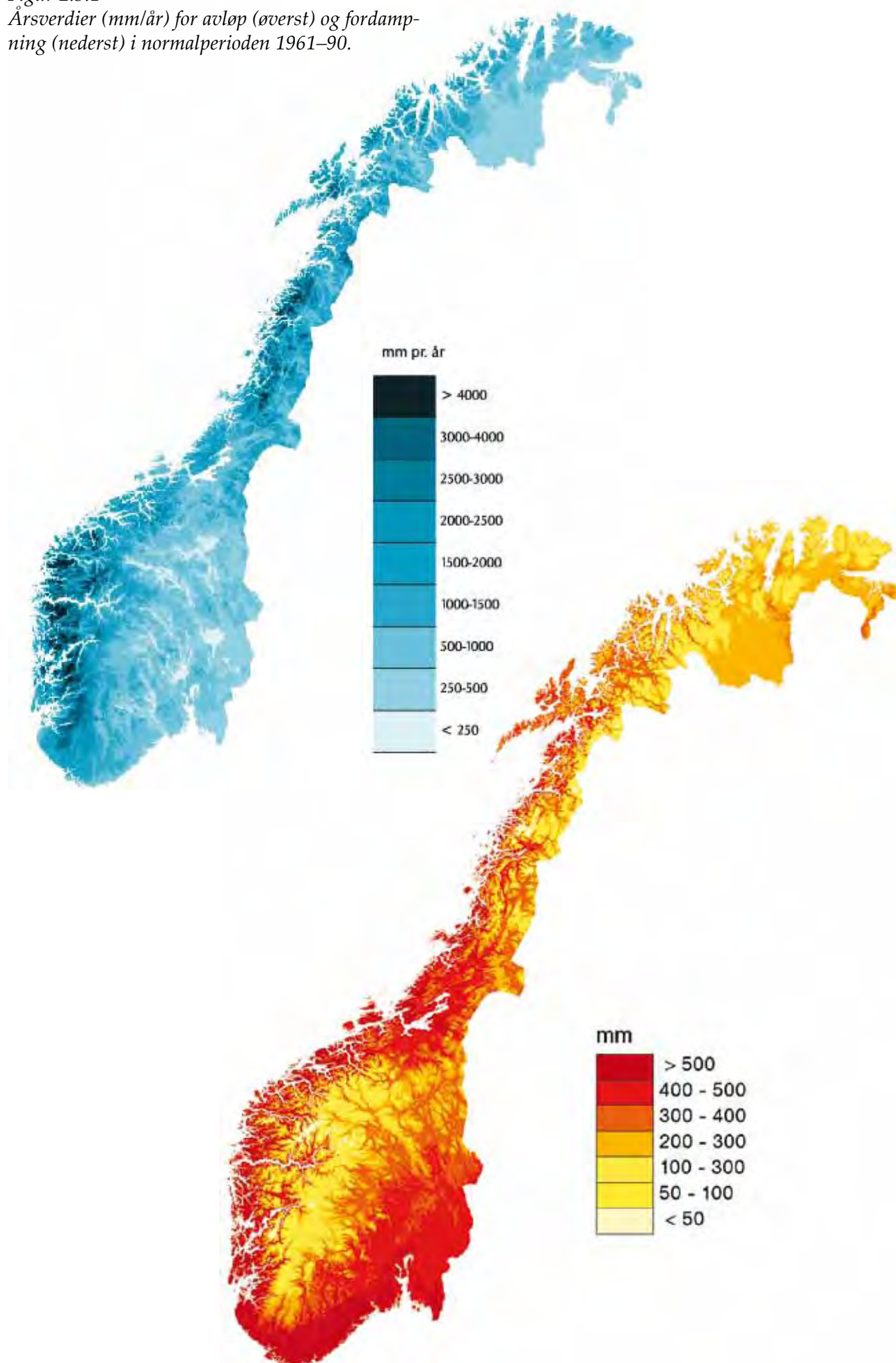
Tørke kan defineres som et vedvarende underskudd på vann over et større område, og kan dermed sies å være et avvik fra det normale for variable som nedbør, vannføring, mark- og grunnvann (Tallaksen og van Lanen, 2004).

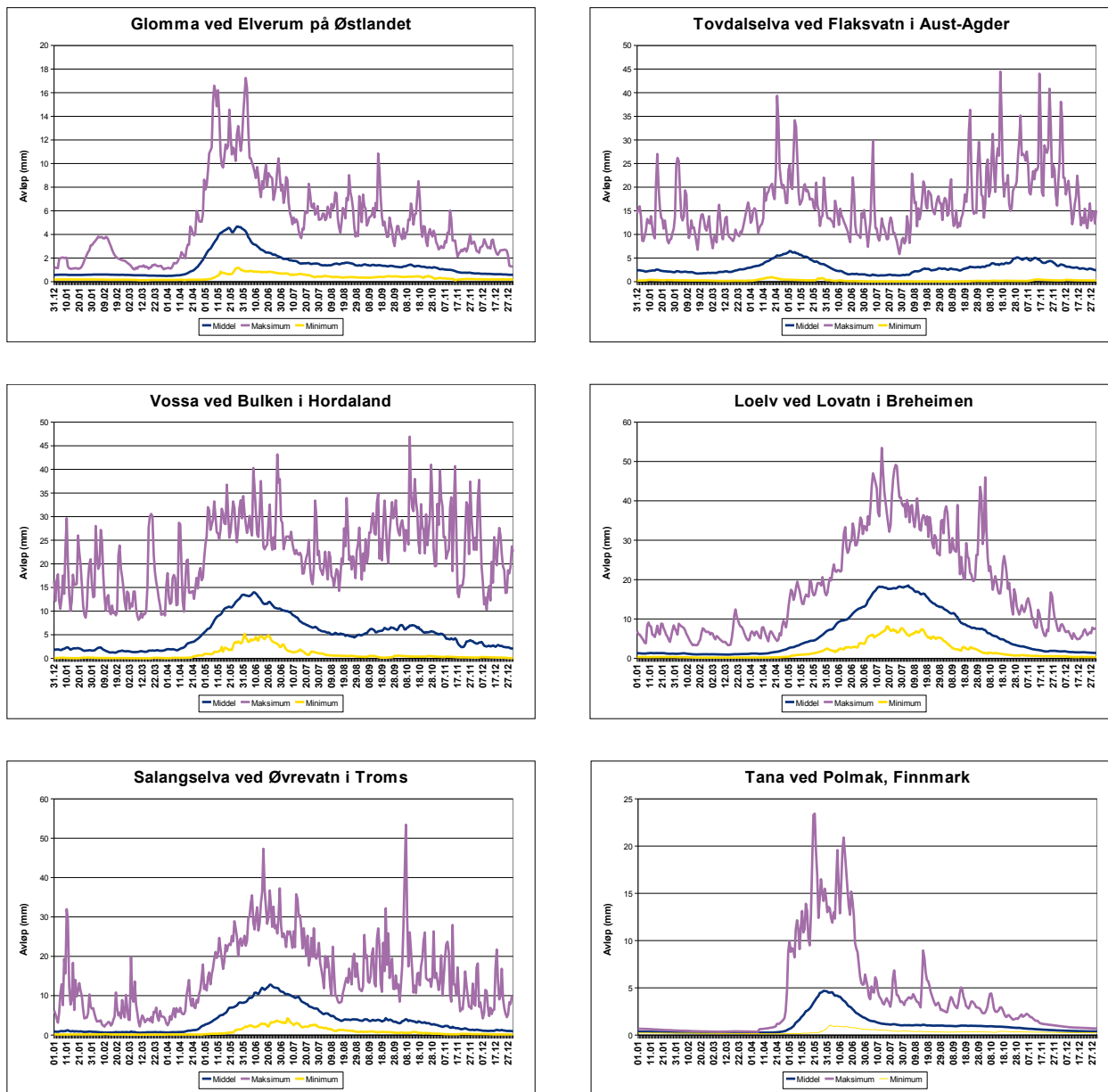
Naturlige klimavariasjoner gir noen ganger stor mangel på nedbør i et lengre tidsrom (meteorologisk tørke). Fraværet av nedbør forplanter seg gjennom det hydrologiske kretsløpet og kombinert med høy fordampning, kan et stort markvannsunderskudd oppstå (jordbrukstørke). Dette kan igjen gi lite vann i vassdrag og uttapping av grunnvannsmagasin (hydrologisk tørke som inkluderer både avløps- og grunnvannstørke).

I Norge kan langvarige kuldeperioder



Figur 2.3.1  
Årsverdier (mm/år) for avløp (øverst) og fordampning (nederst) i normalperioden 1961–90.





Figur 2.3.2  
Normalavløpet (mm/døgn), høyeste og laveste  
observerte avløp på hver dag i året for utvalgte  
nedbørfelt i Norge

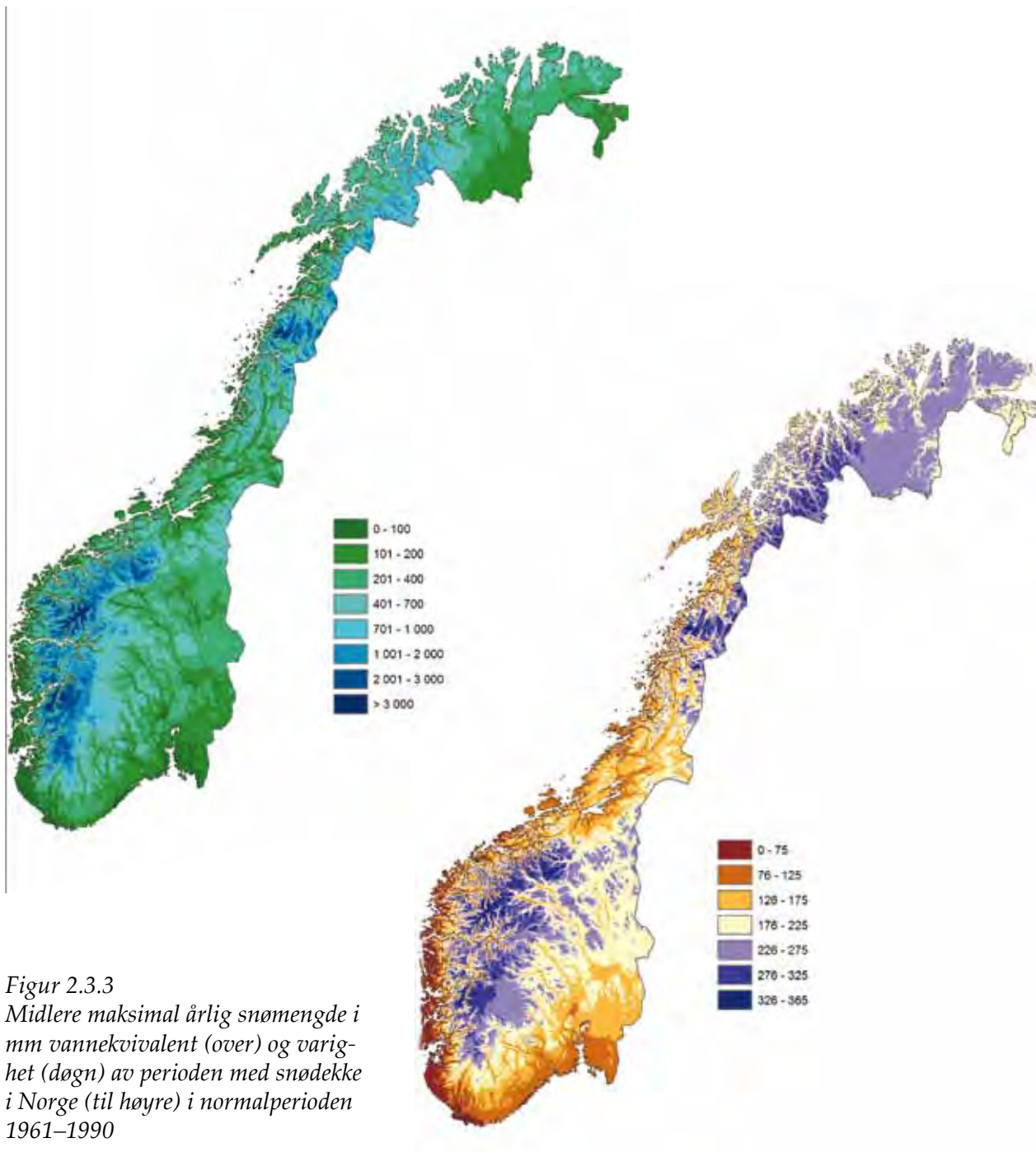
føre til at vannføring og grunnvannstand blir unormalt liten. Vi snakker da om «vintertørke». Hos oss kan noen av de mest alvorlige tørkene skyldes sommertørker som går direkte over i en vintertørke.

Tørke kan blant annet føre til problemer i jord- og skogbruk, for vannforsyning og for vannkraftproduksjonen. Skogbranner og tomme brønner er også konsekvenser av tørke.

### 2.3.5 Skred

Skred forekommer særlig i bratt terreng, med unntak av leirskred i lavlandsområder under marin grense. Det skilles gjerne mellom snøskred, løsmasseskred og fjellskred/steinsprang. Avhengig av vanninnholdet i snøen

skiller man mellom tørrsnøskred, våtsnøskred og sørpeskred. Løsmasseskred omfatter kvikkleireskred og jordskred/flomskred. Av disse skredtypene kan særlig snøskred og jord/flomskred forårsakes av ekstreme værforhold (Kronholm og Stalsberg, 2009).



Figur 2.3.3  
 Midlere maksimal årlig snømengde i mm vannekvivalent (over) og varighet (døgn) av perioden med snødekke i Norge (til høyre) i normalperioden 1961–1990

#### Referanser

Beldring, S., K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Sælthun & A Voksø (2003): «Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway.» *Hydrol Earth Syst Sc* 7(3):304–316

Kronholm, K. og K. Stalsberg (2009): «Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten.» *Klima*, 3-09, Cicero Senter for klimaforskning

Tallaksen, L.M. & H.A.J. van Lanen (2004): «Hydrological drought – processes and estimation methods for streamflow and groundwater.» *Developments in Water Science*, 48, Elsevier, Amsterdam

Vikhamar Schuler, D., S. Beldring, E.J. Førland, L.A. Roald & T. Engen-Skaugen (2006): «Snow cover and snow water equivalent in Norway. Current conditions (1961–1990) and scenarios for the future (2071–2100).» *met.no report 1/2006 Climate*

## 3. Klimaendringer hittil

### Sammendrag

Utviklingen i klimavariabler som eksempelvis temperatur, nedbør og sjøisutbredelse, varierer betydelig fra år til år og fra tiår til tiår. Hovedårsaken er naturlige klimavariasjoner, men mange tidsserier fra de siste 100–150 år viser langtidstrender som sannsynligvis er en kombinasjon av både naturlige og menneskeskapt klimapådriv.

#### Temperatur

For 6000 til 9000 år siden var temperaturen i Norge antagelig 1,5 til 2 °C høyere enn i dag. Dette skyldes at jorda var nærmere sola om sommeren, og at jordaksens helning var større enn den er i dag.

I middelalderen lå temperaturen i Skandinavia antagelig 0,5 til 1 °C høyere enn gjennomsnittet for forrige århundre. Årsaken kan ha vært en kombinasjon av høy solaktivitet og få vulkanutbrudd.

Årsmiddeltemperaturen for fastlands-Norge har økt med ca. 0,8 °C de siste hundre årene, og mest om våren.

Det har vært perioder med både stigende og fallende temperatur, men siden 1965 har temperaturen økt med ca. 0,4 °C per tiår.

Vekstsesongen har blitt lenger over hele landet, og fyringsgraddagssummen har avtatt.

#### Nedbør

For fastlands-Norge har årsnedbøren økt med nesten 20 % siden år 1900, med størst økning om vinteren og minst om sommeren. Årsnedbøren har økt mest på Vestlandet.

For stormhyppighet i våre hav og kystområder er det ingen klar trend siden 1880.

Snøsesongen er blitt kortere de fleste steder.

#### Permafrost

Temperaturmålinger utført siden 1999 ned til 60 m dyp, viser at permafrosten i høyfjellet i Norge nå varmes opp i et høyt tempo.

#### Hydrologi

Vannføringen varierer mye fra år til år og tiår til tiår. Den observerte temperaturøkningen har generelt ført til økt vannføring om vinteren og våren og tidligere snøsmelting.

Det er tendenser til at Sørøstlandet har fått lengre perioder med lav vannføring om sommeren.

#### Hav og is

Hundreårs tidsserier av sjøtemperatur fra Atlanterhavsvannet som strømmer langs norskekysten og videre inn i Barentshavet, viser store variasjoner på forskjellige tidsskalaer, men viser også en tendens til oppvarming.

Vi har ikke målt noen økning i havnivået langs norskekysten de siste 100 år. Havnivået utenfor norskekysten har steget med ca. 14 cm i denne perioden, men siden store deler av kyst-Norge har en landheving på mer enn 14 cm per 100 år, har havet sunket i forhold til land.

Utbredelsen av sjøis i Arktis ved årminimum i september har avtatt med ca. 30 % gjennom de siste 30 år. Om vinteren har reduksjonen vært mye mindre slik at i årsmiddel har reduksjonen vært 10–12 % i perioden. I Barentshavet har reduksjonen i isdekket vært størst om vinteren og minst om sommeren.



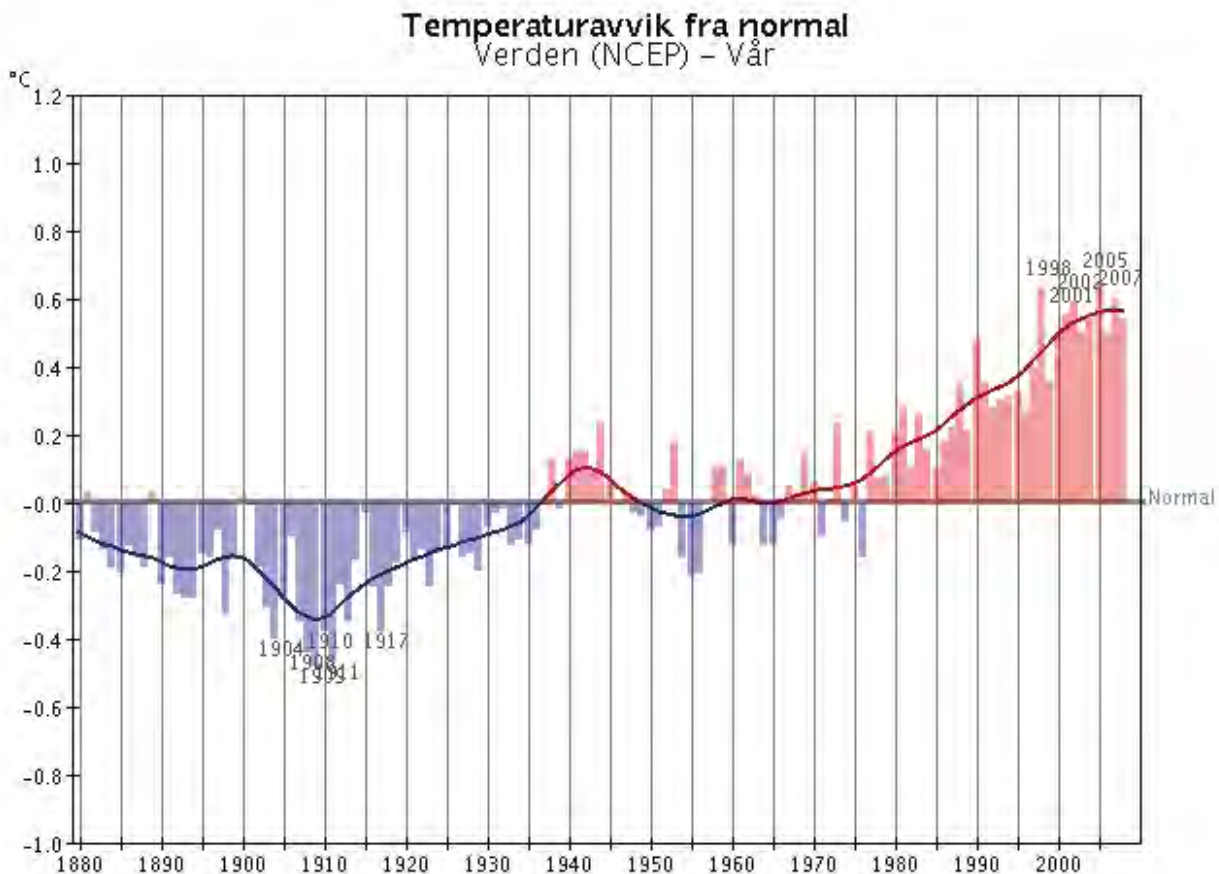
## 3.1 Atmosfæreklima de siste 100–150 år

### 3.1.1 Lufttemperatur

På grunnlag av instrumentelle målinger er det etablert serier for utvikling av midlere global lufttemperatur tilbake til 1850 (se figur 3.1.1). Det har i denne perioden vært en temperaturøkning over hele kloden, men med størst oppvarming på høye nordlige bredder. IPCC (2007) slår fast at det meste av den observerte økning i globaltemperatur siden midten av det 20. århundre mest sannsynlig («very likely») skyldes den observerte økningen i konsentrasjonen av drivhusgasser fra menneskelige utslipp, og at det er sannsynlig («likely») at det de siste 50 år har vært en signifikant antropogen oppvarming over alle kontinent bortsett fra Antarktis. Ifølge IPCC (2007) har globaltemperaturen økt med en lineær trend på ca. 0,074 °C/dekade i løpet av hundreårsperioden 1906–2005, men figur 3.1.1 viser at det også har vært perioder med synkende temperaturer.

Av de 12 varmeste år i hele serien har 11 forekommet helt på slutten av serien, men naturlige variasjoner fører til at kurven ikke er monotont økende selv i perioder med jevnt økende konsentrasjon av drivhusgasser. En viktig del av de naturlige variasjoner er El Niño, et strømsystem med vekslende styrke i Stillehavet som omfordeler store varmemengder. På grunn av El Niño og andre naturlige variasjoner vil en fra år til år oppleve variasjoner i den globale temperaturen. Men i motsetning til naturlige variasjoner virker den menneskeskapt økning i drivhusgasser alltid

Figur 3.1.1  
Global temperaturutvikling 1880–2008. Figuren viser avviket fra middelverdien for perioden 1901–2000. Kilde: <http://www.ncdc.noaa.gov/oalclimate/research/anomalies/index.php>



oppvarmende.

For Norge foreligger det enkelte spredte instrumentelle temperaturserier som går mer enn 150 år tilbake i tid, for eksempel Trondheim (start 1762), Oslo (1816), Bergen (1818) og Vardø (1829). Det har gjennom årene vært mange flyttinger og brudd i disse seriene, og det var først etter at Meteorologisk institutt ble opprettet i 1866 at det begynte å bli standardiserte instrumenter, oppstillinger og måleprosedyrer.

I norsk Arktis kom de første regulære målingene på Spitsbergen i gang i 1911, og fra Bjørnøya og Jan Mayen foreligger det målinger tilbake til hhv. 1920 og 1921 (Førland et al., 2009). Det er ikke like god dekning av målestasjoner i alle deler av landet, og spesielt er det få stasjoner i høvfjellet og i Arktis. Med utgangspunkt i de måleserier som har vært tilgjengelige er det etablert landsdekkende griddede kart for midlere månedstemperatur tilbake til år 1900. Tidsserier for ulike regioner og årstider er tilgjengelige på <http://met.no/Klima/Klimautvikling/>.

Utviklingen av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge etter 1900 (figur 3.1.2) viser mange likhetstrekk med globaltemperaturen (figur 3.1.1). Også i Norge har det vært en klar

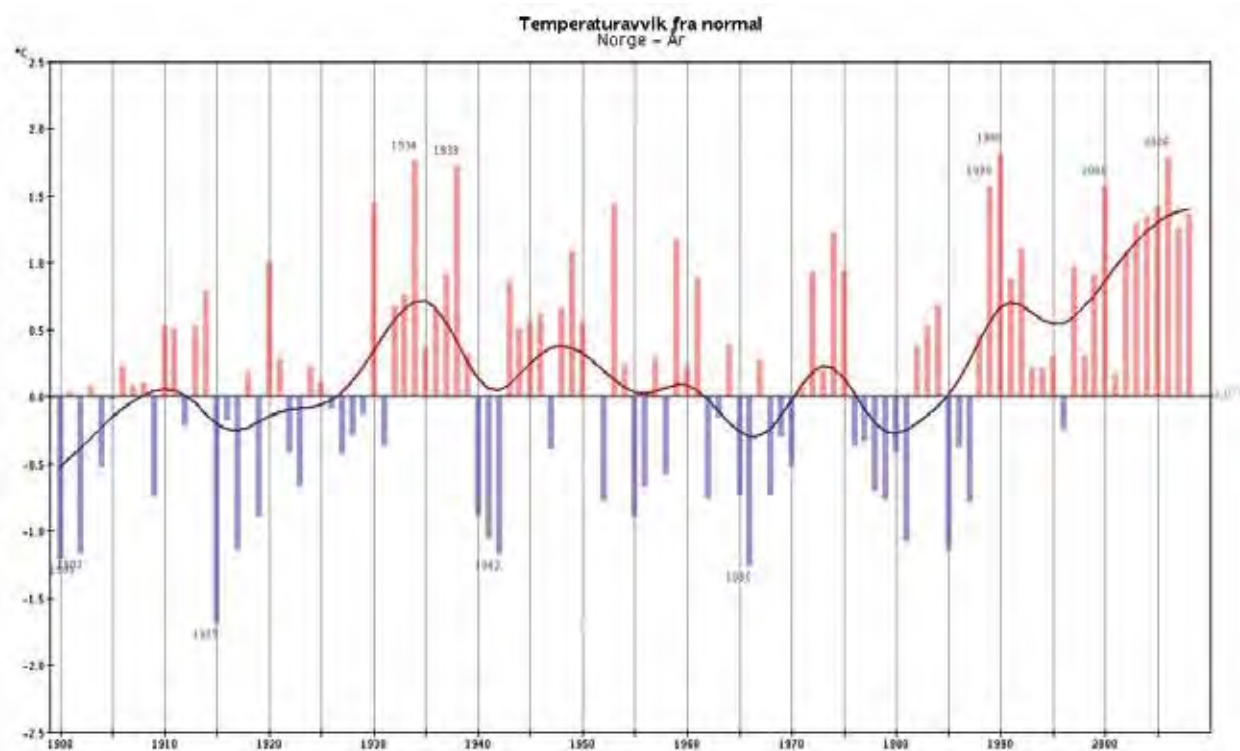
tendens til økende temperatur de siste deka-der. Men den milde perioden på 1930-tallet er mer utpreget enn i globalserien, og i nordlige områder og på Svalbard var temperaturen i denne perioden nesten like høy som dagens nivå (Førland et al., 2009). For fastlands-Norge har årsmiddeltemperaturen økt med ca. 0,08 °C/dekade de siste 100 år (se tabell 3.1.1), dvs. om lag med samme takt som globaltemperaturen. Den milde perioden på 1930-tallet er en av årsakene til at den lineære temperaturøkningen i Norge siden år 1900 er så vidt lav, – temperaturøkningen siden 1965 har vært på over 0,4 °C /dekade.

Hanssen-Bauer (2005) fant at variasjonen i årsmiddeltemperatur i Norge siden 1875 kan deles inn i fire periode (jf. figur 3.1.2): En kald periode fram til ca år 1900, deretter en periode ofte kalt «the early 20th century warming» med stigende temperaturer som kulminerte på 1930-tallet, så en periode med avkjøling fra 1930-tallet til 1960-tallet, og endelig den pågående oppvarming fra 1960-tallet til dagens nivå. For de lange måleseriene fra norsk Arktis (Førland et al., 2009) er økningen i årsmiddeltemperatur vesentlig større enn på fastlandet. For en sammensatt serie fra Longyearbyen-området er den lineære trend i perioden 1912–2008 på +0,23 °C per dekade (tabell 3.1.1).

Hanssen-Bauer & Nordli (1998) delte Norge inn i seks regioner (se figur 3.1.3), der langtidsutviklingen av temperatur innen regionen hadde vært noenlunde den samme. Ta-

Figur 3.1.2

Utvikling av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge 1900–2008. Figuren viser avvik (°C) fra middelverdien for normalperioden 1961–90.

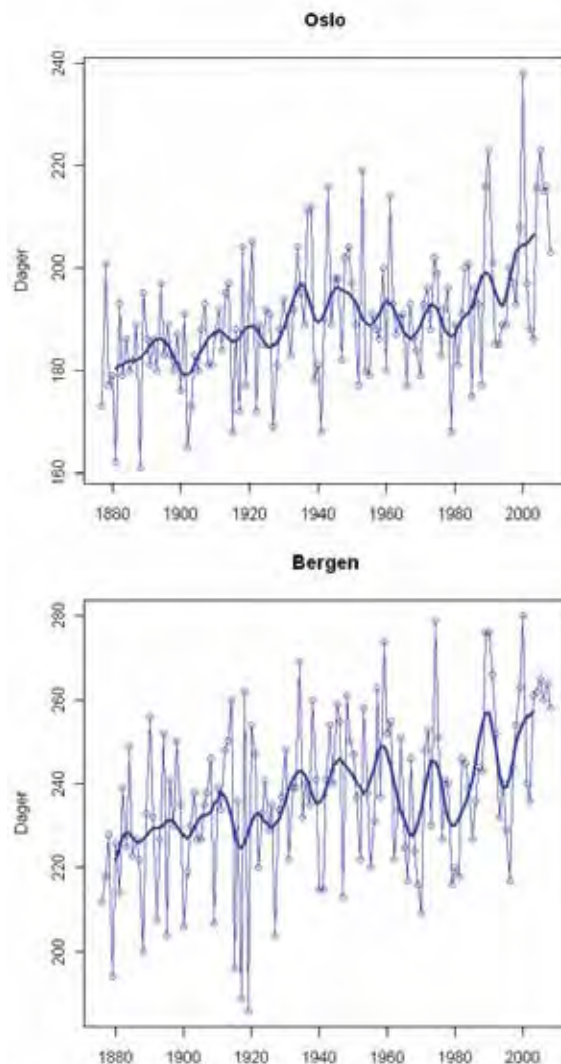




Figur 3.1.3  
Temperaturregioner (se forklaring i tekst)

bell 3.1.1 viser at den største lineære økningen i årstemperatur siden år 1900 har forekommet i region 3 (Trøndelag) og 4 (Nordland/Troms), og at oppvarmingen i alle landets regioner har vært størst om våren og i de fleste regioner minst om vinteren. I region 5 er det endog en negativ (ikke statistisk signifikant) trend i vintertemperatur i perioden 1900–2008.

Som indikator på lengden av vekstsesongen er det benyttet antall døgn med middeltemperatur over 5 °C (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.2.). Førland et al (2004) viste at det har vært betydelige endringer i vekstsesong i de norske nordområdene siden år 1900, og med en klar tendens til økende lengde på vekstsesong de siste dekadene. Hovedtrekkene i endringene i den temperaturbestemte vekst-



Figur 3.1.4  
Vekstsesong 1870–2008: Antall dager per år med døgnmiddeltemperatur over 5 °C i Oslo og Bergen

sesong de siste dekadene finnes også igjen ved bruk av vegetasjonsindeks basert på tolkning av satellittbilder (Høgda et al., 2006). Figur 3.1.4 viser utviklingen i lengden av vekstsesong for Oslo- og Bergens-området tilbake til 1873. Begge steder har vekstsesongen, til tross for store år-til-år variasjoner, økt betydelig siden slutten av 1800-tallet.

Tabell 3.1.1

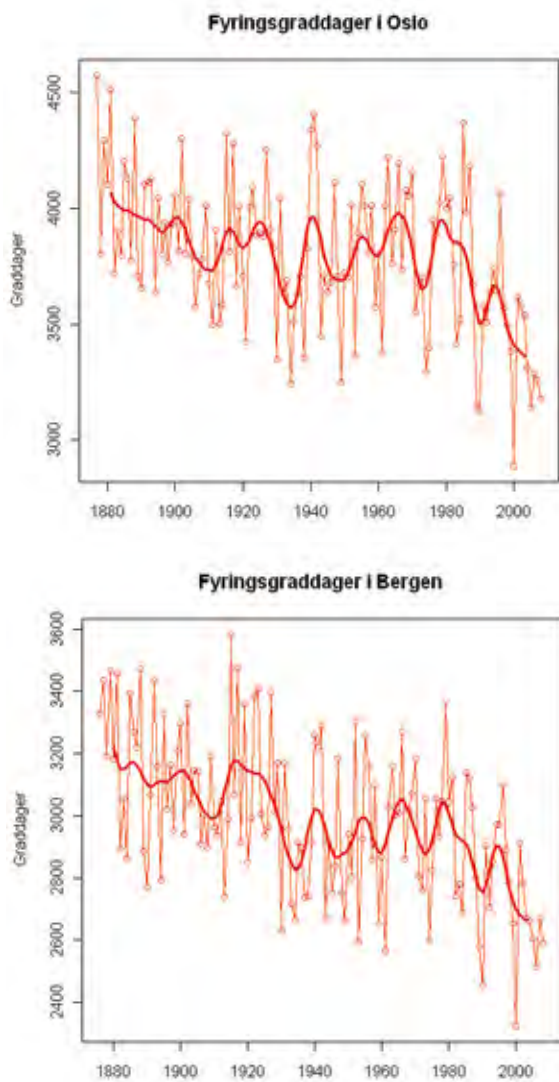
Trender (°C per tiår) i års- og årstidstemperatur for perioden 1900–2008.

Trender signifikante på 1 % nivå markert med **uthevet skrift**.

\* S sammensatt serie (1912-2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn.

Region	1	2	3	4	5	6	Norge	Svalbard*
År	<b>0,08</b>	<b>0,05</b>	<b>0,10</b>	<b>0,10</b>	0,06	<b>0,07</b>	0,08	<b>0,23</b>
Vinter	0,04	0,04	0,09	0,08	-0,04	0,04	0,07	0,21
Vår	<b>0,11</b>	<b>0,07</b>	<b>0,11</b>	<b>0,13</b>	0,13	<b>0,12</b>	0,11	<b>0,46</b>
Sommer	0,06	0,03	0,06	<b>0,08</b>	0,07	<b>0,05</b>	0,06	<b>0,10</b>
Høst	<b>0,08</b>	<b>0,07</b>	0,10	<b>0,11</b>	0,06	<b>0,08</b>	0,08	<b>0,16</b>





Figur 3.1.5  
Fyringsgraddagssum i Oslo og Bergen 1870–2008

Fyringsgraddagssum (HDD) er en indikator for energibehov for boligoppvarming (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.3). Skaugen & Tveito (2002) fant for fastlands-Norge bare små endringer i lengden av fyringssesongen og HDD fra normalperioden 1961–90 til perioden 1981–2000. For norsk Arktis fant Førland et al (2004) at HDD hadde avtatt i de siste dekadene. Langtidsutviklingen av fyringsgraddagssum for Oslo og Bergen (figur 3.1.5) viser at det er store variasjoner i HDD fra år til år, men at det i begge byene er en klar tendens til lavere verdier de senere år. Spesielt kraftig har reduksjonen vært etter ca. 1980. Det framgår også at det temperaturbestemte fyringsbehovet ikke uventet er lavere i Bergen enn i Oslo.

Varme døgn er i denne rapporten brukt som indikator på «tropedøgn», og er her definert som antall døgn per kalenderdøgn med middeltemperatur  $> 20^{\circ}\text{C}$  (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.4). Figur 3.1.6 viser utviklin-

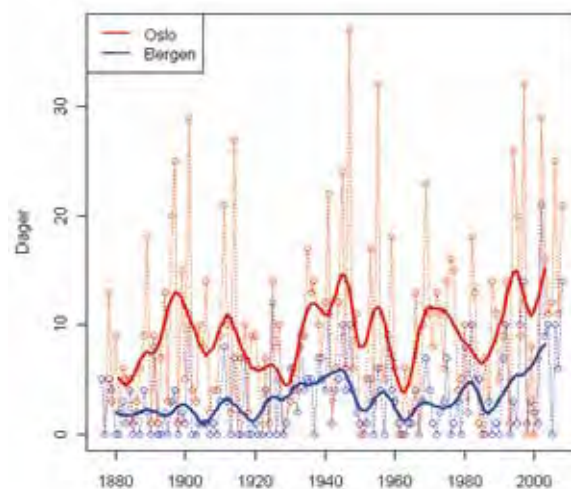
gen i antall «varme døgn» i Oslo og Bergen tilbake til 1873. Det framgår at det i Bergen er en rekke år der det ikke har forekommet døgn med middeltemperatur over  $20^{\circ}\text{C}$ , og også i Oslo har det forekommet slike år (senest i 1998 og 2000). Både i Oslo og Bergen var det en god del varme døgn i perioden 1930–1950, og begge steder er det en tendens til økende hyppighet etter ca 1985.

### 3.1.2 Nedbør

Ifølge IPCC (2007) er det ingen statistisk sikre trender i global nedbørutvikling over landområder i perioden 1900–2005. Hovedtrekkene er at nedbøren økte fram til 1950-tallet, deretter avtok til tidlig på 1990-tallet, og deretter har økt. Signifikant økning i nedbør de siste hundre år er blitt påvist i østlige deler av Nord- og Sør-Amerika, nordlige deler av Europa og i nordlige og sentrale deler av Asia. Over Nord-Europa har nedbørnivået etter ca. 1980 stort sett ligget over normalverdiene for perioden 1961–90.

For Norge foreligger det spredte måleserier av nedbør som går mer enn 100 år tilbake i tid, men det var først med interessen for vannkraft-produksjon på slutten av 1800-tallet at det ble etablert et omfattende landsdekkende nett av målesteder for nedbør. Måleserier av nedbør er ofte influert av feilkilder. Dels skyldes dette målefeil pga. vindeffekter rundt målerne og dels at små flyttinger av et målested kan føre til betydelige endringer i nedbørforhold. Det er ikke like god dekning av målestasjoner i alle deler av landet, og spesielt er det få stasjoner i høyfjellet og i Arktis.

Figur 3.1.6  
Varme døgn 1870–2008: Antall døgn per år med døgnmiddeltemperatur over  $20^{\circ}\text{C}$  i Oslo og Bergen 1870–2008





Hanssen-Bauer & Førland (1998) delte Norge inn i 13 regioner (se figur 3.1.7) der langtidsutviklingen av nedbør innen regionen hadde vært noenlunde den samme. Med utgangspunkt i de måleserier som har vært tilgjengelige er det etablert landsdekkende griddede kart for månedsnedbør tilbake til år 1900. Tidsserier for ulike regioner og årstider er tilgjengelige på <http://met.no/Klima/Klimautvikling/>. Langtidsutviklingen av årsnedbør for fastlands-Norge etter 1900 (figur 3.1.8) viser at det har vært store variasjoner både fra år til år (avvik på opp til +25 % fra middelveien for 1961–90) og på dekadeskala. Figuren viser tydelig at det har vært en økning i nedbørnivået i Norge gjennom de siste hundre år, og spesielt fra slutten av 1970-tallet. I løpet av de 20 siste år har det bare vært tre år der årsnedbøren har vært lavere enn verdien for normalperioden 1961–90, mens det de første 20 år (1900–20) ikke var et eneste år med høyere årsnedbør enn nåværende «normalverdi».

For fastlands-Norge har årsnedbøren økt med nesten 20 % siden år 1900 (se tabell 3.1.2). Årsnedbøren har økt mest på Vestlandet, der økningen både i region 4, 5 og 6 er på ca. 20 % i løpet av de siste hundre år, mens den lineære trenden i region 13 (Varangerhalvøya) er tilnærmet lik null. På stasjonene i Arktis er økningen betydelig større. For en sammensatt serie for Longyearbyen-området tilsvarer endringen i årsnedbør i perioden 1912–2008 en økning på 24 % i løpet av hundre år.

Tabellen viser ellers at nedbørøkningen



Figur 3.1.7  
Nedbørregioner (se forklaring i tekst)

for fastlands-Norge har vært størst om vinteren (24 % økning i løpet av hundre år) og minst (8 %) om sommeren. I Longyearbyen var det størst økning (tilsvarende 47 % i løpet av hundre år) om sommeren og en svak (ikke signifikant) negativ trend om vinteren.

I regionene 1–5 er det høstnedbøren som har økt mest, i regionene 6–8 vårnedbøren, og i region 9, 10, 11 og 12 vinteren. For samtlige regioner i Sør-Norge (1–10) er det minst økning i sommeren (i region 3 endog negativ trend sommertid), mens det i region 11 og 12 er minst økning om høsten. I region 13 er det tendens til minkende nedbør vår og vinter.

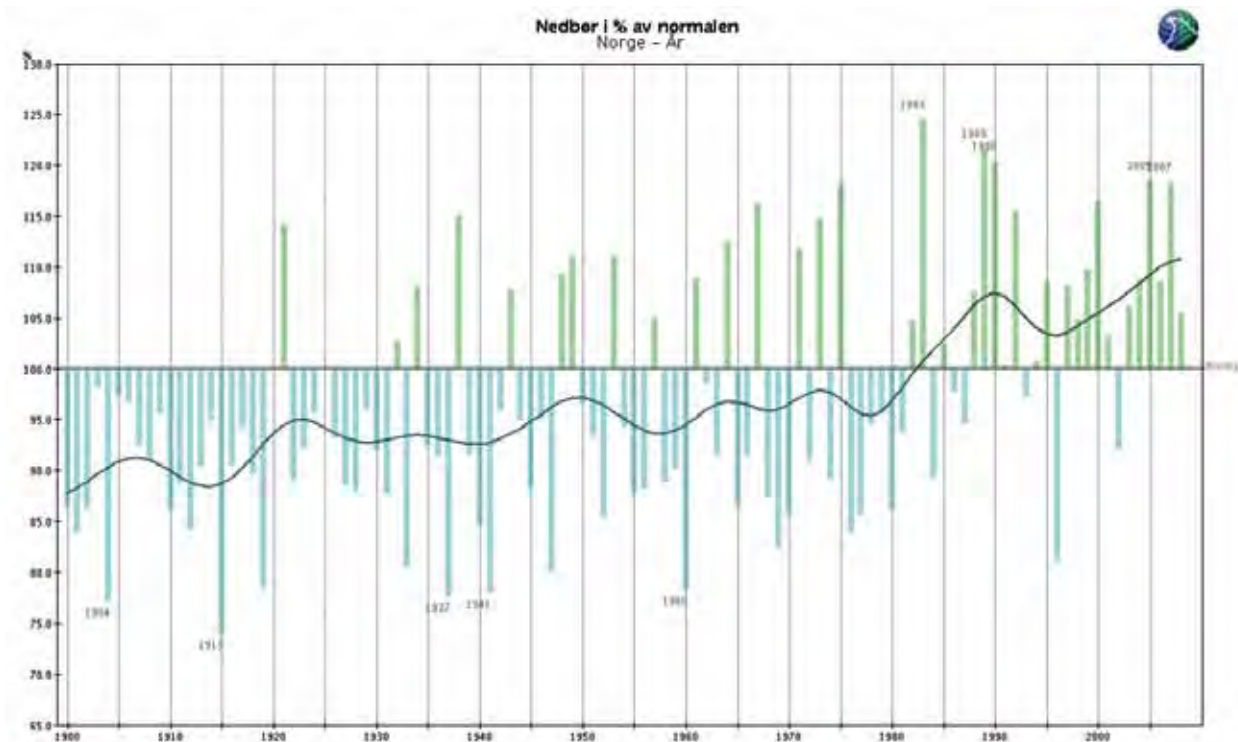
Tabell 3.1.2

Trender (prosent per tiår) i års- og årstidsnedbør for perioden 1900–2008.

Trender signifikante på 1 % nivå markert med uthevet skrift.

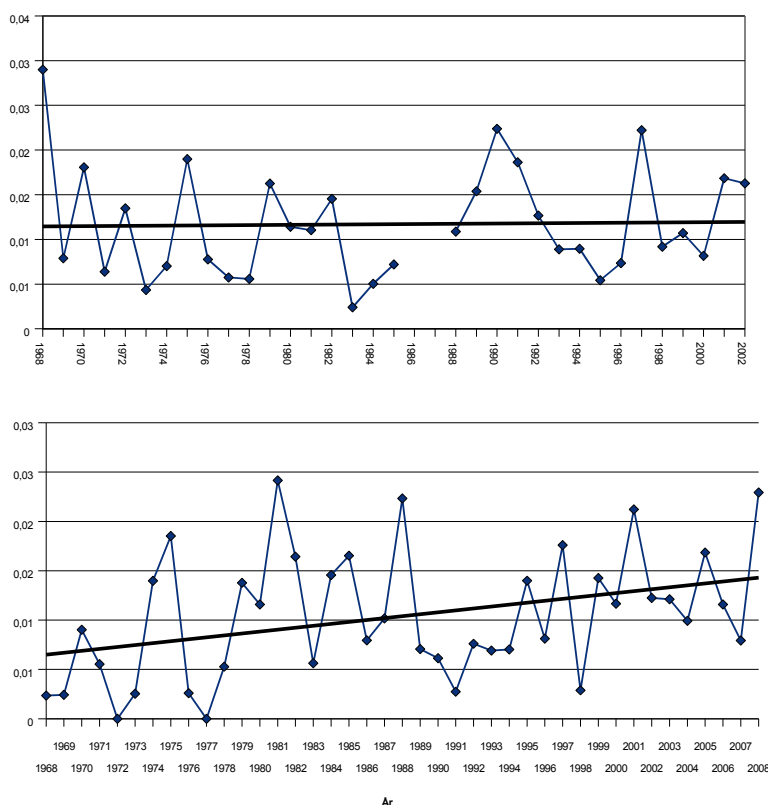
\* Sval er en sammensatt serie (1912–2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn.

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Norge	Sval*
År	2,1	1,3	0,9	2,0	2,0	2,0	<b>1,6</b>	1,8	1,5	<b>1,8</b>	<b>1,9</b>	<b>1,7</b>	0,0	1,7	<b>2,4</b>
Vinter	2,8	1,4	0,8	2,3	2,5	2,4	1,5	2,9	2,9	2,9	2,8	<b>2,7</b>	-1,4	2,4	-0,7
Vår	1,7	1,5	0,4	1,5	2,0	2,3	<b>2,5</b>	2,1	1,6	<b>2,3</b>	<b>1,7</b>	<b>2,0</b>	-0,8	1,9	2,1
Sommer	1,1	0,1	-0,2	0,7	0,5	0,8	0,7	0,8	0,6	1,0	<b>1,9</b>	1,6	<b>1,9</b>	0,8	<b>4,7</b>
Høst	2,8	2,4	1,9	<b>2,9</b>	<b>2,6</b>	2,2	2,4	1,6	1,5	1,4	1,3	0,9	0,1	1,9	<b>3,5</b>



Figur 3.1.8  
Utvikling av årsnedbør for fastlands-Norge 1900–2008.  
Figuren viser nedbør i prosent av middelverdien for normalperioden 1961–90.

Figur 3.1.9  
Trender i høye 1-times nedbørverdier ved Oslo - Blindern (nederst) og Karmøy - Brekkevann.  
Figuren viser andel av observasjoner per år som har verdier høyere enn 99-prosentilen.



For flomberegninger og dimensjonering av avløpsnett er det oftest sterk nedbørintensitet i løpet av kort tid som er kritisk (se kapittel 2.2.6). Alfnes & Førland (2006) fant at maksimal 1-døgns nedbør hadde økt på 2/3 av de 35 målestedene som hadde målinger gjennom hele perioden 1900–2004. Det var imidlertid bare fire målestasjoner der den positive trenden var statistisk signifikant, og samtlige av disse lå på Sørvestlandet.

For korttidsnedbør er det få lange måleserier, men figur 3.1.9 viser endring i hyppighet av høye 1-times verdier fra en målestasjon på Østlandet (Oslo – Blindern) og en på Vestlandet (Karmøy – Brekkevann). Figuren viser at det i Oslo-området har vært en klar økning i hyppighet av høye 1-times nedbørverdier i perioden 1968–2008. For serien fra Karmøy er det ingen trend i måleperioden 1968–2002.

### 3.1.3 Vind

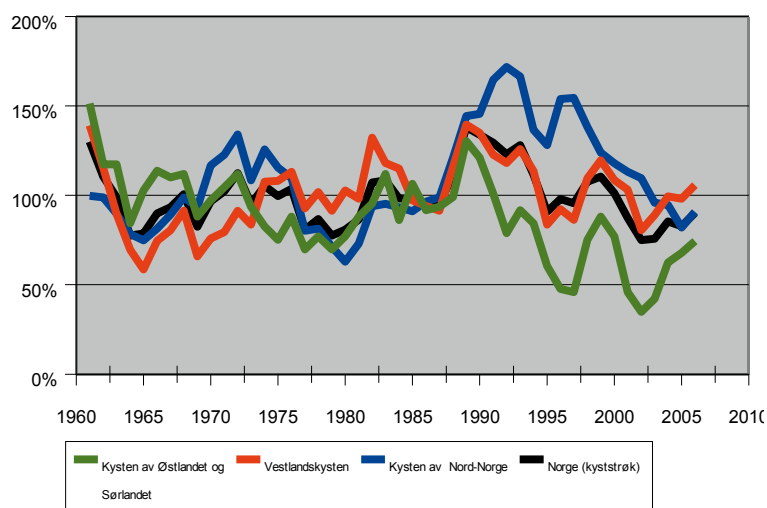
Det er få lange homogene serier av vindhastighet i Norge. Dette skyldes at små endringer i instrumenttyper, målested og omgivelser (trær, bygninger) kan føre til store endringer i vindseriene. Fi-

gur 3.1.10 er basert på data fra fire stasjoner med brukbare vindserier fra kystområdene i tre norske regioner (fra Førland et al., 2007). Figuren indikerer at hyppigheten av vind av storm styrke (større enn eller lik liten storm, dvs. >21 m/s) synes å ha sunket over Østlandet/Sørlandet i perioden 1961–2006.

I Nord-Norge var det en periode på 1990-tallet da stormhyppigheten var mer enn 50 % høyere enn middelverdien for perioden 1961–90, men også i denne landsdelen har hyppigheten avtatt de siste årene. På Vestlandet og for landsgjennomsnittet synes en økning fram til ca. 1990 å bli brutt av en fallende tendens de senere år. Førland et al (2007) konkluderte med at vindseriene fra kystområdene i Norge ikke viste noen tydelig trend i hyppighet av døgn med sterk vind i perioden 1961–90.

På grunn av mangelen på lange, homogene vindserier brukes det ofte i stedet for direkte vindmålinger en såkalt «geostrofisk vind» beregnet fra lufttrykk ved havoverflaten til å beskrive endringer i vindforhold. I en omfattende undersøkelse av langtidsendringer i geostrofisk vind over Nord-Europa konkluderte Alexandersson et al. (2000) med at det over Nordsjøen og Norskehavet var stor stormhyppighet i perioden 1881–1910, men at hyppigheten i grove trekk avtok fram til ca. 1965. Deretter økte hyppigheten fram til en kulminasjon rundt ca 1990 på om lag samme nivå som hundre år tidligere. Konklusjo-

Figur 3.1.10  
Stormvariasjon i perioden 1961–2006. Figuren viser antall døgn der det ved utvalgte stasjoner har vært observert minst liten storm (>21 m/s). Verdiene er gitt i prosent av middelverdien for normalperioden 1961–90. Den store variasjonen fra år til år gjør at kurvene er presentert som tre års glidende middel.



nen var at det ikke har vært noen klar trend i stormhyppighet i våre hav- og kystområder siden 1880.

### 3.1.4 Snø

I en analyse av langtidsvariasjon i snøforhold i Norge fant Dyrddal & Vikhamar-Schuler (2009) at snøsesongen i løpet av de siste 100 år er blitt kortere ved de fleste av de 41 lange måleseriene som ble analysert (figur 3.1.11a).

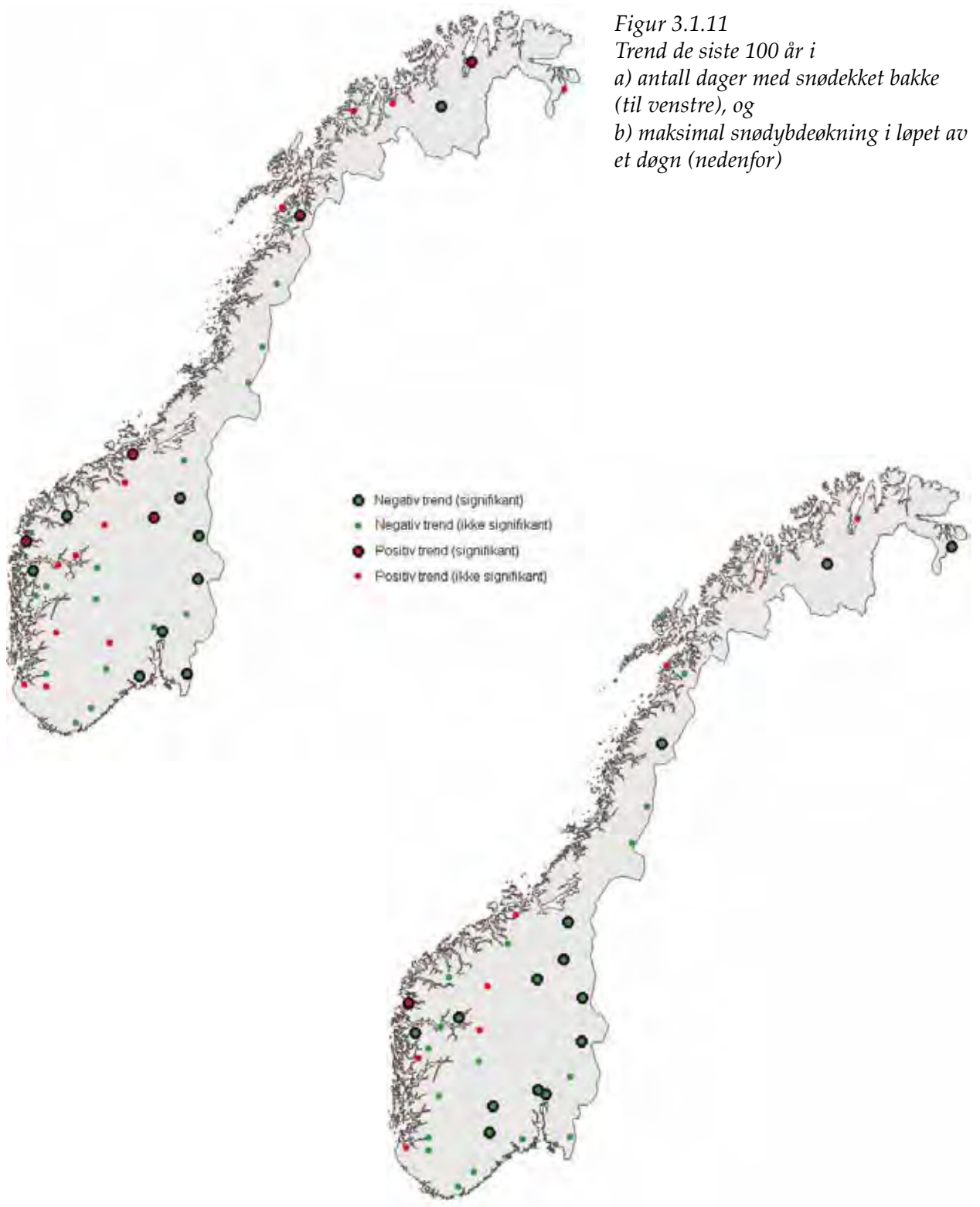
Ved de fleste målestasjonene er det en klar tendens til at snøsesongen starter senere og slutter tidligere enn før. Både for lengde av snøsesongen og for antall dager med snø på bakken er det for halvparten av seriene en statistisk signifikant negativ trend. Også for maksimal årlig snødybde var det en klar overvekt av negative trender. For gjennomsnittlig snødybde og antall dager med skiføre (her definert som antall dager med snødybde større enn 25 cm) var det ingen klar overvekt av verken positive eller negative trender.

Dyrddal & Vikhamar-Schuler (2009) studerte også endring i maksimal daglig økning i snødybde. Dette er en nyttig parameter både for snøbrøyting og snølast på tak. For denne parameteren var det imidlertid en rekke stasjoner med positive trender (figur 3.1.11b). En god del av disse er i Nord-Norge, mens negative trender dominerer på Østlandet. Snøakkumulasjon er sterkt påvirket av høyde over havet og avstand fra kysten. På grunn av manglende lange tidsserier i høyden, er fjellområder dårlig representert i disse studiene.

På større skala ser vi at de sørligste områdene i landet viser mest konsistent nedgang i alle snøparametere, og stasjonene med sterkest negative trender ligger i dette området.

### 3.1.5 Permafrost

Overvåking av permafrost har i de senere år fått økende interesse innenfor internasjonal klimaforskning (WMO-rapport 1997, IPCC 2007). I perioden 1998–2000 ble det etablert et nettverk med instrumenterte, dype borehull i permafrost i utvalgte høyfjellsområder i Europa, fra Svalbard i nord til Spania i sør. To av hullene ble etablert i henholdsvis Jotunheimen (Juvasshøe, 1894 moh) i Sør-Norge og i svensk Lappland (Tarfalaryggen, 1550 moh) i Nord-Sverige, nær grensen til Norge (Sollid m.fl. 2000). I borehullene måles temperaturen kontinuerlig. Borehullene fungerer nå som referansestasjoner for over-



våkning av permafrosten i Europa, der det er tilrettelagt for langsiktige målinger for videre klimastudier (Isaksen m.fl. 2007).

Kontinuerlige temperaturobservasjoner gjort siden 1999 viser at permafrosten nå varmes opp i et høyt tempo. Figur 3.1.12 viser de observerte temperaturendringene på utvalgte dyp. På 25 meters dybde økte temperaturen med 0,25–0,30 °C i perioden 2000–08. På 40 meters dybde økte bakketemperaturer med

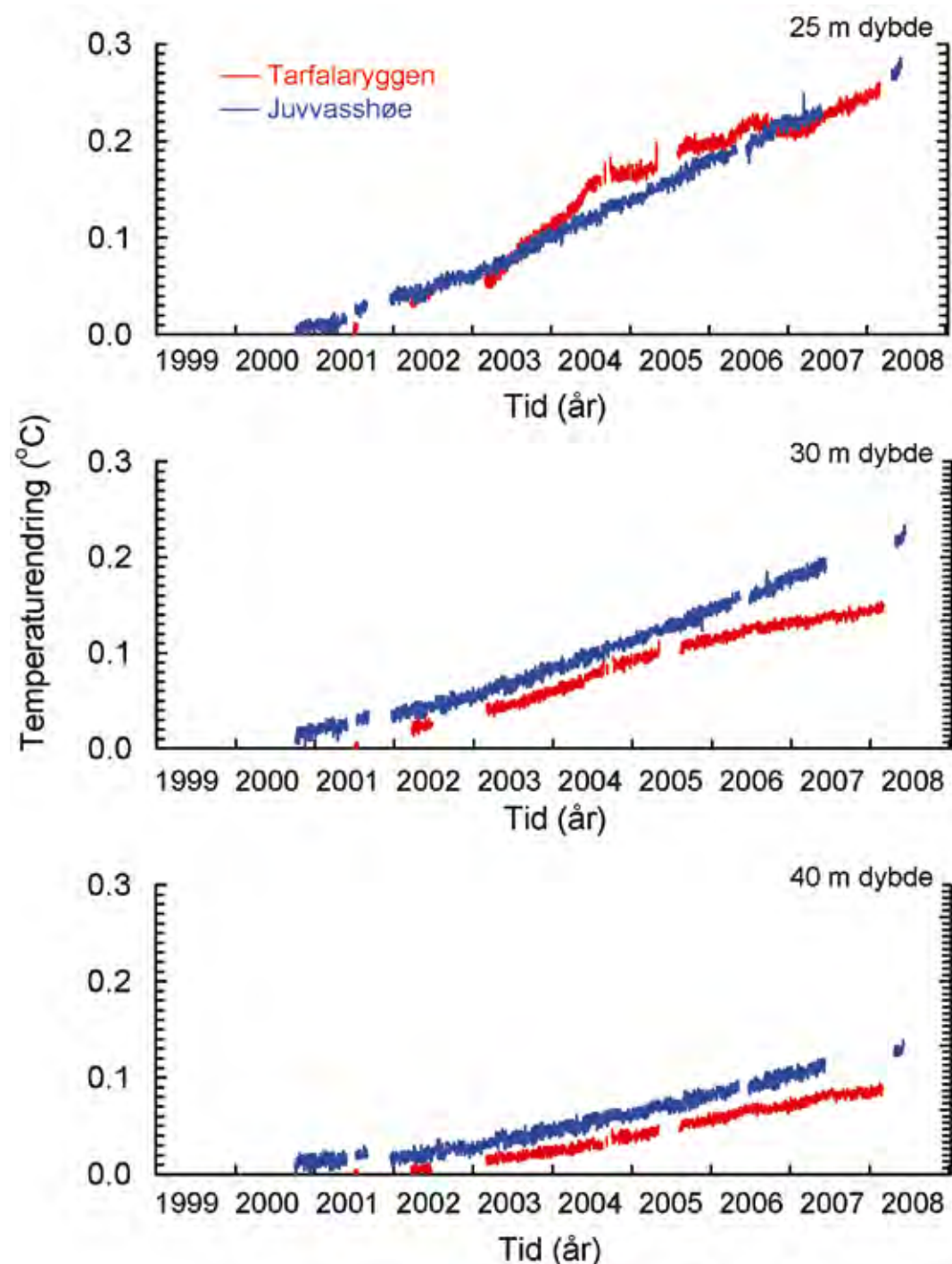
0,05–0,10 °C for den samme perioden. Den observerte oppvarmingen er statistisk signifikant ned til 60 meters dybde begge steder.

