



Norsk klima- og ozonforskning

De første 10 år



Norges forskningsråd

Området for miljø
og utvikling

Norges forskningsråd
Postboks 2700,
St. Hanshaugen
0131 Oslo
Telefon: 22 03 70 00
Telefaks: 22 03 70 01

Rapporten er tilgjengelig
på www.program.forskningsradet.no/klimaozon/
Flere eksemplarer kan
bestilles på e-post:
bibliotek@forskningsradet.no
eller på grønt nummer
telefaks: 800 83 001

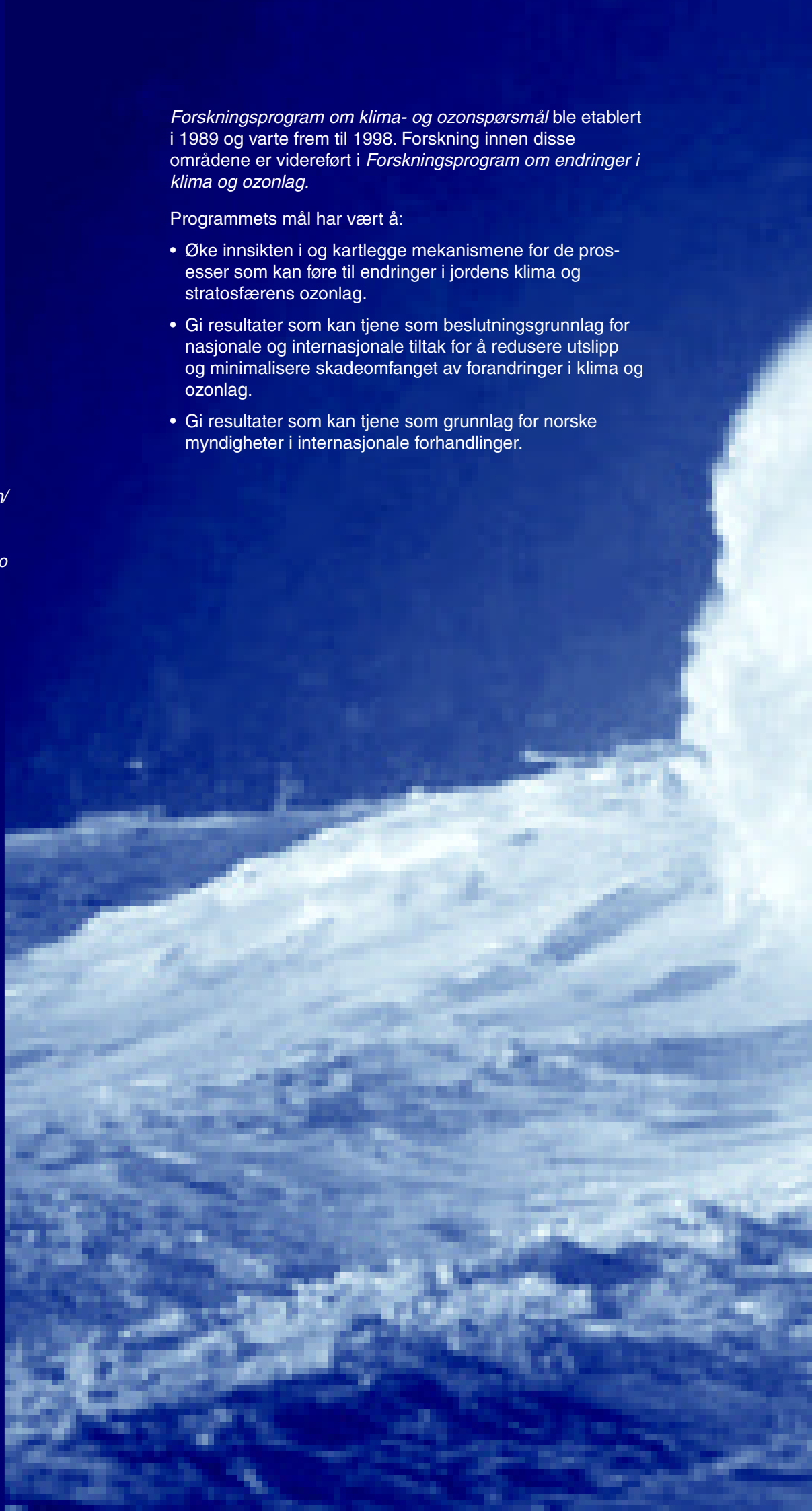
Redaktør, grafisk design
og layout:
Geir O. Braathen,
Norsk institutt for
luftforskning.

Trykk: VBH-trykk
Opplag: 5000
Kjeller, juli 2000
ISBN 82-425-1183-7
NILU OR 29/2000

*Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål ble etablert i 1989 og varte frem til 1998. Forskning innen disse områdene er videreført i *Forskningsprogram om endringer i klima og ozonlag*.*

Programmets mål har vært å:

- Øke innsikten i og kartlegge mekanismene for de prosesser som kan føre til endringer i jordens klima og stratosfærens ozonlag.
- Gi resultater som kan tjene som beslutningsgrunnlag for nasjonale og internasjonale tiltak for å redusere utslipp og minimalisere skadeomfanget av forandringer i klima og ozonlag.
- Gi resultater som kan tjene som grunnlag for norske myndigheter i internasjonale forhandlinger.



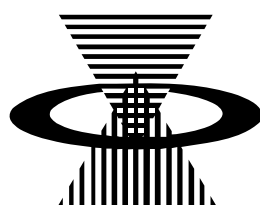
Området for miljø og utvikling

Norsk klima- og ozonforskning

De første 10 år

Sluttrapport fra Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål (1989-1998)

*Redaktør: Geir O. Braathen
Norsk institutt for luftforskning*



**Norges
forskningsråd**

Sammendrag

Norge har hatt et forskningsprogram innen klima- og ozonlagsforskning siden 1989. Noen resultater fra de første ti års forskning utført gjennom dette programmet er presentert i denne rapporten.

Forskningsprogrammet har hatt stor betydning, både for å oppnå mer kunnskap om de prosesser som fører til klimaendring og ozonlagsreduksjon, for å skape samarbeid nasjonalt og for å posisjonere norske forskningsmiljøer internasjonalt.

Et betydelig antall doktorgradsstudenter har fått sin utdanning finansiert gjennom programmet, og dette har bidratt vesentlig til nyrekrutteringen innen disse viktige forskningsområdene.

Paleoklimatologi, eller læren om fortidens klima, har spilt en sentral rolle i programmet. Kunnskap om klimaendringer som har funnet sted i fortiden, og forståelse av de mekanismer som ligger bak, er nødvendig for å kunne forutsi hvilke klimaendringer som kan skje i fremtiden.

Målinger av atmosfærens bakketrykk viser at høytrykket ved Grønland er svekket utover i 1970- og 80-årene relativt til 60-årene. Dette har ført til sterkere vind i Norskehavet.

Det har gjennom programmet vært forsket på endringer i atmosfærens kjemiske sammensetning og betydningen av dette i klimasammenheng. Målinger fra den atmosfærekjemiske målestasjonen i Ny-Ålesund viser at mengden av sulfat i luft har gått ned det siste tiåret som et resultat av internasjonale konvensjoner om reduksjoner i utslippene. Målinger fra samme sted viser også at økningen i konsentrasjonen av ozonødeleggende stoffer er i ferd med å flate ut som følge av Montreal-protokollen for beskyttelse av ozonlaget.

Troposfærisk ozon spiller en viktig rolle, både som miljøskadelig forurensning og som drivhusgass. Målinger og modellering har gitt oss øket kunnskap om transport og dannelse av denne gassen. Beregninger viser at ozon bidrar med ca. 10% av den menneskeskapte økningen i drivhuseffekten.

Havet spiller en viktig rolle i klimasystemet, og mye av usikkerheten om fremtidens klima ligger i hvordan havstrømmer, som f.eks. Golfstrømmen, vil reagere på en økning i drivhuseffekten. Det er observert en rask økning i temperaturen i dypet av Norskehavet, men det er fortsatt usikkert hva denne økningen skyldes og hvilke konsekvenser dette kan få for klimaet i våre områder.

Utbredelsen av havis i Arktis har avtatt med 33% i løpet av de siste 135 år. Mindre havis betyr lavere refleksjonsevne (albedo), noe som vil kunne gi ytterligere temperaturøkning.

Opptak av CO₂ i havet har stor betydning for den videre utvikling av CO₂-innholdet i atmosfæren. De nordiske hav tar opp CO₂ fra atmosfæren året rundt og bringer denne ned i dyphavet gjennom dypvannsdannelse. Høyere vanntemperatur og øket tilførsel av smeltevann vil kunne svekke denne prosessen i fremtiden, noe som vil kunne føre til mer CO₂ i atmosfæren.

I løpet av 90-årene har ozonlaget i Arktis gjennomgått store endringer, særlig i vinter- og vårmånedene. Målinger og analyser som er finansiert gjennom Klima- og ozonprogrammet har påvist stor grad av kjemisk nedbrytning av ozon i tidsrommet januar-april for mange av vintrene i 90-årene. I 1996 og 1997 ble det påvist 60-70% reduksjon av ozon i ca. 20 km høyde i Arktis. Denne reduksjonen skyldes en kombinasjon av menneskeskapte utslipp av ozonødeleggende stoffer (klorfluorkarboner og haloner) samt synkende temperatur i stratosfæren, som i sin tur skyldes økning i drivhusgasser og lave ozonverdier.

Forskning på effekter var lavt prioritert de første seks årene. Det er derfor relativt få resultater på dette området, men noen eksempler er tatt med. Det er blant annet vist at ved en dobling av CO₂ og en økning i temperatur på 3-5 grader vil skogen gå over fra å være et sluk for CO₂ til å bli en kilde.

Forord

Norge var relativt tidlig ute med et eget forskningsprogram omkring klima- og ozonspørsmål. Ved starten i 1989 var IPCC-prosessen såvidt kommet i gang. Den interdepartementale klima-utredningen ble gjort i 1989-1990 med statusbeskrivelse av norsk klimaforskning og vurdering av klimaeffekter med hovedvekt på naturgrunnlaget. Programmet startet opp omtrent samtidig med at EU-kommisjonen begynte å støtte europeisk ozonlagsforskning. Dette var før de store europeiske stratosfærekampanjene, som startet i 1991, og omtrent samtidig med den amerikanske flykampanjen i Arktis vinteren 1988-89. Det arktiske ozonhullet hadde på det tidspunkt ikke manifestert seg, men mengden av klor og brom i stratosfæren var stigende og man fryktet at dette kunne få negative konsekvenser, slik som i Antarktis.

Målet for Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål var å bidra til forbedrede prognoser for fremtidig global, og hvis mulig, regional klima- og ozonlagsutvikling. Programstyret prioriterte å støtte forskning som kunne bidra til sikrere viten om de fysiske og kjemiske forhold som kan føre til endringer i klimaet eller ozonlaget. I visse tilfeller ble det gitt støtte til effektforskning, med særlig vekt på effekter av endret UV-stråling ved bakken.

Forskningsinnsatsen i programmet var tverrfaglig, og programmet bidro til at sterke forskningsmiljøer, f.eks. innen paleoklimatologi og oseanografi, samlet seg og dreiet innsatsen mot

klimaforskning. Programmet har uten tvil bidratt mye til å styrke og samle norsk klima- og ozonforskning.

Programmet har også bidratt til å sette i gang og samordne norsk forskning på viktige områder, som CO₂-balansen mellom atmosfære og hav i Grønlands-, Islands- og Norskehavet. Programmet har gjennomført en rekke seminarer, og dette har bidratt til å knytte forskningsmiljøene ytterligere sammen.

Etterhvert som forskningen omkring det fysiske grunnlag for klima- og ozonlagsendringer kom i god gjenge, ble det gjennomført en prioriteringsendring slik at effektforskningen i større grad ble tilgodesett. Etter 1996 ble det foretatt en fokusering av klimadelen av programmet med hovedvekt på regionale klimaendringer.

Utfordringene med forebyggelse og tilpasning til klimaforandringer står i dag sentralt på samfunnets dagsorden. Ozonlagsreduksjonen ser ut til å kunne fortsette enda i flere tiår selvom internasjonale avtaler overholdes, bl. a. på grunn av at klimaforandringene kan forsterke ozonnedbrytningen. Langsiktig satsing på klima- og ozonforskning er betimelig og nødvendig for at den politiske responsen skal kunne være kunnskapsdrevet.

Øystein Hov
Programstyrets leder

Innhold

Sammendrag	2
Forord	2
Innledning	4
Skjer det en endring i klimaet?	7
Hva kan vi lære av fortidens klima?	8
Faktaboks A: Hvorfor får vi istider?	10
Ser vi endringer i atmosfæren?	14
Faktaboks B: Drivhuseffekten	16
Hvilken rolle spiller havet for endringer i klimaet?	20
Faktaboks C: Havets rolle i klimasystemet	22
Blir ozonlaget tynnere?	26
Faktaboks D: Hva er ozonlaget og hvorfor blir det tynnere?	28
Hva blir virkningene av klimaendring og tynnere ozonlag?	32
Bidragstere	36

Innledning

Bakgrunn

Man har lenge vært klar over at menneskelig aktivitet kan påvirke miljøet på jorda. Lokal forurensning fra industri og husoppvarming har vært et problem i mer enn 100 år. I 1970-årene ble man klar over at forurensning kan transporteres over store avstander fra et land til et annet. Det er dette som kalles regional forurensning. Sur nedbør er et eksempel på slik forurensning. Mot slutten av 1980-tallet fikk man en øket bevissthet om at menneskelig aktivitet også kan påvirke miljøet over hele kloden. Utslipp av forurensning ett sted kan skape problemer, ikke bare i nabolandene, men også på den andre siden av kloden. Det er dette vi kaller globale miljøproblemer. De to mest kjente problemene av denne typen er økningen i drivhuseffekten og uttynning av ozonlaget. Utslipp av CO₂ og andre drivhusgasser i en del av verden vil kunne påvirke klimaet over hele kloden. Utslipp av klorfluorkarboner og haloner i de industrialiserte landene på den nordlige halvkule har resultert i et årlig tilbakevendende "ozonhull" over Antarktis mer enn 10000 km borte.

I Stortingsproposisjon nr. 1 1988-89 (Miljøverndepartementet, post 51, forskningsprogrammer) ble det foreslått å starte opp et forskningsprogram for klima- og ozonspørsmål da "Det mangler fortsatt mye kunnskap om ozon og klimaspørsmål, både av grunnforskningskarakter og som underlag for nasjonale tiltak og internasjonale forhandlinger". Post 51 ble vedtatt av Stortinget. Nasjonalkomiteén for miljøvernforskning vedtok deretter på et møte den 29.11.1988 å nedsette et utvalg som skulle utarbeide et forslag til forskningsprogram. Programmets innhold er beskrevet i et programnotat fra 1989; "Program Klima- og ozonforskning", ISBN 82-7216-553-8.

Et revidert programnotat ble utarbeidet i 1995; "Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål", ISBN 82-12-00609-3. Den viktigste endringen fra det opprinnelige programnotatet var at "Forskning som kan bidra til sikrere viten om virkningene på naturlige økosystemer av klima- og ozonlagsendringer, er nå likestilt med forskning omkring de fysiske og kjemiske forhold som kan føre til endringer i klimaet eller ozonlaget". Programmet ble avsluttet i 1998, men forskning omkring klima- og ozonspørsmål er videreført i et nytt program: "Forskningsprogram om endringer i klima og ozonlag". Ansvaret for forskning omkring biologiske virkninger av klima- og ozonlagsendringer er fra 1998 tillagt "Forskningsprogram om biologisk mangfold".

Hensikt

Målet for programmet har vært å:

- Øke innsikten i og kartlegge tidligere tiders klimavariasjoner og mekanismene for de prosesser som kan føre til endringer i jordens klima og stratosfærens ozonlag.
- Gi resultater som kan tjene som beslutningsgrunnlag for nasjonale og internasjonale tiltak for å redusere utslipp og minimalisere skadeomfanget av forandringer i klima og ozonlag.
- Gi resultater som kan tjene som grunnlag for norske myndigheter i internasjonale forhandlinger.

Fra 1996 kom det i det reviderte programnotatet inn et punkt om virkninger:

- Å øke innsikten i virkningene av endret klima og ozonlag.

Samfunnsmessige spørsmål

Programmet har hatt og vil i fortsettelsen ha stor samfunnsmessig betydning. Kunnskap om hvilke klimaendringer som vil komme i Norge er av betydning for planlegging av samfunnet i årene som kommer. Eksempler som kan nevnes er:

- Blir det varmere eller kaldere i Norge?
- Hvordan vil en klimaendring slå ut i de forskjellige landsdelene?
- Hvor stor økning i havnivået kan vi vente oss?
- Hvor mye hyppigere vil vi oppleve sterke stormer og orkaner?
- Hvor mye mer (eller mindre) nedbør kan vi vente oss?
- Vil breene i Norge rykke frem eller trekke seg tilbake?
- Hvordan går det med utbredelsen av havis i Arktis?

Med kunnskap om disse geofysiske endringene vil det dernest bli aktuelt å stille spørsmål om hvilken effekt disse endringene vil ha på Norges dyre- og planteliv. Som eksempler kan nevnes:

- Vil utbredelsen av gran og furu skrumpe inn?
- Hvilken effekt vil en endring av havtemperaturen få for fiskeforekomstene i Norskehavet og Barentshavet?

Det er også viktig for norske myndigheter å ha førstehånds kjennskap til kunnskapsstatus innen internasjonal klimaforskning. Dette er viktig kunnskap bla. i forbindelse med forhandlinger om klimakonvensjoner.

Endringer i ozonlaget vil også kunne få samfunnsmessige konsekvenser pga. den økte UV-strålingen som et tynnere ozonlag vil føre til. Blant de spørsmål som bør besvares innen ozonlagsproblemet kan nevnes:

- Blir ozonlaget over våre områder tynnere?
- Hvordan fordeler en eventuell uttynning seg over de forskjellige delene av landet, inkludert Arktis?
- Hva slags ozonlag kan vi vente oss de neste tiår?
- Hva er sammenhengen mellom ozonlagets tykkelse og den UV-stråling som når bakken?

Med kjennskap til endringer i ozonlag og UV-stråling vil det være behov for kunnskap om hvordan disse endringene vil påvirke miljøet. Eksempelvis kan nevnes:

- Hvordan påvirker økt UV-stråling vekster av betydning for norsk landbruk?
- Hva er effekten av økt UV-stråling på livet i havet, og da særlig planteplankton, som befinner seg nederst i næringspyramiden?

Også innen ozonlagsproblemet er det avgjørende at norske myndigheter har førstehånds kjennskap til forskningsfronten. Dette er viktig i forbindelse med internasjonale møter for revisjon av Montreal-protokollen.

Ressursbruk

Programmets årlige budsjett nedbrutt på de ulike finansieringskildene er vist i tabell 1. Programmet har støttet nærmere 200 forskningsprosjekter med til sammen ca. 85 millioner kroner. I tabell 2 er det vist hvordan støtten har fordelt seg på programmets ulike fagområder.

Kilde/År	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
Miljøverndepartementet	2,5	5,0	6,9	8,0	8,0	7,0	7,0	7,1	10,0	14,0
Undervisnings- og forskningsdepartementet		2,1	2,1	2,2	2,2	2,7	2,7	2,5	2,0	3,0
Landbruksdepartementet						0,6	1,0	1,0	1,0	0,5
Sum	2,5	7,1	9,0	10,2	10,2	10,3	10,7	10,6	13,0*	17,5*

Tabell 1. Årlig budsjett nedbrutt på de ulike finansieringskildene i mill. kr.

*Programmet er videreført med overlapp og felles budsjett for det gamle og nye programmet i 1997 og 1998. Summen er ikke nødvendigvis identisk med programmets budsjett. Dette skyldes at administrative kostnader og overføringer og forskutteringer fra år til år ikke er inkludert.

Område/År	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
Prosesstudier og modellering, atmosfære	0,7	2,7	1,5	1,7	1,5	7,6	7,1	1,8	2,1	1,0
Prosesstudier og modellering, hav	0,2	1,0	1,3	2,7	3,4			2,8	1,2	0,6
Paleoklimatologi	0,7	2,3	3,4	3,2	3,9			1,9	2,6	1,4
Ozon- og UV-studier	0,8	0,9	1,7	1,6	1,1	0,9	1,6	2,5	1,3	1,0
Effektforskning	0,2	1,0	1,0	0,5	0,8	1,8	2,0	1,8	1,3	0,6
Sum	2,6	7,9	8,9	9,7	10,7	10,3	10,7	10,8	8,5*	4,6*

Tabell 2. Tildeling av midler fra Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål fra 1989 til 1998. Tallene er i mill. kr. Beløpene er delt inn etter fagområde. Skillet mellom paleoklimatologi og effektforskning har variert fra år til år.

*Programmet er videreført med overlapp i 1997 og 1998. Beløpene i tabellen gjelder kun for det gamle programmet.

Betydning for forskningsmiljøene

Klima- og ozonprogrammet har hatt stor betydning for de norske forskningsmiljøene innen en rekke fagområder.

Programmet har bidratt i vesentlig grad til nyrekruttering av forskere til en rekke fagfelter. Dette har skjedd gjennom finansiering av doktorgradsstipender og postdoktorstipender. Omlag 30 stipendiater har fått støtte til sitt doktorgradsstudium gjennom programmet.

Støtte fra Klima- og ozonprogrammet har bedret muligheten for norske forskere til å delta i internasjonale prosjekter, bl.a. EU-prosjekter og prosjekter støttet av European Science Foundation. Deltagelse i større internasjonale prosjekter sikrer at forskningen foregår i forskningsfronten. Klima- og ozonprogrammet har dermed bidratt til å heve nivået på norsk forskning innen klima- og ozonproblemet.

Klima- og ozonprogrammet har virket samlende på flere norske miljøer som tidligere knapt nok kjente til hverandre. Det har i løpet av programmets eksistens vært arrangert fire konferanser der alle programmets deltagere har vært invitert. I tillegg ble det avholdt et sluttseminar for programmet i april 1999. Dette har bidratt til å skape mange nye kontakter. Kontakter som er etablert i løpet av de første 10 årene av Klima- og ozonprogrammet har muliggjort opprettelsen av mer samordnede prosjekter der mange fagmiljøer arbeider sammen mot et felles mål. Dette fører til mer effektiv forskning enn om miljøene skulle ha arbeidet isolert.

De siste årene er det opprettet tre større paraply-prosjekter som samler flere fagmiljøer: RegClim, som arbeider med regionale klimaendringer i Norge, NORPAST som arbeider med fortidens klima og COZUV som arbeider med å kartlegge og forstå ozonlagsendringer i Nordområdene. Fra 2000 vil det i tillegg opprettes et koordinert havklimaprojekt (NOCLim). Alle disse prosjektene samler de fleste miljøer i Norge som arbeider innen de respektive områdene.

Betydningen for forvaltningen

For forvaltningen er det særlig to forhold som er av betydning. For det første ønsker man kunnskap om utviklingen fremover, slik at man kan planlegge for fremtidens klima og ozonlag og eventuelt ta forholdsregler mot de endringer man regner med vil skje. For det andre ønsker forvaltningen best mulig faglig grunnlag i forbindelse med internasjonale forhandlinger som tar sikte på å definere tiltak mot klimaendring og uttynning av ozonlaget. Eksempler på slike forhandlinger er Kyoto-forhandlingene og forhandlinger for oppdatering av Montreal-protokollen.

For at norske myndigheter skal ha best mulig grunnlag for å treffe de rette beslutninger er det helt avgjørende å ha et fagmiljø som deltar i den internasjonale forskningsfronten. Det sikrer at man har fagpersoner som til enhver tid er oppdatert om det siste av kunnskap innen de respektive fagområder.

Mange av resultatene fra Klima- og ozonprogrammet er av stor verdi for forvaltningen. Forståelse av de prosesser som leder til klimaendring og uttynning av ozonlaget er nødvendig for å kunne utvikle modeller som kan beregne realistiske prognoser for fremtidens klima og ozonlag. Kjennskap til fortidens klimaendringer og forståelse for de prosesser som har ført til klimaendringer i fortiden er viktige for å verifisere klimamodellene. Hvis ikke modellene kan simulere fortidens klima, kan man ikke feste lit til modellenes fremtidsprognoser.

I forbindelse med internasjonale forhandlinger om reduksjon av klimagassutslipp er det av betydning at norske myndigheter kan støtte seg på kompetanse, både om den fremtidige klimautvikling, og konsekvensene av denne.

Kunnskap om ozonlagets tilstand og den fremtidige utvikling er av betydning for norske myndigheter i forbindelse med forhandlinger om begrensninger i bruken av ozonødeleggende stoffer. Det er også viktig å ha best mulig kunnskap om den fremtidige utviklingen slik at tiltak kan settes inn for å minimalisere skadevirkningene av et hardere strålingsklima.

Veien videre

Gjennom de første 10 år av programmet har en rekke fagmiljøer blitt bedre kjent og har knyttet kontakter. Dette blir nå utnyttet i det nye programmet der man i større grad øremerker midlene til større koordinerte prosjekter der flere fagmiljøer arbeider sammen mot et felles mål. Ved å forene kreftene på denne måten håper man å oppnå mer effektiv forskning, og man vil få flere resultater for en viss økonomisk innsats.

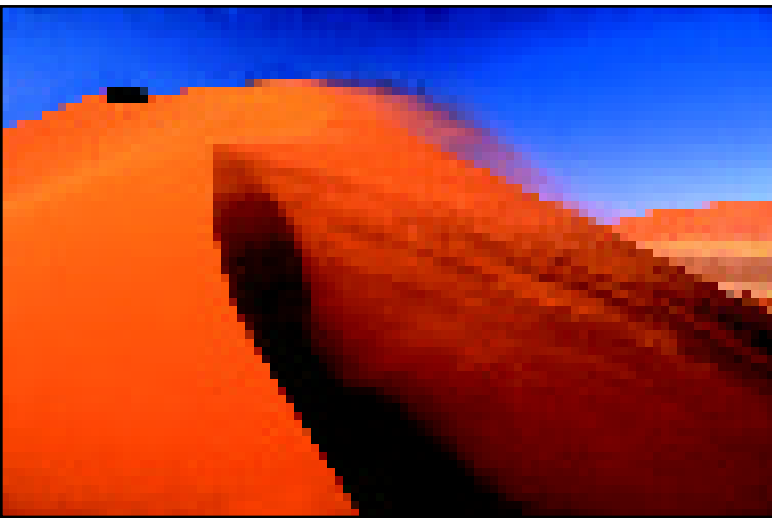
Innen klima-forskningen satses det nå på å lage prognoser for klimautviklingen her i Norge. Dette gjøres gjennom det koordinerte prosjektet RegClim.

Innen paleoklimatologi blir nå forskningen samordnet gjennom paraply-prosjektet NORPAST.

Innen ozonlags- og UV-forskning er det opprettet et koordinert prosjekt, COZUV.

Et koordinert havforskningsprosjekt, "Norwegian Ocean Climate Project, NOClim", vil bli igangsatt fra og med 2000.

