

Historiske klimaendringer

Klimaet har variert betydelig i geologisk og historisk tid på en naturlig måte, vi kan tenke på istidene. Slike variasjoner forteller oss at klimasystemet er sensitivt for klimapådriv, kunnskap som kan være avgjørende for å bedømme dagens klimaendringer. Klimahistorien viser oss at det også kan være betydelige regionale klimaendringer uten store utslag i global overflatetemperatur. Når det gjelder våre nordeuropeiske områder, er det i noen grad tatt med følgene av klimaendringer i nyere historie.

Paleo er et prefiks som betyr gammel, fra gamle tider, fjern fortid. *Paleoklima* er klimaet i perioder før måleinstrumenter ble utviklet, inkludert historisk og geologisk tid. For paleoklima er bare *proksidata* tilgjengelige. *Paleoklimatologi* er læren om klima og *klimaendringer* i tidligere tider¹. Jorda er flere milliarder år gammel, og paleoklimatologi omfatter atmosfærens dannelselse og utvikling helt fra begynnelsen. Paleoklimatologisk forskning har som mål å rekonstruere og forstå tidligere tiders klimavariasjoner. *Rekonstruksjonene* omfatter ikke bare variasjoner i atmosfæren, men også tilsvarende endringer i havet, *biosfæren* og *kryosfæren*. Paleoklimatologer prøver å forstå drivkreftene bak klimaendringene de avdekker. På den måten er denne forskningen opptatt av begreper som *strålingspådriv* og *klimasensitivitet*. Selv om en i klimahistorien ikke finner hendelser som direkte ligner på antropogen *global oppvarming*, forteller fortidens *naturlige klimavariasjoner* oss mye om hvor sensitiv kloden er for ulike pådriv.

I økende grad bruker moderne paleoklimatologi simuleringer med *klimamodeller* for å forstå tidligere tiders klimaendringer. På den måten bygges det en bro til forskning på dagens klimaendringer der klimasimuleringer har stor betydning i forskningen. For eksempel er det blitt utført omfattende studier av atmosfærens sirkulasjon da forrige *istid* var på sitt kaldeste for cirka 20 000 år siden. På den måten bidrar simuleringer til å forstå hvordan de store *innlandsisene* endret sirkulasjonen i atmosfæren.

I denne oversikten over fortidens klimavariasjoner vil vi bare oppsummere kunnskap om klimaendringer siste 60 millioner år med vekt på utgangen av siste istid og vår mellomistid *holosen*, der vi igjen legger mest vekt på siste 1000 år. De fleste naturvitenskapelige klimaforskere i Norge er trolig paleoklimatologer, det fins livskraftige forskningsmiljø i flere norske byer. Forskningen er fremragende, og jeg må medgi at det er litt pretensiosøst for en amatør på feltet å gi en oversikt. Jeg har lest mange artikler, og hørt mange foredrag. Om en godtar metodene som blir brukt, er mye relativt enkelt for en meteorolog.

På en nasjonal klimakonferanse som forskningsrådet arrangerte, kom en oseanograf til å si: *Paleoklimatologer prøver å finne ut hvordan klimaet kanskje kan ha vært i tidligere tider*. Paleoklimatologene i salen følte seg nok litt støtt, for de vet en god del om hvordan klimaet virkelig har variert. Men oseanografen pekte på at proksidata kan ha betydelig usikkerhet både i tidfesting og kvantifisering av meteorologiske variable. Men uttalelsen var også uttrykk for en merkelig skepsis forskere ofte har til forskning utenfor deres spesialdisiplin.

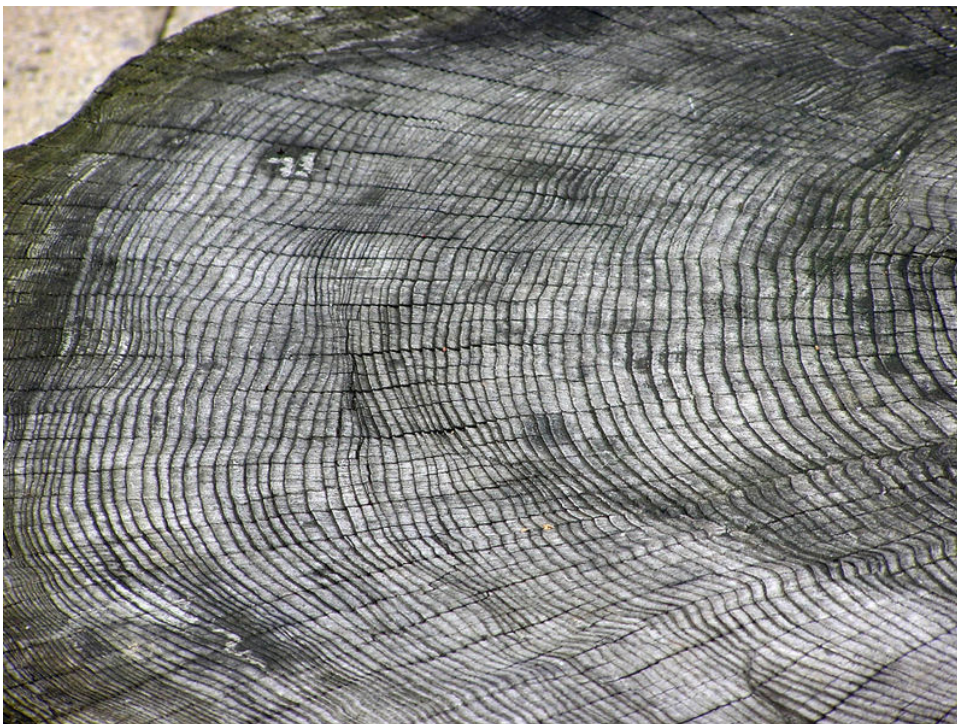
Med økende kunnskap er skepsis jeg selv har hatt, endret til beundring for paleoforskning. Jeg er forbauset over hvor store klimaendringer som er blitt identifisert og hvordan disse først og fremst kan relateres til naturlige variasjoner i luftas innhold av karbondioksid og utstrekning av innlandis. Når den verdensberømte klimaforskeren James Hansen vurderer hva slags kunnskap som er viktigst for å bedømme dagens globale oppvarming, setter han paleoklimatologisk informasjon først, deretter aktuelle målinger. Resultat fra klimamodeller kommer på tredjeplass².

VII.1. PALEOMETODER

Det fins mange ulike metoder for å studere fortidens klima. IPCC vurderer metodene på en utmerket måte i sine rapporter³. Det fins også oversiktsartikler med mange henvisninger til enkeltarbeider. Når det gjelder metoder som egner seg for rekonstruksjoner for siste tusen år, anbefales et arbeid av P.D. Jones og M.E. Mann⁴. Felles for de fleste paleometodene er at de må kalibreres mot direkte målinger, data vi stort sett bare har for siste 150 år.