Siden temperaturen er observert kontinuerlig over flere år, er det mulig å beregne temperaturtrendene på ulike dyp (figur 3.1.13). Den gjennomsnittlige temperaturstigningen på 30 meters dybde er i størrelsesorden 0,025 til 0,035 °C per år. Disse verdiene brukes så til å beregne temperaturendringene på overfla-



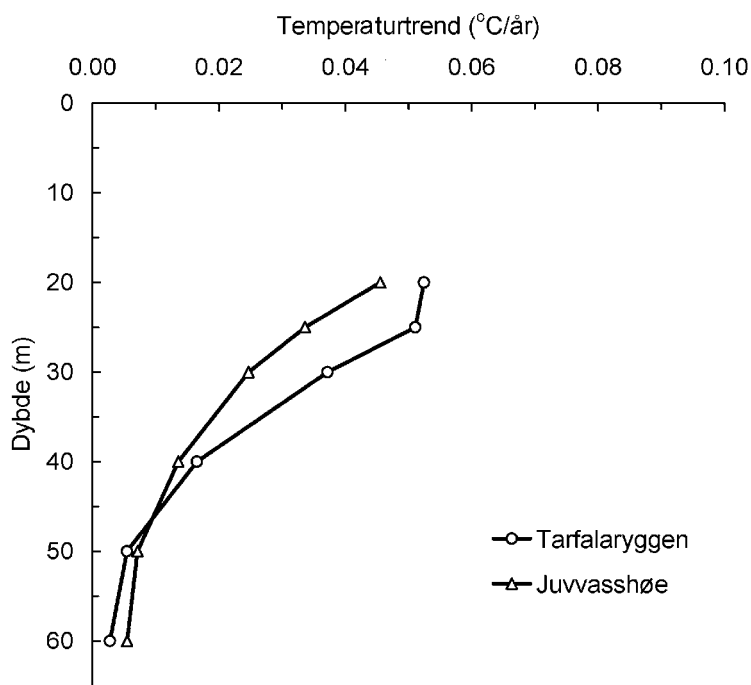
ten av permafrosten (ca 2 meters dybde), og gir en gjennomsnittsverdi representativ for de siste 15–20 år. Resultater fra dette viser at temperaturen der nå stiger i gjennomsnitt med 0,5–0,6 °C per tiår, med størst endring på Tarfalaryggen. For de siste årene viser analysene at temperaturstigningen i permafrosten er akselererende. Bakketemperaturen viser sterkt samsvar med lufttemperaturen, og den er derfor et verdifullt supplement til mer tradisjonelle klimadata.

Figur 3.1.12  
 Observerte temperaturendringer siden 2000 på 25, 30 og 40 meters dybde i bakken på Juvvasshøe og Tarfalaryggen.



Perioden juli 2006 til juni 2007 var usedvanlig varm i sør-Norge, spesielt sensommeren og høsten 2006. Årsmiddeltemperaturen for denne perioden lå typisk 2,5–3,0 °C over normalen (1961–90) for de indre og høyereliggende delene av sør-Norge. I en nylig studie (Isaksen m.fl. 2009) analyseres effekten av denne ekstremisituasjonen på temperaturforholdene i permafrosten i Jotunheimen og på Dovrefjell.

Middeltemperaturen i 2006–07 på toppen av permafrosten på Juvvasshøe (2,5 m dybde) var hele 0,5 °C høyere enn middelet for de foregående årene (figur 3.1.14). Isolert sett er dette et svært stort avvik for en slik årsmiddeltemperatur. Når vi vet at denne episoden

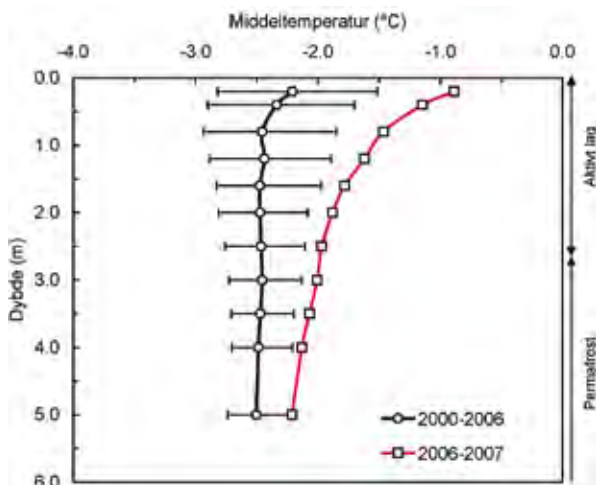


Figur 3.1.13  
 Observerte lineære trender i bakke-temperatur for ulike dybder fra 20 m og ned til 60 m i bakken. Figuren er modifisert og hentet fra Isaksen m.fl. 2007.

kommer på toppen av en lang periode med kraftig og akselererende temperaturøkning i permafrosten, er resultatene oppsiktsvekkende.

På Dovrefjell viser også observasjonene en oppvarmingstrend siden 2003. Den svært milde høsten 2006 forandret tilsynelatende de termiske forholdene i bakken her og man kan se de første tegn på at permafrosten her tiner og gradvis tørker opp, etter hvert som isen forsvinner og vannet drenerer i bakken. Dette er i så fall første gang permafrost som tiner er direkte observert i Norge.

Figur 3.1.14  
 Middeltemperaturen av ekstremåret 2006–07 (rød kurve) for det aktive laget og øverste delene av permafrosten på Juvvasshøe sammenlignet med middeltemperaturen for 2000–06 (svart kurve), med absoluttverdier som horisontale linjer.



### Referanser permafrost

- Harris, C., W. Haeberli, D. Vonder Mühl & L. King (2001): «Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE Project in its global context.» *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 3–11
- Isaksen, K., P. Holmlund, J.L. Sollid & C. Harris (2001): «Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia.» *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 13–25
- Isaksen, K., J.L. Sollid, P. Holmlund & C. Harris (2007): «Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia.» *J. Geophys. Res.*, 112, F02S04, doi:10.1029/2006JF000522
- Isaksen, K., R.S. Ødegård, T. Eiken & J.L. Sollid (2009): «Sensitivity of mountain permafrost to extreme climatic events; a case study from the 2006–2007 air temperature anomaly in southern Norway.» *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-11457-1, EGU General Assembly
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds)]. Cambridge University Press
- Sollid, J.L., P. Holmlund, K. Isaksen & C. Harris (2000): «Deep permafrost boreholes in western Svalbard, northern Sweden and southern Norway.» *Norsk Geografisk Tidsskrift* 54: 186–191.
- World Meteorological Organization (1997): *Global Climate Observing System: GCOS/GTOS Plan for terrestrial climate-related observations, Version 2.0*. GCOS-32, WMO/TD-No. 796, UNEP/DEIA/TR97-7, WMO, Genève, Sveits

### Referanser til kapittel 3.1 for øvrig

Se side 22.

## 3.2 Hydrologi/skred de siste 100–150 år

### 3.2.1 Hydrologi – hva finnes av data?

De eldste kontinuerlige målingene av vannstand og vannføring i Norge går tilbake til slutten av 1840-årene i nedre del av Glomma. De lengste dataseriene i andre hovedvassdrag i Sør-Norge går til dels tilbake til 1890-årene. I Midt- og Nord-Norge går de lengste dataseriene tilbake til begynnelsen av 1900-tallet. Flomnivået er kjent en rekke steder etter tidligere flommer av flommer som er hugget inn i fjell eller bygninger. Det eldste kjente flomnivået er fra flommen i 1675 i Glomma.

### 3.2.1 Variabilitet av vannføring de siste 100–150 årene

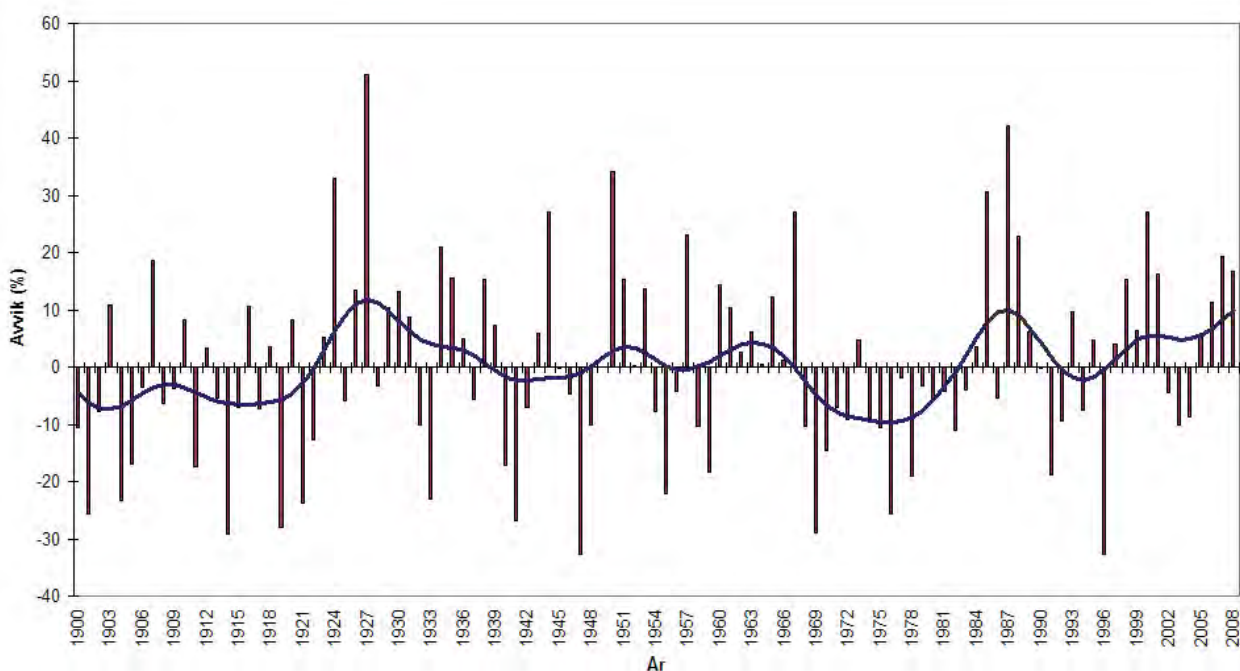
Mange av de lengste dataseriene i Norge er sterkt påvirket av vannkraftreguleringer i deler av perioden. Dersom det ikke er overføringer ut eller inn av vassdraget og det ikke er store flerårsmagasiner, er de årlige middelvannføringene lite påvirket. På grunn av ma-

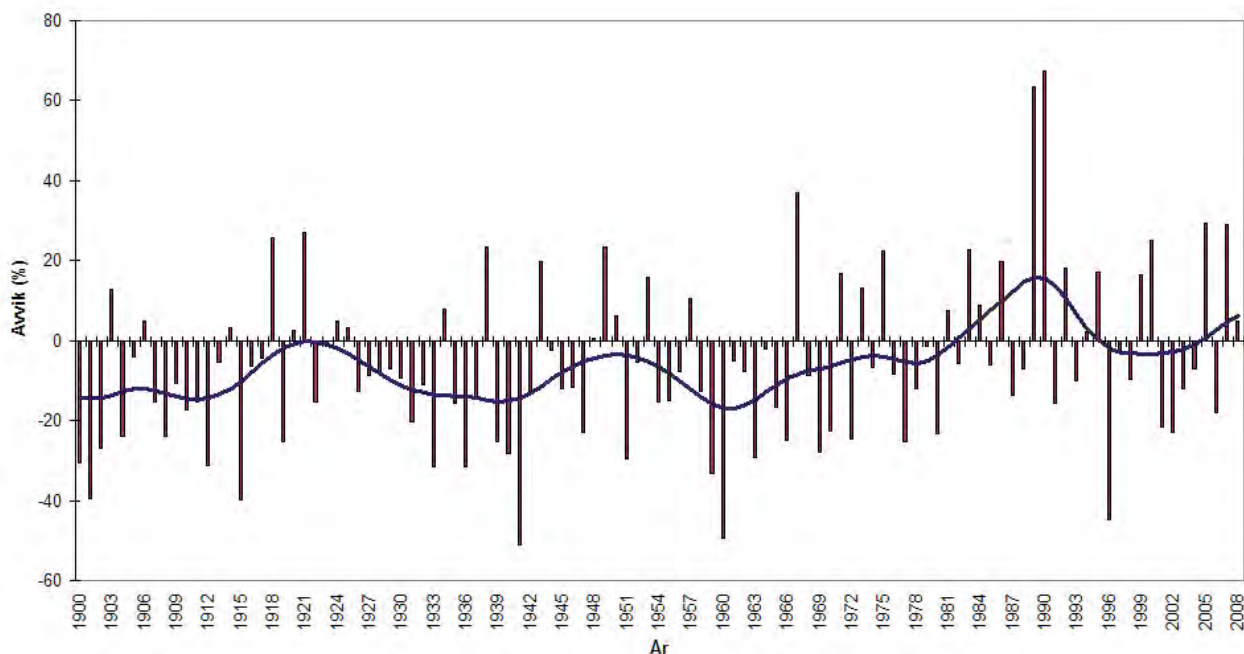
nøvreringen av magasinene gjennom året vil det være store endringer i sesongfordelingen av avløpet. Disse endringene kan være større enn de klimaendringer kan forventes å forårsake. Det kan være vanskelig å skille effekt av reguleringer og andre inngrep som avskoging, drenering og urbanisering i vassdraget fra følgene av klimaendringer alene.

Vannføringen i norske vassdrag er styrt av hvilke lavtrykksbaner som dominerer i ulike år. Norsk topografi fører til forsterket nedbør på lo-siden og regnskygge på le-siden. Vannføringen avviker derfor fra år til år med en klar kontrast mellom ulike landsdeler mest markert mellom Østlandet og Vestlandet og Østlandet og Midt-Norge. Det er også en tendens til at flere tørre eller våte år kommer på rad. I dette kapitlet gis det eksempler på langtidsvariasjon i et representativt vassdrag fra Østlandet (figur 3.2.1), et fra Vestlandet (figur 3.2.2) og et fra Nord-Norge (figur 3.2.3).

Figur 3.2.1 viser avviket av årlig middelvannføring fra normalen 1961–1990 i Glomma ved Elverum for perioden 1900 til 2008. Langtidsvariasjonen er typisk for mange av vassdragene på Østlandet. Det var en våt periode

Figur 3.2.1  
Årlig variasjon av middelvannføringen i Glomma ved Elverum relativt til normalperioden 1961–90



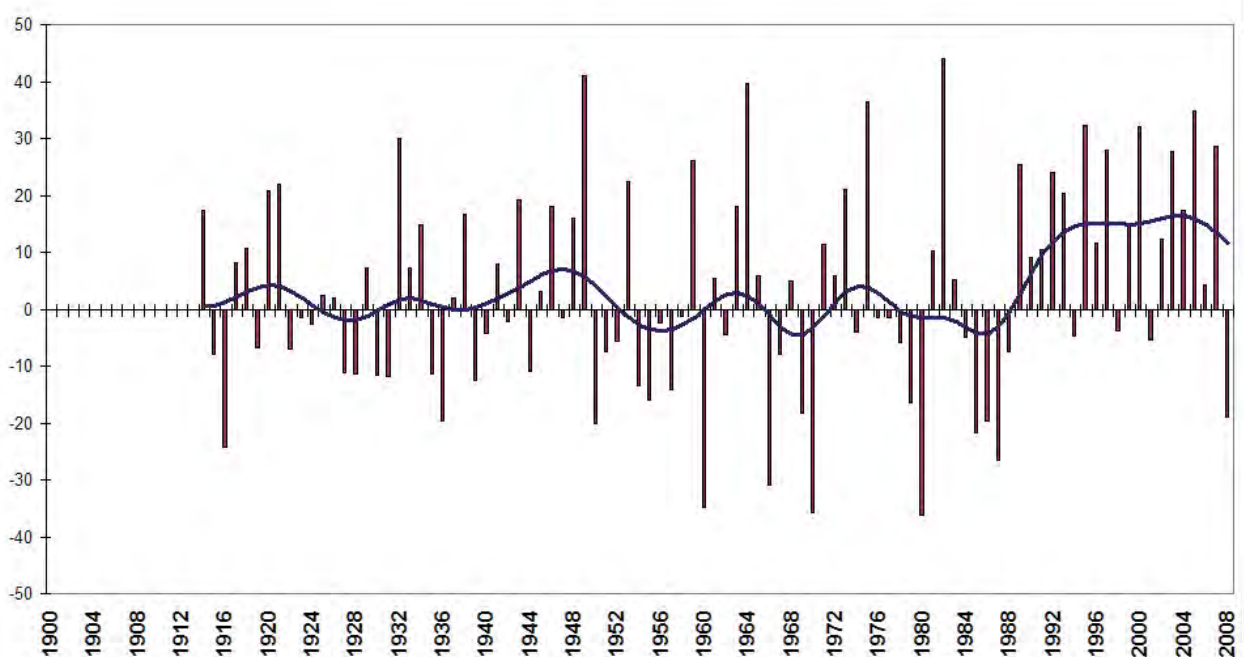


Figur 3.2.2  
Årlig variasjon av middelvannføringen i Vosso ved Bulken relativt til normalperioden 1961-90.

rundt 1870, fra 1924 og ut 1930-årene og fra 1987. Det var tørre perioder sist på 1870-tallet, tidlig på 1900-tallet, først i 1940-årene og fra 1968 til 1984. Den siste perioden er den tørreste på dekadennivå siden før de eldste målingene i Glomma startet i 1846. På Østlandet er det høyt vinteravløp i 1930-årene og ny økning etter 1986. I høytliggende felt har avløpet økt moderat om våren og igjen etter 1986. I de øvrige sesongene er det bare mindre endringer.

På Sørlandet var det høyt årsavløp fra 1900 til 1939, siden har avløpet stabilisert seg nær normalverdiene 1961-90. De aller siste årene har likevel vært tørre på Sørlandet. Siden 1990 har det vært en markert økning i vinteravløpet. Avløpet om våren var høyt fram til 1930. siden har det stabilisert seg nær normalen 1961-90, men de siste årene har vært tørre. Avløpet var også høyt om sommeren fram til 1966, siden har det avtatt noe med utpreget tendens til at tørre år kommer i grupper. Om høsten er det små endringer.

Figur 3.2.3  
Årlig variasjon av middelvannføringen i Salangselva i Troms relativt til normalperioden 1961-90.





Figur 3.2.2 viser tilsvarende årlig middelavløp i Vosso fra 1900 til 2008. Denne data-serien er den lengste kontinuerlige serien på Vestlandet. Serien er så godt som ikke påvirket av vannkraftreguleringer. Årsavløpet gikk opp rundt 1960, samtidig med at isbreene på Vestlandet fikk år med positiv massebalanse som følge av økt nedbør. Denne økningen er mest markert på Sør-Vestlandet, men finnes i mange dataserier på Vestlandet. Det finnes eldre målinger i kortere perioder som tyder på at avløpet har vært større tidligere på 1800-tallet.

I Vosso har vinteravløpet økt siden 1970. Denne økningen finnes også i andre Vestlandsvassdrag. Avrenningen har også økt i løpet av våren i mange vestlandsvassdrag. Det er små endringer om sommeren, høsten har vært forholdsvis tørr de siste årene, men var betydelig tørrere først på 1900-tallet.

I Nord-Norge varierer avløpet mye fra Helgeland i sør til Finnmarksvidda i nord. I de lange seriene fra Nordland er det bare små endringer i årsavløpet i mange nedbørfelt. Det er større endringer i sesongavløpet. Figur 3.2.3 viser variasjon av årlig middelvannføring i Salangselva i Sør-Troms. Dette feltet når opp i 1500 m høyde. I Salangselva har årsavløpet økt betydelig fra 1990. Kortere serier i Vesterålen og på Hinnøya viser også en økning fra 1990, men ikke like stor som i Salangselva. Avløpet i Salangselva har økt i alle årstider unntatt om sommeren hvor det siden 2001 har blitt tørrere. I Finnmark har det vært en avtagende tendens i de siste årene. I hele regionen har likevel vinteravløpet økt.

Sesongvariasjonene beskrevet ovenfor bekreftes av trendanalyser av langtidsserier med vannføringsdata for Norge (Hisdal et al., 2007) hvor en ser en generell tendens til at den observerte temperaturøkningen har ført til økt vannføring om vinteren og våren og tidligere snøsmelting.

### 3.2.3 Flom

Flommer skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd. Hvilke årsaker som dominerer, varierer fra periode til periode og landsdel til landsdel. Større regnflommer er særlig vanlige i 1930-årene og etter 1987 som begge er varme perioder. Sett over lange tidsrom er det vanskelig å påvise trender i flomstørrelser dersom det ikke har skjedd inngrep i vassdraget. Det er likevel en tendens til at økt temperatur har gjort at vårflommene kommer tidligere (Hisdal et al., 2006).

De store vassdragene på Østlandet og i Trøndelag består både av lavlandsområder, bratte ller rundt innlandsdaler og høyfjellsområder. I de fleste år inntreffer snøsmeltingen i ulike deler av nedbørfeltene. I tillegg til en lavlandsflom typisk i april-mai, kan det være en flom fra fjelliene og lavfjellet i mai-juni. Flommen fra høyfjellet inntreffer gjerne i juli. For å få storflom er det nødvendig at flommene fra to eller tre høydenivåer kommer samtidig. Dette er en viktigere forutsetning enn at snømagasinet er stort før flommen kommer. Dette skjer gjerne i år med kjølig vår med forsinket snøsmelting etterfulgt av brå temperaturøkning kombinert med nedbør. Det var store flommer på Østlandet i 1789, 1860, 1879, 1910, 1916, 1927, 1934, 1938, 1966, 1967 og 1995. Av disse flommene er det bare flommen i 1934 som ikke falt sammen med regnvær. Flommene i juli 1789, juni 1860, juni/juli 1927 og august/september 1938 skyldtes kraftig regnvær fra sør-sørøst kombinert med noe snøsmelting i høyfjellet (Roald, 2003; 2008).

På Sørlandet er det vanlig med vårflom i de store vassdragene som Nidelva, Tovdalselva og Otra. Mange av de største flomhendelsene skyldes likevel kraftig regnvær fra sørøst til sørvest. Storofsen rammet så vel Nidelva som Otra selv om flommen der var betydelig mindre enn i vassdragene på Østlandet. Det er dokumentert mange store regnflommer som lokalt har gjort betydelig skade som i 1858, 1860, 1864, 1898, 1927, 1929, 1931 og 1987. I 1986 forårsaket rester av den tropiske orkanen Charlie lokal regnflom på kysten av Aust-Agder.

På Vestlandet er gamle flommer godt dokumentert i Vosso. Der er det kjent tolv større flommer fra før 1892 som alle var større enn de som har rammet vassdraget siden. De tre største inntraff i august 1719, desember 1743 og i 1790 (dato ukjent), men store flommer rammet også vassdraget i 1873, 1884, 1899, 1918, 1989, 1995 og 2005. De fleste var høstflommer og skyldes til dels en kombinasjon av snøsmelting og kraftig regnvær. Enkelte storflommer som rammer Østlandet kan også slå over til vassdrag på Vestlandet fra vannskillet til de innerste fjordstrøkene som i Hardanger, Aurland, Lærdal, Årdal, Stryn, Geiranger og Sunndalen. Flommen i 1860 er den største kjente både i Årdal og Lærdal. En sjelden gang kan rester av tropiske orkaner forårsake flom lokalt på Vestlandet. Dette var tilfelle i september 1966 (Faith), september 2004 (Karl), september 2005 (Maria/Nate) og trolig storflommen i Ryfylke og i Vosso i august

1719. Disse flommene rammer særlig i ytre og midtre strøk.

I Sør-Trøndelag har store skadeflommer rammet i juli 1789, 1918 og august 1940. Disse flommene var regnflommer selv om snøsmelting bidro til flommen i 1918. De store vassdragene har også utpregete vårflommer som ofte faller sammen med vårflommer på Østlandet. På kysten av Trøndelag kan store regnflommer ramme om vinteren som i januar 1932 og i januar 2006.

Langs kysten av Nordland er det lokale regnflommer sent på høsten og om vinteren som er forårsaket av kraftig regnvær fra vest- sørvest. Disse flommene blir ikke alltid så store som nedbørmengdene tilsier, fordi nedbøren faller som snø i de høyeste delene av nedbørfeltene. I vassdrag i innlandet er likevel vårflommen den vanligste flomtypen.

I Troms går mange nedbørfelt opp i større høyder enn i Nordland. Snøsmelteflommer om våren er dominerende selv om det har vært noen få store flommer i oktober som følge av kraftig regnvær. Fylket ble rammet av to store regnflommer i oktober 1959 og 1964. Flommen i 1959 er den klart største observerte i Salangselva og førte til tap av liv. Flommen i 1964 rammet særlig Tromsø-området, men var også stor i deler av Nordland.

I Finnmark er de store vårflommene dominerende. De største flommer var i 1920, 1996 og 1918. Det har også vært lokale regnflommer i fylket som har gjort skade, men de er betydelig mindre enn vårflommene.

### 3.2.4 Tørke

Alvorlige tørker har forekommet i Norge med jevne mellomrom de siste 100–150 årene. Basert på observerte data vet vi at det på Østlandet, Sørlandet og Vestlandet var meget lavt årsavløp i 1875 og Østlandet hadde lav vannføring også i 1880. Med unntak av Midt-Norge var 1915 et tørt år og 1927 utmerker seg som spesielt tørt på Vestlandet og Sørlandet. 14 kraftverk på Vestlandet måtte stanses på grunn av vannmangel (Killingtveit et al., 2003).

Basert på en oversikt over store skogbranner (Vatnet vårt, 2008) og en oversikt over de 10 tørreste årene i ulike regioner i Norge (Killingtveit et al., 2003), ser vi at det under og etter krigen var langvarig tørke og varmt vær i deler av Norge i blant annet 1941, 1947, 1955, 1948, 1959, 1969, 1972, 1976, 1992, 1996, 2002, 2006 og 2007. Vi vet også at 1996 og 2002 var år med høye vannkraftpriser og problemer med vannforsyningen på grunn av tørke. 2002 var

spesielt ille, ikke fordi det var et spesielt tørt år med tanke på samlet nedbør, men fordi man etter en usedvanlig tørr og varm ettersommer fikk kuldegrader i hele landet fra oktober. Vi hadde en sommertørke som gikk direkte over i en vintertørke i store deler av landet.

Trendanalyser basert på perioden 1930–2004, viser at det er tendenser til at perioden med lav vannføring om sommeren har blitt lenger på Sørøstlandet (Stahl et al., 2008). Dette kommer blant annet av at snøsmeltingen foregår tidligere og at det har blitt varmere slik at fordampningen om sommeren har økt.

### 3.2.5 Skred

Mange av de større flommene har vært ledsaget av skred, både flomskred, fjellskred og våtsnøskred (Furseth, 2006). En tabell med oversikt over store flom- og skredhendelser siden 1850 er tilgjengelig på [www.klimatilpassning.no](http://www.klimatilpassning.no). Mange av de mest alvorlige flom- og skredhendelsene i Norge har skjedd som følge av ekstremvær før eller etter kalde perioder under den lille istiden. Under Storofsen i 1789 gikk det mange hundre flomskred i Gudbrandsdalen, i Valdres og i Numedal som følge av ekstreme nedbørintensiteter (Riksen, 1969; Furseth, 2006). Flommen i 1860 utløste også mange jordskred som førte til tap av liv i Numedal. Storflommen på Vestlandet i 1743 utløste så vel snøskred som jordskred og fjellskred fra Ryfylke til Nordmøre. Regnflommen i 1927 utløste mange skred i Tinn.

Snøskred er den naturulykken som har tatt flest liv i Norge ved siden av de store stormene som fram til først på 1900-tallet rammet fiskeriene hardt. Vestlandet og Nordvestlandet ble rammet av store snøskredvintre i 1679, 1718, 1755, 1770, 1835, 1836, 1846, 1849, 1868 og 1928 med betydelig tap av liv. I Nord-Norge har store skredvintre rammet Nordland blant annet i 1680, 1815, 1868, 1871, 1890, 1906 og 1986. I Troms har store snøskred rammet i 1761 og 1881, og i Finnmark har snøskred tatt flere liv blant annet i 1807, 1849, 1855, 1873, 1953, 1959.

Noen fjellskred har også inntruffet under eller etter kraftig regnvær. Det store fjellskredet ved Tjelle i Romsdal i februar 1756 kom etter et åtte dagers skybrudd. Det var også ekstremt uvær før det fatale fjellskredet i Vik i Sogn 2. desember 1911. Før raset i Loen i 1905 falt det opptil 110 mm regn to-tre uker før raset og ytterligere 70 mm opp mot rastidspunktet.

## Referanser

- Furseth, A. (2006): *Skredulykker i Norge*. Tun Forlag. ISBN (10): 82-529-3043-3
- Hisdal, H., R. Barthelmie, G. Lindström, T. Kolcova, J. Kriauciunienė & A. Reihan (2007): «Statistical analysis.» *Impacts of Climate Change on Renewable energy Sources – Their role in the Nordic energy system* (Ed. Jes Fenger) Nord 2007:003, Nordic Council of Ministers, Copenhagen
- Hisdal, H., L.A. Roald & S. Beldring (2006): «Past and future changes in flood and drought in the Nordic countries.» *FRIEND 2006 – Climate Variability and Change – Hydrological Impacts*, IAHS Publication no. 308: 169–174
- Killingtveit, Å., H. Hisdal, L.A. Roald, T. Skaugen, T. Væringstad & E. Holmqvist (2003): *Tørrårsberegninger. Analyse av forløp, hyppighet og utbredelse av tørke i Norge og Sverige*. NVE Oppdragsrapport A 10/2003, Oslo
- Riksen, S. (1969): Privatarkiv nr 273: *Kronologisk fortegnelse om skader forvoldt ved fjellskred, stenscred, flom, snescred og jordfall*. Første del: Kronologisk fortegnelse over all resolusjoner vedrørende skyldavtak.
- Annen del: Utdrag av avtaksforretninger for 1063 gårder eller bruk: 110 som fikk skade under flommen i desember 1743 og 953 som fikk skade under Stor-Ofsen 22. juli 1789 på Nordmøre, i Sør-Trøndelag, Gudbrandsdalen, Østerdalen, Øvre Romerike, Land og Numedal. Riksarkivet, Oslo
- Roald, L.A. (2003): «Two large 18. Century flood disasters in Norway.» *Palaeofloods, Historical Data & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*. (Eds. V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos & M.C. Llasat) CSIC, Serrano, Madrid, ISBN-84-921958-2-7
- Roald, L.A. (2008): *Rainfall floods and weather patterns*. NVE Oppdragsrapport A 14/2008, Oslo
- Stahl, K., H. Hisdal, L.M. Tallaksen, H.A.J. van Lanen, J. Hannaford & E. Sauquet (2008): *Trends in low flow and streamflow droughts across Europe*, Unesco Report, Paris
- Vatnet vårt. Hydrologi i Noreg* (2008). NVE, Oslo

### 3.3 Havklima

Havklimaet i norske havområder domineres av to hovedstrømsystemer. Den norske kyststrømmen har sin opprinnelse i utstrømning av brakkvann fra Østersjøen. Disse vannmassene strømmer videre nordover langs hele norskekysten og videre østover langs kysten av Kolahalvøya som Murmanstrømmen (grønne piler i figur 3.3.1). Langs norskekysten blir Kyststrømmen ytterligere forsynt med ferskvann fra land som er med på å holde saltgehalten lav i forhold til den salte Atlanterhavstrømmen (også kalt «Golfstrømmen», røde piler i figur 3.3.1) som strømmer på utsiden av Kyststrømmen.

Atlanterhavstrømmen deler seg i to grener ved det nordlige innløpet til Nordsjøen. En grein bøyer sørover inn i Nordsjøen og følger vestkanten av Norskerenna, mens den andre greina forsetter nordover langs kontinentalsokkelskråningen. Ved innløpet til Barentshavet deler den seg igjen i to greiner. Den ene bøyer østover inn i Barentshavet som Nordkappstrømmen, mens den andre fortsetter videre nordover langs Svalbards vestkyst inn i Polhavet som Vest-Spitsbergenstrømmen.

Kyststrømmens varmeinnhold er i stor grad påvirket av det regionale atmosfæriske klimaet, mens den mektige Atlanterhavstrømmen, i vekselvirkning med framherskende vinder fra sørvest, bringer store varmemengder inn i norske havområder og setter sitt preg på klimaet i hele Nord-Europa. Bare Nordkappstrømmen alene tilfører Barentshavet større energimengder på tre timer enn hele årsproduksjonen av elektrisk kraft i Norge. I retur fra Polhavet kommer kalde arktiske vannmasser. Inn i Barentshavet fra nord strømmer Øst-Spitsbergenstrømmen i sørvestlig retning, og ut Framstredet mellom Svalbard og Grønland strømmer Øst-Grønlandsstrømmen sørover (blå piler i figur 3.3.1). Begge disse strømmene transporterer is sørover, men praktisk talt aldri i retninger som får innflytelse på norske nærområder.

Atlanterhavsstrømmen gjennomgår naturlige variasjoner, både når det gjelder var-

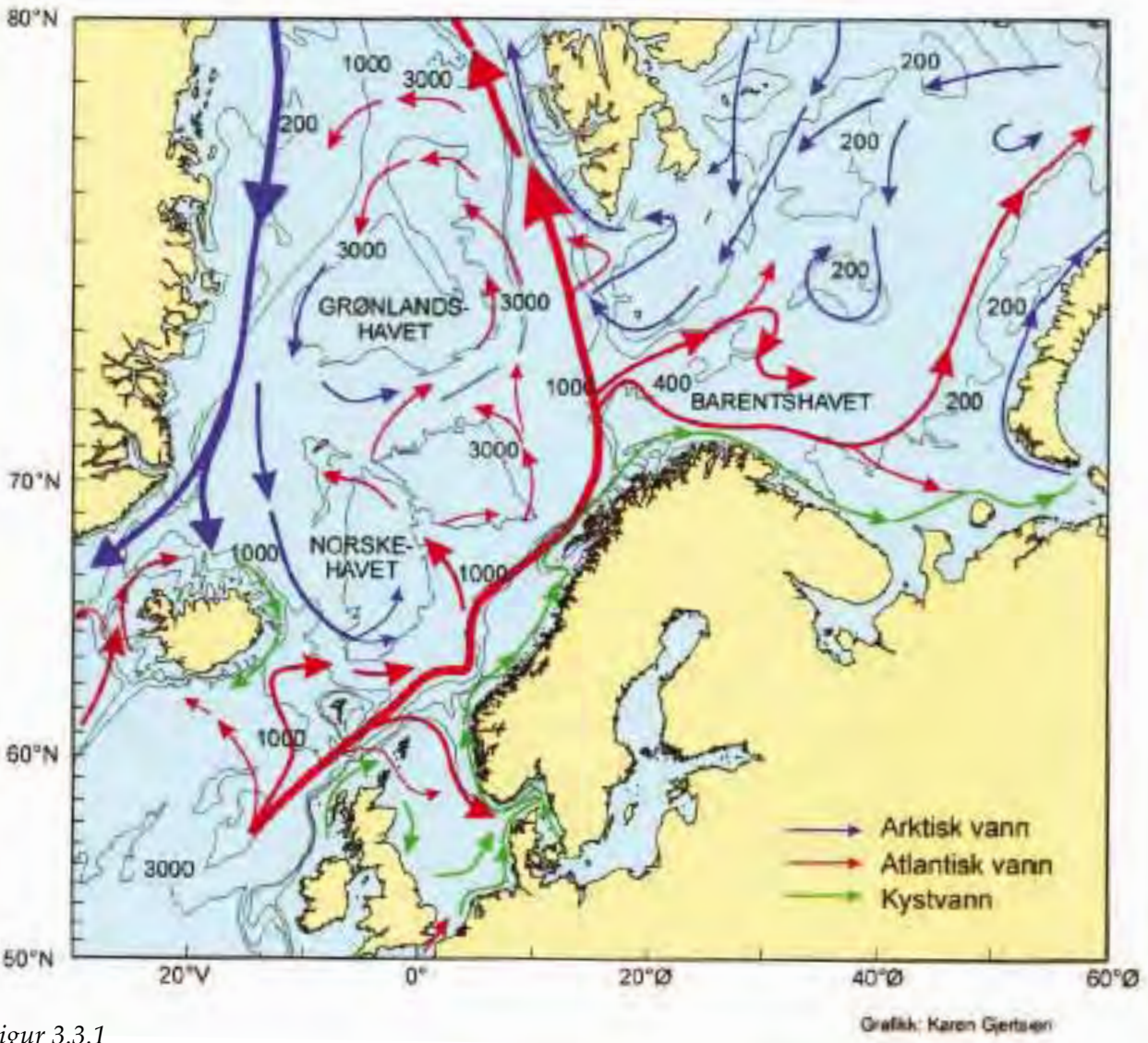
meinnhold og strømstyrke. Dette setter igjen sitt preg på klimasvingningene i regionen, fra kortperiodiske og sesongmessige svingninger til mellomårlige, dekadiske og multidekadiske svingninger. På sesongmessig tidsskala skjer den største varmetransporten om vinteren på grunn av høyere strømstyrke, slik at selv om temperaturen på Atlanterhavsvannet er noe lavere om vinteren blir allikevel varmetransporten større på grunn av den økte strømstyrken.

I Kyststrømmens overflatelag finner vi den årlige maksimumstemperaturen i midten av august, mens tidspunktet for minimumstemperaturen forsinkes nordover kysten. Således finnes minimumstemperaturen ved Lista i midten av februar, mens ved Nordkapp nås den i siste halvdel av mars. Sommervarmen fra Kyststrømmens overflatelag tar også tid for å forplante seg nedover i dypet. Først i desember nås maksimumstemperaturen ved 200 m dyp. Under vedvarende pålandsvind (fra vest og sørvest) på Norskekysten kan pulser av ferskere vannmasser i Kyststrømmen forplante seg nordover til Barentshavet på ca. 3 måneder (Skagseth et al. 2009).

Mellomårlige til dekadiske klimasvingninger i Atlanterhavstrømmen skjer i vekselvirkning med den storskala lavtrykkaktiviteten i Nord-Atlanteren som ofte måles i form av en atmosfærisk trykkindeks kalt den Nord-Atlantiske Oscillasjonen (NAO). Selv om denne aktiviteten i hav og atmosfære henger tett sammen er det imidlertid ikke noen direkte samvariasjon på tidsskalaer kortere enn ett år. Det skyldes at endringer i bevegelse og varmemengde i havet reagerer mye tregere enn i atmosfæren. Når NAO-indeksen er positiv er den atmosfæriske lavtrykksaktiviteten høy i den nordlige delen av Nord-Atlanteren (oftest i området fra sør for Island nordøstover mot midt-Norge), mens når den er negativ er det roligere vindforhold.

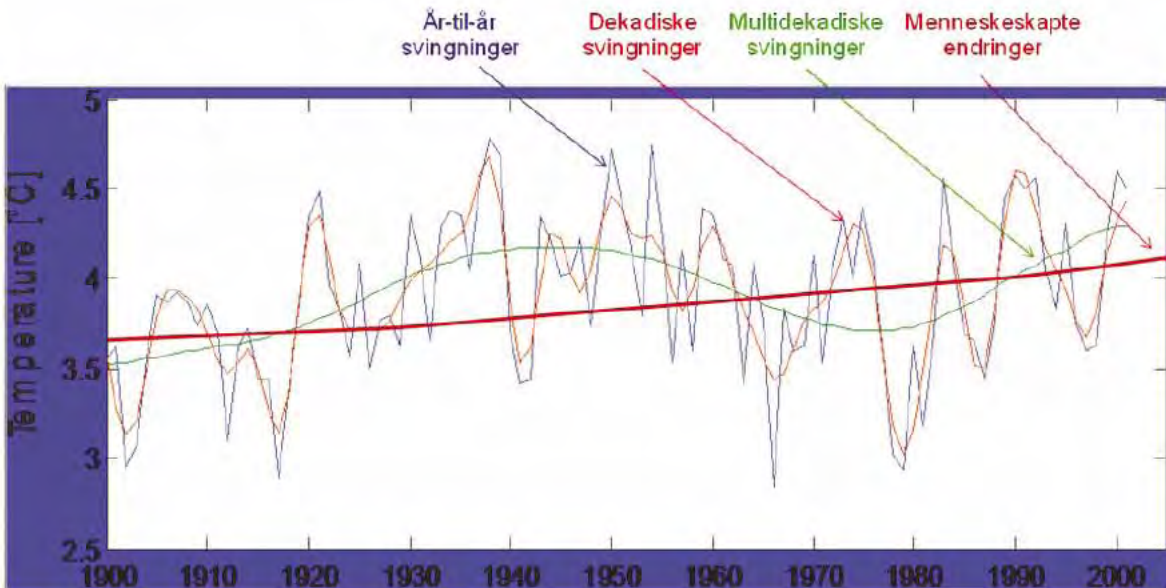
I vintre med stor lavtrykksaktivitet domineres norske havområder av varme og salte Atlanterhavsvannmasser som følge av økt in-





Figur 3.3.1  
Sirkulasjonsmønsteret i og omkring norske havområder. Den varme Atlanterhavsstrømmen og atlantisk vann dominerer de sørlige og østlige delene av havområdet, mens det de kalde arktiske strømmene dominerer de nordlige og vestlige delene.

Figur 3.3.2  
Temperaturen i atlantervannet øst i Barentshavet (Kolasnittet) gjennom det 20. århundret.  
Kilde: PINRO, Murmansk.





tensitet på Atlanterhavstrømmen. Under slike forhold akselereres også tilsvarende de kalde strømmene ut av Polhavet på den andre siden av Nord-Atlanteren, og det blir tilsvarende kaldere på Grønland og det nordøstlige Canada (Sundby og Drinkwater 2007). Denne typen klimasvingninger har karakteristiske perioder fra dekadisk tidsskala og ned til 2–3 års skala med store utslag på opp mot 1,5 °C endring i årsmiddeltemperatur fra det ene året til det andre. De hydrografiske observasjonene fra Barentshavet gjennom det 20. århundre viser perioder hvor disse dekadiske svingningene har vært svært framtreddende, spesielt fra 1900 til 1920 og fra 1960-årene og fram til år 2000 (rød linje i figur 3.3.2). I mellomperioder og etter år 2000 har det dekadiske signalet vært mindre framtreddende.

Havklimasvingningene fra mellomårlig til dekadisk tidsskala har vist seg å ha innvirkning på både de marine og terrestriske økosystemene i norske områder. I de kaldere havområdene våre er det vist at både produksjonen av plankton og rekrutteringen til boreale fiskebestander (d.v.s. arter som torsk, sild, hyse og sei) er høyere i varme år.

Overlagret de dekadiske klimasvingningene finner vi multidekadiske svingninger med perioder på omtrent 70 år (grønn linje i figur 3.3.2). Dette er også omtalt som den Atlantiske Multidekadiske oscillasjonen (AMO) (Sutton og Hodson 2005). Mens årsaken til dekadiske svingningene delvis kan knyttes til NAO er årsaken til multidekadiske svingninger mer uklar. Det er imidlertid åpenbart at multidekadiske svingninger ikke bare er et fenomen for det 20. århundret. Gray et al. (2004) viste gjennom trering-analyser fra Europa og Nord-Amerika at multidekadiske klimasvingninger i hvert fall kan spores tilbake til 1600-tallet.

En hypotese om at multidekadiske svingninger kan være påvirket av langperiodiske tidevannssvingninger ble framsatt av Yndestad et al. (2008). Frekvensanalyser viste at jordens nutasjon, som kan betegnes som et slags kast i jordens rotasjonsakse med en periode på 18,6 år, ser ut til å manifestere seg gjennom en lavere harmonisk svingning på  $18,6 \times 4 \text{ år} = 74,4$  år. Denne hypotesen ble støttet av resultatene fra frekvensanalyse av vannstandmålinger fra Stockholm som viste den samme langperiodiske svingningen på 74 år fra 1820-tallet og fram til i dag.

Figur 3.3.2 viser et havklima som var nesten like varmt i perioden 1930–50 som det har vært de siste 20 årene, mens 1960- og 1970-tallet hadde et havklima som var like kaldt som i

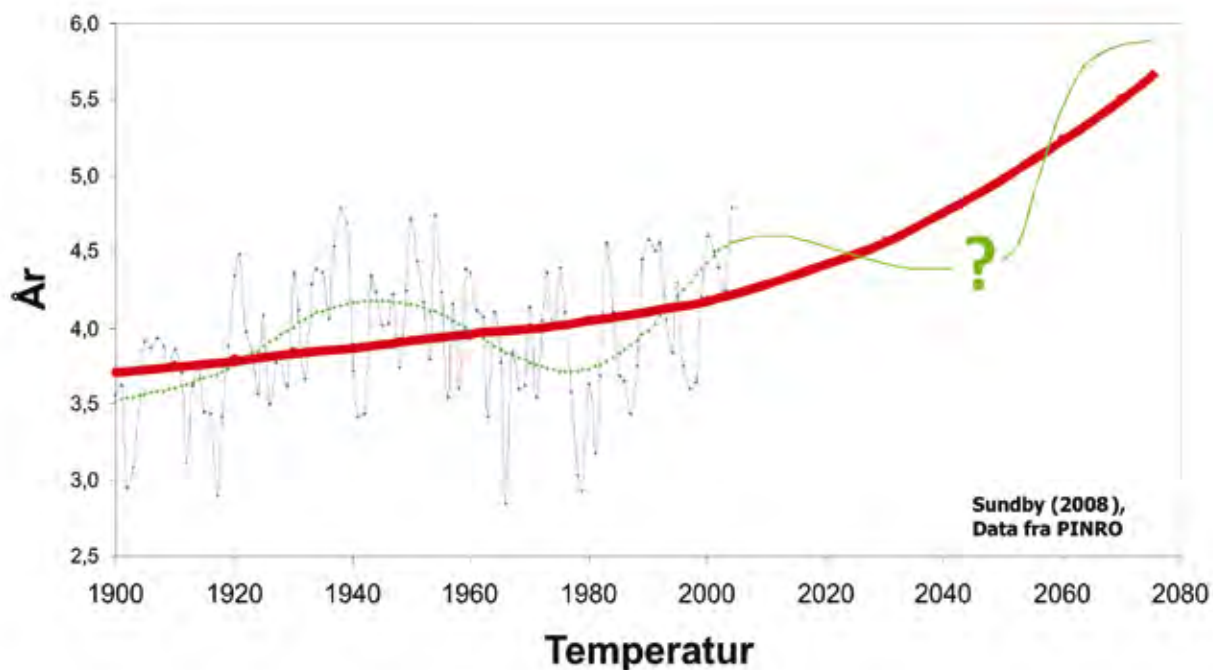
perioden på begynnelsen av 20. århundret.

Som det framgår av figur 3.3.2 er utslaget på det multidekadiske signalet i havet betydelig mindre enn det dekadiske signalet. Virkningene på de marine økosystemene er imidlertid ikke ubetydelige i forhold til virkningene av dekadiske klimasvingninger. Tvert imot viser det seg at både produktiviteten i fiskebestander (Toresen og Østvedt 2000) og den geografiske utbredelsen og fordelingen av fiskebestandene i Nord-Atlanteren (Drinkwater 2006; Sundby og Nakken 2008) påvirkes i sterk grad av de multidekadiske klimasvingningene med økende mengde og nordligere fordelinger i varme perioder.

Mens den geografiske utbredelsen av de dekadiske klimasignalene omfatter det nordøstlige Atlanterhavet inkludert Barentshavet og Nordsjøen, har multidekadesvingningene en enda større geografisk utbredelse. Dette signalet omfatter hele Nord-Atlanteren med Europa og Nord-Amerika. Det multidekadiske klimasignalet kan til og med spores i signalet for den globale gjennomsnittstemperaturen. Multidekadesignalet er imidlertid sterkest på nordlige bredder.

Det er derfor grunn til å anta at temperaturøkningen i Arktis og den medfølgende reduksjonen i isutbredelse og tykkelse som har vært observert siden de kalde 1970-årene ikke alene skyldes menneskeskapte klimaendringer, men sannsynligvis er en kombinasjon av langperiodiske klimasvingninger og menneskeskapt global oppvarming. Temperaturmålingene fra Barentshavet (figur 3.3.2) samt Keenlyside et al (2008), Yndestad et al. (2008), Easterling og Wehner (2009) antyder at oppvarmingen siden 1970-tallet i større grad er et resultat av langperiodiske naturlige klimasvingninger enn menneskeskapte klimaendringer.

Med en forventet relativt moderat økning i globaltemperaturen i løpet de første ti-årene i det 21. århundret som følge av menneskeskapt klimaendring er det mulig at man i nordområdene vil kunne oppleve utflating i temperaturøkningen eller til og med en nedgang i temperaturen fram mot 2030, dersom det multidekadiske signalet vil framstå like kraftig som vi har opplevd siden 1960-tallet, og dersom periodisiteten er den samme som i det 20. århundret. Hvis det multidekadiske signalets periodisitet opprettholdes videre ut over i det 21. århundret, vil imidlertid temperaturøkningen kunne bli dramatisk rask og kraftig utover mot midten av århundret som illustrert i figur 3.3.3 (Sundby; pers. komm).



Figur 3.3.3

Havtemperatur i det sørlige Barentshavet. Den blå linjen viser temperaturen målt av PINRO, Murmansk, slik som i figur 3.3.2. Den røde linjen viser en klimaframskrivning for middeltemperaturen fra Furevik et al. (2001). Den grønne linjen viser langtidsvariasjonen i den målte temperaturserien fram til i dag – og en tenkt utvikling mot 2080, som inkluderer både drivhuseffekten og naturlig klimavariabilitet.

#### Referanser

- Drinkwater, K.F. (2006): «The regime shift of the 1920s and 1930s in the North Atlantic.» *Progress in Oceanography*, 68: 134–151
- Easterling, D.R. & M.F. Wehner (2009): «Is the climate warming or cooling?» *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810
- Furevik, T., H. Drange & A. Sorteberg (2002): «Anticipated changes in the Nordic Seas marine climate.» *Fisken og havet*, p. 4
- Gray, S.T., L.J. Graumlich, J.L. Betancourt & G.T. Pederson (2004): «A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D.» *Geophysical Research Letters*, 31:1–4
- Keenlyside, N.S., M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornbluh & E. Roeckner (2008): «Advancing decadal-scale climate prediction in North Atlantic sector.» *Nature*, 453: 84–88
- Sundby, S. & K. Drinkwater (2007): «On the mechanisms behind salinity anomaly signals of the northern North Atlantic.» *Progress in Oceanography* 73 (2): 190–202. DOI 10.1016/j.pocan.2007.02.002
- Sundby, S. & K. Nakken (2008): «Spatial shifts in spawning habitats of Arcto-Norwegian cod related to multidecadal climate oscillations and climate change.» *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 65, doi:10.1093/icesjms/fsn085

- Sutton, R. T. & D.L.R. Hodson (2005): «Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate.» *Science*, 309: 115–118
- Toresen, R. & O.J. Østvedt (2000): «Variation in abundance of Norwegian spring-spawning herring (*Clupea harengus*, *Clupeidae*) throughout the 20th century and the influence of climate fluctuations.» *Fish and Fisheries*, 1: 231–256
- Yndestad, H., W.R. Turrell & V. Ozhigin (2008): «Lunar nodal tide effects on variability of sea level, temperature, and salinity in the Faroe–Shetland Channel and the Barents Sea.» *Deep-Sea Research I* 55: 1201–1217

## 3.4 Karakteristiske endringer i den arktiske sjøisen

Sjøisen er en følsom komponent i det arktiske klimasystemet, styrt av termodynamiske og dynamiske forhold mellom atmosfære og hav. Samtidig har havisen en viktig rolle i varmeutvekslingen i polare områder. Havisens utstrekning utviser stor variabilitet både sesongmessig og på årlig skala. Systematiske observasjoner av isarealet på global skala er gjort i de siste 30 år gjennom daglige målinger med passiv mikrobølge instrumenter på satellitter.

Tidligere har det også vært gjort observasjoner, spesielt av iskantposisjonen, men disse har for det mest vært regionale og basert på flere observasjonsmetoder. Gode målinger for hele Arktis startet først i 1979 da flerkanals mikrobølgedata fra polarbane satellitter ble etablert. Når det gjelder data om isdrift, startet systematiske måling i 1990 gjennom etablering av det internasjonale arktiske bøyeprogrammet. Isdriften i det sentrale polbassengen er målt gjennom dette programmet, men store deler av de omkringliggende randhav, som Barentshavet og Grønlandshavet, har ikke hatt systematisk dekning med disse bøyene.

Istjukkelse er den minst observerte av de viktige isparametrene. Tilgjengelige data viser at isen er blitt tynnere i store delar av Arktis, men store deler av isdekket mangler data slik at beregning av total endring i istjukkelsen har derfor betydelig usikkerhet. Arealet av isen i Arktis har i de siste 30 årene avtatt med 10–12 % i årsmiddel, basert på beregninger fra satellittdata med nøyaktighet på 10 % (Johannessen et al., 1999 and 2004; Comiso, 2002; Comiso et al., 2008; Serreze et al., 2007; Stroeve et al., 2007).

### 3.4.1 Isutbredelse

De tidligste isobservasjoner i den europeiske delen av Arktis er gjort av sel- og hvalfangere og data om iskantposisjon går tilbake til ca. 1750. Iskantdata for perioden 1850–1899 er samlet og analysert av Divine og Dick (2006).

Iskanten varierer betydelig både i Barentshavet, Grønlandshavet, Norskehavet og rundt Island (figur 3.4.1). En sammenligning av tidligere iskantobservasjoner med satellittbaserte data de siste 30 år viser at det var mye mer is enkelte år på 1800-tallet enn det har vært nå.

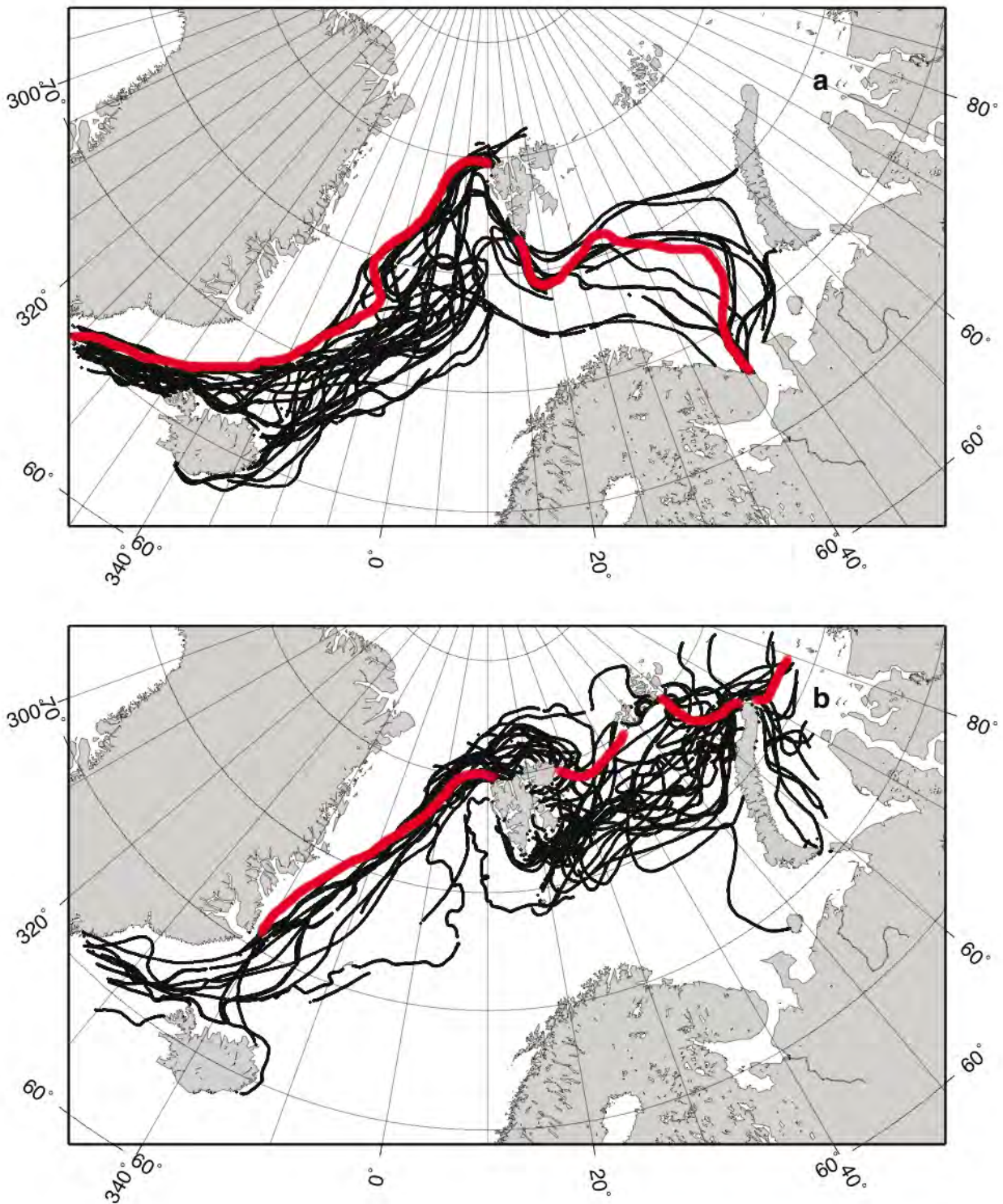
Estimat for isutbredelsen i hele Arktis fra 1900 til nå er laget ved å sette sammen sporadiske observasjonsdata fra før 1979 med systematiske satellittbaserte data etter 1979 (Walsh og Chapman, 2001). I første halvdel av det 20. århundre har estimatene stor usikkerhet, mens fra 1950-tallet og utover har isobservasjonene økt slik isarealet etterhvert er beregnet ganske nøyaktig. Særlig har det vært viktig at russerne har drevet regulær isovervåking fra fly fram til slutten 1980 tallet.

Fra 1979 har satellittdata gitt systematisk og detaljerte målinger av isdekket i hele Arktis, og dette faller sammen med perioden hvor isdekket har avtatt i varierende grad for de ulike delene av Arktis (figur 3.4.2a). Det mest karakteristiske trekket i månedsdataene er forskjellen mellom sommer og vinter. Den største reduksjonen isarealet forekommer i september, som er måneden med minimum isdekke i Arktis, mens reduksjonen om vinteren er mye mindre.

Sommerutbredelsen har særlig avtatt etter 2002, og med et ekstremt minimum i 2007 (figur 3.4.2b), da isarealet var 37 % lavere enn middleverdien for perioden 1979 til 2007 (Comiso et al. 2008). Isutbredelsen i september bestemmer hvor my flerårsis det vil være i det påfølgende år. Derfor har også flerårsisen i Arktis blitt betydelig redusert de siste årene. Fra 1979 til 2002 var reduksjonen i flerårsisen 24 %, mens for perioden 2002 til 2008 var den over 40 %. Dette betyr at en mindre del av isen består av tjukk flerårsis og en større del er tynnere førsteårsis.

For Barentshavet har isutbredelsen avtatt de siste 30 år, mest om vinteren og mindre om sommeren (figur 3.4.3).



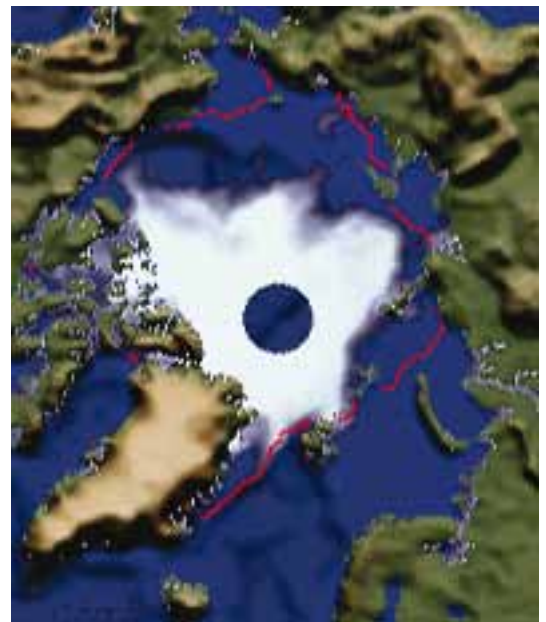
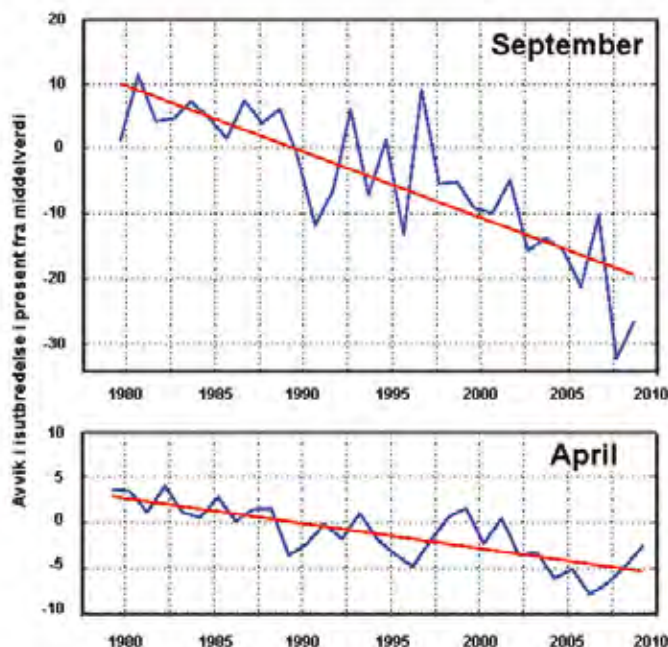


Figur 3.4.1  
Iskantposisjoner for perioden 1850–1899 (svarte linjer) analysert av Divine og Dick (2006), med midlere iskant fra perioden 1979–2000 basert på satellittdata er markert med rød linje. (a) viser data for april og (b) viser data for august.

### 3.4.2 Istjukkelse

Istjukkelse er ikke målt på samme systematiske måte som isarealet fordi satellittmålinger av istjukkelse ikke har vært mulig før i de siste årene. Derfor er istjukkelsesdata innsamlet med forskjellige metoder i ulike deler av Arktis, og resultatene er divergerende. Den største endringen er observert i dyphavsbaseneget i det indre Arktis hvor flerårsisen har vært dominerende inntil for få år siden.

