

Kim Holmén og Winfried Dallmann (red)

# Fysiske og biogeokjemiske prosesser

## Klimaendringer i norsk Arktis

NorACIA delutredning 2







Rapportserie nr. 134

*Report series no. 134*

# Fysiske og biogeokjemiske prosesser

## Klimaendringer i norsk Arktis

– NorACIA delutredning 2

Kim Holmén og Winfried Dallmann (red)

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

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

**Adresse/Address**

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



**Teknisk redaktør:** Marte Lundberg, Norsk Polarinstitut  
**Design/lay out:** Norsk Polarinstitut  
**Forsidefoto:** Bjørn Fossli Johansen, Norsk Polarinstitut  
**Trykkes:** Mars 2010, Lundblad Media AS  
**ISBN:** 978-82-7666-271-9  
**ISSN:** 0803-0421

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

NorACIA er organisert gjennom en styringsgruppe med representanter fra Miljøverndepartementet (styreleder), Direktoratet for naturforvaltning, Norsk Polarinstitutt og Klima- og forurensningsdirektoratet, og har et sekretariat koordinert av Norsk Polarinstitutt.

Innen rammen for NorACIA er fokus på formidling, forvaltningsrådgivning og sammenstilling av kunnskap om klimaendringer i norsk Arktis.

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

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

Delutredning 1: Klimascenarier for norsk Arktis 1900–2100

Delutredning 3: Effekter på økosystemer og biologisk mangfold

Delutredning 4: Effekter på folk og samfunn

Delutredning 5: Tilpasning og avbøtende tiltak

I tillegg skal det utarbeides en lettere tilgjengelig syntese- og oppsummeringsrapport.

Alle delutredningene og syntese- og oppsummeringsrapporten skal ferdigstilles i løpet av første kvartal 2010.

Denne rapporten omhandler de fysiske og biogeokjemiske prosessene som er med å styre klimaet i norsk Arktis: på Svalbard, i Nord-Norge og havområdene utenfor.

Rapporten er bygget opp av flere bidrag fra mange forskere fra flere ulike institusjoner, mens forskningsavdelingen ved Kim Holmén og Winfried Dallmann på Norsk Polarinstitutt har hatt koordinerende ansvar.

Tromsø 9.2.2010

Birgit Njåstad

sekretariatet for NorACIA

## Sammendrag

*Kim Holmén, Norsk Polarinstitutt*

### Fysiske tilbakekoblinger

Menneskeskapte klimaendringer vil ha størst effekt i Arktis, sammenlignet med andre områder på jorden. Hovedforklaringen på dette ligger i en enkel fysisk tilbakekobling: Når snø eller is smelter bort, blir overflaten mørkere. Den mørkere overflaten absorberer mer sollys, noe som fører til ytterligere oppvarming og økt smelting.

Fysiske tilbakekoblinger spiller en stor rolle i jordens klimasystem. Det er nødvendig å forstå disse for å kunne forutsi fremtidens klima. Klimamodeller tar hensyn til flere av disse prosessene, men mange prosesser ute i virkeligheten er forholdsvis ufullstendig beskrevet. Dette skyldes delvis manglende kunnskap, men også at mange av de kjente prosessene skjer på en skala som modellene ikke kan oppløse. Man bruker forenklete modeller for å fange opp yttergrensene for hvordan fremtiden kan komme til å utvikle seg.

En fullstendig overgripende fysisk tilbakekobling er hvordan den storskala sirkulasjonen i atmosfæren og havet vil endres i fremtiden. Når Arktis varmes opp fortørrer enn resten av den nordlige halvkule, så vil temperaturforskjellen mellom polområdene og de midlere breddegradene minke og dermed endre forutsetningene for hele vindsystemet. Å forstå endringene i denne store målestokken er helt nødvendig for å kunne diskutere detaljer i endringen av prosessene i regional eller lokal målestokk. NorACIA-scenariene er bare gjort med et begrenset antall storskala eksperimenter og må derfor tolkes med forsiktighet, som eksempelstudier heller enn en belysning av hele spennvidden av en mulig utvikling. Diskusjonene i NorACIA må sees i lys av denne begrensningen i vår mulighet til å forstå hvordan de overgripende fysiske tilbakekoblingene påvirker klimaendringene.

Her beskrives og diskuteres viktige fysiske tilbakekoblinger som man tror påvirker det regionale og lokale klimaet i betydelig grad i fremtiden. Spesiell oppmerksomhet er rettet mot prosesser som har betydning for norsk Arktis.

### Hav

Fremtidige endringer i norsk Arktis er spesielt knyttet til hvilke endringer som kommer i Barentshavet. Endringer i Barentshavet gir endrede forutsetninger for isdannelse i havet i regionen, for været i Nord-Norge og på hele Svalbard. Innstrømmingen av relativt varmt atlantehavsvann påvirker hele Barentshavet og gir forutsetninger for endringer i ismengde og naturligvis livsbetingelser for mange kommersielle arter og økosystemene i havet. Vanntemperaturen i Barentshavet er en viktig faktor for styringen av vindmønstre og vær i området. Polarfrontens plassering er avgjørende for hvor den store biologiske produksjonen finner sted, og også for hvor temperaturkontrastene i havet befinner seg. Polarfrontens posisjon i den vestre delen av Barentshavet ser ut til å være sterkt styrt av bunntopografi og er dermed foreløpig stabil. Vi har riktignok mangelfull kunnskap om hva som skal til for at polarfronten skal forflytte seg fra disse topografiske barrierene. Samtidig finnes det en terskeeffekt her, der man kan få plutselige og store forandringer om det varme vannet fortsetter nordover forbi Bjørnøya. Polarfronten i øst er mer variabel og beveger seg nordover i et varmere klima, noe som gir endrede betingelser for is og organismer.

### Kunnskapshull:

- Forskning om polarfrontens stabilitet vest og sør for Spitsbergen er nødvendig for å kunne forutsi noe om den eventuelt viktige terskelen for forholdene på Svalbard.

### Atmosfærisk sirkulasjon

Luftstrømmene til norsk Arktis styres av de storskala sirkulasjonsmønstrene. Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) og den arktiske oscillasjonen (AO) ser ut til å være to ulike karakteristikk på en overgripende endring i atmosfæren. I henhold til modellene kommer disse til å være i en fase (den «positive» fasen) som fører mild og fuktig luft til Skandinavia og videre til Barentshavet. Dette er blitt observert i atmosfæren, men de siste ti årene har sirkulasjonen avveket fra de klassiske mønstrene med en relativt nøytral fase, men med fortsatt milde vinder i regionen.

### Kunnskapshull:

- Ettersom vindene i nokså sterk grad påvirker vanntransport til Barentshavet og polarfrontenes eventuelle endringer, er forskning om og forståelse av hva som styrer de storskala vindmønstrene i regionen helt grunnleggende for å kunne avgjøre hva som kommer til å skje. Detaljerte studier av lokale eller småskala forandringer i klimaet gir bare merverdi dersom disse storskala forandringene er reproduisert korrekt i våre modeller.

### Skyer

Mengden skyer i Arktis har sannsynligvis økt på grunn av mindre is, noe som gir økt fordampning og dermed mer vanndamp som kan danne skyer. Nettoeffekten av skyer for strålingsbalansen ser ut til å være mer varmende enn kjølede. Hvite skyer minsker ikke innstrålingen til overflaten om overflaten allerede er hvit (snø eller is) og i mørketiden påvirker ikke skyene innstrømming av solenergi i det hele tatt. Refleksjon av varmestråling hemmes av skyer uansett årstid, så en økt mengde skyer varmer som regel jordoverflaten i Arktis. En oppvarming av Arktis øker

også sannsynligheten for at skyene inneholder vanddråper i stedet for iskrystaller, noe som ytterligere forsterker den oppvarmende effekten. Observasjoner tyder på en økt skymengde i Arktis, noe som også er konsistent med at sommer-temperaturene har steget.

Kunnskapshull:

- Forståelsen av skyer i Arktis og hvordan de forandres av endringer i fuktighet og temperatur er et stort kunnskapshull. Videre er partiklenes innvirkning på dannelsen av skyer enda dårligere kjent, og da spesielt for skyer i Arktis.

#### Hydrologi

Arktisk hydrologi påvirkes sterkt av frost i bakken og permafrost. Når snø smelter tidligere om våren kommer også tiningen i bakken til å starte tidligere og nå dypere. Dette gir både endrede forutsetninger for vannavrenning og for hele jordbunnens hydrologi. Økt nedbør generelt fører til økt avrenning, og om nedbøren kommer som regn på is, påskynder dette smelting. Avrenningen beregnes å øke om vinteren og minke om sommeren i Nord-Norge. Økt avrenning kommer til å påvirke kystens oseanografi og dermed økosystemene der.

Kunnskapshull:

- Endringer i hydrologi er sterkt avhengig av lokale jordforhold og topografi. Detaljerte hydrologiske studier er spesielt ønskelige, men bare berettiget når gode scenarier for de storskala forandringene i nedbør og vind foreligger.

#### Havnivå

Havnivået har steget over lang tid, noe som bekreftes av satellittdata for de siste 15 årene. For Norge og norsk Arktis har den relative havnivåstigningen (den økningen man ser om man står på stranden) vært ganske beskjeden ettersom landhevingen virker i motsatt retning. Havnivået endres av at vannet fra isbreer på land kommer ut i havet (gjennom smelting eller kalving) og gjennom oppvarming av havet (vannet ekspanderer). Vanntilførselen til havet fra isbreer og iskapper har endret seg kraftig den senere tiden og utgjør et usikkerhetsmoment for fremtiden. Regionalt kan effekter av endringer i lufttrykk (som styres av temperatur og vindmønstre) og havstrømmenes bevegelser gi endringer i havoverflatens nivå. Store regionale forskjeller forventes i forhold til hvor mye havet stiger i Norge og i norsk Arktis.

Kunnskapshull:

- De regionale effektene på havnivået krever spesielt gode kunnskaper om den regionale temperaturutviklingen i havet og om storskala forandringer i luftsirkulasjonen (og dermed lufttrykket).

#### Havis

Havisen har minket i utbredelse i hele Arktis i sommersesongen. De siste fem årene (2005–2009) har alle hatt mindre is enn årene tidligere (siden 1979 da man begynte å samle data).

Isen har blitt tynnere i nesten hele Arktis og havisen har generelt blitt yngre. Derfor dekkes Arktis i dag av et islag som kan smelte raskere enn før, ettersom det kreves mindre varme for å smelte tynn is enn tykk is, og tynn is kan lettere deformeres og forflyttes av vind. I Barentshavet viser detaljstudier økende avsmelting om sommeren i hele området. I Polhavet og det nordlige Barentshavet fryser isen fortsatt til om vinteren. Det observeres likevel mindre utbredelse av is også om vinteren i områder lengre sør i Barentshavet (76–78 °N), noe som fører til endrede forutsetninger for varmeutveksling mellom atmosfære og hav, økt fordampning og endret omrøring i havet gjennom vindens påvirkning.

Kunnskapshull:

- Vi trenger en bedre forståelse av prosessene som styrer ismelting i havet.
- Havisprosessenes gjengivelse i klimamodellene er fortrinnsvis en av de største svakhetene i våre modeller og trenger forbedring. Til dette kreves det en bedre forståelse av prosessene i seg selv.
- Det trengs mer kunnskap om effektene av endrede isforhold (både sommer og vinter) på økosystemene.

#### Isbreer og snø

Isbreer i Norge og på Svalbard minker stadig i volum med unntak av en del kystnære isbreer på fastlandet. Siden 2000 har de fleste isbreene trukket seg tilbake. Fronten på isbreene brukes ofte som indikator for utviklingen av isbreene, men dette kan gi misvisende bilder da fronten kan forflytte seg gjennom omfordelinger av isen uten at det totale volumet av is endres (for eksempel utgjør en surge ikke økt smelting, bare en forflytning av is). Massebalansestudier viser likevel en reduksjon av isvolumet, noe som bekreftes gjennom et antall uavhengige metoder. Massebalansen på Svalbard har vært tydelig negativ i alle isbreer med stort masse tap de siste ti år. Den negative massebalansen er først og fremst knyttet til smelting om sommeren, mens vinterbalansen har vært relativt stabil de siste 40 årene. Flere isbreer på Svalbard viser en økende avsmelting de siste ti årene. Snødekket i Sør-Norge har blitt tynnere og snøsesongen kortere. For Nord-Norge og Svalbard er det ikke påvist noen trend i tykkelsen på snødekket.

Kunnskapshull:

- Prosessene som styrer smelting og surging av isbreene på Svalbard er fortsatt ikke klarlagt.
- Effekten på isbreene av endret mengde skyer er usikker, men sannsynligvis viktig.
- Det er stort behov for gode data på snøfall, snømengder og snøutbredelse på Svalbard.
- Forurensningers innflytelse på smelting av snø og is må verifiseres og kvantifiseres.

#### Albedo

Tilbakekoblinger av albedo (en overflates evne til å reflektere sollys) finnes på flere skalaer. Smelting av snø og is eksponerer mørkere

underlag som gir økt absorpsjon av sollys. Dette er påvist spesielt for havis i Barentshavet og for Sør-Norge gjennom tidligere avsmelting av snø, mens det for Svalbard foreligger lite kvantitative data, selv om det finnes mange indikasjoner som peker i den retning. På mindre skala kan snø omkrystalliseres til større krystaller som gir en noe mørkere farge og dermed økt lysabsorpsjon. Dette øker sannsynligvis i et varmere klima men er ennå ikke kvantifisert på Svalbard. Ved smelting kan til og med flytende vann samles på overflaten av isbreer eller havis og gi et mørkere areal og dermed økt smelting. Dette fenomenet har nylig vist seg å være en viktig mekanisme for å forklare den observerte smeltingen av havis. Avslutningsvis kan forurensning på snøen (spesielt sot, men også andre stoffer, mineraler og stein i isbreen) konsentreres på overflaten under smelting og føre til minsket albedo og økt smelting.

Kunnskapshull:

- Albedoforandringer må kvantifiseres og rangeres i sin påvirkning for å kunne identifisere hvilke prosesser som faktisk er av stor betydning i norsk Arktis. Med økt prosessforståelse kan også modellene forbedres på dette området.

#### Karbonsyklus

Terrestriske systemer på høye breddegrader karakteriseres av det grunnleggende faktum at fotosyntesens temperaturavhengighet er svakere enn respirasjonens. Det skjer likevel en viss fotosyntese (også i Arktis), men nedbrytningen av organisk materiale skjer veldig langsomt. Jorda inneholder derfor karbon i mye større grad i form av humus og andre reduserende karbonformer, enn den levende biomassen over bakken. Endringer i klima kan gi endret tilvekst, men endringer i jorda kan potensielt gi store utslipp av både karbondioksid, metan og lystgass til atmosfæren. Disse utslippene reguleres av en lang rekke faktorer, som frost og fuktighet i jorda, tilgang på næringsstoffer og arten av karbonforekomster i jorda. Sannsynligvis kommer temperatur til å gi økte utslipp til atmosfæren, men de studier som er gjort tyder på et utpreget fragmentert («patchy») landskap der det er store lokale variasjoner i nettoeffekt. Karbonlageret i jordsmonn og våtmark er bygget opp over lang tid (siden siste istid) og er et stort langtidreservoar. Studier av nettoutveksling til og fra jord over relativt kort tid (noen titalls år) kan derfor gi uventede og vanskelig tolkbare resultater. Årsaken er at utslipp kan domineres av endringer i det store reservoaret heller enn å være knyttet til primærproduksjonen på stedet. Metanhydrat er en viktig faktor i denne sammenhengen, men hydratreseervoarene på land er sannsynligvis svært begrensede i norsk Arktis.

Karbonets kretsløp i havet er komplekst og avhenger av temperaturforholdene, sjiktning i havet, isforhold, havstrømmer, tilførsel av vann fra land, tilgang på næringsstoffer og biologisk produksjon. Mer karbondioksid i atmosfæren gir høyere konsentrasjoner av løst organisk karbon i havet («karbonsyre»), noe som gir økt surhet. Organismer som bygger kalsiumkarbo-

natskall kan få vanskeligheter med å produsere sine skall i et surere hav. Dette kan føre til store forandringer i arters innbyrdes konkurranseforhold og dermed forandringer i økosystemene. Forsuringseffekten forventes å være størst i Barentshav-regionen, sammenlignet med de andre verdenshavene.

Et varmere hav kommer til å føre til store forandringer i karbontransporten og i økosystemene, men kunnskapsnivået vårt er så begrenset at det er uklart hva nettoeffekten på karbonfluksen mellom atmosfæren og havet i norsk Arktis kan bli. En viktig, men lite diskutert, terskeeffekt i karbonets kretsløp i norsk Arktis er hvis iskantsonen med sin høye produktivitet forflyttes fra det grunne Barentshavet til nord for kontinentalsokkelen. Det kan føre til et drastisk regimeskifte hvor primærproduksjonen – med oppbundne næringsstoffer – ikke lenger begrenses nedover av bunnforholdene, men forsvinner ned i dyphavet.

Det er påvist metanhydrat i sedimenter rundt Svalbard og utslipp av metan fra sedimenter i havet. Det er riktignok ikke påvist at disse utslippene av metan er en forandring drevet av endrede temperaturer, men det kan potensielt være et metanreservoar som kan mobiliseres relativt raskt.

Norsk Arktis preges av relativt begrensede arealer med våtmark (våtmarker studeres intensivt i Sibir og Canada), men store arealer av relativt grunne hav hvor isforholdene allerede endres raskt. Barentshavet og forandringene der fremstår som en helt sentral del av systemet også når det gjelder karbonsyklus.

Kunnskapshull:

- Hvordan forandres karbondioksid-, metan- og lystgassutslippene fra jord og tundra i norsk Arktis ved klimaendringer?
- Hvordan påvirkes karbonreservoarene i jord og havsediment av klimaforandringer?
- Hvordan endres økosystemet i Barentshavet av klimaendringer og endringer i karbondioksidkonsentrasjonen?
- Er vi i nærheten av et regimeskifte der viktige deler av primærproduksjonen forflyttes fra kontinentalsokkelen til dypt hav i Arktis?

### Atmosfæriske luftforurensninger

I tillegg til økningen i drivhusgasser påvirker menneskene partikler i atmosfæren, mengden sot i atmosfæren og flere andre typer luftforurensning.

Partikler (spesielt sulfat som dannes av svovelutslipp fra forbrenning) i atmosfæren har den egenkap at det kan påvirke skydannelse og stråling. Økte mengder partikler gir sannsynligvis opphav til skyer med flere, men mindre, dråper som har noe høyere albedo, og partikler kan spre og reflektere lys slik at mindre sollys når bakken. Begge disse effektene kan potensielt minske oppvarmingen. Partikler i Arktis om vinteren har mye lengre omsetningstid i luften enn på lavere breddegrader fordi mangelen på sollys gjør at det skjer få kjemiske omdanninger i luften, og fordi de små nedbørmengdene gir liten avsetning av partikler på marken. Mangelen på sollys vintertid gjør også at partiklenes lysspredningseffekt har liten betydning. Partiklenes nettoeffekt på den arktiske atmosfæren forblir dermed usikker.

Sot kan potensielt gi store forandringer i albedo gjennom å legge seg på snøen eller feste seg på snøflak når de faller gjennom atmosfæren. Dette kan øke avsmeltingen om våren gjennom sots sterke absorpsjon av sollys. Potensielt kunne man med relativt enkle midler minske mengden av sot i atmosfæren og dermed motvirke oppvarmingen for en tid. Det har også blitt hevdet at store deler av oppvarmingen som har blitt observert de siste årene kan skyldes sot på snø og is. Iskjerner fra Grønland (som hovedsaklig mottar sot fra Nord-Amerika) viser en minkende mengde sot siden 1950-tallet, noe som er konsistent med den tekniske utviklingen rundt bruk av kull i industrien. Lokalt på Zeppelinfjellet har en økning av sot i luft blitt observert de tre siste årene.

Ozonedbrytende stoffer finnes fortsatt i stor mengde i atmosfæren og fører til nedbrytning av stratosfærisk ozon. Endringer i ozonmengde påvirker mengden ultrafiolett stråling som når land og hav. Økt ultrafiolett stråling på havoverflaten kan gjøre at planktonarter dør, og vi kan dermed få forandringer i økosystemet. Data samlet siden 1980 i Ny-Ålesund viser mindre UV-stråling, noe som forklares med økt skydekke. I havet forventes endringer i isutbredelse å gi mye større effekter på mengden UV-stråling som når plankton enn endringer i atmosfærens ozonmengde.

Flere typer miljøgifter transporteres til Arktis med luft og hav. Spesielt er det oppmerksomhet rettet mot de persistente miljøgiftene som PCB. Til tross for mindre utslipp observeres det en økning i konsentrasjonen av visse stoffer på Zeppelinfjellet de senere årene.

Disse økningene ser ut til å være knyttet til effekter som følger av oppvarming. Stoffet som tidligere ble lagret i havet eller i isen frigjøres til atmosfæren når havet blir varmere. Videre er det endringer i sirkulasjonen som styrer luft fra lavere breddegrader til Svalbard. Som tidligere nevnt ser man også en viss økning i sot de senere år, noe som er konsistent med en tolkning om at vi har større transport fra forurensende områder til Arktis.

Biomasseforbrenning og skogbranner som frigjør miljøgifter lagret i det biologiske materialet er også faktorer som har hatt noen viktige utbrudd de siste årene, og som kan være en del av forklaringen på de observerte forandringene i konsentrasjon. Dette er også konsistent med sotsobservasjonene. Mekanismene er fortsatt usikre, men flere typer forurensning øker i konsentrasjon i Arktis som følge av temperaturøkningene.

Kunnskapshull:

- Partiklenes rolle i strålingsbalansen i Arktis både direkte og indirekte gjennom endringer av skydannelse.
- Partiklenes spesielle livslengde i atmosfæren i Arktis.
- Kvantifisering av rollen til sot i oppvarmingen av Arktis.
- Identifisering og kvantifisering av prosesser som styrer miljøgifters konsentrasjon i Arktis som følge av klimaendringene.
- Et heldekkende observasjonssystem for Arktis som gir et representativt bilde av hva som faktisk skjer. Mange av konklusjonene og eksemplene i dette avsnittet bygger på enkeltobservasjoner fra steder som ikke nødvendigvis representerer helheten. Det er tenkt at initiativet SIOS (innenfor EUs infrastrukturprogram ESFRI) skal fylle disse svakhetene i våre observasjoner, noe som er helt nødvendig dersom vårt kunnskapsnivå skal kunne økes radikalt de nærmeste årene.

## Innholdsfortegnelse

<b>Forord</b>		<b>3</b>	
<b>Sammendrag</b>	Kim Holmén, Norsk Polarinstitutt	<b>3</b>	
<b>1 Fysiske tilbakekoblinger</b>		<b>7</b>	
1.1	Innledning	Kim Holmén, Norsk Polarinstitutt	7
1.2	Havstrømmer	Bjørn Ådlandsvik, Havforskningsinstituttet	7
1.3	Luftstrømmer	Georg Hansen, Norsk institutt for luftforskning	10
1.4	Skyer	Anne Sandvik og Frode Flatøy, Universitetet i Bergen	11
1.5	Hydrologi	Helen French, Bioforsk	12
1.6	Havnivå	Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt	13
1.7	Havis	Sebastian Gerland, Olga Pavlova og Harvey Goodwin, Norsk Polarinstitutt	15
1.8	Breis og snø	Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt	17
1.9	Albedo	Sebastian Gerland, Stephen Hudson, Marcel Nicolaus, Christina A Pedersen, Anja Nicolaus, Norsk Polarinstitutt	20
<b>2 Karbonsyklus</b>		<b>22</b>	
2.1	Innledning	Mette M Svenning, Institutt for biologi, Universitetet i Tromsø	22
2.2	Våtmark og innsjøer	Torben Christensen, Lunds universitet	23
2.3	Skog og åpen fastmark	Arne Grønlund, Bioforsk	23
2.4	Havforsuring	Richard Bellerby, Bjerknessenteret, Universitetet i Bergen	25
2.5	Marine biogeokjemiske prosesser	Knut Yngve Børsheim, Havforskningsinstituttet	25
<b>3 Atmosfæriske luftforurensninger</b>		<b>26</b>	
3.1	Transport av black carbon (sot) til Arktis, og påvirkningen på snø- og isalbedo	Christina A Pedersen, Sebastian Gerland, Johan Ström, Elisabeth Isaksson og Sanja Forsström, Norsk Polarinstitutt	26
3.2	UV og ozon	Georg Hansen, Norsk institutt for luftforskning	29
3.3	Miljøgifter	Georg Hansen og Roland Kallenborn, Norsk institutt for luftforskning	30
<b>4 Kunnskapshull og forskningsbehov</b>	Kim Holmén, Norsk Polarinstitutt	<b>32</b>	
4.1	Fysiske tilbakekoblinger		32
4.2	Karbonsyklus		33
4.3	Atmosfæriske luftforurensninger		33
<b>5 Referanser</b>		<b>34</b>	



---

## 1. Fysiske tilbakekoblinger

---

### 1.1 Innledning

---

*Kim Holmén, Norsk Polarinstittutt*

Det sies ofte at de menneskeskapte klimaendringene vil komme først og raskest og vil være mest omfattende i Arktis, sammenlignet med andre områder på jorden. Hovedforklaringen på dette ligger i en enkel fysisk tilbakekobling; når snø eller is smelter bort, blir overflaten mørkere. Den mørkere overflaten absorberer mer sollys, noe som fører til ytterligere oppvarming og økt smelting.

Fysiske tilbakekoblinger spiller en stor rolle i jordens klimasystem. Det er nødvendig å forstå disse for å kunne forutsi fremtidens klima. Klimamodeller tar hensyn til flere av disse prosessene, men mange prosesser ute i virkeligheten er forholdsvis ufullstendig beskrevet. Dette skyldes delvis manglende kunnskap, men også at mange av de kjente prosessene skjer på en skala – både i tid og rom – som modellene ikke kan oppløse, noe som gjør at de må legges inn i modellene som en forenkling av virkeligheten. Slike forenklinger gjøres med grundig overveielse og en klar forståelse fra forskernes side, men fører nødvendigvis til usikre resultater. Man prøver imidlertid å bruke slike forenklede modellresultater for å fange opp yttergrensene for hvordan fremtiden kan utvikle seg. Et resultat som oppgir at fremtiden vil ligge et sted mellom A og B er bedre enn ett eneste usikkert resultat som lett kan mistolkes som en absolutt prognose for fremtiden.

I dette avsnittet diskuteres et antall fysiske klimatilbakekoblinger med særlig fokus på prosesser som er spesielle for Arktis. Flere prosesser har unike effekter i Arktis, prosesser som avviker fra hvordan de virker i andre deler av verden.

Lave skyer virker generelt kjølede, fordi de reflekterer innfallende sollys tilbake til verdensrommet. Men i mørketiden i Arktis spiller refleksjonsevnen ingen rolle. Derimot er det vannets absorpsjon av varmestråling som utgjør en oppvarmende nettoeffekt. Om sommeren kjøler de lave skyene heller ikke, i hvert fall ikke når de befinner seg over snø eller is som allerede har høy refleksjonsevne.

En stor andel av luftforurensningene som transporteres til Arktis kommer fra Europa inn over den norske delen av Arktis. Særlig miljøgifter, men også sot som kan påvirke albedoeffekten i snøen, kommer denne veien. Dette gjør at det kreves en spesiell overvåking på Svalbard.

En fullstendig overgripende fysisk tilbakekobling er hvordan storskala-sirkulasjonen i atmosfæren og i havet vil endres i fremtiden. Man er kjent med svingningene som kalles Den arktiske oscillasjonen (AO) og som ofte kobles med Den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO). Disse omtales særlig i diskusjonen om luftforurensning, men forståelsen av hvordan disse variasjonene er relatert til storskala forandringer i klima er begrenset. Havstrømmer drives av vind. Vind drives av temperaturforskjeller mellom ulike områder. Tempe-

raturen i et område (over land eller hav) bestemmes av hvordan vind og havstrømmer transporterer varme, men også av strålingsbalansen på stedet. Når temperaturen i et område endrer seg, vil vindene endre seg, noe som igjen vil endre forutsetningene for varmetransporten. De regionale forholdene som styrer endringene i AO/NAO er lite kjent, men de påvirkes sannsynligvis. Når Arktis varmes opp fortere enn resten av den nordlige halvkule, så vil temperaturforskjellen mellom polområdene og de midlere breddegradene minke og dermed endre forutsetningene for hele vindsystemet. Å forstå endringene i denne store målestokken er helt nødvendig for å kunne diskutere detaljer i endringen av prosessene i regional eller lokal målestokk. NorACIA-scenariene er bare gjort med et begrenset antall storskala eksperimenter og må derfor tolkes med forsiktighet, som eksempelstudier heller enn en belysning av hele spennvidden av en mulig utvikling. Diskusjonene i NorACIA må sees i lys av denne begrensningen i vår mulighet til å forstå hvordan de overgripende fysiske tilbakekoblingene påvirker klimaendringene.

I dette kapittelet beskrives og diskuteres viktige fysiske tilbakekoblinger som man tror påvirker det regionale og lokale klimaet i betydelig grad i fremtiden. Spesiell oppmerksomhet er rettet mot prosesser som har betydning for norsk Arktis.

