

John Richard Hansen (red)

Status og utviklingstrekk for klimaindikatorer i norsk del av Arktis

MOSJ-rapport – klima





Rapportserie nr. 130

Report series no. 130

Status og utviklingstrekk for klimaindikatorer i norsk del av Arktis

MOSJ tolkingsrapport – klima

John Richard Hansen (red)

Norsk Polarinstitutt 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

John Richard Hansen
Norsk Polarinstitut
Polarmiljøseneteret
NO-9296 Tromsø
john.richard.hansen@npolar.no
www.npolar.no

Dette er en korrigeret utgave av rapport nr. 130, ISBN 978-82-7666-263-4. For referanser skal denne korrigerede utgaven benyttes.

Teknisk redaktør:	Marte Lundberg, Norsk Polarinstitut
Design/layout:	Audun Igesund, Norsk Polarinstitut
Forsidefoto:	Tor Ivan Karlsen
Trykktid:	Juli 2010, abcProfil
ISBN:	978-82-7666-277-1
ISSN:	0803-0421

Foreliggende rapport representerer en gjennomgang av status og utviklingstrekk for klimaindikatorerne i Miljøovervåkingssystemet for Svalbard og Jan Mayen (MOSJ). Det er i tillegg utarbeidet råd for styrking av overvåking av klimaindikatorer.

Arbeidet har vært ledet av seniorrådgiver John Richard Hansen (prosjektleder), Norsk Polarinstitutt. Arbeidet har vært lagt opp i henhold til anbefalt aktivitet i MOSJ (Hansen & Brodersen 1998). Temakapitlene er skrevet av ansvarshavende for overvåking av klimaindikatorerne, og redigert av prosjektleder. I tillegg til tett kommunikasjon mellom deltagerne, har det vært gjennomført en felles workshop for sammenfatning av konklusjoner i de ulike temakapitlene.

Sammenfatningen av klimaindikatorerne viser at klimaet i vår del av Arktis er i stor endring. Dette sees klart ved at temperaturen i havstrømmene vest av Spitsbergen og i Framstredet har økt markant. Arealet og tykkelsen av havisen er redusert. Utviklingen av temperatur i luft og nedbør viser klare endringer. Over tid har det skjedd en gradvis temperaturøkning i Arktis som er langt høyere enn på fastlandet, og de siste årene har økningen vært betydelig. Også nedbøren øker. Som et resultat av redusert mengde havis og økende lufttemperatur er temperaturen i permafrosten i ferd med å øke.

Det er for tidlig å trekke konklusjoner om virkningene av de observerte klimaendringene på biologisk mangfold, men de er forventet å bli store. Dette vil bli vurdert nøyere under en påfølgende gjennomgang av indikatorer for biologisk mangfold i årene som kommer. Endringer i permafrosten vil trolig i stor grad influere på våtmarksområdene på øygruppen og medføre utglidning og ras i utsatte områder. Dessuten er det forventet utfordringer knyttet til byggetekniske forhold i bosetningene på Svalbard og Jan Mayen.

Deltagere i dette prosjektet har vært:

Kjell Isaksen (Meteorologisk institutt)

Inger Hanssen-Bauer (Meteorologisk institutt)

Erik Førland (Meteorologisk institutt)

Georg H Hansen (Norsk institutt for luftforskning, NILU)

Vladimir Pavlov (Norsk Polarinstitutt)

Sebastian Gerland (Norsk Polarinstitutt)

Olga Pavlova (Norsk Polarinstitutt)

Johan Ström (Norsk Polarinstitutt)

Jack Kohler (Norsk Polarinstitutt)

John Richard Hansen – prosjektleder og redaktør (Norsk Polarinstitutt)

Innholdsfortegnelse

Kort sammenfatning av klimaindikatorene	5
Temperatur og nedbør	9
Hydrografi i Framstredet og Svalbard.....	13
Havnivå	17
Havis.....	19
Massebalanse av isbreer på Svalbard.....	22
Bakketemperatur i permafrost	26
Atmosfærisk stråling.....	28
Ozon og UV-stråling	30
Råd til forvaltningen	33
Indikatoroversikt.....	34
Referanser	34

Kort sammenfatning av klimaindikatorene

Overvåking av meteorologiske indikatorer

- Middeltemperaturen, uttrykt som lineær trend, har økt på Svalbard med + 0,22 °C per tiår fra 1912 til 2007. Økningen er nær tre ganger så stor som langtidstrenden for global middeltemperatur. Endringen er også stor i forhold til norske fastlandsregioner der langtidstrendene i økningen i årsmiddeltemperatur er målt til mellom 0,05 og 0,12 °C per tiår. I gjennomsnitt for landområdene nord for 60 °N, er det årene 2007, 2005 og 2003 som har vært varmest.
- Mengde nedbør øker prosentvis mer ved stasjonene på Svalbard og Jan Mayen sammenlignet med nedbørstrender på fastlandet. Den lineære nedbørstrenden på fastlandet viser en økning tilsvarende 0,3–1,9 % per tiår. I Arktis er det kun Jan Mayen som viser en lineær trend som er mindre enn 1,9 % per tiår.

Overvåking av hydrografi i Framstredet og Svalbard

- Det var observert et markant fall i havtemperaturen utenfor Vest-Spitsbergen i perioden fra 1950 fram til 1970. Trenden snudde rundt 1980, og fram til våre dager har det tvert om vært en betydelig økning i havtemperaturen i de øverste vannlagene. Dypere nede i vannmassene, på 50 m og 100 m, har det skjedd en økning i temperaturen, men utslagene er ikke så markante.
- Saltholdighet i samme område falt i perioden 1950–1980, men har vært økende i perioden 1980–2004. Dette er i første rekke synlig ned til 20 m.
- I Framstredet falt maksimumstemperaturen i vannmassene jevnt fra 1920 fram til slutten av 1970-tallet, men siden har det vært en utpreget økning av temperaturen. I de siste fire årene har havtemperaturen i Framstredet ikke vært lavere enn 7,5 °C, og den høyeste vanntemperaturen på 7,7 °C ble observert sommeren 2002.

Overvåking av havis

- I Kongsfjorden (ved Ny-Ålesund) er areal av havis betydelig redusert i sesongene 2006–2008 i forhold til begynnelsen av 2000-tallet.
- Is- og snøtykkelsen i Kongsfjorden har i samme perioder vært betydelig mindre i forhold til begynnelsen av 2000-tallet.
- Midlere tykkelse av havisen rundt Hopen er redusert med ca. 40 cm fra målingene startet i 1996 fram til 2006, fra 1,20 m til 0,80 m.

Overvåking av massebalanse av isbreer på Svalbard

- Austre Brøggerbreen og Midtre Lovénbreen har begge tapt masse helt siden starten av overvåkingen i henholdsvis 1967 og 1968. Utviklingen er ikke så påtagelig for den langt større Kongsvegen hvor overvåkingen startet i 1987. De observerte trendene for både vinter- og sommerbalanse er ikke statistisk signifikante, men det er en tendens til redusert akkumulering av is på breene om vinteren, og økt avsmelting om sommeren.

På Slakbreen, Sør-Spitsbergen, er avsmeltingen av breen for måleperioden 1990–2003 mer enn fire ganger så stor som for perioden 1961–1977. Målinger på Wedel Jarlsberg Land, Sør-Spitsbergen, viser økt utsmelting av isbreene i hele området. Avsmeltningen er fordoblet fra perioden 1990–1996 og til 1996–2002. Målingene på Wedel Jarlsberg Land og Slakbreen er per i dag ikke inkludert i MOSJ, men bidrar til å styrke utsagnet om utviklingen for breer som overvåkes i MOSJ.

Overvåking av bakketemperatur i permafrost

- Temperaturutviklingen i permafrosten viser at den nå øker med 0,035 °C i året, og gjenspeiler oppvarmingen av Svalbard over de siste 15–20 år. Dette er et entydig klimasignal som indikerer at permafrosten varmes opp i høyt tempo. Effekten av de tre siste, svært varme somrene på Svalbard er forventet å gi utslag i 2009 eller 2010. Fortsetter oppvarmingen i dagens tempo, vil temperaturen i permafrosten på 30 m dybde øke med 1–2 °C i løpet av noen få tiår. Det vil på sikt skape merkbare endringer av de mekaniske egenskapene i bakken.

Overvåking av atmosfærisk stråling

- Overvåking av langbølgestråling i Ny-Ålesund viser en meget tydelig nedadgående trend som tilsvarende 0,66 og 0,96 Wm⁻² per år for henholdsvis stråling ut til atmosfæren og inn fra atmosfæren. Mesteparten av reduksjonen har skjedd før ca. 1990. Etter dette er det ingen signifikant trend. Med bakgrunn i de observerte økningene i temperaturene i Arktis, er nedgangen overraskende, og foreløpig har vi ingen robust forklaring på den observerte trenden. Mer inngående analyser viser at selv om de største endringene i lufttemperaturen i Ny-Ålesund har skjedd i vintermånedene, er likevel nedgangen i langbølgestrålingen størst i sommerperioden. Trolig kan dette skyldes at strålingsenergien er koblet til prosesser knyttet til latent varme – det vil si at den er gått med til oppvarming av permafrosten og til økt fordampning.
- Den kortbølgede nettostrålingen, som representerer global refleksjon, viser ingen vesentlig trend.
- Det er derimot en klar trend for forholdstallet mellom reflektert/global stråling – dvs. albedo. Det skyldes at tidspunktet for første snøfrie dag er under endring. Det gjennomsnittlige tidspunkt for første snøfrie dag i Ny-Ålesund har vært framskyndet med hele 0,53 dager per år siden 1982.

Overvåking av ozon og UV-stråling

- Ozonlaget på Svalbard i april måned har hatt en markert negativ trend fra 1979 fram til midten av 1990-tallet, og med et svært markant minimum i 1997. Etter 1997 er nivået av total ozon generelt blitt høyere. Med en forutsetning om en negativ, lineær trend siden 1979, viser analysen at mengden av ozon er redusert i perioden 1979–2003 med 4,2–7,2 % per tiår.

- Det midlere nivået av total ozon for juni måned avslører ingen langsiktig trend i løpet av de siste 25 årene. En første detaljert analyse av total ozon tyder imidlertid på at det kan være en lineær økning i ozonmengden tilsvarende 0,8 % per tiår i denne perioden.
- UV-nivåene både i april og juni har sunket det siste tiåret og er nå nær de laveste nivåene i løpet av de siste 35 årene, på tross av reduserte ozonmengder om våren. Dette skyldes trolig økning i forekomsten av skyer, og muligens lavere albedo.

Samlet vurdering

Analysene av temperaturseriene fra Svalbard Lufthavn – Longyearbyen viser perioder med oppvarming fra 1912 til 1930-årene og fra 1970 til 2007, men derimot avkjøling fra 1950-årene til ca. 1970. På tross av avkjølingsperioden, viser analysen av den lineære trenden fra 1912 til 2007 en økning i temperaturen tilsvarende 0,22 °C per tiår. Trenden er statistisk sikker på 1 % nivå. Tidsseriene fra de andre norsk-arktiske stasjonene viser en lignende utvikling som for Svalbard Lufthavn. Etter år 2000 har det vært flere usedvanlig varme år på Svalbard og Jan Mayen. Både ved Svalbard Lufthavn, Hopen og Jan Mayen har de tre varmeste årene i måleperioden forekommet etter år 2000.

Den lineære, økende temperaturtrenden på Svalbard Lufthavn – Longyearbyen er ca. tre ganger så stor som langtidstrenden for den globale middeltemperaturen. Dette mønsteret finner vi ventelig igjen når Svalbard Lufthavn – Longyearbyen blir sammenlignet med temperaturtrendene i noen regioner på fastlands-Norge (Hanssen-Bauer 2007) – der årsmiddeltemperaturen har økt mellom 0,05 og 0,12 °C per tiår. De mange rekordvarme årene etter år 2000 i norsk del av Arktis er et trekk vi også finner i andre arktiske land-områder. I gjennomsnitt over landområdene nord for 60 °N er det 2007, 2005 og 2003 som har vært de varmeste årene (Richter-Menge mfl. 2008).

De lineære trendene i sesongtemperaturene ved Svalbard Lufthavn – Longyearbyen fra 1912 til 2007 er +0,21 °C per tiår om vinteren; +0,46 °C per tiår om våren; +0,10 °C per tiår om sommeren; og +0,16 °C per tiår om høsten. Alle årstider, bortsett fra vinteren, viser nå en positiv trend som er statistisk sikker på minst 5 % nivå. Dette er en endring siden den første vurderingen i MOSJ i 2005 (Sander mfl. 2005), da kun oppvarmingen i vårsesongen var statistisk sikker.

Trenden i årsnedbør ved de norsk-arktiske stasjonene er langt større enn gjennomsnittstrenden for nedbør over nordre deler av Amerika, Europa og Asia – der økningen har vært 6–8 % i perioden 1900–2005 (<1 % per tiår) (IPCC 2007). Også sammenlignet med nedbørtrender på det norske fastlandet ligger trendene ved stasjonene i norsk del av Arktis stort sett høyt. Hanssen-Bauer (2005) fant en lineær, økende nedbørtrend på 0,3–1,9 % per tiår i forskjellige norske regioner, og av stasjonene i MOSJ er det kun Jan Mayen som viser en lineær trend som er lavere enn 1,9 % per tiår.

Det er ikke mulig å si hvor mye av oppvarmingen på Svalbard som skyldes naturlige klimavariasjoner, og hvor mye som skyldes økte utslipp av klimagasser skapt av menneskelig aktivitet. Analyser av sammenhenger mellom forskjellige variabler kan likevel øke den fysiske forståelsen av årsaks-sammenhenger i det arktiske klimasystemet. Hanssen-Bauer og Førland (1998) konkluderte med at en stor del av oppvarmingen ved Svalbard Lufthavn – Longyearbyen, fra den kalde perioden på slutten av 1960-årene frem til begynnelsen av 1990-årene, hadde sammenheng med endringer i atmosfærisk sirkulasjon, i form av økt transport av milde, maritime luftmasser fra sydvest. En fersk analyse av sammenhengen mellom temperaturanomali og trykkfelt i området, tyder imidlertid på at temperaturøkningen fra tidlig 1990-tallet til 2007 i mindre grad kan knyttes til slike endringer i atmosfærisk sirkulasjon (Benestad 2008, pers. komm.). Dette er kvalitativt i overensstemmelse med Overland mfl. (2008) som peker på at oppvarmingen i Arktis fra 1960-årene til begynnelsen av 1990-årene var assosiert med et skifte fra negativ til positiv fase i den arktiske svingning (The Arctic Oscillation, AO), mens oppvarmingen de siste 10–15 årene ikke kan forklares på denne måten.

Richter-Menge mfl. (2008) viser at flere av de varme årene på 2000-tallet var assosiert med lav haviskonsentrasjon i Polhavet gjennom sommerhalvåret, noe som har ført til økt varmeopptak i havet og høye overflatetemperaturer utover høsten. De hevder at de ekstremt lave iskonsentrasjonene i 2007 delvis kan forklares ved de dominerende vindforholdene gjennom sommeren, mens atmosfærisk påvirkning betydde lite for de lave iskonsentrasjonene i 2008.

Målingene av nettopp havis ved Svalbard viser at fastisarealene og istykkelsen er endret i løpet av de siste årene. I Kongsfjorden er det observert betydelig mindre fast havis de tre vintersesongene 2006–2008 (Gerland mfl. 2008b), og is- og snøtykkelsen har vist seg å være nært knyttet til isarealet. Istykkelsen er vesentlig for energiutvekslingen mellom atmosfæren og havet, og tykkelsen av havisen er igjen nært korrelert med hvor raskt smeltingen av isen skjer om våren. Tykkelsen av havisen i Storfjorden har blitt målt de siste årene. Målingene viser at isen er tykkere i Storfjorden sammenlignet med Kongsfjorden. Det er også totalt sett mer nedbør i de vestlige delene av Storfjorden (Øst-Spitsbergen) enn ved vestkysten av Spitsbergen. Målingene av istykkelse ved Hopen viser at midlere tykkelse av havis er redusert fra 1,20 m til 0,80 m i perioden 1996–2006 (Gerland mfl. 2008a).

Sirkumpolare undersøkelser viser at isdekket er redusert over store deler av Arktis siden 1979 (f. eks. Stroeve mfl. 2007). Barentshavet peker seg ut i denne sammenheng som et av de områdene hvor de største endringene har funnet sted (Meier mfl. 2007; Overland & Wang 2007). Studier viser derimot at det ikke er signifikante endringer i istykkelse ved kysten av Sibir siden 1930-tallet (Polyakov mfl. 2002).

Ser man på tidsseriene for havtemperaturen om sommeren på vestsiden av Svalbard, viser målingene i de atlantiske

vannmassene i Vestspitsbergenstrømmen på 5–100 m dyp, at det i de øvre vannlagene (< 50 m) er to klare og fram-tredende trender. Den første trenden viser et markant fall i vanntemperaturen i perioden fra 1950 til 1970 som tilsva- rer ca. 2 °C. Temperaturfallet var mest fram-tredende på de sørligste målestasjonene mellom 78 og 79 °N. På 1980-tal- let økte havtemperaturen betraktelig over hele området, noe som mer enn utjevnet temperaturfallet i første periode. Dypere nede i vannmassene, på 100 m, er disse trendene fortsatt klart synlige, men ikke like markante. I det nordlig- ste området med målinger, på 80 °N, falt maksimumstem- peraturen i vannmassene til under 6 °C fram til slutten av 1970, for deretter å stige fram til våre dager. I de siste fire årene har maksimumstemperaturen i Framstredet ikke vært lavere enn 7,5 °C, og den høyeste vanntemperaturen på 7,7 °C ble observert sommeren 2002.

Analysen av saltholdighet i vannmassene fra 5–100 m viser også en klart fallende trend i perioden 1950–1980 på ca. 0,5 ‰ i det sørligste området, for så å ha en svakt økende trend i perioden 1980–2004. Igjen tyder målingene på at denne trenden er mindre markant i det nordligste prøveom- rådet mellom 79 og 80 °N.

Havnivået i Tromsø, Vardø og Barentsburg har sunket i perioden fra 1950 og fram til våre dager. Målingene i Ba- rentsburg viser en klart synkende trend der det årlige gjen- nomsnittet er redusert med -0,31 cm per år for perioden 1949–2006. Også i Tromsø og Vardø er det observert syn- kende havnivå, men her er trenden på henholdsvis -0,05 cm og -0,03 cm per år. I Barentsburg har havnivået falt for alle månedene i perioden og med de høyeste verdiene på -0,43 cm per år og -0,38 cm per år for oktober og juni måned. Det er minst endring i havnivået i vinterhalvåret. Reduk- sjonen i havnivået antas å skyldes flere faktorer, og en rekke prosjekter har vist at atmosfæriske forskjeller, forskjeller mellom havområder og kryosfæriske forhold (som omfatter faktorer knyttet til isbreer, snø, permafrost og havis), påvir- ker havnivåene regionalt og lokalt. Slike regionale forhold antas å gjøre seg gjeldende i Barentshavet. Dessuten påvirkes havnivået av de pågående landhevningene i området. Land- hevningene er forklart gjennom postglasial landhevning (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) som fortsatt pågår i våre områder, og har trolig betydelig effekt på havnivåmålingene ved stasjonene i Barentshavet. Etter en justering i forhold til GIA, blir den negative trenden i havnivået i Barentsburg og Ny-Ålesund (en stasjon som per tiden ikke er inkludert i MOSJ) betydelig mindre, og for målestasjonen i Vardø blir trenden positiv. Utover GIA er en svekkelse av kyststrøm- men langs vestkysten av Svalbard en mulig årsak til lavere havnivåer.

Studier av utvalgte isbreer på Svalbard viser at Austre Brøg- gerbreen og Midtre Lovénbreen begge har hatt en negativ massebalanse siden måleperioden startet på slutten av 1960-tallet. For Kongsvegen, hvor det har pågått målinger siden 1987, er endringene i massebalanse mindre. Dette er trolig forårsaket av at breen strekker seg over et høyere

høydeintervall og derfor har betydelig større akkumule- ringsområde for vintervedbør. På alle breene er vinterba- lansen relativt stabil. Dette betyr at sommersmelting gir det største bidraget til variasjon i netto massebalanse. Geode- tiske analyser viser at breene de fem siste årene på Vest- Svalbard mister masse i akselererende tempo (Kohler mfl. 2007). Tynningsraten for Midtre Lovénbreen for perioden 2003–2005 er mer enn fire ganger gjennomsnittet for den første måleperioden mellom 1936 og 1962. På Slakbreen er tynningsraten for siste måleperiode 1990–2003 mer enn fire ganger så stort som i perioden 1961–1977. Målinger på Wedel Jarlsberg Land viser økt tynning, og at denne er for- doblet fra perioden 1990–1996 til 1996–2002. Utviklingen av stadig mer negativ massebalanse for isbreene på Svalbard er helt i overensstemmelse med både globale trender, samt utviklingen i Arktis forøvrig (Kaser mfl. 2006), og synes å reflektere de endrede klimatiske forholdene på Svalbard.

Temperaturmålinger i permafrosten på 30 m dyp ved Longyearbyen, viser at temperaturen nå øker med 0,035 °C i året. Dette gjenspeiler den oppvarming som har skjedd over de siste 15–20 år på Svalbard, delvis som følge av temperaturøkningen i vannmassene sør og vest av Sval- bard. Permafrosten varmes opp i høyt tempo og gir et svært entydig klimasignal. Analyser av dataserier fra større dyp (40–60 m) gjenspeiler de temperaturøkningene som blir observert i den øverste delen av permafrosten, og som i gjennomsnitt har vært 0,7 °C per tiår de siste 25–30 år. For de siste årene er temperaturstigningen øverst i permafrosten akselererende, og er nå i gjennomsnitt ca. 1,0 °C per tiår (i de øverste lagene). Fortsetter oppvarmingen i dagens tempo, vil temperaturen på 30 m dybde øke med 1–2 °C i løpet av noen få tiår.

Oppvarmingen av Arktis, med bl.a. økt hyppighet av tem- peraturekstremere, vil trolig medføre at den framtidige opp- varmingen av permafrosten i større grad kan bli irregulær, og støttes Lawrence mfl. (2008), som antyder en svært tett kobling mellom redusert havisutbredelse og akselererende oppvarming av permafrosten i Arktis.

De overvåkede individuelle strålingskomponentene på Svalbard for perioden 1970–2008 er delt inn i 1) langbøl- gestråling – som omfatter a) innkommende og b) utgå- ende stråling, og 2) kortbølgestråling – som omfatter a) global og b) reflektert stråling (albedo). Målingene viser en meget tydelig nedadgående trend for langbølget stråling. Reduksjonen tilsva- rer henholdsvis 0,66 og 0,96 W m⁻² per år for innkommende og utgående stråling. Den observerte nedgangen i langbølgestråling er overraskende basert på øk- ningen i temperatur på Svalbard, og foreløpig har vi ingen robuste forklaringer på dette. Mer inngående analyser viser videre at selv om de største endringene i lufttemperaturen i Ny-Ålesund har skjedd i vintermånedene, er likevel nedgan- gen i langbølgestrålingen størst i sommerperioden. Dette kan skyldes at strålingsenergien er gått med til oppvarming av permafrosten og til økt fordampning. Det er imidlertid viktig å merke seg at denne forklaringen er en betraktning

som må analyseres nærmere. Målinger av kortbølgestrålingen viser ingen klar trend i samme tidsperiode.

Mesteparten av signalet i utviklingen av langbølget nettostråling skjer i sommermånedene. Total nettostråling (også kalt kombinert nettostråling), er mye styrt av utviklingen i de individuelle strålingskomponentene. Nedgang i nettostråling har vært på ca. $0,27 \text{ W m}^{-2}$ per år. Mesteparten av reduksjonen vises i første del av datamaterialet innsamlet før ca. 1990. Kortbølget nettostråling, som et årlig gjennomsnitt, viser ingen trend. Derimot er det over tid blitt observert en forskjvning i forholdstallet mellom reflektert stråling og global stråling, dvs. for albedo, som indikerer tidspunktet for den første snøfrie dagen. I gjennomsnitt har tidspunkt for første snøfrie dagen i Ny-Ålesund blitt framskyndet med 0,53 dager per år siden 1982.