Dendrologi

Treringer i gamle trær gir en klassisk metode til å bestemme klimavariasjoner⁵. Tilveksten i et tre gjennom en vekstsesong vil være avhengig av temperaturen og fuktighetsforholdene. Dersom det alltid har vært optimale fuktighetsforhold, vil tilveksten gi et uttrykk for en varmesum over vekstsesongen, en sum som kan omregnes til en gjennomsnittstemperatur. Tidsoppløsningen – eller *kronologien* - blir eksakt dersom en kan bestemme årstallet for en enkelt ring i et tre. Jeg sjekket en gang opplysninger om fem uår i landbruket i Norge gjennom den lille istid, dokumentert av historikeren Gerhard Shøning (1722-1780)⁶, mot de kaldeste somrene i en rekonstruksjon basert på treringer fra Femundsmarka^{7 8}. Med ett unntak ga disse åra også minimal sommertemperatur i Femundsmarka.



Årringer fra et tre (treslag ukjent) fra Bristol Zoo, England.
<http://en.wikipedia.org/wiki/Dendrochronology>

Treringer gir gode signaler om variasjoner i temperaturen gjennom vekstsesongen fra år til år og fra dekadene til dekadene. Det er derimot usikkert hvor mye informasjon treringer gir om variasjoner på lengre tidsskalaer. En grunn til dette er at veksten i trær i noen grad tilpasser seg klimaendringer. I vår tid kan også økning i atmosfærens innhold av CO₂ stimulere veksten.

Som regel er kronologien eksakt kjent. Fagfolk sier da at kronologien er fullt forankret. Det eksisterer slike kronologier som går mer enn 10 000 år tilbake fra eik fra elvene Main og Rhinen i Tyskland. En annen kronologi fra White mountains, California går 8500 år tilbake. De fleste studier gir imidlertid data for noen få tusen år tilbake, og flere dataserier er for mindre enn 1000 år. De lengste seriene er også datert etter ^{14}C -metoden. Dette gir en standard som kan brukes til å korrigere tidfestingen i andre dataserier der bare ^{14}C -metoden er brukt.

Fossiler av trær - dvs. tre som er blitt forsteinet – gir basis for en metode mye lengre tilbake i tid. Slike fossiler kan også gi god tidsoppløsning, men fossilet selv må dateres med vanlig *radiometrisk datering*⁹, spesielt karbondatering¹⁰. Her kan feilmarginene være betydelige, men som nevnt er det mulig å foreta brukbare korreksjoner.

Tidsoppløsningen gjør data fra trerenger spesielt interessante for år med uvanlig vær, slik som visse uår i historien. For eksempel gir trerenger pålitelige data om de to ekstremt kalde årene 535 og 536 e. Kr.¹¹. Mye tyder på at det kalde været omfattet store deler av kloden. Den bysantinske historikeren Procopius av Caesarea skriver: *I dette året opplevdes et forferdelig jærtegn. For sola gav fra seg sitt lys uten styrke det syntes mer som om sola etter hvert ble mørkere, for strålene den ga var ikke klare.* Annaler fra for eksempel Irland forteller om brødmangel og hungersnød. Det fins beretninger om snø i august i Kina i 535, om avlingssvikt og en tykk, tørr tåke både i Kina og Europa. Mochekulturen i Peru ble hjemsoekt med tørke.

Trerenger for disse årene viser svært liten tilvekst, for eksempel i Irland, Sverige, California og Chile. Historikere mener uårene fikk stor betydning for livet på jorda i lang tid etterpå. Matmangel og hungersnød har blitt foreslått som en av årsakene til at sivilisasjonen i Vest-Europa gikk inn en mørketid (Dark Ages) på denne tiden¹². Det er blitt hevdet at høvdinger i Skandinavia ofret store mengder gull, nå ved slutten av folkevandringstiden, for å tilfredsstille gudene og for å få solskinn tilbake¹¹. Kanskje våre forfedres tro på en Fimbulvinter skriver seg fra denne klimahendelsen.

Borekjerner i is - iskjerner

Isbreer og innlandsis er kilder til paleoklimatologiske data. *Iskjerner* boret ut fra innlandsisen på Grønland og i Antarktis egner seg best, blant annet fordi en her finner den lengste klimahistorien¹³ (Fig. 2). Iskjerner gir klimainformasjon som skriver seg fra snøforholdene fra år til år ved overflaten. En årsak til at Grønland og Antarktis er de mest populære stedene for slik boring, er at en her finner steder hvor snøen ikke smelter om sommeren. Smeltet snø kompliserer analyser av iskjerner ved at for eksempel smeltevann kan renne bort. På Grønland tas iskjernene i cirka 3000 m høyde og det fins en snøhistorie – ned til bunnen på isen - som går opp til 120 000 år tilbake i tid¹⁴. For Antarktis har en gjort boringer som gir klimahistorie hele 800 000 år bakover¹⁵, dvs. gjennom flere istider og mellomistider.

Iskjernene inneholder luftbobler med en mengde kjemiske komponenter som kan analyseres og kartlegges tilbake i tid. Slik kan en for eksempel få fram innholdet av CO_2 og metan i atmosfæren. Tykkelsen av lagene sier noe om nedbøren. Opptelling av pollen kan fortelle noe om variasjoner i plantevekst. Videre kan analyser av oksygenisotoper brukes til proksi for temperatur. Dette skyldes at rater for fordampning av vannmolekyler med litt tyngre isotoper av hydrogen og oksygen er litt forskjellig gjennom varme og kalde perioder. Slik er endringer i middeltemperaturen for

havoverflaten representert i et litt forskjellig forhold mellom de forskjellige isotopene (se nedenfor). En mener at disse metodene gir proksidata som er representative for store områder.

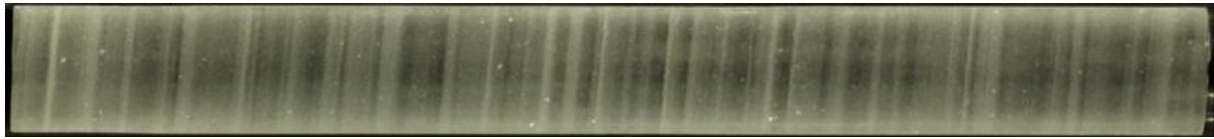


Fig. 2: Et foto som viser en meter – fra 1837 til 1838 m under overflaten - av en iskerne fra GISP2. Stripene viser lag over et år. Lagdelingen skyldes forskjeller i størrelsen på iskrystaller mellom vinter og sommer, en forskjell som resulterer i forskjeller i mengde og størrelser til luftbobler i isen. Ved telling av årlige lag har en sammen med andre teknikker funnet at isen ble formet for cirka 16250 år siden og at denne meteren representerer 38 år. http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core

Generelt må karbondatering brukes for tidfesting, men i stor grad kan en skille et år fra det neste. Noen ganger lettes tidfestingen ved at en finner en igjen askelag fra store, kjente vulkanutbrudd i historien. Det er interessant at kjerner både fra Grønland og Antarktis viser tydelige svovellag som kan dateres til år $533-534 \pm 2$ år. Forskere mener at askelaget indikerer et eksplosivt vulkanutbrudd nær tropene, et utbrudd som ga en global dimming som bidro til en plutselig avkjøling over store deler av nordlige halvkule¹¹.