---

### 1.2 Havstrømmer

---

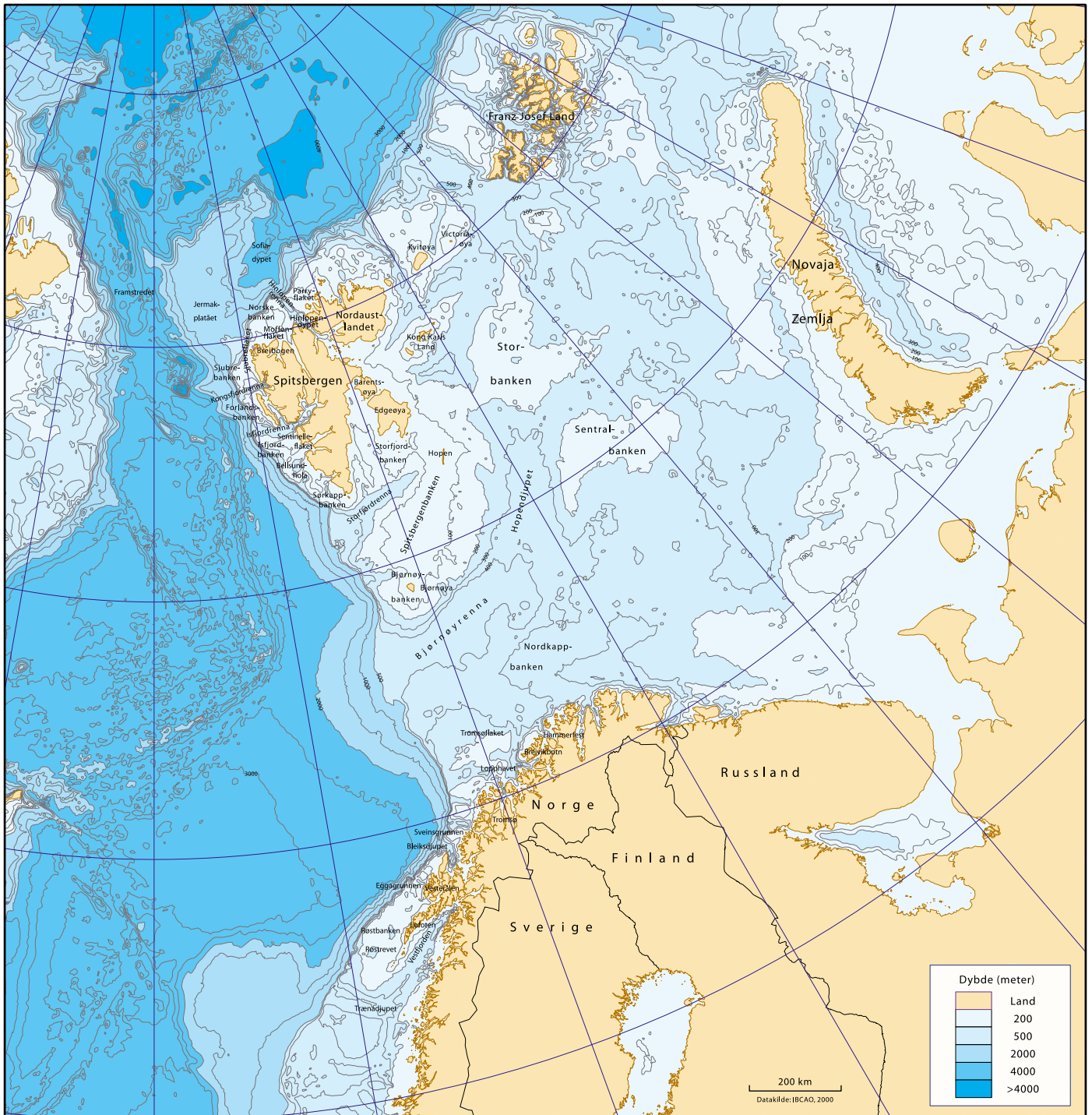
*Bjørn Adlandsvik, Havforskningsinstituttet*

Den viktigste havstrømmen i våre områder er Den norske atlantehavsstrømmen (populært kalt Golfstrømmen). Denne er relativt varm med høy saltholdighet, og bidrar til at Norge og de norske havområdene har et eksepsjonelt varmt klima for breddegraden.

Atlantehavsstrømmen kommer inn i Norskehavet fra Atlanterhavet på begge sider av Færøyene og fortsetter nordover med to hovedgreiner. Totalt transporteres omtrent 8 Sv (Sv = Sverdrup = 1 million kubikkmeter per sekund) vann inn i Norskehavet. Den indre greinen følger sokkel-skråningen mens den mer variable ytre greinen finnes ute i dyphavet.

Utbredelsen av det atlantiske vannet i Norskehavet varierer. Denne variabiliteten er knyttet til storskala trykk- og vindfelt, oftest uttrykt gjennom Den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO). Lengre vest finnes kaldere og ferskere arktisk vann. Nærmere kysten går Den norske kyststrømmen. Denne har lav saltholdighet og har sitt utspring i Østersjøen med påfyll av ferskvann fra elver langs hele Norskekysten. Kyststrømmen fortsetter inn i Barentshavet. Atlanterhavsstrømmen splittes ved innløpet til Barentshavet. En grein går inn i Barentshavet, mens den andre fortsetter mot Spitsbergen. Deler av strømmen resirkulerer her, det vil si at den bøyer av mot vest og følger deretter Østgrønlandsstrømmen sørover.

Noe av atlantehavsvannet fortsetter inn i Arktis og dreier østover nord for Svalbard. For mer informasjon om strømforhold i Norskehavet, se for eksempel Ottersen & Auran (2007).



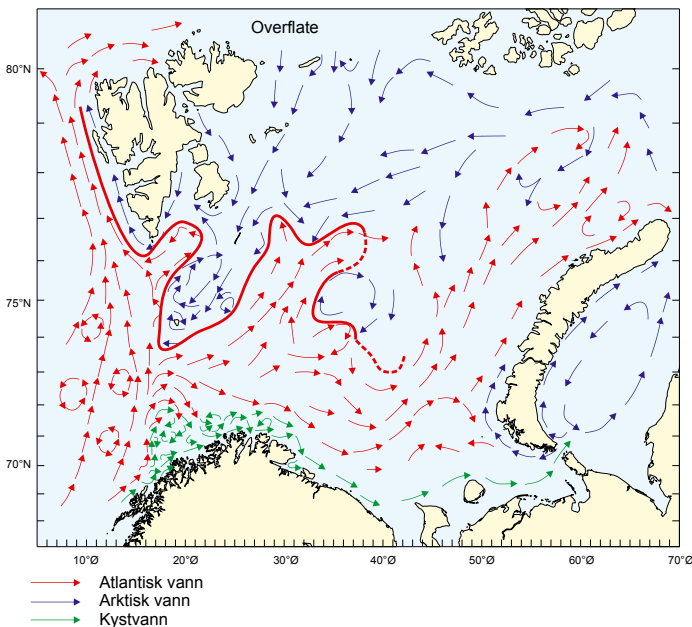
Figur 1. Bunntopografi i Barentshavet og Norskehavet (Data fra International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean).

Barentshavet er et av sokkelhavene som omgir Polhavet. Området med bunntopografi er vist i figur 1. Det er tre hovedtyper av vannmasser i Barentshavet, med spesifikke strømsystemer (figur 2). Atlanterhavsvannet (i rødt) er relativt varmt og salt, med temperatur over 3 °C og saltholdighet over 35,0 ‰. Det arktiske vannet (blått) er kaldt og ferskt med temperatur under 0 °C. Kystvannet (grønt) er også ferskt, men varmere enn det arktiske vannet.

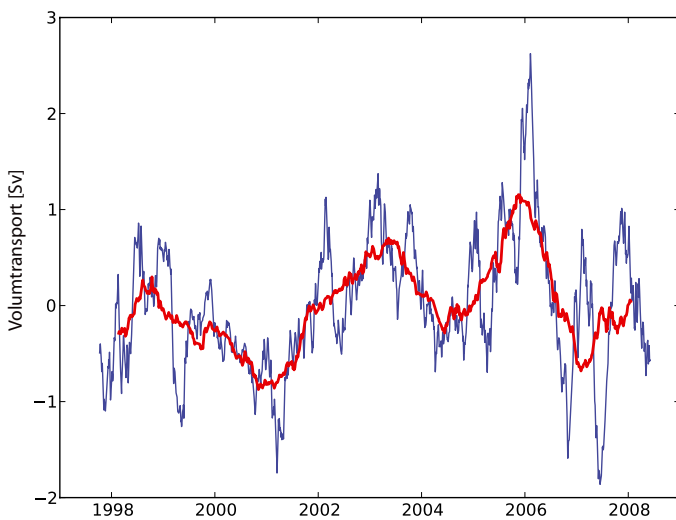
Atlanterhavsvannet strømmer inn i sørvest fra Norskehavet. Denne innstrømningen gjør Barentshavet svært varmt i forhold til den nordlige beliggenheten. Den er også av stor betydning for økosystemet, med transport av plankton og fiskelarver. Fordi denne innstrømningen er så viktig, blir

den overvåket med strømmålere (Ingvaldsen et al. 2004). Tidsserien av innstrømningen av atlanterhavsvann er vist i figur 3. Middelerdien er 1,7 Sv. Tidsserien viser stor variabilitet fra måned til måned, sesongmessig og mellom år. Variabiliteten i innstrømningen skyldes i hovedsak variasjon i de lokale vindforholdene. Varmetransporten inn i Barentshavet styres av styrken på innstrømningen og temperaturen i det innstrømmende vannet.

Atlanterhavsvannet strømmer videre øst- og nordover i Barentshavet. Strømningsmønsteret styres i høy grad av bunntopografien med grunne banker og dypere renner. Atlanterhavsvannet har relativt høy temperatur (6–7 °C) og saltholdighet når det strømmer inn i Barentshavet. På grunn



Figur 2. Vannmasser og strømsystem i Barentshavet (Loeng & Sætre 2001).



Figur 3. Avvik fra midlere transport av Atlanterhavsvann til Barentshavet i Sverdrup. Den blå kurven viser 3 måneders og den røde et års glidende middel. (Randi Ingvaldsen, Havforskningsinstituttet).

av blanding med de kalde vannmassene i nord og varmetap fra havflaten til atmosfæren, avkjøles vannet på sin vei gjennom Barentshavet. Etter som det avkjøles blir det tyngre og fortsetter under det arktiske vannet. Dette avkjølte atlantehavsvannet forlater Barentshavet i nordøst mellom Novaja Semlja og Frans Josefs land, før det følger St. Annarennan fra Karahavet og ut i det dype Polhavet. Dette er den ene av to hovedtransportåre for atlantisk vann fra Norskehavet til Polhavet (den andre går gjennom Framstredet vest for Spitsbergen, til venstre i figur 2).

Det arktiske vannet kommer i hovedsak inn fra Polhavet i nord og øst. Dette vannet fyller den nordlige delen av Barentshavet. Spesielt dekker vannet de større bankområdene, og typisk går sirkulasjonen med urviseren (antsyklonsk). En del av det arktiske vannet forlater Barentshavet som en smal strøm langs vestkysten av Spitsbergen.

De atlantiske og arktiske vannmassene møtes i en front,

kalt polarfronten, markert som en tykk rød kurve i figur 2. Polarfronten danner en grense for utbredelsesområdene for mange arter av både plankton og fisk. Posisjonen til fronten i det vestlige Barentshavet er knyttet til bunntopografien i skråningene fra Spitsbergenbanken til Sentralbanken, og det oppstår kun mindre variasjoner fra denne beliggenheten. Lengre øst er fronten bredere og posisjonen mer variabel (markert med tykk stiplede linje).

Når havis fryser avgis salt til det omliggende vannet som dermed får høy saltholdighet. Dette kalde og salte vannet er svært tungt og synker til bunns. Disse prosessene er mest effektive når samme område kan fryse til flere ganger, som ved polyniaer i Storfjorden eller langs iskanten på bankene. Dette tunge bunnvannet synker ut via Bjørnøyrenna og har klimamessig betydning ved at det bidrar til dypvannet i Norskehavet. Dette gir en tilbakekopling ved at bunnvann som synker ut fra Barentshavet blir erstattet av vann fra Norskehavet eller Polhavet (Midttun 1985).

Strømsystemet i Barentshavet er også en del av en mer omfattende tilbakekopling. Økt innstrømming av atlantehavsvann bidrar til varmere forhold i Barentshavet med blant annet mindre havis. Dette gir økt oppvarming av atmosfæren i området, noe som igjen påvirker lufttrykk og vind. Tilbakekoplingen sluttes ved at vinden i stor grad styrer innstrømmingen til Barentshavet. Dette er beskrevet av Ådlandsvik & Loeng (1991) og Bengtsson et al. (2004).

Hovedtrekkene i strømmønsteret er knyttet til topografi, og det forventes ikke at det endrer seg mye i fremtiden. En nedskalering rapportert i NorACIA's delutredning 1 (Førland et al. 2009) antyder en relativt moderat (opp mot 1 °C) oppvarming av det atlantiske vannet som strømmer inn fra sørvest frem mot midten av århundret. Modellen gir også en mindre svekking av mengden vann som kommer inn, slik at den totale varmetransporten endres lite. Det må understrekes at dette er basert på én nedskalering, så usikkerheten er betydelig.

Et viktig moment for fremtidsklimaet i Barentshavet er beliggenheten av polarfronten. En endring her vil ha store konsekvenser for utbredelse av plankton og fisk. Den historiske erfaringen bekreftes av nedskaleringen, posisjonen til polarfronten i vest er knyttet til topografien og er svært stabil. I øst kan vi se gradvise endringer hvor fronten forskyves nordover. Nedskaleringen antyder muligheten av at fronten i sørflanken av Sentralbanken forsvinner og banken oversvømmes med atlantisk vann.

### Kunnskapshull

- Flere og bedre marine fremtidsscenarier. Det er problemer med å forstå hvordan isen kontrollerer dagens klima da modellene forutsier en urealistisk oppvarming av det østlige Barentshavet. Flere scenarier er nødvendig for å estimere usikkerhet.
- Bedre forståelse av utvekslingen mellom Barentshavet og Arktis. Veldig lite data fra det nordøstlige Barentshavet er tilgjengelig.

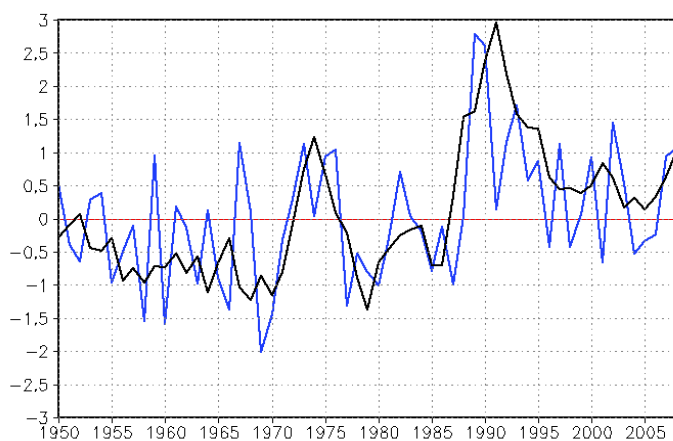
- Bedre forståelse av variabilitet i transport av vann og varme inn i Barentshavet. Tilbakekoblinger med is og atmosfære. Lokale kontra storskala drivkrefter.
- Bedre forståelse av hva som styrer vannmassefordelingen inne i Barentshavet. Stabiliteten til polarfronten.
- Endringer i hydrologi, nedbør, smelting av breer og ferskvannsavrenning. Ferskvannets innflytelse på sirkulasjon og hydrografi med fokus på kyststrømmen.

### 1.3 Luftstrømmer

*Georg Hansen, Norsk institutt for luftforskning*

Luftstrømmer, eller atmosfærens dynamikk, styres stort sett av trykk- og temperaturvariasjoner i atmosfæren, kombinert med jordens rotasjon og overflatebeskaffenheten (land-havfordeling, topografi). Et viktig arbeid innen klimaforskningen har vært å identifisere reproduerbare trykkmønstre som medfører karakteristiske storskala luftstrømmer. Det sterkeste utpregede mønsteret på den nordlige halvkule er Den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO), som er karakterisert av et lavtrykkssenter nær Island og et høytrykkssenter over Azorene når den er i positiv fase. Thompson & Wallace (1998) definerte et generalisert mønster som også omfatter Stillehavs-siden og strekker seg opp i stratosfæren, Den arktiske oscillasjonen (AO). AO-indeksen viser en høy korrelasjon (ca. 0,9) til NAO-indeksen.

NAO har stor innflytelse på været i hele Europa (temperatur, nedbørmengde), spesielt i vinterhalvåret og ikke minst i Skandinavia og de norske havområdene. Når NAO er i



**Figur 4:** Standardisert Arctic Oscillation index for januar–februar–mars i perioden 1950 til 2008. Blå linje: standardisert sesongmiddel; sort linje: standardisert 5-års sesongmiddel. (NOAA, Climate Prediction Center, [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml)).

positiv fase, dominerer milde og fuktige luftmasser som transporteres opp langs norskekysten og helt inn i Barentshavet. Er NAO i negativ fase, ligger lavtrykkssbanene lengre sør, og Nord-Norge og Barentshavet domineres av kalde nordlige/nordøstlige luftmasser.

Videre er det en signifikant korrelasjon mellom AO-indeksen og bevegelsesmønstret til havisen i Polhavet og dens

eksport ut av polbassenget (for eksempel Rigor & Wallace 2004). Derfor har det vært stort fokus på spørsmålet om de økende konsentrasjonene av klimagasser og økningen i overflatetemperatur har en innflytelse på NAO/AO, noe som igjen virker tilbake på temperaturen (en positiv tilbakekobling). Shindell et al. publiserte i 1999 en modellstudie med to oppsiktsvekkende resultater:

1. Det forventes en positiv trend i NAO/AO-indeksen med stigende konsentrasjon av drivhusgasser og økende temperatur.
2. Effekten vises bare dersom man inkluderer stratosfæren i klimamodellene.

Dette var starten på utvidelsen av klimamodeller generelt til å omfatte stratosfæren og koble klima- og ozonproblematikken. Resultatet fra Shindell et al. (1999) stemte godt overens med målingene frem til 1997, ettersom NAO hadde vært i positiv fase i nesten 10 år. Men fra 1998 snudde indeksen og har de siste 10 år variert rundt nullinjen, mens temperaturen i Arktis har steget betydelig de siste årene; Shindell et al.'s hovedtese er dermed ikke bekreftet av den nyeste utviklingen.

Denne problematikken ble tatt opp i flere publikasjoner av Overland & Wang i 2005 (a,b), der diskrepansen betegnes som «Arctic climate paradox»: Mens konsentrasjonen av klimagassene og bakketemperaturen fortsetter å stige, og havisutbredelsen og -tykkelsen avtar, går NAO/AO i en praktisk talt nøytral fase. Samtidig skjer de største endringene i temperatur og havis i sommermånedene, mens klimamodellene hadde antydnet at endringene skulle skje hovedsakelig i vinterhalvåret. Konklusjonen i Overland & Wang (2005a) er at man sannsynligvis har et komplisert samspill mellom eksterne drivere som de hemisfæriske trykkmønstre (teleconnection patterns) og regionale arktiske prosesser. I Overland & Wang (2005b) konkluderer man med at Arktis etter år 2000 har gått over i en ny klimatisk tilstand som skiller seg både fra den første oppvarmingsperioden på 1920- og 1930-tallet og oppvarmingsperioden 1980–1995 (sterkt positiv NAO/AO-indeks). Den nye tilstanden forklares med forskyvninger spesielt av trykkmønstre på Stillehavssiden (Aleutian low). Det har de siste årene også blitt publisert flere artikler som knytter variasjonene i den arktiske atmosfæresirkulasjonen til andre globale prosesser, som for eksempel El Niño-effekten i det tropiske Stillehavet (Brönnimann et al. 2005) og nedbørmønstret i det sentrale Sibir om høsten (Cohen & Fletcher 2007). Mekanismene her er ikke fullt forklart, men delvis inkluderer de ikke bare horisontal kobling, men også vertikal vekselvirkning, det vil si en kobling mellom troposfæren og stratosfæren.

Også observasjoner av skydekke og strålingsbudsjett over Arktis ved hjelp av satellitter har bekreftet at det enkle bildet til klimamodellene på slutten av 1990-tallet ikke er tilstrekkelig. Mens man ut fra dem skulle forvente økende skydekke på Atlanterhavs-siden av Arktis om vinteren med økende positiv NAO/AO-indeks, viser målingene en negativ

trend i vinterhalvåret, og en økende skydekningsgrad om våren og sommeren. Årsaken til denne utviklingen er ikke forstått. Det er imidlertid mistanke om at reduksjonen av havis i Polhavet fører til sterkere fordampning som bidrar til skydannelse (Francis & Hunter 2006).

Temperaturen om våren er spesielt viktig for om langtransportert forurensning som transporteres via luftstrømmer til Arktis deponeres der, eller ikke. Den sterke nedkjølingen i polarnatten om vinteren fører til dannelsen av den såkalte arktiske domene, en kaldluftklokke i den nedre troposfæren i Arktis, som den varmere, forurensede luften fra lavere breddegrader glir over. I perioder med ekstremt sterk oppvarming som man for eksempel observerte vinteren og våren 2006, eksisterte ikke denne isoleringen lenger, slik at forurenset luft kunne trenge inn i det sentrale Arktis i bakkenære lag og effektivt avsette forurensning der (Stohl et al. 2007). Hvis slike episoder opptrer hyppigere på grunn av tilbaketrekking av havisen, vil det føre til en signifikant endring i den vertikale sjiktingen av atmosfæren og av transportmønstrene i grenselaget. Norsk Arktis, med dens eksponering til atlantiske luftmasser, vil være det området som antagelig blir mest utsatt for en slik prosess.

#### 1.4 Skyer

*Anne Sandvik og Frode Flatøy, Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen*

Observasjoner fra de siste tiår har påvist en global oppvarming som regionalt sett har vært sterkere i Arktis enn på lavere breddegrader. Arktiske skyer er en av de parametrene som kan være med å forklare denne arktiske forsterkningen av klimasignalet, men usikkerheten er stor. Dette skyldes både mangelfulle observasjoner og begrenset kunnskap om prosessene som danner og bestemmer levetiden til skyene i Arktis.

##### Arktiske skyer

Globalt sett har skyene en avkjølende effekt på planeten vår (tilsvarende ca. 20 watt per kvadratmeter,  $Wm^2$ ). Ser vi på skyenes effekt som en funksjon av breddegraden, finner vi imidlertid at den avkjølende effekten stort sett skyldes lave stratusskyer over hav på begge halvkuler, mens vi ved høye breddegrader finner at skyene har en oppvarmende effekt. Dette betyr at i store områder på midlere breddegrader, er skyenes avkjølende effekt i den kortbølgede delen av spekteret, langt større enn den varmende langbølgede effekten. På høye breddegrader har vi mindre kortbølget innstråling og høy bakkerefleksjon, slik at den kortbølgete avkjølingen bare vil dominere i en kort periode midt på sommeren. I tillegg er skyene på høye breddegrader ofte tynne og har mikrofysiske og optiske egenskaper ulike de på lavere breddegrader.

Siden skyenes påvirkning på strålingsbalansen er stor relativt til bidraget fra for eksempel en dobling av atmosfærens  $CO_2$  konsentrasjon, som tilsvarer om lag  $4 Wm^2$ , er det ikke vanskelig å tenke seg at forholdsvis små endringer i skyenes egenskaper kan resultere i relativt store klimaendringer.

Hvordan skyenes egenskaper og deres innvirkning på strålingen vil endre seg videre under global oppvarming har vi imidlertid begrenset kunnskap om. Klimamodellene spriker på dette punktet, og en rekke publikasjoner (blant annet IPCC 2007) slår ganske enkelt fast at det knytter seg stor usikkerhet til skyenes rolle i et varmere klima.

I klimamodellene beskrives skyer og vekselvirkningen med stråling på en forenklet måte, og det er et stort sprik mellom de ulike modellene når det gjelder viktige parametre som skyenes horisontale og vertikale utstrekning, så vel som mikrofysiske (partikkelstørrelse og vannfase) og optiske egenskaper. Selv om modellene stadig blir mer detaljerte og realistiske, konkluderer en rekke arbeider med at skyene er den klimaparameteren det knytter seg størst usikkerhet til også når det gjelder fremtidige klimascenarier.

I gjennomsnitt ligger det observerte skydekket på rundt 60 % i Arktis om vinteren, i følge ACIA-rapporten fra 2005. For modellene som inngår i IPCC varierer det mellom 45 og 95 % i simuleringene som beskriver dagens klima. Heller ikke sesongvariasjonene med maksimum sommer og tidlig høst beskrives tilfredsstillende i dagens modeller. Sorteberg et al. (2007) brukte data fra klimamodellene som inngår i siste IPCC-rapport og tok særlig for seg bakkeflukser. De fant en rekke eksempler på hvordan resultatene fra de ulike modellene spriker, både når simuleringer for historisk tid sammenlignes med observasjonsdata, og når fremtidsberegninger fra ulike modeller sammenlignes. Dette gjelder selv når man beregner gjennomsnittsverdier over lengre perioder.

Det er stor spredning i skyedekke og stråling mellom modellene nord for  $70^\circ N$ . Siden skyene så sterkt modifierer strålingen (kortbølget og langbølget) og dermed spiller en nøkkelrolle i klimasystemet, er det særdeles viktig at vi både skaffer økt kunnskap gjennom observasjoner og modellstudier, samt at vi inkluderer nye funn i modellparametriseringene. Dermed kan vi redusere usikkerheten i fremtidige klimaprojeksjoner.

##### Skydråper eller iskrystaller?

Eksisterende observasjoner av arktiske skyer viser at de inneholder en langt større andel flytende vann (i forhold til is) enn det man hadde forventet ut fra de lave temperaturene. Numeriske værvarslingsmodeller har ofte mer avanserte mikrofysiske beregninger enn klimamodellene. Numeriske værvarslingsmodeller klarer rimelig bra å representere skydekket, men de har ikke vært i stand til å reproducere den høye andelen flytende vann som var observert (50% i observasjonene, mot 10% i modellene, Sandvik et al. 2007). Vanddråper og ispartikler har ulike mikrofysiske og optiske egenskaper og påvirker derfor den kortbølgete og langbølgete strålingen ulikt. Dermed vil strålingsfluksene være følsomme for vannfasen i skyene. Sammenhengen mellom strålingsfluksene og andelen vann/is i skyene er ikke lineær, slik at en forholdsvis liten andel flytende vann vil påvirke strålingen relativt mye.

Endringer i strålingsfluks som skyldes endringer i andelen flytende vann i skyene vil dessuten påvirke stabiliteten i den nederste delen av atmosfæren, noe som kan vise seg å være en viktig faktor for å opprettholde det vedvarende stratusskydekket som er observert i Arktis, men som har vist seg vanskelig å modellere.

### Skyer kan påvirke klimaet i Arktis

Selv om det er relativt store forskjeller mellom resultatene fra dagens klimamodeller, peker alle i retning av et varmere klima globalt sett og en lokal forsterkning ved polene. I lys av dette er det rimelig å anta at andelen flytende vann i arktiske skyer vil være økende under global oppvarming. I et fremtidig klima, med høyere temperatur og sannsynligvis mer flytende vann i skyene, kan dette altså være med på å forsterke det signalet vi ser på hurtig stigende temperatur i Arktis. Dette er et slående eksempel på en positiv tilbakekopling i klimasystemet. Skulle den bli bekreftet av mer detaljerte studier vil den representere en viktig brikke i forståelsen av arktiske klimavariasjoner.

## 1.5 Hydrologi

*Helen French, Bioforsk*

### Vannets sykklus i arktiske områder

Særpregede trekk ved arktisk hydrologi er frysing og tining, som har stor betydning både for lagring av vann og for dannelsen av strømningsbarrierer. Det finnes dessuten mindre biologisk produksjon og større arealer av myr enn det vi finner i varmere klima. Store smeltevanngmengder opptrer om våren. I sommersesonger balanseres nedbøren stort sett av evapotranspirasjon (se for eksempel Woo et al. 1983).

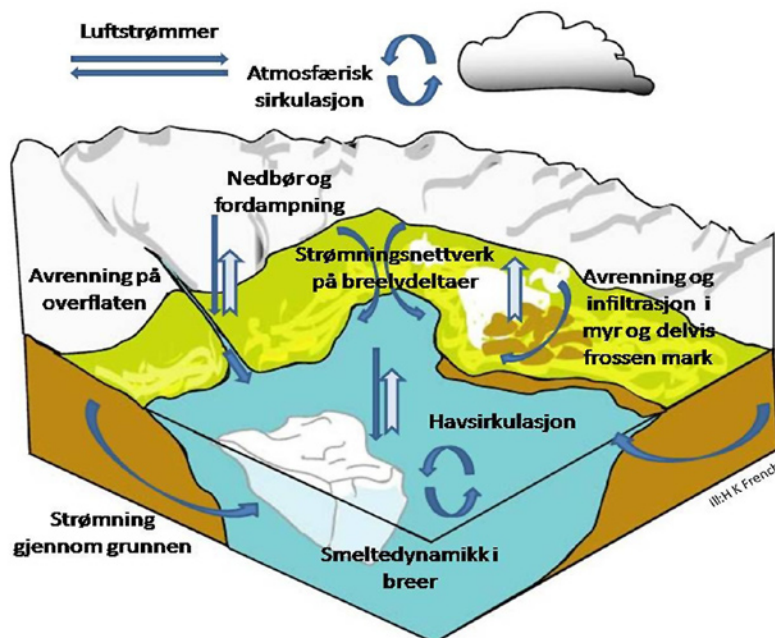
Hvordan klimaendringer kan forventes å påvirke ulike hydrologiske prosesser, inkludert vannkvalitet og økohydrologiske problemstillinger, er blant annet beskrevet i Sveinsson et al. (2008).