De fire koordinerte prosjektene bygger alle på resultater og erfaringer fra de første 10 årene av programmet.



Skjer det en endring i klimaet?

Hva er klima?

Vi bruker å si at klima er gjennomsnittlig vær. I tillegg til de faktorer som vi føler på kroppen, som f.eks. temperatur og vind bruker vi en rekke andre størrelser for å beskrive klimaet for en gitt tidsperiode. Blant disse kan vi nevne nedbør, utbredelse av breer, temperatur i havet, tykkelse av havis og skydekke.

Klimaet styres av en rekke faktorer, både indre og ytre. Det er et samspill mellom disse faktorene. Forenklet kan vi beskrive det slik:

Ytre faktorer → Interne reaksjoner ← Interne faktorer

Ytre faktorer er f.eks. endringer i solinnstråling pga. periodiske endringer i jordbanen og solflekkaktivitet. Blant ytre faktorer er også meteoritter, som kan være en avgjørende klimafaktor hvis nedslaget er stort nok.

Interne faktorer består av både menneskeskapte og naturlige fenomener. En viktig menneskeskapt faktor er utslipp av klimagasser. Blant naturlige indre faktorer kan nevnes vulkanisme og kontinentaldrift. Coriolis-kraften, som får havstrømmer og vindsystemer til å bøye av mot høyre på den nordlige halvkule, er også en viktig intern faktor.

Interne reaksjoner og tilbakekoblingsmekanismer (feed-back) består av mange faktorer som f.eks. endringer i havstrømmer og atmosfærisk sirkulasjon, endring i produksjonsmønster, dannelse av skydekke, endring i utbredelse av sjøis og snødekke og dermed jordens refleksjonsevne (albedo) og endring i vegetasjonsmønster.

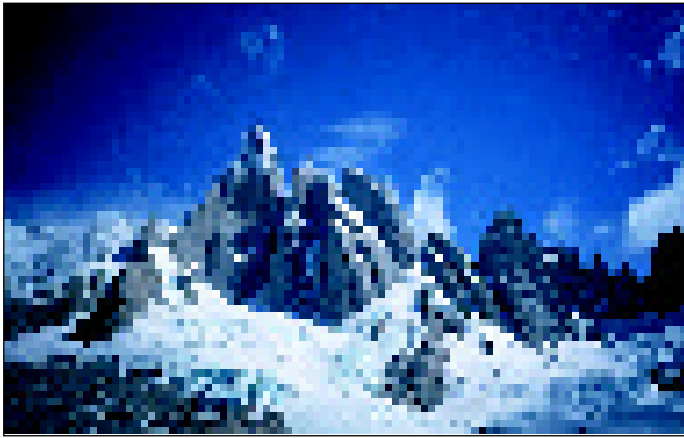
Det har vært et mål for klima- og ozonprogrammet å øke vår innsikt i de mekanismer som styrer vær og klima.

Ser vi en klimaendring?

Jordens klima er i konstant endring og har variert gjennom hele jordens geologiske historie. Denne endringen skjer på mange forskjellige tidsskalaer fra noen få tiår til hundretusener og millioner av år. Modellberegninger viser at fortsatt utslipp av CO₂ og andre drivhusgasser vil føre til en økning i jordens middeltemperatur på 1,5 til 4°C over de neste 50 år. Dette er en økning som er omtrent så rask som de raskeste naturlige klimaendringer vi kjenner til fra fortiden.

Ser vi på jordkloden under ett er det liten tvil om at det har foregått en temperaturøkning i løpet av de siste hundre år. Økningen er på ca. 0,5°C. Flere av de varmeste årene i det 20. århundre har funnet sted i 1990-årene.

Selv om det finner sted en global oppvarming er det ikke dermed sagt at det blir varmere i våre områder. En global oppvarming kan fordeles ujevnt over kloden, slik at noen steder blir varmere og andre kaldere. Globale sirkulasjonsmønstre vil kunne bli påvirket, dette gjelder både atmosfærisk sirkulasjon og havstrømmer. Hvis Vestavindsbeltet, som sender varm og fuktig luft over Atlanterhavet mot Europa, flytter seg nordover vil vi i Norge få mildere vintre enn vi er vant til. En annen, og mye omtalt, mulig effekt av klimaendring er en svekkelse av Golfstrømmen. Dette ville i så fall føre til et kaldere klima hos oss. Et generelt mildere vinterklima i våre områder, og dermed økt årsmiddeltemperatur, vil gi mer nedbør og f.eks. vekst av isbreene på Vestlandet. Dette kan føre til kaldere lokalklima i isbrenære områder.



Hva kan vi lære av fortidens klima?

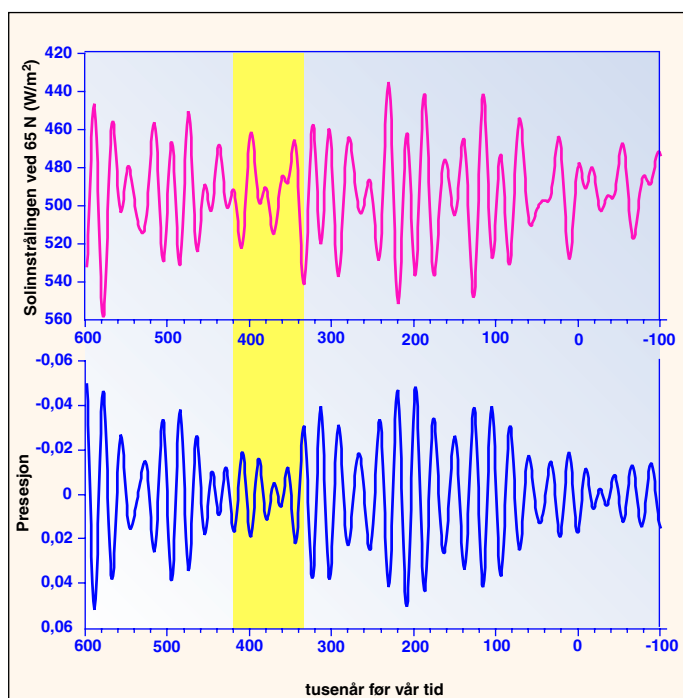


Klimaendring er ikke bare et fenomen som har dukket opp i det 20. århundre. Også i fortiden har det forekommet mer eller mindre raske og mer eller mindre dramatiske klimaendringer. Paleoklimatologi er læren om fortidens klima. Med fortid mener vi her alt fra noen få hundre år til flere hundre tusen eller millioner år bakover i tid. En sentral problemstilling innen paleoklimatologi er endringer i klima som følge av overganger mellom istider og mellomistider. Dette fagfeltet har spilt en betydelig rolle i Klima- og ozonprogrammet. Kunnskap om fortidens klimaendringer og konsekvensen av disse vil kunne gi oss bedre innsikt i hvilke endringer og effekter vi kan vente oss i fremtiden. Faktaboksen på neste side gir bakgrunnsstoff om hvorfor istider kommer og går.

Data om fortidens klima er nødvendige for å verifisere globale og regionale klimamodeller. For at vi skal tro på klimamodellens prognoser om fremtidens klima må de også være i stand til å gi et riktig bilde av dagens og fortidens klima.

Bruk av tidligere mellomistider som analogier for vår tid

Hvis man ser nærmere på hvordan solinnstrålingen har variert over de siste 600.000 år og på fremskrivningene for de neste 100.000 år, ser man at siste glasielle/interglasielle syklus ikke er noen god analogi for den mellomistid vi er inne i nå. Hvis vi går tilbake i tiden, vil vi se at det er tidsrommet fra 423.000-339.000 år før vår tid som hadde en solinnstråling som ligner på dagens og fremtidens (neste 100.000 år). Dette er illustrert i figur 1.



Figur 1. Langtidsvariasjoner i astronomiske parametere. Tids-skalaen viser år før vår tid (fortid til venstre og fremtid til høyre). Øverste kurve viser solinnstrålingen ved 65°N i juni. Nederste kurve viser presesjonen av jevndøgnene, som varierer med en periode på ca. 20.000 år. Av disse kurvene ser vi at fra slutten av siste istid (ca. 10.000 år før vår tid) og fremover kan det ventes en nokså beskjeden variasjon i solinnstrålingen. Den perioden i fortiden som ligner mest på dette, finner vi i tidsrommet fra 340.000 til 420.000 år før vår tid. Fra Nalán Koç, Univ. i Bergen og Norsk Polarinstitutt.

Se faktaboks på neste side for nærmere forklaring av astronomiske parametere.

De nordiske hav

Nordvest-Europa og den nordlige Nord-Atlantiske regionen har i dag et klima som er 5-10°C varmere enn breddegradenes gjennomsnitt pga. av den enorme varmetransporten nordover via den varme Nord-Atlantiske strømmen. Men dette har ikke vært tilfelle bestandig. Under den siste istiden, da en innlandsis dekket Skandinavia, var store deler av De nordiske hav dekket av sjøis. Nyere maringeologiske undersøkelser viser at sirkulasjonsmønsteret i området har variert hyppig i takt med de atmosfæriske temperaturene over grønlandsisen, som antyder 5-10°C fluktasjoner i løpet av noen få tiår under istiden. Den siste isavsmeltingen i vårt område begynte for ca. 15.000 år siden da isen over Barentshavet smeltet ned. Men selve oppvarmingen av havet skjedde ikke før for ca. 13.000 år siden og bare som en stripe langs Norskekysten. Oppvarming av hele det nordiske havområdet skjedde for ca. 10.000 år siden med en sterk forgrening av den Nordatlantiske strømmen, som resulterte i en tilbaketreking av sjøisgrensen mot Grønland. I tidsperioden 8000-5000 år før i dag opplevde området et klimaoptimum med havtemperaturer ca. 4°C høyere enn nå. Dette skjedde i samsvar med høy solinnstråling til nordlige breddegrader. Sjøisen var hovedsakelig begrenset til den nordvestlige delen av området langs Nordøst-Grønland i denne perioden. I de siste 5.000 år har temperaturene i området vist en generell nedgang og sjøisdekket har økt. De siste forskningsresultatene viser at det også har vært hurtigere temperaturendringer på 1-2°C i de siste par tusen år. For eksempel; perioden 1400 til 1850 var markert kaldere enn vårt århundre (den lille istid), og perioden 1000 til 1400 var relativt varm (den varme middelalderperioden).

Norske istidslandskap

KLIMBRE var et koordinert paleoklima- og paleoglasiasjonsprosjekt på nasjonalt nivå. Formålet var å:

- Stimulere til økt forskning innen paleoklimatologi både hva angår volum og kvalitet.
- Utnytte ressursene bedre ved økt koordinering.
- Fokuserer forskningsinnsatsen i forskjellige forskningsmiljøer mot de samme problemstillinger.

KLIMBRE var delt inn i en rekke delprosjekter, og vi skal her bringe resultater fra noen av disse.

Siste interglasielle - glasielle syklus i Vest-Norge

Det er påvist en ny isfri periode i Vest-Norge som i tid ligger nær siste istids maksimum for 20.000 år siden. Dette viser at respons til klimaendringer både var mer kompleks og gikk raskere enn vi hittil har antatt. I ett arbeide viser volumetrisk brerekonstruksjon at isdekket ved siste istids maksimum dekket de høyeste fjelltoppene i Vest-Norge. Dette er i strid med andre resultater fra Vest-Norge, og problemet er fremdeles uløst. Volumetrisk rekonstruksjon er viktig både for albedoberegninger til klimamodeller og for å beregne havvolum- og jordskorperepons på glasiasjoner. Undersøkelser av små, lokale isbreer som eksisterte ved slutten av siste istid i kystsstrøkene viser at det var et svært skarpt klimaskille fra kyst til innland i denne perioden. Fjordsedimenter viser at det har vært flere variasjoner i innstrømming av Atlanterhavsvann gjennom etteristiden. Årsakene til disse, og om de er sykliske og dermed forutsigbare, er det ennå for tidlig å ha en klar formening om. Dette, og volumetrisk brerekonstruksjon, følges opp i NORPAST gjennom det nye Klima- og ozonprogrammet.

Kvartærstratigrafi på Jæren

Det er utviklet en ny geologisk modell for regionen som viser at det hver gang under maksimal glasiasjon var to typer glasielle regimer: En hurtigstrømmende isstrøm langs Norskerenna og terrestrisk basert is over Syd-Norge. Den terrestriske isen drenerte

Faktaboks A: Hvorfor istider?

Jordens klima har i løpet av flere hundre millioner år gjennomgått tildels store forandringer. De siste ca. 2,5 millioner år (kvartærtiden) har vært preget av forholdsvis lange istider avløst av relativt korte mellomistider.

Vi er for tiden inne i en mellomistid. Siste istid, som varte fra ca. 115.000 år til ca. 10.000 år før vår tid, er bare den siste i en rekke av omtrent 40 istider.

Årsaken til denne svingningen mellom istider og mellomistider ble forklart av Milankovic i 1941. Tre nesten-periodiske endringer i jordens bane rundt solen og i jordens rotasjonsbevegelse forårsaker endringer i mengden av solstråling som treffer jorden. I perioder med liten innstråling dannes istider, og i perioder med større innstråling får vi mellomistider. De ytre drivkreftene er overraskende små, men indre forsterkningsmekanismer i klimasystemet forstørker de små ytre signalene til store klimaendringer. Disse variasjonene skyldes igjen virkningen av tyngdekraften mellom de forskjellige planeter og måner i solsystemet.

Jordbanens form

Som kjent er jordens bane rundt solen ikke en perfekt sirkel, men en ellipse. Jordbanens form varierer med perioder på 100.000 og 400.000 år slik at den i enkelte perioder er mer langstrakt enn i andre perioder. Dette er illustrert i figur A.1. Dette gir en forskjell i solinnstrålingen til jorda på mindre enn 0,1%, noe som er nærmest neglisjerbart. Den virkelige drivkraften til istider og mellomistider er derfor forårsaket av en omfordeling av innstrålingen mellom årstider og breddegrader, noe vi skal se på nedenfor. De dramatiske klimaendringene mellom istider og mellomistider skjer altså til tross for at varmeinnstrålingen på årsbasis for jordkloden under ett nesten er konstant. Mellomistidene følger denne rytmen på 100.000 år, men det er fremdeles et mysterium hvorfor denne svake svingningen gir så store klimautslag.

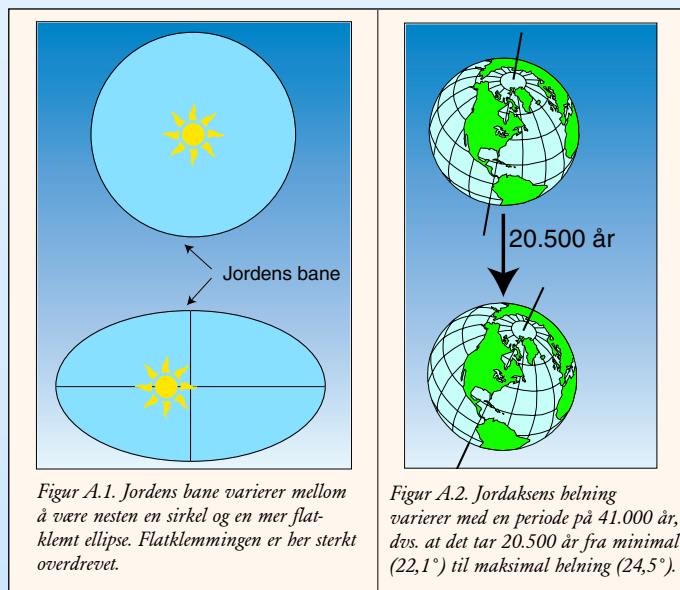
Jordaksens helning

Jordaksen står på skrå i forhold til jordens bane rundt solen. Det er dette som gir opphav til årstidene. Vinkelen mellom jordaksen og jordbanen er ikke konstant, men varierer med en periode på 41.000 år. Dette er vist

inn i isstrømmen på Jæren. Skråningen mellom Høg- og Lågjæren er et resultat av erosjon av isstrømmen, og ikke, som mange har antatt tidligere, tektonisk betinget. Høye marine leirer på Jæren skyldes at isstrømmen gjentatte ganger presset landet ned slik at disse kunne avsettes når isstrømmen smeltet tilbake. Isstrømmen var den viktigste dreneringsvei både for is og sedimenter fra det Syd-Skandinaviske isdekket til Nord-Atlanteren/Norskehavet. Avsetninger fra isstrømmen kan spores i kjerner fra disse havområdene, og er et viktig hjelpemiddel for å knytte sammen marine og kontinentale paleoklimaserier. Jæren har den mest komplette paleoklimaserien som er kjent fra land i Norge, og er således også et nøkkelområde for å forstå de langsiktige trendene i den naturlige klimautviklingen.

Sen pleistocen geologisk og paleoklimatisk utvikling i nordvest-Russland

Utbredelsen av den Skandinaviske innlandsisen under siste istids maksimum er kartlagt og datert i et område syd og øst for Arkhangelsk, i det nordvestlige Russland. Det viste seg at maksimal isutbredelse inntraff 6-8000 år senere enn for den samme innlandsisen i sydvest-Skandinavia, noe som ikke har vært kjent tidligere. Dette har trolig først og fremst glasiodynamiske og topografiske årsaker, og understreker at det må utvises forsiktighet i klimatiske tolkninger. I et samarbeid innen EU-prosjektet "Eurasian Ice Sheet" er det laget en sammenstilling for siste istids maksimum over hele Eurasia. Det viser seg at isutbredelsen for Barentshavisen og Karahavisen var ca. 50% mindre enn det som i dag brukes i klimamodeller. Resultatene har betydning for global rekonstruksjon av siste istids maksimum idet de endrer grensebetingelsene for simulering av denne perioden.



Figur A.1. Jordens bane varierer mellom å være nesten en sirkel og en mer flatklempt ellipse. Flatklemmingen er her sterkt overdrevet.

Figur A.2. Jordaksens helning varierer med en periode på 41.000 år, dvs. at det tar 20.500 år fra minimal (22,1°) til maksimal helning (24,5°).

i figur A.2. Idag er den 23,5°, men den varierer mellom 22,1 og 24,5°. Dette medfører at polarsirkelen beveger seg frem og tilbake mellom Moskenesøy (67,9°N) og Brønnøysund (65,5°N) i løpet av en periode på 41.000 år. Den beveger seg med en hastighet på ca. 14 meter hvert år. Jo mer jordaksen står på skrå jo større blir forskjellen på solinnstrålingen mellom sommer og vinter.

Jordaksens presesjon

Den tredje periodiske endringen kalles presesjon. Denne består i at jordaksens retning i verdensrommet endres over tid. Idag peker jordaksen mot stjernen α Ursae Minoris A. Fordi den ligger nær himmelens nordpol kaller vi den Stella Polaris. Slik vil det ikke alltid være fordi jordaksen endrer retning i verdensrommet. Dette fører til at vintersollhverv (dvs.

Etter forrige mellomistid og fram til siste istids maksimum, har trolig den skandinaviske innlandsisen ikke nådd fram til regionen. Det meste av de bevarte sedimentene fra denne perioden er fra midtre og siste del av siste istid. Denne perioden vitner om isfrie forhold med permafrost, vindavsatt sand og elvesystemer. Den framrykkende isbreen under siste istids maksimum førte til gradvis økning av havnivået og omlegging av elveløpene (pga. isdemming i nord).

At regionen hadde potensiale for videre undersøkelser ble bekreftet positivt, og oppfølging skjer nå i regi av pågående prosjekter med finansiering fra Forskningsrådet og EU.

Norske breer i Holocen

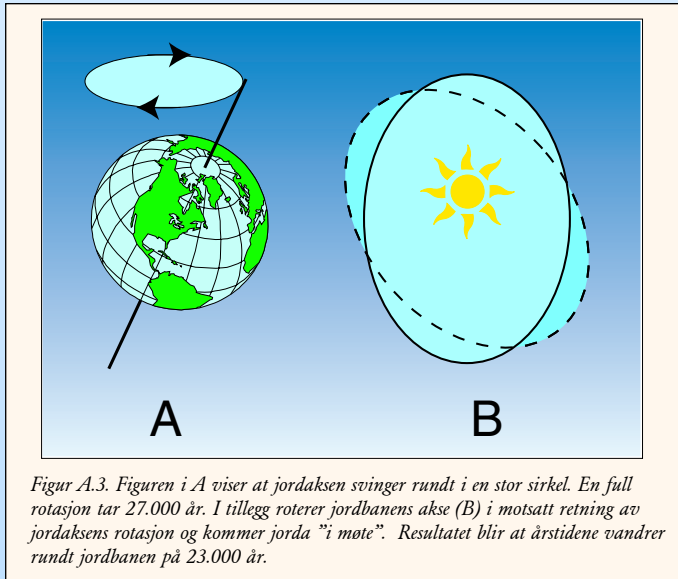
Holocen er navnet på perioden etter siste istid og er altså den tiden vi er inne i nå. Forskningsprogrammet har støttet flere prosjekter som har hatt som hovedmål å fremskaffe kontinuerlige, høyoppløselige rekonstruksjoner av holocene brevariasjoner, med spesiell vekt på Sør-Norge (Jostedalssjøen, Folgefonna, Ålfotbreen, Hardangerjøkulen og breer i Jotunheimen og på østsiden av Snøhetta på Dovre). Rekonstruksjonene er vesentlig basert på studier av randmorener, innsjøsedimenter og terrestriske snitt i myrer nedstrøms breer. Basert på rekonstruksjon av sommertemperatur fra variasjoner i høydegrensene for furu, er bredata fra Hardangerjøkulen benyttet til å rekonstruere variasjoner i vinternedbør gjennom de siste 10.000 år. I dette prosjektet har en dessuten konsentrert seg om å studere sammenhengen mellom klima og brevariasjoner på sør-norske breer i perioden 1901-1997, med spesiell vekt på å belyse årsakene til den kraftige breveksten i Vest-Norge på 1990-tallet. Det

når jordaksen peker bort fra sola) vil forflytte seg rundt i jordbanen.

Idag er jorda nærmest sola den 3. januar, dvs. like etter vintersolhverv. Dette betyr at vi på den nordlige halvkule har forholdsvis kjølige somre og milde vintre. På den sydlige halvkule er det motsatt; de har sommer i januar når jorda er nærmest sola. For 11.000 år siden var det motsatt; da kom vintersolhverv (21. desember) mens jorda var lengst unna sola, og vi fikk kalde vintre og varme somre på vår halvkule.

Presesjonen varierer med frekvenser på 19.000 og 24.000 år. Den klimatiske betydningen av presesjonen avhenger av hvor elliptisk jordbanen er. Hvis jordbanen er en perfekt sirkel spiller det ingen rolle hvor i jordbanen sommer og vinter faller. Jo mer elliptisk banen er, jo mer betyr presesjonen. I figur A.3 vises de to effektene som utgjør presesjonen. Disse endringer i jordens bevegelse rundt sola påvirker solstrålingen som vist i figur A.4.

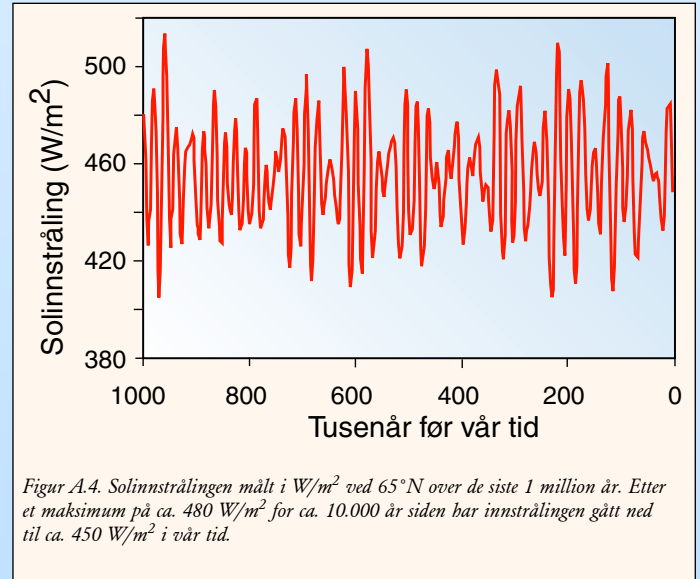
I tillegg til disse ytre drivkreftene, som ligger bak de store klimasvingningene, finnes også en rekke andre faktorer som påvirker



den indre responsen på jordens klimasystem. Disse omtales gjerne som forsterknings- og koblingsmekanismer, men mekanismene for disse er ikke fullt ut forstått. Av viktige faktorer kan nevnes havstrømmer, albedo, nedbør, vindsystemer og vulkanutbrudd.

Raske klimasvingninger

Også innenfor de enkelte istidene og mellomistidene har klimaet vist seg å variere. Bare de siste 10.000 år har temperaturen variert med opptil 5°C, med variasjoner i størrelsesorden 2°C de siste par tusen år. Disse naturlige temperatursvingningene overstiger de temperaturendringer som er observert så langt som følge av menneskeskapte utslipp og er av samme størrelsesorden som beregnede fremtidige temperaturendringer som følge av utslipp av drivhusgasser. Økt kjennskap til naturlige svingninger og bedre forståelse av forsterknings- og koblingsmekanismer er derfor av grunnleggende betydning for å kunne vurdere fremtidig klimaendringer og effekten av disse.



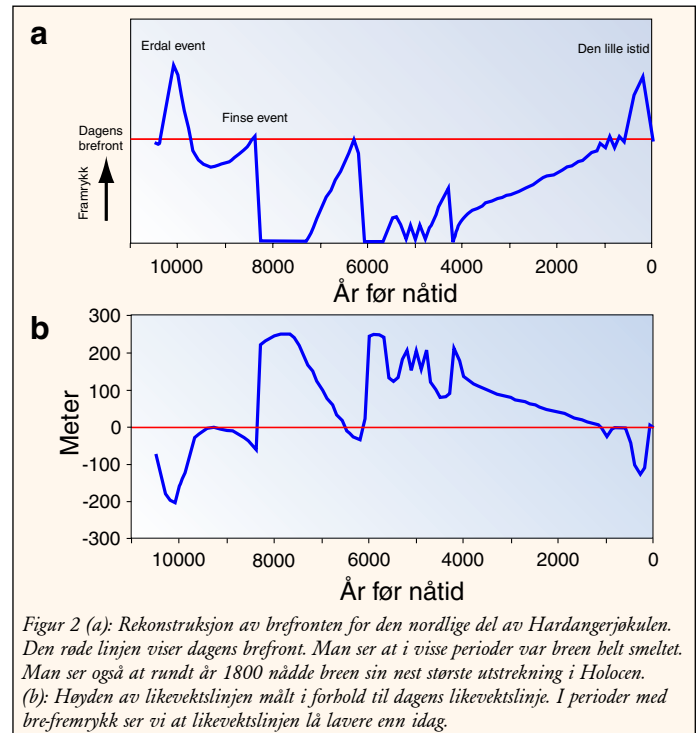
har videre vært gjort komparative studier av brevariasjoner og skredaktivitet i Vest-Norge og av grove massestrømmer i Leirdalen og rekonstruksjon av paleoklimaet på Jæren i perioden 1821-1850 basert på historiske klimadata.

