

Eirik J Førland (red), Rasmus E Benestad, Frode Flatøy, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Ketil Isaksen, Asgeir Sorteberg og Bjørn Ådlandsvik

Klimautvikling i Nord-Norge og på Svalbard i perioden 1900–2100

Klimaendringer i norsk Arktis

NorACIA delutredning 1





Rapportserie nr. 135

Report series no. 135

Klimautvikling i Nord-Norge og på Svalbard i perioden 1900–2100 Klimaendringer i norsk Arktis

– NorACIA delutredning 1

Eirik J Førland (red), Rasmus E Benestad, Frode Flatøy, Inger Hanssen-Bauer, Jan Erik Haugen, Ketil Isaksen, Asgeir Sorteberg og Bjørn Ådlandsvik

Norsk Polarinstitutet er Norges sentralinstitusjon for kartlegging, miljøovervåking og forvaltningsrettet forskning i Arktis og Antarktis. Instituttet er faglig og strategisk rådgiver i miljøvernaker i disse områdene og har forvaltningsmyndighet i norsk del av Antarktis.

The Norwegian Polar Institute is Norway's main institution for research, monitoring and topographic mapping in Norwegian polar regions. The institute also advises Norwegian authorities on matters concerning polar environmental management.

Adresse/address

NorACIA sekretariat
Norsk Polarinstitut
Polarmiljøseneteret
NO-9296 Tromsø
noracia@npolar.no
www.npolar.no
www.noracia.npolar.no

Eirik J Førland, Meteorologisk institutt
Rasmus E Benestad, Meteorologisk institutt
Frode Flatøy, Bjerknes Centre for Climate Research
Inger Hanssen-Bauer, Meteorologisk institutt
Jan Erik Haugen, Meteorologisk institutt
Ketil Isaksen, Meteorologisk institutt
Asgeir Sorteberg, Bjerknes Centre for Climate Research
Bjørn Ådlandsvik, Havforskningsinstituttet



Teknisk redaktør: Marte Lundberg, Norsk Polarinstitut
Design/lay out: Norsk Polarinstitut
Forsidefoto: Stein Ø Nilsen, tromsofoto.net
Trykkes: Mai 2010, Lundblad Media AS
ISBN: 978-82-7666-272-6
ISSN: 0803-0421

Forord

NorACIA; *Norwegian Arctic Climate Impact Assessment*, er et initiativ tatt av den norske regjering for å følge opp *Arctic Climate Impact Assessment* (ACIA), et prosjekt underlagt Arkisk råd. NorACIA søker å synliggjøre eksisterende kunnskaper og utvikle nye kunnskaper om klimaforhold i norsk Arktis og fokuserer på hvilke kunnskapshull som bør tettes.

NorACIA er organisert gjennom en styringsgruppe med representanter fra Miljøvern-departementet (styreleder), Direktoratet for naturforvaltning, Norsk Polarinstitutt og Statens forurensningstilsyn, og har et sekretariat koordinert av Norsk Polarinstitutt.

Innen rammen for NorACIA er fokus på formidling, forvaltningsrådgivning og sammenstilling

av kunnskap om klimaendringer i norsk Arktis. Hovedsiktemålet for NorACIA er å samle kunnskap om klimaendringer i regionen, kunnskap som kan danne basis for videre vurderinger av tiltak forbundet med klimaendringer og konsekvenser av disse.

NorACIA er bygget opp av fem delutredninger, hvorav denne er den første i rekken. De andre delutredningene tar for seg følgende temaer:

Delutredning 2: Fysiske og biogeokjemiske prosesser

Delutredning 3: Effekter på økosystemer og biologisk mangfold

Delutredning 4: Effekter på folk og samfunn

Delutredning 5: Tilpasning og avbøtende tiltak

I tillegg skal det utarbeides en lettere tilgjengelig synteserapport. Alle delutredningene og synteserapporten skal ferdigstilles i løpet av første kvartal 2010.

Denne rapporten omhandler klimautviklingen i Nord-Norge og på Svalbard i perioden 1900–2100.

Delutredningen er skrevet av et team av forskere fra Meteorologisk institutt, Bjerknes Centre for Climate Research og Havforskningsinstituttet.

Tromsø 9.4.2010

Birgit Njåstad
sekretariatet for NorACIA

Bakgrunn for rapporten

Denne rapporten er en norsk oversettelse av den engelske rapporten *Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100* (Førland et al. 2009), utgitt som Norsk Polarinstitutt Rapportserie 128 i april 2009. Etter at arbeidet med den engelske versjonen av denne rapporten

var avsluttet, ble det utført et omfattende arbeid med en klimarapport som danner bakgrunn for en NOU om klimatilpasning. Noen nye resultater fra denne rapporten (Hanssen-Bauer et al. 2009) er tatt inn som et eget kapittel (nytt kap. 5) i denne norske versjonen. Samtidig er det i forhold til den engelske

versjonen foretatt en oppdatering av tabeller og figurer, samt av enkelte tekstavsnitt.

Oslo, desember 2009

Eirik J Førland

Sammendrag

Innledning

Landområdene i Arktis har i løpet av de siste 2–3 dekadere gjennomgått sterkere oppvarming enn noen annen del av jordkloden, og utbredelsen av havis har minket med størrelsesorden 10 % i den samme perioden (ACIA 2005; IPCC 2007). Klimaforholdene i Arktis er preget av stor variabilitet, både fra år-til-år, men også på dekadeskala. En varm periode, med nesten like høye temperaturer som de siste årene, ble observert i Arktis fra 1925 til 1945. Men ifølge IPCC (2007) var den geografiske fordeling av oppvarmingen i denne perioden forskjellig fra den nåværende oppvarmingen som omfatter hele jordkloden.

IPCC (2007) slår fast at det er meget sannsynlig at det meste av den observerte økningen i global middeltemperatur siden ca. 1950 skyldes økning i konsentrasjon av menneskeskapte drivhusgasser. Rapporten slår videre fast at det er sannsynlig at det har vært en signifikant menneskeskapt oppvarming i løpet av de siste 50 år over alle kontinenter unntatt Antarktis.

Resultatene fra globale klimamodeller indikerer at den menneskeskapte oppvarmingen fremover vil bli forsterket på høye nordlige bredder på grunn av komplekse tilbakekoplingsmekanismer i hav-atmosfære systemet. Klimaendringene som har foregått i Arktis har allerede hatt betydelig innvirkning på miljø og på økonomiske aktiviteter. Hvis den nåværende oppvarmingen fortsetter som projisert av klimamodellene, vil

virkningene bli mer omfattende, og vil påvirke økosystemer, kulturer, levestett og økonomi i store deler av Arktis. Det arktiske klimasystemet er meget komplekst, og har en rekke samvirkninger med det globale klimasystemet. Endringer i klimaet i Arktis kan således ha en betydelig innvirkning også på det globale klima.

I studier av klimaendringer i Arktis er det viktig å være klar over den store naturlige klimavariabiliteten. I simuleringer med klimamodeller projiseres det betydelig menneskeskapt temperaturøkning («signal») i Arktis, men det vil fortsatt være meget store naturlige variasjoner («støy»). Følgelig vil forholdet signal/støy være lavere i Arktis enn på lavere breddegrader. I tolkningen av klimaendringer i Arktis er det også begrensninger på grunn av spredt stasjonsnett og store måleproblemer under tøffe værforhold.

Dagens klimaforhold i norsk Arktis

Norskehavet og Barentshavet er usedvanlig varme, breddegraden tatt i betraktning. Norskehavet er isfritt bortsett fra den nordligste delen ved Framstredet. De atlantiske vannmassene i Barentshavet er også isfrie, mens mesteparten av de arktiske vannmassene har isdekkede deler av året. Barentshavet har de siste år i hovedsak vært isfritt sommerstid, men med is i et lite område i den nordøstlige delen. Isutbredelsen varierer imidlertid mye fra år-til-år.

Kystområdene i Nord-Norge har vanligvis forholdsvis mildt vinterklima og kjølige somre, mens innlandsområdene har mer kontinentalt

klima med lave vintertemperaturer og forholdsvis høye sommertemperaturer. For værstasjonene i Svalbard-området er klimaet «maritimt» (relativt mildt og fuktig) i år (eller perioder) når sjøen rundt stasjonene er isfri. Når stasjonene er omgitt av havis blir klimaet mer kontinentalt (kaldt og tørt) fordi havisen isolerer for varme- og fuktighets-tilførsel fra havet og i tillegg reflekterer mye av solstrålingen. Temperaturen på de arktiske stasjonene har derfor forholdsvis store år-til-år variasjoner.

I Nord-Norge er det store regionale forskjeller i årsnedbør. I deler av Nordland faller det mer enn 3000 mm/år, mens enkelte målestasjoner i indre strøk har årsnedbør på under 300 mm/år. I Svalbard-regionen er årsnedbøren lav fordi luftmassene vanligvis har lavt vanninnhold og liten vertikal instabilitet. Over Spitsbergen er det en gradient fra høyere verdier i sørvest til lavere verdier i nordøst.

Klimautvikling de siste 100 år

Den nåværende oppvarming omfatter størstedelen av jordkloden, men med et maksimum på høyere nordlige bredder. Den midlere *lufttemperatur* i Arktis økte med ca. 0,09 °C per dekadere i løpet av det siste århundret (ACIA, 2005). Mønsteret i temperaturutviklingen er tilsvarende den globale; det vil si en økning frem til midten av 1940-årene, en minking fra da og til midten av 1960-tallet og deretter en kraftig temperaturøkning på ca. 0,4 °C per dekadere. Det er viktig å være klar over at det i Arktis var en

periode nesten like varm som den nåværende fra sent på 1920-tallet og til tidlig på 1950-tallet.

Årsmiddeltemperaturen i Nord-Norge har økt betydelig i løpet av de siste 100 år; med en lineær trend på ca. 0,1 °C per dekad. Også i dette området var det en varm periode på 1930-tallet. For alle deler av Nord-Norge unntatt Finnmarksvidda, har det vært en statistisk signifikant positiv temperaturøkning både for vår, sommer og høstsesongene. For stasjonene i Svalbard-området er det stor variabilitet på flere tidsskalaer, slik at det var positiv temperaturtrend før 1930-tallet, en forholdsvis varm periode de neste to dekadene, et temperaturfall fra 1950-tallet til 1960-tallet og deretter en generell temperaturøkning.

I Longyearbyen-området har årsmiddeltemperaturen økt betydelig siden målingene startet i 1912. De lineære temperaturtrendene for Svalbard Lufthavn – Longyearbyen fra 1912 til 2008 er + 0,23 °C per dekad (årsverdier), + 0,21 (vinter), + 0,46 (vår), + 0,10 (sommer) og + 0,16 (høst). Med unntak av vintersesongen er både års- og årstidstrendene statistisk signifikante på 5 %-nivået.

Observasjonene fra Arktis tyder på at det er sannsynlig at årlige nedbørmengder har økt i områdene nord for 60 °N i løpet av det siste århundret (ACIA, 2005; IPCC, 2007). For Nord-Norge, med unntak av Varangerhalvøya, har årsnedbøren økt med ca. 2 % per dekad i løpet av de siste 100 år. Alle stasjoner i Svalbard-området og på Jan Mayen viser en positiv trend i årsnedbør gjennom perioden de har vært i drift. Ved Svalbard Lufthavn er den lineære økning i årsnedbør 2,4 % per dekad, mens den på Bjørnøya er 3,2 % per dekad.

Temperaturen i toppen av *permafrostlaget* (ca. 2 m dybde) ved Janssonhaugen like ved Longyearbyen har i løpet av de siste 2–3 dekad økt med ca. 0,7 °C per dekad. Middeltemperaturen på 30 meters dybde har økt med ca. 0,35 °C per dekad og på 60 meters dybde med 0,05 °C per dekad. Analysene viser også intensivert temperaturøkning i permafrostlaget, spesielt i løpet av det siste tiåret. Med et Arktis som gjennomgår raske klimaendringer, inkludert en økende hyppighet av ekstreme temperaturer, kan den fremtidige oppvarmingen av permafrostlaget blir mer preget av irregulær enn regulær oppvarming.

Med rundt 140 individuelle *lavtrykk* og en midlere oppholdstid på 2,6 døgn, forekommer det hyppig lavtrykk i norsk Arktis. For lavtrykk som kommer inn i Arktis fra Grønlandshavet og Norskehavet, er det en positiv trend i både midlere intensitet og i intensitet i de sterkeste lavtrykkene. Den såkalte *syklonaktivitetsindeksen* har økt til alle årstider, med en økning på årsbasis på 27 % i perioden 1950–2006.

For utbredelse av *havis* finnes det omfattende data tilbake til 1970-tallet da systematisk satellittovervåking kom i gang. Disse seriene viser en tilbakegang i utbredelse av havis for hele Arktis og spesielt for Barentshavet. ACIA (2005) slo fast at det er meget sannsynlig at det har vært en minking i midlere havisutbredelse i Arktis i

løpet av de siste 40 år. Tidsseriene for isutbredelse for april viser en sterk reduksjon. For sommerisen er reduksjonen enda mer markert. For istykkelse foreligger det færre data, men en tidsserie fra området ved Hopen viser en reduksjon i løpet av de siste 40 år.

Fremskrivning av klimautvikling i det 21. århundret

De mest avanserte verktøy for å lage fremskrivninger («prosjeksjoner») av fremtidig global klimautvikling er generelle sirkulasjonsmodeller for atmosfære-hav-systemet (AOGCM). Disse modellene inkluderer dynamisk beskrivelse av prosesser i både atmosfære, hav og havis, og oftest også prosesser over landområder. Opplysningen i de nåværende AOGCM er tilstrekkelige til å modellere de fleste storskala fenomener, men er generelt for grov til at disse modellene kan representere klima på regional eller lokal skala. Når det er behov for mer detaljerte klimadata, må resultatene fra AOGCM-simuleringene nedskaleres med enten dynamiske (regionale klimamodeller, RCM) eller empirisk-statistiske (ESD) metoder. Begge disse metodene for nedskalering har vært anvendt i NorACIA.

Simuleringer med globale og regionale klimamodeller (ACIA, 2005) indikerer at frem til slutten av dette århundret, er temperaturen i Arktis projisert å øke med 7 °C og 5 °C for henholdsvis A2 og B2 utslippsscenarioene. Den sterkeste oppvarmingen vil foregå om høsten og vinteren. Datasettet fra flere modellsimuleringer som ble benyttet for IPCC (2007) projiserte en årlig oppvarming i Arktis på 5 °C mot slutten av det 21. århundret.

Det er store forskjeller i hvordan ulike globale og regionale klimamodeller beskriver både nåværende og fremtidige isforhold i norsk del av Arktis, og usikkerheten i de arktiske klimaprojeksjonene er derfor betydelig. Den spesialutviklede NorACIA-RCM synes å gi en realistisk beskrivelse av de nåværende klimaforholdene i Nord-Norge og Svalbard-regionen. Dersom inngangsdataene er realistiske, vil modellen også trolig gi en brukbar beskrivelse av fremtidig klimautvikling. Det er imidlertid meget ressurskrevende å foreta simuleringer med regionale klimamodeller, så foreløpig er kun noen få globale klimamodeller nedskalert med NorACIA-RCM. For å kunne gi en mer robust beskrivelse av fremtidig klima i norsk Arktis, er resultat fra projeksjoner av temperatur og nedbør fra ulike studier oppsummert i tabell 8.

Resultater fra simuleringer med NorACIA-RCM frem mot år 2050 indikerer en økning i årsmiddeltemperatur på ca. 1 °C i kystområdene i Nordland og Troms, og mellom 1,5–2,0 °C i østlige deler av Finnmark og sørvest for Spitsbergen. Over Svalbard er det en betydelig gradient i temperaturøkning fra sørvestlige områder (ca. 2 °C) til nordøstlige deler (over 4 °C). Dette mønsteret går igjen i mange scenarier. Den projiserte minkingen i havisutbredelse har en betydelig innvirkning på de geografiske forskjellene i oppvarming.

Projeksjonene for temperaturendring fra

1961–1990 til 2071–2100 viser en sterkere oppvarming enn frem til år 2050. For store deler av Nord-Norge projiseres det en temperaturøkning på 2,5–3,5 °C, med minst økning i vestlige kystområder og størst økning i Varanger-området og indre deler av Finnmark. Ifølge Hanssen-Bauer et al. (2009) gir middelfremskrivningene en økning i årsmiddeltemperatur i de tre regionene i Nord-Norge på 3,4–4,2 °C fra 1961–1990 til 2071–2100. For Svalbard er økningen i årsmiddeltemperatur ca. 3 °C i sørvest og ca. 8 °C i nordøst. Den projiserte oppvarmingen er minst om sommeren og størst høst og vinter. Dette gjelder i særlig grad for innlandsområdene. Det er også projisert en betydelig økning i lufttemperatur for havområdene mellom Svalbard og Novaja Semlja; spesielt i perioden september–mai. Den største økningen vil foregå i områder der havis erstattes av åpent vann.

For *nedbør* viser klimasimuleringene som ble brukt i ACIA (2005) at for Arktis (60–90 °N) vil de årlige mengdene øke med ca. 12 % fra 1981–2000 til 2071–2090. IPCC (2007) slår fast at en økning i nedbørmengder er meget sannsynlig på høyere breddegrader. Den prosentvise nedbørsøkningen er størst om vinteren og minst om sommeren, i samsvar med den projiserte oppvarmingen.

For store deler av Nord-Norge projiseres det en økning på 15–30 % i årsnedbør fra 1961–1990 til 2071–2100, mens for de nordøstlige deler av Spitsbergen er økningen opp mot 40 % (tabell 8). Årstidsnedbøren projiseres å øke over hele regionen til alle årstider; med størst økning vinter og vår. Det er imidlertid viktig å være klar over at det om vinteren er små nedbørmengder i denne regionen. Dette innebærer at selv om det er store prosentvise økninger, kan økningen i absolutte nedbørverdier utgjøre bare noen få millimeter.

ACIA-klimascenariene (2005) projiserer at *snødekke* i Arktis vil fortsette å avta. Den største reduksjonen vil foregå vår og høst. Utbredelsen av snødekke på høyere nordlige bredder har avtatt med ca. 10 % i løpet av de siste 30 år, og projeksjonene antyder at det vil avta med ytterligere 10–20 % før slutten av dette hundreåret (ACIA 2005). Projeksjoner for Nord-Norge indikerer at sesongen med snø på bakken vil bli betydelig redusert frem til slutten av dette århundret. Den største reduksjonen (mer enn 2 måneder) projiseres for kystområdene i Nord-Norge, mens snøsesongen på Finnmarksvidda blir ca. 1 måned kortere. På den andre siden vil maksimal snømengde øke over deler av Finnmarksvidda, i fjellområder i Nord-Norge og for store deler av Svalbard-regionen. Årsaken til dette er at selv om snøsesongen vil bli kortere i et varmere klima, vil dette bli kompensert av en betydelig økning i nedbør som snø vinterstid.

De nedskalerte projeksjoner av endringer i *vindhastighet* gir ikke robuste signal, og det er stor usikkerhet knyttet til vindprojeksjonene. Simuleringene med NorACIA-RCM av midlere maksimal døgnlig vindhastighet for perioden 1980–2050 indikerer små endringer om sommeren, men en økning nord og øst for Svalbard

i de andre årstidene. Også frem mot slutten av det 21. århundret projiseres det små endringer i vindhastighet over Nord-Norge. For området nord og øst for Svalbard indikerer simuleringene for vintersesongen en økning på mer enn 10 % i midlere maksimal døgnlig vindhastighet. Dette henger sammen med den betydelige minkingen i havisutbredelse som modelleres for dette området. NorACIA-RCM simuleringene for endringer i maksimal vindhastighet indikerer at verdiene som overskrider 95 %-verdien, vil forekomme oftere i fremtiden. Den største økningen (1,5–2 ganger hyppigere enn i dagens klima) indikeres i et område mellom Spitsbergen og Novaja Semlja.

Som indikator på endring i *nedbørsintensitet* ble det benyttet 1-døgns nedbørverdi som overskrides i 5 % av tilfellene («95 %-verdi»). Simuleringene indikerer at denne 95 %-verdien mot slutten av dette århundret over mesteparten av området vil bli overskredet 1–1,5 ganger hyppigere enn i dagens klima. Også for døgn med nedbør >20 mm projiseres det en økning for hele regionen. Det bør imidlertid presiseres at bortsett fra deler av Nordland, vil det over størstedelen av regionen fortsatt være et forholdsvis lite antall døgn med nedbør >20 mm.

Prosjeksjoner av antall dager med *kraftig snøfall* (>10 cm per døgn) indikerer en minking i kystområdene i Nord-Norge og i sørvestlige

deler av Svalbard-regionen, og økende verdier i indre strøk i Nord-Norge og i nordlige deler av Svalbard-regionen.

Fra pilotstudier med data fra NorACIA-RCM ble det konkludert med at potensialet for *polare lavtrykk* utenfor kysten av Nord-Norge vil avta.

En *havsimulering* for Polhavet og Barentshavet er blitt foretatt med et regionalt havmodelleringssystem. Kontrollkjøringen for dagens klima dekker perioden 1986–2000, mens scenariet for perioden 2051–2065 er hentet fra en simulering med utslippsscenario A1B. Kontrollkjøringen viser gode resultater i de vestlige deler av Barentshavet. I østlige deler derimot, gir modellen for stort varmetap fra hav til atmosfære. Simuleringene viser at middeltemperaturen på 50 meters dyp for september økte med 0,9 °C i området som ble studert. Problemer med simulering av is i kontrollkjøringen fører til en urealistisk stor oppvarming i østlige deler av Barentshavet. I den vestlige delen er oppvarmingen mindre enn 1 °C. Den marine nedskaleringen viser en svak svekking av innstrømmingen av atlantehavsvann til Barentshavet, men med omlag samme varmetransport.

Havnivået er projisert å øke i løpet av det 21. århundret. Hovedårsaken er smelting av isbreer og termisk ekspansjon av sjøvann. Også endringer av sirkulasjon i atmosfære og hav vil kunne påvirke den regionale endringen i havnivå. Ny-

lige estimat indikerer en økning i havnivå langs kysten av Troms og Finnmark på 10–20 cm frem mot år 2050 og 50–70 cm frem mot 2100. Disse verdiene er korrigert for landhevning, men er usikre på grunn av sprikende estimat for beregnet bresmelting på Grønland og i Antarktis.

Nedskaleringer er blitt utført for å studere endringer i fremtidig *bølgeklimate*. Områder som i dagens klima er isdekket om vinteren og som vil bli isfrie i fremtiden vil bli utsatt for et tøffere bølgeklimate. I øvrige områder er endringene ikke statistisk signifikante. Heller ikke for *stormflo* tyder simuleringene på noen signifikant endring på årsbasis, men det er en betydelig økning av stormflo om høsten. I kombinasjon med økt havnivå kan virkningen av stormflo bli mer alvorlig enn disse simuleringene viser.

Det er viktig å være klar over at projeksjonene av lokale og regionale klimaendringer er påvirket av en rekke svakheter og kilder til *usikkerhet*, blant annet:

- Uforutsigbar naturlig variabilitet (spesielt stor i nordisk Arktis)
- Usikkerhet i estimat av påvirkningsfaktorene for jordens klima
- Svakheter i klimamodellene
- Svakheter i metodene som benyttes for nedskalering til lokal og regional skala

Innholdsfortegnelse

Forord	3
Sammendrag	3
1 Innledning	7
2 Klima i «NorACIA-regionen»	8
2.1 Faktorer som regulerer klimaet i norsk Arktis	8
2.2 Temperatur	8
2.3 Nedbør	10
2.4 Vind- og lufttrykkfordeling	12
2.5 Atmosfærisk sirkulasjonsmønster i Nord-Atlanteren og Arktis (NAO og AO)	12
2.6 Havstrømmer og vannmasser	13
2.7 Tilgjengelige klima- og klimaendringsdata fra norsk Arktis	14
3 Klimavariasjoner og trender i det 20. århundret	15
3.1 Introduksjon	15
3.2 Temperatur	15
3.3 Nedbør	18
3.4 Snø	19
3.5 Permafrost	20
3.6 Lavtrykk i Arktis	22
3.7 Marine indekser	22
4 Klimafremskrivninger for det 21. århundret	23
4.1 Klimamodellering og nedskalering	23
4.2 Regional klimamodell for NorACIA	26
4.3 Temperatur	28
4.4 Nedbør	31
4.5 Snø	33
4.6 Vind	33
4.7 Ekstreme klimaforhold	34
4.8 Polare lavtrykk	36
4.9 Havsimuleringer	38
4.10 Havnivå og stormflo	43
5. Nye klimafremskrivninger for Fastlands-Norge	43
6. Usikkerhet og mangler i klimafremskrivninger	47
7. Kunnskapshull og foreslåtte vitenskapelige tiltak	47
7.1 Langtidsobservasjon	47
7.2 Globale og regionale klimamodeller	48
7.3 Geografisk og temporal oppløsning av arktiske klimaprojeksjoner	48
7.4 Marin nedskalering	48
7.5 Usikkerhetsfaktorer	48
7.6 Distribusjon og «skreddersyng» av klimaprojeksjoner for virknings- og tilpasningsstudier	48
8. Oppsummering	48
9. Referanser	50
10. Akronymer	52

1. Innledning

Landområdene i Arktis har i løpet av de siste 2–3 tiårene opplevd større oppvarming enn noen andre områder på jorden (ACIA 2005; IPCC 2007). Beregninger med klimamodeller indikerer at den til en stor grad menneskeskapt oppvarmingen vil bli forsterket i Arktis på grunn av komplekse tilbakekoblingsmekanismer i atmosfære-hav-is-systemet. Klimaendringene som foregår i Arktis har allerede fått store konsekvenser for miljø og økonomi (ACIA 2005). Hvis de nåværende klimaendringene fortsetter slik som beregningene med klimamodeller tilsier, kommer disse virkningene til å bli forsterket og vil i vesentlig grad påvirke økosystemer, kultur, livsstil og økonomi over hele Arktis. Det arktiske klimaet utgjør et komplekst system som inngår i et mangfoldig samspill med det globale klimasystemet (ACIA 2005). Forandringer i det arktiske klimaet vil derfor ha innvirkning også på det globale klimasystemet.

IPCC (2007) slår fast at det meste av den observerte økningen i global middeltemperatur siden ca. 1950 svært sannsynlig skyldes økningen i konsentrasjon av drivhusgasser forårsaket av menneskeskapt utslipp, og at det er sannsynlig at det de siste femti år har vært en signifikant menneskepåvirket oppvarming over alle kontinenter bortsett fra Antarktis. Den observerte globale oppvarmingen samsvarer godt med den projiserte økningen (Rahmstorf et al. 2007). Den observerte temperaturøkningen i Vest-Europa de siste tiårene ser imidlertid ut til å være sterkere enn det som simuleres av globale klimamodeller (Oldenborgh et al. 2008). Dette kan indikere at klimaprojeksjonene for Vest-Europa underestimerer effekten av den menneskeskapt oppvarmingen.

Drivisen i Arktis er en viktig indikator for klimavariasjoner. Ifølge IPCC (2007) har den gjennomsnittlige årlige isutbredelsen basert på satellittobservasjoner avtatt med om lag $2,7 \pm 0,6$ % hvert tiår siden 1978. I september 2007 var isutbredelsen på et rekordlavt nivå på mindre enn 4 millioner km² sammenlignet med en gjennomsnittsverdi på 6 millioner km² i perioden 1979–2007. Isutbredelsen i september bestemmer hvor mye flerårsis det vil være i påfølgende år. Også i september 2008 og 2009 var isutbredelsen nesten like liten som i 2007 (www.nersc.no). ACIAs klimascenarier (ACIA 2005) tilsa at isutbredelsen i sommermånedene ville minke med mer enn 50 % i løpet av det 21. århundre. Den beregnede reduksjonen i havisutbredelse om vinteren er mindre enn om sommeren, men modellene indikerer at iskanten i mars vil trekke seg betydelig tilbake i polare havområder.

I enhver regional studie av klimaendringer i Arktis må det tas hensyn til at naturlige variasjoner er spesielt store i denne regionen. I klimamodellsimuleringer for Arktis er «signalet» fra menneskeskapt oppvarming sterkt, men variasjonene («støyen») er også sterke. Derfor er dette forholdet mellom signal og støy lavere i Arktis enn på lavere breddegrader. I Arktis er mangelen på data og måleproblemer andre viktige

momenter som vanskeliggjør både overvåkning og modellering. Det er derfor spesielt viktig å gjøre optimal bruk av tilgjengelige observasjonsserier fra Arktis når man skal overvåke langtidsvariasjonene i ulike klimaelementer i denne regionen.

ACIA-rapporten (ACIA 2005) slår fast at det fremdeles er stort behov for økt kunnskap om klimasystemene og den regionale klimautviklingen i de nordlige polare områdene. En fundamental begrensning i dagens forståelse og simuleringer av det sammenkoblede hav-atmosfære-land-systemet i et regionalt perspektiv skyldes den store forskjellen mellom romlig oppløsning i de globale klimamodellene og skalaen som trengs for å beskrive de regionale prosessene. Ved å «nedskalere» globale klimamodellresultater er det imidlertid mulig å få informasjon med betydelig bedre romlige oppløsning enn i de globale modellene. For å nedskalere globale klimamodeller til regional og lokal skala brukes både dynamiske (regional klimamodell, RCM) og empirisk-statistiske nedskalingsmetoder (ESD). Da ACIA-rapporten ble slutført i 2005, fokuserte de tilgjengelige regionale klimamodellene i svært begrenset grad på norsk Arktis, og den optimale geografiske oppløsningen var ca. 50 km. Den norske regionale klimamodellen som ble benyttet på den tiden (<http://regclim.met.no>) dekket Spitsbergen, men representativiteten til klimasimuleringene for Svalbard var tvilsom, fordi regionen var for nær nordgrensen for modellens område.

For de fleste konsekvensstudier av klimaendringer trengs langt mer detaljert romlig oppløsning enn det regionale klimamodeller er i stand til å produsere. For å få mer steds-spesifikke projeksjoner brukes derfor statistiske metoder for å skreddersy data fra storskala mønstre i globale eller regionale klimamodeller. En lang rekke nasjonale og globale resultater fra klimamodeller (inkludert alle simuleringer gjort for den siste IPCC-rapporten (2007)) er nedskalert statistisk for værstasjoner i norsk Arktis (Benestad 2008). Resultater fra statistisk nedskalering kan også gi et mål for forskjellene mellom simuleringer fra ulike globale modeller og forskjellige utslippsscenarioer. Statistisk nedskalering kan også benyttes til å illustrere representativiteten til de globale modellene brukt i RCM-simuleringene, sammenlignet med alle IPCC 4AR-projeksjoner.

For å forbedre beskrivelsen av den regionale klimautviklingen og for å skaffe til veie mer skreddersydd lokal informasjon for virknings- og tilpasningsstudier, ble det bestemt å inkludere følgende oppgaver i den norske oppfølgeren til ACIA-prosessen, NorACIA (www.noracia.npolar.no):

- Etablere en regional klimamodell med høy oppløsning for regionen Svalbard, Barentshavet, Nord-Skandinavia.
- Anvende empiriske metoder for å skreddersy klimaprojeksjoner til bruk i virkningsstudier på utvalgte steder.
- Vise spredningen i klimaprojeksjoner for denne regionen, og illustrere representativiteten til de utvalgte simuleringene sammenlignet med IPCC-scenariene (2007).

- Vurdere potensielle overraskelser i klimasystemene, det vil si hendelser som i dag er usannsynlige, men som kan ha alvorlige konsekvenser dersom de inntreffer i fremtiden. Dette inkluderer for eksempel uventede forstyrrelser i værssystemet eller i den termohaline sirkulasjonen.

Denne rapporten gir en vurdering av nåværende kunnskap om klimaforhold og klimautvikling (1900–2100) i norsk Arktis, med spesiell vekt på resultater fra klimascenarioaktiviteten i NorACIA-programmet (Førland et al. 2008). Hovedfokus er Svalbard-regionen, Jan Mayen og Nord-Norge (Finnmark, Troms og Nordland fylker); jfr. figur 1.



Figur 1. Kart over norsk Arktis inkludert værstasjonene som er nevnt i rapporten.

2. Klima i «NorACIA-regionen»

2.1 Faktorer som regulerer klimaet i norsk Arktis

De norske høyarktiske værstasjonene (på Spitsbergen, Hopen, Bjørnøya og Jan Mayen, fig. 1) er alle kyststasjoner som ligger i den nordlige delen av Nord-Atlanteren hvor hoveddelen av varmetransporten mellom de midlere og nordlige breddegrader skjer. I den østlige delen av området og langs kysten av Nord-Norge transporterer norskestrømmen (en gren av den nordatlantiske strømmen) varme vannmasser, som har sin opprinnelse i Golfstrømmen, inn i Barentshavet og langs vestkysten av Spitsbergen (fig. 9). I den vestlige delen av Framstedet transporterer Østgrønlandsstrømmen kaldt vann (og havis) fra polbassenget sørover til Nord-Atlanteren. Også atmosfæren bidrar sterkt til varmetransporten mellom sør og nord i dette området. En nøkkelfaktor er polarfronten – grensesonen hvor kalde polare luftmasser fra nordøst møter varme maritime

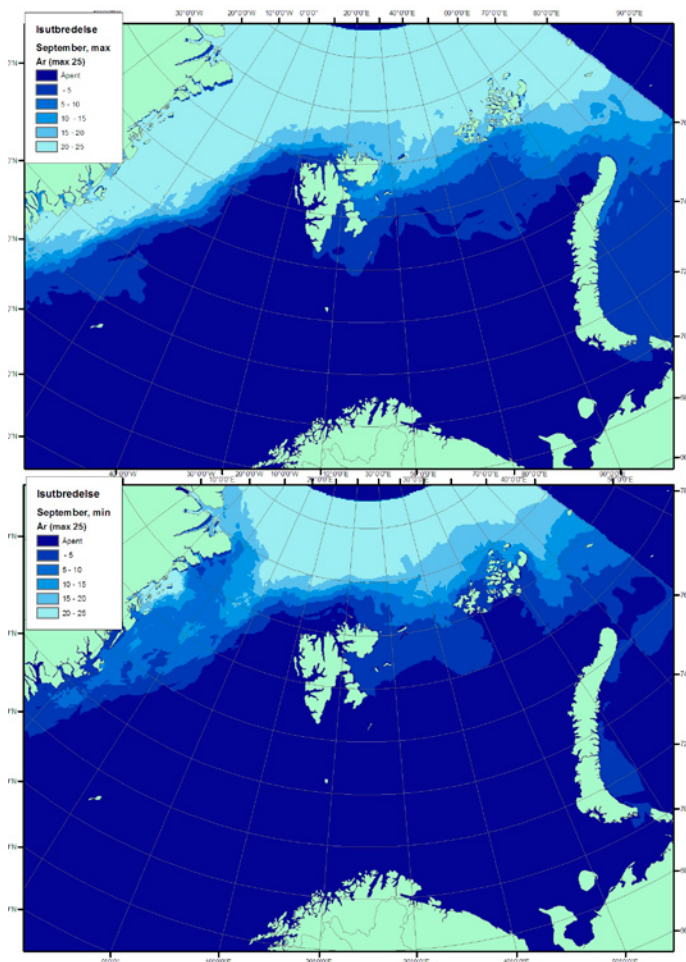
luftmasser fra sørvest. Luftmassetransporten styres av den storstilte trykkfordelingen. Gjennomsnittlige trykkmønstre ved havnivå viser at et område med lavt lufttrykk strekker seg fra Island mot Barentshavet (fig. 7). Dette lavtrykksområdet er spesielt markert om vinteren, men også tydelig om høsten og våren (jfr. kapittel 2.4). Sør for dette området transporteres fuktig og mild luft nordøstover langs kysten av Nord-Norge. Øyene Jan Mayen og Bjørnøya ligger nær opp til dette lavtrykksområdet. Hopen og Spitsbergen ligger vanligvis så langt nord i dette lavtrykksområdet (se fig. 7) at det er østlige og nordøstlige vinder som dominerer. Polarfronten er imidlertid ikke statisk, og dens variable posisjon gjør at de norske arktiske stasjonene utsettes for luftmasser av svært ulik opprinnelse. Dette er en av grunnene til at disse stasjonene, til tross for at de ligger nær kysten, har stor klimavariabilitet.

En annen grunn til den store klimavariabiliteten ved de norske høyarktiske stasjonene, er de skiftende isforholdene. Om sommeren er det vanligvis ingen is rundt stasjonene, med unntak av Hopen hvor det kan forekomme is (fig. 2). Havisutbredelsen om vinteren og våren varierer imidlertid betydelig (fig. 3). I år (eller perioder) hvor havet rundt stasjonene er isfritt blir klimaet «maritimt» (relativt mildt og fuktig). Når stasjonene er omkranset av is blir klimaet «kontinentalt» (kaldt og tørt) fordi havisen isolerer dem fra de latente og merkbare varmekildene i havet. I tillegg reflekteres mye av solstrålingen når havet er isdekket.

Jo nærmere en kommer Nordpolen, desto mer utpreget er den årlige variasjonen i lysforhold, mens døgnvariasjonen er mindre fremtredende. Alle de norske høyarktiske stasjonene har kontinuerlig dagslys 3–4 måneder om sommeren med netto varmegevinst og 3–4 måneder sammenhengende mørke om vinteren med netto varmetap. Fordi minimum skydekke opptrer om vinteren, er det et betydelig varmetap fra bakken i denne årstiden. Maksimum skydekke opptrer om sommeren, noe som resulterer i bare få timer med sterkt sollys. Hanssen-Bauer et al. (1990) studerte innflytelsen av skydekke på temperatur gjennom året. I januar–mars var dagtemperaturen mer enn 10 °C høyere på overskyete dager enn på klarværsdøgn ved Svalbard lufthavn, Ny-Ålesund og Sveagruba. I juni–august fant de imidlertid at temperaturen på klare dager bare var noen få grader høyere enn på overskyete dager.

2.2 Temperatur

De gjennomsnittlige lufttemperaturforholdene i området er illustrert i figurene 4 og 5. Kartene i figur 4, som er basert på ERA40 (Källberg et al. 2004) nedskalert (se kapittel 4.2) med HIRHAM25 (Haugen & Haakenstad 2006), gir noe utjevnete geografiske temperaturforskjeller. Et fremtredende trekk er det milde vinterklimaet langs kysten av Nord-Norge. Over Spitsbergen er det en sterk temperaturgradient fra sørvest til nordøst. Om vinteren varierer middeltemperaturen fra rundt -10 °C langs vestkysten av Spitsbergen til under -20 °C i nordøst. Om sommeren er kontrastene betydelig mindre.

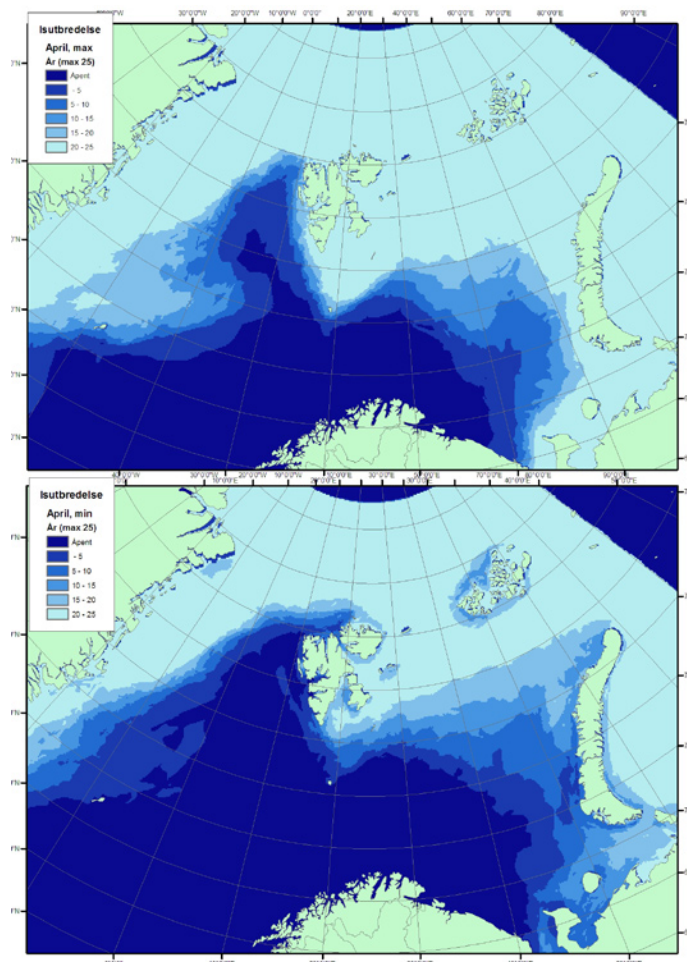


Figur 2. Maksimum (øvre panel) og minimum (nedre panel) årlig havisutbredelse i september i perioden 1971–2000. Antall år med maks/min havisutbredelse mellom ulike grenser er oppgitt i fargenyanser (Hygen 2009).

Innlandsområdene i Nord-Norge har kontinentalt klima med lave vintertemperaturer og høye sommertemperaturer (fig. 5). I for eksempel Karasjøk er middeltemperaturen (1961–1990) i juli 13,1 °C og i februar -15,4 °C; det vil si en forskjell på oppimot 30 °C. For kyststedene i regionen er forskjellen mellom middeltemperaturen i juli og februar betydelig lavere: Bodø og Vardø 15 °C, Tromsø og Hammerfest 16 °C. For Jan Mayen er forskjellen mellom juli og februar 10 °C, for Bjørnøya 12 °C, for Ny-Ålesund 20 °C og for Svalbard lufthavn 22 °C.