#### Vannets kretsløp omfatter:

- sirkulasjon fra fordampningen i hav og innsjøer
- dannelsen av skyer
- nedbør som snø eller regn
- avrenning på overflaten
- transport i elver og bekker
- infiltrasjon i jord
- opptak i planter
- fordampning fra jord og planter (evapotranspirasjon)
- transport videre gjennom grunnvannet
- lagring i overflatevann og på eller i ulike deler av det terrestriske system, som:
  - snø og is på breer eller som midlertidige lagringsvolum is i permafrost
  - vann og is i myrområder

### Hydrologiske tilbakekoblingsmekanismer

Arktiske områder har en viktig rolle i det globale klimaet ved dets tilbakekoblingsmekanismer, der arktiske prosesser



Figur 5. Vannets kretsløp i et arktisk miljø (illustrasjon: HK French).

kan forsterke de globale klimaendringene (Serreze & Barry 2005). Eksempler på slike tilbakekoblingsmekanismer er (ACIA 2005):

- Økte temperaturer og smelting av snø og is som gir lavere refleksjon og utvidelse av vegetasjonssoner nordover.
- Økte nedbørmengder som vil kunne gi økt andel overflateavrenning fra arktiske områder, som igjen kan gi mindre submarine vanntilførsler og påvirke dannelsen av havis. Dette kan igjen påvirke den termohaline sirkulasjonen som vil redusere CO<sub>2</sub>-transporten til dype havområder og dermed øke CO<sub>2</sub> konsentrasjonen i atmosfæren.
- Økte temperaturer som vil kunne påvirke utvekslingen av CO<sub>2</sub> mellom atmosfæren og arktiske jordarter hvor det er lagret store mengder karbon.

Noen myrområder er avhengige av snø som ligger lagret utover sommeren og fortsetter å forsyne området med vann for å opprettholde et høyt grunnvannsnivå (Woo et al. 2006). Endringer i vinterklima vil også kunne gi store hydrologiske konsekvenser i arktiske områder, ettersom snøakkumulasjon og smelting har en direkte innvirkning på hydrologien. Generelt forventer man en forlenget vekstsesong i nordområdene (IPCC 2007), noe som vil virke inn på de viktige myrområdene, men også på den generelle hydrologien i disse områdene. Selv små endringer i klimatiske forhold (endret temperatur og nedbør) har vist seg å kunne gi stor endringer i myrområder (Johansson et al. 2006; Fronzek et al. 2006). En senkning av grunnvannsnivået på grunn av oppvarmingen i de nordlige områdene er forventet (Roulet et al. 1992) og det er vist at varmere og tørrere somre har gitt en økning i netto utslipp av CO<sub>2</sub> fra boreale myrområder (Alm et al. 1999; Waddington & Roulet 2000). Dette skyldes høyere oksygentilgang og dermed raskere nedbrytning i overflaten av slike myrer. Strack et al. (2004) understreker at markfuktighet har stor betyd-

ning for utslipp av metan, en annen klimagass. Det er også vist at varmere klima har økt CO<sub>2</sub>-utslippet som skyldes forvitningsprosesser under breer på Svalbard (Krawczyk & Bartoszewski 2008). Disse eksemplene illustrerer den sterke koblingen mellom hydrologi og tilbakekoblingsmekanismer.

Ettersom klimaendringer kan forskyve sesongene i forhold til dagens situasjon, kan disse mekanismene ha stor betydning for hvordan hydrologien påvirker økosystemene i de nordlige områdene. Endringer av utbredelsen av permafrost vil også være med å påvirke strømningsmønsteret i arktiske områder. I flere områder kan permafrostsonene være barrierer for grunnvannsstrømning. Dersom disse sonene smelter, vil dette påvirke hele det hydrologiske regimet i området og dermed også flere av tilbakekoblingsmekanismene som er nevnt ovenfor.

For Norge, og spesielt den arktiske delen, er det beregnet at årstemperaturen i innlandet vil kunne øke med 3,2–3,6 °C frem til 2100<sup>1</sup>, sannsynligvis noe lavere langs kysten. Nedbøren vil kunne øke med over 30 % per år ytterst ved kysten mens det i innlandet er forventet mindre enn 10 % økning. På grunnlag av nedbørs- og temperaturberegninger er det forventet at årlig snømengde vil reduseres med 5–10 % i innlandet, og med 60–80 % i de ytre kystområder. Avrenningen er forventet å øke mest om vinteren med over 100 % i store deler av de nordligste fylkene og mellom 20–50 % i innlandet. Sommeravrenningen er forventet og reduseres med 20–50 % over mesteparten av nordområdene. Grunnvannsmagasiner er forventet å øke med 5–20 % i vinter- og vårsesongene.

## 1.6 Havnivå

*Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt og Halfdan Pascal Kierulf, Statens kartverk*

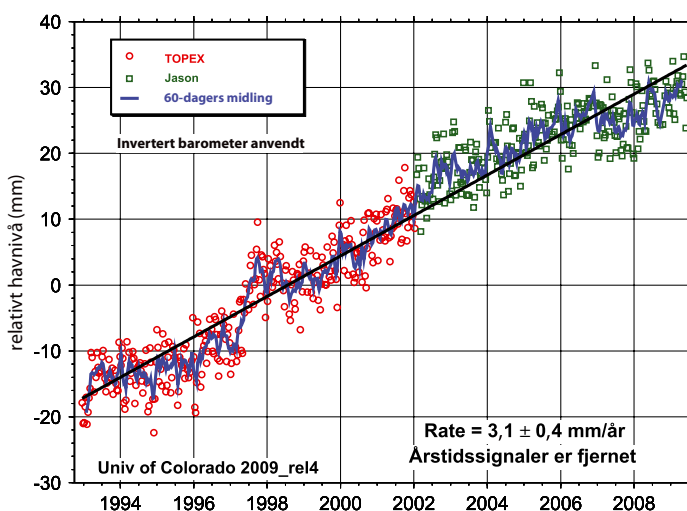
Havnivåøkningen er en av de viktigste konsekvensene av de pågående klimaendringene, og vil få betydelige innvirkninger på samfunnet. Effektene av havnivåøkningen for Norge og norsk Arktis vil derimot være beskjedne siden landet fortsatt hever seg etter den siste istiden. Videre er kysten forholdsvis bratt, slik at relativ stigning i havnivå ikke vil forårsake like stort tap av landareal som det vil gjøre i lavtliggende deltaområder som for eksempel i Bangladesh.

Det er spesielt to datagrunnlag som brukes for å estimere havnivåendringer. Det første er tidevannsmålere som registrerer havnivået relativt til et lokalt geodetisk målepunkt. Slike data er påvirket av høydeendringer både i havet og på land. Landhevning eller landinnsynkning er et resultat av justering til forandringer i belastningen, for eksempel fra tap av is etter den siste istiden, eller fra regional tektonikk generelt. Dette kompliserer tolkning av tidevannsmålingene.

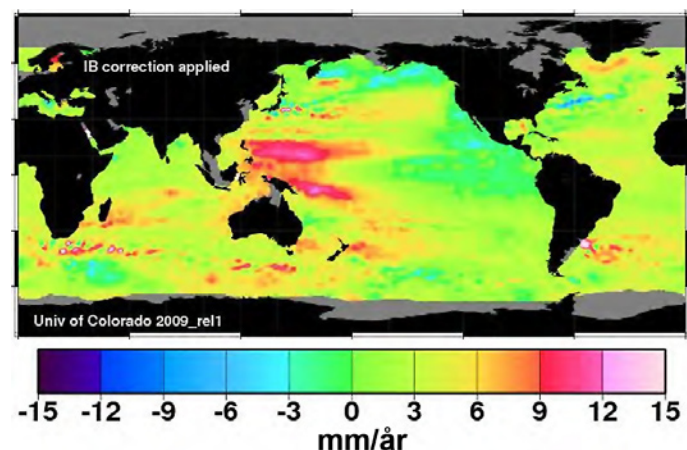
<sup>1</sup> Resultatene som er beskrevet i dette avsnittet er basert på nettsiden <http://senorge.no/> utviklet gjennom samarbeid mellom Meteorologisk institutt, Norges vassdrags- og energidirektorat og Statens kartverk. Fremskrivning av utviklingen innen avrenning, snølagring, fordampning m.m. frem til 2100 er basert på den globale klimamodellen ECHAM4/OPYC3 fra det tyske Max-Planck-Institut für Meteorologie, og den regionale klimamodellen HIRHAM, IPCC SRES scenario B2 for økning i drivhusgasser i atmosfæren i tillegg til den hydrologiske modellen HBV.

Videre er tidevannsmålere ujevnt fordelt rundt jordkloden, noe som gjør estimatene usikre. Likevel er tidevannsdata den eneste kilden for historiske langtidsestimater av havnivåendringer. Fra slike data har man estimert en global havnivåøkning på 1–2 mm/år gjennom 1900-tallet (Bindoff et al. 2007). Analyse av en rekonstruert global havnivåserie tyder på at økningen startet allerede på 1800-tallet, og at økningen har akselerert med 0,01 mm/år<sup>2</sup> (Jevrejeva et al. 2006, 2008).

Siden 1992 har satellittobservasjoner blitt brukt til å estimere forandringer i det globale havnivået. Sammenlignet med tidevannsmålere gir satellitthøydemålere et bedre romlig bilde av havnivåøkningen, og problemet med datarepresentativitet er redusert. Globale observasjoner (figur 6) er basert på data fra altimetrisatellitene TOPEX/POSEIDON (T/P) for årene 1992 til 2005 og Jason-1 fra 2001 til nå (Cazenave & Nerem 2004). Økningen i globalt havnivå i perioden 1993–2008 er  $3,3 \pm 0,4$  mm/år (<http://sealevel.colorado.edu/index.php>). Det er betydelig større enn estimatet for 1900-tallet. Det er en forholdsvis kort måleperiode, og trendene i havnivået varierer over jordkloden (figur 7). Likevel er estimatene bekreftet av nyere og mer avanserte sensorer som for eksempel GRACE (Cazenave et al. 2008).



**Figur 6.** Globalt midlet havnivå fra satellittmålinger (Leuliette & Mitchum 2004, University of Colorado: <http://sealevel.colorado.edu>).



**Figur 7.** Trend i havnivå fra satellittmålinger (University of Colorado: <http://sealevel.colorado.edu>).

Havnivåøkningen på 1900-tallet tilskrives hovedsakelig termisk ekspansjon på grunn av varmere havoverflate (0,3–0,7 mm/år), tap av is fra Grønland og Antarktis (-0,2–0,6 mm/år), og smelting av «små» isbreer (0,2–0,4 mm/år) (Cazenave & Nerem 2004; Bindoff et al. 2007). I perioden vi har hatt satellittmålinger (1993–2008) har systemet forandret seg noe. Cazenave et al. (2008) rapporterer at i de siste fem år 1) har havnivåstigningen gått ned til 2,5 mm/år; 2) har bidraget fra termisk ekspansjon minket til mer ubetydelige 0,3 mm/år (10 %); 3) hoveddelen av dagens masseøkning i havene, som observeres med GRACE-satellitten, skyldes tap av is fra de polare iskappene og fra de små isbreene rundt om i verden, i like deler.

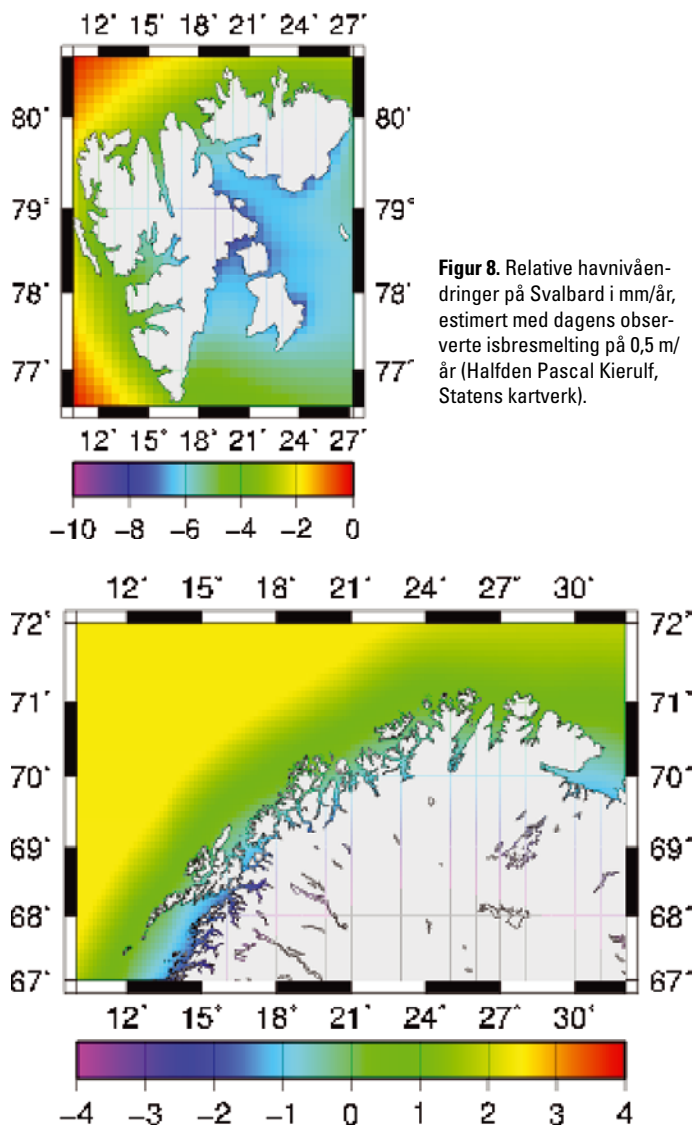
Havnivået er vanskelig nok å estimere på de tempererte breddegradene, men i Arktis er det enda vanskeligere. Altimetrisatellittene T/P og Jason når ikke de høye breddegradene, slik at det «globale» estimatet gjelder kun for området mellom 65°S og 65°N. Havnivået i Arktis samsvarer til en viss grad med endringene i nivåene i Atlanterhavet og Stillehavet via de dynamiske koblingene gjennom Framstredet, Beringstredet, og den kanadiske øygruppen. Trenden for T/P-Jason-punktene som ligger nærmest norsk Arktis er lik den globale middelverdien i perioden 1993–2008, det vil si omtrent 3 mm/år (<http://sealevel.colorado.edu/index.php>). I Beringstredet viser satellittmålingene en flatere eller synkende tendens. Analyse av havnivådata fra russiske kyst- og øystasjoner for årene 1950–1990 har vist en signifikant økning i havnivå (Pavlov 2001; Proshutinsky et al. 2001, 2004), ca. 1,9 mm/år. Det er ikke rapportert tilsvarende data fra den kanadiske siden av Polhavet.

På grunn av usikkerhetene i estimatene er det vanskelig å lage et budsjett for bidragene til havnivåøkningen i Arktis. Selve oppvarmingen av arktisk sjøvann bør ha en liten effekt da kaldt (ca. 0 °C) sjøvann utvider seg svært lite ved en økning i temperatur. Likevel vil global oppvarming føre til forandringer i havets struktur, både tetthet og temperatur, som utgjør den såkalte *steric*-forandringen. Tre faktorer som av Proshutinsky et al. (2004) var identifiserte til å bidra til den observerte økningen i det russiske arktiske havnivået på 1950-tallet til 1980-tallet var 1) *steric*-effekten som utgjorde ca. 35 % av totalen; 2) nedgangen i atmosfærisk trykk over Polhavet som utgjorde ca. 30 %; 3) økningen av sykloniske vinder over Polhavet som utgjorde ca. 10 %. De resterende 25 % av budsjettet i Arktis skyldes smelting av iskapper og små breer (Proshutinsky et al. 2004).

Det er få observasjoner av havnivå på målestasjoner i norsk Arktis, og måleseriene er korte. Det er to stasjoner i Nord-Norge (Tromsø og Vardø) og én på Svalbard (Barentsburg) som har forholdsvis lange (>50 år) måleserier. Målingene viser at det relative havnivået er enten rundt null eller synkende, noe som skyldes landhevninger etter den siste istiden.

Basert på tidevannsmålere, nivellement og GPS har Vestøl (2006) beregnet en landhevning i Nord-Norge på opptil et par millimeter per år. Absolutt landhevning er drøyt 2 mm per år høyere. Ved hjelp av målinger fra flere geodetiske

teknikker er det beregnet en absolutt landhevning i Ny-Ålesund på ca. 8 mm/år (Kierulf et al. 2009a). Den høye landhevningen på Svalbard skyldes, i tillegg til effekten fra issmeltingen i siste istid, effekten av ismassene som smelter i dag (Kierulf et al. 2009b). I figur 8 (respektiv figur 9) vises relative havnivåendringer for Svalbard (respektiv Nord-Norge), der vi har antatt en absolutt havnivåøkning i norsk Arktis på 3 mm/år. Relativt havnivå rundt Svalbard er synkende og med sterk romlig variabilitet (figur 8), noe som bekreftes ved datering av hevede strandlinjer rundt øygruppen (Forman et al. 2004).



**Figur 8.** Relative havnivåendringer på Svalbard i mm/år, estimert med dagens observerte isbresmelting på 0,5 m/år (Halfdén Pascal Kierulf, Statens kartverk).

**Figur 9.** Relativ havnivåendring for Nord-Norge i mm/år (Halfdén Pascal Kierulf, Statens kartverk).

Et forsøk på å fremskrive utviklingen er avhengig av de globale utslippsscenarioene som brukes, og modeller for hvordan dette påvirker temperatur og avsmelting av verdens isbreer (IPCC 2007). I tillegg må man ta hensyn til landhevningen lokalt (Vestøl 2006; Kierulf 2009b), til de regionale strømningsforholdene og havets lokale varmeopptak (Drange et al. 2007) og til endringer i vannmassenes fordeling på grunn av endringer i jordens tyngdefelt når isbreene smelter (Mitrovica et al. 2009; Bamber et al. 2009).



Mens IPCC-scenariene forutsier en global havnivåøkning på mellom 10 og 90 cm innen år 2100, i forhold til 1990-nivået, mener Drange et al. (2007) at 55–110 cm er mer realistisk for Norge. Dallmann (2008) oppgir for noen norske byer, hvor mye den lokale landhevingen kompensere for den absolutte havnivåøkningen innen 2100: Hammerfest: 28 cm; Harstad, Tromsø, Kirkenes: 31 cm; Alta: 37 cm; Bodø: 41 cm. Med Kierulf et al. (2009b) sine hevningsverdier for Svalbard vil Longyearbyen kompenseres med ca. 80 cm, mens østkysten av Svalbard når stedvis opp til over 100 cm.

Dette betyr at ved dagens havnivåøkning på ca. 3 mm/år er ingen steder i Nord-Norge utsatt for en merkbar havnivåøkning, de fleste opplever en svak tilbaketrekning av havet. Ved den høyeste foreslåtte havnivåøkningen (maksimum av Drange et al. 2007) vil den lokale økningen være ca. 80 cm for Hammerfest, Harstad, Tromsø og Kirkenes, ca. 70 cm for Bodø, og ca. 30 cm for Longyearbyen, og 0 cm for deler av Øst-Svalbard. Det er mest sannsynlig at virkeligheten vil ligge et sted i mellom.

Selv om den regionale landhevingen de fleste steder i Norge fortsatt holder tritt med den gjennomsnittlige, globale havnivåøkningen, sørger atmosfæriske trykkendringer over de nordlige havområdene for at havet likevel stiger mange steder, i hvert fall sesongmessig. Målinger av tidevanet i nordiske hav har foregått i over 50 år, noen steder har pålitelige målinger foregått siden første del av 1900-tallet. En tilbakegang av havnivået ved norskekysten med  $-0,66$  cm/år ble observert på 1950- til 1970-tallet. I begynnelsen av 1980-tallet begynte havnivåøkningen. I dette tidsrommet har havet steget gjennomsnittlig med  $0,37$  cm/år.

Et av funnene fra LEVANS-prosjektet (et prosjekt fra det Internasjonale Polaråret) er at man nå kan sette tall på sesongmessige variasjoner. Om vinteren er vannstanden 15–20 cm høyere enn om sommeren. Dette henger sammen med atmosfærisk trykk. Trykket er høyere i sommerhalvåret og dermed synker vannstanden i forhold til i vinterhalvåret når trykket er lavt. Det ser ut som klimatiske endringer de siste 30 årene har forårsaket generelt større lavtrykksaktivitet i de norske kystområdene, spesielt i vinterhalvåret, noe som bidrar til en reell økning av det regionale havnivået mange steder. Det antas at økende global oppvarming kan forsterke denne effekten.

## 1.7 Havis

*Sebastian Gerland, Olga Pavlova og Harvey Goodwin, Norsk Polarinstittutt*

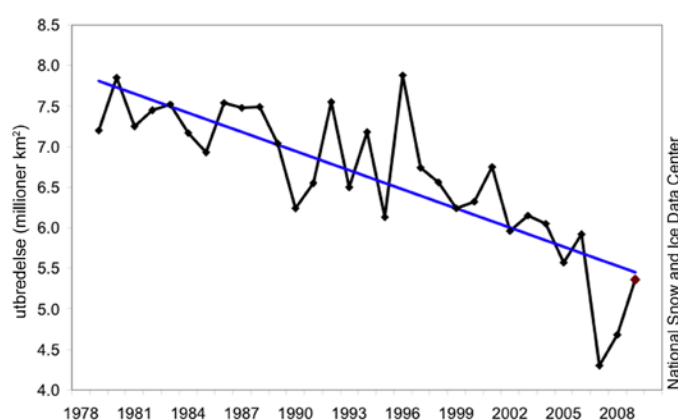
### Introduksjon

Havisen er isen som dekker deler av havet i polarområdene, avhengig av forholdene (sesong, havstrømmer, atmosfæriske forhold, med flere). Havisen dannes i utgangspunktet av havvann, men det kan komme bidrag til havisen gjennom nedbør og omdanningsprosesser ved overflaten. Forekomst av havis varierer stort mellom sesonger. Med det at store

mengder havis driver ut av nordpolbassenget med den transpolare driften og Østgrønlandstrømmen, og på grunn av smelteprosesser, fornyes havisen hver vinter til en viss grad, noe som gjør at havisen i alder bare er fra noen uker til noen år gammel. Dermed kan havisen reagere relativt raskt på endringer av pådrivende faktorer og dermed også klimaendringer.

### Havisutbredelse i Arktis

Havisen i Arktis er i endring. Utbredelse av havis i Arktis har vært overvåket nøye fra satellitt siden 1979, og det har blitt registrert en betydelig tilbakegang av havisens utbredelse om sommeren (utbredelsesminimum er i september) over de siste 30 år (figur 10; se for eksempel ACIA 2005; Richter-Menge et al. 2008; Stroeve et al. 2007; Gerland et al. 2007; Solomon et al. 2007). Også i de andre årstidene er det registrert en tilbakegang, men den negative trenden er sterkest for utbredelsen om sommeren.



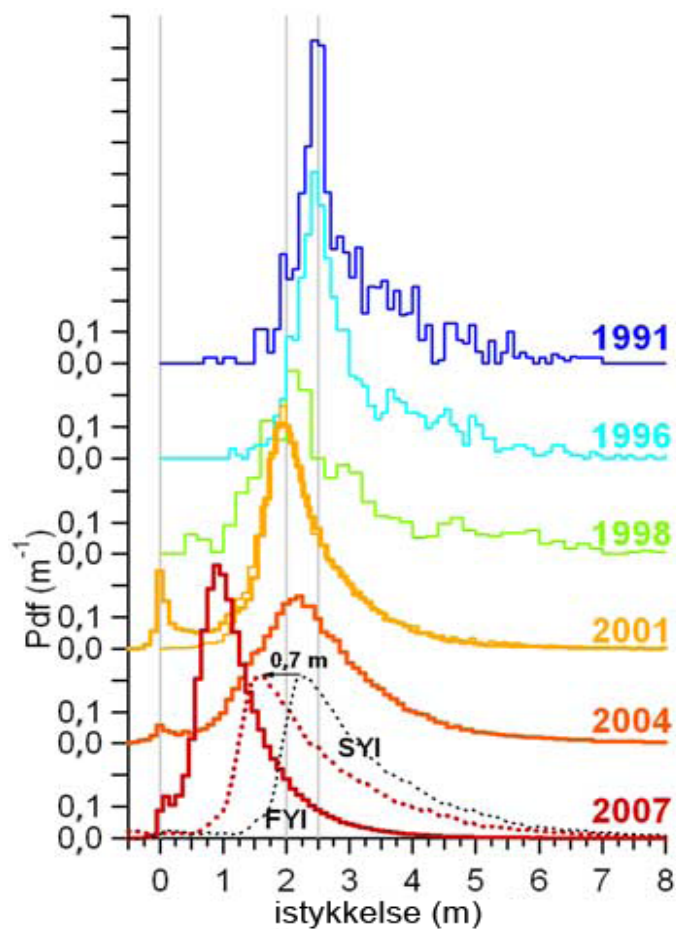
**Figur 10.** Isutbredelsesreduksjon i Arktis for september (oppdatert etter Stroeve et al. 2007, data fra National Snow and Ice Data Center).

Minimumsutbredelsen de siste fire år (2005–2008) var alle sammen mindre enn årene før (siden 1979). Herav hadde 2007 og 2008 betydelig mindre is, et faktum som også vekket stor oppmerksomhet i massemedia og samfunnet for øvrig, nasjonalt og internasjonalt. Utviklingen av havisen i 2008 og 2009 ble blant annet kommentert nøye på en webside med navn «Arctic Sea Ice Outlook» med innlegg fra forskjellige internasjonale grupper, både fra observerende og modellerende havisforskere (Arctic Sea Ice Outlook 2008, 2009). Isutbredelse beskriver imidlertid bare områder der satellittobservasjoner har funnet isdekke over en viss prosentandel av området, vanligvis 15 %. Informasjonen sier ikke noe om det for eksempel er 40 % eller 90 % iskonsentrasjon i et område. Informasjonen sier heller ikke noe om hvor tykk isen er – et vesentlig mål for å beskrive isens tilstand.

### Havistykkelse i Arktis

Overvåkning av havistykkelse over et stort område er vanskeligere enn isutbredelsesovervåkning, derfor finnes det mindre data om istykkelse. Klassisk gjøres istykkelsesmåling ved hjelp av borer. En mer moderne metode er istykkelsesmåling ved hjelp av elektromagnetisk induksjon (f.eks.

Haas et al. 1997). Forskjellige målinger viser en reduksjon av havistrykkelsen i nordpolbassenget (sonarmålinger fra undervannsbåter, for eksempel Wadhams 1990; Rothrock et al. 1999) og fra elektromagnetiske målinger fra luft, bakken og borerer (figur 11; Haas et al. 2008; Kwok & Rothrock 2009). Også for Barentshavet ble det vist en negativ trend i fastistrykkelse ved Hopen (Gerland et al. 2008a). Ved forskjellige steder nord for Sibir var det imidlertid ikke tydelige trender (Polyakov et al. 2003, 2008).



**Figur 11.** Istrykkelse i transpolær drift. Pdf = probability density functions (sannsynlighetsfunksjoner for tetthet); FYI = first-year-ice (førsteårsis); SYI = second-year-ice (andreårsis)(Haas et al. 2008).

Det utvikles og testes systemer for overvåking av istrykkelse fra satellitt ved hjelp av laser- og radaraltimetermålinger. De første resultatene virker lovende (Laxon et al. 2003; Kwok & Cunningham 2008; Kwok & Rothrock 2009; Giles et al. 2008), men man regner med at det fortsatt vil ta en del tid til tilsvarende kontinuerlige målinger er implementert. Nøyaktigheten og romlig oppløsning av tilsvarende data kommer også til å være mer begrenset enn data fra bakke- eller helikoptermålinger, fordi altimeterdata må regnes om til istrykkelse med forskjellige estimater om snøtykkelse og snø- og istetthet. Informasjon om snø er ikke bare viktig av den grunn; snø kan også bidra til isvekst gjennom grenselaget is/snø, enten gjennom overflomming av et isflak med havvann (såkalt «snow ice») eller dersom ferskvann når dette grenselaget (på grunn av regn eller smelting ved snøoverflaten). Tilsvarende prosesser er kjent fra studier i områder som Svalbard og Antarktis (Eicken et al. 1995; Nicolaus et

al. 2003). Snøen spiller en nøkkelrolle for tilbakekoblingsmekanismer og smeltesdamsdannning, som igjen er viktig i sammenheng med overflatealbedo (kapittel 1.9).

### Områder direkte relevante for Norge

Havisutbredelsen i Grønlandshavet og Barentshavet har også blitt redusert over de siste 30 år, når man ser på hver årstid for seg (figur 12). Isutbredelsen varierer imidlertid sterkt mellom årene, det vil si trenden blir først tydelig når man ser på målinger over et lengre tidsrom. Overvåking av isen i Barentshavet blir fulgt opp under overvåkningsgruppen for Barentshavet, i prosessen med Forvaltningsplan for Barentshavet (Gerland et al. 2008b, 2009).

Isen i Grønlandshavet har ganske forskjellig natur sammenlignet med isen i Barentshavet. Isen i Grønlandshavet består i stor grad av is som transporteres med den transpolare driften ut av polbassenget. I tillegg dannes det noe is regionalt i vinterhalvåret. Derimot består isen i Barentshavet stort sett av sesongis, det vil si is som dannes om høsten og vinteren i Barentshavet og smelter der om sommeren. Det fraktes også noe is fra polbassenget til Barentshavet, men i mye mindre grad enn for Grønlandshavet.