Sonarmålinger fra ubåt-tokter fra 1958 og fram til 2000 har vist at den årlige midlere is-

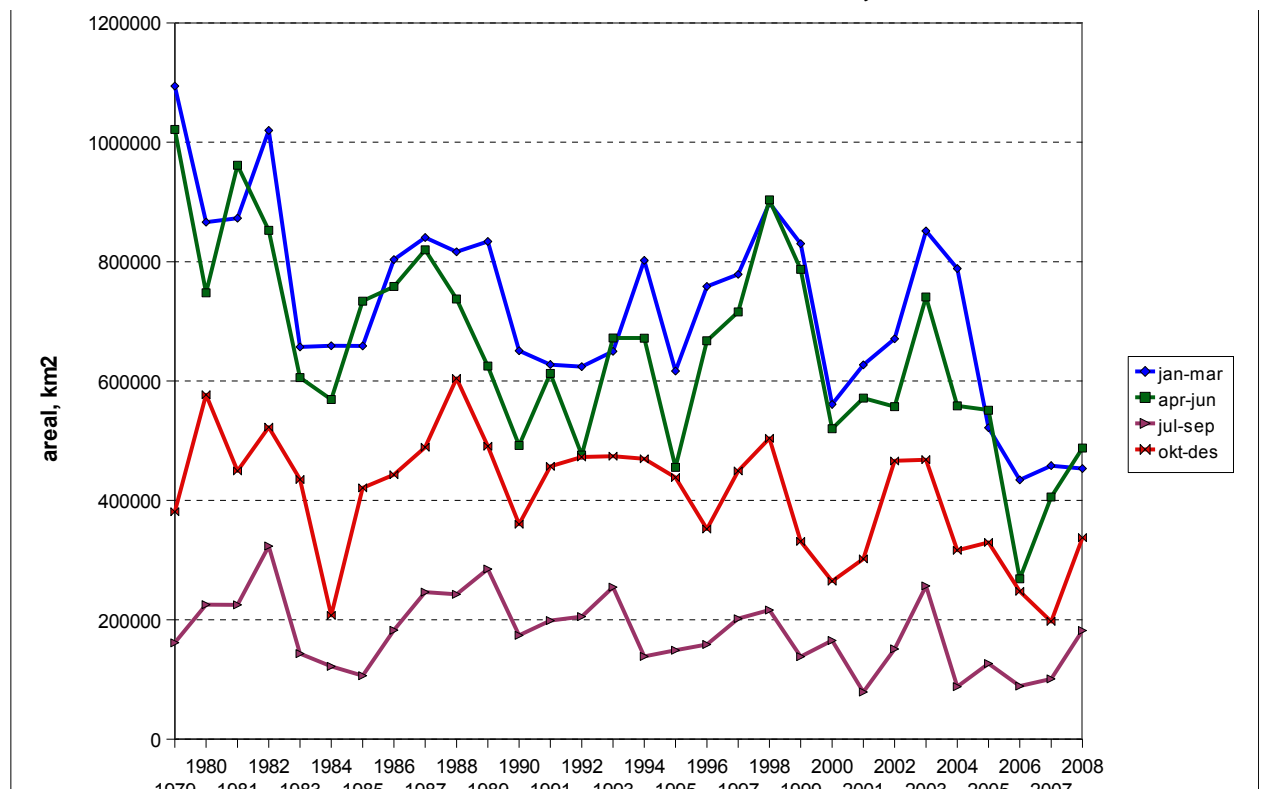


Figur 3.4.2  
 (a) Blå kurver viser årlig avvik i isutbredelse for september og april i hele Arktis, regnet i prosent av middelverdi for perioden 1979–2000. For september er middelverdien 7,4 millioner km<sup>2</sup>, og for april 13,3 millioner km<sup>2</sup>. Røde linjer viser trend i reduksjon av isutbredelsen, som er på ca. 30 % for september og ca. 8 % for april. (b) Minimum isutbredelse i september 2007 er indikert som hvitt område. Den røde kurven viser midlere isutbredelse for september i perioden 1979–2008. Sirkelen rundt Nordpolen er ikke dekket med data, men det antas at dette området er dekket med 100 % is.

tjukkelsen i dette området har avtatt fra 3,71 m i 1980 til 2,46 m i 2000. Dette datasettet består av over 2000 målinger som hver dekker en 50 km lang strekning med sammenhengende sonarmålinger (Rothrock et al., 2008).

Andre målemetoder som elektromagnetisk induksjonsmålinger fra helikopter viser at istjukkelsen i området rundt Nordpolen har avtatt med over 40 % fra 2001 til 2007 (Haas et al., 2008). I de grunne havområdene og nær kyster har målinger vist liten eller ingen reduksjon av istjukkelsen (Melling et al. 2005; Haas 2004; Polyakov et al. 2003, Gerland et al., 2008). Noen av disse områdene har for

Figur 3.4.3  
 Isutbredelse i Barentshavet presentert som tre måneders middel for årene 1979–2008.





det meste førsteårsis, som dannes i løpet av en vintersesong og smelter om sommeren.

Altimeterdata fra satellitter kan brukes til å beregne istykkelsen over så å si hele Arktis. Metoden består i å måle isens fribord, som er høyden fra den isfrie havoverflate til toppen av isen, og omregne fribord til istykkelse. Dette forutsetter at snødekket og isens tetthet er kjent. IceSat har produsert laser-altimeter -målinger over polområdene fra 2003 til 2008 og analyser over sjøis viser at dataene gir unike synoptiske månedsmiddel av istykkelse over hele Arktis. IceSat-data kan dokumentere at både flerårsisen og førsteårsisen har blitt tynnere fra 2006 til 2008 over store deler av Arktis (Kwok and Cunningham, 2008). Altimeterdata fra CryoSat vil bli tilgjengelig fra 2010 for måling av istykkelse i polarområdene.

### 3.4.3 Isdrift

Isdrift er den tredje viktige isparameteren som har betydning for mengde og variabilitet i det arktiske isdekket. Isdriften er drevet av vind og strømforhold, hvor vind spiller størst rolle på storskala, mens strøm er viktig på lokal skala hvor tidevann, virvler og jetstrømmer i iskannten påvirker isdriften (Johannessen et al., 1994). Isdrift som konvergerer, er en vesentlig mekanisme for dannelse av isrygger, mens divergens i isdriften åpner opp leder som har betydning for varmefluxen fra hav til atmosfære.

Data for storskala isdrift er hovedsakelig innsamlet gjennom det internasjonale arktiske bøyeprogrammet (<http://iabp.apl.washington.edu/>), som startet i 1990, og fra satellittdata (e.g. <http://cersat.ifremer.fr/>). Data tilbake til 1950 er tilgjengelig fra de russiske drivende stasjoner og andre ekspedisjoner i polhavet. Analyser av tilgjengelige isdriftdata sammen med vinddata fra 1950-tallet og fram til idag viser at både isdrift hastighet og vindstress har økt i denne perioden (Hakkinen et al., 2008). Dette kan forklares med økt lavtrykksaktivitet i polbassenget hvor den transpolare drift viser høyere hastighet i isdriften.

Under «Tara»-ekspedisjonen fra 2006 til 2008, som var et forsøk på å repetere «Fram»-ekspedisjonen fra 1893 til 1896, drev fartøyet fra Laptev havet til Framstredet med over dobbelt så stor hastighet som «Fram» og andre tilsvarende ekspedisjoner (Gascard, et al., 2008). Dette tilskrives både økt vind og at tynnere is gir høyere driftshastighet enn tjukkere is.

Ved å kombinere isdriftdata med istykkelsesdata og areal med flerårsis, kan det lages analyse av alderen på isen Arktis og følge denne år for år (Rigor and Wallace, 2004).

Den første kraftige reduksjonene i flerårsisen skjedde i perioden 1988–1990, mens utover 1990-tallet varierte mengden av flerårsis på et lavere nivå enn på 1980-tallet. Fra 2005 har den gamle flerårsisen, som er 10 år eller eldre, praktisk talt forsvunnet.

### Referanser

- Comiso, J.C. (2002): «A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic.» *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1956, doi:10.1029/2002GL015650
- Comiso, J.C., C.L. Parkinson, R. Gersten, et al. (2008): «Accelerated decline in the Arctic sea ice cover.» *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972
- Gascard, J. C., et al. (2008): «Exploring Arctic transpolar drift during dramatic sea ice retreat.» *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 89, 21–28
- Gerland, S., A.H.H. Renner, F. Godtliessen, D. Divine & T.B. Løyning (2008): «Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007.» *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06501, doi:10.1029/2007GL032716
- Haas, C. (2004): «Late-summer sea ice thickness variability in the Arctic Transpolar Drift 1991–2001 derived from ground-based electromagnetic sounding.» *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09402, doi:10.1029/2003GL019394
- Haas, C., A. Pfaffling, S. Hendricks, L. Rabenstein, J.-L. Etienne & I. Rigor (2008): «Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat.» *Geophys. Res. Lett.*, 35, L17501, doi:10.1029/2008GL034457.
- Hakkinen, S., A. Proshutinsky & I. Ashik (2008): «Sea ice drift in the Arctic since the 1950s.» *Geophys. Res. Lett.*, 35, L19704, doi:10.1029/2008GL034791
- Johannessen, O.M., S. Sandven, W.P. Budgell, J.A. Johannessen & R. Shuchman (1994): «Observation and Simulation of Ice Tongues and Vortex-Pairs in the Marginal Ice Zone.» *Nansen Centennial Volume, American Geophysical Union Monograph* 85, pp. 109–136
- Johannessen, O.M., E.V. Shalina & M.W. Miles (1999): «Satellite evidence for an arctic sea ice cover in transformation.» *Science*, 286, 1937–1939
- Johannessen, O.M., L. Bengtsson, M.W. Miles, et al. (2004): «Arctic climate change-observed and modelled temperature and sea ice.» *Tellus*, 56(A), 328–341

- Johannessen, O. M. (2008): «Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO<sub>2</sub> on decadal time scale.» *Atmos. and Oceanic Sci. Lett.*, 1
- Kwok, R. & G. F. Cunningham (2008): «ICE-Sat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness.» *J. Geophys. Res.*, 113, C08010, doi:10.1029/2008JC004753
- Melling, H., D.A. Riedel & Z. Gedalof (2005): «Trends in the draft and extent of seasonal pack ice, Canadian Beaufort Sea.» *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24501, doi:10.1029/2005GL024483
- Polyakov, I.V. et al. (2003): «Long-term ice variability in arctic marginal seas.» *J. Climate*, 16, 2078–2085
- Rigor, I.G. & J.M. Wallace (2004): «Variations in the age of Arctic sea ice and summer sea-ice extent.» *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09401, doi:10.1029/2004GL019492
- Rothrock, D.A., D.B. Percival & M. Wensnahan (2008): «The decline in arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data.» *J. Geophys. Res.*, 113, C05003, doi:10.1029/2007JC004252
- Serreze, M.C., M.M. Holland & J.C. Stroeve (2007): «Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover.» *Science*, 315, 1533–1536
- Stroeve, J.C., M.M. Holland, W. Meier, et al. (2007): «Arctic sea ice decline: Faster than forecast.» *Geophys. Res. Lett.*, 34, L090501, doi:10.1029/2007GL029703
- Walsh, J.E. & W.L. Chapman (2001): «Twentieth-century sea ice variations from observational data.» *Annals of Glaciology*, Vol. 33, No. 1, pp. 444–448(5)

## 3.5 Klimavariasjoner etter siste istid

Framtidige klimaendringer vil være en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og et resultat av menneskelig påvirkning grunnet utslipp av klimagasser fra fossilt brensel og endret arealbruk. For å kunne skille mellom de menneskeskapte klimaendringene og de naturlige klimavariasjonene må vi vite hvordan klimaet har endret seg før den industrielle revolusjonen.

### 3.5.1 Sammendrag

Siste istid tok slutt for 11 700 år siden. I eldre steinalder, for 9000–6000 år siden, vokste det furu på deler av Hardangervidda og de største isbreene i Norge var i perioder bortsmeltet. Årsaken var at sommertemperaturen var omtrent 1,5–2 grader høyere enn i perioden 1961–90, noe som skyldtes at jorda var nærmere sola om sommeren, og at jordas helningsvinkel var større enn i dag.

I Middelalderen (ca. år 500–1500) var det generelt et mildt klima i Skandinavia med en middeltemperatur 0,5–1 °C høyere enn gjennomsnittstemperaturen i det 20. århundre. Det milde klimaet gjorde det mulig for nordboere å bosette seg på Grønland. Årsaken til det milde klimaet var sannsynligvis en kombinasjon av høy solaktivitet og få vulkanutbrudd.

Framtidige klimaendringer vil skyldes en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og menneskelig påvirkning. Ved å studere fortidens klima er det funnet vitenskapelig belegg for at det er en menneskeskapt påvirkning på klimaendringene de siste 50 årene.

Mye av den naturlige klimavariasjonen

er regional og ikke global og preges av at det er varmere noen steder, mens det er kaldere i andre områder. Særlig gjelder dette for klimasvingninger som er kortere enn hundre års varighet. For eksempel forekom varmeperioden i steinalderen først og fremst på høye nordlige breddegrader og knyttet til langsomme endringer i jordens bane rundt sola, mens tropene ikke var varmere enn i nåtiden.

### 3.5.2 Rekonstruksjon av klimaendringer

I Norge går pålitelige instrumentelle meteorologiske data tilbake til ca. 1860. Disse gir imidlertid et kort perspektiv for å kunne si noe om hvordan klimaet har variert i fortiden grunnet naturlige svingninger. Forskere på feltet fortidsklima, kalt paleoklima, forsøker derfor å rekonstruere klimaet tilbake i tid (f.eks. temperatur, nedbør og vind) med så liten usikkerhet og så god tidsoppløsning som mulig.

Videre prøver man å finne årsakene til de observerte klimaendringene, gjerne ved å sammenligne rekonstruksjonene med simuleringer fra klimamodeller lik dem som brukes til å beregne framtidsklima. Slik kan man også undersøke modellenes evne til å beskrive større klimaendringer enn dem som er observert de siste 150 år.

For å rekonstruere klimaet må forskerne benytte seg av indirekte data fra naturlige arkiver (figur 3.5.1). Man benytter geologiske data (f.eks. marine organismer og havbunnsedimenter), landdata (f.eks. sedimenter fra innsjøer, morener, kalkutfellinger i grotter), glasiologiske data (iskjerner og isbreer), biologiske data (f.eks. pollen, planterester, insek-

Klimaet på jorda er bestemt av solinnstråling, innhold av klimagasser og jordoverflates egenskaper (f.eks. snø/bredeknning og ulike typer vegetasjonsdekke).

Det vokste trær på deler av Hardangervidda i steinalderen, for 8000–6000 år siden og samtidig var de største

isbreene i Norge bortsmeltet. Årsaken var høyere sommertemperaturer i nordlige områder, noe som skyldtes at jorda var nærmere sola om sommeren og jordas helningsvinkel var større enn i dag.

I middelalderen var det en overvekt av varme somre

på den nordlige halvkule, med en middeltemperatur 0,5–1 °C høyere enn gjennomsnittstemperaturen i det 20. århundret. Det milde klimaet gjorde det mulig for Nordboere å bosette seg på Grønland.





Figur 3.5.1  
 Forskjellige typer naturlige klimaarkiver og organismer som man kan bruke til å rekonstruere klimaendringer i fortiden [foraminiferer, pollenkorn, årringer i tre, hodekapsel av fjærmygg, sedimenter (avsetninger i innsjøer og i havet), iskjerner, isbreer, dryppsteiner i huler].

ter, treringer) og historiske data (nedtegnelse i kirkebøker, gårdsdagbøker, brev etc.).

### 3.5.3 Brevariasjoner

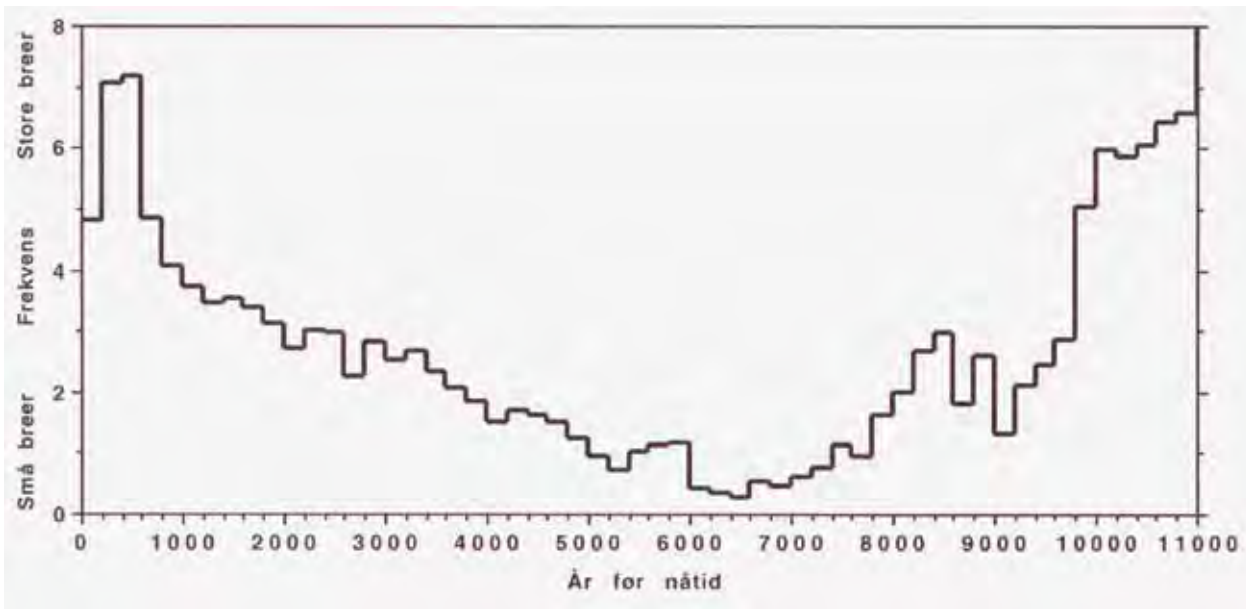
I løpet av og umiddelbart etter slutten av siste istid for omtrent 11 700 år siden, var det flere hurtige og markerte klimavariasjoner som førte til betydelige breframstøt i Norge. Økt ferskvannstilførsel til Nord-Atlanteren fra de omkringliggende innlandsisene over Nord-Amerika, Grønland og Skandinavia har blitt foreslått som en av de mest sannsynlige årsakene til disse klimahendelsene. De studerte norske isbreene smeltet tilsynelatende helt bort minst en gang i perioden etter siste istid. Breene var generelt på sitt minste for omtrent 6600–6000 år siden (figur 3.5.2). De fleste norske isbreene nådde sin største utbredelse un-

der «den lille istid» på midten av 1700-tallet. Deretter smeltet breene gradvis tilbake til begynnelsen av 1900-tallet. På 1930- og 40-tallet trakk imidlertid de fleste norske breene seg mye tilbake som en kombinert effekt av varme somre og noe redusert vintervedbør.

Maritime (kystnære) breer med kort reaksjonstid (mindre enn 10–15 år) begynte å rykke fram på midten av 1950-tallet, mens lange utløpsbreer med lenger reaksjonstid fortsatte å smelte tilbake til 1970- og 1980-tallet. Maritime breer gikk kraftig fram på midten av 1990-tallet på grunn av mye vintervedbør og dermed store snømengder på breene. Etter 2000 har de fleste breene smeltet svært raskt tilbake (noen mer enn 100 meter i året) hovedsakelig på grunn av varme somre (Nesje 2009).

### 3.5.4 Vegetasjonsutvikling, temperatur- og nedbørendringer siden siste istid basert på data fra plantemateriale

Analyser av pollen og andre planterester fra vann og myrer viser at like etter at landet vårt ble isfritt startet en rask etablering og utvikling av den lokale vegetasjonen. Først var den dominert av urter, siden kom også lyng og busker.

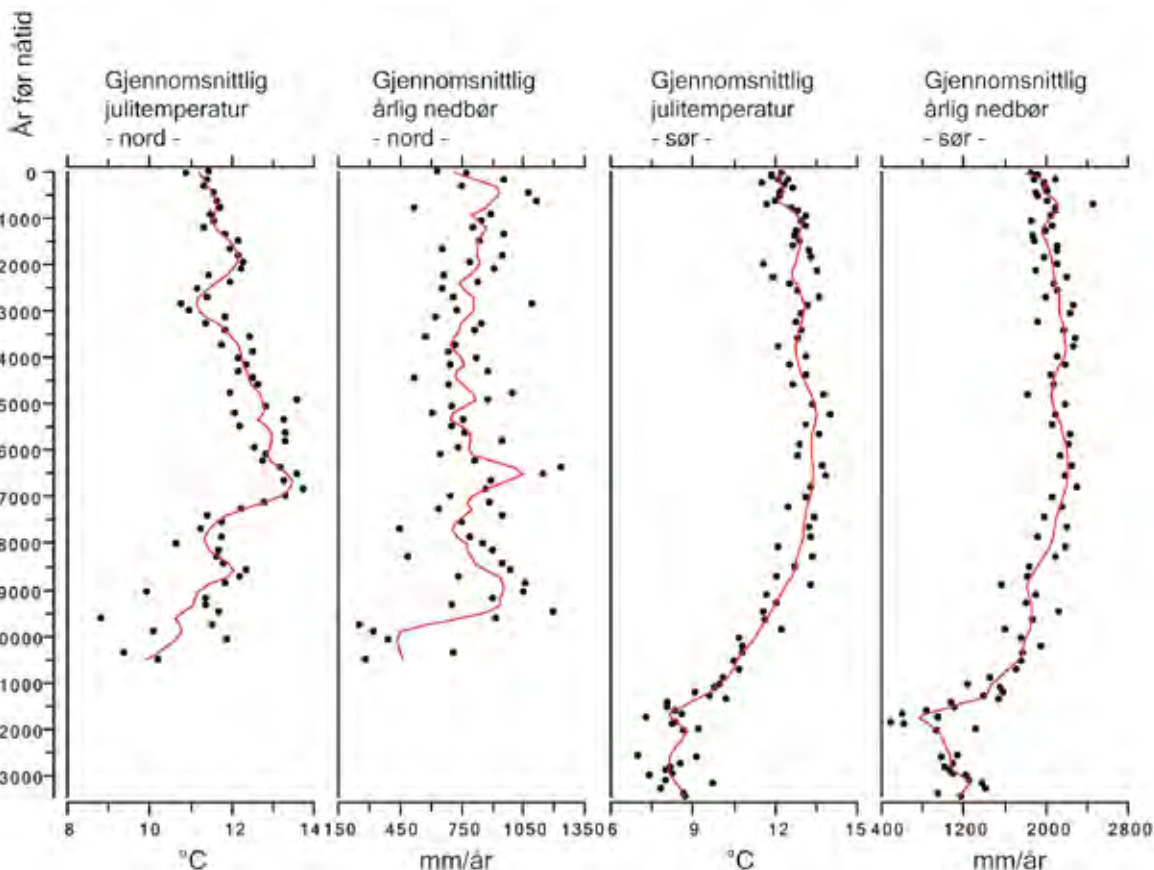


Figur 3.5.2  
Brevariasjoner i Skandinavia i perioden etter siste istid (gjennomsnitt av 16 rekonstruksjoner, der 15 av disse er fra Norge og en er fra Nord-Sverige), 200-års intervaller. Etter Nesje (2009).

Etter hvert som jordsmonnet ble utviklet og temperaturen steg, ble også treslagene etablert. Bjørka var etablert i høyfjellet i Sør-Norge så tidlig som for 10 300 år siden (Paus mfl. 2006), og funn av bjørkefrukter og rakleskjell sammen med store mengder pollen viser at bjørka var vanlig i fjellet i Sør-Norge for rundt 8500 år siden (Bjune 2005, Bjune mfl. 2005). På denne tiden var det et varmere og tørrere klima enn i dag.

Figur.3.5.3  
Variasjoner i gjennomsnittlig julitemperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser. Basert på Bjune mfl. (2004, 2005).

På vestsiden av Hardangervidda var tre-grensen noen steder opptil 200 m høyere enn dagens nivå, i Jotunheimen nådde den 100 m høyere enn i dag, og i nord hadde bjørkesko-





gen større utbredelse enn i dag. Funn av furustokker i myrer i de østlige delene av Hardangervidda viser at furu vokste opp mot 1200 moh. så tidlig som for mellom 9650 og 9300 år siden. Maksimal utbredelse av tregrensen var i perioden 9000–6000 år siden, da den midlere sommertemperaturen i vår region var på sitt høyeste, ca. 1,5–2 °C høyere enn dagens (1961–90) gjennomsnitt.

Gjennom de siste 5000–4000 årene har det vært en senkning av tregrensen, muligens på grunn av en kombinasjon av et våtere og kaldere klima og menneskelig utnytting av landskapet. Sommertemperaturene har blitt lavere og nedbørmengdene har økt, noe som går i disfavør av både bjørk og furu.

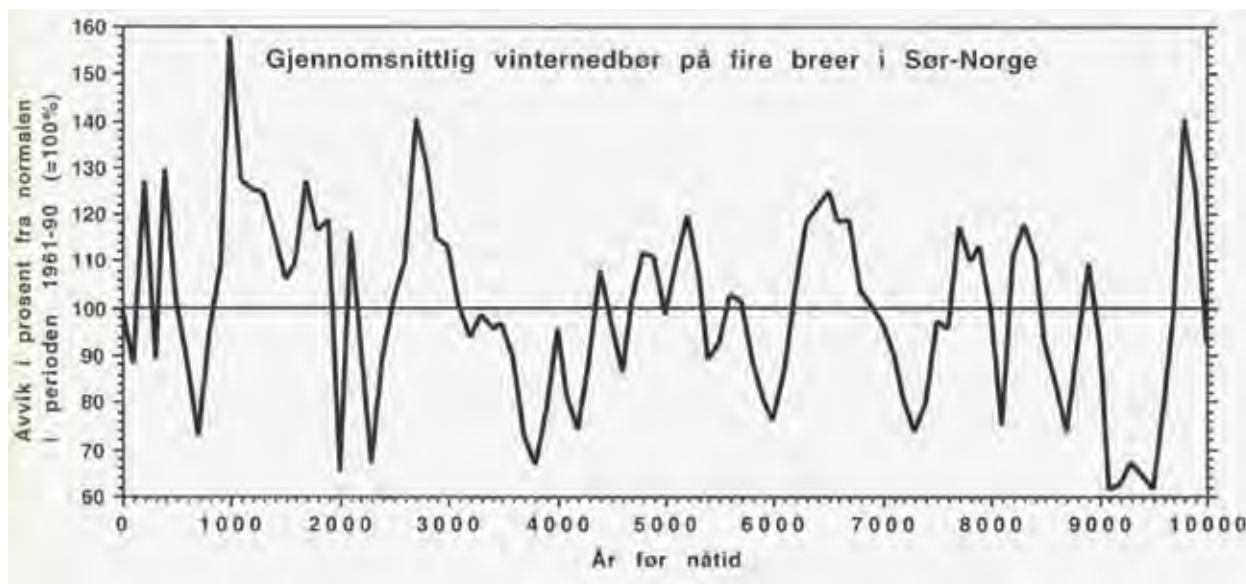
Mot slutten av 1900-tallet ble beitettrykket i fjellområdene mindre og seterdriften har opphørt mange steder. Dette har ført til en gjengroing av mange seterområder. En økning i sommertemperaturen de siste 100 årene på ca. 1 °C har gitt mer gunstige vekstforhold for trærne i fjellet og vi har sett en ekspansjon av tregrensen høyere til fjells. Figur 3.5.3 viser variasjoner i gjennomsnittlig julitemperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser.

### 3.5.5 Vinternedbør

Breer varierer på grunn av endringer i vinternedbør og sommertemperatur. Hvis man

Figur 3.5.4

Gjennomsnittlig vinternedbør (i prosent av gjennomsnittlig vinternedbør i perioden 1961–90) på fire breer i Sør-Norge (Folgefonna, Jostedalsbreen, Spørteggbreen (Jostedalen) og Bjørnbreen (Jotunheimen)). Basert på data i Bjune mfl. (2005).



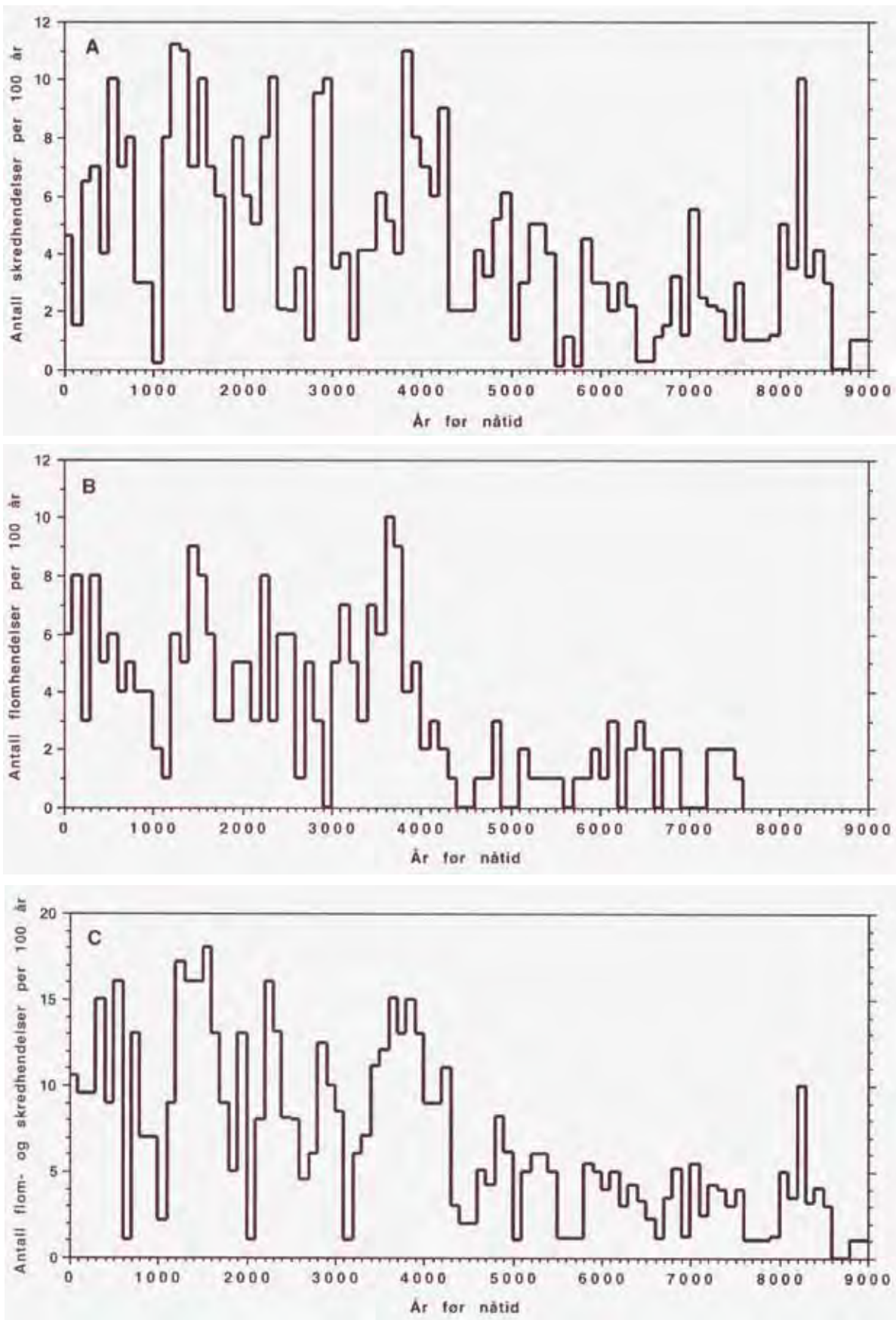
benytter uavhengige rekonstruksjoner av variasjoner i sommertemperatur, for eksempel fra biologiske data, kan man beregne hvor stor del av brevariasjonene som skyldes vinternedbør. Det har blitt gjort for flere breer i Norge.

Figur 3.5.4 viser variasjoner i gjennomsnittlig vinternedbør (i prosent av gjennomsnittlig vinternedbør i normalperioden 1961–90) på fire breer i Sør-Norge (Folgefonna, Jostedalsbreen, Spørteggbreen (øst for Jostedalen) og Bjørnbreen (i Jotunheimen)). Rekonstruksjonen viser at perioder med størst vinternedbør var for ca. 9800, 8300, 7700, 6500, 5200, 2700, 1000, 400 og 200 år siden. Perioder med lite vinternedbør var for rundt 8500–8100, 8700, 8100, 7300, 6000, 3800, 2300, 2000 og for 700 år siden (Bjune mfl. 2004).

### 3.5.6 Ekstreme værhendelser

Ekstreme værhendelser i fortiden kan rekonstrueres ut fra undersøkelser av innsjøsedimenter og snitt (skjæringer) i skredavsetninger på land. Figur 3.5.5a viser rekonstruksjoner av antall jordskredhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen (Matthews mfl., innsendt), jordskredhendelser andre steder i Øst- og Vest-Norge (Blikra og Nesje 1997, Sletten mfl. 2003, Sletten og Blikra 2007), snøskredhendelser i Møre og Romsdal (Blikra og Selvik 1998, Blikra og Sletten 2002) og snøskredaktivitet i Vandalsvatnet i Jostedalen (Nesje mfl. 2007).

Figur 3.5.5b viser rekonstruerte elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (Bøe mfl. 2006) og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer (Nesje mfl. 2001; Sletten og Blikra 2007; Støren mfl. 2008). Figur 3.5.5c viser det totale antallet snø-/jordskred- og flomhendel-



Figur 3.5.5

(A) Rekonstruksjoner av antall snø- og jordskredhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen (Matthews mfl. innsendt), jordskredhendelser andre steder i Øst- og Vest-Norge, sammenstilt av Blikra og Nesje 1997, Sletten mfl. 2003, Sletten og Blikra 2007), snøskredhendelser i Møre og Romsdal (Blikra og Selvik 1998, Blikra og Sletten 2002), snøskredaktivitet i Vanndalsvatnet i Jostedal (Nesje mfl. 2007).

(B) Elvelfommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (Bøe mfl. 2006) og elvelfommer rekonstruert i tre innsjøer (Nesje mfl. 2001, Sletten og Blikra 2007, Støren mfl. 2008).

(C) viser antall snø-/jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på (A) og (B).

ser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på figur 3.5.5a og 3.5.5b.

Figuren over antall skredhendelser (jord- og snøskred) per hundreår viser en generelt lavere aktivitet i første del av perioden etter siste istid, da sommertemperaturene generelt var høyere enn i dag. Skredaktiviteten var imidlertid relativt stor for 8300–8200, 7100–7000, 4300–3700, 3000–2800, 2400–2200, 1600–1500, 1400–1200, 800–500 og for 400–200 år siden. Den siste perioden sammenfaller med «den lille istid». Figuren over antall elveflommer per hundreår viser en markert høyere flomaktivitet etter 4000 år før nåtid, med markerte toppe for 3800–3600, 2300–2200, 1600–1400, 400–300 og 200–100 år siden. Figuren over den samlede aktiviteten av jord-/snøskred og elveflommer viser en klart mindre aktivitet de første tusenårene etter siste istid, med en markert økning for rundt 4000 år siden. Ut fra figuren var den høyeste aktiviteten fra rundt 1600 til 1200 år siden.

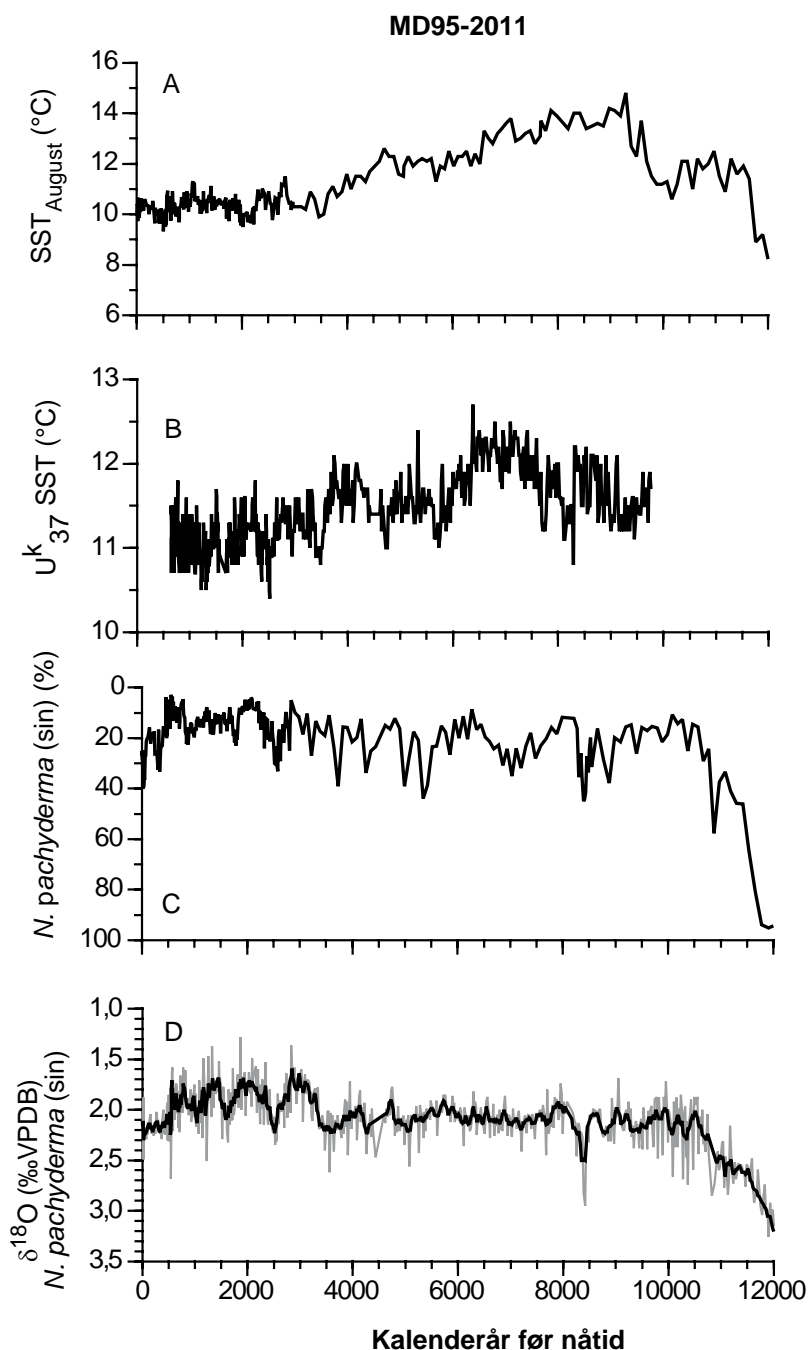
### 3.5.7 Havtemperatur og sjøis

Rekonstruksjon av temperaturendringer i overflatelaget i Nord-Atlanteren og De nordiske hav i perioden etter siste istid har blitt gjort med en rekke ulike metoder (proksy) og på grunnlag av ulike organismer som lever i havet (for eksempel foraminiferer, radiolarer, diatoméer og cocolitter). I en sedimentkjerne fra Vøringplatået er det gjort en rekke analyser som kaster lys over temperaturutviklingen i havvannet utenfor norskekysten siden slutten av siste istid (figur 3.5.6) (Andersson mfl. 2003; Risebrobakken mfl. 2003).

Temperaturutviklingen i de forskjellige proksiene er ganske

forskjellig, både med hensyn til amplitude og trender (for detaljer, se referanser i Jansen mfl., 2008). Proksiene grupperer seg i to kategorier; de som viser et distinkt temperaturmaksimum i første del av etteristiden [diatoméer og alkenoner, (A) og (B)] og rekonstruksjoner basert på foraminiferer (C og D) og radiolarer (ikke vist) som ikke viser et temperaturoptimum i første halvdel av etteristiden. Proksiene basert på foraminiferer viser heller en motsatt trend, med en oppvarming mot slutten av etteristiden og større temperaturvariasjoner på hundre- og tusenårsskala etter ca. 4000 år før nåtid.

Man har tolket resultatene fra diatoméne og alkenonene til å gjenspeile temperaturutviklingen i overflatelaget om sommeren (ligner på temperaturrekonstruksjoner fra lokali-



Figur 3.5.6

Temperaturkurver fra kjerne MD95-2011 fra Vøringplatået:

Basert på

(A) diatoméer

(B) alkenoner

(C) prosentandelen av foraminiferarten *N. pachyderma* (sin), og

(D) oksygenisotoper i foraminiferarten *N. pachyderma* sin.

Modifisert etter Jansen mfl. (2008).



teter på fastlandet), mens rekonstruksjonene fra foraminiferene gjenspeiler temperaturutviklingen gjennom hele året (inkludert vinteren) i de dypere vannmassene.

Basert på radiokarbondateringer av blåskjell og O-skjell i hevede marine avsetninger i kystområdene rundt Svalbard (Salvigsen mfl. 1992, Hjort mfl. 1995, Salvigsen 2002) går det tydelig fram at sjøtemperaturene i overflaten om sommeren må ha vært en god del varmere enn i dag rundt Svalbard mellom 11 000 og 4000 år før nåtid. Dette understøttes av en rekonstruksjon av variasjoner drivisutbredelsen (basert på mengden kvarts i havbunnsedimenter) nord for Island (Andrews mfl. 2009).

Historiske data tyder på at det var mest sjøis rundt Island i årene AD 968, 1048, 1309, 1331, 1364, 1467, 1474, 1494, 1638, 1688, 1776 og på midten av 1800-tallet (Ogilvie 1992, Ogilvie og Jónsson 2001), noe som er understøttet av indirekte (proksy) data for sjøisutbredelse (Massé mfl. 2008).

### 3.5.8 Årsaker til klimaendringer etter siste istid

For å kunne skille mellom de menneskeskapte klimaendringene og de naturlige klimavariasjonene, må vi vite hvordan klimaet har endret seg før den industrielle revolusjonen. Variasjoner i solinnstrålingen som følger små variasjoner i jordas bane rundt sola har ikke endret seg de siste hundreårene og de kan derfor ikke forklare oppvarmingen som har funnet sted siden 1900-tallet.

I følge FNs klimapanel sin rapport i 2007 kan ikke temperaturendringene de siste femti årene forklares bare ut fra naturlige variasjoner. Det er først når en legger til effekten fra klimagassene at klimamodellene stemmer overens med faktiske observasjoner. På tilsvarende måte vil framtidige klimaendringer vil være en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og menneskelig påvirkning fra fossilt brensel og arealbruk.

Sommertemperaturmaksimumet observert både på land og i overflatelaget i havet er i tråd med det astronomiske klimapådrivet. I første del av etteristiden var jorda nærmest sola om sommeren og ikke om vinteren som i dag. Dette førte til at de nordlige breddegradene fikk opptil 10–12 prosent mer solinnstråling om sommeren enn i dag. I denne perioden var sommertemperaturen i Skandinavia omtrent 2 grader høyere enn i dag. I tillegg spiller ulike værtyper, som for eksempel Den nordatlantiske oscillasjonen og klimapådriv (vulkanutbrudd og solaktivitet) en betydelig

rolle med hensyn til mer kortvarige klimaendringer.

### Litteratur

- Aas, B. & T. Faarlund (1988): «Postglasiale skoggrensener i sentrale sørnorske fjelltrakter. 14C-datering av subfossile furu- og bjørkerester.» *Norsk geografisk Tidsskrift*, Vol. 42, 25–61
- Andersson, C., B. Risebrobakken, E. Jansen & S.O. Dahl (2003): «Late Holocene surface ocean conditions in the Norwegian Sea (Vøring Plateau).» *Paleoceanography*, Vol. 18, No. 2, 1044, doi:10.1029/2001PA000654
- Andrews, J.T., D. Darby, D. Eberle, A.E. Jennings, M. Moros & A. Ogilvie (2009): «A robust, multisite Holocene history of drift ice off northern Iceland: implications for North Atlantic climate.» *The Holocene*, Vol. 19, 71–77
- Beer, J. & B.v. Geel (2008): «Holocene climate change and the evidence for solar and other forcings.» *Natural climate variability and global warming* (Batterbee, R.W. & H.A. Binney (eds.)), 138–162. Wiley Blackwell
- Bjune, A (2005): «Holocene vegetation history and tree-line changes on a north–south transect crossing major climatic gradients in southern Norway. Evidence from pollen and plant macrofossils in lake sediments.» *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 133, 249–275
- Bjune, A.E., H.J.B. Birks & H. Seppä (2004): «Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils.» *Boreas*, Vol. 33, 211–223
- Bjune, A.E., J. Bakke, A. Nesje & H.J.B. Birks (2005): «Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies.» *The Holocene*, Vol. 15, 177–189
- Blikra, L.H. & A. Nesje (1997): «Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications.» *Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene* (J.A. Matthews, D. Brunson, B. Frenzel, B. Gläser & M.M. Weiss (eds.)). *Paläoklimaforschung*, No. 19, 299–312. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart
- Blikra, L.H. & S.F. Selvik (1998): «Climatic signals recorded in snow-avalanche-dominated colluvium in western Norway:



- depositional facies successions and pollen records.» *The Holocene*, Vol. 8, 631–658
- Blikra, L.H. & K. Sletten (2002): «Klimaendringer kan påvirke skredfaren.» *Cicerone*, Vol. 11, 27–30
- Bøe, A.G., S.O. Dahl, Ø. Lie & A. Nesje (2006): «Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments.» *The Holocene*, Vol. 16, 445–455
- Dahl, S.O. & A. Nesje (1996): «A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits. A case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway.» *The Holocene*, Vol. 6, 381–398
- Grove, J.M. & A. Battagel (1983): «Tax records from western Norway as an index of Little Ice Age environmental and economic deterioration.» *Climate Change*, Vol. 5, 265–282
- Hjort, C., J. Mangerud, L. Adrielsson, S. Bondvik, J.Y. Landvik & O. Salvigsen (1995): «Radiocarbon dated common mussels *Mytilus edulis* from eastern Svalbard and the Holocene marine climatic optimum.» *Polar Research*, Vol. 14, 239–243
- Jansen, E., C. Andersson, M. Moros, K.H. Nisancioglu, B. Nyland & R.J. Telford (2008): «The early to mid-Holocene thermal optimum in the North Atlantic.» *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective* (R.W. Battarbee & H.A. Binney (eds.)). Wiley Blackwell, 123–137
- Massé, G., S.J. Rowland, M.-A. Sicre, J. Jacob, E. Jansen & S.T. Belt (2008): «Abrupt climatic changes for Iceland during the last millennium: Evidence from high resolution sea ice reconstructions.» *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 269, 564–568
- Matthews, J.A., S.O. Dahl, P.Q. Dresser, M.S. Berrisford, Ø. Lie, A. Nesje & G. Owen (submitted): «Radiocarbon chronology of colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway. A window on the changing frequency of extreme climatic events and Holocene landscape instability.» *The Holocene*
- Nesje, A. (2009): «Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia.» *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.016
- Nesje, A., S.O. Dahl, T. Thun & Ø. Nordli (2007): «The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia. Summer temperature or winter precipitation?» *Climate Dynamics*, Vol. 30, 789–801
- Nesje, A., J. Bakke, S.O. Dahl, Ø. Lie & A.G. Bøe (2007): «A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway.» *The Holocene*, Vol. 17, 269–277
- Nesje, A., S.O. Dahl, J.A. Matthews & M.S. Berrisford (2001): «A ~4500-yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway.» *Journal of Paleolimnology*, Vol. 25, 329–342
- Nesje, A., E. Jansen, H.J.B. Birks, A.E. Bjune, J. Bakke, C. Andersson Dahl, S.O. Dahl, D. Klitgaard-Kristensen, S.-E. Lauritzen, Ø. Lie, B. Risebrobakken & J.-I. Svendsen (2005): «The Nordic Seas: An Overview. Holocene climate variability in the northern North Atlantic region: A review of terrestrial and marine evidence.» *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* (H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes & W. Berger (eds.)). *Geophysical Monograph*, Vol. 158. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, 289–322
- Ogilvie, A.E.J. (1992): «Documentary evidence for changes in the climate of Iceland AD 1500 to 1800.» *Climate since AD 1500* (R.S. Bradley & P.D. Jones (eds.)). London og New York, 92–117
- Ogilvie, A.E.J. & T. Jónsson (2001): «'Little Ice Age' research: a perspective from Iceland.» *Climate Change*, Vol. 48, 9–52
- Paus, Aa., G. Velle, J. Larsen, A. Nesje & Ø. Lie (2006): «Lateglacial nunataks in Central Scandinavia: biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfat-tjønn, Tynset, Norway.» *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25, 1228–1246
- Risebrobakken, B., E. Jansen, C. Andersson, E. Mjelde & K. Hevrøy (2003): «A high-resolution study of Holocene paleoclimate and paleoceanographic changes in the Nordic Seas.» *Paleoceanography*, Vol. 18, No. 1, 1017, doi: 10.1029/2002PA000706.
- Salvigsen, O. (2002): «Radiocarbon-dated *Mytilus edulis* and *Modiolus modiolus* from northern Svalbard. Climatic implications.» *Norsk geografisk Tidsskrift*, Vol. 56, 56–61
- Salvigsen, O., S.L. Forman & G.H. Miller (1992): «*Thermophilous* molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications.» *Polar Research*, Vol. 11, 1–10

- Selsing, L. (1998): «Subfossils of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) from the mountain area of South Norway as the basis for a long tree-ring chronology.» *Norsk geografisk Tidsskrift*, Vol. 52, 89–103
- Sletten, K. & L.H. Blikra (2007): «Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications.» *Journal of Quaternary Science*, Vol. 22, 619–635
- Sletten, K., L.H. Blikra, C.K. Ballantyne, A. Nesje & S.O. Dahl (2003): «Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession. Sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering.» *The Holocene*, Vol. 13, 907–920
- Støren, E.N., S.O. Dahl & Ø. Lie (2008): «Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway.» *The Holocene*, Vol. 18, 1179–1191
- Wanner, H., J. Beer, J. Bütikofer, J.T. Crowley, U. Cubasch, J. Flückiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Joos, J.O. Kaplan, M. Küttel, S.A. Müller, I.C. Prentice, O. Solomina, T.F. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner & M. Widmann (2008): «Mid- to Late Holocene climate change: an overview.» *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, 1791–1828

## 4. Klimautvikling i nær fortid og nær framtid (1980–2030)

### Sammendrag

Perioden 1961–1990 er en internasjonalt vedtatt referanseperiode, som blir brukt til beregning av dimensjonerende verdier for planleggingsformål, og som kan bli brukt for slike beregninger helt fram til 2021. Det har imidlertid vært betydelige endringer når man sammenlikner denne perioden med en ny trettiårsperiode 1979–2008:

Årsmiddeltemperaturen for fastlands-Norge har økt med 0,5 til 0,6 °C i alle landets regioner. Økningen har vært størst om vinteren og minst om sommeren og høsten.

Årsnedbøren har i gjennomsnitt økt med 5 %. Den har særlig økt om vinteren (17 %), men også om våren (10 %). Høstnedbøren har avtatt med 3 %.

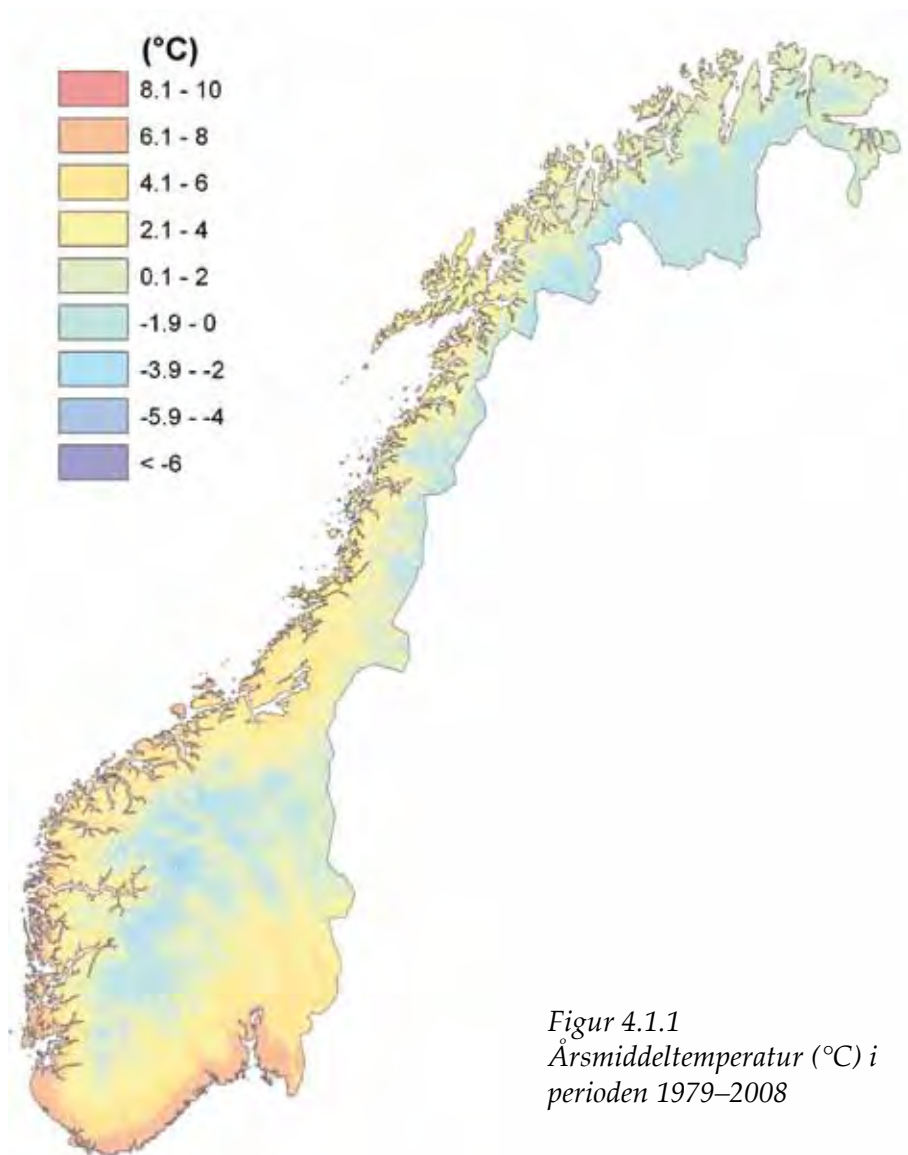
Årsavløpet for Norge anslås å ha økt med 2,5 %. For vinteren er økningen i gjen-

nomsnitt på 23 %, med store regionale variasjoner. Om sommeren er det i gjennomsnitt en liten reduksjon, mens avløpet i breelver har økt noe sommer og/eller høst.

Det er sannsynlig at endringer fra perioden 1961–1990 til perioden 1979–2008 i betydelig grad er forårsaket av naturlig klimavariabilitet, men at også menneskelig aktivitet har bidratt til disse endringene. Det er ventet at menneskeskapte endringer i klimaet vil komme stadig sterkere til uttrykk i klimavariabler kommende år. Det kan derfor anbefales at man framfor å bruke data for perioden 1961–1990 for planleggingsformål de kommende tiårene isteden bruker data for perioden 1979–2008, og i tillegg vurderer de signaler man ser i klimaframskrivninger.

## 4.1 Lufttemperatur 1979–2008

Figur 4.1.1 viser årsmiddeltemperatur for perioden 1979–2008. En sammenligning med tilsvarende kart (figur 2.2.1) for perioden 1961–90 viser at årstemperaturen har økt over hele landet (se også figur 3.1.2). Økningen er størst på Østlandet, der årsmiddeltemperaturen for den siste 30-årsperioden er mer enn 0,6 °C høyere enn i gjeldende normalperiode. I samtlige regioner (tabell 4.1.1) er det vintertemperaturen som har økt mest. For fastlands-Norge er midlere vintertemperatur ca. 1 °C høyere enn i perioden 1961–90. Minst økning (0,3–0,4 °C) har det vært sommer og høst. Kart for midlere årstidstemperatur for perioden 1979–2008 vil bli tilgjengelige over internett ([www.klimatilpasning.no](http://www.klimatilpasning.no)).



Figur 4.1.1  
Årsmiddeltemperatur (°C) i  
perioden 1979–2008

Tabell 4.1.1

Endring av temperatur (°C) fra 1961–90 til 1979–2008.

\* Svalbard er en sammensatt serie (1912–2008) for Longyearbyen/Svalbard lufthavn

Region	1	2	3	4	5	6	Norge	Svalbard*
År	0,63	0,47	0,55	0,51	0,57	0,53	0,57	1,35
Vinter	1,34	0,91	1,06	0,96	1,13	0,93	0,98	1,91
Vår	0,63	0,41	0,39	0,42	0,68	0,65	0,53	1,86
Sommer	0,34	0,37	0,44	0,39	0,30	0,26	0,37	0,66
Høst	0,35	0,30	0,39	0,29	0,22	0,32	0,33	0,97

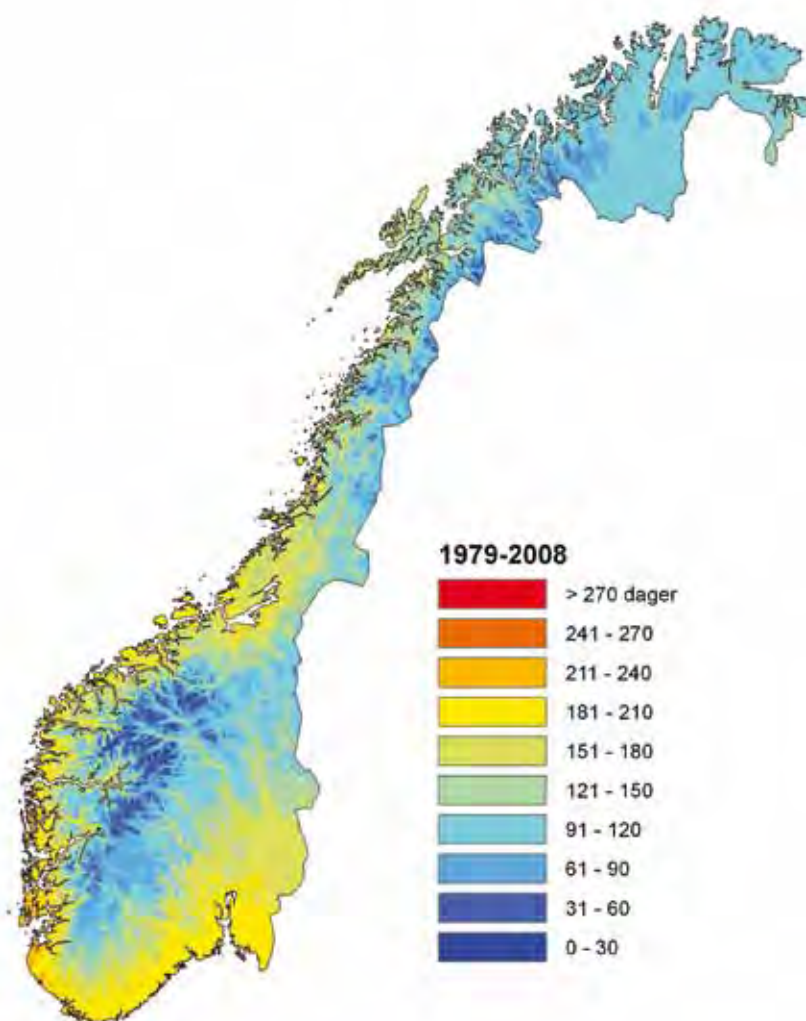


## 4.2 Vekstsesong 1979–2008

Midlere vekstsesong basert på antall døgn med middeltemperatur over 5 °C (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.2) for perioden 1979–2008 er vist i figur 4.2.1. Sammenlignet med perioden 1961–90 (figur 2.2.4) tyder figuren på at den temperaturbestemte vekstsesongen har blitt lenger (1–2 uker) over størsteparten av landet. Også i perioden 1979–2008 er vekstsesongen lengst ytterst langs kysten av Vestlandet, og maksimalverdien for vekstsesong i dette området har økt fra 225 døgn i 1961–90-perioden til 238 døgn.

Endringer i lengden av vekstsesongen i Norge i perioden 1982–2006 er også analysert ved bruk av vegetasjonsindeks basert på tolkning av satellittbilder (Karlsen et al., 2006). Trendanalyser basert på denne vegetasjonsindeksen (Karlsen et al. 2006, Karlsen et al. 2007, Karlsen et al. in press) viser for hele Sør-Norge og størstedelen av kysten av Nord-Norge en forlenget vekstsesong på opp til tre uker mot slutten av perioden 1982–2006 sammenlignet med starten av samme periode.

Avvik her er deler av Østlandet og Møre som viser en forlenget vekstsesong på over tre uker. Den satellittbaserte vegetasjonsindeksen viste tendens til stabil lengde på vekstsesongen i indre Finnmark og deler av Troms, mens Vesterålen, indre deler av Senja/Midt-Troms og Kautokeino vestfjell viste forkortet vekstsesong i perioden 1982–2006.



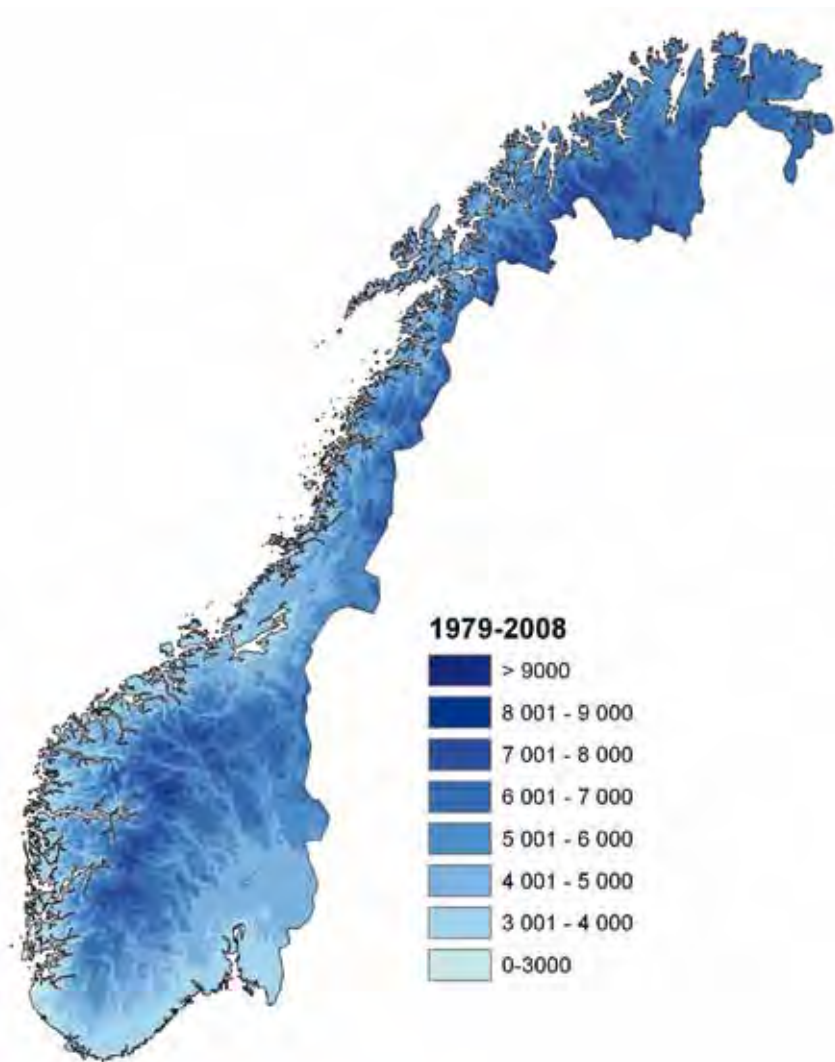
Figur 4.2.1  
Lengde (dager) av vekstsesong i perioden 1979–2008

Forskjellene mellom endringene i de temperatur- og satellittbaserte indekser for vekstsesong kan til en stor grad skyldes at de er basert på ulike tidsintervall, samt at de er beregnet på grunnlag av hhv. forskjeller mellom to 30-års perioder og trendanalyse.