Overvåkingen viser klare indikasjoner på at strålingsparametrene responderer på klimaendringene vi for tiden ser i Arktis. Dette er særlig tydelig med hensyn til tidspunkt for bortsmelting av snødekket om våren. Nedgangen i langbølgestrålingen blir ansett som besynderlig. Det er imidlertid indikasjoner på at den sterke reduksjonen i langbølgestrålingen gjennom de siste 30 årene, nå er blitt avløst av en stigende trend i de siste fire til fem år. De neste fire til fem år vil vise om langbølgestrålingen vil gå tilbake til det nivået som var på midten av 70-tallet, eller om det er oppstått likevekt i strålingsregimet.

Målingene av ozonkonsentrasjonene på Svalbard viser at det er en markant årlig syklus med høyeste verdier om våren (april) og laveste verdier om høsten (oktober), og at denne blir forsterket med økende breddegrad. Man observerer ozon intensivt om våren (april) og sommeren (juni), basert på at ozonivået vanligvis minker i april. Gassen er svært sensitiv overfor de kjemiske prosessene som klorfluorkarboner (KFK) setter i gang, samtidig som UV-nivået begynner å bli merkbart høyere om våren. Dette skjer samtidig som den biologiske produksjonen i de marine økosystemene starter. I juni står solen på sitt høyeste, og nivåene av UV er følgelig størst. På den tiden er imidlertid variabiliteten i nivåene av ozon mindre og de langsiktige endringene små, og juni blir derfor betraktet som en basis for ozonivået.

For april er det en markert negativ trend i ozon fra 1979 fram til midten av 1990-tallet, og med et svært markant minimum i 1997. Etter 1997 har nivået av totalt ozon økt, men det er fortsatt lavere enn det var på begynnelsen av 1990-tallet. Variasjonen fra år til år er stor, og dette gjenspeiler de kjente prosessene som påvirker polart ozon om våren (Hansen og Svenøe 2005).

Med forutsetning om en lineær trend siden 1979, viser analysen av perioden 1979–2003 en reduksjon i ozonkonsentrasjonen som tilsvarer -18 DU per tiår, eller $-4,2 \%$ per tiår. Om det bare blir tatt hensyn til år med en markant og langvarig Vortex (polart høytrykkssystem), og man forutsetter null reduksjoner de andre årene, utgjør den negative trenden -31 DU per tiår, eller $-7,2 \%$ per tiår. Den samme reduksjonen på $-7,2 \%$ per tiår blir også funnet hvis man

begrenser trendanalysen til perioden mellom 1979–1997. I dette tilfellet er reduksjonen den samme om det blir valgt en enkel lineær trend eller den modifiserte versjonen som er skissert. Konklusjonen er at den avgjørende årsaken til konsentrasjonene av total ozon i april er levetiden av Vortex i vintersesongen. Stabil Vortex og lave temperaturer i stratosfæren gir markert reduksjon av ozon. Analyser av midlere nivå av total ozon for juni måned viser ikke en klar langsiktig trend i løpet av de siste 25 årene.

Når det gjelder nivåene av UV-stråling på høyere breddegrad, som i Ny-Ålesund, er de generelt relativt lave. Det skyldes hovedsakelig den lave solhøyden om sommeren. Skydekke er den viktigste parameteren som regulerer intensiteten av UV-B stråling, om en ser bort fra ozon. Den høyeste månedlige UV-dosen ble funnet i april 1997. Dette korresponderte med de lavest målte ozonverdiene. Den negative trenden i total ozon mellom 1999 og 2008 som vist ovenfor, har ikke medført tilsvarende økning i UV. Det skyldes at det er observert en betydelig økning i skydekke i Arktis om våren det siste tiåret som følge av endringer i klimaet. I juni er det ingen signifikant negativ trend i UV, og ozonverdiene har vært stabile siden midten av 1990-tallet. Også dette er trolig på grunn av en økning av skydekket – selv om dette er mindre tydelig enn om våren. Generelt sett er imidlertid den tilgjengelige tidsserien for UV, som bare strekker seg over en periode på ni år, ikke tilstrekkelig for å observere en langsiktig trend.

Analyser av den gjennomsnittlige UV-intensiteten midt på dagen både fra modellkjøring og direkte målinger viser et rimelig samsvar mellom de modellerte og de målte data. Det viser at UV-nivåene både i april og i juni har sunket i det siste tiåret og er nå nær de laveste nivåene funnet i løpet av de siste 35 årene. De viktigste årsakene til denne utviklingen er igjen økning i skydekke, og muligens lavere albedo. Denne konklusjonen kan trekkes fordi dosen av UV-A, som ikke er avhengig av ozon, viser de samme trendene som for UV-B.

Temperatur og nedbør

Av Inger Hanssen-Bauer (Meteorologisk institutt)

Lufttemperatur og nedbør ved de norske arktiske observasjonsstasjonene (Bjørnøya, Hopen, Svalbard Lufthavn, Ny-Ålesund og Jan Mayen) er valgt som klimaindikatorer i MOSJ. Klimamodeller indikerer at lufttemperaturen ved bakken i stor grad vil påvirkes av en menneskeskapt økning av drivhuseffekten, og at temperaturøkningen i gjennomsnitt vil bli størst på høye breddegrader (ACIA 2005, IPCC 2007). Lufttemperatur er derfor et opplagt valg av klimaindikator. Klimamodellene viser generelt større usikkerhet når det gjelder innvirkning av økt drivhuseffekt på nedbørforhold enn de gjør med hensyn til temperatur. Det anses likevel som sannsynlig at nedbøren på høye nordlige bredder vil øke på grunn av økt drivhuseffekt. I Arktis er derfor også nedbør en viktig klimaindikator.

Utviklingstrekk for temperatur og nedbør er vurdert ut fra studier av variasjon fra år til år, variasjon på 10-års skala, langtidstrender og testing av statistisk signifikans. Variasjon på 10-års skala er anskueliggjort ved bruk av såkalt «Gaussfilter», mens statistisk signifikans er testet ved Mann-Kendall ikke-parameteriske test. Begge disse metoder er beskrevet av Førland mfl. (1997).

Metode

Det foretas rutinemessige værobservasjoner etter standard internasjonale prosedyrer. For nærmere beskrivelse av prosedyrer henvises det til Meteorologisk institutts nettsted (<http://met.no>).

Status og utviklingstrekk

Lufttemperatur

Tidsseriene av årsmiddeltemperatur ved de norske arktiske stasjonene beskriver en ganske lik utvikling. Den lengste temperaturserien er fra Svalbard Lufthavn og starter i 1912 (fig. 1). Den viser perioder med oppvarming fra 1912 til 1930-årene og fra 1970 til 2007, men avkjøling fra 1950-årene til ca. 1970.

Analyse av denne serien gir en lineær trend på +0,22 °C per tiår fra 1912 til 2007. Trenden er statistisk sikker på 1 % nivå. I forbindelse med den første MOSJ-vurderingen (Sander mfl. 2005) ble det fastslått at trenden ikke var statistisk sikker frem til 2000. Dette skyldes de relativt milde periodene i 1930- og 1950-årene. Disse periodene var minst like varme som 1990-årene. Etter år 2000 har det imidlertid vært flere usedvanlig varme år på Svalbard og Jan Mayen. Både ved Svalbard Lufthavn, Hopen og Jan Mayen forekommer de tre varmeste årene i måleperioden etter år 2000 (tabell 1, 2).

Tabell 1. Kaldeste tre år/sesonger.

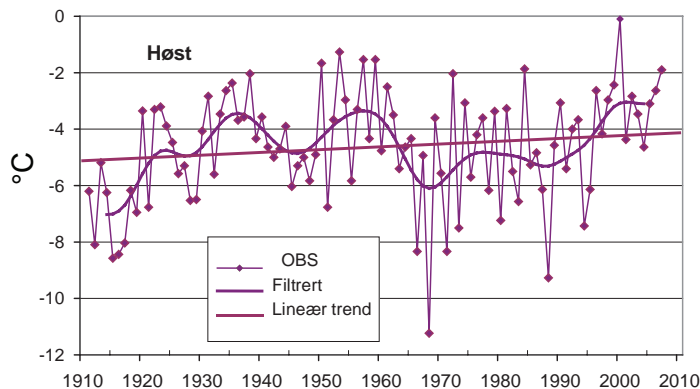
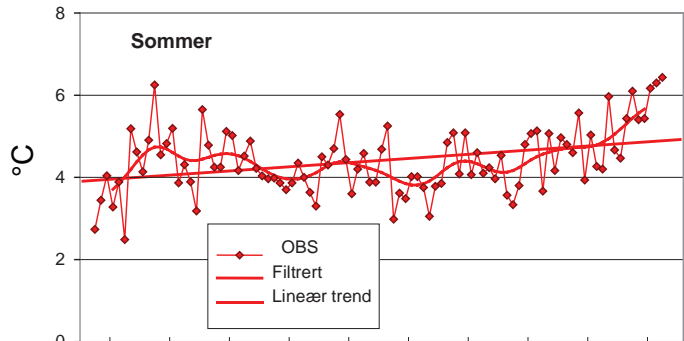
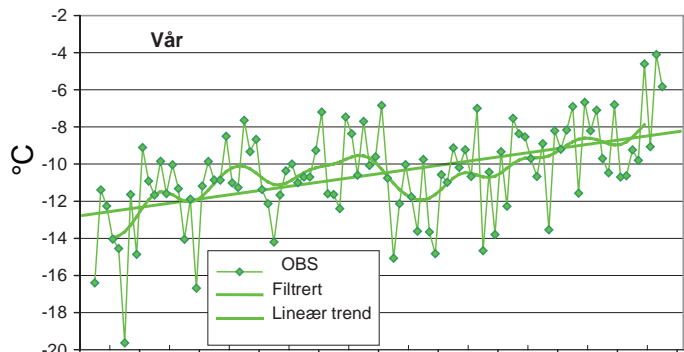
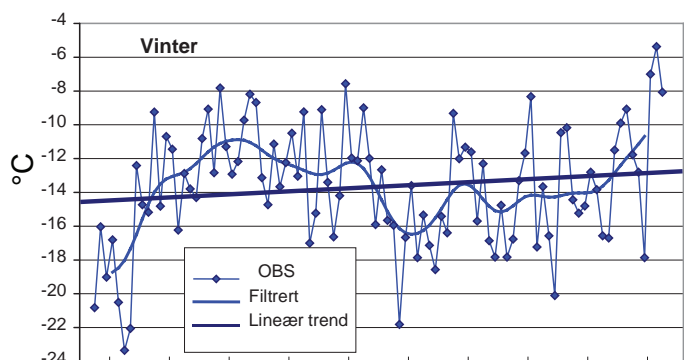
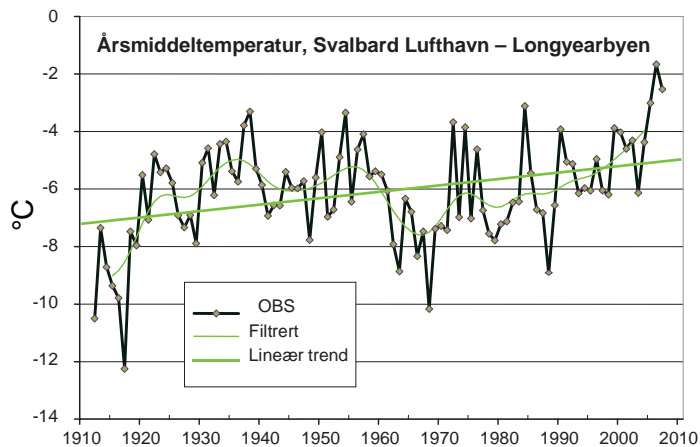
SL/A=Svalbard Lufthavn, N-Å=Ny-Ålesund, Bjørn=Bjørnøya, Jan M=Jan Mayen

Stasjon	Kalde år	Kalde vintre	Kalde vårer	Kalde somre	Kalde høster
SL/A	1917, 1912, 1968	1917, 1918, 1963	1917, 1929, 1912	1917, 1912, 1962	1968, 1988, 1915
N-Å	1968, 1988, 1966	1989, 1963, 1981	1977, 1969, 1942	1962, 1948, 1968	1968, 1988, 1971
Hopen	1968, 1963, 1988	1963, 1989, 2004	1962, 1968, 1979	1962, 1982, 1965	1968, 1963, 1971
Bjørn	1968, 1963, 1962	1963, 1968, 1966	1962, 1929, 1942	1965, 1929, 1962	1968, 1971, 1988
Jan M	1968, 1969, 1971	1969, 1943, 1966	1968, 1942, 1965	1968, 1943, 1967	1971, 1969, 1967

Tabell 2. Varmeste tre år/sesonger.

SL/A=Svalbard Lufthavn, N-Å=Ny-Ålesund, Bjørn=Bjørnøya, Jan M=Jan Mayen

Stasjon	Varme år	Varme vintre	Varme vårer	Varme somre	Varme høster
SL/A	2006, 2007, 2005	2006, 2005, 1954	2006, 2004, 2007	2007, 2006, 1922	2000, 1953, 1957
N-Å	2006, 1984, 1954	2006, 1954, 1985	2004, 2006, 1976	2006, 2007, 2005	2000, 1953, 1950
Hopen	2006, 2007, 2005	2006, 2005, 1954	2004, 2006, 2007	2006, 2002, 1953	2000, 1953, 1950
Bjørn	2006, 1974, 2007	2006, 1954, 2008	2004, 1960, 1974	2006, 2004, 2002	2000, 1950, 1953
Jan M	2002, 2006, 2004	2006, 1947, 1939	2004, 1974, 2007	2002, 1953, 1930	1938, 2002, 1934



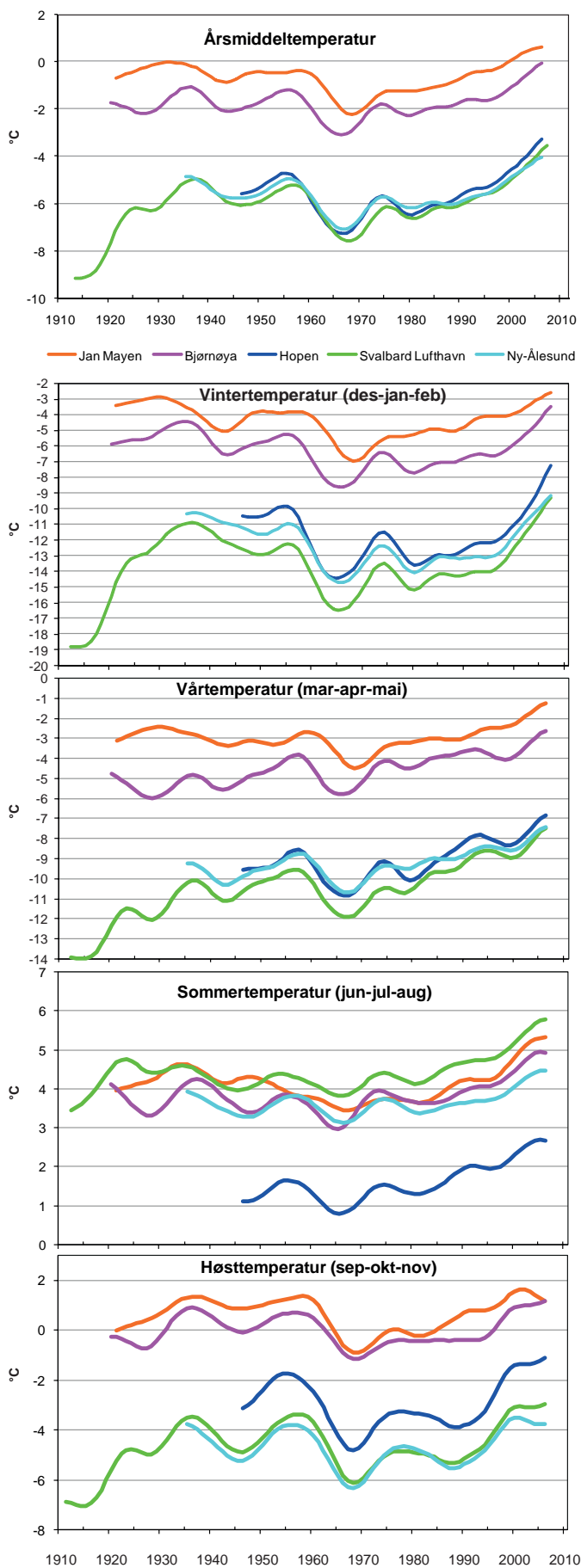
Figur 1. Figuren viser observert års- og sesongmiddeltemperatur ved Svalbard Lufthavn – Longyearbyen. I tillegg til enkeltverdier er det vist et filter som jevner ut variasjoner på kortere tidskala enn 10 år. De første og tre siste tidssteg er sløffet, da endene av filtrerte kurver er usikre og endres når nye verdier kommer til. Lineære trendlinjer også vist.

De lineære trendene i sesongtemperaturene ved Svalbard Lufthavn fra 1912 til 2007 er $+0,21\text{ °C per tiår}$ (vinter), $+0,46\text{ °C per tiår}$ (vår), $+0,10\text{ °C per tiår}$ (sommer) og $+0,16\text{ °C per tiår}$ (høst). Alle årstider bortsett fra vinteren viser nå en positiv trend som er statistisk sikker minst på 5 % nivå. Dette er en endring siden den første vurderingen i MOSJ, da kun oppvarmingen i vårsesongen var statistisk sikker. De andre temperaturseriene i MOSJ (Jan Mayen, Bjørnøya, Hopen og Ny-Ålesund) er kortere, men viser alle i store trekk ganske godt samsvar med Svalbard Lufthavn med hensyn til tidsutvikling (fig. 2). Dette bekreftes av at korrelasjonskoeffisientene mellom årsmiddeltemperaturen ved de forskjellige stasjonene stort sett er høye (tabell 3). De er lavest mellom Jan Mayen og de øvrige stasjonene (0,7–0,8). Mellom Svalbard-stasjonene Hopen, Svalbard Lufthavn – Longyearbyen og Ny-Ålesund ligger de fra 0,93 til 0,98.

Tabell 3. Korrelasjonsmatrise, årsmiddeltemperatur ved arktiske stasjoner. N-Å=Ny-Ålesund, S-L=Svalbard Lufthavn

	N-Å	S-L	Hopen	Bjørnøya	Jan Mayen
N-Å	x	0,98	0,94	0,88	0,80
S-L	0,98	x	0,97	0,93	0,75
Hopen	0,95	0,97	x	0,96	0,76
Bjørnøya	0,90	0,93	0,96	x	0,70

På grunn av den store variabiliteten blir de lineære trendene i hver enkelt serie avhengig av når serien startet. Det er imidlertid en klar tendens til at et uforholdsmessig høyt antall rekordvarme år og sesonger har forekommet fra år 2000 og utover (tabell 2).



Figur 2. Figuren viser filtrerte serier for års- og sesongmiddeltemperatur ved de norske arktiske stasjonene. Filteret jevner ut variasjoner på kortere tidsskala enn 10 år. De første og siste tre tidsstegene er sløffet, da endene av filtrerte kurver er usikre og endres når nye verdier kommer til.

Nedbør

Nedbørseriene fra norske arktiske stasjoner viser nokså forskjellig tidsutvikling på dekadeskala (fig. 3). Seriene har likevel et fellestrekk: alle seriene viser positiv trend i årsnedbør gjennom måleperioden som helhet, til tross for at starttidspunktet varierer. Trendene i årsnedbør ved Svalbard Lufthavn og Bjørnøya er statistisk sikre på 1 % nivå. Ved Svalbard Lufthavn har årsnedbøren i gjennomsnitt økt med 4,0 mm per tiår (2 % per tiår relativt til perioden 1961–1990), mens den ved Bjørnøya har økt med 12,3 mm per tiår (3 % per tiår). På Svalbard Lufthavn er det sommer- og høstnedbør som viser statistisk sikker økning, mens vinter-, vår- og høstnedbør viser statistisk sikker økning på Bjørnøya. Ved Jan Mayen var den lineære trenden i årsnedbør noe mindre (1,4 % per tiår) og ikke statistisk sikker. Heller ikke i Ny-Ålesund er trenden statistisk sikker, sjønt den prosentvis var nesten like stor som på Bjørnøya (2,8 % per tiår). På grunn av stor variabilitet fra år til år, skal det mye til før trendene i korte tidsserier blir signifikante.

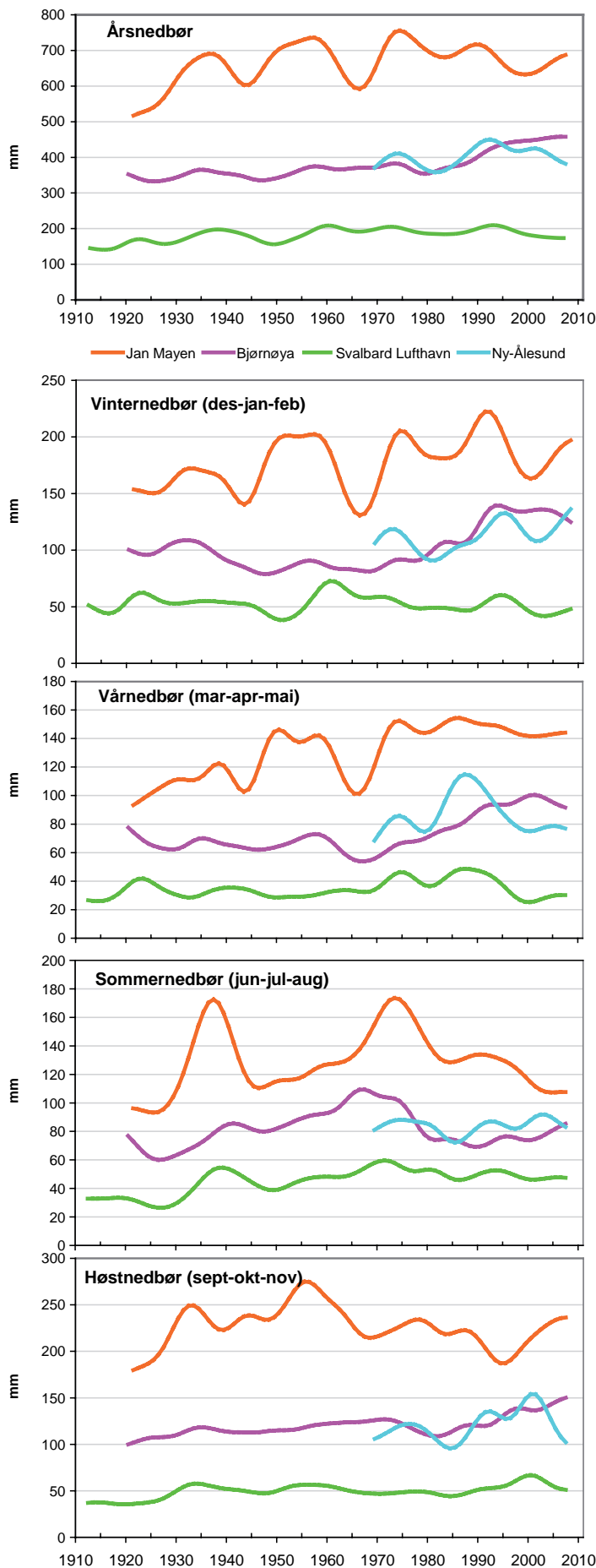
Merk: nedbørserien for Hopen er for tiden under vurdering pga. homogenitetsbrudd og de filtrerte nedbørseriene for denne stasjonen er derfor foreløpig ikke tilgjengelig. Det gjøres også oppmerksom på at nedbørmåleren ved Svalbard Lufthavn måtte flyttes sommeren 2005 på grunn av snørydningsforhold på flyplassen. Dette kan ha ført til homogenitetsbrudd, og også denne serien vil bli tatt opp til vurdering.

Vurdering av resultatene

Den lineære trenden i temperaturserien fra Svalbard Lufthavn – Longyearbyen viser ca. tre ganger så stor økning som langtidstrenden i global middeltemperatur. Dette er konsistent med IPCC (2007), som fastslo at gjennomsnittstemperaturen for landområder nord for 65 °N økte mer enn dobbelt så mye som den globale middeltemperaturen fra det 19. til det 21. århundre. Også sammenlignet med temperaturtrendene i forskjellige regioner på det norske fastland (Hanssen-Bauer 2007) er økningen i langtidstrenden på Svalbard stor. I forskjellige norske regioner ligger økningen i langtidstrendene i årsmiddeltemperatur mellom 0,05 og 0,12 °C per tiår.