Når ulike forvaltningsorganer skal lage sine analyser og utredninger, er det viktig å vite noe om naturlige klimavariasjoner i perioden før eventuelle menneskeskapte klimaendringer begynte å gjøre seg gjeldende. Det vil derfor i fremtiden være viktig å fremskaffe høyoppløste (10-100 år) rekonstruksjoner av nedbør og temperatur langs vest-øst- og sør-nord-snitt i Norge for de siste 2000-3000 år. Det er viktig at disse seriene overlapper med instrumentelle målinger, slik at en kan teste de lange seriene mot de instrumentelle. Disse klimaseriene kan så danne grunnlag for modellkjøringer under for eksempel RegClim-prosjektet.

Hardangerjøkulen gjennom de siste 10.000 år

Tradisjonelt har randmorener vært brukt til å rekonstruere tidligere breutbredelse. Det største problemet ved bruk av randmorener som mål på holocene (siste 10.000 år) brefluktasjoner i Sør-Norge er imidlertid at det største breframstøtet fant sted for omlag 10.000 år siden, og at det nest største fant sted under "den lille istid" på midten av 1700-tallet. Eventuelle spor etter breframstøt i den lange mellomliggende perioden ble derfor ødelagt av breframstøtet under "den lille istid", og det var nødvendig å bruke alternative metoder (innsjøsedimenter og torvsnitt nedstrøms breen i Finse-området) for å finne ut hvordan den nordlige delen Hardangerjøkulen har fluktuert gjennom det meste av Holocen.

Figur 2 (a) viser en rekonstruksjon av hvordan den nordlige delen av Hardangerjøkulen har variert gjennom de siste 10.000



år i forhold til dagens brefront. Ved flere anledninger mellom 8200 og 4100 år før vår tid var Hardangerjøkulen helt smeltet. Det mest overraskende er likevel at Hardangerjøkulen var omtrent like stor som i dag ved flere anledninger under det holocene klimaoptimum (9500-6000 år før nåtid), da sommertemperaturen

var opptil 1,5°C høyere enn i dag. Figur 2 (b) viser variasjoner i likevektslinjen (området på breen der snø-akkumulasjonen er like stor som smeltingen) på Hardangerjøkulen gjennom de siste 10.000 år, vist som relative endringer i forhold til i dag. Kurven er korrigert for landhevingen etter siste istid. Ved å benytte et etablert, ikke-lineært forhold mellom sommertemperatur og vinternedbør fra likevektslinjen på eksisterende norske breer, er variasjoner i vinternedbør på Hardangerjøkulen beregnet. Fluktuasjoner i sommertemperaturen gjennom Holocen er rekonstruert på grunnlag av høydevariasjoner i furuskogsgrensen i Sør-Skandinavia. På det meste (for omtrent 8200 år siden) var middels vinternedbør omlag 175% av dagens (1961-90) normalnedbør. Denne økningen i vinternedbør førte til at breene rykket fram, og dette breframstøtet (som vi kaller 'Finse event') faller sammen med den mest markerte Holocene klimatiske hendelsen påvist i GRIP- og GISP2-iskjernene på Grønland og i innsjøavsetninger og marine sedimenter i det nordvestlige Europa.

Skredaktivitet

Ulike typer skred blir utløst i forbindelse med ekstreme værforhold, og dermed kan studier av skredaktivitet i tidligere tider gi oss et bilde av den naturlige variabiliteten i slike værforhold (figur 3). Undersøkelser foretatt i skredområder på Vestlandet viser at forekomsten av snøskred er konsentrert til spesielle tidsperioder i løpet av de siste 14.000 år. Andre tidsperioder har vært mer eller mindre stabile. Også løsmasseskred ser ut til å opptre mye i enkelte tidsrom. Dette viser at ekstreme værforhold er en naturlig del av et klimasystem også uten menneskelig påvirkning. Det er ikke noe som tyder på at en i Norge har fått mer skred som følge av ekstreme værforhold de siste tiårene. I enkelte tidsepoker, som for eksempel for 4000 til 3200 år siden, førte ekstreme værforhold til mange snøskred og løsmasseskred.

De foreløpige prognosene fra de globale klimamodellene for et fremtidig klima antyder at en vil få mer ekstreme værforhold med store nedbørmengder. Dette vil føre til en økende fare for løsmasseskred i mange regioner. Dalsider som tidligere var stabile vil ved et endret nedbørmønster bli ustabile, og mange steder kan slike ras gå ut i vassdrag og påvirke og forsterke flomsituasjoner. Dette var tilfellet under den store skred- og flomkatastrofen på Østlandet i 1789 (Storofsen).

For å bedre kvaliteten på undersøkelser av naturlig variabilitet i ekstremvær er det nødvendig med flere studier av forholdet mellom historisk kjente skredhendelser og meteorologiske data. Dette er viktig for en bedre oversettelse av skredhistorie til trender i ekstreme værforhold. Videre vil det være et mål å se på regionale forskjeller, for eksempel mellom Vestlandet, Østlandet og Nord-Norge. Dette er viktig for bedre å kunne vurdere effektene av en mulig klimaendring.

Istidens utvikling i Russland

I Pechora-prosjektet arbeides det med rekonstruksjoner av fortidens klima- og miljøutvikling i den russiske sektor av Barents- og Karahavregionen. Målsetningen er å belyse utviklingshistorien i denne regionen fra forrige mellomistid og frem til idag, dvs. en periode på 130.000 år. Dette vil kunne gi økt forståelse for hvilke mekanismer som er med å forme klimaet, og resultatene kan dessuten brukes til å teste og forbedre generelle klimamodeller.

Nord-Russland er regnet for å være det området på jorda hvor det er knyttet størst usikkerhet til isutbredelsen i tid og rom gjennom denne lange perioden. Det har lenge vært kjent at det fra tid til annen har bygget seg opp store isbreer på sokkelområdene som i perioder har bredd seg innover det russiske kontinentet. Alderen på disse brefremstøtene, istykkelsen og deres geografiske

utbredelse har imidlertid vært omdiskutert og det foreligger flere motstridende hypoteser. I tillegg til å ha en betydelig albedo-effekt har disse bredekkene demmet opp for de store russiske elvene og derved reversert dreneringen over store deler av kontinentet. Isdekkene har således influert på tilførselen av ferskvann til Polhavet og de Nordiske havene og derved også på havsirkulasjonen.

Til prosjektdeltagernes store overraskelse viser undersøkelsen at de arktiske isdekkene i Barents- og Karahavregionen har hatt et helt annet forløp enn de andre store isbredekkene på jorda, innbefattet den skandinaviske innlandsisen. I motsetning til den rekonstruksjonen som frem til idag har vært benyttet til testing av generelle klimamodeller, er det mye som tyder på at isbreutbredelsen i denne regionen var nokså begrenset og at Barentshavisen ikke nådde innover land. Undersøkelsene tyder på at de arktiske breene derimot, hadde meget stor utbredelse kort tid etter forrige mellomistid, kanskje så tidlig som for ca. 80.000 år siden. Gjennom mesteparten av siste istid har imidlertid det eurasiatiske kontinent vært isfritt, og gjennom PECHORA-prosjektet er det til og med påvist at menneskene hadde krysset polarsirkelen i Europa så tidlig som for 37.000 år siden. Dette har gitt nye perspektiver på menneskenes innvandringshistorie.

Gjennom internasjonalt samarbeide arbeides det fortsatt med glasiologisk modellering basert på den nye geologiske rekonstruksjonen. Disse resultatene vil benyttes til å kvantifisere klimaparametrene gjennom tid. Dette vil kunne gi en bedre forståelse for selve mekanismene for veksten og smeltingen av ismassene. Et annet nøkkelspørsmål det nå arbeides med er om man kan finne igjen de raske klimaendringene som er påvist



Figur 3. Løsmasseskred fra Lærdal i 1993. Faren for slike skred kan øke ved mer ekstreme nedbørsforhold. Fra Lars Blikra, Norges geologiske undersøkelser.



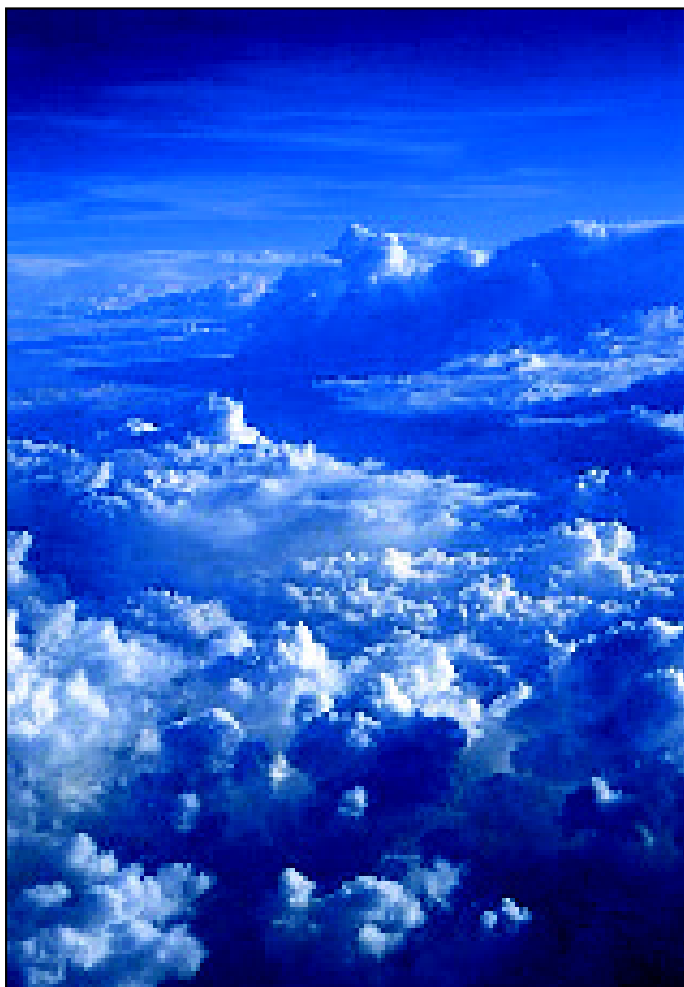
Figur 4. Rekonstruerte isgrenser for tidlig Weichsel (70-80.000 år før vår tid) og sen Weichsel (20-18.000 år før vår tid). Gule ringer med fotavtrykk viser undersøkte lokaliteter med spor etter istidsmennesker. Fra John Inge Svendsen og Jan Mangerud, Univ. i Bergen.

i isboringene på Grønland, eller om klimautviklingen i denne sensitive regionen har hatt et annet forløp. Klimautviklingen gjennom de lange isfrie periodene studeres nå ved å foreta

innsjøboringer i den russiske delen av Arktis. Kartet (figur 4) viser de isgrenser man er kommet frem til gjennom PECHORA-prosjektet.



Ser vi endringer i atmosfæren?



Selv om klimaet i stor grad påvirkes av havet er det i atmosfæren Svært dannes. Temperatur, vind, skydekke og nedbør er alle atmosfæriske fenomener. Det er derfor av stor betydning å kartlegge og forstå endringer i atmosfæren. Vi kan dele atmosfæriske endringer i to: Kjemiske endringer og fysiske endringer. Blant de kjemiske endringer finner vi økning i drivhusgasser og dannelse av bakkenært ozon. Med fysiske endringer mener vi endringer i sirkulasjonsmønsteret og det som vi normalt kaller vær, dvs. temperatur, trykk, nedbør etc.

Fysiske endringer

Studier av det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret beskrevet ved Sbakkettrykket viser en endring av sirkulasjonsmønsteret fra 1960-årene til begynnelsen av 1990-årene. I 1960-årene var høytrykket over Grønland sterkt. Dette førte til transport av arktiske luftmasser ut over det varme havet, spesielt i Grønlandshavet. Ut over 1970- og 1980-årene ble høytrykket ved Grønland svekket, og en sterkere trykkgradient i nord-sør-retning bygget seg opp. Dette førte til sterkere vind i f.eks. Norskehavet. Denne tendensen er i godt samsvar med utviklingen av den nordatlantiske sag-takkvariasjonen i trykk (NAO). En konsekvens av endringer i det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret er at temperatur- og fuktighetsgradientene nær overflaten endres og dermed energiutvekslingen mellom hav og atmosfære. Energiutvekslingen mellom hav og atmosfære er en viktig faktor for f.eks. stormhyppighet.

Observerte variasjoner i havets temperatursignaler er mindre enn tilsvarende for atmosfæren. Med mindre de storstilte strømsystemene endres radikalt vil derfor energiutvekslingen mellom hav og atmosfære i stor grad være styrt av variasjoner i atmosfærens sirkulasjonsmønster.

Kjemiske endringer

I Norge utføres det målinger av atmosfærens kjemiske sammensetning ved en rekke stasjoner. Stasjonene på Birkenes og i Ny-Ålesund er referansestasjoner. Det er disse to stasjonene som har det mest omfattende måleprogrammet. Atmosfærens kjemiske sammensetning er med på å bestemme strålingsføringen, dvs. hvor mye av strålingen i atmosfæren som blir absorbert og hvor mye som stråles eller reflekteres tilbake til verdensrommet.

Den kjemiske sammensetningen av atmosfæren har også betydning for dannelse av aerosoler og skyer, og disse har innvirkning på atmosfærens strålingsføring. Gjennom Klima- og ozonprogrammet har man studert klimagasser, troposfærisk ozon og partikler og beregnet hvilken effekt endringene har på atmosfærens strålingsføring og dermed klimaet.

Troposfærisk ozon

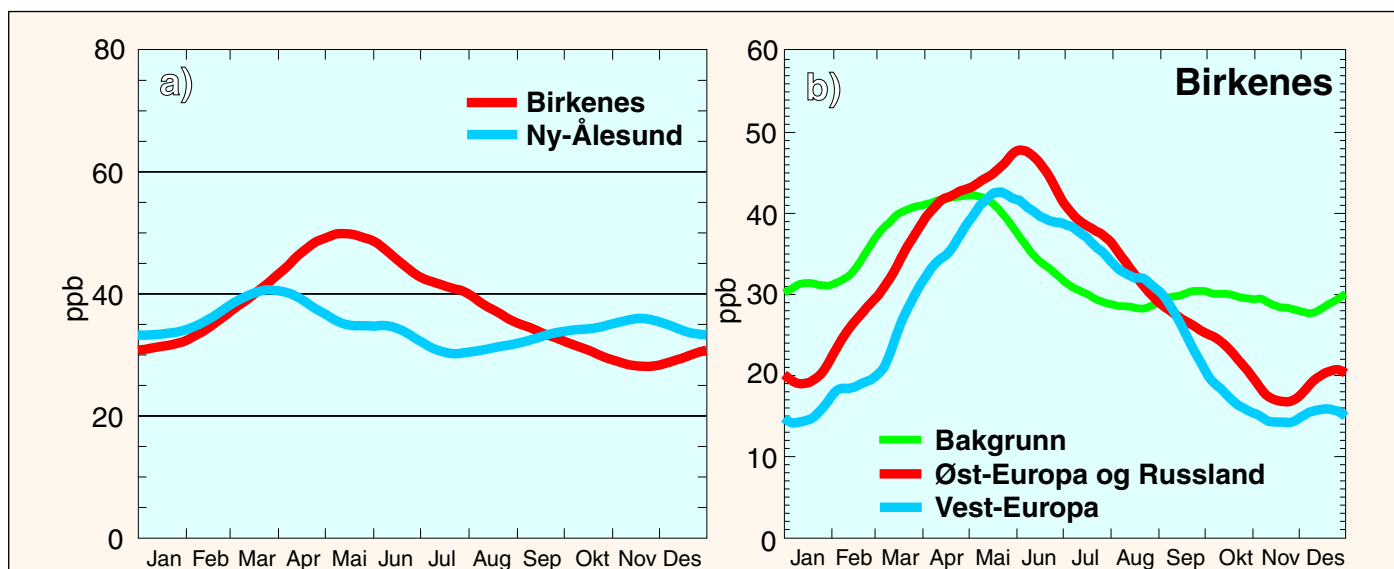
Troposfærisk ozon har vært målt ved de norske stasjonene Birkenes (nær Kristiansand) og Zeppelinfjellet (Ny-Ålesund) siden slutten av 1980-tallet. Figur 5 (a) viser hvordan bakkenært ozon endrer seg som en funksjon av tiden på året ved Birkenes og i Ny-Ålesund. Data fra fem års målinger er inkludert.

Figuren viser at det er en større årstidsvariasjon på Birkenes enn i Ny-Ålesund. Dette kan forklares ved at Birkenes er nærmere forurensningskildene enn Ny-Ålesund. Om sommeren vil det være mindre ozon i Ny-Ålesund som ligger lenger borte fra kildene. Dessuten er det beskjeden transport av luftmasser fra Europa til Arktis om sommeren. Om høsten og vinteren er situasjonen den motsatte. Da vil ozonmengden på Birkenes være lav fordi ozon blir brutt ned av nitrogenoksid (NO). Ny-Ålesund som ligger lenger borte vil være mer påvirket av bakgrunnsluft.

I figur 5 (b) er ozonverdiene ved Birkenes analysert som en funksjon av luftmassenes opphav. Om sommeren vil episoder med transport av luft fra kontinentet føre til høye ozonverdier fordi ozon blir produsert når man har tilstedeværelse av hydrokarboner, NO_x og sollys. Om vinteren vil mangel på sollys føre til liten produksjon av ozon i forurenset luft, mens ozon blir brutt ned av NO. Derfor vil man i luftmasser med opprinnelse fra kontinentet ha mindre ozon enn i bakgrunnsluft.

Hydrokarboner, som stammer fra forbrenning av bensin og olje, har innvirkning på ozondannelsen i troposfæren. En rekke hydrokarboner er blitt målt ved de samme to stasjonene. Figur 6 viser tidsutviklingen for såkalte ikke-metan hydrokarboner (NMHC) ved de to stasjonene. Dette er hydrokarboner som inneholder fra 2 til 10 karbonatomer, dvs. fra etan til dekan, og aromatiske forbindelser.

Fra figuren ser vi at det er lavere konsentrasjon av hydrokarboner i Ny-Ålesund enn på Birkenes. Det er fordi hydrokarbonene får bedre tid til å bli brutt ned på vei nordover. Dette gjelder særlig i sommehalvåret når det er sollys tilstede. Om vinteren, når det er lite sollys på strekningen mellom Birkenes og



Figur 5 (a): Tidsserier for bakkenær ozon (ppbv) målt ved Birkenes (rød kurve) og i Ny-Ålesund (blå kurve). (b): Blandingsforholdet av ozon ved Birkenes som en funksjon av tid på året. Her ser vi hvordan ozonmengden varierer avhengig av luftmassenes opprinnelse. Den grønne kurven representerer luftmasser som stammer fra nordlig og vestlig retning og som har lite innslag av forurensning. Den røde linjen viser målinger der luften kommer fra Øst-Europa eller Russland. Den blå kurven viser målinger der luften kommer fra Vest-Europa. Fra Sverre Solberg, NILU.

Faktaboks B:

Drivhuseffekt og klimaendring

Innledning

Økende konsentrasjon av drivhusgasser i atmosfæren vil etter all sannsynlighet forårsake et merkbart varmere klima på jorden. Analyse av de siste 100 års meteorologiske observasjoner viser et temperaturøkning har funnet sted, og det blir nå ansett som usannsynlig at dette kun har naturlige årsaker.

Modellberegninger antyder en økning på 1,5 - 4,5°C frem til 2100. Dette vil gi den høyeste globale middeltemperatur på 150.000 år.

Hva er solstråling og jordstråling?

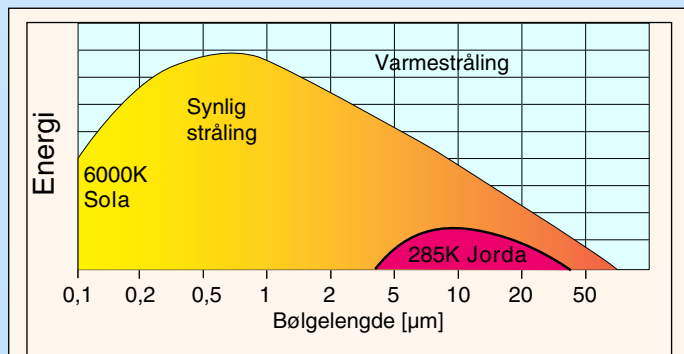
Det er endringer i atmosfærens strålingsbalanse som er den direkte virkningen av økning i drivhusgassenes konsentrasjoner. Vi starter derfor med en beskrivelse av stråling i atmosfæren. Ethvert legeme sender ut elektromagnetisk stråling av alle bølgelengder. Jo varmere legemet er, jo mer energi sendes ut, og energimaksimum forskyves mot kortere bølgelengder når temperaturen øker.

Vi mennesker er bare i stand til å oppfatte en liten del av all den strålingen som solen sender ut. Solen holder en overflatetemperatur på ca. 6000°C, og den sender derfor en vesentlig del av sin energi ut i den synlige delen av spekteret (400-700 nanometer, nm), med et maksimum rundt 500 nm. Stråling av kortere bølgelengde kalles for ultrafiolett lys (forkortet til UV), og mer langbølget stråling kaller vi for infrarødt lys (eller varmestråling). UV-stråling, særlig hvis den blir mer kortbølget enn ca. 320 nm, er skadelig for levende organismer. Jorden, med en gjennomsnittstemperatur rundt 15°C sender det meste av sin stråling ut i den infrarøde delen av spektret, med et maksimum rundt 16,000 nm (eller 16 µm). I figur B.1 er gjengitt strålingspektret for solen og jorden.

Hva er drivhuseffekten?

Jordens atmosfære slipper gjennom en vesentlig del av den strålingen som kommer fra solen, som vist i figur B.2. En fjerdedel reflekteres ut i rommet igjen av luft og skyer, mens nok en fjerdedel blir absorbert i atmosfæren eller reflektert tilbake til verdensrommet fra jordoverflaten. Det betyr at halvparten når ned til jordoverflaten. Denne energien varmer opp jordens overflate, som så stråler ut energi, hovedsakelig i den infrarøde delen av spekteret. En del gasser i jordens atmosfære har den egenskap at de slipper gjennom synlig lys, mens de meget effektivt absorberer infrarødt stråling. En del av varmestrålingen fanges derved i atmosfæren. Det bidrar til at jordoverflaten får en høyere temperatur enn hva tilfellet ville ha vært uten drivhusgassene. Hvis jordens atmosfære var helt uten drivhusgasser, ville den midlere globale overflatetemperatur ha vært 33°C lavere enn den er i dag, med isdekte verdenshav som resultat.

Nesten all strålingen fra jordens overflate absorberes av atmosfæren, som i sin tur stråler ut en del av dette til verdensrommet. En annen del sendes ned igjen mot jordoverflaten, og det er dette vi kaller



Figur B.1. Solen og jorden oppfører seg som legemer ved henholdsvis 6000 K og 285 K. Mens solen sender det meste av sin energi ut i den synlige delen av spekteret sender jorden ut det meste av sin stråling i den infrarøde delen. Det er dette vi også kaller varmestråling.

drivhuseffekten. Energimengden som returneres til jordoverflaten, kalles strålingsføringen (engelsk: radiative forcing), og måles i W/m^2 .

Figur B.3 viser strålingsenergien fra jordens atmosfære som en funksjon av bølgelengden slik den er målt av værstatellitten Nimbus. Kurven svarer noenlunde til strålingen fra et legeme ved 275-300 K (ca. 0-25°C). En stor fordypning i kurven ved ca. 15 µm skyldes absorpsjon forårsaket av CO_2 .

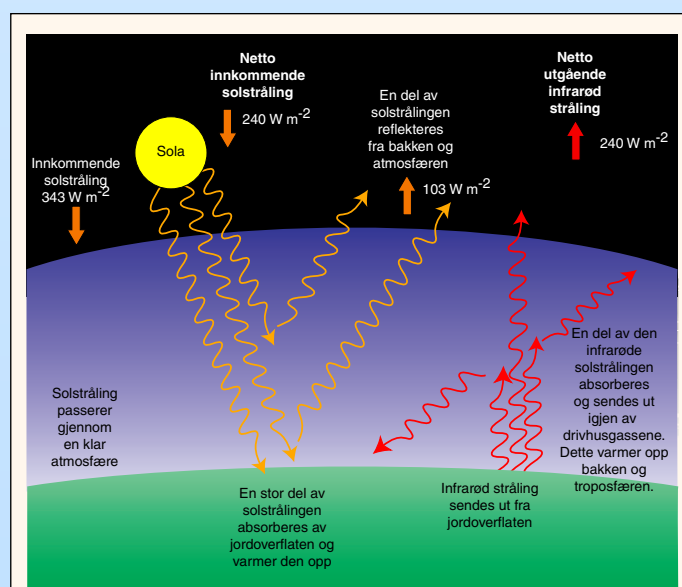
Når konsentrasjonen av CO_2 øker, vil denne fordypningen bli enda større. Mindre stråling vil slippe ut i verdensrommet, og atmosfæren vil sende mer varmestråling mot jordoverflaten. Ettersom temperaturen på overflaten øker, vil denne sende ut mer stråling og til slutt vil man nå en ny likevekt. Overflatetemperaturen vil bli høyere enn før, men bildet kompliseres ved at fordampningsgraden for vann vil øke og atmosfæren vil inneholde mer vanddamp, som også er en effektiv drivhusgass. I figur B.3 sees også en fordypning i kurven ved ca. 10 µm, som viser at ozon er en drivhusgass.

Hvilke bestanddeler er viktigst for drivhuseffekten?

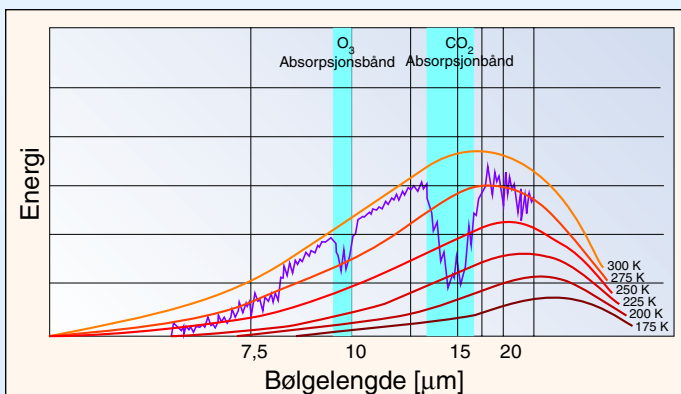
Drivhusgasser

Som kjent består atmosfæren hovedsakelig av oksygen (O_2) og nitrogen (N_2). I tillegg til disse finner vi små mengder av en rekke gasser. Den mest kjente er karbondioksid (CO_2) med en konsentrasjon på ca. 360 ppm (0,036%). Andre viktige drivhusgasser er metan (CH_4), lystgass (N_2O) og fluorerte hydrokarboner (KFK, HKFK, HFK).