Til å ligge så langt mot nord er det bemerkelsesverdig høye middelveier og store variasjoner i vintertemperaturer i norsk Arktis. Det er derfor store avvik fra år-til-år fra de midlere temperaturforhold som er vist i figur 4 og 5. I for eksempel Longyearbyen, Ny-Ålesund og på indre strøk av Finnmarksvidda er forskjellen mellom høyeste og laveste middeltemperatur for januar rundt 20 °C. På Bjørnøya og Jan Mayen er den tilsvarende verdien rundt 3 °C, og i Vardø, Tromsø og Bodø 8 °C.

Blant stasjonene på Svalbard er det Sveagruva og Svalbard lufthavn som har det mest kontinentale klimaet. På disse stasjonene er vintertemperaturen 2–5 °C lavere, og sommertemperaturen 1–2 °C høyere enn på kyststasjonen ved Isfjord Radio. Sveagruva har vanligvis de laveste vintertem-



Figur 3. Maksimum (øvre panel) og minimum (nedre panel) årlig havisutbredelse i april i perioden 1971–2000. Antall år med maks/min havisutbredelse mellom ulike grenser er oppgitt i fargenyanser (Hygen 2009).

peraturene, mens de to sørligste stasjonene Bjørnøya og Jan Mayen har de høyeste. Middeltemperaturen om vinteren i Ny-Ålesund og Longyearbyen er på samme nivå; jfr. figur 5. Om sommeren har Longyearbyen de høyeste temperaturer, mens temperaturer i Ny-Ålesund og Isfjord Radio er like. Det er til en viss grad en tendens til mer «kontinentalt» klima om vinteren enn om sommeren også på andre stasjoner. Det kan forklares med stasjonenes nærhet til fjorder som fryser til om vinteren.

Januar–mars er vanligvis den kaldeste delen av året. Men selv i denne perioden har det vært registrert temperaturer over 0 °C ved alle stasjoner, både i høy-Arktis og på det norske fastlandet. På Jan Mayen kan det selv midtvinters forekomme temperaturer opp mot 10 °C. Den laveste temperaturen som er målt på Spitsbergen er -49,4 °C (Green Harbour, Spitsbergen, mars 1917). Også i Longyearbyen, Sveagruva og Ny-Ålesund har det vært målt temperaturer under -40 °C. På Bjørnøya er laveste registrerte minimumstemperatur -31,6 °C, og på Jan Mayen -28,4 °C. Ved kyststasjonene i Nord-Norge har det forekommet minimumstemperaturer på rundt -20 °C. De laveste vintertemperaturer i norsk Arktis finner vi imidlertid på indre strøk av Finnmarksvidda. Både i Karasjøk og Kautokeino har det vinterstid blitt målt temperaturer under -50 °C.

Sommerstid er det små forskjeller i gjennomsnittlige (1961–1990) temperaturer i høy-Arktis; både for Bjørnøya, Svalbard lufthavn, Ny-Ålesund og Jan Mayen ligger middeltemperaturen for juli og august mellom 4 og 6 °C (fig. 5). På Hopen er middeltemperaturene i de to varmeste månedene rundt 2 °C. Minimumstemperaturer langt under null kan forekomme gjennom hele sommeren. Bare sjelden overstiger maksimumstemperaturen 15 °C, men temperaturer over 20 °C har av og til vært registrert på Bjørnøya og ved Svalbard lufthavn. Ved kyststasjonene i Nord-Norge er sommertemperaturer over 25 °C ikke uvanlige. Tromsø, Alta, Karasjok og Kautokeino har registrert maksimumstemperaturer over 30 °C. Dermed er forskjellen på høyeste og laveste registrerte temperatur på indre strøk av Finnmarksvidda mer enn 80 °C.

I vintersesongen er minimumstemperaturen ved de høyarktiske stasjonene under 0 °C de fleste dager; også ved de sørligste stasjonene Bjørnøya og Jan Mayen. I juli og august

overstiger maksimumstemperaturen vanligvis 0 °C. Ved kyststasjonene i Nord-Norge holder minimumstemperaturer seg vanligvis over null i juli og august, men på indre strøk av Finnmarksvidda har det vært registrert temperaturer under null også i juni, juli og august.

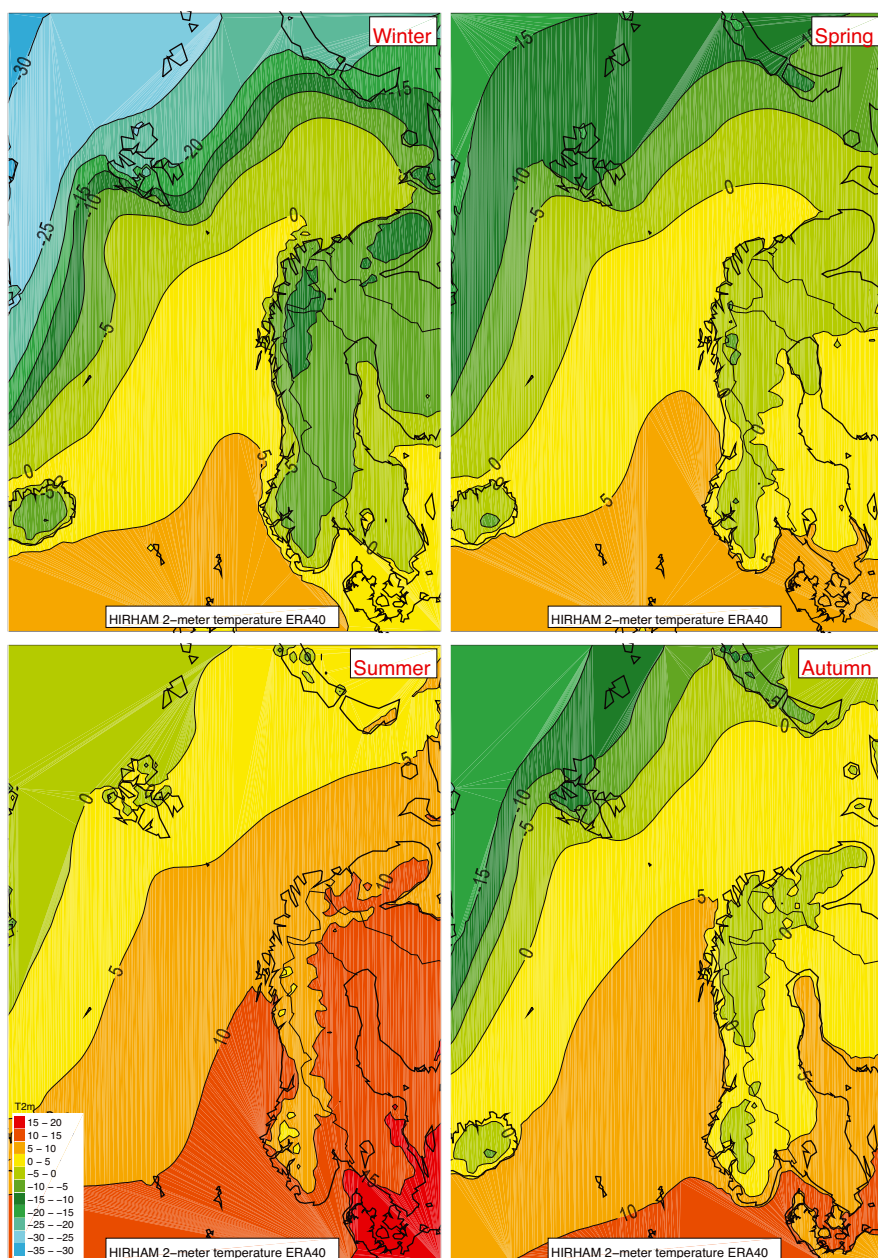
2.3 Nedbør

Kartene i figur 6 viser hovedtrekkene i nedbørfordelingen over området. Nedbørverdiene er basert på nedskalering (se kapittel 4.2) av ERA40 for perioden 1961–2000 og gir trolig et overestimat av nedbøren (Haugen & Haakenstad 2006). Kartene viser at nedbøren er størst høst og vinter, og at det er en gradient over Spitsbergen fra høye verdier i sørvest til lavere verdier i nordøst gjennom alle årstider unntatt sommeren.

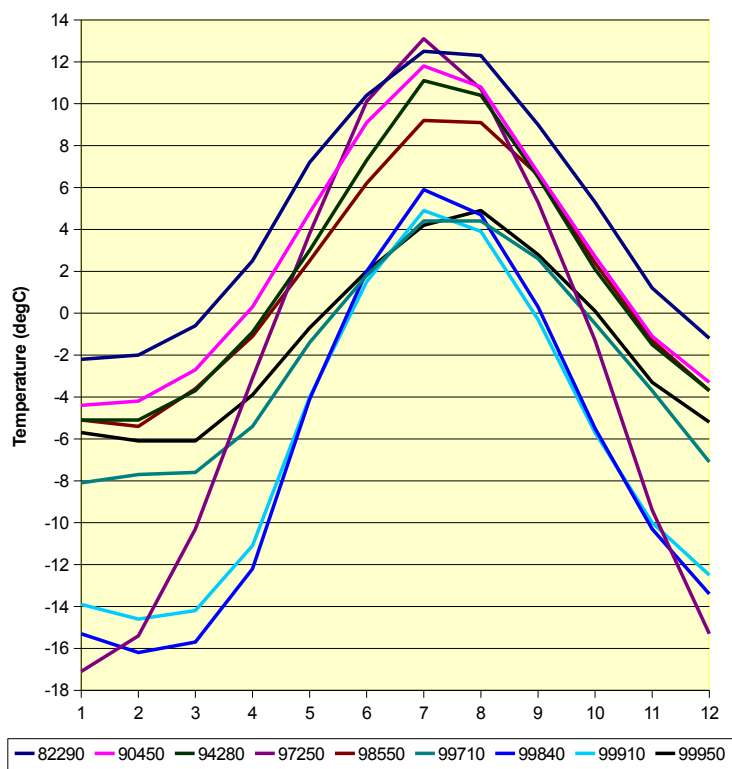
I Nord-Norge er det store gradienter i årlig nedbør: De høyeste midlere årlige nedbørverdiene (1961–1990) er nær 3000 mm/år i de sørlige deler av Nordland (bl.a. ved Lurøy), mens årsnedbøren ved noen stasjoner på indre strøk i Nord-Norge er under 300 mm/år (bl.a. i Dividalen).

Nedbøren er vanligvis liten lengst i nord fordi luftmassene er stabilt lagdelte og inneholder små mengder vanddamp. En stor del av nedbøren i Svalbard-regionen faller i forbindelse med lavtrykk som kommer inn fra sektoren sørvest-nordvest. På Spitsbergen er det fjellregionene som får de største nedbørmengdene og de indre fjorddistriktene som får minst – men topografien gjør at det er store lokale forskjeller. Kart over årlig nedbørfordeling på Spitsbergen har hovedsakelig vært basert på målinger av snødybde, studier av breakkumulering og spredte målinger av avrenning. Undersøkelser av fordelingen av breis og høyden på snøgrensen indikerer store forskjeller i snøakkumulasjon på Spitsbergen (Hagen & Liestøl 1990). Den høyeste akkumulasjonen finnes langs kysten, særlig i sørøst, mens den laveste finnes i de indre fjordstrøkene, særlig i nordøst.

Den midlere (1961–1990) årlige nedbøren basert på målinger i Svalbard-regionen er 190–440 mm, og på Jan Mayen 687 mm (jfr. tabell 6). Årsnedbøren for Svalbard lufthavn (190 mm/år) er den laveste ved noen norsk målestasjon. Midlere månedlig nedbør er lavest i perioden april–juni. De fleste stasjonene har maksima både i august og februar–mars. Den høyeste årlige nedbørmengden målt på Spitsbergen er 750 mm (Isfjord Radio, 1972), den høyeste må-



Figur 4. Middeltemperatur (°C) vinter (øverst t.v.), vår (øverst t.h.), sommer (nederst t.v.) og høst (nederst t.h.) fra 1961–2000 basert på en HIRHAM25 nedskalering av ERA40.



Figur 5. Midlere (1961–1990) månedstemperatur (°C) ved utvalgte stasjoner (82290 = Bodø, 90450 = Tromsø, 94280 = Hammerfest, 97250 = Karasjok, 98550 = Vardø, 99710 = Bjørnøya, 99840 = Svalbard lufthavn – Longyearbyen, 99910 = Ny-Ålesund og 99950 = Jan Mayen).

nedlige er 230 mm (Ny-Ålesund, november 1993), og den høyeste daglige 57 mm (Ny-Ålesund, 1. desember 1993).

Et spesielt trekk ved alle de norske høyarktiske stasjonene er at både regn og snø kan forekomme på et hvilket som helst tidspunkt av året. Det må understrekes at det er vanskelig å oppnå pålitelige nedbørsmålinger ved visse typer værforhold i Arktis. Snøfokk innebærer store problemer for nedbørsmålingene. «Nedbør» forårsaket bare av snøfokk er ekskludert i kvalitetskontrollen som utføres ved met.no, men i mange tilfeller er det en kombinasjon av nedbør og snøfokk. I slike tilfeller er det vanskelig å skille hvor stor del av nedbøren i målerne som skyldes henholdsvis «sann nedbør» og snøfokk.

Mens snøfokk kan føre til for høye nedbørsmengder i målerne, fører de tøffe værforholdene i Arktis til at målt nedbør oftest gir et underestimat av sann nedbør. En stor andel av nedbøren kommer som snø på dager med kraftig vind, og under slike forhold fanger de konvensjonelle målerne opp bare en liten andel av den reelle nedbøren (Førland et al. 1996). Basert på feltstudier i Ny-Ålesund, etablerte Hanssen-Bauer et al. (1996) korreksjonsfaktorer for slik oppfangningssvikt i nedbørsmålerne. Korreksjonsfaktoren viste seg å øke eksponentielt med økende vindhastighet. For snønedbør økte korreksjonsfaktoren med fallende lufttemperatur, og for nedbør som regn økte den med minkende nedbørsintensitet. Hanssen-Bauer et al. (1996) konkluderte med at en typisk korreksjonsfaktor for oppfangningssvikt i Ny-Ålesund for snønedbør ville være 1,65–1,75, for nedbør som regn ville den være 1,05–1,10 og for sludd og blandet nedbør ville den være rundt 1,40. Et grovt anslag for et

«normalår» i Ny-Ålesund er at den virkelige nedbøren er omtrent 50 % høyere enn det som er målt.

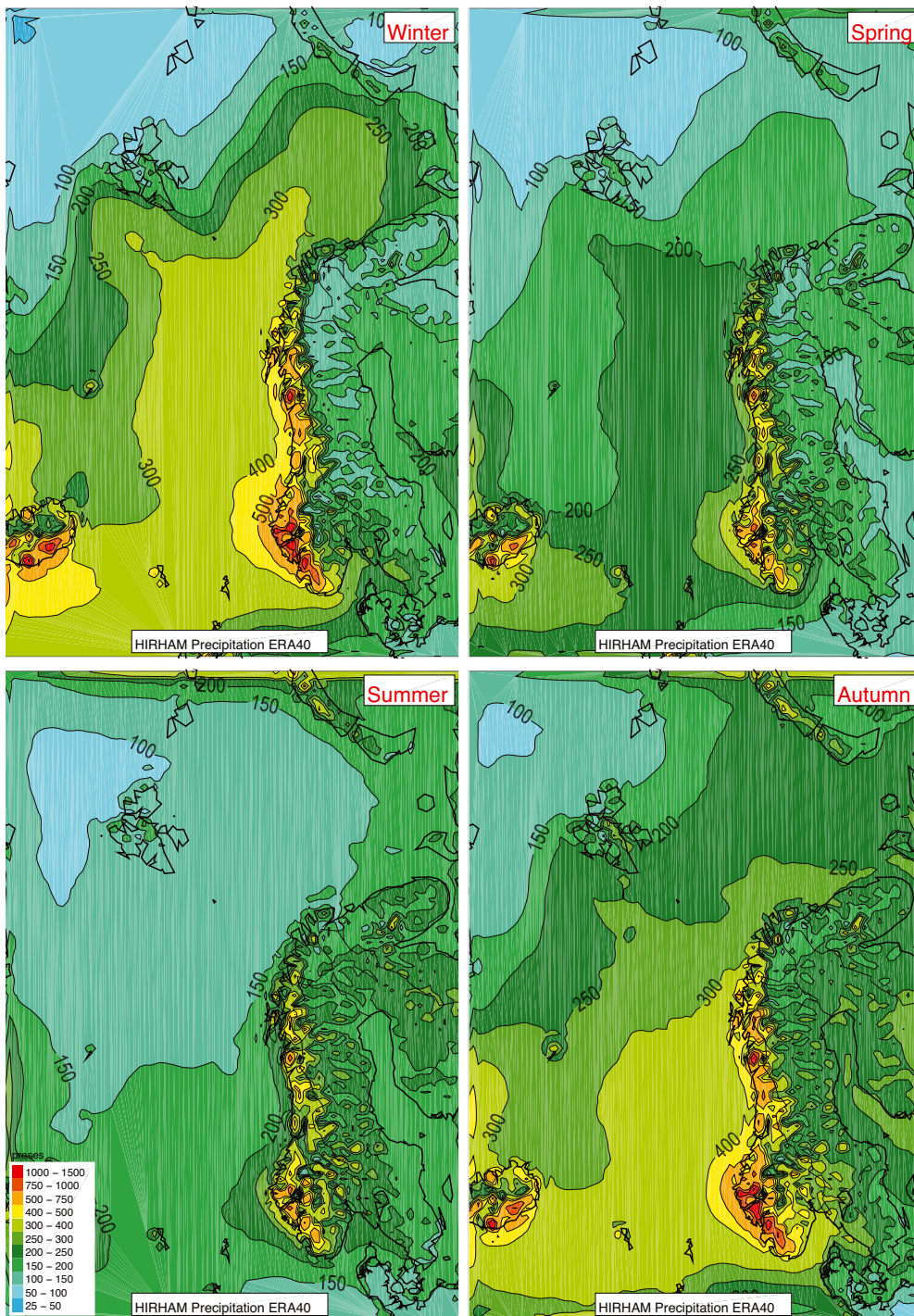
Førland & Hanssen-Bauer (2000) har slått fast at i et varmere arktisk klima vil en større andel av den årlige nedbøren komme som regn og en minkende andel som snø. Dette vil føre til at nedbørsmålerne vil fange opp en større andel av nedbøren som faller, og dermed til en fiktiv positiv trend i tidsserier basert på målt nedbør. Derfor bør nedbør korrigert for oppfangningssvikt brukes i trendstudier for Arktis.

Spredte målinger bekrefter at årsnedbøren i fjellområdene på Spitsbergen er betydelig større enn de registrerte mengdene ved de regulære værstasjonene på kysten (se f.eks. Steffensen 1982; Jania & Pulina 1994; Osokin et al. 1994). Selv etter å ha trukket fra bidraget fra bresmelting, indikerer målinger fra f.eks. Bayelva nær Ny-Ålesund en betydelig høyere avrenning enn det som kan forklares ut fra nedbøren målt ved værstasjonen i Ny-Ålesund (Killingtveit et al. 1994; Pettersson 1994). Hagen & Lefauconnier (1995) fant at gjennomsnittlig snøakkumulering vinterstid på Brøggerbreen i perioden 1967–1991 tilsvarte 720 ± 160 mm vannekvivalenter. Midlere årsnedbør målt på værstasjonen i Ny-Ålesund er imidlertid bare 370 mm/år (Førland 1993).

Fordi luftmassene løftes og dermed avkjøles over åser og fjell, øker vanligvis nedbøren med økende høyde over havet. Analyser av nedbørsfordelingen på Spitsbergen, basert på et utstrakt nettverk av målinger, indikerer en 5–10 % økning i målt sommernedbør for hver 100 m høydeøkning (Killingtveit et al. 1994). Basert på snøobservasjoner i to nedbørsfelt, ble høydegradienten anslått å være 14 % per 100 m (Tveit & Killingtveit 1994). I Ny-Ålesund–Brøggerbreen-området, fant Hagen & Lefauconnier (1995) at høydeøkningen av snøakkumulering hadde en ganske konstant gradient på 100 mm per 100 m – tilsvarende en økning på 25 % per 100 m høydeøkning.

Ved å måle nedbør i en profil over Austre Brøggerbreen, fant Førland et al. (1997a) at den totale nedbørsmengden på breen i sommersesongene 1994–1995 var omtrent 45 % høyere enn det som var registrert ved værstasjonen i Ny-Ålesund. Det ble også slått fast at nedbørsfordelingen i Ny-Ålesund-området var sterkt avhengig av vindretningen. Med storskala vind fra sør og sørvest falt det 60 % mer nedbør på breen enn i Ny-Ålesund, mens ved vind fra nordvest fikk Ny-Ålesund mer nedbør enn stasjonene på breen. En omtrentlig nedbørsøkning med høyden i Ny-Ålesund-området ble beregnet til å være 20 % per 100 m, i hvert fall opp til 300 moh.

Førland et al. (1997a) konkluderte med at det tilsynelatende misforholdet mellom nedbørsmålingene i Ny-Ålesund og avrenning/massebalanse-estimatene for Bayelva fullt ut kunne forklares med oppfangningssvikt i nedbørsmåleren i Ny-Ålesund og orografisk nedbørsøkning i breområdet.



Figur 6. Middelnedbør (mm) vinter (øverst t.v.), vår (øverst t.h.), sommer (nederst t.v.) og høst (nederst t.h.) i perioden 1961–2000 basert på HIRHAM25-nedskalering av ERA40.

2.4 Vind og lufttrykksfordeling

Oversiktskart over gjennomsnittlig lufttrykk ved havnivå (MSLP: mean sea level pressure) og 10 meters vindhastighet per sekund er vist henholdsvis i figur 7 og 8. Kartene er basert på nedskalering av ERA40 for perioden 1961–2000. Den geografiske fordelingen av lufttrykk er om lag den samme for høst, vinter og vår (fig. 7). Området med lavt trykk fra Island til Barentshavet reflekterer de dominerende lavtrykkssystemene som går mot Skandinavia, med de laveste trykkverdiene om vinteren og høsten og de sterkeste trykkgradientene om vinteren. Den geografiske fordelingen av vindhastigheten (fig. 8) viser tilsvarende trekk som for

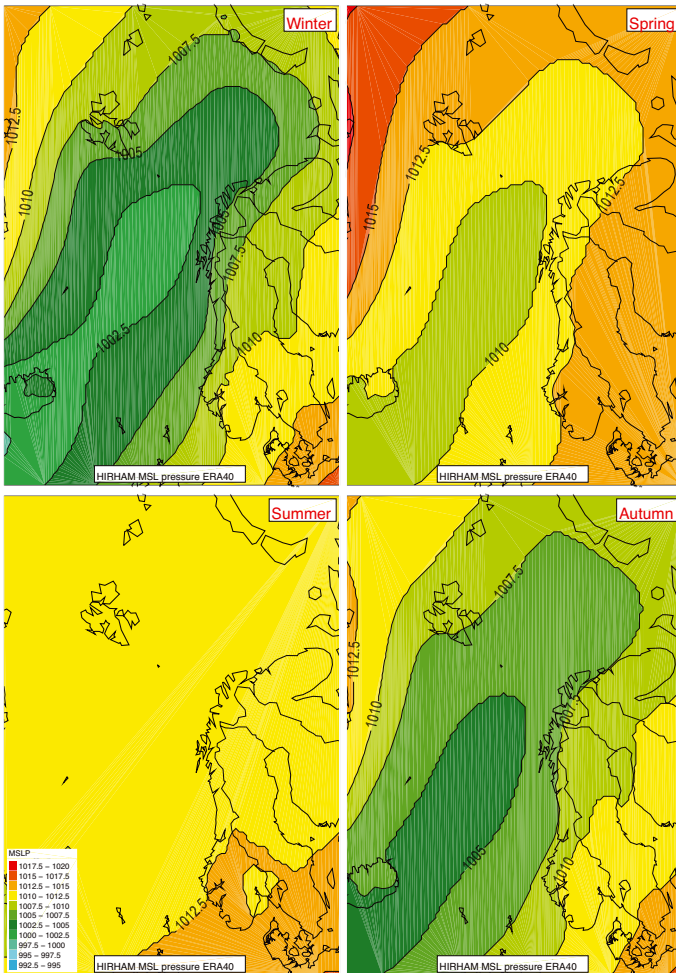
lufttrykk, med de sterkeste verdiene i Norskehavet om vinteren. Observert årstidsfordeling av ulike vindretninger viser at de dominerende vindene er fra nordøst-sørøst-sektoren på vestkysten av Spitsbergen, unntatt om sommeren (Hansen-Bauer et al. 1990; Førland et al. 1997b). Ved de enkelte målestasjoner er den vanligste vindretningen utover langs daler og fjorder fra innlandet mot kysten. Dette skyldes delvis topografiens kanaliserende effekt på de storskala vindfeltene – som ofte har østlige komponenter – og delvis dreneringsvinder som transporterer kald «tung» luft fra isbreene i innlandet til det varmere havet. Dette er også tilfellet ved innlandsstasjonene i Nord-Norge. På Finnmarksvidda er sørlige dreneringsvinder fremtredende om høsten, vinteren og våren. Langs fjordene i Nordland er vindmønsteret i denne sesongen dominert av østlige vinder. Ved kyststasjonene i Nordland, Troms og Finnmark forekommer vanligvis de kraftigste vindstyrkene ved vind fra sektoren sørvest-nordvest.

Fordi norsk Arktis ligger i grensesonen mellom kald arktisk luft fra nord og mild maritim luft fra sør, er lavtrykksaktiviteten høy. Ustabil vær med sterk vind er derfor vanlig vinterstid. I perioden november–mars har Isfjord Radio og Jan Mayen i gjennomsnitt mer enn 15–20 dager i måneden med vind-

styrker sterkere enn 6 Beaufort (liten kuling). Vinden på Isfjord Radio blir forsterket av Isfjorden, som er trangere ved munningen enn lenger inne. Ved de andre Spitsbergenstasjonene er frekvensen av sterke vinder betydelig lavere.

2.5 Atmosfærisk sirkulasjonsmønster i Nord-Atlanteren og Arktis (NAO og AO)

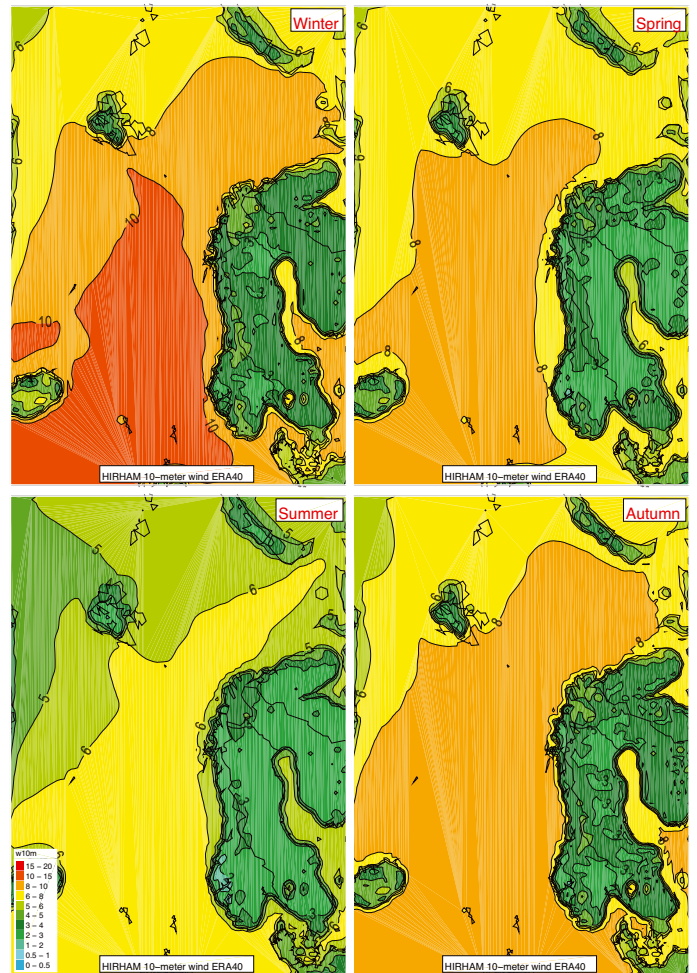
En vanlig brukt indeks for styrken av vestavindsfeltet i Nord-Atlanteren er den Nord-Atlantiske Oscillasjon (NAO) (f.eks. Hurrell 1995). NAO-indeksen har lenge vært benyttet som et mål for atmosfærisk variabilitet i Nord-Atlanteren mellom Nord-Amerika og Europa. NAO beskriver forskjell-



Figur 7. Midlere lufttrykk ved havnivå (hPa) i perioden 1961–2000 basert på HIRHAM-nedskalering av ERA40-data. Øverst t.v.: Vinter (DJF), øverst t.h.: Vår (MAM), nederst t.v.: Sommer (JJA) og nederst t.h.: Høst (SON).

lene i trykk ved havoverflaten mellom Islands-lavtrykket og et høytrykksområde som ofte ligger nær Azorene. Når begge disse trykksystemene er sterke (høyere enn normalt lufttrykk ved Azorene og lavere enn normalt ved Island), er NAO-indeksen høy. Når begge trykksystemene er svake, er indeksen lav. NAO er tydeligst om vinteren, men den kan identifiseres på et hvilket som helst tidspunkt på året. I vintre med høy NAO-indeks, fører et kraftig vestavindsfelt mild og fuktig luft inn over store deler av Nord-Europa og vi får mer intense og hyppigere stormer i Norskehavet (Serreze et al. 1997).

Som det påpekes i ACIA-rapporten (2005), argumenterer flere forfattere med at NAO bør regnes som en regional del av en mer omfattende sirkumpolar trykkvariasjon, den såkalte Arktiske Oscillasjon (AO). AO fremstår som et robust mønster som dominerer både måned-til-måned og år-til-år-variabiliteten i trykket ved havnivå. Tidsseriene for AO og NAO indeksene er i betydelig grad innbyrdes korrelert. NAO/AO-indeksene var på sitt laveste i 1960-årene. Fra rundt 1970 til tidlig på 1990-tallet var det en generell positiv trend (se f.eks. Hanssen-Bauer 2007). I løpet av det siste tiåret har NAO/AO-indeksen vært mer preget av høye verdier enn av lave.



Figur 8. Midlere 10-meters vindhastighet (m/s) i perioden 1961–2000 basert på HIRHAM-nedskalering av ERA40-data. Øverst t.v.: Vinter (DJF), øverst t.h.: Vår (MAM), nederst t.v.: Sommer (JJA) og nederst t.h.: Høst (SON).

2.6 Havstrømmer og vannmasser

Norskehavet og Barentshavet er eksepsjonelt varme for breddegraden. Dette skyldes den varme og salte norske Atlanterhavsstrømmen som går langs kanten av kontinentalsokkelen. Ved inngangen til Barentshavet deler Atlanterhavsstrømmen seg i to grener (jfr. fig. 9). Spitsbergen-grenen fortsetter nordover langs kanten på kontinentalsokkelen i Framstredet og snur til slutt østover inn i Polhavet. Det vestlige Framstredet er dominert av den kalde og ferske Østgrønlandsstrømmen som fortsetter sørover fra Polhavet langs Grønlands-kysten.

Den andre grenen av Atlanterhavsstrømmen svinger østover inn i Barentshavet og bidrar til den varme og salte massen av atlantehavsvann som dominerer den sørlige delen av havet. Arktisk vann finnes lenger nord i Barentshavet. Vannmassene møtes i et frontområde som kalles polarfronten. Polarfrontens posisjon er stabil i den vestlige delen fordi den er låst til topografien på grunnene. I øst er fronten mer utydelig og posisjonen mer variabel.

Den norske kyststrømmen med større innslag av ferskvann finnes nærmere land enn Atlanterhavsstrømmen, og følger norskekysten nordover og deretter østover inn i Barentshavet. De assosierte ferske vannmassene, «kystvannet», er

2.7 Tilgjengelige klima- og klimaendingsdata fra norsk Arktis

eKlima

Meteorologiske og klimatologiske data fra met.no er gratis tilgjengelig via eKlimaportalen (www.eklima.no).

- Eksempler på innhold i eKlima:
- Kart over observasjonsstasjoner
- Liste over nåværende værstasjoner
- Endringer i stasjonsnettverket
- Enkeltobservasjoner
- Tidsserier
- Klimaprodukter

wsKlima-teknologi tillater oppsetting av klienter som kan ta ut klimadata og metadata fra met.nos eKlimadatabase (krever ingen registrering).

yr.no

Yr.no (www.yr.no) tilbyr værmeldinger og klimadata for et stort antall steder i Norge (inkl. steder i Arktis og Antarktis). Yr.no er et samarbeid mellom met.no og Norsk rikskringkasting (NRK). Yr.no er unikt i Europa på grunn av svært detaljerte værmeldinger og gratis datatilgang. Værmeldingene på yr.no er basert på data skaffet til veie av met.no og dets internasjonale partnerinstitusjoner.

Eksempler på detaljprodukter og værmeldinger tilgjengelige på yr.no:

- Værmeldinger: Time for time, helgeværet, langtidvarsler
- Observasjoner og klimastatistikk for utvalgte steder
- Avanserte kart
- Radar- og satellittkart
- Nyheter og fakta relatert til vær og klima

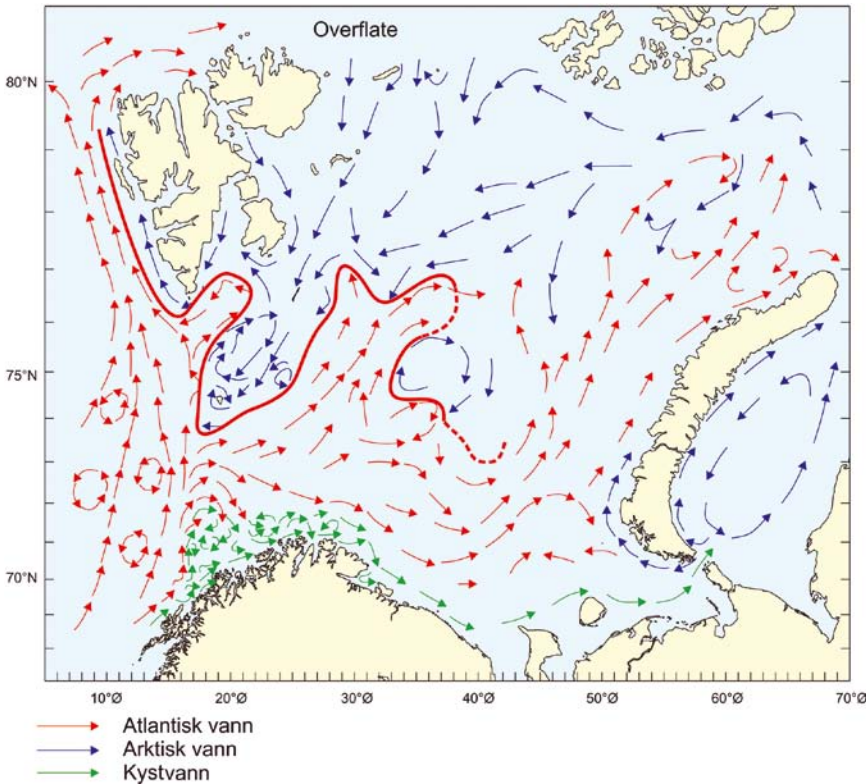
seNorge

SeNorge.no (www.senorge.no) er et nettsted utviklet av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), Det norske meteorologiske institutt (met.no) og Statens

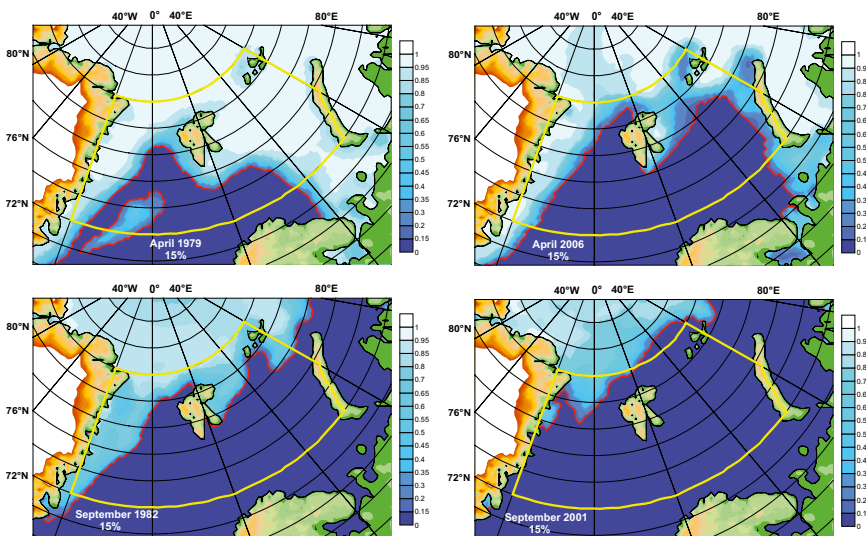
kartverk. Nettstedet seNorge oppdaterer daglig snø-, vær-, vann- og klimakart for Norge. Dataene er oppgitt som daglige, månedlige og årlige verdier, og også som klimaperioder og scenarier. Det finnes kart for enkeltdager tilbake til 1960-tallet og frem til i morgen. Disse er nyttige i forbindelse med risikoforebyggende tiltak knyttet til flom, tørke, energiknapphet, snø- og jordskred og klimaendringer, og de er også beregnet på næringsdrivende og friluftsfolk.

Klimatilpassing Norge

- Et nasjonalt nettsted for dem som planlegger klimatilpas-



Figur 9. Strømsystemet og vannmassene i Barentshavet (Loeng & Sætre 2001)



Figur 10. Øvre ruter: Maksimum og minimum vinterisdekke (gjennomsnitt for april) i perioden 1979–2008, utledet fra passive mikrobølgesatellittdata (område med iskonsentrasjon >15 %). Nedre ruter: Maksimum og minimum sommerisdekke (gjennomsnitt for september) i samme periode (Gerland et al. 2010)

de sørligste vannmassene i Barentshavet. Strømmene og vannmassene i Barentshavet er vist i figur 9.

Norskehavet er isfritt, med unntak av den nordligste delen i Grønlandshavet–Framstredet (fig. 2 og 3). De atlantiske vannmassene i Barentshavet er også isfrie, mens mesteparten av det arktiske vannet har sesongvariabelt isdekke. Barentshavet har de senere år i hovedsak vært isfritt om sommeren, typisk nok med is bare i et mindre område i nordøst. Isdekket er imidlertid høyst variabelt fra år til år (fig. 10).

ninger i Norge (inkl. Arktis) er nå etablert på www.klimatilpasning.no.

Mål

- Styrke kunnskapen om tilpasning til klimaendringer
- Utveksling av informasjon mellom ulike sektorer og administrative nivå

Innhold

- Relevant, korrekt, troverdig, oppdatert
- Informasjon om tilpasning og effekter av klimaendringer
- Gode eksempler på klimatilpasning
- Redskaper for å integrere tilpasning i planleggingen

Målgrupper

- Lokale og regionale planleggere

MOSJ

MOSJ (Miljøovervåkingssystem for Svalbard og Jan Mayen, <http://mosj.npolar.no/>) har følgende målsetting:

- Samle og bearbeide data om faktorer som påvirker miljøet, og om miljøstatus og kulturminner
- Tolke data for å kunne vurdere trender og utvikling i miljøet
- Gi råd om nødvendige tiltak, forskning eller bedre overvåkning

MOSJ dekker både atmosfære, land og det marine miljøet på og rundt Svalbard og Jan Mayen.

3. Klimavariasjoner og trender i det 20. århundret

3.1 Introduksjon

På grunn av tøffe værforhold og det spredte nettverket av målestasjoner, er det vanskelig å overvåke klimavariasjoner i Arktis. På Svalbard ble den første permanente værstasjonen etablert i Green Harbour i 1911, og stasjoner på Bjørnøya og Jan Mayen ble etablert i 1920 og 1921. For studier av langtids klimavariasjoner og trender, er det vesentlig å basere analysene på homogene måleserier. Det er en risiko for at reelle klimatrender blir forsterket eller ikke avdekket når analysene baseres på inhomogene måleserier, og det er derfor viktig å korrigere for inhomogenitet før de arktiske seriene blir brukt i studier av langtidsklimavariasjoner. Tidligere studier har avdekket at inhomogenitet i meteorologiske elementer i Norden ofte er av samme størrelsesorden som typiske langtidstrender (Hanssen-Bauer & Førland 1994; Nordli et al. 1996). Inhomogenitet i arktiske måleserier kan skyldes at måleinstrumenter har blitt flyttet, endringer i omgivelsene (bygninger osv.) og forbedring av instrumenter. På grunn av de tøffe værforholdene kan selv små endringer ved arktiske målestasjoner føre til betydelige endringer i måleforhold for vind og nedbør. Identifikasjon av inhomogenitet i arktiske måleserier kompliseres ytterligere på grunn av store avstander til nabostasjoner. En undersøkelse av inhomogenitet og justeringsfaktorer for norske arktiske temperatur- og nedbørserier er rapportert i Nordli et al. (1996).