## 4.3 Fyringsgraddager 1979–2008

Gjennomsnittlig fyringsgraddagssum (se definisjon i kapittel 2.2.3) for perioden 1979–2008 er vist i figur 4.3.1. En sammenligning med tilsvarende figur for perioden 1961–90 (figur 2.2.5) indikerer at energibehovet for oppvarming av boliger har avtatt over hele landet.

Størst reduksjon (mer enn 300 graddager) er det over store deler av Østlandet, i indre strøk av Trøndelag og Nordland og i store deler av Finnmark. Minst reduksjon (100–150 graddager) er det i ytre kyststrøk på Vestlandet og Trøndelag.

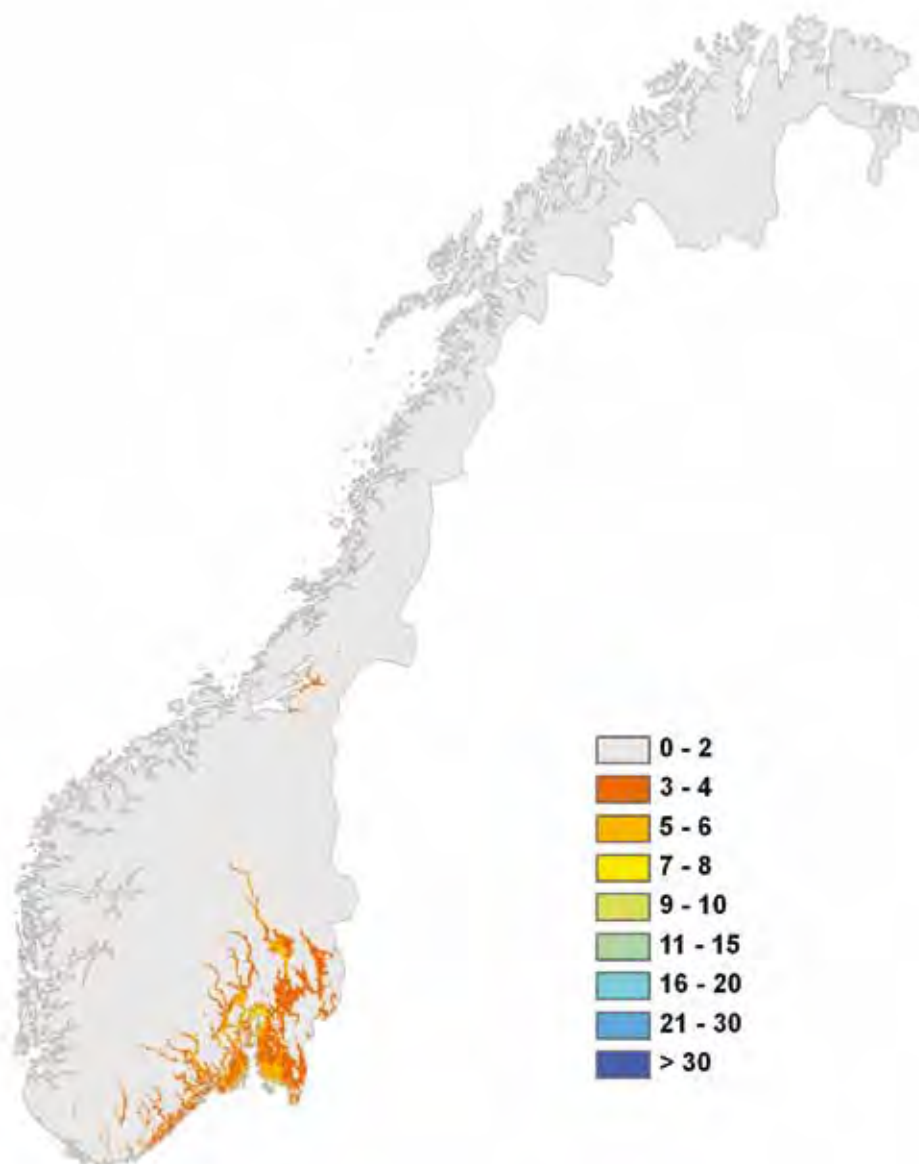


Figur 4.3.1  
Fyringsgraddagssum i perioden 1979–2008

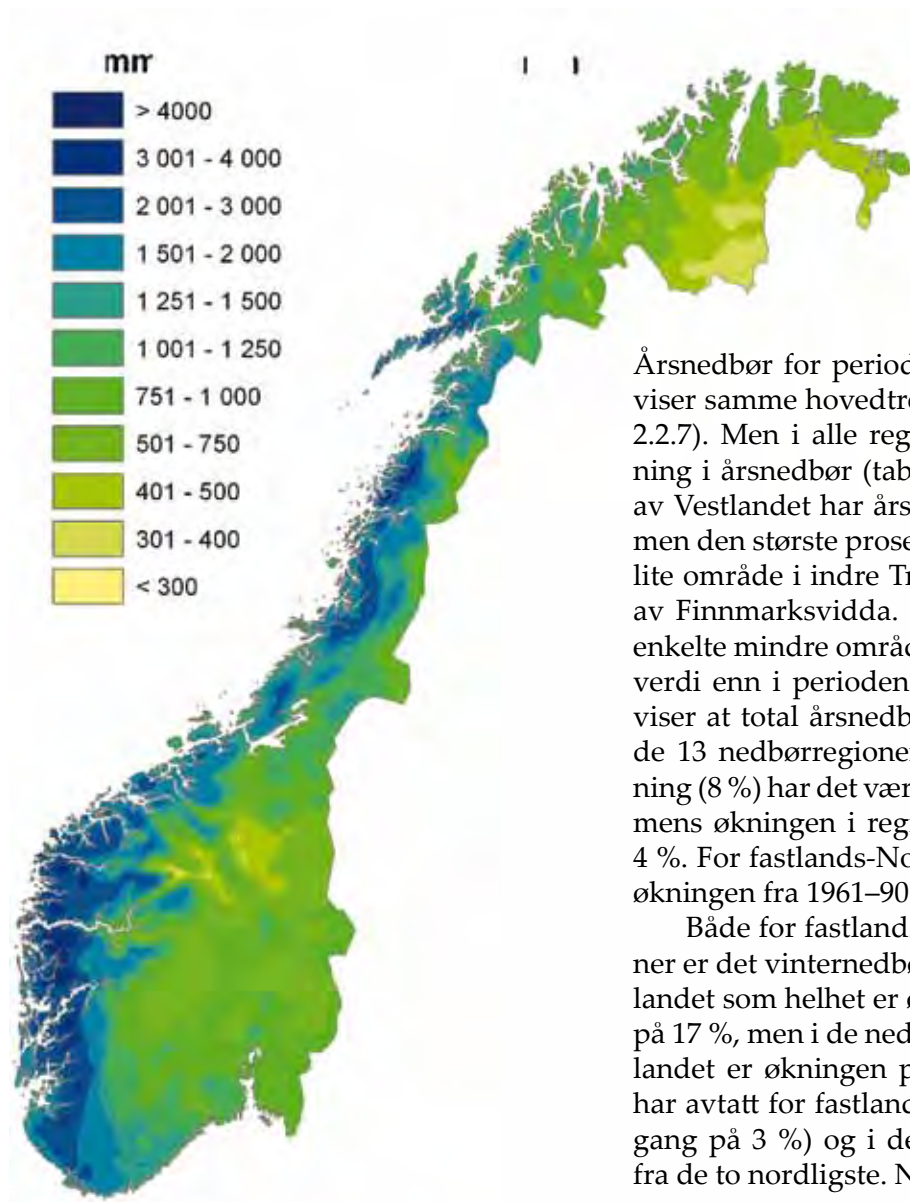
## 4.4 Varme døgn 1979-2008

Figur 4.4.1 viser at området med minst to dager i året med døgnmiddeltemperatur høyere enn 20 °C har økt betydelig fra perioden 1961–90 (figur 2.2.6). Området på Østlandet er blitt større, og det omfatter nå også store deler av sørlandskysten, samt mindre områder i indre fjordstrøk i Rogaland og Hordaland, samt indre deler av Trondheimsfjorden. Størst antall varme døgn finnes fortsatt innerst i Oslofjorden.

Figur 4.4.1  
Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i perioden 1979–2008



## 4.5 Års- og årstidsnedbør 1979–2008



Figur 4.5.1  
Midlere årsnedbør (mm)  
i perioden 1979–2008

Årsnedbør for perioden 1979–2008 (figur 4.5.1) viser samme hovedtrekk som for 1961–90 (figur 2.2.7). Men i alle regioner har det vært en økning i årsnedbør (tabell 4.5.1). Over store deler av Vestlandet har årsnedbøren økt med 5–10%, men den største prosentvise økningen finnes i et lite område i indre Troms og i sørvestlige deler av Finnmarksvidda. I Nord-Norge er det også enkelte mindre områder som har lavere nedbørverdi enn i perioden 1961–90. Men tabell 4.5.1 viser at total årsnedbør har økt for samtlige av de 13 nedbørregionene (figur 3.1.7). Størst økning (8 %) har det vært i region 4 (Sørvestlandet), mens økningen i region 1, 2, 9, 10 og 12 er på 4 %. For fastlands-Norge som helhet er nedbørøkningen fra 1961–90 til 1979–2008 på ca. 5 %.

Både for fastlands-Norge og de fleste regioner er det vinternedbøren som har økt mest. For landet som helhet er økningen i vinternedbøren på 17 %, men i de nedbørrike regionene på Vestlandet er økningen på ca 25 %. Høstnedbøren har avtatt for fastlands-Norge som helhet (nedgang på 3 %) og i de fleste regionene, bortsett fra de to nordligste. Nedbøren om våren har økt

Tabell 4.5.1

Forholdstall for års- og årstidsnedbør mellom periodene 1979–2008 og 1961–90.

N = Norge; S = Svalbard basert på en sammensatt serie (1912–2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N	S
År	1,04	1,04	1,05	1,08	1,07	1,06	1,05	1,06	1,04	1,04	1,05	1,07	1,04	1,05	1,00
Vinter	1,19	1,08	1,11	1,25	1,25	1,23	1,09	1,16	1,12	1,15	1,15	1,18	1,05	1,17	0,96
Vår	1,05	1,09	1,08	1,09	1,09	1,14	1,09	1,08	1,02	1,08	1,09	1,15	1,07	1,10	0,90
Sommer	1,02	1,05	1,06	1,01	1,00	0,99	1,06	1,07	1,11	1,04	0,98	1,01	1,05	1,02	0,97
Høst	0,97	0,98	0,98	0,99	0,95	0,93	0,98	0,96	0,95	0,95	0,99	1,03	1,02	0,97	1,12

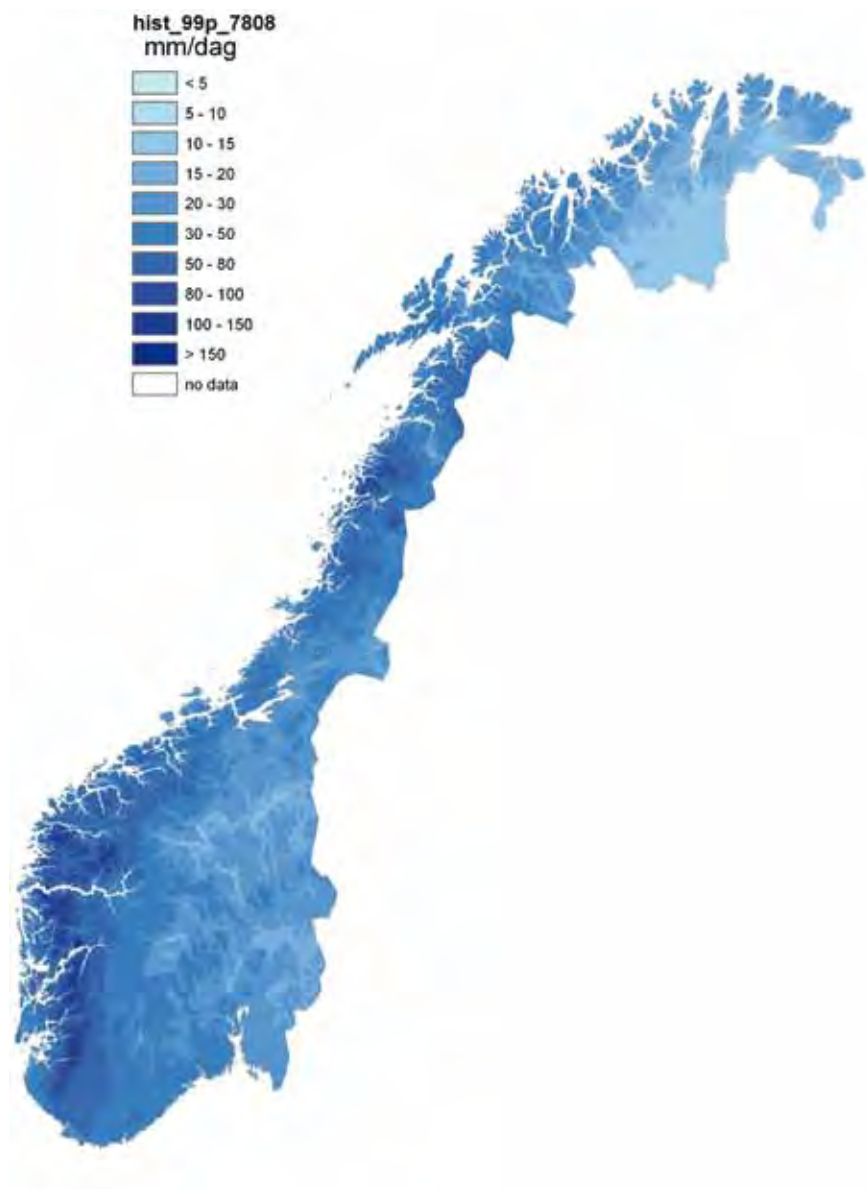


i samtlige regioner. For landet som helhet er økningen på 10 %. Kart for midlere årstidsnedbør for perioden 1979–2008 vil bli tilgjengelige over internett ([www.klimatilpasning.no](http://www.klimatilpasning.no)).

For den sammensatte serien fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn er det ingen endring i målt årsnedbør mellom de to periodene. Der har nedbøren avtatt vinter, vår og sommer, men økt om høsten (tabell 4.5.1).

## 4.6 Korttidsnedbør

Figur 4.6.1 viser 1-døgns nedbørverdi som i perioden 1979–2008 ble overskredet i 1 % av tilfellene. Sammenlignet med kartet for normalperioden 1961–90 (figur 2.2.10) er det forholdsvis små endringer. I enkelte mindre områder i Hordaland, Trøndelag, Nordland og Finnmark er nivået lavere enn i perioden 1961–90, mens det for størsteparten av landet er en tendens til svak økning. Dimensjonerende nedbørverdier for flomberegninger er ofte basert på normalperioden 1961–90, og Alfnes & Førland (2006) fant at nivået i perioden 1975–2004 på Sørvestlandet var mer enn 5 % høyere enn i normalperioden. For resten av landet var det bare små endringer i dimensjonerende nedbørverdi.



Figur 4.6.1  
Verdi på ettdøgns nedbør (mm) som ble overskredet i 1 % av tilfellene i perioden 1979–2008

## 4.7 Hydrologiske forhold

Observerte data fra vel 50 stasjoner viser at årsavløpet for Norge sett under ett har økt med 2,5 % for perioden 1979–2008 i forhold til normalperioden. Størst økning har det vært i breelver fra Jostedalsbreen (10 %). I lavlandet på Østlandet, på Vestlandet og i Troms er økningen på vel 5 %. På Fosenhalvøya og i Nordland har årsavløpet avtatt ubetydelig. Disse endringene er relativt små sammenliknet med de variasjonene man kan ha fra et år til et annet.

For vinteren derimot er økningen på hele 23 %, men med betydelig variasjon fra region til region. Størst økning er det på Østlandet med 51 % i lavlandet og 35 % i fjellet. Økningen er også på vel 30 % i Troms. Økningen er minst i Finnmark (1 %) og i Midt-Norge (8 %). For våren er økningen på i underkant av 6 % for hele landet. Økningen er størst i Troms (16 %) og i breelvene (15 %). På Fosen har avløpet avtatt med 4 % om våren, ellers er det små endringer.

Sommeren og høsten har hatt en reduksjon i avrenningen på ca 1 %. Østlandet, Sørlandet, Fosen og Nordland er blitt tørrere om sommeren. På Sørlandet har sommeravløpet avtatt 13 %. I breelvene og i Midt-Norge har avløpet økt med 8 og 6 %. Om høsten har avløpet i breelvene og i Troms økt med 10 %, mens det har avtatt fra Vestlandet til Nordland.

Figur 4.7.1 viser gjennomsnittlig prosentvis endring i avløpet for året og de fire årstidene. En forutsetning for valg av stasjoner i hver region er at det er dataserier med datadekning i hele perioden fra 1961–2008, og at

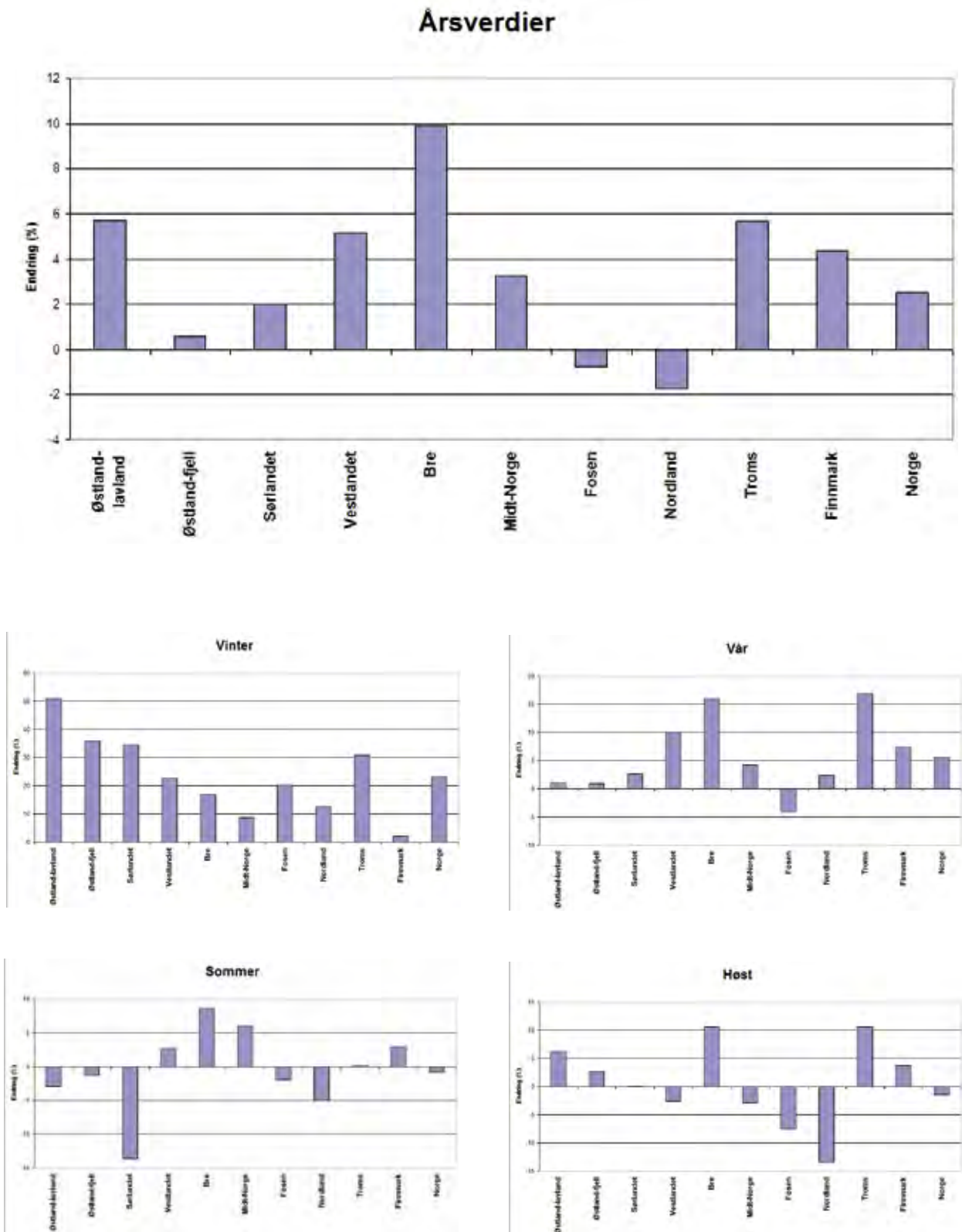
seriene ikke er påvirket av regulering. (For et par serier er normalverdien beregnet på serier som starter i 1962.) Dette gjør at endringene i noen regioner bygger på svært få stasjoner. Det er også lokale forskjeller i endringene av sesongverdiene i de ulike regionene. På Vestlandet er det avvik mellom stasjoner ytterst på kysten og i de indre fjordbunnene. På Østlandet fører flomdempning i store innsjøer til forskjeller under vårflommen.

Den klareste endringen som er påvist er økningen i vinteravløpet på Østlandet. At økningen er større i lavlandet enn i fjellet viser at det må ha vært flere mildvær med smelting kombinert med regnvær enn i normalperioden.

Den mest konsistente økningen er likevel påvist i brevassdragene. Der øker avløpet i alle sesonger. Figur 4.7.2 viser årlig avvik fra middelavløpet og avløpet i de fire årstidene for Nigardssjøen. Denne stasjonen har 74,9 % bre i nedbørfeltet. Figur 4.7.3 viser kumulativ endring i massebalansen på breer i Sør-Norge (Kjøllmoen, 2009). Mens breer i Jotunheimen har minket betydelig har de vestlige, mer maritime breene økt siden 1988. Økning i breavløpet fra 1993 om sommer og høst må skyldes økt bresmelting kombinert med endring i nedbør i den befrie delen av feltet.

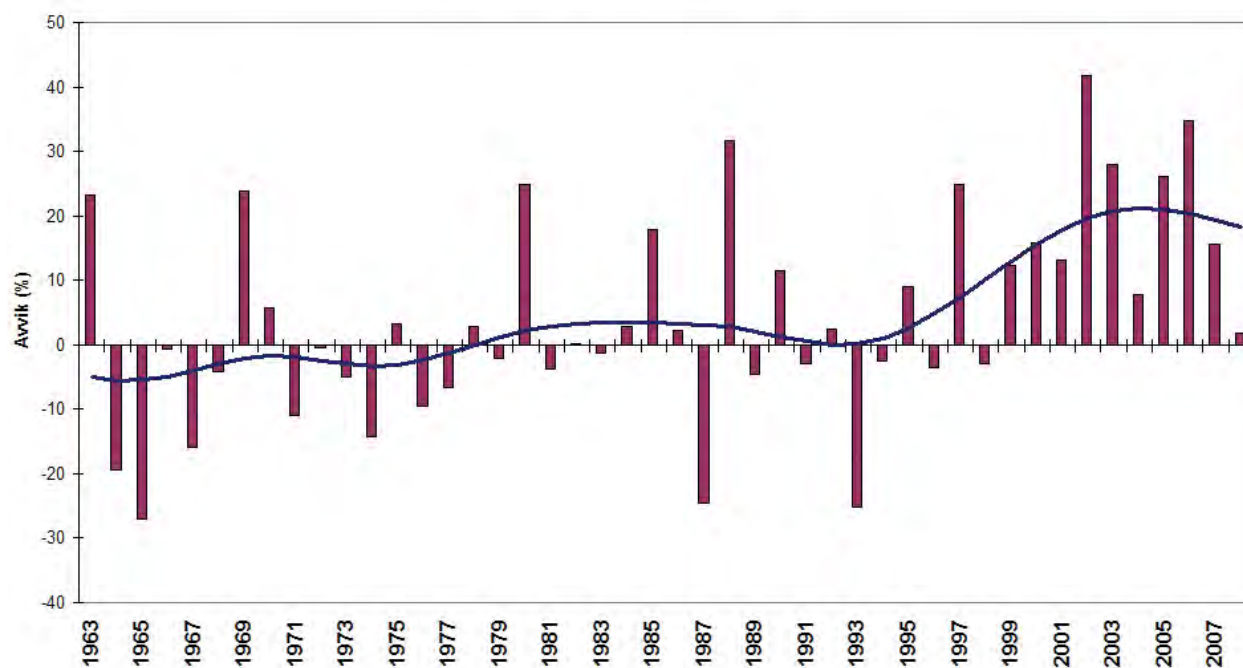
### Referanse

Kjøllmoen, B. (ed) (2009): *Glaciological investigations in Norway in 2008*. NVE-report no 2-2009. Oslo. ISBN 978-82-410-0686-9

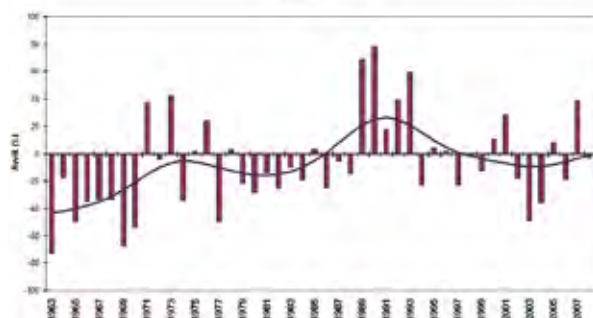


Figur 4.7.1  
Endring (%) i årsmidler og sesongmidler for avløp fra perioden 1961–90 til 1979–2008

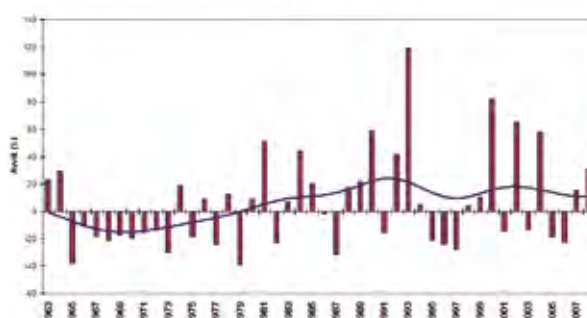
## Nigardsjøen (år)



Vinter



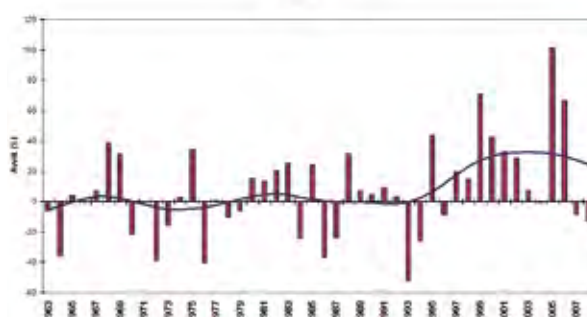
Vår



Sommer

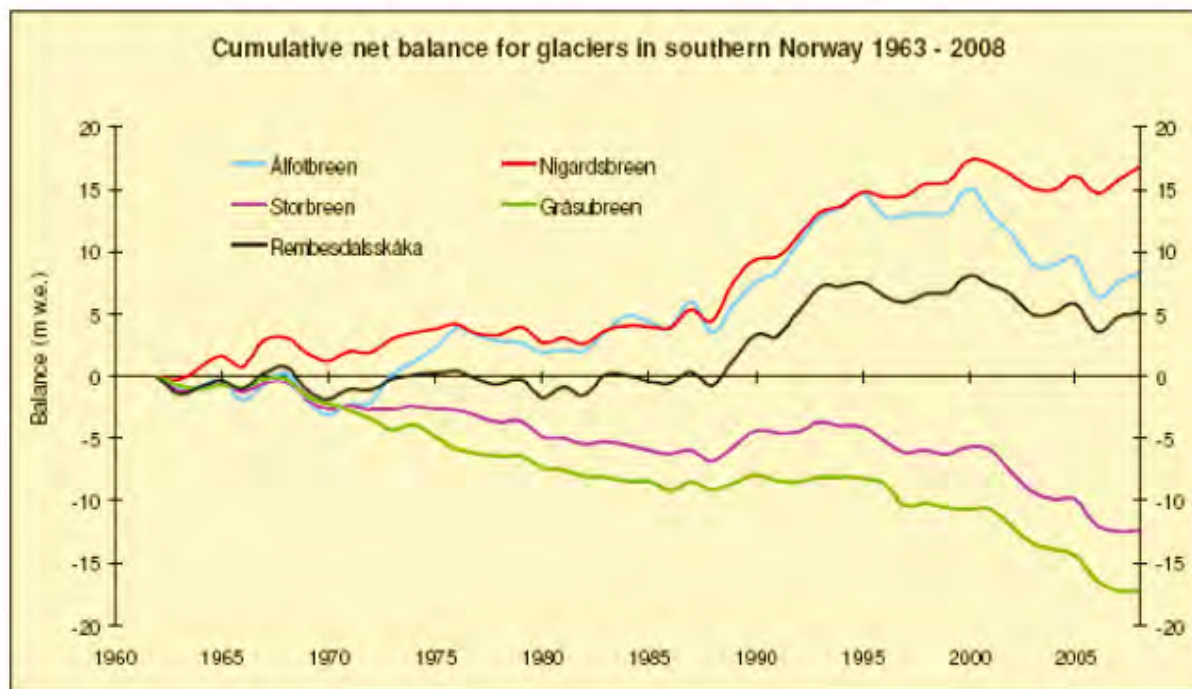


Host



Figur 4.7.2  
Avviket fra normalperioden i års- og sesongavløpet i Nigardssjøen 1963–2008





Figur 4.7.3  
Kumulativ nettobalanse for breer i Sør-Norge  
1963–2008 (Kjøllmoen, 2009).

## 4.8 Klimautvikling fram til 2030

Prosjeksjoner for klimautvikling fram til midt- og slutten av dette århundret er beskrevet i kapittel 5. Men det er i tillegg et stort behov for å vite hva som er forventet klimautvikling de nærmeste dekadene.

Det er imidlertid ikke kurant å benytte dagens klimaprojeksjoner basert på scenarier for endring i aerosoler og drivhusgasser som verktøy for å gi estimat av regionale klimændringer de neste dekadene. For dette tidsperspektivet vil – spesielt i våre områder – de naturlige klimavariasjoner til en stor grad dominere over «klimasignalet» som skyldes økt drivhuseffekt.

For å kunne gi estimat for de neste 20–30 år kan man derfor ta utgangspunkt i klimadata fra den siste 30-års perioden, dvs. 1979–2008

(se kapittel 4.1–4.7), og se på hvilke endringer som har skjedd i Norge fra «normalperioden» 1961–1990 og fram til denne perioden.

Endringene fra 1961–1990 til 1979–2008 er nok i betydelig grad forårsaket av naturlig klimavariabilitet. Ferske analyser (Overland et al., 2008, Benestad & Hanssen-Bauer, 2009) antyder imidlertid at menneskeskapte klimændringer kan ha bidratt til disse endringene, og at de nylige endringene på ingen måte står i motsetning til det man kunne forvente som resultat av antropogene påvirkninger. Det kan derfor anbefales at man framfor å bruke data fra normalperioden 1961–1990 for planleggingsformål for de nærmeste tiår, istedet bruker data for perioden 1979–2008 (kapittel 4) kombinert med projiserte data for perioden 2021–2050 (kapittel 5).

### Referanser til kapittel 4

Se side 22

## 5. Regionale klimaframskrivninger

### Sammendrag

Manglende kjennskap til framtidige utslipp av klimagasser og -partikler, kombinert med mangler og forenklinger i klimamodellene, gjør klimaframskrivninger usikre. Usikkerhetene er større på lokal enn global skala. Modellering av den menneskeskapte påvirkningen av klimasystemet gir likevel klare indikasjoner på hva slags endringer vi kan forvente i Norge i det 21. århundret. Utdrag av sannsynlige utviklingstrekk framgår under, men det understrekes at det er varierende grad av usikkerhet knyttet til resultatene. Disse er beskrevet nærmere i kapittelet.

#### Lufttemperatur og vekstsesong

Det blir varmere i alle landsdeler og for alle årstider. Årsmiddeltemperaturen i Norge kan forventes å øke med 2,3 til 4,6 °C innen 2100.

Størst temperaturøkning forventes i vinterhalvåret, mens temperaturøkning blir minst om sommeren.

Temperaturen forventes å øke mest i Nord-Norge. I Finnmark øker den med med 3 til 5,4 °C på årsbasis. På Vestlandet øker temperaturen med mellom 1,9 og 4,2 °C.

Vekstsesongen blir betydelig lenger. Det forventes en økning på 1–2 måneder over store deler av landet, og 2–3 måneder i en del områder, fram mot 2100.

#### Nedbør

Det blir mer nedbør i hele landet. I gjennomsnitt for Norge vil årsnedbøren øke med 5 til 30 % mot slutten av århundret.

Vinternedbøren kan øke med hele 40 % i deler av Øst-, Sør- og Vestlandet mot slutten av århundret.

Sommernedbøren på Sør- og Østlandet vil trolig avta mot slutten av århundret. For øvrig vil nedbøren øke for alle årstider og i alle regioner. Den store naturlige variabiliteten kan likevel føre til at man lokalt kan oppleve noen tiår med redusert nedbør.

Det blir flere dager med mye nedbør, og gjennomsnittlig nedbørmengde disse dagene blir høyere i hele Norge og for alle årstider.

#### Avløp

Årsavløp og nedbørendringer henger sammen, men økt temperatur vil også påvirke avløpet. For Norge sett under ett forventes det en økning i årsavløp.

Det forventes økt avløp i vinterhalvåret og om høsten og redusert avløp om sommeren.

En kombinasjon av nedbør- og temperaturøkning gir økt sommer- og vinteravløp i vassdrag med mye bre i nedbørfeltet.

#### Snø

Snøsesongen blir kortere i hele landet. Reduksjonen blir størst i lavlandet, hvor 2–3 måneders reduksjon forventes mot slutten av århundret.

Gjennomsnittlig maksimal snødybde øker i høyfjellet og i områder i indre Finnmark fram mot midten av århundret. I andre områder avtar den. Fram mot slutten av århundret forventes den å avta overalt.

#### Flom og tørke

Framskrivninger av flom er meget usikre, men generelt forventes flomstørrelsene å øke. Det er imidlertid store lokale variasjoner. I noen områder gir framskrivningen betydelig større økning, mens den i andre områder gir reduksjon.

Høyere temperatur fører til at flomtidspunktet forskyver seg mot tidligere vårflom og økt fare for flommer sent på høsten og om vinteren.

Smeltevannsflommer vil på sikt avta, mens regnflommer vil kunne øke, særlig i små, bratte felt.

Det blir små endringer i markvannsunderskudd på kort sikt, men betydelig økning i underskuddet mot slutten av århundret. Økt markvannsunderskudd om sommeren kan gi alvorlige sommertørker, med de følger det har for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.

#### **Skred**

Flere store nedbørhendelser i brattlendt terreng tilsier økt fare for flomskred.

Det er en klar sammenheng mellom nedbør og ulike former for snøskred. Høyere temperatur kan redusere faren for tørrsnøskred, men vil øke faren for våtsnøskred og sørpeskred i skredutsatte områder. Disse kan ramme andre steder enn tidligere.

#### **Havtemperatur**

Overflatetemperaturen vil kunne øke med omtrent 0,5 °C i løpet av 70 år langs vestkysten av Norge.

I Nordsjøen kan økningen bli større, her kan temperaturen i overflaten øke med 1,4 °C på 100 år.

#### **Strømningsforhold**

Innstrømning til Nordsjøen forblir uendret, men innstrømningen til Barentshavet avtar litt.

Det er en tendens til at polarfronten (møtet mellom «varme atlantiske» og «kalde polare» vannmasser) trekker seg noe østover og nordover.

#### **Forsuring**

Forsuringen av havet forventes å akselerere, og i våre norske farvann forventes en nedgang på minst 0,5 pH-enheter i dette århundret.

#### **Sjøis**

Det arktiske isdekket vil fortsette å avta utover i det 21. århundret, men det forventes betydelig variasjon i utbredelse fra år til år, og det er usikkert hvor raskt isdekket vil avta. Arktis kan bli isfritt om sommeren fra rundt midten av dette århundret.

#### **Havnivå**

I løpet av det 21. århundret kan havnivået langs norskekysten forventes å stige med rundt 70 cm langs kysten av Sør- og Vestlandet, rundt 60 cm i Nord-Norge og rundt 40 cm innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden.

Grunnet usikkerheter knyttet til de ulike bidragene til framtidig havstigning, kan havstigningen bli 20 cm lavere til 35 cm høyere enn verdiene gitt over.

## 5.1 Modellgrunnlag

Klimaframskrivninger for Norge bygger på resultater fra koblede globale hav-atmosfære klimamodeller (IPCC 2007, kap 8). På grunn av begrenset regnemaskinkapasitet er den romlige oppløsningen i slike modeller oftest for grov til at resultatene kan benyttes direkte til å vurdere mulige regionale og lokale konsekvenser av framskrivningene. Det er derfor nødvendig å «nedskalere» resultatene fra de globale modellene. Dette kan gjøres på flere måter (se boks), vi vil her omtale dem som henholdsvis «dynamiske» og «statistiske» metoder.

I havet (se avsnitt 5.4) er det i norske farvann kun dynamiske metoder som har vært benyttet til nedskalering, og det eksisterer kun noen få framskrivninger. I atmosfæren (se avsnitt 5.2) har derimot både dynamiske og statistiske metoder vært benyttet over norske områder, og det eksisterer en rekke forskjellige framskrivninger. Resultatene fra både norske og utenlandske nedskaleringer er satt

sammen i to grupper av framskrivninger (såkalte «ensembler»). Ett ensemble er basert på dynamiske metoder og ett er basert på statistiske metoder. Erfaringer viser at det å sette resultatet fra flere modeller og metoder sammen ofte gir et mer realistiske framtidssbilde enn det man får ved å se på en enkelt framskrivning. Slike sammenstillinger gir også informasjon om usikkerheten, idet man kan studere spredningen mellom framskrivningene.

For en del formål kreves enda mer detaljert klimainformasjon enn det de overnevnte metodene gir. Et lite utvalg av de nedskalerte framskrivningene har derfor blitt etterbehandlet (Engen-Skaugen, 2007). Disse «eksempel-framskrivningene» er benyttet til beregning av vekstsesong og fyringsgraddager i avsnitt 5.2.4 og 5.2.5 og til all hydrologisk modellering (5.3). Disse eksemplenes representativitet kan vurderes ved å se hvordan de ligger i forhold til ensemblene.

### Nedskalering av klimaframskrivninger

De globale koblede klimamodellene (AOGCMer) har stort sett dårlig romlig oppløsning. For å få bedre den romlige oppløsningen, er det nødvendig å «nedskalere» resultatene. Nedskalering av klimaframskrivninger kan gjøres med flere forskjellige metoder.

«Dynamiske metoder» har det til felles at de baserer seg på fysiske ligninger, på samme vis som de koblede, globale klimamodellene som gjør det. Man kan enten sette opp en regional klimamodell (RCM) over det området som er av interesse. Ved met. no, har HIRHAM-modellen blitt satt opp på denne må-

ten (Haugen og Haakenstad 2006). Alternativt kan man sette opp en global atmosfæremodell med variabel oppløsning, og med fokus på området av interesse (Barstad m. fl. 2009). Dette er gjort ved Bjerknessenteret, og både disse framskrivningene og RCM-simuleringene fra *met. no* inngår i det 22-medlemmers dynamiske ensemblet som er benyttet i denne rapporten.

«Statistiske» (eller empirisk-statistiske) metoder består i at man finner statistiske sammenhenger mellom stortilt klima og lokale forhold basert på historiske observa-

sjoner. Disse benyttes så til å beregne lokalt klima under gitte storstilte forhold. Det vil si at hvis en globalmodell gir rimelig realistiske storstilte forhold, er det mulig å beregne et realistisk lokalklima, så sant disse relasjonene ikke endrer seg med tiden. Benestad og Hanssen-Bauer (2009) beskriver en rekke slike metoder. Benestad (2002) viste at metodene egner seg godt til å beregne ensembler av temperatur og nedbørfamskrivninger. Benestad (2009) beskriver hvordan 50-medlemmers ensemblet som er benyttet i denne rapporten er satt opp.



## 5.2 Atmosfæreklima

### 5.2.1 Innledning

Resultatene i dette underkapitlet bygger på klimasimuleringer fra en rekke nasjonale og internasjonale forskningsprosjekter (RegClim, GeoExtreme, NorACIA, NorClim og PRUDENCE). Sorteberg og Haugen (2009) har laget en sammenstilling av 22 forskjellige temperatur- og nedbørframskrivninger basert på dynamiske metoder («dynamisk ensemble»).

Ensemblet omfatter både framskrivninger produsert med regional klimamodell (Bjørge m.fl. 2000, Haugen og Haakenstad 2006) og framskrivninger basert på globalmodell med strukne koordinater (Barstad m.fl., 2009). Alle framskrivningene er skalert slik at de gjelder endringer fra perioden 1961–1990 til 2071–2100. Benestad (2009) har laget en tilsvarende sammenstilling av 50 forskjellige framskrivninger basert på statistiske metoder («statistisk ensemble»). En fullstendig oversikt over hvilke modeller og utslippsscenarioer som er brukt i framskrivningene som er med de to ensemblene er gitt i Appendix A1 (dynamisk) og A2 (statistisk).

Resultater fra ensemblene er i det følgende gitt for temperatur- og nedbørregionene som er vist henholdsvis i figur 3.1.3 og 3.1.7. Resultatene presenteres som middelverdi mellom alle ensemblemedlemmene. I tillegg oppgis «10-prosentil» og «90-prosentil». De er definert slik at 10 % av ensemblemedlemmene har lavere («10-prosentil») eller høyere verdi («90-prosentil»). Det er følgelig 80 % av framskrivningene i ensemblet som ligger mellom disse verdiene.

Fem av de dynamiske framskrivningene er etterbehandlet som beskrevet av Engen-Skaugen m.fl. (2007). Én av disse eksempel-framskrivningene gjelder perioden 2021–2050, mens de fire andre gjelder perioden 2071–2100. En oversikt over eksempel-framskrivningene er gitt i tabell 5.2.1.

Resultater fra eksempel-framskrivningene blir gitt i form av kart for den angjeldende perioden, eller for beregnede endringer fram til den perioden. Disse kartene har en detaljrikdom som gjør det lett å glemme at de er beheftet med usikkerhet. For å sette resultatene fra eksempel-framskrivningene i perspektiv,

Tabell 5.2.1

Oversikt over eksempel-framskrivninger som er justert og benyttet i videre beregninger

Betegnelse	Globalmodell/ Regionalmodell	Kontroll- og framtid- periode	Ut- slipps- scenario	Horisontal oppløsning	Vertikale lag
M92	ECHAM4 AOGCM (T42)/HIRHAM1	1980–1999 2030–2049	IS92a	50 km	19
MB2v1	ECHAM4 AGCM (T106)/HIRHAM1	1961–1990 2071–2100	SRES B2	50 km	19
MB2v2	ECHAM4 AGCM (T106)/HIRHAM2	1961–1990 2071–2100	SRES B2	25 km	19
HA2	HadAM3H AGCM/HIRHAM1	1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19
HB2	HadAM3H AGCM/HIRHAM1	1961–1990 2041–2070	SRES B2	50 km	19

anbefales å se på hvordan de ligger i forhold til ensemblene. Det er angitt i figur 5.2.1–5.2.4 og 5.2.10–5.2.13.

### 5.2.2 Middeltemperatur

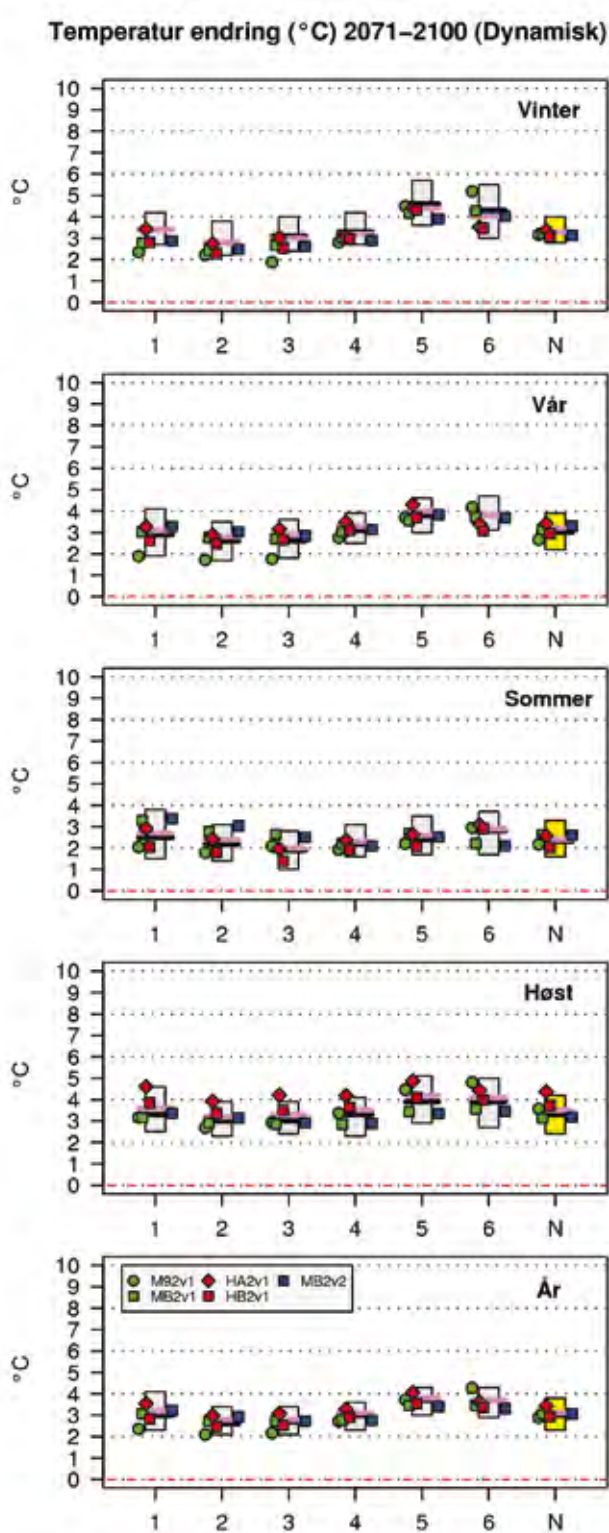
Alle temperaturframskrivningene i de to ensemblene er beregnet på års- og sesongbasis for temperaturregionene i figur 3.1.3. Middelverdi, 10-prosentil og 90-prosentil for temperaturrendringer fra 1961–1990 til 2071–2100 er vist i figur 5.2.1 (dynamisk ensemble) og figur 5.2.2 (statistisk ensemble).

Alle framskrivningene gir oppvarming for år og årstider. Begge ensemblene viser størst oppvarming i nordlige regioner, særlig om vinteren. Også i Syd-Norge er vinteren en av de årstidene som ifølge framskrivningene får størst oppvarming, men en del av de dynamiske framskrivningene gir vel så stor oppvarming om høsten. Over hele landet gir begge ensemblene minst oppvarming om sommeren.

For alle årstider gir de to ensemblene nokså lik 10-prosentil, og om sommeren gir de i det hele tatt nokså like resultater. For de andre årstidene, er imidlertid både middelverdi og spredning større for det statistiske enn for det dynamiske ensemblet. For gjennomsnittlige årsverdier gir det statistiske ensemblet bortimot en grad større oppvarming enn det dynamiske ensemblet gir. For gjennomsnittlige vinterverdier er forskjellen opp mot to grader. For 90-prosentilen om vinteren er forskjellen mellom 3 og 4 grader.

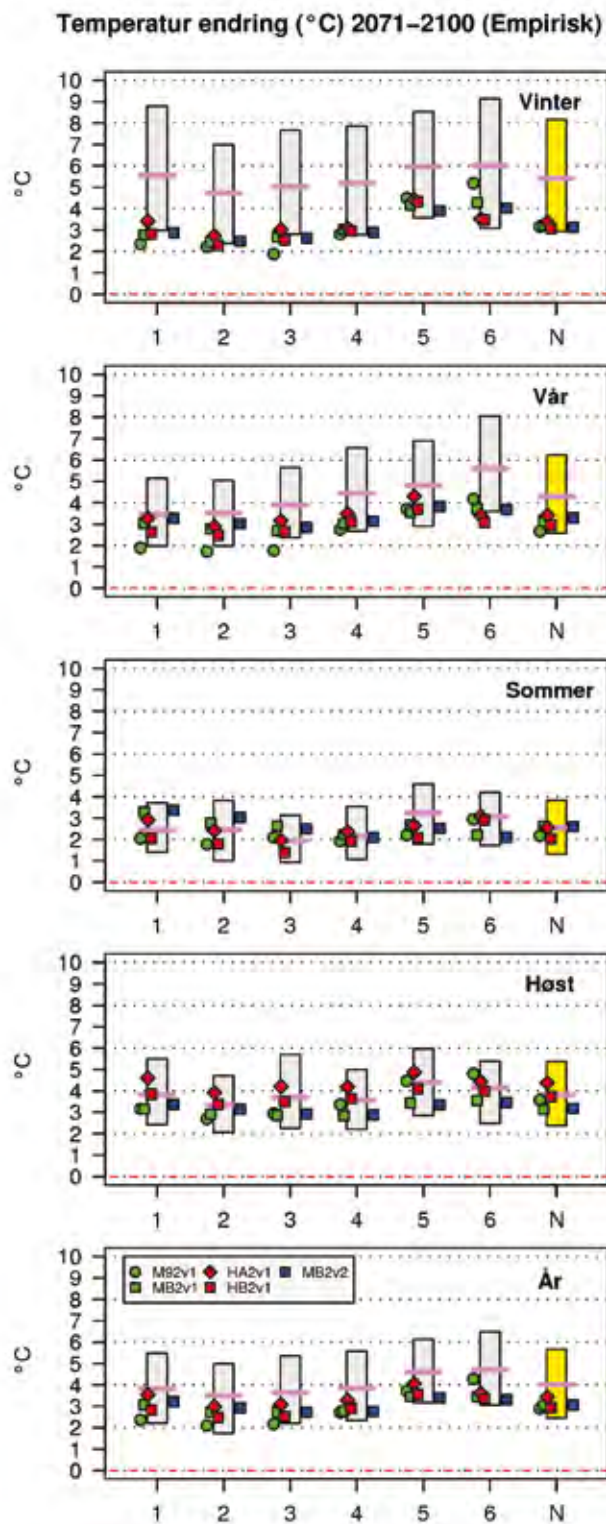
Det er antagelig flere årsaker til disse forskjellene. Det statistiske ensemblet inkluderer mange flere forskjellige globale modeller, noe som gir økt spredning. Det er også slik at den statistiske metoden gir en mer lokal tilpasning enn de dynamiske metodene. For eksempel hevder Hanssen-Bauer m. fl. (2003) at forskjellene mellom resultatene i vinterhalvåret delvis kan skyldes at de dynamiske modellene ikke oppløser såkalte «bakkeinversjoner» (lag der temperaturen øker fra bakken og oppover), og derfor ikke får med oppvarming som skyldes svekking av slike inversjoner, mens de statistiske modellene kan få med dette.

På den annen side er resultatene i de dynamiske ensemblet på mange vis bedre fysisk fundert, i og med at de er beregnet ved løsning av fysiske ligninger. De statistiske modellene er derimot basert på statistiske sammenhenger som kan endre seg i et endret klima. Begge metodene har altså styrker og svakheter. Alt i alt mener vi at vi foreløpig ikke har noe grunnlag for å tillegge det ene ensemblet større vekt



Figur 5.2.1  
Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble. Nummer 1–6 langs x-aksen refererer til temperaturregionene (se figur 3.1.3), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–1990 til 2071–2100. Svart og rosa linjer viser middelverdi for ensemblets 22 medlemmer med og uten vektning der det tas hensyn til at simuleringene ikke er uavhengige. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.





Figur 5.2.2  
Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble. Nummer 1–6 langs x-aksen refererer til temperaturregionene (se figur 3.1.7), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–1990 til 2071–2100. Rosa linjer viser middelværdi for ensembles 50 medlemmer. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.

enn det andre når det gjelder temperaturframskrivninger.

I det følgende vil vi derfor bruke gjennomsnittet av de to ensemblene til å definere «høy» (H), «middels» (M) og «lav» (L) temperaturframskrivning. H er gjennomsnittet av de to ensemblenes 90-prosentil, M er gjennomsnittet mellom middelverdiene, og L er gjennomsnittet av 10-prosentilene. Resultatene er vist i tabell 5.2.2. I utgangspunktet er det beregnet verdier for endringen fra perioden 1961–1990 til 2071–2100. Ved enkel lineær skalering er det angitt verdier også for 2021–2050. Dette gir litt høyere verdier i mellomperioden enn man strengt tatt skulle forvente, da økningen ikke forventes å bli lineær, men noe mindre i starten og høyere utover i århundret.

I tabell 5.2.3 er lineære trender i årsmiddeltemperatur fra M-framskrivningen sammenlignet med tilsvarende trender beregnet på grunnlag av observasjoner fra 1900 fram til 2008. M-framskrivningen gir trender som er 3 til 6 ganger så store som trendene gjennom forrige århundre. Sammenligner vi med endringene fra normalperioden 1961–1990 fram til i dag, finner vi på den annen side at de observerte trendene er av samme størrelsesorden som framskrivningen gir. Det er noe overraskende, da vi ikke skulle forvente en så sterk trend allerede nå. Den sterke observerte trenden skyldes imidlertid i stor grad høye vintertemperaturer de senere tiår. Disse har delvis sammenheng med variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon som meget vel kan være knyttet til naturlig klimavariasjon. Slike endringer kan likevel ikke på langt nær forklare hele den observerte oppvarmingen (Benestad og Hanssen-Bauer 2009). Vi konkluderer med at data fra de senere år på ingen måte står i motstrid til M-framskrivningen for temperatur, selv om det ved direkte sammenligning kan virke som framskrivningen er noe konservativ.

Figur 5.2.3 viser lineære trender tilsvarende H, M og L temperaturframskrivning for Norge, sammen med observert temperaturutvikling fra år 1900 fram til 2008. Eksempel-framskrivningene som er brukt i beregninger av vekstsesong og hydrologisk modellering er lagt inn i figuren. Tilsvarende figurer er beregnet for alle temperaturregioner og vil bli tilgjengelige over internett ([www.klimatilpassning.no](http://www.klimatilpassning.no)). Figur 5.2.4 viser eksempler fra temperaturregion 2 (Vestlandet) og 5 (Finnmarksvidda). Det er regionene med minst og størst beregnet oppvarming.

Kart som viser eksempelframskrivningene for temperatur vil bli lagt ut på internett

Region	Sesong	Økning (°C) til 2021–2050			Økning (°C) til 2071–2100		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	1,9	1,2	2,5	3,4	2,3	4,6
	Vinter DJF	2,3	1,5	3,3	4,3	2,8	6,0
	Vår MAM	1,9	1,2	2,6	3,5	2,3	4,8
	Sommer JJA	1,3	0,8	1,9	2,4	1,4	3,5
	Høst SON	1,9	1,3	2,6	3,5	2,4	4,8
TR-1 Østlandet	År	1,9	1,2	2,6	3,4	2,3	4,8
	Vinter DJF	2,4	1,5	3,5	4,5	2,8	6,5
	Vår MAM	1,7	1,1	2,5	3,2	1,9	4,6
	Sommer JJA	1,3	0,8	2,0	2,5	1,5	3,8
	Høst SON	1,9	1,3	2,8	3,6	2,5	5,1
TR-2 Vestlandet	År	1,7	1,0	2,3	3,1	1,9	4,2
	Vinter DJF	2,1	1,2	2,9	3,8	2,3	5,4
	Vår MAM	1,7	1,0	2,3	3,1	1,8	4,3
	Sommer JJA	1,3	0,7	1,9	2,3	1,2	3,5
	Høst SON	1,7	1,2	2,3	3,2	2,2	4,3
TR-3 Trøndelag	År	1,7	1,2	2,4	3,2	2,2	4,4
	Vinter DJF	2,2	1,4	3,2	4,1	2,6	5,8
	Vår MAM	1,8	1,1	2,5	3,3	2,1	4,6
	Sommer JJA	1,0	0,5	1,6	1,9	1,0	3,0
	Høst SON	1,8	1,3	2,6	3,4	2,3	4,8
TR-4 Nordland/ Troms	År	1,9	1,3	2,5	3,4	2,3	4,6
	Vinter DJF	2,3	1,5	3,3	4,2	2,7	6,0
	Vår MAM	2,1	1,4	2,9	3,8	2,6	5,2
	Sommer JJA	1,2	0,7	1,8	2,2	1,3	3,3
	Høst SON	1,9	1,2	2,5	3,4	2,3	4,5
TR-5 Finnmarks- vidda	År	2,3	1,7	2,8	4,2	3,1	5,2
	Vinter DJF	2,9	2,0	3,9	5,3	3,6	7,1
	Vår MAM	2,3	1,6	3,1	4,3	3,0	5,8
	Sommer JJA	1,5	1,0	2,2	2,8	1,7	4,0
	Høst SON	2,3	1,6	3,0	4,1	2,9	5,5
TR-6 Varanger	År	2,3	1,6	2,9	4,2	3,0	5,4
	Vinter DJF	2,8	1,7	4,0	5,2	3,0	7,3
	Vår MAM	2,6	1,8	3,5	4,7	3,3	6,4
	Sommer JJA	1,6	0,9	2,2	2,9	1,7	4,0
	Høst SON	2,2	1,4	2,8	4,0	2,6	5,2

Tabell 5.2.2

Middels, lav og høy temperaturframskrivning for forskjellige regioner, sesonger og tidsperspektiv. Tallene angir anslått temperaturendring i forhold til perioden 1961–1990.

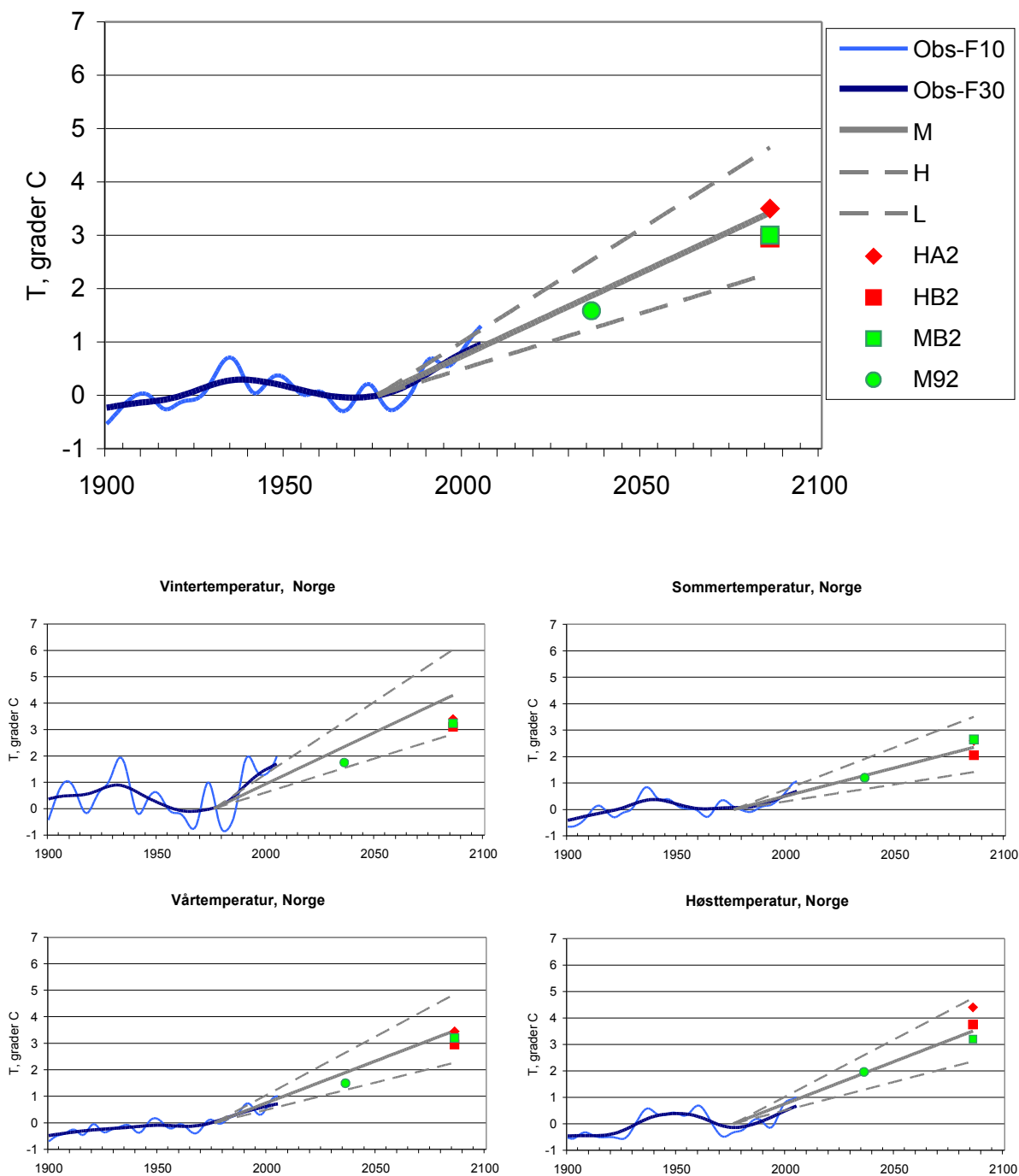
Region	1	2	3	4	5	6	Norge
Obs 1900–2008	0,08	0,05	0,10	0,10	0,06	0,07	0,08
Obs 1961–1990 til 1979–2008	0,32	0,24	0,28	0,26	0,27	0,29	0,29
M-framskrivning	0,31	0,28	0,29	0,31	0,38	0,38	0,31

Tabell 5.2.3

Beregnete trender (°C per tiår) i årstemperatur for forskjellige regioner basert verdier i tabell 3.1.1, 4.1.1 og 5.2.2.