Dataene har selvsagt flere feilkilder, vi har tidligere pekt på problemer med at det tar tid før snøen blir til is og at luft i snø skiftes ut inntil den blir til is. Generelt er det vanskelig å kalibrere dataene mot observasjoner av temperatur og nedbør. En har forsøkt å relatere resultater fra de siste hundre år til observasjoner av temperatur nær havets nivå på Grønland. Resultatet er ikke særlig overbevisende. Likevel mener en at iskjerner gir bra data for klimaendringer over litt lange tidsskalaer, fra noen dekader og oppover.

Analyser av iskjerner fra Antarktis og Grønland har gjennom de siste 30 år bidratt sterkt til økt kunnskap om is- og mellomistider. En kerne fra Vostok (Antarktis) var spesielt bemerkelsesverdig i det den ga data for både CO₂ og temperatur (fra oksygenisotoper) gjennom 420 000 år¹⁶. Videre har kjerner under navnene GISP2, GRIP og NGRIP fra Grønland gitt oss ny, detaljert innsikt i klimavariasjoner for de siste 100 000 år, variasjoner som omfatter hendelser med oppvarming på 10 °C og kanskje mer over svært kort tid¹⁷.

Senere har det europeiske prosjektet for iskjerner i Antarktis (EPICA) oppnådd den lengste kjerne til nå, en som spenner over 800 000 års klimahistorie (omtrent samme posisjon som Vostok)¹⁸. Under dette prosjektet har en også analysert nok en kerne – kalt EDML - ned til 2500 m tatt på Dronning Mauds land, dvs. i den atlantiske sektor av Antarktis¹⁹. EDML gir oss data bare 150 000 år tilbake, men det bemerkelsesverdige med analysene fra denne kjernen er tidsoppløsningen som er like god som for de beste dataene fra Grønland. Kronologi er uhyre viktig. Det har lyktes forskerne knyttet til EPICA å framstille data fra EDML på samme tidsskala som de beste data fra Grønland. Slik kan en sammenlikne samtidige endringer på de to stedene med relativt god tidsoppløsning.

Kjerner i sediment

Sediment kan inneholde levninger etter vegetasjon, dyr, pollen og *plankton* som kan være karakteristisk for visse klimasoner. Sediment fra havbunn gir verdifull klimainformasjon og de lengste klimaseriene tilbake i tid. En rekonstruerer temperatur, og andre trekk ved tilstanden i havet, ut fra sammensetningen av ulike komponenter i sedimentkjerner. En metode bygger på statistiske analyser av planktonsammensetningen. Fra dette kan en beregne temperatur basert på forekomsten av varmekrevende planktonarter i avleiringene og arter som krever kaldere omgivelser. En kan også analysere sporelementet eller organiske komponenter i kalkskallrester fra plankton (*diatomer*). Fordelingen av oksygenisotoper (forholdet mellom lette og tunge isotoper av oksygen) kan igjen gi verdifull informasjon. Spesielt er det slik at $\delta^{18}\text{O}$ (se nedenfor) reagerer på endringer i temperatur og isvolum. Forholdet mellom spormetaller (spesielt forholdet mellom magnesium og kalsium, Mg/Ca) som inngår i kalkskallene er temperaturavhengige (*foraminiferer*²⁰) (Fig. 3). På samme måte er forekomsten av alkenoner²¹ (dobbelbindinger i spesifikke langkjedede organiske forbindelser som produseres av planteplankton) temperaturavhengige. Rekonstruksjoner med denne metoden gir blant annet temperaturen i overflatevannet. Et problem med disse metodene er at tidsoppløsningen vanligvis er beskjedent. Kalibrering mot observert temperatur gir også visse problemer. I Norge har vi internasjonalt sterke forskningsgrupper i Bergen og i Tromsø som anvender sedimentkjerner fra havet.



Fig. 3: Fossiler av foraminiferer som mikroskopiske individer. Representerer epoken Eosen fra De arabiske emirater. Skala i millimeter. <http://en.wikipedia.org/wiki/Foraminifera>

Pollenstudier har vært populært i Skandinavia^{22 23}, spesielt i deler av Sverige og Danmark der sediment i myrer og innsjøer gjemmer på en lang vegetasjonshistorie. De første kvantitative analyser av pollen ble publisert av Lennart von Post, som la grunnlaget for moderne pollenanalyse i en forelesning i 1916 i Kristiania. Mange av de første arbeidene ble publisert på skandinaviske språk. Ideene spredde seg til resten av verden gjennom et arbeid av Gunnar Erdtman i 1921. Metodene for pollenstudier er blitt utvidet i de siste årene og er i utstrakt bruk i Norge²⁴. Ikke minst studeres planterester og pollen i sediment i innsjøer.

Pollendata gir indikasjoner om temperatur og nedbør gjennom vekstsesongen. For kvantifisering starter en som regel med data for de siste årene da en har direkte observasjoner. For eksempel kan en prøve å danne seg en funksjon som uttrykker hvordan pollenmengdene avhenger av temperaturen. Dersom P er mengden av pollen per år per kvadratmeter sediment, og T temperaturen som et gjennomsnitt over sesongen for avsetning, prøver en å danne en relasjon $P = f(T)$, der f er en enkel funksjon. For tidligere tider analyseres tidsserier for polleninnholdet i sedimentprøver P_t , hvor t står for tid i år. Så bestemmes T_t ved å bruke funksjonen. Dette kalles noen ganger for invertering og kan uttrykkes ved formelen $T_t = f^{-1}(P_t)$, der f^{-1} kalles den inverse funksjonen av f . Den inverse funksjonen kalles gjerne på norsk-engelsk for "transferfunksjon".

Første gang jeg hørte paleoklimatologer bruke ordet transferfunksjon som et matematisk begrep, ble jeg nysgjerrig, for det vrirler av slike inverteringsproblemer i fysikk. For eksempel er det et krevende problem å bestemme et temperaturprofil gjennom atmosfæren fra strålingsmålinger fra satellitt. Oppgaven omfatter avansert strålingsfysikk uttrykt matematisk. Jeg ble nok skuffet av paleoforskerne, fordi funksjonene de bruker er nesten bare enkle lineære statistiske sammenhenger uten innslag av fysiske lover.

Andre metoder

Det fins en rekke andre paleometoder. I Bergen har professor Atle Nesje og hans medarbeidere gjort omfattende klimastudier ved å utnytte variasjoner av isbreer knyttet til studier av morener. Et eksempel er klimastudier knyttet til Folgefonna²⁵. Et annen metode er studier av dryppstein (*stalagmitter*), som blant annet kan si oss noe om nedbør fra år til år²⁶. Studier av koraller har også vært populært²⁷. De fleste av disse aktivitetene konsentrerer seg om klimavariasjoner gjennom holosen.