3.2 Temperatur

Globalt og for hele Arktis

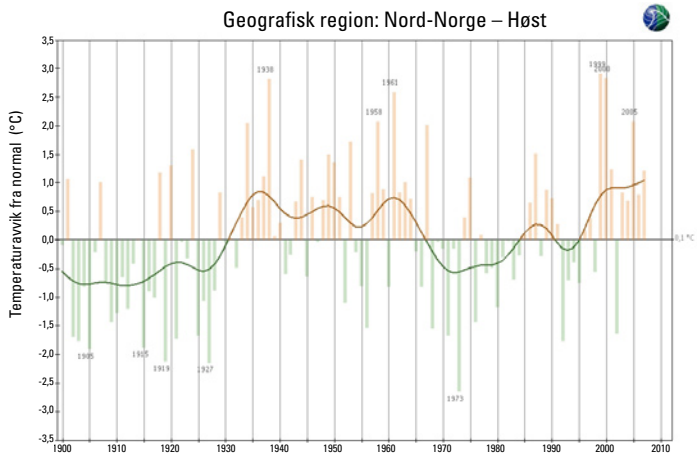
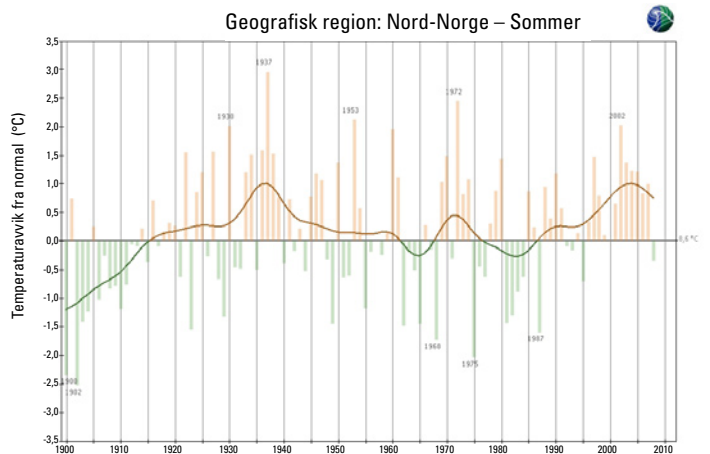
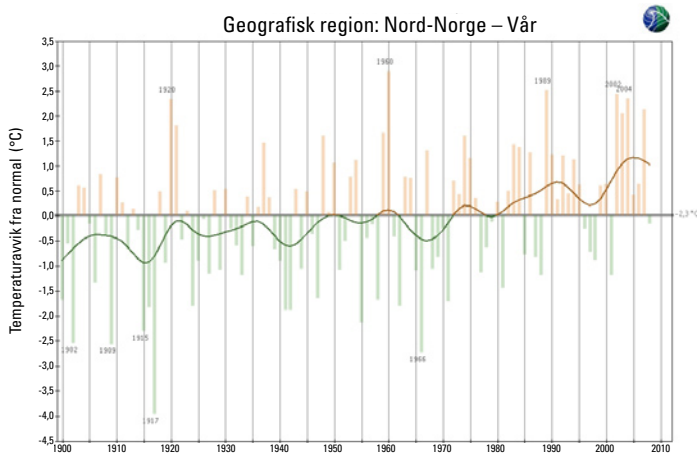
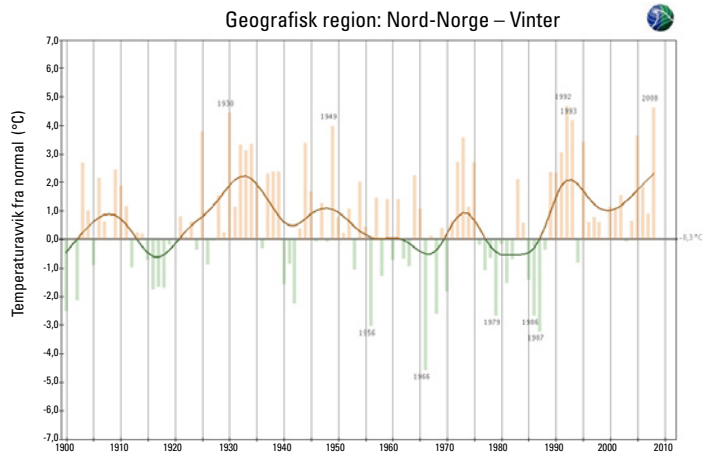
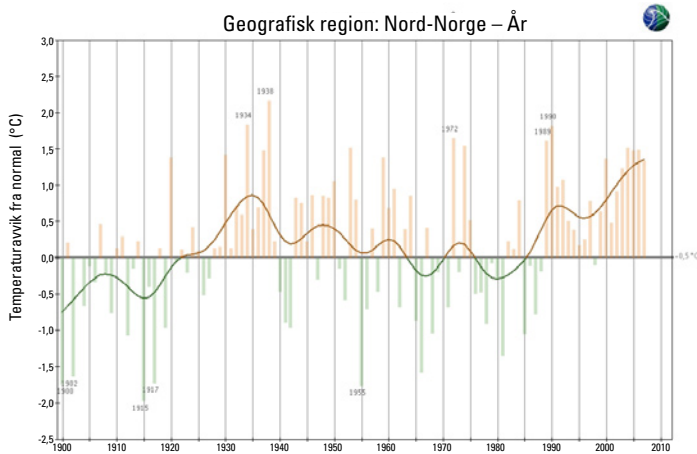
Den globale middeltemperaturen på jordoverflaten har økt med en lineær trend på ca. 0,074 °C per tiår de siste 100 år (1906–2005) (IPCC 2007). Oppvarmingen har foregått over hele jordkloden, med et maksimum på de høyere nordlige breddegrader. I gjennomsnitt har landtemperaturen over Arktis nord for 65 °N økt med nesten det dobbelte av den globale middeltemperaturen de siste 100 år og også fra sent på 1960-tallet frem til i dag. Det bør imidlertid påpekes at det var en varm periode i Arktis fra slutten av 1920-tallet til tidlig på 1950-tallet – nesten like varm som dagens periode. Til tross for at datadekningen var begrenset i første halvdel av det 20. århundret, ser det romlige mønsteret i den tidligere varmeperioden ut til å ha vært forskjellig fra dagens varme periode som omfatter et større område (Polyakov et al. 2003).

Den gjennomsnittlige lufttemperaturen i Arktis økte med ca. 0,09 °C per tiår i løpet av forrige århundre (ACIA 2005), og endringsmønsteret ligner den globale trenden (det vil si en økning frem til midten av 1940-tallet, en nedgang derfra til midten av 1960-tallet, og deretter en bratt økning med en oppvarming på 0,4 °C per tiår). På grunn av mangelen på observasjoner i Arktis før ca. 1950, er det ikke mulig å være sikker på variasjonen i middeltemperaturen basert på landstasjonene i første halvdel av det 20. århundret. Det er imidlertid sannsynlig at det siste tiåret har vært varmere enn noen annen instrumentelt overvåket periode. Oppvarmingen som er observert i Arktis i siste halvdel av det 20. århundret ser ikke ut til å ha noen historisk parallell siden den tidlige Holocene-perioden.

Det norske fastlandet – Nord-Norge

Den årlige middeltemperaturen i ulike deler av Norge har økt med mellom 0,05 og 0,10 °C per tiår i perioden 1900–2008 (Hanssen-Bauer et al. 2009). Økningen i årsmiddeltemperatur er statistisk signifikant på 1 %-nivå overalt, unntatt på indre strøk av Finnmark. For vintertemperatur er det ingen statistisk signifikante trender i noen av de norske temperaturregionene. Vårtemperaturen har økt kraftig overalt. Midlere årstidstemperatur sommer og høst er blitt høyere over hele landet. Til tross for klare lineære trender, har det vært betydelige mellomårslige og mellomtiårslige temperaturvariasjoner. Etter en ganske kald periode rundt 1900 fulgte «den tidlige 20. århundre-oppvarmingen» som kulminerte på 1930-tallet. Deretter var det en kjøligere periode, etterfulgt av den nåværende oppvarmingen som har dominert hele landet siden 1960-tallet. Sør-Norge hadde det varmeste tiåret av de siste 130 år nær slutten av måleserien. De fleste deler av Nord-Norge hadde det varmeste tiåret rundt 1930-tallet.

Langtidstemperaturutvikling i Nord-Norge er skissert i figur 11 og tabell 1 (og også i tabell 7 og figur 52). I store deler av regionen har årsmiddeltemperaturen økt betydelig med en lineær trend på ca. 0,1 °C per tiår – det vil si



Figur 11. Temperaturutvikling for år og årstider i Nord-Norge (Nordland, Troms og Finnmark) siden 1900 (fra <http://met.no/Klima/Klimautvikling>). Kolonnene viser avvik (°C) fra 1961–1990-gjennomsnittet («standard normalverdi»), og den utjevnete kurven indikerer variasjoner på tiårsskala.

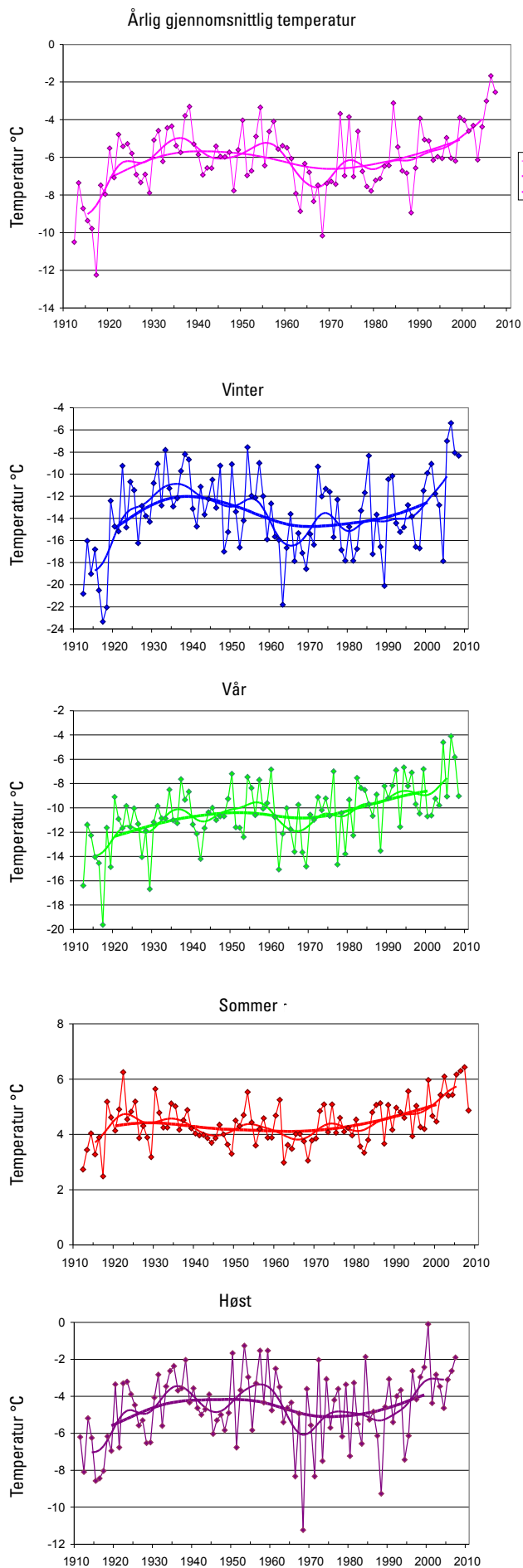
at årstemperaturen nå er mer enn 1 °C høyere enn rundt 1900. Den varme perioden på 1930-tallet er svært tydelig i figur 11, og fortsatt rangerer 1938 som det varmeste året som er registrert siden instrumentelle målinger kom i gang. Figur 11 viser imidlertid tydelig at det etter 1989 har vært en overveldende majoritet av år med temperaturer over 1961–1990-gjennomsnittet. Det eneste året med lavere verdi er 1998. I alle deler av Nord-Norge, unntatt på Finnmarksvidda, er det signifikante positive trender for vår-, sommer- og høstsesongene (tabell 1). Den største temperaturøkningen (ca. 0,13 °C/tiår) har vært registrert i vårsesongen. Dermed er middeltemperaturen om våren nå omtrent 1,3 °C høyere enn i 1900. For Finnmarksvidda er ingen av

de lineære trendene for års- og årstidsutvikling i temperatur statistisk signifikante. I vintersesongen er det til og med en liten (ikke-signifikant) negativ trend. Hovedårsaken er at den varme perioden på 1930-tallet fortsatt har stor betydning ved beregning av langtidslineære temperaturtrender for dette området.

Svalbard og Jan Mayen

Hanssen-Bauer (pers. komm.) har analysert variabilitet og trender i norske arktiske temperatur- og nedbørserier, men påpeker at det er knyttet en viss skepsis til bruken av lineære trender som et mål for klimaendringer, fordi slike endringer ikke nødvendigvis opptrer lineært (Benestad 2008). Den statistiske signifikansen av trender ble imidlertid testet med den ikke-parametriske Mann-Kendall-testen (Sneyers 1995), hvor verdienes rangering ble testet i stedet for størrelsen av selve verdiene. I analysene for Longyearbyen er det brukt en oppdatert versjon av en sammensatt Green Harbour–Longyearbyen–Svalbard lufthavn-serie. Denne serien er tilbakeført til høsten 1911.

De innbyrdes korrelasjonskoeffisientene mellom årsmiddeltemperatur ved stasjonene på Spitsbergen, Bjørnøya og



Figur 12. Års- og årstidstemperatur ved Svalbard lufthavn – Longyearbyen 1911–2007. De utjevnete kurvene (filt 1 og 2) viser variasjonene på henholdsvis 10- og 30-årsskala.

Hopen er svært høye (Hanssen-Bauer pers. komm.). Korrelasjonen med Jan Mayen er mindre, men likevel signifikant. Lignende analyser av årstidsverdier viser at korrelasjonen er best om vinteren og dårligst om sommeren. Mellom Spitsbergen-stasjonene er korrelasjonskoeffisienten likevel rundt 0,9 også om sommeren.

Tidsseriene for middeltemperatur for år og årstider (fig. 12) ved Svalbard lufthavn – Longyearbyen viser at det er stor variabilitet, særlig om vinteren. Det ser også ut til å være en tendens til at varme og kalde år opptrer i sekvenser, for eksempel var årene før 1920 og også 1960-årene hovedsakelig kalde, mens 1930-, 1950-årene og det siste tiåret var for det meste varme. Dette viser seg både på års- og årstidsbasis.

Figurene 12 og 13 viser også at det er variabilitet på en lengre tidsskala: En hovedsakelig positiv temperaturtrend før 1930-tallet, en ganske varm periode de neste par tiårene, et temperaturfall fra 1950- til 1960-årene, og etterpå en generell temperaturøkning. Disse trekk er tydelige både for årsmiddeltemperatur og for årstidstemperatur vinter og høst. Om sommeren er det mindre temperaturvariabilitet enn for de andre årstidene, men tendensen til økende temperatur mot slutten av serien er tydelig også for sommer og vår.

Lineære trender i temperaturseriene fra Arktis avhenger sterkt av start- og sluttidspunkt. Tidligere studier (f.eks. ACIA 2005) har vist at de lengste seriene kan deles inn i tre perioder hvor den første og siste viser statistisk signifikant oppvarming, mens den midterste perioden viser statistisk signifikant nedkjøling. For å gjøre det enklere å sammenligne størrelsen på trendene i de ulike periodene, valgte Hanssen-Bauer et al. (pers. komm.) å heller studere trender for 35-årsperioder med 5-års overlapping (1912–1946, 1942–1976 og 1972–2010). I den første 35-årsperioden var den sammensatte Svalbard lufthavn-serien den eneste som gikk fra starten. Denne måleserien viser sterk oppvarming, tydelig for alle årstider med unntak av sommeren. I perioden 1942–1976 hadde alle stasjonene negative trender både i årstemperatur og for høst og vinter, men trendene er ikke statistisk signifikante. I denne perioden er det godt samsvar mellom trendene for alle årstider og for alle stasjoner. I løpet av den siste 35-årsperioden (1972–2010) er det positive trender for alle årstider og alle målestasjoner i norsk Arktis.

Trendene for hele måleperioden for alle stasjonene er oppgitt i tabell 1. Den årlige middeltemperaturen har økt betydelig i Svalbard lufthavn – Longyearbyen-området fra 1912 til i dag. Den lineære trenden indikerer en oppvarming på over 2 °C i løpet av 95-årsperioden, det vil si omtrent tre ganger mer enn den globale oppvarmingen i samme periode. Statistisk signifikant oppvarming har forekommet om våren, sommeren og høsten. Et typisk trekk er at vårsesongene mot slutten av måleserien er mer enn 4 °C høyere enn i starten. Om vinteren er temperaturøkningen ikke statistisk signifikant. Trendene i de kortere seriene fra de andre målestedene avhenger av deres start- og sluttidspunkt. Ny-Ålesund-serien som har gått siden 1969 viser en positiv trend, mens serien fra Isfjord Radio, som startet i de varme 1930-årene

Tabell 1. Lineære temperaturtrender (°C per tiår) for lange stasjonsserier. Trendene som er statistisk signifikante ved 5 %-nivå er uthevet (*Fra Hanssen-Bauer (pers. komm); **Fra Hanssen-Bauer et al. 2009)

Målested	Periode	Årsverdier	Vinter	Vår	Sommer	Høst
N-Ålesund*	1969–2008	+ 0,54	+ 0,93	+ 0,67	+ 0,23	+ 0,41
Svalbard lufthavn*	1912–2008	+ 0,23	+ 0,21	+ 0,46	+ 0,10	+ 0,16
Isfjord Radio*	1935–1976	- 0,28	- 0,84	+ 0,09	- 0,02	- 0,42
Hopen*	1946–2008	+ 0,26	+ 0,21	+ 0,40	+ 0,23	+ 0,15
Bjørnøya*	1920–2008	+ 0,08	- 0,07	+ 0,27	+ 0,08	0,03
Jan Mayen*	1921–2008	+ 0,01	- 0,08	+ 0,08	+ 0,04	0,00
Finmarksvidda**	1900–2008	+ 0,06	- 0,04	+ 0,13	+ 0,07	+ 0,06
Varangerhalvøya	1900–2008	+ 0,07	+ 0,04	+ 0,12	+ 0,05	+ 0,08
Nordland, Troms, Vest-Finnmark**	1900–2008	+ 0,10	+ 0,08	+ 0,13	+ 0,08	+ 0,11

og endte i en kjølig periode i midten av 1970-årene, viser en negativ trend. Trendene i de andre seriene er ikke statistisk signifikante for årsverdiene.

Det er godt samsvar i langtidsvariasjonene for årsmiddeltemperatur ved de norske stasjonene i Arktis (fig. 13). Temperaturen har økt for alle årstider, med størst økning om vinteren og våren. Figur 13 viser også at mens Svalbard lufthavn har den laveste vintermid-

deltemperaturen gjennom hele perioden, har denne stasjonen etter ca. 1945 også hatt den høyeste sommertemperaturen. Videre viser figuren at sommertemperaturene på Hopen er vesentlig lavere enn ved de andre norske arktiske stasjonene.

Den sammensatte Svalbard lufthavn-serien (figur 12) viser perioder med oppvarming fra 1912 til 1930-tallet og fra ca. 1970 frem til i dag. I denne serien er det en lineær trend på 0,23 °C økning pr. tiår fra 1912 til 2008. Denne trenden er statistisk signifikant på 1 %-nivået. Det er først i de senere år (etter år 2000) at trenden i årsmiddeltemperatur er statistisk signifikant fra begynnelsen av serien. Dette skyldes de milde årene på 1930- og 1950-tallet. Disse periodene var minst like varme som de milde årene på 1990-tallet. Etter år 2000 har det imidlertid vært mange eksepsjonelt varme år på Svalbard og Jan Mayen. Det varmeste året som noensinne er registrert på Svalbard lufthavn er 2006, med 2007 og 2005 på andre- og tredjeplass. Jan Mayen hadde sin høyeste årlige middeltemperatur i 2002, fulgt av 2006 og 2004.

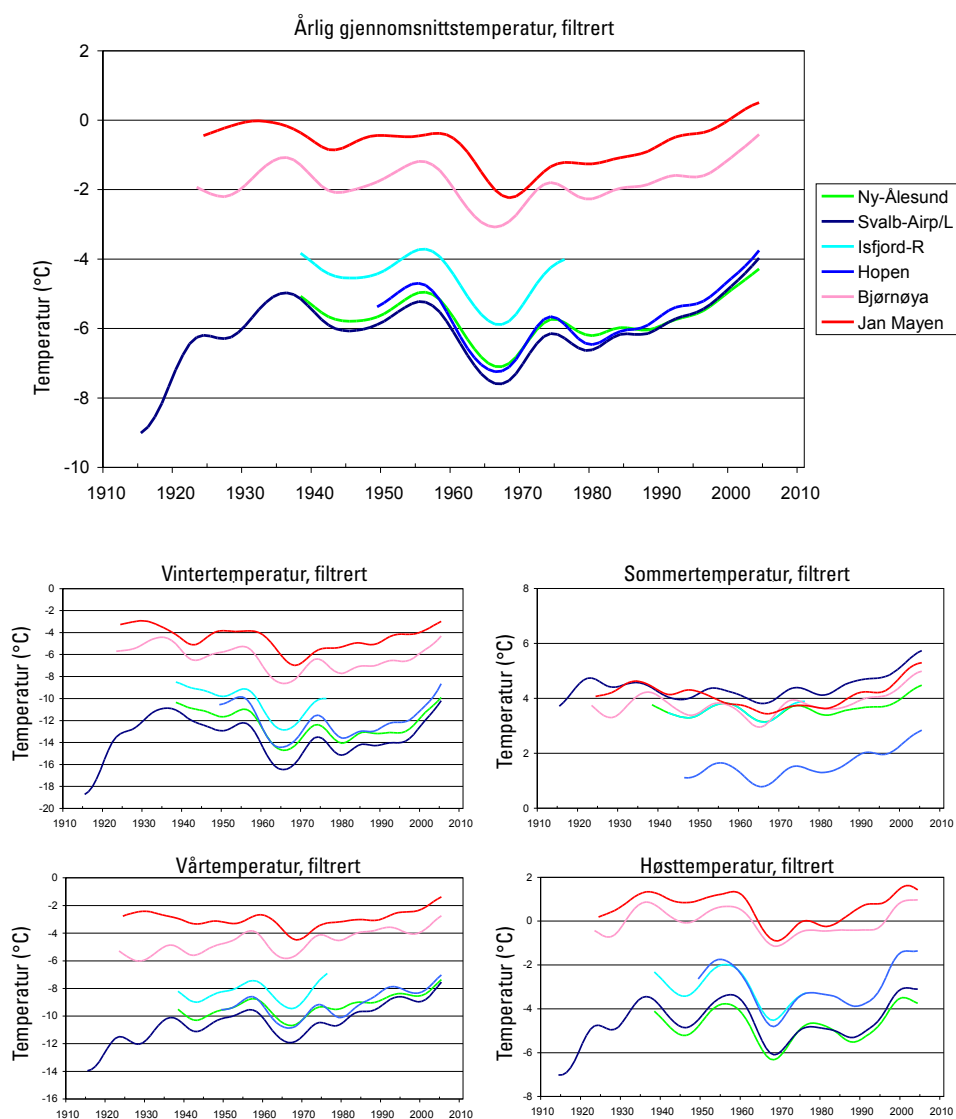
De lineære trendene for mid-

deltemperatur for ulike årstider ved Svalbard lufthavn fra 1912 til 2008 (tabell 1) er +0,21 °C per tiår (vinter), +0,46 (vår), +0,10 (sommer) og +0,16 (høst). Med unntak av vintersesongen er alle årstidstrendene statistisk signifikante på minst 5 %-nivå.

3.3 Nedbør

Hele Arktis

Observasjoner tyder på at årsnedbøren i Arktis nord for 60 °N har økt anslagsvis med 14 % i løpet av det siste århundret (ACIA 2005). De største økningene har vært registrert om høsten og vinteren. Problemer knyttet til måling av nedbør under de tøffe værforholdene i Arktis, og mangel på data i deler av regionen, gjør imidlertid at disse resultatene er usikre. Det er store regionale forskjeller i nedbørsmengde mellom ulike deler av Arktis og også store forskjeller i hvordan nedbøren har variert de siste hundre



Figur 13. Års- og årstidstemperatur ved Svalbard lufthavn – Longyearbyen 1911–2007. De utjevnete kurvene viser variabilitet på tiårsskala.

år. Ifølge ACIA (2005) økte nedbøren med rundt 2 % per tiår i den arktiske varmeperioden i første halvdel av det 20. århundret (1900–1945), med signifikante trender i nordisk Arktis. I løpet av de to tiårene med synkende temperatur i Arktis (1946–1965) var nedbørsøkningen på de høyere nordlige breddegrader ca. 1 % per tiår. Siden 1966 har årsnedbøren økt med omtrent samme hastighet som i første halvdel av det 20. århundret. Også IPCC (2007) slår fast at det har vært en utstrakt økning i nedbør over den nordligste delen av Europa fra 1900 til 2005.

Det norske fastlandet – Nord-Norge

Årsnedbøren på det norske fastlandet har økt med nesten 20 % siden år 1900 (Hanssen-Bauer et al. 2009). Ingen regioner viser negativ trend. Den største økningen (mer enn 20 %) har forekommet på Vestlandet. Høstnedbøren har økt over hele landet. For de andre årstider er det stort sett økning over hele landet, med unntak av (ikke-signifikant) minking i sommernedbør på Sørlandet og nedbør vinter og vår i Varanger-området.

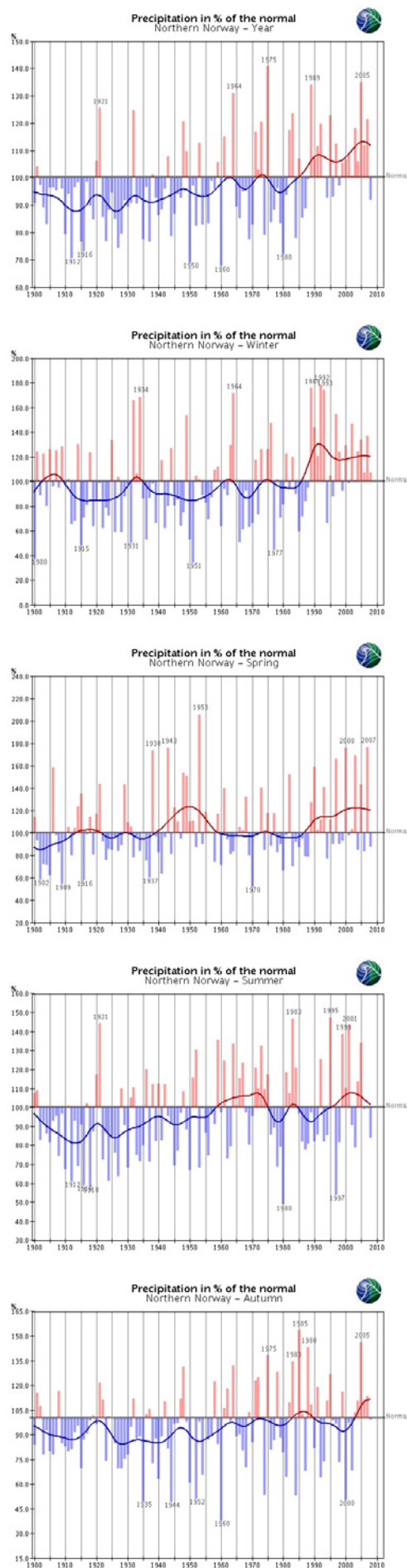
Langtidsutviklingen av nedbør i Nord-Norge siden 1900 er vist i figur 14 (og fig. 53) og lineære trender er skissert i tabell 2. Med unntak for Varangerhalvøya, har årsnedbøren i Nord-Norge økt med ca. 2 % per tiår i løpet av de siste 100 år. I løpet av de siste 20 år, er det bare tre år som har årsverdi lavere enn middelverdien for 1961–1990 (fig. 14). I Nordland, Troms og store deler av Finnmark er det en betydelig økning i nedbør både vinter og vår (tabell 2).

Svalbard og Jan Mayen

Nedbørsseriene fra de norske høyarktiske stasjonene viser ganske ulike mønstre både på års- og tiårsskala (fig. 15). Dette står i kontrast til den ganske like utviklingen i temperatur, og hovedårsaken er at nedbøren varierer lokalt på en mindre romlig skala enn lufttemperaturen. Måleseriene har imidlertid ett felles mønster: Alle seriene viser en positiv trend i årsnedbør gjennom hele observasjonsperioden (jfr. tabell 2). Trendene i årsnedbør ved Svalbard lufthavn og Bjørnøya er statistisk signifikante ved 1 %-nivå. Ved Svalbard lufthavn har årsnedbøren økt i gjennomsnitt med 4 mm pr. tiår (2 % pr. tiår), mens økningen på Bjørnøya er 12 mm pr. tiår (3 % per tiår). Ved Svalbard lufthavn har nedbøren sommer og høst vist en statistisk signifikant økning, mens det på Bjørnøya har vært en statistisk signifikant økning i nedbør om vinteren, våren og høsten.

3.4 Snø

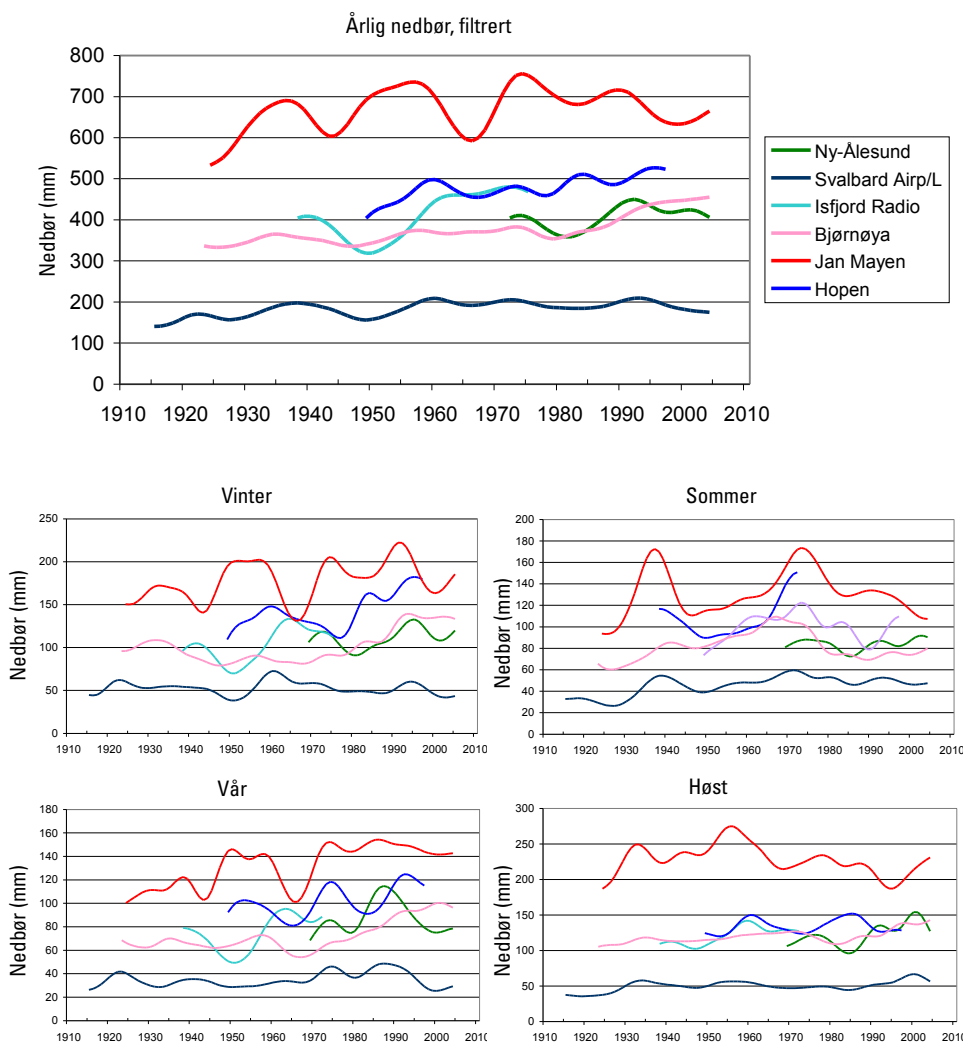
Viktigheten av analyser av langtidsutviklingen i snøforhold er understreket i internasjonal klimaforskning, for eksempel i forbindelse med Det internasjonale polaråret (IPY). Årsaken er delvis at snø er en viktig indikator på klimaendringer, men også fordi snødekket har en betydelig tilbakekoblings-effekt i klimasystemet. For Norge er endringer og variabilitet i snøforhold av stor betydning for vannkraftproduksjonen, men også for jordbruk, skogbruk, reindrift, transport med mer. Forbedret kunnskap om langtidsvariabilitet i snødekke og snødybde er derfor av stor betydning.



Figur 14. Års- og årstidsutvikling i nedbør i Nord-Norge (Nordland, Troms og Finnmark) siden år 1900 (fra <http://met.no/Klima/Klimautvikling>). Kolonnene viser avvik (%) fra 1961–1990-gjennomsnittet («standard normalverdi»), og den utjevnete kurven indikerer variasjoner på tiårsskala.

Tabell 2. Lineære nedbørstrender (% per tiår) for lange stasjonsserier. Trender som er signifikante ved 5 %-nivå er uthevet. Spitsbergen er en sammensatt Spitsbergen-serie basert på data fra Svalbard lufthavn – Longyearbyen og Ny-Ålesund. (*Fra Hanssen-Bauer (pers. komm.); **Fra Hanssen-Bauer et al. 2009)

Målested	Periode	Årsverdi	Vinter	Vår	Sommer	Høst
«Spitsbergen»*	1912–2008	+ 2,9	+ 1,5	+ 2,3	+ 4,7	+ 3,6
Svalbard lufthavn*	1912–2008	+ 2,4	- 0,7	+ 2,1	+ 4,7	+ 3,5
Ny-Ålesund*	1969–2008	+ 4,6	+ 4,7	- 0,4	+ 0,5	+ 7,9
Hopen*	1946–1996	+ 4,6	+ 9,6	+ 4,8	+ 3,8	+ 1,8
Bjørnøya*	1920–2008	+ 3,2	+ 4,7	+ 5,1	+ 0,9	+ 2,5
Jan Mayen	1921–2008	+ 1,3	+ 2,2	+ 3,7	+ 0,5	- 0,4
Finnmarksvidda**	1900–2008	+ 1,7	+2,7	+ 2,0	+ 1,6	+ 0,9
Varangerhalvøya**	1900–2008	0,0	- 1,4	- 0,8	+ 1,9	+ 0,1
Nordland, Troms, Vest-Finnmark**	1900–2008	+ 1,9	+ 2,8	+ 1,7	+ 1,9	+ 1,3



Figur 15. Års- og tiårsutvikling for nedbør ved de norske høyarktiske stasjonene. Kurvene er utjevnet, og viser variabilitet på tiårsskala.

Snødekkets utstrekning på de høyere nordlige breddegrader har minket med rundt 10 % de siste 30 år, og modellprosjeksjoner tyder på at det vil minke enda 10–20 % innen slutten av dette hundreåret (ACIA 2005). Også den siste IPCC-rapporten (IPCC 2007) konkluderer med at snødekket har minket i de fleste regioner, særlig om våren. Satellitregistreringer i perioden 1966–2005 viste at snødekket på

den nordlige halvkule minket hver måned med unntak av november og desember – med et trinnvist fall på 5 % i årsmiddel på slutten av 1980-tallet (IPCC 2007).

For Norge fant Dyrredal & Vikhammar-Schuler (2009) at snødekket har minket i løpet av de siste hundre år i de fleste av de 41 langtidsseriene de har analysert. Ved de fleste stasjonene var det en klar tendens til en senere start og en tidligere slutt på snøsesongen. Også for maksimal årlig snødybde fant de et flertall av negative trender. For maksimal daglig økning i snødybde (det vil si en indikator for kraftig snøfall) fant de imidlertid en tendens til økte verdier i Nord-Norge.

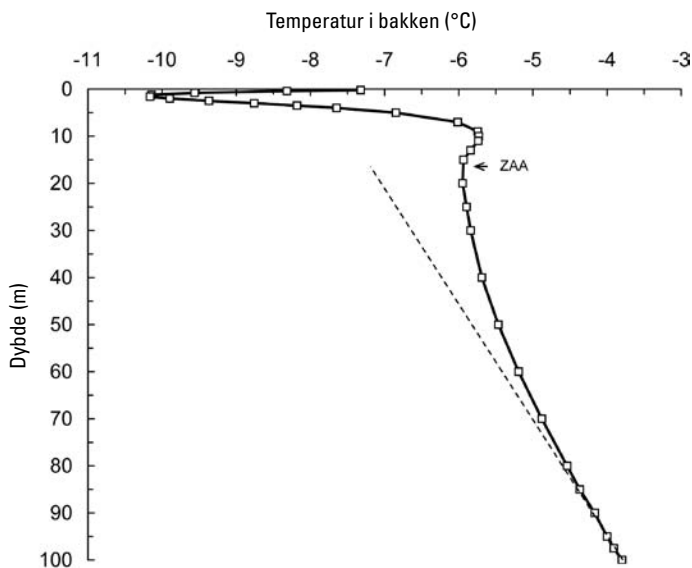
3.5 Permafrost

Målepunkter for permafrost

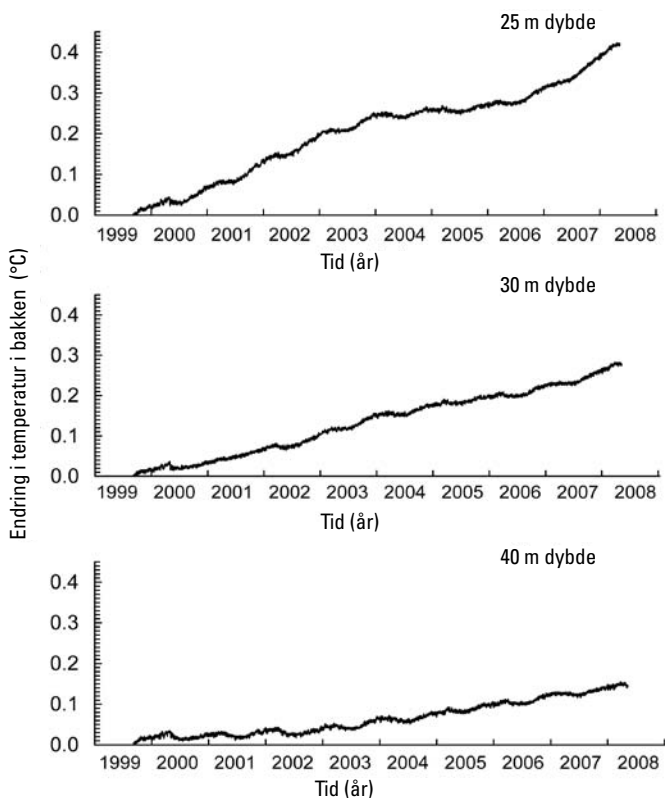
I Nord-Norge er det få kvantitative studier av permafrost og ingen langtidsovervåking av permafrost. På Svalbard ble det imidlertid etablert et målepunkt for permafrost i 1998 på Janssonhaugen i Adventdalen, 270 moh. (Isaksen et al. 2000). Dybden på hullet er 102 m og punktet er utstyrt for langtidsovervåking med tanke på fremtidige klimastudier. Observasjonene på Janssonhaugen er representative for grunnfjell med relativt lavt innhold av is, typisk for fjellområdene på det sentrale og vestlige Spitsbergen. I permafrostområder med steinbrokker og ustabil fjell som har høyere innhold av is, vil temperaturresponsen i grunnen være svakere og temperaturøkningen mindre.

Vesentlig grunntemperaturøkning

En geotermisk profil fra Janssonhaugen er presentert i figur 16. Grunntemperaturen varierer med årstidene ned til en dybde på 18 m (dybden der amplituden på temperaturbølgene er mindre enn 0,1 °C; den såkalte Zero Annual Amplitude (ZAA)-dybden). Analysen av den geotermiske profilen på Janssonhaugen under ZAA gir bevis for sekular oppvarming, siden den er ikke-lineær, med avvik mot det varme fra den dypere termiske gradienten (fig. 16). Den jevne temperaturprofilen fra Janssonhaugen underbygger det faktum at det er en svært lav geotermisk forstyrrelse fra



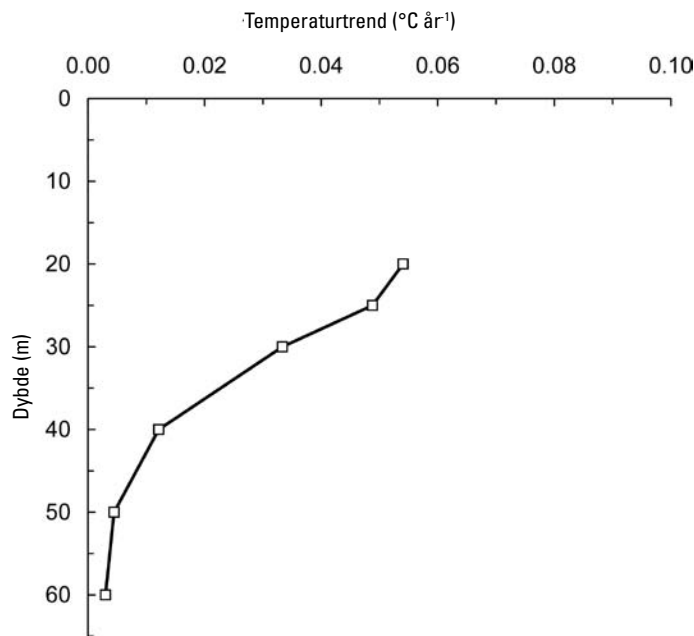
Figur 16. Profil av overflatetemperaturen i permafrosten på Janssonhaugen, registrert 22. april 2005. Pilen indikerer den omtrentlige dybden av Zero Annual Amplitude (ZAA), ekvivalent til dybden hvor årstidsamplitudene har avtatt til 0,1 °C. Den prikkede linjen er en beregning av termalgradienten målt i den la-veste delen av borehullet (85–100 m), som er antatt å være uberørt av den siste tidens oppvarmingstrender (modifisert etter Isaksen et al. 2007a).