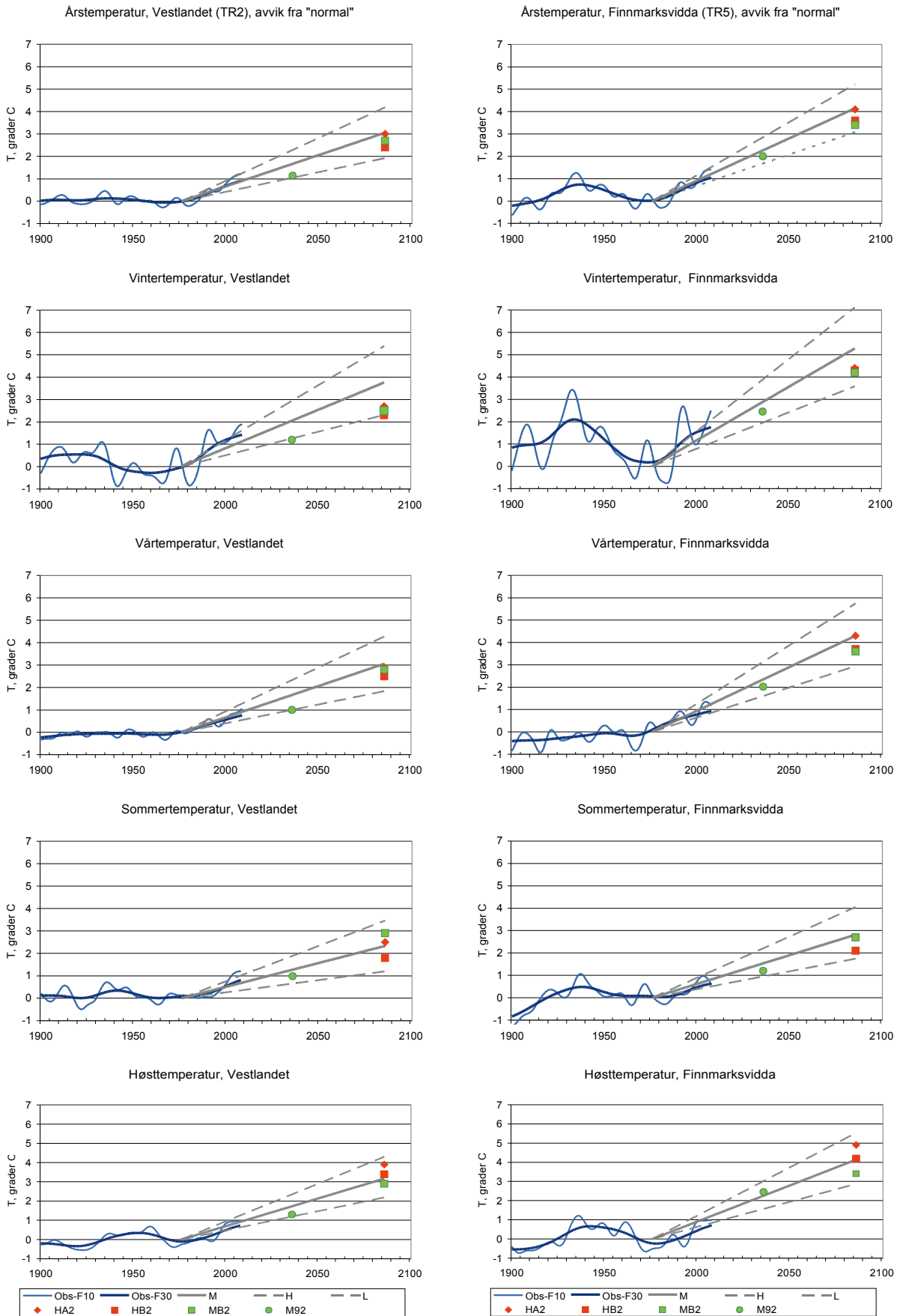


## Årstemperatur, Norge, avvik fra "normal"



Figur 5.2.3

Observert temperaturutvikling i Norge gjennom det 20. århundret, og beregnede framskrivninger for det 21. århundret. Verdiene er gitt i avvik fra observert middeltemperatur i perioden 1961–1990. Observert temperaturutvikling er glattet, og viser variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Framskrivningene (grå linjer) er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav framskrivning er stiplet, mens middels framskrivning er heltrukket. Eksempelframskrivninger er avmerket som punkter.



Figur 5.2.4  
Som figur 5.2.3, men for temperaturregion 2 (venstre) og 5 (høyre).

(*www.klimatilpasning.no*). Ut fra figur 5.2.3 og 5.2.4 framgår at M92, som gjelder fram mot midten av århundret, ligger nærmere L enn M, særlig i Syd-Norge.

Når det gjelder framskrivningene fram mot slutten av århundret, ligger HA2 nær M på årsbasis, men den er kaldere om vinteren, og varmere om høsten. HB2 og EB2 ligger mellom M og L. HB2 er nær M om høsten, mens EB2 er nær M om sommeren. Begge ligger mellom M og L vinter og vår.

Svalbard er ikke med i de ovenstående analysene. Resultater fra NorACIA (Førland m. fl. 2009, s 39) tyder imidlertid på at økningen i sommertemperatur på Svalbard kan forventes å bli omtrent som på det norske fastland (1 til 1,5 °C fram mot midten, og mellom 2 og 4 °C fram mot slutten av århundret). Oppvarmingen om vinteren kan derimot forventes å bli noe større enn på fastlandet. Dynamiske metoder gir en oppvarming mot slutten av århundret på 4 til 8 °C om vinteren, mens statistiske metoder enkelte steder gir helt opp til 10 graders oppvarming.

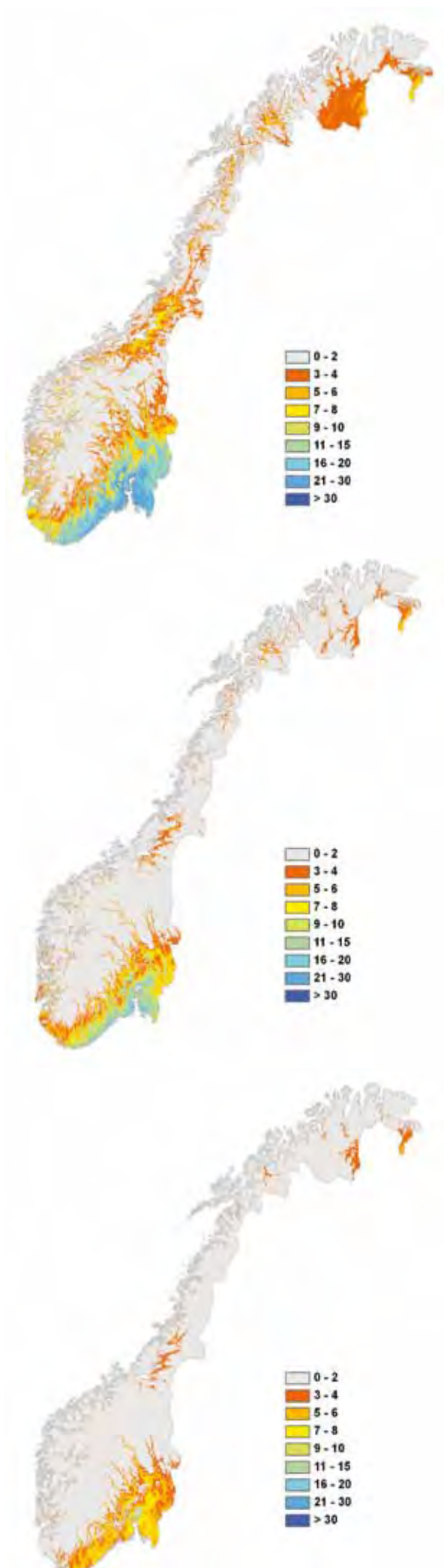
### 5.2.3 Ekstremtemperatur

For å vurdere endringen i antall dager med høy temperatur, har eksempelframskrivningene blitt benyttet til å beregne antall dager med middeltemperatur over 20 °C. Kart for perioden 1961–1990 viser at dette forekommer mer enn to dager per år kun små i områder på Østlandet (se kapittel 2).

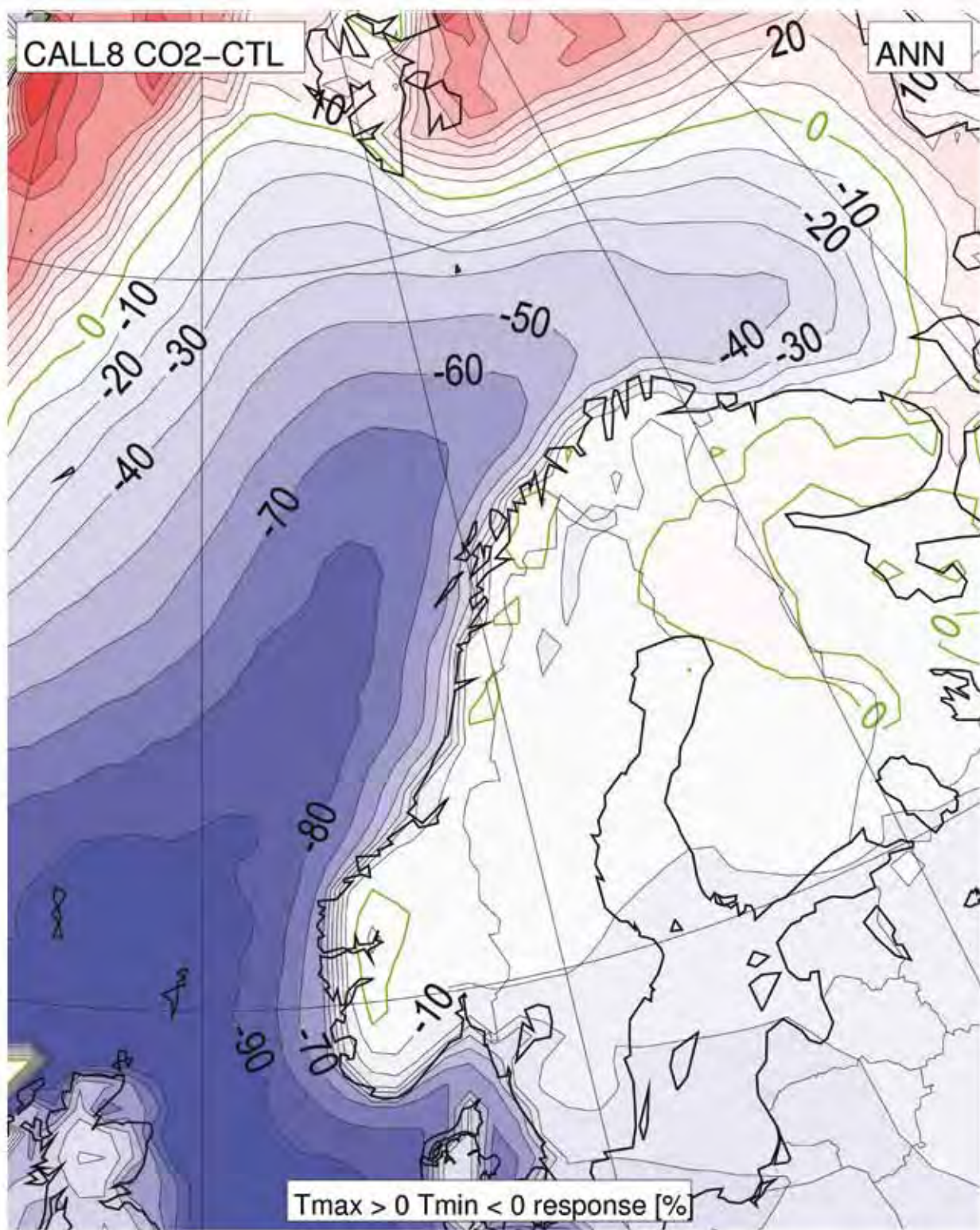
Figur 5.2.5 viser at selv den noe konservative M92-framskrivningen tilsier at større områder i Øst- og Sør-Norge vil få flere slike dager fram mot 2050. Ifølge M92-framskrivningen vil det dessuten forekomme flere enn to slike dager per år både i områder i Trøndelag og i indre Finnmark. Mot slutten av århundret viser både HA2 og HB2 en betydelig økning i områder hvor slike dager vil forekomme. HA2, som ligger nær M-framskrivningen når det gjelder økning i sommertemperatur, tilsier at det i gjennomsnitt vil bli mer enn 20 slike dager per år i en del områder rundt Oslofjorden. Det vil ifølge denne framskrivning

Figur 5.2.5

Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2021–2050 ifølge eksempelframskrivning M92 (nederst), og i perioden 2071–2100 ifølge framskrivningene MB2 (midten) og HA2 (øverst). Kartene kan sammenlignes med figur 2.2.6, som gjelder perioden 1961–1990.







Figur 5.2.6  
 Prosentvis endring i antall dager med 0-gradspasseringer fram mot midten av århundret ifølge et ensemble av åtte framskrivninger.

gen forekomme flere slike dager per år i alle lavlandsområder på Østlandet, Sørlandet og Sørvestlandet, samt rundt Trondheimsfjorden og i indre Finnmark.

Alle framskrivninger viser at antall kalde dager og antall frostdager vil avta. Det har imidlertid vært spørsmål om hva som vil skje med antall dager da temperaturen krysser 0 °C.

Det er noe vi ikke kan lese ut av eksempelframskrivningene, fordi disse kun angir døgnmiddeltemperatur. Det kan heller ikke beregnes fra de statistiske framskrivningene, da disse er kun gir månedsverdier. Det kan beregnes på grunnlag av dynamisk nedskalerte framskrivninger, og dette er gjort for de åtte framskrivningene som er presentert av Haugen og Iversen (2004).

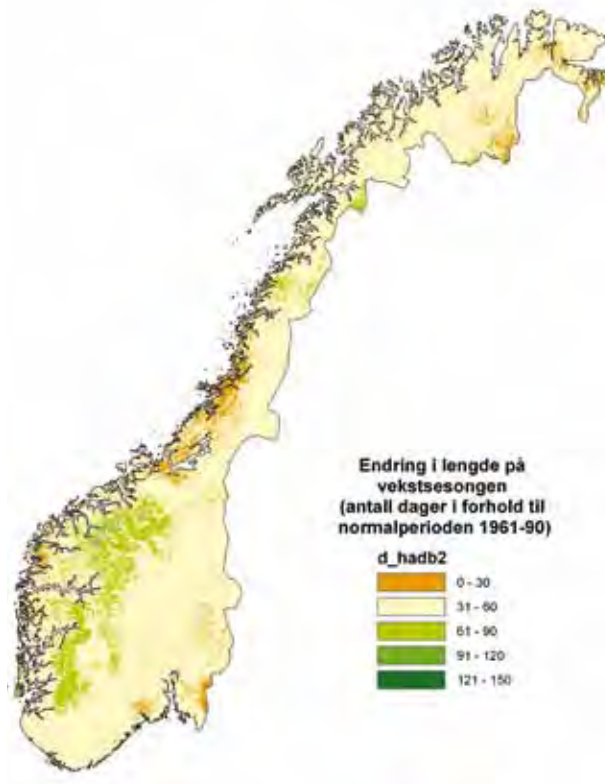
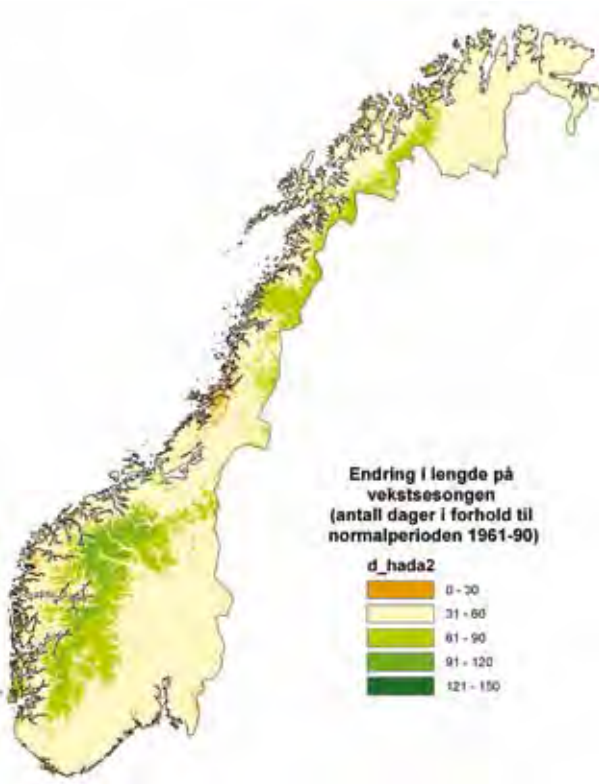
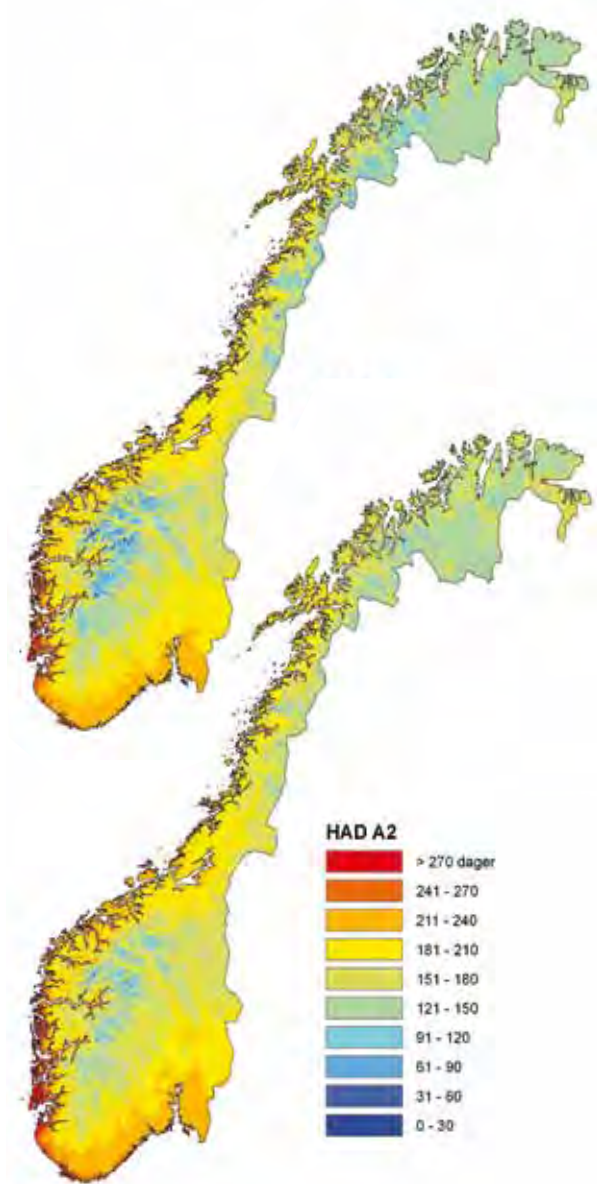


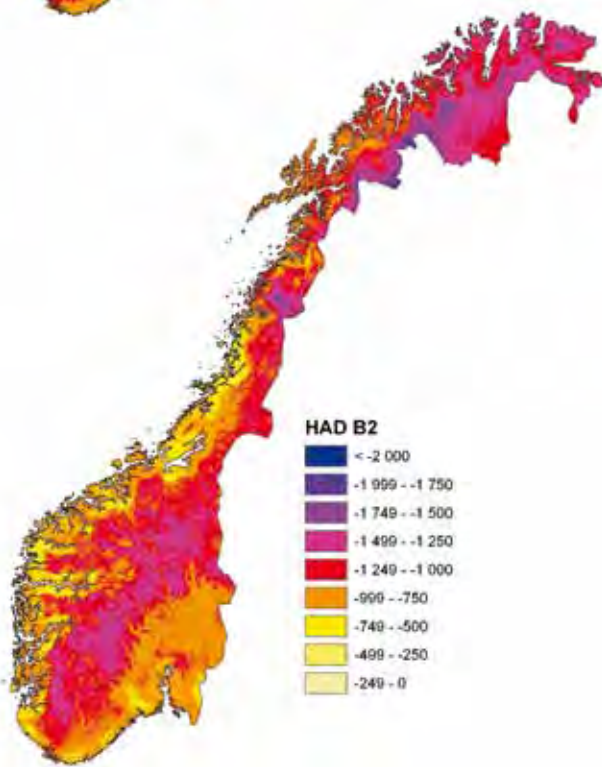
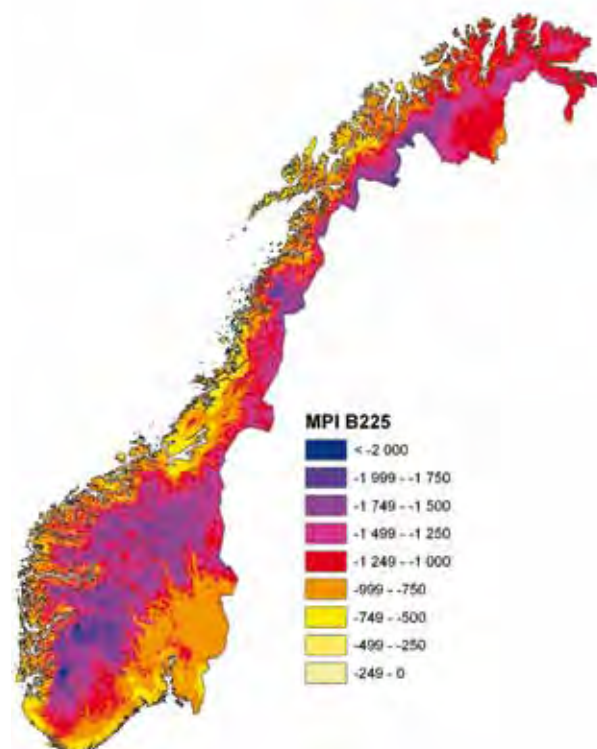
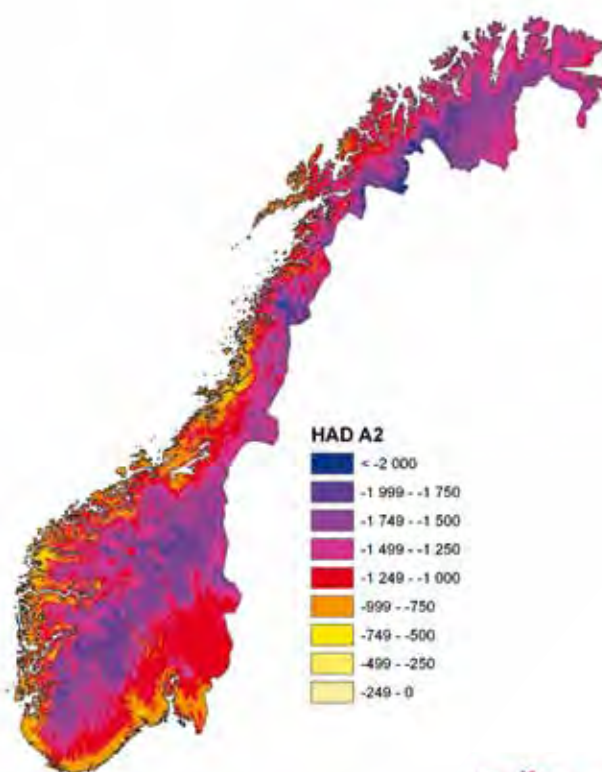
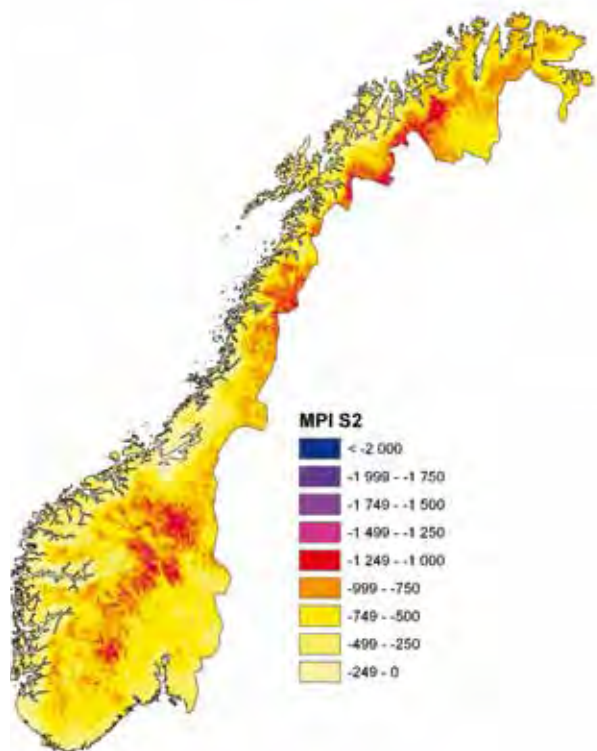
Figur 5.2.6 viser resultatet av denne analysen i form av beregnet prosentvis endring i antall dager med nullgradspasseringer pr år. En skal være klar over at dette kartet vil ha systematiske feil, fordi terrenget i modellen er betydelig glattet ut i forhold til virkelig terreng. Likevel er det sannsynlig at det gir kvalitativ informasjon om hva vi kan vente oss fram mot midten av århundret: I kystnære strøk ser det ut til at antall dager med nullgradspassering vil avta med 10 til 60 %. I innlandet og fjellområdene ser endringene ut til å ligge mellom -10 % og +10 %. I hele dette området er det rimelig å anta at selv om de beregnede endringene på årsbasis er små, vil det blir en forflytning av slike dager fra vår/høst mot vinter. På sesongbasis vil derfor endringene ventelig være mye større.

#### 5.2.4 Vekstsesong

Definisjonen av termisk vekstsesong for gress er gitt i kapittel 2, der også kart som viser gjennomsnittlig lengde av vekstsesongen i perioden 1961–90 er vist. Både vekstsesongens lengde og endringer av denne relativt til perioden 1961–90 er beregnet for alle eksempelframskrivningene.

Figur 5.2.7  
Kart over lengden av vekstsesongen i perioden 2071–2100 ifølge eksempelframskrivningen HB2 (øverst) og HA2 (midten). Beregnede endringer i forhold til perioden 1961–1990 er vist nederst HA2 – venstre, HB2 – høyre).



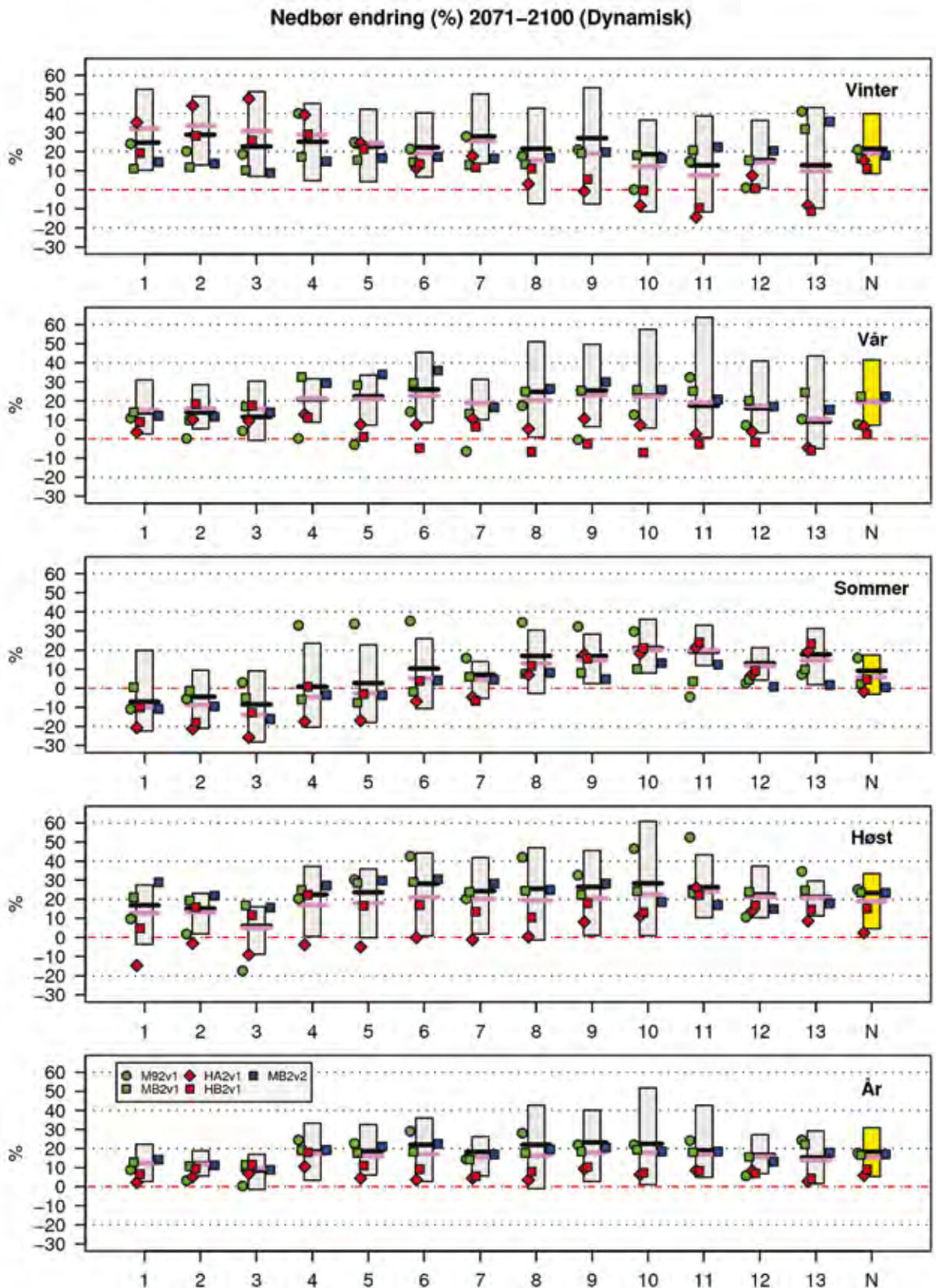


Figur 5.2.8  
Kart over endring i fyringsgraddager fra perioden 1961–1990 til 2021–2050 ifølge eksempelframskrivning M92 (øverst, venstre), og fra 1961–1990 til 2071–2100 ifølge HA2 (øverst, høyre), B2 (nederst, venstre) og HB2 (nederst, høyre).

Den konservative framskrivningen M92 gir økning i vekstsesongen på inntil 1 måned i mesteparten av landet fram mot 2050. Fram mot slutten av århundret gir alle eksempelframskrivningene store områder med økning på mellom en og to måneder.

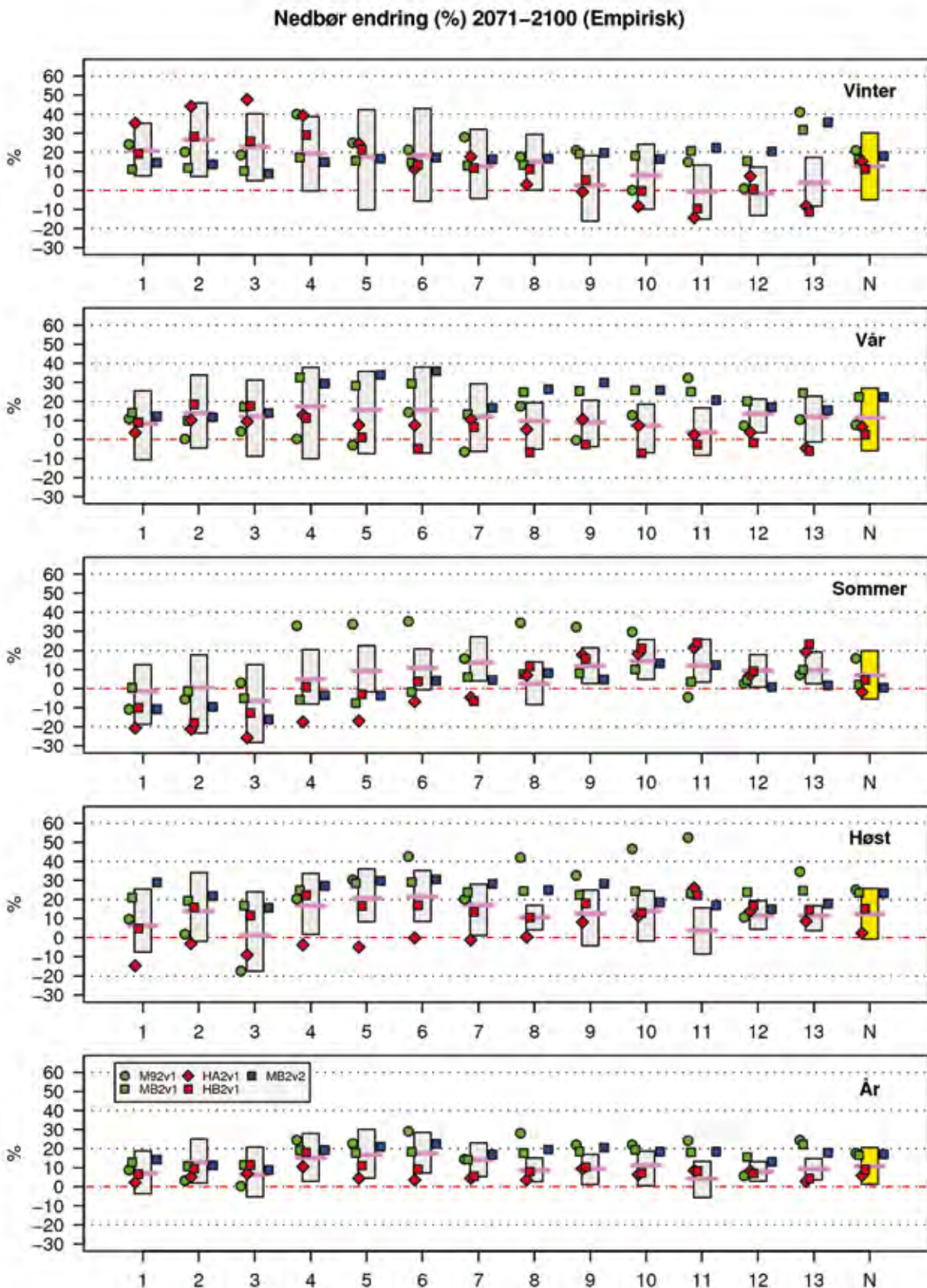
Figur 5.2.7 viser lengde og endring relativt til 1961–90 for HA2 og HB2. HA2 viser betydelige områder med økning på to til tre måneder, og visse områder med over tre måneders økning. HA2 er den framskrivningen som på årsbasis ligger nærmest M-framskrivningen når det gjelder temperaturøkning. Den ligger imidlertid nærmere H-framskrivningen om høsten (se figur 5.2.3), og det er om høsten vekstsesongen slutter de fleste steder. HB2 kan nok derfor være mer representativ for M-framskrivningen når det gjelder vekstseson-





Figur 5.2.9  
 Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble. Nummer 1–13 langs x-aksen refererer til nedbørregionene (se figur 3.1.7), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Svart og rosa linjer viser

middelverdi for ensemblets 22 medlemmer med og uten vektning der det tas hensyn til at simuleringene ikke er uavhengige. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.



Figur 5.2.10  
 Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble. Nummer 1–13 langs x-aksen refererer til nedbørregionene (se figur 3.1.7), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perio-

den 1961–1990 til 2071–2100. Rosa linjer viser middelvei for ensembles 50 medlemmer. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.



gens lengde, mens HA2 ligger litt mellom M og H.

### 5.2.5 Fyringsgraddager

Definisjonen av fyringsgraddager og «normalkart» over dette er gitt i kapittel 2. Antall fyringsgraddager kan sees som et mål for energibehov til oppvarming. Figur 5.2.8 viser beregnet endring i fyringsgraddager fram til midten av århundret ifølge eksempelframskrivningen M92, og mot slutten av århundret ifølge HA2, HB2 og MB2. Allerede fram mot 2050, ser antall fyringsgraddager ut til å avta med inntil 750 over store deler av landet, og

med over 1000 enkelte steder. Mot slutten av århundret er det ifølge eksempelframskrivningene bare kystnære områder som har mindre enn 750 graddagers reduksjon.

### 5.2.6 Middelnedbør

Nedbørframskrivningene i de dynamiske og statistiske ensemblene som ble beskrevet i begynnelsen av avsnitt 5.2.1, er beregnet på års- og sesongbasis for regionene i figur 3.1.7. Middelerdi, 10-prosentil, og 90-prosentil for nedbørendringer fra 1961–1990 til 2071–2100 er vist i figur 5.2.9 (dynamisk ensemble) og figur 5.2.10 (statistisk ensemble).

På årsbasis er middelerdien for begge

Tabell 5.2.4

Relativ forandring (%) i års- og årstidsnedbør i Norge og i regioner fra perioden 1961–90 til perioden 2071–2100 ifølge middels (M), høy (H) og lav (L) framskrivning.

Region	Sesong	1961–90 til 2021–50: Endring (%) i nedbørsum			1961–90 til 2071–00: Endring (%) i nedbørsum		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	9,6	2,4	14,0	18,3	5,4	30,9
	Vinter DJF	11,1	3,8	18,4	21,4	8,5	39,9
	Vår MAM	10,0	3,7	20,0	19,4	7,2	41,5
	Sommer JJA	5,0	-1,6	9,7	9,2	-3,2	17,4
	Høst SON	12,2	2,1	16,1	23,3	4,6	33,4
NR-1 Østfold	År	6,7	1,5	12,1	12,2	2,7	22,2
	Vinter DJF	13,5	5,6	28,7	24,7	10,2	52,6
	Vår MAM	7,6	1,4	16,9	14,0	2,6	31,0
	Sommer JJA	-3,8	12,2	10,9	-7,0	-22,4	19,9
	Høst SON	9,2	-2,0	15,0	16,8	-3,7	27,5
NR-2 Østlandet	År	6,7	3,1	10,3	12,2	5,6	18,8
	Vinter DJF	15,8	7,0	26,6	28,9	12,9	48,8
	Vår MAM	7,6	2,9	15,5	14,0	5,4	28,5
	Sommer JJA	-2,4	-11,5	5,1	-4,4	-21,0	9,4
	Høst SON	8,2	1,0	12,5	15,1	1,8	22,9
NR-3 Sørlandet	År	4,6	-0,8	9,3	8,5	-1,5	17,0
	Vinter DJF	12,4	3,8	28,0	22,7	7,0	51,4
	Vår MAM	6,3	-0,4	16,6	11,6	-0,8	30,4
	Sommer JJA	-4,6	-15,4	5,0	-8,5	-28,2	9,2
	Høst SON	3,3	-4,8	8,7	6,0	-8,8	16,0
NR-4 Sør-Vestlandet	År	10,1	1,8	18,2	18,6	3,3	33,3
	Vinter DJF	13,7	2,6	24,7	25,1	4,7	45,2
	Vår MAM	11,3	4,8	17,2	20,8	8,8	31,6
	Sommer JJA	0,4	-11,2	12,8	0,8	-20,5	23,5
	Høst SON	12,2	0,3	20,3	22,4	0,5	37,2
NR-5 Sunnhordaland	År	10,2	3,3	17,8	18,7	6,1	32,6
	Vinter DJF	12,4	2,3	23,0	22,7	4,2	42,2
	Vår MAM	12,3	3,9	18,3	22,5	7,2	33,6
	Sommer JJA	1,5	-9,8	12,4	2,7	-18,0	22,7
	Høst SON	12,9	-0,1	19,6	23,6	-0,1	35,9
NR-6 Sogn og Nordhordaland	År	12,0	1,5	19,6	22,0	2,7	36,0
	Vinter DJF	12,1	3,6	21,9	22,2	6,6	40,2
	Vår MAM	14,1	4,7	24,8	25,9	8,6	45,4
	Sommer JJA	5,6	-5,8	14,2	10,3	-10,6	26,0
	Høst SON	15,4	0,4	24,1	28,2	0,8	44,2

NR-7 Dovre/ Nord- Østerdal	År	9,9	3,1	14,3	18,2	5,6	26,3
	Vinter DJF	15,3	7,4	27,4	28,0	13,6	50,2
	Vår MAM	10,3	5,5	17,1	18,9	10,1	31,3
	Sommer JJA	3,9	-2,8	7,6	7,1	-5,2	14,0
	Høst SON	13,3	1,0	22,8	24,3	1,8	41,8
NR-8 Møre og Roms- dal	År	12,0	-0,5	23,3	22,0	-1,0	42,7
	Vinter DJF	11,7	-4,0	23,3	21,4	-7,3	42,7
	Vår MAM	13,5	0,5	27,8	24,7	0,9	51,0
	Sommer JJA	9,3	-1,4	16,6	17,0	-2,6	30,4
	Høst SON	13,9	-0,8	25,7	25,5	-1,4	47,1
NR-9 Inntrøndelag	År	12,7	1,5	21,9	23,2	2,7	40,1
	Vinter DJF	14,7	-4,1	29,1	27,0	-7,5	53,4
	Vår MAM	13,9	3,5	27,1	25,5	6,4	49,6
	Sommer JJA	9,2	1,3	15,4	16,9	2,4	28,3
	Høst SON	14,5	0,5	24,9	26,5	1,0	45,6
NR-10 Trøndelag/ Helgeland	År	12,3	0,6	28,3	22,5	1,1	51,8
	Vinter DJF	10,1	-6,3	19,9	18,6	-11,6	36,5
	Vår MAM	12,3	3,1	31,3	22,6	5,7	57,4
	Sommer JJA	11,5	4,4	19,7	21,1	8,0	36,1
	Høst SON	15,4	0,5	33,2	28,3	0,9	60,8
NR-11 Hålogaland	År	10,4	2,7	23,2	19,0	4,9	42,6
	Vinter DJF	6,9	-6,4	21,1	12,7	-11,7	38,6
	Vår MAM	9,5	0,4	34,7	17,4	0,7	63,7
	Sommer JJA	10,5	6,5	18,0	19,2	11,9	33,0
	Høst SON	14,3	5,6	23,6	26,3	10,3	43,3
NR-12 Finnmarks- vidda	År	9,1	3,7	14,9	16,6	6,8	27,3
	Vinter DJF	8,5	0,4	19,8	15,6	0,8	36,3
	Vår MAM	8,8	1,7	22,3	16,2	3,2	40,9
	Sommer JJA	7,2	2,3	11,6	13,2	4,3	21,3
	Høst SON	12,3	5,6	20,3	22,6	10,3	37,3
NR-13 Varanger	År	8,3	0,9	15,9	15,3	1,6	29,2
	Vinter DJF	7,0	-5,3	23,5	12,8	-9,7	43,1
	Vår MAM	5,0	-2,7	23,8	9,1	-5,0	43,6
	Sommer JJA	9,7	1,0	17,0	17,8	1,9	31,2
	Høst SON	11,6	6,1	16,1	21,2	11,2	29,6

ensemblene positive i alle regioner. Dette gjelder også alle sesongmiddelverdiene, bortsett fra sommeren i de tre østlandsregionene NR1–NR3, der begge ensemblene i snitt gir enten nedbørreduksjon eller ingen endring, og et vinteren i et par regioner i Nord-Norge der det statistiske ensemblet gir ubetydelige endringer.

I Syd-Norge er det er god overensstemmelse mellom resultatene fra de to ensemblene. Dette øker tilliten til resultatene, da de er framkommet ved svært ulike metoder. I Midt- og Nord-Norge er forskjellene større. Det statistiske ensemblet gir systematisk mindre variabilitet, noe som tyder på at de statistiske modellene som er benyttet her fungerer dårligere i disse områdene. Av denne grunn har vi størst tillit til resultatene fra det dynamiske

ensemblet. Det er derfor det som har blitt benyttet til å definere «høy» (H), «middels» (M) og «lav» (L) nedbørframskrivning. H tilsvarende 90-prosentilen, M er middelverdiene, og L er 10-prosentilen.

Resultatene er vist i tabell 5.2.4. Både endringer fra 1961–90 til 2021–50, og fra 1961–90 til 2071–2100 er vist. Merk at selv om betegnelsene L, M og H benyttes både for nedbør og temperatur, er det på ingen måte gitt at en spesifikk framskrivning som ligger nær H for temperatur, vil gjøre det også for nedbør!

Ut fra de beregnede endringene i årsnedbør i M-framskrivningen er det beregnet en lineær trend fra 1961–90 til 2071–2100. Denne er i tabell 5.2.5 sammenlignet med tilsvarende trender beregnet på grunnlag av observasjoner fra 1900 fram til 2008. M-framskrivningen

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Norge
Obs 1900–2008	2,1	1,3	0,9	2,0	2,0	2,0	1,6	1,8	1,5	1,8	1,9	1,7	0,0	1,7
Obs 1961–1990 til 1979–2008	2,4	2,2	2,5	4,5	3,7	3,3	2,7	3,2	2,5	2,4	2,6	3,9	2,2	2,9
M-framskrivning	1,1	1,1	0,8	1,7	1,7	2,0	1,7	2,0	2,1	2,0	1,7	1,5	1,4	1,7

Tabell 5.2.5

Beregnete trender (% av «normal» per tiår) i årsnedbør for forskjellige regioner basert på verdier i tabell 3.1.2, 4.5.1 og 5.2.4.

gir trender som er sammenlignbare med langtidstrendene gjennom forrige århundre. Sammenligner vi derimot med endringene fra normalperioden 1961–90 fram til i dag, finner vi at trendene i den perioden dels var mye større enn M-framskrivningen angir. Det kan bety at M-framskrivningen er for konservativ.

På den annen side vet vi at den sterke nedbørøkningen de siste dekadene delvis har sammenheng med variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon som godt kan være knyttet til naturlig klimavariasjon. Slike endringer kan likevel ikke på langt nær forklare hele den observerte nedbørøkningen (Benestad og Hanssen-Bauer 2009). Vi konkluderer med at data fra de senere år ikke står i motstrid til M-framskrivningen for temperatur, men at det er mulig M-framskrivningen for nedbør er for konservativ.

Figur 5.2.11 viser lineære trender tilsvarende H, M og L nedbørframskrivning for Norge, sammen med observert nedbørutvikling fra år

1900 fram til 2008. Eksempel-framskrivningene som er brukt i hydrologisk modellering er lagt inn i figuren. Tilsvarende figurer er beregnet for alle nedbørregioner og vil bli tilgjengelige over internett ([www.klimatilpasning.no](http://www.klimatilpasning.no)). Figur 5.2.12 og 5.2.13 viser eksempler fra nedbørregion 2 (Østlandet), 6 (Sogn), 11 (Hålogaland) og 12 (Finnmarksvidda).

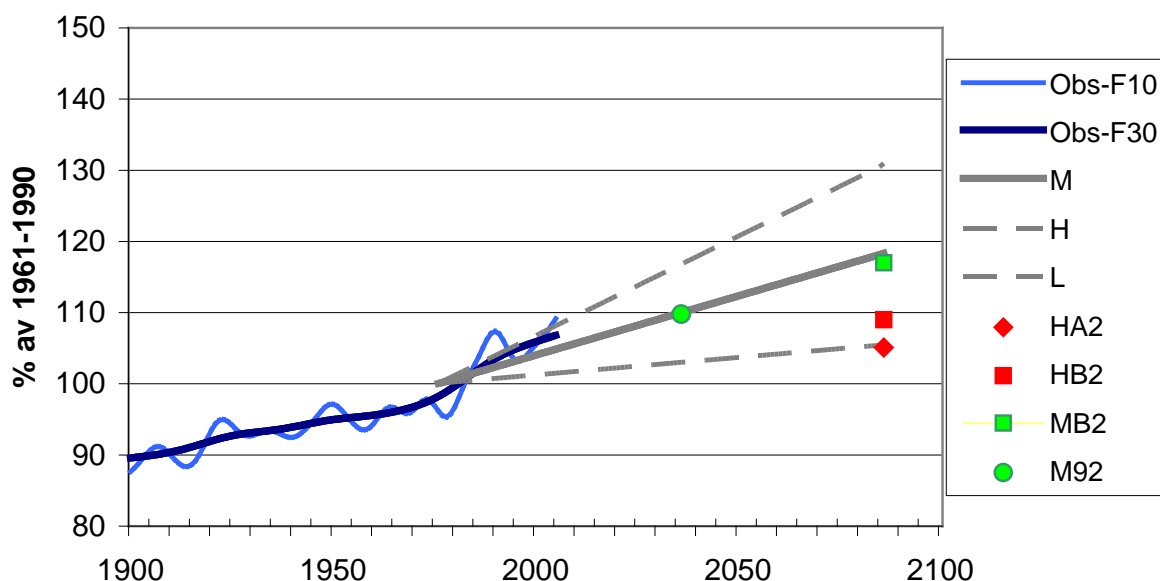
Figur 5.2.11 viser at eksempel-framskrivningene MB2 og M92 ligger nær den midlere nedbørframskrivningen M for Norge på års-

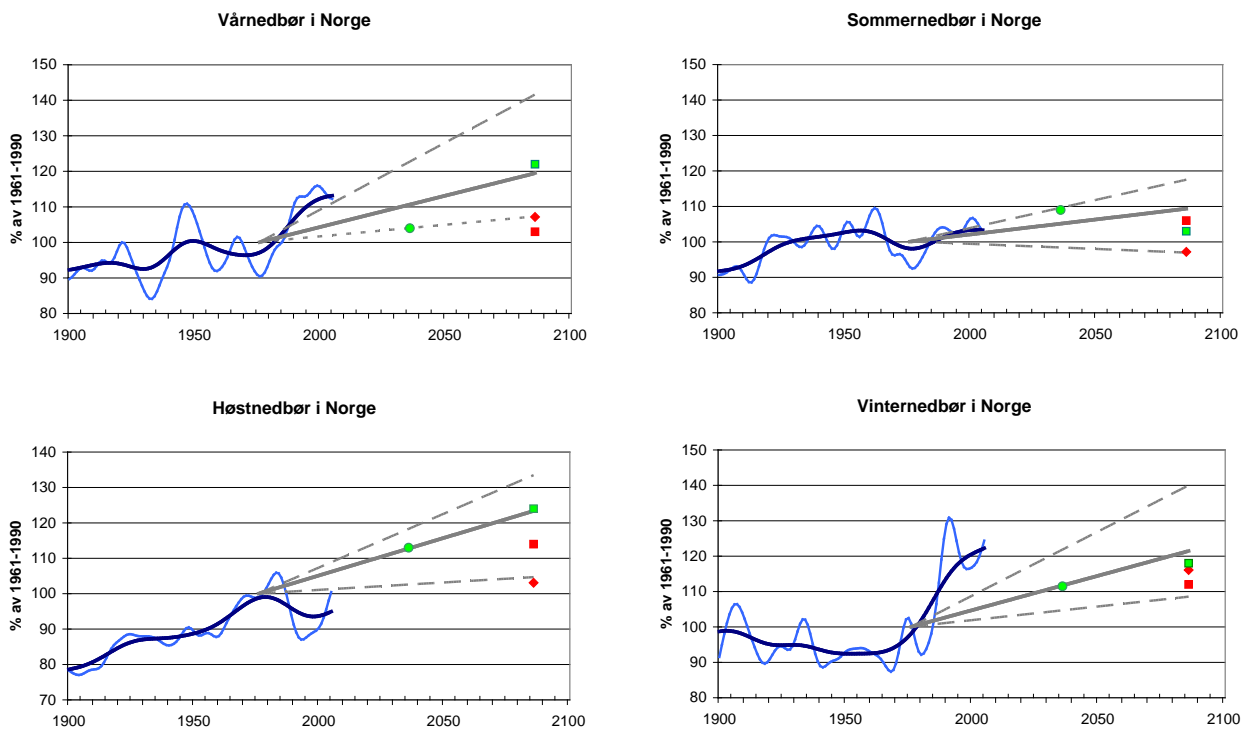
Figur 5.2.11

Observert nedbørutvikling i Norge gjennom det 20. århundret, og beregnede framskrivninger for det 21. århundret. Verdiene er gitt i prosent av observert middelnedbør i perioden 1961-1990. Observert nedbørutvikling er glattet, og viser variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Framskrivningene (grå linjer) er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav framskrivning er stiplede, mens middels framskrivning er heltrukket. Eksempel-framskrivninger er avmerket som punkter.

Figuren fortsetter på neste side med tilsvarende grafer for sesonger.

## Årsnedbør i Norge





Figur 5.2.11 fortsetter  
Se forklaring på forrige side

basis. M92, som gjelder fram til midten av århundret, viser imidlertid relativt stor nedbørøkning i vestlige regioner, både i nord og syd, mens den i østlige regioner ligger nærmere L-framskrivningen. Dette skyldes mye endringene i høstnedbør. MB2, som gjelder fram mot slutten av århundret, ligger nokså nær M-framskrivningen i alle landsdeler og årstider, bortsett fra at den ligger nærmere L-framskrivningen når det gjelder vinternedbør på Østlandet, og sommernedbør i vest og nord. HA2 og HB2 ligger i årsgjennomsnitt for landet nær L-framskrivningen.

I nord er det særlig vinter og vår som viser liten nedbørøkning, eller til og med redusert nedbør. I syd viser særlig HA2 redusert sommernedbør og liten endring om høsten. HA2 ligger likevel nær H-framskrivningen når det gjelder vinternedbør på Østlandet, Sørlandet og Sørvestlandet.

De store forskjellene mellom HA2 og MB2 vises klart i endringskartene i figur 5.2.14 og 5.2.15. Forskjellene skyldes i stor grad ulikheter mellom de to framskrivningene når det gjelder endringer i atmosfærisk sirkulasjon (se kapittel 2). Det er usikkert om – og eventuelt hvordan – økt drivhuseffekt vil påvirke atmosfærisk sirkulasjon, og muligheten må derfor holdes åpen for begge disse framskrivningene. Det er imidlertid klart MB2 som lig-

ger nærmest M-framskrivningen, og som må anses som mest sannsynlig av de to.

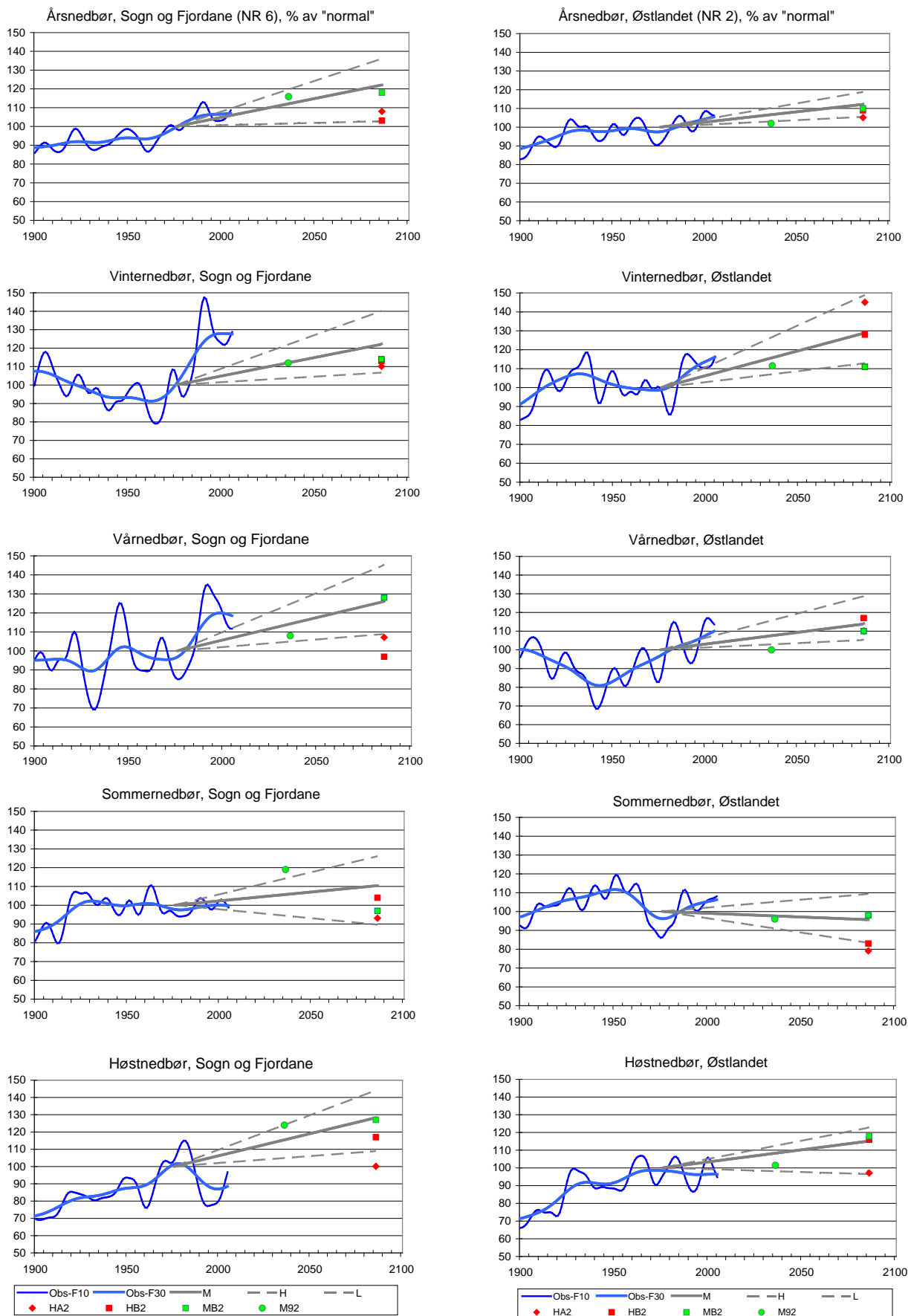
På tross av stor variasjon mellom eksempelframskrivningene gir resultatene fra ensemblene grunnlag for følgende konklusjoner når det gjelder nedbørutviklingen i Norge gjennom det 21ste århundre: Årsnedbøren vil antagelig øke overalt i landet. I gjennomsnitt over landet vil nedbøren høyst sannsynlig øke både høst, vinter og vår. Tilfeldige variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon kan føre til at nedbøren lokalt kan reduseres i perioder, men i det store og hele ventes nedbørøkning i alle disse årstidene. Om sommeren tilsier et flertall av framskrivningene at nedbøren vil avta på Øst- og Sørlandet. En del modeller gir også redusert sommernedbør på Sørvest- og Vestlandet, men i Nord-Norge vil sannsynligvis også sommernedbøren øke.

Resultater fra NorACIA-rapporten (Førland m. fl. 2009, side 39) tyder på at også nedbøren på Svalbard vil øke, og at den vil øke alle årstider. På årsbasis gor NorACIA prosjeksjonene en nedbørøkning på mellom 10 og 40 % på Svalbard.