Mange har brukt vanlige historiske og arkeologiske metoder for å studere klimavariasjoner. Kildene for informasjon omfatter nedskrivning av frostdager, tørke, uår, tilfrysing av innsjøer og elver, isforhold langs kyster, varighet av snø og is, datoer for blomstring og modning. Briten Hubert Lamb (1913-1997) var en foregangsmann når det gjelder slik historisk klimaforskning²⁸. Han brukte historisk informasjon sammen med rekonstruksjoner for å påvise klimaendringer. Lamb har blant studert klimavariasjoner i Vest-Europa for siste to tusen år basert på historiske opplysninger som for eksempel grensene mot nord for dyrking av korn og vin. Islendingene startet tidlig med å skrive annaler om hendinger fra år til år. Blant annet gir annalene opplysninger om isforholdene langs kysten. Disse opplysningene er blitt brukt til å rekonstruere temperaturen tilbake til landnåmstiden²⁹³⁰. Vi har hatt liten slik forskning i Norge, i noen grad har norske historikere feilaktig brukt data fra Island for å beskrive klimaforhold i Norge. I det siste har Per Øyvind Nordli ved Meteorologisk

institutt rekonstruert temperatur i Norge tilbake til 1700-tallet blant annet ved å utnytte bønders nitide nedtegnelser av datoer for innhøsting av korn og datoer for oppgang av is i innsjøer og elver. Nordlis rekonstruksjon av temperaturen gjennom vekstsesongen på Østlandet og Vestlandet er imponerende³¹.

Det fins mye artig historisk informasjon som gir klimaindikasjoner, men som er vanskelig å bruke for mer enn en god historie. Vi tar med et eksempel fra islendingenes Landnåmsbok³². Der fortelles det at Torkel Farserk, en slektning til Eirik Raude, gjorde en svømmetur på tre kilometer over Hvalseyfjorden på Grønland for å hente en sau fra Hvalsøy. Temperaturen i denne fjorden er i dag sjelden over seks grader. Hubert Lamb mener at Torkel måtte hatt minst fire grader varmere vann for å overleve³³. Dette kan brukes som et indisium på at klimaet må ha vært varmere på Grønland i landnåmstiden enn i dag. Det er vanskelig å vurdere hvor mye en skal legge i en slik historie, selv om den er aldri så interessant. I våre dager da ekstremспорт er populært, har noen svømt rundt Nordkapplatået med livet i behold. Men Torkel drev vel ikke ekstremспорт, han hadde et ærend på Hvalsøy. Hvorfor kunne han ikke bruke en båt?

Isotoper

Oksygen har tre naturlige isotoper ¹⁶O, ¹⁷O, og ¹⁸O, hvor 16, 17 and 18 referer seg til atomvekter³⁴³⁵. Den langt mest vanlige isotopen er ¹⁶O. Analyser av oksygenisotoper gjelder som regel forholdet mellom de stabile isotopene ¹⁸O og ¹⁶O i ulike prøver (¹⁸O er to nøytroner tyngre enn ¹⁶O). Dette forholdet sammenlignes gjerne med et standardforhold som for eksempel representerer en standard temperatur. Dersom standardforholdet er $(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{STAND}}$, regner en ut størrelsen $\delta^{18}\text{O} = 1000 * ((^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}) / (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{STAND}} - 1)$ ³⁶. I data fra iskjerner og sedimentkjerner i havet, blir dette forholdet brukt som proksi for temperatur.

De lengste temperaturseriene tilbake i tid fra analyser av havsediment er som regel analyser av forekomsten av foraminiferer. Skjell av foraminiferer med kalsiumkarbonat (CaCO₃) inneholder oksygen. Vannmolekylene i havet beveger seg omkring og støter mot hverandre med en hastighet som avhenger av vanntemperaturen. Et vannmolekyl med ¹⁸O er tyngre med enn et molekyl med ¹⁶O. De lette vannmolekylene beveger seg hurtigere enn de tyngre og slik blir de lettere inkorporert i karbonskjell. Dersom vannet blir varmere, oppnår ¹⁶O enda større hastighet relativt til ¹⁸O og blir da i enda større grad inkorporert i skjellene. Laboratorieprøver viser oss akkurat hvor raskt delen av den ene av de to isotopene øker (avtar) etter som temperaturen øker.

Det finnes også en annen faktor som endrer forholdet mellom ¹⁶O og ¹⁸O i foraminiferer. Fordi molekyler med ¹⁶O er lettere og beveger seg raskere, lykkes de bedre i å trenge gjennom overflatehinnen i havet og slippe unna til lufta – de fordamperer lettere med andre ord. Dersom vannmolekylene som slapp unna kondenserer ut som regn, går de tilbake til havet, slik at delen av lett oksygen i havet forblir uforandret. Men dersom vannmolekylene blir snø som danner innlandsis, har innlandsis lite ¹⁸O. Etersom innlandsis blir større og større, blir den delen av ¹⁸O som er igjen i havet større og større. Derfor avhenger mengden av ¹⁶O og ¹⁸O i skjell av foraminiferer på både temperatur og størrelsen av global innlandsis. Denne tvetydigheten ødelegger ”termometeret”, men ved å bruke visse antakelser kan en omgå denne vansken.

Det foregår en vitenskapelig debatt om hvordan størrelser som $\delta^{18}\text{O}$ kan tolkes som temperatur. Det fins studier fra Sør-Amerika og sør i Tibet som indikerer at slike data kan være mer sensitive til nedbørsvariasjoner^{37 38}, i det minste på korte tidsskalaer. En diskuterer også hvorvidt rekonstruksjonene viser riktige temperaturamplituder på de lengste skalaene i variasjonene.

Også isotoper av karbon er viktige i studier av klimahistorien. Det mest vanlige for karbon, ^{12}C , har 6 protoner og 6 nøytroner. Omtrent 99 % av karbonatomene i karbondioksid er ^{12}C , og omtrent 1 % er ^{13}C som har sju nøytroner. Planter foretrekker ^{12}C , det lette karbonet. Det betyr at etter som planter vokser ved å ta CO_2 fra luften, tar det mer som har ^{12}C enn hva en skulle vente fra dets innhold i luften. Derfor har sediment fra biologisk materiale, slik som kull, en uvanlig stor del av lett karbon.

¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatology>

² Hansen, James 2009. *Storms of my Grandchildren*, Bloomsbury USA, New York.

³ Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

⁴ Jones P.D. and Mann M.E., 2004: Climate over past Millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.

⁵ <http://en.wikipedia.org/wiki/Dendrochronology>

⁶ http://no.wikipedia.org/wiki/Gerhard_Sch%C3%B8ningh

⁷ Kæla-Brundin, M. 1999. Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarke, Eastern Norway, using partial least squares regression (PLS). *The Holocene* 9, 57-77.

⁸ Grønås, S. Klimavariasjoner i våre områder de siste tusen år. *Naturen*, 6/1999, 299-311.

⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Radiometric_dating

¹⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating

¹¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_changes_of_535-536

¹² http://en.wikipedia.org/wiki/Dark_Ages

¹³ http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core

¹⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland_ice_sheet

¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/European_Project_for_Ice_Coring_in_Antarctica

¹⁶ Barnola, J.-M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich, C. Lorius. 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329, 408-14.