Når det gjelder forekomsten av flere rekordvarme år etter 2000, er dette også trekk vi ikke bare finner i norsk Arktis, men også i andre arktiske landområder. Hvilke år som har vært rekordvarme varierer likevel innen Arktis. I gjennomsnitt over landområdene nord for 60 °N er det 2007, 2005 og 2003 som har vært varmest (Richter-Menge mfl. 2008).

IPCC (2007) konkluderer med at nedbøren over nordre deler av Amerika, Europa og Asia alle økte med 6–8 % i perioden 1900–2005 (<1 % per tiår). Trenden i årsnedbør ved de norske arktiske stasjonene er langt større enn disse gjennomsnittstrendene. Også sammenlignet med nedbørtrender på det norske fastland ligger trendene ved stasjonene i MOSJ stort sett høyt. Hanssen-Bauer (2005) fant lineære nedbørtrender på 0,3 til 1,9 % pr. tiår i forskjellige norske



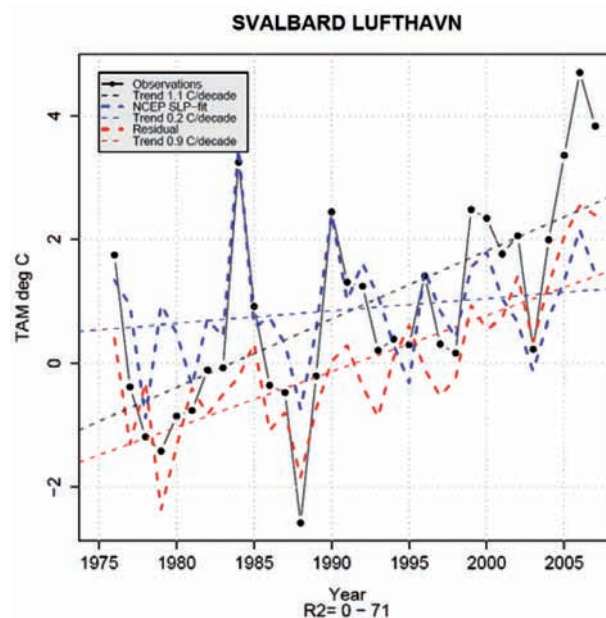
Figur 3. Filtrede serier for års- og sesongnedbør ved de norske arktiske stasjonene. Filteret jevner ut variasjoner på kortere tidsskala enn 10 år. De første og tre siste tidssteg er sløffet, da endene av filtrerte kurver er usikre og endres når nye verdier kommer til.

regioner. Av stasjonene i MOSJ er det kun Jan Mayen som viser en lineær trend som er mindre enn 1,9 % per tiår.

Analyser av sammenhengen mellom forskjellige variabler

Det er ikke mulig å si hvor mye av oppvarmingen på Svalbard som skyldes naturlige klimavariasjoner, og hvor mye som skyldes økte menneskeskapte utslipp av klimagasser. Analyser av sammenhenger mellom forskjellige variabler kan likevel øke forståelsen av fysiske årsakssammenhenger i det arktiske klimasystemet.

Hanssen-Bauer og Førland (1998) konkluderte med at en stor del av oppvarmingen ved Svalbard Lufthavn fra den kalde perioden på slutten av 1960-årene frem til begynnelsen av 1990-årene hadde sammenheng med endringer i atmosfærisk sirkulasjon, i form av økt transport av milde maritime luftmasser fra sydvest. En fersk analyse av sammenhengen mellom temperaturanomali og trykkfelt i området tyder på at temperaturøkningen fra tidlig 1990-tallet til 2007 i mindre grad kan knyttes til slike endringer i atmosfærisk sirkulasjon (Benestad 2008, pers. komm.). Benestad analyserte sammenhengen mellom månedlig temperaturanomali ved Svalbard Lufthavn og de åtte første prinsipalkomponentene av månedlige trykkfelt i perioden 1976–2007, ved hjelp av stegvis multipl regressjon (fig. 4). For perioden som helhet er trenden i lufttemperatur (1,1 °C per tiår) atskillig større enn trenden som kan knyttes til endringer i lufttrykk (0,2 °C per tiår). Dersom en studerer periodene 1976–1990 og 1990–2007 separat, finner en imidlertid at det er i den siste perioden trendene avviker fra hverandre: Temperaturen har økt betydelig i denne perioden, mens vi ikke ser noen trend i de prinsipalkomponentene av lufttrykk som var assosiert med oppvarmingen før år 2000.



Figur 4. Årlig observert avvik fra «normal» lufttemperatur (svart), verdiver modellert ved hjelp av regresjon mot de åtte første prinsipalkomponentene til trykkfeltet (blå), og residualverdier (røde).

Dette er kvalitativt i overensstemmelse med Overland mfl. (2008) som konkluderer med at temperaturanomaliene i Arktis de senere år, så vel som de tilsvarende trykkfelt, har hatt en annen romlig struktur enn de hadde gjennom mesteparten av det 20. århundre. De påpeker videre at oppvarmingen i Arktis fra 1960-årene til begynnelsen av 1990-årene var assosiert med et skifte fra negativ til positiv fase i den arktiske svingning (AO), mens oppvarmingen de siste 10–15 årene ikke kan forklares på denne måten.

Richter-Menge mfl. (2008) viser at flere av de varme årene på 2000-tallet var assosiert med lav haviskonsentrasjon i Polhavet gjennom sommerhalvåret, noe som har ført til økt varmeabsorpsjon i havet og høye overflatetemperaturer utover høsten. De hevder at de ekstremt lave iskonsentrasjonene i 2007 delvis kan forklares ved de fremherskende vindforhold gjennom sommeren, mens atmosfærisk påvirkning betydde lite for de lave iskonsentrasjonene i 2008.

Hydrografi i Framstredet og Svalbard

Av Vladimir Pavlov (Norsk Polarinstittutt)

Framstredet er det viktigste havområdet for utveksling av vannmasser mellom Nord-Atlanteren og Polhavet. Her går det to motsatt rettede strømsystemer: Vestspitsbergenstrømmen (WSC) som passerer øst i Framstredet på vei nordover langs sokkelskråningen i Norskehavet og Barentshavet, og Østgrønlandstrømmen (EGC) som strømmer sørover langs østkysten av Grønland. Den store mengden varmt havvann som blir transportert nordover, påvirker i stor grad klimaet i de arktiske områdene som helhet.

Innenfor rammen av MOSJ er det etablert overvåking av temperatur og saltinnhold i WSC. Framstredet er regnet som det mest representative havområdet for slik overvåking fordi WSC i dette trange området har en relativt stabil tilstedeværelse. Overvåking av variasjon i temperatur- og saltinnhold gjør oss i stand til å registrere intensivering eller reduksjon av WSC, og dermed muligheten for å trekke konklusjoner om hvilken betydning disse forandringene har for Polhavet.

Figur 5. Beliggenheten til de to boksene som er valgt ut for langtids-overvåking av hydrografi i Framstredet.

Metode

For overvåking av hydrografi og for rekonstruksjon av variasjonene i temperatur og saltinnhold er følgende historiske og nyere datasett gjort tilgjengelige:

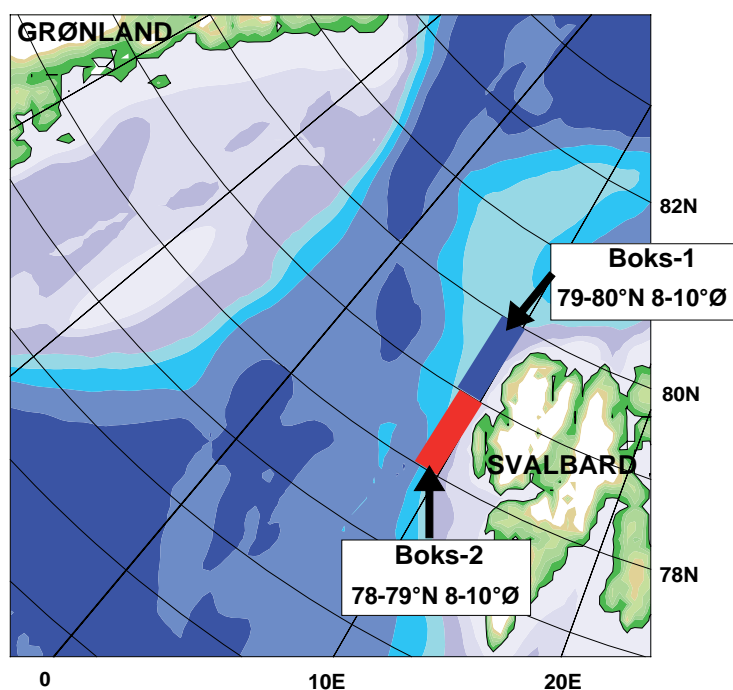
1. Det nasjonale oseanografiske data center arkiv (NODC-02)(1900–1990)
2. BarKode datasett (1900–1995)
3. Grønland Sea Project (GSP) datasett (1987–1993)
4. ESOP I og II datasett (1993–1998)
5. CONVECTION datasett
6. VEINS (historisk og cruise) datasett (1997–2000)
7. Norsk Polarinstittutt datasett (1959–2000)
8. Russisk data bearbeidet ved Norsk Polarinstittutt (1959–1992)

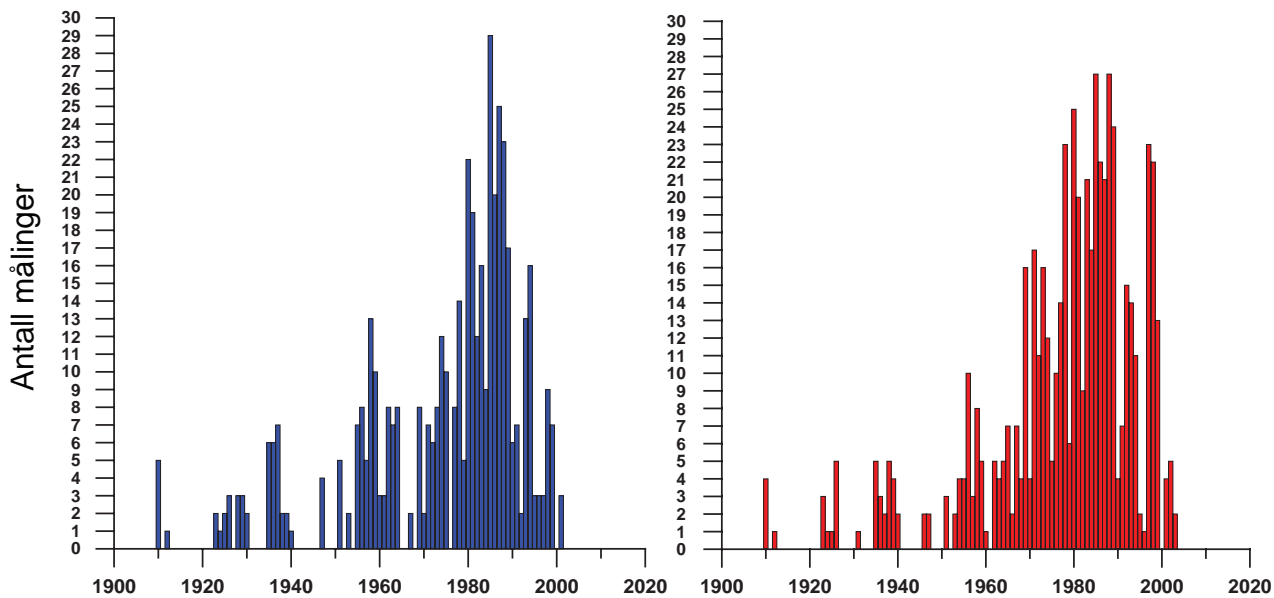
Analyser av disse dataene viser at storparten av de hydrografiske observasjonene er gjort i den østlige delen av Framstredet, og de fleste er fra sommerhalvåret. Derfor er det bare mulig å gjennomføre tilfredsstillende rekonstruksjon av variasjoner i temperatur og saltinnhold i WSC for sommerhalvåret.

For å overvåke de hydrografiske indikatorene er det valgt ut områder – to bokser – som ligger på vestsiden av Svalbard i WSC (fig. 5). Koordinatene for disse boksene er: 79–80 °N; 8–10 °Ø (boks 1) og 78–79 °N; 8–10 °Ø (boks 2).

Den viktigste forutsetningen for rekonstruksjon og videre tolkning av variasjonene i temperatur og saltinnhold er knyttet til kvaliteten av de observerte dataene. Valget av de to boksene skaper muligheten for å teste variasjonen i de observerte dataene. Om variasjonene i de to boksene er like, kan vi anta at observasjonene er representative.

Antall observasjoner i hvert enkelt år og i hver boks er for-





Figur 6. Antallet CTD-målinger innenfor boks 1 (blått diagram) og boks 2 (rødt diagram) for hvert år.

skjellige, og det framgår at det største antall observasjoner ble gjort på 1980-tallet (fig. 6). Det framgår videre at det er flere «hull» i de observerte dataene innsamlet før 1950. I tillegg er nøyaktigheten av de eldste observasjonene forskjellige fordi instrumenter og metoder har variert. Målingene fra 1980–1990-tallet og fram til i dag er derimot å regne som tilfredsstillende.

Data for analysen er fra juli, august og september. For hvert enkelt år er det beregnet et gjennomsnitt av dataene i hver av boksene. Observasjonene fra før 1950 er vist i framstillingene, men er utelukket fra analysene på grunn av usikkerhet i nøyaktighet av dataene.

Status og utviklingstrekk

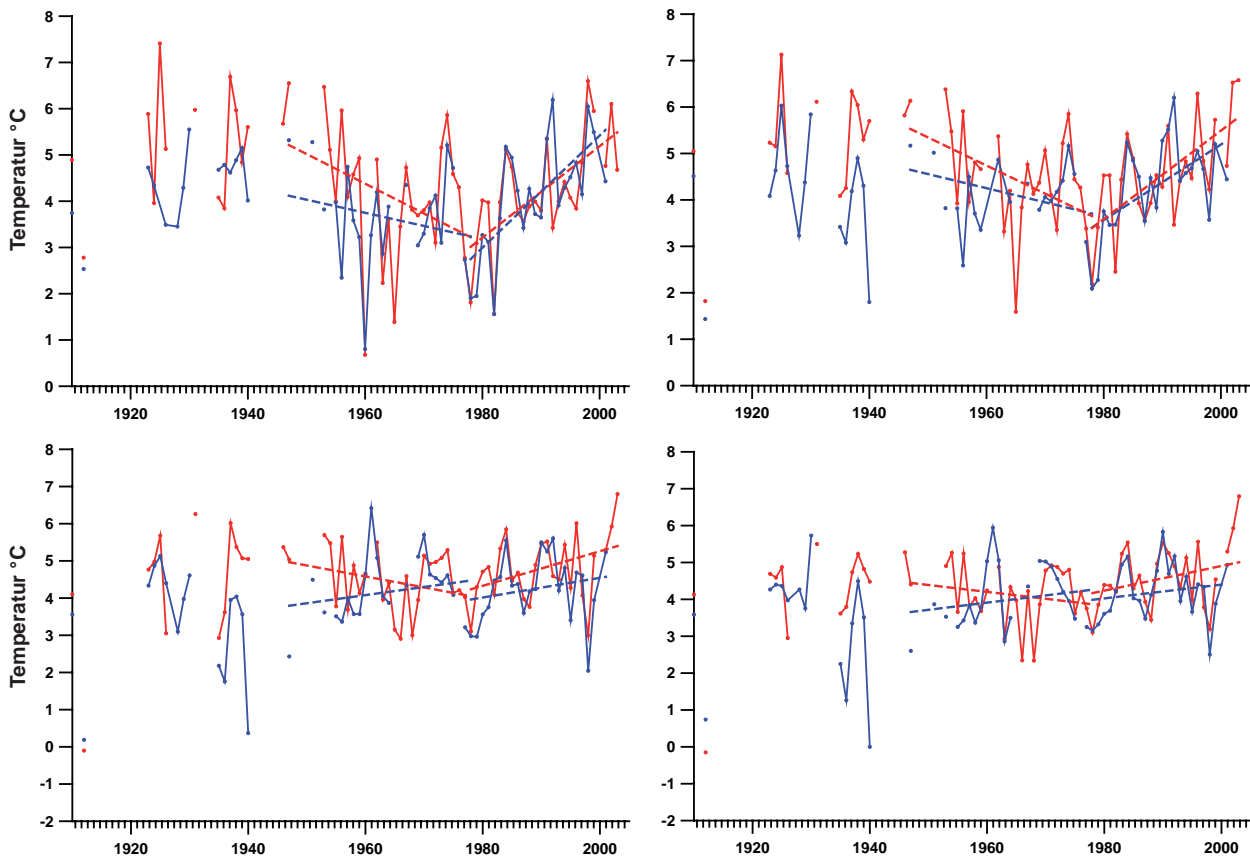
Variasjonen i vanntemperatur mellom årene om sommeren for fire dybdenivåer er veldig lik mellom boks 1 og boks 2, og spesielt lik i de fem siste tiårene (fig. 7). I det øvre vannlaget er det to veldig klare og framtrepende trender i temperaturvariasjon.

Det første er et markant fall i vanntemperaturen i perioden 1950 til 1970-tallet, og på slutten av 1970-tallet er vanntemperaturen på det laveste. I den andre tydelige trenden øker temperaturen betydelig i begge boksene. Dypere nede i vannmassene, på 50 m og 100 m, er disse trendene klart synlige men ikke så markante.

Analysen av saltholdighet i vannmassene viser en klart fallende trend i perioden 1950–1980, for så å øke igjen i perioden 1980–2004. Dette er i første rekke synlig på 20 m dybde og i nærheten av kjernen i WSC (fig. 8).

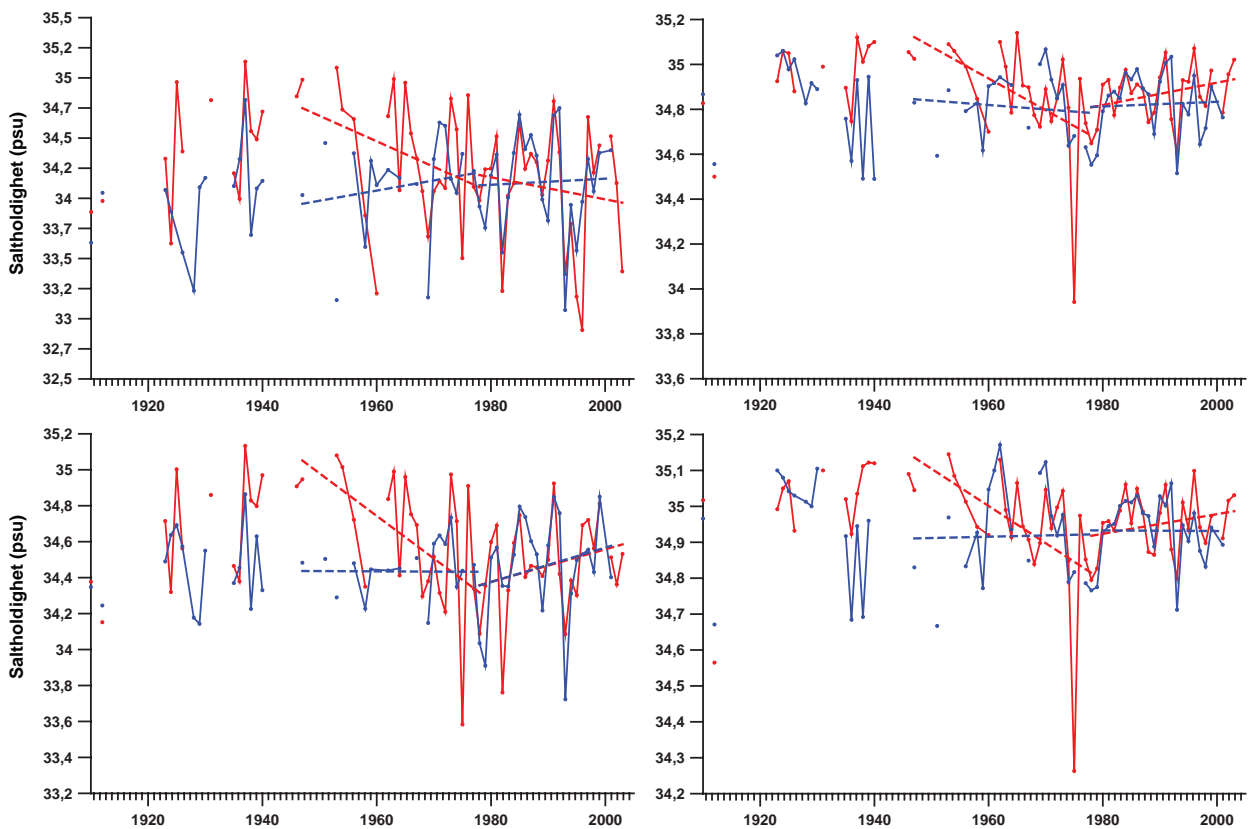
De største endringene i temperatur og saltholdighet vertikalt i vannmassene skjer i de øvre vannmassene (fig. 9). Den midlere minimumstemperaturen for perioden 1950–1980 på $-0,033$ °C per år i boks 1, og $-0,068$ °C per år i boks 2 ble funnet på ca. 20 m. Den midlere maksimumstemperaturen for perioden 1980–2004 på $0,12$ °C per år i boks 1, og $0,1$ °C per år i boks 2 ble funnet fra 0 til 20 m.

Den vertikale forskjellen i saltholdighetsverdier for perioden 1950–1980 er nokså forskjellig mellom de to boksene. Maksimale negative og positive middelverdier er igjen observert i de øvre vannmassene, men i boks 1 er det en positiv trend tilsvarende $0,0072$ PSU per år, og i boks 2 er det en negativ trend på $-0,025$ PSU per år. De vertikale variasjonene i midlere saltholdighet for perioden 1980–2004 er veldig like i de to boksene. Den høyeste middelverdien av saltholdighet er på $0,01$ PSU per år i boks 1 og $0,012$ PSU per år i boks 2, og er observert på ca. 20 m.



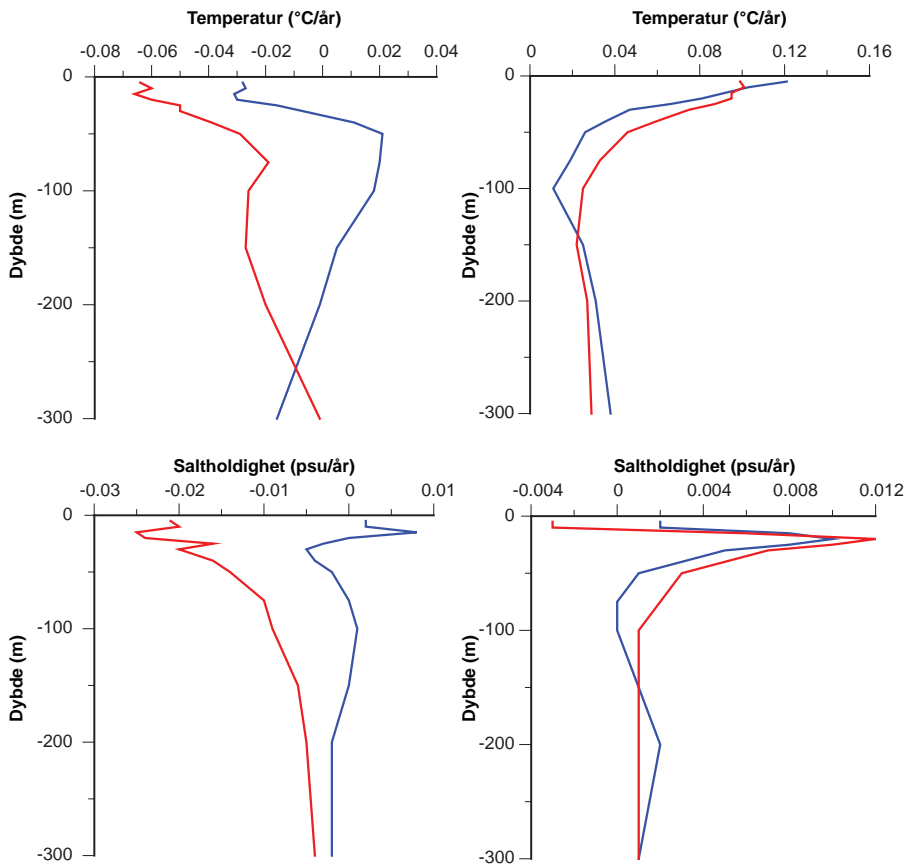
Figur 7. Tidsserie av vanntemperaturen om sommeren i atlantisk vann i Vestspitsbergenstrømmen innenfor boks 1 (blå hel og prikket linje) og boks 2 (rød hel og prikket linje) i dybder 5 m (øverst til venstre); 20 m (øverst til høyre); 50 m (nederst til venstre); og 100 m (nederst til høyre).