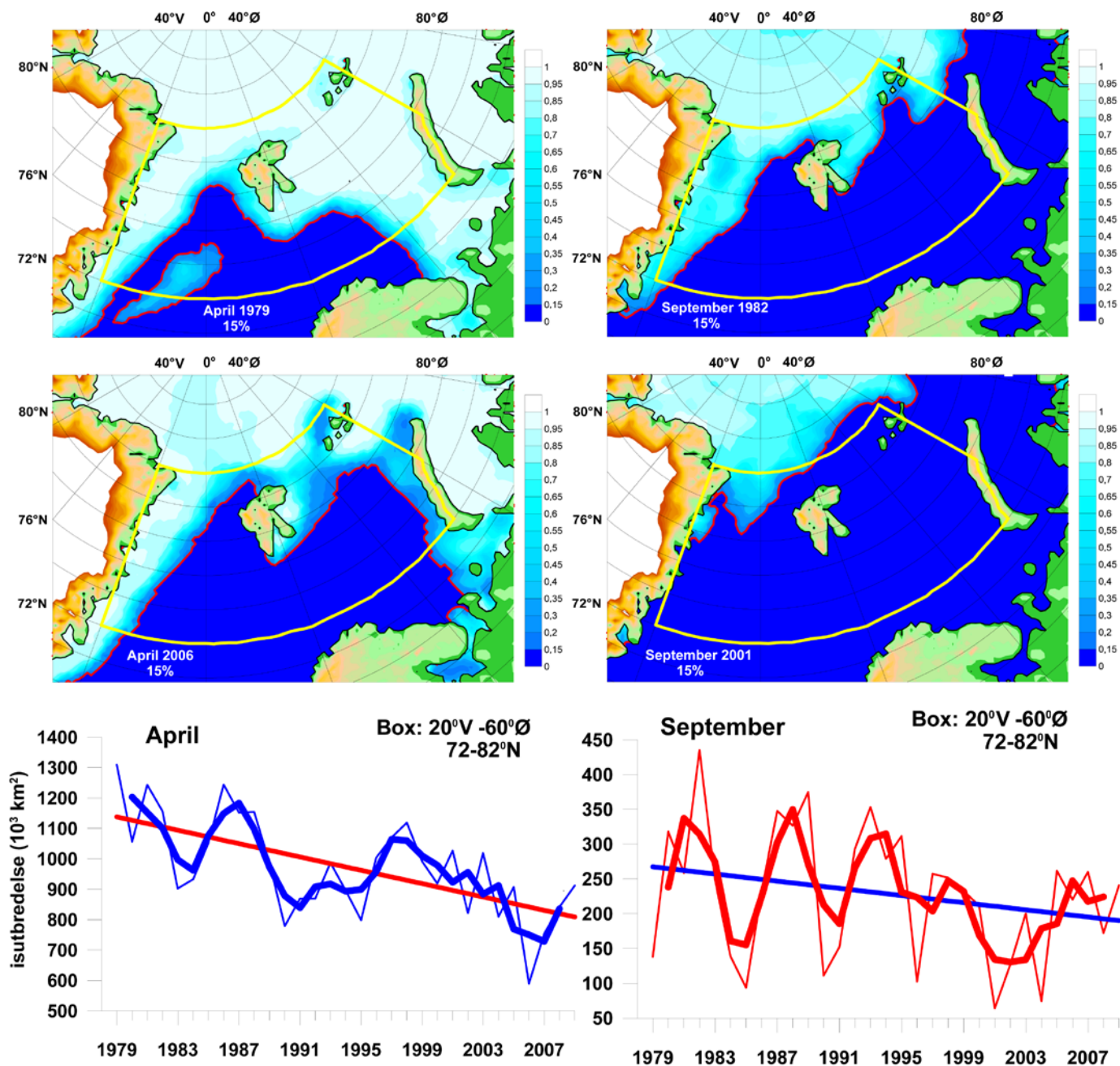
Når man ser nærmere på isutbredelsen i en mindre region (figur 13), så blir forandringen tydelig på en annen måte. Enkelte områder forandrer sin karakter fra stort sett å være isdekket til å være isdekket bare deler av året. Forandringen har mange konsekvenser, blant dem effekter for økosystemet og for menneskelig aktivitet.

Det man vet om istrykkelse i Barentshavet er relativt begrenset. Ved øya Hopen ble istrykkelsen de siste 40 år redusert i gjennomsnitt med ca. 10 cm per tiår (Gerland et al. 2008a). I Grønlandshavet har Norsk Polarinstitutt gjennomført istrykkelsesovervåking basert på havbunnsforankrede sonarbøyer siden tidlig på 1990-tallet, men disse viser ingen tydelig trend (Gerland et al. 2006; Hansen et al. 2004; Pedersen et al. 2009; Vinje et al. 1998). Målingene suppleres med overflatemålinger fra og med 2003, men det er for tidlig å konkludere med eventuelle trender fra disse målingene. Istrykkelsesovervåking foregår også på Svalbard (Kongsfjorden), men heller ikke der er tidsseriene lange nok til å si mer om trender (Gerland & Hall 2006; Gerland & Renner 2007; Gerland et al. 2008c).

Frem mot 2100 forventes det større endringer i Barentshavet enn i Framstredet. Framstredet er i stor grad avhengig av isen som eksporteres fra Polhavet. Det kan forventes at andelen av flerårsis i Framstredet blir ytterligere redusert og forsvinner etter hvert. I Barentshavet ville det være et tenkbart scenarium at isgrensen forskyver seg lengre nordover og at sesongen med is i noen områder blir kortere.

### Veien videre

Det jobbes intenst med å analysere i detalj hvorfor isen ble redusert i så sterk grad som observert de siste par år og hvordan man kan forvente at utviklingen vil fortsette. Forskere som observerer jobber sammen med modellerne, og det



Figur 12. Isutbredelse for Grønlandshavet og Barentshavet 1979–2009. Kart for maksimums- og minimumsutbredelse, og isutbredelse over tid (Norsk Polarinstitutt).

undersøkes forskjellige pådrivende krefter (atmosfære, hav) i forskjellige regioner (for eksempel Overland & Wang 2007; Smedsrud et al. 2008). Det ble identifisert at klimamodeller trenger forbedringer for å bedre ta hensyn til tilbakekoblingsmekanismene (se kapittel 1.9, og for eksempel Gerland et al. 2004).

### Kunnskapshull

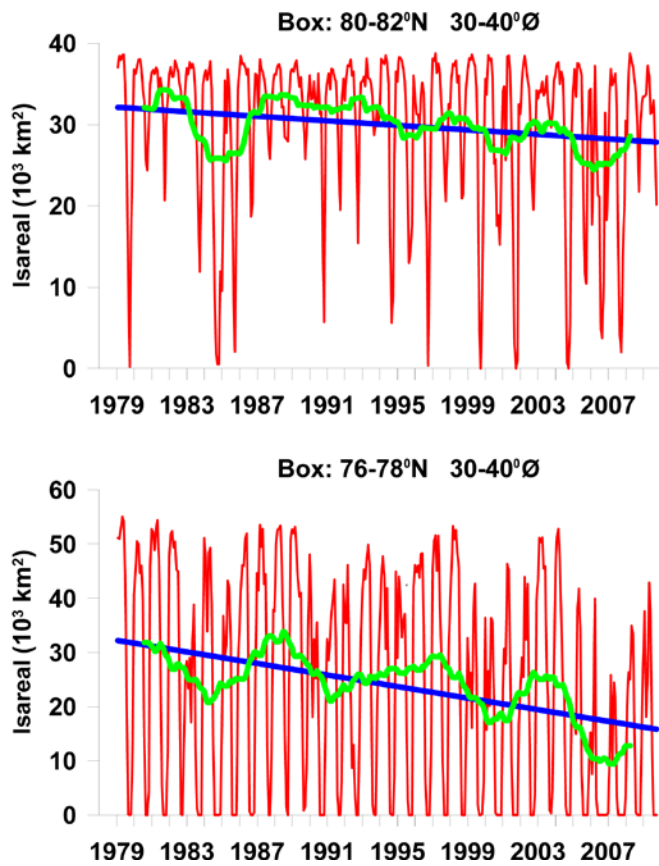
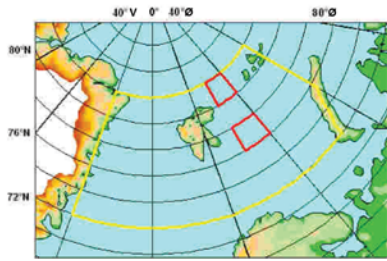
Det finnes ingen nøyaktige tall om isvolum i Barentshavet. Flere istykkelsesmålinger som dekker større arealer er nødvendig. Det er også viktig å vite mer om prosesser i liten skala og hvordan de bidrar til store endringer (smeltinger, skruger, osv.). Det samme gjelder for prosesser som skjer raskt eller er kortvarige. Slike prosesser kan bli oversett dersom intervallene mellom målingene eller observasjonene ikke er korte nok.

### 1.8 Breis og snø

*Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt*

Mesteparten av bremassen i norsk Arktis ligger på Svalbard, der breene har et totalareal på ca. 36 000 km<sup>2</sup>. I motsetning har isbreene på Fastlands-Norge et totalt areal på kun 2600 km<sup>2</sup>, hvorav ca. 1600 km<sup>2</sup> ligger i Sør-Norge (Østrem et al. 1988) og 1000 km<sup>2</sup> i Nord-Norge (Østrem et al. 1973). Brevolumet i Norge er grovt beregnet til 164 km<sup>3</sup>, med 100 km<sup>3</sup> i Sør-Norge og 64 km<sup>3</sup> i Nord-Norge (Nesje et al. 2006). Derimot gir tilsvarende grove beregninger av totalt volum for Svalbard ca. 7 000 km<sup>3</sup> is (Macheret et al. 1985). Dermed er totalt isvolum i Nord-Norge kun 1 % av isvolumet for Svalbard.

Nordområdene ligger ved det nordlige ytterpunktet til den varme nordatlantiske strømmen og dermed er breene



Figur 13. Isutbredelse 1979–2009 i to mindre regioner i Barentshavet (Norsk Polarinstitutt).

forholdsvis følsomme for klimaforandringer (Hagen et al. 2003a). Med få unntak har alle breene på Fastlands-Norge blitt mindre siden midten av 1700-tallet. Siden 1930 har de fleste isbreene trukket seg raskt tilbake. I løpet av de siste 40 årene har breene i innlandet trukket seg langsomt tilbake, mens mange av de kystnære breene – de som får mye nedbør om vinteren – har vokst, noe som har ført til et fremstøt av mange istidsfronter på 1990-tallet. Likevel har de fleste breene i Norge begynt å trekke seg tilbake igjen siden år 2000.

Breene på Svalbard nådde sine maksimumsstørrelser tidlig på 1900-tallet. Rundt 1920, under en vesentlig klimatisk oppvarming («Early 20th-Century warming»; Bengtsson et al. 2004) begynte Svalbards breer å trekke seg tilbake. Tilbaketrekning har pågått i mange tiår over hele øygruppen, bortsett fra tilfeldige fremrykninger av enkelte breer, såkalte *surging*-breer. *Surging*-breer skifter mellom lange perioder av relativt dynamisk stillhet med kortvarige *surges* eller fremrykninger. En *surge* kan vare i 1–3 år. I løpet av denne tiden øker breens hastighet dramatisk og brefronten kan styrte

frem opptil flere kilometer. *Surge*-frekvensen på Svalbard er observert til å variere fra flere tiår til 1–2 århundrer. Det er viktig å legge merke til at *surging* ikke er et direkte klima-relatert fenomen. Videre, ingen is er tapt i første omgang under en *surge*, isen er bare ført nedstrøms.

Det er to måter å fastsette forandringer i ismassene:

- 1) Massebalansen er den årlige differansen mellom akkumulasjon og smelting. Massebalansen er basert på feltobservasjoner ved de enkelte breer. Den årlige balansen, eller nettobalansen ( $B_n$ ), er vanligvis bestemt av to besøk på en isbre. Et besøk gjøres om våren for å estimere vintersnømengden, vinterbalansen ( $B_w$ ), og et besøk gjøres tidlig om høsten for å estimere sommersmeltingen, sommerbalansen ( $B_s$ ). Målinger på utvalgte breer gjelder kun for de spesifikke breene, men ved å gjøre noen forsvarlige antagelser kan man ekstrapolere lokale massebalanseverdier til større områder eller regioner.
- 2) Geodetisk balanse karakteriserer endring i breenes overflatehøyde ved å sammenligne høydedata for breen på to ulike tidspunkter. Høydedifferansen blir beregnet i rom og integrert slik at det blir mulig å estimere gjennomsnittlig høydeforandring for en enkelt bre eller for en region.

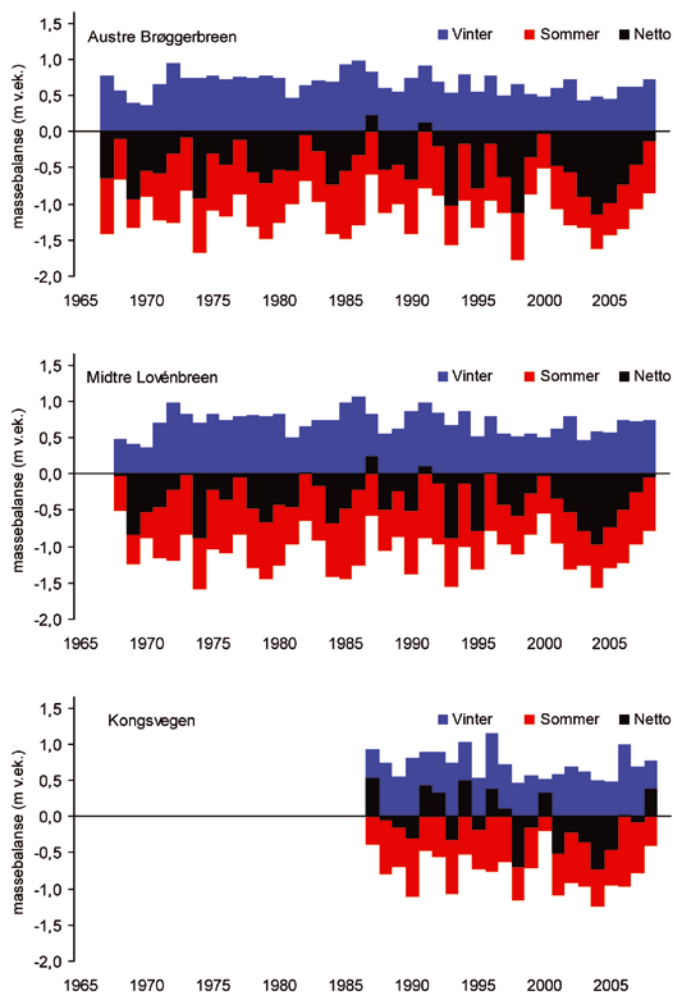
Mens massebalanse nøye beskriver kortsiktige endringer, blir den mindre eksakt over tid. Videre gjelder de beregnede tallene bare for breen der målingene er gjennomført. Derimot gir geodetisk massebalanse et mer korrekt bilde av massebalansen over lengre tidsperioder og kan foregå over svært store områder – bare avhengig av omfanget av høydedataene. Slike helhetlige geodetiske målinger er bedre klimaindikatorer enn frontposisjonsmålinger; for eksempel kan frontposisjonen av en *surging*-bre rykke frem mange kilometer uten at breen taper is.

### Massebalansemålinger

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) er ansvarlig for alle massebalansemålinger av breene i Norge, inkludert to i Nord-Norge: Engabreen, en utløper fra Svartisen, og Langfjordjøkelen, nært Alta. Målinger på Engabreen begynte i 1970 og Langfjordjøkelen i 1990. Middelnnettbalansen i måleperioden for Engabreen er positiv, et resultat av mye nedbør på 1990-tallet, da brefronten rykket frem. I de siste årene har fronten begynt å trekke seg tilbake igjen. Middelnnettbalansen i måleperioden for Langfjordjøkelen er gjennomgående negativ, hvilket forklarer dens kontinuerlige tilbaketrekking.

Norsk Polarinstitutt gjennomfører målinger av massebalanse på tre isbreer lokalisert til områdene rundt Kongsfjorden som ligger nordvest på Svalbard (figur 14). Disse er Austre Brøggerbreen (BRG) med målinger fra 1967; Midtre Lovénbreen (MLB) med målinger fra 1968; og Kongsvegen (KNG) med målinger fra 1987. De to første er blant de lengste sammenhengende tidsseriene av høyarktiske massebalansemålinger som eksisterer. Det gjøres flere massebalansemålinger på Svalbard, men disse har kortere tidsserier.

To andre breer som også Norsk Polarinstitutt overvåker, er Kronebreen-Holtedahlfonna i Ny-Ålesund-området, med målinger fra 2003, og Etonbreen, en av flere breer som utgjør Austfonna, nordøst på Svalbard, med målinger fra 2004. Bortsett fra Etonbreen er alle tidsseriene utført på breer på vestre Svalbard (figur 15).



**Figur 14.** Årlig vinter-, sommer-, og nettomassebalanse for a) Austre Brøggerbreen, b) Midtre Lovénbreen og c) Kongsvegen. Enheten er meter vannekvivalenter (Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt).

Her presenteres kun de tre lengste tidsseriene, alle fra Ny-Ålesund-området (figur 14). På alle breene er vinterbalansen stabil, mens avsmelting om sommeren viser større årlige variasjoner. Dette betyr at sommersmelting har størst innflytelse på variasjoner i netto massebalanse. Austre Brøg-

gerbreen og Midtre Lovénbreen har begge hatt utelukkende negative nettobalanser siden begynnelsen av måleperioden. Begge breene ligger relativt lavt, og har dermed forholdsvis små akkumulasjonsområder. Kongsvegen har en mer positiv nettobalanse siden den strekker seg over et høyere høydeintervall enn de to mindre breene, og har derfor et betydelig større akkumulasjonsområde.

Mens trender for både vinter- og sommerbalanse ikke er statistisk signifikante, er det en gjennomgående tendens til redusert akkumulasjon om vinteren og økt avsmelting om sommeren. I tillegg var årene fra 2001 til 2005 preget av en sterkere negativ nettosaldo på alle breene.

Tabell 1 viser massebalanseverdier for breene der vi har data midlet over forskjellige intervaller. Alle viser negative tall. Som nevnt er alle disse tallene basert på målinger utført på breer på vestre Svalbard. Arbeidet med å beregne massebalanse for Etonbreen pågår fortsatt, men Dowdeswell et al. (2008) har konkludert med at massebalansen for Austfonna også er negativ.

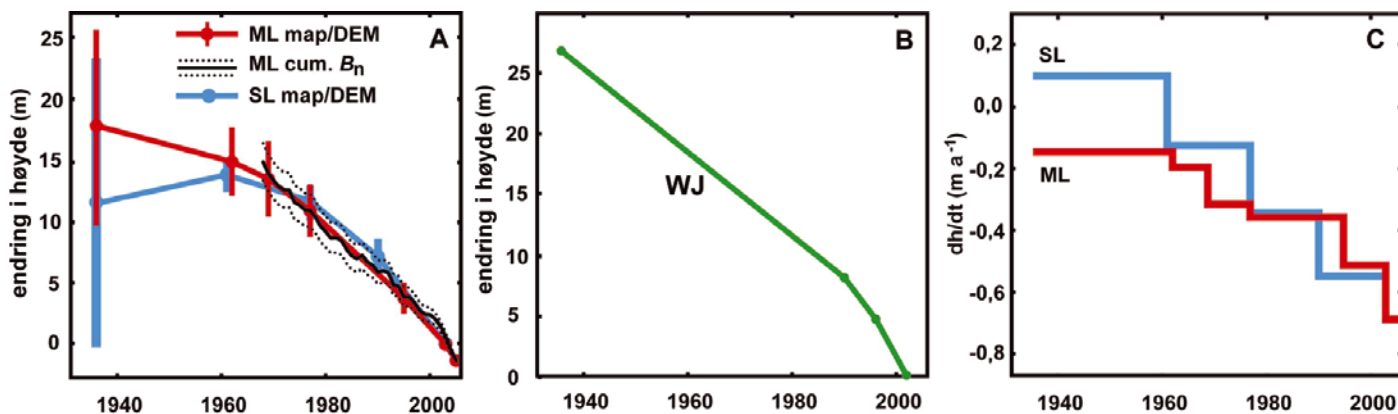
Hagen et al. (2003b) brukte en kombinasjon av massebalansemålinger og akkumulasjon i høytliggende deler av Svalbard, estimert fra analyse av iskjerner, til å fastsette totalbalansen for hele Svalbard til 0,3 m/år. Når man inkluderer brekalving blir det totale istapet fra Svalbard ca. 15 km<sup>3</sup>/år, eller ca. 0,04 mm/år i havnivåøkning. Andre estimer har vært høyere, så mye som 0,06 mm/år (Dowdeswell et al. 1997; Van de Wal & Wild 2001), eller ca. 22 km<sup>3</sup>/år. Dette kan settes i perspektiv ved å sammenligne med tilsvarende tall fra Grønland; de siste estimer tyder på ca. 170 km<sup>3</sup>/år, basert på tyngdekraftmålinger utført ved hjelp av satellitten GRACE (Wouters et al. 2008).

**Tabell 1.** Middels nettobalanseverdier (m/år).

	1970–2008	1990–2008	1998–2005	2004–2008
Austre Brøggerbreen	-0,48	-0,55	-0,70	-0,69
Midtre Lovénbreen	-0,37	-0,41	-0,53	-0,50
Linnébreen				-0,94
Waldemarbreen			-0,65	
Hansbreen			-0,53	
Kongsvegen		-0,08	-0,35	-0,18
Kronebreen-Holtedahlfonna				-0,13



**Figur 15.** Massebalansemålinger i Svalbard i dag (venstre panel). Massebalansemålinger i Ny-Ålesund-området (høyre panel) (Jack Kohler, Norsk Polarinstitutt).



**Figur 16.** A) Midlere endringer av 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 laseraltimeterprofiler. ML og SL studert i forhold til 2003 DEM, og WJ i forhold til DEM 2002. Avvikene for ML og SL representerer standardavvik av nivåforskjellene i slake områder utenfor breene. Det er ikke beregnet avvik for WJ. Den svarte linjen i figur A viser kumulativ summert net-tobalanse for ML beregnet ut fra feltmålinger, konvertert til enheter for istykkelse, og med et årlig kumulativt avvik på  $\pm 25$  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 (Kohler et al. 2007).

Så langt er det ikke mulig å fastsette forandringen i isvolumet for 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 et al. 2004; Nuth et al. 2007). Dette er det samme mønsteret som er observert på Grønland (Thomas et al. 2006).

Kohler et al. 2007 analyserte geodetiske data for å vise at breene på vest-Svalbard mister masse i akselererende tempo. Den gjennomsnittlige tynningsraten for Midtre Lovénbreen, breen med det beste datagrunnlaget, har økt jevnt siden 1936 (figur 16). Tynningsraten for 2003–2005 er mer enn fire ganger gjennomsnittet for den første måleperioden 1936–1962. På Slakbreen, en isbre i nærheten av Sveagruven 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 (LIDAR-profil), over Wedel Jarlsberg Land viser økt tynning, og at denne er fordoblet fra perioden 1990–1996 til 1996–2002.

## Snø

Analyse av langsiktige trender for snømålinger fra 41 norske stasjoner viser en generell nedgang både i vintersnødybde og snøsesonglengde (Dyrrdal & Vikhamar-Schuler 2009), men trendene er svake og ikke statistisk signifikante for de nordligste stasjonene.

Det finnes ingen langsiktige og homogene målinger av snø på Svalbard. Den beste indikatoren for snø er vintermassebalansemålinger, med de lengste tidsseriene fra Ny-Ålesund på Austre Brøggerbreen og Midtre Lovénbreen. Her viser data en svak negativ trend for vinterbalanse, men den er ikke statistisk signifikant.

## Konklusjon

Svalbard er en viktig bidragsyter til endringer i havnivået. Øygruppens bredekkede areal utgjør ca. 11 % av den arktiske landisen, Grønlandsisen utelatt (Dowdeswell & 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 et al. 2006).

## 1.9 Albedo

*Sebastian Gerland, Stephen Hudson, Marcel Nicolaus, Christina Alsvik Pedersen og Anja Nicolaus, Norsk Polarinstittutt*

### Bakgrunn: Hva er albedo-effekten?

Albedo beskriver en overflates evne til å reflektere sollyset. En lys overflate reflekterer mye av solstrålingen og har en høy albedo, for eksempel 0,9 (maksimum er 1). En mørk overflate som reflekterer lite har en lav albedo, for eksempel 0,1 (minimum er 0). Matematisk blir albedo beskrevet som forholdet mellom den reflekterte strålingen og strålingen som treffer overflaten.

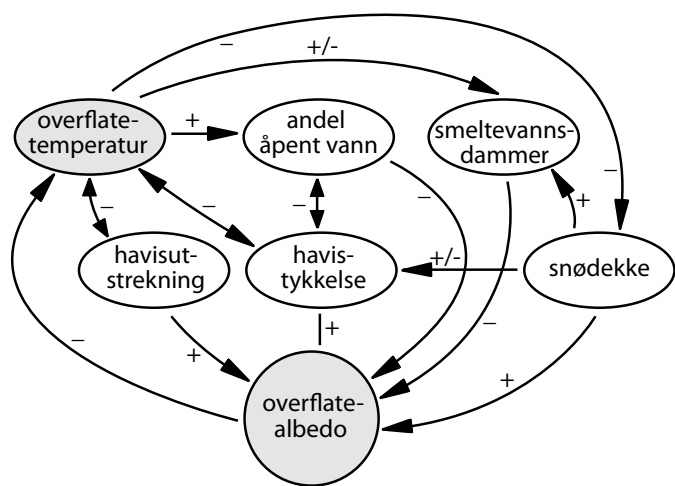
Albedo er et nøkkelparameter for klimasystemet i Arktis, også på grunn av albedo-tilbakekoblingsmekanismen (se for eksempel Solomon et al. 2007). Det betyr veldig mye for energibalansen i overflaten om den er snødekket, isdekket eller is- og snøfri. En overflate med relativt ny snø har en albedo på ca. 0,9, mens en mørk havoverflate derimot har en albedo på mindre enn 0,1. Landoverflater som for eksempel tundra har vanligvis lave albedonivåer (for eksempel Gerland et al. 1999b). Mørke, lavalbedooverflater absorberer, det vil si de tar opp, betydelig mer varme fra solstrålingen enn overflater med høy albedo.

### Albedo-tilbakekoblingsmekanismen

Dersom havisdekket eller snø- og breoverflater i Arktis reduseres i forhold til sesongen, betyr det at total albedo reduseres (mindre innstråling reflekteres, mer strålingsenergi absorberes), noe som gjør at oppvarmingen av overflaten og havet øker. Denne økte oppvarmingen kan i sin tur føre til økt avsmelting, som igjen reduserer albedo ytterligere. En slik situasjon defineres som en positiv eller selvforsterkende tilbakekoblingsmekanisme. I detalj skjer denne prosessen på ulike skalaer. Selv om forskjellige typer snø ser ganske like

ut på avstand, kan den ha store forskjeller i kornstørrelse og transparens. Gammel, «varm» snø med store snøkrystaller reflekterer mindre stråling enn ny, finkornet snø. Så kan omdanning av finkornet snø til grovkornet snø akselereres på grunn av albedo-tilbakekoblingsmekanismen. Tynne eller transparente snølag slipper gjennom mer lys enn tykke, finkornete snølag, og dermed smelter den underliggende isen raskere under solinnstråling når snøen forandres og smeltes.

I større skala skjer denne prosessen på tilsvarende måte: åpent vann i råker mellom isflak eller snøfrie flekker i tundra absorberer energien fra solstrålingen, temperaturen i havvannet øker (eller temperaturen i bakken ved snødekte overflater), noe som gjør snø- og isfrie områder enda større (se også Reigstad et al. 2008) (figur 17 og 18).



**Figur 17.** Diagram som viser albedo-tilbakekoblingsmekanismen. Pilretninger indikerer retning av interaksjon: + positiv tilbakekobling; - negativ tilbakekobling; +/- effekten er ikke entydig eller veksler med årstider (Curry et al. 1995).



**Figur 18.** Albedomålinger i Framstredet i mai 2008 som en del av NFR prosjektet «IAOOS Norway» innenfor rammen av det internasjonale polaråret 2007–2008. Til høyre ser man sensor foreoptics der solstråling blir fanget opp og sendt gjennom en fiberkabel til et spektrometer (på sleden i midten). Spektral informasjon om solstråling blir lagret på en tilkoblet datamaskin. Sensoren snus deretter nedover, og måling blir gjort. Dette blir gjort gjentatte ganger (Foto: M Nicolaus, Norsk Polarinstitutt).

Albedo og den tilknyttede tilbakekoblingsmekanismen (Curry et al. 1995) er i stor grad med på å styre smelteprosessen av is og snø i Arktis (feks. Warren 1982; Perovich et al. 2002; Gerland et al. 2004). Denne rollen er også belyst

i de siste klimautredninger laget under ACIA (2005) og IPCC (2007). Albedo er inntil nå relativt grovt parameterisert i GCM-klimamodeller, spesielt albedo av snøfri havis, hvis den er tatt hensyn til i det hele tatt. Noen studier de siste årene har ført til parameteriseringsforbedringer i denne sammenheng (for eksempel Pedersen & Winther 2005). Snøegenskaper og snøtykkelse påvirker albedo direkte. Når det gjelder snøen, så er kornstørrelse, korntyper og (den optiske) snøtykkelsen vesentlige parametre. Små snøkorn (ofte ny, kald snø) betyr at albedo er relativt høy, mens store, ofte eldre snøkorn reduserer albedo. Når snøen er så tynn eller gjennomsiktig – eller begge deler – at man «ser» den vanligvis mørkere overflaten (havis, tundra, breis) under snøen, synker albedo. Som en konsekvens har det mye å si om det faller lite eller mye snø, og hvordan snøen forandrer seg i tiden på grunn av de ytre forholdene. Mørke partikler i snødekket påvirker også overflatealbedo – noe som er viktig for klimaet (se kapittel 3.1 om sot).