¹⁷ Grootes, P.M. et al. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552 – 554.

¹⁸ EPICA community members 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.

¹⁹ EPICA community members 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444, 195-198.

²⁰ <http://en.wikipedia.org/wiki/Foraminifera>

²¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Alkenone>

²² <http://en.wikipedia.org/wiki/Pollen>

²³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Palynology>

²⁴ Bjune, A.E., S. M. Peglar, J. Birks 2003. Bruk av pollen til å rekonstruere fortidens klima. *Cicerone* 3/2003,28-30.

²⁵ Bakke J. 2005. Folgefonna, ein klimaindikator for den nordatlantiske regionen. *Cicerone* 2/2005, 20-22.

²⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/Stalagmite>

²⁷ <http://en.wikipedia.org/wiki/Coral>

²⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Hubert_Lamb

²⁹ Bergthorsson, P., 1969: An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, 19, 94-101.

³⁰ Ogilvie, A.E.J., 1984: The past climate and sea-ice record from Iceland, Part I—Data to A.D. 1439 1780. *Climatic Change*, **6**, 131-152.

³¹ Nordli, P.Ø. 2001: Reconstruction of nineteenth century summer temperatures in Norway by proxy data from farmers' diaries. *Climatic Change*, **48**, 201–218.

³² <http://www.snerpa.is/net/snorri/landnama.htm>

³³ Lamb, H.H. 1982. *Climate, History and the modern World*. Routledge, second edition 1995.

³⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen-16>

³⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Oxygen_isotope_ratio_cycle

³⁶ <http://en.wikipedia.org/wiki/%CE%9418O>

³⁷ Hoffmann, G., et al. 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(4), doi:10.1029/2002GL014870.

³⁸ Vuille, M., M. Werner 2005. Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Clim. Dyn.*, **25**(4), 401–413.

VII.2 Historiske klimaendringer før istidene

Forskningslitteraturen om klimavariasjoner mange millioner år tilbake i tid er omfattende og noen ganger lite tilgjengelig for andre enn spesialister. Jeg holder meg for det meste til forskning gjort ved GISS, NASA av James Hansen og hans medarbeidere. Denne forskningen er oppsummert i Hansens bok "Storms of my Grandchildren"¹. Jeg har oversatt til norsk de delene av boka som direkte omhandler naturvitenskapelig klimakunnskap² og bruker mye av dette i det følgende.

Iskjerner avdekker klimavariasjoner som kan gå nesten en million år tilbake i tid. Kjerner fra havbunnen sørger for et lengre tidsperspektiv. Et sakte dryss av materiale har sunket ned til havbunnen og blitt akkumulert i sediment gjennom millioner av år. Den viktigste klimainformasjon i sediment er analyser av skall fra foraminiferer dannet av kalsiumkarbonat (CaCO₃).

Havkjerner er blitt tatt ut mange steder omkring i verden. Sedimentkjernen som tas opp ble avsatt i tiden som strekker seg fra i dag (toppen) til millioner av år ned til bunnen av en tilstrekkelig lang kerne. Fig. 1 og 2 viser endringer i temperatur gjennom siste 65 millioner år basert på slike data som avvik fra temperatur i holosen. Grunnlagsdataene er de samme i begge figurene³ som viser samme temperaturvariasjon lengst tilbake i tid, en temperatur som er representativ for havtemperaturen i overflaten i polare områder om vinteren. Fig. 2. viser samme temperatur fram til holosen etter en konverteringsmetode av J. Hansen og hans medarbeidere. For siste 12 millioner år er temperaturvariasjonene i Fig. 1 skalert etter temperaturvariasjoner i Arktis. Endringene i havtemperatur kan tolkes som en første tilnærming til endringer i global overflatetemperatur. Endringene for Antarktis i Fig. 1 er omtrent dobbelt så store som for global overflatetemperatur. Å beregne global temperatur fra havtemperatur, som for en stor del representerer dyphavet, er en krevende oppgave der metodene som brukes bidrar til usikkerhet.

Klimaendringer siste 50 millioner år

Temperaturen for 50 millioner år siden, i tidlig kenozoikum⁴, var det opp til 14 °C varmere enn i holosen. Deretter, over de siste 50 millioner år, har kloden blitt kaldere. I den kaldeste perioden fikk vi tydeligere svingninger mellom istider og mellomistider. Da var gjennomsnittstemperaturen cirka 2 °C kaldere enn i holosen (om en halverer utslagene i Fig. 1).

Den varme perioden omkring 50 millioner år siden kalles *eosen klimaoptimum*. Hele 14 °C om vinteren i polare havområder i denne perioden er enormt mye varmere enn i dagens klima. Det fins mange bevis for at det virkelig var varmere i polare strøk på denne tiden. Alaska og Svalbard hadde tropisk vegetasjon og fauna.

Den langsomme avkjølingen fra den store oppvarmingen som kulminerte for 50 millioner år siden, til de siste par millioner år var altså cirka 16 °C. Hva kan ha vært årsaken til slike enorme endringer i jordas overflatetemperatur? Det fins tre muligheter: endringer i energien

som planeten mottar fra sola, endringer i overflaten som gir endringer i albedo, og endringer i atmosfærens sammensetning som gir variasjoner i drivhuseffekten.

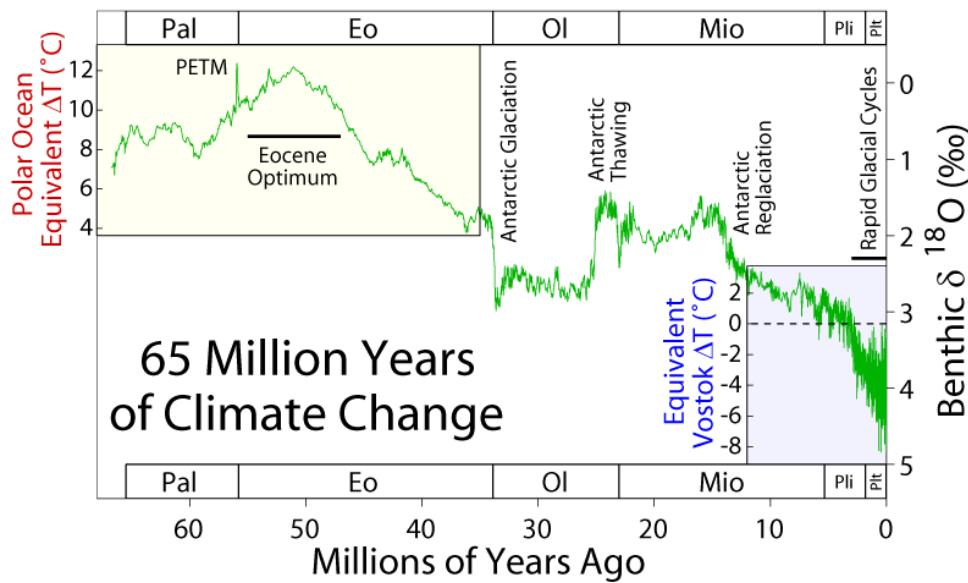


Fig. 1: Klimaendringer over siste 65 millioner år. Figuren bygger på data av oksygenisotoper i foraminiferer i havkjerner ($\delta^{18}\text{O}$) samlet av Zachos m.fl.³. På tidsaksen er gitt forkortelser for ulike geologiske perioder. Vi merkes oss den varme perioden for omkring 50 millioner år tiden (her kalt Eocene Optimum) og den kortvarige oppvarmingen PETM. Temperaturskalaen lengst tilbake i tid er representativ for havtemperatur i overflaten i polare områder om vinteren. Temperaturskalaen til høyre gjelder Vostok, Antarktis. Utslagene her er omtrent dobbelt så store som for global overflatetemperatur. Figuren er tegnet av Robert A. Rohde⁶.