De lineære trendene (prikket blå linje i boks 1 og prikket rød linje i boks 2) er vist for de to periodene 1950–1980 og 1980–2004. Geografisk beliggenhet for boksene er vist i figur 5.

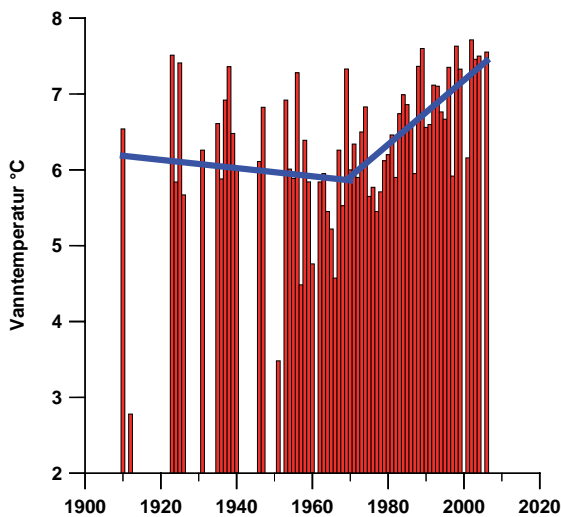


Figur 8. Tidsserie av saltholdigheten om sommeren i atlantisk vann i Vestspitsbergenstrømmen innenfor boks 1 (blå hel og prikket linje) og boks 2 (rød hel og prikket linje) i dybder 5 m (øverst til venstre); 20 m (øverst til høyre); 50 m (nederst til venstre); og 100 m (nederst til høyre).

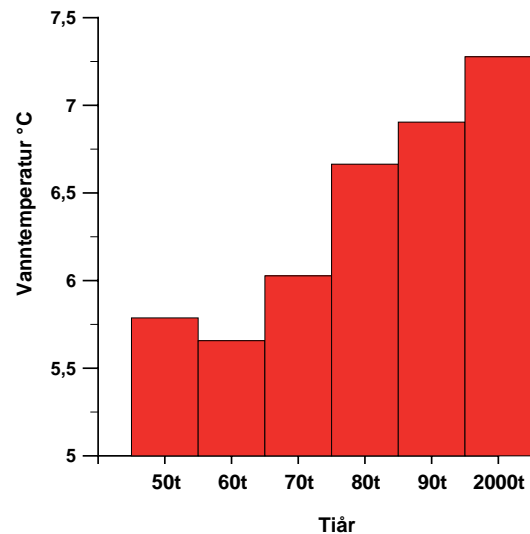
De lineære trendene (prikket blå linje i boks 1 og prikket rød linje i boks 2) er vist for de to periodene 1950–1980 og 1980–2004. Geografisk beliggenhet for boksene er vist i figur 5.



Figur 9. Vertikal fordeling av de lineære trendene av sommertemperatur (øvre figurer) og saltholdighet (nære figurer) for perioden 1950–1980 (venstre side) og 1980–2004 (høyre side) ved de ulike dybdene. Blå linje angir temperaturer for boks 1, og røde linje for boks 2. Geografisk beliggenhet for boksene er vist i figur 5. Dessverre mangler det tilstrekkelig data fra det siste tiåret fra ute i Framstredet for å kunne innlemme disse dataene i den typen analyser som er beskrevet ovenfor.



Figur 10. Mellomårlig variabilitet i maksimumstemperatur målt midt i Vestspitsbergenstrømmen ved 80 °N. Den lineære trenden (blå linje) viser de to periodene 1910–1970 og 1970–2006.



Figur 11. Variabilitet for tiårlig midlere maksimumstemperatur målt midt i Vestspitsbergenstrømmen ved 80 °N.

Av dataene for maksimumstemperatur fra 1910 og fram til våre dager framstår det to klare perioder (fig 10). Den første perioden starter rundt 1920-tallet med en svakt fallende temperaturtrend fram til slutten av 1970-tallet. Likevel ble det målt maksimumstemperaturer over 7 °C i midten av 1920-tallet. Fra slutten av 1970-tallet og fram til våre dager har det vært en betydelig økning av temperaturen i

vannmassene. I perioden 2003–2006 har temperaturen i Framstredet ikke vært lavere enn 7,5 °C, og den høyeste vanntemperaturen på 7,7 °C ble observert sommeren 2002. Figur 11 illustrerer den dramatiske økningen av maksimal vanntemperatur som et gjennomsnitt over ti år i Framstredet i løpet av de siste fem tiårene.

Havnivå

Av Vladimir Pavlov (Norsk Polarinstitutt)

Endring i havnivå er et parameter som har blitt mye brukt for å anskueliggjøre klimaendringer. Havet gjenspeiler endringer i praktisk talt alle dynamiske og termodynamiske prosesser som skjer på land, i havet, i atmosfæren og i isbreer. Imidlertid viser det seg at endringer i havnivå som indikator for klimaendringer forutsetter kunnskap om en rekke individuelle effekter. Noen av disse effektene motvirker hverandre, slik at det kan være vanskelig å gi et eksakt svar på i hvor stor grad endringene i klima påvirker det globale havnivået.

I dette kapitlet blir det beskrevet trender, anomalier og andre trekk i havnivå basert på noen få tidevannsanlegg langs kysten av Nord-Norge og Svalbard.

Metode

For overvåking av havnivå blir det benyttet tre individuelle tidevannsanlegg på nordvestkysten av Norge (Tromsø og Vardø) og på vestkysten av Svalbard (Barentsburg) (fig. 12).

Disse dataene er tilgjengelige fra Statens kartverk via <http://vannstand.statkart.no> og fra Permanent Service for Mean Sea Level via www.pol.ac.uk/psmsl.

Observasjoner av havnivå på disse målestasjonene har foregått i mer enn 50 år. I Tromsø startet målingene i 1952, og i Vardø og Barentsburg i 1948. Data fra Tromsø og Vardø er tilgjengelige fram til slutten av 2008. De siste tilgjengelige målingene i Barentsburg er fra 2006. Målingene av havnivå i Tromsø er en nær kontinuerlig måleserie uten mangler. I Vardø er det betydelige mangler mellom 1967 og 1983, og for Barentsburg er det fra ett til tre års hull på 1980-tallet og 1990-tallet.

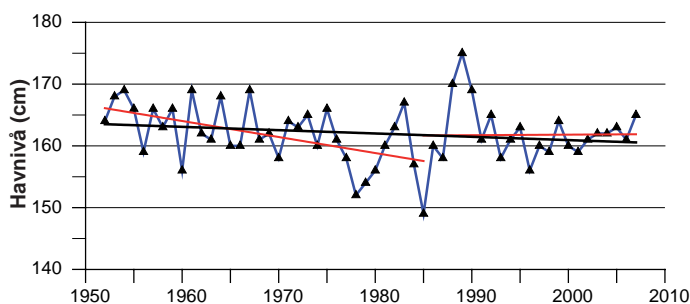
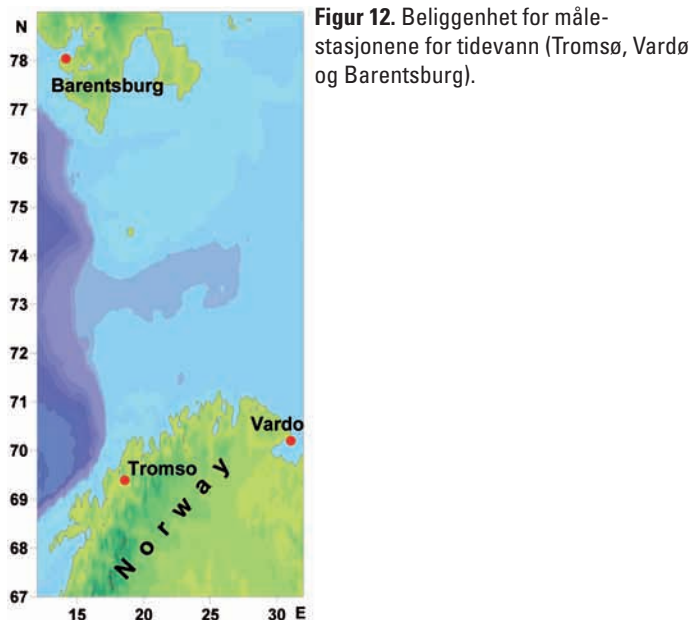
Alle disse målingene viser relativt små endringer i havnivået. Dette skyldes at det pågår landhevninger i disse områdene parallelt med økende havnivå. Landhevningen i Nord-Norge er flere millimeter per år, og det er derfor svært vanskelig å anslå eksakte endringer i havnivå uten å ha langsiktige målinger av landhevningen. Dataene i denne analysen er derfor ikke korrigert for endringen i landnivå, men dette forholdet er nevnt i vurderingen nedenfor.

Det er gjennomført en lineær regresjonsanalyse for beregningen av utviklingen i havnivå.

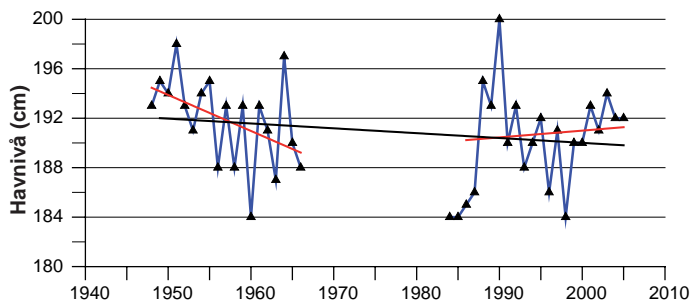
Status og utviklingstrekk

Endringer i havnivå i Tromsø, Vardø og Barentsburg har den samme generelle utviklingen. Høy korrelasjon mellom koeffisientene i havnivåverdiene på disse tidevannsanleggene (tabell 4), tillater oss å anta at den langsiktige endringen i havnivå i disse regionene er oppstått under påvirkning av de samme drivkreftene.

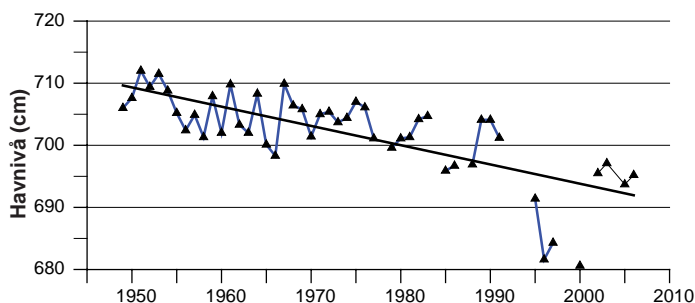
Målingene fra Tromsø, Vardø og Barentsburg viser at havnivå synker i perioden fra 1950 og fram til våre



Figur 13 a. Havnivåmålinger i Tromsø for perioden 1952–2007. Svart linje viser lineær trend for hele observasjonsperioden mellom 1952–2007. Rød linje viser den lineære trenden for de to periodene 1952–1985 og 1985–2007.



Figur 13 b. Havnivåmålinger i Vardø for perioden 1948–2007. Svart linje viser lineær trend for hele observasjonsperioden mellom 1952–2007. Rød linje viser den lineære trenden for de to periodene 1948–1966 og 1985–2007.



Figur 13 c. Havnivåmålinger i Barentsburg for perioden 1949–2006. Svart linje viser den lineære trenden for hele observasjonsperioden.

dager (fig. 13a, b, c). Målingene i Barentsburg viser en klar synkende trend der det årlige gjennomsnittet reduseres med $-0,310$ cm per år for perioden 1949–2006 (tabell 5). Også i Tromsø og Vardø er det observert synkende havnivå, men her er trenden på henholdsvis $-0,053$ cm per år og $-0,029$ cm per år. I Barentsburg har havnivået falt for alle månedene i perioden og med de høyeste verdiene på $-0,429$ cm per år og $-0,375$ cm per år for henholdsvis oktober og juni måned. Det er minst endringer i vinterhalvåret.

Den store endringen i havnivå for Barentsburg er vanskelig å forklare. Endringene kan være forårsaket av landheving. Det kan tenkes at det ligger en systematisk feil i måleutstyret, noe som er under utredning.

Utviklingen i havnivå i Tromsø og Vardø endret seg rundt 1985. I den første perioden, som strekker seg fram til midten av 1980-tallet, ble det observert en betydelig og stabil synkende trend på $-0,268$ cm per år for Tromsø og $-0,307$ cm per år for Vardø (se tabell 6). Maksimale negative verdier ble målt til $-0,490$ cm per år for oktober og $-0,478$ cm per år for april for henholdsvis Tromsø og Vardø. For perioden 1985 til 2007 derimot, ble det observert en lineær økning i havnivå som for Tromsø var på $0,032$ cm per år og for Vardø betydelige $0,137$ cm per år. Den høyeste positive trenden i denne perioden er for Tromsø med $0,497$ cm per år i januar (se tabell 7). Den høyeste verdien i den negative trendperioden var $-0,279$ cm per år for juli.

I Vardø er trendene positive for nesten alle månedene i perioden 1985–2007 bortsett fra én måned om våren (mars) og to måneder om høsten (oktober og november). Den maksimale positive trenden i Vardø på $0,484$ cm per år ser man i september. Maksimal negativ trenden på $-0,266$ cm per år ser man i november.

Vurdering av resultatene

Et betydelig antall forskningsprosjekter har fokusert på endringer i havnivå. Metodene omfatter gjennomgang av tidevannsdata eller resultater fra satellittelemetri. Prosjektene viser nokså entydig at det midlere, globale havnivået øker. Bildet er imidlertid noe nyansert fordi målingene viser at atmosfæriske forskjeller, forskjeller mellom havområder og kryosfæriske effekter (som gjelder forhold knyttet til isbreer, snø, permafrost og havis) påvirker havnivåene regionalt og lokalt. Slike regionale effekter antas å gjøre seg gjeldende i Barentshavet siden havnivåmålingene viser en klar negativ trend ved målestasjonene i Barentsburg, Ny-Ålesund (denne stasjonen er per i dag ikke med i havnivåmålingene som er inkludert i MOSJ) og i Vardø. Målingene fra disse stasjonene er imidlertid beheftet med usikkerhet fordi det pågår landhevninger i området – men den relative trenden er klar. Landhevningene forklares av postglasial landheving som fortsatt pågår i våre områder, og har trolig betydelig effekt på havnivåmålingene ved stasjonene i Barentshavet. Modelleringsstudier (Peltier, 2004) viser at det kan forventes en negativ trend i havnivået som følge av postglasial landheving på de stasjonene nevnt ovenfor. Denne konklusjonen er i samsvar med de aktuelle målingene som pågår i Barentshavet. Etter en justering i forhold til dette, blir den negative trenden i havnivået i Barentsburg og Ny-Ålesund betydelig mindre, og for målestasjonen i Vardø blir trenden positiv (tabell 5). Det er rimelig å anta at reduksjonen i havnivå på de arktiske stasjonene delvis er forårsaket av postglasial landheving. En annen mulig årsak, eller medvirkende årsak, kan skyldes en svekkelse av kyststrømmen langs vestkysten av Svalbard.

Tabell 4. Korrelasjonskoeffisienter mellom midlere årlig havnivå for stasjonene Tromsø, Vardø og Barentsburg.

	Tromsø	Vardø	Barentsburg
Tromsø	1	0,77	0,48
Vardø	0,77	1	0,43
Barentsburg	0,48	0,43	1

Tabell 5. Trender i endringer i havnivå (cm per år) oppgitt som observerte trender på målestasjonene, estimerte verdier for postglasial landheving, og endelig korrigering av de observerte trendene for havnivå.

	Periode (år)	Trend observert	GIA	Korrigert trend
Barentsburg	1948 – 2007	-0,310	-0,112	-0,196
Ny-Ålesund	1976 – 2008	-0,309	-0,047	-0,262
Vardø	1947 – 2008	-0,029	-0,149	0,120

Tabell 6. Lineær trend før havnivåendring (cm per år) i Barentsburg, Vardø og Tromsø

Måned	Barentsburg		Vardø		Tromsø		
	1949 – 2006	1948 – 1966	1985 – 2007	1948 – 2007	1952 – 1985	1985 – 2007	1952 – 2007
1	-0,053	-0,477	0,311	0,086	-0,203	0,497	0,141
2	-0,179	-0,138	0,231	0,065	-0,214	0,077	0,078
3	-0,299	-0,350	-0,077	-0,030	-0,363	-0,193	-0,102
4	-0,280	-0,478	0,177	-0,037	-0,264	0,214	-0,104
5	-0,368	0,158	0,148	-0,046	-0,396	0,063	-0,053
6	-0,375	-0,015	0,115	-0,013	-0,269	-0,055	-0,106
7	-0,325	-0,005	0,049	-0,041	-0,207	-0,279	-0,100
8	-0,321	-0,102	0,167	-0,074	-0,184	-0,269	-0,106
9	-0,317	-0,576	0,484	-0,016	-0,171	0,316	-0,062
10	-0,429	-0,229	-0,266	-0,066	-0,490	-0,183	-0,167
11	-0,303	-0,452	-0,138	-0,082	-0,090	0,298	-0,065
12	-0,244	-1,019	0,442	-0,026	-0,365	-0,102	-0,044
Årlig	-0,310	-0,307	0,137	-0,029	-0,268	0,032	-0,053

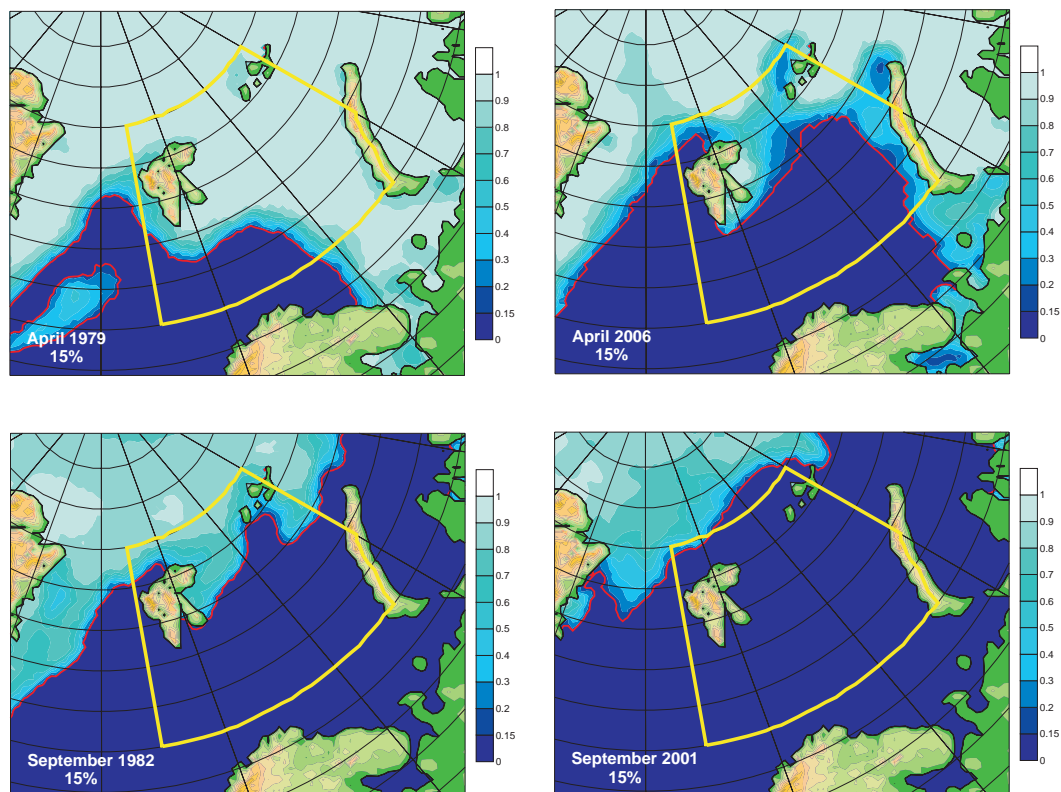
Havis

Av Sebastian Gerland & Olga Pavlova (Norsk Polarinstitutt)

Overvåking av havis i regi av Norsk Polarinstitutt (NP) pågår i Barentshavet, i Kongsfjorden (Spitsbergen), i Storfjorden (Øst-Svalbard) og Norskehavet. Dessuten er det hentet data fra måling av is- og snøtykkelse i Kongsfjorden, Storfjorden og ved Hopen. På lang sikt skal etter planen alle havisparametre være en del av NPs lange tidsserier. Inntil 2009 ble måling av istykkelse i Storfjorden delvis gjennomført i prosjektet DAMOCLES (EU prosjekt) (Gerland mfl. 2008b).

Metoder

Arealet av havis måles fra satellittdata gjennom passive mikrobølgesatellitter (SSM/I). Havis i Kongsfjorden måles direkte fra observasjoner fra Zeppelinfjellet ved Ny-Ålesund, Svalbard. Data blir framstilt på kart som viser utbredelsen av havisen og arealdata for isen i kvadratkilometer. Istykkelse måles direkte gjennom borer i isen, og delvis ved hjelp av indirekte metoder (elektromagnetiske målinger). Det måles istykkelse, snøtykkelse og såkalt fribord. Sistnevnte er avstanden mellom havvannet og overkanten av isen.



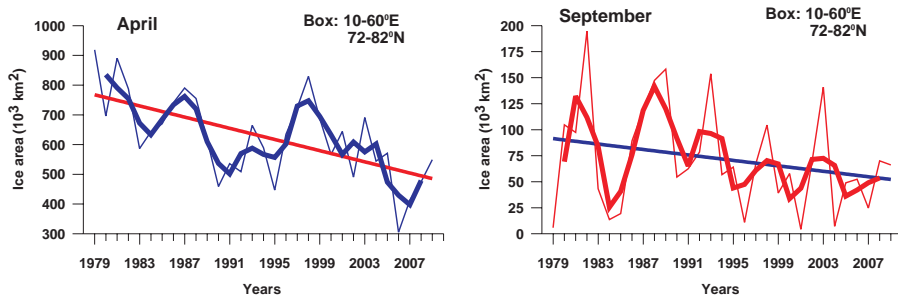
Figur 14. Utbredelsen av havis med mer enn 15 % isdekket i Barentshavet for april 1979 og april 2006, og for september 1982 og september 2001.

Figuren viser eksempler på år med spesielt mye og spesielt lite is for månedene april og september (fra Gerland mfl. 2008c).