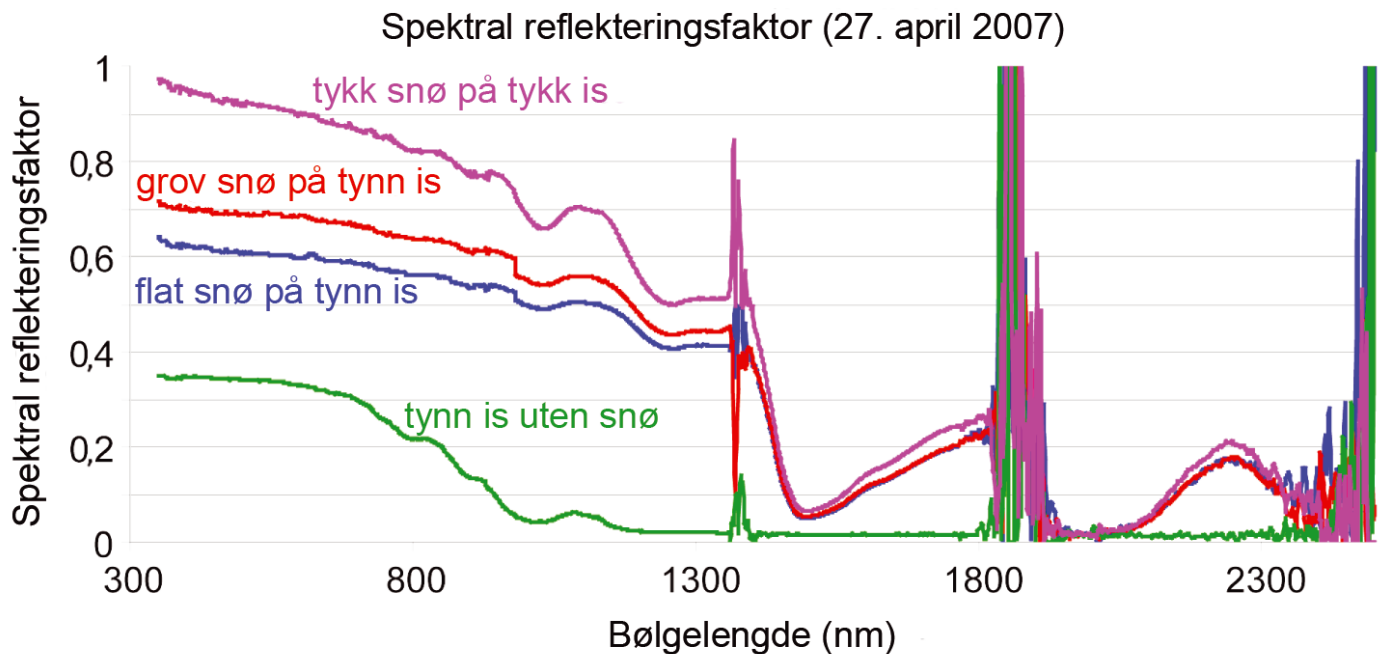
### Albedomålinger

Albedo måles med optiske sensorer av ulike typer og som har forskjellige egenskaper. Norsk Polarinstitutt bruker et bærbart spektrometer (ASD Fieldspec Pro) som dekker et bølglengdespektrum fra 350 til 2500 nm. Dette instrumentet har en sensor med en fiberoptisk kabel. Sensoren orienteres vertikalt oppover for å måle den innkommende strålingen og etterpå nedover for å måle hva som reflekteres av overflaten. Instrumentet er designet til å brukes i korte perioder under bemannede feltkampanjer. For målinger over lengre tid uten bemanning brukes et radiometer av typen TriOS Ramses (320–950 nm). Instrumentet er noe mindre høyoppløsende enn Fieldspec, men Ramses sensorer er veldig robuste og kan måle albedo over flere måneder kontinuerlig i autonom drift. Det brukes to sensorer samtidig, oppover- og nedoverorientert. Et slikt system ble blant annet brukt av Norsk Polarinstitutt under driften av seilbåten «Tara» over Polhavet i 2007 (IPY-EU-prosjektet DAMOCLES). Der var det også mulig å observere de fysiske snø- og isegenskapene (blant annet kornstørrelse, tetthet) parallelt med optiske målinger (figur 19 og 20).

### Betydning for norsk del av Arktis

Overflatealbedo på havis og snø- og isdekte landområder i Barentshavet, Grønlandshavet og på Svalbard påvirker utviklingen av smelteprosesser om sommeren betydelig. Selv om en stor del havisavsmelting i en del av de nevnte områdene i stor grad styres gjennom prosesser koblet til havet, så bidrar også solstrålingen mye. Også for massebalanse av breene på Svalbard er albedo av stor betydning. Hvis større deler av breene er dekket av snø med høy albedo lenger, er smeltingen redusert, og omvendt, hvis det er lite snø og tidlig smelting, er massebalansen påvirket negativt – og breene blir tynnere.

Det siste tiåret er det blitt gjennomført en rekke prosessstudier om albedo og spektral albedo i norske arktiske områder, samtidig med at det overvåkes albedo på Svalbard i en lang tidsserie for å finne ut mer om klimaendringer (feks. Ørbæk



**Figur 19.** Spektral reflekteringsfaktor (til venstre), som er veldig tett relatert til albedo, over forskjellige overflater, målt i Framstredet i april 2007 under iA00S IPY-toktet. Ved lavere bølgelengder har is med tykt snødekke høyeste albedo, snøfri tynn is laveste. Havis med tynn snø ligger omtrent midt imellom. Her blir det tydelig at forskjellene i overflatetypen ved like tynn snø kan resultere i albedoforskjeller. Ved høyere bølgelengder skiller den snøfrie isoverflaten seg ut med laveste verdier (iA00S/NorACIA).



**Figur 20.** Måleoppsett på havis i Framstredet. I bakgrunnen KV Svalbard fra Kystvakten (Foto: S Gerland, Norsk Polarinstittutt).

et al. 1999; Gerland et al. 1999a, b; Winther et al. 1999, 2002; Nicolaus et al. 2003; Pedersen et al. 2009). Albedo er per i dag særlig detaljert parameterisert i koblete klimamodeller, og albedo-tilbakekoblingsmekanismen har en betydelig rolle i klimasystemet (ACIA 2005; Solomon et al. 2007).

Det er mange konsekvenser av albedotilbakekobling. Mekanismen er basert på fysikk og har alltid eksistert, men forståelsen av mekanismen og dens betydning for klimaet og viktigheten i klimamodeller er fortsatt begrenset og under utvikling. I dette inngår også at menneskelig aktivitet kan påvirke albedo og dermed klimaet mer en man tidligere antok (se kapittel 3.1 om sot).

## 2 Karbonsyklus

### 2.1 Innledning

*Mette M Svenning, Institutt for biologi, Universitetet i Tromsø*

Boreale skoger og arktisk tundra inneholder store mengder landbaserte organiske karbonlagre. Disse er kilder til næringsstoffer og klimagasser og har stor betydning for aktivitet og produktivitet i arktiske områder. I frostfrie perioder vil mikrobielle prosesser i det aktive jordlaget over permafrosten føre til utslipp av metan og karbondioksid. Klimaendringer som økt temperatur kan føre til større omsetning av organisk karbon og økt utslipp av klimagasser og ha tilbakevirkende effekt på økosystemet. Jordas fuktighet vil ha innvirkning på balansen mellom aerobe og anaerobe mikrobielle prosesser og dermed hvilke gasser som slippes ut til atmosfæren. Samspillet mellom temperatur og nedbør vil være avgjørende for mengden metan som slippes ut fra det terrestriske miljø.

Gasshydrater i permafrosten er en kilde til metan og endringer som påvirker permafrostnivået vil medføre økt metanutslipp. Endringer i snødekke og utvidelse av sommersesongen vil få betydning for prosessene i jorda og interaksjonen mellom jord og atmosfære. Generelt kan det sies at høyere temperatur vil føre til økt nedbrytning av organiske karbonlagre i jorda.

Kunnskapen om mikrobiologisk diversitet og mikrobielle prosesser i Arktis er imidlertid svært mangelfull. Mikroorganismene er helt sentrale i omsetningen av organisk materiale og nøkkelorganismer for primærproduksjonen i økosystemet. Spesielt bør disse kunnskapshullene nevnes:



- Mikrobiell diversitet i Arktis.
- Hvordan vil endringer i miljøet påvirke mikrobiell aktivitet og biodiversitet av mikroorganismer i Arktisk jord?
- Hvordan vil endringer i snødekke påvirke mikrobielle prosesser og vegetasjonen i Arktis?
- Vil høyere temperatur føre til økt utslipp av metan fra arktiske våtmarksområder?

## 2.2 Våtmark og innsjøer

*Torben Christensen, Lunds universitet*

ACIA-rapporten (2005) konkluderte med at viktige aspekter i forhold til terrestriske gassutslipp påvirket av permafrostprosesser inkluderer karbonbalansen som helhet og også potensialet for økte metanutslipp. Etter ACIA har det blitt publisert flere studier på disse temaene og en bred oversikt over den totale arktiske karbonbalansen (McGuire et al. 2009). Noen overraskende nye funn er også publisert, spesielt i forhold til andre sporgasser enn CO<sub>2</sub>. Dette avsnittet oppsummerer disse kort.

Konseptet med et potensial for en permafrostassosiert «bombe» har vært viden kjent gjennom pressen det siste tiåret, og er et velkjent tema blant det opplyste publikum. For eksempel har ny innsikt i permafrostens smeltdynamikk og tilhørende ekspansjon av smeltevanninnsjøer med enorme karbonlagre (Zimov et al. 2006) ført til økte metanutslipp, og mange av disse avgrensede, men viktige, områdene har tiltrukket seg oppmerksomhet de senere år (Walter et al. 2006, 2007).

I Nord-Sverige har det også blitt dokumentert endringer i permafrostdynamikken, effekter på økosystemer og deres tilbakekoblinger til klima i forbindelse med metanutslipp (Christensen et al. 2004; Johansson et al. 2006) og i forhold til binding og utveksling av drivhusgasser (Christensen et al. 2007). I tillegg er noen tidligere ukjente utslippsdynamikker i forhold til metan om høsten observert ved en høyarktisk målestasjon på Nordøst-Grønland (Mastepanov et al. 2008). Disse observasjonene viser at opp mot 50 % av de totale årlige utslippene skjer under innfrysingsperioden, noe som understreker at vi aldri vil forstå det totale bildet av bindinger mellom land- og atmosfæreinteraksjoner ved bare å studere permafrostmiljøet om sommeren.

Det er flere uløste og også nylig oppdagede spørsmål i vår basisforståelse av de høye nordlige breddegrader og deres viktighetsgrad som metankilde, så vel som den sesongmessige fordelingen av disse. Dette reflekteres i vår manglende evne til å forklare store variasjoner i vekstraten til atmosfærisk metan. Det mest oppdaterte datasettet for atmosfærisk metans vekstrate viser at etter et tiår med uforklarte variasjoner (ned mot null) i den atmosfæriske metanvekstraten, følger de siste års målinger fra 2007 og 2008 med en betydelig økning, og de atmosfæriske data indikerer at den økende kilden stort sett er våtmarksområder ved høyere nordlige breddegrader (Dlugokencky et al. unpubl.; <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/>). De under-

liggende kildevariasjonene for disse viktige variasjonene rundt gjennomsnittet for atmosfærisk metankonsentrasjon er dårlig forstått, men er mest sannsynlig knyttet til nordlige våtmarksområders dynamikk, noe som understreker viktigheten av å samle mer data i forhold til helårlig utslippsdynamikk.

Det er nylig oppdaget at viktigheten av permafrostmiljøet for sporgassutveksling dreier seg om mer enn CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub>. Repo et al. (2009), har dokumentert veldig høyt utslipp av den sterke drivhusgassen lystgass, N<sub>2</sub>O, fra såkalte *peat circles* (vegetasjonsløse flekker på myrer) i de russiske arktiske permafrostregionene. Dette utvider siktemålet for hvor fokus bør være i forhold til lystgassutslipp fra næringsrike tempererte og tropiske regioner til også å inkludere tundraområder.

## 2.3 Skog og åpen fastmark

*Arne Grønlund, Bioforsk*

Terrestriske økosystemer har to store karbonlagre: biomasse og dødt organisk materiale i jord (humus). Mengden karbon i biomasse og humus varierer sterkt mellom ulike vegetasjonstyper. I tundravegetasjon er karbonmengden i biomasse oppgitt til ca. 0,4 kg per m<sup>2</sup> (Shaver et al. 1992), mens i boreal barskog kan gjennomsnittet være ca. 5 kg per m<sup>2</sup> (Gower et al. 2001). For skogen i Nordland og Troms kan karbonmengden i skog estimeres til ca. 1,2 kg C per m<sup>2</sup>, på grunnlag av Landsskogtakseringen fra 1993, hvor det ble registrert et volum på 40 m<sup>3</sup> stammetrevirke per hektar (uten bark).

Arktiske plantearter har en relativt stor andel av underjordisk biomasse. Lav temperatur fører også til at nedbrytingen og mineraliseringen av organisk materiale skjer langsomt. Disse forholdene fører til akkumulering av organisk karbon i jord, spesielt i subarktiske områder, slik at karboninnholdet kan være flere ganger så stort som i biomassen. Medianverdier for karboninnholdet i mineraljord i skog i Norge er estimert til ca. 13,2 kg per m<sup>2</sup> for produktiv skog og 12,5 kg per m<sup>2</sup> for uproduktiv skog (Kjønaas et al. 2000).

En klimaendring ventes å endre karbonbalansen i betydelig grad. Karbonbalanse kan defineres som differansen mellom binding av karbon fra luften gjennom produksjon av biomasse (netto fotosyntese) og tap til vann eller atmosfæren som følge av nedbryting av biomasse, hovedsakelig som respirasjon. Begge prosesser øker ved økende temperatur, men nedbrytingen øker raskere. Det sentrale spørsmålet er om karbonbalansen blir positiv eller negativ når temperaturen øker, det vil si om økt fotosyntese og biomasseproduksjon vil kompensere for raskere nedbryting av organisk materiale.

Arktiske terrestriske økosystemer har generelt liten primærproduksjon, først og fremst på grunn av lav temperatur og kort vekstsesong, men også på grunn av mangel på plantenæringsstoffer, spesielt nitrogen og fosfor. Ifølge Landsskogtakseringen 1993 var gjennomsnittlig årlig tilvekst i skogen i Nordland og Troms 1,35 m<sup>3</sup> stammevirke uten bark og ca.

2 m<sup>3</sup> overjordisk biomasse per hektar i skogstrær. Dette vil utgjøre i størrelsesorden 40 g karbon per m<sup>2</sup>, som er mindre enn halvparten av tilsvarende gjennomsnitt for alt skogareal i Norge (85 g karbon per m<sup>2</sup>).

Økt temperatur og økt CO<sub>2</sub>-innhold i luften ventes å føre til økt fotosyntese og raskere vekst i skog. Vekstsesongen vil også bli lengre, spesielt i perioden april–mai, hvor innstrålingen er høy og hvor veksten til nå har vært begrenset av snø og lav temperatur. Om høsten vil fotosyntesen være begrenset av lav innstråling, og høyere temperatur vil derfor ha mindre betydning for veksten.

I de tre nordligste fylkene utgjør skogareal i dag bare ca. 15 % av landarealet og bare halvparten av skogarealet er klassifisert som produktiv skog (tabell 2). Økt temperatur vil også føre til større skogareal, i og med at skoggrensa flyttes mot nord og mot større høyde over havet. I Nordland og Troms vil en utvidelse av skogarealet begrenses av et stort areal med høyfjell (ca. 40 % av arealet ligger høyere enn 600 m over havet). Potensialet for økt skogareal er trolig størst i Finnmark, hvor 95 % av arealet ligger lavere enn 600 m og 42 % ligger lavere enn 300 m over havet.

**Tabell 2.** Landareal fordelt på skogareal og høydesoner.

	Total areal, km <sup>2</sup>	% av landarealet						
		Skogareal <sup>1)</sup>			Høydesoner <sup>2)</sup>			
		Skog i alt	Uproduktiv skog	Produktiv skog	0–299	300–599	600–899	>900
Nord-Norge	107 128	15	8	7	38	39	16	8
Nordland	36 194	19	9	10	36	28	23	13
Troms	24 950	24	13	11	32	28	27	14
Finnmark	45 984	7	5	2	42	52	5	0

1) Kilde: Digitalt markslag, Institutt for skog og landskap 2) Kilde: Statistisk årbok 2003, Statistisk sentralbyrå

Klimaendringene ventes også å kunne få negative effekter på skogproduksjonen. Det kan ventes hyppigere angrep av sykdommer og skadedyr. Nye skadeinsekter kan flytte seg raskt når klimaet endrer seg, mens det vil ta lang tid å skifte ut skogen med mer motstandsdyktige tresorter. Det kan også ventes flere skogbranner, som følge av mer barskog, høyere temperatur nær bakken og flere tørre trestammer på grunn av vindknekk og parasittangrep. I sum ventes klimaendringene likevel å føre til økt karbonbinding i biomasse.

Innholdet av organisk karbon i jord er bestemt av balansen mellom tilførsel og nedbryting av organisk materiale. Høyere temperatur ventes å føre til at både tilførselen av døde plantedeler, som følge av større biomasseproduksjon, og nedbryting av humus i jord, vil øke. Nettoeffekten av endret temperatur på karboninnholdet i jord er ikke kjent. I områder hvor karboninnholdet i jord har vært begrenset av lav primærproduksjon, er det sannsynlig at det vil skje en netto karbonbinding ved økt temperatur. I områder med høyt karboninnhold, hvor nedbrytingen har vært begrenset av lav temperatur, har det vært antatt at det kan skje et netto tap

av karbon. Siden karbonmengden i jorda (ca. 30–50 kg C per m<sup>2</sup>) er i størrelsesorden 10 ganger så stor som mengden i biomasse (ca. 5 kg C per m<sup>2</sup>), og i størrelsesorden 1000 ganger større enn årlig gjennomsnittlig karbonbinding i skogtilvekst i Nordland og Troms (ca. 40 g C per m<sup>2</sup>), har det vært antatt at potensialet for karbontap er stort, men omfanget er svært usikkert. Det er også usikkert om karbontapet fra jord uten permafrost vil være større enn den økte karbonbindingen i biomasse.

Størst endringer forventes å skje i jord med permafrost, hvor store mengder organisk karbon har vært konservert i frossen tilstand i tusener av år. På fastlandet i Norge finnes sporadisk permafrost i fjellområder. Høyere temperatur vil føre til dypere tining om sommeren (tykkere aktivt lag) og større mengder organisk materiale kan bli tilgjengelig for biologisk nedbryting. Som følge av nedbrytingen kan det frigjøres tilstrekkelig energi til fortsatt smelting og dermed en ikke-lineær tilbakekoblingsmekanisme (Khvorostyanov et al. 2008). For klimagasseffekten er det av stor betydning om frigjøring av karbon skjer i aerobt eller anaerobt miljø. I aerobt miljø frigjøres karbon hovedsakelig som CO<sub>2</sub>, mens anaerob nedbryting fører til dannelse av både CH<sub>4</sub> og CO<sub>2</sub>, men ved

lavere hastighet. I opplendt mineraljord vil tining av permafrost vanligvis skje under aerobe forhold, men i perioder vil det også kunne forekomme perioder med vannmetting (Hobbie et al. 2000). Det er antatt at tining av

permafrost vil representere den viktige tilbakekoblingsmekanismen i klimasystemet, men det er svært usikkert hvor raskt opptiningen skjer og hvor store utslippene kan bli.

Karbonsyklusen i arktisk terrestrisk miljø representerer en av de største usikkerhetsmomentene i de globale klimamodellene. De viktigste spørsmålene er:

- Vil økt primærproduksjon i de arktisk terrestriske økosystemene kunne bidra til større karbonbinding i biomasse enn det som antas slippes ut fra jord?
- Hvordan vil metanutslippene fra myr og permafrost reagere på klimaendringene?
- Hvor raskt vil permafrosten tine opp?
- Hva skjer med metanhydrater i dypere lag av permafrosten?

Noen aktuelle forskningsoppgaver:

- Flere målinger av gassflukser fra naturlige systemer, spesielt myr og permafrost.
- Måling av gassflukser ved eksperimentelle oppvarmingsforsøk.

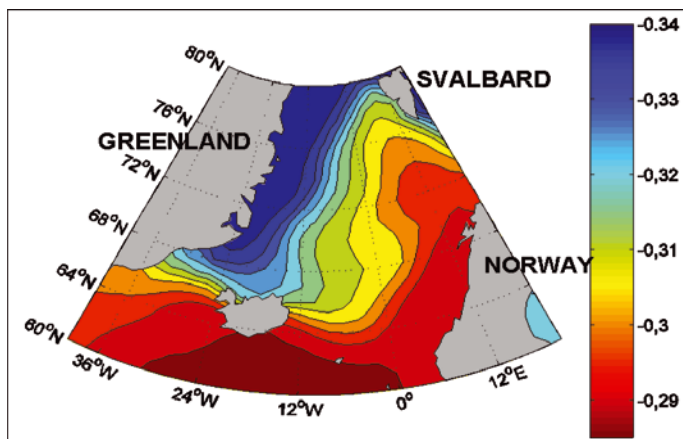
- Behovet for forskning er stort og oppgavene bør gjennomføres i samarbeid med blant annet andre skandinaviske land, USA, Canada og Russland.

## 2.4 Havforsuring

*Richard Bellerby, Bjerknessenteret, Universitetet i Bergen*

### Avvik i den naturlige karbonsyklusen

I et globalt perspektiv er Polhavet det marine området som er mest sensitivt for endringer i karbonatkjemien på grunn av overskudd<sup>2</sup> av karbondioksid (CO<sub>2</sub>) (Bellerby et al. 2005; Steinacher et al. 2009). Som en del av den naturlige karbonsyklusen inneholder vannmassene som kommer inn i Nordsjøen og Barentshavet store mengder uorganisk karbon på grunn av karbonopptak fra atmosfæren som skyldes kjøling mens vannet beveger seg fra lavere breddegrader. Etter starten av den industrielle revolusjonen har dette naturlige opptaket blitt supplert av opptak av overskuddskarbon som et resultat av antropogene aktiviteter; den økte CO<sub>2</sub>-gradienten mellom luft og hav fører til at mer karbon løses i havet. Mesteparten av dette økte opptaket finner sted ved lavere breddegrader enn norsk Arktis, men overskuddskarbonet transporteres hit med havstrømmene (Olsen et al. 2006). Denne økningen i oppløst CO<sub>2</sub> fører til en omfordeling av oppløste karbontyper: en økning i bikarbonat- og hydrogenioner (lavere pH) og en nedgang i karbonationkonsentrasjonen (Caldeira & Wickett 2003). Samlet er denne endringen kjent som *havforsuring* – en senkning av pH i sjøvann (figur 21). Konsentrasjonene av disse karbontypene kontrollerer mange biologiske og biokjemiske prosesser i havene (Raven et al. 2005).



**Figur 21.** Den regionale variasjonen i overflate-pH gjennom det 21. århundre i Nordsjø- og Barentshav-området. Havforsuringen vil bli mest alvorlig i de arktiske regionene (omarbeidet fra Bellerby et al. 2005).

### Biologiske konsekvenser

På grunn av den langsomme havomrøringen ser man en oppbygging av overskudds-CO<sub>2</sub> i de øvre vannlag, og det er her, i den eufotiske sonen, hvor primærproduksjonen av

marine planter danner grunnlaget for det marine økosystemets funksjoner, at de største endringer i sjøvannets pH vil finne sted.

Eksperimenter hvor organismer og økosystemer har blitt studert under en rekke atmosfæriske CO<sub>2</sub>-scenarier har synliggjort enkelte planktonarters sensitivitet til havforsuring. Reduksjoner i karbonationkonsentrasjonen, og dermed den mettede formen av CaCO<sub>3</sub>, viser seg å resultere i en reduksjon i kalsifisering i coccolithophorider (DeLille et al. 2005; for review-artikkel se Ridgwell et al. 2009) – et vanlig planteplankton i Nordsjøen og Barentshavet. Liknende, vil pteropoder med skall – en viktig del av den arktiske næringskjeden – bli negativt påvirket (Orr et al. 2005; Comeau et al. 2009). Kaldtvannskorallrev langs kontinentalsokkelen og norskekysten inn i Barentshavet vil bli eksponert for vann som er undermettet av argonitt innen slutten av dette århundret. Som for de fleste andre marine kalsifiserende organismer vil dette føre til en reduksjon i deres produktivitet og distribusjon (Kleypass et al. 2006; Maier et al. 2009)

Økningen i akvatiske CO<sub>2</sub> har vist seg å øke primærproduksjonen i planteplankton (Hein & Sand-Jensen 1997; Egge et al. 2008; Tortell et al. 2008). I tillegg øker cellestørrelsen (Egge et al. 2008). Det er bevist at det økte karbonopptaket endrer netto biogeokjemisk sammensetning av økosystemet med plankton som har et høyere karbon/næringsstoff-forhold (Riebesell et al. 2007; Bellerby et al. 2008). Dette har vist seg å ha en skadelig effekt på organismer lavt i næringskjeden med lavere vekst og eggproduksjon hos zooplankton (Urabe et al. 2003; Carotenuto et al. 2007). Med endringer i den totale havproduktiviteten og næringskvaliteten er det klart at endringer i næringskjeden vil gi konsekvenser for fiskeriene.

### Klima og økologiske tilbakekoblinger

De fysiologiske-, økosystemeffektene og de biogeokjemiske responsene diskutert over har tilbakekoblinger til økning i CO<sub>2</sub> og dermed fremtidige klimaendringer (Omta et al. 2006; Riebesell et al. 2008). Kalsifiseringsprosessen øker pCO<sub>2</sub> i sjøvann, noe som vil ha en negativ tilbakekobling til atmosfæriske CO<sub>2</sub>-nivåer på 15–40 ppm innen 2100 (Heinze et al. 2004; Ridgwell et al. 2009). På en liknende tidsskala øker primærproduksjonen og endringer i stokiometrien i den globale produktiviteten i havet kan redusere den atmosfæriske CO<sub>2</sub>-konsentrasjonen med over 70 ppm (Riebesell et al. 2007; Oschlies et al. 2008). Det er imidlertid et komplekst samspill mellom organisk karbonproduksjon og karbonbinding, så videre studier på økosystemenes responser og deres koblinger til prosesser på det åpne hav er nødvendige for å forstå den totale responsen havene gir på forsuring.

## 2.5 Marine biogeokjemiske prosesser

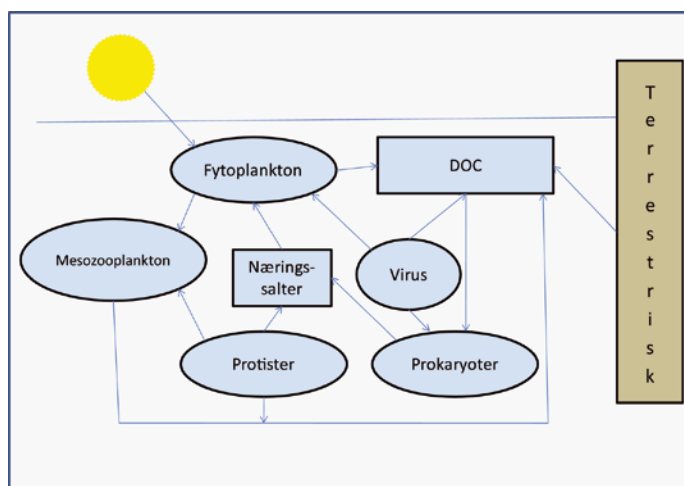
*Knut Yngve Børsheim, Havforskningsinstituttet*

Økt temperatur i Arktis må forventes å gi forandring i isdekke samt stratifisering av havet. En annen viktig forand-

<sup>2</sup> Overskuddskarbondioksid er det ekstra CO<sub>2</sub> som kommer fra tilførsel av antropogent karbon til et system. Det trenger ikke være direkte relatert til fossile karbonkilder, men reflekterer endringene i karboninnhold som overstiger det som inngår i den naturlige karbonsyklusen.

ring vil være økt avrenning av organisk materiale fra land, etter hvert som smelting av tundraområder øker.

Figur 22 viser en forenklet oversikt over karbonsyklusen i de øvre vannlag om sommeren. Arealer som i dag er isdekket vil bli utsatt for større innstråling, noe som kan øke det produktive arealet i Arktis. Det er imidlertid ikke nødvendigvis slik at økt temperatur vil gi høyere produksjon. Økt temperatur gir økt maksimal veksthastighet for alle grupper av organismer i det aktuelle området. Imidlertid vil fytoplankton som om sommeren er næringsbegrenset, også øke mørkerespirasjonen, noe som over lengre tid like gjerne kan føre til redusert produksjon.