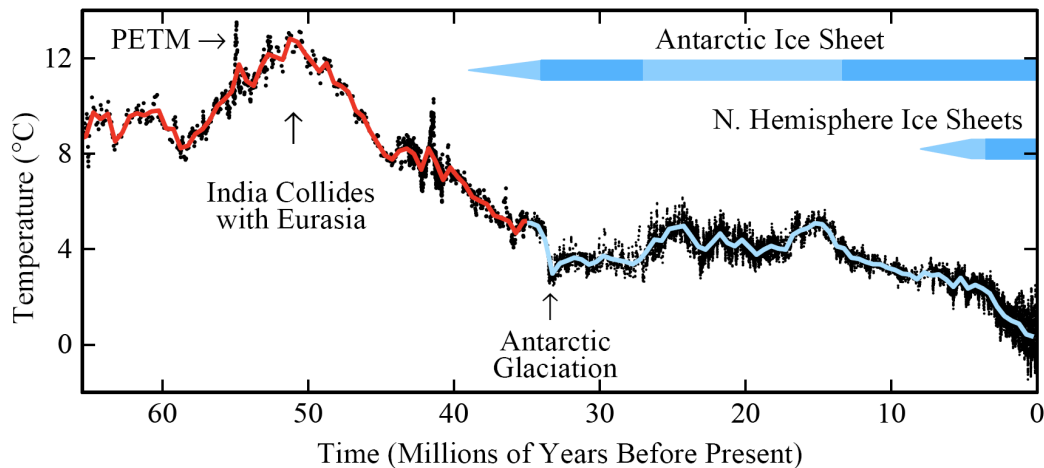


Fig 2: Klimavariasjoner siste 65 millioner år laget av J. Hansen m.fl.¹ på grunnlag av samme data som i Fig 1., men med en annen konvertering til temperatur i området til høyre.

Vår sol er en relativt ung, normal stjerne, omtrent 4,6 milliarder år gammel. Den er i en fase der den brenner hydrogen i sin kjerne ved fusjon (se Del VI kap. 2). I denne fasen blir sola langsomt lysere. Slik har solas lystyrke økt 0,4 % over siste 65 millioner år. Dette betyr at solpådrivet over hele kenozoikum har økt lineært med omtrent 1 W/m^2 . Med en

klimasensitivitet på 3 °C for et pådriv på 4 W/m², skulle dette i seg selv bidra til en langsom oppvarming i størrelsesorden en grad over hele perioden. Men planeten ble faktisk mye kaldere, så klimaendringene kan ikke forklares med sola.

En kan også vurdere effekten av hvordan jordas overflate endret seg over 65 millioner år. Vi vet hvordan kontinentene bevegde seg, dels fra orienteringen av jordas magnetfelt størknet til i magnetisert stein på forskjellige steder til forskjellige tider. En finner at Amerika var nærmere Europa og Afrika i tidlig kenozoikum og havnivået høyere fordi det ikke fantes innlandsis. Men kontinentene lå tett opp til dagens bredder når det gjelder Amerika, Eurasia og Afrika. Endringer i kontinentenes plassering påvirker klimaet, mest fordi refleksjon av solstråling er større over landområder enn over mørkere havområder. Men klimapådrivet på grunn av slike endringer er bare i størrelsesorden 1 W/m² gjennom kenozoikum¹, alt for lite til å forklare de store klimaendringene.

Årsaken til klimaendringene må derfor finnes i endringer i atmosfærens drivhusgasser. Mengden karbondioksid i atmosfæren varierte fra så lite som 170 ppm i de seneste istidene til mellom 1000 og 2000 ppm i tidlig kenozoikum. Slik var de største mengdene med CO₂ trolig tett opp til en tredobling av den minste mengden. Slike store endringer i CO₂ blir gjerne uttrykt i antall doblinger, fordi de infrarøde absorpsjonsbåndene blir mettet etter som CO₂ øker (Se Del VI, kapittel 3). Slik trengs det stadig mer karbondioksid for å produsere en bestemt økning i klimapådrivet. Resultatet er, som vi har sett tidligere, at pådrivet øker med omtrent 4 W/m² for hver dobling.

Endringer i CO₂ i kenozoikum ga derfor et pådriv på rundt -12 W/m² – i tallverdi minst ti ganger større enn klimapådrivet fra endringer i sola eller jordas overflate. Om vi regner med en sensitivitet på 3 °C for hele perioden, skulle et negativt pådriv på 12 W/m² gi en avkjøling på 9 °C, noe mindre enn det rekonstruksjonene viser. I sin bok har James Hansen en lengre diskusjon omkring dette. Der tar han hensyn til at sensitiviteten kan øke seg når pådrivene blir store (se nedenfor). Han fører gode argument for det er rimelig samsvar mellom pådriv og endringer i overflatetemperatur.

Karbondioksidet som ga de store temperaturendringene kom fra reservoarer i den faste jord. Alternativet er overføring av karbon mellom reservoarene i overflaten (hav, atmosfære, biosfære) som er viktig for endringer mellom istider og mellomistider. Men dette forandrer atmosfærens CO₂ bare med omtrent 100 ppm, ikke 1000 ppm.

Den faste jord er både en kilde for CO₂ og et sluk for reservoarene i ved jordoverflaten. Kilden for CO₂ finner en ved kanten av kontinentale jordskorpeplater i bevegelse, der hvor skorpen under havbunnen dykker ned. Kontinenter beveger seg vanligvis med en hastighet på noen få centimeter per år. Slik kan de komme over jordskorpen under hav. Dette forårsaker en kraftig omforming av havets jordskorpe, noe som produserer CO₂ og metan fra kalsiumkarbonat og organiske sediment på havbunnen. Gassene kommer til overflaten i vulkanutbrudd og i kilder med karbonholdig vann og gass.

Det viktigste sluket for karbon - returflyt av karbon til den faste jord – skjer via forvitring av stein. Kjemiske reaksjoner kombinerer CO₂ og mineraler, stoff som føres av sted med bekker

og elver til havet og som synker ned til havets bunn som karbonsediment. Unge fjellformasjoner forvitrer mer enn de som er eldre.

På geologisk tidsskala er ikke kilde og sluk i den faste jord likt til enhver tid. En ubalanse får CO₂ i atmosfæren til å variere på slik lang tidsskala. For eksempel er flyten av CO₂ til atmosfæren større når kontinentaldriften skjer over en region med en jordskorpe under havet som er rik på karbon og når driften er relativt stor.