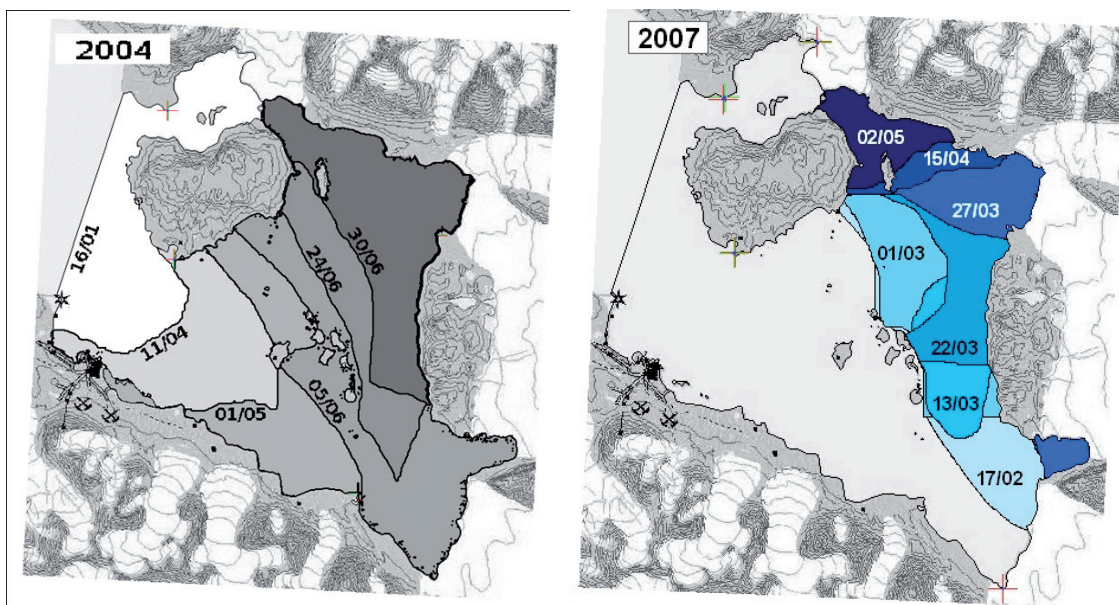
Status og utviklingstrekk

Satellittdata tilbake til 1979 viser en negativ trend for både april og september for utbredelse av havis i Barentshavet (fig. 15). Den mellomårlege variasjonen er imidlertid stor – noe som viser at det er nødvendig å følge utviklingen over flere tiår. I tillegg viser de store variasjonene at det ikke er mulig å tolke utviklingen fra hendelser i enkelte år.

Aralet av havis i Kongsfjorden har vært betydelig redusert i årene 2006–2008 (fig. 16). Men tidsserien er foreløpig for kort til å trekke konklusjoner om en mulig negativ trend.



Figur 15. Antall kvadratkilometer med havis i Barentshavet beregnet innenfor de gule bok-sene vist i figur 14 for månedene april og september i perioden fra 1979 til 2009 (fra Gerland mfl. 2008c).



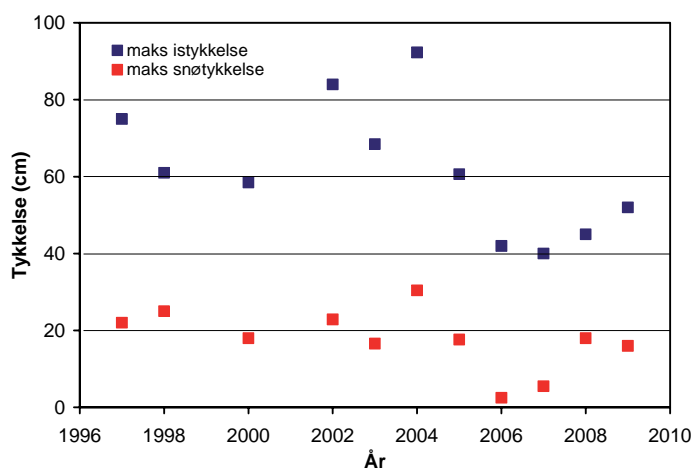
Figur 16. Utbredelse av havis på angitte datoer i Kongsfjorden i 2004 (venstre) og 2007 (høyre). 2004 var et år med isdekke som kan sammen-

lignes med de fleste år mellom 1997 og 2005 mens 2007 var et av tre år (2006-2008) med relativt lite havis i fjorden.

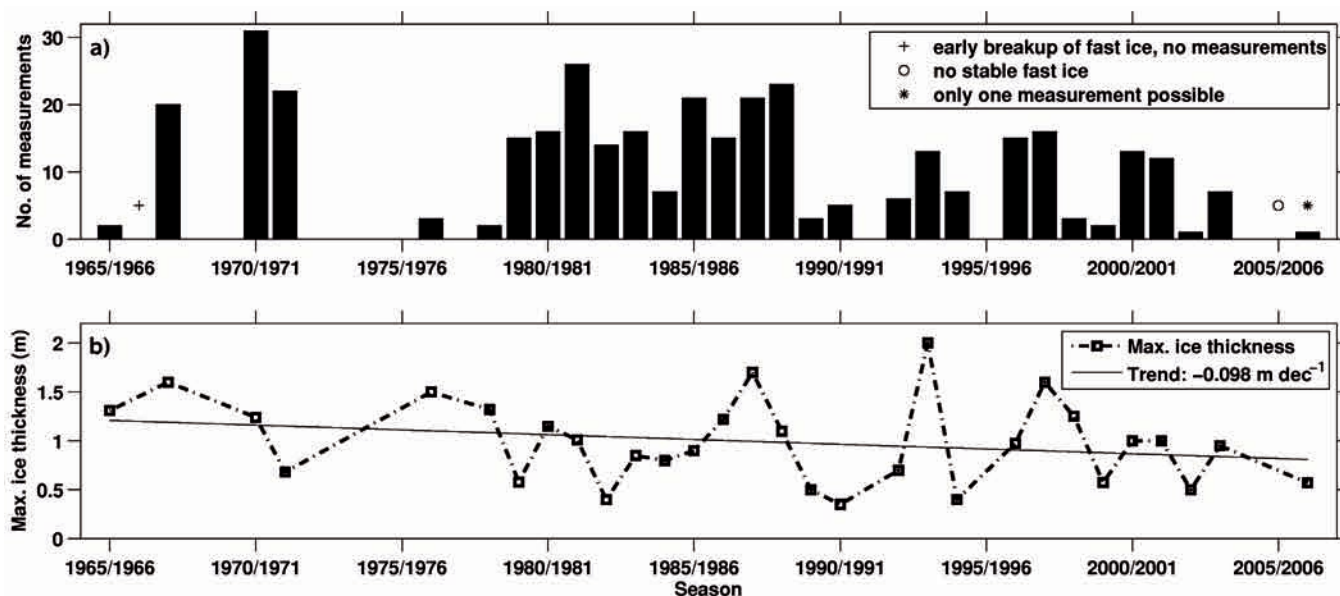
Tykkelsen av havisen i Kongsfjorden er blitt tynnere siden 2006 (fig. 17). Tidsserien er foreløpig for kort til å trekke konklusjoner om en mulig negativ trend.

Istykkelsen i Storfjorden er viktig å undersøke i denne sammenheng siden den ikke er påvirket av atlantehavsvannet i Vestspitsbergenstrømmen slik det er tilfelle for Kongsfjorden. Istykkelse er målt i Inglefielddbukta i to sesonger. Tidsserien er foreløpig for kort til å trekke videre konklusjoner.

Istykkelse ved Hopen er en av de lengste direkte målte tidsserier som finnes av denne typen (fig. 18). Den viser en reduksjon i tykkelsen av havis siden 1966 (Gerland mfl. 2008a). Tidsserien er spesielt interessant fordi det ikke finnes mye annen informasjon om tykkelsen av havis i Barentshavet.



Figur 17. Maksimal istykkelse og snøtykkelse i Kongsfjorden mellom 1997 og 2009. Det mangler data for 1999 og 2001. Den systematiske overvåkingen av havis i Kongsfjorden startet i 2003 i regi av Norsk Polarinstittutt.



Figur 18. Antall målinger av istykkelse ved Hopen for sesonger mellom 1966 og 2006 (øvre diagram), og korresponderende maksimal istykkelse ved Hopen per sesong og trend mellom 1966 og 2006 (fra Gerland mfl. 2008a).

Utbredelsen av havisen i hele det arktiske området er blitt redusert de seneste årene (se f.eks. Stroeve mfl. 2007). Som det framgår av observasjonene rundt Svalbard betyr ikke lite is i Barentshavet nødvendigvis redusert utbredelse av havisen for Arktis over ett. Det eksisterer per i dag for lite data fra Svalbard til å trekke klare konklusjoner om utviklingen i tykkelsen av havisen rundt øygruppen. Men observasjoner så langt tyder på at den generelle trenden mot tynnere isdekke over store deler av Arktis (f.eks. Haas mfl. 2008) også er gjeldende for områdene rundt Svalbard.

Vurdering av resultatene

Målingene viser at det pågår endringer i isutbredelse og istykkelse på både langtidsskala (tiårsskala) og fra år til år. Tidsseriene for havisareal er mellom 30 og 40 år lange. Det gjør det mulig å trekke konklusjoner på tiårsskala. Når det gjelder tykkelse av is og snø er tidsseriene for korte for å tolke dem på tiårsskala, men de viser likevel at forholdene varierer betydelig mellom enkelte år.

Data viser at det var betydelig mindre fast havis i Kongsfjorden i de tre vintersesongene 2006–2008, sammenlignet spesielt med tidligere år (se Gerland mfl. 2008b). Tykkelsen av havis i Kongsfjorden er nært knyttet til arealet av havis i fjorden. Istykkelsen er vesentlig for energiutvekslingen mellom atmosfæren og havet, og tykkelsen av havisen er nært korrelert til hvor raskt smeltingen av isen skjer om våren. Istykkelsen er dessuten viktig for de elementene i økosystemet som er avhengig av is, som for eksempel isalger, isfauna og sel. Is- og snøtykkelsen i Kongsfjorden har, slik som for isutbredelsen, vært svært redusert i sesongene 2006–2008, og noe redusert også i 2009.

Datagrunnlaget for tykkelsen av is og snødekke i Storfjorden er det mest mangelfulle i overvåkingen av havis. Tykkelsen av havisen i Storfjorden er målt de siste årene i sammenheng med EU-prosjektet DAMOCLES. NPs deltakelse

i dette prosjektet har gjort det mulig å benytte infrastruktur tilgjengelig i DAMOCLES via seilbåten «Vagabond». Besetningen på «Vagabond» har målt istykkelsen gjennom hele sesongen i 2006/07, 2007/08 og 2008/09. Målingene viser at isen er tykkere i Storfjorden sammenlignet med Kongsfjorden. Det er også totalt sett mer nedbør i de vestlige delene av Storfjorden enn ved vestkysten av Spitsbergen. Det ble bestemt at havistykkelsesmålinger skal videreføres ved samme posisjon i Storfjorden med målinger flere ganger i løpet av en sesong også i årene fremover.

Det er en negativ trend for istykkelse ved Hopen. Målingene viser at tykkelsen av havisen er redusert med ca. 40 cm i perioden fra målingene startet i 1996 fram til 2006. Midlere tykkelse er redusert fra 1,20 m til 0,80 m i 2006 (Gerland mfl. 2008a).

Sett over ett er arealet av isdekket redusert over hele Arktis siden 1979 (f.eks. Stroeve mfl. 2007), og Barentshavet er et av de områdene hvor de største endringene har funnet sted (Meier mfl. 2007; Overland & Wang 2007). Observasjoner utført ved hjelp av sonar fra undervannsbåter viser at tykkelsen av havisen er blitt redusert i løpet av siste halvdel av 1900-tallet i sektoren nord for Canada, Alaska og Sibir (Rothrock mfl. 1999). Den samme tendensen ser man i havisen i den transpolare driften (Haas mfl. 2008a), da målt ved borer og elektromagnetiske målinger. Derimot er det ikke signifikante endringer i istykkelsen ved kysten av Sibir, målt i en dataserie som strekker seg tilbake til 1930-tallet (Polyakov mfl. 2002).

Den store endringen i utbredelsen av havis de siste årene i Arktis viser en enda sterkere negativ trend enn de fleste klimamodeller presentert i IPCC (se f.eks. Stroeve mfl. 2007). Flere kunnskapshull synes å være årsaken til manglende treffsikkerhet i klimamodellene. Ett av disse er manglende kunnskap om betydningen av tilbakekoblingsmekanismene knyttet til effekten av redusert albedo.

Av Jack Kohler (Norsk Polarinstitutt)

Massebalanse av isbreer er definert som forholdet mellom opphopning og utsmelting av snø og is i løpet av en bestemt tidsperiode. Balansen blir vanligvis rapportert som et enkelt-tall som reflekterer utsmelting eller vekst av breen som en helhet. Massebalanse er en klimaindikator som i hovedsak er påvirket av vinternebbør og sommertemperatur.

Omkring 60 % av Svalbards 60 000 km² er dekket av isbreer. Øygruppen ligger på det nordlige ytterpunktet av den varme nordatlantiske strømmen og dermed er breene forholdsvis følsomme for klimaforandringer (Hagen mfl. 2003a). Tidlig på 1900-tallet – under en vesentlig klimatisk oppvarming («Early 20th-Century warming»; Bengtsson mfl. 2004) – begynte Svalbards breer å trekke seg tilbake. Tilbaketrekningen har pågått over mange tiår over hele øygruppen, bortsett fra tilfeldige fremrykninger av enkelte breer, såkalte «surging» breer. Fremrykkende breer veksler mellom lange perioder med relativt lite bevegelse og kortvarige perioder med «surges» eller fremrykninger. En fremrykning kan vare i ett til tre år. I løpet av denne tiden øker breenes hastighet dramatisk og brefronten kan flytte seg opp til flere kilometer frem. Fremrykningsfrekvensen på Svalbard er observert til å variere mellom flere tiår og ett til to århundrer. Det er viktig å legge merke til at fremrykninger ikke er et direkte klimarelatert fenomen, videre at ingen is forsvinner i første omgang, men at isen bare flyttes nedstrøms.

Det er viktig å kvantifisere hvor mye is som går tapt fra alle breene på Svalbard hvert år, noe som gir kunnskap om betydningen av dette bidraget for den globale havnivå økningen. Globalt sett stiger havnivået i gjennomsnitt med ca. 3 mm per år. Vel halvparten av stigningen skyldes smeltevann fra isbreer. En viktig oppgave er å beregne budsjettet for den observerte havnivåstigningen, og stille spørsmål om hvor disse millimeterne kommer fra. Forskningsmiljøene er i ferd med å utrede hvor stort bidrag til havnivåøkning som kommer fra avsmelting i breområdene rundt om verden. Våre beregninger viser at Svalbard vil være en vesentlig bidragsyter til endringer i havnivået i framtiden siden øygruppen utgjør ca. 10 % av den arktiske landisen. Da er Grønlandsisen utelatt.

Massebalanse

Det er i utgangspunktet to måter å avlede massebalanse på:

- 1) Den glasiologiske massebalansen er basert på feltobservasjoner ved enkelte breer. Felldata blir brukt til å utlede en årlig nettobalanse (Bn), som vanligvis er bestemt av to besøk per isbre, en gang på våren og en gang om høsten, slik at vi får et mål for vinterbalansen (Bw) og sommerbalansen (Bs). Målinger på noen utvalgte breer gjør det mulig å ekstrapolere til større områder eller regioner.
- 2) Den geodetiske balanse karakteriserer endring i breenes overflatehøyde ved å sammenligne høydedata for breen på to ulike tidspunkter. Høydedifferansene blir beregnet i rom og integrert slik at vi kan estimere gjennomsnittlig høydeforandring for en enkelt bre eller for en region. Mens massebalansen beskriver nøye de kortsiktige endringene, blir den mindre eksakt over tid. Videre gjelder de beregnede tallene bare for breen der målingene er gjennomført. Derimot gir geodetisk massebalanse et mer korrekt bilde av massebalanse over lengre tidsperioder og kan foregå over svært store områder – bare avhengig av omfanget av høydedataene. Slike helhetlige geodetiske målinger er overordnede klimaindikatorer sammenlignet med frontposisjonsmålinger; for eksempel, frontposisjonen av en fremrykkende bre kan flyttes frem mange kilometer uten at breen taper volum. Intervallet mellom kartleggingskampanjer bør for tiden ikke være mer enn ca. 10 år, siden det pågår store endringer i bremassene på Svalbard.

Resten av denne rapporten omhandler detaljene i glasiologisk nettobalanse, heretter bare referert til som massebalanse.

Praktiske målinger

Den såkalte «kombinerte metoden» blir benyttet i målingene på isbreene. Dette er en blanding av fast dato og stratigrafiske metoder. Dette omfatter måling av snødybden om vinteren og gjentatte målinger av staker i isen langs breens senterlinje. En sentral grunnregel ved metoden er at saldo av isbreens massebalanse varierer hovedsakelig med høyden, slik at balansen lett kan måles med 8–10 staker i rad på vei opp langs breens senterlinje, og at man dermed ikke trenger et veldig tett nettverk av staker fordelt over hele breen.

Vinterbalansen blir utledet ved å måle snødybde over storparten av breen, høyden på stakene, og målinger av snøtetthet. Dette arbeidet blir utført i slutten av mai. Endringer i stakeposisjonene blir målt ved hjelp av GPS-målinger hvert år for å overvåke langsiktig hastighet og høydeendringer. Når det gjelder breen Kongsvegen er GPS-målinger også viktig for å overvåke oppbyggingen av breen mot tidspunktet for en eventuell surge.

Innhenting av vinterbalanse defineres som den stratigrafiske metoden. For breer med et bredt spekter av høydenivåer er metoden tidstransgressiv. Det betyr at den harde overflaten er blitt dannet på forskjellige tider langs breen, og bryter



Figur 19. Angivelse av de breene ved Ny-Ålesund der Norsk Polarinstittutt gjennomfører studier av massebalanse. BRG=Austre Brøggerbreen, MLB=Midtre Lovénbreen, KNG=Kongsvegen.

med antakelsen om at breens massebalanse kan bli beregnet for en enkelt unik periode. Derfor er målinger om høsten å foretrekke for å etablere referansehorisonten for målinger av stakene ved et fast tidspunkt.

Sommerbalansen blir hentet direkte ved å sammenligne høyden på stakene om våren med målingene om høsten. Det sistnevnte arbeidet er vanligvis gjort på slutten av avsmeltingsperioden, som er i september eller noen ganger i oktober. Mengden av snø og is som er smeltet ved hver stake blir konvertert til mengde vannekvivalenter ved å måle tetthet av kornsnø, det nye islaget, og blåis. Vannmengdene varierer fra 0,5–0,9 g cm⁻³.

Estimatet av massebalanse blir da ekstrapolert over hele brebassenget ved hjelp av fordelingen av breområdet per 50 m høydenivå (hypsometry) hentet fra kart eller digitale høydemodeller (DEM). Disse kartene og DEM bør oppdateres rimelig ofte. I dag har vi DEMs fra 2005 for Midtre Lovénbreen, og fra 1995 på Austre Brøggerbreen og på Kongsvegen. Sistnevnte DEM må bli oppdatert i løpet av de nærmeste årene som en viktig del av massebalanseprogrammet.

Massebalanseprogrammet ved Norsk Polarinstittutt

Det blir gjennomført målinger av massebalanse på tre isbreer lokalisert til områdene rundt Kongsfjorden, nordvest på Svalbard (fig. 19). Disse er:

- 1) Austre Brøggerbreen (BRG) – med målinger fra 1967.
- 2) Midtre Lovénbreen (MLB) – med målinger fra 1968.
- 3) Kongsvegen (KNG) – med målinger fra 1987.

De to første er blant de lengste sammenhengende høyarktiske massebalansetidsseriene tilgjengelige i dag.

Status og utviklingstrekk

Austre Brøggerbreen

Austre Brøggerbreen er en dalbre med helling mot nord. Den strekker seg fra 50 til 600 moh. og har et totalt areal på 11,8 km². Breen omfatter mer enn ett tydelig akkumuleringsområde for is, men massebalansemålinger er begrenset

til den veldefinerte, østlige delen av breen som dekker et areal på ca. 6,1 km². Årlig overflatetemperatur på breens likevektslinje som ligger på ca. 300 moh. er ca. -8 °C. Breen er her overveiende kald, som betyr at mesteparten er under frysepunktet. Gjennomsnittlig årlig nedbør på den nærliggende meteorologiske stasjonen ved Ny-Ålesund (40 moh.) er like under 400 mm.

Midtre Lovénbreen

Midtre Lovénbreen ligger like øst for Brøggerbreen. Det er en dalbre orientert N–NØ som strekker seg fra 50 til 650 moh. og har et areal på 5,2 km². Midtre Lovénbreen er dypere enn Austre Brøggerbreen. Den er delvis temperert, som vil si at midtre delen har en temperatur omkring 0 °C. Målingene viser at Midtre Lovénbreen har hatt en litt mindre negativ nettobalanse og mindre ablasjon enn Brøggerbreen. Dette trolig på grunn av topografiske forhold, og dels at breen ligger i snitt noe høyere enn Brøggerbreen.

Kongsvegen

Kongsvegen er en stor bre som ligger sørøst for Ny-Ålesund. Den er 25 km lang, med et areal på ca. 100 km². I likhet med de to andre breene, når det kalde overflatelaget grunnfjellet i ablasjonsområdet, og breen er delvis frosset til bunns i nedre del. Kongsvegen har et betydelig større volum av temperert is i øvre del.

Kongsvegen er en framrykkende bre. Den siste store framrykningen skjedde en gang like før 1948, og er den eneste kjente «surge» for denne breen. Det ikke mulig å beregne når Kongsvegen eventuelt vil rykke fram igjen.

Fordi breen for tiden er inne i en rolig fase, beveger Kongsvegen seg sakte fram med en hastighet på 4–5 m eller mindre per år. Derfor blir ikke is fra akkumuleringsområdet transportert tilstrekkelig rask fram til ablasjonsområdet, og dette resulterer i en oppstuvning av bremassen i akkumuleringsområdet og et økt tap i fronten i forhold til raskt bevegende breer. Tungen av Kongsvegen, som er noe sammentrykket der den støter mot den hurtigstrømmende Kronebreen, er bare noen få hundre meter bred og er i ferd med å trekke seg raskt tilbake. Fram til 1999 kalvet breen i fjorden. I dag ligger Bretungen på land og taper ikke lenger masse gjennom kalving.

Andre programmer for måling av massebalanse på Svalbard

Det er for tiden ytterligere åtte pågående programmer for massebalanse på Svalbard, med årlige målinger.

Norsk Polarainstitutt og institutt for geofag ved Universitetet i Oslo har samarbeidet om måling av massebalanse på:

- Kronebreen/Holtedahlfonna som er en stor isflate på ca. 300 km² nord i Kongsvegen. Målingene startet i 2003.
- Etonbreen på 650 km² som er en av flere breer som utgjør Austfonna på ca. 8000 km² nordøst på Svalbard. Målingene startet i 2004.

NP, Mt. Holyoke College og Hampshire College U.S. sam-

arbeider i en omfattende studie av Linnévatn, som også inkluderer et massebalanseprogram på Linnébreen som renner ut i innsjøen. Observasjonene er finansiert av det amerikanske National Science Foundation. Linnébreen har et areal på 2,5 km², og har praktisk talt ingen akkumuleringsområde for is. Studiet gjorde de første målingene i 2004. Dette er en relativt kort måleserie som ikke vil bli videreført etter at prosjektet er avsluttet.

Polarstasjonen til University of Nicolaus Copernicus (UCN) er lokalisert sør for Ny-Ålesund, i den nordlige delen av kyststrekningen Kaffiøyra i Forlandssundet. UNC måler massebalanse på disse fire breene: Waldemarbreen, Irenebreen, Elisebreen og Aavatsmarkbreen. Den lengste serien som startet i 1996 er fra Waldemarbreen med et areal på 2,6 km².

Den polske polarstasjonen i Hornsund overvåker endringer og dynamikk i Hansbreen og Werenskioldbreen. Hansbreen er en polytermal bre med midlere høyde på 300 moh. Den brer seg fra havnivå opp til en maks høyde på 600 moh. og dekker et areal på 60 km². Målingene av massebalanse begynte i 1989.

Rapportering

Netto massebalanse for vinter og sommer blir rapport årlig til MOSJ, og i tillegg til World Glacier Monitoring Service (WGMS). Sistnevnte service samler inn og tilbyr standardiserte resultater av endringer i masse, volum, område og lengde av breer over tid, samt statistisk informasjon om fordeling av flerårig overflateis globalt (World Glacier Inventory). WGMS er en tjeneste for International Association of the Cryospheric Sciences of the International Union of Geodesy and Geophysics (IACS, IUGG) og Federation of Astronomical and Geophysical Data Analysis Services of the International Council for Science (FAGS, ICSU). WGMS bidrar til Global Terrestrial/Climate Observing System (GTOS, GCOS), Division of Early Warning and Assessment og Global Environment Outlook of the United Nations Environment Programme (DEWA og GEO, UNEP), og International Hydrological Programme of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (IHP, UNESCO).