**Figur 22.** Skjema over viktige prosesser i havets næringsnett. Planteplankton (fytoplankton) bruker sollys som energikilde, og må i tillegg ha nærings-salter for å vokse. DOC står for dissolved organic carbon, en samlebetegnelse på alt oppløst stoff som potensielt kan benyttes som energi og karbonkilde for heterotrofe prokaryoter. Utrykket heterotrofe prokaryoter er en mer presis betegnelse på hva vi i dagligtale kaller bakterier. Virus spiller en rolle i alle biologiske systemer, prinsipielt ved at de dreper sine verter, og derved rydder veien for andre arter eller sterkere genetiske varianter. Dyrene er i figuren representert ved protister og mesozooplankton. Protister er mikroorganismer som ernærer seg ved å beite på de aller minste organismene i næringsnettet, det vil si de minste av planteplankton samt bakteriene. Litt større dyr kaller vi mesozooplankton, de beiter på planteplankton og på protistene. Mesozooplankton er igjen byttedyr for et utall av litt større organismer som for eksempel fiskelarver, disse er for enkelthets skyld utelatt i figuren (Knut Yngve Børsheim, Havforskningsinstituttet).

Høyere temperatur vil kunne føre til økt stratifisering, noe som kan gi forskjellige utslag alt etter utgangspunktet. Noen polare områder har dype blandingslag også om sommeren. Dette fører til at fytoplankton blir brakt ned til mørke vannmasser en stor del av tiden. Dette medfører lavere produksjon i forhold til en lignende vannmasse med grunnere blandingslag. Imidlertid er lysbegrensning på grunn av nedblanding sjelden i Arktis, så her vil et grunnere blandingslag sannsynligvis føre til et mindre produktivt vannvolum.

Tilgang på nærings-salter spiller en vesentlig rolle for produktionsforholdene, og fytoplankton og bakterieplankton konkurrerer med hverandre om disse ressursene. En konsekvens av økt avrenning fra land, som forventes dersom tundraen fortsetter å smelte, er økt tilførsel av organisk materiale, særlig til sokkelområdene rundt Polhavet. Bakterier lever av organisk materiale, men de krever også nærings-salter, i likhet med planteplankton. Paradoksalt nok kan høy tilførsel

av organisk materiale fra land føre til nedsatt produksjon i havet, fordi bakteriene binder opp mer nærings-salter enn planteplankton (Thingstad et al. 2008). I omvendt retning kan et forventet nedsatt isdekke føre til at større arealer enn i dag vil gi lys nok til primærproduksjon.

Samlet sett må vi være forsiktige med spådommer om hvordan den biologiske karbonsyklusen påvirkes av økt temperatur. Biogeokjemiske tilbakekoblinger er komplekse, og selv om det har vært forsket med stadig økende intensitet på dette området de siste 30 år, er fortsatt kunnskapsgenerering en forutsetning for å kunne vurdere hvordan sammen av organismene som lever i havet vil reagere på fremtidens klima.

### 3 Atmosfæriske luftforurensninger

#### 3.1 Transport av black carbon (sot) til Arktis, og påvirkningen på snø- og isalbedo

*Christina A Pedersen, Sebastian Gerland, Johan Ström, Elisabeth Isaksson og Sanja Forsström, Norsk Polarinstitutt*

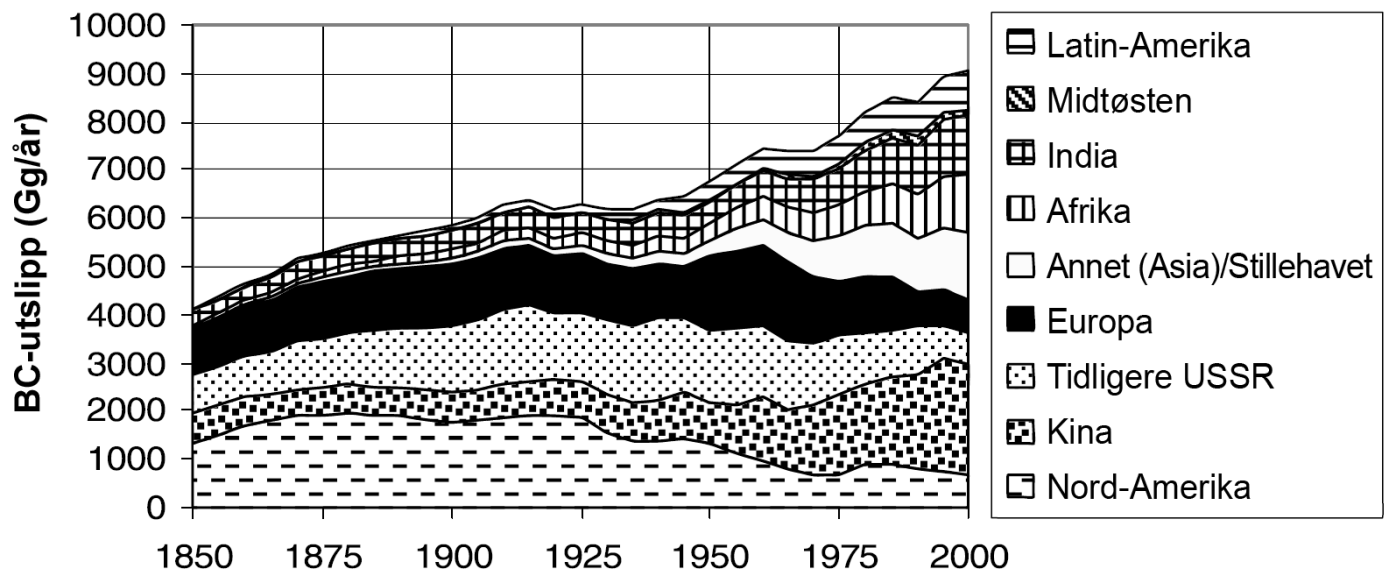
Black carbon (BC eller sot) er små partikler som oppstår ved ufullstendig forbrenning av fossilt brensel eller biomasse. Kildene til disse er utslipp fra menneskelige aktiviteter, slik som industri, transport og oppvarming, men de kommer også fra naturlige prosesser som skogbranner. Disse partiklene, som er svarte, absorberer sollyset og påvirker klimaet direkte. De absorberende BC-partiklene påvirker også skyegenskapene, og virker dermed på klimaet gjennom semi-direkte og indirekte effekter i tillegg.

Mesteparten av BC-partiklene forblir nær utslippsområdene som hovedsakelig befinner seg på midlere og lavere breddegrader, men noen blir transportert til Arktis. I Arktis vil en viss andel av partiklene bli avsatt på snøen og isen, og selv veldig lave konsentrasjoner av BC vil redusere overflatealbedoen. Klimapåvirkningen av BC-partikler transportert til Arktis er stor på grunn av sensitiviteten i Arktis for albedoendring via snøalbedo-tilbakekoblingsmekanismen.

#### Prosesser

De viktigste globale kildene for BC-utslipp er på lavere breddegrader. Transport av forurensede luftmasser fra lavere breddegrader til Arktis er ikke fullstendig forstått, og forskjellige modeller gir til dels veldig forskjellige resultater (Shindell et al. 2008; Koch & Hansen 2005; Stohl 2006). Fenomenet arktisk dis (*arctic haze*) er antatt å være hovedtransportveien for forurensede luftmasser til Arktis. Den oppstår på slutten av vinteren og om våren da oppholdstiden av atmosfæriske partikler forlenges som følge av stabil lagdeling i atmosfæren og lite nedbør.

Transporten til og avsetningen i Arktis varierer både sesongmessig og fra år til år. Mesteparten av BC-partiklene er opprinnelig hydrofobe (vannavstøtende). Men i løpet av de første dagene går BC-partiklene gjennom en aldriingsprosess



Figur 23. Tidsutvikling av BC-utslipp oppdelt etter region (Bond et al. 2007).

der de blir internt blandet med sulfat og organiske aerosoler (Ramanathan et al. 2007), og BC-partiklene går over i en hydrofil fase (vanntiltrekkende). Hvis BC-partiklene i denne fasen treffer nedbørsområder på lavere breddegrader, vil de aldri nå helt til Arktis, men falle ned med nedbøren. Hvis BC-partiklene i atmosfæren når frem til Arktis kan de bli avsatt på bakken både gjennom tørr- og våtavsetning. Ved snø kan de avsettes både i tilfeller der partiklene opptrer som en kondensasjonspartikkel inni snøflak, og der partiklene fester seg på snøflakene når de faller gjennom lufta. Disse to forskjellige avsetningsmekanismene avgjør miksingene mellom snø og BC-partikler, samt de optiske egenskapene til snødekket.

Snø- og isdekte overflater har en høy albedo (jfr. kapittel 1.9). Snøalbedoen har veldig høy naturlig variabilitet, hovedsakelig på grunn av endringer i snøkornstørrelse, snødybde, solvinkel og skydekke (Wiscombe & Warren 1980). BC-partikler på en snøoverflate vil, som alle mørke partikler på en lys overflate, redusere albedoen, men BC er beregnet til å være ca. 50 ganger så effektivt som jordstøv og ca. 200 ganger så effektivt som vulkansk aske til å redusere overflatealbedoen (Warren 1984, 1982; Wiscombe & Warren 1980). Den direkte snøalbedoeffekten har blitt modellert, blant annet av Warren & Wiscombe (1980) og resultatene indikerer at en mengde BC av orden nanogram per gram snø kan redusere albedoen signifikant. Konsentrasjoner av BC i arktisk snø i sesongen 1983/84 indikerte en reduksjon i bredbandalbedo på 0–4 % (Warren & Wiscombe 1985).

Strålingspådriv fra BC i snø har større effekt enn pådriv fra andre kilder (for eksempel drivhusgasser) på grunn av høyere virkeevne grunnet flere positive tilbakekoblinger (Hansen & Nazarenko 2004; Jacobsen 2004), slik som at varmere snø fører til økt vekst av snøkorn, og at større snøkorn fører til at sollyset trenger dypere ned i snøpakken, som igjen fører til redusert albedo og så videre. Flanner et al. (2007) beregnet et høyt strålingspådriv over snødekte områder, spesielt om våren. Når dette pådrivet midles over

hele året og kloden, summeres det bare til ca.  $0,05 \text{ W/m}^2$ , men på grunn av en virkeevne (*efficiency*) på ca. 3, er den sammenlignbar med et pådriv på  $0,15 \text{ W/m}^2$  fra drivhusgasser, noe som kan resultere i en global temperaturøkning på ca.  $0,1^\circ\text{C}$ .

#### Status og trender

De viktigste globale kildene for BC-utslipp er Øst-Asia (Kina), samt Europa, Nord-Amerika og andre deler av Asia (figur 23; Bond et al. 2007). For Europa, som bidrar mest til norsk del av Arktis, er bidraget størst fra transportsektoren (Bond et al. 2004). Lokalt i byer i nordlige deler av Norden der ved anvendes for privat oppvarming og rekreasjon, kan bidraget fra biomasse stå for rundt 80 % av BC (Krecl et al. 2008a, 2008b, 2007).

Iskjerner fra Grønland og Himalaya (hhv. McConnell et al. 2007 og Ming et al. 2008) kan brukes for å si noe om BC-konsentrasjoner tilbake i tid. En isjerne fra Grønland, som hovedsaklig er påvirket av nordamerikanske BC-kilder, viser at BC-konsentrasjonene i nedbøren syvdoblet seg fra 1850 og frem til 1950 (med mest endring om vinteren; McConnell et al. 2007). BC-konsentrasjonene etter 1950 var lavere, men økende.

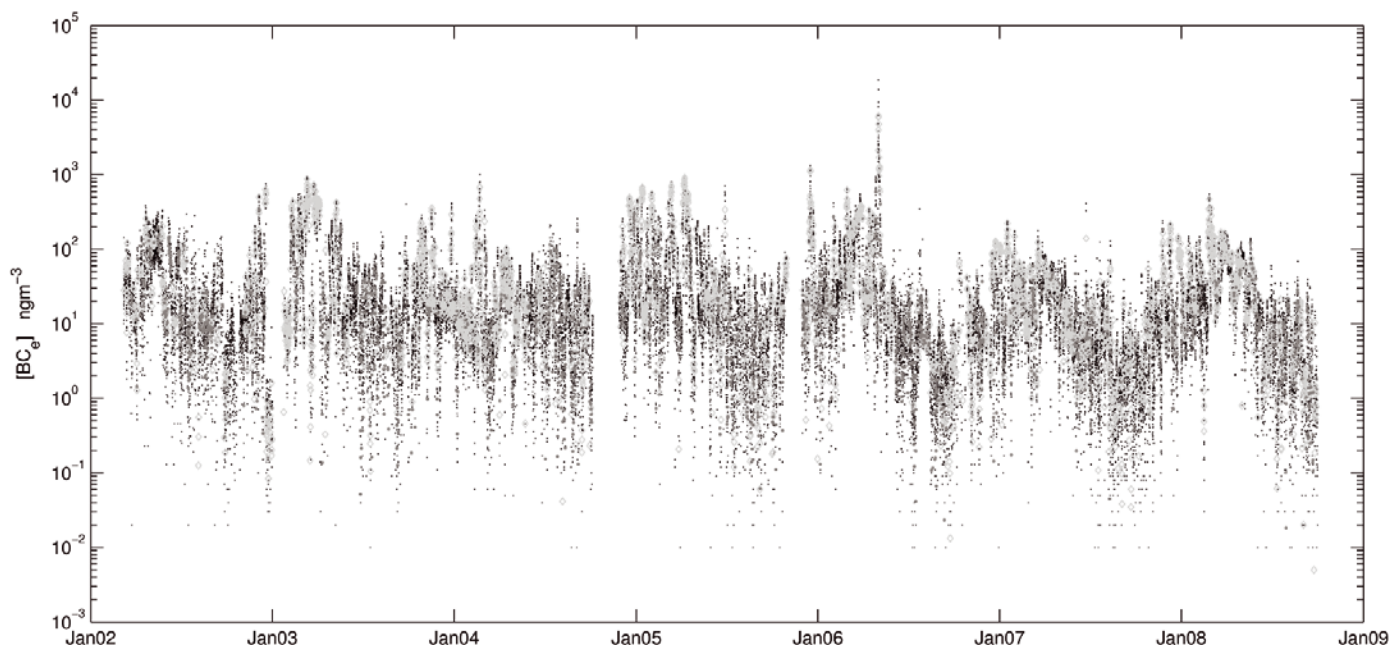
Studier (Sharma et al. 2006; Forsström et al. 2009) viser nivåer av lysabsorberende BC i luft på

25–75  $\text{ng/m}^3$  (Point Barrow, Alaska, 1989–2003)

20–40  $\text{ng/m}^3$  (Alert, Nord-Canada, 1989–2003)

15–90  $\text{ng/m}^3$  (Ny-Ålesund, Svalbard, 2002–2008).

Konsentrasjonene er høyest om vinteren og lavest om sommeren. Fra 1989 til 2003 ble den midlere konsentrasjonen redusert med 53 % i Alert og 26 % i Barrow, men med indikasjoner om en omvendt trend for de siste årene (Sharma et al. 2006; Ström, ikke publisert). Konsentrasjonene av BC i luft er lave på Zeppelinfjellet nær Ny-Ålesund, bortsett fra under vårens arktiske dis. Vi ser en nedgang på



**Figur 24.** Tidsserien av BC i luft fra Zeppelin fjellet nær Ny-Ålesund, Svalbard, fra januar 2002 til høst 2008. De lysegrå markørene indikerer luftstrømmer fra nordøst, øst eller sørøst, og de mørkegrå fra sør, sørvest eller vest (Forsström et al. 2009).

dekadisk skala frem til 2006, med en signifikant økning de siste 3 årene (figur 24; Ström, ikke publisert). Variasjonene i trendene mellom stedene er mest sannsynlig relatert til forandringer i sirkulasjonen i Arktis og variabilitet i utslippene (Sharma et al. 2006).

Observasjoner viser lave verdier av elementært BC i snø både på Svalbard i 2007 og rundt Barrow i 2008 (tabell 3; Pedersen et al. ikke publisert), men med relativt stor romlig variabilitet, både innenfor hvert sted og fra sted til sted (Pedersen et al. 2008; Forsström 2008; Forsström et al. 2009). Det er imidlertid viktig å være klar over at BC-nivået i snøen avhenger like mye av hvor mye nedbør som faller som av BC-nivået i luften, siden nedbør effektivt rensker luften. Særlig når snøen smelter, er det hele sesongens avsetning som vil være viktig for albedoen ettersom det kan tyde på at BC-partiklene konsentreres på overflaten etter hvert som snøen smelter (Ström, ikke publisert).

BC-verdiene i snø i Arktis (tabell 3) er generelt lavere enn i tidligere publiserte data for 1983/84 (Clarke & Noone 1985). At verdiene i dag er lavere enn den gang er ikke bare ensbetydende med at utslippene har gått ned. Forskjellige analysemetoder er brukt på dagens og tidligere målinger (henholdsvis estimat av ECa og BCe; Bond & Bergstrom 2006). Studier har vist at elementært karbon (ECa) kan være forskjellig med 2 faktorer (opptil 7) sammenlignet med ekvivalent BC (BCe) (Watson et al. 2005), selv om senere studier viser en middelfaktor på 2 (Pedersen et al. ikke publisert) Resultater fra Svalbard i 2007 (Forsström et al. 2008) brukt i Warren & Wiscombes (1985) modell viser at 11 % av prøvene hadde høy nok BC-konsentrasjon til å redusere snøalbedoen med 1 % (på den mest sensitive bølgelengden) i ny snø, og 63 % av prøvene hadde nok BC til å redusere albedoen 1 % (på den mest sensitive bølgelengden) i gammel grovkornet snø.

**Tabell 3.** Nivå av BC i snø (middelverdi, median og variasjonsbredde). Data fra Svalbard (2007) og Barrow (2008) er estimat av ECa fra Pedersen et al. ikke publisert, mens resten er estimat av BCa fra Clarke & Noone (1985).

Sted	År	Middelverdi (ng/g)	Median (ng/g)	Variasjonsbredde (ng/g)
Svalbard	2007	8,9	4,2	0–81
Svalbard	1983/84	30,9	33,5	7–52
Barrow	2008	4,6	3,7	0–14
Barrow	1983/84	22,9	15,6	7–60
Canada	1983/84	56,9	48,7	0–127

Snøinnsamling fra Framstredet (76–68 °N og 3–12 °V) i 2007 ga BC-konsentrasjoner på 6–89 ng/g (median 19 ng/g og middelverdi 29 ng/g, Pedersen et al., ikke publisert), til dels høyere verdier enn hva som ble funnet på Svalbard. Vi kan ikke utelukke BC-utslipp fra forskningsskipet som en kilde til disse høye verdiene. Data fra april 2008 (77 °N og 8 °V) ga lavere BC-verdier, med både median og middelverdi på 9 ng/g. Fra Barentshavet har vi ingen målinger av BC-konsentrasjoner.

### Projeksjoner

BC på snø og is i Arktis føyer enda et moment til den positive tilbakekoblingen av snø- og havisalbedoen i Arktis. Dette fører til at de endringene vi nå ser antakelig vil gå enda hurtigere i fremtiden. Selv om tendensen globalt viser BC-reduksjon, er det mulig at et varmere klima fører til endring i avsetningshastigheten, samt mer effektiv våtavsetning i Arktis.

Globalt er de viktigste kildene for BC-utslipp på midlere og lavere breddegrader, og bare en relativt liten andel av BC-partiklene blir transportert til Arktis. Globalt er den totale mengden av BC minkende, projeksjoner viser en reduksjon fra ca. 8,0 Tg i 1996 til ca. 5,3–7,3 Tg i 2030, under

forskjellige IPCC-scenarier (IPCC 2007). Store reduksjoner er varslet for både Europa og Nord-Amerika (Streets et al. 2004). Kina er i dag veldig avhengig av kull for hjemlig oppvarming og energiproduksjon. Men tendensene viser at Kina nå beveger seg bort fra bruken av kull til privat oppvarming, og dermed kan utslippene fra Øst-Asia reduseres. Hvordan den økonomiske veksten i dagens Kina vil påvirke scenariene er vanskelig å forutse. For Sør- og Sørøst-Asia ser vi liten endring (Streets et al. 2004). Hovedmengden av BC i luft på Svalbard kommer fra Europa og Nord-Asia (Forsström et al. 2009), og dermed vil utslippsscenarioene fra disse stedene være avgjørende for fremtidige nivåer av BC på Svalbard. Norsk Arktis ligger i skyggeområdet i forhold til bidrag fra Nord-Amerika.

Det er viktig å poengtere at i dag er transport av BC til Arktis den begrensende faktoren for konsentrasjonene som blir målt i Arktis. Transporten av BC til Arktis er mye mer effektiv fra kilder med den samme lave potensielle temperaturen som de arktiske dislagene, så når temperaturene i Arktis nå fortsetter å øke raskere enn på lavere breddegrader (IPCC 2007), vil det sannsynligvis bli økt transport av forurensende luftmasser til Arktis i fremtiden.

I tillegg, hvis vi får utslipp direkte i Arktis vil dette være kritisk for strålingspådrivet. Med den reduserte havisen og muligheten for økt skipstrafikk gjennom polbassenget, vil vi kunne få økte utslipp direkte i Arktis. I 2001 var skipstrafikken ansvarlig for bare ca. 1,7 % av BC-utslippene globalt (Lack et al. 2008), men likevel kan denne mengden ha stor betydning på sjøisalbedoen og skyegenskapene i Arktis gjennom tilbakekoblingsmekanismene. Studier viser at skipstrafikken allerede påvirker atmosfæren i Arktis om sommeren (Xie et al. 2006), og vi har sett en signifikant økning i atmosfæriske BC-konsentrasjoner i områder med høy skipsaktivitet, blant annet i området rundt Alaska, som følge av skipstrafikk mellom Nord-Amerika og Asia (Lack et al. 2008). Det finnes flere bevis på at økt avsetning av BC fra økt skipstrafikk vil akselerere smeltingen av sjøis i Arktis (Law & Stohl 2007).

Mesteparten av de pågående og predikerte raske endringene i arktisk klima i dag er en direkte konsekvens av økte nivåer av klimagasser med lang levetid, som blir forsterket av de positive tilbakekoblingene i Arktis (IPCC 2007). For å motvirke disse endringene behøves reduksjoner i utslipp av klimagasser med lang levetid, med hovedfokus på karbondioksid. Men når det er sagt, kan Arktis – mer enn noen andre områder – tjene mye på å redusere utslippene av kortlivede klimaagenter, slik som BC. Særlig kan reduksjoner av BC-utslipp sakke oppvarmingen av atmosfæren, og smeltingen av snø og is (Law & Stohl 2007). Økning av BC-utslipp direkte i Arktis burde uttrykkelig unngås.

### 3.2 UV og Ozon

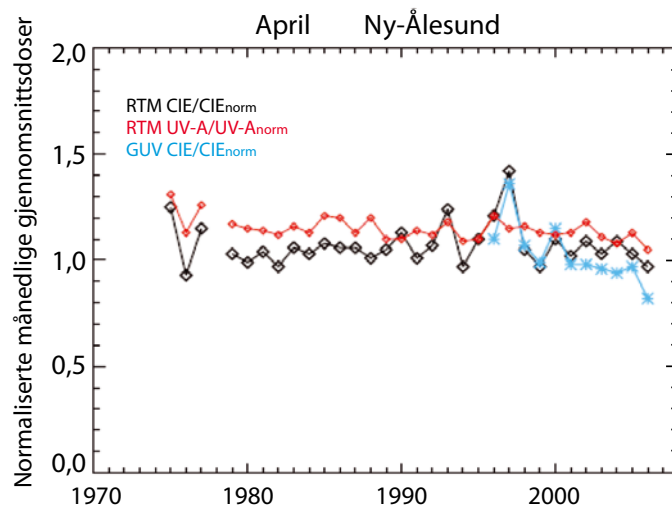
*Georg Hansen, Norsk institutt for luftforskning*

Ultrafiolett (UV) stråling er den energirikeste delen av solens spektrum som når jordoverflaten. I tillegg til de

faktorene som influerer også på synlig lys – solens senitvinkel, atmosfærens transmisjon (som igjen bestemmes av luftmengden over observasjonsstedet, det vil si dens høyde over havet, skydekket og aerosolinnhold i atmosfæren) og bakkereflektans – spiller ozonmengden en avgjørende rolle for UV-intensiteten på bakken. Når det gjelder eksponeringen av marine organismer, er i tillegg transmisjonen i overgangen fra luft til vann (altså for eksempel isdekket) og transmisjonen i vann av avgjørende betydning. Den grunnleggende kunnskapen om disse forholdene er utførlig beskrevet i ACIAs hovedrapport (2005), kapittel 5.

Målinger av UV-stråling med høy kvalitetssikring ble ikke startet før midten av 1990-tallet slik at det er vanskelig å beregne meningsfulle trender og projeksjoner på dette grunnlaget. Det finnes imidlertid modeller i dag som kan beregne UV-stråling, dersom man har tilstrekkelige input-dataserier av ozon, skytransmisjon, aerosoler og bakkealbedo. I norsk Arktis finnes de to stasjonene med de lengste polare ozonseriene i verden, Tromsø/Andøya (siden 1935) og Ny-Ålesund/Longyearbyen (siden 1950). Disse ble kombinert med meteorologiske observasjoner av skydekningsgrad for å rekonstruere UV-doser på disse to stedene (Engelsen et al. 2005). Det viste seg at spesielt for Svalbard så er bakkealbedoen en stor utfordring; den varierer mellom omtrent 0,9 ved nysnø og 0,1 under bare forhold (figur 25), og samtidig fører de spesielle lysforholdene (lav sol, lave skyer) til at ikke bare snødekket i de direkte omgivelsene, men i en omkrets på minst 30 km bestemmer UV-intensiteten, spesielt når det er overskyet. Endringer i snøfalls- og smeltingsmønstret, spesielt om våren som følge av klimaendringene, vil kunne influere strålingsforholdene i Arktis vesentlig.

I følge modelleringen (som bekreftes av målingene de siste 11 år) har UV-strålingen om våren hatt en svak negativ trend de siste 30 år. Den skyldes antageligvis en tilsvarende positiv trend i skydekningsgrad som har blitt observert over hele Arktis (for eksempel Wang & Key 2005). Enkelte år med høye verdier på grunn av redusert ozon (som i 1997)



**Figur 25.** Resultatet av modellberegningen for perioden siden midten av 1970-tallet til 2006 for både UV-B (svart), UV-A (rødt, ingen påvirkning av ozon) og de målte verdiene siden 1996 (blå), alle normert til en (fast) «standard-ozonverdi», albedo og skydekningsgrad (Georg Hansen, Norsk institutt for luftforskning).

endrer ikke dette bildet. Dette stemmer ikke med prognosene i tidligere klimamodeller om at den polare stratosfæriske virvelen ville bli sterkere og mer stabil ved økt oppvarming (for eksempel Shindell 1999) noe som igjen ville gi hyppigere og større ozonnedbrytning om våren.

Det må imidlertid sies at effekten til den stadig tidligere smeltingen av havisen – eller mangelen på havis – som man har observert rundt Svalbard de siste årene, er av en helt annen størrelsesorden enn langtidstrenden i atmosfæriske forhold. Denne endringen endrer UV-klimaet i overflatelaget til havet og i ferskvannssystemer fullstendig (for eksempel Perin & Lean 2004), mens de atmosfæriske endringene fortsatt ligger i variasjonsbredden til naturlige svingninger.

Vi har per i dag ingen offisiell ozonovervåkning fra norsk side på Svalbard. Dobson-målingene er kansellert, mens ozonmålingene med et såkalt GUV-instrument (som også måler UV-stråling) ikke lenger inngår i Klima- og forurensningsdirektoratets overvåkningsprogram på grunn av budsjettkutt. Ozonprofiler som kan si noe om forhold i stratosfæren måles ennå av AWI, uten at vi vet hvor lenge de vil fortsette.