Vanddamp, som finnes i store mengder, absorberer også infrarødt stråling, selv om en god del av denne absorpsjonen finner sted i spektralområder der jorden ikke emitterer mye stråling. 90% av atmosfærens absorpsjon skyldes vanddamp, skyer og CO_2 . De resterende 10% skyldes gasser som O_3 , CH_4 , N_2O osv. Vanddamp skiller seg fra de andre drivhusgassene ved at menneskene ikke direkte kan påvirke mengden av den i atmosfæren, f.eks. ved begrensninger i utslipp. Øket mengde av CO_2 og de andre drivhusgassene vil føre til mer vanddamp i atmosfæren og dermed enda større oppvarming. Dette er dermed en positiv tilbakekobling (feed-back). Mengden av drivhusgasser har økt eksponensielt siden den industrielle revolusjon. Dette er illustrert for CO_2 i figur B.4.



Figur B.2. Den årlige midlere globale strålingsbalansen for jord-atmosfære-systemet.



Figur B.3. Strålningsspekteret fra jordens atmosfære sett fra en satellitt.

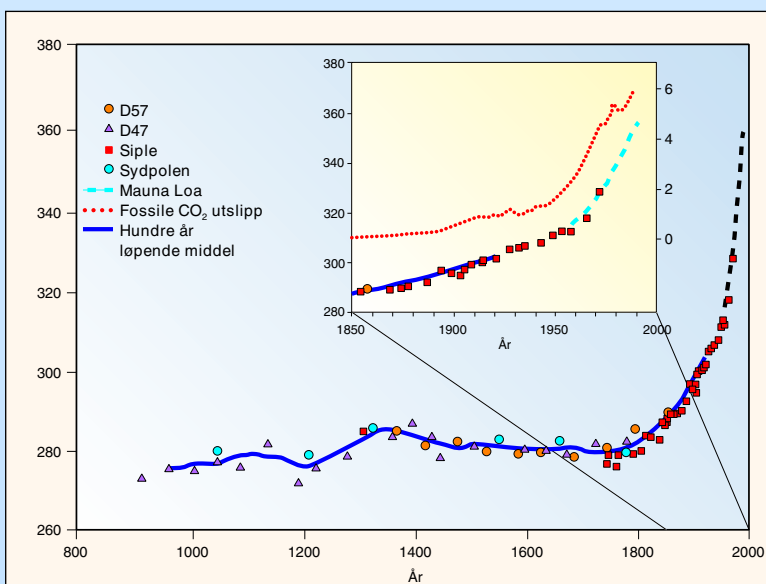
Skyer

Skyene er viktige i atmosfærens varmebudsjett. De absorberer infrarød stråling fra jordoverflaten og returnerer en del av varmen. Det er grunnen til at det er varmere om natten når det er overskyet enn i klarvær. Men skyene hindrer også solstråling i å komme ned til bakken, noe som har en avkjølede effekt. De siste årene har satellittdata vist at totalt gir skyene en svak avkjøling globalt sett.

Partikler i troposfæren

I troposfæren svever det partikler av ulike størrelse. De kan virvles opp i luften fra bakken, eller de kan dannes i atmosfæren ved kondensasjon som omdanner gasser til partikler. Det kan f.eks. dannes sulfatpartikler fra gassformig SO_2 . Utslipp av nettopp SO_2 fra forbrenning av fossilt brensel utgjør, sammen med sotpartikler, en viktig kilde til partikler i atmosfæren fra menneskelig virksomhet.

Partikler i troposfæren påvirker klimaet særlig på to måter. For det første reflekterer og absorberer de solstråling, og for det andre virker de som kjerner for dannelse av skydråper. Det er mange usikkerheter knyttet til beregninger av klimaendringer på grunn av sulfatpartikler. Utslipp av SO_2 har økt i industrialiserte områder. De siste årene er utslippene redusert noe over Europa, men de øker for tiden sterkt i andre regioner, særlig i deler av Asia. Som vi skal vise i hovedteksten, har trolig utslipp av SO_2 ført til en avkjøling som delvis har motvirket oppvarmingen fra drivhusgassene.



Figur B.4. Blandingsforholdet av CO_2 i atmosfæren for de siste 1000 år. Data fra tiden før 1958 er basert på iskjerneprov fra forskjellige steder i Antarktis (små trekkanter, firkanter og sirkler). Data for tiden etter 1958 er basert på instrumentelle målinger utført på Mauna Loa, Hawaii (lyseblå stiplede linje). Den glatte mørkeblå kurven er et løpende hundreårs-middel. Den røde stiplede linjen i den lille ruten viser mengden av CO_2 som er sluppet ut ved forbrenning av fossilt brensel (kull, olje, gass).

Komponenter i klimasystemet

Det naturlige klimasystemet er svært sammensatt. Det består av en rekke komponenter og det finnes mange prosesser som spiller en viktig rolle. Mange av disse prosessene påvirker hverandre gjensidig gjennom såkalte tilbakekoblinger (feedback). Det som driver klimasystemet er oppvarming ved innkommende solstråling og avkjøling ved utgående jordstråling. Disse prosessene er ikke i likevekt i hver enkelt geografisk region, og vind i atmosfæren og strømmer i havet sørger for at det opprettholdes en global balanse.

Atmosfæren

Atmosfæren spiller en meget viktig rolle i klimasystemet. De klimaendringer som mennesket kan komme til å forårsake har sitt opphav i atmosfæren, nemlig ved en endring i atmosfærens strålingsbalanse (se figur B.2) på grunn av økt konsentrasjon av drivhusgasser. I tillegg til strålingsbalansen vil energi overføres mellom jordoverflaten og atmosfæren ved fordampning og kondensasjon av vann og ved direkte varmeledning.

Havet

Havet absorberer mer enn halvparten av den solstrålingen som når ned til overflaten. Energien lagres som varme i havet og transporteres fra tropiske til høyere bredder ved havstrømmer. Energien frigjøres fra havet dels ved varmestråling og dels ved fordampning. Havstrømmene er drevet av denne varmeutvekslingen med atmosfæren og ved at vindene setter opp havstrømmer.

Kryosfæren

På jorda finnes vann i alle tre aggregattilstander; som damp, væske, og i fast form. Den delen av klimasystemet som inneholder de faste formene, snø og is, kalles kryosfæren. Snø og is kan påvirke atmosfæren, og dermed klimaet, på ulike tidsskalaer: Snødekke på bakken fra noen dager til måneder, sjøis fra måneder til år, mens isbreene i Antarktis og på Grønland er nærmest permanente, og kan påvirke klimaet over århundrer og årtusener. Forekomsten av snø og is har også stor betydning for jordoverflatens refleksjonsevne, såkalt albedo.

Biosfæren

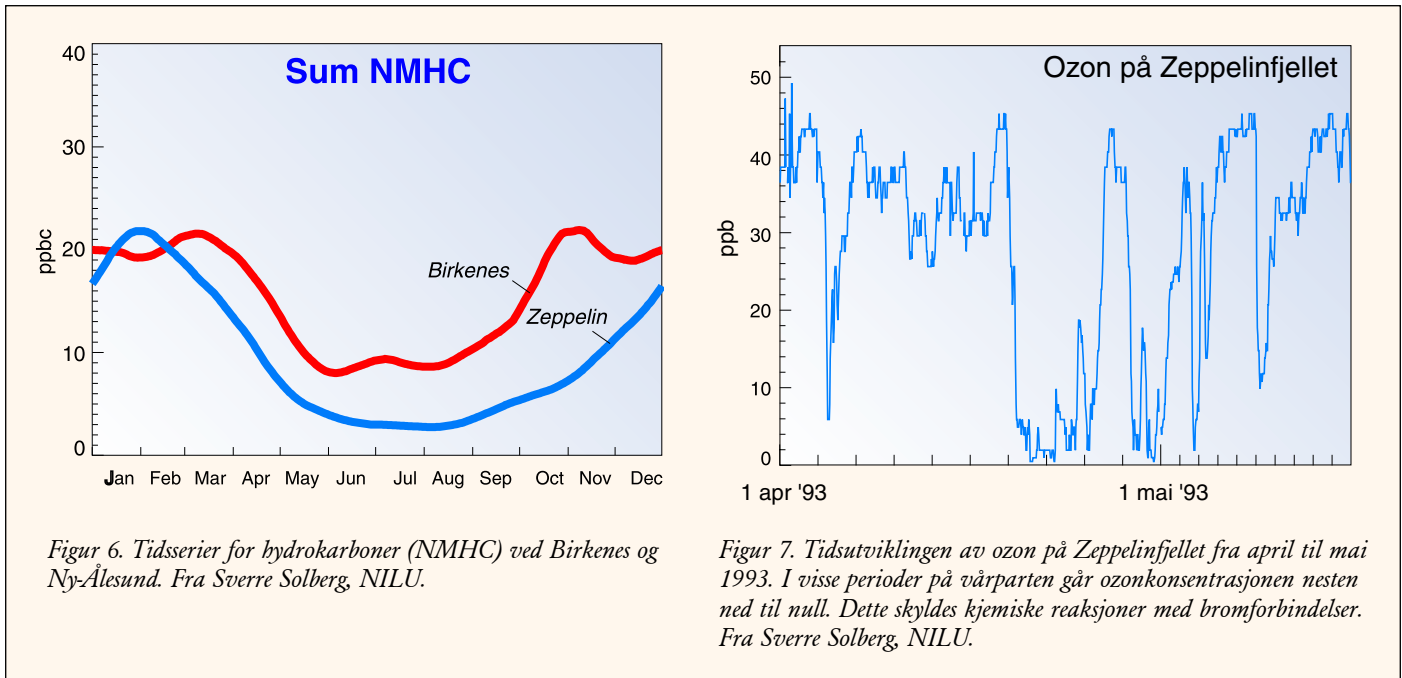
Alle levende organismer, planter og dyr, utgjør tilsammen det vi kaller biosfæren. Biosfæren både på land og i havet styrer strømmen av flere drivhusgasser til og fra atmosfæren, havet og jordsmonnet. Dette gjelder særlig CO_2 og CH_4 . Mange av de prosessene som styrer dette avhenger av klimaet. Klimaendringer vil derfor ha merkbare virkninger på biosfæren. På den annen side vil endringer i biosfæren påvirke klimaet. Dette skjer særlig ved at endringer påvirker karbonomsættningen som igjen vil påvirke atmosfærens CO_2 -innhold. Endringer i biosfæren kan også påvirke klimaet ved at vegetasjon influerer på avrenning og fordampning som er viktig for atmosfærens vanninnhold og varmebalanse.

Geosfæren

Den faste jord, dvs. fjell og jordsmonn, kaller vi for geosfæren. Prosesser som involverer geosfæren er også viktige for klimasystemet. Jordsmonnet utveksler både gasser, partikler og fuktighet med atmosfæren og omfatter også ferskvannet som er lagret i grunnen (grunnvannet). Utvekslingen avhenger, blant annet, av type jordsmonn og av vegetasjonen.

Skalaer i tid og rom

Klimasystemets kompleksitet skyldes ikke bare at mange komponenter er involvert, men også at prosessene finner sted på ulike skalaer både i tid og rom. Atmosfæren reagerer raskt på endringer i strålingsbalansen. Det tar bare noen timer eller dager. I havet foregår det prosesser som krever mye lengre tilpasningstid, fra noen måneder til flere hundre år. Noen fenomener foregår på svært lokal skala, mens andre foregår på global skala. De små skalaene påvirker de store og vice versa. Dette er en av årsakene til at klimasystemet oppfører seg kaotisk. Billedlig talt kan en liten påvirkning ett sted på jorden (som f.eks. at en sommerfugl slår med vingene) lede til store endringer (f.eks. en storm) et annet sted på kloden. Dette kalles sommerfugleffekten.

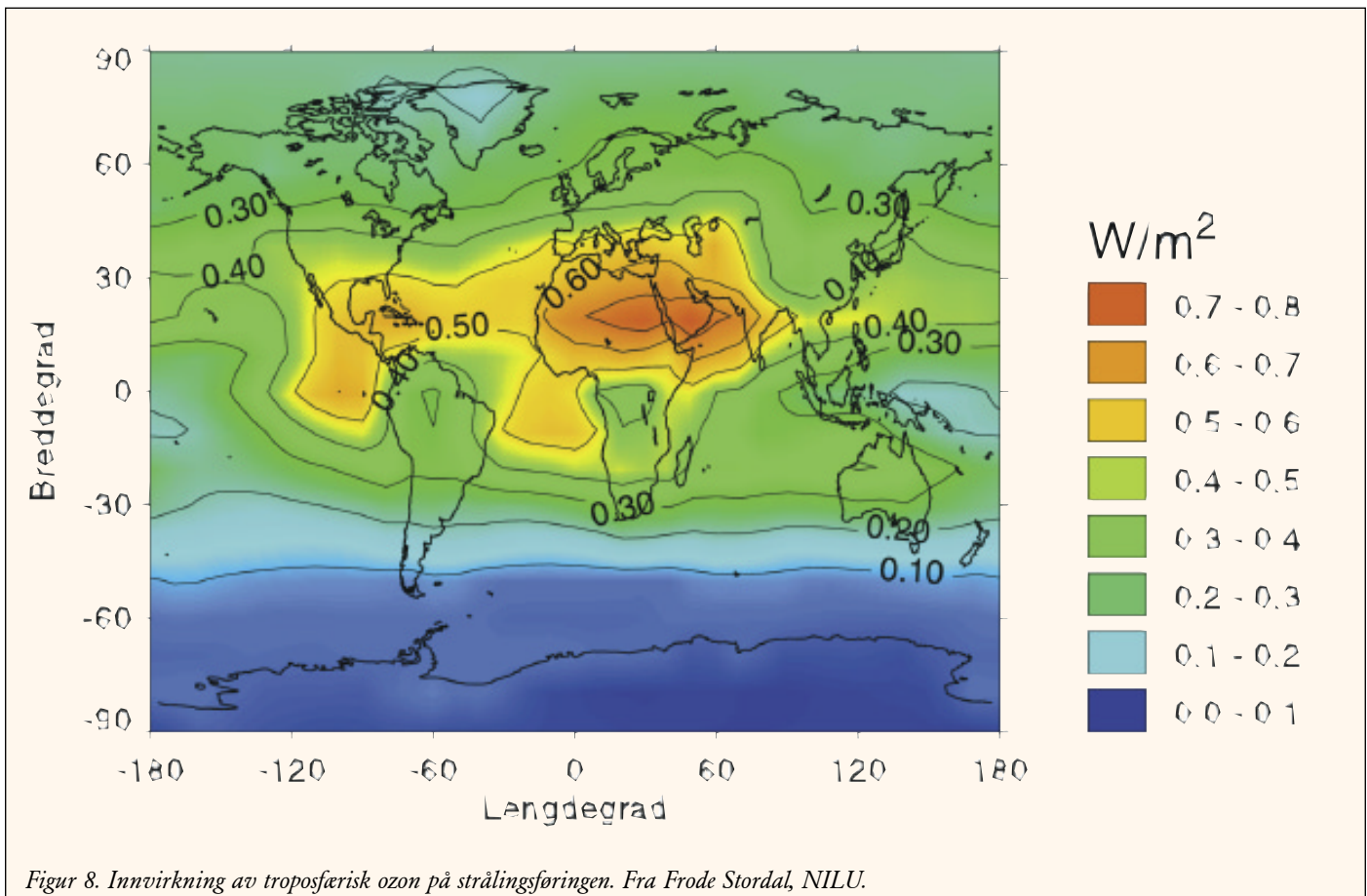


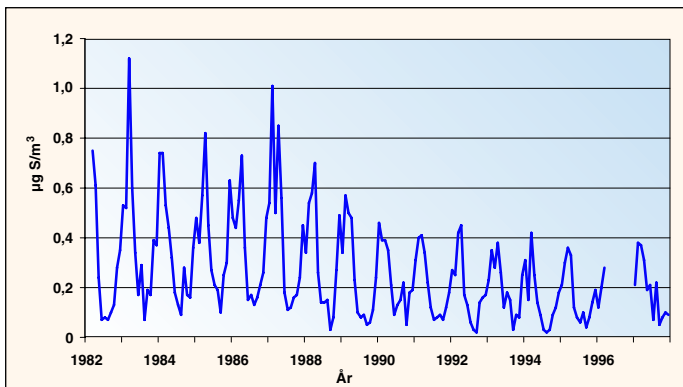
Ny-Ålesund vil konsentrasjonen være omtrent den samme. Et interessant fenomen er oppdaget i Arktis de senere årene: Utpå vårparten (april-mai) forekommer det episoder der mengden av bakkenært ozon går helt ned til null. Årsaken til dette er reaksjoner med bromholdige forbindelser som dannes ved iskanten, enten pga. biologisk aktivitet eller fra sjøsalt. Figur 7 viser en tidsserie for ozon på Zeppelinfjellet der det forekommer episoder med ozonfattig luft. Dannelsen av ozon i troposfæren (fra bakken og opp til ca. 10 km) har betydning for klimaet siden ozon er en drivhusgass. Basert på de målinger som er utført er det foretatt

modellberegninger som viser ozonets bidrag til strålingsføringen. Strålingsføringen måles i W/m^2 . Figur 8 viser hvordan ozonets innvirkning på strålingsføringen fordeler seg over kloden som årsmiddel. Til sammenligning kan det nevnes at den totale drivhuseffekten for en skyfri atmosfære er på $153 W/m^2$, og økningen som en følge av en dobling av CO_2 utgjør $4.5 W/m^2$.

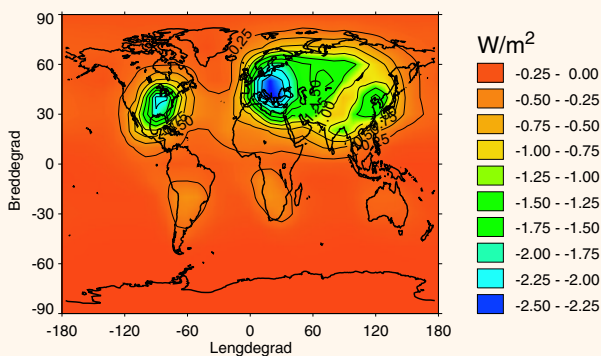
Partikler

Mengden av sulfatpartikler i atmosfæren er blitt målt ved Birkenes og i Ny-Ålesund siden tidlig på 1980-tallet. Figur 9 viser tidsutviklingen av sulfat i luft for Ny-Ålesund fra





Figur 9. Tidsserie for sulfat i luft ($\mu\text{g S}/\text{m}^3$) målt i Ny-Ålesund fra januar 1982 og ut 1997. Fra Arne Semb, NILU.



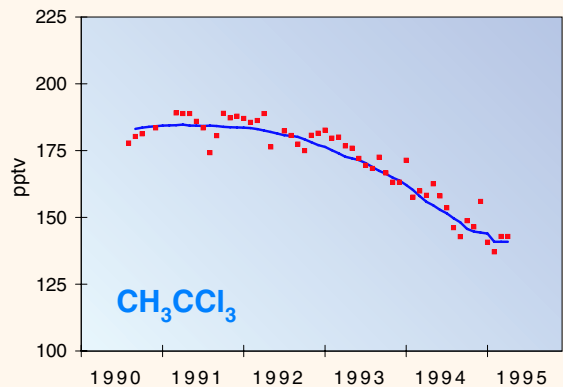
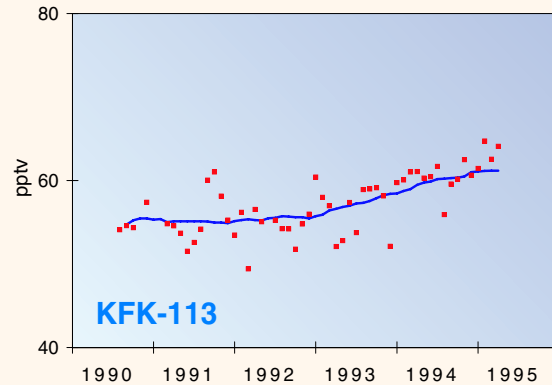
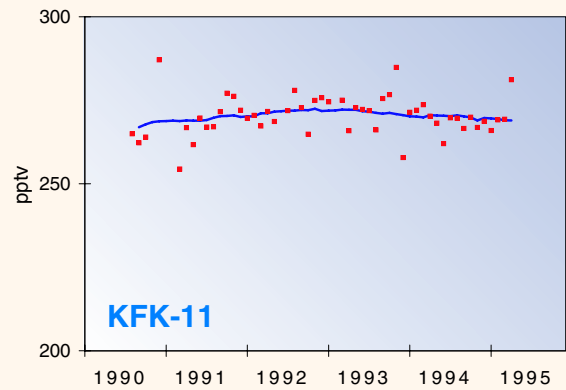
Figur 10. Strålingspådrivet fra sulfatpartikler i atmosfæren i W/m^2 som årsmiddel. Sulfatpartikler har en avkjølede effekt fordi de reflekterer sollys tilbake til verdensrommet. Effekten er størst i de industrialiserte delene av verden; USA/Canada, Europa og Sørøst-Asia. Fra Frode Stordal, NILU.

1982 og ut 1997. Man ser tydelig at mengden av sulfat er gått ned. Dette viser at internasjonale avtaler om reduksjon av utslipp hjelper. Sulfatpartikler påvirker strålingsføringen i atmosfæren, og figur 10 viser hvordan denne påvirkningen fordeler seg over kloden.

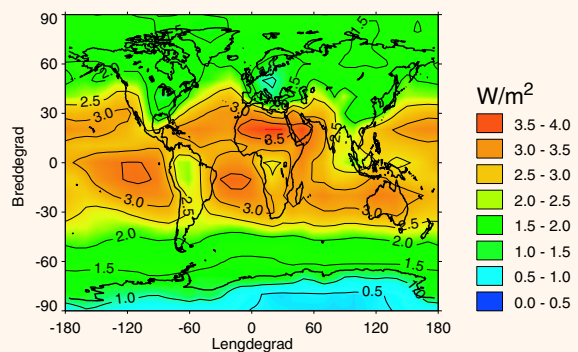
Klimagasser

Med klimagasser mener vi gasser som bidrar til drivhuseffekten. Dette er gasser som absorberer infrarød stråling (varmestråling). De viktigste drivhusgassene er karbondioksid (CO_2), metan (CH_4), lystgass (N_2O), ozon (O_3) og klorfluorkarboner (KFK). Målinger av metan og KFKer er blitt støttet av Klima- og ozonprogrammet. Figur 11 viser tidsutviklingen for noen av disse stoffene.

Hvis vi legger sammen strålingspådrivet fra troposfærisk ozon, drivhusgasser og sulfatpartikler får vi et bilde som vist i figur 12.



Figur 11. Tidsutviklingen av tre forskjellige ozonlagnedbrytende stoffer målt i Ny-Ålesund. Øverst ser vi KFK-11 der konsentrasjonen har flatet ut. I midten ser vi KFK-113 der konsentrasjonen fortsatt er økende. Nederst ser vi metylkloroform, som pga. sin korte levetid i atmosfæren allerede har gått betydelig ned i konsentrasjon. Fra Ove Hermansen, NILU.



Figur 12. Det samlede strålingspådrivet fra troposfærisk ozon, drivhusgasser og sulfatpartikler, i W/m^2 som årsmiddel. Fra Frode Stordal, NILU.

Hvilken rolle spiller havet for endringer i klimaet?



Innledning

Verdens klima gjennomgår endringer, tilsynelatende uforutsigbare, over perioder fra år til tiår. Et av de mest aktuelle spørsmål innenfor klimaforskning er hvilken rolle havet spiller i dette. At havet har en rolle er uten videre gitt utifra de fakta at det dekker omkring 70 prosent av jordens overflate, har en gjennomsnittsdypde på 3800 meter, og har en langt større varmekapasitet enn atmosfæren. Nyere forskning har videre påvist at havet ikke reagerer bare passivt på de signaler den får fra atmosfæren. For eksempel vet vi at havet spiller en meget aktiv rolle i, ja endog kanskje er selve drivkraften bak, det velkjente fenomenet El Niño i det tropiske Stillehav. Spørsmålet er derfor snarere hvordan, og på hvilke tidsskalaer, havet samspiller med atmosfæren.

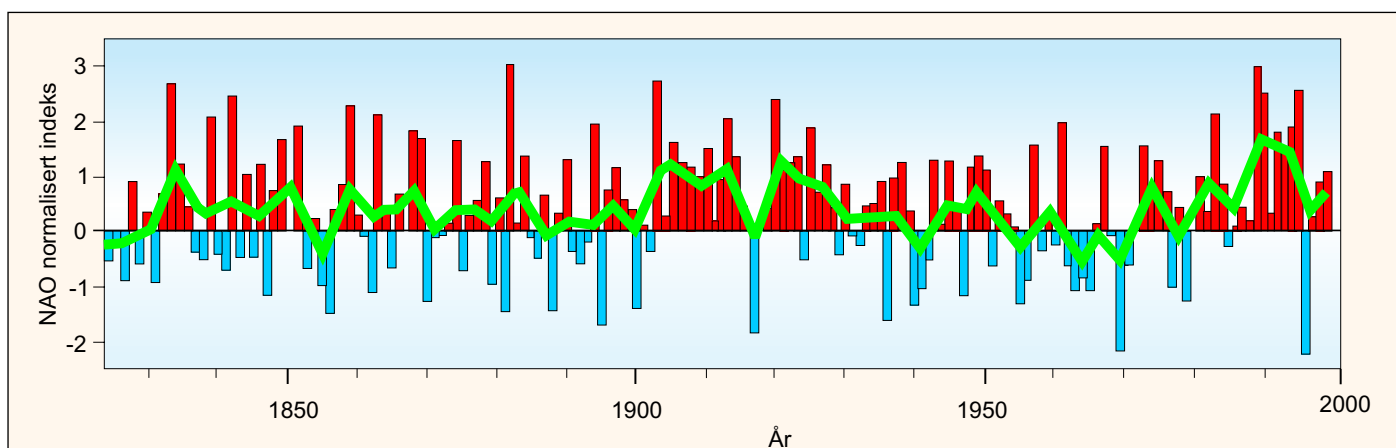
Sist, men ikke minst, og av betydelig interesse for Norges klima, er man mer og mer opptatt av hvilken rolle havet på midlere og nordlig breddegrader har, ikke bare for det regionale klimaet, men også for endringer i det globale klimaet på tidsskalaer fra år til tiår. Er havet på disse breddegrader bare en passiv medspiller, eller spiller det en langt mer aktiv rolle også her?