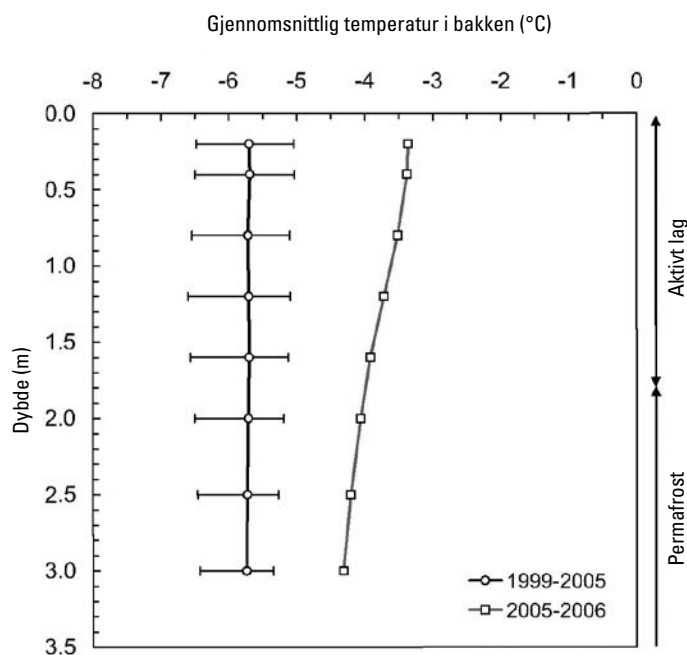
Figur 17. Observert relativ endring av overflatetemperatur for tre utvalgte dybder (25 m, 30 m og 40 m) på Janssonhaugen.

uønskede elementer og ikke-klimatiske kilder, og at den inneholder et konservert klimasignal spesielt egnet for å rekonstruere temperaturhistorien på jordoverflaten. Ved bruk av endimensjonal inversjonsmodell for varmeledning, viser en klimarekonstruksjon en oppvarming av permafrostoverflaten på 1–2 °C i perioden 1920–2000 (Isaksen et al. 2000).

Isaksen et al. (2007a) fant at permafrosten på Janssonhau-



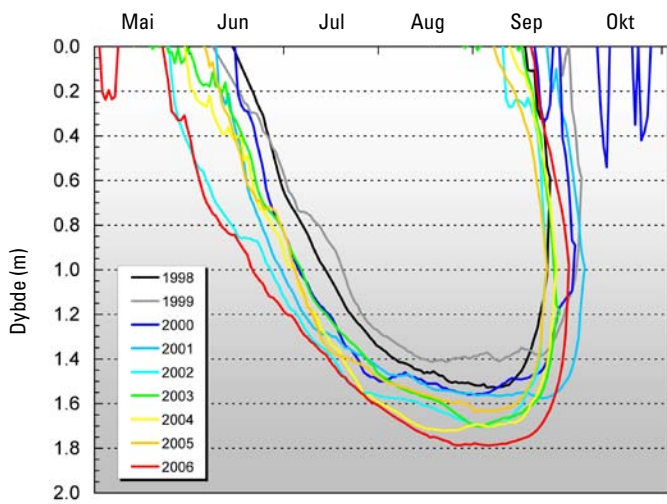
Figur 18. Observert lineære trender i temperaturen i grunnen som en funksjon av dybde. Statistisk signifikante positive trender finnes ned til 60 m dybde. Tids-serien på Janssonhaugen startet i 1999, gav målinger for 6 år (modifisert etter Isaksen et al. 2007a).



Figur 19. Profil av årlig gjennomsnittlig overflatetemperatur i det aktive laget og den øverste permafrosten for 2005–2006 (kvadrater) sammenlignet med gjennomsnitt (sirkler) for 1999–2005. De horisontale strekene viser absolutte variasjoner de foregående årene (etter Isaksen et al. 2007b).

gen i dag varmes opp raskt. Figur 17 viser de observerte temperaturøkningene ved en dybde på 25, 30 og 40 m. På 30 m dyp økte temperaturen med 0,28 °C i perioden 1999–2008. På 40 m dyp økte temperaturen med 0,15 °C i den samme perioden. Den observerte oppvarmingen er statistisk signifikant ned til en dybde på 60 m.

Siden temperaturen er observert kontinuerlig over mange år, er det mulig å regne ut temperaturtrendene ved ulike



Figur 20. Utviklingen i (24-timers oppløsning) og dybden av det aktive laget (0 °C) på Janssonhaugen sommer og høst 1998–2006.

dybder (fig. 18). Den gjennomsnittlige temperaturøkningen på 30 meters dyp er rundt 0,35 °C per tiår, og på 60 meters dyp 0,05 °C per tiår. Disse verdiene brukes til å beregne temperaturendringene på overflaten av permafrosten (ca. 2 m). Funnene viser at temperaturen øverst i permafrosten nå øker med et gjennomsnitt på 0,7 °C per tiår. Denne verdien er representativ for de siste to til tre tiårene. Analysen viser også at temperaturøkningen i permafrosten akselererer, særlig det siste tiåret. Temperaturen i grunnen viser en sterk korrelasjon med lufttemperaturen, og er derfor et verdifullt supplement til de mer tradisjonelle temperaturdataene presentert i kapittel 3.2.

Ekstrem permafrostopppvarming i 2006

Middeltemperaturen på Svalbard vinteren og våren 2005/06 var ekstremt høy (fig. 12). Værstasjonene registrerte et av de største avvik fra normalen over en seks måneders periode som noen gang er observert noe sted i moderne tid (Isaksen et al. 2007b). Effekten av denne ekstremisituasjonen i temperaturforhold i permafrosten på Svalbard er behandlet av Isaksen et al. (2007b) i sammenheng med resultater fra klimamodeller.

Middeltemperaturen i 2006 i det øvre lag av permafrosten ved ca. 2 m dybde på Janssonhaugen var så mye som 1,8 °C høyere enn middeltemperaturen for de foregående seks år (fig. 19). Isolert sett er dette et betydelig avvik fra det normale i denne typen årsmiddeltemperatur. Dessuten var minimumstemperaturen på 15 m dybde 0,3 °C høyere enn middelet for 1999–2005. Når vi vet at denne episoden følges av en periode med dramatisk og akselererende temperaturøkning i permafrosten, blir resultatet desto mer alarmerende. I 2006 var tykkelsen på det aktive laget, det vil si laget hvor permafrosten tiner om sommeren, større enn noen gang tidligere på Janssonhaugen (fig. 20). Tykkelsen økte med rundt 11 % i forhold til gjennomsnittet for perioden 1999–2005.

Generelt kan det antas at oppvarmingen av permafrosten vil skje gradvis, noe som også underbygges av modellberegning-

ger. Med et Arktis i rask endring, inkludert økende frekvens av ekstremt høye temperaturer, kan imidlertid en fremtidig oppvarming av permafrosten i større grad bli mer irregulær enn regulær.

3.6 Lavtrykk i Arktis

Det er stor lavtrykksaktivitet i Arktis med rundt 140 individuelle lavtrykk i året og en gjennomsnittlig oppholdstid på 2,6 dager (fig. 21). Når det gjelder antall lavtrykk er Grønlands–Norskehavet (30 °V–30 °Ø) hovedledet for lavtrykkene som kommer inn i Arktis (Sorteberg & Walsh 2008). Fordi lavtrykkene har stor betydning for transport av varme og fuktige luftmasser inn til Arktis, vil variabiliteten i antall og/eller intensiteten i lavtrykkene ha stor innflytelse på det arktiske klimaet.

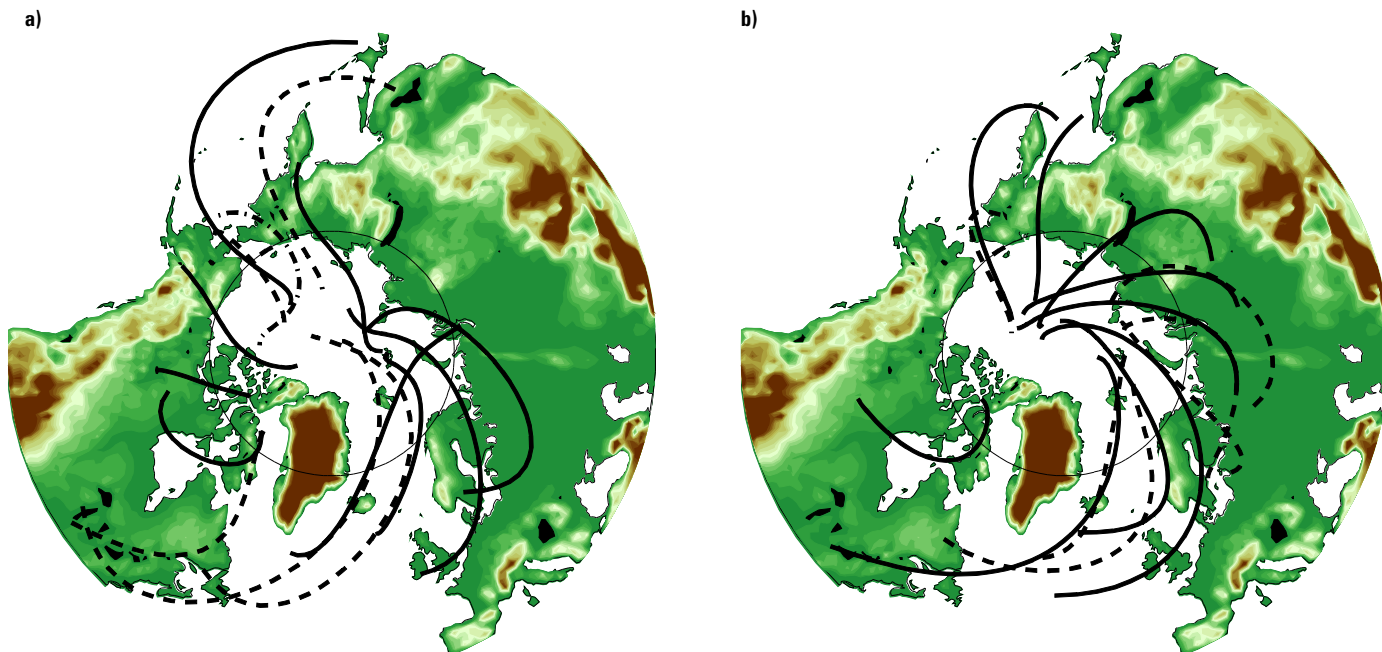
Flere forfattere har rapportert om langvarige trender i den arktiske lavtrykksaktiviteten (Sorteberg & Walsh 2008; Zhang et al. 2004; Serreze et al. 1993; McCabe et al. 2001). Det er endel regionale ulikheter mellom de forskjellige analysene; mest på grunn av ulike verditerskler for identifisering av lavtrykkene. Om en fokuserer bare på lavtrykk som kommer inn i Arktis fra Grønlands–Norskehavet kan en se trender både i midlere intensitet i lavtrykkene og i intensiteten til de mest intense lavtrykkene (omkring 12 % økning i perioden 1950–2006). Varme- og fuktighetstransport er forbundet med antallet av og intensiteten i lavtrykkene. Det har vist seg at en indeks for lavtrykksaktivitet (Cyclone Activity Index, CAI) som tar hensyn til variabilitet og systematiske endringer i både antall og intensitet, gir en god generell indikasjon på lavtrykkenes effekt på fuktighets- og varmetransport inn til Arktis (Sorteberg & Walsh 2008).

Tabell 3 viser at CAI har økt gjennom alle årstider, men sterk mellomårsvariabilitet gjør at trenden bare er statistisk signifikant om vinteren og på årsbasis. Det har vært 27 % økning i årlig lavtrykksaktivitet i perioden 1950–2006. Hvis dette var den eneste kilden til atmosfærisk variabilitet, indikerer det en økt varme- og fuktighetstransport inn i det europeiske Arktis i løpet av perioden.

Det bør nevnes at metodikken for lokalisering av lavtrykk, bedre datadekning og assimilasjonsprosedyren brukt i reanalysen kan influere på trendestimaterne (Bengtsson et al. 2004). Enda vanskeligere er det å si noe om hvilke faktorer som ligger bak endringene i lavtrykksaktivitet (Sorteberg et al. 2005; Sorteberg & Kvamstø 2006).

3.7 Marine indekser

Temperaturene i Norskehavet og Barentshavet viser stor variabilitet fra år til år. Havtemperaturen i området bestemmes av styrken og temperaturen på den atlantiske innstrømmningen og varmevekslingen med atmosfæren. Havforskningsinstituttet overvåker temperaturutviklingen i området med et sett faste kyststasjoner og gjentatte tokt langs hydrografiske seksjoner som krysser Atlanterhavsstrømmen. Noen av kyststasjonene har tidsserier tilbake til 1930-tallet. Den lengste tidsserien i området er den russiske Kola-serien



Figur 21. Hovedbaner for vinter- (a) og sommerlavtrykk (b) for lavtrykk som kommer inn i Arktis (Sorteberg & Walsh 2008).

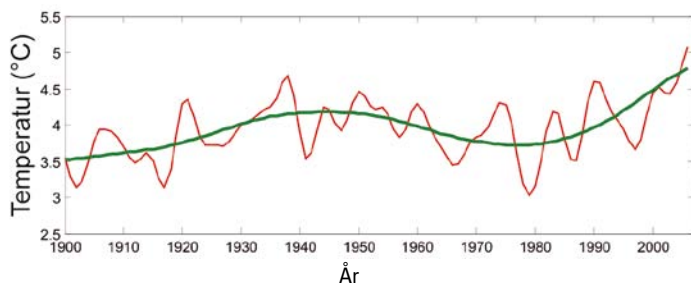
Tabell 3. Lineære trender i parametre for lavtrykk som krysser 70 °N i Grønlands–Norskehav-regionen (30 °V–30 °Ø) i perioden 1950–2007. Intense lavtrykk er definert som de 10 % sterkeste lavtrykkene. Enhet: % per tiår, 10 %-signifikansnivå: uthevet skrift. Lavtrykkene er lokalisert ved bruk av relativ virvel, CAI: Indeks for lavtrykksaktivitet, målt som den akkumulerte relative virvel ved 70 °N. Dermed indikerer dette endringer både i antall lavtrykk og lavtrykksintensitet. For detaljer i lavtrykksidentifikasjon, se Sorteberg & Walsh (2008).

Lavtrykksparameter	Årlig	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Antall individuelle lavtrykksbaner	2,4	5,7	2,3	3,1	0,3
Gjennomsnittlig intensitet ved 70 °N	2,0	0,2	1,2	1,0	2,8
Intensitet til intense lavtrykk ved 70 °N	2,2	-0,9	0,8	1,8	2,9
Lavtrykksaktivitets-indeks (CAI)	4,8	6,6	4,0	3,9	3,1

som dekker hele århundret. Denne serien er overvåket av PINRO-instituttet i Murmansk.

På den lengste tidsskalaen, basert på Kola-serien (fig. 22), er temperaturutviklingen dominert av svingninger på dekadestkala: Kald i begynnelsen av århundret, varm i 1930- og 50-årene, så kald igjen i 1970- og 80-årene før den nåværende varmeperioden. Både 2005 og 2006 ga nye rekordhøye temperaturer. Etter det har forholdene blitt litt kaldere.

Isdekket kan beregnes pålitelig av satellitter, og slike data finnes tilbake til 1970-tallet. Dataene viser en reduksjon av



Figur 22. Temperaturutvikling i Barentshavet i Kola-seksjonen basert på data fra PINRO (Murmansk). Dataene er filtrert ved bruk av Butterworth Lowpass Filter over 5 år (rød) og 30 år (grønn) (Loeng 2008).

isdekket over denne perioden for hele Arktis, og for Barentshavet spesielt. ACIA (2005) slår fast at det svært sannsynlig har vært reduksjoner i den gjennomsnittlige arktiske isutbredelsen i løpet av de siste 40 år, og at det vil bli en reduksjon i utbredelsen av flerårsis i det sentrale Arktis. Det er imidlertid verdt å nevne at tidsserien begynte da havtemperaturen var lavere enn gjennomsnittet og isdekket kanskje var større enn gjennomsnittet.

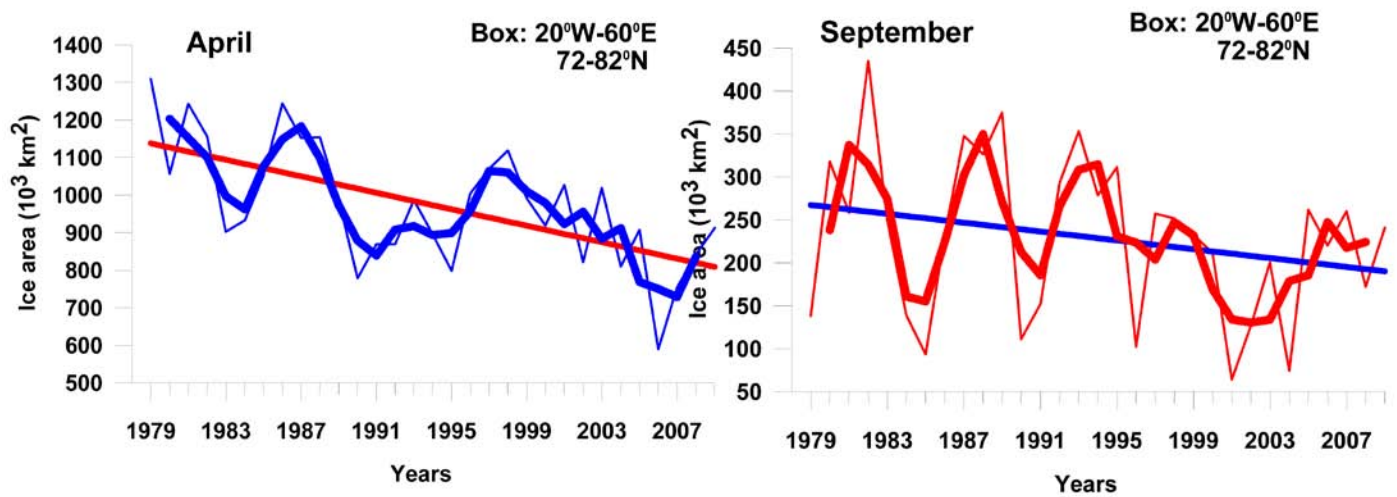
Tidsserien for isdekke for april og august (maksimum og en måned før minimum isdekke) er vist i figur 23. Aprilserien viser en sterk reduksjon. For sommerisen (august) er reduksjonen enda tydeligere. Etter år 2000 har det vært fire år uten vesentlig sommeris. Det er færre data tilgjengelig om istykkelse, men en tidsserie fra Hopen viser reduksjon i istykkelse i dette området over en 40-årsperiode.

4 Klimafremskrivninger for det 21. århundret

4.1 Klimamodellering og nedskalering

Globale klimamodeller

For å kunne beskrive global klimautvikling må man basere seg på omfattende storskala atmosfære-hav sirkulasjonsmodeller (AOGCM). Disse dekker hele jordkloden, og inkluderer dynamiske beskrivelser av atmosfære-, hav- og havisprosesser og ofte landoverflateprosesser. Ved å mate disse modellene med utslippsscenarioer for drivhusgasser og støvpartikler (SRES 2000), kan fremtidig klimautvikling simuleres. Den geografiske oppløsningen i AOGCMene er tilstrekkelig for å modellere de fleste storskalatrekkene, men i det store og hele er de for grove til å beskrive klimaet på lokal og regional skala. I løpet av de seks årene fra IPCCs tredje hovedrapport (TAR, IPCC 2001) til den fjerde hovedrapporten fra IPCC (AR4, IPCC 2007), har det vært gjort



Figur 23. Trender for isutbredelse i Barentshavet i april og september. Den tynne kurven viser årlige middelværdier, den tykke kurven viser 3-årig årlig middel, mens den rette linjen viser trenden for perioden 1997–2008 (Gerland et al. 2010).

store fremskritt. Den geografiske oppløsning er forbedret, flere prosesser har blitt tatt med, og parametriseringen har blitt forbedret. Den viktigste forbedringen er trolig at de fleste modellene ikke lenger bruker fluksjusteringer for å kompensere langtidsdrift i resultatene. Mer enn 20 modeller fra ulike sentre var tilgjengelige for å lage de klimafremskrivningene («prosjeksjonene») som er analysert i IPCC (2007). Beskrivelsene av de storskala dynamiske systemene er ganske omfangsrike i disse modellene, men det er fortsatt mange fysiske prosesser som ikke er tilstrekkelig beskrevet, slik som skydannelse og nedbørutfelling i atmosfæren, omrøring i havet på grunn av bølger og ulike vannmasser og havisprosesser. Disse prosessene er derfor representert ved parametriseringer. Usikkerhet og ulikheter i parametrisering er hovedårsaken til forskjellene i klimaprojeksjonene mellom ulike AOGCMer (IPCC 2007).

Ved høyere breddegrader er den naturlige variabiliteten større enn nær ekvator, og dette kan også forklare mange av ulikhetene (Sorteberg et al. 2005). Oppløsningen av AOGCMene forbedres kontinuerlig, men er fortsatt utilstrekkelig for å fange opp finskala klimastrukturer i mange områder, som i NorACIA-regionen. Når det trengs mer detaljerte klimadata, kan resultater fra AOGCMer benyttes som inngangsdata for regionale klimamodeller. Disse har mer detaljert prosessrepresentasjon og bedre geografisk oppløsning enn AOGCMene. En årsak til den høye klimavariabiliteten i Arktis er tilbakekoblingsmekanismer knyttet til is og snø. En viktig (men ikke den eneste) betingelse for å kunne lage realistiske klimaprojeksjoner er derfor at AOGCMene som brukes til å drive de regionale modellene, gir en relativt god beskrivelse av det nåværende klimaet i Arktis. Selv om ingen enkelt AOGCM kan sies å være «den beste» for å beskrive klimaet i Arktis, har Walsh et al. (2008) evaluert og rangert 15 av IPCC modellene (IPCC 2007) i forhold til deres evne til å gjengi observert temperatur, nedbør og lufttrykk ved havoverflaten.

En trend i videreutviklingen av AOGCMer er å gjøre dem mer generelle ved å legge til moduler for viktige klimapro-

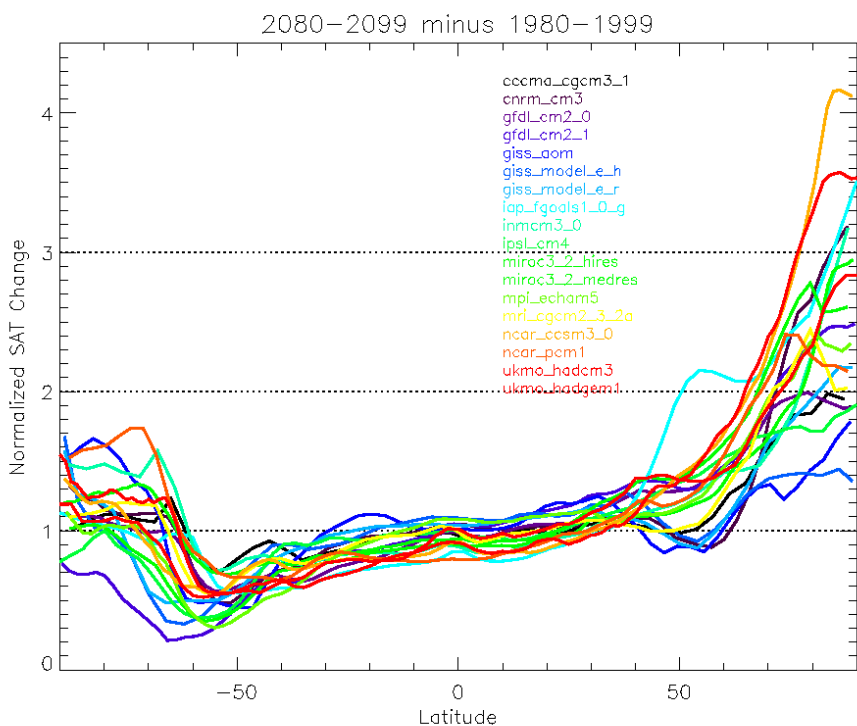
sesser. Den neste modellgenerasjonen kalles Earth System Model (ESM) og gjør bruk av en karbonsyklusmodell som inneholder atmosfære-, hav- og vegetasjonsendringer og andre terrestriske prosesser. Andre viktige moduler som er inkludert i noen ESMer er endringer i bruken av landjord, marinbiologi, prognostisk iskappe og tilleggsmodeller for atmosfæriske aerosoler og kjemiske prosesser. En ny norsk ESM er nå under utvikling i et samarbeid mellom de ulike klimaforskningsstusentrene i Norge. Målet er at modellen skal være klar til å bidra i den neste IPCC-rapporten.

AOGCM-simuleringer i Norge

Bergen Climate Model (BCM) er utviklet av Bjerknessentret for klimaforskning. Den består av en atmosfærisk modell (ARPEGE/IFS) sammen med en global versjon av havmodellen MICOM (inkludert en dynamisk-termodynamisk havismodell). Koblingen mellom de to modellene gjøres med software-pakken OASIS. Atmosfæremodellen har en lineær T63 (2,8 grader) oppløsning med 31 vertikale nivåer. Nøkkeltørrelser for middelværdier og variabilitet for ulike klimaelement fra kontrollkjøringer for dagens klima har blitt validert mot tilgjengelige observasjoner. Flere detaljer om BCM er dokumentert i Furevik et al. (2003).

I forhold til beskrivelsen i Furevik et al. (2003) er det gjort flere endringer i BCM for IPCC (2007)-kjøringene. Fluksjusteringer brukes ikke lenger, den horisontale oppløsningen langs ekvator er økt fra 2,4 til 1,5 grader, og antall nivåer i havmodellen er økt fra 24 til 35. Den oppdaterte BCMen inkluderer også den horisontale hastigheten på havet når atmosfæriske turbulente overflatestrømmer beregnes, noe som var viktig nær ekvator. I kombinasjon med økningen i oppløsning var dette nødvendig for å redusere en kunstig negativ temperaturanomali i områder med oppstrømmende vannmasser. Flere mindre forbedringer i bevaring av masse, varme og salt og en ny rutine for vertikal blanding ble også tatt med i havmodellen.

BCM var en av fem europeiske GCMer som leverte resultater til IPCCs AR4. Det ble gjort et omfattende sett



Figur 24. Endring i zonal midlere overflatetemperatur fra 1980–1999 til 2080–2099 for globale klimamodeller benyttet i IPCCs AR4. Temperaturen er normalisert mot global gjennomsnittlig endring for å vektlegge den relative polare forsterkningen i de ulike modellene. NB: De estimerte zonale endringene representerer ulike frihetsgrader avhengig av breddegraden (Benestad 2005), og således er ikke spredningen på lave breddegrader direkte sammenlignbar med spredningen ved høye breddegrader (RealClimate 2009).

med simuleringer, og stort sett var det godt samsvar med de øvrige modeller. For Arktis var generelle trekk i resultatene fra alle IPCC-modellene at endringene er store (polar forsterkning), og at spredningen mellom modellene også øker mot nord (fig. 24). Benestad (2005) har påpekt at slike figurer overdriver forskjellen modellene seg imellom på høyere breddegrader. Men den større spredningen i Arktis enn i Antarktis avdekker også reelle modellforskjeller knyttet til ulike beskrivelser av havisutbredelse.

For nordområdene var BCM en av de «kaldere» modeller med for mye havis i Arktis. Den mest sannsynlige forklaringen på dette er en generelt for lav overflatetemperatur og for zonale lavtryksbaner i den nordlige Atlanterhavsregionen. Dette fører til utilstrekkelig varmetransport til Arktis, noe som gir en kald påvirkning i alle kjøringene. Den relative endringen mellom nåværende klimakontrollkjøring og fremtidsscenarioer er rimelig i mange regioner. I Arktis fører imidlertid for mye is i kontrollperioden til en urealistisk geografisk fordeling av den projiserte oppvarmingen. Erfaringer med NorACIA-RCM (se kapittel 4.2) viser klart at resultatene fra BCM-simuleringen dessverre ikke var egnet som grunnlagsmateriale for nedskalering med regional klimamodell på grunn av de urealistisk lave temperatuere i kontrollkjøringen.

Følsomhetstester gjort senere viste at den negative temperaturanomalien hovedsakelig skyldtes atmosfæremodellen som ble brukt i BCM. Det ble også oppdaget en feil i parametriseringen av vertikale turbulente strømmer i situasjoner med et stabilt grensesnitt. Da dette var korrigert ble balansen i overflateenergi betydelig forbedret. Den nåværende versjo-

nen av BCM inkluderer en ny havismodell som ytterligere forbedrer den geografiske fordeling av havis.

Regionale klimamodeller (dynamisk nedskalering)

Fordi AOGCMer gir en klimabeskrivelse på stor skala (flere hundre kilometer geografisk oppløsning), har såkalte regionale klimamodeller (RCM) blitt utviklet i løpet av de siste tiårene for dynamisk nedskalering av AOGCMer til regionale og lokale skalaer. Hensikten med bruk av høyoppløselige RCMer er å fremskaffe småskala informasjon over et begrenset område på en enklere måte enn med høyoppløselige AOGCM-simuleringer. Den regionale klimamodellen HIRHAM med 25 km geografisk oppløsning har tidligere vært brukt i en transient klimasimulering for Grønland og de tilgrensende havområdene (Stendel et al. 2008). Også HIRHAM RCMen brukt i NorACIA ble kjørt med 25 km avstand mellom gridpunktene, og inngangsdata var data med 12 timers tidsoppløsning fra globale klimamodeller med romlig oppløsning på 250 km. Integrasjonsområdet for NorACIA-RCM er vist i figur 25.

Vellykket implementering av en RCM avhenger av flere forhold, for eksempel integrasjonsstrategi, domenestørrelse, forskjeller i oppløsning mellom AOGCM og RCM, den fysiske parametriseringen, kvaliteten på inngangsdata og «spin-up» tid. Generelt kan ikke RCMen forventes å forbedre storskala feil i AOGCM-resultatene, men den kan utvikle småskala karakteristika på grunn av mer realistisk pådriv fra overflaten. Som for de globale modellene, er det nødvendig at RCMen er i stand til å simulere det nåværende klimaet realistisk. Observerte data kan bli brukt til å validere resultatene fra RCMen, som et første forsøk på å vurdere realismen i resultatene fra klimasimuleringene.

Den regionale klimamodellen HIRHAM (Christensen & Christensen 1998) ble importert fra Max Planck-instituttet i Hamburg, og en lignende versjon har vært brukt ved Danmarks Klimacenter i København. Hovedkomponentene i HIRHAM er beskrevet av Bjørge et al. (2000). Den fysiske parametriseringen i HIRHAM inkluderer stråling, konvektive og lagdelte skyer, grenselaget, gravitasjonsbølger, havoverflate- og isprosesser, og prosesser på land inkludert overflatehydrologi. For landoverflaten er temperaturen beregnet for fem jordlag og ett jordfuktighetslag. En enkel ett-lags snømodell er koblet til beskrivelsen av jordoverflaten. Albedo for snø og is er parametrisert til å være temperaturavhengig nær smeltepunktet (lavere albedo med økt temperatur). Virkningen av vegetasjon på albedo i perioder med snødekke er parametrisert over små skogsområder, noe som effektivt reduserer albedo med økende skogdekke.

I RegClim-prosjektet ble det utført simuleringer med

regional klimamodell med inngangsdata fra flere globale modeller og utslippsscenarioer (Haugen & Iversen 2008). Disse simuleringene viste store forskjeller i projeksjonene av regional temperatur, og særlig nedbør for Norge. For å oppnå mer robuste klimaprojeksjoner, kombinerte Haugen & Iversen (2008) åtte RCM-simuleringer. De kombinerte projeksjonene ble justert for å være gyldige for en tidshorisont på 70 år. Noen hovedresultater for temperatur- og nedbørprojeksjoner fra disse analysene er oppsummert i tabell 9, og karteksempler basert på disse multimodellkjøringene er vist i figur 25. Resultat fra en ny sammenstilling av et stort antall nedskaleringer er oppsummert i kapittel 5.

Empirisk/statistisk nedskalering

Empirisk nedskalering (også kalt statistisk nedskalering) består i å etablere empiriske sammenhenger mellom storskala mønstre av klimatelementer (styrende variabler, «prediktorer») og lokalt klima (styrte variabler, «prediktander»),

Tabell 4. Eksempler på tilgjengelige kart over klimatelementer, basert på simuleringer med NorACIA-RCM.

Klimatelement	Sesong/årlig
Gjennomsnittlig lufttemperatur (2 m-nivå)	DJF, MAM, JJA, SON
Nedbør sum	DJF, MAM, JJA, SON
Ekstrem endagsnedbør (forekommer en gang per år)	Årlig
Ekstrem endagsnedbør (5-års syklus)	Årlig
Endags nedbør > 20 mm	Årlig
Daglig snøfall > 10 cm/dag	Årlig
Ekstrem vindhastighet (forekommer en gang per år)	Årlig
Ekstrem vindhastighet (5-års syklus)	Årlig



Figur 25. Områder som dekkes av ulike norske regionale klimamodellsimuleringer: RegClim-prosjektet (nordlig svart ramme), EU-prosjektet ENSEMBLES (sørlig svart ramme), NorACIA (rød ramme).

og å anvende dem på resultater fra globale eller regionale klimamodeller. Vellykket nedskalering avhenger av følgende forhold: (1) Klimamodellen må gjengi storskalafeltene av prediktorene realistisk, (2) prediktorene må representere en stor del av variansen i prediktandene, (3) sammenhengen mellom prediktorene og prediktandene må ikke endres i et endret klima, og (4) når de anvendes for å studere klimændringer må det benyttes prediktorer som som representerer «klimasignalet» (Giorgi et al. 2001).

Filosofien bak empirisk nedskalering er at det lokale klimaet delvis er et resultat av lokale forhold som er ganske konstante (f.eks. topografi og vegetasjon), og delvis av værmønstre i stor skala. I en sammenligning av resultater fra empirisk nedskalering og regional klimamodellering for Skandinavia, konkluderer Hanssen-Bauer et al. (2005) med at det er få statistisk signifikante forskjeller mellom resultatene. Empirisk nedskalering kan fange opp mange lokale karakteristika som ikke har god nok geografisk oppløsning i de nåværende

regionale klimamodellene. På den andre siden gir de regionale klimamodellene bedre tidsoppløsning og flere klimavariabler enn empirisk nedskalering. En annen begrensning er at den empiriske nedskaleringen egentlig bare kan brukes for steder med observasjonsserier lange nok til å utvikle robuste sammenhenger mellom lokalt klima og storskala mønstre.

Empirisk nedskalering er langt mindre ressurskrevende enn regional modellering, og er derfor et velegnet verktøy for å skreddersy klimadata og illustrere spredningen i klimaprojeksjoner fra ulike klimamodeller for nøkkelvariabler og utvalgte steder. I NorACIA ble det bestemt å bruke empirisk nedskalering for å etablere klimafremskrivninger for flere steder i Svalbard-regionen og Nord-Norge. Nedskaleringen ble gjort med programvaren clim.pact (Benestad 2004), og den var hovedsakelig basert på de globale klimasimuleringene med utslippsscenarioet A1B (SRES 2000) laget for IPCC (2007)-rapporten. Metodebeskrivelse og resultater for NorACIA-nedskaleringen er publisert i Benestad et al. (2005) og Benestad (2008).

4.2 Regional klimamodell for NorACIA

Modellbeskrivelse

I det norske RegClim-prosjektet (www.regklim.met.no) ble den regionale klimamodellen (RCM) HIRHAM brukt for dynamisk nedskalering med en romlig oppløsning (gridstørrelse) på 55 km over Nord-Europa. Integrasjonen i RegClim fokuserte hovedsakelig på periodene 1961–1990 og 2071–2100 (Haugen & Iversen 2008). Norge deltar i det store EU-prosjektet ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>), hvor flere europeiske land gjør RCM-simuleringer for et felles modellområde. Dessverre dekker ikke dette området norsk Arktis – nordgrensen for ENSEMBLES-

området går omtrent på høyde med Bjørnøya. Derfor er Svalbard-regionen utenfor området til de norske RCM-simuleringene innen ENSEMBLES, og grenseeffekter i nordområdene i den regionale modellen kan virke inn på simuleringene for Nord-Norge. I NorACIA ble det derfor bestemt å etablere en regional klimamodell med fokus på norsk Arktis. Ved å bruke det samme modelloppsettet som i ENSEMBLES-simuleringene er det mulig å sammenligne klimaprojeksjonene i en profil fra Middelhavet til nord for Svalbard.

Utviklingen av den nye NorACIA-RCMen var basert på en forbedret versjon (HIRHAM-II) av den originale modellen (HIRHAM-I) brukt i RegClim-prosjektet. Modelldomenet for NorACIA-RCMen dekker norsk Arktis (fig. 25). NorACIA-RCMen har en romlig oppløsning på ca. 25x25 km (HIRHAM-I 55x55 km), og har en vertikal oppløsning på 31 nivåer (HIRHAM-I 19 nivåer). Andre forbedringer sammenlignet med HIRHAM-I er:

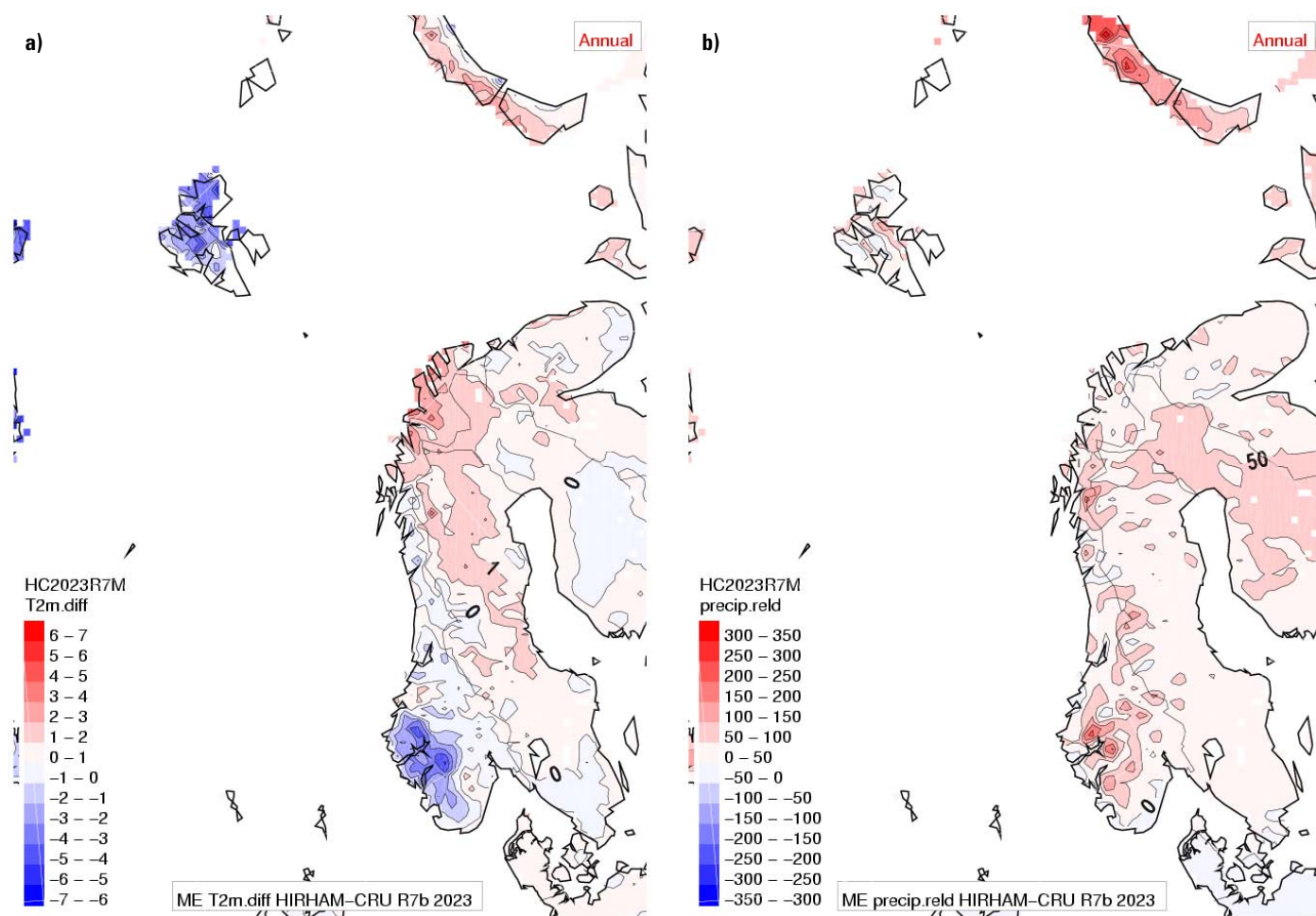
- Et nytt opplegg for tidsintegrasjon
- Forbedrede nedbørsimuleringer i fjellområder
- Forbedrede snømodeller (bedre beskrivelse av albedo over snødekt is)

En detaljert beskrivelse av HIRHAM-modellen som ble brukt i NorACIA-RCM-simuleringene finnes i Haugen &

Haakenstad (2006). Tabell 4 viser eksempler på klimaelementer kartlagt ved hjelp av resultater fra NorACIA-simuleringene.