### 3.3 Miljøgifter

*Georg Hansen og Roland Kallenborn, Norsk institutt for luftforskning*

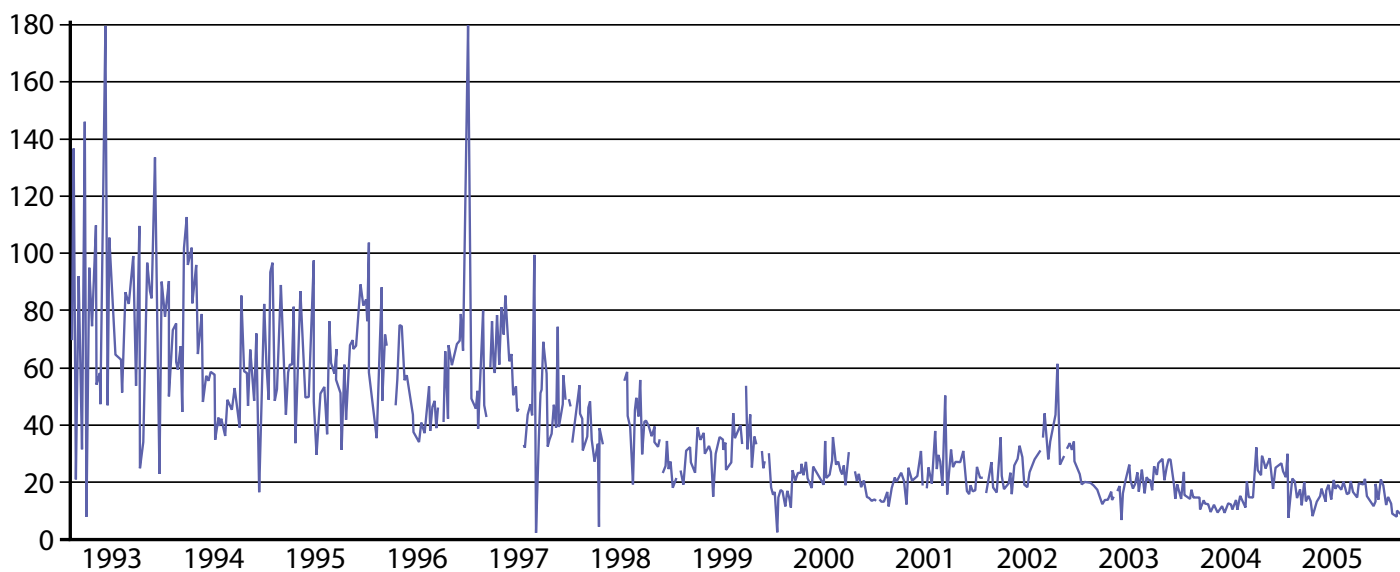
Langtransport av persistente miljøgifter er et alvorlig miljøproblem i Arktis, spesielt i den europeiske/norske sektoren, og har vært i fokus for Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) i mange år. I 2002 ble det i regi av AMAP utarbeidet en spesialrapport som fokuserer på de mulige effektene av klimaendringer på miljøgifttransport inn i, omfordeling i og akkumulering i næringskjeden i Arktis (Macdonald et al. 2003). Macdonald et al. viste at koblingen mellom klimaendringer og miljøgifter er meget kompleks, noe som skyldes både de svært divergerende fysiske, kjemiske og biologiske egenskapene til stoffgruppen,

samt det komplekse mønsteret av kompartementene (atmosfære, hav, land med varierende vegetasjon og ferskvann, landis, havis, organismer) som alle deltar i de relevante prosessene på tidsskalaer fra få dager til tiår.

Konsentrasjonen av miljøgifter (og deres variasjon) i Arktis er best dokumentert for luft. Fra Zeppelinobservatoriet (Ny-Ålesund, Svalbard) finnes det regulære målinger av organiske miljøgifter tilbake til tidlig på 1990-tallet, som er den lengste serien i regionen. I tillegg finnes det serier fra Alert (Canada), Storhofdi (Island) og Pallas (Finland) samt korte måleserier av noen komponenter fra noen andre steder. Data fra de andre kompartementene er mer sporadiske, både i tid og rom, for eksempel årlige biologiske prøver fra Bjørnøya siden 1995 og fra en rekke (marinbiologiske) forskningsprosjekter i Ny-Ålesund.

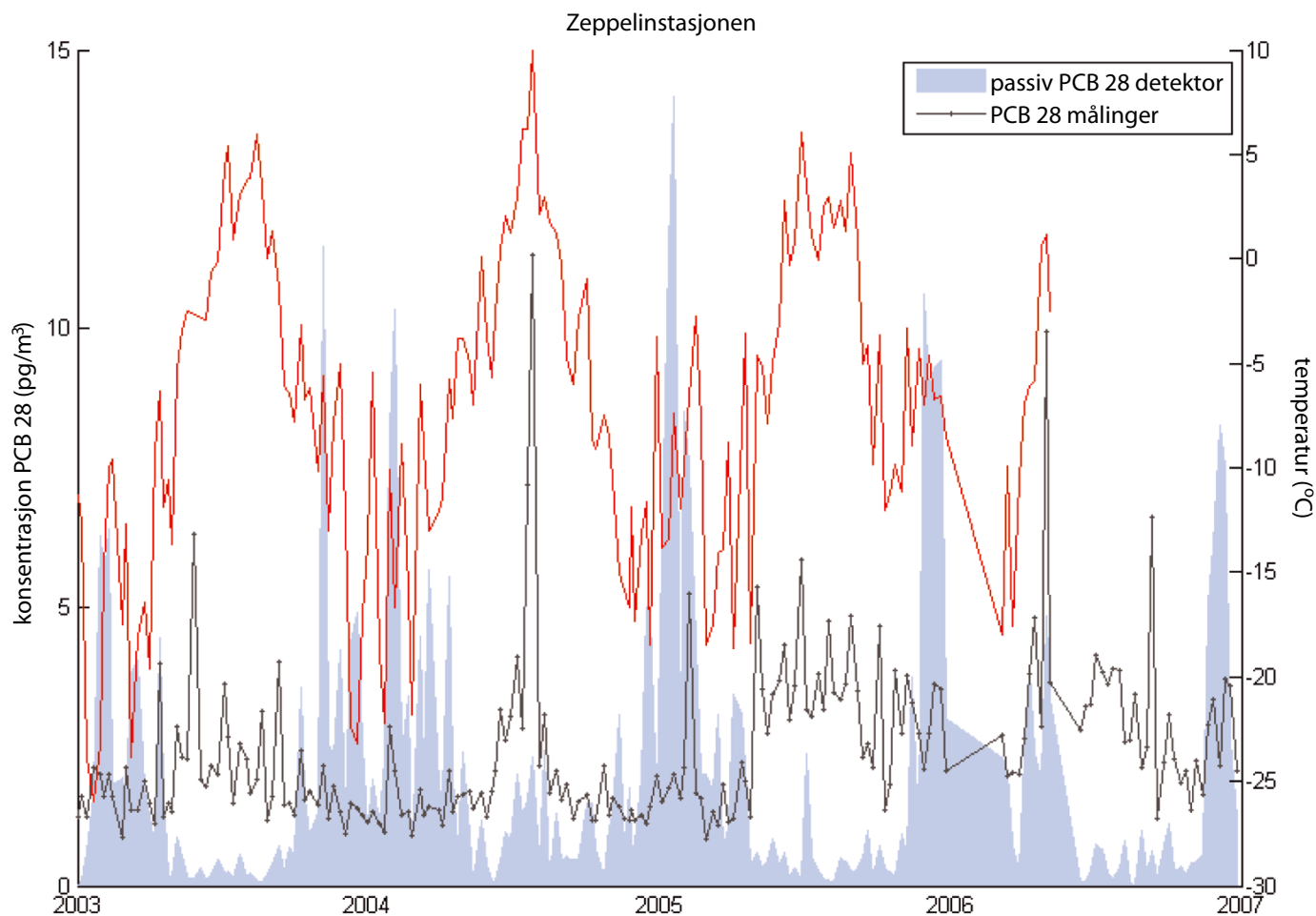
Atmosfæremålingene viser at konsentrasjonen av de viktigste miljøgiftene gikk betydelig ned i løpet av 1990-tallet og tidlig på 2000-tallet. Samtidig har den karakteristiske variasjonen, for eksempel års- og sesongvariasjonen, endret seg for noen av komponentene. Dette er vist for  $\alpha$ -HCH i figur 26. Andre komponenter som HCB eller PCB-153 viser derimot ingen signifikant langtidstrend eller til og med en økning de siste årene. Denne utviklingen er imidlertid ikke generell for hele Arktis, men spesielt utpreget i målingene fra Zeppelinstasjonen. Den er heller ikke i samsvar med at primærkildene til praktisk talt alle målte miljøgifter har blitt redusert de siste 10–15 år.

Den mest nærliggende forklaringen er at transportveiene og transportmekanismene har endret seg, noe som kan gi forskjellig utslag på de målestasjonene som finnes, eller at situasjonen i dag mer og mer preges av sekundærkilder. Becker et al. (2008) analyserte dataserien vist i figur 26 ved hjelp av statistiske metoder og konkluderte med at endringene i variasjonen er knyttet til atmosfæriske mønstre, konkret til fasen til det dominante teleconnection-mønsteret på den nordlige halvkule, Den arktiske oscillasjonen (AO), som gikk



**Figur 26.** Konsentrasjon (pg/m<sup>3</sup>) av  $\alpha$ -HCH (hexachlorocyclohexane) fra ukentlige kontrollerte luftprøver fra Zeppelinstasjonen (Ny-Ålesund) i perioden 1993 til 2005 (Roland Kallenborn, Norsk institutt for luftforskning).





**Figur 27.** Målte konsentrasjoner ( $\text{pg}/\text{m}^3$ ) av PCB-28 fra Zeppelinstasjonen (Ny-Ålesund, Svalbard) (svart linje) og modellerte verdier der PCB-28 behandles som passiv sporgass (blått skravert). Rød linje: temperatur i Ny-Ålesund (Sabine Eckhardt, Norsk institutt for luftforskning).

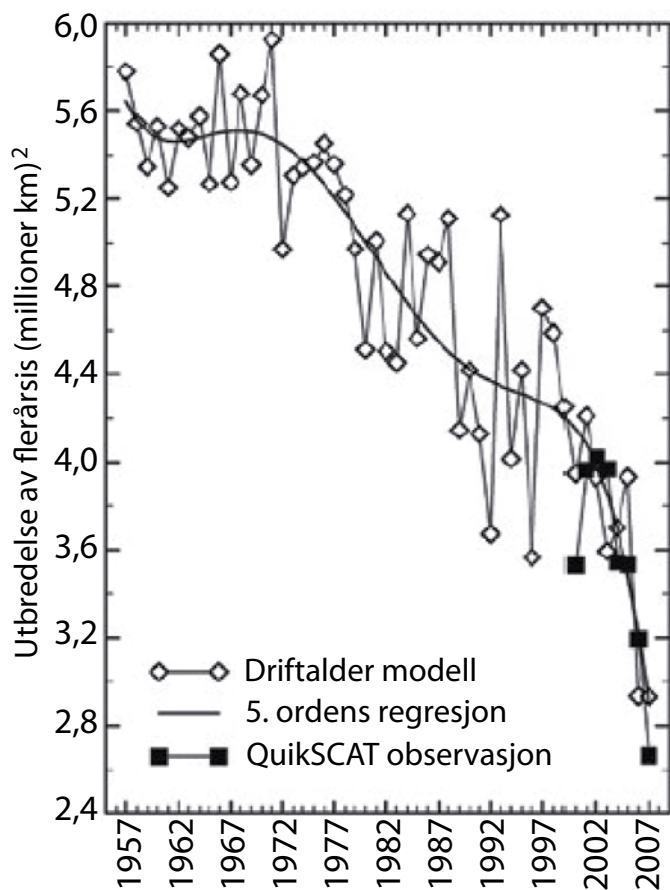
over fra en utpreget negativ fase (som gir effektiv og rask transport fra lave til høye breddegrader) på 1980- og tidlig 1990-tallet til et uregelmessig mønster de siste 10 årene. Denne forklaringen kan det imidlertid settes spørsmålsteget ved, nettopp fordi AO er blitt langt mer uregelmessig de siste årene, noe som ikke akkurat tilsier at konsentrasjonsmønsteret av  $\alpha$ -HCH skulle bli så regelmessig som målingene viser. At den direkte transporten fra kildeområdene lengre sør inn i Arktis ikke er den dominerende mekanismen, ble også støttet av en nylig studie av Eckhardt et al. (pers. komm.) der man brukte en avansert trajektoriemodell kombinert med en realistisk kildefordeling for en kjemisk inert sporgass (CO) for å forklare tidsvariasjonen i målingene på Zeppelinstasjonen (figur 27). Målingene siden 2003 viser en utpreget årsvariasjon med de høyeste verdiene om sommeren. Modellen derimot viser de høyeste verdiene om vinteren fordi den meridionale transporten inn i Arktis (blant annet på grunn av AO) er sterkest om vinteren. Modell og målinger er nærmest antikorrelert, bortsett fra enkelte episoder der sterk atmosfærisk transport faller sammen med høye måleverdier, for eksempel i mars 2003 og i januar 2005. Figur 27 indikerer også at temperaturen (lokalt som vist, eller regionalt) forklarer årstidsvariasjonen kvalitativt bedre enn atmosfæretransporten. Dette betinger i så fall at sekundærkilder som styres av temperaturen, dominerer konsentrasjonen i atmosfæren.

Det finnes flere muligheter, avhengig av de fysiske-kjemiske egenskapene til de respektive stoffene.

Bidleman et al. (2007) og Jantunen et al. (2008) har nylig publisert studier som indikerer at Polhavet i dag kan være en sekundærkilde til miljøgifter som  $\alpha$ -HCH, fordi vannet tok opp store mengder i perioden med høye atmosfærekonsentrasjoner. Det er disse mengdene med miljøgifter som nå gradvis slippes ut igjen. Utslippsprosessen styres både av omveltningstiden i havet og av størrelsen til kontaktflaten mellom havet og atmosfæren, og sist nevnte varierer med årstiden på grunn av variasjonen i havisutbredelsen. Jantunen et al. (2008) påviste at både konsentrasjonen i luft og enantiomerforholdet i luft endrer seg som forventet mellom situasjonen med lukket isdekke og situasjonen når isen er brukket opp; uten isdekke øker konsentrasjonen og enantiomerforholdet (forholdet mellom de to speilbilde-isomerene av  $\alpha$ -HCH er ulik 1:1), noe som bare kan forklares med at forbindelsen har gått gjennom biologisk degradering i havet, det vil si må ha vært lagret i havet i en tid før prøvetakingen fant sted.

De siste årene er havisutbredelsen i Polhavet drastisk redusert, spesielt om sommeren (for eksempel Stroeve et al. 2008), slik at et langt større havområde er isfritt på sensommeren. Tilbakegangen om sommeren har vært mest markant på Stillehavssiden av Polhavet, mens endringen rundt

Svalbard har vært størst om vinteren og våren; vestkysten av Svalbard inkludert Kongsfjorden har vært isfri siden 2005. Dermed styres fordampningsraten alene av lufttemperaturen og ikke lenger av tilstedeværelsen av et islokk, slik at fordampningen kan komme tidligere i gang på våren. Havisen fungerer imidlertid ikke bare som lokk for mellomlageret i havet, men også som en elv, som et mellomlager for lufttransportert forurensning som i tillegg flyttes rundt i (og ut av) Polbassenget. Begge disse egenskapene har gjennomgått en dramatisk forandring de siste 15 årene. Mengden av flerårsis har de siste 40 år gått ned med ca. 50 % (for eksempel Nghiem et al. 2007; figur 28), hovedsakelig på grunn av økt transport ut av Polhavet gjennom Framstredet. Mesteparten av dagens sjøis er ung is som har vært utsatt for langt mindre avsetning fra atmosfæren enn den gamle flerårsisen. Samtidig har drifhastigheten av isen i Polhavet økt markant sammenlignet med tidlig på 1900-tallet. Også det fører til redusert opptak av miljøgifter i isen (Macdonald et al. 2002).



Figur 28. Modellert og satellittobservert utbredelse av flerårsis i Polhavet. (Fra Nghiem et al. 2007).

En annen potensiell sekundærkilde som er mye nærmere Arktis enn de store primærkildene, er de boreale skogene i Eurasia og Nord-Amerika. Modellberegninger, utført for eksempel av Wania & McLachlan (2001) estimerte at opptaket av miljøgifter i bladverket til trær (som da fører til oppbygging av mellomlagre i biosfæren) var av underordnet betydning i den meridionale transporten av miljøgifter. Feltstudier i Sverige viste imidlertid at de abiotiske parametrene

som dominerer disse modellene ikke er tilstrekkelige til å forklare de målte konsentrasjonene i barnåler som funksjon av årstid. Mens modellene predikerer maksimale utslipp fra biota om sommeren (maksimal lufttemperatur), viste målingene den største økningen av miljøgiftkonsentrasjonen – det vil si opptak i bladverket – om våren, og en gradvis akkumulering, mens modellene predikerte en stasjonær variasjon av konsentrasjonen (for eksempel Hellström et al. 2003).

At boreal skog muligens er en betydelig sekundærkilde, ble vist i en studie av Stohl et al. (2006), der episoder av økte miljøgiftkonsentrasjoner, spesielt en rekke PCB-varianter, i luft i Arktis sommeren 2004 ble analysert. Ved hjelp av trajektorieberegninger kunne det vises at disse episodene skyldtes skogbranner i Alaska, det vil si langt fra primærkilder av miljøgifter. En lignende hendelse opptrådte i månedsskiftet april/mai 2006, da sterkt forurenset luft på grunn av utstrakt forbrenning av biomasse i Øst-Europa ble transportert til Svalbard og utløste smog der (Stohl et al. 2007). I begge tilfeller ble det målt betydelig høyere nivåer av lettflyktige PCB-er, mens mindre flyktige PCB-er var tydelig høyere i 2006-hendelsen, da det bare tok få dager fra utslipp til avsetning i Arktis.

De nevnte studiene viser at det må tas mange forskjellige prosesser i betraktning for å kunne estimere effekten av klimaendringer på miljøgiftbelastningen i norsk Arktis; mange av disse prosessene er så langt bare påvist å spille en rolle, mens en kvantifisering av bidragene gjenstår. For å danne seg et bilde bare av de abiotiske prosessene burde følgende undersøkes nærmere:

- Mengden av miljøgifter i gammelt vs. nydannet havis.
- Konsentrasjonen av miljøgifter i permanent islagt vs. åpent og sesongavhengig islagt hav.
- Konsentrasjonen av miljøgifter i barskog og humus i nordlige landområder, både levende skog og områder etter skogbranner.

Basert på disse basistallene kunne man så gjøre estimater ved hjelp av modellbaserte eller empiriske klimaprojeksjoner, som tar hensyn til trender i havissammensetning og havisutbredelse, endringer i vegetasjonssammensetningen, hyppighet av skogbranner, endringer i atmosfære- og havsirkulasjon med mer. Det må konstateres at vi i dag er langt fra en slik kvantifisering, både når det gjelder basistallene og klimaprojeksjonene.

## 4 Kunnskapshull og forskningsbehov

Kim Holmén, Norsk Polarinstitutt

### 4.1 Fysiske tilbakekoblinger

#### Hav

- Forskning om polarfrontens stabilitet vest og sør for Spitsbergen er nødvendig for å kunne forutsi noe om den

eventuelt viktige terskelen for forholdene på Svalbard.

### Atmosfærisk sirkulasjon

- Ettersom vindene i nokså sterk grad påvirker vanntransport til Barentshavet og polarfrontenes eventuelle endringer er forskning om og forståelse av hva som styrer de storskala vindmønstrene i regionen helt grunnleggende for å kunne avgjøre hva som kommer til å skje i regionen. Detaljerte studier av lokale eller småskala forandringer i klimaet gir bare merverdi dersom disse storskala forandringene er reproduisert korrekt i våre modeller.

### Skyer

- Forståelsen av skyer i Arktis og hvordan de forandres av endringer i fuktighet og temperatur er et stort kunnskaps-hull. Videre er partiklenes innvirkning på dannelsen av skyer enda dårligere kjent, og da spesielt for skyer i Arktis.

### Hydrologi

- Endringer i hydrologi er sterkt avhengig av lokale jordforhold og topografi. Detaljerte hydrologiske studier er spesielt ønskelig, men bare berettiget når gode scenarier for storskala forandringer i nedbør og vind foreligger.

### Havnivå

- De regionale effektene på havnivået krever spesielt gode kunnskaper om den regionale temperaturutviklingen i havet og storskala forandringer i luftsirkulasjonen (og dermed lufttrykket).

### Havis

- Vi trenger en bedre forståelse av prosessene som styrer ismelting i havet.
- Havisprosessenes gjengivelse i klimamodellene er fortrinnsvis en av de største svakhetene i våre modeller og trenger forbedring. Til dette kreves det en bedre forståelse av prosessene i seg selv.
- Det trengs mer kunnskap om effektene av endrede isforhold (både sommer og vinter) på økosystemene.

### Isbreer og snø

- Prosessene som styrer smelting og *surging* av isbreene på Svalbard er fortsatt ikke klarlagte.
- Betydningen for isbreene av endret mengde skyer er usikker, men sannsynligvis viktig.

- Det er et stort behov for gode data på snøfall, snømengder og snøutbredelse på Svalbard.

- Forurensningers innflytelse på smelting av snø og is må verifiseres og kvantifiseres.

### Albedo

- Albedoforandringer må kvantifiseres og rangeres i sin påvirkning for å kunne identifisere hvilke prosesser som faktisk er av stor betydning i norsk Arktis. Med økt prosessforståelse kan også modellene forbedres på dette området.

---

## 4.2 Karbonsyklus

- Hvordan forandres karbondioksid-, metan- og lystgassutslippene fra jord og tundra i norsk Arktis ved klimaendringer?
- Hvordan påvirkes karbonreservoarene i jord og havsediment av klimaforandringer?
- Hvordan endres økosystemet i Barentshavet av klimaendringer og endringer i karbondioksidkonsentrasjonen?
- Er vi i nærheten av et regimeskifte der viktige deler av primærproduksjonen forflyttes fra kontinentalsokkelen til dypt hav i Arktis?

---

## 4.3 Atmosfæriske luftforurensninger

- Partiklenes rolle i strålingsbalansen i Arktis både direkte og indirekte gjennom endringer av skydannelse.
- Partiklenes spesielle livslengde i atmosfæren i Arktis.
- Kvantifisering av sots rolle i oppvarmingen av Arktis.
- Identifisering og kvantifisering av prosesser som styrer miljøgifters konsentrasjon i Arktis som følge av klimaendringene.
- Et heldekkende observasjonssystem for Arktis som gir et representativt bilde av hva som faktisk skjer der. Mange av konklusjonene og eksemplene i dette avsnittet bygger på enkeltobservasjoner fra steder som ikke nødvendigvis representerer helheten. Det er tenkt at initiativet SIOS (innenfor EUs infrastrukturprogram ESFRI) skal fylle disse svakhetene i våre observasjoner, noe som er helt nødvendig dersom vårt kunnskapsnivå skal kunne økes radikalt de nærmeste årene.

## 5 Referanser

### 1.2 Havstrømmer

Bengtsson L, Semenov VA & Johannesen OM 2004. The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism. *Journal of Climate* 17, 4045–4057

Førland EJ, Benestad RE, Flatøy F, Hanssen-Bauer I, Haugen JE, Isaksen A, Sorteberg A, Ådlandsvik B 2009. Climate development in the North

Norway and Svalbard region during 1900–2100. *Norsk Polarinstitutt Rapportserie* 128

Havforskningsinstituttet 2007. Havets ressurser og miljø 2007. *Fisken og Havet, særnummer 1*

Ingvaldsen R, Asplin L & Loeng H 2004. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during 1997–2001. *Continental Shelf Research* 24, 1015–1032

Loeng H & Sætre R 2001. Features of the Barents Sea circulation. *Fisken og Havet* 1, 1–40

Midttun L 1985. Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Research* 32, 1233–1241

Ottersen G & Auran JA (red) 2007. *Helhetlig forvaltningsplan for Norskehavet: Arealrapport med miljø- og ressursbeskrivelse. Fisken og Havet* 6

Ådlandsvik B & Loeng H 1991. A study of the climatic system in the Barents Sea. *Polar Research* 10, 45–50

### 1.3 Luftstrømmer

Brönnimann S, Compo GP, Sardeshmukh PD, Jenne R & Sterin A 2005. *New Approaches for Extending the Twentieth Century Climate Record*, EOS Transactions American Geophysical Union, 86(1), doi:10.1029/2005EO010002

Cohen J & Fletcher C 2007. Improved skill on Northern hemisphere winter surface temperature predictions based on land-atmosphere fall anomalies. *Journal of Climate* 20, doi 10.1175/JCLI4241.1, 4118–4132, 2007

Francis JA & Hunter E 2006. New insight into the disappearing Arctic sea ice. *EOS Transactions American Geophysical Union* 87 (46), 509–511

Overland JE & Wang M 2005a. The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters* 32, L06701, doi 10.1029/2004GL021752

Overland JE & Wang M 2005b. The third Arctic climate pattern: 1930s and early 2000s. *Geophysical Research Letters* 32, L23808, doi 10.1029/2005GL024254

Rigor IG & Wallace JM 2004. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters* 31, L09401, doi 10.1029/2004GL019492

Shindell DT, Miller RL, Schmidt GA & Pandolfo L 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* 399, 452–455, doi 10.1038/20905

Stohl A, Berg T, Burkhardt JF, Fjæraa AM, Forster C, Herber A, Hov Ø, Lunder C, McMillan WW, Oltmans S, Shiobara M, Simpson D, Solberg S, Stebel K, Ström J, Tørseth K, Treffeisen R, Virkkunen K & Yttri KE 2007. Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 511–534

Thompson DWJ & Wallace JM 1998. The Arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25, 1297–1300

### 1.4 Skyer

ACIA 2005. *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press

IPCC 2007. *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the*

Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Sandvik A, Biryulina M, Kvamstø NG, Stamnes JJ & Stamnes K 2007. Observed and simulated microphysical composition of arctic clouds: Data properties and model valida-

tion. *Journal of Geophysical Research* 112, D05205, doi 10.1029/2006JD007351

Sorteberg A, Kattsov V, Walsh JE & Pavlova T 2007. The arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs. *Climate Dynamics* 29, 131–156

### 1.5 Hydrologi

ACIA 2005. *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press

Alm J, Schulman L, Walden J, Nykanen H, Martikainen PJ & Silvola J 1999. Carbon balance of a boreal bog during a year with an exceptionally dry summer. *Ecology* 80, 161–174

Fronzek S, Luoto M, Carter TR 2006. Potential effect of climate change on the distribution of peatland mires in subarctic Fennoscandia. *Climate Research* 32, 1–12

IPCC 2007. *Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Fourth Assessment Report, Summary for Policy Makers*. <http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg2/ar4-wg2-spm.pdf>

Johansson T, Malmer N, Crill PM, Friborg T, Akerman JH, Mastepanov M & Christensen TR 2006. Decadal vegetation changes in a northern peatland, greenhouse gas fluxes and net radiative forcing. *Global Change Biology* 12, 2352–2369

Krawczyk WE & Bartoszewski SA 2008. Crustal solute fluxes and transient carbon dioxide drawdown in the Scottbreen Basin, Svalbard in 2002. *Journal of Hydrology* 362, 206–219

Roulet N, Moore T, Bubier J & Laffleur P 1992. Northern fens – Methane flux and climatic change. *Tellus Series B. Chemical and Physical Meteorology* 44, 100–105

Serreze MC & Barry RG 2005. *The arctic climate system*. Cambridge University Press

Strack M, Waddington JM & Tuittila ES 2004. Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: Implications for

climate change. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB4003, doi 10.1029/2003GB002209

Sveinsson OGB, Gardarsson SM & Gunnlaugsdottir S (red) 2008. *Northern hydrology and its global role. NHP Report 50 (1–2)*. Nordisk Hydrologisk Program

Waddington JM & Roulet NT 2000. Carbon balance of a boreal patterned peatland. *Global Change Biology* 6, 87–97

Woo M-K & Young KL 2006. High Arctic wetlands: Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology* 320, 432–450

Woo M-K, Marsh P & Steer P 1983. Basin water balance in a continuous permafrost environment. *Proceedings Fourth International Permafrost Conference Fairbanks, Alaska*, 1407–1411

### 1.6 Havnivå

Bamber JL, Riva REM, Vermeersen BLA & LeBrocq AM 2009. Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the

West Antarctic Ice Sheet. *Science* 324 (5929), 901–903, doi 10.1126/science.1169335

Bindoff NL, Willebrand J, Artale V, Cazenave A, Gregory J, Gulev S, Hanawa K, Le Quére C,

Levitus S, Nojiri Y, Shum CK, Talley LD & Unnikrishnan A 2007. Observations: Oceanic climate change and sea level. In Solomon S et al. (eds): *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group*