Et av de viktigste ledd i koblingen mellom hav og atmosfære er havets overflatetemperatur (SST = Sea Surface Temperature). Spørsmål knyttet til fordelingen av SST, og hvilke prosesser som påvirker denne fordelingen, er sentrale for å kunne besvare det ovenstående. Å gi et svar er imidlertid vanskeligere, idet de fysiske prosesser som ligger til grunn for endringer i SST er innviklede. Både prosesser i havet og atmosfæren virker inn, samt fordelingen av smelting og frysing av sjøis på høyere bredder. Avvik (anomalier) i SST på høyere bredder er også uttrykk for temperaturavvik dypere ned i vannmassene. For eksempel er det på høyere bredder man finner noen av de mest betydningsfulle områder for dyppvannsdannelse. Dannelse av dyppvann i havet skjer gjennom prosesser som kalles konvektiv omrøring. Dette er prosesser som i noen grad er spesifikke for høyere bredder. Eksempler på slike prosesser er avkjøling av havvannet ved eksponering til en kald atmosfære og økning av saltholdigheten pga. isfrysing. Vannmassene blir gjennom slike prosesser tyngre enn de underliggende vannmasser og synker ned til dyp på noen hundre meter, i enkelte tilfelle til dybder over 1000 meter, eller endog helt til bunns (bunnavannsdannelse). Dette betyr at en SST-anomali på bare 1°C representerer betydelige varmemengder. SST er en av de lengst og mest observerte størrelser i havet. I de senere år har forskere både i Norge og internasjonalt studert observerte mønstre av SST-anomalier i Nordatlanten og De nordiske hav om vinteren og sammenholdt dem med tilsvarende observasjoner av den overliggende atmosfæres sirkulasjon gjennom kartlegging av atmosfærens trykk ved havnivå. Disse studiene viser at begge mønstre utvikler seg systematisk og organisert på en

tidsskala av tiår, og at mønstrene forflytter seg langsomt og i en retning som samstemmer med retningen av de dominerende havstrømmene. Om sommeren er disse SST-anomaliene gjemt under et soloppvarmet lag av lettere vann, men dukker opp til overflaten igjen vinteren etter. Siden de forflytter seg, om enn langsomt, med de fremherskende havstrømmene om sommeren, vil forrige års SST-anomalier ha flyttet seg, og vil derfor dukke opp på et litt annet sted vinteren etter. Det viktige i dette bildet er at atmosfæren må forholde seg til disse "gamle" SST-anomaliene gjennom flere år. Dette betyr at havet gir atmosfæren en "hukommelse" om tidligere års forhold. Det er denne mekanismen som gir grunn for utsagn om at koblingen til havet kan gi endringer i atmosfærens sirkulasjon over tiår eller lengre på midlere og høyere bredder. Og videre, dersom det er en tilbakekobling til atmosfæren fra disse gjentatte SST- og varmeanomaliene, da skulle det være mulig å spore tilsvarende anomalier i atmosfærens sirkulasjon. Spørsmålet er derfor, har man det?

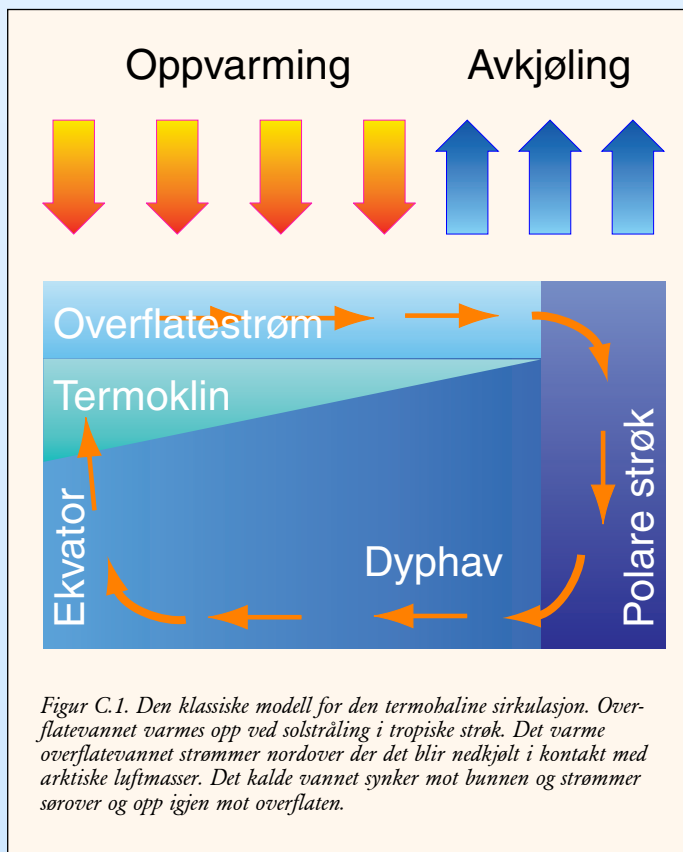
Som nevnt i kapitlet vedrørende endringer i atmosfæren, er et av de mest robuste mål på endringer i atmosfærens sirkulasjon den såkalte nordatlantiske svingningsindeks (NAO - North Atlantic Oscillation). Dette er uttrykk for den normaliserte trykkdifferansen mellom Gibraltar og Island, og er et godt mål for styrken i de vestlige vinder over Nordatlanten. Denne svingningen varierer på tidsskalaer fra sesonger til tiår, og er assosiert med tilsvarende endringer i nedbør, stormbaner og temperatur over Nord-Amerika, Europa og nordlige Asia, med andre ord uttrykk for en betydelig del av målte mønstre for global oppvarming. Figur 13 viser vinter-NAO-indeksen fra 1823 tom. vinteren 1998/99. Det er nærliggende å spørre: er de lengre tidsskalaene som dominerer denne tidsserien, et uttrykk for havets innvirkning på atmosfæren?

Sentralt i klimadiskusjonen i våre områder står Den nordatlantiske strøm og dens forlengelse inn i De nordiske hav kalt Den norske atlantehavsstrøm, eller på folkemunne "Golfstrømmen". Denne strømmen bringer med seg varmt (og salt) vann fra områder syd og vest av Storbritannia og bringer det opp langs Norskekysten, inn i Barentshavet og opp til Svalbard. Dette forårsaker at De nordiske hav og Barentshavet holdes isfritt året rundt, og opptrer som en betydelig varmekilde om vinteren. Det er påvist at svingninger i NAO-indeksen samstemmer godt med svingninger i Den norske atlantehavsstrøm. Det store spørsmålet av betydning for Norges klima blir derfor hvilke krefter som driver denne strømmen. Er det vinddraget fra atmosfæren, eller termohaline krefter (varme- og/eller saltflukser)? I begge tilfelle er det anomalier i SST og fordelingen av disse som er nøkkelen, enten gjennom disse anomaliens innvirkning på atmosfærens sirkulasjon, eller gjennom deres påvirkning på varme- og saltfluksen til og fra havet.



Figur 13. Utviklingen av vinter-NAO (North Atlantic Oscillation)-indeksen fra 1823 tom. vinteren 1998/99 (se http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm). NAO-indeksen er en normalisert trykkdifferanse mellom Gibraltar og sørvestlige Island. Legg merke til trendens sterke årlige variabilitet, og økningen de siste 30 år. Fra Lars Petter Røed, Det norske meteorologiske institutt.

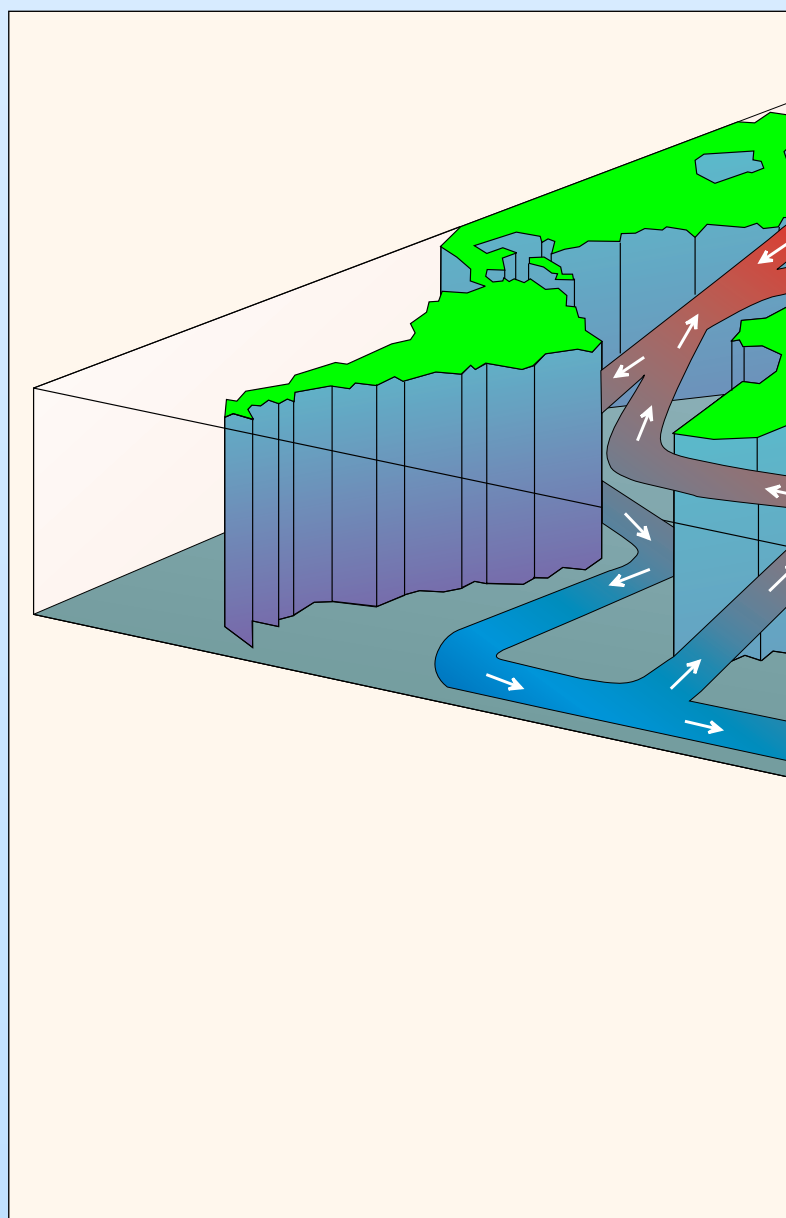
Faktaboks C: Havets rolle i klimasystemet



den globale termohaline sirkulasjon er skissert i figur C.1. Når varmt vann i de øvre vannmasser fraktes fra ekvator mot polene vil det avkjøles. Derigjennom blir det tyngre og synker ned på midlere og høyere bredder for å returne til sydlige bredder som kaldt og tungt bunnvann. Mens kun 10% av havets volum deltar i overflatestrømmer såsom Golfstrømmen og Kuroshio, deltar de resterende 90% av havets volum i strømsystemer knyttet til verdenshavenes termohaline sirkulasjon (figur C.2).

Havet som lager for CO₂

Havets innhold av oppløst og partikulært karbon er 7.5 ganger større enn karboninnholdet i atmosfæren og på landjorden tilsammen. I tillegg finnes det et 2000 ganger større karbonlager i sedimentene. Endringer i oksideringsraten av marine og organiske forbindelser, og derved frigjøring av CO₂, vil derfor påvirke likevektsforholdene for CO₂ mellom hav og atmosfære. Dersom en får øket frigjøring av CO₂ fra marine sedimenter, kan resultatet bli en dramatisk økning av CO₂.



Havet som varmekilde

Mer enn halvparten av den innkommende solstrålingen blir absorbert av jordoverflaten. Siden omlag 70% av jordoverflaten er hav betyr dette at en betydelig energimengde absorberes i havet. Det meste blir absorbert i de få øverste ti-metrene. Siden solstrålingen er mest intens ved ekvator, blir oppvarmingen størst her. Vann har stor varmekapasitet, så havet lagrer store mengder energi. Havet spiller derfor en viktig rolle i fordelingen av varme rundt om på kloden.

Havstrømmer

Havet gir atmosfæren ett minne om tidligere års atmosfæriske forhold ved at havet hver vinter eksponerer atmosfæren for tidligere års anomalier i havets overflatetemperatur (SST). Disse SST-anomaliene fraktes med havstrømmene. Det er derfor av betydning å kartlegge årsakene til havstrømmer og deres drivkrefter. Blant de viktigste drivkreftene er atmosfærisk vind og trykk, utveksling av varme og salt mellom hav og atmosfære og ferskvannsfordelingen (termohalint pådrag). De viktigste havstrømmene er de som frakter varme fra sydlige havområder mot polene, slik som Kuroshio i Stillehavet og Golfstrømmen i Atlanterhavet. Pga. jordrotasjonens endring med breddegraden strømmer disse nordover langs havbassengenes vestlige kant som en intens, forholdsvis smal strøm, og returnerer til sydlige bredder i de østlige deler av bassengene, men da som langsommere og bredere strømmer. Disse strømmene holder seg i de øverste vannlagene og er delvis vinddrevne og delvis drevet av mere lokale termohaline forhold som sprangsoner i temperatur og saltholdighet. Nært knyttet til disse strømmene finner vi de som deltar i verdenshavenes termohaline sirkulasjon på global basis. Prinsippet for

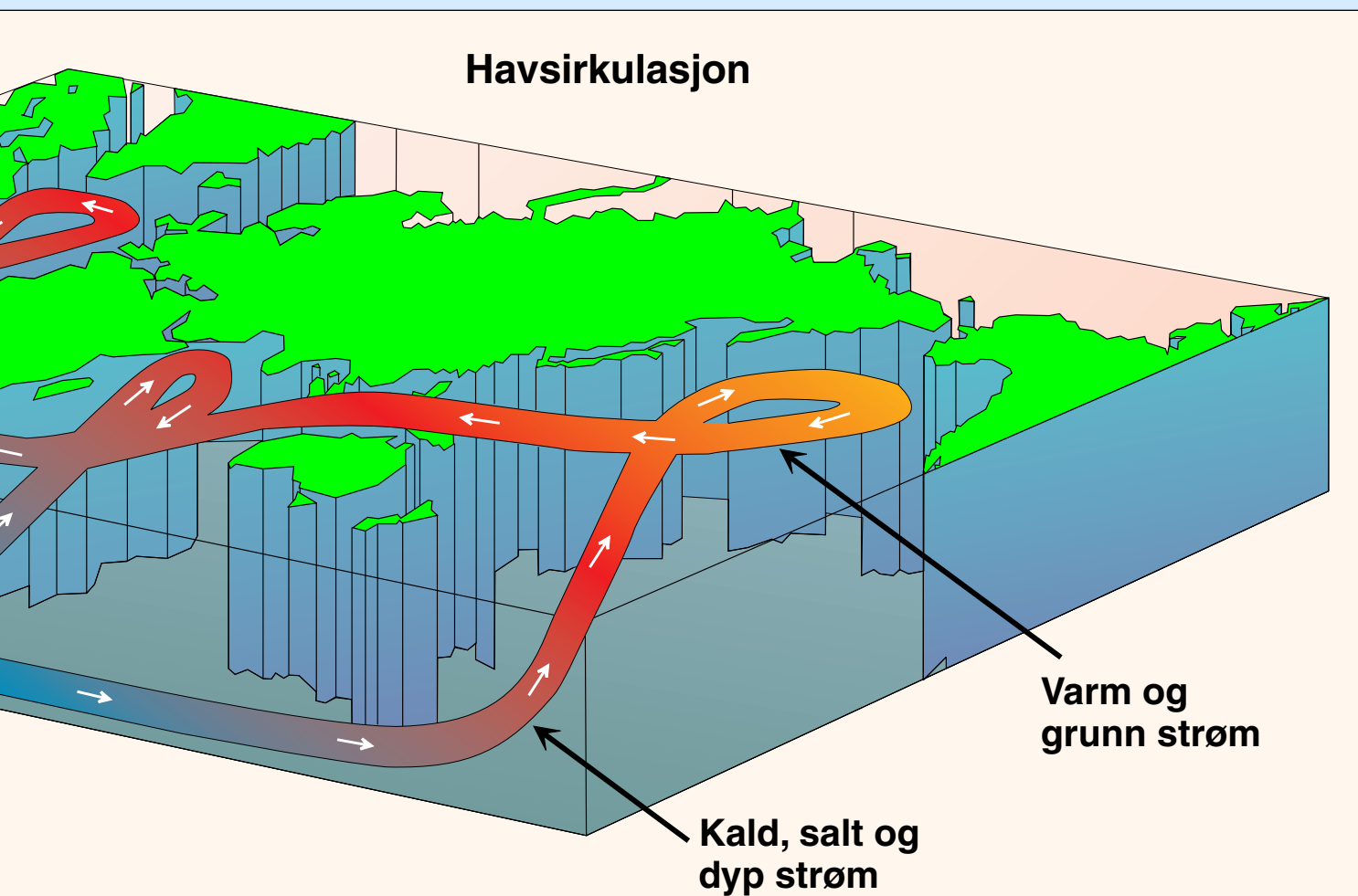
innholdet i atmosfæren. Prognoser for utviklingen av drivhuseffekten er derfor i høy grad avhengig av at en kjenner havets eget karbonbudsjett og forstår det dynamiske samspillet mellom hav og atmosfære.

Omtrent halvparten av det CO₂ som er tilført atmosfæren ved brenning av fossilt karbon siden den industrielle revolusjon gjenfinnes i atmosfæren. Man antar at den andre halvparten for en stor del er tatt opp av havet. Modellberegninger viser at ca. 30% av det CO₂ som ble sluppet ut mellom 1958 og 1980 ble tatt opp i havet. Havets opptak av CO₂ skjer ved diffusjon gjennom overflaten, men det oppnås likevekt i partialtrykket når bare ca. 10% av økningen i CO₂ er tatt opp. For å forklare opptaket av 50% av økningen av atmosfærens CO₂ siden den industrielle revolusjon må en derfor anta at CO₂ kontinuerlig fjernes fra overflatelagene.

CO₂ fjernes fra overflatelaget i havet ved den biologiske pumpen, som er en kombinasjon av biologiske og fysiske prosesser. Mikroskopiske planter i overflatelaget tar opp CO₂ gjennom fotosyntesen, og disse plantene synker ut av overflatelaget. Hastigheten i denne prosessen på høye bredder økes ved vertikale vannbevegelser gjennom den termohaline sirkulasjon. De vertikale vannbevegelsene "pumper" altså karbon fra overflatelaget ned til de største havdypene og pumper det opp igjen på lavere bredder. Resultatet er at havet på høye bredder har et netto opptak av CO₂ fra atmosfæren og en netto frigjøring på lavere bredder.

Denne sirkulasjonen fører til at bunnvannet skiftes ut på ca. 200 år i Atlanterhavet og 1500 år i Stillehavet. Det store spørsmålet er om noe av karbonet som deltar i sirkulasjonen bindes permanent i havdypene.

En kan lett tenke seg at en endring i havtemperaturen som følge av drivhuseffekten kan ha stor betydning for CO₂-balansen mellom hav og atmosfære. En oppvarming på høye bredder som reduserer bunnvannsdannelsen kan ha en positiv tilbakekoblingseffekt ved at det tas opp mindre CO₂ fra atmosfæren. Høyere havtemperatur vil i seg selv føre til lavere oppløselighet av CO₂, noe som også vil minske CO₂-opptaket.



Figur C.2. Havets transportbånd frakter varme, salt og karbon mellom overflatelagene og dyphavet. Transportbåndet knytter sammen flere verdenshav, og er uttrykk for det som kalles havets termohaline sirkulasjon. Det viktigste nedsynkningsområdet i transportbåndet er Labradorhavet sørvest av Grønland. Her har også dypvannsdannelsen i den delen av De nordiske hav som kalles Grønlandshavet en rolle. År med mye dypvannsdannelse i Grønlandshavet fører til at mye tungt vann fraktes fra De nordiske hav til Nordatlanteren. Dette forhindrer vannet i Labradorhavet fra å synke helt til bunns, og dypvannsdannelsen der svekkes. Dermed svekkes også verdenshavenes termohaline sirkulasjon, og mindre varme fraktes til midlere og høye bredder. De nordiske hav er også det sted i verden hvor mest CO₂ fjernes fra overflaten i forhold til arealet.

Ser vi klima- endringer i havet?

Havtemperatur

Ved værskipet "Polarfront" i posisjon MIKE (66°N, 2°Ø) i Norskehavet har man overvåket havklima siden 1948. Dette er verdens lengste måleserie fra dyphavet, og er derfor svært verdifull for klimastudier. I figur 14 er det vist hvordan temperaturen (avviket fra normalen) har variert mellom 1000 og 2000 m dyp. Legg merke til den markante oppvarmingen som begynte rundt 1990 og fremdeles pågår. Selv om utslagene synes små (0,05°C) representerer de, pga. havets store varmekapasitet, en betydelig varmemengde. For eksempel ville en tilsvarende endring i varmemengde i hele atmosfæresøylen svare til at atmosfærens gjennomsnittstemperatur måtte økes med 20°C.

Utbredelse av havis

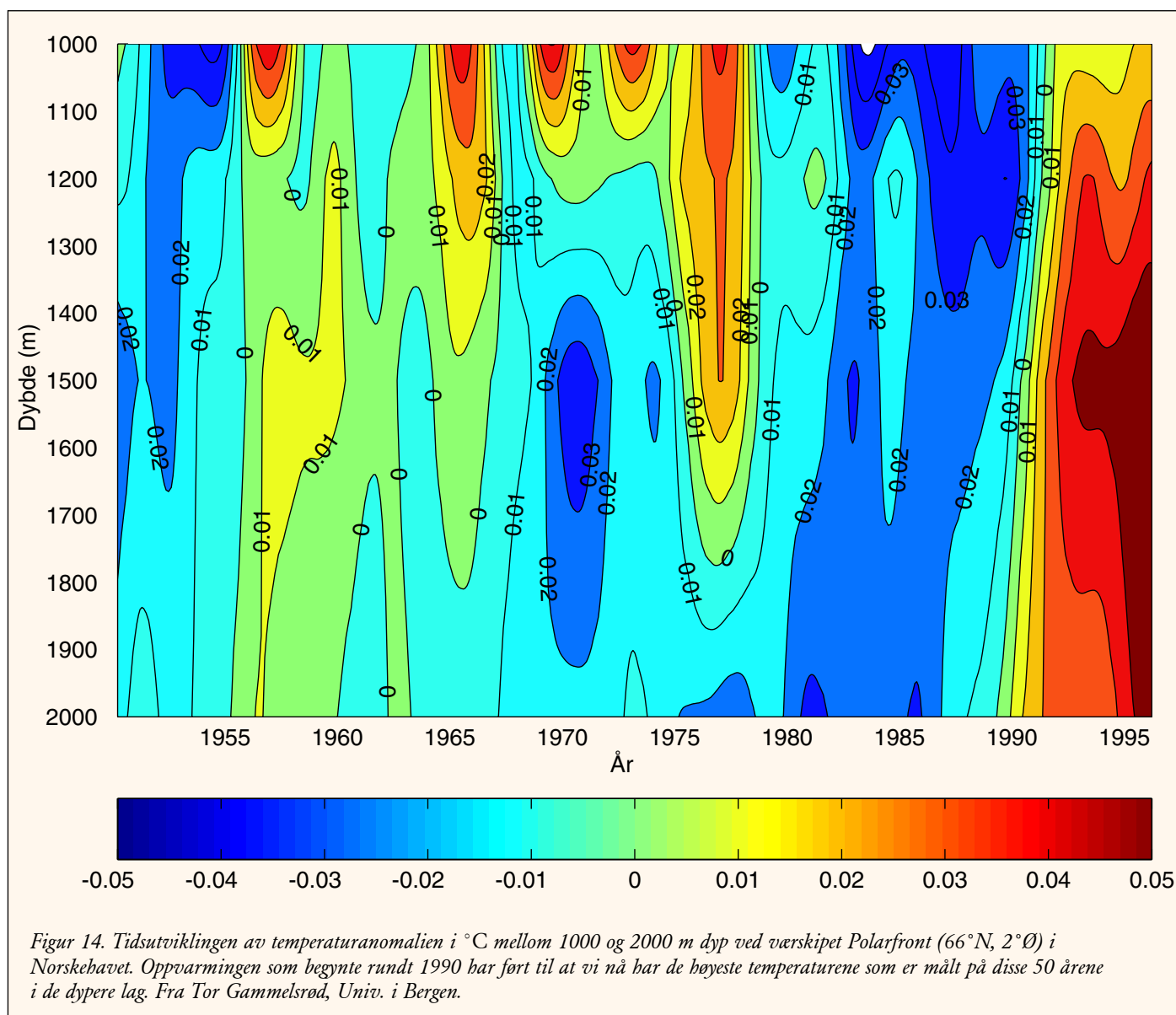
Som nevnt innledningsvis har også sjøisen og dens utbredelse en innvirkning på havoverflatens temperatur (SST) og saltholdighet, og derigjennom havets sirkulasjon. Det omvendte er også tilfelle, og sjøisens utbredelse kan derfor brukes som en indikator, eller mål for, endringer i klimaet. Størrelsen på polkalottene vil kunne ha stor betydning for det globale klimasystem. Får vi mindre is og mer åpent hav (eller bart land) vil jordas refleksjonsevne avta og mer solstråling vil bli absorbert. Dette vil føre til en oppvarming av jorda.

Utbredelsen av havis i Arktis har vært studert siden forrige århundre. En indikator for å beskrive isutbredelsen er arealet som er dekket av is i april hvert år. Figur 15 viser hvordan denne parameteren har endret seg siden 1860.