Dagens klima modellert med NorACIAs regionale klimamodell

For å vurdere om NorACIA-RCMen gir en realistisk beskrivelse av klimaet i nordområdene, ble RCMen kjørt med inngangsdata fra det ECMWF-griddede ERA40 datasettet. Dette datasettet er en høykvalitetsanalyse av værutviklingen i perioden 1958–2002, og er utført av the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) i Storbritannia (ERA40 = ECMWF reanalyse for 40 år). For å kvalitetssikre resultatene fra NorACIAs simuleringer av dagens klima, ble det brukt to datasett: 1) Månedlig ERA40 overflateanalyse for flere klimaelementer, men med bedre romlig oppløsning enn for datasettet brukt i NorACIA-RCM-simuleringen. 2) Månedlige griddede data basert på overflateobservasjoner. Dette siste datasettet (CRU TS 2.1) er utviklet av Climate Research Unit ved University of East Anglia i Storbritannia, og inneholder flere klimaelementer som er direkte sammenlignbare med data som produseres av NorACIA-RCM. NorACIA-simuleringene og de to datasettene som ble brukt til kvalitetssikring ble sammenlignet i en felles kvalitetssikringsgrid. I tillegg ble 2 m-temperaturen justert for høydeforskjell mellom ERA40, CRU TS 2.1 og



Figur 26. Forskjeller i årlig middelverdi for a) temperatur (2 m-nivå) og b) nedbør mellom NorACIA RCM-simuleringer og griddede datasett basert på observasjoner (CRU TS2.1).

HIRHAM-II-modellens topografi ved å anta en vertikal temperaturgradient på $-0,65\text{ °C per }100\text{ m}$. Kvalitetssikringen ble gjort for perioden 1961–2000.

Eksempler på kvalitetssikringen av NorACIA-RCM-resultatene mot CRU TS 2.1 er vist i figur 26. For temperatur (fig. 26a) viser simuleringene lavere temperatur enn CRU i vestlige fjellområder i Sør-Norge og over store deler av Svalbard. For nedbør (fig. 26b) gir RCM-simuleringene høyere verdier både i fjellområdene på det norske fastlandet og over store deler av Svalbard. Sammenlignet med ERA40 viser NorACIA-RCM noe lavere lufttemperatur i 2 m-nivået over isdekket overflate og en litt høyere temperatur over hav. Det er også noen mindre ulikheter over fjellområder. Siden både ERA40 og CRUs datasettene har dårligere romlig oppløsning enn HIRHAM-II, er det rimelig å konkludere med at NorACIA-RCM-resultatene er mer realistiske enn de to andre datasettene.

NorACIA-RCM er også brukt til å simulere døgnlige serier for temperatur og nedbør for en rekke steder i Nord-Norge og Svalbard-regionen. Figur 27 viser eksempler på fordeling av døgnlige temperatur og nedbør ved Svalbard lufthavn – Longyearbyen gjennom året. Frekvensene er basert på observasjoner, direkte interpolasjon fra ERA40 og bruk av ERA40 som inndata til NorACIA-RCM. Figur 27a viser at NorACIA-RCM simuleringene gir en realistisk beskrivelse av temperaturforholdene ved Svalbard lufthavn. For nedbør (fig. 27b) viser simuleringene for få dager uten nedbør, og en tendens til overestimering av hyppighet av døgn med

nedbør over 0,2 mm. De observerte verdiene er ikke korrigert for oppfangningssvikt, og for Svalbard innebærer det at en stor andel av verdiene for døgnet nedbør gir et betydelig underestimert av «sann nedbør» (jfr. kapittel 2.1).

Konklusjonen på den omfattende kvalitetssikringen var at NorACIA-RCM simuleringene gir en rimelig god beskrivelse av det observerte klimaet i regionen. Hovedtrekkene er at sammenlignet med observasjoner og datasettene i ERA40 og CRU, gir de nye simuleringene en forbedret beskrivelse av de fysiske værparametrene og færre uoverensstemmelser sammenlignet med observerte verdier enn tidligere simuleringer.

4.3 Temperatur

Tidligere temperaturfremskrivninger for Arktis

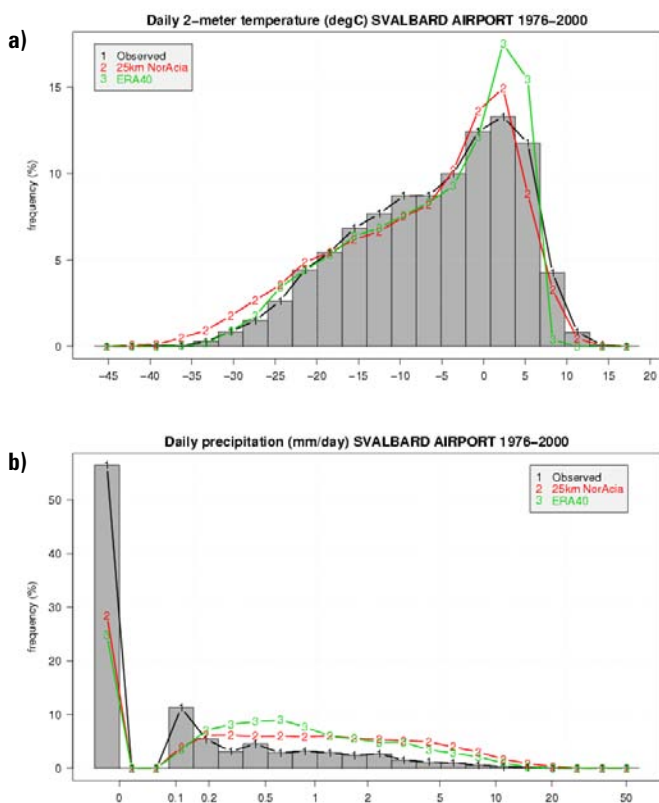
For de fem modellprosjeksjonene som ble brukt i ACIA (2005) er det en gjennomsnittlig økning i global middeltemperatur (fra 1981–2000 til 2071–2090) på $1,9\text{ °C}$ under B2 utslippsscenarioet. I Arktis er økningen i årlig middeltemperatur for disse modellene på hele $3,7\text{ °C}$. Det vil si at nord for 60 °N er temperaturøkningen dobbelt så stor som økningen i den globale middeltemperaturen. Den kraftigste oppvarmingen i Arktis vil være om høsten og vinteren, hvor gjennomsnittstemperaturene forventes å øke med $3\text{--}5\text{ °C}$ over mesteparten av de arktiske landmassene.

Multimodell-datasettet (MMD) som er benyttet i de regionale klimaprojeksjonene for IPCC (2007) viser en årlig oppvarming i Arktis på 5 °C ved slutten av det 21. århundret. Det er en betydelig spredning mellom modellene, med økning fra $2,8\text{ °C}$ til $7,8\text{ °C}$. Både over hav og land er den kraftigste oppvarmingen forventet om vinteren, og den svakeste om sommeren. På slutten av århundret viser de ulike modellene en oppvarming på mellom $4,3\text{ °C}$ og $11,4\text{ °C}$ om vinteren, og $1,2\text{--}5,3\text{ °C}$ om sommeren under utslippsscenarioet A1B.

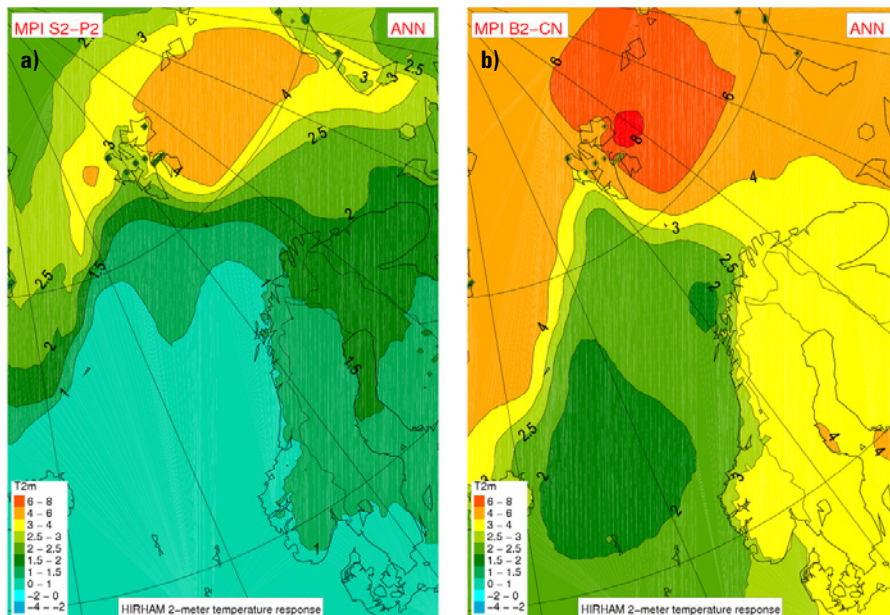
NorACIA-RCM-simuleringer for perioden 1980–2050

NorACIA-RCM ble kjørt med inngangsdata fra MPI's globale klimamodell ECHAM4 T42, og med utslippsscenarioet IS92a (SRES 2000) som var basis for IPCC TAR-rapporten (IPCC 2001). Valg av utslippsscenario er ikke vesentlig for beregninger frem til 2050, fordi det er relativt små forskjeller i global oppvarming mellom de ulike SRES-utslippsscenarioene (IS92a $+1,1\text{ °C}$; B2 $+1,4\text{ °C}$; A1B $+1,5\text{ °C}$ (IPCC 2001)). Simuleringen ble gjort for perioden 1981–2050, og for å kunne studere forandringene gjennom hele denne perioden ble det sammenlignet to perioder 1981–2010 («MPI P2») og 2021–2050 («MPI S2»). Den samme globale modellen, utslippsscenario og periode, ble også benyttet i RegClim-prosjektet, men med dårligere ($55\times 55\text{ km}$) romlig oppløsning. Simuleringene er utført med tidsintervaller på noen få minutter, men resultatene er bare lagret for intervaller på 1, 3, 6 og 24 timer.

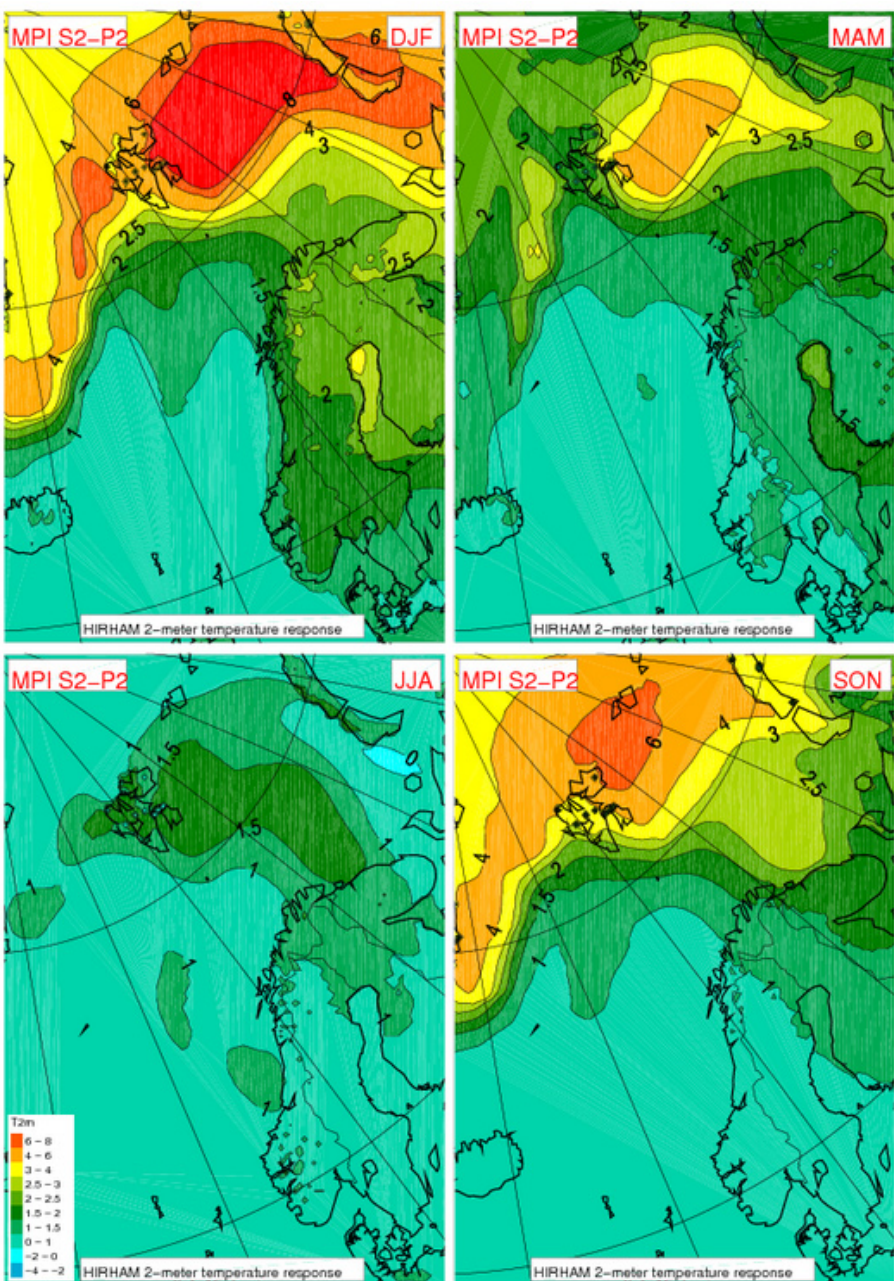
Figur 28a indikerer en økning i årstemperatur på omkring 1 °C i kystområdene i Nordland og Troms, og $1,5\text{--}2,0\text{ °C}$



Figur 27. Frekvenser av døgnerverdier av a) temperatur og b) nedbør for Svalbard lufthavn for perioden 1976–2000. Observerte verdier er vist i svart, ERA-40-verdier i grønt og verdier fra NorACIA-RCM er indikert i rødt.



Figur 28. Beregnet endring (°C) i gjennomsnittlig årstemperatur fra a) 1981–2010 til 2021–2050 b) 1961–1990 til 2071–2100.



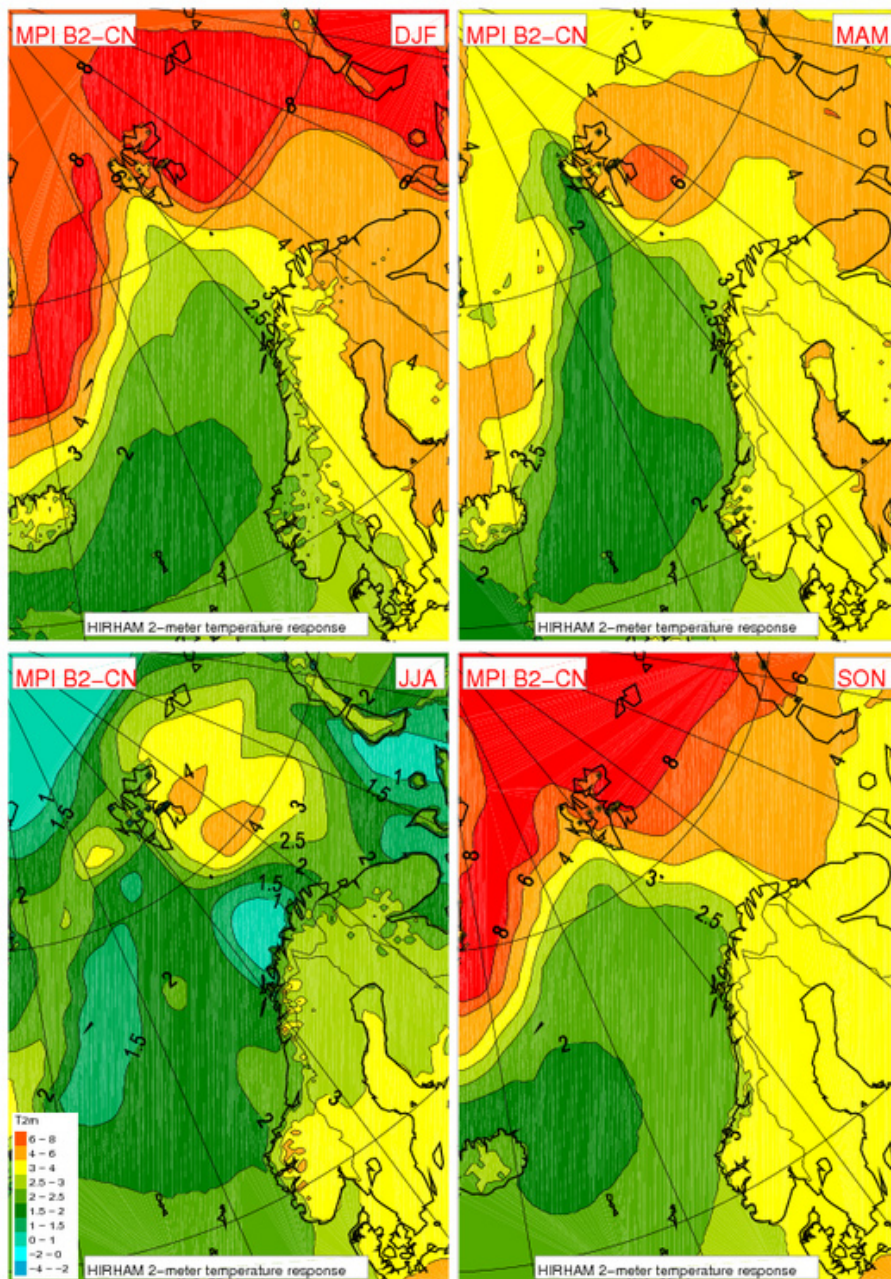
i den østlige delen av Finnmark og sørvest av Spitsbergen. Den kraftigste økningen finnes i østlige deler av Svalbard og mellom Spitsbergen og Novaja Semlja. Det er minst endring på årstidsbasis (fig. 29) i midlere sommertemperatur. For høst, vinter og vår er det beregnet en kraftig økning øst og nordøst av Svalbard. Det er en stor forskjell i størrelsen på endringene fra de sørvestlige til de nordøstlige delene av Svalbard-regionen. Dette mønsteret finnes i mange scenarier (f.eks. Hauge & Iversen 2008). Den beregnede reduksjonen i havisdekke har betydelig innflytelse på temperaturen i den lavere atmosfæren. I Fastlands-Norge fører dette til at den største temperaturøkningen finnes i de nordlige områdene (Finnmark).

NorACIA-RCM-simuleringer for periodene 1961–1990 og 2071–2100

For periodene 1961–1990 («MPI CN») og 2071–2100 («MPI B2») ble simuleringer med NorACIA-RCM utført med inngangsdata fra MPI's globale klimamodell ECHAM4 T106, og med utslippsscenario B2 (SRES 2000). Den samme globale modellen, utslippsscenario og tidsperiode, ble også benyttet i RCM-simuleringene i RegClim-prosjektet, men med dårligere geografisk oppløsning og med en tidligere versjon av HIRHAM. Frem til 2100 innebærer utslippsscenarioet SRES B2 en global oppvarming (uttrykt som en endring fra 1990) på 2,4 °C, mens A1B gir 2,8 °C (IPCC 2007). Data fra simuleringene er lagret i intervaller på 1–24 timer.

Figur 28b viser en sterkere årlig oppvarming enn frem til år 2050 (fig. 28a). I store deler av Nord-Norge beregnes temperaturen å øke med 2,5–3,5 °C, og i Svalbard-området mellom 3 og 8 °C. Den største økningen i årlig middeltemperatur finner man øst for Nordaustlandet. For Nord-Norge er temperaturøkningen på 1–4 °C i de ulike årstidene – med størst økning i vintertemperaturen og større økning på Finnmarksvidda og i Varanger enn på

Figur 29. Beregnet endring (°C) i gjennomsnittstemperatur på årstidsbasis fra 1981–2010 til 2021–2050.



Figur 30. Beregnet endring (°C) i årstidstemperaturer fra 1961–1990 til 2071–2100.

kysten i sørvest. På grunn av mindre havis, er det beregnet en betydelig temperaturøkning (mer enn 8 °C) om høsten, vinteren og våren i havområdene øst for Svalbard. Over landområdene på Svalbard er det store geografiske forskjeller i beregnet oppvarming – høst og vinter fra omtrent 4 °C på sørvestkysten til mer enn 8 °C i de østligste delene av Nordaustlandet og Edgeøya.

Sammenligning av temperatursimuleringer for 2021–2050 og 2071–2100

Når man sammenligner projeksjonene frem til 2021–2050 med 2071–2100, er det viktig å være oppmerksom på at de er basert på ulike SRES utslippsscenarioer, og at de indikerer endringer fra forskjellige kontrollperioder (1981–2010 vs. 1961–90), det vil si endringer i løpet av henholdsvis 40 og 110 år. Projeksjonene for begge scenarioperiodene viser vesentlig større økning i temperatur i de nordøstlige enn i de sørvestlige delene av Svalbard-regionen. Et fellestrekk

for begge periodene er at temperaturen øker i hele regionen og for alle årstider. Et grovt overslag over temperaturendring i Nord-Norge og Svalbard-regionen fra 1981–2010 til 2021–2050 og fra 1961–1990 til 2071–2100 er oppsummert i tabell 8, og resultater for Nord-Norge basert på et stort antall nedskaleringer er gjengitt i kapittel 5.

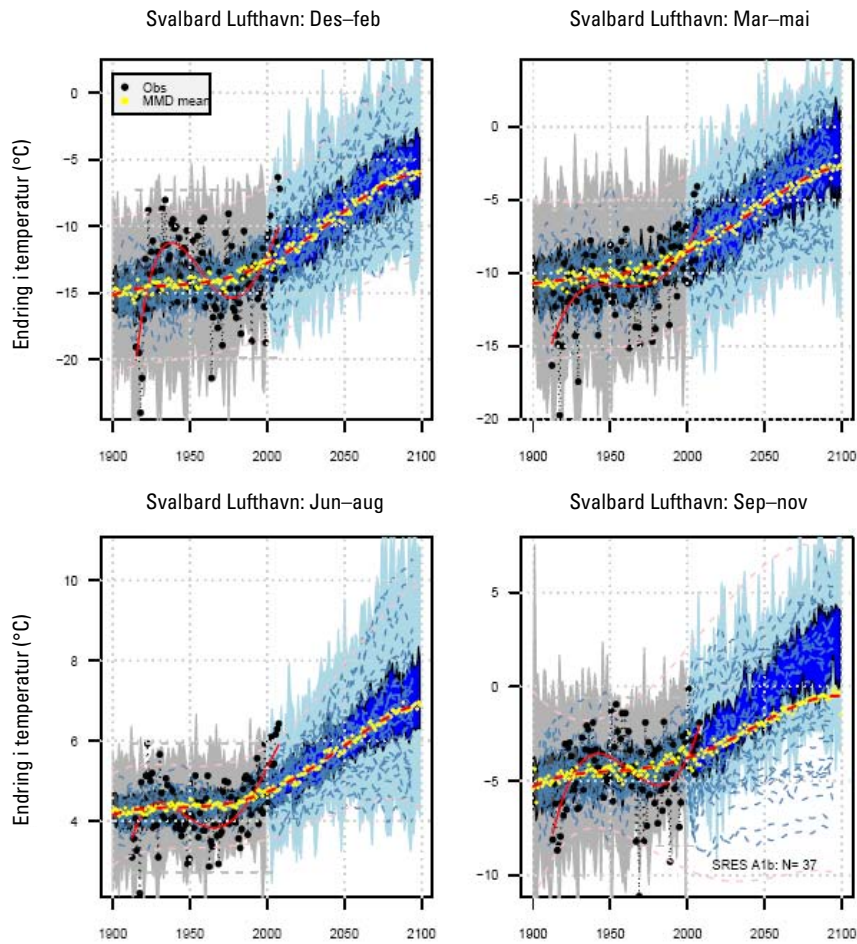
Empirisk nedskalert temperatur

Benestad (2008) foretok empirisk-statistisk nedskalering (ESD) for månedlig middeltemperatur for et utvalg av målestasjoner i norsk Arktis. Beregningene var basert på de nyeste globale klimamodellsimuleringene som er beskrevet i IPCC (2007). Nedskaleringen ble utført for et multi-modell datasett (MMD) basert på 50 simuleringer for temperatur og 43 for nedbør. Dette datasettet omfattet både kontrollsimuleringer for det 20. århundret (20C3M) og scenariokjøring for det 21. århundret basert på utslippsscenario A1b (SRES 2000).

Analysene utført av Benestad (2008) innebar nye måter å kombinere resultater fra det 20. århundret (CTL) med resultater fra det 21. århundret (SCE), og det ble benyttet en kvalitetskontroll for å «sile ut» globale klimamodeller med dårlig gjengivelse av dagens klima. Resultatene viste seg å være følsomme for valg av modellområde for prediktorer, men der små modellområder så ut til å gi mest pålitelige resultat. Noen av GCMene ble brukt til flere kjøring, men med ulike startpunkt. ESD-

analysene ble utført for simuleringer både for det 20. og 21. århundret.

Punktverdiene som er vist i figur 31 viser at de empirisk nedskalerte årstemperaturene har tilsvarende variabilitet som de observasjonsbaserte verdiene, og at den modellbaserte langtidsutviklingen for temperatur er i bra overenstemmelse med den observasjonsbaserte kurven. Observasjonsbaserte årstemperaturer som i dagens klima ville blitt karakterisert som «ekstremt høye verdier», vil på slutten av århundret befinne seg i den lavere delen av fremtidens temperaturfordelinger. Figur 32 viser middel, 25- og 75-persentiler, og også ekstreme verdier for fordelingen av årstids- og årstemperaturer på Bjørnøya. Figur 31 og 32 illustrerer også den store usikkerheten i nedskaleringer. Klimatologiske verdier for nåtids- (1961–1990) og fremtidsklima (2070–2099) er oppsummert i tabell 5, og en sammenligning med resultater fra den regionale klimamodellen er presentert i tabell 8.



Figur 31. Spredningsdiagram for temperatur ved Svalbard lufthavn. Figuren viser tidsutvikling av de observerte verdiene (svart), simuleringer for det 20. århundret (grått), og fremtidsscenarioene (blått).

4.4 Nedbør

Tidligere nedbørsberegninger for Arktis

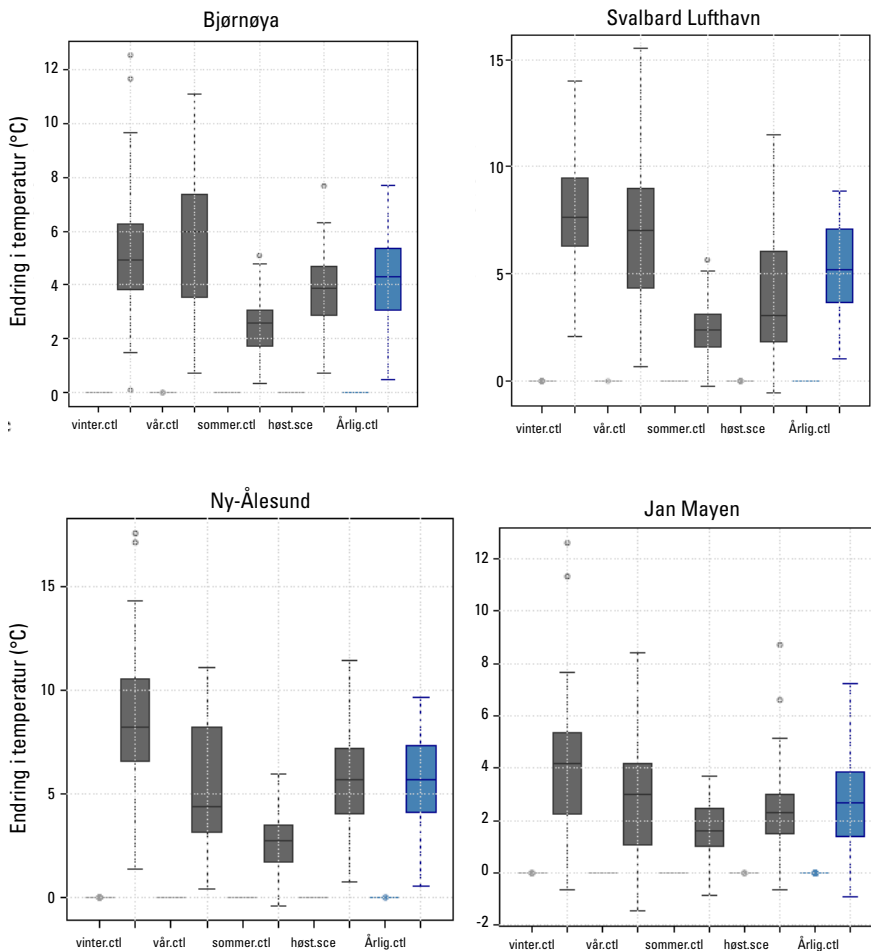
Klimascenariene i ACIA (2005) indikerte at den totale nedbøren i Arktis (60–90 °N) ville øke med omtrent 12 % fra 1981–2000 til 2070–2099. IPCC (2007) slår fast at det har blitt en bedre forståelse av modellberegninger av nedbørsendring siden IPCC (2001)-rapporten, og at det er svært sannsynlig at nedbøren på høye breddegrader vil øke. Det geografiske mønsteret i de beregnede nedbørsendringer (IPCC 2007) viser at den største prosentvise økningen vil komme over Polhavet (30–40 %) og den minste (til og med en liten nedgang) kommer over Nord-Atlanteren (< 5 %). For utslippsscenario A1B viser de ulike globale modeller en økning i årsnedbør i Arktis frem til slutten av det 21. århundret på mellom 10 og 28 %, og med en medianverdi på 18 %. Den prosentvise nedbørsøkningen er størst om vinteren og minst om sommeren, i samsvar med den beregnede oppvarmingen.

NorACIA-RCM-simuleringer for perioden 1980–2050

Midlere årsnedbør er beregnet å øke med omtrent 10 % over store deler av Nord-Norge og Svalbard (fig. 33). Det er små endringer om sommeren (fig. 34), men det er beregnet en økning høst, vinter og vår. For vintersesongen viser figur 34 en økning på ca. 60 % i et område mellom Svalbard og Novaja Semlja. Det må imidlertid legges vekt på at nedbørsmengdene om vinteren i dette området vanligvis er svært små, og derfor kan selv en liten endring i nedbørsmengde føre til store prosentvise endringer.

NorACIA-RCM-simuleringer for periodene 1961–1990 og 2071–2100

Den beregnede økningen i årsnedbør frem til år 2100 (fig. 33b) er større enn frem til



Figur 32. Box-plot diagram for endring fra 1961–1990 til 2071–2100 i årstids- og årsmiddeltemperatur for Bjørnøya, Svalbard lufthavn, Ny-Ålesund og Jan Mayen basert på empirisk nedskalering fra 16 globale modeller under utslippsscenario A1B. De merkede «boksene» viser intervaller for 25- og 75-persentilene; middel- og ekstremverdier er markert med korte horisontale linjer.

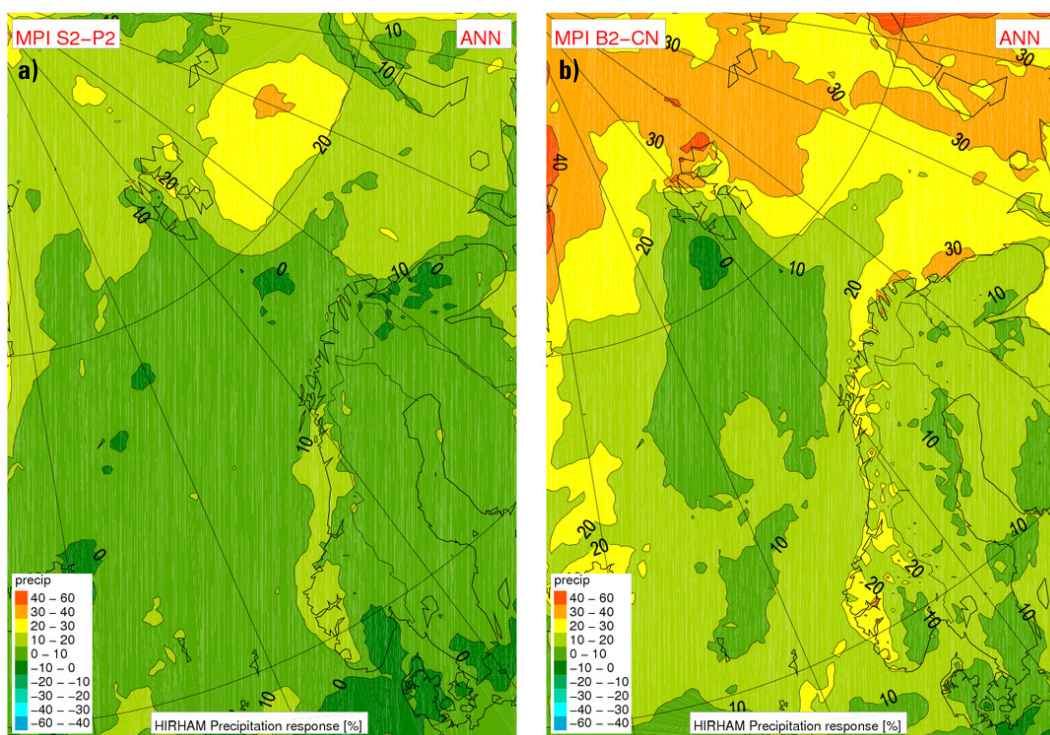
Tabell 5. Midlere årstidstemperatur (°C) fra empirisk-statistisk nedskalering. TAM (1961–1990) er middelverdier for referanseperioden 1961–1990 og ΔTAM er beregnede endringer fra 1961–1990 til 2070–2099. «±» viser 90-persentilintervallet for beregningene. Den geografiske plasseringen av stasjonene er vist i figur 1.

TAM

Stasjon	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Tromsø	-4,0	0,8	10,5	2,7
Kautokeino	-16,0	-5,2	10,7	1,0
Hammerfest	-4,8	-0,7	9,9	2,2
Karasjøk	-15,9	-3,2	11,3	-1,8
Vardø	-4,7	-0,7	8,2	2,6
Kirkenes	-11,0	-2,3	10,4	0,2
Bjørnøya	-7,6	-4,8	3,6	-0,5
Hopen	-13,3	-9,9	1,3	-3,7
Svalbard Lufthavn	-14,8	-10,1	4,3	-5,0
Ny-Ålesund	-13,5	-9,3	3,5	-4,9
Jan Mayen	-5,7	-3,5	3,7	-0,2

ΔTAM

Stasjon	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Tromsø	4,0±3,1	4,2±3,0	3,3±2,5	4,0±2,4
Kautokeino	11,4±7,9	7,0±4,4	3,9±2,6	4,7±3,3
Hammerfest	4,2±3,3	5,0±3,3	3,9±2,6	3,8±2,3
Karasjøk	11,0±8,0	6,2±4,3	3,7±2,7	7,3±4,2
Vardø	3,6±2,3	3,5±2,5	2,6±2,0	3,3±1,9
Kirkenes	7,3±4,5	4,9±3,3	3,3±2,7	4,3±2,7
Bjørnøya	5,6±4,4	6,5±4,7	2,8±2,0	4,3±2,7
Hopen	10,1±6,8	6,0±3,9	2,2±1,4	7,6±4,4
Svalbard Lufthavn	8,9±5,0	7,4±5,3	2,4±2,1	4,1±4,7
Ny-Ålesund	10,0±5,6	6,9±5,1	2,9±2,2	7,7±4,8
Jan Mayen	4,8±4,3	3,2±3,7	1,8±2,2	2,8±3,0



Figur 33. Beregnet endring (%) i årlig middelnedbør a) fra 1981–2010 til 2021–2050, og b) fra 1961–1990 til 2071–2100.

2050 (fig. 33a). For store deler av Nord-Norge er økningen 20–30 %, mens økningen for de nordøstre delene av Spitsbergen beregnes til å bli opp mot 40 %. Årstidsnedbøren (fig. 35) er beregnet å øke i hele regionen for alle årstider – med den største økningen (30–40 %) vinter og vår. Det må også her understrekes at nedbøren i denne regionen er ganske beskjeden om vinteren – noe som innebærer at til tross for den store prosentvise økningen, er den faktiske nedbørsøkningen bare noen få millimeter.

Sammenligning av nedbørsimuleringer for 2021–2050 og 2071–2100

Når en sammenligner beregningene frem til 2021–2050 med 2071–2100 er det verdt å merke seg at de er basert på ulike SRES-utslippsscenarioer og at de viser endringer fra forskjellige kontrollperioder (1981–2010 vs. 1961–1990), det vil si endringer i løpet av henholdsvis 40 og 110 år.

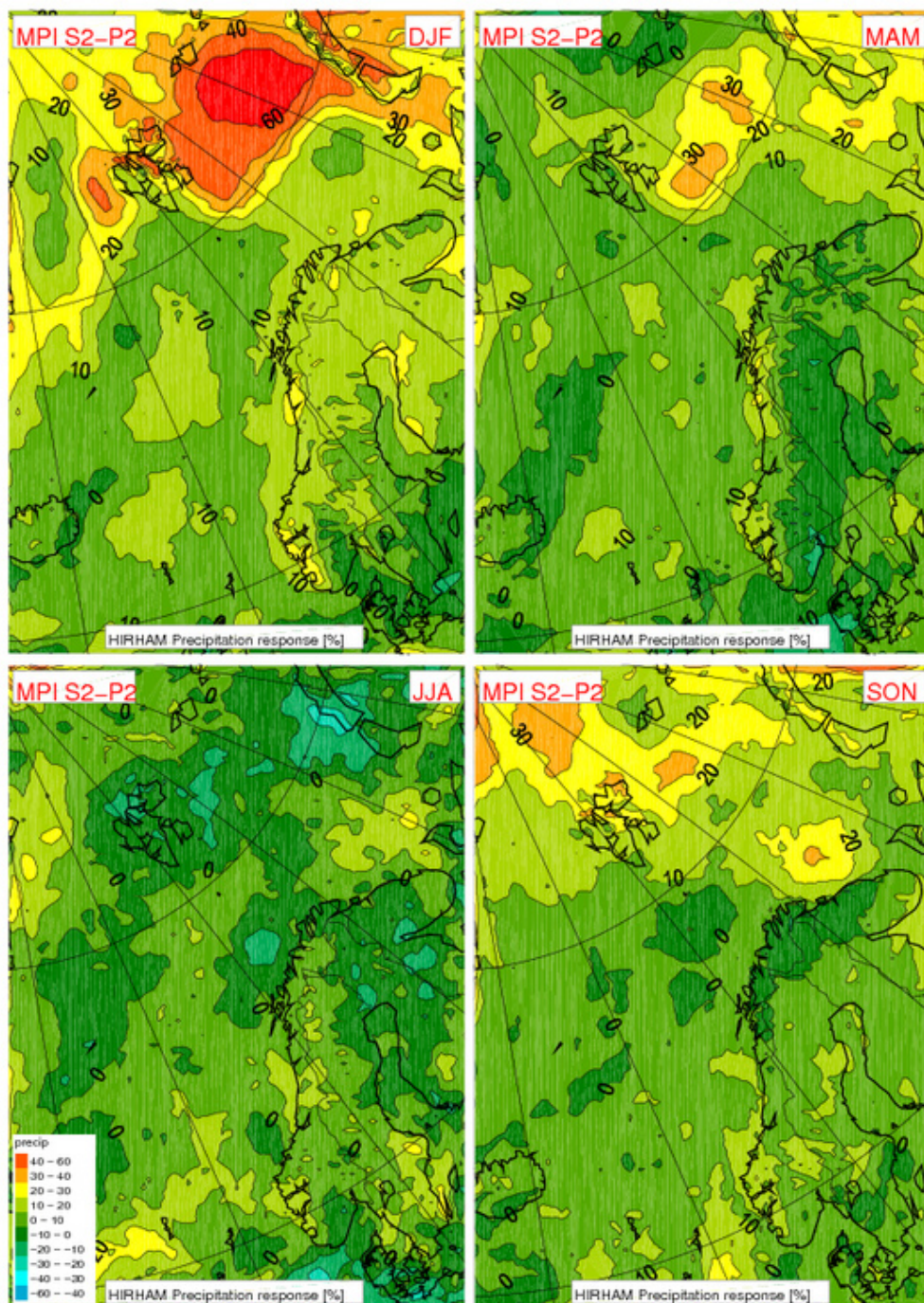
Hovedmønsteret for nedbørsprosjeksjonene er en økning for alle årstider over mesteparten av regionen – men generelt er det størst økning nord og øst for Spitsbergen. Grove estimater for nedbørsendringer i Nord-Norge og Svalbard-regionen fra 1981–2010 til 2021–2050 og fra 1961–1990 til 2071–2100 er oppsummert i tabell 8, og resultater for Nord-Norge basert på et stort antall nedskaleringer er gjengitt i kapittel 5.

Empirisk nedskalert nedbør

Benestad (2008) utførte en empirisk-statistisk nedskalering (ESD) for

månedsnedbør ved et utvalg norske målestasjoner i Arktis, basert på de nyeste globale modellsimuleringer utført for IPCC (2007). Nedskaleringen omfattet 43 integrasjoner for nedbør. Denne gruppen av modeller inkluderer både simuleringer for det 20. århundret (20C3M) og scenario-kjøring for det 21. århundret basert på utslippsscenario A1b (SRES 2000).

Resultatene av den empirisk nedskalerte nedbøren (se f.eks. fig. 36) viser at den nedskalerte (skyggelagte områder) år-til-år-variabiliteten er underestimert, men at det også er større variasjoner i observasjonene (svarte symboler) enn det som vises i ESD-resultatene for fortiden (grått). En oppsummering av klimatologien for perioden 1961–1990 og ESD-prosjeksjonene for 2070–2099 er gjengitt i tabell 6. En sammenligning mellom ESD- og RCM-resultatene er vist i tabell 9.



Figur 34. Beregnet endring (%) i midlere årstidsnedbør fra 1981–2010 til 2021–2050.