Gjennom perioden fra 60 til 50 millioner år siden, bevegde India seg omtrent 20 centimeter i året, som er uvanlig raskt for kontinentaldrift. India var på vei mot nord gjennom en havregion som nå kalles Det indiske hav, og som lenge hadde vært et område der mange store elver hadde lagt fra seg karbonsediment. For 50 millioner år siden, krasjet India mot Asia med den indiske platen under den asiatiske platen. Kollisjonen mellom de kontinentale platene skjøv opp fjell i Himalaya og Det tibetanske platå, slik at store mengder nydannet fjell ble utsatt for forvitring. Da Indias ferd over det karbonrike havet var over, minket utslippene av CO₂ og planeten begynte en langsiktig avkjølingstrend.

Forskerne har vært opptatt av hvor mye CO₂ det var i lufta da det for 34 millioner år siden ble dannet innlandsis. Hansen og hans medarbeidere finner at innholdet bare var 450 ppm, med estimert usikkerhet på 100 ppm⁵. Dette resultatet forteller oss hva som utgjør et farlig nivå for CO₂ i atmosfæren. James Hansen hevder at dersom vi brenner opp det meste av fossilt drivstoff, mer enn dobler det førindustrielle nivået for CO₂, vil jorda helt sikkert ta en kurs mot isfrie forhold med et havnivå 75 m høyere enn i dag (smelting av innlandsis og utvidelse av havet).

Det er vanskelig å si hvor lang tid det vil ta for en fullstendig smelting. Med CO₂ som det dominerende klimapådrivet, slik som i dag, vil det opplagt være ekstremt dumt og farlig å la CO₂ nivået nærme seg 450 ppm. Vi får skyte inn at Hansen finner mange argument for at denne grensen bør ligge under 350 ppm. Blant annet viser data fra siste mellomistid flere meter høyere havnivå ved enda lavere innhold av CO₂.

Kilden for utslipp av CO₂ fra den faste jord til reservoarer ved overflaten er noen få titusendeler av 1 ppm per år. Det naturlige sluket, forvitring, har en lignende størrelsesorden. Naturlige kilder og sluk kan være ute av balanse, slik som da India krysset over Det indiske hav, med typisk en titusendel av 1 ppm per år. På en million år kan en slik ubalanse forandre CO₂ i atmosfæren med 100 ppm, en svær endring. Men menneskene øker nå, ved å brenne fossilt drivstoff, CO₂ i atmosfæren med 2 nesten ppm hvert år. Med andre ord, det menneskeskapte klimapådrivet er fire størrelsesordner – ti tusen ganger – kraftigere enn naturlige pådriv.

Paleosen-eosen termalt maksimum (PETM)

Figur 1 viser mange relativt hurtige klimavariasjoner. Den hendelsen som er diskutert mest er PETM⁶, den raske oppvarmingen på minst 5 °C som fant sted for omtrent 55 millioner år siden.

PETM ser ut som en eksplosjon i figuren, og i paleoklimatisk sammenheng er den eksplosiv. Karbonisotoper i sediment avsatt gjennom PETM viser at det skjedde et svært utslipp av karbon til atmosfæren – omkring 3000 Gt karbon, omtrent like mye som all karbon i dagens reserver av olje, gass og kull. Den ble utløst i to omganger, som hver ikke varte mer enn tusen år¹.

Den mest sannsynlige kilde for en slik rask utløsning er metanhydrater i polare områder. Også i dag fins det lignende mengder metanis på kontinentalsokler i permafrost. Forklaringen ved metanhydrater er bredt akseptert, men årsaken til utløsningen diskuteres.

Hadde oppvarmingen en ekstern årsak eller var den et resultat av en klimatilbakekopling? Dersom utløseren for metanhydratet var ekstern, slik som et utbrudd av varm magma fra jordens indre eller en asteroide som krasjet i havet i Arktis, da har ikke menneskene noen innflytelse på om en slik prosess vil skje igjen. På den annen side, dersom et klima i oppvarming fikk frossen metan til å smelte som en klimatilbakekopling, da er dette en totalt forskjellig sak. I så fall må det vurderes nøye om noe lignende kan skje som følge av dagens globale oppvarming.

Hansen hevder at paleoklimatiske data utvetydig peker på metanutløsning som en tilbakekopling. Dersom PETM var et isolert tilfelle, ville den tolkningen være mindre sikker. Men vi finner flere lignende tilfeller i epokene jura⁷ og paleosen⁸. De ble, slik som PETM, utløst "astronomisk". Det betyr at toppene med global oppvarming, og utløsning av karbon, skjedde samtidig med en varm fase i klimasvingninger forårsaket av endringer i jordas bane. Metanutløsning skjedde med andre ord i tider med naturlig oppvarming.

De fleste "astronomiske" oppvarminger gir ingen slik forsterkende tilbakekopling. Hvorfor produserer så metanhydrater en svær forsterkende tilbakekopling i bare et lite antall tilfeller?

Det største volumet av metanhydrater fins i kontinentale sokler i havet på toppen av sediment som går flere hundre meter ned i havbunnen. En mindre del fins også i permafrost. Det marine metanhydratet dannes i kystområder med høy biologisk produksjon. Et tilstrekkelig dryss av organisk materiale til havets bunn gir omgivelser med lite oksygen i sedimentene, noe som gjør at nedbrytning ved bakterier av organisk materiale gir metan. Dersom temperaturen er riktig, fryser metanet til hydrater.

Dersom det skjer en oppvarming som er stor nok til å smelte metanhydrat, vil hver liter med smeltet hydrat utvide seg til 160 liter metangass. En liten metanutløsning kan løse seg opp i havet, men et stort utbrudd kan boble opp til overflaten. Metan er en kraftig drivhusgass, og på en tidsskala på omtrent et tiår, oksiderer den til CO₂ som vil fortsette å gi oppvarming i århundrer. Dersom oppvarmingen er tilstrekkelig stor, vil det meste av metanhydratet på kontinentalsokler smelte, slik som synes å ha vært tilfelle i PETM.

Dersom jordas lager av metanhydrat plutselig blir løst ut, slik som gjennom episoden PETM, trengs det flere millioner år for helt ut å gjenlade planetens arsenal av metanhydrat. Derfor hadde den neste hendelsen med metanhydrat, omtrent 2 millioner år etter PETM,

bare halvparten av styrken til PETM. Denne "halve" PETM ble etterfulgt av hyppigere og enda svakere oppvarminger med karbon. Dette tyder på at en varmere jord gjorde smelting av metanhydrater lettere, men varmen i denne geologiske perioden tillot ikke reservoaret for hydrater å komme tilbake til størrelsen før PETM¹.

I dag, etter global avkjøling over titalls millioner år, er reservoaret for metanhydrat igjen ladet opp for fullt. Det er vanskelig å bestemme hvor mye det fins fra noen få data. Men modeller for metanhydrat konsistente med disse få dataene, indikerer et lager på omtrent 5000 Gt karbon i form av metanis og metanbobler¹.