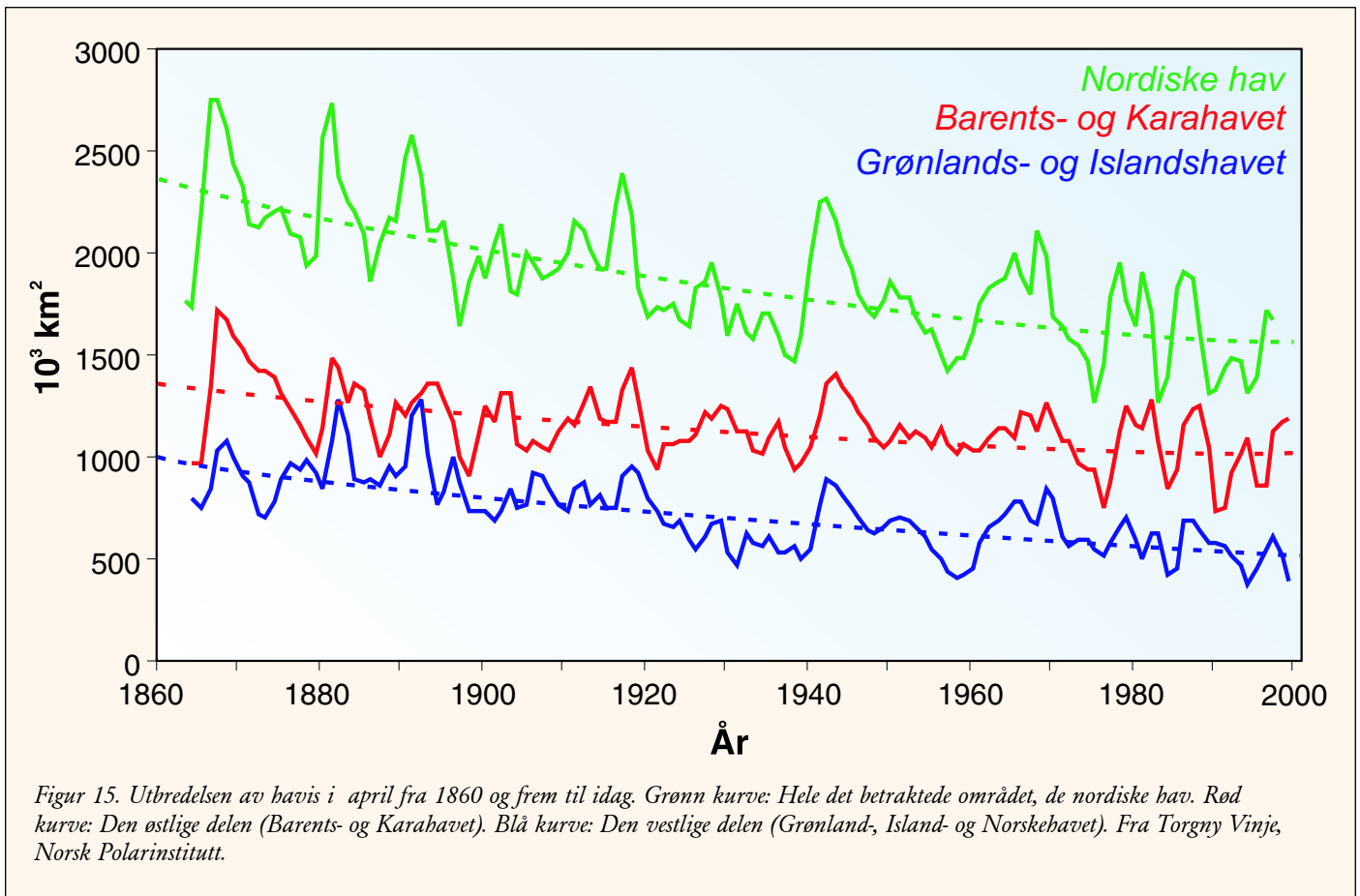
Området som er betraktet er de Nordiske hav (Grønland-, Island- og Norskehavet samt Barentshavet og Karahavet). Målingene viser at isutbredelsen i dette området har avtatt med ca. 33% over den 135 år lange perioden. Halvparten av reduksjonen fant sted før 1900. Måten nedgangen har foregått på, med raskest nedgang i begynnelsen og en utflating mot slutten leder forskerne til å anta at den reduserte isutbredelsen skyldes en tilbakevending til normaltilstanden etter den lille istid.

Opptak av CO₂ i de nordiske hav

De nordiske hav, og da spesielt Grønlandshavet, tar opp karbondioksid fra atmosfæren året rundt. Grønlandshavet er et av de mest effektive havområdene i verden for opptak av karbondioksid vektet mot areal. Det er benyttet en rekke fremgangsmetoder for å beregne fluksene av karbondioksid fra atmosfæren til havvann. Alle disse ser ut til å gi et relativt konsistent bilde av opptaket i Grønlandshavet som (se figur 16) varierer fra 43-93 gCm⁻²år⁻¹. De mest konservative estimatene tar hensyn til en periodevis isdekket havoverflate hvor vi regner med at gassoverføringen stopper opp og de høye beregningene skyldes



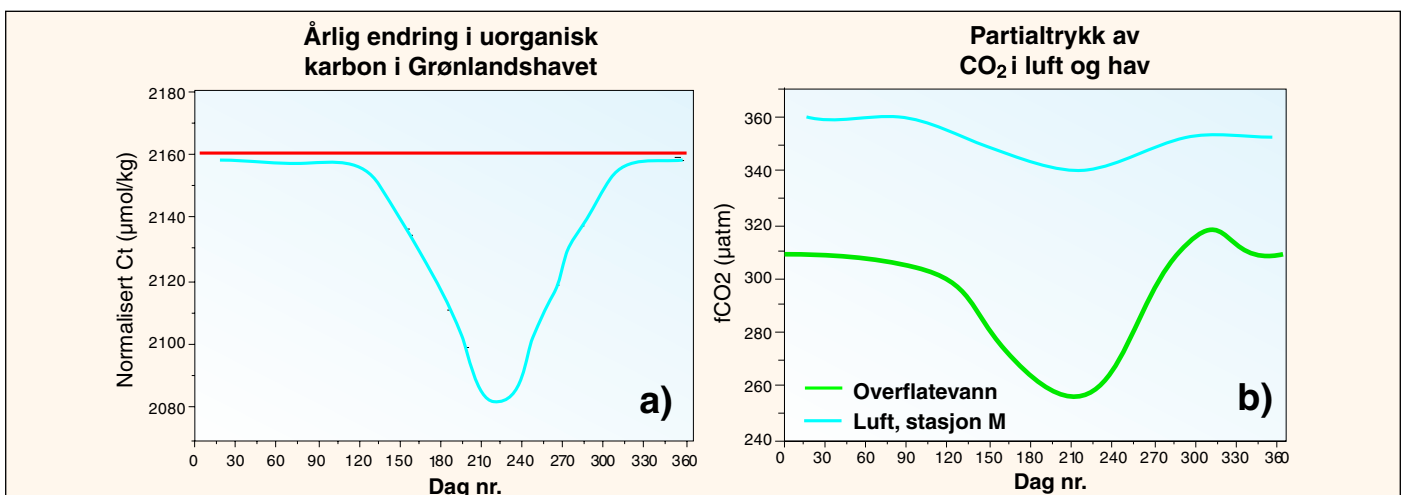
Figur 14. Tidsutviklingen av temperaturanomalien i °C mellom 1000 og 2000 m dyp ved værskipet Polarfront (66°N, 2°Ø) i Norskehavet. Oppvarmingen som begynte rundt 1990 har ført til at vi nå har de høyeste temperaturene som er målt på disse 50 årene i de dypere lag. Fra Tor Gammelsrød, Univ. i Bergen.



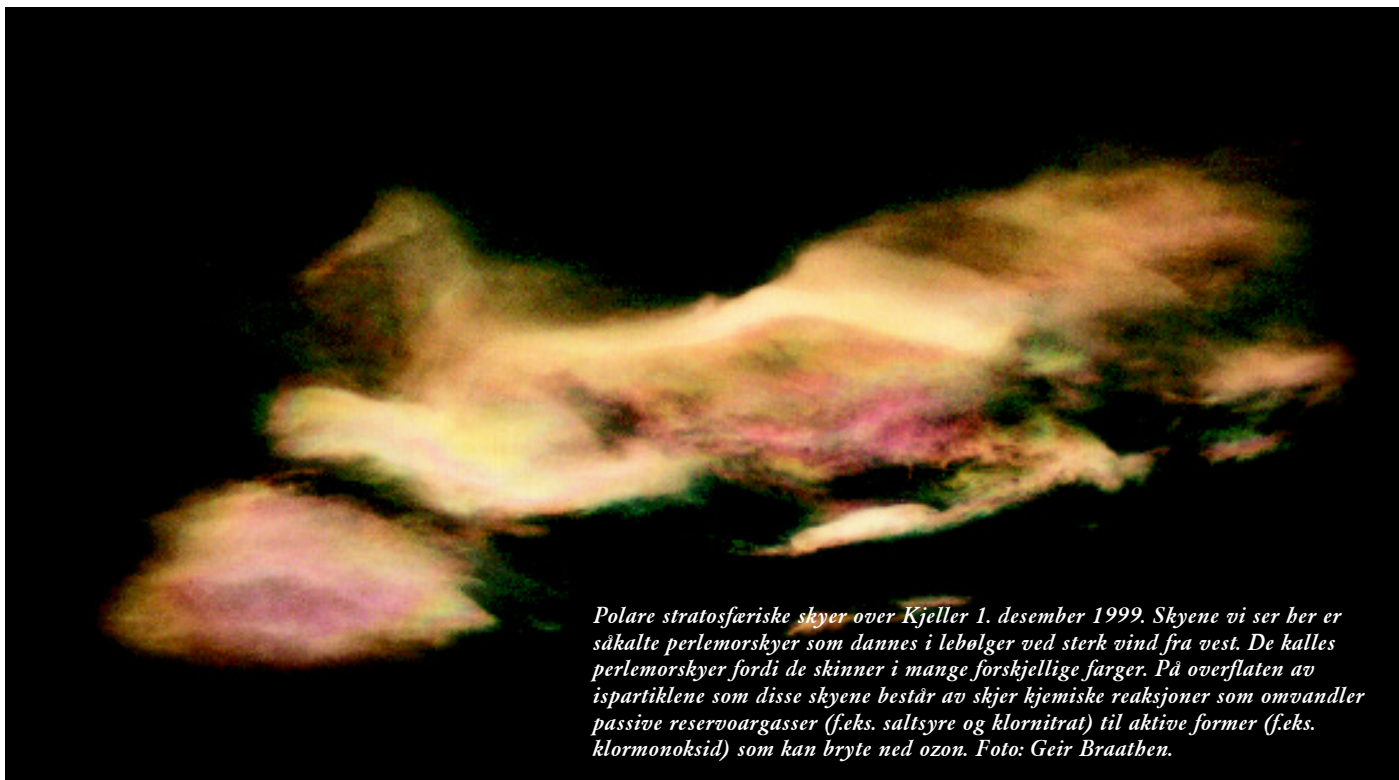
ekstremt kalde og turbulente vintre hvor overflatetemperaturen i Grønlandshavet synker ned mot $-1,9^{\circ}\text{C}$ og dermed øker vannmassenes evne til å ta opp CO_2 . Mellomårlig variasjon i karbonopptaket må også tas hensyn til. Det er observert en generell antropogen økning i karboninnholdet i de nordiske hav som er litt høyere enn det observerte verdensgjennomsnittet. Ved hjelp av koblingen mellom KFK og CO_2 er det beregnet en økning på $2,4\text{gC}\text{år}^{-1}$. I Grønlandshavet er hele vannsøylen undermettet med karbondioksid, og selv under vintre med sterk vertikalblanding og dypvannsdannelse vil området ta opp karbondioksid.

Karbonopptak pga. ny produksjon er estimert til å være $34\text{gCm}^{-2}\text{år}^{-1}$, og sedimentasjon er beregnet til $1,8\text{gCm}^{-2}\text{år}^{-1}$. Det er

ingenting foreløpig som tilsier at global oppvarming har stoppet eller svekket dypvannsdannelsen i Grønlandshavet selv om det på sikt kan bli en realitet. Større tilførsel av smeltevann til de sentrale deler av Grønlandshavet vil kunne endre tetthetsstrukturen og stoppe en viktig transport-mekanisme for antropogent karbon fra overflatevannet til dypvannet. Det er derfor ansett som viktig å følge dette kompliserte systemet videre for å forstå samspillet mellom de fysiske, kjemiske og biologiske endringene for å erverve mer kunnskap om hvordan dette samspillet fungerer i lys av dekadiske forandringer som kan knyttes mot de nordatlantiske oscillasjoner.



Figur 16. (a): Gjennomsnittlig endring i overflatelagets innhold av totalt uorganisk karbon (Ct). (b): Partialtrykket av CO_2 i luften og i overflatelaget. Forskjellen mellom luft og havoverflaten viser at Grønlandshavet er et opptaksområde for CO_2 hele året. Forskjellen er størst om sommeren, men også om vinteren er det en netto transport av CO_2 fra atmosfæren til havet pga. den sterke nedkjølingen som gjør at havets evne til å løse opp CO_2 øker. En fremtidig oppvarming av havet vil minske denne effekten og svekke havets evne til å ta opp CO_2 . Fra Eysteina Jansen, Univ. i Bergen.

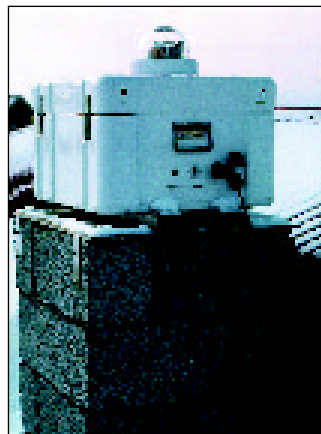


Polare stratosfæriske skyer over Kjeller 1. desember 1999. Skyene vi ser her er såkalte perlemorskyer som dannes i lebølger ved sterk vind fra vest. De kalles perlemorskyer fordi de skinner i mange forskjellige farger. På overflaten av ispartiklene som disse skyene består av skjer kjemiske reaksjoner som omvandler passive reservoargasser (f.eks. saltsyre og klornitrat) til aktive former (f.eks. klormonoksid) som kan bryte ned ozon. Foto: Geir Braathen.

Bli ozonlaget tynnere?



Lidar-observasjoner ved ALOMAR. Foto: Andøya Raketttskytefelt.



SAOZ-instrumentet i Ny-Ålesund. Foto: Geir Braathen.

Innledning

Ozonlaget beskytter livet på jorda mot skadelig ultrafiolett stråling. En uttynning av ozonlaget vil derfor ha en skadelig virkning på alt liv på landjorda samt livet i de øverste få meter av havet. Ozonlaget befinner seg i stratosfæren mellom ca. 10 og 40 km over bakken. Vi finner også noe ozon i troposfæren mellom 0 og 10 km over bakken. Troposfæren inneholder ca. 10% av alt ozon i atmosfæren, mens de resterende 90% finnes i stratosfærens ozonlag. I stratosfæren ønsker vi mest mulig ozon siden det beskytter oss mot UV-stråling. Nær bakken, derimot, ønsker vi minst mulig ozon siden den er en giftig gass. De siste tiårene er karakterisert ved en økning i ozon nær bakken og en reduksjon av ozon i stratosfæren. Vi har med andre ord med to ozonproblemer å gjøre, som begge har ugunstige virkninger.

Hva observerer vi?

Målemetoder

Ozonlaget blir målt med en rekke metoder, fra bakken, fra ballong, fra fly og fra satellitt.

Bakkebaserte instrumenter

Den metoden som har vært lengst i bruk baserer seg på Dobson-spektrofotometeret. Det finnes over 100 slike instrumenter spredt over hele kloden. I Norge har vi tre slike instrumenter; i Oslo, Tromsø og Ny-Ålesund. Brewer-spektrofotometeret er en nyere versjon av Dobson-instrumentet. I Norge har vi to slike instrumenter, ett i Oslo og ett på Andøya (ALOMAR-observatoriet). I Ny-Ålesund finnes et spektrometer (SAOZ) som måler både i den synlige og den ultrafiolette delen av spekteret. Med dette instrumentet kan man måle mengden av ozon og NO₂ i stratosfæren. Ved ALOMAR finnes to UV-synlig-spektrometere som i tillegg til å måle ozon og NO₂ også kan måle OCIO og BrO. Det ene av disse instrumentene befant seg i 1995-97 i Ny-Ålesund. Ved ALOMAR finnes i tillegg en ozonlidar. Med dette instrumentet kan profiler av ozon måles fra 10 til 50 km.

Ballongmålinger

Instrumenter som sendes opp med ballong måler den vertikale fordelingen av atmosfæriske komponenter og parametre. Ballonger finnes i mange størrelser. De minste kan bringe en nyttelast på noen få hundre gram, mens de største kan bringe instrumentpakker som veier flere hundre kilo. Et mye brukt instrument for å måle i ozonlaget er ozonsonder. Det er de siste 10-12 år opprettet en rekke nye ozonsondestasjoner i Europa og ellers i verden for å observere utviklingen i ozonlaget.

Målinger fra fly

Forskningsfly blir brukt i utstrakt grad for å utføre målinger i den øvre troposfære og nedre stratosfære. Det finnes fly som kan foreta målinger helt oppe i 19-20 km høyde.

Satellittmålinger

Det har vært foretatt målinger av ozonlaget med satellitt siden slutten av 1970-tallet. Fordelen med satellittdata er at de gir global dekning.

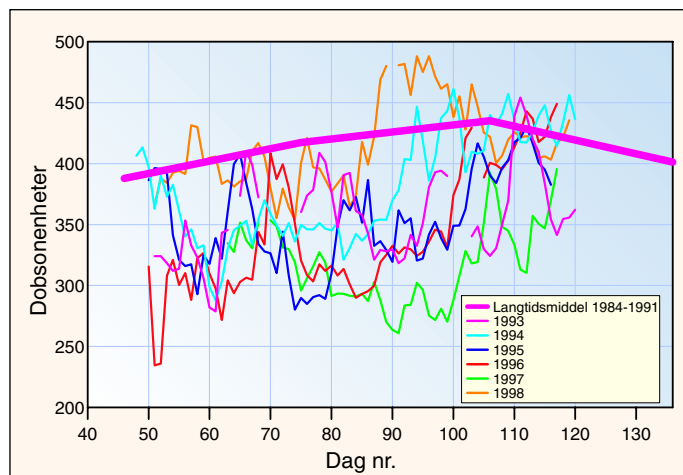
Observerte endringer

Vi vil her beskrive observasjoner som er utført som en del av "Forskningsprogram om klima- og ozonspørsmål".

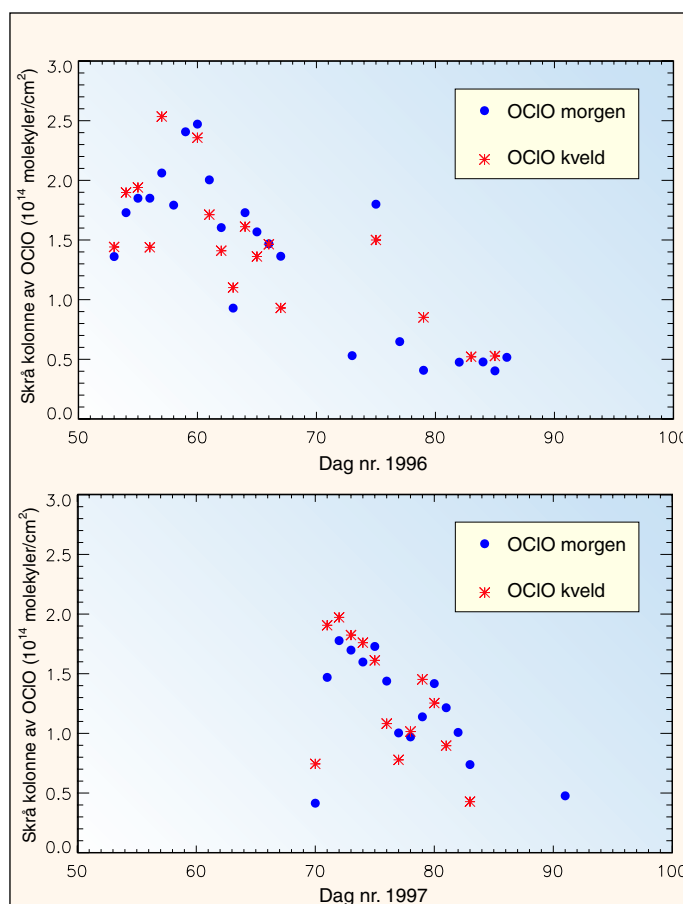
Bakkebaserte målinger

Med SAOZ-instrumentet i Ny-Ålesund har det vært mulig å observere og kvantifisere den uttynningen som har funnet sted i ozonlaget i Arktis i løpet av 1990-tallet. Figur 17 viser målinger av totalozon for årene 1993-1998.

Med støtte fra programmet har det vært arbeidet med å måle halogenkomponenter i stratosfæren, og et nytt DOAS-instrument er blitt bygget. Med dette instrumentet er det mulig å måle



Figur 17. Ozonobservasjoner utført med DOAS-instrumentet SAOZ som er plassert i Ny-Ålesund. Den tykke røde kurven er langtidsmiddelet for perioden 1984-1991. Man ser tydelig at det i alle de årene som her er vist har vært betydelig mindre ozon enn normalt. Et unntak er 1998, et år der det ikke fant sted noen særlig nedbrytning. I 1997 var ozonlagets tykkelse på det verste redusert med ca. 40% i forhold til langtidsmiddelet. Spesielt for 1997 var også at ozonverdiene holdt seg lave lenger enn i de andre årene. Fra Britt Ann Kåstad Høiskar og Geir Braathen, NILU.



Figur 18. Målinger av stratosfærisk OCIO over Ny-Ålesund i 1996 (øverst) og 1997 (nederst). I 1996 begynte målingene fra dag 50 (19. februar), mens de i 1997 begynte fra dag 70 (11. mars). Vi ser at i 1996 økte forekomsten av OCIO frem til dag 60 for så å avta og nærme seg null rundt dag 70. I 1997 holdt OCIO-mengden seg høy helt frem til dag 80. Dette har sammenheng med varigbeten av temperaturer for dannelse av iskyer i stratosfæren (se figur 21). Slike skyer fantes frem til dag 70 i 1996 og frem til dag 85 i 1997. Fra Kjersti Karlsen Tørnkvist og Bill Arlander, NILU.

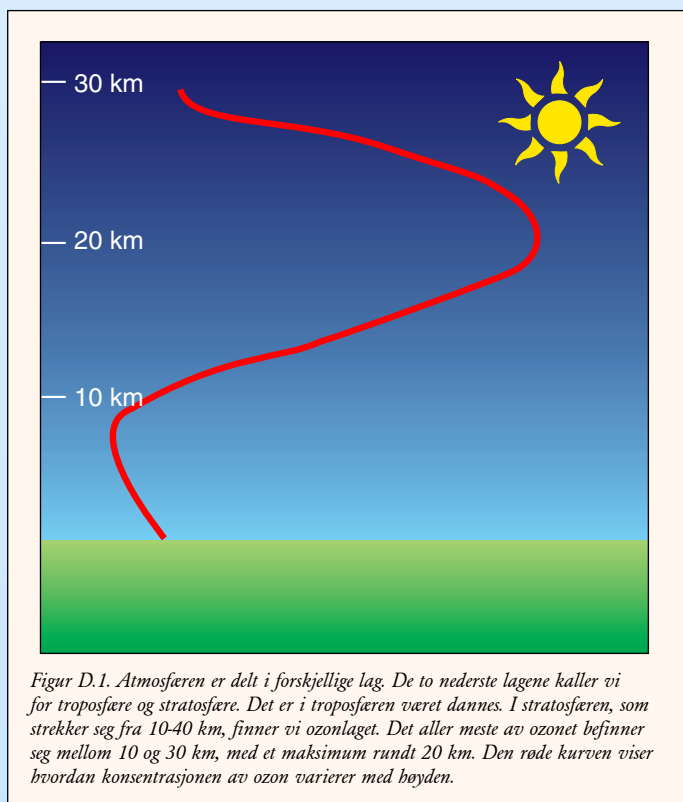
Faktaboks D: Hva er ozonlaget og hvorfor blir det tynnere?

Hva er ozon?

Ozon er en spesiell form av oksygen. Oksygen utgjør ca. 20% av den luften vi puster inn, og kjemisk formel for oksygen gass er O_2 . Hvis tre oksygenatomer binder seg sammen til et molekyl får vi ozon, O_3 . Oksygen (O_2) er viktig for alt liv på jorda, mens ozon er en giftig og reaktiv gass.

Hva er ozonlaget?

Vi finner større eller mindre mengder av ozon i alle høyder i atmosfæren. Mest ozon finner vi i den delen av atmosfæren som vi kaller stratosfæren. Den strekker seg fra ca. 10 km og opp til ca. 40 km over bakken. Ca. 90% av alt ozon i atmosfæren finner vi mellom 10 og 30 km over bakken. Dette er vist i figur D.1.



Hvorfor trenger vi ozonlaget?

Ozonlaget beskytter oss mot skadelig ultrafiolett stråling fra sola. Uten ozon i atmosfæren ville vi ha blitt kraftig solbrent i løpet av få minutter. Ozon absorberer alt lys med bølglengde kortere enn 290 nm (nanometer) og en god del av lyset mellom 290 og 320 nm. Dette området kalles UV-B. Det er denne strålingen som gjør oss solbrent, og det er denne strålingen som primært er laget for å beskytte oss mot.

Hvorfor vil vi ikke ha ozon nær bakken?

Vi ønsker ikke ozon i den luften vi puster inn, fordi ozon er en giftig og reaktiv gass. Ozon er skadelig både for mennesker, dyr, planter og en rekke materialer. Skogdøden i Tyskland skyldes bla. bakkenær ozon. I laboratoriet er ozon en gass vi må håndtere med forsiktighet. Den er eksplosiv.

Hva er ozonhullet?

Når forskerne bruker ordet "ozonhullet", da tenker vi på den kraftige reduksjonen i ozon som finner sted hvert år i september-november over Antarktis. Dette er et årlig fenomen, og det varer i ca. 2-3 måneder.

Ozonhullet ble oppdaget i 1985 av britiske forskere, og deres funn ble snart bekreftet av amerikanske satellittdata. Vanligvis er ozonhullet på det "dypeste" i begynnelsen av oktober. Når man kommer ut i november og desember, vender ozonlaget tilbake til det normale.

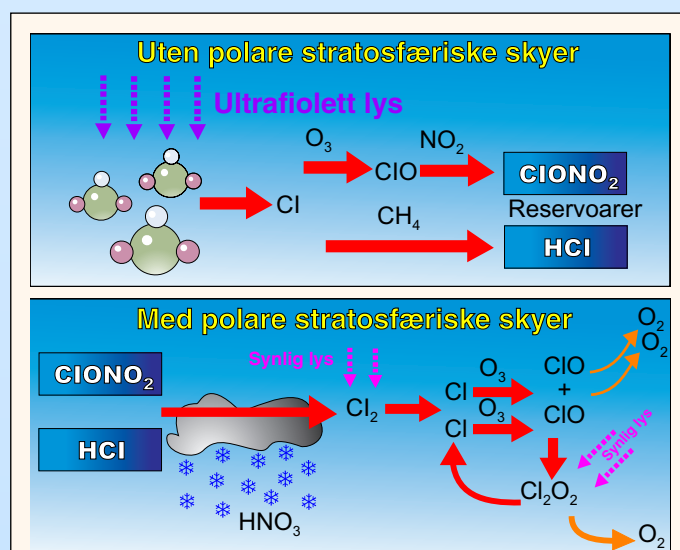
Hvordan oppstår ozonhullet?

Ozonhullet oppstår fordi vi mennesker gjennom mange år har brukt noen stoffer som kalles klorfluorkarbone (KFK) og haloner. Felles for disse stoffene er at de inneholder klor og brom, og dette kan bryte ned ozon. Men hvorfor skjer dette spesielt over Antarktis? Jo, det er fordi man her har både lave temperaturer og solskinn mot slutten av vinteren. På den sydlige halvkule har man sommer når vi her i nord har vinter og omvendt. Dette betyr at i oktober, som er den måneden man ser det største ozonhullet, er det vår i Antarktis. Det svarer til april hos oss. Figur D.2 viser hvordan ozon blir brutt ned. Figurteksten gir en nærmere forklaring.

Er ozonlaget hos oss truet?

Også på nordlige bredder ser man en uttynning av ozonlaget, og da særlig i polare områder. Ved midlere breddegrader har det vært en mer eller mindre jevn nedgang i ozonlagets tykkelse over de siste 15-20 år, og over Oslo har nedgangen siden målingene begynte i 1979 og frem til 1997 vist en nedgang på 0.44%/år på helårsbasis. For vårmånedene mars-mai er nedgangen på 0.82%/år. Dette betyr at ozonlaget har blitt ca. 15% tynnere på disse årene.