Vurdering av resultatene

Austre Brøggerbreen og Midtre Lovénbreen har begge hatt en negativ massebalanse siden begynnelsen av måleperioden (fig. 20). Kongsvegen er mer positiv siden den strekker seg over et høyere høydeintervall enn de to andre og mindre breene, og har derfor et betydelig større akkumuleringsområde for vinternebbør.

På alle breene er vinterbalansen relativt stabil, men avsmelting om sommeren viser større variasjoner. Dette betyr at sommersmelting gir det største bidraget til variasjon i netto massebalanse. Mens trender for både vinter- og sommerbalanse ikke er statistisk signifikant, er det en gjennomgå-

ende tendens til redusert akkumulering av bremassene om vinteren og økt avsmelting om sommeren.

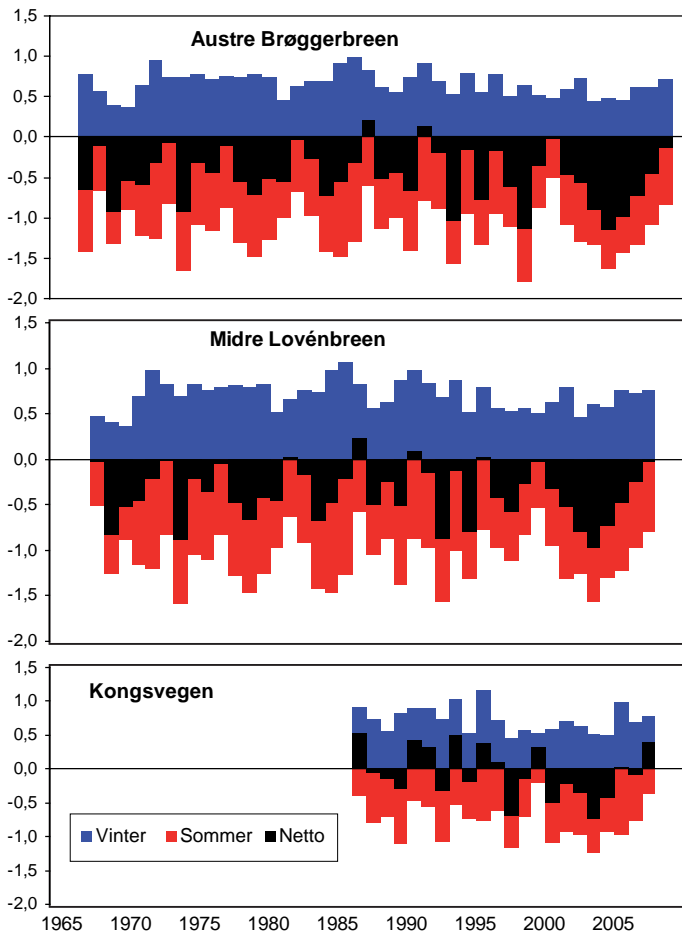
I tillegg har årene fra 2001 til 2005 vært preget av en sterkere negativ netto saldo på alle breene. Siden 2001 har Kongsvegen bare hatt ett år med positiv nettobalanse. Dette har forårsaket at den langsiktige netto massebalansen på Kongsvegen minker slik at breen mister masse på lang sikt, sammenlignet med de målingene startet (fig. 21).

Så langt er det ikke mulig å fastsette isvolumtapet fra Svalbard fordi det ikke eksisterer to heldekkende høydegrunnlag som hver for seg stammer fra samme dato. Likevel viser flere analyser at mens Svalbards brefronter trekker seg tilbake og isen tynnes der, blir isen tykkere i de høyeste områdene (Bamber mfl. 2004; Nuth mfl. 2007). Dette er det samme mønsteret som er observert på Grønland (Thomas mfl. 2006).

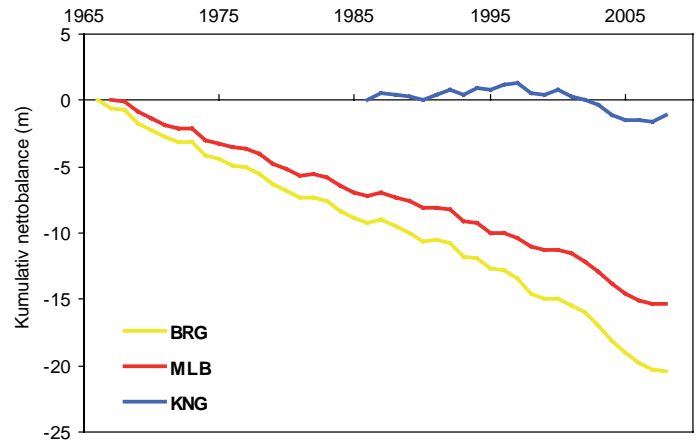
Hagen mfl. (2003b) brukte en kombinasjon av massebalansmålinger og akkumulasjon i høytliggende deler av Svalbard, estimert fra analyse av iskjerner, til å fastsette total balanse for hele Svalbard til 0,3 m/år. Når man inkluderer brekalving blir det totale istapet fra Svalbard ca. 15 km³/år, eller ca. 0,04 mm per år i havnivåøkning. Andre estimater har vært høyere, så mye som 0,06 mm per år (Dowdeswell mfl. 1997; Van de Wal og Wild 2001), eller ca. 22 km³/år. Dette kan settes i perspektiv ved å sammenlignes med tilsvarende tall fra Grønland der de siste estimatene antyder ca. 170 km³/år, basert på tyngdekraftmålinger utført fra satellitten GRACE (Wouters mfl. 2008).

Kohler mfl. (2007) analyserte geodetiske data for å vise at breene på Vest-Svalbard mister masse i akselererende tempo. Den gjennomsnittlige tynningsraten for Midtre Lovénbreen, der de beste dataene finnes, har økt jevnt siden 1936 (fig. 22). Tynningsraten for 2003–2005 er mer enn fire ganger gjennomsnittet for den første måleperioden mellom 1936 til 1962, og er betydelig større enn det som er presentert etter dette. På Slakbreen, en isbre i nærheten av Svea-gruven sør på Spitsbergen, er tynningsraten for siste måleperiode 1990–2003 mer enn fire ganger så stor som i perioden 1961–1977. Målinger gjort med flybåren laser (airborne laser profil) over Wedel Jarlsberg Land viser økt tynning, og at denne er fordoblet fra perioden 1990–1996 til 1996–2002.

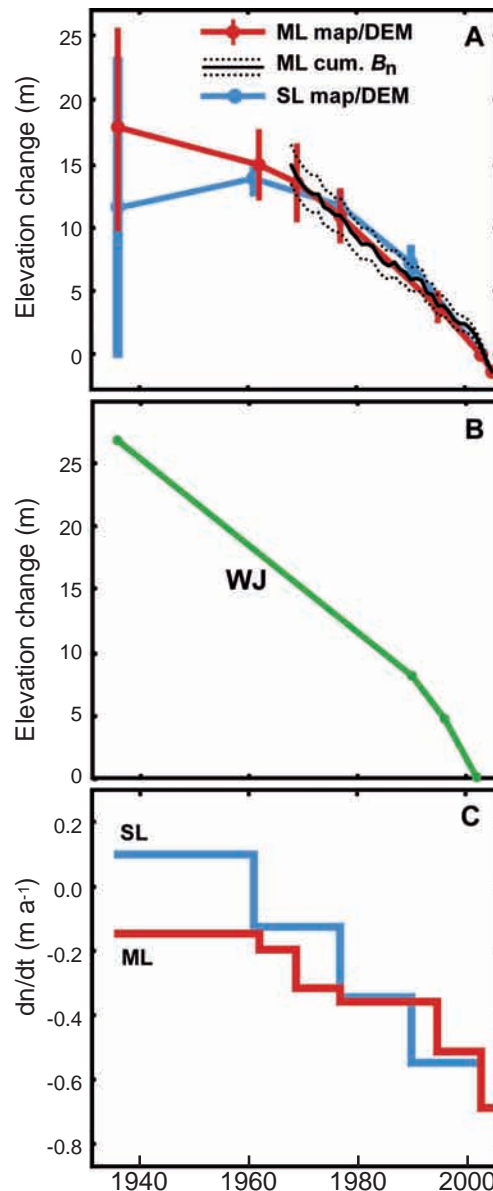
Svalbard er en viktig bidragsyter til endringer i havnivået. Øygruppens bredekket areal utgjør ca. 11 % av den arktiske landisen, Grønlandsisen utelatt (Dowdeswell og Hagen 2004), og ismelting på Svalbard er vesentlig. Utviklingen av stadig mer negativ massebalanse på Svalbard er helt i overensstemmelse med både globale trender, samt utviklingen i Arktis (Kaser mfl. 2006).



Figur 20. Massebalanse for vinter og sommer og nettobalanse for vinter og sommer for henholdsvis Brøggerbreen, Midtre Lovénbreen og Kongsvegen.



Figur 21. Kumulativ nettobalanse er et uttrykk for brevolum. Denne viser en negativ trend for Brøggerbreen og Midtre Lovénbreen. Dette er i henhold til de visuelle observasjonene av at breene er i ferd med å trekke seg tilbake. De senere årene har breene trukket seg tilbake i større tempo. Målinger på Kongsvegen viser at breens volum økte fram til år 2000. Siden har breen hatt negativ massebalanse.



Figur 22. (A) Midlere endringer i høyde over tid for Midtre Lovénbreen (ML) og Slakbreen (SL), og for (B) Wedel Jarlsberg Land (WJ) beregnet ut fra forskjeller vist i ulike terrengmodeller (DEM) og med laser altimeterprofiler. ML og SL studert i forhold til 2003 DEM, og WJ i forhold til DEM 2002. Avvikene for ML og SL representerer standardavvik for nivåforskjellene i slake områder utenfor breene. Det er ikke beregnet avvik for WJ. Den svarte linjen i figur A viser kumulativ summert nettobalanse for ML beregnet ut fra feltmålinger, konvertert til enheter for istykkelse, og med et årlig kumulativt avvik på ± 25 cm (prikket linje). (C) Figuren viser midlere tynningsrate, som er et mål for avsmelting, for ML og SL for hver periode beregnet med basis i endringer i høydenivåene mellom epokene.

Bakketemperatur i permafrost

Av Ketil Isaksen (Meteorologisk institutt)

Overvåking av permafrost har i de seinere år blitt gjenstand for økende interesse innenfor internasjonal klimaforskning (WMO-rapport 1997, IPCC 2007). Temperaturmålinger i borehull er spesielt velegnet i områder med permafrost, fordi det her ikke er sirkulasjon av grunnvann som forstyrrer temperatursignalene i bakken. På velegnede steder gir temperaturmålinger i borehull robuste indikasjoner på endringer i klima. Årlige temperaturvariasjoner på bakkeoverflaten forplanter seg som temperaturbølger nedover i bakken (fig. 23). Disse bølgene forsinkes mot dypet, samtidig som de dempes. Derfor er bakken på ca. 5–10 m dyp varmest midtvinters. Ved 15–20 m dybde er temperaturvariasjonene gjennom året utjevnet. Temperaturvariasjoner ved bakkeoverflaten for et lengre tidsrom vil forplante seg som temperaturbølger til større dyp. Ved å observere endringer i temperauren over noen år på 30–60 m dybde, kan en beregne temperaturendringer som har pågått over flere tiår på toppen av permafrosten. Målingene er derfor et verdifullt supplement til mer tradisjonelle klimadata.

Utviklingstrekk i bakketemperaturen på Janssonhaugen siden 1998 er vurdert. Den første delen tar for seg observasjoner fra de dypere delene av borehullet, der det er mulig å beregne temperaturtrender som kan knyttes til endringer over de siste 25–30 år. En analyse er også gjort på innvirkningen av ekstremvinteren og våren 2005/06 på bakketemperaturen på Janssonhaugen.

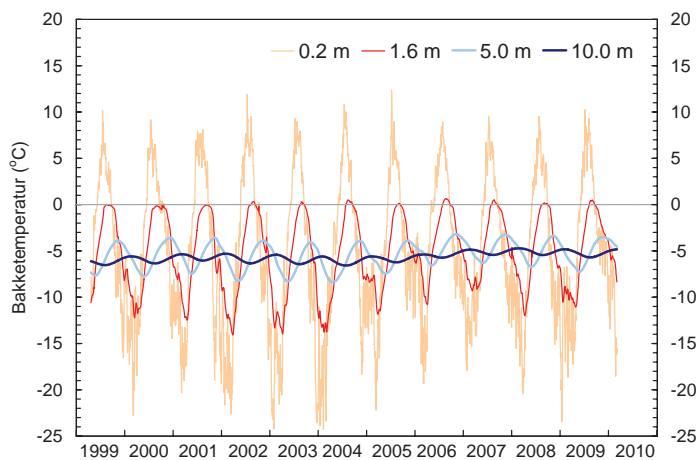
Metoder

I 1998 ble det etablert et 102 m dypt borehull på Janssonhaugen, som ligger ca. 20 km fra Longyearbyen inn i Adventdalen (Sollid mfl. 2000). Etableringen var en del av et 3-årig EU-prosjekt kalt PACE (Permafrost and Climate in Europe) som kom i gang i desember 1997 (Harris mfl. 2001). PACE-prosjektet etablerte et nettverk med instrumenterte, dype borehull i permafrost langs et transekt fra Svalbard i nord til Spania i sør. Formålet var å kartlegge senere tids klimaendringer i Europas fjellområder. I borehullene måles temperaturen kontinuerlig, og det er tilrettelagt for langsiktige målinger for videre klimastudier (Isaksen mfl. 2007a).

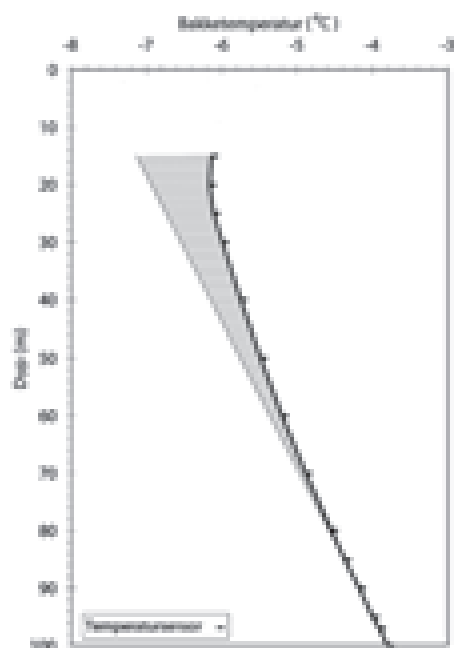
Status og utviklingstrekk

Temperaturutvikling i permafrosten på Svalbard

I den første studien som ble gjort med data fra Janssonhaugen, ble selve temperaturprofilen mot dypet nøye analysert (Isaksen mfl. 2000). En rekonstruksjon av overflatetemperaturen fra borehullet på Svalbard fram til år 2000, indikerte en temperaturstigning på $1,5 \pm 0,5$ °C i løpet av de siste 60–80 år (fig. 24).



Figur 23. Figuren viser utvalgte temperaturserier fra fire ulike dyp i borehullet i permafrost på Janssonhaugen. Legg merke til hvordan temperatursignalet fra bakkeoverflaten dempes og forsinkes med dypet. Sesongvariasjoner er nesten utjevnet ved 10 m dyp. Ved temperaturmålinger i slike dyp kan endringer i energibalansen ved bakkeoverflaten overvåkes med en tidsoppløsning på noen få år. På større dyp i permafrosten bevares langtidstrendene av temperaturen på bakkeoverflaten (fig. 24 og 25).



Figur 24. Figuren viser middeltemperaturen på ulike dyp for år 2000 på Janssonhaugen. Endringer i middeltemperaturen på bakkeoverflaten over tid vil endre temperaturprofilen mot dypet. Den stiplede linjen er en ekstrapolasjon av temperaturprofilen fra de dypeste 30 m av borehullet. Temperaturprofilene viser en tydelig avbøyning mot overflaten fra om lag 60–70 m dyp, jfr. det grå feltet. Avbøyningen er et resultat av en oppvarming av permafrosten.

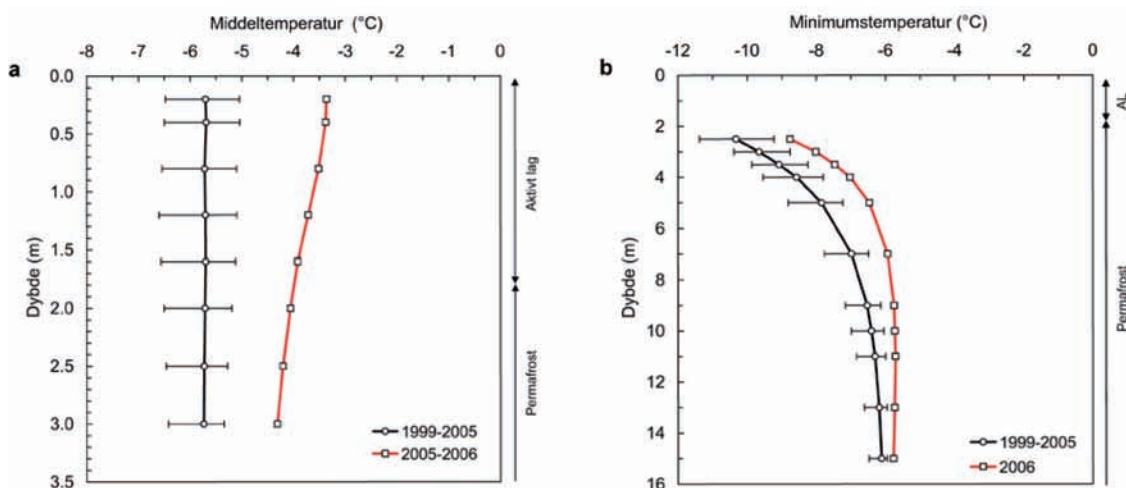
Kontinuerlige temperaturobservasjoner gjort siden 1998 viser at permafrosten nå varmes opp i et høyt tempo. Figur 25 viser de observerte temperaturendringene på utvalgte dyp. På 25 m dybde økte temperaturen med $0,54$ °C i perioden 1998–2010. På 40 m dybde økte bakketemperaturen med $0,18$ °C for den samme perioden. Den observerte oppvarmingen er statistisk signifikant ned til 60 m dybde.

Siden temperaturen er observert kontinuerlig over flere år, er det mulig å beregne temperaturrendene på ulike dyp (fig. 26). Den gjennomsnittlige temperaturstigningen på 30 m dybde er i størrelsesorden 0,35 °C per tiår. På 60 m dybde øker temperaturen med 0,05 °C per tiår. Disse verdiene brukes så til å beregne temperaturendringene på overflaten av permafrosten (ca. 2 m dybde), og gir en gjennomsnittsverdi representativ for de siste 25–30 år. Resultater fra dette viser at temperaturen der stiger i gjennomsnitt med 0,7 °C per tiår for denne perioden. For de siste årene viser analysene at temperaturstigningen i permafrosten er akselererende, og er nå i gjennomsnitt ca. 1,0 °C per tiår på overflaten av permafrosten. Bakketemperaturen viser sterkt samsvar med lufttemperaturen, og den er derfor et verdifullt supplement til mer tradisjonelle klimadata.

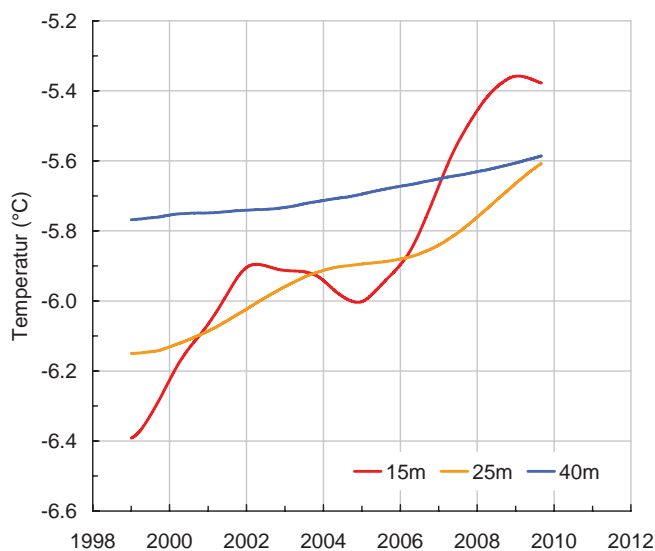
Innvirkningen av ekstremvinteren og våren 2005/06

Året 2006 er hittil det varmeste som er registrert på Svalbard. Middeltemperaturen for vinteren og våren 2005/06 på Svalbard var ekstrem. På værstasjonene her registrerte vi et av de største avvikene fra temperaturnormalen over en seks måneders periode, som er observert noe sted i nyere tid. Middeltemperaturen på Svalbard lufthavn for perioden desember 2005 til mai 2006 var -4,8 °C (8,2 °C over normalen). Den nye rekorden er 2,8 °C høyere enn den forrige rekorden fra 1953/54.

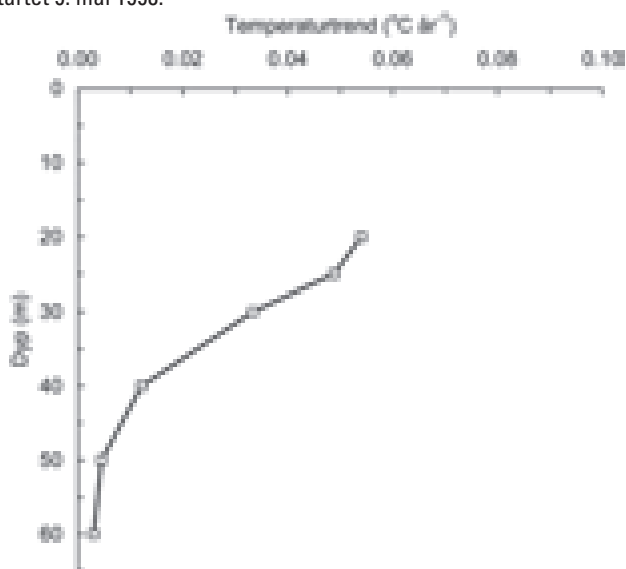
I en studie av Isaksen mfl. (2007b) analyseres effekten av denne ekstremisituasjonen på temperaturforholdene i permafrosten på Svalbard. Middeltemperaturen i 2006 på toppen av øverst i permafrosten på Janssonhaugen er hele 1,8 °C høyere enn middelet for de foregående seks årene (fig. 27a). Isolert sett er dette et svært stort avvik for en slik årsmiddeltemperatur. Videre var minimumstemperaturen på 15 m dybde 0,3 °C høyere enn middelet for 1999–2005 (fig. 27b). Når vi vet at denne episoden kommer på toppen av en lang periode med kraftig og akselererende temperaturøkning i permafrosten, er resultatene oppsiktsvekkende.



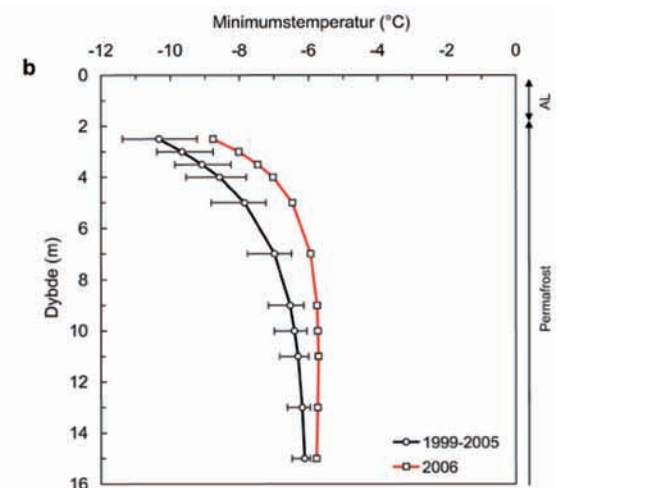
Figur 27. Figur a viser middeltemperaturen av ekstremåret 2005–2006 (rød kurve) for det aktive laget og øverste delene av permafrosten på Janssonhaugen sammenlignet med middeltemperaturen for 1999–2005 (svart kurve), med absoluttverdier som horisontale linjer. Figur b viser



Figur 25. Figuren viser observerte temperaturendringer siden 1998 på 15, 25 og 40 m dybde i bakken på Janssonhaugen. Til å utjevne små variasjoner ($\pm 0,02$ °C), som skyldes støy i dataloggeren, er det her benyttet 365-dagers glidende middeltemperatur. Kurvene starter derfor ett år etter selve observasjonene. Målingene på Janssonhaugen startet 9. mai 1998.