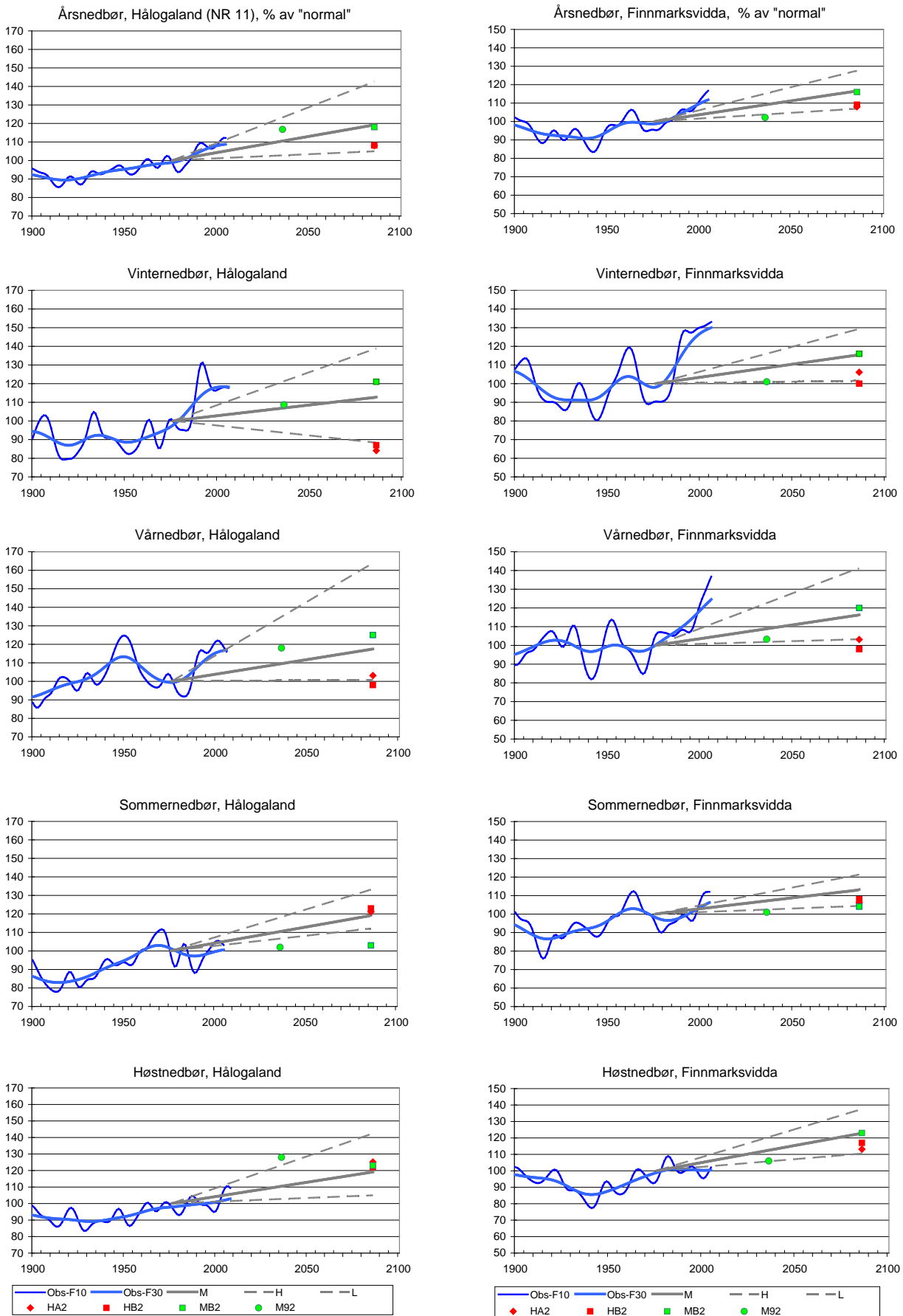
### 5.2.7 Dager med høye nedbørverdier

Nedbørframskrivningene i det dynamiske ensemblet har også blitt benyttet til å vurdere endringer i hyppighet av dager med

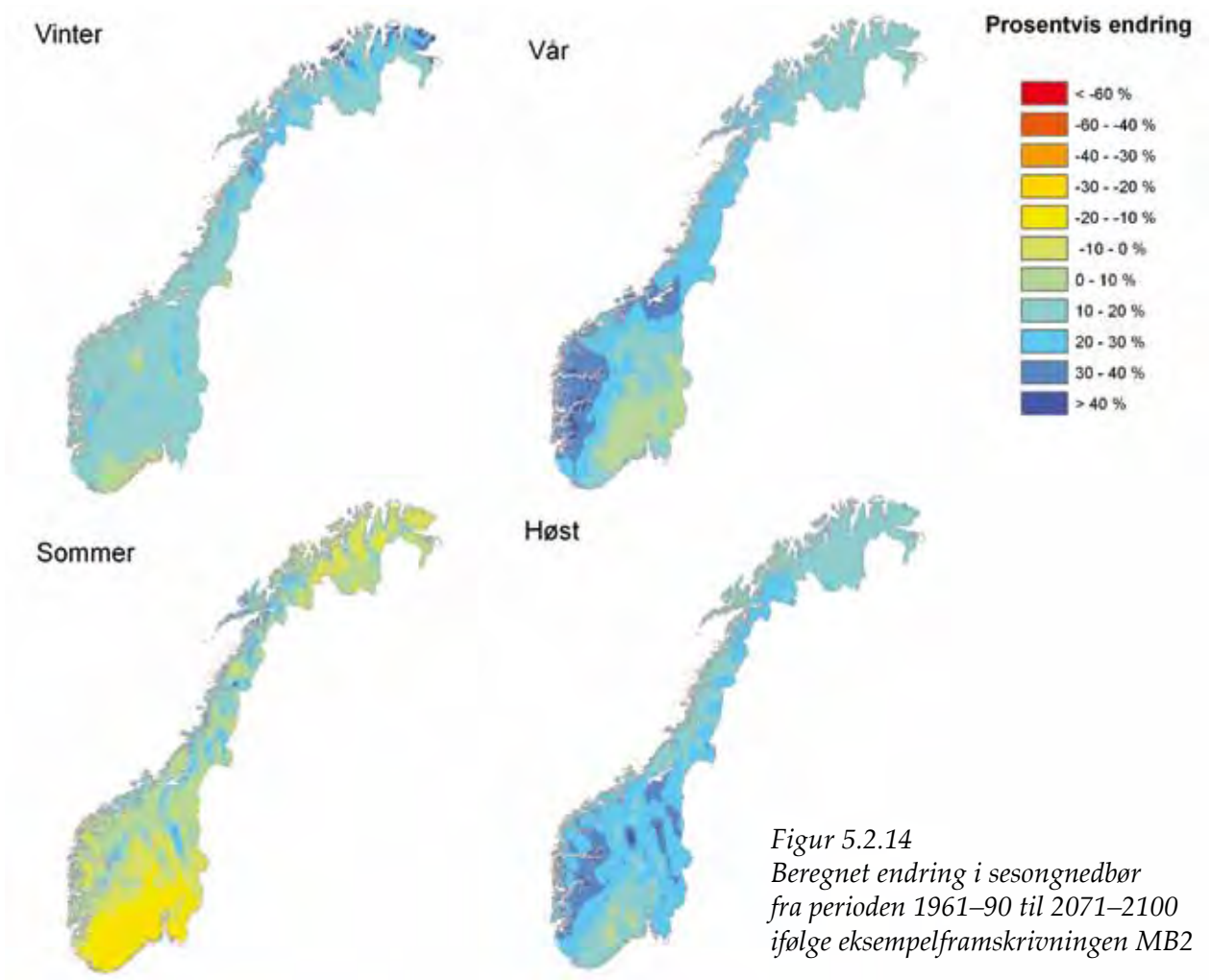




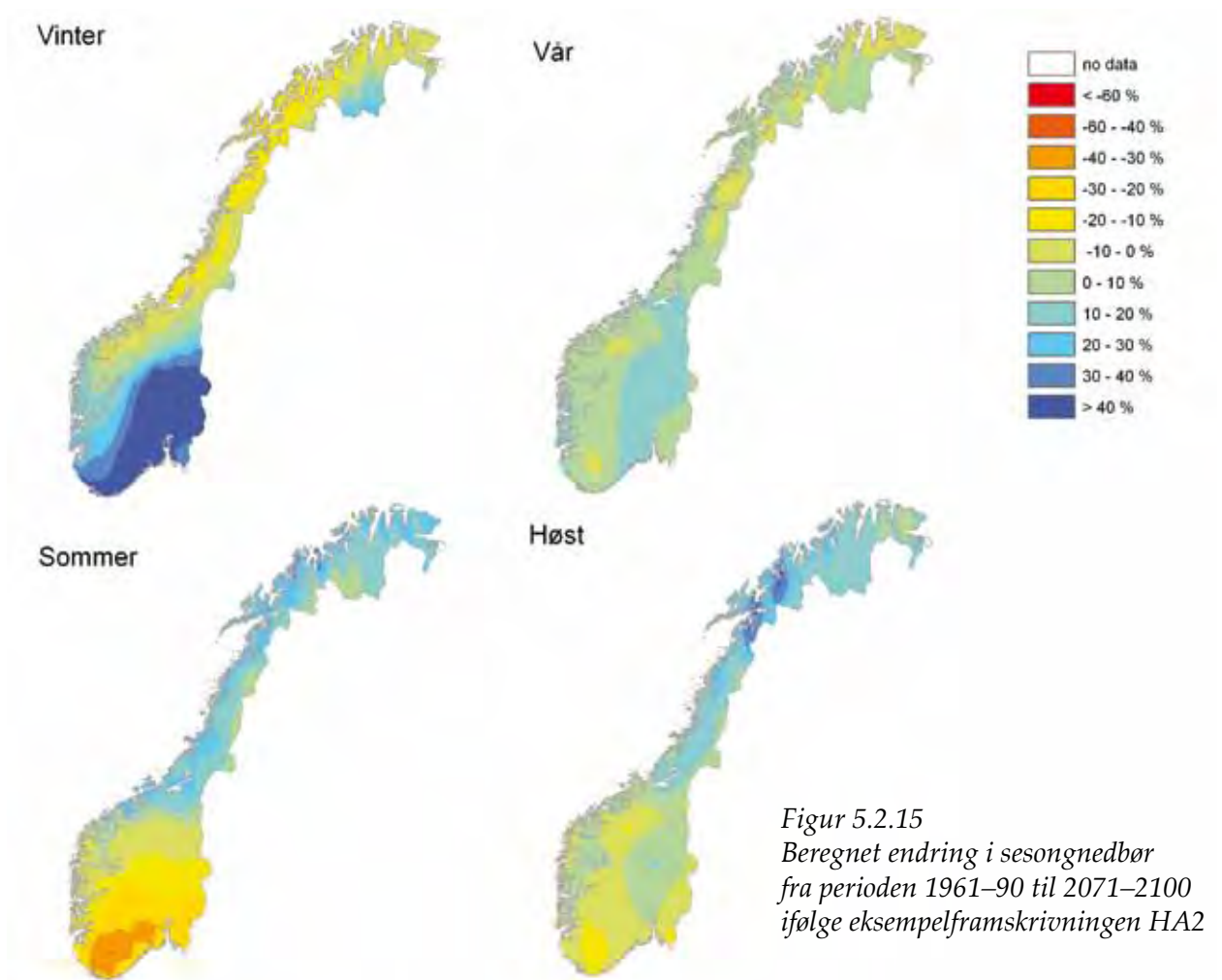
Figur 5.2.12  
Som figur 5.2.11, men her for nedbørregion 2 (høyre) og 6 (venstre)



Figur 5.2.13  
Som figur 5.2.11, men for nedbørregion 11 (venstre) og 12 (høyre)



Figur 5.2.14  
Beregnet endring i sesongnedbør  
fra perioden 1961–90 til 2071–2100  
ifølge eksempelframskrivningen MB2



Figur 5.2.15  
Beregnet endring i sesongnedbør  
fra perioden 1961–90 til 2071–2100  
ifølge eksempelframskrivningen HA2

Tabell 5.2.6

Relativ forandring (%) i antall dager med mye nedbør, og relativ forandring (%) i nedbørmengden på dager med mye nedbør, fra perioden 1961–90 til perioden 2071–2100 ifølge middels (M), høy (H) og lav (L) framskrivning. «Dager med mye nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1961–90 ble overskredet i 0,5 % av dagene. (Tabellen fortsetter på neste side.)

Region	Sesong	1961–90 til 2071–2100: Endring (%) i antall dager med mye nedbør			1961–90 til 2071–2100: Endring (%) i nedbørmengde på dager med mye nedbør		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	75,7	40,6	139,9	15,6	7,2	23,1
	Vinter DJF	126,5	80,0	250,9	16,5	1,9	32,3
	Vår MAM	88,3	41,6	193,1	15,5	5,9	29,1
	Sommer JJA	71,4	30,0	86,9	16,5	6,4	21,5
	Høst SON	110,3	55,9	192,5	17,5	9,7	26,4
NR-1 Østfold	År	83,5	45,3	120,8	18,5	9,0	26,2
	Vinter DJF	180,7	78,1	356,9	28,5	15,8	44,2
	Vår MAM	79,0	11,9	156,4	17,4	2,3	36,6
	Sommer JJA	39,3	-20,9	92,9	9,7	-3,7	31,4
	Høst SON	143,4	32,7	209,3	26,9	8,5	39,7
NR-2 Østlandet	År	65,4	34,8	94,8	14,4	8,0	19,0
	Vinter DJF	188,0	118,3	335,5	22,8	17,5	34,6
	Vår MAM	91,6	26,3	199,9	17,4	6,0	32,4
	Sommer JJA	44,9	6,1	81,0	10,8	0,2	20,4
	Høst SON	103,3	53,7	150,9	17	9,1	25,6
NR-3 Sørlandet	År	47,3	23,1	99,4	10,8	4,8	19,4
	Vinter DJF	125,2	47,5	245,4	18,3	9,5	37,2
	Vår MAM	56,4	-15,0	208,4	12,2	-3,0	44,6
	Sommer JJA	26,7	-37,2	90,6	9,0	-12,4	35,4
	Høst SON	38,7	3,1	90,8	6,3	-1,2	19,0
NR-4 Sør-Vestlandet	År	86,7	41,3	140,7	17,5	8,5	22,9
	Vinter DJF	104,1	16,0	272,7	17,3	0,5	27,2
	Vår MAM	71,5	4,7	216,4	11,8	-2,2	31,5
	Sommer JJA	39,5	-25,8	91,5	10,6	-7,7	25,9
	Høst SON	122,8	77,4	197,5	21,5	10,6	27,7
NR-5 Sunnhordaland	År	79,9	24,3	175,7	14,2	3,2	26,1
	Vinter DJF	89,8	24,9	204,9	11,9	-1,4	28,2
	Vår MAM	81,0	5,4	186,8	14,1	-0,4	31,4
	Sommer JJA	47,3	-5,8	93,5	10,8	-2,4	22,3
	Høst SON	117,2	36,3	231,9	18,5	5,3	34,3
NR-6 Sogn og Nordhordaland	År	75,6	-5,7	180,5	13,1	-3,2	28,0
	Vinter DJF	77,3	-25,4	171,3	13,6	-7,6	27,2
	Vår MAM	88,9	2,7	196,5	13,5	-1,0	32,6
	Sommer JJA	72,7	-14,2	161,9	15,5	-5,3	30,0
	Høst SON	112,7	24,0	217,5	15,4	2,9	27,9
NR-7 Dovre/ Nord- Østerdal	År	86,6	38,5	135,8	21,2	9,5	30,2
	Vinter DJF	170,2	73,9	275,6	24,4	9,8	42,0
	Vår MAM	120,5	46,3	237,5	22,2	9,3	32,7
	Sommer JJA	94,6	29,7	129,1	25,5	8,0	37,3
	Høst SON	131,1	29,0	223,3	24,4	7,5	35,4



NR-8 Møre og Romsdal	År	70,2	7,1	201,1	13,8	0,6	31,0
	Vinter DJF	76,0	-38,9	176,5	13,4	-11,9	33,6
	Vår MAM	111,0	11,8	269	18	1,8	39,7
	Sommer JJA	78,6	6,9	132,1	18,2	0,4	30,3
	Høst SON	83,1	23,0	213,6	14,4	3,3	34,4
NR-9 Innrøndelag	År	96,2	21,8	171,7	19,7	6,4	28,7
	Vinter DJF	117,2	-42,4	271,2	15,5	-14,2	38,6
	Vår MAM	132,4	35,0	241,2	20,8	5,6	33,2
	Sommer JJA	110,6	29,3	176,4	25,6	8,1	38,0
	Høst SON	128,8	29,5	230,1	21,4	7,6	35,5
NR-10 Trøndelag/ Helgeland	År	68,6	9,1	183,7	13,9	1,0	32,8
	Vinter DJF	86,5	-43,2	172,9	13,2	-13,6	33,5
	Vår MAM	65,1	7,5	184,6	11,1	1,3	33,0
	Sommer JJA	90,1	17,0	158,1	19,4	3,6	36,6
	Høst SON	92,7	5,7	310,1	13,9	1,1	38,8
NR-11 Hålogaland	År	85,6	36,4	134,1	17,1	7,6	23,0
	Vinter DJF	105,8	8,8	218,7	15,1	-3,1	29,1
	Vår MAM	82,1	16,1	177,4	14	0,1	28,3
	Sommer JJA	85,2	33,9	156,4	20,9	8,4	34,9
	Høst SON	124,1	63,2	176,4	19,3	9,3	26,9
NR-12 Finnmarks- vidda	År	76,2	21,9	110	21,1	5,4	30,6
	Vinter DJF	126,6	35,8	280,1	22,3	7,5	37,9
	Vår MAM	94,0	15,6	166,8	21,7	4,4	38,9
	Sommer JJA	81,2	31,0	118,3	19,8	7,4	32,1
	Høst SON	124,3	40,1	184,7	25,2	10,1	38,5
NR-13 Varanger	År	103,9	32,5	150,9	25,8	8,3	34,8
	Vinter DJF	186,8	43,3	345,1	26,4	4,0	43,9
	Vår MAM	92,1	39,2	109,6	21,1	9,2	31,7
	Sommer JJA	82,7	-10,0	147,7	21,5	-4,6	43,4
	Høst SON	134,1	51,8	214,2	27,0	11,4	41,1

(Tabell 5.2.6 fortsatt)

høye nedbørverdier, samt nedbørmengdene på slike dager i forskjellige norske regioner. Sorteberg og Haugen (2009) gjennomførte to forskjellige analyser. De bestemte «0,5-prosentilen» for døgnnedbør for perioden 1961–90 (det vil si den døgnverdien som ble overskredet 0,5 prosent av dagene i perioden), og de så på hvor ofte denne ble overskredet i perioden 2071–2100. Prosentvis endring i forekomsten av slike overskridelser er gitt i venstre del av tabell 5.26. Både «middels», «høy» og «lav» framskrivning er angitt.

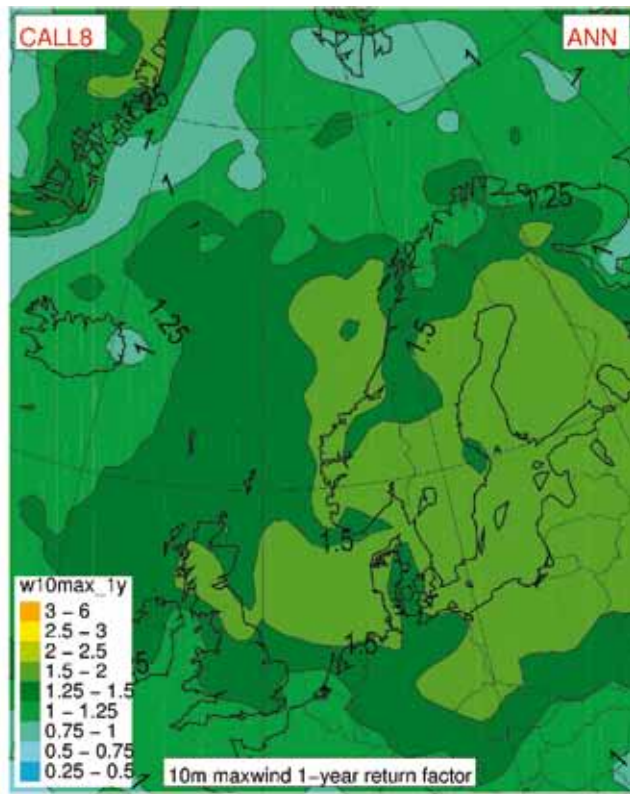
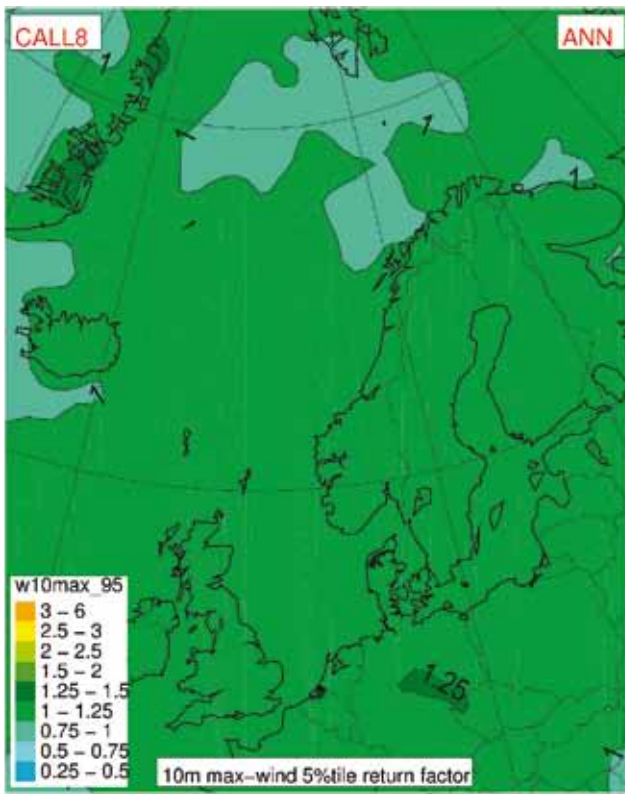
På lands- og årsbasis tilsier en middels framskrivning en økning i slike dager på 75 %. Dette samsvarer kvalitativt med resultatene til Haugen og Iversen (2008), som analyserte et ensemble med 8 framskrivninger. Tabell 5.2.6 viser at vinter og høst gir M-framskrivningen for Norge en dobling i antall dager med mye nedbør. Den gir generelt en økning i forekomsten av slike dager i alle regioner og årstider; selv sommerstid på Østlandet, der framskriv-

ningene typisk gir reduksjon i gjennomsnittsnedbør.

Sorteberg og Haugen (2009) undersøkte også endring i størrelsen på 0,5-prosentilen for døgnnedbør fra 1961–90 til 2071–2100. Resultatene står i høyre del av 5.2.6. M-framskrivningen gir typisk økning på 10 til 25 %, og igjen ser vi at nedbørmengden på dager med mye nedbør har tendens til å øke, selv i områder der de fleste framskrivningene gir redusert nedbørsum.

### 5.2.8 Vind

Det er ikke gjort analyser av vind basert på de ensemblene som i avsnittene før har blitt analysert med hensyn til temperatur og nedbør. Årsaken er dels at det ikke ser ut til å være klare signaler i klimamodellene når det gjelder vind i våre områder. I tillegg er vinden nær bakken i utgangspunktet ikke godt modellert i klimamodellene. For å få brukbare verdier for vind er det derfor nødvendig med

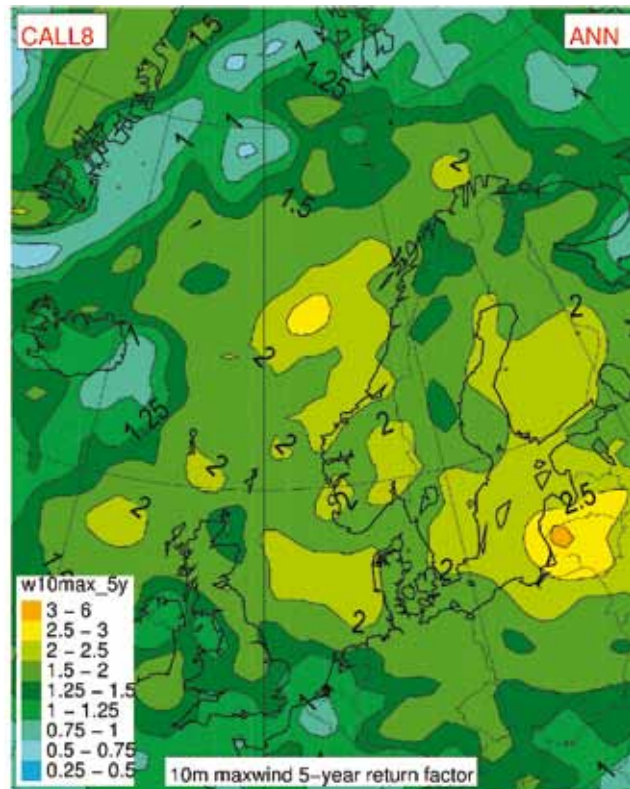


Figur 5.2.16  
 Estimert returfaktor rundt år 2050 for døgnlign maksimal vindstyrke i 10 m høyde. De tre kartene er beregnet fra ulike prosentiler i kontrollperioden (dagens klima). Øverst til venstre er kart beregnet utfra 5-prosentilen, øverst til høyre prosentilen som tilsvarer 1 gang per år, og til høyre her prosentilen som tilsvarer en gang per femte år.

justeringer i etterkant, noe som ikke har vært prioritert innen de stramme fristene dette arbeidet har hatt.

Haugen og Iversen (2008) analyserte imidlertid et ensemble med åtte framskrivninger med hensyn til blant annet vind. De så på endringer fram mot midten av århundret, og konkluderte med at endringene i midlere vindforhold ifølge modellene blir små, men at endringene ser ut til bli gradvis større fra 5-prosentilen, via prosentilen som tilsvarer én overskridelse per år, til prosentilen som tilsvarer en overskridelse hvert femte år. Dette illustreres i figur 5.2.16, som viser at ensemblet fra Haugen og Iversen (2008) på 70 år gir små endringer i 5-prosentilen, men opp til en doubling i frekvensen av det som i normalperioden var 5-årsverdier.

I forbindelse med NorACIA utredningen (Førland m. fl. 2009) ble det gjort en analyse av indisier for utvikling av polare lavtrykk. Det ble konkludert med at sannsynligheten



for polare lavtrykk langs kysten av Norge antagelig vil avta, idet området med relativt høy sannsynlighet for polare lavtrykk flytter nordover ettersom sjøisgrensen flytter seg. Dette er i overensstemmelse med analyse av 13 klimaframskrivninger av Kolstad og Bracegridle (2008).

## Referanser

- Barstadm I., A. Sorteberg, F. Flatøy & M. Deque (2009): «Precipitation, Temperature and Wind in Norway – dynamical downscaling of ERA40 Climate Dynamics», accepted
- Benestad, R.E. (2002): «Empirically downscaled multi-model ensemble temperature and precipitation scenarios for Norway.» *JClim* 15:3008–3027
- Benestad, R. (2009): «Re-calculation of local climate scenarios.» *met.no note* 15/2009
- Benestad, R.E., D. Chen & I. Hanssen-Bauer (2008): *Empirical-Statistical Downscaling*, World Scientific Publishers, ISBN 978-981-281-912-3
- Benestad, R. & I. Hanssen-Bauer (2009): «Warming trends and circulation.» *met.no report*
- Førland, E.J.F. et al. (2009): «Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100.» *Rapportserie* nr. 128, Norsk Polarinstitt
- Bjørge, D., J.E. Haugen, T.E. Nordeng (2000): «Future climate in Norway.» *Research Report* No. 103. Available from Norwegian Meteorological Institute
- Engen-Skaugen, T. (2007): «Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios.» *Climate Change*, 84:365–382, DOI 10.1007/s10584-007-9251-6.
- Engen-Skaugen, T., J.E. Haugen & O.E. Tveito (2007): «Temperature scenarios for Norway: from regional to local scale.» *Clim Dyn* 29: 441–453, DOI 10.1007/s00382-007-0241-1
- Hanssen-Bauer, I., E.J. Førland, J.E. Haugen, O.E. Tveito (2003): «Temperature and precipitation scenarios for Norway. Comparison of results from dynamical and empirical downscaling.» *Climate Research*, 25, 15–27
- Haugen, J.E. & H. Haakenstad (2006): «Validation of HIRHAM version 2 with 50 km and 25km resolution.» *RegClim General Technical Report* No. 9, pp 159–173 (<http://regclim.met.no/results/gtr9.pdf>)
- Haugen, J. E. & T. Iversen (2008). «Response in extremes of daily precipitation and wind from a downscaled multi-model ensemble of anthropogenic global climate change scenarios.» *Tellus*, 60A, 411–426
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press
- Kolstad, E.W., T.J. Bracegirdle (2008): «Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere.» *Clim.Dyn.*, 80, 891–885. DOI 10.1007/s00382-007-0331-0
- Sorteberg, A. & J.E. Haugen (2009): «Regionale estimater av nedbør og temperaturforandringer.» *Report series of Bjerknnes Center*. In prep.



## 5.3 Hydrologi / skred

### 5.3.1 Hva finnes av hydrologiske framskrivninger?

De første framskrivningene av framtidig vannføring i utvalgte norske vassdrag ble utarbeidet som et bidrag til den interdepartementale klimautredningen i 1990 (Sælthun et al., 1990). Etter dette har det vært og er flere prosjekter som inkluderer effekten av klimaendringer på hydrologi. Framskrivningene som beskrives i det følgende er blant annet et resultat av prosjektene «Klimautvikling og kraftproduksjon» (Roald, et al., 2002), «Klimaprediktabilitet på en skala fra 0 til 100 år» (Engen-Skaugen et al., 2005; Roald et al., 2006) og «Climate and Energy» (Fenger, 2007).

I prosjektet «Klimautvikling og kraftproduksjon» ble det utarbeidet framskrivninger av framtidig døgnvannføring for 42 norske nedbørfelt basert på nedskalerte døgnverdier for 55 meteorologiske stasjoner for perioden fra 2030 til 2049 med perioden 1980 til 1999 som kontrollperiode (Roald et al., 2002). Grunnlaget for de hydrologiske framskrivningene var resultater fra den globale klimamodellen ECHAM4 fra MaxPlanck-instituttet (MPI) drevet av utslippsscenario IS92a og nedskalert ved HIRHAM til gridstørrelse 50 x 50 km<sup>2</sup>, med påfølgende statistisk basert justering av temperatur- og nedbørdata til den enkelte stasjonene (Engen-Skaugen, 2004). Dette tilsvarer «eksempelframskrivning M92» i figurene i kapittel 5.2.1. De hydrologiske beregningene er delvis utført ved bruk av en tradisjonell HBV-modell for de utvalgte nedbørfeltene og dels ved en gridbasert versjon av modellen som utfører beregningene for en gridstørrelse på 1 x 1 km<sup>2</sup>. Resultatene fra den gridbaserte modellen kan vises på landsdekkende kart, både i form av separate kart over ulike hydrologiske variable som avløp, fordampning, snødekke og markvannskudd for nåtidsklimaet og framskrivningen av framtidsklimaet og kart som viser endringen i de to periodene.

Det er også utarbeidet framskrivninger av framtidig døgnvannføring og andre hydro-

logiske variable i 24 norske nedbørfelt for perioden 2071–2100 (Engen-Skaugen et al., 2005; Roald et al., 2006; Fenger, 2007). Som kontrollperiode ble perioden 1961–90 brukt. Klimaframskrivningene bygger på dynamisk nedskalerte data fra HadAm3H-modellen for utslippsscenario A2 og B2 og for ECHAM4 (MPI)-modellen basert på utslippsscenario B2. Nedskaleringen bygger på resultater fra RegClim med en forbedret statistisk justering av temperatur og nedbørdata til meteorologiske stasjoner. Dette tilsvare «eksempelframskrivning HA2, HB2 og MB2» i figurene i kapittel 5.2.1. Den hydrologiske modellen arbeider med en gridstørrelse på 1 x 1 km<sup>2</sup>. Resultatene foreligger også i form av endringskart (Beldring et al., 2006).

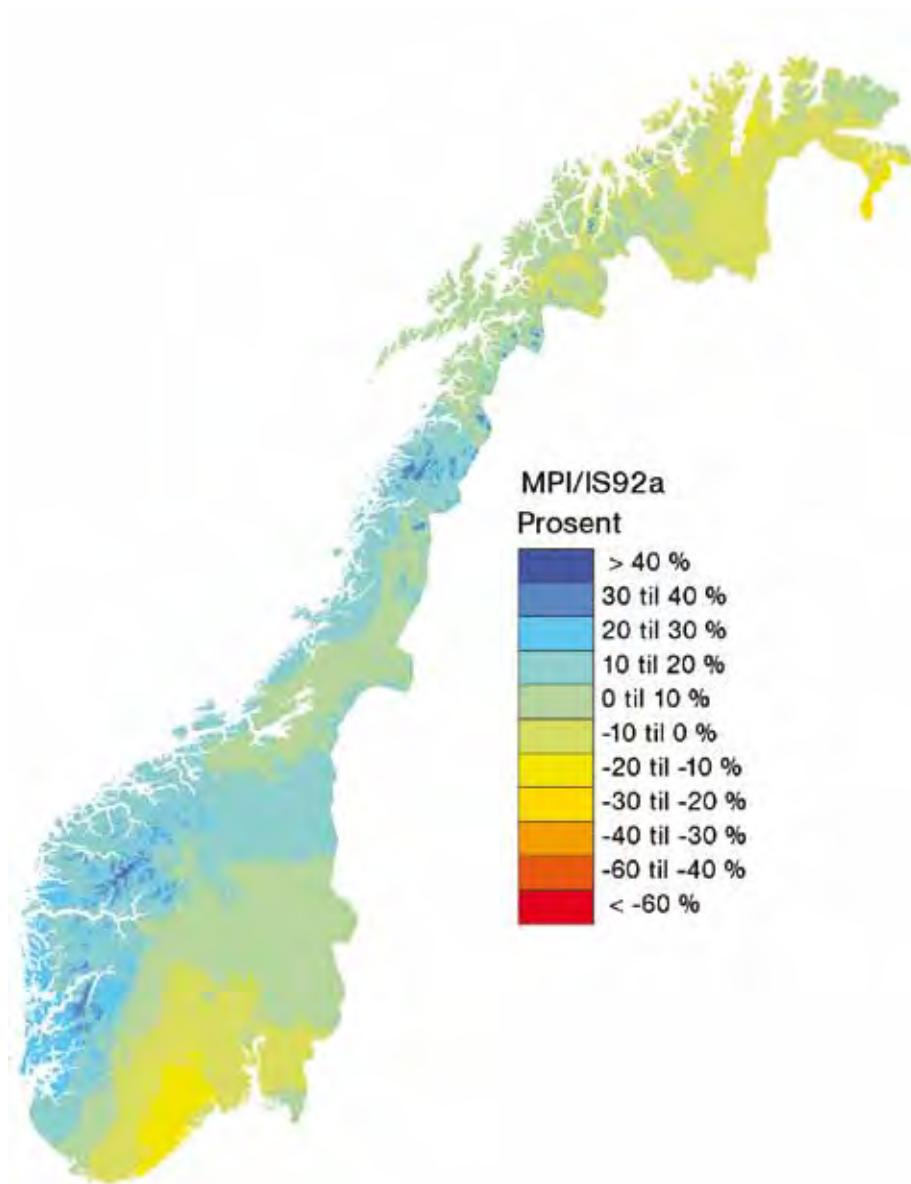
### 5.3.2 Endringer i års- og sesongavløpet fram mot 2050

Figur 5.3.1 viser prosentvis endring i årsavløpet for perioden 2030–2049. Endringen i de fire årstidene er vist i figur 5.3.2.

Kartet viser at endringen i årlig middelvannføring vil variere fra 30 % til –20 % i bre frie nedbørfelt med klare regionale forskjeller. Avrenningen vil øke på Vestlandet, i fjellet mellom Østlandet og Trøndelag og langs kysten av Nordland med 20–30 % fra 1980–99 til 2030–49. Nedbørfelt med stor breandel vil få et økt årsavløp på mer enn 40 %. På deler av Østlandet vil avrenningen øke med opp mot 10 %. På Sørlandet vil avrenningen avta lokalt opp til 20 %. Det vil også være en reduksjon i deler av Finnmark. Endringer i årsavløpet innenfor ±10 % er så vidt lavt sammenliknet med variabiliteten mellom ulike 30-årsperioder at de i hovedsak må tilskrives naturlig variabilitet. Med unntak for brevassdrag er disse endringene i stor grad styrt av klimamodellenes nedbørøkning.

Hvilke regioner som får økt eller redusert avrenning er sterkt avhengig av hvilke lavtrykkbaner som blir dominerende, jfr. figur 2.1.2. Kontroll- og framskrivningsperiode er på bare 20 år. I kapittel 3.2 er det vist at pe-





Figur 5.3.1  
 Projisert endring i  
 årsavløp fra 1980–99  
 til 2030–49 basert på  
 ECHAM4/IS92a.

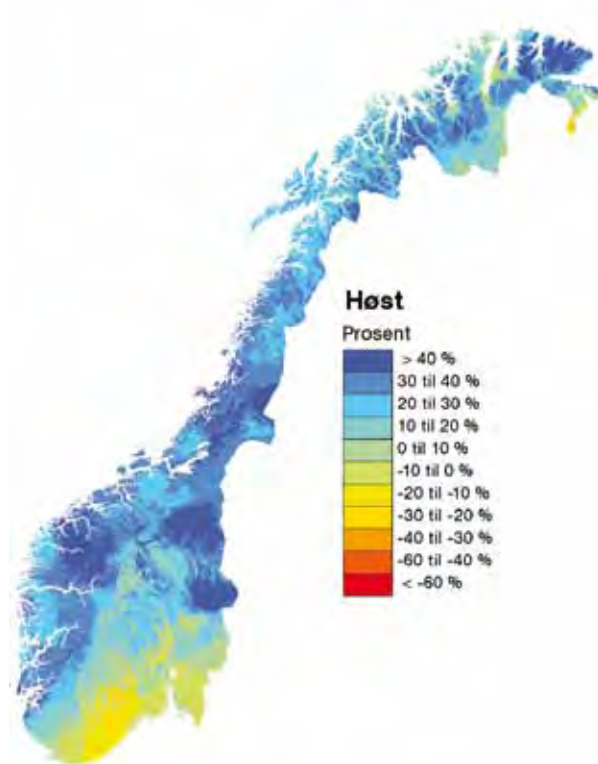
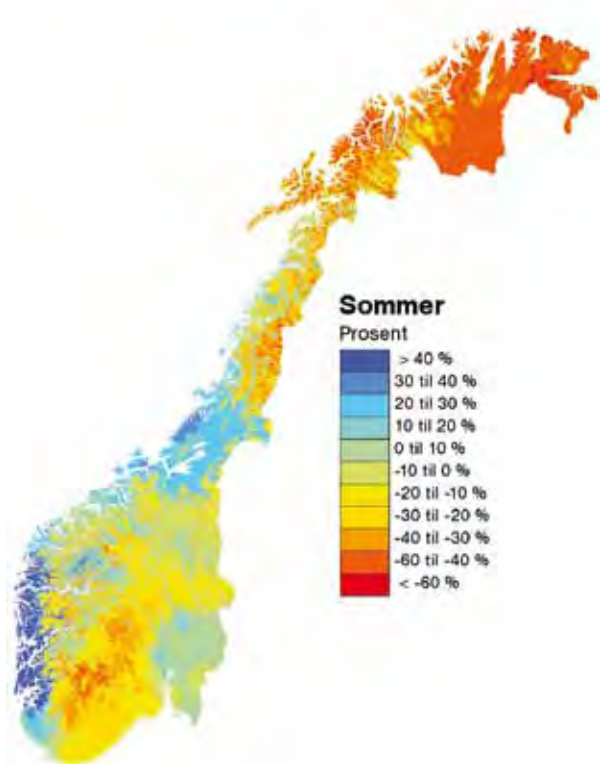
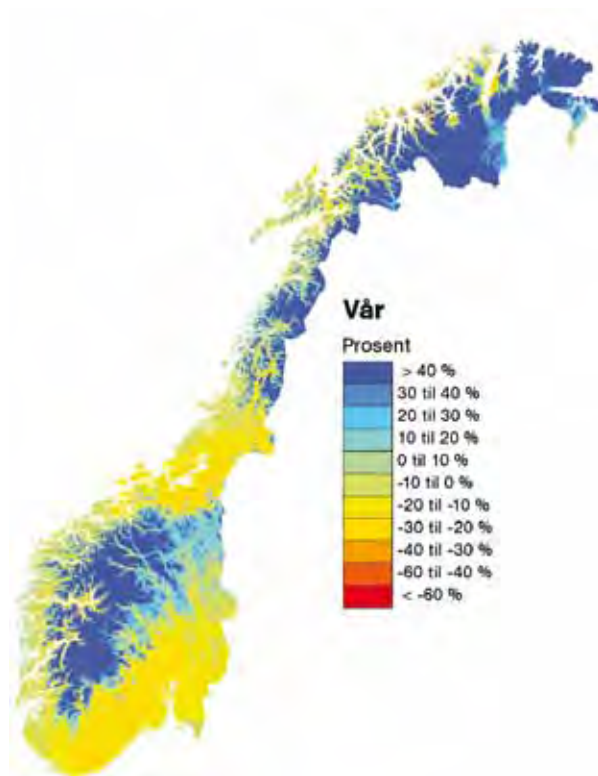
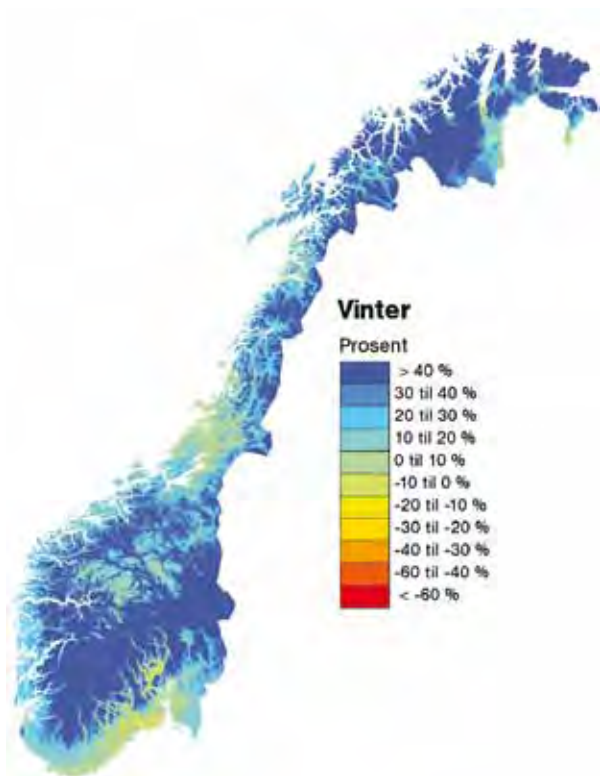
rioder med våte og tørre år har en tendens til å komme i grupper. Basert på transiente simuleringer av avrenningen over en 70-års periode finner vi en tendens til en tilsvarende gruppering av tørre og våte år som i observerte data. Det kan påvises kortere perioder i en slik transient simulering med større endringer enn de som framgår av figur 5.3.1, men dette beror antagelig på at modellen har fanget opp typisk naturlig klimavariabilitet.

Endring i middelavløpet for de fire årstidene er betydelig større enn for årsavløpet som vist i figur 5.3.2. På landsbasis øker avløpet i vintermånedene med 45 %. Vinteren blir våtere som følge av økt nedbør, høyere temperatur og dermed flere mildvær med nedbør i form av regn. Den prosentvise økningen er størst i fjellet, hvor økningen kan være opp til 200 %, men dette skyldes at avrenningen i kontrollperioden er svært lav. I lavtliggende områder kan tidspunktet for vårflommen forskyves fra vårmånedene til vintermånedene.

I fjellet i Sør-Norge og i indre strøk fra Helgeland til Finnmark vil avrenningen i vårmånedene øke med over 40 %. Dette skyldes for en del at tidspunktet for vårflommen forskyves fra juni/juli og inn i vårmånedene. I lavlandet og i kystnære områder på Øst- og Sørlandet og i Midt-Norge vil avrenningen bli lavere, i hovedsak fordi vårflommen kommer tidligere; i indre strøk på Sørlandet med opp til 30 %.

Sommeren vil få redusert avrenning i store deler av landet. De største endringene vil være i Troms og Finnmark der avrenningen kan avta så mye som 40 til 60 %. I Finnmark er snøsmeltingen konsentrert til en kortvarig periode i mai til juni. Den store reduksjonen i sommeravrenning i denne landsdelen og i fjellet, skyldes i hovedsak at snøsmeltingen kommer tidligere.

Det bli også reduksjon i vannføringen langs vannskillet mot Sverige i Nordland. I Sør-Norge blir det tørrere på Sørlandet og i



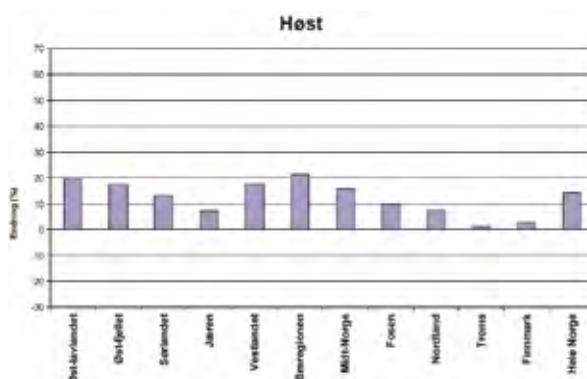
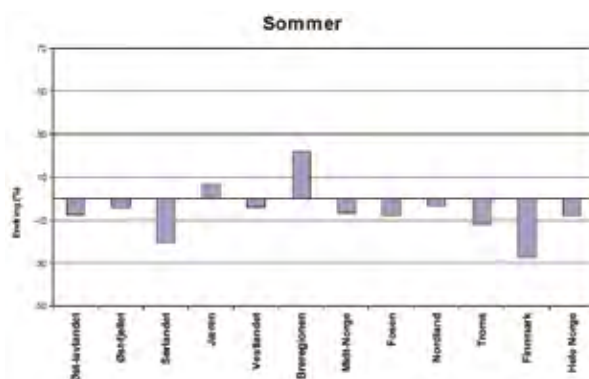
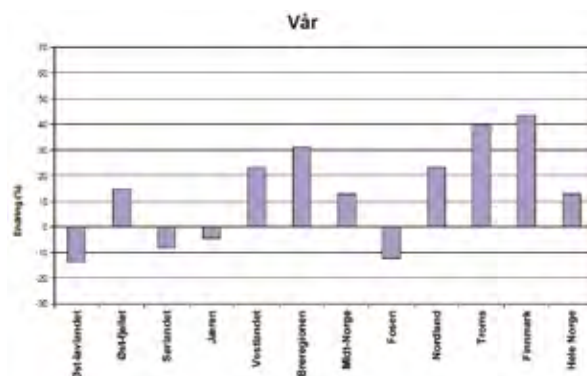
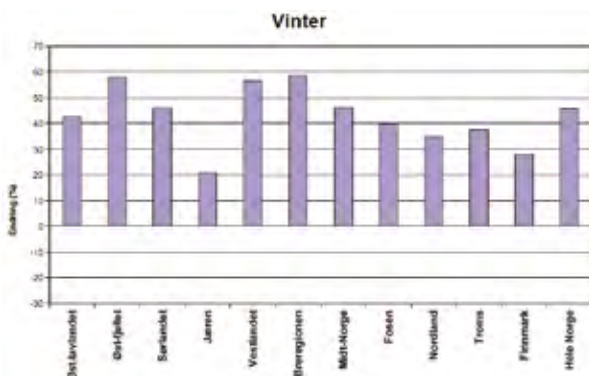
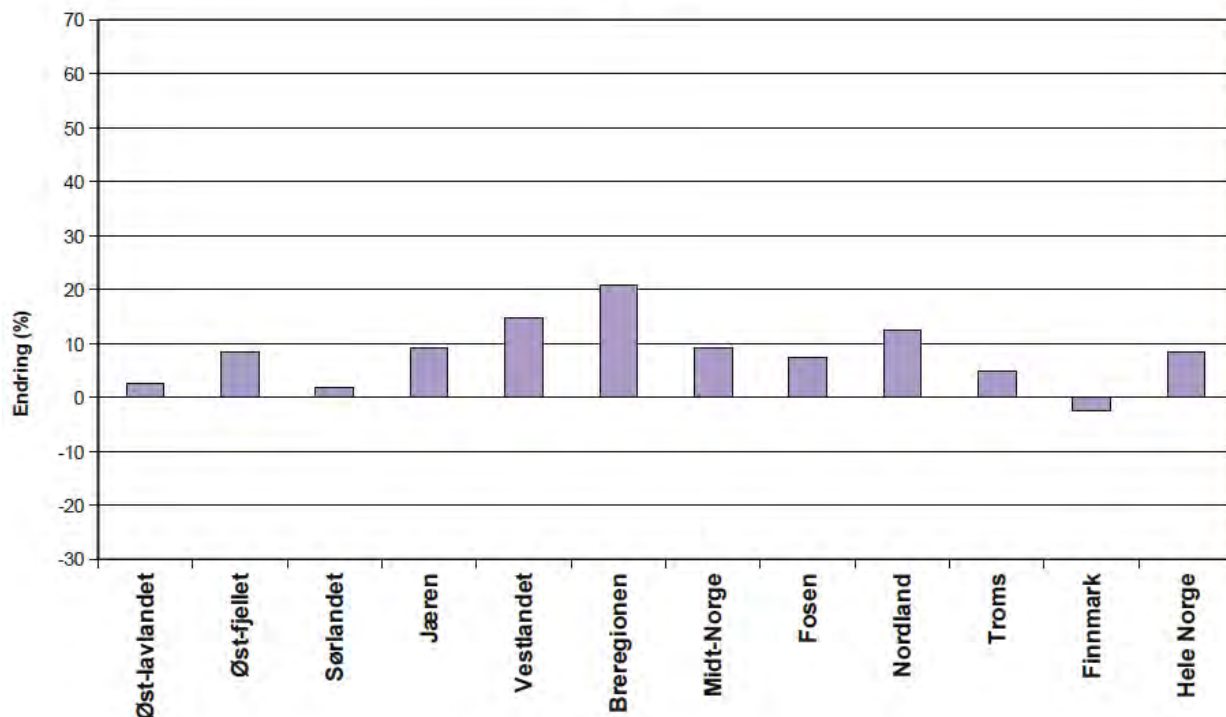
vestlige deler av Østlandet opp mot vannskillet i Langfjellene. Avrenningen kan avta så mye som 40–60 % i enkelte områder i indre Aust-Agder og Telemark. Endringene skyldes delvis forskyvning av smeltetidspunktet, men redusert sommernedbør og økt fordampning bidrar sterkt til reduksjonen i avrenningen. I ytre strøk på Vestlandet viser framskrivningen en økning i avrenningen på opp mot 40 %. Avrenningen vil også øke med 20–40 % i Trøndelag, spesielt i området nord for Trond-

Figur 5.3.2  
 Projisert endring i avløpet i de fire sesongene fra 1980–99 til 2030–49 basert på ECHAM4/IS92a

heimsfjorden som følge av økt nedbør. Det vil også bli en økning på 10–20 % i avrenningen på deler av Østlandet. Brevassdrag vil også få økt vannføring om sommeren.

Med unntak av et område nær kysten fra Sørlandet til Østfold vil avrenningen øke om

## År

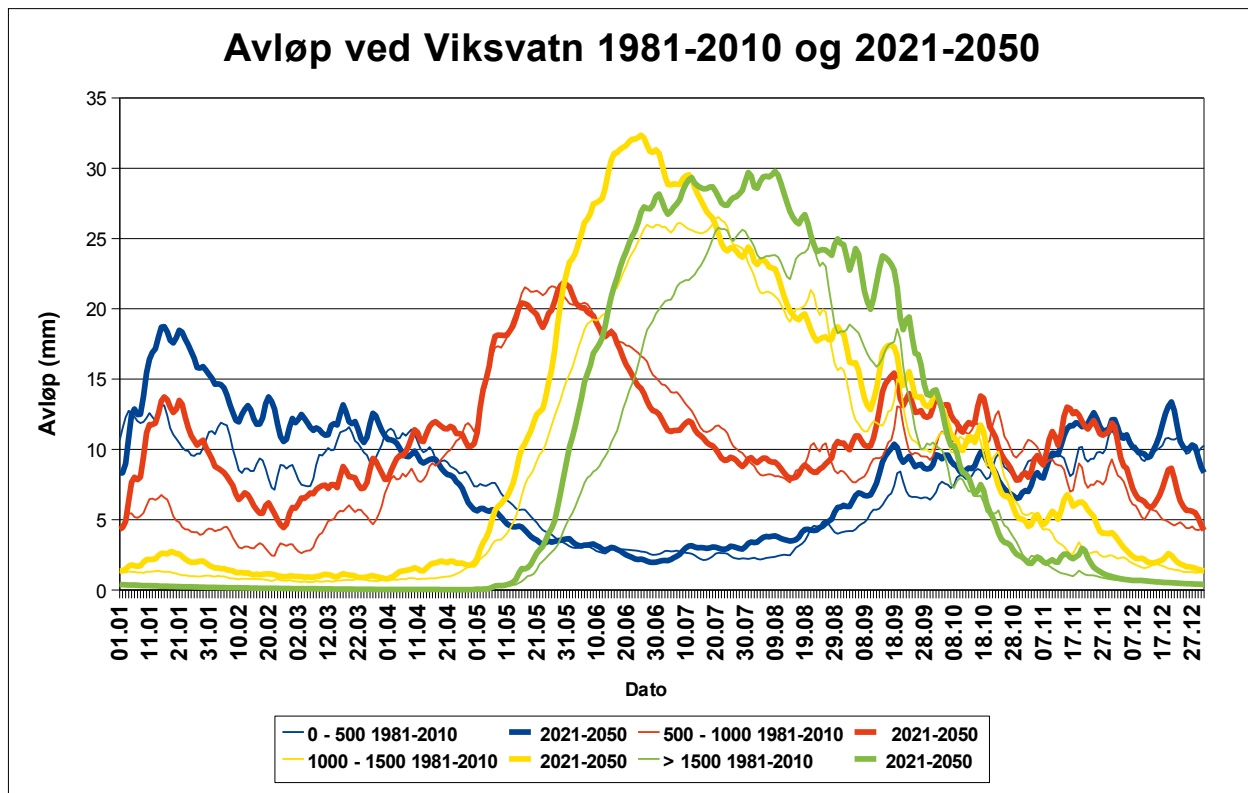


høsten. Økningen er størst i indre strøk på Vestlandet, i Nord-Østerdalen, nær vannskillet mot øst i Nordland og i Troms/Finnmark med en økning på over 40 %. For resten av Norge gir framskrivningen en økning på 10–20 % i avrenningen om høsten.

Resultatene beskrevet ovenfor bygger på sammenlikning av data fra to 20-års perioder. I en så kort periode har naturlig variabilitet i klimaet større betydning enn følgene av økt drivhuseffekt. Selv om de påviste endringe-

Figur 5.3.3  
Projisert endring i middelvannføringen fra 1981–2010 til 2021–50 for utvalgte felt i Sør- og Nord-Norge.





Figur 5.3.4  
Sesongfordelingen av avløpet i kontrollperiode og scenarioperiode for fire høydesoner i feltet til Viksvatn i Gaular i Sunnfjord.

ne viser seg å ha regionale mønster, må flere framskrivinger basert på ulike modeller legges til grunn for å trekke slutninger om framtidige hydrologiske forhold.

For perioden fram til 2050 har bare framskriving basert på ECHAM4 (MPI) og utslippsscenario IS92a vært tilgjengelig. Det foreligger nå et nytt sett med hydrologiske dataserier for mer enn 100 nedbørfelt basert på samme klimamodell og utslippsscenario for en 30-års periode fra 2021 til 2050 med kontrollperiode fra 1981 til 2010. Simuleringene bygger på bruk av griddete data og en ny nedskalering. I figur 5.3.3 er det, basert på disse framskrivingene, vist prosentvise endringer i års- og sesongmidler for ulike distrikter i Norge.

For hele Norge øker årsavrenningen med ca 8 % i følge denne framskrivingen. Det er rimelig konsistent med den nedbørøkningen M92-framskrivingen gir, men årstidsendringene er forskjellige for nedbør og avrenning. Om vinteren øker avrenningen med ca 45 %, om våren med ca 13 %, om sommeren avtar den med ca 8 % og om høsten øker den med ca 14 %. Økningen i årsavløpet er størst i breregionen (ca 21 %), på Vestlandet og i Nordland. Det avtar i Finnmark og øker minimalt på Sørlandet og i lavlandet på Østlandet.

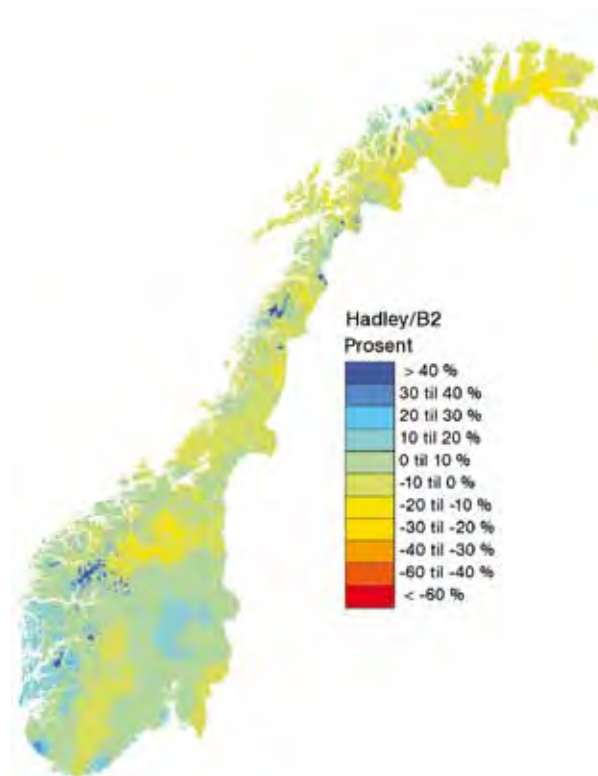
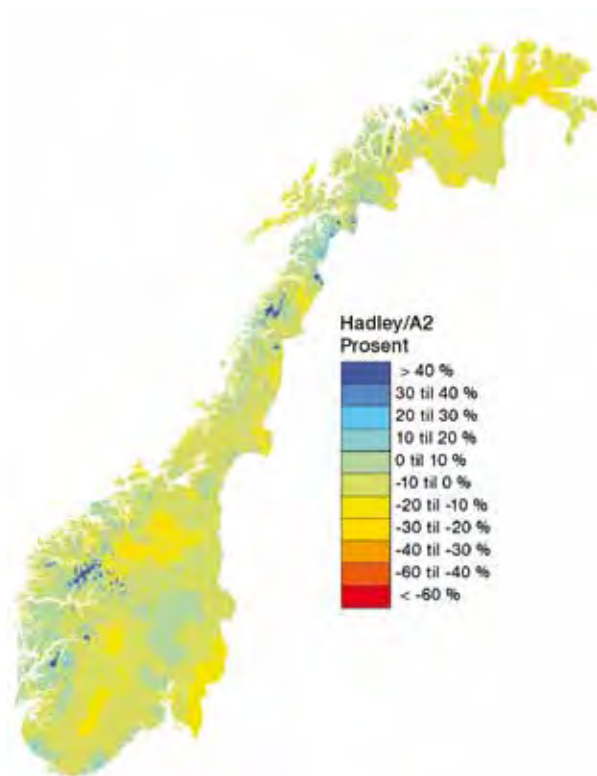
Om vinteren øker avrenningen i alle regioner, mest i breregionen (58 %), i fjellet på Østlandet og på Vestlandet. På Jæren er økningen minst (18 %). Om våren øker avrenningen i felt med sen snøsmelteflom mest i Finnmark

(43 %), i Troms og i breregionen. Avrenningen avtar i lavtliggende regioner som lavlandet på Østlandet (14 %), Sørlandet, Fosen og Jæren. Om sommeren øker avrenningen i breregionen (22 %) og på Jæren og avtar i alle andre regioner, mest i Finnmark (27 %) og på Sørlandet. Om høsten er det økning i alle regioner, mest i breregionen (21 %), lavlandet på Østlandet og Vestlandet og minst i Finnmark og Troms.

Den viktigste endringen som framgår av framskrivingene mot midten av århundret, er endringen i sesongfordelingen av avrenningen. Denne styres av utviklingen av snødekke og er i hovedsak styrt av temperaturen. De framskrevne endringene i sesongavrenningen, skyldes derfor temperatursignalet i langt større grad enn nedbørendringene.

Endringene er avhengig av nedbørfeltets høyde over havet. I figur 5.3.4 er det som et eksempel på dette, vist endringer i sesongfordelingen i ulike høydesoner for et nedbørfelt på Vestlandet. I lavtliggende nivåer kan vårflommen mer eller mindre falle bort, mens den fortsatt vil være i høyere deler av vassdraget. Høstavløpet vil også øke, mest i lavere og midlere nivåer.

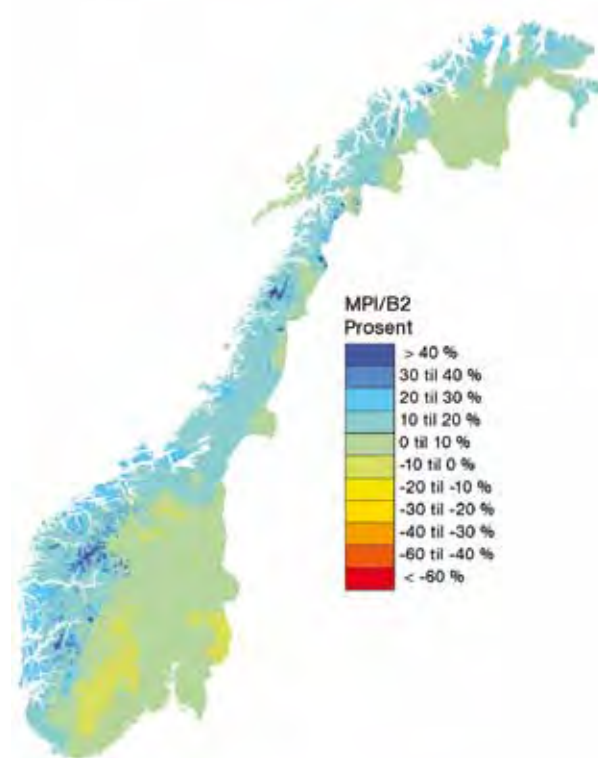




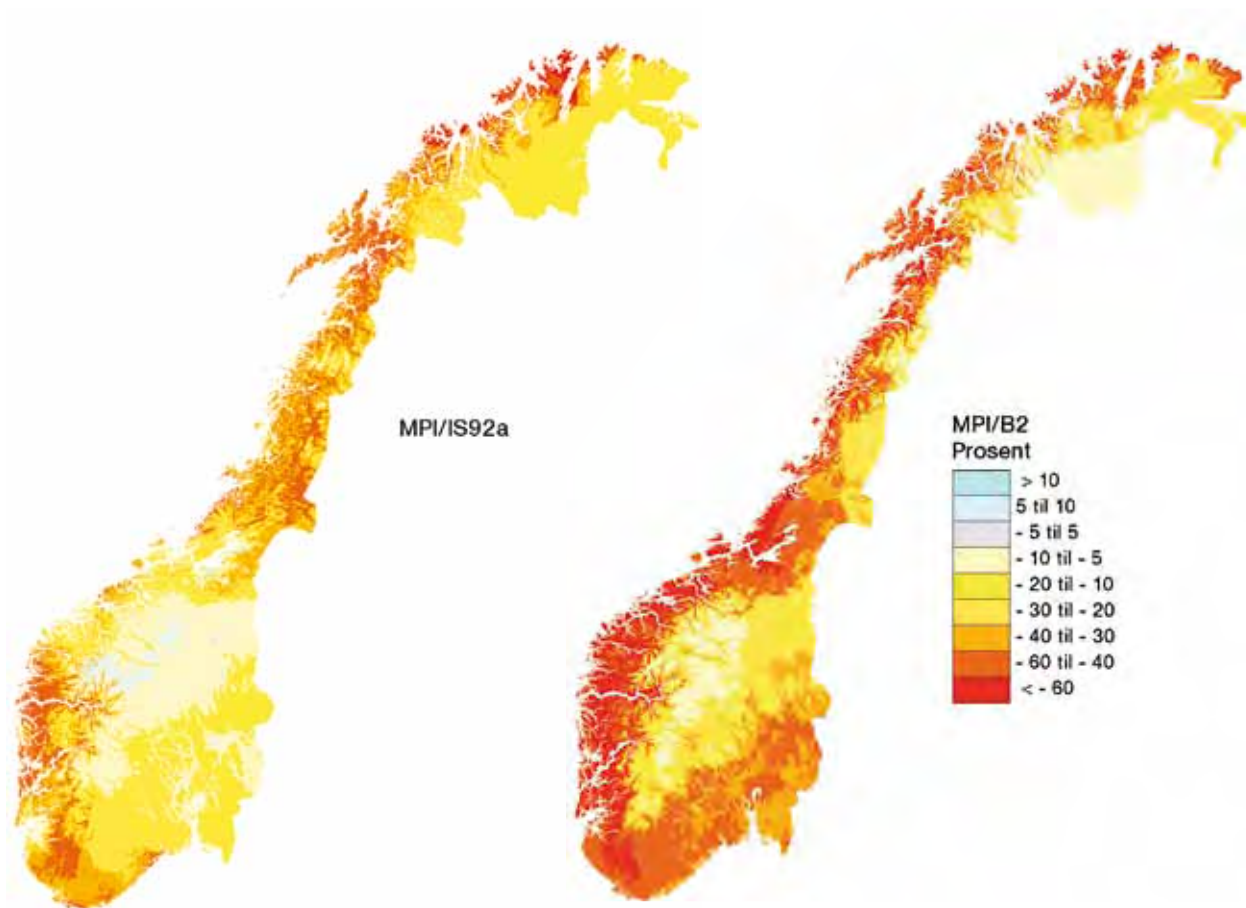
### 5.3.3 Endringer i års- og sesongavløpet fram mot 2100

Basert på ECHAM4 (MPI)- modellen med utslippsscenario B2 og HadAm3H-modellen med utslippsscenario A2 og B2 er det beregnet framskrivninger av framtidig avrenning og andre hydrologiske variable (Engen-Skaugen et al., 2005; Roald et al., 2006). Resultatene foreligger også i form av kart (Beldring et al., 2006), og i form av dataserier med daglige verdier for kontrollperioden 1961–1990 og for scenarioperioden 2071–2100. Basert på disse seriene er endring i års- og sesongmidler beregnet for avrenning, fordampning, markvannsunderskudd, maksimal årlig snømagasin og varighet av snødekket. Figur 5.3.5 viser endring i årsavrenning for de tre framskrivningene.