I Arktis har nedgangen vært mer dramatisk fordi man i stratosfæren i



Figur D.2. Det øverste bildet viser hvordan ozon kan bli brutt ned i stratosfæren. Til venstre ser vi tre KFK-molekyler. Når de blir truffet av kortbølget UV-stråling i stratosfæren blir de spaltet slik at atomært klor (Cl) blir frigjort. Atomært klor er veldig reaktivt og vil raskt reagere med ozon og metan (CH_4). Reaksjonen med ozon danner ClO som igjen reagerer med NO_2 og danner $ClONO_2$ (klornitrat). Reaksjonen med metan danner HCl (saltsyre). Både saltsyre og klornitrat er lite reaktive og bryter ikke ned ozon. Denne reaksjonen kan derfor ikke forklare hvorfor ozonhullet i Antarktis oppstår.

På det nederste bildet kommer forklaringen på hvorfor ozonhullet i Antarktis kan dannes. I Antarktis er det så kaldt i stratosfæren at det dannes noen spesielle skyer som kalles polare stratosfæriske skyer. På overflaten av ispartiklene som disse skyene består av, skjer det kjemiske reaksjoner der de lite reaktive forbindelsene saltsyre og klornitrat reagerer med hverandre og danner molekylært klor (Cl_2). Dette spaltes lett av sollys og danner atomært klor. Atomært klor reagerer raskt med ozon og danner ClO (klormonoksid). ClO -molekyler kan koble seg sammen to og to og danne en dimer (Cl_2O_2). Denne dimeren spaltes lett av sollys og danner atomært klor. Dermed kan reaksjonen med Cl skje på nytt. Vi har det som kalles en katalytisk syklus. Det er altså kombinasjonen av lav temperatur og sollys som er årsaken til dannelsen av ozonhullet. Også i Arktis kan dette skje, men ikke i samme grad.

polare områder har mye lavere temperaturer enn ellers. Man får dermed en ozonnedbrytning etter samme mønster som i Antarktis, bare i mindre omfang. Satellittdata fra TOMS og andre satellittinstrumenter viser at man enkelte vintre kan ha ganske betydelig nedbrytning i Arktis. Figur D.3 viser midlere ozonverdier for mars måned for årene 1980 (før ozonlaget ble uttynnet) og 1997 (en av verste vintre når det gjelder ozontap i Arktis).

Hvilke stoffer bryter ned ozonlaget?

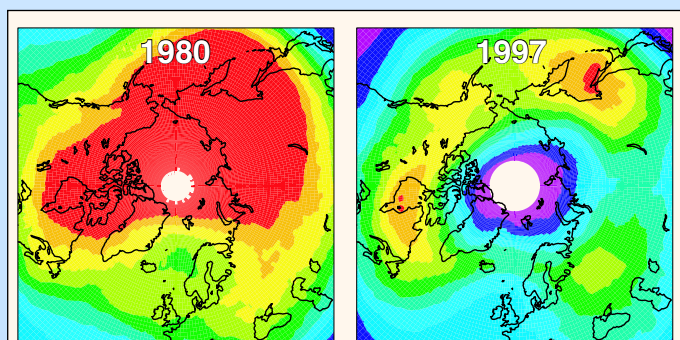
Ozonødeleggende stoffer er stoffer som kan bringe klor og brom opp til stratosfæren uten å bli brutt ned på veien opp gjennom troposfæren. De fleste kjemiske forbindelser blir brutt ned av kjemiske og fotokjemiske prosesser i troposfæren, men det finnes noen stoffer som ikke brytes ned i noen særlig grad her. Dette gjelder først og fremst klorfluorkarbone (KFK) og haloner. Dette er molekyler med ett eller flere karbonatomer der alle hydrogenatomene er byttet ut med klor eller brom. De viktigste KFKene er CFCl_3 , CF_2Cl_2 og $\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$. De viktigste halonene er CF_3Br , CF_2Br_2 , CF_2ClBr og $\text{C}_2\text{F}_4\text{Br}_2$. KFKene har blitt brukt til en rekke formål: Drivgass i spray-bokser, kjølemiddel i kjøleskap og frysenskap, ekspansering av skumplast og til rensing (både av elektronikk og tøy). Halonene er blitt brukt til brannslukning.

Grunnen til at KFK og haloner ble tatt i bruk er at de er lite reaktive og at de ikke er giftige. De har derfor vært meget godt egnet til de formålene som de var beregnet for. Men nettopp pga. sin manglende evne til å reagere med andre stoffer kan de overleve transporten opp gjennom troposfæren og komme seg opp i stratosfæren. Her blir disse stoffene brutt ned av den intense og kortbølgete UV-strålingen som finnes i 30-40 km høyde, dvs. høyt oppe i ozonlaget. Når KFKer og haloner brytes ned frigjøres atomært klor og brom, og dette kan bryte ned ozon som beskrevet ovenfor.

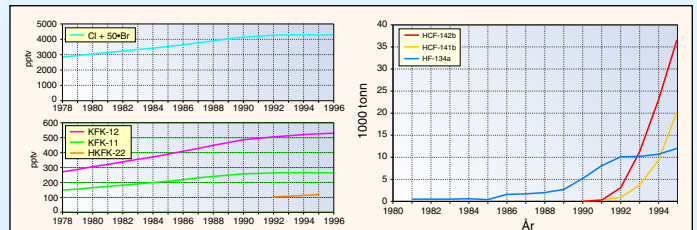
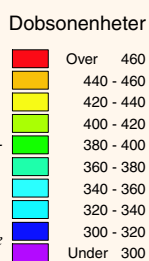
I de senere årene har industrien utviklet forbindelser som har omtrent de samme egenskapene som KFK, men som ikke på langt nær er like skadelige for ozonlaget. Dette er de såkalte erstatningsstoffene. Eksempler på slike erstatningsstoffer er: CHF_2Cl og $\text{C}_2\text{H}_2\text{FCl}_3$. Disse kalles HKFK. Det som kjennetegner disse stoffene er at de inneholder ett eller flere hydrogenatomer. Dette gjør at disse stoffene blir mer reaktive slik at de brytes lettere ned i troposfæren. En liten del av disse stoffene greier likevel å nå opp til stratosfæren. Dette betyr at også disse stoffene er uønsket på lang sikt. De utgjør derfor bare en midlertidig erstatning for KFK.

Hva gjøres for å beskytte ozonlaget?

Da ozonhullet ble oppdaget i 1985, og det ble klart at det var KFK og haloner som var årsaken, reagerte det internasjonale samfunnet raskt. Allerede i slutten av 1985 ble Wien-konvensjonen for beskyttelse av ozonlaget signert. I 1987 ble Montreal-protokollen signert av 47 land. Her ble man enige om at forbruket av KFK skulle reduseres med 50% innen år 2000 i forhold til 1986. Det ble snart klart at en slik reduksjon ikke ville være tilstrekkelig til å redde ozonlaget, og Montreal-protokollen er derfor ved flere anledninger blitt skjerpet: i London i 1990, i København i 1992, i Wien i 1995 og sist i Montreal i 1997. Dette er vedtatt for KFK og haloner:



Figur D.3. Satellittkart basert på TOMS som viser mengden av totalozon på den nordlige halvkule for mars 1980 og for mars 1997. I mars 1997 finner vi ozonverdier i Arktis som ligger ca. 40% lavere enn i 1980. Totalozon er den totale mengde ozon fra bakken og opp til toppen av atmosfæren. Den måles i såkalte Dobson-enheter. En normal ozontykkelse er fra 250 til 500 Dobson-enheter. I ozonhullet i Antarktis kan man i de verste tilfeller se totalozon ned i rundt 90-100 Dobson-enheter. Dette utgjør en reduksjon på ca. 70% i forhold til det som var vanlig før ozonhullet dukket opp. I Arktis forekommer det at totalozon kan synke til under 200 Dobson-enheter. Data fra NASA. Databearbeiding og plotting utført av Geir Braathen ved NILU.



Figur D.4.a (til venstre). Konsentrasjonen i atmosfæren av noen ozonødeleggende stoffer er i ferd med å flate ut. Den lille kurven viser blandingforholdet (parts per trillion) av KFK-12, den grønne kurven viser KFK-11 og den oransje kurven viser HKFK-22. Den lysblå kurven på toppen viser totalt blandingforhold av såkalt ekvivalent klor, dvs. klor + 50 ganger blandingforholdet av brom. Denne størrelsen viser hvor mye klor man måtte ha hatt for å få den samme ozonnedbrytende effekt som klor og brom har sammen. Brom er ca. 50 ganger mer effektiv enn klor til å bryte ned ozon.

Figur D.4.b (til høyre). Disse kurvene viser mengden av globale utslipp (i 1000 tonn) for tre av erstatningsstoffene. Rød kurve viser HKFK-142b, oransje kurve viser HKFK-141b og blå kurve viser HKFK-134a. Begge figurer er hentet fra EUs rapport om Europas miljøtilstand, Dobris +3.

- KFK: Total utfasing av produksjon og bruk innen 1.1.1996
- Haloner: Total utfasing av produksjon og bruk innen 1.1.1994
- HKFK: Utfasing innen 2020 med en liten "hale" (0.5%) til 2030.

Disse reglene gjelder for de industrialiserte landene. For utviklingsland gjelder overgangsordninger siden det tar noe lenger tid for disse landene å gå over til ny teknologi. Figur D.4.a viser hvordan konsentrasjonen av en del ozonødeleggende stoffer har flatet ut de siste årene. NILUs målinger på Svalbard bekrefter dette (figur 11). Når det gjelder erstatningsstoffer er situasjonen noe mer bekymringsfull. Her har utslippene gått raskt opp de siste årene som vist i figur D.4.b.

Hva betyr ozonlagsforskningen?

Uten forskere som studerte ozonlaget ville vi ikke ha oppdaget at ozonlaget var tynnet ut før om lang tid. Da ville skadevirkningene ha blitt mye større enn det vi nå forventer. Det er derfor viktig at man holder oppsyn med ozonlagsutviklingen. Grovt sett kan vi si at forskerne jobber på to måter:

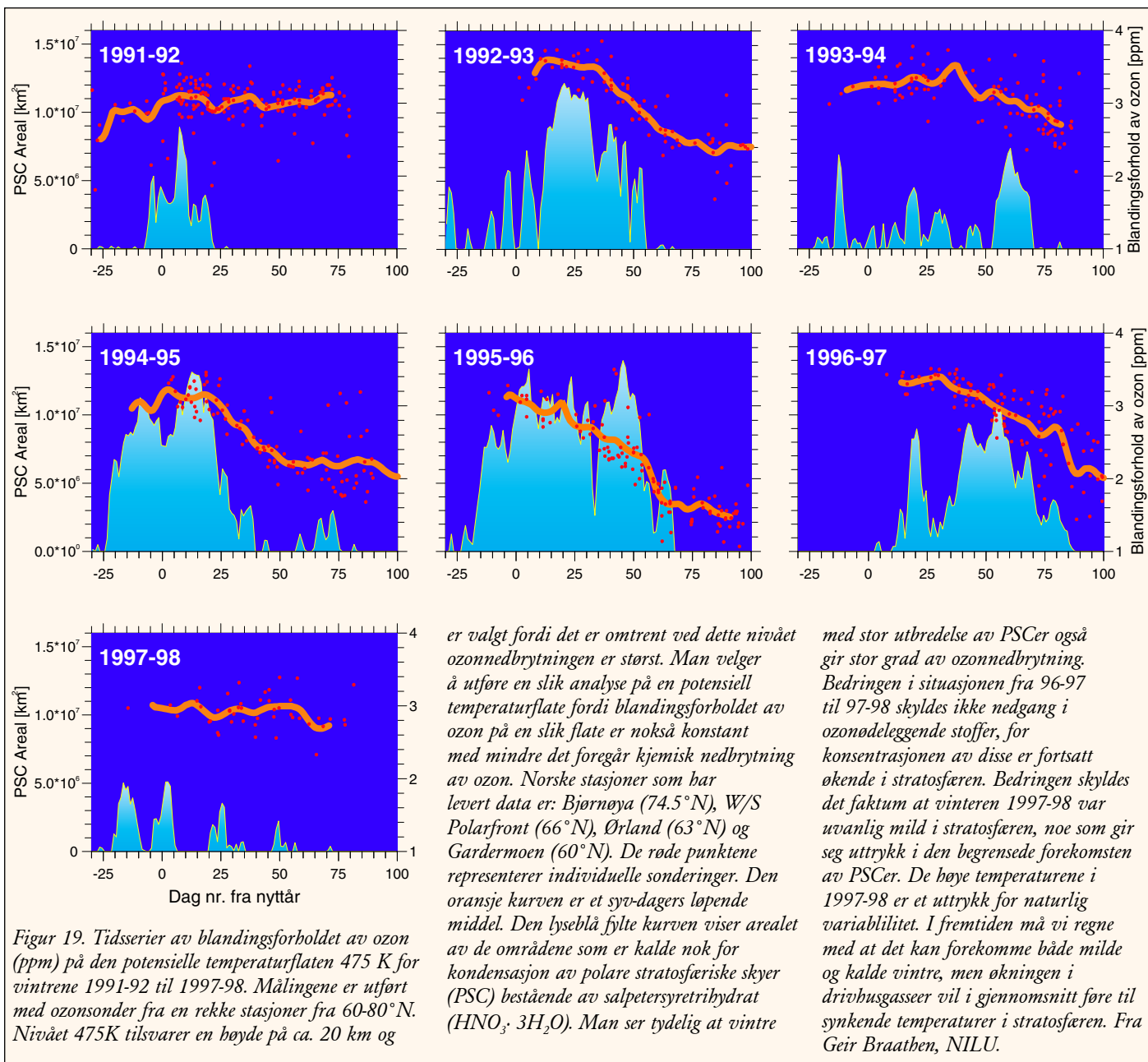
- Noen forskere måler ozon og andre gasser av betydning for ozonlaget.
- Andre forskere arbeider med datamodeller som beregner ozonlagets utvikling.

Hvordan går det med ozonlaget i fremtiden?

Det er selvfølgelig vanskelig å på sikkert om fremtiden, men Montreal-protokollen vil nok sikkert sørge for at ozonlaget er reddet på lang sikt. Man regner med at mengden av klor og brom etter hvert vil gå ned og rundt år 2050-60 vil konsentrasjonen ha blitt så lav at ozonhullet i Antarktis forsvinner. Hva som skjer i mellomtiden er beheftet med en del usikkerhet. Blant usikkerhetsfaktorene kan vi nevne:

- En økning i mengden av drivhusgasser vil føre til lavere temperaturer i stratosfæren fordi man får flere molekyler som kan sende varmestråling ut til verdensrommet. Dette vil lede til hyppigere forekomst av polare stratosfæriske skyer som igjen vil føre til mer nedbrytning av ozon.
- Utslipp fra fly kan påvirke ozonlaget i begge retninger, avhengig av hvilken høyde flyene flyr i.
- Økning av vanndamp (som en følge av økning i metan samt flytrafikk) vil føre til hyppigere forekomst av polare stratosfæriske skyer som igjen vil føre til mer nedbrytning av ozon.
- Forandringer i atmosfærens sirkulasjonsmønster kan påvirke ozonlagets tykkelse
- Store vulkanutbrudd kan føre store mengder SO_2 opp i stratosfæren. Dette omvandles til sulfat-partikler som kan bidra til øket ozonnedbrytning. Jo mer klor og brom vi har i stratosfæren jo mer utsatt blir ozonlaget i tilfelle av et vulkanutbrudd.
- Taktet i utfasing av ozonødeleggende stoffer. Det er usikkert i hvilken grad utviklingslandene klarer å overholde Montreal-protokollen.
- Rask vekst i bruk av enkelte erstatningsstoffer. Erstatningsstoffer er ikke på langt nær så farlige for ozonlaget, men hvis den raske veksten fortsetter vil dette kunne påvirke ozonlaget i negativ retning.

Modellberegninger som er utført de siste par årene, og der man tar hensyn til koblingen mellom ozonuttynning og klimaendring, viser at man må regne med betydelig ozonuttynning i Arktis i årene frem mot 2020. Enkelte år vil totalozon i mars kunne synke til ca. 120 Dobsonenheter, hvilket er under tredjeparten av normal ozonmengde.



komponenten OCIO. Denne forbindelsen bryter ikke ned ozon, men den dannes fra aktivt klor (ClO), slik at forekomst av OCIO er en indikasjon på at aktivt klor finnes. Figur 18 viser tidsserier av OCIO målt i Ny-Ålesund våren 1996 og 1997.

Ballongmålinger

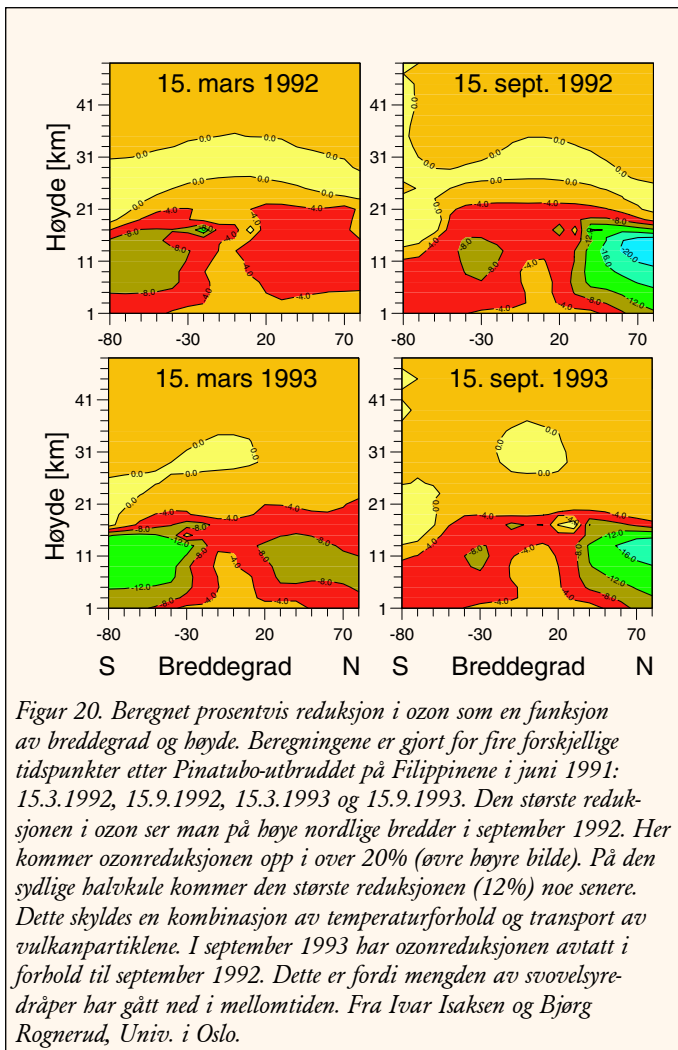
Måling av ozonlaget med ozonsonder har spilt en sentral rolle i forskningsprogrammet. Ozonsonder har vært sluppet fra Bjørnøya siden 1988, fra værskipet Polarfront i 1991 og 1992, fra Gardermoen siden 1990 og fra Ørland flystasjon siden 1994. Disse målingene har utgjort et viktig bidrag til kartleggingen av ozonlaget i Arktis, både for forskere i Norge men også for forskere ellers i Europa.

Målinger med sonder har gjort det mulig å bekrefte sammenhengen mellom forekomst av iskyer i stratosfæren (polare stratosfæriske skyer) og nedbrytning av ozon. Etter oppdagelsen av ozonhullet i Antarktis ble det vist at den omfattende ozonnedgangen som

ble observert bare kunne forklares vha. kjemiske reaksjoner som foregår på overflaten av ispartikler. Normalt finnes det ikke skyer i stratosfæren pga. det lave vanninnholdet. Men i polare strøk vil det om vinteren kunne bli kaldt nok til at slike skyer dannes. Også i Arktis foregår ozonnedbrytningen vha. denne mekanismen. Ozonsondeobservasjoner viser klart at det er en slik sammenheng. Figur 19 viser tidsutviklingen av blandingsforholdet av ozon i ca. 20 km høyde sammenholdt med forekomsten av polare stratosfæriske iskyer. Man ser en tydelig sammenheng mellom forekomst av iskyer og nedbrytning av ozon. Fotografiet til venstre viser oppsendelse av en ozonsonde fra Gardermoen.

Satellittmålinger

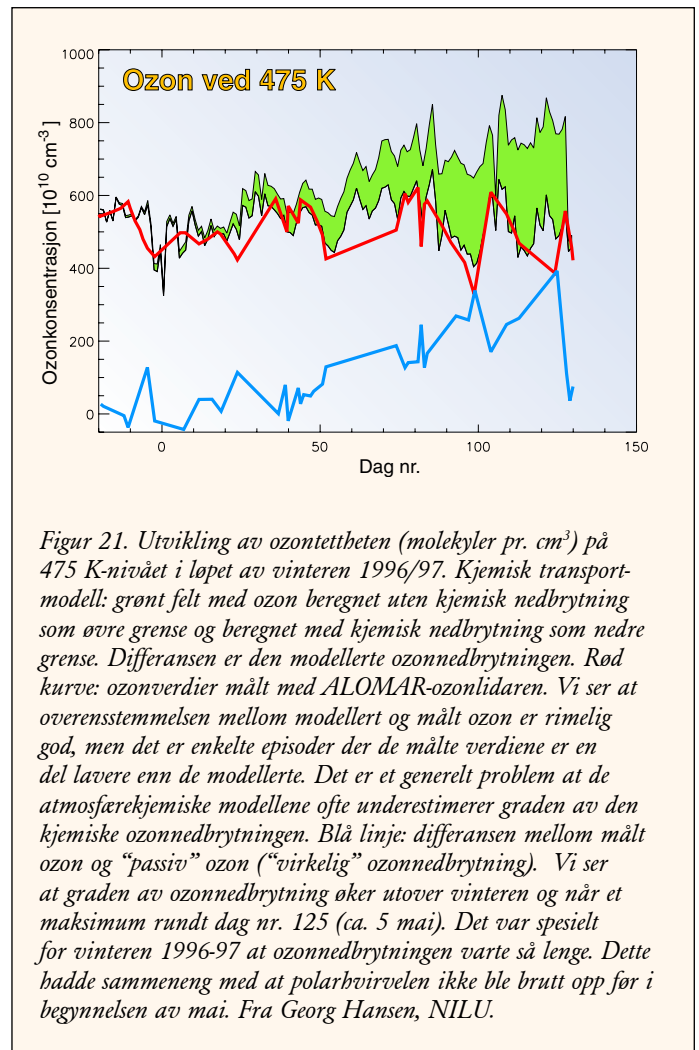
Målinger med satellitt gir god global dekning, også der det ikke finnes bakkeinstrumenter. Satellittdata er derfor velegnet for å få et totalbilde av situasjonen. Hvis satellittmålingene blir validert mot bakkebaserte målinger kan de også brukes til trendstudier over flere tiår. Satellittinstrumentet TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) har spilt en sentral rolle i kartleggingen av ozonlaget siden 1979, da det første TOMS-instrumentet ble skutt opp med Nimbus-7. Dagens TOMS-instrument finnes ombord i Earth Probe. TOMS-data er velegnet for å få en oversikt over omfanget av den nedbrytning som har funnet sted i Arktis i løpet av 80- og 90-årene. Figur D.3 i faktaboksen viser månedsmidler av



totalozon for mars for årene 1980 og 1997. Man ser at mengden av ozon i Arktis i mars måned 1997 er ca. 35-40% lavere enn i 1980.

Effekten av vulkanutbrudd

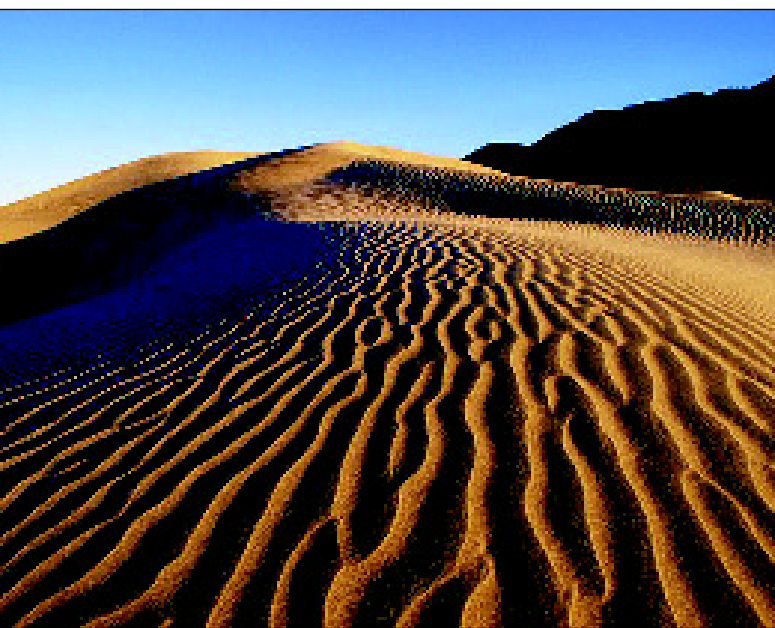
Store vulkanutbrudd, der partikler og gasser slynges helt opp i stratosfæren, kan påvirke ozonlaget i negativ retning. Ett av de største vulkanutbruddene i det 20. århundre fant sted i juni 1991 på Filippinene da vulkanen Pinatubo hadde et voldsomt utbrudd. Store mengder av svoveldioksid (SO_2) ble sendt opp i stratosfæren. Etter en stund blir SO_2 oksidert til svovelsyre som danner små dråper (aerosoler) som svever i stratosfæren. I svovelsyre-dråpene skjer det kjemiske reaksjoner som aktiverer passive klor- og bromforbindelser, slik at disse kan bryte ned ozon. En nedgang i ozonmengden ble da også observert i tiden etter Pinatubo-utbruddet. Figur 20 viser resultatet av modellberegninger der man har tatt hensyn til kjemiske reaksjoner i svovelsyre-dråpene. Aerosoler med opphav i Pinatubo-utbruddet holdt seg i stratosfæren i flere år. Rundt 1998 var aerosol-konsentrasjonen tilbake til det nivå som ble observert før Pinatubo-utbruddet. Disse beregningene viser at vulkanutbrudd kan ha stor innflytelse på ozonlaget hvis det samtidig er klor og brom tilstede i atmosfæren. Hvis man ikke hadde fått i stand Montreal-protokollen som forbyr bruk av ozonødeleggende stoffer ville man ha løpt en stor risiko for at vulkanutbrudd kunne ha forårsaket betydelig nedbrytning av ozonlaget.



Hva sier modellene?