ESD-resultatene for noen stasjoner (f.eks. Hammerfest) var tvilsomme. Årsaken kan være korte observasjonsserier eller feil modellkalibrering. En annen årsak kan være at den statistiske sammenhengen er svak mellom lokalt målt nedbør og storskala (ERA40) nedbørsfelt som ble brukt som prediktor (Benestad et al. 2007). Nedbøren fra ERA40 er også utledet av modeller og kan inneholde systematiske feil. I tillegg kan det være at noen modeller ikke gjengir det regionale nedbørsmønster spesielt godt, og dermed fører til dårlig sammenheng mellom målt nedbør og storskala nedbørsfelt i AOGCMene.

4.5 Snø

Klimascenariene i ACIA indikerer at det arktiske snødekket vil fortsette å minke (ACIA 2005) med de største reduksjo-

nene vår og høst. Utbredelsen av snødekket på høye nordlige breddegrader har minket med rundt 10 % de siste 30 år, og modellberegninger viser at det vil minke med ytterligere 10–20 % før slutten av dette århundret (ACIA 2005). Figur 37 viser at sesongen med snødekke i Nord-Norge vil bli betydelig kortere frem mot slutten av det 21. århundret. Den kraftigste reduksjonen (mer enn to måneder) er beregnet i kystområdene i Nord-Norge, mens reduksjonen i indre strøk av Finnmarksvidda er mindre enn en måned.

NorACIA-RCM-simuleringene gir også opplysninger om nedbøren faller som snø eller regn. For Svalbard-regionen er imidlertid disse simuleringene ikke kvalitetssikret. De direkte NorACIA-RCM-resultatene for den totale nedbørsmengden i perioden desember–februar er vist i figur 38. Kartene indikerer at mindre nedbør vil falle som snø i lavtliggende områder i Nord-Norge og i sørvestlige deler av Spitsbergen. I de nordlige og nordøstlige deler av Svalbard-regionen finner vi økte verdier (opp mot 40 %).

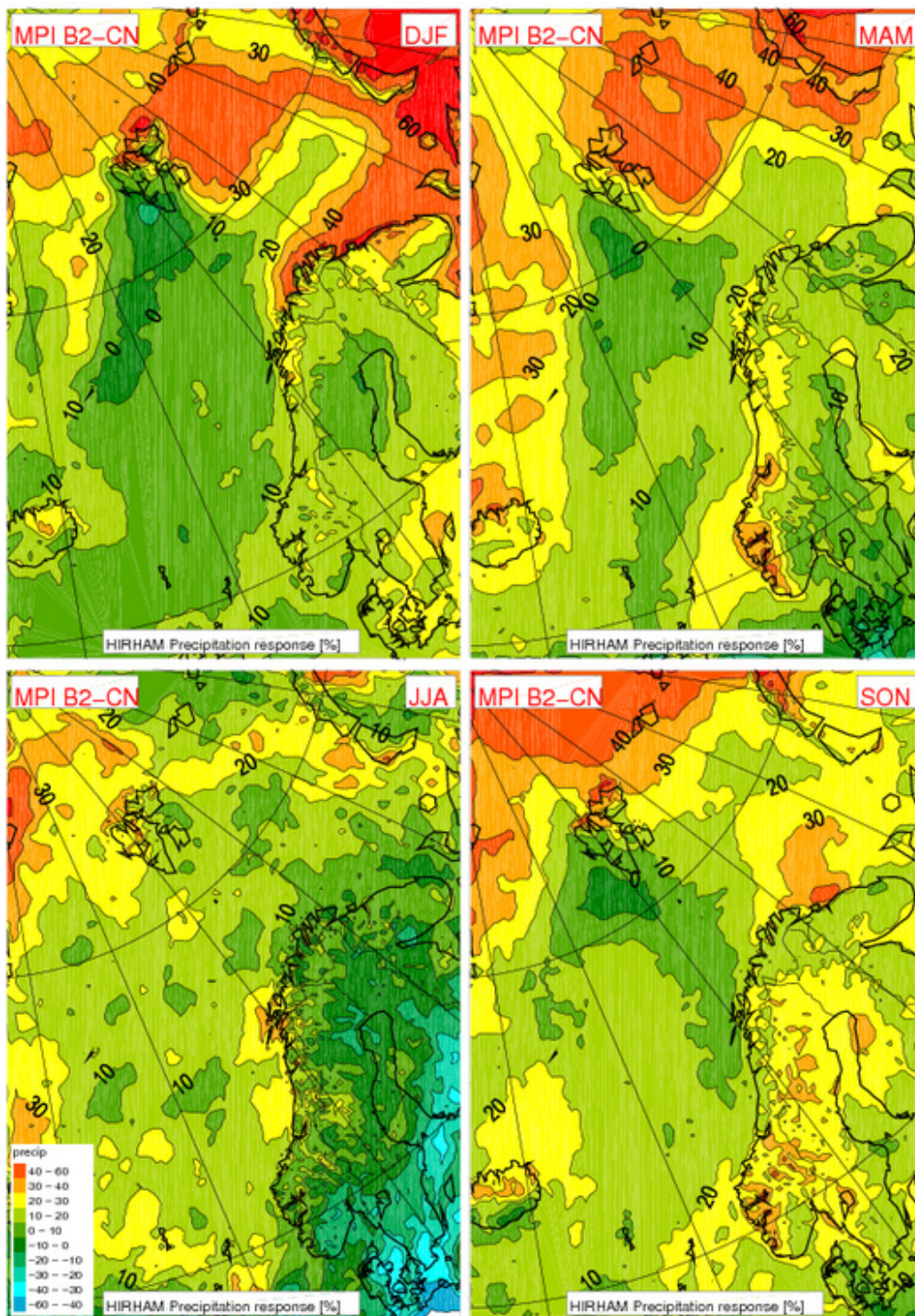
Andre eksempler på snøsimuleringer med NorACIA-RCMer er vist i figur 39 og 40. Resultatene for antall dager med snøfall > 10 cm og endringer i snødybde er ikke kvalitetssikret mot bakkeobservasjoner, men

de er tatt med som eksempler på resultater som er tilgjengelige fra NorACIA-RCM-simuleringene.

4.6 Vind

De nedskalerte beregningene for endring i vindforhold gir ikke robuste signaler. NorACIA-RCM-simuleringene av gjennomsnittlig daglig maksimal vindhastighet for perioden 1980–2050 (Førland et al. 2008) indikerer små endringer om sommeren, men en økning nord og øst for Svalbard i de andre årstidene.

Også frem til slutten av det 21. århundret er det beregnet forholdsvis små endringer i vindforhold i Nord-Norge. Figur 41 viser imidlertid mer enn 10 % økning i gjennomsnittlig maksimal døgnlig vindhastighet om vinteren



Figur 35. Beregnede endringer (%) i årstidsnedbør fra 1961–1990 til 2071–2100 (global modell: MPI ECHAM4; SRES: B2; RCM: NorACIA 25 km).

nord og øst for Svalbard. Dette henger sammen med den betydelige reduksjonen av havis som er modellert for dette området.

4.7 Ekstreme klimaforhold

Kraftig ett-døgns nedbør

For å illustrere endringene i store døgnlige nedbørverdier, benyttet Førland et al. (2008) en terskelverdi som overskrides i 5 % av tilfellene («95-persentil»). Figur 42 indikerer at for ett-døgns nedbør vil denne 95 %-verdien mot slutten av dette århundret bli overskredet 1–1,5 ganger oftere enn i dagens klima over mesteparten av området.

Figur 43a viser antall dager med «kraftig regn» (dvs. ett-døgns nedbør på mer enn 20 mm) basert på en kontrollkjøring med NorACIA-RCMen for perioden 1961–1990.

Figuren illustrerer de store gradientene i området: I deler av Nordland er det i gjennomsnitt mer enn 30 dager/år med nedbørmengder over 20 mm, mens det i Svalbard-regionen og østlige og indre deler av Nord-Norge kan gå mange år mellom hver gang det forekommer kraftig regn av denne definisjonen. De beregnede endringene frem mot år 2100 (fig. 43b) er basert på NorACIA-RCM nedskalering av MPI B2, og viser en økning i antall dager med kraftig regn i hele regionen. Med unntak av deler av Nordland fylke, vil imidlertid antall dager med kraftig regn fortsatt være ganske moderat over store deler av regionen. I kapittel 5 er det oppsummert resultat for endringer av hyppighet og mengde for døgn med mye nedbør i Nord-Norge basert på et stort antall nedskaleringer (fra Hanssen-Bauer et al. 2009).

Kraftig vind

NorACIA-RCM-simuleringene for endringer i maksimal vindstyrke er vist i figur 44. Beregningene for perioden 2021–2050 indikerer at verdiene som overskrider 95-persentilen vil forekomme oftere i fremtiden. Den største økningen (1,5–2 ganger oftere enn dagens nivå)

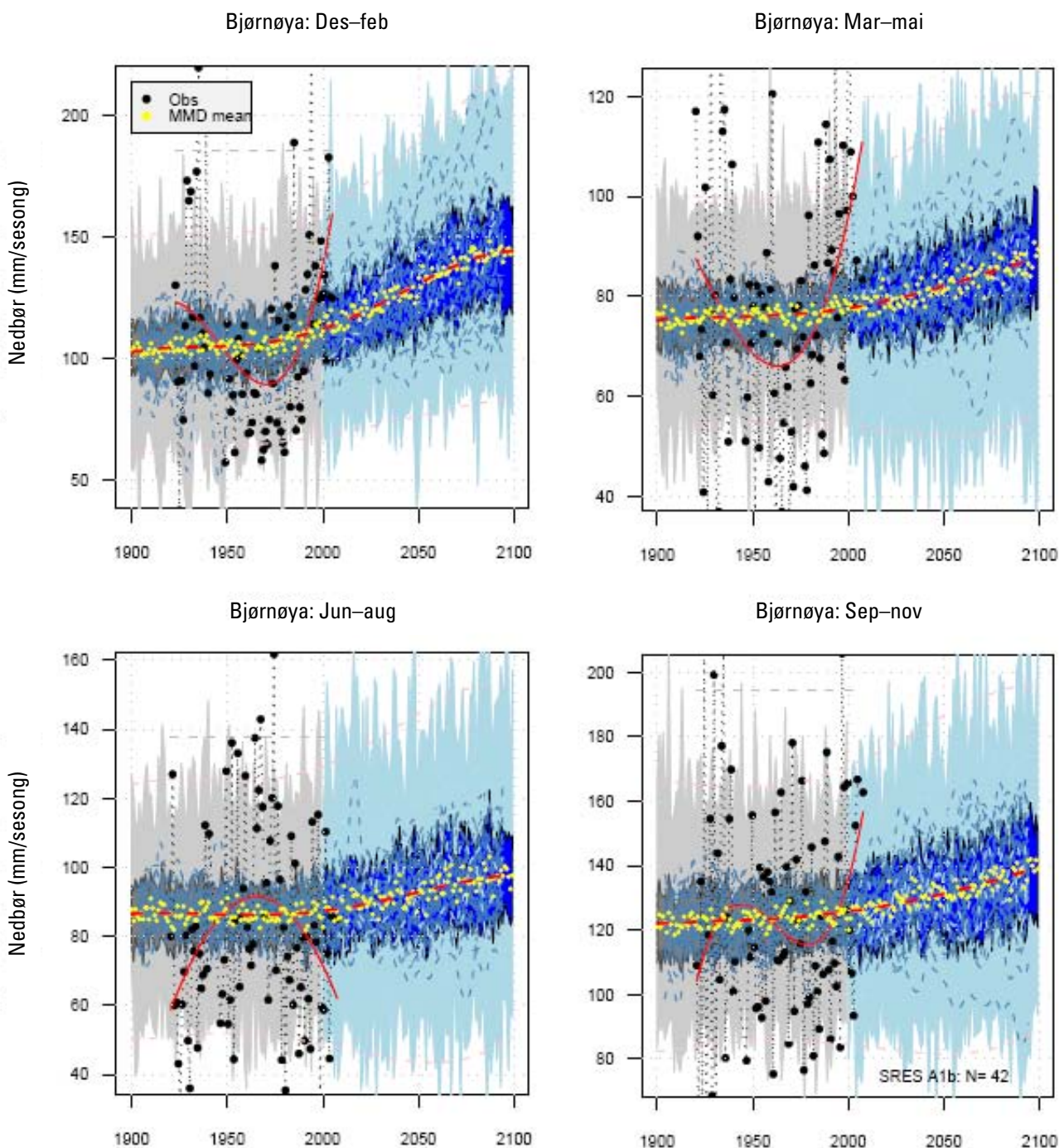
finnes i et område mellom Spitsbergen og Novaja Semlja. Beregningene for slutten av dette århundret viser imidlertid en moderat reduksjon i frekvensen av kraftig vind i de vestlige deler av Spitsbergen og i store deler av Norskehavet. Som nevnt i kapittel 4.6, gir ikke de nedskalerte beregningene av endringer i vindforholdene robuste signaler, og det er knyttet stor usikkerhet til mønstrene som er vist i figur 44.

Kraftig snøfall

Figur 45 viser simuleringer av endringer i antall dager med kraftig snøfall > 10 cm per dag fra RegClims multimodel-

Tabell 6. Årstidsnedbør fra empirisk-statistisk nedskalering. RR (1961–1990) er midlere årstidsnedbør (mm) for referanseperioden 1961–1990 og Δ RR er beregnede endringer frem til 2070–2099 uttrykt som andel (%) av 1961–1990-verdiene. « \pm » viser 90-persentilintervall, mens «x» viser at resultatene er upålitelige. Stasjonenes geografiske plassering er vist i figur 1.

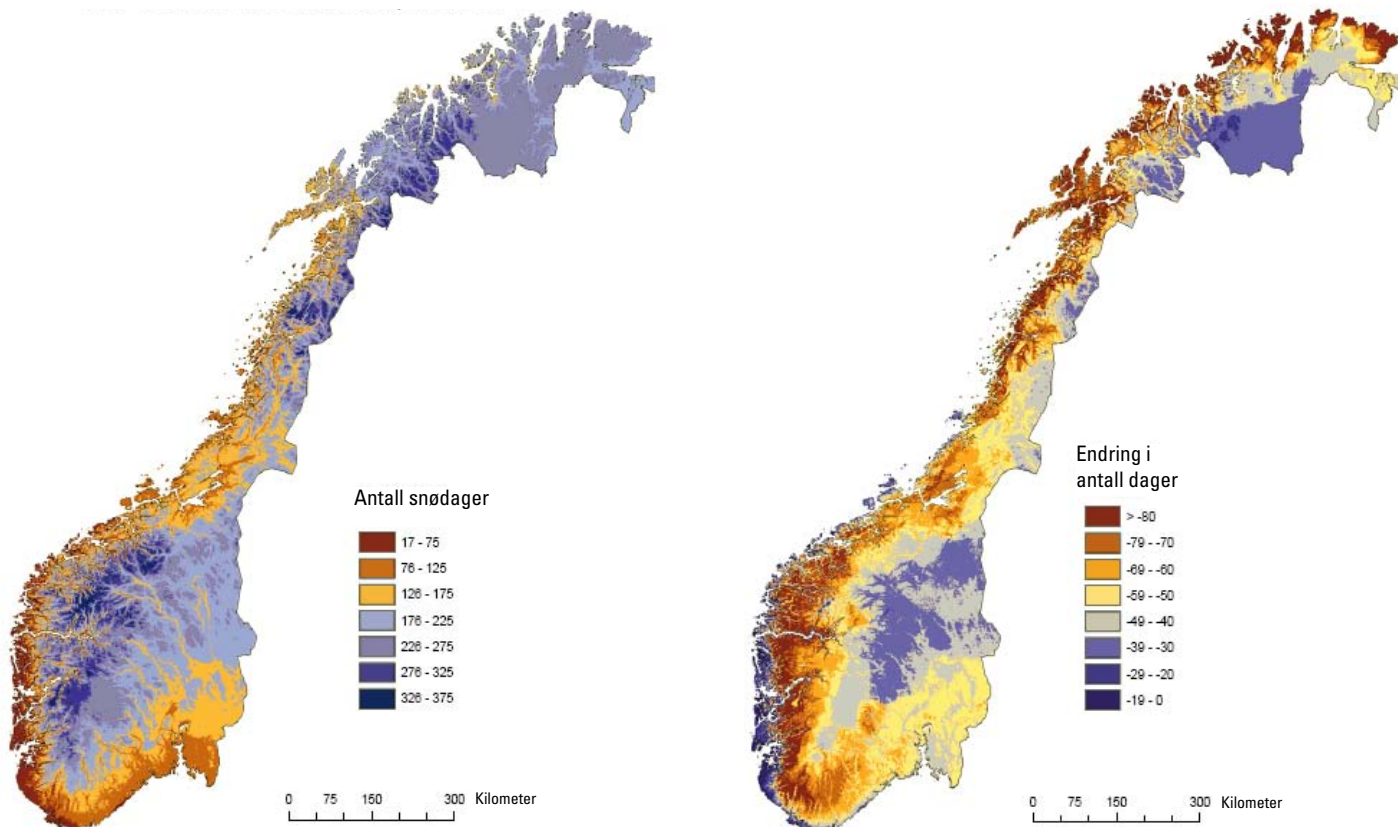
RR					Δ RR				
Stasjon	Vinter	Vår	Sommer	Høst	Stasjon	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Tromsø	288	185	218	340	Tromsø	107 \pm 31	105 \pm 41	109 \pm 36	103 \pm 32
Kautokeino	30	32	194	92	Kautokeino	118 \pm 51	114 \pm 86	115 \pm 28	121 \pm 55
Hammerfest	215	169	176	253	Hammerfest	x	105 \pm 29	110 \pm 31	x
Karasjok	47	52	171	96	Karasjok	128 \pm 39	120 \pm 46	115 \pm 37	118 \pm 34
Vardø	149	98	146	171	Vardø	108 \pm 30	113 \pm 32	114 \pm 37	105 \pm 20
Kirkenes	89	65	162	116	Kirkenes	115 \pm 35	105 \pm 41	113 \pm 35	110 \pm 30
Bjørnøya	93	67	89	121	Bjørnøya	151 \pm 50	128 \pm 32	108 \pm 36	113 \pm 29
Hopen	119	84	102	134	Hopen	125 \pm 36	128 \pm 47	114 \pm 38	105 \pm 20
Svalbard Lufthavn	45	42	49	48	Svalbard Lufthavn	144 \pm 60	106 \pm 50	115 \pm 51	117 \pm 31
Ny-Ålesund	94	94	80	114	Ny-Ålesund	116 \pm 63	94 \pm 50	113 \pm 56	118 \pm 66
Jan Mayen	174	135	145	229	Jan Mayen	115 \pm 29	115 \pm 37	109 \pm 37	108 \pm 35



Figur 36. Spredningsplott for Bjørnøya. Figuren viser tidsutviklingen av observerte verdier (svart), simuleringer for det 20. århundret (grått), og fremtidsscenarier (blått).

a) Gjennomsnittlig antall dager per år hvor mer enn 50 % av regionen var dekket av snø i perioden 1961–1990

b) Endring i antall dager per år hvor mer enn 50 % av regionen var dekket av snø, endring fra perioden 1961–1990 til 2071–2100 (Echam B2)



Figur 37. Antall dager med snødekke (> 50 % av bakken snødekket). a) Verdier for perioden 1961–1990, b) beregnede endringer fra 1961–1990 til 2071–2100. (Global modell MPI ECHAM4; SRES: B2; RCM: RegClim). Fra Vikhamar-Schuler et al. (2006).

lanalyser (Haugen & Iversen 2008). Lignende resultater fra NorACIA-simuleringene er vist i figur 39. Kvalitativt er mønstrene ganske like, men det er tydelig at topografiske trekk er mer fremtredende i den forbedrede geografiske oppløsningen i NorACIA-RCM-simuleringene.

4.8 Polare lavtrykk

Introduksjon

Norskehavet og Barentshavet er områder hvor det kan forekomme farlige vær-situasjoner på grunn av polare lavtrykk forårsaket av kaldluftutbrudd over forholdsvis varmt hav. Slike utbrudd er ofte observert i kald luft på vestsiden («baksiden») av vanlige lavtrykk over Nord-Europa. De polare lavtrykkene genereres av en kombinasjon av sterke horisontale og vertikale temperaturgradienter. Varmestrøm fra overflaten er en ekstra energikilde. I et typisk kaldluftutbrudd kan et polart lavtrykk dannes nær isgrensen når en liten virvel flytter seg fra havisen til åpent vann. Da kan det polare lavtrykket bli intensivert av kraftige varmestruer fra havet. Noen polare lavtrykk utvikler en struktur som ligner på en tropisk orkan, med spiralformede skyer rundt et «øye», og de er forbundet med svært sterke vinder og kraftig nedbør. For å fremskaffe realistiske simuleringer av polare lavtrykk, trengs det en atmosfærisk modell med høyere

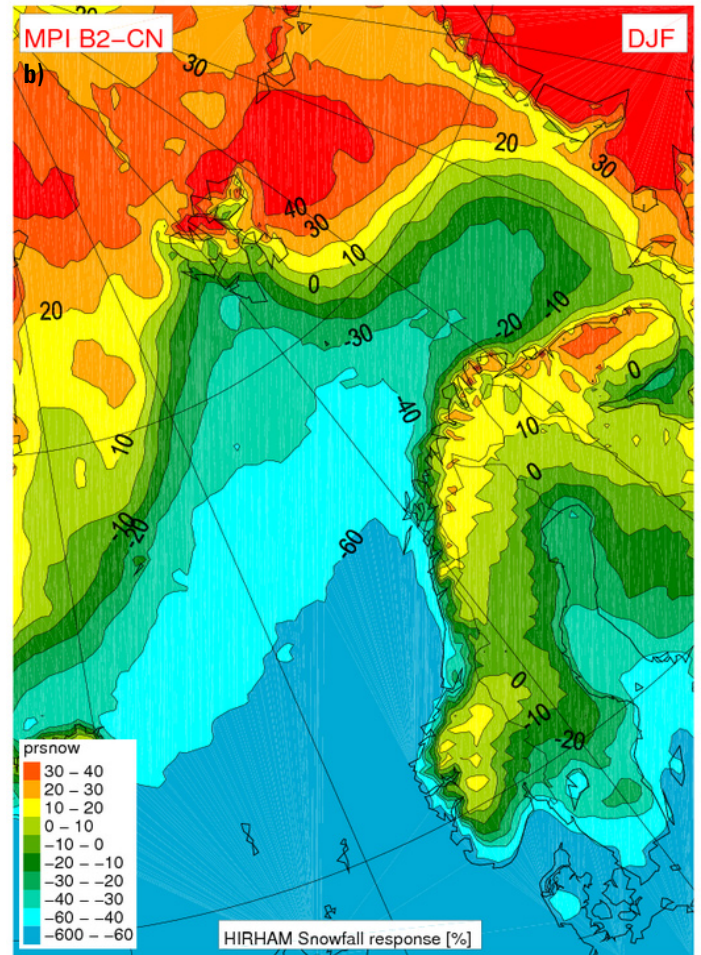
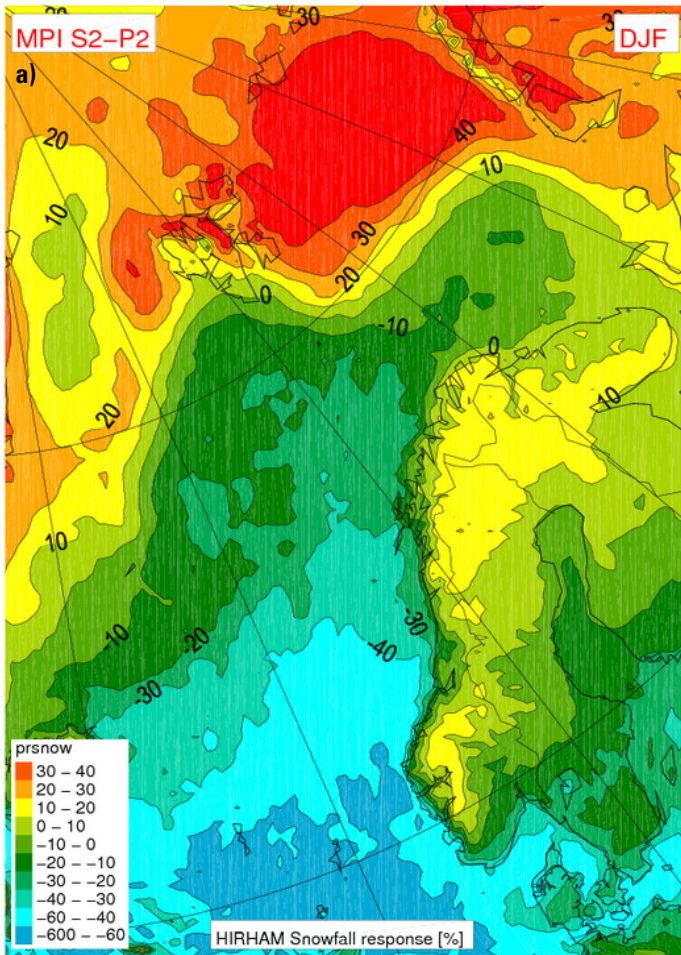
oppløsning enn de globale modellene. NorACIA-RCMen har en romlig oppløsning på 25 km, og det ble vurdert om denne modellen var i stand til å beskrive endringene i polare lavtrykk i et fremtidig klima.

Metode

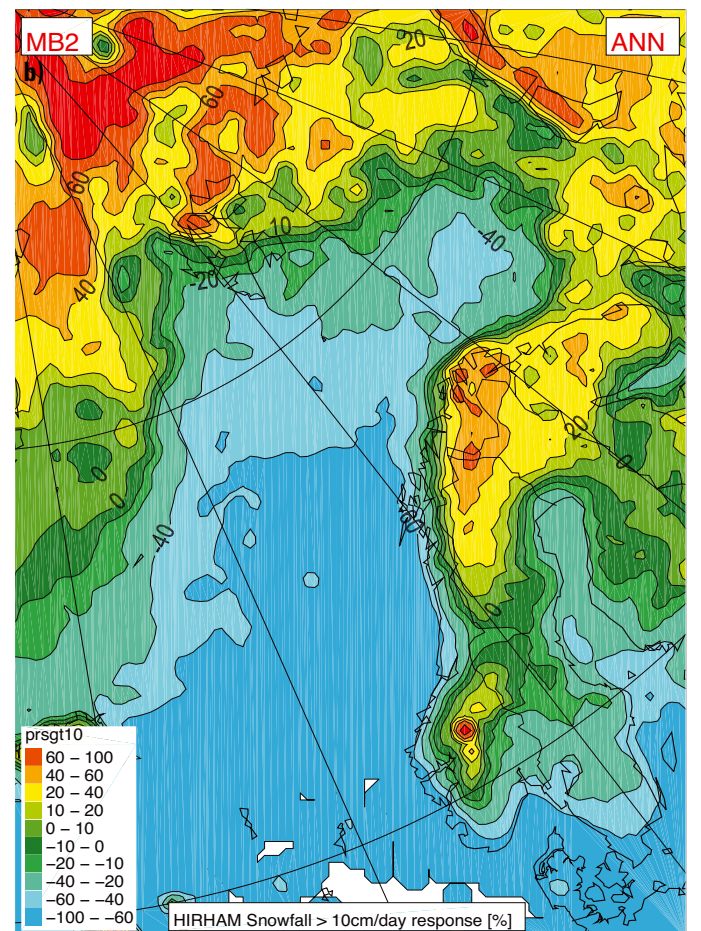
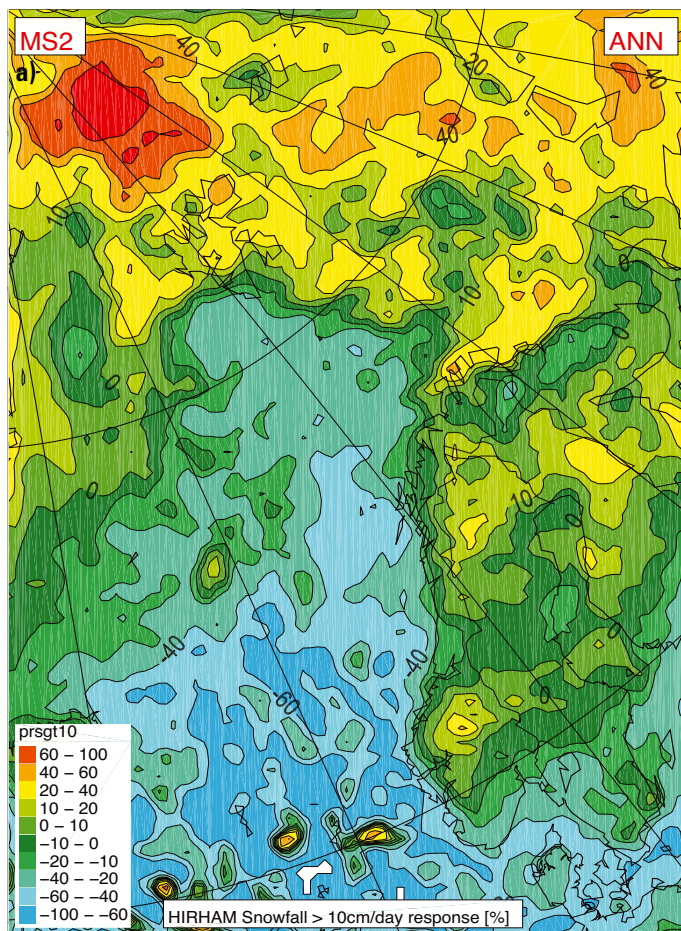
I en diagnostisk studie av kaldluftutbrudd over hav (Marine Cold Air Outbreaks, MCAO), tar Kolstad & Bracegirdle (2008) med i beregningen både globale re-analyser av det nåværende klimaet og resultatene fra klimaendrings simuleringer fra IPCC (2007). Analysene er basert på følgende indikator for MCAO:

$$\Delta\theta/\Delta p = (\theta_s - \theta_{700}) / (SLP - p_{700})$$

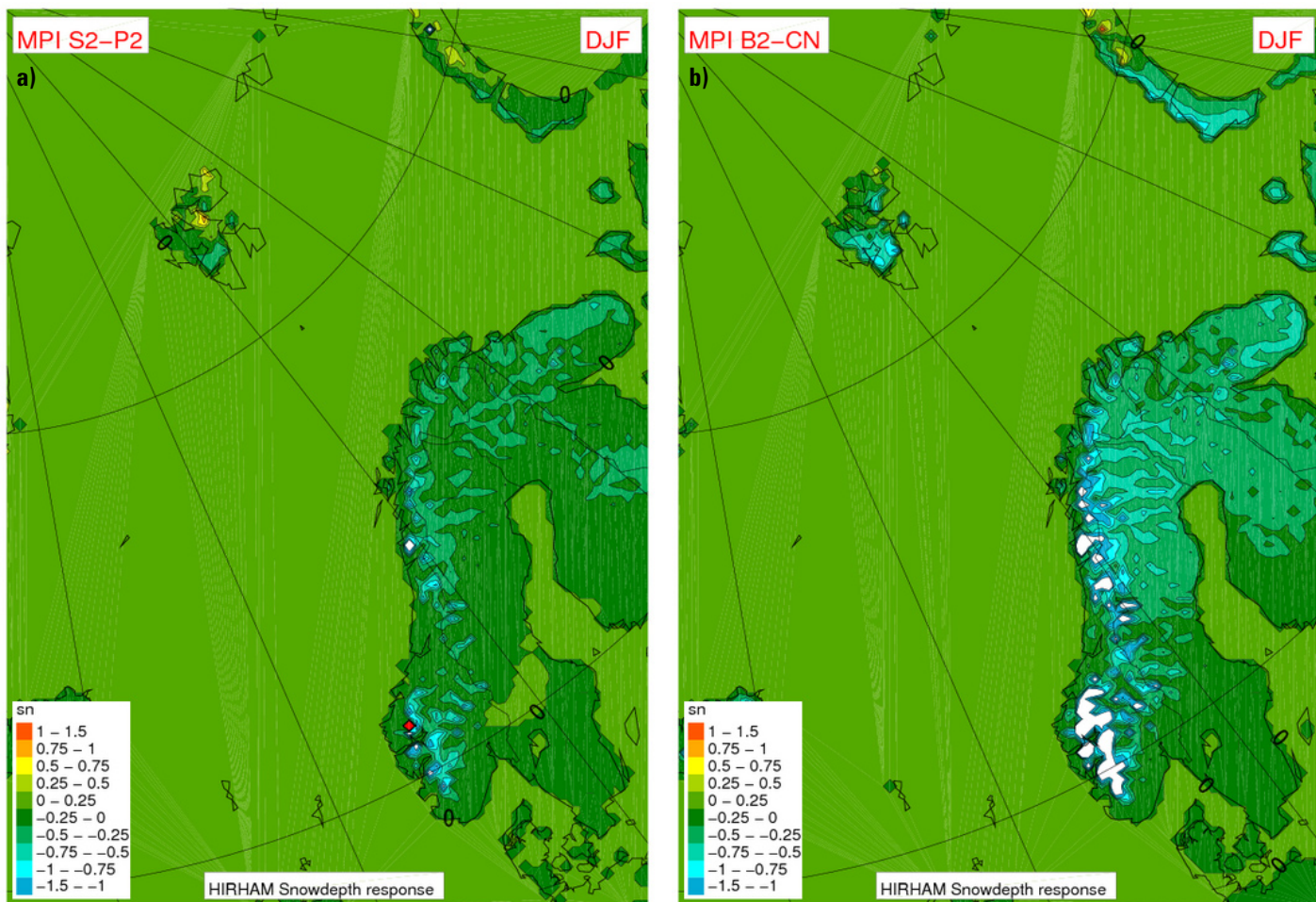
hvor SLP er lufttrykk ved havoverflaten, p_{700} er trykk ved 700 hPa, θ_s og θ_{700} er potensielle temperaturer henholdsvis ved overflaten (f.eks. hav- og havistemperatur) og ved 700 hPa. Enheten er K/bar (1 bar = 1000 hPa). Analysene er basert på daglige verdier for månedene november–mars (utvidet vintersesong), og 95-persentilen er brukt som en terskel for sjeldne MCAO-forekomster. Hvis vi antar at en typisk MCAO har en varighet på tre dager, tilsvarer det i gjennomsnitt én episode per måned i løpet av seks måneder i en utvidet vintersesong.



Figur 38. Beregnet endring (%) i nedbør som faller som snø i perioden desember–februar. a) Fra 1981–2010 til 2021–2050 b) fra 1961–1990 til 2071–2100.



Figur 39. Beregnet endring (%) i antall dager med snøfall > 10 cm/dag a) fra 1981–2010 til 2021–2050 b) fra 1961–1990 til 2071–2100.



Figur 40. Beregnet endring (m) i gjennomsnittlig snødybde i perioden desember–februar. a) fra 1981–2010 til 2021–2050. b) fra 1961–1990 til 2071–2100.

Resultat

Figur 46 viser den geografiske fordelingen av MCAO-indeksen fra en av NorACIAs 25 km-simuleringer, med inngangsdata fra ECHAM4 med B2-scenariet. Som forventet, utvides området med høye verdier nordover i samsvar med redusert isdekke. Figuren viser lavere maksimumsverdi i området utenfor norskekysten. En konklusjon ser ut til å være at potensialet for polare lavtrykk utenfor kysten av Norge vil avta. Dette samsvarer med analysen av 13 A1B-scenarier for 2081–2100 utført av Kolstad & Bracegirdle (2008). De konkluderte med at det er en relativt stor negativ trend på grunn av oppvarming av atmosfæren kombinert med mindre endringer i temperaturen ved havoverflaten i området (dette gjelder områder som er isfrie i dagens klima).

4.9 Havsimuleringer

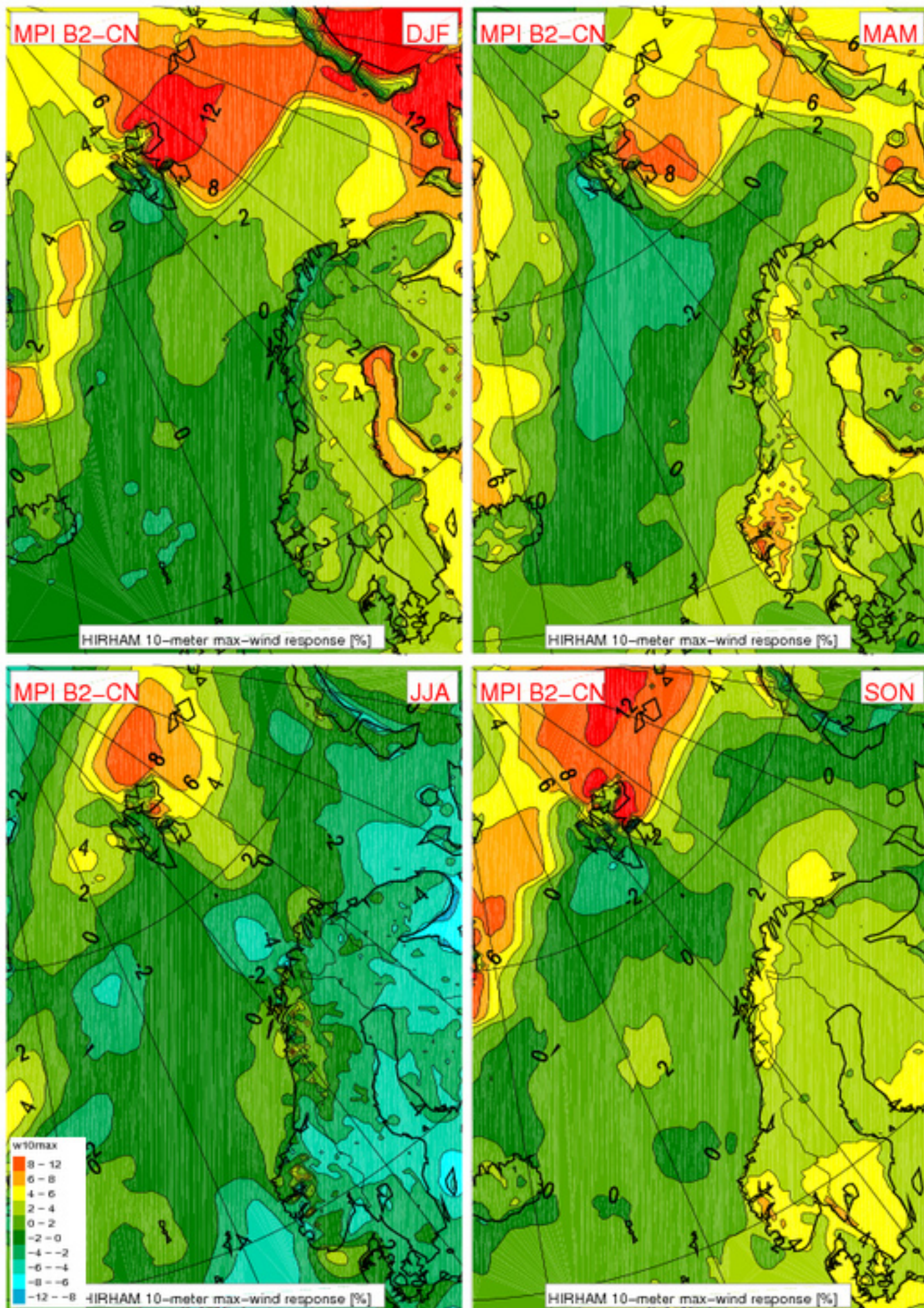
IPCC AR4-rapporten (IPCC 2007) vurderer hav og havis-komponentene av AOGCM-kjøringene. I stor målestokk viser de fleste modeller en gradvis reduksjon i omveltning av vannmasser i Atlanterhavet (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC). Denne tendensen er imidlertid dominert av den generelle oppvarmingen.