En viktig forskjell mellom de tre framskrivningene er at Hadley-modellen gir mer tilførsel av nedbør fra sørøst (nedbørfordeling for HA2 i 5.2.15), mens ECHAM4-modellen gir forsterket vestavær og dermed økt nedbør og avløp på vestsiden av Norge (nedbørfordeling for MB2 i 5.2.14). Av de to utslippsscenarioene er B2 mest likt utslippsscenario IS92a, mens A2 representerer en kraftigere økning av drivhusgassene, spesielt etter 2050. Nedbørøkningen er betydelig mindre fra Midt-Norge og nordover i Hadley-framskrivningen enn i ECHAM4. Med unntak av breområdene gir Hadley-A2-framskrivningen små endringer på det sentrale Østlandet, på Vestlandet og langs kysten i Nordland og Troms. I indre



Figur 5.3.5  
Projisert endring i midlere årlig avrenning fra 1961–90 til 2071–2100 basert på HadAm3H-klimamodellen og utslippsscenario A2 og B2 og ECHAM4-modellen basert på utslippsscenario IS92A.



Figur 5.3.6  
Endring i maksimal årlig vannekvivalent av snømagasinet for kort og lang framskrivningsperiode. Begge framskrivningene er basert på ECHAM4-modellen, men bygger på ulike utslippsscenarioer (IS92a for kort og B2 for lang periode).

strøk i Telemark og Agderfylkene, i Akershus og Østfold, i de sentrale høyfjellsområdene i Sør- og Midt-Norge, nær vannskillet mot øst i Nordland og i Finnmark blir det tørrere.

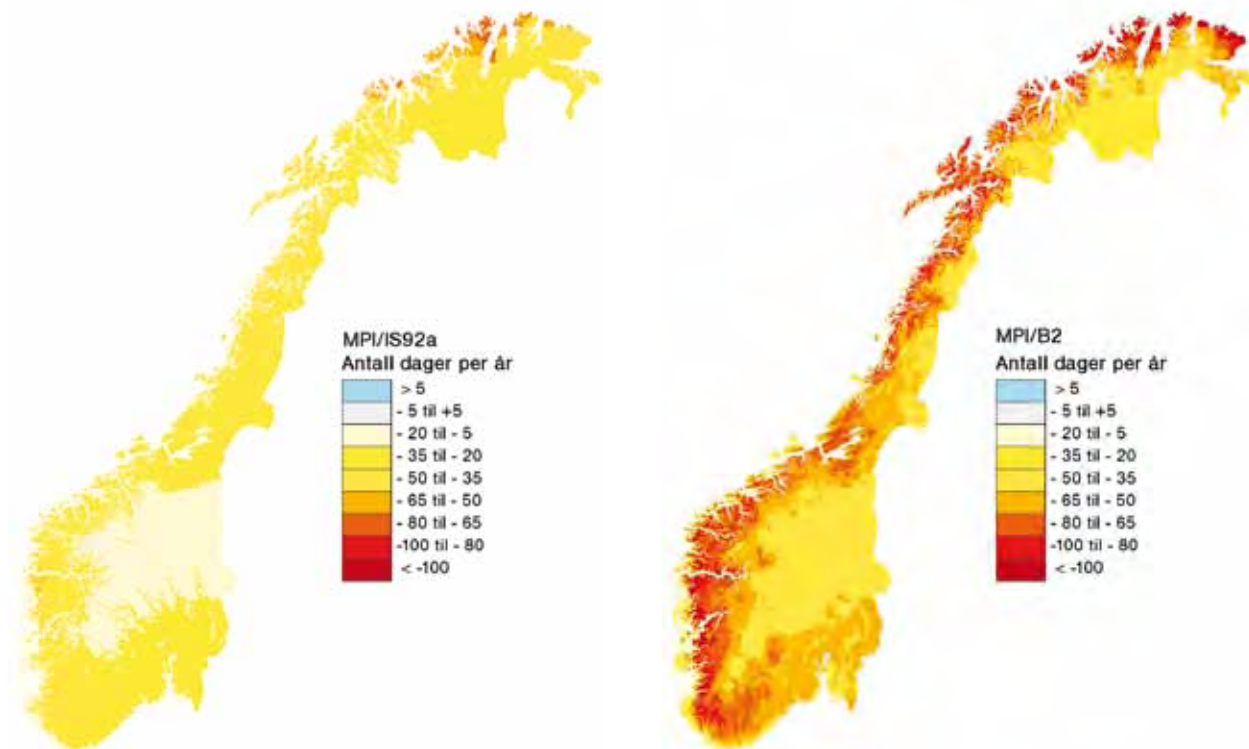
Hadley-B2-framskrivningen gir høyere avrenning, opp mot 20 % økning i mange områder. I et mindre område i sør blir det tørrere, likeså i de sentrale høyfjellsområdene og i Finnmark. ECHAM4-framskrivningen gir økning på opp mot 50 % i ytre strøk i Ryfylke, Hordaland Møre og Romsdal og i Sør-Trøndelag. I store områder fra Sørvestlandet til Finnmark øker avrenningen med 10–20 %. På sesongbasis er endringen ganske like de som er beskrevet for den kortere framskrivningsperioden, med våtere vintre, økt avrenning i fjellet og redusert avrenning i lavlandet om våren, tørrere sommer, men med et unntak på kysten av midt-Norge der alle tre framskrivningene gir økt avrenning på 10–50 %.

Om høsten forventes redusert avrenning fra Østfold til Rogaland, ytterst på kysten til Stad og i dalførene nord på Østlandet i HadA2-framskrivningen. Det blir litt redusert avrenning nær kysten i Agderfylkene, i deler av Østfold og Akershus og i de sentrale dalstrøkene nord på Østlandet. For øvrig gir alle tre framskrivningene betydelig økt avrenning, særlig i Nord-Norge, men også i breområdene i Sør-Norge.

Det er beregnet framskrivninger av vannføringen for ulike perioder 2031–2049, 2021–2050 og 2071–2100. Som kontrollperiode er 1981–1999, 1981–2010 og 1961–1990 benyttet. I kapittel 3 er det vist at det har skjedd klare endringer i avrenningen i løpet av de siste 30 år sammenliknet med perioden 1961–1990. Siden så vel utslippsscenarioer som metodikken for nedskalering avviker i den korte og lange framskrivningsperioden er det vanskelig å gjøre en direkte sammenlikning av endringene i de to periodene. I Engen-Skaugen et al. (2005) er endringen i den korte og lange framskrivningsperioden sammenliknet ved å beregne prosentvis endring per dekad i ulike regioner. En liknende sammenstilling krever at det refereres til samme kontrollperiode.

#### 5.3.4 Snø

Figur 5.3.6 viser reduksjonen i maksimalt snømagasin for perioden 2030–2049 og for perioden 2071–2100 (ECHAM4 B2). Framskriv-



Figur 5.3.7  
Endring i antall dager med snødekke i de to framskrivningene

ningene av vinternedbøren viser en klar økning, noe som tilsier økt snøfall i høytliggende områder så lenge temperaturen ikke stiger for mye. Figuren viser en betydelig større reduksjon i snømagasinet i lavereliggende områder nær kysten som følge av senere start på akkumulasjonssesongen og tidligere avslutning av denne. Dette framgår også klart av figur 5.3.7 som viser reduksjonen i antall dager pr år med snødekke. Det vil bli flere smelteepisoder om vinteren som følge av økningen i temperaturen. I fjellet i innlandet viser framskrivningene en økning i snømagasinet fram mot 2050. Fram mot 2100 vil det etter hver som oppvarmningen blir sterkere, bli flere mildvær også i fjellet, noe som etter hvert vil føre til et redusert snømagasin. I lavtliggende områder vil snøen bli nesten borte i mange år, men det vil fortsatt være enkelte år med betydelig snøfall i kystnære lavlandsområder.

### 5.3.5 Flom

Basert på de beregnede tidsseriene for vannføring er størrelsen på 50-årsflommen, én flom som i gjennomsnitt vil opptre hvert 50. år, beregnet for utvalgte vassdrag. Selv om resultatene for ekstremer er svært usikre, er tendensen når vi sammenlikner framskrivningene for perioden 2021–2050 med 1981–2010

som kontrollperiode entydig. I gjennomsnitt for Norge øker 50-årsflommen med nær 7%. I enkelte områder vil likevel flomstørrelsen avta. Dette er tilfelle fra den nordligste delen av Østerdalen til Gaula og i mange lavlandsfelt på Østlandet. Flomstørrelsen avtar også i Finnmark. På Sørlandet er det små endringer i flomstørrelsen til og med midten av Vest-Agder, videre vestover og nordover til og med Troms øker flomstørrelsen. Størst økning er funnet fra Vefsna til Ringvassøy i Troms med over 40% økning i enkelte nedbørfelt. I mange høytliggende nedbørfelt på Østlandet er det en økning på 10–30% som i feltene i Gudbrandsdalen.

En følge av høyere temperaturer er at flomtidspunktet vil forskyve seg mot tidligere vårflom og økt fare for flommer sent på høsten og om vinteren. Snøflommen vil komme tidligere og kan nesten forsvinne i kystnære felt etter hvert som oppvarmningen blir sterkere. I høyfjellet kom den normalt først på sommeren, men den vil nå komme om våren isteden. Framskrivningene indikerer at vinternedbøren vil gå opp, og det kan føre til økt snømagasin i store fjellområder på Østlandet. Økt snømagasin i fjellet kan på kort sikt forårsake større fjellflommer.

På lang sikt kan oppvarmningen bli så sterk at snømagasinet reduseres også over 800–1000 høyde. Storflom i de store vassdragene skyldes samtidig flom i store deler av nedbørfeltet. Med flere vinterflommer og redusert snømagasin reduseres sannsynligheten

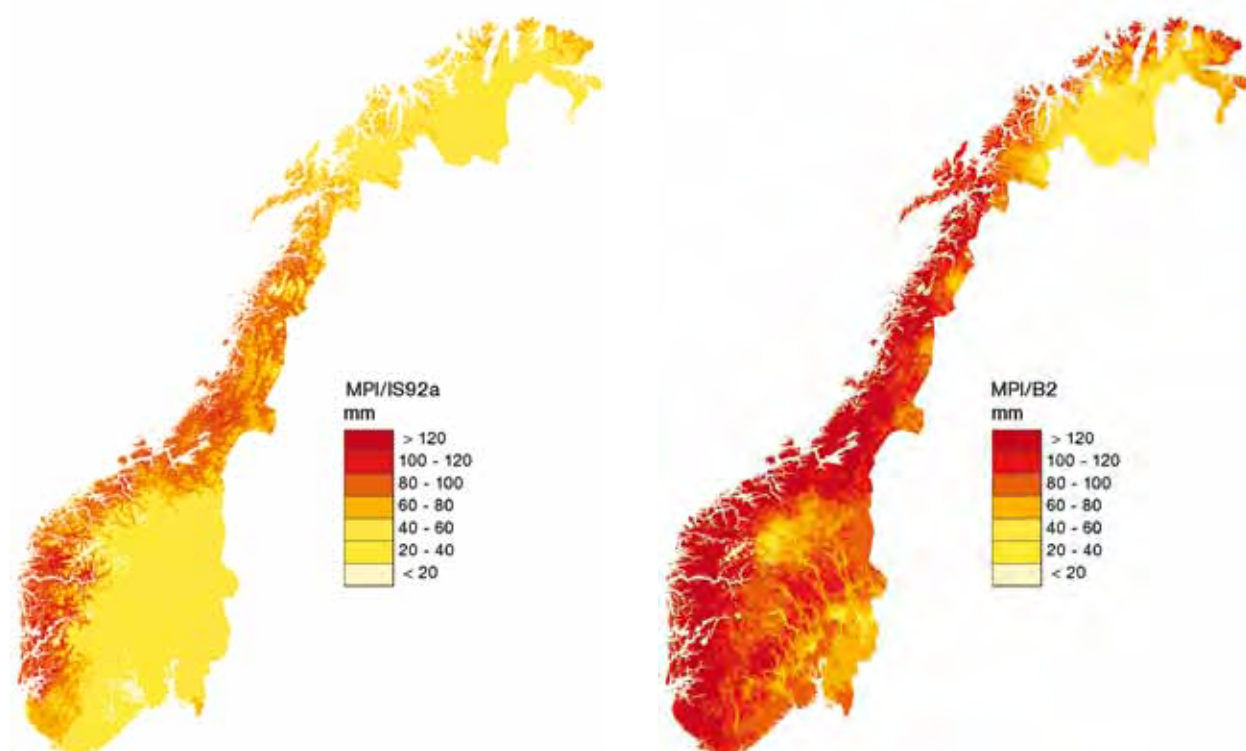


for dette. Vårflommene vil på sikt bli mindre i de store vassdragene, selv om det enkelte år fortsatt kan bli storflommer.

Framskrivningene viser at det vil bli flere vinterflommer i lavlandet og i kystnære områder. En temperaturøkning på tre grader innebærer en heving av snøgrensen med 500 meter under de kraftige nedbørepisodene på Vestlandet og i Nordland som oftest er sent på høsten eller tidlig på vinteren. Det betyr at store deler av brattlendte nedbørfelt vil få større regnflommer om vinteren, selv om ikke nedbørintensiteten øker.

De framskrevne sommerflommene vil bli redusert. Historiske data viser likevel at det er langt flere lokale regnflommer i varme perioder enn i kalde som nevnt i kapittel 3.2. Disse flommene er for det meste lokale og skyldes delvis konvektive hendelser som klimamodellelene ikke er i stand til å fange opp. Flere av de største skadeflommene har vært sommerflommer, med lang varighet som dekker store områder. Disse flommene skyldes uvanlige lavtrykksbaner, som til dels har skapt flomkatastrofer i Sentral-Europa (Rudolf & Rapp, 2003).

Figur 5.3.8  
Endring i årlig fordampning for kort og lang framskrivningsperiode basert på ECHAM4-modellen.



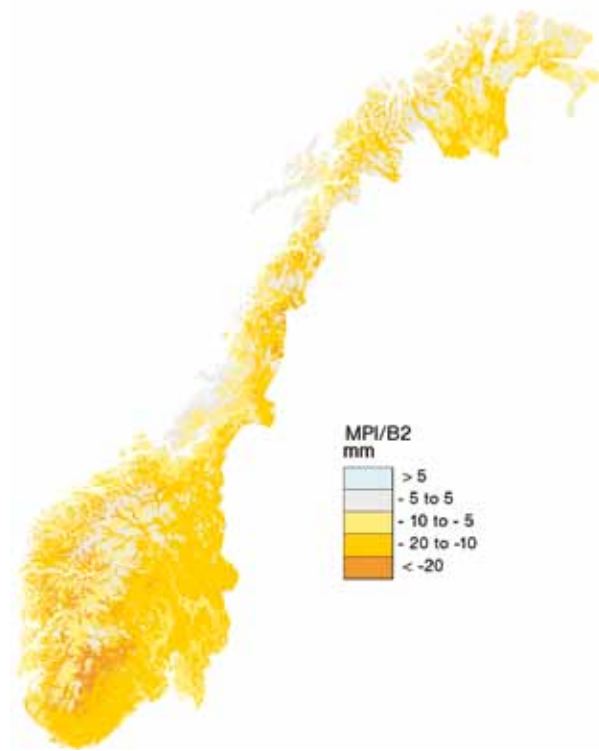
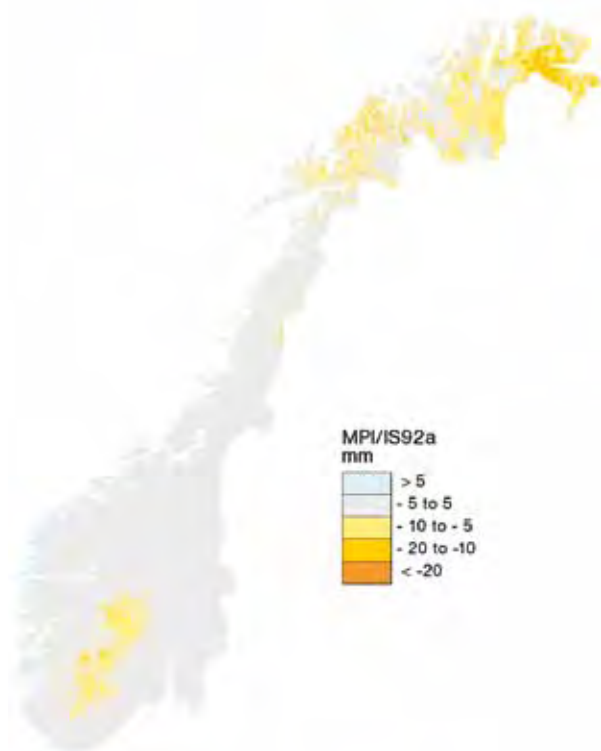
### 5.3.6 Tørke, fordampning og markvannsunderskudd

Den hydrologiske modellen bygger på en empirisk likning styrt av temperaturen for å beregne total fordampning. Denne ble sammenliknet med fordampningsestimater beregnet ved HIRHAM-modellen, der vandampunderskuddet og vind inngår i en mer fysisk beskrivelse av fordampningsprosessene, og observert fordampning på tre stasjoner i Sverige (Engeland et al., 2004). Modellresultatene avviker betydelig fra hverandre og fra observasjonene. Den hydrologiske modellen underestimerer fordampningen om vinteren og overestimerer den om våren og høsten. HIRHAM-modellen overestimerer fordampningen om vinteren, aller mest i fjellet hvor snødekket ligger i flere måneder.

I figur 5.3.8 er endring i årlig total fordampning vist for kort og lang framskrivning basert på ECHAM4-modellen og utslippsscenario IS92a (kort) og B2 (lang). Fordampningen er her beregnet med den hydrologiske modellen. Fordampningen vil øke mer og mer jo lenger fram i tid man går.

Fordampningen vil som vist, øke betydelig samtidig som sommernedbøren avtar. Framskrivningene for sommersesongen viser da også at det kan forventes lavere vannføring. I en studie av Hisdal et al. (2006) finner man også at perioder med lav vannføring om sommeren vil bli lengre på Sørøstlandet.





Figur 5.3.9  
Endring i maksimalt markvannsunderskudd i kort og lang projeksjonsperiode.

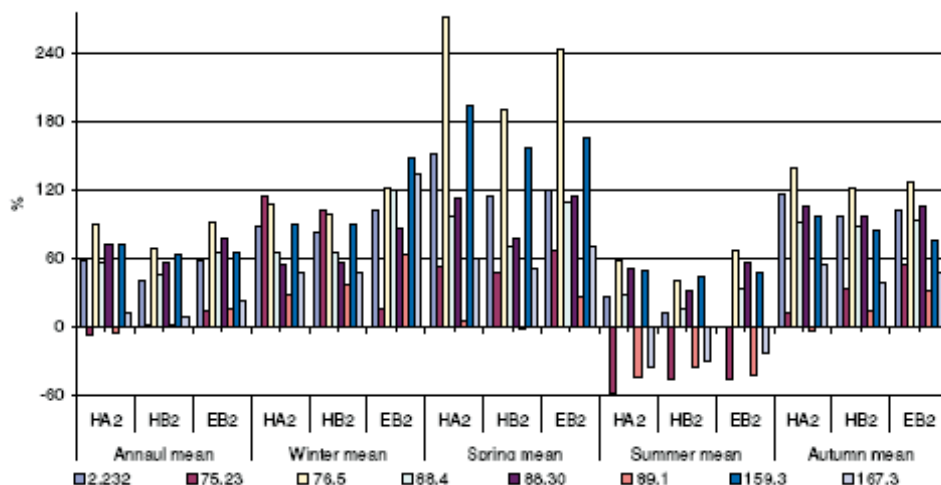
I figur 5.3.9 er det vist framskrivninger for maksimalt markvannsunderskudd på kort og lang sikt basert på klimaframskrivninger fra ECHAM4-modellen. Kartene viser en betydelig endring fra den korte til den lange framskrivningsperioden, fra liten endring i den korte perioden til betydelig økning i den lange. Økt markvannsunderskudd om sommeren indikerer også mer alvorlige sommertørker, med de følger det har for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.

### 5.3.7 Bre

Lappegaard et al. (2006) har undersøkt hvilke endringer som kan forventes i avløpet i breelver i 2071–2100 sammenliknet med perioden 1961–1990 for fem nedbørfelt med betydelig

andel av breer (2.232, 76.5, 88.4, 88.30, 159.3). Klimaframskrivninger basert på ECHAM4/B2 og HadAm3H/A2 og B2 ble benyttet. Resultatene ble sammenliknet med avløpet i tre nær brefrie nedbørfelt (75.23, 89.1, 167.3). Resultatene er sammenfattet i figur 5.3.10.

Resultatene viser at så lenge det er en viss breandel i feltet, i det minste over 5 %, vil sommeravløpet øke med 15–70 % i forhold til kontrollperioden, mens brefrie felt vil få en redusert vannføring på 20–60 %. Dersom breene smelter bort, vil sommeravløpet i nåværende breelver bli redusert med 30–75 % relativt til kontrollperioden for breer i innlandsfelt i Sør-



Figur 5.3.10  
Endring i midlere års- og sesongavløp i åtte nedbørfelt basert på tre utslippsscenario HA2, HB2 og EB2 der H er HadAm3H-modellen og E er ECHAM4 modellen.

Norge og for alle brefelt i Nord-Norge. For brefelt i de mer maritime områdene i Vest-Norge vil sommeravløpet øke med 10–40 %.

### 5.3.8 Skred

Gjennom GeoExtreme-prosjektet er sammenhengen mellom ulike værelementer og terrengforhold og ulike skredtyper undersøkt (Kronholm og Stalsberg, 2009). Resultatene fra prosjektet viser også hvordan skredfaren kan endre seg de neste 50 år som følge av klimautviklingen.

Forutsatt at det blir flere store nedbørhendelser i brattlendt terreng, vil faren for flomskred øke. En viktig årsak til grunne jordskred er høyt porevanntrykk som følge av snøsmelting eller store nedbørmengder. De største nedbørintensitetene opptrer som nevnt i avsnittet om flom, om høsten og vinteren i bratte nedbørfelt i Vest- og Nord-Norge. Med økt temperatur vil mer av nedbøren falle som regn i de høyere delene av nedbørfeltet, og det vil kunne øke skredfaren.

Det er en klar sammenheng mellom nedbør og ulike former for snøskred. Høyere temperatur kan redusere faren for tørrsnøskred, men vil øke faren for våtsnøskred og sørpeskred i skredutsatte områder. De kan ramme andre steder enn tidligere.

I motsetning til flom er skredfare sterkere knyttet til lokale terrengforhold. Andre faktorer bidrar også til å redusere skredfaren

som heving av skoggrensen, noe som både er avhengig av klimatiske forhold, bortfall av beiting og skogdrift. Uheldig bygging av adkomstveier med utilstrekkelig drenering i fjell-lier kan også føre til lokale flommer og utløse jordskred.

### 5.3.9 Usikkerhet

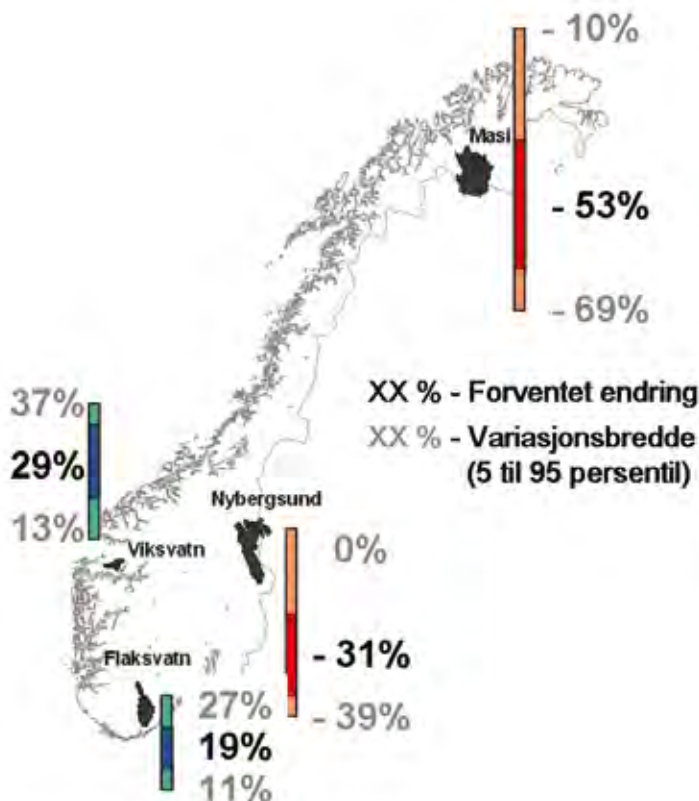
Simulering av forventet endringer i hydrologiske forhold og hendelser under et framtidsklima er avhengig av bruk av flere modeller. Alternative modeller gir ofte forskjellige resultater som vist i figur 5.3.5. Til grunn for framskrivningene ligger resultater fra de to globale modellene ECHAM4 og HadAm3H. De to modellene gir ulike trykkfordelinger og dermed ulike dominerende vindretninger.

Nedbørfordelingen i Norge er sterkt avhengig av vindretningen på grunn av fjellkjeder langs kysten med utpreget oreografisk forsterkning av nedbøren på losiden og regnskygge på lesiden (Tveito og Roald 2005). ECHAM4-modellen gir forsterket vestavær og dermed økt nedbør på vestkysten, mens HadAm3H gir mer østavær og redusert nedbør på deler av Nordvestlandet og i Nordland.

Hvilket regime som vil dominere framover er avhengig av om det østlige eller vestlige regimet blir dominerende.

Ulike metoder for nedskalering av temperatur og nedbør til et lokalt nivå bidrar også til usikkerheten (Beldring et al., 2008). Et annet bidrag til usikkerheten kommer fra

parametriseringen av de hydrologiske modellene. Forskjellige utslippsscenarioer fører også til ulike resultatene særlig når perioden 2071–2100 vurderes. For å illustrere usikkerheten er en ensemblemetode benyttet for å beregne framtidige endringer (Lawrence et al., 2009). Metoden benytter en kumulativ sannsynlighetsfordeling basert på flere hydrologiske simuleringer som bygger på ulike utslippsscenarioer, forskjellige GCMer, videre nedskaleringer og mange hydrologiske parametere.



Figur 5.3.11 Usikkerhet i forventet endring i middel-flommen for fire norske nedbørfelt basert på en ensemblekjøring av flere hydrologiske simuleringer.

Figur 5.3.11 viser et eksempel med forventet endring i middelflommen mellom kontrollperioden 1961–1990 og framtidsspe-rioden 2071–2100 i fire nedbørfelt basert på to utslippsscenarioer (A2 og B2), to GCMer (ECHAM4 og HadAm3H), to metoder for nedskalering, og 150 ulike HBV-modellparametersett.

Spredningen i resultatene som er beregnet ut fra 5 til 95 percentilen fra sannsynlighetsfordelingen, viser usikkerheten som er basert på bruk av de ulike kombinasjonene. Selv om spredning er stor, bekrefter resultatet at middelflommen øker i områder med dominerende regnflom (Vestlandet og Sørlandet) og reduseres i områder med dominerende snøsmelteflommer (Østlandet og Finnmarksvidda).

### Referanser

- Beldring, S., J. Andreasson, S. Bergström, T. Engen-Skaugen, E.J. Førland, J.F. Jonsdotir, L.A. Roald, J. Rosberg, M. Soumalainen, T. Tonning, B. Vehvaläinen & N. Veijäläinen (2006): *Hydrological climate change maps based on RegClim HIRHAM and Rossby Centre RCAO regional climate model results*. NVE report no 4/2006
- Beldring, S., T. Engen-Skaugen, E.J. Førland & L.A. Roald (2008): «Climate change impacts on hydrological processes in Norway based on two methods for transferring regional climate model results to meteorological station sites.» *Tellus* 60A, 439–450, doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00306.x
- Engeland, K., T. Engen-Skaugen, J.E. Haugen, S. Beldring & E.J. Førland (2004): «Comparison of evaporation estimated by the HIRHAM and GWB models for present and climate change scenarios.» *Research Report* No. 17/2004, met.no
- Engen-Skaugen, T. (2004): «Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios.» *met.no report* no. 15/2004
- Engen-Skaugen, T., L.A. Roald, S. Beldring, E.J. Førland, O.E. Tveito, K. Engeland & R. Benestad (2005): «Climate change impacts on water balance in Norway.» *met.no report* no 1/2005 Climate
- Fenger, J. (ed.) (2007): «Impacts of Climate Change on Renewable energy Sources. Their role in the Nordic energy system.» *Nord* 2007:003, Nordic Council of Ministers, Copenhagen
- Hisdal, H., L.A. Roald & S. Beldring (2006): «Past and future changes in flood and drought in the Nordic countries.» *FRIEND 2006 – Climate Variability and Change – Hydrological Impacts*, IAHS Publication no. 308: 169–174
- Kronholm, K. & K. Stalsberg (2009): «Klimaendringer gir endringer i skredhyppighet.» *Klima* 3, 2009, 34–36
- Lawrence, D., I. Haddeland & S. Beldring (2009): «Uncertainty in catchment-scale HBV modelling of climate change impacts on peak flows in Norway.» *Hydrology Research* (submitted)
- Lappégard, G., S. Beldring, L.A. Roald, T. Engen-Skaugen & E.J. Førland (2006): *Projections of future streamflow in glaciated and non-glaciated catchments in Norway*. Oppdragsrapport A 9/2006, NVE, Oslo
- Roald, L.A., S. Beldring, T. Væringstad, R. Engeset, T. Engen-Skaugen & E.J. Førland (2002): «Scenarios of annual and seasonal runoff for Norway based on climate scenarios for 2030–49.» NVE Oppdragsrapport A 10/2002, *met.no Report* 19/02 Klima
- Roald, L.A., S. Beldring, T. Engen-Skaugen, E.J. Førland & R. Benestad (2006): «Climate change impacts on streamflow in Norway.» *NVE oppdragsrapport* no 1/2006, Oslo
- Rudolf, B. & J. Rapp (2003): «Das Jahrhundert Hochwasser der Elbe. Synoptische Wetterentwicklungen und klimatische Aspekte.» Abdruck aus *Klimastatusbericht*, DWD, Offenbach
- Sælthun, N.R., J. Bogen, M.H. Flood, T. Laumann, L.A. Roald, A.M. Tvede & B. Wold (1990): «Klimaendringer og vannressurser.» *NVE Publikasjoner* V 30, Oslo.
- Tveito, O.E. & L.A. Roald (2005): «Relations between long-term variations in seasonal runoff and large scale atmospheric circulation.» *met.no report* no 7/2005 Climate



## 5.4 Framtidige klimaprojeksjoner for havet

### 5.4.1 Havsirkulasjon

Varmetransporten i havet er av stor betydning for klimaet i Norge. Atlanterhavsstrømmen («Golfstrømmen») bidrar til at temperaturen i Norge ligger 10 grader over middelet for breddegraden. Et mål på varmetransporten nordover i Atlanterhavet er den meridionale omveltningen, hvor varmt vann føres nordover nær overflaten, avkjøles og synker ned i nord for å returnere i dypet. Vannet som synker ut erstattes av atlantisk vann nær overflaten slik at dette blir en viktig drivkraft for Atlanterhavsstrømmen.

Smelting av is gjør overflatevannet i nord ferskere. Lavere saltholdighet betyr lettere vann. Hvis vannet blir ferskt nok vil avkjølingen ikke gjøre vannet tungt nok til å danne dypvann, og omveltningprosessen kan stoppe opp og Atlanterhavsstrømmen bremses kraftig. Denne tilbakekoblingsmekanismen kan dermed teoretisk gi kaldere forhold i våre områder.

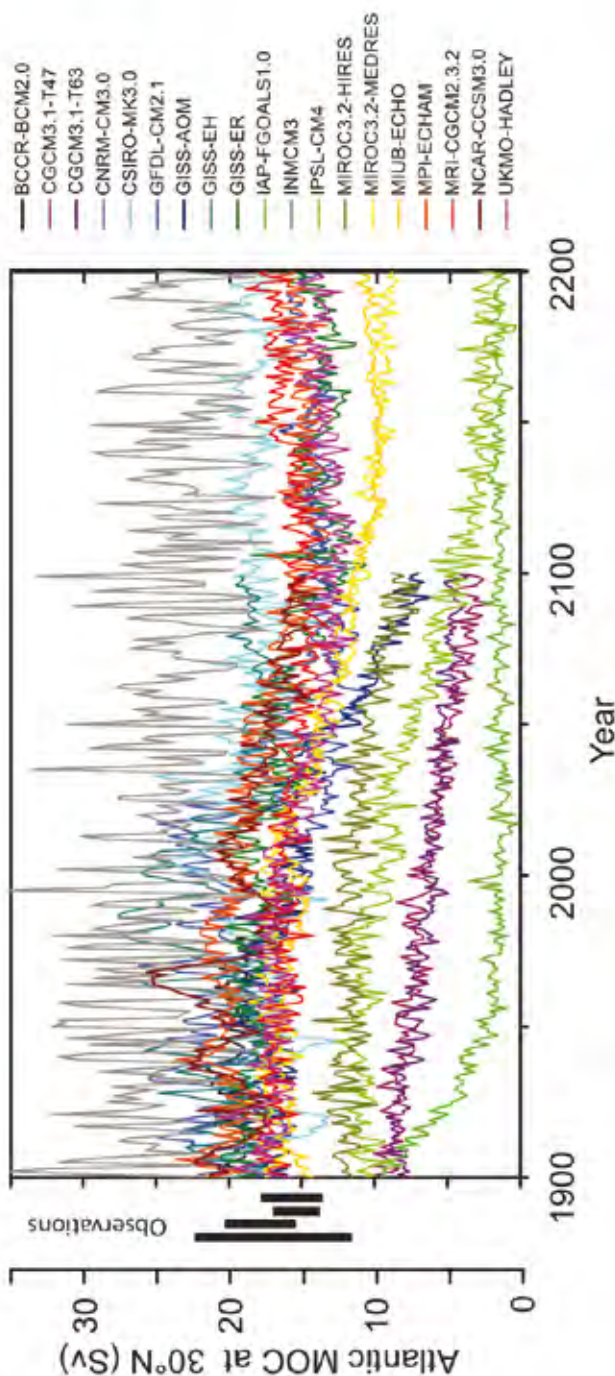
Omveltningen i Atlanterhavet er analysert i alle modellsimuleringene for IPCC (2007, kap 10.3.4), se figur 5.4.1. Konklusjonen er at det er svært sannsynlig at omveltningen reduseres noe dette århundret. For temperaturutviklingen overskygges dette av den generelle temperaturøkningen. Det forventes derfor oppvarming også i havområdene rundt Norge utover århundret. Ingen av modellsimuleringene med realistisk klima i forrige århundre gir en total kollaps av omveltningen dette århundret.

### 5.4.2 Sjøtemperatur

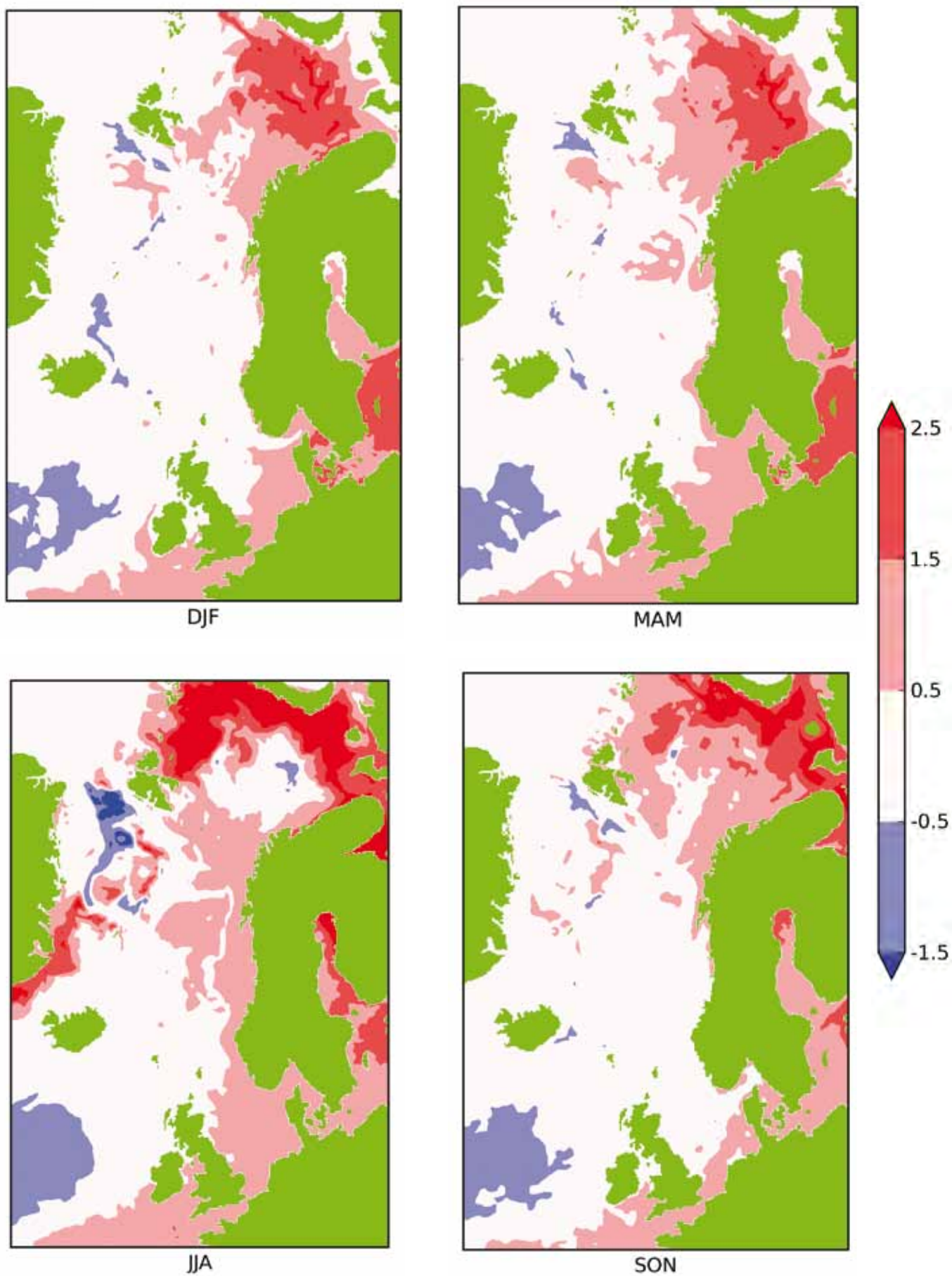
For regionale studier i Nordsjøen, Barentshavet og langs norskekysten har havkomponenten i de globale koblede klimamodellene for grov oppløsning til å beskrive sirkulasjonen og topografiske detaljer. Oftest mangler også viktig fysikk for sokkelhav, spesielt tidevannet med tilhørende blanding. En løsning på dette er å dynamisk nedskalering, hvor en regional havmodell styres ovenfra og langs rendene av atmosfære og havkomponentene til en global

Figur 5.4.1

Utvikling av atlantisk meridional omveltning ved 30 °N fra en rekke globale koblede klimamodeller basert på utslippsscenarioet A1B. Observert nivå er vist med svarte streker til venstre. (Fra IPCC ar4-wg1.)







Figur 5.4.2  
Sesongvis endring i overflatetemperatur fra midler over kontrollkjøring i 1986–2000 til framtidsscenario for perioden 2051–2065

koblet klimamodell. Slik nedskalering kan ikke korrigere alle feil i storskala forhold, men det er dokumentert at metoden regionalt gir tilleggsverdi til de globale modellene (Ådlandsvik og Bentsen, 2007; Melsom m.fl., 2009).

Dessverre har vi langt færre nedskaleringer i havet enn i atmosfæren. Det finnes en nedskalering for Nordsjøen (Ådlandsvik, 2008), en for Barentshavet (Ellingsen m.fl., 2008) og en mer storskala nedskalering (Melsom m.fl., 2009) som dekker alle norske havområder. Et problem i våre områder er at de globale koblede modellene har for mye sjøis i Arktis i forrige århundre. I det framtidige scenariet forsvinner isen fra Barentshavet og sjøtemperaturen øker betydelig. Presentert som temperaturendring blir dette villedende, en urealistisk høy oppvarming som skyldes modellfeil når det gjelder nåtidsklimaet.

Den storskala nedskaleringen er utført på et område som dekker det nordlige Atlanterhavet og Polhavet. Oppløsningen i våre områder er på omtrent 10 km. Nedskaleringen er basert på den globale klimamodellen GISS-AOM fra NASA, en av de tre modellene som gjorde det best med hensyn til isdekke i Barentshavet og det sentrale Arktis (Overland og Wang, 2007). Kontrollkjøringen dekker perioden 1986–2000 fra 20C3M simuleringen av forrige århundre, mens framtidsscenarioet er tatt fra perioden 2051–2065 basert på utslipps-scenarioet A1B. For Barentshavet er det gjort en validering av klimaet i kontrollkjøringen (Melsom m.fl., 2009) som viser godt samsvar for de vestlige områdene.

Figur 5.4.2 viser endringen i overflatetemperatur i utvalgte måneder, middel 2051–2065 minus middel 1986–2000. Den kraftige oppvarmingen i det østlige Barentshavet er urealistisk og skyldes problemet med for mye is i kontrollkjøringen. I det vestlige Barentshavet viser dette scenariet en oppvarming, opp mot 1,5 grader, men tildels med en avkjøling i det sentrale Barentshavet om sommeren. Scenariet gir en svak reduksjon av den relativt varme Atlanterhavsinnstrømningen til Barentshavet. På grunn av temperaturøkningen opprettholdes varmetransportem.

Langs norskekysten viser resultatene en oppvarming opp mot 0,5 grader mesteparten av året, noe sterkere om sommeren. I Nordsjøen gir scenariet en noe sterkere oppvarming, spesielt i sør og øst mot kontinentet. I Atlanterhavet sør for Island og tildels øst for Grønland gir scenariet en nedkjøling. Dette kan skyldes reduksjon i omveltningen i den styrende globale modellen.

For Barentshavet er det utført en alternativ nedskalering av Ellingsen m.fl. (2008). Denne tar utgangspunkt i en eldre B2-simulering med ECHAM4 fra Max Planck Institut (eksempelframskrivning MB2 i avsnitt 5.2.1). Dette er brukt i den regionale havmodellen SINMOD for perioden 1995–2059. Som nedskalering har dette arbeidet visse mangler. Til gjengjeld inkluderer arbeidet effekter på plankton.

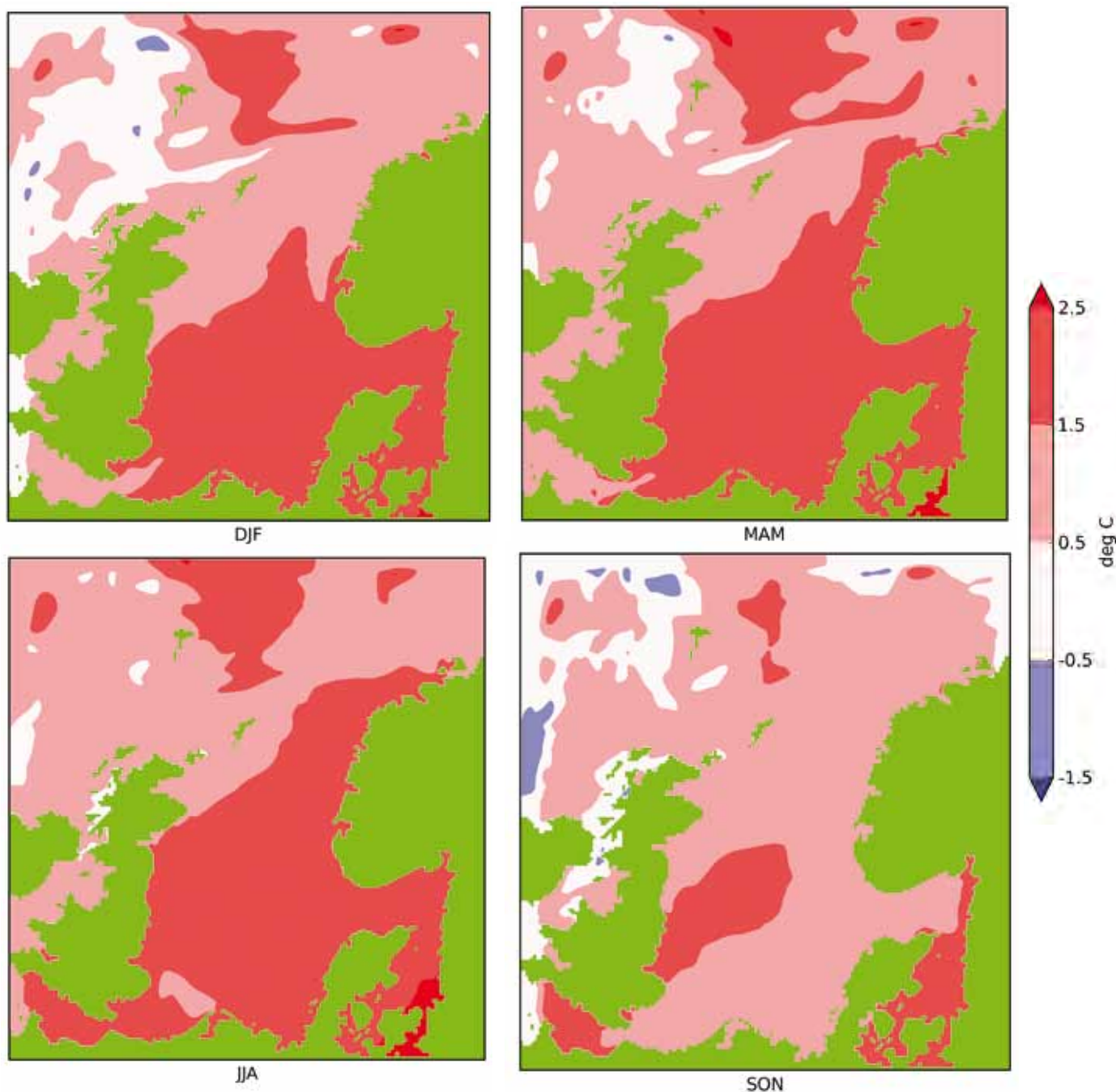
Drivkreftene i havet kommer fra en klimatologi fra nåværende klima. Dette gir en bias i resultatene mot dagens klima og kan underestimere klimaendringen. I tillegg mangler en lengre kontrollkjøring med ECHAM4 drivkrefter fra dagens klima. Resultatene fra denne nedskaleringen kan oppsummeres med en temperaturøkning på 1 °C i løpet av denne 65-års perioden. Det er en klar reduksjon i is, hvor spesielt sommerisen forsvinner. Polarfronten i Barentshavet skiller atlantiske og arktiske vannmasser og er en viktig begrensning i utbredelsen til ulike arter.

Kjøringen viser en tendens til at polarfronten trekker seg noe øst og nord, sammenlignbart med nåværende år til år variabilitet. Denne kjøringen gir heller ikke noen signifikant endring i innstrømningen av Atlantisk vann fra Norskehavet til Barentshavet.

For Nordsjøen ble det kjørt et scenarium i RegClim-prosjektet (Ådlandsvik, 2008). Dette bruker A1B-scenariet fra IPCC-kjøringene med den norske globale klimamodellen Bergen Climate Model (BCM). Scenariet dekker perioden 2082–2097, med kontrollkjøring fra 20C3M for perioden 1982–1997. Kontrollkjøringen er validert mot klimatologi (Ådlandsvik og Bentsen, 2007). Scenariet gir en oppvarming av hele Nordsjøen med middel på 1,4 grader i løpet av 100-årsperioden. Nedskaleringen har en sterkere oppvarming enn å bruke den globale modellen direkte. Oppvarmingen er sterkest i mai med 1,8 grader og svakest i november med 1,0.

Overflaten varmes mer enn resten av vannsøylen, med årsmiddel på 1,7 grader. Figur 5.4.3 viser geografisk og sesongmessig mønster i endringen i overflatetemperaturen. Oppvarmingen er sterkest i de grunne områdene sør og øst i Nordjøen. Det er liten forskjell på innstrømningen til Nordsjøen i scenario og kontroll. Et følsomhetseksperiment tyder på at endringene i atmosfæren betyr mer for havklimautviklingen i et delvis innsluttet grunnhav som Nordsjøen enn endringene i Atlanterhavet.





Figur 5.4.3  
Endring i overflatetemperaturen i Nordsjø-nedskaleringen. Endring fra kontrollperiode 1972–1997 til framtidsscenarium 2072–2097

#### 5.4.3 Forsuring som følge av CO<sub>2</sub>

Midlere verdier for pH i åpne havområder varierer mellom 7,9 og 8,3 slik at havet er svakt basisk (pH > 7). Siden starten på den industrielle revolusjon har havet absorbert mer enn 25 % av den CO<sub>2</sub> som stammer fra fossilt brensel og sementproduksjon. Dette har ført til at havets pH har sunket med 0,1 pH-enheter (Raven m.fl., 2005), en forsuring som tilsvarer en økning av hydrogen-ioner i havet på hele 25 %. Forsuringen er ikke den samme over hele kloden, den er sterkere på høye breddegrader.

Det er verdt å merke seg at forsuringen er i hovedsak en direkte følge av økte CO<sub>2</sub>-utslipp til atmosfæren og skjer uavhengig av drivhuseffekten og global oppvarming. Til

dette må det bemerkes at endringer i sirkulasjonsmønster i hav og atmosfære samt lagdelingen i havet påvirker forsuringen i ulike områder.

Også for framtidsscenarioer av CO<sub>2</sub>-utslipp kan utviklingen av pH i havet beregnes. Usikkerhet er knyttet til framtidige utslipp og respons i de ulike klimamodellene, men forsuringen forventes å akselerere, og i våre norske farvann forventes en nedgang på minst 0,5 pH-enheter i dette århundre (Steinacker

2007). Konsekvensen av lavere pH for de marine økosystemene er ikke godt nok kjent, men løseligheten for marint kalk vil øke. Det forventes at organismer som danner kalkskall vil få problemer. Spesielt kan dette ramme de norske forekomstene av kaldtvannskorallrev. For videre norsk-språklig diskusjon av mulige effekter, se Børsheim (2008).

#### 5.4.5 Sjøis

Som vist i kapittel 3 har både isareal og istykkelse avtatt betydelig de siste dekadene. 2005 har den gamle flerårsisen, som er 10 år eller eldre, praktisk talt forsvunnet. Det er stor sannsynlighet for at det arktiske isdekket vil fortsette å avta utover i det 21. århundret (Smedsrud et al., 2008, Boe et al., 2009). Det er imidlertid stort sprik mellom de forskjellige klimamodellene når det gjelder å predikere hvor raskt isdekket vil avta og når vi kan forvente isfritt Arktis om sommeren.

Ved å korrelere isutbredelsesdata med andre klimaindikatorer, som CO<sub>2</sub>-innhold i atmosfæren, viser studier at isdekket kan avta raskere enn det som klima modellene predikerer. Dette er vist i figur 5.4.4 (Johannessen, 2008).

I tillegg til en avtagende trend må det også forventes store svingninger i isdekket fra år til år. Dette gjør at det blir særlig utfordrende å lage sesongvarsling for is med noenlunde pålitelighet. Å forbedre modellering og varsling

av isen i Arktis blir en viktig oppgave fordi det er økende etterspørsel etter slike tjenester i samfunnet.

Endring av isutbredelsen i Arktis har stor samfunnsmessig betydning for en rekke aktiviteter som olje og gassutvinning, sjøtransport, fiskerier, økosystemer, og ikke minst geopolitiske forhold. Derfor vil overvåking og varsling av havisen i Arktis være viktig i tiden framover.

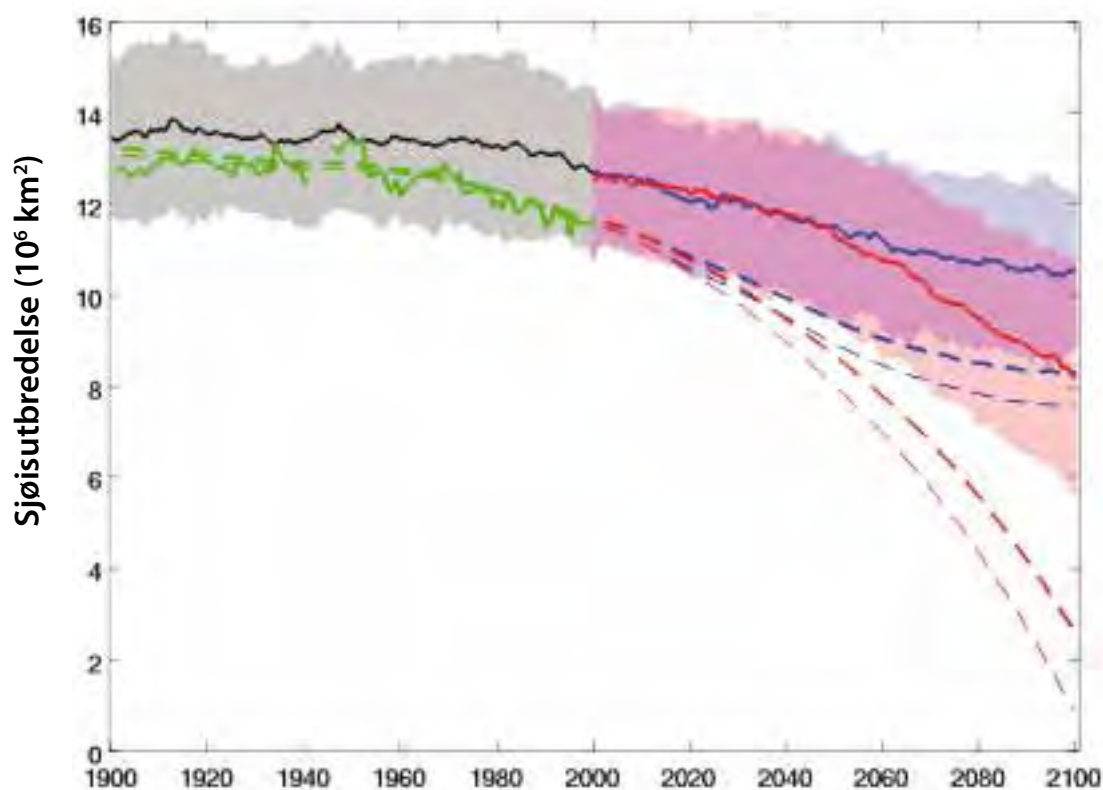
Figur 5.4.4

Arktisk isutbredelse i det 20. og 21. århundret, basert på klimamodellsimuleringer og observasjoner.

Grønn heltrukket linje viser observerte data. Svart linje viser middelverdi av simuleringer fra IPCC-scenariene fra 1900 til 2000. Prediksjoner fra IPCC for det 21. århundret er vist med blå linje for scenario B1 og rød linje for scenario A2.

Skygge angir  $\pm 1$  standardavvik for de to scenariene.

De stiplede linjene viser prediksjoner basert på semi-empiriske modeller som korrelerer isutbredelse med atmosfærisk CO<sub>2</sub>-innhold predikert av IPCC-scenariene B1 (blå linje) og A2 (rød linje). Tjukk stippet linje viser lineær regressjon basert på perioden 1900–2005, og tynn linje er basert på perioden 1975–2005. De semi-empiriske prediksjonene inkluderer ikke naturlige fluktuasjoner som ville vært superposert på langtids-trendene, slik som vist med de observerte dataene (grønne linjer).





## Referanser

- Boé, J., A. Hall & X. Q (2009): «September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100.» *Nature Geoscience Advance Online Publication* 15 March 2009, DOI: 10.1038/NGEO467 [www.nature.com/naturegeoscience](http://www.nature.com/naturegeoscience)
- Børsheim, K.Y. (2008): «Forsuring av havet medfører nye utfordringer for biologisk forskning.» *Fisken og havet*, 3-2008, Havforskningsinstituttet
- Debernard, J. & L.P. Røed (2008): «Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit.» *Tellus A*, 60, 427–438
- Haugan, P.M., C. Turley & H.O. Poertner (2006): «Effects on the marine environment of ocean acidification resulting from elevated levels of CO<sub>2</sub> in the atmosphere.» *DN-utredning*
- Ellingsen, I.H., P. Dalpadado, D. Slagstad & H. Loeng (2008): «Impact of climatic change on the biological production in the Barents Sea.» *Climatic Change*, 87, 155–175
- IPCC (2007): *Climate Change 2007, The Physical Science Basis*
- Melsom, A., V. Lien & W.P. Budgell (2009): «Using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) to improve the ocean circulation from a GCM 20th century simulation.» Innsendt til *Ocean Dynamics*
- Overland, J. og M. Wang (2007): «Future regional Arctic sea ice declines.» *Geoph. Res. Lett.*, 34, L17705, doi:10.1029/2007GL030808
- Raven, J., K. Caldeira, H. Elderfield, O. Hoegh-Guldberg, P.S. Liss, U. Riebesell, J. Shepherd, C. Turley, A.J. Watson (2005): «Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide.» *Policy Document* 12/05. The Royal Society, London
- Smedsrud, L. H., A. Sorteberg & K. Kloster (2008): «Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover.» *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20503, doi:10.1029/2008GL034813.
- Steinacher, M., F. Joos, T.L. Frolicher, G.K. Plattner & S.C. Doney (2009): «Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model.» *Biogeosciences*, 6 (4): 515–533
- Ådlandsvik, B. (2008): «Marine Downscaling of a Future Climate Scenario for the North Sea.» *Tellus*, 60A, 451–458
- Ådlandsvik, B. & M. Bentsen (2007): «Downscaling a 20th century global climate simulation to the North Sea.» *Ocean Dynamics*, 57, 453–466

## 5.5 Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner

### 5.5.1 Oppsummering

I løpet av det 21. århundre kan havnivået langs norskekysten forventes å stige med rundt 70 cm langs sør- og vestlandskysten, rundt 60 cm i Nord-Norge og rundt 40 cm innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden. Grunnet usikkerheter knyttet til de ulike bidragene til framtidig havstigning, kan havstigningen bli 20 cm lavere til 35 cm høyere enn verdiene gitt over. Verdier for framtidig havstigning, med usikkerheter og estimert 100 års returverdi for stormflo, er gitt i tabellform for alle landets kommuner med kystlinje.

### 5.5.2 Bakgrunn

Globalt og regionalt havnivå kan endre seg grunnet flere faktorer, de viktigste er:

Variasjoner i mengden av is på land – i hovedsak i form av breer og iskapper – påvirker det globale havnivået direkte. Derfor var havnivået under siste istids maksimum for ca. 18 000 år siden rundt 120 meter lavere enn i dag. På tilsvarende måte vil smelting av landis føre til at det globale havnivået stiger.

På Grønland er det i dag lagret vann i form av is tilsvarende om lag 7 meter global havstigning. Tilsvarende tall for Antarktis er rundt 60 meter havstigning. Havstigning på mer enn 0,5 meter per 100 år kan bare skje ved smelting av (deler av) Grønlandsisen og/eller isen i Antarktis.

Havets temperatur påvirker havnivået da havvannet utvider seg med økende temperatur (termisk ekspansjon). Siden verdenshavens midlere dyp er på 3500 meter, snakker vi om store vannmasser som kan endre sitt volum. Men siden den vertikale blandingen i havet er en meget langsom prosess, vil økningen av havnivået grunnet termisk ekspansjon komme nokså langsomt, typisk 20–30 cm per 100 år.

Også endringer i havets saltholdighet påvirker havnivået, men denne effekten er generelt liten sammenlignet med termisk ekspansjon.

Vann lagret på land, som følge av naturlige klimavariasjoner og forbruk av ferskvann,

vil også påvirke havnivået. Denne effekten er liten, typisk noen cm per 100 år.

Landheving og -senkning vil påvirke havnivået observert fra land. Denne faktoren er spesielt viktig for nordområdene siden landet løfter seg her som følge av at den 2–3 km tykke fennoskandinaviske iskappen trykket landmassene ned under siste istid. Havnivået relatert til et fast punkt på land benevnes ofte relativt havnivå.