- I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 158–164. Cambridge University Press
- Cazenave A & Nerem RS 2004. Present-day sea level change: Observations and causes. *Reviews of Geophysics* 42, RG3001, doi 10.1029/2003RG000139
- Cazenave A, Dominh K, Guinehut S, Berthier E., Llovel W, Ramillien G, Ablain M & Larnicol G 2008. Sea level budget over 2003–2008. A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global and Planetary Change*, doi 10.1016/j.gloplacha.2008.10.004
- Dallmann WK 2008. Havnivåøkning i Norge. *Klima* 4–08, 22–23
- Drange H, Marzeion B, Nesje A & Sorteberg A 2007. Opptil én meter havstigning langs Norskekysten innen år 2100. *Cicerone* 2–2007, 29–31
- Forman SL, Lubinski DJ, Ingólfsson Ó, Zeeberg JJ, Snyder JA, Siegert MJ, & Matishov GG 2004. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1391–1434
- IPCC 2007. *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press
- Jevrejeva S, Grinsted A, Moore J & Holgate S 2006. Nonlinear trends and multi-year cycles in sea level records. *Journal of Geophysical Research* 111, C09012, doi 10.1029/2005JC003229
- Jevrejeva S, Moore JC, Grinsted A & Woodworth PL 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters* 35, L08715, doi 10.1029/2008GL033611
- Kierulf HP, Pettersen BR, MacMillan DS & Willis P 2009a. The kinematics of Ny-Ålesund from space geodetic data. *Journal of Geodynamics* 48 (1), 37–46
- Kierulf HP, Plag H-P & Kohler J 2009b. Surface Deformations induced by present-day ice melting in Svalbard. *Geophysical Journal International* 179 (1), 1–13
- Leuliette EW, Nerem RS & Mitchum GT 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Marine Geodesy* 27 (1–2), 79–94
- Mitrovica JX, Gomez N & Clark PU 2009. The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. *Science*, doi 10.1126/science.1166510
- Pavlov VK 2001. Seasonal and long-term variability of the sea level in the marginal seas of the Arctic Ocean. *Polar Research* 20 (2), 153–160
- Proshutinsky A, Ashik IM, Dvorkin EN, Hakkinen S, Krishfield RA & Peltier WR 2004. Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 109, C03042, doi 10.1029/2003JC002007
- Proshutinsky A, Pavlov V & Bourke RH 2001. Sea level rise in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters* 28 (11), 2237–2240
- Vestøl O 2006. Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from levelling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation. *Journal of Geodesy* 80, 248–258
- 
- 1.7 Havis**
- ACIA 2005. *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press
- Arctic Sea Ice Outlook 2008. Arctic Research Consortium of the United States (ARCUS) and Study of Environmental Arctic Change (SEARCH). Hentet fra Internett 10.februar 2010. <http://www.arcus.org/search/seaiceoutlook>
- Arctic Sea Ice Outlook 2009. Arctic Research Consortium of the United States (ARCUS) and Study of Environmental Arctic Change (SEARCH). Hentet fra Internett 10.februar 2010. <http://www.arcus.org/search/seaiceoutlook>
- Eicken H, Fischer H & Lemke P 1995. Effects of the snow cover on Antarctic sea ice potential modulation of its response to climate change. *Annals of Glaciology* 21, 369–376
- Gerland S, Aars J, Bracegirdle T, Carmack E, Hop H, Hovelsrud GK, Kovacs KM, Lydersen C, Perovich DK, Richter-Menge J, Rybråten S, Strøm H & Turner J 2007. Ice in the sea. In *UNEP: Global Outlook for Ice and Snow*. 63–96. UNEP
- Gerland S, Gascard J-C, Ivanov B, Nielsen C-P, Nilsen F, Pavlova O, Leu E, Tverberg V & Barrault S 2008c. Fast ice evolution in Kongsfjorden compared with other Svalbard fjords. Extended abstract. Proceedings of the NySMAC Seminar: Ny-Ålesund and IPY, Cambridge, U.K., 16-17 October 2007. 44–46. Polarnet, NRC, Italy
- Gerland S, Haas C, Hall R, Holfort J, Hansen E, Løyning TB & Renner A 2006. Spring sea ice thickness in the western Fram Strait: Preliminary results. In *Wadhams P & Amanatidis G (eds): Arctic sea ice thickness: Past, present and future. Climate Change and Natural Hazards Series 10, EUR22416*. European Commission
- Gerland S & Hall R 2006. Variability of fast ice thickness in Spitsbergen fjords. *Annals of Glaciology* 44, 231–239
- Gerland S, Njaastad B, Isaksson E, Pavlov V, Christensen JH, Haugan PM, Holmén K, Perovich DK, Reeh N & Wadhams P 2004. Discussions of Arctic climate feedback mechanisms. *EOS Transactions, American Geophysical Union Meetings section 85* (15), 147
- Gerland S & Renner AHH 2007. Sea ice mass balance in an Arctic fjord. *Annals of Glaciology*, 46, 435–442
- Gerland S, Renner AHH, Godtlielsen F, Divine D, & Løyning TB 2008a. Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007. *Geophysical Research Letters* 35, L06501, doi 10.1029/2007GL032716
- Gerland S, Tronstad S, Pavlova O & Ingvaldsen R 2008b. Status for indikatorer – havklima. I *Sunnanå K & Fossheim M (red): Forvaltningsplan Barentshavet – rapport fra overvåkingsgruppen*. Fisker og Havet, særnummer 1b–2008. 20–25
- Gerland S, Tronstad S, Pavlova O & Ingvaldsen R 2009. Isutbredelse i Barentshavet. I *Sunnanå K et al. (red): Forvaltningsplan Barentshavet – rapport fra overvåkingsgruppen*. Fisker og havet, særnummer 1b–2009. 25–26. Havforskningsinstituttet
- Haas C, Gerland S, Eicken H & Miller H 1997. Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device. *Geophysics* 62 (3), 749–757
- Giles KA, Laxon SW & Ridout AL 2008. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum. *Geophysical Research Letters* 35, L22502, doi 10.1029/2008GL035710
- Haas C, Pfaffling A, Hendricks S, Rabenstein L, Etienne J-L & Rigor I 2008. Reduced ice thickness in Arctic transpolar drift favors rapid ice retreat. *Geophysical Research Letters* 35, L17501, doi 10.1029/2008GL034457
- Hansen E, Løyning TB, Gerland S, & Goodwin H 2004. Arctic sea ice thickness variability observed over a decade in the Fram Strait. Extended abstract. In: *Arctic Climate System Study (ACSYS). Progress in Understanding the Arctic Climate System: The ACSYS Decade and Beyond*. Proceedings of the ACSYS Final Science Conference, St. Petersburg, Russia, November 2003. WCRP-118 (CD); WMO/TD No. 1232
- Kwok R & Cunningham GF 2008. ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness. *Journal of Geophysical Research* 113, C08010, doi 10.1029/2008JC004753
- Kwok R & Rothrock DA 2009. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Research Letters* 36, L15501, doi 10.1029/2009GL039035
- Laxon S, Peacock N, Smith D 2003. High inte-

- rannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature* 425, 947–950
- Nicolaus M, Haas C & Bareiss J 2003. Observations of superimposed ice formation at melt-onset on fast ice on Kongsfjorden, Svalbard. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 1241–1248
- Overland JE & Wang M 2007. Future regional Arctic sea ice declines. *Geophysical Research Letters* 34, L17705, doi 10.1029/2007GL030808
- Pedersen CA, Hall R, Gerland S, Sivertsen AH, Svenøe T & Haas C 2009. Combined airborne profiling over Fram Strait sea ice: Fractional sea-ice types, albedo and thickness measurements. *Cold Regions Science and Technology* 55, 23–32
- Polyakov IV, Alekseev GV, Bekryaev RV, Bhatt US, Colony R, Johnson MA, Karklin VP, Walsh D & Yulin AV 2003. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journal of Climate* 16, 2078–2085
- Polyakov IV, Alexeev VA, Belchansky GI, Dmitrenko IA, Ivanov VV, Kirillov SA, Korablev AA, Steele M, Timokhov LA & Yashayaev I 2008. Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes. *Journal of Climate* 2, 364–384
- 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, Mikkelson 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. Accessed on the Internet at <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard> on 10 February 2010.
- Rothrock DA, Yu Y & Maykut GA 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters* 26, 3469–3472
- Smedsrud LH, Sorteberg A & Kloster K 2008. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters* 35, L20503, doi 10.1029/2008GL034813
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M & Miller HL (eds) 2007. *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press
- Stroeve J, Holland MM, Meier W, Scambos T & Serreze M 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters* 34, L09501, doi 10.1029/2007GL029703
- Vinje T, Nordlund N & Kvambekk Å 1998. Monitoring ice thickness in Fram Strait. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 103, 10437–10449
- Wadhams 1990. Evidence for thinning of the Arctic ice cover north of Greenland. *Nature* 345, 795–797

### 1.8 Breis og snø

- Bamber JL, W Krabill, V Raper, & Dowdeswell JA 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
- Dowdeswell JA, Hagen JO, Björnsson H, Glazovsky AF, Harrison WD, Holmlund P, Jania J, Koerner RM, Lefauconnier B, Ommanney & Thomas RH 1997. The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change. *Quaternary Research*, 48 1–14
- 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, No. F3, F03022 10.1029/2007JF000905
- Dowdeswell JA & Hagen JO 2004. Arctic ice masses. In Bamber JL & Payne AJ (eds): *Mass balance of the cryosphere.* Cambridge University Press
- Dyrørdal AV & Vikhamar-Schuler D 2009. Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway. *Met.no Report 05/2009.*
- Meteorological Insitute
- 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
- Hagen JO, Kohler J & Melvold K 2003b. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff, and freshwater flux. *Polar Research* 22, 145–159
- 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
- Macheret YY, Zhuravlev AB & Bobrova LI 1985. Thickness, subglacial relief and volume of Svalbard glaciers based on radio echo-sounding data. *Polar Geography* 9 (3)
- Nesje A, Bakke J, Lie Ø & Dahl SO 2006. Dramatic future for Norwegian glaciers. *Cicerone* 1/2006
- Nuth C, Kohler J, Aas HF, Brandt O & Hagen JO 2007. Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90). *Annals of Glaciology* 46, 106–116
- 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 RSW & 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
- Wouters B, Chambers D & Schrama EJO 2008. GRACE observes small-scale mass loss in Greenland. *Geophysical Research Letters* 35, L20501, doi:10.1029/2008GL034816
- Østrem G, Haakensen N & Melander O 1973. *Atlas over breer i Nord-Skandinavia (Glaciers Atlas of northern Scandinavia).* Meddelelse nr. 22 fra Hydrologisk avdeling 1973, 1973. Norges vassdrags- og energidirektorat
- Østrem G, Selvig KD & Tandberg K 1988. *Atlas over breer i Sør-Norge (Atlas of glaciers in South Norway).* Meddelelse nr. 61 fra Hydrologisk avdeling 1988. Norges vassdrags- og energidirektorat

### 1.9 Albedo

- ACIA 2005. *Arctic Climate Impact Assessment.* Cambridge University Press
- Curry JA, Schramm J L & Ebert EE 1995. Sea-ice albedo climate feedback mechanism. *Journal of Climate* 8, 240–247
- Gerland S, Winther J-G, Ørbæk JB & Ivanov BV 1999a. Physical properties, spectral reflectance and thickness development of first year fast ice in Kongsfjorden, Svalbard. *Polar Research* 18, 275–282
- Gerland S, Winther J-G, Ørbæk JB, Liston GE, Øritsland NA, Blanco A & Ivanov B 1999b. Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard. *Hydrological Processes* 13, 2331–2343
- Gerland S, Njaastad B, Isaksson E, Pavlov V, Christensen JH, Haugan PM, Holmén K, Perovich DK, Reeh N & Wadhams P 2004. Discussions of Arctic climate feedback mechanisms. *EOS Transactions, Meetings section 85* (15), 147
- Nicolaus M, Haas C & Bareiss J 2003. Observations of superimposed ice formation at melt-onset on fast ice on Kongsfjorden, Svalbard. *Physics and Chemistry of the Earth*

- 28, 1241–1248
- Pedersen CA, Hall R, Gerland S, Sivertsen AH & Svenøe T 2009. Advanced airborne profiling over Fram Strait sea ice. *Cold Regions Science and Technology* 55, 23–32
- Pedersen CA & Winther J-G 2005. Inter-comparison and validation of snow albedo parameterisation schemes in climate models. *Climate Dynamics* 25, 351–362
- Perovich DK, Grenfell T, Light B & Hobbs P 2002. Seasonal evolution of the albedo of multiyear arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research* 107, 8044, doi 10.1029/2000JC000438
- Reigstad M, Hansen E & Gerland S 2008. Framstredet tar tempen på Arktis. *Ottar* 4, 3–11. Tromsø Museum, Universitetet i Tromsø
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M & Miller HL (eds) 2007. *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press
- Warren SG 1982. Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, 67–89
- Winther J-G, Gerland S, Ørbæk JB, Ivanov B, Blanco A & Boike J 1999. Spectral reflectance of melting snow in a high Arctic watershed on Svalbard: some implications for optical satellite remote sensing studies. *Hydrological Processes* 13, 2033–2049
- Winther J-G, Godtliebsen F, Gerland S & Isachsen PE 2002. Surface albedo in Ny-Ålesund, Svalbard: variability and trends during 1981–97. *Global and Planetary Change* 32, 127–139
- Ørbæk JB, Hisdal V & Svaasand LE 1999. Radiation climate variability in Svalbard: surface and satellite observations. *Polar Research* 18, 127–134

## 2.2 Våtmark og innsjøer

- ACIA 2005. *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press
- Christensen TR, Johansson T, Malmer N, Åkerman J, Friberg T, Crill P, Mastepanov M & Svensson B 2004. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *Geophysical Research Letters* 31, L04501, doi 10.1029/2003GL018680
- Christensen TR, Johansson T, Olsrud M, Ström L, Lindroth A, Mastepanov M, Malmer N, Friberg T, Crill P & Callaghan TV 2007. A catchment-scale carbon and greenhouse gas budget of a subarctic landscape. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 365, 1643–1656, doi 10.1098/rsta.2007.2035
- Johansson T, Malmer N, Crill P, Friberg T, Åkerman JH Mastepanov M & Christensen TR 2006. Decadal vegetation changes in a northern peatland, greenhouse gas fluxes and net radiative forcing. *Global Change Biology* 12, 2352–2369
- Mastepanov M, Sigsgaard C, Dlugokencky EJ, Houweling S, Strom L, Tamstorf MP & Christensen TR 2008. Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature* 456, 628–631
- McGuire AD, Anderson LG, Christensen TR, Dallimore S, Guo L, Hayes DJ, Heimann M, Lorenson TD, Macdonald RW & Roulet N 2009. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs* 79(4), 523–555
- Repo ME, Susiluoto S, Lind SE, Jokinen S, Elsakov V, Biasi C, Virtanen T & Martikainen PJ 2009. Large N<sub>2</sub>O emissions found from cryoturbated peat soil in tundra. *Nature Geoscience* doi 10.1038/ngeo434
- Walter KM, Zimov SA, Chanton JB, Verbyla D & Chapin FS 2006. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. *Nature* 443, 71–75
- Walter KM, Smith LC & Chapin FS 2007. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the methane budget. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 365, 1657–1676, doi 10.1098/rsta.2007.2036
- Zimov SA, Schuur EAG & Chapin FS 2006. Permafrost and the global carbon budget. *Science* 312, 1612–1613

## 2.3 Skog og åpen fastmark

- Gower ST, Krankina O, Olson RJ, Apps M & Wang C 2001. Net primary production and carbon allocation patterns og boreal forest ecosystems. *Ecological Applications* 11, 1395–1411
- Hobbie SE, Schimel JP, Trumbore SE & Randerson JR 2000. A mechanistic understanding of carbon storage in and turnover in high-latitude soils. *Global Change Biology* 6, 196–210
- Khvorostyanov DV, Ciaia P, Krinner G, Heimann M & Zimov SA 2008. Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part 1. Model description and role of heat generated by organic matter decomposition. *Tellus* 60B, 250–264
- Kjønaas OJ, Aalde H, Dalen LS, De Wit HA, Eldhuset T & Øyen B-H 2000. Carbon stocks in Norwegian forest systems. Preliminary data. *Biotechnology, Agronomy, Society and Environment* 4 (4), 311–314
- Shaver GR, Billings WD, Chapin FS, Giblin AE, Nadelhoffer KJ, Oechel WC & Rastetter EB 1992. Global change and the carbon balance of arctic ecosystems. *BioScience* 42 (6), 433–441

## 2.4 Havforsuring

- Bellerby RGJ, Olsen A, Furevik T & Anderson LA 2005. Response of the surface ocean CO<sub>2</sub> system in the Nordic Seas and North Atlantic to climate change. In Drange et al. (eds): *Climate variability in the Nordic Seas. Geophysical Monograph Series*, 189–198. AGU
- Bellerby RGJ, Schulz KG, Riebesell U, Neill C, Nondal G, Heegaard E, Johannessen T & Brown KR 2008. Marine ecosystem community carbon and nutrient uptake stoichiometry under varying ocean acidification during the PeECE III experiment. *Biogeosciences* 5, 1517–1527
- Caldeira K & Wickett ME 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature* 425, 365–365
- Carotenuto Y, Putzeys S, Simonelli P, Paulino A, Meyerhöfer M, Suffrian K, Antia A & Nejtgaard JC 2007. Copepod feeding and reproduction in relation to phytoplankton development during the PeECE III mesocosm experiment. *Biogeosciences Discussions* 4, 3913–3936
- Comeau S, Gorsky G, Jeffree R, Teyssié J-L & Gattuso J-P 2009. Key Arctic pelagic mollusc (*Limacina helicina*) threatened by ocean acidification. *Biogeosciences Discuss* 6, 2523–2537
- Egge JK, Thingstad TF, Engel A, Bellerby RGJ & Riebesell U 2007. Primary production during nutrient-induced blooms at elevated CO<sub>2</sub> concentrations. *Biogeosciences Discussions* 4 4385–4410
- Delille B, Harlay J, Zondervan I, Jacquet S, Chou L, Wollast R, Bellerby RGJ, Frankignoulle M, Vieira Borges A, Riebesell U & Gattuso J-P 2005. Response of primary production and calcification to changes of pCO<sub>2</sub> during experimental blooms of the coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB2023, doi 10.1029/2004GB002318
- Hein M & Sand-Jensen K 1997. CO<sub>2</sub> Increases oceanic primary production. *Nature*, 388 (6642), 526–527
- Heinze C 2004. Simulating oceanic CaCO<sub>3</sub> export production in the greenhouse. *Geophysical Research Letters* 31 (L16308), doi 10.1029/2004GL020613
- Kleypas J, Feely ARA, Fabry VJ, Langdon C, Sabine CL & Robbins LL 2006. Impacts of

- ocean acidification on coral reefs and other marine calcifiers. A guide for future research. Report of a workshop sponsored by NSF, NOAA and the USGS
- Maier C, Hegeman J, Weinbauer MG & Gattuso J-P 2009. Calcification of the cold-water coral *Lophelia pertusa*, under ambient and reduced pH. *Biogeosciences* 6, 1671–1680
- Olsen A, Omar AM, Bellerby RGJ, Johannessen T, Ninnemann U, Brown KR, Olsson KA, Olafsson J, Nondal G, Kivimäe C, Kringstad S, Neill C & Olafsdottir S 2006. Magnitude and origin of the anthropogenic CO<sub>2</sub> increase and 13C sequester effect in the Nordic Seas since 1981. *Global Biogeochemical Cycles* 20, GB3027, doi 10.1029/2005GB002669
- Omta AW, Bruggeman J, Kooijman SALM & Dijkstra HA 2006. Biological carbon pump revisited: Feedback mechanisms between climate and the Redfield ratio. *Geophysical Research Letters* 33, doi 10.1029/2006GL026213
- Orr JC, Fabry VJ, Aumont O, Bopp L, Doney SC, Feely RA, Gnanadesikan A, Gruber N, Ishida A, Joos F, Key RM, Lindsay K, Maier-Reimer E, Matear R, Monfray P, Mouchet A, Najjar RG, Plattner GK, Rodgers KB, Sabine CL, Sarmiento JL, Schlitzer R, Slater RD, Totterdell IJ, Weirig MF, Yamanaka Y & Yool A 2005. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature* 437 (7059), 681–686, doi 10.1038/nature04095
- Oschlies A, Schulz KG, Riebesell U & Schmittner A 2008. Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO<sub>2</sub>-enhanced biotic carbon export. *Global Biogeochemical Cycles* 22, GB4008, doi 10.1029/2007GB003147
- Raven J, Caldeira K, Elderfield H, Hoegh-Guldberg O, Liss P, Riebesell U, Shepherd J, Turley C & Watson A 2005. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Royal Society Report
- Ridgwell A, Schmidt DN, Turley C, Brownlee C, Maldonado MT, Tortel P & Young JR 2009. From laboratory manipulations to earth system models: predicting pelagic calcification and its consequences. *Biogeosciences Discussions* 6, 3455–3480
- Riebesell U, Bellerby R, Grossart H-P & Thingstad F 2008. Mesocosm CO<sub>2</sub> perturbation studies: from organism to community level. *Biogeosciences* 5, 1157–1164
- Riebesell U, Schulz KG, Bellerby RGJ, Botros M, Fritsche P, Meyerhöfer M, Neill C, Nondal G, Oschlies A, Wohlers J & Zöllner E 2007. Enhanced biological carbon consumption in a high CO<sub>2</sub> ocean. *Nature* 450, 545–549
- Steinacher M, Joos F, Frölicher TL, Plattner G-K & Doney SC 2009. Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model. *Biogeosciences* 6, 515–533
- Tortell PD, Payne CD, Li Y, Trimborn S, Rost B, Smith WO, Risselsman C, Dunbar R, Sedwick P & di Tullio GR 2008. The CO<sub>2</sub> sensitivity of Southern Ocean phytoplankton. *Geophysical Research Letters* 35, L04605, doi 10.1029/2007GL032583
- Urabe J, Togari J & Elser JJ 2003. Stoichiometric impacts of increased carbon dioxide on a planktonic herbivore. *Global Change Biology* 9, 818–825
- 
- 2.5 Marine biogeokjemiske prosesser**
- Thingstad TF, Bellerby RGJ, Bratbak G, Børseheim KY, Egge JK, Helda M, Larsen A, Neill C, Nejtgaard J, Norland S, Sandaa R-A, Skjoldal EF, Tanaka T, Thyraug R & Tøpper B 2008. Counterintuitive carbon-to-nutrient coupling in an Arctic pelagic ecosystem. *Nature* 455, 387–390, doi 10.1038/nature07235
- 
- 3.1 Transport av black carbon (sot) til Arktis, og påvirkningen på snø- og isalbedo**
- Bond TC & Bergstrom RW 2006. Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review. *Aerosol Science and Technology* 40, 27–67
- Bond TC, Bhardwaj E, Dong R, Jogani R, Jung S, Roden C, Streets DG & Trautmann NM 2007. Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion, 1850–2000. *Global Biogeochemical Cycles* 21, GB2018
- Bond TC, Streets DG, Yarber KF, Nelseon SM, Woo J-H & Klimont Z 2004. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustions. *Journal of Geophysical Research* 109, D14203
- Clarke AD & Noone KJ 1985. Soot in the Arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer. *Atmospheric Environment* 19(12), 2045–2053
- Flanner MG, Zender CS, Randerson JT & Rasch PJ 2007. Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research* 112, D11202
- Forsström S 2008. Carbonaceous aerosol particles in Svalbard Snow. Master Thesis, University of Helsinki
- Forsström S, Ström J, Pedersen CA, Isaksson E & Gerland S 2009. Elemental carbon distribution in Svalbard snow. *Journal of Geophysical Research* 114, D19112, doi 10.1029/2008JD011480
- Hansen J & Nazarenko L 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 101, 423–428
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis*. Cambridge University Press
- Jacobson MZ 2004. Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity. *Journal of Geophysical Research* 109, D21201
- Koch D & Hansen J 2005. Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies model experiment. *Journal of Geophysical Research* 110, D042404, doi 10.1029/2004JD005296
- Krecl P, Ström J & Johansson C 2007. Carbon content of atmospheric aerosols in a residential area during the wood combustion season in Sweden. *Atmospheric Environment* 41, 6974–6985, doi 10.1016/j.atmosenv.2007.06.025
- Krecl P, Ström J & Johansson C 2008a. Diurnal variation of atmospheric aerosol during the wood combustion season in Northern Sweden. *Atmospheric Environment* 42, 4113–4125, doi 10.1016/j.atmosenv.2008a.01.026
- Krecl P, Hedberg E, Ström J & Johansson C 2008b. Contribution of residential wood combustion and other sources to hourly winter aerosol in Northern Sweden determined by positive matrix factorization. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8, 3639–3653
- Lack D, Lerner B, Granier C, Baynard T, Lovejoy E, Massoli P, Ravishankara AR & Williams E 2008. Light absorbing carbon emissions from commercial shipping. *Geophysical Research Letters* 35, L13815
- Law KS & Stohl A 2007. Arctic air pollution: Origins and impacts. *Science* 315
- McConnell JR, Edwards R, Kok GL, Flanner MG, Zender CS, Saltzman ES, Banta, JR Pasteris DR, Carter MM & Kahl JDW 2007. 20th-Century industrial Black Carbon emissions altered arctic climate forcing. *Science* 317, 1381–1384, doi 10.1126/science.1144856
- Ming J, Cachier H, Xiao C, Qin D, Kang S, Hou S & Xu J 2008. Black carbon record based on a shallow Himalayan ice core and its climate implications. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8, 1443–1352
- Pedersen CA, Gerland S, Forsström S, Berntsen TK, Ström J, Warren SG & Clarke AD 2008. Black carbon aerosols in arctic snow and implications for albedo change. *Proceedings for 8th Ny-Ålesund seminar, Cambridge, UK 16–17 October 2007 in POLARNET Technical Report CNR, Italy, PTR-1/2008*
- Ramanathan V, Ramana MV, Roberts G, Kim D, Corrigan C, Chung C & Winker D 2007. Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption. *Nature* 448, 575–578
- Sharma S, Andrews E, Barrie LA, Ogren JA &



- Lavoué D 2006. Variations and sources of the equivalent black carbon in the High Arctic revealed by long-term observations at Alert and Barrow: 1989–2003. *Journal of Geophysical Research* 111, D14208
- Shindell DT, Teich H, Chin M, Dentener F, Doherty RM, Faluvegi G, Fiore AM, Hess P, MacKenzie IA, Sanderson MG, Schultz MG, Schulz M, Stevenson DS, Textor C, Wild O, Bergmann DJ, Bian H, Cuvelier C, Duncan BN, Folberth G, Horowitz LW, Jonson J, Kaminski JW, Marmer E, Park R, Pringle KJ, Schroeder S, Szopa S, Takemura T, Zeng G, Keating TJ & Zuber A 2008. A multi-model assessment of pollution transport to the Arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 8, 8385–8429
- Stohl A 2006. Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. *Journal of Geophysical Research* 111, D11306
- Streets DG, Bond TC, Lee T & Jang C 2004. On the future of carbonaceous aerosol emissions. *Journal of Geophysical Research* 109, D24212, doi 10.1029/2004JD004902
- Warren SG 1982. Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics, Space Physics* 20, 67–89
- Warren SG 1984. Impurities in snow: effects on albedo and snowmelt. *Annals of Glaciology* 5, 177–179
- Warren SG & Wiscombe WJ 1980. A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences* 37, 2734–2745
- Warren SG & Wiscombe WJ 1985. Dirty snow after nuclear war. *Nature* 313, 467–470
- Watson JG, Chow JC & Chen L-W A 2005. Summary of organic and elemental carbon/black carbon analysis methods and intercomparison. *Aerosol and Air Quality Research* 5 (1), 65–102
- Wiscombe S & Warren SG 1980. A model for the spectral albedo of snow. I: Pure Snow. *Journal of Atmospheric Sciences* 37, 2712–2733
- Xie Z, Sun L, Blum JD, Huang Y & He W 2006. Summertime aerosol chemical components in the marine boundary layer of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 111, D10309
- 
- 3.2 **Ozon og UV**
- ACIA 2005. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press
- Engelsen O, Hansen G & Svenøe T 2004. Long-term (1936–2003) ultraviolet and photosynthetically active radiation doses at a north Norwegian location in spring on the basis of total ozone and cloud cover. *Geophysical Research Letters* 31 (12), L12103
- Perin S & Lean DRS 2004. The effects of ultraviolet-B radiation on freshwater ecosystems of the Arctic: Influence from stratospheric ozone depletion and climate change. *Environmental Reviews* 12, 1–70
- Shindell DT, Miller RL, Schmidt GA & Pandolfo L 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* 399, 452–455, doi 10.1038/20905
- Wang X & Key J R 2005. Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part II: Recent trends. *Journal of Climate* 18, 2575–2593
- 
- 3.3 **Miljøgifter**
- Becker S, Halsall CJ, Tych W, Kallenborn R, Su Y & Hung H 2008. Long-term trends in atmospheric concentrations of  $\alpha$ - and  $\gamma$ -HCH in the Arctic provide insight into the effects of legislation and climate fluctuations on contaminant levels. *Atmospheric Environment* 42, 8225–8233
- Bidleman TF, Kylin H, Jantunen LM, Helm PA & Macdonald RW 2007. Hexachlorocyclohexanes (HCHs) in the Canadian Archipelago. 1. Spatial distribution and pathways of  $\alpha$ -,  $\beta$ -, and  $\gamma$ -HCHs in surface water. *Environmental Science and Technology* 41, 2688–2595
- Hellström A, Kylin H & Sjödin A 2003. Seasonal variation in the uptake of airborne gaseous and particle bound semivolatile organic compounds in Scots pine needles. In Hellström A 2003: Uptake of airborne organic pollutants in pine needles – geographical and seasonal variations. Thesis, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala
- Jantunen LM, Helm PA, Kylin H & Bidleman TF 2008. Hexachlorocyclohexanes (HCHs) in the Canadian Archipelago. 2. Air-water gas exchange of  $\alpha$ - and  $\gamma$ -HCH. *Environmental Science and Technology* 42, 465–470
- Macdonald RW, Harner T, Fyfe J, Loeng H & Weingartner T 2002. The influence of global change on contaminant pathways to, within, and from the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)
- Nghiem SV, Rigor IG, Perovich DK, Clemente-Colon P, Weatherly JW & Neumann G 2007. Rapid reduction of arctic perennial sea ice. *Geophysical Research Letters* 34, L19504, doi 10.1029/2007GL031138
- Stohl A, Andrews E, Burkhardt JF, Forster C, Herber A, Hoch SW, Kowal D, Lunder C, Mefford T, Ogren JA, Sharma S, Spichtinger N, Stebel K, Stone R, Stroem J, Toereth K, Wehrli C & Yttri KE 2006. Pan-Arctic enhancements of light absorbing aerosol concentrations due to North American boreal forest fires during summer 2004. *Journal of Geophysical Research* 111, D22214, doi 10.1029/2006JD007216
- Stohl A, Berg T, Burkhardt JF, Fjaeraa AM, Forster C, Herber A, Hov O, Lunder C, McMillan WW, Oltmans S, Shiobara M, Simpson D, Solberg S, Stebel K, Stroem J, Toereth K, Treffeisen R, Virkkunen K & Yttri KE 2007. Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 511–534
- Stroeve J, Serreze M, Drobot S, Gearheard S, Holland M, Maslanik J, Meier W & Scambos T 2008. Arctic sea ice extent plummets in 2007. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 89, 13–14
- Wania F & McLachlan MS 2001. Estimating the influence of forests on the overall fate of semivolatile organic compounds using a multimedia fate model. *Environmental Science and Technology* 35, 582–590