Forskerne har etterhvert fått en ganske god oversikt over de kjemiske prosessene som er skyld i ozonnedbrytning i stratosfæren. Bildet kompliseres av at noen reaksjoner skjer i gassfase mens andre reaksjoner skjer på overflaten av partikler (aerosoler og ispartikler). Det er derfor sannsynlig at det foregår en rekke prosesser som ennå ikke er beskrevet i de atmosfærekjemiske regnemaskinmodellene. Hvis vi kobler vår kunnskap om kjemiske prosesser i atmosfæren med data for hvordan luftmassene beveger seg får vi en såkalt kjemisk transportmodell. De mest avanserte av disse er de tredimensjonale kjemiske transportmodellene. Disse beskriver de kjemiske reaksjonene som foregår når luftmassene beveger seg både horisontalt og vertikalt. Med en tredimensjonal modell kan man sammenligne beregningene med observasjoner utført på de enkelte målestasjoner. Slike modeller er derfor lette å verifisere. I figur 21 ser vi en sammenligning av ozontettheten (målt i molekyler pr. cm^3) på isentropflaten 475 K (ca. 19-20 km over bakken) slik det er målt fra ALOMAR-observatoriet på Andøya og beregnet med en 3-D kjemisk transportmodell. Vi ser fra denne figuren at modellen reproducerer den virkelige ozonnedbrytningen (mørkeblå linje) i grove trekk, men at den virkelige nedbrytningen er større enn den modellerte. Dette er tilfelle med alle atmosfærekjemiske stratosfæremodeller som er i bruk. Modellene klarer ikke å beskrive fullt ut den ozonnedbrytning som foregår. Dette viser at det foregår prosesser i atmosfæren som ikke er beskrevet i modellene.

Hva blir virkningene av klimaendring og tynnere ozonlag?



Innledning

Forskning på effekter har hatt en mindre sentral plass enn forskningen på det fysiske og kjemiske grunnlaget i de første ti år av klima- og ozonprogrammet. De første årene var forskning på effekter gitt lav prioritet fordi man ville legge vekt på å forstå de fysiske mekanismene for endringer i klima og ozonlag. Fra 1995 ble forskning på effekter likestilt med forskning på fysiske og kjemiske forhold. I dette kapitlet vil det kun bli gitt noen eksempler på resultater fra effektforskningen, og det er resultater som er typiske for Norge som er trukket frem.

Virkninger av klimaendring

Hva skjer med tregrensen?

Skogsgrensen blir sterkt påvirket av sommertemperaturen. Datering av levende og død furu ved tregrensen viser at mange trær døde på 1800-tallet. Noen av disse sto ovenfor dagens tregrense. I dag er det tegn til god forynging. Denne har vart siden ca. 1920, men effekten vil ikke vises i landskapet før disse unge trærne har utviklet en kraftig krone. Overlever denne generasjonen, vil furuskogen i fjellet bli tettere, og mange steder vil skogsgrensa krype oppover fjellsidene.

En øking av sommertemperaturen vil ikke nødvendigvis føre til en øking i vekst. Et interessant fenomen i dalførene (Målselv, Dividalen, Skibotn) er at veksten på 1930-tallet var relativt langsom, samtidig som temperaturene var på sitt høyeste. Dette kan skyldes stressfaktorer forbundet med høy temperatur, som tørke og insektangrep, men f.eks. også at trærne bruker mer energi til å danne frø. Tilveksten i gode klimaperioder vil også flate ut på et relativt høyt nivå når skogsbestandene blir tettere, og trærne dermed må konkurrere i sterkere grad om næring, vann og lys.

En endring av klimaet i retning av større variabilitet og mer ekstreme vær-situasjoner vil bety større stress i skogsgrensen, og dermed fare for drastiske skader. Dette må regnes med selv i perioder der gjennomsnittstemperaturen skulle øke samtidig.

Er skogen et sluk for CO₂?

Økt temperatur kan føre til økt nedbrytning av organisk materiale lagret i jordsmonnet. Skog og hei kan snu fra å være et sluk for atmosfærisk CO₂ og nitrogen til å være kilde for begge. Det er ukjent hvor lenge dette vil vare, og hvilke økosystemer som vil være mest utsatt.

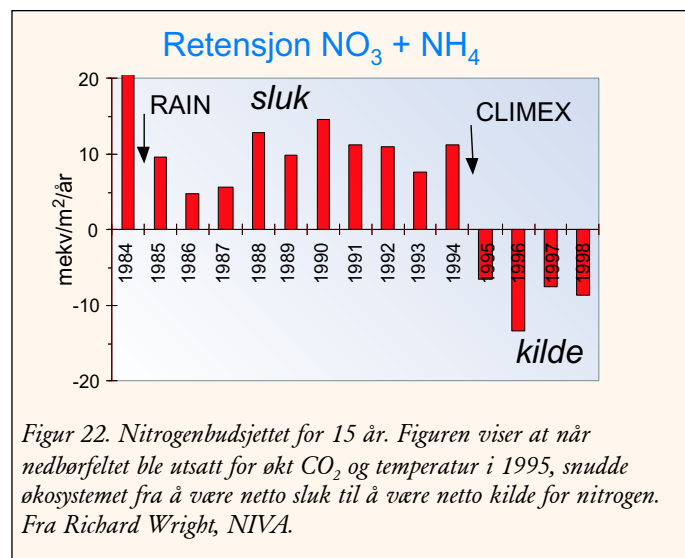
Norge kan komme til å måtte redusere CO₂-utslippene ganske betraktelig i årene som kommer, og dette vil koste milliarder av kroner. Men virkningen av tiltakene på norsk natur er lite kjent.

CLIMEX (Climate change experiment) var verdens største vitenskapelig forsøk med et helt skogøkosystem og nedbørfelt utsatt for morgendagens CO₂-nivå og klima. CLIMEX var også det eneste prosjekt i verden som målte virkninger på vann- og vassdrag. På Risdalsheia ved Grimstad bygget forskere inn et helt skogkledd nedbørfelt i et glasshus (se foto nederst på siden), og over en periode på 4 år utsatte de et lite stykke norsk natur for en fordobling av luftens innhold av CO₂ og en økning i temperaturen på 3-5°C.

Resultatene av dette eksperimentet var at nedbrytingsprosessen i jordsmonnet går fortere og frigjør nitrogen til vannet og CO₂ til luften. Skogen snudde fra å være et sluk for atmosfærisk nitrogen og CO₂ til å være en kilde for begge. I figur 22 er dette vist for nitrogen.

Virkning av økt CO₂ og temperatur på jordprosesser

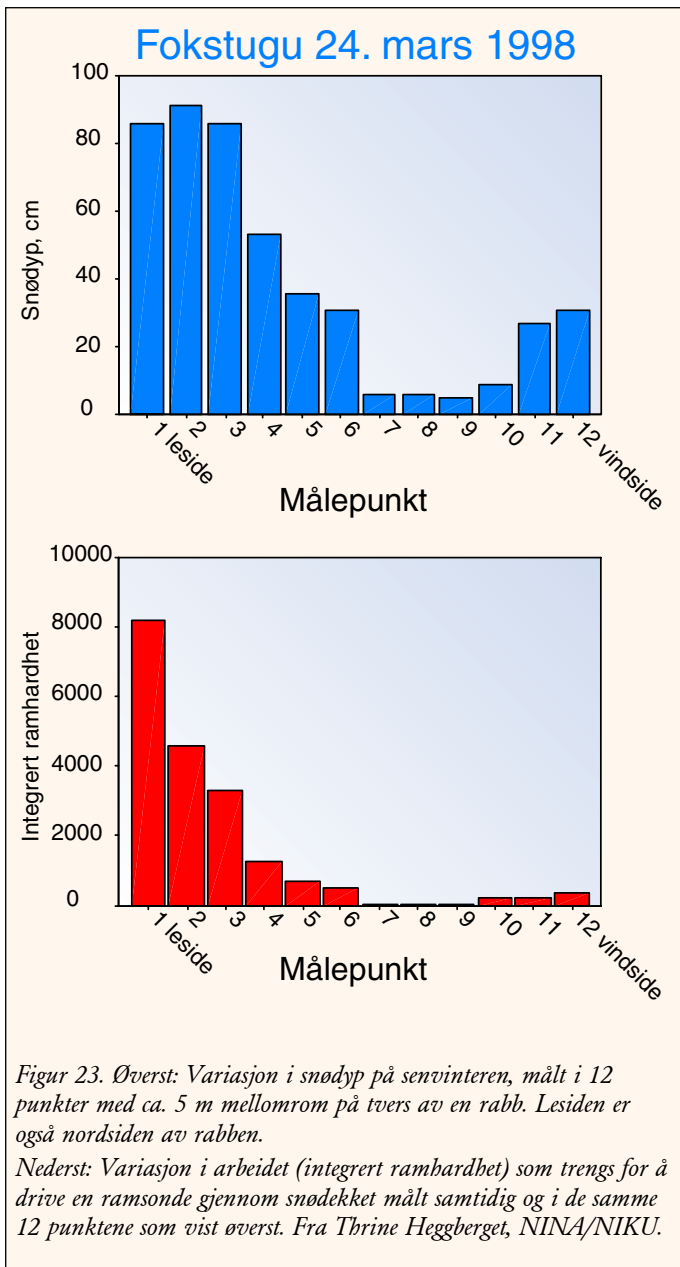
I den grad resultater fra et kortvarig eksperiment som dette kan generaliseres til det virkelige liv og en forventet temperaturøkning på ca 2-3°C, kan det antas at 1) vi vil kunne få et treslagsskifte i våre skoger med overgang fra gran til bjørk, dermed endret verdiskapning, 2) økt nitrifisering i jord vil gi økt utvasking av nitrat til våre vannveier, særlig i perioden før bjørk blir det dominante treslag, 3) betydelige mengder aluminiumssalter vil vaskes ut til våre vannveier, 4) nedbrytning av humus vil frigjøre betydelige mengder CO₂ og 5) forvittringshastigheten av mineraler vil øke. Temperaturøkningen vil i første omgang være av større betydning for skogøkosystemet enn treslagsskifte og CO₂-økning. Beregning av binding av CO₂ til skogens stående biomasse må



Figur 22. Nitrogenbudsjettet for 15 år. Figuren viser at når nedbørfeltet ble utsatt for økt CO₂ og temperatur i 1995, snudde økosystemet fra å være netto sluk til å være netto kilde for nitrogen. Fra Richard Wright, NIVA.



CLIMEX-prosjektet på Risdalsheia ved Grimstad. Et glasshus ble bygget over et helt skogkledd nedbørfelt og brukt til å måle virkninger av økt CO₂ og temperatur på vegetasjon, jord og vann. Foto: Richard Wright, NIVA.



sees i sammenheng med frigjøring av CO₂ fra jord, hvis et CO₂-budsjett skal ha noen mening.

Virkning av økt CO₂ og temperatur på vekst og karbonbalanse hos unge granplanter

I den grad resultater fra et kortvarig eksperiment på små planter kan generaliseres til det virkelige liv og en forventet klimaendring, synes det som om gran får redusert vekstsesongen etter en høy vintertemperatur (5-6°C) og med en forbigående negativ karbonbalanse. Bjørk reagerte positivt på økt temperatur. Ved høyt CO₂-nivå hadde bjørk den beste veksten. Gran synes å akklimatisere seg til høyt CO₂-nivå. Et angrep av sitkagranlus gav mest skade på gran ved høy CO₂-eksponering, høy vintertemperatur og med høy næringstilgang. Ved en klimaendring synes bjørk å tilpasse seg best. Det bør vurderes om en økt satsing på bjørk tilpasset de ulike klimasoner i landet, er ønskelig.

Hvordan går det med fjellplanter?

Man har studert hvordan fremtidig klimaendring vil kunne påvirke forekomsten av 107 arter av fjellplanter i Norge. Man har også sett på utviklingen av den totale plantediversitet i 229 kvadratiske områder á 75×75 km² innenfor Fennoscandia som følge av klimaendring. De 107 planteartene som ble studert, viste stort sett stor toleranse for temperaturendring, men omlag 20

arter ble påvist å være truet av en eventuell temperaturøkning som følge av klimaendring. I studiet av plantediversitet ble forekomsten av 1521 naturlig forekommende arter modellert. Fremtidig immigrasjon og ekstinksjon ble simulert, og det ble beregnet en økning på 26% i artsmangfold som følge av klimaendring.

I et annet studium ble effekten av klimaendring på gressarter, mose og lav undersøkt på Finse (ca. 1200 moh). Vekst og reproduksjon hos 6 av 7 gressarter ble forsterket ved oppvarming. Etter fire år med oppvarming hadde dekket av lav gått ned med 80% og dekket med mose ned med 50%, mens gressdekket hadde øket med 20%. Antall arter gikk ned med 15%. Selv om oppvarming synes å ha en positiv effekt på kort sikt på voksne gressplanter, vil øket dekke og høyde av vegetasjonen redusere muligheten for tilvekst av nye planter. På lengre sikt vil dette føre til et tap i artsmangfoldet av gressarter.

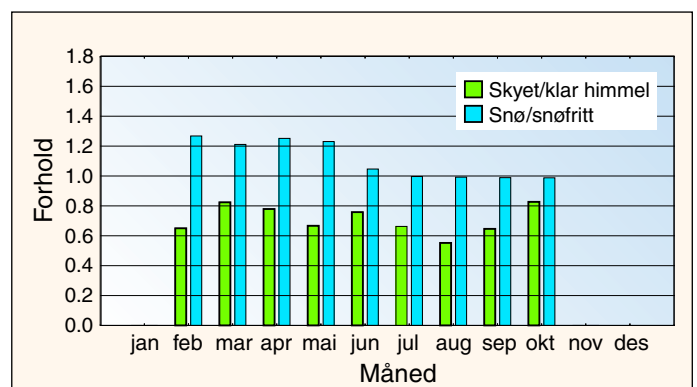
Hvordan går det med villaksen?

Analysene av skjellprøver av voksen laks fra Repparfjordelva i Finnmark fra perioden 1932-94 har vist at årlige variasjoner i klima har stor innvirkning på vekst og overlevelse. Det ble påvist klar sammenheng mellom lufttemperatur og laksungenes vekst i elva, og likeledes mellom sjøtemperatur og laksens vekst i sjøen. Videre var det klar sammenheng mellom temperatur i sjøen og laksens overlevelse fra de vandret ut i sjøen som smolt og til de vandret tilbake til elva som voksen laks. Sjøtemperaturen både det året de vandret ut i sjøen og det påfølgende året hadde signifikant innvirkning på laksens overlevelse. Undersøkelsen viste at årlige variasjoner i miljøet har innvirkning på laksens alder ved kjønnsmodning, mens det ikke ble påvist signifikant sammenheng mellom sjøtemperatur og kjønnsmodning. Når en om kort tid går over til prognosebasert forvaltning av laksen, er det viktig å ta hensyn til slike årlige og mer langsiktige endringer i klimaet som er beskrevet ovenfor.

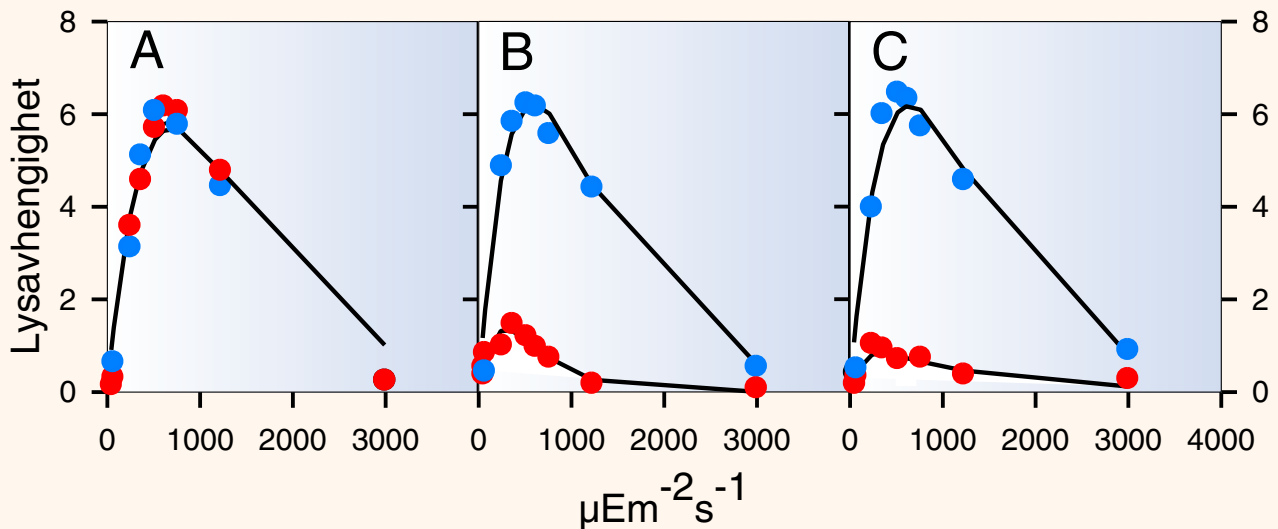
Hvordan går det med villreinen?

Beitet for norsk villrein vil kunne bli påvirket på forskjellige måter:

- En endring i klimaet vil kunne påvirke plantenes vekstbetingelser direkte.
- Klimaendring vil kunne forandre konkurranseforholdet mellom forskjellige plantearter.
- Klimaendring i form av økt nedbør vil føre til tykkere snødekke og gjøre det vanskeligere for reinen å finne beite.
- Mer hyppig veksling mellom frost og mildvær vil gi hardere snø, slik at det blir vanskeligere for reinen å grave seg ned til maten.



Figur 24. Grønne søyler: forholdet mellom målte UV-doser som inkluderer skysituasjoner og modellerte skyfrie verdier. Blå søyler: forholdet mellom målte UV-doser og modellerte verdier representative for snøfrie forhold. Fra Arve Kylling, NILU.



Figur 25. Lysavhengighet hos celler av *Skeletonema costatum* adaptert ved $500 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (PAR). Deretter eksponert med $0,22 \text{ Wm}^{-2}$ (UV-B) og $500 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (PAR) etter (A) 0 timer, (B) 4 timer og (C) 7 timer. (•) er ikke-UV-B-eksponerte celler og (•) UV-B-eksponerte celler. Enheten "E" er Einstein og $1\text{E} = 6.02 \cdot 10^{23}$ (1 mol) fotoner. Fra Svein Rune Erga, Univ. i Bergen.

Om vinteren beiter reinen på vind-utsatte rabber (vind-rabber). Beitetilgangen avhenger både av plantedekket på slike rabber, særlig lav, og av snømengden, snøfordelingen og snøkvaliteten (se eksempel i figur 23).

Effekt på skredaktivitet

De foreløpige prognosene fra de globale klimamodellene for et fremtidig klima antyder at en vil få mer ekstreme vær-situasjoner i form av store nedbørmengder. Dette vil føre til en økende fare for løsmasseskred i mange regioner. Dalsider som tidligere var stabile vil ved et endret nedbørmønster bli ustabile, og mange steder kan slike ras gå ut i vassdrag og påvirke og forsterke flomsituasjoner. Dette var tilfellet under den største skred- og flomkatastrofen på Østlandet i 1789 (Storofsen).

Virkinger av et tynnere ozonlag

Måling av ultrafiolett stråling.

En reduksjon i totalozon vil øke UV-stråling både på bakken og i sjøen. Metoder er blitt utviklet for å bedre målenøyktigheten for UV-stråling for flere typer instrumenter. Det er vist at instrumentene bør være temperaturstabilisert. Når UV-doser sammenlignes bør man ta hensyn til instrumentenes spektrale respons og hvor godt instrumentet fanger inn fotoner fra alle himmelretninger (cosinus-respons). Disse effektene kan tilsammen utgjøre 10-30% forskjell i målt UV-dose, selv med gode spektrale instrumenter. For å måle signifikante endringer i ozon på 3% må målenøyktigheten for stråling ved 305 nm være bedre en 6%. Dette kan oppnås ved å korrigere for de instrumentegenskaper som skaper ulikhetene.

Hvilken effekt har snø og skyer på UV-strålingen?

Skyers og snøens innvirkning på UV-stråling i Tromsø er studert ved hjelp av modellsimuleringer og nøyaktige instrumenter for måling av ozon, skyers optiske tykkelse, bakke-refleksjon og UV-stråling. I figur 24 vises reduksjonen, 20-40%, i den månedlige UV-strålingsdosen på grunn av skyer (grønne søyler). Snøen øker UV-dosen med mer enn 20% for månedene februar-mai (blå søyler).

Hvilken effekt vil øket UV-stråling få på mikroorganismer?

UV-stråling kan i perioder være en viktig regulerende faktor for planktonproduksjon i øvre vannlag i ferskvann og hav. Målinger i bl.a. Trondheimsfjorden har vist at fjorden er mest transparent for UV-stråling i februar og mars, like før vårbloomstringen starter og samtidig med at man kan få episoder med høyere UV-stråling på grunn av tynt ozonlag. Ferskvann, som kan ha høyt humusinnhold, virker som et beskyttende filter i de øverste vannlag. Direkte skadeeffekter er påvist både på plante- og dyreplankton, selv om organismene har et betydelig potensiale for UV-beskyttelse. Mengden av oppløst organisk materiale (DOM) er helt avgjørende for UV-effekter både i ferskvann og hav, og endringer i tilførsler og konsentrasjoner av DOM (f.eks. som følge av en global oppvarming og endrede nedbørforhold), kan få langt større betydning enn en 20-30% reduksjon i stratosfæreozon. Redusert primærproduksjon vil få effekter videre oppover i næringskjeden, samt på opptak av CO_2 i havet.

I et forsøk ble følgende mikroalger benyttet som testorganismer: flagellaten *Pavlova lutheri* og kalkalgen *Emiliania huxleyi* tilhørende klassen *Prymnesiophyceae* samt kiselalgene *Phaeodactylum tricornutum* og *Skeletonema costatum* tilhørende klassen *Bacillariophyceae*. *Emiliania huxleyi* og *Skeletonema costatum* er kanskje de to dominerende mikroalgene i våre farvann. Algene ble bestrålt med et UV-B-lys (313 nm) med en styrke tilsvarende en overskyet dag på våre breddegrader (0.22 Wm^{-2}). Hovedkonklusjonen er at kiselalgene ser ut til å være mer utsatt for UV-skade enn prymnesiophyceene *E. huxleyi* og *P. lutheri* (se figur 25). Økologiske sett indikerer dette at konsekvensene av et svekket ozonlag vil være størst under kiselalgeoppblomstringer. Som primærprodusenter er denne gruppen den viktigste i våre farvann. En videre konsekvens kan derfor bli en forsterkning av drivhuseffekten.

Effekt av UV på nyttevekster

To vanlig dyrkede grønnsaker, purre (*Allium ampeloprasum*) og hodekål (*Brassica oleracea*) ble undersøkt med hensyn på følsomhet for UV-B-stråling. Purre viste seg å syntetisere flavonoider (pigment hos planter) som en respons på forhøyet UV-B-stråling. Hodekål viste seg ikke å syntetisere flavonoider i epidermis (ytterste hudlag) under tilsvarende strålingsforhold. Selv om hodekål ikke utviklet et forsvar gjennom produksjon av flavonoider kan man ikke utelukke at det kan utvikle et forsvar mot øket UV-B på en annen måte. Denne planten bør inkluderes dersom forvaltningen skal vurdere effekten av UV-B på nyttevekster.

Bidragsytere

Denne rapporten er muliggjort gjennom bidrag fra en rekke forskere som har fått støtte gjennom programmet. Programstyret for "Forskningsprogram om endringer i klima og ozonlag" har hatt det overordnede ansvaret for utarbeidelsen. De har hatt bistand fra en referansegruppe med god kjenskap til det gamle programmet. Geir O. Braathen, NILU har sammenfattet bidragene og resultatene. Rapporten ble godkjent av Områdestyret for miljø og utvikling i juni 2000.

Følgende personer har bidratt til rapporten:

John Birks, Universitetet i Bergen	Astrid Lyså, NGU
Hilary Birks, Universitetet i Bergen	Arve Kylling, NILU
Lars H. Blikra, NGU	Jan Mangerud, Universitetet i Bergen
Geir O. Braathen, NILU	Reinhard Mook, Universitetet i Tromsø
Olav Arne Bævre, Planteforsk	Atle Nesje, Universitetet i Bergen
Svein Rune Erga, Universitetet i Bergen	Gunnar Ogner, NISK
Inga Fløisand, NILU	Lars Olsen, NGU
Arne Foldvik, Universitetet i Bergen	Bjørn Rognerud, Universitetet i Oslo
Jan Fuglestad, Cicero	Lars Petter Røed, Det norske meteorologiske institutt
Tor Gammelsrød, Universitetet i Bergen	Hans Petter Sejrup, Universitetet i Bergen
Øystein Godøy, Universitetet i Bergen	Lotte Selsing, Arkeologisk museum i Stavanger
Georg Hansen, NILU	Arne Semb, NILU
Thrine Heggberget, NINA/NIKU	Sverre Solberg, NILU
Dag Hessen, Universitetet i Oslo	Frode Stordal, NILU
Britt Ann Kåstad Høiskar, NILU	John Inge Svendsen, Universitetet i Bergen
Ivar Isaksen, Universitetet i Oslo	Eivind Sønstegeard, Høgskulen i Sogn og Fjordane
Eystein Jansen, Universitetet i Bergen	Ørjan Totland, Universitetet i Bergen
Arne Jensen, NINA/NIKU	Kjersti Karlsen Tørnkvist, NILU
Andreas Kirchhefer, Universitetet i Tromsø	Torgny Vinje, Norsk Polarinstitut
Berit Kjeldstad, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet	Erik Wishman, Arkeologisk museum i Stavanger
Nalân Koç, Norsk Polarinstitut	Richard Wright, NIVA
Eiliv Larsen, NGU	



Norges
forskningsråd

Området for miljø
og utvikling

Sluttrapport fra
Forskningsprogram
om klima- og
ozonspørsmål
(1989-1998)

Menneskelig aktivitet kan føre til store forandringer i det globale klimaet.

Det er observert en global temperaturøkning, særlig det siste tiåret. Mange forskere mener at det er usannsynlig at denne økningen bare har naturlige årsaker.

Målinger viser at det beskyttende ozonlaget i stratosfæren er i ferd med å tynnes ut. I Antarktis er uttynningen på det verste opptil 70%. Også i våre områder har det de siste årene blitt påvist betydelig uttynning av ozonlaget på vårparten. Det er ikke lenger noen tvil blant ozon-forskere om at denne uttynning skyldes menneskeskapt forurensning.

Global klimaendring som følge av våre utslipp av CO₂ og andre drivhusgasser vil sannsynligvis føre til mer ekstremt vær, med sterkere stormer og mer nedbør. Det er fortsatt uvisst hvordan en global klimaendring vil slå ut regionalt og lokalt.

Et tynnere ozonlag vil føre til øket hyppighet av hudkreft, øyesykdommer og nedsettelse av immunforsvaret. Dyr og planter, både på land og i havet, vil også kunne oppleve skadevirkninger som følge av et tynnere ozonlag.

Det kreves forskning for å gi svar på dette og for å kunne snu denne uheldige utviklingen. Norges forskningsråd (daværende NAVF) opprettet for 10 år siden et forskningsprogram for klima- og ozonspørsmål. Dette programmet er nå avsluttet, og denne rapporten gir noen eksempler på resultater fra forskning som har fått støtte fra dette programmet. Arbeidet med klima- og ozonspørsmål føres videre gjennom et nytt program som har fått navnet "Forskningsprogram om endringer i klima og ozonlag".