Havnivået er ikke jevnt fordelt på jorden. Hovedgrunnene til dette er lokale variasjoner i havstrømmene, fordelingen av varme i havet og atmosfærens vinder og lufttrykk. De lokale variasjonene kan utgjøre noen titalls cm.

### 5.5.3 Observert globalt og regionalt havnivå

Det globale havnivået har blitt observert basert på tidevannsmålinger langs deler av verdens kyster fra seint på det 19. århundre. Siden år 1900 har det globale havnivået steget med rundt 17 cm (Church mfl. 2004; Cazenave mfl. 2008). Fra 1993 har i tillegg målinger fra satellitt målt havets nivå. Fra 1993 har stigningen i globalt havnivå basert på satellittobservasjoner ligget på vel 3 mm per år.

Økningen i global havstigning er ikke jevnt fordelt på jorden. Grunnen til dette er lokale fluktuasjoner i temperaturfordelingen i havet og endringer i havsirkulasjonen. En kan derfor ikke konkludere at det globale havnivået stiger basert på korte tidsserier for et avgrenset område på jorden.

Basert på Vestøl (2006) har det vært en havstigning langs norskekysten på rundt 14 cm for de siste 100 årene. Siden store deler av kyst-Norge har en landheving på mer enn 14 cm per 100 år, har havet sunket i forhold til land, ikke steget, i denne tidsperioden. Men siden havstigningen akselererer, er dette i ferd med å endres. Med akselererende havstigning vil havnivået øke stadig raskere enn den lokale landhevningen, med den følge at havet vil stå høyere på land i framtiden.

#### 5.5.4 Framtidig global havnivåstigning

Som utgangspunkt bruker vi her tall fra Drange mfl. (2007) basert på Rahmstorfs (2007) modell for framtidig global havnivåstigning og «business-as-usual» utslippsscenario fra FNs klimapanel (scenario A2; IPCC, 2007). Vi får da en forventet global havnivåstigning på 65 til 110 cm i år 2100 relativt år 2000, med 80 cm som mest sannsynlige verdi (Drange mfl. 2007).

En global havstigning på 80 cm er betydelig høyere enn estimatene fra IPCCs 2007 rapport på 23 til 51 cm for scenario A2. Det blir imidlertid presisert av IPCC at deres verdier ikke tar fullt ut høyde for flere effekter som bidrar til framtidig havstigning, i tillegg til at den fulle usikkerheten i temperaturframskrivningene ikke blir brukt i deres beregning av havnivå (IPCC, 2007). For eksempel sier synteserapporten fra IPCC (2007):

Fordi forståelsen av noen viktige effekter som påvirker framtidig havstigning er begrenset, tar denne rapporten verken for seg sannsynligheten eller gir et beste estimat eller en øvre skranke for framtidig havstigning.

Det er derfor ikke anbefalt å bruke estimatene fra IPCC (2007) for planlegging tilknyttet framtidig havnivåstigning.

Modellen til Rahmstorf (2007) er basert på en delvis empirisk sammenheng mellom global temperatur og globalt havnivå, og har fått kritikk for å være for enkel. Nyere studier tyder imidlertid på at verdier for framtidig havstigning estimert fra Rahmstorfs (2007) modell gir et mer sannsynlig bilde av framtidig havnivåstigning enn IPCCs estimer (Deltacomissie, 2008; Pfeffer mfl. 2008; Bahr mfl. 2009; Grinsted mfl. 2009). Dette skyldes i stor grad at bidraget fra smeltende isbreer, samt smelting og dynamiske endringer i innlandsisen på Grønland og Antarktis tidligere har blitt undervurdert.

Andre utslippsscenarioer skiller seg ikke vesentlig fra scenario A2 i Drange mfl. (2007). For scenario A1B er beregnet havnivåstigning i praksis identisk med A2, mens for scenario B1 (som representerer kraftig reduksjon i de globale klimagassutslippene og gir en global oppvarming på rundt 2 grader i dette århundre) ligger den vel 10 cm under A2 (Drange mfl., 2007). Forskjellen mellom de ulike utslippsscenarioene er derfor mindre enn usikkerhetene for framtidig havnivåstigning (se under).

#### 5.5.5 Framtidig havnivåstigning langs norskekysten

Dagens havnivåstigning er ikke uniform over hele kloden, og er heller ikke forventet å være det i framtiden (IPCC, 2007; Cazenave mfl., 2008). Beregninger av hvordan forskjeller i framtidig fordeling av havnivåendringer vil arte seg som følge av endret temperatur-, salt- og strømforhold indikerer at det fram til år 2100 kan forventes omkring 10 cm høyere havstigning i vår region i forhold til det globale gjennomsnittet (IPCC 2007).

Vi legger derfor 10 cm til den globale havnivåstigningen for vår region, og ender da opp med en midlere verdi for havnivåstigning langs norskekysten på 90 cm fram mot år 2100. For år 2050 blir tilsvarende verdi beregnet med Rahmstorfs (2007) modell til 31 cm (Drange mfl., 2007). Endring i iskappenes gravitasjonskraft grunnet redusert masse blir diskutert (Gehrels og Long, 2008; Bamber mfl. 2009; Mitrovica mfl. 2009) og er det ikke tatt hensyn til i denne rapporten.

#### 5.5.6 Landheving

En effekt som er spesielt viktig for vår region er landheving. Etter siste istid har landet i Norge og Skandinavia hevet seg kraftig etter at vekten av den fennoskandiske innlandsisen forsvant. Landhevingen i dette området pågår fortsatt, og verdiene for dagens landheving er beregnet av Vestøl (2006). I prinsippet går landhevingen stadig saktere, men i et tidsperspektiv på 100 år fram i tid kan vi anta at landhevingen er konstant. Dermed kan forventet landheving beregnes for år 2050 og år 2100. For norskekysten varierer landhevingen fra vel 10 cm per 100 år helt i vest (Karmøy) til knappe 50 cm per 100 år innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden.

#### 5.5.7 Tidevann og stormflo

Flo og fjære skyldes i hovedsak månens tiltrekningskraft på havet, men også solens gravitasjonskraft gir et bidrag. Omkring nymåne og fullmåne ligger månen og solen på linje i forhold til jorden, noe som resulterer i en ekstra høy flo kalt springflo.

Den høyeste springfloen som er mulig under midlere værforhold, og som er matematisk beregnet over en periode på 19 år, kalles høyeste astronomiske tidevann eller HAT. Dette er imidlertid ikke den høyeste mulige vannstand, for i tillegg til de astronomiske påvirkningene spiller også værforholdene en betydelig rolle. For eksempel vil sterk pålandsvind eller vind fra sør-vest føre til en

oppstuvning av vannmasser langs store deler av norskekysten. Lavt lufttrykk bidrar også til at havnivået øker grunnet redusert lufttrykk mot havflaten. Summen av de meteorologiske bidragene kan komme opp i over en meter (Tidevannstabeller 2007).

Dersom værrets virkning på havnivå sammenfaller med springflo kan vi få havnivåer som betydelig overstiger HAT. Dette kalles stormflo.

Lowe & Gregory (2005) har modellert endringer i framtidig stormflo, blant annet basert på IPCCs scenario A2. Denne modellen indikerer en økning i høyden på stormflo langs den sørvestlige delen av norskekysten på ca. 10 cm fram mot tiåret 2080–2090, grunnet en svak økning i stormaktivitet og -intensitet. Derfor legges det her til  $10 \pm 5$  cm for stormflo i år 2100, og  $5 \pm 2,5$  cm for år 2050.

#### 5.5.8 Referansenivå for framtidig stormflo – NN1954

Referansenivået som er brukt ved beregning av stormfloverdier i denne rapporten er NN1954 (normalnull 1954). Dette nivået er valgt fordi det representerer nullnivået (høydekote 0) i landkart, og er det mest brukte referansenivå i planleggingsarbeid. NN1954 ligger nært middelvannstand ved de fleste målestasjoner. Det største avviket finner vi i Rørvik, der NN1954 ligger 17 cm høyere enn middelvann. I Honningsvåg er ikke NN1954-nivået beregnet, så her er middelvannstand brukt som referansenivå. Normalnull 1954 må ikke forveksles med sjøkartnull, som er referansenivå for dybder i sjøkart og nullnivået i tidevannsdata fra Sjøkartverket.

#### 5.5.9 Spesialtilfeller av tidevann

Noen kommuner grenser til områder med ulike tidevannsnivåer. Dette gjelder spesielt kommunene i Lofoten, hvor det er stor forskjell på tidevannet fra sørsiden til nordsiden av øyer og land. I tillegg gjelder det Bodø kommune, som inkluderer områder på hver side av Saltstraumen, samt kommuner rundt innløpet til Trondheimsfjorden. For de aktuelle kommunene er det derfor beregnet to verdier. Disse spesialtilfellene er angitt i tabellen som gir framtidig havstigning for kommuner med kyst.

#### 5.5.10 Returnivåer for stormflo

Sjøkartverket har ved hjelp av sine måleserier regnet ut gjentakintervaller eller returnivåer for tidevannet ved de faste målestasjonene.

Dette gir oss sannsynligheten for at en stormflo av en viss størrelse inntreffer.

Siden vi i denne rapporten opererer med et tilnærmet 100-års tidsperspektiv, har vi valgt å bruke et 100-års returnivå i våre stormfloverdier. Det betyr at en stormflo av oppgitt størrelse i gjennomsnitt vil inntreffe én gang i løpet av 100 år. For eksempel er 100 års returnivå for Oslo beregnet til 185 cm relativt NN1954, noe som betyr at det vil gå i gjennomsnitt 100 år mellom hver gang en stormflo på 185 cm over normalnull inntreffer.

HAT ligger i Oslo kun 21 cm over NN1954, noe som betyr at 100-års returnivå ligger 164 cm over HAT. Det vil si at værrets påvirkning ved et 100-års returnivå i Oslo tilsvarer minimum 164 cm, men kan i teorien være større. Det høyeste havnivået som er observert i Oslo inntraff i 1914, og lå for eksempel 159 cm over HAT. Ved denne målingen må altså værrets påvirkning på vannstanden ha vært rundt 159 cm.

Det bør presiseres at et 100-års returnivå ikke representerer det verst tenkelig scenario for stormflo, da det er fullt mulig at høyere nivåer inntreffer. Ved de faste målestasjonene i Rørvik, Trondheim og Tregde er det observert nivåer som ligger over 100 års returnivå; i Rørvik hele 28 cm over, for Trondheim 6 cm over og Tregde 1 cm over. For resten av vannstandsmaalene ligger beregnet 100-års returnivå over høyeste observerte nivå, maksimalt 35 cm over for målestasjonen ved Helgeroa.

#### 5.5.11 Usikkerheter

Usikkerhetene i beregnet havnivåstigning langs norskekysten er basert på den høyeste usikkerheten gitt i Drange mfl. (2007), uavhengig av utslippsscenario, det vil si fra  $-20$  cm til  $+35$  cm for beregnet havnivåstigning i år 2100. I dette usikkerhetsintervallet er det inkludert en usikkerhet i landhevingsverdiene på  $\pm 5$  cm. I tabellen for framtidig havnivå er landhevingsdataene ikke oppgitt med usikkerhet siden denne allerede ligger inne i havnivåstigningen.

Den samlede usikkerheten har et spenn på 55 cm, eller lik usikkerheten beregnet for global havnivåstigning i den nederlandske deltakommisjonens rapport (Deltacommissie, 2008). Grinsted mfl. (2009) oppgir også usikkerheten for to standardavvik i sine estimer til å være omkring en halv meter. Usikkerhetsintervallet for år 2050 hentet fra Drange mfl. (2007) er fra  $-8$  til  $+14$  cm. Oppsummert er dermed verdiene for framtidig havnivåstigning som er brukt i denne rapporten:



- **År 2050:** 31 cm med usikkerhet  $-8/+14$  cm (totalt 23 til 45 cm)
- **År 2100:** 90 cm med usikkerhet  $-20/+35$  cm (totalt 70 til 125 cm)

Tabell 5.5.1 viser øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo når usikkerhetene er tatt med for de største byene i Norge.

### 5.5.12 Usikkerheter

Usikkerheten i framtidig stigning av havnivået er basert på Rahmstorfs (2007) modell og gir et intervall fra  $-8$  til  $+14$  cm for år 2050, og fra  $-20$  til  $+35$  cm for år 2100.

Usikkerheten knyttet til beregning av stormflonivåer er ikke tallfestet og ikke tatt med i de oppgitte verdier for framtidig stormflonivå. Det bør imidlertid tas høyde for at usikkerheten i disse verdiene for enkelte steder kan være like stor, om ikke større, enn usikkerheten i selve havnivåstigningen gitt over.

En annen faktor som lokalt sett kan være vel så viktig som tidevannsendringer, er hvor utsatt et område er for bølger. Det bør derfor utvises forsiktighet ved bruk av disse dataene, og det bør alltid gjøres en lokal vurdering. Særlig gjelder dette der fjorder kan gi en forsterkning av tidevannets påvirkning, eller steder som ligger spesielt utsatt til for høye bølger. For områder som ligger innenfor grunne fjordterskler med tidevannsstrømmer vil stormfloverdiene mest sannsynlig være en del lavere enn oppgitt i denne rapporten.

Verdier for alle Norges kommuner med kystlinje er gitt i egen tabell. Se Vasskog mfl. (2009) for en forklaring av tabellen.

Tabell 5.5.1

Øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo (100 års returnivå) medregnet usikkerheter i havnivåstigning.

	2050				2100			
	Havstigning (cm)		Stormflo (cm) Relativt NN1954		Havstigning (cm)		Stormflo (cm) Relativt NN1954	
	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.
Tromsø	10	32	229	251	43	98	267	322
Trondheim	-1	21	246	268	22	77	274	329
Bergen	15	37	178	200	53	108	221	276
Stavanger	17	39	143	165	58	113	189	244
Oslo	-1	21	189	211	21	76	216	271

### Referanser

- Bahr, D.B., M. Dyurgerov et al. (2009): «Sea-level rise from glaciers and ice caps: A lower bound.» *Geophysical Research Letters* 36:4
- Bamber, J.L., R.E.M. Riva et al. (2009). «Reassessment of the Potential Sea-Level Rise from a Collapse of the West Antarctic Ice Sheet.» *Science* 324 (5929): 901–903
- Cazenave, A., A. Lombard & W. Llovel (2008): *Present-day sea level rise: A synthesis*, *Comptes R. G.*, 340, 761
- Deltacommissie (2008): *Findings of the Deltacommissie* (<http://www.deltacommissie.com/en/advies>)
- Drange, H., B. Marzeion, A. Nesje & A. Sorteberg (2007): «Opptil én meter havstigning langs Norskekysten innen år 2100.» *Cicerone* 2/2007: 29–31
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press
- Gehrels, R. & A. Long (2008): «Sea level is not level: the case for a new approach to predicting UK sea-level rise.» *Geography* 93: 11–16
- Grinsted, A., J.C. Moore & S. Jevrejeva (2009): «Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100AD.» *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-008-0507-2
- Hansen, H. & L.A. Roald (2000): «Ekstremvannsanalyse i sjø ved utvalgte stasjoner.» ([http://www.nve.no/global/publikasjoner/publikasjoner%202000/dokument%202000/dok%2011\\_00%20ekstremvannanalyse.pdf](http://www.nve.no/global/publikasjoner/publikasjoner%202000/dokument%202000/dok%2011_00%20ekstremvannanalyse.pdf))

- Katsman, C.A., W. Hazeleger, S.S. Drijfhout, G.J. van Oldenborgh & G. Burgers (2008): «Climate scenarios of sea level rise for the northeast Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt.» *Climatic Change*, 91, 351–374
- Lowe, J.A. & J.M. Gregory (2005): «The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom.» *Phil. Trans. R. Soc.*, 363: 1313–1328
- Mitrovica, J.X., N. Gomez et al. (2009): «The Sea-Level Fingerprint of West Antarctic Collapse.» *Science* 323 (5915): 753–753
- Peltier, W.R. & R.G. Fairbanks (2006): «Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record.» *Quaternary Science Reviews* 25, 3322–3337
- Pfeffer, W.T., J.T. Harper et al. (2008) «Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise.» *Science* 321(5894): 1340–1343
- Rahmstorf, S. (2007): «A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise.» *Science* 315: 368–370
- Svendsen, J. I. & J. Mangerud (1987): «Late Weichselian and Holocene Sea-Level History for a Cross-Section of Western Norway.» *Journal of Quaternary Science* 2: 113–132
- Tidevannstabeller 2007*. Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England. Statens kartverk sjø, 70. årgang (<http://vannstand.statkart.no/skjema3.php>)
- Vasskog, K. & H. Drange (2009): «Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner.» *Report Series of the Bjerknes Centre for Climate Research*, under utarbeidelse
- Vestøl, O. (2006): «Determination of post-glacial land uplift in Fennoscandia from levelling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation.» *Journal of Geodesy* 80: 248–258
- Woth, K., R. Weisse & H. Von Storch (2006): «Climate change and North Sea storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different climate models.» *Ocean Dynamics* 56: 3–15

Tabell 5.5.2

Tabellen går over denne og de fire neste sidene.

Estimert havstigning i år 2050 og 2100 (relativt år 2000) for alle landets kommuner med kystlinje.

**Landheving** (cm) angir hvor mye landet hever seg og **relativ havstigning** (cm) hvor mye havet forventes å stige relativt land for de to tidsperiodene.

**100-års returnivå** (cm) betegner at en stormflo av oppgitt størrelse i gjennomsnitt vil inntreffe én gang i løpet av 100 år. 100-års returnivå er gitt relativt NN1954, som angir null-koten på landkart.

Noen kommuner er oppført med to verdier, dette da tidevannet og dermed 100-års returnivå varierer mye innen kommunen.

Usikkerhetene for relativ havstigning er på -8 til +14 cm i år 2005 og -20 til +35 cm i år 2100. Dette betyr at relativ havstigning for Drammen i år 2100 (relativt år 2000) ligger mellom 25 og 80 cm, med mest sannsynlig havstigning på 45 cm.

\* Usikkerheten for 100 års returnivå er ikke tallfestet i denne rapporten. Ved de faste vannstandsmålerne regnes denne usikkerheten for å være mindre enn usikkerheten i havstigningsverdiene. Usikkerheten øker imidlertid jo lenger unna vi kommer fra de faste målestasjonene, og kan derfor være stor i enkelte områder. Se del 3.2 og 3.3 av rapporten.

Kommuner med to målepunkter. Se del 1.5 og 2.3 av rapporten for nærmere forklaring: Bjugn, Ørland, Snillfjord, Agdenes i Sør-Trøndelag; Vågan, Vestvågøy, Flakstad, Moskenes, Værøy, Tjeldsund, Bodø i Nordland.

Skjerstad kommune ble slått sammen med Bodø kommune i 2005.

MD = mangler data

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
Finnmark								
2030	Sør-Varanger	Kirkenes	15	16	247	30	60	296
2027	Nesseby	Nesseby	13	18	259	25	65	310
2003	Vadsø	Vadsø	13	18	251	26	64	302
2002	Vardø	Vardø	11	20	240	22	68	293
2028	Båtsfjord	Båtsfjord	12	20	232	23	67	284
2024	Berlevåg	Berlevåg	11	20	227	23	67	279
2025	Tana	Smalfjord	12	19	242	24	66	293
2023	Gamvik	Gamvik	10	21	241	20	71	296
2022	Lebesby	Lebesby	13	18	240	25	65	292
2019	Nordkapp	Honningsvåg	11	20	247	22	69	301
2020	Porsanger	Lakselv	15	16	256	31	59	305
2018	Måsøy	Havøysund	12	19	233	23	67	285
2017	Kvalsund	Kvalsund	13	18	232	26	64	283
2004	Hammerfest	Hammerfest	13	19	236	25	65	287
2015	Hasvik	Breivikbotn	13	18	235	26	64	286
2012	Alta	Alta	15	16	239	31	60	287
2014	Loppa	Øksfjord	15	16	239	31	60	287
Troms								
1943	Kvænangen	Burfjord	16	15	247	32	58	295
1942	Nordreisa	Sørkjosen	17	14	245	34	56	292
1941	Skjervøy	Skjervøy	16	15	247	33	57	295
1940	Kåfjord	Olderdalen	18	13	246	36	54	292
1939	Storfjord	Skibotn	17	14	246	35	55	293
1938	Lyngen	Lyngseidet	17	14	246	34	56	293
1936	Karlsøy	Karlsøy	14	17	246	29	62	296
1902	Tromsø	Tromsø (Breidvika)	13	18	237	27	63	287
1933	Balsfjord	Storsteinnes	17	14	243	34	56	290
1924	Målselv	Målsnes	16	15	210	32	58	258
1931	Lenvik	Finnsnes	16	15	213	32	58	262
1929	Berg	Skaland	14	17	212	27	63	262
1928	Torsken	Gryllefjord	13	18	210	26	64	261
1927	Tranøy	Vangsvik	16	15	213	33	57	261
1925	Sørreisa	Sørreisa	17	14	212	34	56	259
1926	Dyrøy	Brøstadbotn	16	15	213	33	57	260
1923	Salangen	Sjøvegan	20	11	210	40	50	254
1920	Lavangen	Tennevoll	21	11	210	41	49	253
1919	Gratangen	Årstein	21	10	209	42	48	252
1917	Ibestad	Hamnvik	17	14	213	34	56	260
1913	Skånland	Evenskjer	17	14	222	34	56	269
1915	Bjarkøy	Nergårshamn	13	18	214	25	65	265
1901	Harstad	Harstad	14	17	216	27	63	267
1911	Kvæfjord	Borkenes	14	17	213	29	61	263
Nordland								
1871	Andøy	Andenes	12	19	212	24	66	264
1868	Øksnes	Myre	12	19	214	25	65	266
1870	Sortland	Sortland	13	18	213	26	64	264
1867	Bø	Straume	12	19	214	24	66	266
1866	Hadsel	Stokmarknes	12	19	214	25	65	265
1865	Vågan	Svolvær (Sør)	13	18	288	26	64	339
		Laukvika (Nord)	12	19	219	25	66	271
1860	Vestvågøy	Leknes (Sør)	12	19	287	24	66	339
		Eggum (Nord)	11	20	215	23	67	267
1859	Flakstad	Ramberg (Nord)	12	19	230	24	66	282
		Nusfjord (Sør)	12	19	285	24	66	337
1874	Moskenes	Reine (Sør)	12	20	264	23	67	317
		(Nord)	11	20	220	22	68	273
1857	Værøy	Sørland (Sør)	12	19	256	25	66	307
		Flyplass (Nord)	12	19	243	25	66	295
1856	Røst	Røstlandet	11	20	247	21	69	300
1851	Lødingen	Lødingen	17	14	294	33	57	341
1852	Tjeldsund	Nedre Fjeldal (Nord)	17	14	222	34	56	269
		Ramsund (Sør)	18	13	297	36	54	344
1853	Evenes	Bogen	20	11	300	41	49	344

Tabell 5.5.2 (ark 2)  
Se side 124 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
1805	Narvik	Narvik	22	9	302	44	46	344
1854	Ballangen	Ballangen	20	11	298	40	51	343
1850	Tysfjord	Kjøpsvik	19	12	292	38	52	338
1849	Hamarøy	Oppeid	18	13	295	35	55	341
1848	Steigen	Leinesfjorden	18	13	281	36	54	327
1845	Sørfold	Straumen	23	8	258	46	44	299
1804	Bodø	Bodø	18	13	257	36	54	303
		Skjerstadvfjorden	20	11	195	40	50	239
1841	Fauske	Fauske	21	10	197	43	48	240
1840	Saltdal	Rognan	24	8	195	47	43	235
1842	Skjerstad	Misvær	20	11	197	40	50	241
1839	Beiarn	Moldjord (Leirvika)	21	10	MD	43	48	MD
1838	Gildeskål	Inndyr	20	11	254	40	50	298
1837	Meløy	Ørnes	22	9	250	44	46	292
1836	Rødøy	Våga	20	11	251	40	50	295
1833	Rana	Mo i Rana	27	4	247	53	37	284
1835	Træna	Selvær	15	16	252	31	59	301
1834	Lurøy	Lurøy	20	11	247	40	50	291
1828	Nesna	Nesna	22	9	247	44	46	289
1822	Leirfjord	Leland	22	9	248	44	47	291
1832	Hemnes	Bjerka	26	5	247	51	39	286
1824	Vefsn	Mosjøen	23	8	252	46	44	293
1827	Dønna	Solfjellsjøen	20	11	246	40	50	290
1818	Herøy	Silvalen	22	9	249	45	46	291
1820	Alstahaug	Sandnessjøen	22	9	249	44	46	291
1815	Vega	Holand	21	10	252	41	49	295
1816	Vevelstad	Forvik	23	8	250	46	45	291
1813	Brønnøy	Brønnøysund	23	8	249	46	44	290
1812	Sømna	Vik (Sørvika)	23	8	250	46	44	291
1811	Bindal	Terråk	25	6	248	51	39	287
<b>Nord-Trøndelag</b>								
1755	Leka	Sør-Gutvika	24	7	248	47	43	288
1751	Nærøy	Kolvereid	23	8	245	47	43	286
1743	Høylandet	Kongsmoen	26	5	250	53	37	287
1750	Vikna	Rørvik	21	10	245	43	48	288
1748	Fosnes	Salsnes	23	8	241	46	44	282
1703	Namsos	Namsos	23	8	235	47	43	276
1749	Flatanger	Lauvsnes	21	10	235	42	48	278
1725	Namdalseid	Sjøåsen	22	9	233	45	45	275
1724	Verran	Malm	23	8	287	47	43	327
1702	Steinkjer	Steinkjer	26	5	277	51	39	315
1729	Inderøy	Straumen	25	6	269	51	39	307
1718	Leksvik	Leksvik	24	7	262	48	42	302
1723	Mosvik	Saltvikhamna	25	6	267	50	40	306
1721	Verdal	Verdal	25	6	268	51	39	306
1719	Levanger	Levanger	26	5	266	53	37	303
1717	Frosta	Sørgrenda	25	6	255	50	40	294
1714	Stjørdal	Stjørdalshalsen	26	5	253	52	38	291
<b>Sør-Trøndelag</b>								
1633	Osen	Osen	20	11	232	40	50	276
1632	Roan	Roan	20	11	230	39	51	274
1630	Åfjord	Årnes	20	11	225	41	49	269
1627	Bjugn	Botngård	19	12	234	38	52	279
		Høybakken	19	12	253	38	52	298
1620	Frøya	Sistranda	14	17	235	29	61	284
1621	Ørland	Brekstad	19	12	250	38	53	295
		Uthaug	18	13	233	36	54	279
1624	Rissa	Rissa	20	11	251	41	49	294
1617	Hitra	Fillan	15	16	237	31	59	285
1613	Snillfjord	Krogstadøra	18	13	232	36	54	278
		Futstranda	17	14	243	33	57	290
1622	Agdenes	Lensvik	20	11	255	40	51	299
		Stavøysundet	18	13	240	36	54	286
1612	Hemne	Kyrksæterøra	16	15	235	32	58	283



Tabell 5.5.2 (ark 3)  
Se side 124 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
1638	Orkdal	Orkanger	21	10	253	42	48	296
1657	Skaun	Børsa	23	8	252	45	45	293
1653	Melhus	Gran	23	8	251	47	43	292
1601	Trondheim	Trondheim	24	7	254	48	42	294
1663	Malvik	Hommelvik	27	4	251	54	36	288
Møre og Romsdal								
1573	Smøla	Hopen	13	18	220	27	63	271
1576	Aure	Aure	14	17	222	29	61	271
1571	Halsa	Vågland	15	16	221	30	61	271
1566	Sumadal	Sumadalsøra	17	14	219	33	57	267
1503	Kristiansund	Kristiansund	13	18	219	26	64	270
1556	Frei	Rensvik	13	18	219	27	64	270
1560	Tingvoll	Tingvoll	15	16	220	30	61	269
1563	Sunnadal	Sunnadalsøra	16	15	221	33	57	268
1554	Averøy	Kårvåg	13	18	218	25	65	269
1557	Gjemnes	Batnfjordsøra	13	18	223	25	65	274
1543	Neset	Eidsvåg	14	17	216	29	61	265
1551	Eide	Eide	13	19	219	25	65	270
1548	Fræna	Einesvågen	12	20	219	23	67	272
1502	Molde	Molde	12	19	221	23	67	274
1539	Rauma	Åndalsnes	14	17	218	27	63	269
1547	Aukra	Aukrasanden	11	20	221	23	67	273
1546	Sandøy	Steinshamn	11	20	219	22	68	272
1545	Midsund	Midsund	11	20	220	21	69	273
1535	Vestnes	Helland	12	19	222	24	66	274
1534	Haram	Brattvåg	10	21	217	21	69	270
1529	Skodje	Skodje	10	21	217	21	69	270
1523	Ørskog	Sjøholt	11	20	217	22	68	270
1526	Stordal	Stordal	11	20	217	22	68	270
1524	Norddal	Sylte	13	18	217	26	65	268
1532	Giske	Valderhaugstranda	9	22	220	19	71	274
1504	Ålesund	Ålesund	9	22	220	19	71	274
1528	Sykkylven	Aure	10	21	219	20	70	273
1525	Stranda	Stranda	11	20	218	23	67	270
1516	Ulstein	Ulsteinvik	9	22	217	18	72	272
1517	Hareid	Hareid	9	22	218	18	72	273
1531	Sula	Langevågen	9	22	220	18	72	275
1520	Ørsta	Ørsta	9	22	217	19	72	272
1515	Herøy	Fosnavåg	9	22	215	18	72	269
1519	Volda	Volda	9	22	216	18	72	271
1514	Sande	Larsnes	9	22	213	18	72	268
1511	Vanylven	Fiskå	9	22	209	19	71	264
Sogn og Fjordane								
1441	Selje	Selje	9	22	211	19	71	265
1439	Vågsøy	Måløy	9	22	201	19	71	255
1443	Eid	Nordfjordeid	9	22	208	19	71	263
1449	Stryn	Stryn	10	21	212	21	69	266
1438	Bremanger	Svelgen	10	21	194	20	70	248
1445	Gloppen	Sandane	11	20	207	21	69	260
1401	Flora	Florø	10	21	193	20	70	247
1433	Naustdal	Naustdal	12	19	191	23	67	243
1426	Luster	Gaupne	13	18	194	26	64	245
1428	Askvoll	Askvoll	10	21	189	20	70	243
1432	Førde	Førde	12	19	190	24	66	242
1429	Fjaler	Dale	10	21	189	21	69	243
1430	Gaular	Bygstad	12	19	188	23	67	240
1418	Balestrand	Balestrand	11	20	194	23	67	247
1419	Leikanger	Leikanger	12	19	194	24	67	246
1420	Sogndal	Sogndal	12	19	194	25	65	246
1424	Årdal	Årdalstangen	14	17	193	28	62	242
1412	Solund	Hardbakke	9	22	187	19	71	241
1413	Hyllestad	Hyllestad	10	21	187	20	70	241
1416	Høyanger	Høyanger	12	19	192	23	67	245
1417	Vik	Vik	11	20	195	23	67	248

Tabell 5.5.2 (ark 4)  
Se side 124 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
1421	Aurland	Aurlandsvangen	12	19	196	24	66	247
1422	Lærdal	Lærdalsøyri	13	18	194	27	63	245
1411	Gulen	Eivindvik	9	22	189	18	72	244
Hordaland								
1265	Fedje	Fedje	9	22	186	18	72	241
1264	Austrheim	Fonnes	9	22	188	18	72	243
1266	Masfjorden	Solheim	10	22	188	19	71	243
1252	Modalen	Mo	9	22	187	19	72	241
1260	Radøy	Manger	9	22	185	18	72	240
1263	Lindås	Knarvik	9	23	186	17	73	241
1251	Vaksdal	Vaksdal	9	22	187	18	73	242
1235	Voss	Flåtaberget	9	22	MD	18	73	MD
1259	Øygarden	Tjeldstø	9	22	185	17	73	241
1256	Meland	Frekhaug	9	23	186	17	73	241
1253	Osterøy	Lonevåg	9	22	187	17	73	243
1246	Fjell	Straume	8	23	181	17	73	237
1247	Askøy	Kleppestø	8	23	186	17	73	241
1201	Bergen	Bergen	8	23	186	17	73	241
1242	Samnanger	Tysse	9	22	168	17	73	224
1238	Kvam	Norheimsund	9	22	177	18	72	232
1234	Granvin	Eide	11	20	176	21	69	230
1233	Ulvik	Ulvik	11	20	175	23	67	228
1245	Sund	Tælavåg	8	23	175	17	73	231
1244	Austevoll	Storebø	8	23	173	16	74	229
1243	Os	Osøyro	8	23	171	16	74	227
1241	Fusa	Eikelandsosen	8	23	170	16	74	225
1227	Jondal	Jondal	9	22	176	17	73	232
1231	Ullensvang	Kinsarvik	10	21	178	20	70	231
1232	Eidfjord	Eidfjord	11	19	175	23	68	228
1223	Tysnes	Uggdalseidet	8	23	172	15	75	228
1219	Bømlo	Svortland	7	24	169	14	76	226
1222	Fitjar	Fitjar	7	24	173	14	76	229
1221	Stord	Leirvik	7	24	170	14	76	227
1224	Kvinnherad	Rosendal	8	23	168	16	74	224
1228	Odda	Odda	9	22	183	17	73	238
1216	Sveio	Mølstrevåg	6	25	163	12	78	221
1211	Etne	Etne	7	24	172	15	75	228
Rogaland								
1106	Haugesund	Haugesund	5	26	155	10	80	214
1160	Vindafjord	Ølen	7	24	172	14	76	229
1135	Sauda	Sauda	8	23	144	16	74	200
1151	Utsira	Nordvik	5	26	153	10	80	212
1149	Karmøy	Kopervik	5	26	148	10	80	207
1146	Tysvær	Hervik	6	25	147	12	78	205
1134	Suldal	Sand	8	23	145	16	74	201
1145	Bokn	Føresvik	5	26	149	11	79	207
1141	Finnøy	Judaberg	6	25	148	13	77	205
1133	Hjelmeland	Hjelmeland	7	24	147	14	76	204
1144	Kvitsøy	Ystabøhamn	5	26	150	10	80	209
1142	Rennesøy	Vikevåg	6	25	149	11	79	208
1127	Randaberg	Bøvika	6	25	151	11	79	209
1103	Stavanger	Stavanger	6	25	151	12	78	209
1130	Strand	Jørpeland	6	25	151	13	77	208
1124	Sola	Solavika	6	25	147	11	79	206
1102	Sandnes	Sandnes	6	25	152	12	78	210
1129	Forsand	Forsand	7	24	153	13	77	211
1120	Klepp	Revtangen	6	26	141	11	79	199
1122	Gjesdal	Frafjord	6	26	156	11	79	215
1119	Hå	Sirevåg	5	26	142	10	80	201
1101	Eigersund	Eigersund	4	27	133	9	81	192
1111	Sokndal	Sogndalsstranda	4	27	135	9	81	194
Vest-Agder								
1004	Flekkefjord	Flekkefjord	4	27	137	9	81	196
1037	Kvinesdal	Øye	5	26	137	9	81	197

Tabell 5.5.2 (ark 5)  
Se side 124 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunenummer	Kommune	Målepunkt	Ar 2050 relativt år 2000			Ar 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
1003	Farsund	Farsund	5	26	140	10	80	199
1032	Lyngdal	Lyngdal	6	25	139	11	79	198
1029	Lindesnes	Åvik	6	25	142	12	78	200
1002	Mandal	Mandal	6	25	144	13	77	201
1018	Søgne	Høllen	7	24	149	14	76	205
1001	Kristiansand	Kristiansand	8	23	152	16	74	208
Aust-Agder								
0926	Lillesand	Lillesand	10	21	160	20	70	214
0904	Grimstad	Grimstad	11	20	163	22	68	216
0906	Arendal	Arendal	12	19	158	24	66	209
0914	Tvedestrand	Tvedestrand	12	19	164	25	65	216
0901	Risør	Risør	13	18	170	26	64	221
Telemark								
0815	Kragerø	Kragerø	13	18	175	26	64	226
0814	Bamble	Langesund	15	16	181	30	60	230
0805	Porsgrunn	Porsgrunn	16	15	181	32	58	229
Vestfold								
0709	Larvik	Larvik	16	15	182	32	58	230
0706	Sandefjord	Sandefjord	17	14	181	34	56	228
0723	Tjøme	Verdens Ende	17	14	171	34	57	219
0720	Stokke	Melsomvik	18	13	170	36	54	216
0722	Nøtterøy	Årøysund	18	13	170	37	53	216
0704	Tønsberg	Tønsberg	18	13	170	36	54	216
0701	Horten	Horten	19	12	169	39	52	214
0716	Re	Mulodden	20	11	168	40	50	212
0702	Holmestrand	Holmestrand	20	11	168	40	50	212
0713	Sande	Selvik	21	10	167	42	48	211
0711	Svelvik	Svelvik	21	10	167	42	48	211
Buskerud								
0602	Drammen	Drammen (Tangen)	22	9	MD	45	45	MD
0626	Lier	Linnenstranda	22	9	MD	45	45	MD
0627	Røyken	Nærnes	22	9	181	45	45	222
0628	Hurum	Tofte	21	10	167	43	48	210
Oslo								
0301	Oslo	Oslo	25	7	197	49	41	236
Akershus								
0220	Asker	Konglungen	23	8	186	47	44	227
0219	Bærum	Sandvika	24	7	192	48	42	232
0216	Nesodden	Nesoddtangen	24	7	191	48	42	231
0217	Oppegård	Svartskog	23	8	183	46	44	224
0215	Frogn	Drøbak	22	9	174	44	46	216
0214	Ås	Neset	23	8	177	46	44	218
0211	Vestby	Son	20	11	170	39	51	214
Østfold								
0104	Moss	Moss	19	12	170	39	51	214
0136	Rygge	Rørvik	19	12	171	38	52	216
0135	Råde	Saltnes	19	12	171	38	52	217
0106	Fredrikstad	Fredrikstad	19	12	172	38	52	217
0105	Sarpsborg	Høysand	21	10	155	41	49	199
0111	Hvaler	Skjærholten	19	12	173	37	53	219
0101	Halden	Halden	21	10	156	42	48	199

## 6. Vurderinger og bruk av de ulike klimaframskrivningene

Framtidig, global klimautvikling vil i hovedsak være styrt av to faktorer:

- Endring i menneskeskapt klimapådriv: Framtidige menneskeskapt utslipp av klimagasser og -partikler, og endring i bruk av land, inkludert skogshogst i tropene
- Endring i tilbakekoplingsmekanismer: Prosesser i samspillet mellom atmosfære, land og hav som forsterker eller demper effekten av de menneskeskapt klimautslippene.

I tillegg vil klimautviklingen for et avgrenset geografisk område, som Norge og tilstøtende havområder, være styrt av

- Naturlig klimavariasjon: Naturlige og tilfeldige variasjoner i klima, som midlertidig – typisk for noen år til noen tiår – kan forsterke eller dempe effekten av global klimautvikling.

Det er viktig å merke seg at det er usikkerheter knyttet til de tre faktorene over. Dessuten er ikke klimamodellene perfekte, og feil og mangler i modellene bidrar også til usikkerhet. Klimaforskningen er en kontinuerlig prosess, slik at det hvert femte til tiende år vil foreligge nye klimaframskrivninger. Dette betyr ikke at eldre klimaframskrivninger ikke vil gjelde, men at det kan komme justeringer som brukere må forholde seg til.

Endringer i menneskeskapt klimapådriv skyldes forbrenning av kull, olje eller gass, skogshogst og endring i bruk av land, og produksjon av sement. Framtidig utvikling vil avhenge av bl.a. befolkningsøkning, endring i levestandard og forbruk, innfasing av alternative (ikke-fossile) energiformer og karbonfangst og lagring. Basert på ulike scenarier av samfunns- og teknologiutviklingen i dette århundret er det mulig å estimere hvor stort

det menneskeskapt klimapådrivet vil være. Siden ingen med sikkerhet kan si hvordan samfunns- og energiutviklingen vil forløpe, gir spennet av scenarier en usikkerhet knyttet til menneskeskapt klimapådriv. Det er derfor ikke mulig å gi én klimaframskrivning, verken globalt eller lokalt, men en har et spenn av mulige klimaframskrivninger. I denne rapporten brukes over 70 ulike klimaframskrivninger for Europa, Skandinavia og Norge som grunnlag for framtidens klima i Norge.

Jordens klima endres ikke bare av menneskeskapt utslipp av klimagasser og -partikler, men også av tilbakekoplingseffekter. For eksempel øker luftens innhold av vanndamp med økende temperatur. Siden vanndamp er en kraftig klimagass, forsterker dette den menneskeskapt oppvarmingen. Det er en rekke tilbakekoplingsmekanismer i klimaet, noen er godt kjent, andre mindre kjent. Dette gir en usikkerhet knyttet til framtidig klimautvikling. Med dagens kunnskap er denne usikkerheten ikke symmetrisk fordelt; det er mye større sannsynlighet for store enn små klimaendringer relativt en middelutvikling av framtidig klima (IPCC 2007).

Naturlig klimavariasjon har vært, er og vil forbli viktig for klima i et avgrenset geografisk område for en tidsperiode fra noen år til noen tiår. Siden det er meget vanskelig å varsle denne type naturlig klimavariasjon, er det i dag ikke mulig å gi et klimavarsel for Norge for de neste tjue årene. Lenger fram i tid vil menneskeskapt klimapådrag bli mer og mer dominerende. Effekten av naturlige klimavariasjoner vil da gradvis avta i forhold til et «normalklima», dvs. det klima som vi kjenner.

Kombinasjonen av (i) endring i menneskeskapt klimapådriv, (ii) endring i tilbakekoplingsmekanismer og (iii) na-



turlig klimavariasjon gir et spenn av framtidige klimautviklinger for Norge. I stedet for å gruppere framtidig klimautvikling etter hvor stort det menneskeskapte klimapådrivet er (punkt i over), har vi i denne rapporten valgt å gruppere klimautviklingen etter styrken av klimaendring for Norge fra alle tilgjengelige klimaframskrivninger. Basert på dette har vi definert tre klimaframskrivninger for Norge: Et lavt estimat basert på de nederste 10 % av klimaframskrivningene («lavt»), et høyt estimat basert på de øverste 10 % («høyt») og en middelvei («middels»).

Det kan ikke utelukkes at framtidig klimaendring vil bli å ligge under «lav» eller over

«høy». Men med dagens klimautvikling og eksisterende kunnskap vurderes det som mye mer sannsynlig at framtidig klimautvikling vil ligge på den høye enn den lave siden. Det er også større sannsynlighet for at framtidig klimautvikling vil ligge over «høy» enn under «lav». De som bruker de presenterte klimaframskrivningene, må derfor vurdere hvilket nivå en vil velge å legge seg på og hvordan en vil inkludere graden av usikkerhet som vil være en del av enhver klimaframskrivning.

Vi vil også anbefale brukere om å ta kontakt med miljøene som lager eller analyserer klimaframskrivningene for tolkning og vurdering av resultatene.

# Appendix A1

## Modeller og betingelser brukt i dynamisk ensemble

Modell- navn/ type/ institutt	Grenseflate betingelser Nedre grenseflate   Randbetingelser		Kontroll- og scenario- periode	Ut- slipps- scena- rio	Horison- tal opp- løsning	Verti- kale lag	
HIRHAM RCM  met.no	Cntrl & Scen ECHAM4 AOGCM (T42)		1980–1999 2030–2049	IS92a	50 km	19	
	Cntrl & Scen: ECHAM4 AGCM (T106)		1961–1990 2071–2100	SRES B2	50 km	19	
	Cntrl & Scen: ECHAM4 AGCM (T106)		1961–1990 2071–2100	SRES B2	25 km	19	
	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2 og B2	50 km	19	
	Cntrl & Scen: BCM V1 AOGCM (T63)		1961–1990 2041–2070	CMIP2 (2 sim.)	50 km	19	
	Cntrl & Scen: BCM V2 AOGCM (T63)		1961–1990 2071–2100	SRES A1B	50 km	19	
	Cntrl & Scen: CAM-Oslo Slab-ocean (T42)		1961–1990 2041–2070	CMIP2	50 km	19	
HIRHAM RCM  DMI	Cntrl: ERA40 SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19	
	Cntrl & Scen: ECHAM4 AOGCM (T42)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19	
RCAO RCM  SMHI	Cntrl: ERA40 SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°) (med unntak av havtemp. og is i Østersjøen og Kattegat)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	24	
	Cntrl & Scen: ECHAM4 AOGCM (T42) (med unntak av havtemp. og is i Østersjøen og Kattegat)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	24	
ARPEGE, Global strekt  BCCR	Cntrl: ERA40. SST Scen: GFDL V2.0 AOGCM (T42)		Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
	Cntrl: ERA40. SST Scen: ECHAM5 AOGCM (T42)		Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
	Cntrl: ERA40. SST Scen: HADCM3 AOGCM (T42)		Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
HadRM3H, RCM Hadley Centre	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3P AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19	
CHRM RCM ETH	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	20	
REMO, RCM MPI	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	19	
CLM, RCM GKSS	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM(1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	20	
RACMO, RCM KNMI	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	31	

**Forkortelser i oversikten på forrige side**

Cntrl og Scen: Kontroll (dagens) og scenario (framtidig) simulering

SST: Overflatetemperaturer i havet

ERA40: Europeiske reanalyser (observasjoner)

AGCM: Global koblet hav-atmosfære modell

AGCM: Global atmosfære modell

RCM: Regional atmosfæremodell

Metno: Meteorologisk institutt, Norge

BCCR: Bjerknessenteret, Univ. i Bergen, Norge

MPI: Max Planck Institutt, Tyskland

DMI: Dansk Meteorologisk Institutt, Danmark

GKSS: GKSS Forschungszentrum, Tyskland

KNMI: The Royal Netherland Meteorological Institute, Nederland

SMHI: Svensk Meteorologisk og Hydrologisk Institutt, Sverige

ETH: Swiss Federal Institute of Technology, Sveits

HadAM3H: Hadley Centre Atmospheric Model 3

HadCM: Hadley Centre Coupled Model

BCM: Bergen Climate Model (Versjon 1 og 2)

CAM-Oslo: NCAR Community Atmospheric Model med kjemimodul fra Univ. i Oslo.

ECHAM: European Centre Hamburg Modell, Tyskland

GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA

## Appendix A2

### Modellerdata innhentet fra IPCC og brukt i dynamisk ensemble

- [1] «pcmdi.ipcc4.bccr\_bcm2\_0.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1\_1.nc»
- [2] «pcmdi.ipcc4.cccma\_cgcm3\_1.sresa1b.run1.monthly.tas\_a1\_sresa1b\_1\_cgcm3.1\_t47\_2001\_2100.nc»
- [3] «pcmdi.ipcc4.cccma\_cgcm3\_1\_t63.sresa1b.run1.monthly.tas\_a1\_sresa1b\_1\_cgcm3.1\_t63\_2001\_2100.nc»
- [4] «pcmdi.ipcc4.cnrm\_cm3.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [5] «pcmdi.ipcc4.csiro\_mk3\_0.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [6] «pcmdi.ipcc4.gfdl\_cm2\_0.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.200101-220012.nc»
- [7] «pcmdi.ipcc4.gfdl\_cm2\_1.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.200101-210012.nc»
- [8] «pcmdi.ipcc4.giss\_aom.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [9] «pcmdi.ipcc4.giss\_aom.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.nc»
- [10] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_h.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.GISS3.SRESA1B.run1.nc»
- [11] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_h.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.GISS3.SRESA1B.run2.nc»
- [12] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_h.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.GISS3.SRESA1B.run3.nc»
- [13] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_r.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.GISS1.SRESA1B.run1.nc»
- [14] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_r.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.GISS1.SRESA1B.run2.nc»
- [15] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_r.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.GISS1.SRESA1B.run3.nc»
- [16] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_r.sresa1b.run4.monthly.tas\_A1.GISS1.SRESA1B.run4.nc»
- [17] «pcmdi.ipcc4.giss\_model\_e\_r.sresa1b.run5.monthly.tas\_A1.GISS1.SRESA1B.run5.nc»
- [18] «pcmdi.ipcc4.iap\_fgoals1\_0\_g.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [19] «pcmdi.ipcc4.iap\_fgoals1\_0\_g.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.nc»
- [20] «pcmdi.ipcc4.ingv\_echam4.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [21] «pcmdi.ipcc4.inmcm3\_0.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [22] «pcmdi.ipcc4.ipsl\_cm4.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1\_2000-2100.nc»
- [23] «pcmdi.ipcc4.miroc3\_2\_hires.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [24] «pcmdi.ipcc4.miroc3\_2\_medres.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [25] «pcmdi.ipcc4.miroc3\_2\_medres.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.nc»
- [26] «pcmdi.ipcc4.miroc3\_2\_medres.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.nc»
- [27] «pcmdi.ipcc4.miub\_echo\_g.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1\_a52\_0148-0447.nc»
- [28] «pcmdi.ipcc4.miub\_echo\_g.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1\_a53\_0148-0347.nc»
- [29] «pcmdi.ipcc4.miub\_echo\_g.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1\_a54\_0148-0347.nc»
- [30] «pcmdi.ipcc4.mpi\_echam5.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [31] «pcmdi.ipcc4.mpi\_echam5.sresa1b.run2.daily.tas\_A2\_2046-2065.nc»
- [32] «pcmdi.ipcc4.mpi\_echam5.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.nc»
- [33] «pcmdi.ipcc4.mpi\_echam5.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.nc»
- [34] «pcmdi.ipcc4.mpi\_echam5.sresa1b.run4.monthly.tas\_A1\_2001-2100.nc»
- [35] «pcmdi.ipcc4.mri\_cgcm2\_3\_2a.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.2001-2100.nc»
- [36] «pcmdi.ipcc4.mri\_cgcm2\_3\_2a.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.2001-2100.nc»
- [37] «pcmdi.ipcc4.mri\_cgcm2\_3\_2a.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.2001-2100.nc»
- [38] «pcmdi.ipcc4.mri\_cgcm2\_3\_2a.sresa1b.run4.monthly.tas\_A1.2001-2100.nc»
- [39] «pcmdi.ipcc4.mri\_cgcm2\_3\_2a.sresa1b.run5.monthly.tas\_A1.2001-2100.nc»
- [40] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»



- [41] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_2.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [42] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_3.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [43] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run5.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_5.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [44] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run6.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_6.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [45] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run7.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_7.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [46] «pcmdi.ipcc4.ncar\_ccsm3\_0.sresa1b.run9.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_9.CCSM.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [47] «pcmdi.ipcc4.ncar\_pcm1.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_1.PCM1.atmm.2000-01\_cat\_2099-10.nc»
- [48] «pcmdi.ipcc4.ncar\_pcm1.sresa1b.run2.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_2.PCM1.atmm.2000-01\_cat\_2099-12.nc»
- [49] «pcmdi.ipcc4.ncar\_pcm1.sresa1b.run3.monthly.tas\_A1.SRESA1B\_3.PCM1.atmm.2000-01\_cat\_2199-12.nc»
- [50] «pcmdi.ipcc4.ukmo\_hadcm3.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1.nc»
- [51] «pcmdi.ipcc4.ukmo\_hadgem1.sresa1b.run1.monthly.tas\_A1\_2000\_Jan\_to\_2099\_Nov.nc»

## Oversikt over figurer

Figur 2.1.1: NAO vinterindeks fra 1820-tallet til desember 2008.....	12	Figur 3.1.9: Trender i høye 1-times nedbørverdier ved Oslo - Blindern og Karmøy - Brekkevann .....	34
Figur 2.1.2: Nedbørhyppighet og midlere nedbørmengde ved storstilt vindretning fra hhv. sørøst og sørvest .....	13	Figur 3.1.10: Stormvariasjon i perioden 1961–2006. ....	35
Figur 2.2.1: Årsmiddeltemperatur i normalperioden 1961–90 .....	15	Figur 3.1.11: Trend de siste 100 år i a) antall dager med snødekket bakke; og maksimal snødybdeøkning i løpet av et døgn.....	36
Figur 2.2.2 og 2.2.3: Midlere vinter- og sommertemperatur i normalperioden 1961–90 .....	16	Figur 3.1.12: Observerte temperaturrendringer på 25, 30 og 40 meters dybde i bakken på Juvvasshøe og Tarfalaryggen .....	37
Figur 2.2.4: Lengde av vekstsesong i normalperioden 1961–90 .....	17	Figur 3.1.13: Observerte lineære trender i bakketemperatur for ulike dybder fra 20 m og ned til 60 m i bakken .....	38
Figur 2.2.5: Fyringsgraddagssum i normalperioden 1961–90 .....	17	Figur 3.1.14: Middeltemperaturen av ekstremåret 2006–07 for det aktive laget og øverste delene av permafrosten på Juvvasshøe .....	38
Figur 2.2.6: Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i normalperioden 1961–90 .....	18	Figur 3.2.1: Årlig variasjon av middelvannføringen i Glomma ved Elverum relativt til normalperioden 1961–90.....	39
Figur 2.2.7: Midlere årsnedbør i normalperioden 1961–90.....	19	Figur 3.2.3: Årlig variasjon av middelvannføringen i Salangselva i Troms relativt til normalperioden 1961–90.....	40
Figur 2.2.8 og 2.2.9: Midlere vinter - og sommerknedbør i normalperioden 1961–90.....	20	Figur 3.2.2: Årlig variasjon av middelvannføringen i Vosso ved Bulken relativt til normalperioden 1961–90.....	40
Figur 2.2.10: Verdi på ettdøgns nedbør som ble overskredet i 1 % av tilfellene i normalperioden 1961–90 .....	21	Figur 3.3.1: Sirkulasjonsmønsteret i og omkring norske havområder .....	45
Figur 2.3.1: Årsverdier for avløp og fordampning i normalperioden 1961–90. ....	25	Figur 3.3.2: Temperaturen i atlantehavsvannet øst i Barentshavet (Kolasnittet) gjennom det 20. århundret.....	45
Figur 2.3.2: Normalavløpet, høyeste og laveste observerte avløp på hver dag i året for utvalgte nedbørfelt i Norge .....	26	Figur 3.3.3: Havtemperatur i det sørlige Barentshavet .....	47
Figur 2.3.3: Midlere maksimal årlig snømengde i mm vannekvivalent og varighet av perioden med snødekke i Norge i normalperioden 1961–1990 .....	27	Figur 3.4.1: Iskantposisjoner for perioden 1850–1899 .....	49
Figur 3.1.1: Global temperaturutvikling 1880–2008 .....	29	Figur 3.4.2: Årlig avvik i isutbredelse for september og april i hele Arktis og isutbredelse i september.....	50
Figur 3.1.2: Utvikling av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge 1900–2008 .....	30	Figur 3.4.3: Isutbredelse i Barentshavet presentert som tremåneders middel for årene 1979–2008 .....	50
Figur 3.1.3: Temperaturregioner .....	31	Figur 3.5.1: Forskjellige typer naturlige klimaarkiver og organismer som man kan bruke til å rekonstruere klimaendringer i fortiden .....	54
Figur 3.1.4: Vekstsesong 1870–2008 i Oslo og Bergen.....	31	Figur 3.5.2: Brevariasjoner i Skandinavia i perioden etter siste istid.....	55
Figur 3.1.5: Fyringsgraddagssum i Oslo og Bergen 1870–2008 .....	32		
Figur 3.1.6: Varme døgn i Oslo og Bergen 1870–2008 .....	32		
Figur 3.1.7: Nedbørregioner .....	33		
Figur 3.1.8: Utvikling av årsnedbør for fastlands-Norge 1900–2008.....	34		

Figur.3.5.3: Variasjoner i gjennomsnittlig juli-temperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser.....	55
Figur 3.5.4: Gjennomsnittlig vinternedbør på fire breer i Sør-Norge.....	56
Figur 3.5.5: Rekonstruksjoner av antall snø- og jordskredhendelser per hundreår gjennom siste 9000 år; elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer; antall snø/ jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom siste 9000 år.....	57
Figur 3.5.6: Temperaturkurver fra kjerne MD95-2011 fra Vøringplataet.....	58
Figur 4.1.1: Årsmiddeltemperatur i perioden 1979–2008 .....	63
Figur 4.2.1: Lengde av vekstsesong i perioden 1979–2008 .....	64
Figur 4.3.1: Fyringsgraddagssum i perioden 1979–2008 .....	65
Figur 4.4.1: Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i perioden 1979–2008 .....	66
Figur 4.5.1: Midlere årsnedbør i perioden 1979–2008 .....	67
Figur 4.6.1: Verdi på ettdøgns nedbør som ble overskredet i 1 % av tilfellene i perioden 1979–2008 .....	68
Figur 4.7.1: Endring i årsmidler og sesongmidler for avløp fra perioden 1961–90 til 1979–2008 .....	70
Figur 4.7.2: Avviket fra normalperioden i års- og sesongavløpet i Nigardssjøen 1963–2008 .....	71
Figur 4.7.3: Kumulativ nettobalanse for breer i Sør-Norge 1963–2008.....	72
Figur 5.2.1: Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble .....	77
Figur 5.2.2: Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble .....	78
Figur 5.2.3: Observert temperaturutvikling i Norge gjennom det 20. århundret, og beregnede framskrivninger for det 21. århundret .....	80
Figur 5.2.4: Som figur 5.2.3, men for temperaturregion 2 og 5 .....	81
Figur 5.2.5: Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2021–2050 og 2071–2100 .....	82
Figur 5.2.6: Prosentvis endring i antall dager med 0-gradspasseringer fram mot midten av århundret .....	83
Figur 5.2.7: Kart over lengden av vekstsesongen i 2071–2100; beregnede endringer i forhold til 1961–1990.....	84
Figur 5.2.8: Kart over endring i fyringsgraddager fra 1961–1990 til 2021–2050 .....	85
Figur 5.2.9: Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble .....	86
Figur 5.2.10: Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble .....	87
Figur 5.2.11: Observert nedbørutvikling i Norge gjennom det 20. århundret, og beregnede framskrivninger for det 21. århundret .....	90
Figur 5.2.12: Som figur 5.2.11, men her for nedbørregion 2 og 6.....	92
Figur 5.2.13: Som figur 5.2.11, men for nedbørregion 11 og 12.....	93
Figur 5.2.14: Beregnet endring i sesongnedbør fra perioden 1961–90 til 2071–2100...	94
Figur 5.2.15: Beregnet endring i sesongnedbør fra perioden 1961–90 til 2071–2100...	94
Figur 5.2.16: Estimert returfaktor rundt år 2050 for døgnlig maksimal vindstyrke i 10 m høyde.....	97
Figur 5.3.1: Projisert endring i årsavløp fra 1980–99 til 2030–49.....	100
Figur 5.3.2: Projisert endring i avløpet i de fire sesongene fra 1980–99 til 2030–49...	101
Figur 5.3.3: Projisert endring i middelvannføringen fra 1981–2010 til 2021–50 for utvalgte felt i Sør- og Nord-Norge .....	102
Figur 5.3.4: Sesongfordelingen av avløpet i kontrollperiode og scenarioperiode for fire høydesoner i feltet til Viksvatn i Gaular i Sunnfjord .....	103
Figur 5.3.5: Projisert endring i midlere årlig avrenning fra 1961–90 til 2071–2100.....	104
Figur 5.3.6: Endring i maksimal årlig vann-ekvivalent av snømagasinet for kort og lang projeksjonsperiode.....	105
Figur 5.3.7: Endring i antall dager med snødekke.....	106
Figur 5.3.8: Endring i årlig fordampning for kort og lang projeksjonsperiode .....	107
Figur 5.3.9: Endring i maksimalt markvannsunderskudd i kort og lang projeksjonsperiode.....	108
Figur 5.3.10: Endring i midlere års- og sesongavløp i åtte nedbørfelt .....	108
Figur 5.3.11: Usikkerhet i forventet endring i middelflom for fire norske nedbørfelt ..	109

Figur 5.4.1: Utvikling av atlantisk meridional omveltning ved 30 °N fra en rekke globale koblede klimamodeller .....	111
Figur 5.4.2: Sesongvis endring i overflatetemperatur fra midler over kontrollkjøring i 1986–2000 til framtidsscenario for perioden 2051–2065.....	112
Figur 5.4.3: Endring i overflatetemperaturen i Nordsjø-nedskaleringen .....	114
Figur 5.4.4: Arktisk isutbredelse i det 20. og 21. århundret, basert på klimamodellsimuleringer og observasjoner.....	115

## Oversikt over tabeller

Tabell 3.1.1: Trender (°C per tiår) i års- og årstidstemperatur for 1900–2008 .....	31
Tabell 3.1.2: Trender (prosent per tiår) i års- og årstidsnedbør for 1900–2008 .....	33
Tabell 4.1.1: Endring av temperatur fra 1961–90 til 1979–2008.....	63
Tabell 4.5.1: Forholdstall for års- og årstidsnedbør mellom periodene 1979–2008 og 1961–90 .....	67
Tabell 5.2.1: Oversikt over eksempelframskrivninger som er justert og benyttet i videre beregninger.....	76
Tabell 5.2.2: Middels, lav og høy temperaturframskrivning for forskjellige regioner, sesonger og tidsperspektiv .....	79
Tabell 5.2.3: Beregnede trender i årstemperatur for forskjellige regioner .....	79
Tabell 5.2.4: Relativ forandring i års- og årstidsnedbør i Norge og i regioner fra 1961–90 til 2071–2100 ifølge middels, høy og lav framskrivning .....	88
Tabell 5.2.5: Beregnede trender i årsnedbør for forskjellige regioner .....	90
Tabell 5.2.6: Relativ forandring i antall dager med mye nedbør, og relativ forandring i nedbørmengden på dager med mye nedbør, fra 1961–90 til 2071–2100 ifølge middels, høy og lav framskrivning .....	95
Tabell 5.5.1: Øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo (100 års returnivå) medregnet usikkerheter i havnivåstigning .....	120
Tabell 5.5.2: Estimert havstigning i år 2050 og 2100 (relativt år 2000) for alle landets kommuner med kystlinje .....	122





**HAVFORSKNINGSINSTITUTTET**  
*INSTITUTE OF MARINE RESEARCH*



**Meteorologisk  
institutt**  
*met.no*