Figur 26. Figuren viser observerte lineære trender i bakketemperatur for ulike dyp fra 20 m og ned til 60 m i bakken. Figuren er modifisert og hentet fra Isaksen mfl. 2007a.



den observerte minimumstemperaturen under det aktive laget ned til 15 m dybde for ekstremåret 2005–2006 (rød kurve) sammenlignet med middeltemperaturen for 1999–2005 (svart kurve), med absoluttverdier som horisontale linjer. Figuren er hentet fra Isaksen mfl. 2007b.

Tykkelsen av det aktive laget, altså det laget over permafrosten som tiner hver sommer, var i 2006 den største som er registrert på Janssonhaugen (fig. 28). Dette skyldtes den økte bakketemperaturen om vinteren og våren og en rekordvarm sommer. Tykkelsen økte med ca. 11 % i forhold til gjennomsnittet for perioden 1999–2005.

Vurdering av resultatene

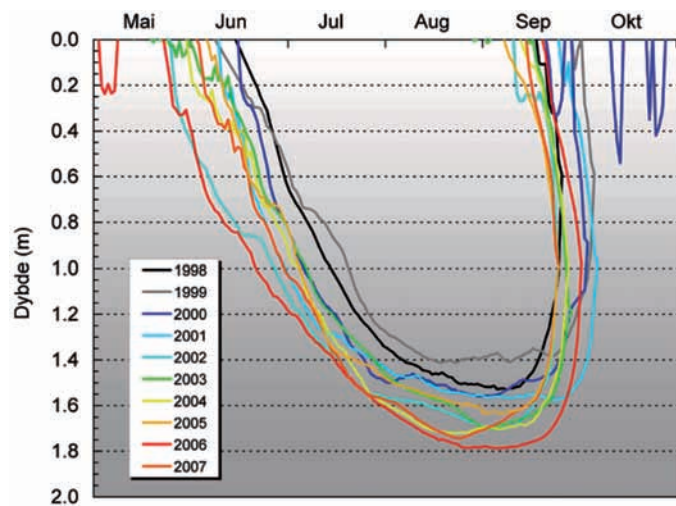
Selv om borehullmålingene startet for bare 12 år siden, kan man trekke en del klare slutninger om temperaturutviklingen i permafrosten. Kurven som viser målinger gjort på 40 m dyp (fig. 25), viser at temperaturen nå øker med 0,017 °C i året, og gjenspeiler oppvarmingen over de siste 25–30 år på Svalbard. Dette høres i utgangspunktet ikke så mye ut, men klimasignalet er svært entydig, og vitner om at permafrosten her varmes opp i høyt tempo. På dette nivået spiller én kald eller én mild vinter liten eller ingen rolle. De svært varme årene som har vært siden 2005, ga ikke utslag på 40-meterkurven før i 2009.

Analyser av dataseriene fra større dyp (40–60 m) gjenspeiler temperaturøkningen på toppen av permafrosten – som i gjennomsnitt har vært 0,7 °C per tiår – og som er representativ for de siste 25–30 år. For de siste årene viser analysene at temperaturstigningen i permafrosten er akselererende, og er nå i gjennomsnitt ca. 1,0 °C per tiår på overflaten av permafrosten.

Fortsetter oppvarmingen i dagens tempo, vil temperaturen på 30 m dybde øke med 1–2 °C i løpet av noen få tiår. Det kan synes ufarlig at temperaturen i bakken stiger, men permafrost som varmes opp betyr bl.a. endring av de mekaniske egenskapene i bakken. Vi har allerede en rekke eksempler fra Alaska, Sibir og Alpene på hva som skjer når frosten tiner og bakken blir ustabil. I disse områdene har en rekke konstruksjoner og infrastruktur mistet stabilitet og synker ned i de opptinte jordmassene.

Ekstremsituasjonen vinteren og våren 2005/06 var knyttet til stor transport av mild luft og varmt vann mot Svalbardregionen, samt spesielle vindforhold som førte til at store mengder kystvann blandet seg med varmt atlantehavsvann langs vestkysten av Svalbard (Cottier mfl. 2007). De spesielle forholdene påvirket den normale syklusen for dannelsen av havis og førte til unormalt store områder med åpent vann rundt Svalbard. Isaksen mfl. (2007b) sammenliknet året 2006 på Svalbard lufthavn med tidligere observerte år, samt med resultater fra klimamodeller for det 20. århundret og projeksjoner for 2071–2100. Resultatene viste at 2006 var et ekstremår uten sidestykke og at året kan gi en pekepinn på hvordan framtidig klima på Svalbard kan bli, dersom klimaprognosene slår til.

En annen tolkning fra den samme studien var at klimascenariene er for konservative, spesielt når det gjelder havisutbredelsen i området. For Svalbards del er det en tett kobling mellom havisutbredelsen og temperaturen på øygruppa. Nyere resultater indikerer at havisen i Arktis smelter raskere enn klimamodellene forutsier (Stroeve mfl. 2007), og at en



Figur 28. Figuren viser utviklingen av det aktive laget dag for dag, for hver sommer fra 1998 til 2007 på Janssonhaugen. Legg merke til hvor raskt det som regel fryser igjen på sensommeren/høsten.

må kunne forvente en økt hyppighet av ekstremhendelser, slik som i 2006, i tiårene som kommer. Generelt antar man at oppvarmingen av permafrosten skjer gradvis, noe som også støttes av modeller. Med et Arktis i rask endring, med bl.a. økt hyppighet av temperaturekstremmer, vil imidlertid den framtidige oppvarmingen av permafrosten i større grad kunne være irregulær enn regulær, slik som beskrevet her. Dette støttes også i en nylig studie av Lawrence mfl. (2008), som antyder en svært tett kobling mellom redusert havisutbredelse og akselererende oppvarming av permafrosten i Arktis.

Atmosfærisk stråling

Av Johan Ström (Norsk Polarinstitut)

Norsk Polarinstitut (NP) har målt overflatestråling i Ny-Ålesund (78°55'N, 11°56'E) siden juni 1974. Fram til 1980 finnes disse dataene som månedlig gjennomsnitt. Etter dette er dataene lagret som gjennomsnitt per minutt. Plasseringen av målingene er endret to ganger mellom 1974 og nåtid. Første gang var i 1980 – for øvrig et år som det ikke finnes data fra – og i 1999. De to målestasjonene ligger imidlertid under 300 m fra hverandre. Over denne lange tidsperioden har det selvsagt blitt foretatt oppgraderinger og endringer i sensorer. I dag er strålingskomponentene delt inn i kortbølget stråling (SW); global og reflektert stråling (albedo), og langbølget stråling (LW); innkommende og utgående stråling.

Siden 1993 har Alfred Wegener Institute (AWI) også gjennomført målinger av overflatestråling i Ny-Ålesund, og målestasjonen inngår som en del av Baseline Surface Radiance Network (BSRN). Plasseringen av observasjonene til AWI er ca. 100 m unna måleinstrumentet til NP. De to datasettene samstemmer innenfor et avvik på 5 %, men med et relativt større avvik i SW-stråling i løpet av tidlig vår og sen høst grunnet lav solenergivinkler, og i reflektert stråling på grunn av forskjeller i overflateforholdene – spesielt i den

isfrie perioden. Ved å benytte månedlig gjennomsnitt har det vært testet på avvikende trender mellom de to datasettene, men ingen signifikante trender er blitt observert for hver av de fire strålingskomponentene. Tidsangivelsen av dataseriene hos NP er i Local Zenith Time, mens AWI data er i UTC. Dette gir en forskjell i tid på 45 min. Siden det er benyttet månedlig gjennomsnitt i sammenligningen mellom de to målestasjonene tror vi at denne forskjellen bare har en ubetydelig effekt på analysen.

Metode

Før 1991 ble LW-målingene registrert med et Siemen Ersking Pyrradiometer. LW-komponenten ble beregnet ved å ta differansen mellom total stråling og SW-komponenten, og korrigert for temperatur. Pyrradiometeret ble kalibrert ved hjelp av smeltet snø (0 °C) og sammenliknet med et annet instrument, som ble kalibrert på samme måte for å teste konsistens. Med bakgrunn i denne differensieringen er det grunn til å anse LW-målinger før 1991 som mindre nøyaktige. Instrumentene har blitt kalibrert hvert år siden 1992, med noen få unntak. Dette er hovedsakelig gjort gjennom sammenligning mellom tilsvarende instrumenter og med andre målestasjoner. Kun mindre justeringer for kalibreringsfaktorer har vært nødvendig.

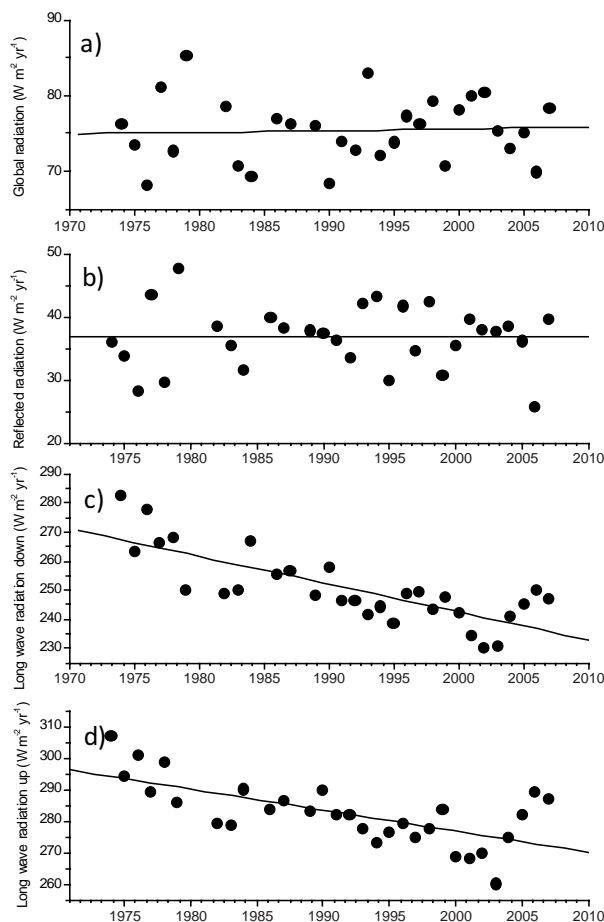
Status og utviklingstrekk

De fire strålingskomponentene er vist i figur 29. SW-komponentene viser ingen signifikante trender. Derimot er det en meget tydelig trend for LW-komponentene. Forskjellen tilsvarende en nedgang på 0,66 og 0,96 W m² per år for henholdsvis utgående (LW-up) og inngående (LW-down) stråling.

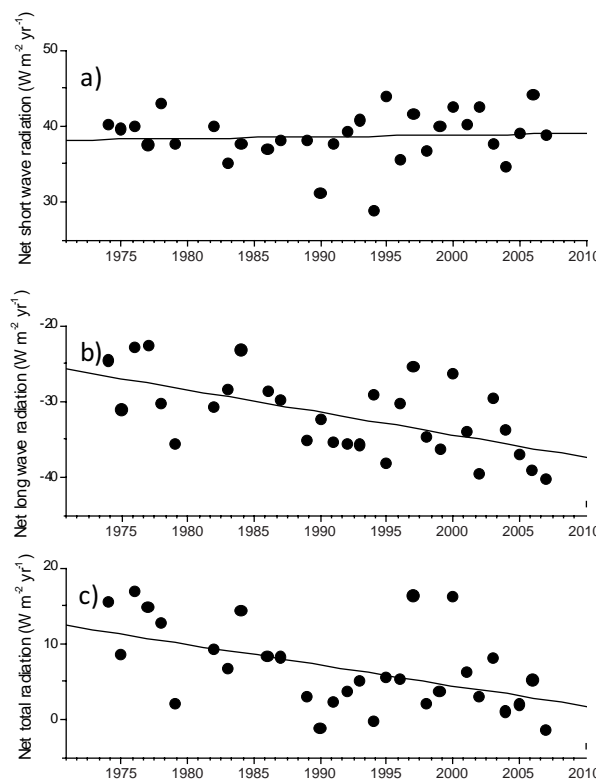
Med bakgrunn i de observerte økningene i temperaturene i Arktis, er det overraskende å observere den nedadgående LW-strålingen, og foreløpig har vi ingen robust forklaring på den observerte trenden.

Det er ikke mulig å tolke det slik at det ligger feil i de eksisterende datasettene, fordi det ikke er noen åpenbar kobling mellom mulige konsekvenser med å flytte målestasjonene i 1980 og 1999, og de observerte trendene. Det er faktisk bare de siste få og svært varme årene som skiller seg ut fra den generelle trenden. De mer inngående analysene av dataene viser at mesteparten av signalet i LW-trenden oppstår i månedene mai–oktober, når det er minst endringer i temperatur. Så selv om de største endringene i temperaturen i Ny-Ålesund har skjedd i vintermånedene, er likevel nedgangen i LW-fluksen størst i sommerperioden. Det er derfor grunn til å stille spørsmål ved om dette skyldes prosesser knyttet til latent varme – slik som smelting av permafrosten og økt fordampning. Det er mulig at de klimatiske endringene i Arktis påvirker egenskaper i skydekket slik som midlere høyde av skydekke. Det er viktig å merke seg at denne forklaringen er betraktninger som må analyseres nærmere.

Den kortbølgede nettostrålingen (global refleksjon) viser



Figur 29. De fire individuelle strålingsparameterne målt i Ny-Ålesund. a) Global stråling, b) reflektert stråling, c) innkommende langbølget stråling og d) utgående langbølget stråling. Sum av regresjonslinjen. Korrelasjon er vist i tabell 7.



Figur 30. Nettostråling målt i Ny-Ålesund. a) Kortbølget strålingskomponent, b) langbølget strålingskomponent, c) og total nettostråling. Sum av regresjonslinjen. Korrelasjonsverdiene er vist i tabell 8.

ingen vesentlig trend, i motsetning til LW-nettostråling (LW-down, LW-up) (fig. 30). I likhet med total LW-stråling oppstår mesteparten av signalet i utviklingen av LW-nettostråling i sommermånedene. Den kombinerte nettostrålingen, total nettostråling, er mye styrt av utviklingen i LW-strålingen slik at denne minsker med tid til et gjennomsnittlig nivå på ca. $0,27 \text{ W m}^{-2}$ per år. Men utviklingen er ikke like klar som for de individuelle komponentene. Mesteparten av reduksjonen skjer i første del av datamaterialet innsamlet før ca. 1990. Etter dette er det ingen signifikant trend. Vi konstaterer at de siste få, svært varme årene ikke skiller seg ut som de gjorde for de enkelte komponentene. I stedet synes årene 1997 og 2000 å avvike fra den generelle trenden. Vi har for øyeblikket ingen forklaring på hvorfor disse to årene er høyere enn andre år sett over en 20-års periode.

Netto SW-stråling, som et årlig gjennomsnitt, viser ingen trend. Derimot kan vi observere en trend for forholdstallet (reflektert/global) eller albedo. Denne trenden viser en endring i tidspunktet for når albedo faller til mindre enn 0,3 – noe som indikerer snøfri mark. Tallene viser at gjennomsnittlig tidspunkt for den første snøfrie dagen i Ny-Ålesund har vært framskyndet med 0,53 dager per år siden 1982. Siden dataene før 1980–1981 ble lagret som månedlig gjennomsnitt, dekker følgelig datasettet for albedo perioden fra 1982 og opp til våre dager.

Tabell 7. Sammenheng av de statistiske parametrene vist i figurene 29 og 30.

StatSta	Slope ¹	Min slope 90%	Max slope 90%	r ²
Global	0.02	-0.12	0.16	0.00
Reflected	0.00	-0.21	0.13	0.00
LW down	-0.96	-1.27	-0.67	0.61
LW up	-0.66	-0.97	-0.41	0.45
Net SW	0.02	-0.06	0.11	0.00
Net LW	-0.29	-0.41	-0.15	0.35
Net total	-0.27	-0.40	-0.13	0.25

Vurdering av resultatene

Det er overbevisende indikasjoner på at strålingsparametrene viser en respons på temperaturendringer i Arktis. Dette er særlig tydelig med hensyn til tidspunkt for smelting av snødekket om våren. Trenden i LW-stråling kan være knyttet til temperaturendringene, men nedgangen i LW-strålingen er likevel besynderlig. Det er indikasjoner på at den sterke reduksjonen i strålingen gjennom de siste 30 årene, nå er blitt avløst av en stigende trend i de siste fire til fem år. De neste fire til fem år vil vise om LW-strålingen vil gå tilbake til nivået som var på midten av 70-tallet, eller om det er oppstått likevekt i strålingsregimet. Til tross for mer enn 30 års registreringer av strålingsdata er det viktig å

¹ Slope er her trenden basert på lineær regresjon av $W \text{ m}^{-2}$ per år. Min og Max slope er resultatene fra statistisk Bootstrapping og intervallet for linjen er angitt med 90 % sannsynlighet. Siste kolonne viser korrelasjonskoeffisientene basert på lineær regresjon. Utvidede tall viser statistisk signifikans på minimum 90 % konfidensnivå.

fortsette disse målingene fordi de blir definert som grunnleggende parametre i klimasystemet.

Ozon og UV-stråling

Av Georg H. Hansen, Kåre Edvarden og Ola Engelsen (Norsk institutt for luftforskning)

Det stratosfæriske ozonlaget er det mest effektive vern mot ultrafiolett stråling fra sola for alt liv på jordas overflate og i overflatesjiktet i havet. Effektiviteten av ozonlaget avhenger av mengden ozonmolekyler per kvadratenhet enhet integrert over hele atmosfæren – såkalt totalt kolonnebidrag. Denne enheten er gitt i Dobsonenheter, der 1 Dobson enhet ozon (1 DU) utgjør et atmosfærisk lag på 0,01 cm ren ozon under normale trykk og temperaturforhold (1013 mbar, 273,15 K). Det meste av atmosfærisk ozon finnes i stratosfæren, som er et område som strekker seg fra et sted mellom 8 og 18 km over jordoverflaten opp til ca. 50 km. På høye breddegrader befinner nedre del av stratosfæren seg vanligvis på 10 ± 2 km, som skaper økt tykkelse av dette laget. I den nederste delen av atmosfæren, som kalles troposfæren, er nivåene av ozon vanligvis mye lavere enn i stratosfæren. Under normale forhold er ozonlaget tykket i polare områder.

Tidlig på 1980-tallet ble det observert alvorlig reduksjon av ozonlaget i australvåren² i Antarktis, og situasjonen ble forverret fra år til år. Rundt 1990 var reduksjonen på et nivå som utgjorde 70 % av den totale kolonnen, noe som betydde fullstendig fjerning av ozon fra 12 til 20 km høyde og en geografisk utstrekning langt utover det antarktiske kontinent. Denne situasjonen ble betegnet som ozonhullet i Antarktis. Årsaken til tynningen ble identifisert som industrielle kjemikalier som klorofluorokarboner (KFK). KFK-gassene, som er svært stabile på jordoverflaten, reagerer effektivt med ozonet i stratosfæren. Under de spesielle geofysiske forholdene i den polare stratosfæren, setter gassene i gang kjemiske prosesser som fører til rask nedbrytning av ozon. Omfattende beskrivelser av denne utviklingen og de prosesser som er involvert finnes i dedikerte rapporter fra World Meteorological Organization (WMO 1995; WMO 1999; WMO 2003).

Som en konsekvens av redusert ozon har UV-strålingen økt til nivåer som normalt bare finnes i tropiske og subtropiske regioner. Denne utviklingen reiser bekymringer omkring utviklingen på høyere breddegrader, fordi det vil få alvorlige konsekvenser blant annet for tettbefolkede områder. Dette har ført til oppstart av flere omfattende programmer for overvåking av ozon og UV-stråling i mange land verden over.

I det følgende blir det gjort en vurdering av utviklingen av ozonlaget i atmosfæren over Svalbard siden tidlig på 1980-tallet, og hva dette har betydd for UV-nivåene siden

² Austral vår (Austral spring) er knyttet til den såkalte Antarktis Ozone depletion, som betegner vårsesongen på den sørlige halvkule da den største mengden av ozon blir nedbrutt – vanligvis i begynnelsen av september.

1995 og fram til i dag. Det er klare begrensninger i vurdering av UV-strålingen siden oppstart av samordnede UV-målinger ble startet så sent som i 1995, mens data over ozonnivåene kan suppleres med satellittmålinger som startet i 1979.

Metode

Total ozon måles i Ny-Ålesund ved hjelp av spektrometer av typen SAOZ (System for Analysis of Observations at Zenith) og et Dobson-spektrofotometer. SAOZ måler total ozon ved soloppgang og solnedgang, mens Dobson-instrumentet kan måle total ozon hele dagen så lenge sola er over horisonten. Satellittinstrumentet TOMS måler total ozon nær Ny-Ålesund mellom en og syv ganger per døgn, avhengig av lengden av dagslys per dag. Også GUV-instrumentet som hovedsakelig brukes til UV-målingene kan brukes til å beregne total ozon. Månedlig gjennomsnitt av total ozon rapporteres til Miljøovervåkingssystemet for Svalbard og Jan Mayen (MOSJ). Månedlig gjennomsnitt er basert på data fra alle disse instrumentene.

UV-stråling måles ved hjelp av et flerkanals filterradiometer av typen GUV. GUV-instrumentet måler UV-strålingen hvert annet sekund. Rådata lagres som midler med 1 minutters oppløsning. Det blir rapportert års- og månedsdoser til MOSJ.

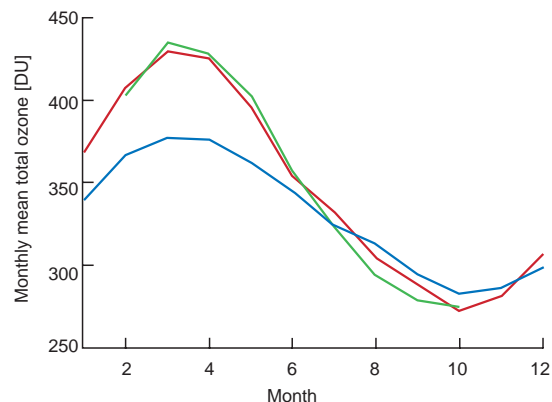
Status og utviklingstrekk

Ozonlaget

På høye breddegrader viser ozonlaget en markant årlig syklus med høyeste verdier om våren (april) og laveste verdier om høsten. Syklusen forsterkes med økende breddegrad. Figur 31 viser den årlige syklusen av total ozon som et månedlig gjennomsnitt for Arosa i Sveits (46 °N), Tromsø (69 °N) og Svalbard (79 °N). Som vist er den daglige konsentrasjonen av total ozon størst om våren og minst i slutten av som-meren og utover høsten.

Det er i denne vurderingen satt fokus på to perioder; våren (april), og sommer (juni). April er viktig fordi det i denne perioden er observert at ozon er svært sensitiv overfor de kjemiske prosessene som KFK setter i gang, og reduksjonen i UV-nivået er merkbart. Dette skjer samtidig som den biologiske produksjonen i de marine økosystemene starter. I juni står solen på sitt høyeste, og nivåene av UV er følgende størst. På den tiden er variabiliteten i nivåene av ozon mindre og de langsiktige endringene små. Derfor blir juni betraktet som en basis for ozonnivået.

For april er verdiene av total ozon preget av en markert negativ trend fra 1979 fram til midten av 1990-tallet, og med et svært markant minimum i 1997 (fig. 32). Etter 1997 har nivået av totalt ozon økt, men er fortsatt lavere enn det var på begynnelsen av 1990-tallet. Variasjonen fra år til år er stor. Dette gjenspeiler de prosessene som påvirker polart ozon om våren (Hansen og Svenøe 2005). I år



Figur 31. Årlig syklus for total ozon som et månedlig gjennomsnitt ved Arosa, Sveits (blå), Tromsø (rød) and Svalbard (grønn), basert på målinger foretatt før 1972.

med høye ozonverdier i april, f.eks. i 1991, 1994, 1998 og 1999, brøt den såkalte Polar Stratospheric Vortex³ tidlig opp. Dette førte til normale maksimalverdier av ozon i den årlige syklusen. I år med Vortex som vedvarer i april, blir ozon oppbrukt i luftmassene og fører til redusert midlere månedlig total ozon. Det er imidlertid ikke klart hvor mye av reduksjonen som skyldes levetiden til Vortex og hvor mye som skyldes graden av uttynning inne i Vortex. I 1997 ble det observert en kombinasjon av begge effektene, der Vortex var permanent i hele april samtidig som uttynning av ozon var betydelig.