For vurdering av regionale endringer i havklima, har AOGCMene for grov oppløsning. Dette gir for grove og utjevnedde karakteristika. Topografiske trekk og mesoskala

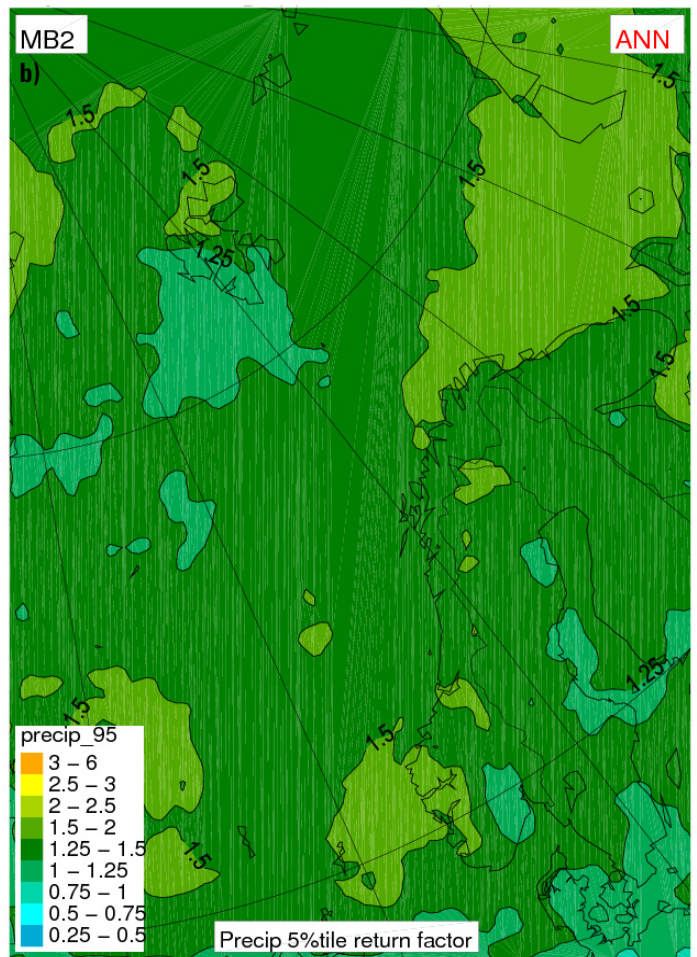
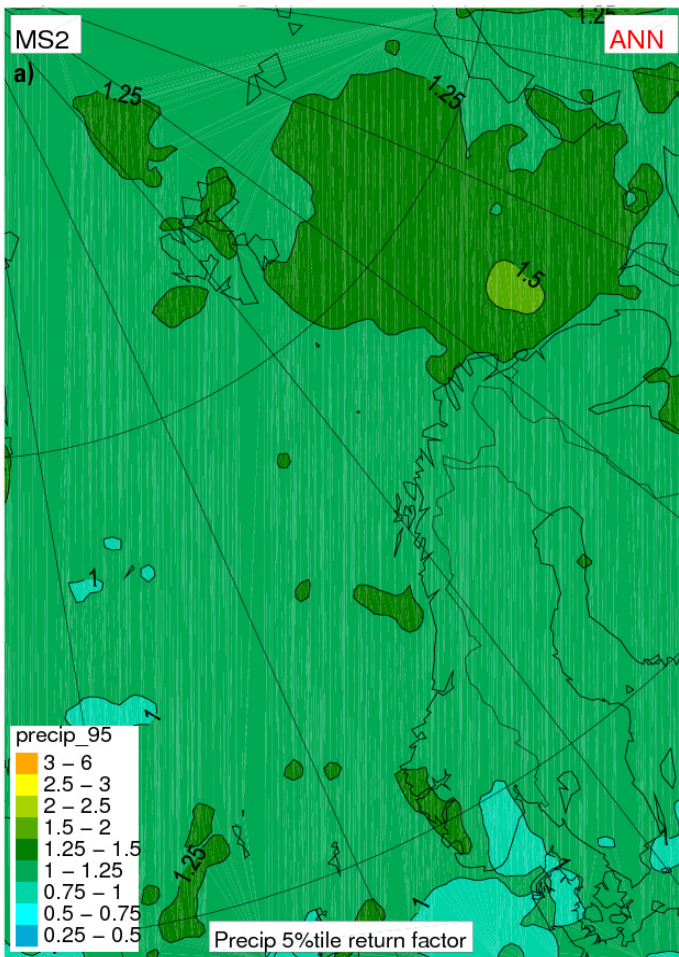
hvirvler har ikke god nok oppløsning. Viktige prosesser over kontinentalsokler, som tidevann og tilhørende blanding av vannmasser, er ikke implementert i disse koblede modellene. En løsning er derfor å nedskalere resultatene fra AOGCMene dynamisk. Dette gjøres ved å benytte resultatene fra AOGCMene som overflateforhold og laterale forhold i en regional havmodell. For Nordsjøen har det regionale havmodellsystemet (ROMS) blitt benyttet til å nedskalere resultatene fra Bergen Climate Model (BCM) (Ådlandsvik & Bentsen 2007; Ådlandsvik 2008).

Den samme fremgangsmåten har vært vanskeligere å gjennomføre for Barentshavet. De fleste IPCC-modellene, inkludert BCM (se kapittel 4.1), har for mye havis i simuleringen av det siste århundrets klima (20C3M). I fremtids-scenariene for Barentshavet smelter isen. Fordi et isdekke i sterk grad begrenser varmeutvekslingen med atmosfæren, oppfører havet seg svært forskjellig om det er dekket av is eller ikke. Med for kalde forhold og for mye is i kontrollkjøringene, viser forskjellen mellom scenario og kontroll en urealistisk oppvarming.

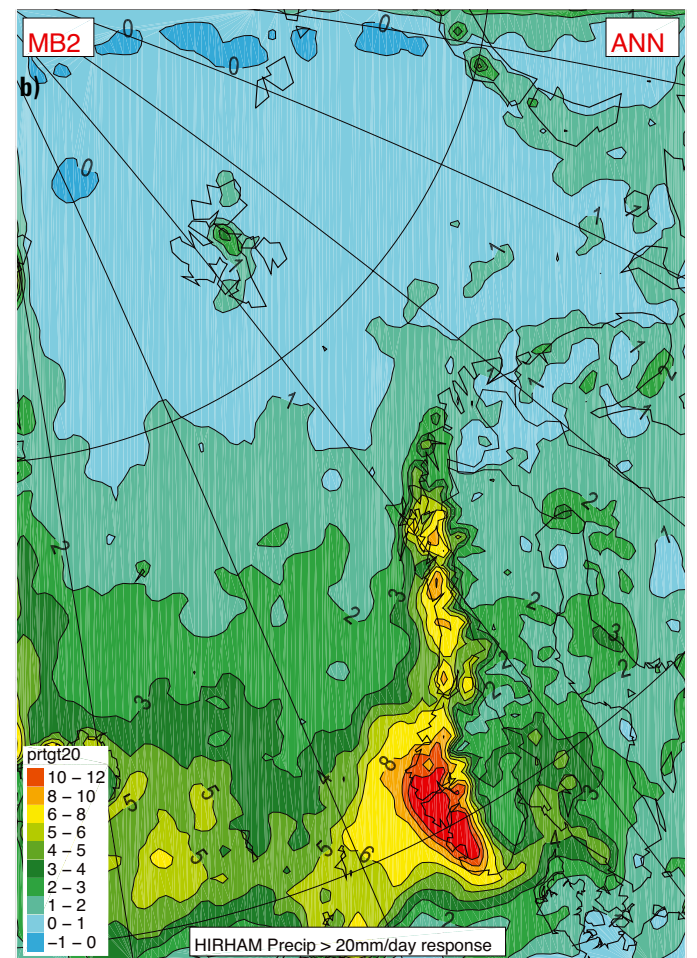
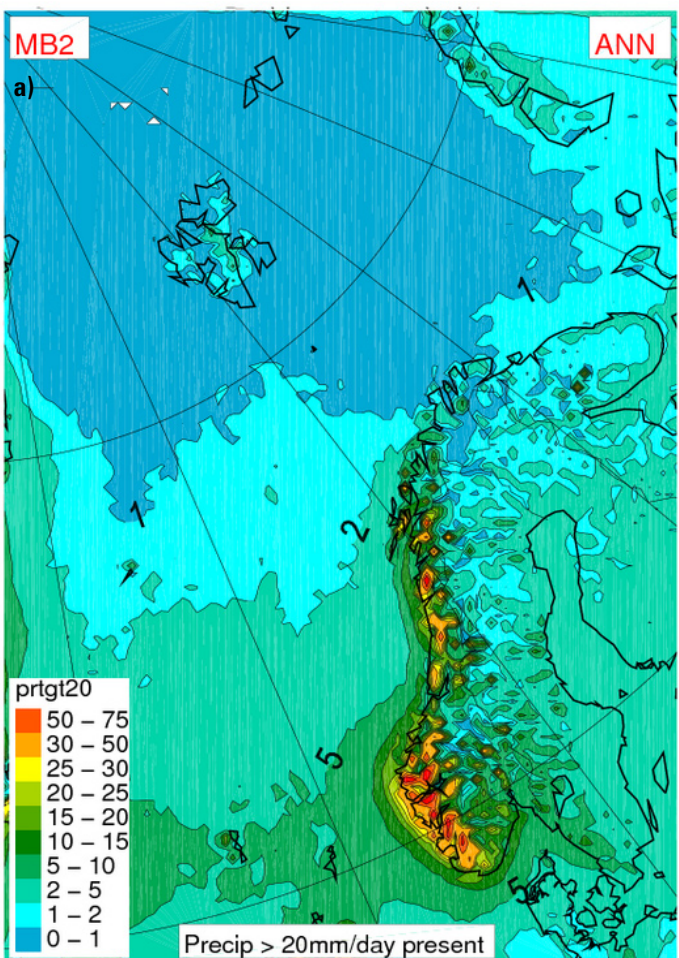
Det er beskrevet én marin nedskalering av Barentshavet i litteraturen. Dette arbeidet (Ellingsen et al. 2008) er basert på en eldre SRES B2-simulering med ECHAM4-modellen fra Max Planck-instituttet. Denne modellen hadde et ganske realistisk havisdekke for Barentshavet. Den regionale havmodellen SINMOD har blitt brukt til å nedskalere disse



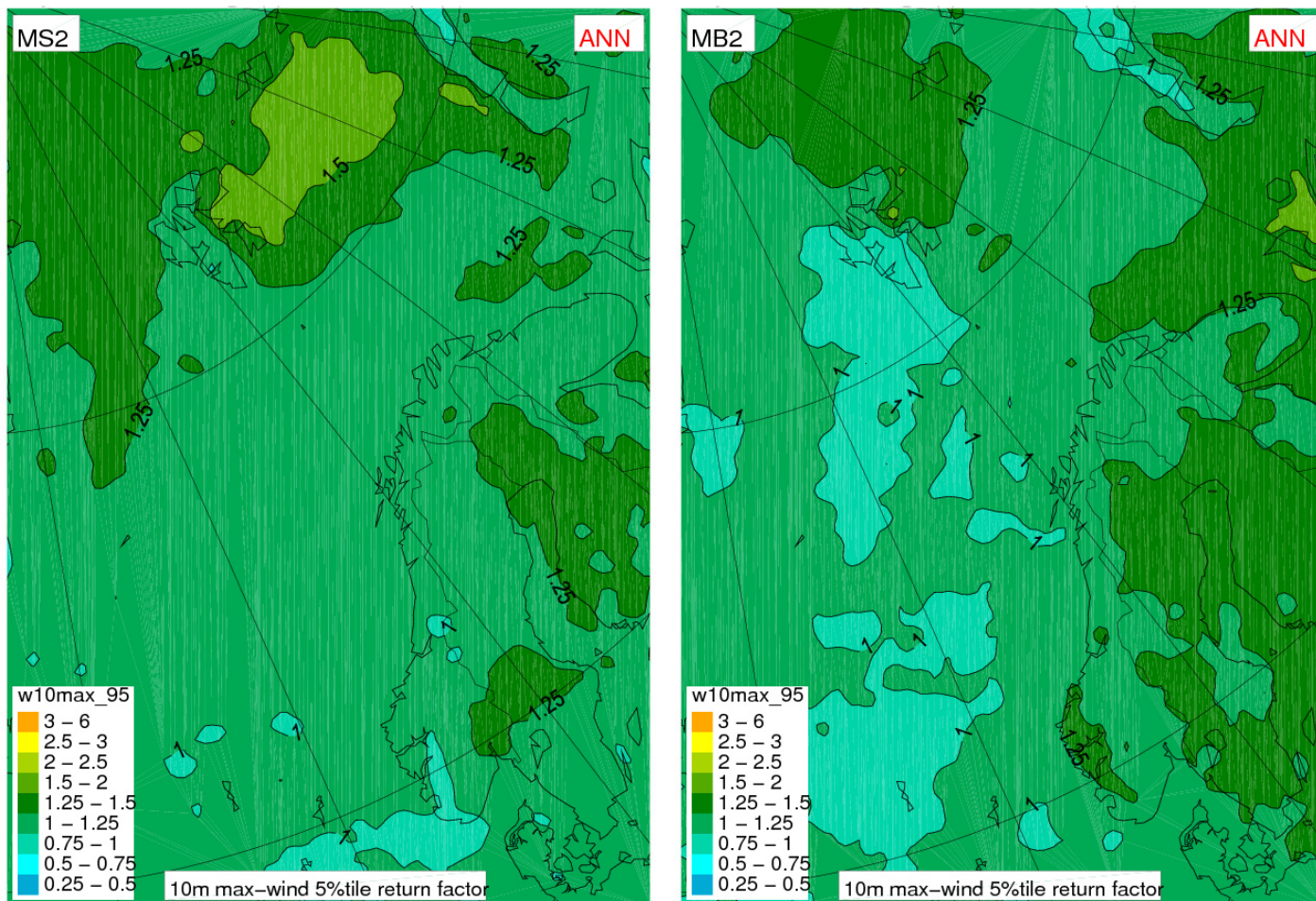
Figur 41. Beregnet årstidsendring (%) i gjennomsnittlig døgnlig vindhastighet fra 1961–1990 til 2071–2100. (Global modell: MPI ECHAM4; SRES: B2; RCM: NorACIA 25 km).



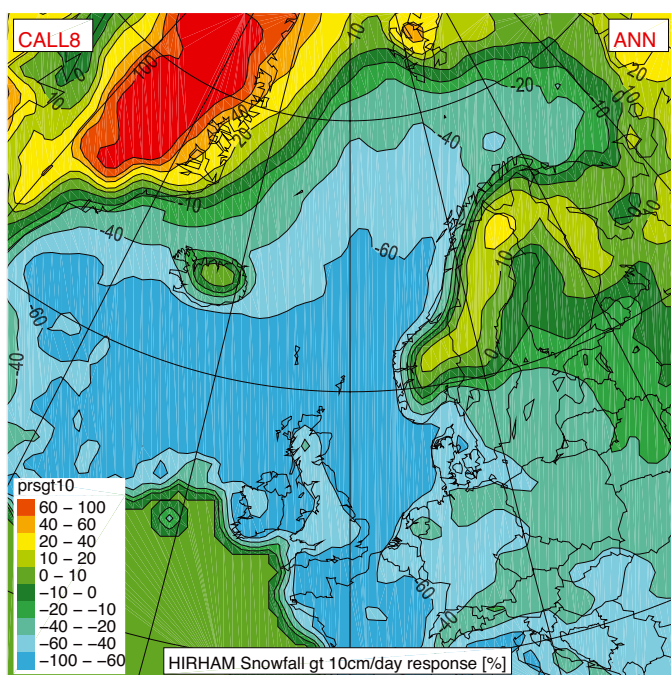
Figur 42. Beregnet endring i forekomsten av 95-persentilverdi for ett-døgns nedbør a) fra 1981–2010 til 2021–2050 b) fra 1961–1990 til 2071–2100.



Figur 43. Antall dager med «kraftig regn», det vil si > 20 mm/dag a) verdier for perioden 1961–1990 b) endringer fra 1961–1990 til 2071–2100.



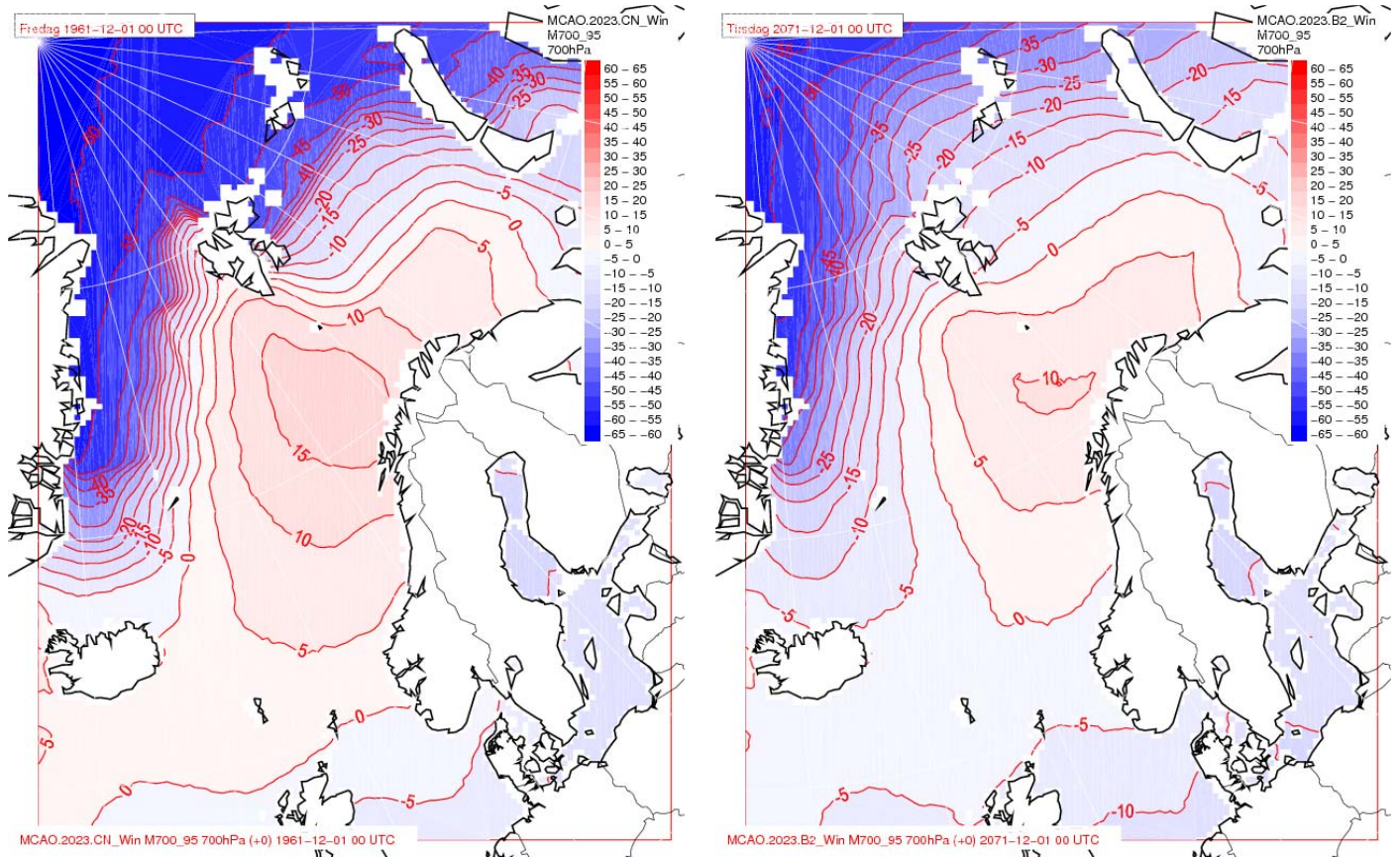
Figur 44. Beregnet endring i forekomsten av 95-persentilen for maksimal vindhastighet (verdier > 1 indikerer hyppigere forekomst i et fremtidig klima). a) fra 1981–2010 til 2021–2050 b) fra 1961–1990 til 2071–2100.



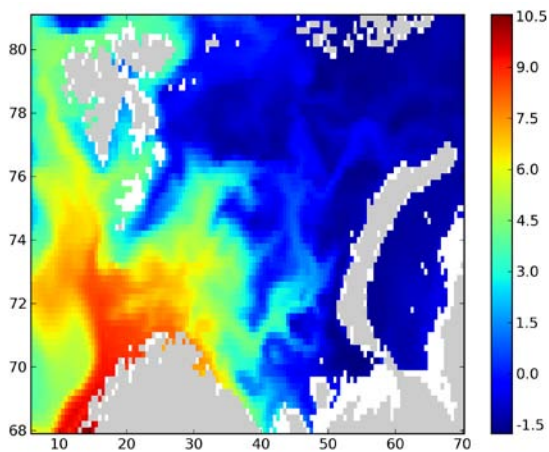
Figur 45. Beregnet endring (%) i antall dager med snøfall > 10 cm/dag i løpet av 70 år (fra RegClims kombinasjon av 8 modeller, 55x55 km). Lignende NorACIA-simuleringer med 25x25 km oppløsning er vist i figur 39.

resultatene for perioden 1995–2059. Pådrivet for grenseflaten hav–atmosfære er tatt fra klimatologi basert på dagens klima. Dette kan gi en forskyvning mot dagens klima og underestimere klimaendringen. Resultatene fra Ellingsen et al. (2008) kan oppsummeres med en temperaturøkning på 1 °C i løpet av denne 65-årsperioden. Scenariet har en klar reduksjon av havis, og spesielt er det sommerisen som forsvinner. Polarfronten er forflyttet noe mot øst og nord. Simuleringen viser ingen signifikant endring i mengden innstrømmende Atlanterhavsvann.

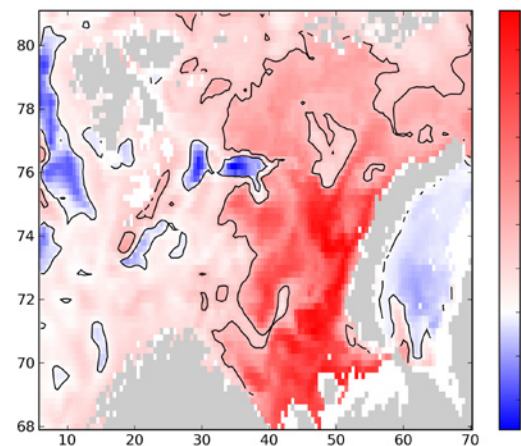
En ny nedskalering har blitt utført ved Havforskningsinstituttet med det regionale havmodellsystemet (ROMS). Dette er basert på NASA GISS AOM-modellene, en av de tre IPCC-modellene som gir de beste resultatene for havis i Polhavet og Barentshavet sammenlignet med Overland & Wang (2007). Kontrollkjøringen for dagens klima dekker perioden 1986–2000 fra 20C3M-simuleringen, mens scenariet er tatt fra perioden 2051–2065 med en simulering basert på A1B utslippsscenario. Nedskaleringen har blitt utført for et ganske stort område som dekker Nord-Atlanteren og Polhavet. Den benytter strukkede koordinater med en oppløsning på 10 km i våre områder. Kontrollkjøringen (fig. 47) viser gode resultater i det vestlige Barentshavet. I øst lider modellen imidlertid av omfattende varmetap til atmosfæren. Dette skyldes at modellen som brukes (GISS AOM) har overflateforhold med is. Figur 48 viser den samme figu-



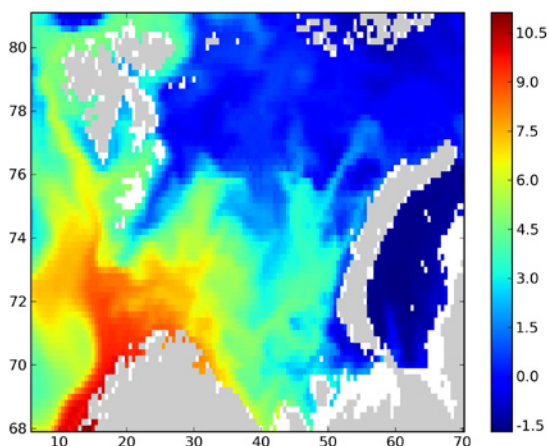
Figur 46. Indeks for marine kaldluftutbrudd/polare lavtrykk (MCAO), $\Delta\theta/\Delta p$ i K/bar. Indeksen er utregnet fra NorACIAs 25 km-simulering drevet av ECHAM4 B2-scenariet.



Figur 47. Middeltemperatur i september på 50 m dyp for perioden 1986–2000, nedskalert fra GISS AOM 20C3M-simulering.

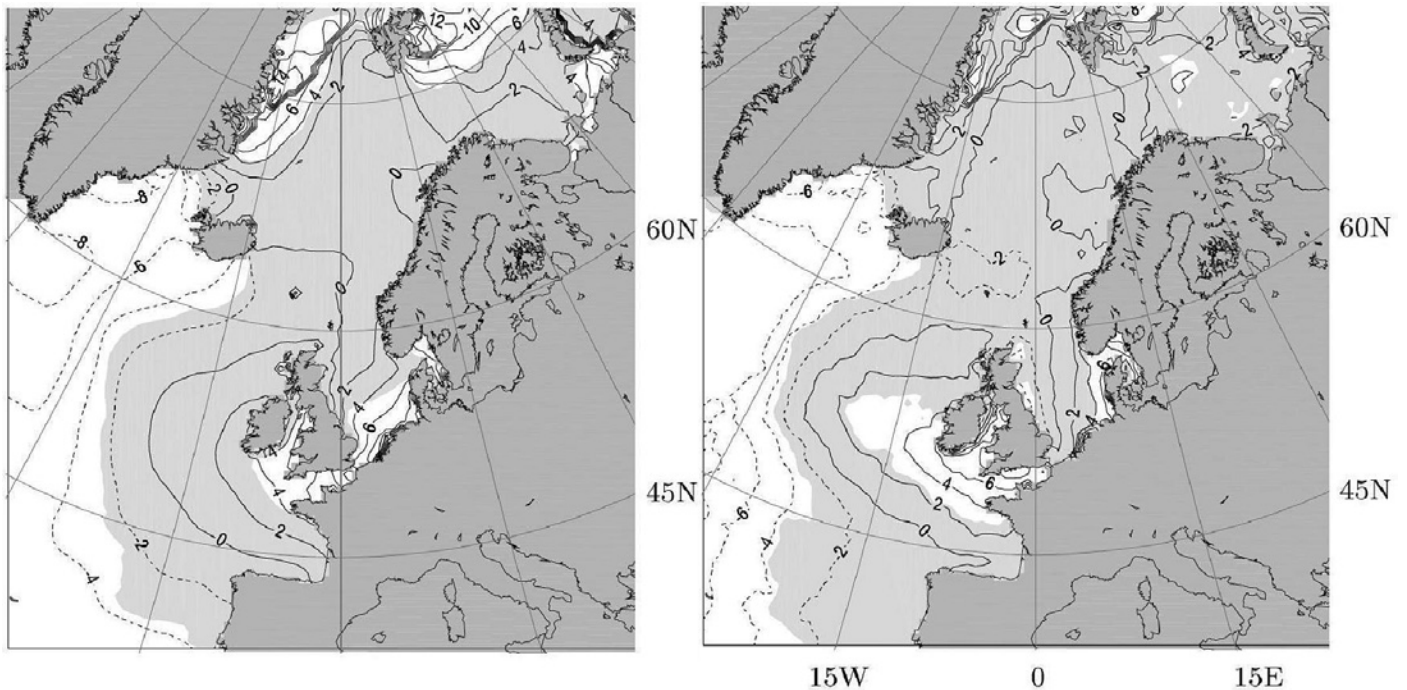


Figur 49. Endring i middeltemperaturen for september på 50 m dyp fra perioden 1986–2000 til perioden 2051–2065. Konturlinjene er isobater på 50, 100, 200, 300 og 500 m dyp.



Figur 48. Middeltemperatur i september på 50 m dyp for perioden 2051–2065, nedskalert fra GISS AOM A1B-simulering.

ren for fremtidsscenarioet. På grunn av ismelting i AOM-modellen, ser forholdene i øst mer realistiske ut. Middeltemperaturen på 50 m dybde i september økte med 0,9 °C i området som omfattes av figurene. Det geografiske mønsteret i denne oppvarmingen er vist i figur 49. Isproblemet i kontrollkjøringen fremtrer som en urealistisk oppvarming i den østlige delen av Barentshavet. I den vestlige delen er oppvarmingen mindre enn 1 °C. Nedkjølingen mellom Sentralbanken og Storbanken skyldes en forskyvning av polarfronten, mens nedkjølingen vest for Svalbard skyldes en svekkelse av Spitsbergenstrømmen. Polarfrontens posisjon er mer eller mindre fast langs Svalbardbanken. Fronten ved Sentralbankens sørlige flanke har forsvunnet, noe som



Figur 50. Beregnet endring (%) i gjennomsnittlig signifikant bølgehøyde fra dagens klima (DJF, venstre kart) og i ekstrem bølgehøyde (99-persentilen, høyre kart)

åpner dette området for Atlanterhavsvann. Nedskaleringen viser en svak svekkelse av den atlantiske innstrømmingen til Barentshavet med omtrent den samme varmetransporten.

4.10 Havnivå og stormflo

Det ventes at havnivået kommer til å stige i løpet av det 21. århundret. Hovedårsaken er bresmelting og termisk ekspansjon av havvann. Endringer i atmosfærens sirkulasjon og havets påvirkning vil virke på gjennomsnittlig havnivå regionalt. Nye beregninger (Hanssen-Bauer et al. 2009) indikerer en havnivåøkning langs kysten av Troms og Finnmark på 10–20 cm frem mot år 2050 og 50–70 cm frem mot 2100. Disse tallene er korrigert for landheving, men de er ganske usikre på grunn av sprikende estimater for beregnet bresmelting på Grønland og i Antarktis.

Det har vært utført nedskaleringer for å vurdere endringene i fremtidig bølge- og stormfloforhold (Debernard & Røed 2008). Disse simuleringene er utført av met.nos operasjonelle modeller drevet med nedskalerte vindscenarier.

Områder som i dag er dekket av is om vinteren og isfrie i fremtiden vil få et klima med kraftigere bølger. Ellers er ikke endringene signifikante. De forventede endringene i signifikant bølgehøyde er vist i figur 50.

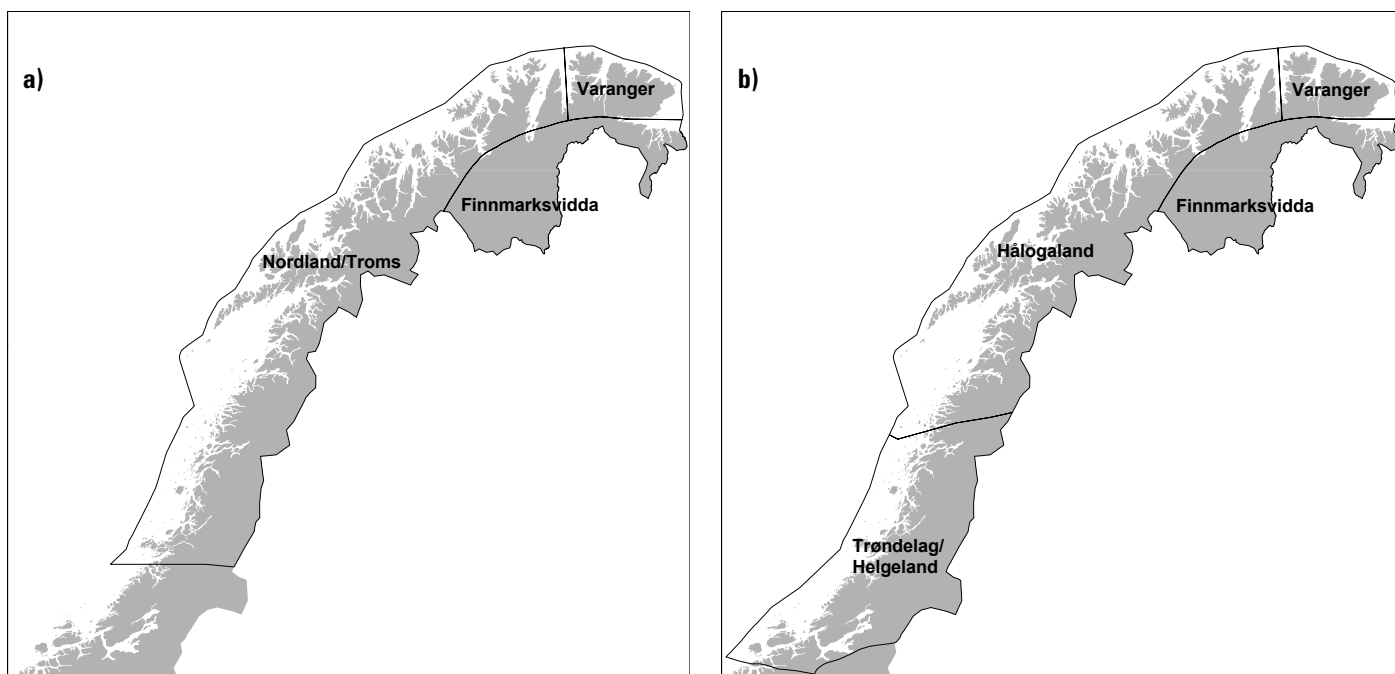
Frekvensen av stormflo viser ingen signifikant endring på årsbasis, men det er en betydelig økning i hyppighet av stormflo om høsten. Kombinert med havnivåøkning kan imidlertid konsekvensene av episodene med stormflo bli mer alvorlige.

5. Nye klimafremskrivninger for Fastlands-Norge

Etter at arbeidet med den engelske versjonen av denne rapporten (publisert som Norsk Polarinstittutt Rapportserie 128, 2009) var avsluttet, ble det utført et omfattende arbeid med en klimarapport som bakgrunn for en NOU om klimatilpassning. Denne rapporten ble publisert høsten 2009, og den gir en grundig oppsummering av klimavitenskapelig grunnlag for

Tabell 7. Observerte og beregnede trender i årsmidler for temperatur (gitt i °C per 10-år) og nedbør (gitt i % av 1961–1990-verdi per 10-år) for forskjellige regioner (se fig. 51) og for Norge. Første rad gir observert lineær trend i perioden 1900–2008. Annen rad gir trend basert på observerte endringer fra 1961–1990 til siste 30-årsperiode. Tredje til femte rad gir beregnede trender fra 1961–1990 til 2071–2100 ifølge henholdsvis middels, lav og høy fremskrivning (fra Hanssen-Bauer et al. 2009).

Region	TEMPERATUR				NEDBØR				
	Lineær trend (°C per 10-år)				Lineær trend (% av 1961–1990-verdi per 10-år)				
	Nordland/Troms	Finnmarksvidda	Varanger	Norge	Helgeland	Hålogaland	Finnmarksvidda	Varanger	Norge
Observasjoner 1900–2008	0,10	0,06	0,07	0,08	1,8	1,9	1,7	0,0	1,7
Fra 1961–1990 til 1979–2008	0,26	0,27	0,29	0,29	2,4	2,6	3,9	2,2	2,9
L-fremskriving	0,21	0,28	0,27	0,21	0,1	0,4	0,6	0,1	0,5
M-fremskriving	0,31	0,38	0,38	0,31	2,0	1,7	1,5	1,4	1,7
H-fremskriving	0,42	0,47	0,49	0,42	4,7	3,9	2,5	2,7	2,8



Figur 51. Regioner der langtidsutviklingen har vært noenlunde den samme for a) temperatur og b) nedbør.

vrderinger av sårbarhet og behov for tilpasning gjennom det 21. århundret i Norge (Hanssen-Bauer et al. 2009). Noen av resultatene for Nord-Norge gir et supplement til teksten i kapittel 4, og er derfor gjengitt nedenfor.

Klimafremskrivninger basert på modellberegninger er beheftet med betydelig usikkerhet, og det er derfor stor spredning i resultatene. For å gi mer robuste resultat har derfor Hanssen-Bauer et al. (2009) benyttet flest mulig tilgjengelige norske nedskaleringer fra koblede globale klimamodeller, blant annet fra NorACIA-nedskaleringer beskrevet i kapittel 4. For nedbør er det gjort en sammenstilling av 22 forskjellige fremskrivninger basert på såkalte «dynamiske nedskaleringermetoder». For temperatur er det i tillegg benyttet en tilsvarende sammenstilling av 50 forskjellige fremskrivninger basert på statistisk nedskalering.

For temperatur, nedbør og havnivå har Hanssen-Bauer et al. (2009) skissert tre forskjellige klimafremskrivninger frem mot slutten av århundret. Resultatene presenteres som middelverdi mellom alle fremskrivningene (middelfremskrivning, M). I tillegg oppgis «10-prosentil» (lav fremskrivning, L) og «90-prosentil» (høy fremskrivning, H). De er definert slik at kun en av ti klimasimuleringer har henholdsvis lavere eller høyere verdi. Følgelig ligger 80 % av fremskrivningene mellom L og H. Det er ikke knyttet sannsynligheter til de forskjellige klimafremskrivningene, blant annet fordi FNs klimapanel ikke har knyttet sannsynlighet til de forskjellige antagelsene om fremtidige utslipp av klimagasser. Fremskrivningene er gitt for ulike temperatur- og nedbørsregioner (fig. 51).

Noen av fremskrivningene er etterbehandlet slik at de gir en mer detaljert romlig beskrivelse (1x1 km oppløsning). Resultater fra disse «eksempelfremskrivningene» er benyttet til å utarbeide kart for endringer i for eksempel vekstsesong og hydrologiske variable (se f.eks. fig. 37). Disse kartene har

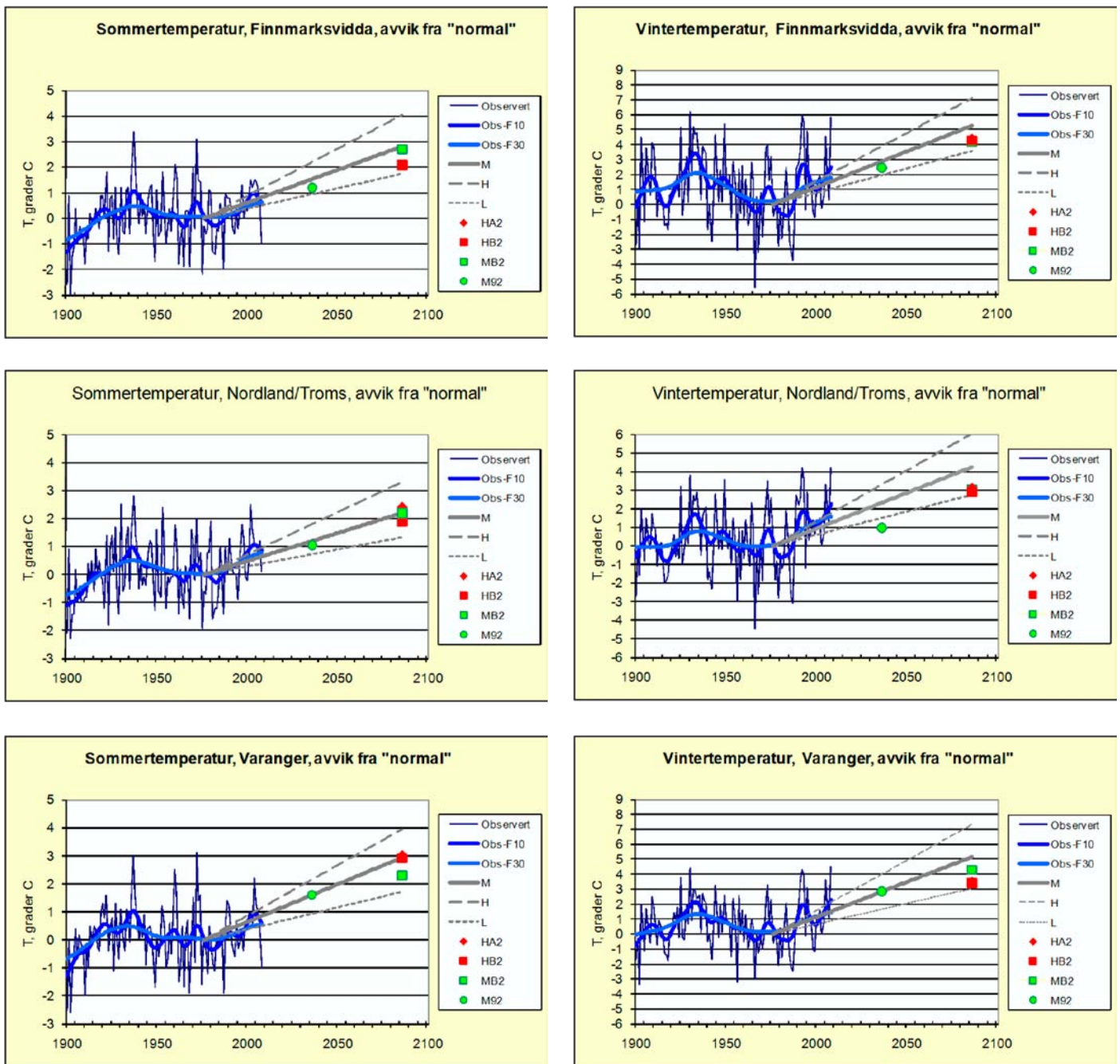
en detaljrikdom som gjør det lett å glemme at de er beheftet med usikkerhet. For å sette resultatene fra eksempeffremskrivningene i perspektiv, må man vurdere hvordan de ligger i forhold til L-, M- og H-fremskrivningen.

Lufttemperatur

Ifølge Hanssen-Bauer et al. (2009) tilsier alle fremskrivningene at det blir varmere i alle landsdeler og for alle årstider. De tre nederste linjene i tabell 7 viser beregnede lineære trender fra perioden 1961–1990 til 2071–2100 knyttet til henholdsvis L-, M- og H-fremskrivningen, for forskjellige regioner i Norge. Tabellen viser at lav, middels og høy fremskrivning tilsier at årsmiddeltemperaturen i Norge øker med henholdsvis 2,3 °C, 3,4 °C og 4,8 °C innen 2100. (Bemerk at verdiene i tabell 7 må multipliseres med 11 for å gi endring i løpet av de 110 år fra 1961–1990 til 2071–2100). Beregningene gir størst temperaturøkning i vinterhalvåret, og minst om sommeren. Årsmiddeltemperaturen beregnes å øke mest på Finnmarksvidda, der L-fremskrivningen gir en økning på 3,1 °C, mens H gir en økning på 5,2 °C.

Tabell 7 viser som sammenligningsgrunnlag observerte trender de siste ca. 100 år, og endringer fra perioden 1961–1990 til 1979–2008. Sammenlignet med trendene gjennom det 20. århundret gir M-fremskrivningen for det 21. århundret tre til seks ganger så høye verdier. Sammenligner man med de observerte endringene de siste dekadene, finner man derimot nokså like verdier som fremskrivningene gir. I Hanssen-Bauer et al. (2009) er det gitt tilsvarende verdier for alle årstider, og også for endringer (L, M og H) frem til 2021–2050.

Figur 52 viser lineære trender tilsvarende L-, M- og H-temperaturfremskrivning for sommer og vinter for de tre temperaturregionene i Nord-Norge (fig. 51a). I figuren er det også vist observert temperaturutvikling for enkeltår og



Figur 52. Observert og projisert temperaturutvikling vinter og sommer for regioner i Nord-Norge. Verdiene er gitt som avvik fra observert middeltemperatur i perioden 1961–1990. Observert temperaturutvikling (1900–2008) er vist som verdier for enkeltår (blå punkter), og som glattede variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Fremskrivning (grå linjer) av temperaturutvikling for det 21. århundret er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav fremskrivning er stiplet, mens middels fremskrivning er heltrukket linje. Eksempelfremskrivninger er avmerket som røde og grønne punkter.

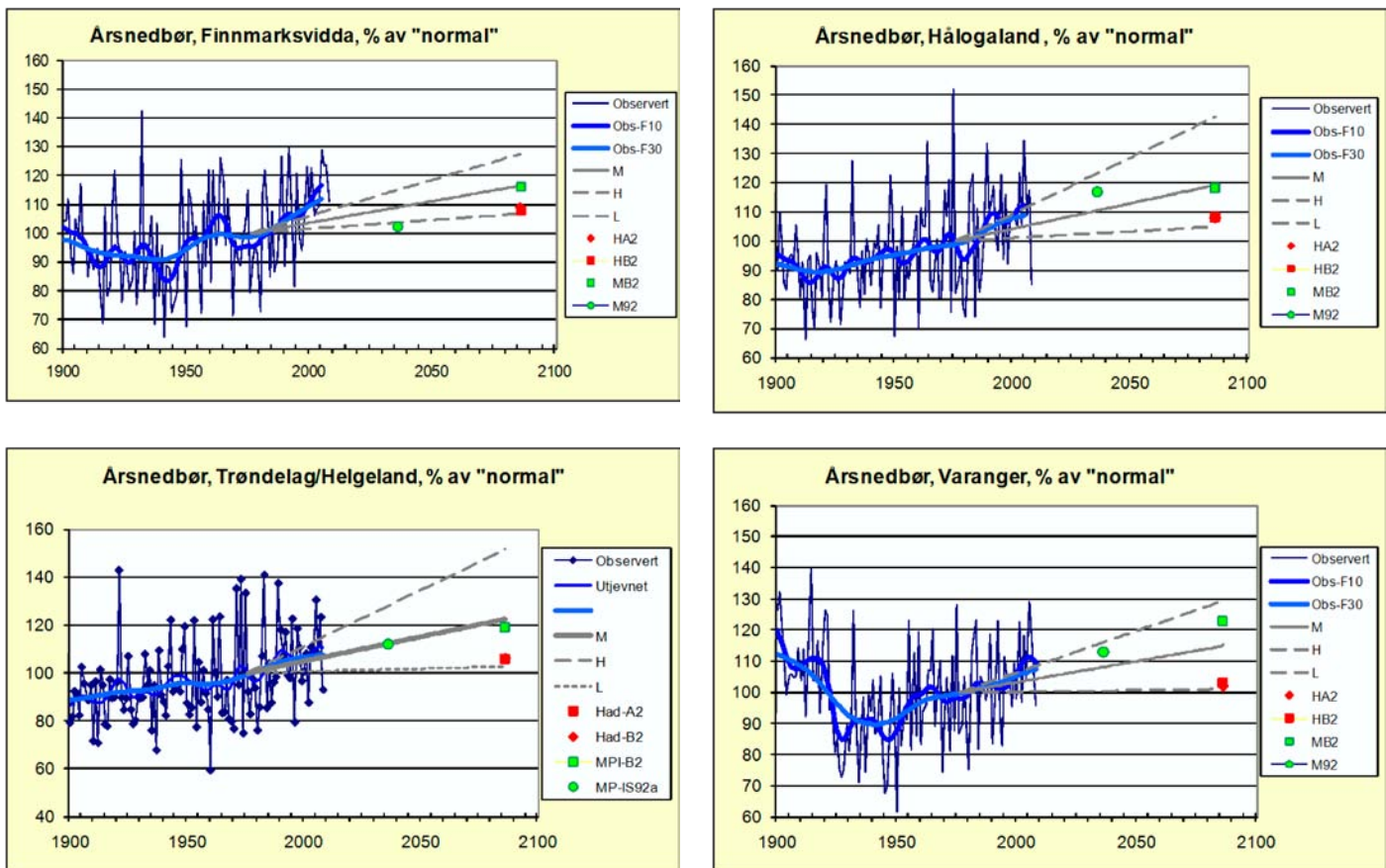
som glattede kurver fra år 1900 frem til 2008. Det er også markert plassering til noen «eksempelfremskrivninger», blant annet for M92 og MB2, som i denne rapporten er hovedbasis for fremskrivning av temperatur frem til henholdsvis 2021–2050 og 2071–2100 i kapittel 4.3. Figur 52 tyder på at de temperaturfremskrivningene som er benyttet i denne NorACIA-rapporten er «konservative»; både M92 og B2 ligger stort sett mellom M- og L-fremskrivningene både sommer og vinter.

Hanssen-Bauer et al. (2009) beregnet at den temperaturbestemte vekstsesongen (antall dager med middeltemperatur over 5 °C) vil bli betydelig lengre. For eksempelfremskrivninger som ligger nær M-verdien sommerstid beregnes frem

mot 2100 en økning av vekstsesongen på 1–2 måneder over store deler av landet, og på 2–3 måneder i en del høyereliggende områder. Fyringsbehovet, målt i fyringsgraddager, beregnes å avta i hele landet. I følge eksempelfremskrivninger som ligger ned mot den lave fremskrivningen vinterstid, ble det beregnet en reduksjon på mer enn 750 i befolkningstunge kystnære områder i Sør-Norge, og mer enn 1000 i innlandet og store deler av Nord-Norge.

Nedbør

Tabell 7 viser at lav, middels og høy klimafremskrivning gir en økning i gjennomsnittlig årsnedbør for Norge på henholdsvis 5 %, 18 % og 31 % prosent mot slutten av århundret. I landsgjennomsnitt gir M-fremskrivningen



Figur 53. Observert og projisert utvikling av årsnedbør for regioner i Nord-Norge. Verdiene er gitt i prosent av observert middelnedbør i perioden 1961–1990. Observert nedbørsutvikling (1900–2008) er vist som verdier for enkeltår (blå punkter), og som glattede variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Fremskrivningene (grå linjer) er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav fremskrivning er stiplet, mens middels fremskrivning er heltrukket linje. Eksempelfremskrivninger er avmerket som røde og grønne punkter.

en nedbørsøkning på rundt 20 % høst, vinter og vår, og 10 % om sommeren. Om høsten gir M-fremskrivningen mer enn 25 % nedbørsøkning i vestlige strøk fra Vestlandet til Hålogaland, og om vinteren gir den mer enn 25 % nedbørsøkning over store deler av Østlandet og indre strøk i Trøndelag. Om sommeren gir M-fremskrivningen en nedbørsreduksjon på 5–10 % på Østlandet mens den gir ca. 20 % nedbørsøkning i Nordland.

Det er store forskjeller mellom lav og høy fremskrivning i regionene (se de tre siste linjene i tabell 7). Middelfremskrivningen gir i mange områder en trend som er omtrent som den observerte trenden gjennom det 20. århundret. Den høye fremskrivningen gir en trend som er mer i tråd med de trendene vi har observert de siste 20–30 år – og gir i mange områder mer enn 50 % økning i enten høst-, vinter- eller vårnedbør.

Figur 53 viser lineære trender tilsvarende L-, M- og H-nedbørsfremskrivning for årsnedbør for de tre nedbørsregionene i Nord-Norge (fig. 51b). I figuren er det også vist observert temperaturutvikling for enkeltår og som glattede kurver fra år 1900 frem til 2008. Det er også markert plassering til noen «eksempelfremskrivninger», blant annet for M92 og MB2, som i denne rapporten er hovedbasis for fremskrivning av temperatur frem til henholdsvis 2021–2050 og 2071–2100 i kapittel 4.3. Figur 53 tyder på at nedbørsfremskrivningen (M92) som er benyttet frem til

2050 i denne rapporten ligger mellom M- og H-fremskrivningen for Hålogaland og Varanger, og under L-verdien for Finnmarksvidda. For årsnedbør frem til 2100 ligger B2 nær M-fremskrivningene for Hålogaland og Finnmarksvidda, og mellom M- og H-fremskrivningene for Varanger.

Hanssen-Bauer et al. (2009) viser at M-fremskrivningen gir flere dager med store nedbørsmengder, og høyere gjennomsnittlig nedbørsmengde for disse dagene i hele Norge og for alle årstider. Om vinteren og høsten gir M-verdiene på landsbasis mer enn en dobling av slike dager. For flere detaljer om fremskrivning av års-, årstids- og store nedbørsmengder frem til både 2050 og 2100 henvises til Hanssen-Bauer et al. (2009).

For vind konkluderer også Hanssen-Bauer et al. (2009) med at klimamodellene gir liten eller ingen endring i midlere vindforhold i dette århundret. Hyppigheten av høyere vindstyrker kan øke, men på grunn av systematiske svakheter i klimamodellene er det for tidlig å konkludere om dette.

Snøsesongen beregnes mot slutten av århundret å bli kortere i hele landet (Hanssen-Bauer et al. 2009). Reduksjonen blir antagelig størst i lavlandet, der en fremskrivning som ligger litt lavere enn M- for temperatur, og nokså nær M- for årsnedbør, gir 2–3 måneders kortere sesong mot slutten av århundret. Gjennomsnittlig maksimal snødybde kan øke i høyfjellet og i områder i indre Finnmark frem mot midten

av århundret. I andre områder beregnes den å avta. Frem mot slutten av århundret gir modellberegningene i gjennomsnitt mindre snødybde overalt.

For isbreene i Norge er det ifølge Hanssen-Bauer et al. (2009) en god del usikkerhet knyttet til fremtidig utvikling. Dette skyldes at breer ikke bare varierer som følge av endringer i sommertemperatur, men også av endringer i vinternedbør (snømengde i fjellet). Innlandsbreene, for eksempel i Jotunheimen, vil mest sannsynlig fortsette å minke i takt med den forventede økningen i sommertemperatur. Utviklingen til de kystnære breene, som i stor grad er styrt av vinternedbør, vil imidlertid også være avhengig av endringer i vinternedbøren i de kystnære områdene. Med de nylig publiserte klimascenariene for 2071–2100 kan snølinjen på breene bli liggende i snitt 350 ± 100 m høyere enn på nåtidens breer. Dette kan føre til at mer enn 90 % av alle breene i Norge smelter vekk og at 30–40 % av brearealet i Norge forsvinner innen 2100.

Hanssen-Bauer et al. (2009) gir detaljerte fremskrivninger av havnivåstigning og stormflo for norske kystkommuner. Hovedtrekkene er gjengitt i kapittel 4.10; for detaljer for de enkelte kystkommunene i Nord-Norge henvises til tabell 5.5.2 i Hanssen-Bauer et al. (2009) eller til www.klimatilpasning.no.

6. Usikkerhet og mangler i klimafremskrivninger

Projeksjoner av lokale klimaendringer er påvirket av en rekke usikkerhetsfaktorer og mangler:

- Ikke-predikterbar intern naturlig variabilitet (spesielt stor i den nordiske arktiske regionen, jfr. fig. 24)
- Representativitet til sammenligningsperioder (f.eks. høy/lav NAO-indeks i kontroll/scenario tidsperioder).
- Klimasimuleringenes avhengighet av utgangstilstanden
- Usikkerhet i klimapådriv
 - Naturlige pådriv: Variabilitet i påvirkning fra solen, vulkanutbrudd
 - Fremtidige menneskeskapte utslipp av gasser og aerosoler (spesifisert i SRES (2000)-rapporten)
- Ufullstendige klimamodeller
 - Ufullstendig kunnskap om pådriv og prosesser
 - Ufullstendig fysisk og numerisk behandling av prosesser
 - Dårlig oppløsning i de globale klimamodellene (prosesser, topografi)
- Svakheter i nedskaleringsteknikker
 - Dynamisk nedskalering/regionale klimamodeller:
 - Fortsatt for dårlig geografisk oppløsning for bruk i de fleste konsekvensstudier (reell topografi er ikke detaljert godt nok)

- Systematiske avvik: Resultat kan ikke sammenlignes direkte med observasjoner
- Følsom for valg av geografisk modellområde
- Empirisk/statistisk nedskalering
 - Mest anvendbar for måneds/årstids/årsverdier
 - Nåværende metoder bare utprøvd for noen få klimaelementer
 - Ikke nødvendigvis romlig eller tidsmessig sammenheng
 - Best anvendelig for steder med lange observasjonsserier
 - Følsom for valg av geografisk modellområde

7. Kunnskapshull og foreslåtte vitenskapelige tiltak

7.1 Langtidsovervåkning

Det er vesentlig å overvåke variabiliteten i Arktis over lang tid – både for å kunne vurdere observerte trender og for å kunne evaluere klimamodellene. Derfor er det essensielt å videreføre langtidsobservasjonene. Det er også svært viktig å sette i verk en observasjonsstrategi som integrerer fjernmålinger, *in situ* observasjonsdata og klimamodellering, og som muliggjør tilbakekobling mellom dem. Det bør anses til økt bruk av *in situ* observasjoner fra fortid og nåtid fra ulike deler av Arktis for å ha gode initialbetingelser, og for å kvalitetssikre og forbedre klimamodellene. Det slås fast av ICARP II (2005): «Den overordnede utfordringen er å integrere styrken i fjernmålinger med komplementære observasjoner og modeller for å beskrive hvordan det arktiske systemet fungerer, hvordan det endrer seg og hva disse endringene betyr for fremtiden.»

De norske værstasjonene i Arktis utgjør en god plattform for å overvåke klimautviklingen både på Spitsbergen, Bjørnøya, Hopen og Jan Mayen. Det er imidlertid vesentlig å videreføre disse arktiske basisseriene og å unngå inhomogeniteter forårsaket av flytting av måleutstyr, endringer i instrumentering, måleprosedyrer og så videre. Det er knyttet spesielle problemer til snø- og nedbørmåling i det tøffe arktiske klimaet. Slik det påpekes i kapittel 2.3 gir ikke dagens målte nedbørsverdier i Arktis et skikkelig mål verken på «sann nedbør» eller «reell nedbørstrend». Derfor bør det etableres en internasjonal referansemåler for nedbør på Spitsbergen slik det anbefales av WMO (Goodison et al. 1998).

Foreslåtte tiltak:

- Sikre videreføring av langtidsobservasjonsserier for atmosfære og hav
- Etablere en «super site» i norsk Arktis for å få et mål for «sann nedbør» og for å muliggjøre overvåking av «reelle nedbørstrender»

- Integrere fjernmålingsdata med komplementære bakkeobservasjoner og modellsimuleringer

7.2 Globale og regionale klimamodeller

Globale og regionale klimamodeller har tradisjonelt sett bare tatt i betraktning de fysiske komponentene i klimasystemet. En ny generasjon modeller kalt jordsystemmodeller (ESM) er nå under utvikling (jfr. kapittel 4.1). Disse modellene inneholder en mer fullstendig skalapresentasjon av tilbakekoblingene mellom de antropogene, fysiske, kjemiske og biologiske komponentene i klimasystemet, og de simulerer også direkte nøkkelmiljøsystemers respons på klimaendring. I Arktis bør det vies spesiell oppmerksomhet til regionale atmosfære-hav-havis-tilbakekoblinger, vesentlige kryosfæriske tilbakekoblinger, en predikativ karbonsyklus, og biogeokjemiske tilbakekoblinger i havet.

Foreslåtte tiltak:

- I utviklingen av ESMer bør det settes spesielt fokus på presentasjonen av viktige arktiske jordsystem prosesser

7.3 Geografisk og temporal oppløsning av arktiske klimaprojeksjoner

Dagens romlige oppløsning (25x25 km) i regionale klimamodeller (f.eks. NorACIA-RCM) er fortsatt ikke tilstrekkelig for de fleste virknings- og tilpasningsstudier i Svalbard-regionen. Dette vanskeliggjør beskrivelsen av lokalt klima, og det hindrer analysen av ekstreme vær-situasjoner for eksempel vindhastighet, minimumstemperaturer, nedbørsintensitet eller polare lavtrykk. Derfor bør det utføres finskalamodellering basert på inngangsdata fra regionale klimamodeller. Modellestimatene for dagens klima bør kvalitetssikres mot optimale datasett med overflateobservasjoner, fjernmålingsdata og værmodeller.

Foreslåtte tiltak:

- Utføre finskalamodellering med høy romlig og temporal oppløsning for Spitsbergen-regionen både for dagens og fremtidens klima

7.4 Marin nedskalering

Det er etablert metoder for nedskalering av havtemperatur, strømmer, bølger og stormfrekvens. Dagens metoder er imidlertid ikke i stand til å korrigere for feil i isdekke i AOGC-Mene som driver nedskaleringene. Fordi de fleste AOGCMer har problemer med isdekket, er dette en alvorlig mangel i bruken av marin nedskalering i Norskehavet og Barentshavet. Problemet skyldes mangelen på tilbakekobling mellom atmosfære og hav – pådrivet fra en AOGCM med for mye havis kan ikke underbygge en isfri regional havmodell.

Foreslåtte tiltak:

- Utvikle en metode for konsistent modifikasjon av atmosfærisk pådriv som avhenger av havisforholdene i den regionale havmodellen

7.5 Usikkerhetsfaktorer

Det gjøres forbedringer i noen av kildene til usikkerhet for eksempel i Norges Forskningsråds NorClim-prosjekt (Klima i Norge og Arktis i det 21. århundret). Som nevnt i kapittel 7.2, bør det gjøres mer for å utvikle en jordsystemmodell med en forseggjort fremstilling av viktige arktiske jordsystemprosesser. En slik modell vil gjøre usikkerheten i beregningene av fremtidig klimautvikling i Arktis betydelig mindre. Det er på den andre siden vesentlig å være klar over at en robust beskrivelse av fremtidens klimautvikling i Arktis må basere seg på et samspill mellom simuleringer (statistiske og dynamiske) fra flere klimamodeller med ulike (men realistiske) premisser for inngangsdata.

Foreslåtte tiltak:

- Utføre simuleringer med flere ulike klimamodeller, og analysere kombinererte resultat

7.6 Distribusjon og «skreddersyng» av klimaprojeksjoner for virknings- og tilpasningsstudier

Utvikling og bruk av høyoppløselige koblede regionale modeller (kapittel 7.2), bruk av finskala modeller (kapittel 7.3), validering av modellresultat mot observasjoner (kapittel 7.1) og estimering av usikkerhet vil forbedre projeksjonene av lokale klimaendringer betraktelig. For å skaffe til veie mer nyttig informasjon til lokale beslutningstakere, forskere og andre brukere av klimadata, er det imidlertid i de fleste tilfeller, behov for å «skreddersyng» resultatene for bestemte formål. Metoder for slik skreddersyng av klimadata bør utdypes i samarbeid med ulike brukergrupper. For å kunne forsyne brukerne med oppdaterte og skreddersyde klimadata, bør det opprettes et «klimaservicesenter». Distribusjon av klimaprojeksjoner også for Arktis kan skje gjennom nettstedet «Klimatilpasning Norge» (www.klimatilpasning.no), initiert av norske myndigheter og drevet av Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. Dette nettstedet tar mål av seg å skaffe til veie gode eksempler på tilpasning og verktøy for å integrere tilpasning i planleggingen, og det kan være en bra plattform for tilgang til relevant klimatilpasning også for norsk Arktis.

Foreslåtte tiltak:

- Opprette et «klimaservicesenter» som skal forsyne brukere med oppdaterte og skreddersyde klimadata for ulike konsekvens- og tilpasningstiltak
- Skaffe til veie oppdaterte klimaprojeksjoner og informasjon fra norsk Arktis til nettstedet www.klimatilpasning.no

8. Oppsummering

Den siste IPCC-rapporten (IPCC 2007) og ACIA-rapporten (ACIA 2005) slår fast at det har skjedd en oppvarming de siste 30 årene over hele jorden, men den er størst på de høyere nordlige breddegrader. Den kraftigste oppvarmingen

Tabell 8. Beregninger av endringer i års- og årstidsverdier for temperatur og nedbør fra ulike nedskaleringer. Lyseblå skravur indikerer endring fra 1961–1990 til 2071–2100. Verdiene i tabellen indikerer intervall for geografiske forskjeller, og gir ikke noe estimat for usikkerhet. Det må presiseres at intervallgrensene er basert på ulik detaljeringsgrad i de ulike nedskaleringene.

		Svalbard			Nord-Norge						
Fra tidsrom		1981–2010	1961–1990	1961–1990	1981–2010	1961–1990	+ 70 år	1961–1990	1961–1990	1961–1990	1961–1990
Til tidsrom		2021–2050	2071–2100	2071–2100	2021–2050	2021–2050		2071–2100	2071–2100	2071–2100	2071–2100
Utslippsscenario		IS92a	B2	A1B	IS92a	Flere	Flere	B2	A1B	A1B	Flere
Referanse		A	A	B	A	C	D	A	E	B	C
Temp (°C)	År	1,5–4	3–8	-	1–2	1,9–2,3	2–3	2,5–3,5	2,7–3,2	-	3,4–4,2
	Vår	1,5–4	2–6	6–7	1–1,5	2,1–2,6	2–3	2,5–3,5	2,9–3,3	4–7	3,8–4,7
	Sommer	1–1,5	2–4	2–3	1	1,2–1,6	1,5–2,5	1–2	2,0–2,2	3–4	2,2–2,9
	Høst	2–6	4–8	4–6	1–2	1,9–2,3	2,5–4	2,5–4	3,1–3,5	3–7	3,4–4,1
	Vinter	2,5–8	4–8	6–10	1–2,5	2,3–2,8	2,5–4	2,5–4,5	2,7–3,6	4–11	4,2–5,3
Nedbør (%)	År	10–20	10–40	-	0–10	8,3–10,4	10–20	20–30	11,6–13,6	-	15,3–19,0
	Vår	5–20	10–40	0–30	0–10	5,0–9,5	5–20	20–30	10,0–11,2	5–20	9,1–17,4
	Sommer	0	10–30	10–15	0	7,2–10,5	10–20	10	11,5–12,7	10–15	13,2–19,2
	Høst	10–20	10–40	5–20	0	11,6–14,3	10–20	10–20	18,2–23,3	5–20	21,2–26,3
	Vinter	10–40	0–40	20–50	10–20	6,9–8,5	10–20	20–40	5,5–6,8	10–30	12,7–15,6

A: Nedskalering med NorACIA regional klimamodell (se kapittel 4 i denne rapporten)

B: Empirisk statistisk nedskalering for NorACIA (se kapittel 4 i denne rapporten)

C: Middelfremskrivning «M» for ensemble av nedskaleringer (Hanssen-Bauer et al. 2009, se kapittel 5 i denne rapporten).

D: Kombinert analyse av RCM-simulering for åtte globale klimamodeller (Haugen & Iversen 2008)

E: Kombinert analyse av RCM-simulering for to globale klimamodeller (RegClim 2005)

har skjedd om vinteren og våren. Gjennomsnittstemperaturen over arktiske landområder har steget nesten dobbelt så mye som for resten av jorden de siste hundre år. De arktiske klimaforholdene viser stor variabilitet, både fra år til år, men også fra tiår til tiår og på lengre tidsskalaer. Dette gjelder for eksempel for temperatur, nedbør, vind og isforhold. En noe lengre varm periode i Arktis, nesten like varm som dagens, forekom fra 1925 til 1945, men dens geografiske utbredelse var begrenset i forhold til dagens omfattende globale oppvarming (IPCC 2007).

Det er store forskjeller i måten forskjellige klimamodeller beskriver både dagens og fremtidens isforhold i norsk Arktis, og derfor er usikkerheten i de arktiske klimaberegningene betydelige. De fleste europeiske regionale klimamodeller dekker ikke områder så langt nord som Svalbard, og Nord-Norge er vanligvis nær grensen for modellområdene. For å få mer fokuserte nedskaleringer for norsk Arktis, ble det etablert en ny klimamodell innen NorACIA. Denne modellen (NorACIA-RCM) ser ut til å gi en realistisk beskrivelse av dagens klimaforhold i Nord-Norge og på Svalbard. Hvis vi antar at inngangsdataene er fornuftige, gir modellen også trolig en fyllestgjørende beskrivelse av de fremtidige klimaforholdene. Bare noen få globale modeller er på det nåværende tidspunkt nedskalert av NorACIA-RCM. For å få en mer robust beskrivelse av fremtidens klima i norsk Arktis, presenteres et sammendrag av beregningene av temperatur og nedbør fra ulike nedskaleringer i tabell 9.

Robuste funn i klimautvikling i norsk Arktis fra 1961–1990 til 2071–2100

Temperatur: I Nord-Norge indikerer beregningene en økning i årstemperaturen på 2,5–3,5 °C, med den minste økningen i de vestlige kyststrøkene og den største i

Varanger-området og på indre strøk av Finnmark. Ifølge Hanssen-Bauer et al. (2009) gir M-fremskrivningene en økning i årsmiddeltemperatur i de tre regionene i Nord-Norge på 3,4–4,2 °C fra 1961–1990 til 2071–2100). På Svalbard er økningen i årstemperatur ca. 3 °C i sørvest og ca. 8 °C i nordøst. Den beregnede oppvarmingen er minst om sommeren og størst høst og vinter. Dette gjelder særlig for innlandsområdene. Høst og vinter er det beregnet en temperaturøkning på mer enn 3 °C i store deler av Nord-Norge, mens oppvarmingen i Svalbard-området stort sett ligger i området 2–4 °C. En vesentlig økning i lufttemperaturen er også beregnet i havområdene mellom Svalbard og Novaja Semlja – spesielt i perioden september–mai. Økningen er størst i områder hvor havisen er erstattet med åpent vann.

Nedbør: Beregningene indikerer en økning i nedbør gjennom alle årstider både i Nord-Norge og i Svalbard-regionen. Økningen i årsnedbør ligger generelt i området 10–30 % i Nord-Norge og mellom 10 og 40 % på Svalbard. I Nord-Norge er økningen størst om høsten og vinteren, med den kraftigste økningen i kyststrøkene i Finnmark. På Svalbard beregner modellene minst økning i sør og sørvest, og kraftigst økning i nord og nordøst. Beregningene indikerer også en vesentlig prosentvis økning i antall tilfeller av kraftig nedbør (> 20 mm/dag). Det er imidlertid verdt å merke seg at det er relativt få dager med nedbør som overstiger 20 mm i Nord-Norge og spesielt i Svalbard-området. Dermed innebærer en stor prosentvis økning ikke nødvendigvis en dramatisk økning i antall dager med kraftig nedbør. Analysen viser at døgnverdiene for nedbør som i dag i gjennomsnitt forekommer én gang i løpet av en femårsperiode, i fremtiden kan forekomme 2–3 ganger oftere enn i dagens klima. Også intensiteten vil øke i slike ekstreme nedbørepisoder.

Vind: Estimaten for endringer i vindforholdene er usikre, og det er store avvik mellom beregninger basert på forskjellige modeller. Beregningene indikerer små endringer i Nord-Norge, mens havområdene mellom Svalbard og Novaja Semlja kan få en økning i maksimal vindhastighet på mer enn 10 %.

Snø: I kyststrøkene i Nord-Norge indikerer beregningene en kortere sesong med snø på bakken og en reduksjon i nedbørmengder som faller som snø. På den andre siden kan snømengdene øke på indre strøk av Finnmark og i

fjellområdene, og også over store deler av Svalbard. Årsaken er at selv om snøsesongen blir kortere i et varmere klima, vil dette kompenseres av en kraftig økning i vinternedbør som snø i disse områdene.

Havnivå: Nye beregninger indikerer en havnivåøkning langs kysten av Troms og Finnmark på 10–20 cm frem mot år 2050 og 50–70 cm frem mot 2100. Disse tallene er korrigert for landhevning, men de er ganske usikre på grunn av sprikende estimater for beregnet bresmelting på Grønland og i Antarktis.

9 Referanser

- ACIA 2005. Arctic climate impact assessment. Cambridge University Press
- Benestad RE 2004. Empirically downscaled SRES-based climate scenarios for Norway. RegClim results. met.no Report 08/2004
- Benestad RE, Kirkevåg A & Førland EJ 2005. Climate scenarios for the Nordic region: Regional effects of aerosols and empirical downscaling of scenarios, met.no Report 19/2005
- Benestad RE, Hanssen-Bauer I & Førland EJ 2007. An evaluation of statistical models for downscaling precipitation and their ability to capture long-term trends. *International Journal of Climatology* 27, 649–665
- Benestad RE 2005. On Latitudinal profiles of zonal means GRL 32 L19713, doi 10.1029/2005GL023652
- Benestad RE 2008. Empirical-statistical down-scaled arctic temperature and precipitation series. met.no Report 12/2008
- Bengtsson L, Hageman S & Hodges KI 2004. Can climate trend be calculated from reanalysis data? *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 109, D11111, doi 10.1029/2004JD004536
- Bjørge D, Haugen JE & Nordeng TE 2000. Future climate in Norway. DNMI Report 103/2000
- Christensen OB & Christensen JH 1998. Very high-resolution climate simulations over Scandinavia. *Present Climate. Journal of Climate* 11 (12), 3204–3229
- Debernard J & Røed LP 2008. Future wind, wave and storm surge climate in the northern Seas: A revisit. *Tellus*, 60A, 427–438
- Dyrørdal AV & Vikhamar-Schuler D 2009. Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway. met.no Report 05/2009
- Ellingsen I, Dalpadado P, Slagstad D & Loeng H 2008. Impact of climatic change on the biological production in the Barents Sea. *Climatic Change* 87, 155–175
- Furevik T, Bentsen M, Drange H, Kindem IKT, Kvamstø NG, & Sorteberg A 2003. Description and validation of the Bergen Climate Model: ARPEGE coupled with MICOM. *Climate Dynamics* 21, 27–51
- Førland EJ, Allerup P, Dahlström B, Elomaa E, Jönsson T, Madsen H, Perälä J, Rissanen P, Vedin H & Vejen F 1996. Manual for operational correction of Nordic precipitation data. DNMI Report 24/1996
- Førland EJ, 1993. Precipitation normals, normal period 1961–1990.
- Førland EJ, Hanssen-Bauer I & Nordli PØ 1997a. Orographic precipitation at the glacier Austre Brøggerbreen. DNMI-Report 2/1997
- Førland EJ, Hanssen-Bauer I & Nordli PØ 1997b. Climate statistics & longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. DNM Report 121/1997
- Førland EJ & Hanssen-Bauer I 2000. Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false? *Climatic Change* 46, 485–509
- Førland EJ, Benestad RE, Flatøy F, Hanssen-Bauer I, Haugen JE, Sorteberg A & Ådlandsvik B 2008. NorACIAs klimascenarier for norsk Arktis. met.no Report 09/2008
- Gerland S, Pavlova O & Goodwin H 2010. Havis. I Holmén K & Dallmann W (red): Fysiske og biogeokjemiske prosesser – klimaendringer i norsk Arktis. NorACIA delutredning 2. Norsk Polarinstitutt Rapportserie 134
- Giorgi F, Hewitson B, Christensen JH, Hulme M, von Storch H, Whetton P, Jones R, Mearns L & Fu C 2001. Regional Climate Information – Evaluation and Projections. In Houghton JT et al. (eds): *Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Pp. 583–638. Cambridge University Press
- Goodison BE, Louie PYT & Yang D 1998. WMO solid precipitation measurement intercomparison. WMO/TD No 872
- Hagen JO & Liestøl O 1990. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–1988. *Annals of Glaciology* 14, 102–106
- Hagen JO & Lefauconnier B 1995. Reconstructed runoff from the high arctic basin Bayelva based on mass-balance measurements. *Nordic Hydrology* 26, 285–296
- Hanssen-Bauer I, Kristensen Solås M & Stefansen E 1990. The climate of Spitsbergen. DNMI Report 39/1990
- Hanssen-Bauer I & Førland EJ 1994. Homogenizing long Norwegian precipitation series. *Journal of Climate* 7 (6), 1001–1013
- Hanssen-Bauer I, Førland EJ & Nordli PØ 1996. Measured and true precipitation at Svalbard. DNMI Report 31/1996
- Hanssen-Bauer I, Achberger C, Benestad RE, Chen D & Førland EJ 2005. Statistical down-scaling of climate scenarios over Scandinavia: A review. *Climate Research* 29, 255–268
- Hanssen-Bauer I 2005. Regional temperature and precipitation series for Norway: Analyses of time-series updated to 2004. met.no Report 15/2005
- Hanssen-Bauer I 2007. Climate variation in the European sector of the Arctic: Observations and scenarios. In Ørbæk JB et al. (eds): *Arctic-alpine ecosystems and people in a changing environment*. Springer-Verlag
- Hanssen-Bauer I, Drange H, Førland EJ, Roald LA, Børsheim KY, Hisdal H, Lawrence D, Nesje A, Sandven S, Sorteberg A, Sundby S, Vasskog K & Ådlandsvik B 2009. Klima i Norge 2100 – Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing, Norsk Klimasenter
- Haugen JE & Haakenstad H 2006. Validation of HIRHAM version 2 with 50 km and 25 km resolution. RegClim General Technical Report 9, 159–173
- Haugen JE & Iversen T 2008. Response in extremes of daily precipitation and wind from a downscaled multi-model ensemble of anthropogenic global climate change scenarios. *Tellus A* 60A (3) 411–426
- Hurrell JW 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679
- Hygen HO 2009. Sea-ice extension in the area between Greenland and Novaja Zemlja 1971–2000. met.no Note 01/2009
- IPCC 2001. *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press
- 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*. Cambridge University Press
- Isaksen K, Vonder Mühl D, Gubler H, Kohl T, Sollid JL 2000. Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep

- borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. *Annals of Glaciology* 31: 287–294.
- Isaksen K, Sollid JL, Holmlund P & Harris C 2007a. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research* 112, F02S04, doi:10.1029/2006JF000522.
- Isaksen K, Benestad RE, Harris C & Sollid JL 2007b. Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios. *Geophysical Research Letters* 34, L17502, doi:10.1029/2007GL031002
- Jania J & Pulina M 1994. Polish Hydrological studies in Spitsbergen, Svalbard: A review of some results. Proc. 10th Int. Northern Research Basins Symposium and Workshop, Spitsbergen, Norway, SINTEF Report STF 22 A96415, 47–76
- Killingtveit Å, Pettersson L-E & Sand K 1994. Water balance studies at Spitsbergen, Svalbard. Proc. 10th Int. Northern Research Basins Symposium and Workshop, Spitsbergen, Norway, SINTEF Report STF 22 A96415, 77–94
- Kolstad EW & Bracegirdle TJ 2008. Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere. *Climate dynamics* 80, 891–885. doi 10.1007/s00382-007-0331-0
- Kållberg P, Simmons A, Uppala S & M Fuentes 2004. The ERA-40 Archive. ERA 40 project report series no. 17, ECMWF
- Loeng H (red) 2008. Klimaendringer i Barentshavet – Konsekvenser av økte CO₂-nivåer i atmosfæren og havet. Rapportserie 126. Norsk Polarinstittutt
- McCabe GJ, Clark MP & Serreze MC 2001. Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate* 14(12), 2763–2768
- Nordli PØ, Hanssen-Bauer I & EJ Førland 1996. Homogeneity analyses of temperature and precipitation series from Svalbard and Jan Mayen. DNMI Report 16/1996
- van Oldenborgh GJ, Drijfhout S, van Ulden A, Sterl A, Severijns C, Hazeleger W & Dijkstra H 2008. Eastern Europe is warming much faster than expected. *Climate of the past* Discussions 4, 897–928
- Osokin NI, Zhidkov VA & Gokhman VV 1994. Snowcover of Spitsbergen and the peculiarities of its distribution in some mountain basins. Proc. 10th Int. Northern Research Basins Symposium and Workshop, Spitsbergen, Norway, SINTEF Report STF 22 A96415, 484–48
- Overland JE & Wang M 2007. Future regional Arctic sea ice declines, *Geophysical Research Letters* 34, L17705, doi:10.1029/2007GL030808
- Pettersson L-E 1994. The Hydrological Regime of Spitsbergen, Svalbard. Proc. 10th Int. Northern Research Basins Symposium and Workshop, Spitsbergen, Norway, SINTEF Report STF 22 A96415, 95–107
- Polyakov IV, Bekryaev RV, Alekseev GV, Bhatt US, Colony RL, Johnson MA, Makshtas AP & Walsh D 2003. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *Journal of Climate* 16, 2067–2077
- Rahmstorf S, Cazenave A, Church JA, Hansen JE, Keeling RF, Parker DE, & Somerville RCJ 2007. Recent climate observations compared to projections. *Science*, 316, 709
- RegClim 2005. Norges klima om 100 år. Usikkerheter og risiko. <http://regclim.met.no>
- RealClimate 2009. <http://www.realclimate.org/index.php/archives/2006/01/polar-amplification/>. Hentet fra Internett 2009.
- Serreze MC, Box JE & Barry RG 1993. Characteristics of Arctic Cyclone Activity, 1952–1989. *Meteorology and Atmospheric Physics* 51(3–4), 147–164
- Serreze MC, Carse F, Barry RG & Rogers JC 1997. Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate* 10, 453–464
- Sneyers R 1995. Climate instability determination. Discussion of methods and examples. Proc. From 6th International Meeting on Statistical Climatology, 19–23 June, Galway, Ireland, 547–550
- Sorteberg A & Walsh JE 2008. Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic. *Tellus A*, Vol. 60 Issue 3, 570–586
- Sorteberg A, Furevik T, Drange H & Kvamstø NG 2005. Effects of simulated natural variability on Arctic temperature projections. *Geophysical Research Letter*, Vol. 32, L18708, doi:10.1029/2005GL023404
- Sorteberg A & Kvamstø NG 2006. The effect of internal variability on anthropogenic climate projections. *Tellus A* 58(5), 565–574
- SRES 2000. IPCC Special Report on emission Scenarios. Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries B, Fenhann J, Gaffin S, Gregory K, Grübler A, Jung TY, Kram T, LaRovere EL, Michaelis L, Mori S, Morita T, Pepper W, Pitcher H, Price L, Aih KR, Roehrl A, Rogner H-H, Sankovski A, Schlesinger M, Shukla P, Smith S, Swart R, van Rooijen S, Victor N & Dadi Z (red). Cambridge University Press
- Steffensen EL 1982. The climate at Norwegian Arctic stations. DNMI Report 5/1982, 3–44.
- Stendel M, Christensen JH & Petersen D 2008. Arctic Climate and Climate Change with a Focus on Greenland. I Meltofte H, Christensen TR, Elberling B, Forchhammer MC & Rasch M (red.) High-Arctic Ecosystem Dynamics in a Changing Climate. *Advances in Ecological Research* 40, 13–43.
- Tveit J & Killingtveit Å 1994. Snow surveys for studies of water budget on Svalbard 1991–1994. Proc. 10th Int. Northern Research Basins Symposium and Workshop, Spitsbergen, Norway, SINTEF Report STF 22 A96415, 489–509
- Vikhamar-Schuler D, Beldring S, Førland EJ, Roald LA & Engen-Skaugen T 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
- Zhang X, Walsh JE, Zhang J, Bhatt US & Ikeda M 2004. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity, 1948–2002. *Journal of Climate* 17, 2300–2317
- Walsh JE, Chapman WL, Romanov V, Christensen JH & Stendel M 2008. Global climate model performance over Alaska and Greenland. *Journal of Climate* 21, 6156–6174
- Ådlandsvik B & Bentsen M 2007. Downscaling a 20th century global climate simulation to the North Sea. *Ocean Dynamics* 57, 453–466
- Ådlandsvik B 2008. Marine downscaling of a future climate scenario for the North Sea, *Tellus* 60A, 451–458

10 Akronymliste

Akronym	Forklaring
ACIA	Arctic Climate Impact Assessment (www.acia.uaf.edu)
AO	Arctic Oscillation
AOGCM	Atmospheric Ocean General Circulation Model
BCM	Bergen Climate Model
CAI	Cyclone Activity Index
CRU	Climate Research Unit, University of East Anglia, UK
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasting
ENSEMBLES	http://ensembles-eu.metoffice.com
ERA40	ECMWF Re-Analyse for 40 år
ESD	Empirical-Statistical Downscaling (Empirisk-Statistisk nedskalering)
ESM	Earth System Modelling
EUMETSAT	European Collaboration on Meteorological Satellites
GCM	General Circulation Model
HIRHAM25	Regional klimamodell med 25 km romlig oppløsning
IMR	Institute of Marine Research (Havforskningsinstituttet), Bergen
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPY	International Polar Year
MCAO	Marine Cold Air Outbreaks
met.no	Meteorologisk institutt (www.met.no)
MICOM	Havmodell som inkluderer en dynamisk-termodynamisk sjø-is modell
MMD	Multi-Modell datasett som ble brukt i klimaprojeksjoner for IPCC 4AR
MPI	Max-Planck Institut, Hamburg, Tyskland
MPI B2	RCM nedskalering basert på MPI simulering for 2071–2100 med utslippsscenario B2
MPI CN	RCM nedskalering basert på MPI simulering for kontrollperioden 1961–1990 («normal-periode»)
MPI P2	RCM nedskalering basert på MPI simulering for «dagens klima» 1981–2010
MPI S2	RCM nedskalering basert på MPI simulering for scenarieperioden 2021–2050 (utslippsscenario IS92a)
MSLP	Mean Sea Level Pressure (Midlere lufttrykk i havnivå)
NAO	North Atlantic Oscillation
NorACIA	Norsk oppfølging av Arctic Climate Impact Assessment (www.noracia.npolar.no)
RCM	Regional Climate Model (Regional klimamodell)
Regclim	Regional Climate development (Regional klimautvikling under under global oppvarming (http://regclim.met.no))
ROMS	Regional Ocean Model System
SRES	IPCC Special Report on Emission Scenarios (se SRES 2000)
TAM	Midlere lufttemperatur 2 m over bakken
TAR	IPCC Third Assessment Report (se IPCC 2001)
WMO	World Meteorological Organisation
4AR	IPCC 4th Assessment Report (se IPCC 2001)
20C3M	Modellsimulering for det 20. århundret