Midlere nivå av total ozon for juni måned er vist i figur 32.

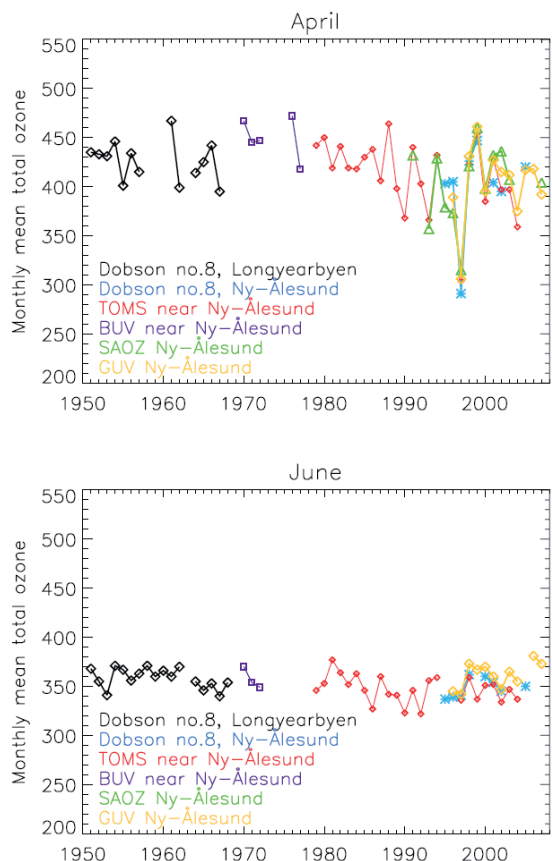


Figure 32. Total ozon som månedlig gjennomsnitt for april (øverste figur) og juni (nederste figur). Dataene representerer serier sammensatt av Dobson (svart: 1950–1968, og blå: 1995–2002), TOMS satellittinstrument (rød:1979–2001), SAOZ (gul: 1991–2002 bare for april), GUV (grønn: 1996–2004), og BUV satellittinstrument (lilla:1970–1972).

³Et polart høytrykkssystem dannet av en markant kolonne av kald luft i midtre til nedre stratosfæren, utviklet under den lange polarnatten.

Her framkommer det ikke en klar langsiktig trend i total ozon i løpet av de siste 25 årene. En første detaljert multi-lineær regresjonsanalyse har avdekket en modifisert lineær positiv trend på 3 DU per tiår, eller 0,8 % per tiår (Hansen & Svenøe 2005).

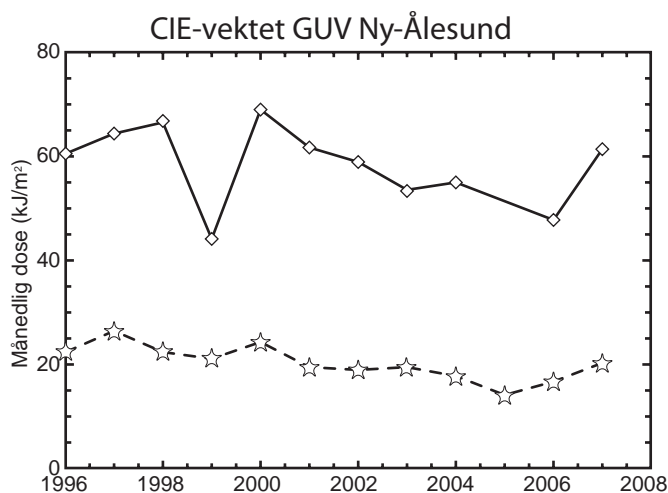
UV-nivåene

Generelt er nivåene av UV-stråling på høyere breddegrader, som i Ny-Ålesund, relativt lave. Det skyldes hovedsakelig den lave solhøyden, selv om sommeren. Enkelte faktorer kan likevel endre dette selv i de tilfellene der ozonlaget er normalt utviklet. For det første vil den daglige dosen av integrert stråling over en hel dag øke på grunn av midnatts-sola. Derne øker UV-nivået vanligvis på grunn av de svært lave konsentrasjonene av aerosoler i atmosfæren, som igjen skaper høy gjennomskinnelighet. Dette skjer gjennom mye av sommerhalvåret på grunn av sterk albedo fra snø og is på bakken. Skydekket er den viktigste parameteren som regulerer intensiteten av UV-B strålingen, om en ser bort fra ozon.

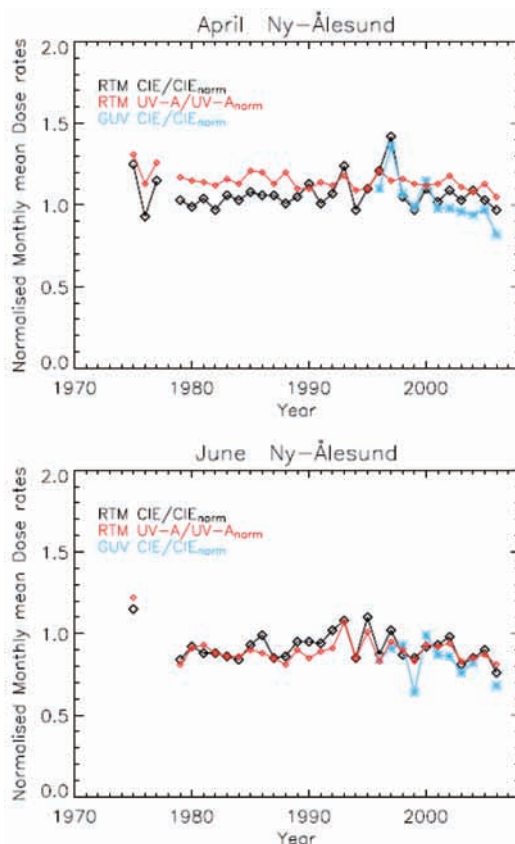
UV-stråling har blitt målt kontinuerlig i Ny-Ålesund siden juni 1995 ved hjelp av et GUUV multi-kanalfilter. Figur 33 viser den månedlige dosen for april og juni vektet med et såkalt CIE erythemal handling spektrum. Den høyeste månedlige UV-dosen ble funnet i april 1997. Dette korresponderte med de lavest målte ozonverdiene.

Den negative trenden i total ozon mellom 1999 og 2008 har ikke medført tilsvarende økning i UV. Det skyldes at det er observert en betydelig økning i skydekke i Arktis om våren det siste tiåret. I juni er det ingen signifikant negativ trend i UV, og ozonverdiene har vært stabile siden midten av 1990-tallet. Også dette er trolig på grunn av en økning i skydekket – selv om dette er mindre påtåkelig enn om våren.

Figur 34 viser gjennomsnittlig UV-intensitet midt på dagen både fra modellkjøring og direkte GUUV målinger, norma-



Figur 33. CIE erythemally vektet GUUV. Månedlig UV doser i Ny-Ålesund målt med GUUV instrumentet. April er vist som stiplet linje og stjernesympol, og juni som linje og diamanter.



Figur 34. Normaliserte månedlige CIE doseverdier midt på dagen i Ny-Ålesund målt som GUUV (blå) vs. verdier kalkulert på basis av RTM (svart). Rød linje utgjør beregnede og normaliserte UV-A dose verdier.

lert til et dosenivå tilsvarende total ozon på 350 DU, og med et skydekket og albedo satt til henholdsvis 0 og 1. Dette viser et rimelig samsvar mellom de modellerte og de målte data, og bekrefter hovedkonklusjonen fra de GUUV-baserte undersøkelsene.

Vurdering av resultatene

Forutsatt en negativ lineær trend siden 1979, viser analysen av perioden 1979–2003 en negativ trend som tilsvarende -18 DU per tiår, eller 4,2 % per tiår for ozon i april. Om det bare blir tatt hensyn til år med en markant og langvarig Vortex, og man forutsetter null reduksjoner de andre årene, utgjør den negative trenden -31 DU per tiår, eller -7,2 % per tiår. Den samme verdien på -7,2 % per tiår blir også funnet hvis man begrenser trendanalysen for perioden 1979–1997. I dette tilfellet er reduksjonen av ozon den samme om det blir valgt en enkel lineær trend eller den modifiserte versjonen som er skissert. Den avgjørende årsaken til konsentrasjonen av total ozon i april er levetiden av Vortex i vintersesongen. Stabil Vortex og lave temperaturer i stratosfæren gir markert reduksjon i ozon. Studier av Tromsø-serien indikerer så langt ingen systematisk reduksjon i total ozon som følger trenden i konsentrasjonen av klor i atmosfæren (Hansen og Svenøe 2005).

Måleresultatene for gjennomsnittsnivået for juni viser at det ikke er en klar langsiktig trend i total ozon over de siste 25 årene.

Generelt sett er den tilgjengelige tidsserien for UV, som

strekker seg over en periode på ni år, ikke tilstrekkelig for å observere en langsiktig trend. I vårt tilfelle vet vi imidlertid at målingene i tidsserien startet på det laveste punktet på en langsiktig negativ trend for total ozon som er én av de viktigste parametrene. Dette resulterer igjen i en negativ trend for UV-doser. Av denne grunn er UV-dosene beregnet med basis i tilgjengelig total ozon og verdier for skydekket, samt anslått albedo og aerosolverdier.

Med støtte i hovedkonklusjonen fra de GUV-baserte undersøkelsene, viser målingene at UV-nivåene både i april og juni har sunket det siste tiåret og er nå nær de laveste nivåene funnet over de siste 35 årene. De viktigste årsakene til denne utviklingen er økning i skydekke, og muligens lavere albedo. Denne konklusjonen kan trekkes fordi dosen av UV-A, som ikke er avhengig av ozon, viser de samme trendene som for UV-B.

Råd til forvaltningen

Temperatur og nedbør

Som en konsekvens av projiserte, fremtidige endringer i temperatur og nedbør i Arktis, forventes endringer i snøforhold. Både temperatur og nedbør forventes å øke, og det er ikke opplagt hvordan snøforholdene vil endres. På denne bakgrunn foreslås å styrke MOSJ ved å inkludere målinger av snødybde og snødekke.

Sammenligninger av klimautviklingen ved de norske arktiske stasjonene med utviklingen på det norske fastlandet, og da særlig Nord-Norge, utgjør en naturlig del av MOSJ. Det foreslås derfor å inkludere fastlandsstasjonene Tromsø og Vardø i MOSJ.

Hydrografi i framstredet og på Svalbard

Målinger av temperatur og saltholdighet med CTD om sommeren i et snitt mellom 78°50'N – 79°N pågår på regulær basis. Disse målingene har stor betydning for å kunne følge utviklingen framover. Det anbefales at det tas inn et nytt temperaturparameter som angir maksimumstemperaturen i vannsøylen i Vestspitsbergenstrømmen mellom 78°30'N og 79°30'N.

Havnivå

Det er indikasjoner som tyder på at målingene av havnivå ved Barentsburg er feilaktige. Målestasjonen bør oppgraderes og justeres, eller det bør etableres en ny, norsk stasjon – fortrinnsvis i Longyearbyen.

Havis

Kunnskap og overvåking av havisutbredelse er nødvendig for å følge utviklingen i forhold til klimaendringer, men dagens observasjoner tar i mindre grad hensyn til iskonsentrasjon, istykkelse og type is. De punktvis målingene av ismassene i havet rundt Svalbard gir noe informasjon om istykkelse, men dette er ikke tilstrekkelig for å kunne gi råd om situasjonen. Det anbefales derfor å oppgradere

overvåkingen slik at det kan gjøres høyoppløselig snø- og istykkelsesobservasjoner, samt at det åpnes for mer bruk av høyopp-løselig SAR-satellitt produkter. Dessuten bør det vurderes å benytte et helikopterbasert målesystem for istykkelse (EM bird, teknikken er f. eks. beskrevet i Haas mfl. 2009) kombinert med fotografering og SAR.

Massebalanse av isbreer på Svalbard

Det pågår samarbeid mellom Universitetet i Oslo og Norsk Polarinstitutt om to massebalanseprogrammer på Holte-dahlfonna og Kronebreen, begge i nærheten av Ny-Ålesund, og på Etonbreen som er en av de vestlige breer som drenerer ut fra Austfonna. Disse programmene er svært verdifulle fordi de fleste andre programmer på Svalbard er begrenset til de små breene som ligger langs vestkysten av Spitsbergen. Det anbefales at programmene knyttet til Holvedahlfonna og Etonbreen gjøres til permanent overvåking gjennom MOSJ og at det blir benyttet ressurser fortrinnsvis til årlige feltmålinger – eventuelt hvert andre år.

Bakketemperatur i permafrost

Kunnskap om permafrostens tilstand og temperaturutvikling på Svalbard har stor betydning i forbindelse med anlegg og byggevirksomhet. Det er derfor av avgjørende betydning å ha gode langtidsobservasjoner av permafrosten på Svalbard. Permafrost som er nær ved å tine, er spesielt følsom for et varmere klima. På Svalbard er fortsatt permafrosten kald, typisk -3 °C til -6 °C.

Permafrostobservasjonene som er vist her, er representative for fast fjell med relativt lavt isinnhold. Det er viktig å sammenligne resultatene presentert her med flere permafrostobservasjoner fra Svalbard, fra andre lokaliteter, som har andre typer snø- og grunnforhold. Av lengre (> 10 år) tidsserier i permafrost på Svalbard, er det gjort observasjoner ved Sveagruva siden juni 1978, ned til 8 m dybde i marin leire (Bakkehøi 1982). Det er ikke observert like kraftig oppvarming her, sammenliknet med hva resultatene viser på Janssonhaugen (S. Bakkehøi pers. komm.). En mer inngående sammenliknende studie anbefales. Generelt vil permafrostområder med leire og løsmasser ha høyere vann- og isinnhold, og temperturresponsen i bakken være svakere og temperaturstigningen mindre.

Indikatoroversikt

Temperatur og nedbør

Parameter

- Lufttemperatur
- Nedbør

Hydrografi i framstredet og Svalbard

Parameter

- Havtemperatur, 10-års gjennomsnittsverdier (sommer og vinter)
- Salinitet, 10-års gjennomsnittsverdier (sommer og vinter)
- Årlige gjennomsnittsverdier for havtemperatur, Framstredet (80°N, 9°Ø)
- Årlige gjennomsnittsverdier for vannsalinitet, Framstredet (80°N, 9°Ø)
- Differansen mellom sommer- og vintermaksimums temperaturer ved snittet 79°N i Framstredet
- Havnivå i Barentsburg - årlig gjennomsnitt
- Havnivå i Vardø - årlig gjennomsnitt
- Havnivå i Tromsø - årlig gjennomsnitt

Havis

Parameter

- Havisens dekningsareal i Norskehavet og Barentshavet i april
- Havisens dekningsareal i Storfjorden og Kongsfjorden
- Havisens tykkelse i Framstredet
- Istransport gjennom Framstredet
- Årlig isvolum flux

Massebalanse av isbreer på Svalbard

Parameter

- Massebalanse Brøggerbreen
- Massebalanse Midre Lovénbreen
- Massebalanse Kongsvegen
- Årlig variasjon i massebalanse for tre isbreer

Bakketemperatur i permafrost

Indikator for endring i permafrost inngår per i dag ikke i måleprogrammene for MOSJ. Det pågår vurde-ringer med hensyn til om denne indikatoren skal inngå i MOSJ fra 2009.

Atmosfærisk stråling

Parameter

- Årlig total global stråling i Ny-Ålesund
- Årlig total netto stråling i Ny-Ålesund
- Årlig total netto kortbølget stråling i Ny-Ålesund
- Årlig total netto langbølget stråling i Ny-Ålesund

Ozon og UV-stråling

Parameter

- Total ozon
- UV-doser

Referanser

- ACIA (Arctic Climate Impact Assessment) 2005. Cambridge University Press. www.acia.uaf.edu
- Bakkehøi S 1982. Datainnsamlinga på permafroststasjonen i Svea, Svalbard. *Frost i Jord* 24, 3–8
- Bamber J L, Krabill W, Raper V, and Dowdeswell J A 2004. Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. *Geophysical Research Letters* 31, L12402, doi 10.1029/2004GL019667
- Bengtsson L, Semenov VA, Johannessen OM 2004. The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism. *Journal of Climate* 17, 4045–4057
- Cottier FR, Nilsen F, Inall ME, Gerland S, Tverberg V, Svendsen H 2007. Wintertime warming of an Arctic shelf in response to largescale atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters* 34, L10607, doi 10.1029/2007GL029948
- Dowdeswell JA, Benham TJ, Strozzi T, Hagen JO 2008. Iceberg calving flux and mass balance of the Austfonna ice cap on Nordaustlandet, Svalbard. *Journal of Geophysical Research* 113, F03022 doi 10.1029/2007JF000905
- Dowdeswell J A, Hagen J O 2004. Arctic ice masses. In Bamber JL, Payne AJ (eds). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press
- Dowdeswell J A, Hagen J O, Björnsson H, Glazovsky AE, Harrison WD, Holmlund P, Jania J, Koerner RM, Lefauconnier B, Ommanney CSL, and Thomas RH 1997. The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change. *Quaternary Research*, 48, 1–14.
- Engelsen O, Hansen G, Svenøe T 2004. Long-term 1936–2003. ultraviolet and photo-synthetically active radiation doses at a north Norwegian location in spring on the basis of total ozone and cloud cover. *Geophysical Research Letters* 31, no. 12, L12103
- Førland EJ, Hanssen-Bauer I, Nordli PØ 1997b. Climate statistics & longterm series of temperature and pre-cipitation at Svalbard and Jan Mayen. *DNMI-Klima* 21/97
- Gerland S, Gascard J-C, Ivanov B, Nielsen C-P, Nilsen F, Pavlova O, Leu E, Tverberg V, Bar-rault S 2008b. Fast ice evolution in Kongsfjorden compared with other Svalbard fjords. In Azzolini R (ed) *Proceedings Nysmac Seminar Cambridge*, October 2007. Pp. 44–46. *Polar-net Technical Report*
- Gerland S, Renner AHH 2007. Sea ice mass balance in an Arctic fjord. *Annals of Glaciology* 46, 435–442
- Gerland S, Renner AHH, Godtliebsen F, Divine D, Løyning TB 2008a. Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007. *Geophysical Research Letters* 34, L10607, doi 10.1029/2007GL032716

- Gerland S, Tronstad S, Pavlova O, Ingvaldsen R 2008c. Status for indikatorer – havklima. In Sunnanå K, Fossheim M (eds) Forvaltningssplan Barentshavet – rapport fra overvåkingsgruppen 2008. Fisken og Havet, Særnummer 1b, 20–25
- Haas C, Lobach J, Hendricks S, Rabenstein L, Pfaffling A in press. Helicopter-borne measurements of sea ice thickness, using a small and lightweight, digital EM system. *Journal of Applied Geophysics*
- Haas C, Pfaffling A, Hendricks S, Rabenstein L, Etienne J-L, Rigor I 2008. Reduced ice thickness in transpolar drift favors rapid ice retreat. *Geophysical Research Letters* 35, L17501, doi 10.1029/2008GL034457
- Hagen JO, Kohler J, Melvold K 2003b. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff, and freshwater flux. *Polar Research* 22, 145–159
- Hagen JO, Melvold K, Pinglot JF, Dowdeswell JA 2003a. On the net mass balance of the glaciers and ice caps of Svalbard, Norwegian Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 35, 264–270
- Hansen G, Svenøe T 2005. Multi-linear regression analysis of the 65-year Tromsø total ozone series. *Journal of Geophysical Research* 110, D10103, doi 10.1029/2004JD005387
- Hansen JR, Brodersen C 1998. Forslag til overvåkingsystem for Svalbard og Jan Mayen. *Norsk Polarinstittutt Rapportserie* 108
- 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, ISBN 3-540-48512-0
- Hanssen-Bauer I, Førland EJ 1998. Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *Climate Research* 10, 143–153
- Harris C, Haeberli W, Vonder Mühll D, King L 2001. Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE Project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 3–11
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Solomon S, Quin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds) Cambridge University Press
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2007. *Summary for Policymakers. In Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds)]. Cambridge University Press
- 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
- 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, Vonder Mühll 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
- Kaser G, Cogley JG, Dyurgerov MB, Meier MF, Ohmura A 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. *Geophysical Research Letters* 33, L19501, doi 10.1029/2006GL027511
- Kohler J, James TD, Murray T, Nuth C, Brandt O, Barrand NE, Aas HF, Luckman A 2007. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophysical Research Letters* 34, L18502, doi 10.1029/2007GL030681
- Lawrence DM, Slater AG, Tomas RA, Holland MM, Deser C 2008. Accelerated Arctic land warming and permafrost degradation during rapid sea ice loss. *Geophysical Research Letters* 35, L11506, doi 10.1029/2008GL033985
- Meier WN, Stroeve J, Fetterer F 2007. Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record. *Annals of Glaciology* 46, 428–434
- Nuth C, Kohler J, Aas H F, Brandt O, Hagen J O 2007. Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90). *Annals of Glaciology* 46, 106–116
- Overland JE, Wang M 2007. Future regional Arctic sea ice declines. *Geophysical Research Letters* 34, L17705, doi 10.1029/2007GL030808
- Overland JE, Wang M, Salo S 2008. The recent Arctic warm period. *Tellus* 60A, 589–597
- Polyakov I, Alekseev G, Bekryaev R, Bhatt U, Colony R, Johnson M, Karklin V, Makshtas A, Walsh D, Yulin A 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters* 29, doi 10.1029/2001GL011111
- Richter-Menge J, Overland J, Svoboda M, Box J, Loonen MJJE, Proshutinsky A, Romanovsky V, Russell D, Sawatzky CD, Simpkins M, Armstrong R, Ashik I, Bai L-S, Bromwich D, Cappelen J, Carmack E, Comiso J, Ebbinge B, Frolov I, Gascard JC, Itoh M, Jia GJ, Krishfield R, McLaughlin F, Meier W, Mikkelsen N, Morison J, Mote T, Nghiem S, Perovich D, Polyakov I, Reist JD, Rudels B, Schauer U, Shiklomanov A, Shimada K, Sokolov V, Steele M, Timmermans M-L, Toole J, Veenhuis B, Walker D, Walsh J, Wang M, Weidick A, Zöckler C 2008. *Arctic Report Card 2008*. <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>
- Rothrock D A, Yu Y, Maykut GA 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters* 26 (23), 3469–3472
- Sander G, Hanssen-Bauer I, Bjørge A, Prestrud P 2005. *Miljøovervåking av Svalbard og Jan Mayen – MOSJ. En dokumentasjon av systemet og den første vurderingen av miljøstatus*. Norsk Polarinstittutt Rapportserie 123
- Serreze M, Holland M, Stroeve J 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking sea ice cover. *Science* 315, 1533–1536
- Sollid JL, Holmlund P, Isaksen K, Harris C 2000. Deep permafrost boreholes in western Svalbard, northern Sweden and southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 54, 186–191
- Stroeve J, Holland MM, Meier W, Scambos T, Serreze MC 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters* 34, L09501, doi 10.1029/2007GL029703
- Thomas R, Frederick E, Krabill W, Manizade S, Martin C 2006. Progressive increase in ice loss from Greenland. *Geophysical Research Letters* 33, L10503, doi 10.1029/2006GL026075
- Van de Wal R S W, Wild M 2001. Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, 18, 359–366
- World Meteorological Organization 1995. *Scientific assessment of ozone depletion: 1994*, Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 37
- World Meteorological Organization 1997. *Global Climate Observing System: GCOS/GTOS Plan for terrestrial climate-related observations, Version 2.0*. GCOS-32, WMO/TD-No. 796, UNEP/DEIA/TR97-7
- World Meteorological Organization 1999. *Scientific assessment of ozone depletion: 1998*, Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 44
- World Meteorological Organization 2003. *Scientific assessment of ozone depletion: 2002*, Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47
- Wouters B, Chambers D, Schrama E J O 2008. GRACE observes small-scale mass loss in Greenland. *Geophysical Research Letters*, 35, L20501, doi 10.1029/2008GL034816