Forskerne finner at tiden det tok å gjenvinne ny likevekt fra overflod av karbon i atmosfæren og havet, fra toppen i den globale oppvarmingen i PETM, var omtrent 100 000 tusen år. Dette er tiden forutsagt i modeller for karbonkretsløpet. Økt CO₂ i lufta øker forvitringen og karbonopptaket til den faste jord, noe som gir en negativ tilbakekopling.

Venussyndromet

Jorda er den eneste av planetene i vårt solsystem som er akkurat riktig plassert i forhold til sola for at liv skal kunne eksistere. Av de to naboplanetene er Mars⁹ for kald og Venus¹⁰ for varm.

Temperaturene på planetene er påvirket av deres avstand fra sola og planetenes albedo. Men de er også sterkt influert av mengden av drivhusgasser. Mars har så lite gass i sin atmosfære at drivhuseffekten er neglisjerbar, og overflatetemperaturen er minus 50 °C. Drivhusgasser varmer jordas atmosfære med omtrent 33 °C slik at gjennomsnitt overflatetemperatur er omtrent 15 °C. Venus har så mye CO₂ i sin atmosfære at den har en drivhusoppvarming på flere hundre °C. Overflatetemperaturen er 450 °C.

Venus har en diameter omtrent 95 % av jordas. Atmosfæren består av 97 % CO₂, og overflatetrykket er 90 ganger større enn på jorda. Venus og jorda, som en gang ble "kondensert" fra den samme blanding av gass og støv da solsystemet ble dannet, må ha startet med lignende atmosfæriske forhold. Derfor inneholdt den tidlige atmosfære på Venus store mengder vanndamp. Sola var 30 % mindre lyssterk på den tiden, derfor var Venus sannsynligvis kald nok til å ha hav på overflaten. Etter som sola lyste sterkere og overflaten på Venus ble varmere, fordampet vannet, og en sterk drivhuseffekt fra vanndamp forsterket oppvarmingen. Etter hvert framsto det en *galopperende drivhuseffekt* med et kokende hav som fordampet til atmosfæren. Overflaten ble så varm at alt CO₂ i planetens indre ble ført ut i atmosfæren. Det fantes så store mengder karbon i dypet at mesteparten av atmosfæren etter hvert besto av CO₂.

Litt etter litt forsvant vanndampen på Venus til verdensrommet. Ultrafiolett sollys bryter opp atmosfærens vannmolekyler til hydrogen og oksygen. Noen av de lette hydrogenatomene ble i stand til å unnsnippe planetens gravitasjonsfelt. Gjenværende oksygen kombinerte seg med annet materiale, for eksempel med karbon, for å danne CO₂.

I sin bok peker Hansen på at denne forklaringen på at Venus må ha hatt vann da planten ble dannet, bekreftes av isotopmålinger av hydrogen i dens atmosfære. Tung hydrogen (deuterium) med en kjerne som inneholder ett nøytron, forekommer ti ganger hyppigere på Venus, i forhold til vanlig hydrogen, enn på jorda og sola. Mengden av tung hydrogen på Venus gir et signal om at den har mistet hydrogen.

Det er bare for begrensede avstander fra en stjerne som sola at en planet kan ha overflatetemperaturer for liv med flytende vann. Dersom planeten har for kort avstand til sola, vil drivhuseffekten føre til at alt vann fordamper til atmosfæren. Dersom planeten har for stor avstand til sola, vil hav fryse hele veien til ekvator. Ved å øke drivhuseffekten tilstrekkelig, kan også jorda komme i en tilstand av galopperende drivhuseffekt. Spørsmålet er hvor mye CO₂ må økes før den galopperende effekten slår inn. Hansen og hans medarbeidere nærmet seg spørsmålet ved å studere klimahistorien og ved å eksperimentere med klimamodeller¹¹

De beregnet hvordan klimasensitiviteten endrer seg i en klimamodell ettersom pådrivet – enten fra endring i drivhuseffekt eller solstråling – endrer seg mye i positiv og negativ retning. Det ble brukt simuleringer som bare ga delvis respons på pådrivene. Langsomme tilbakekoplinger, som tilbakekopling fra innlandsis, var ikke med i modellen.

Modellens klimasensitivitet økte raskt ved enten store negative eller store positive pådriv. Dette betyr at et tilstrekkelig stort negativt pådriv gir en galopperende snøballjord med frysetemperatur over hele kloden, mens et tilstrekkelig stort positivt pådriv gir en galopperende drivhuseffekt. Vi vet at denne U-formede kurva for sensitiviteten, som en funksjon av temperaturen, er kvalitativt korrekt – spørsmålet er hvor store pådrivene må være for å sette i gang galopperende tilstander.

Hansen hevder at dersom innlandsis blir tillatt å vokse ved et negativt pådriv og smelte ved et positivt pådriv, og dersom tilstrekkelig med tid blir gitt for at smelting, eventuelt oppbygging av innlandsis, kan galopperende tilstander inntreffe ved mindre pådriv enn i simuleringene.

Disse betraktningene tyder på at pådrivet som trengs for å nå en snøballjord, eller en tilstand med galopperende drivhuseffekt, ikke er mer enn 10 til 20 W/m², om enten karbondioksid eller solstråling er definert som pådrivet.

Hansen forteller i sin bok om tilstander med snøballjord om en går langt tilbake i tid. Det var lenge et problem å forstå hvordan vår jord kunne unngå å komme i en permanent snøballsituasjon i sin tidligste historie, da vi vet at sola strålte mye svakere. Problemet er blitt kalt ”paradokset blek, tidlig sol”. Spesielt var det et problem å forstå hvordan liv kunne overleve slike tilstander.

Den første enkle modell for jordas energibalanse, introdusert av den russiske klimatologen Mikhail Buydyko¹² i 1960-årene, viste at dersom grensene for sjøis nærmet seg tropene, ville tilbakekopling fra økt albedo føre isen helt ned til ekvator. Den isdekte jordoverflaten ville

reflektere det meste av solstrålingen. Det ble vist at dette klima kunne holde seg stabilt i denne snøballtilstanden selv om solas styrke skulle øke med flere prosent.

I løpet av 1990-årene fikk vi mer detaljert geologisk belegg for jordas historie. Det ble klart at jorda har vært i en snøballtilstand flere ganger med is hele veien ned til ekvator. Feilen i tenkningen fra 1960-tallet var antakelsen om at jorda ikke kunne komme ut av en snøballtilstand. Forklaringen, foreslått av Joseph Kirschvink i 1992 og undersøkt i mer detalj av Paul Hoffman og Daniel Schrag, var at forvitningsprosesser, som langsomt tar CO₂ ut av lufta, opphører i en snøballtilstand. Men kontinental drift og vulkanutbrudd vil fortsette. Derfor kan CO₂ bygge seg opp i atmosfæren inntil den er sterk nok til å smelte isen ved ekvator. Forsterket tilbakekopling fra et mørkere hav som fortrenger is, ga en raskere smelting av is og en videre global oppvarming.

Det viste seg at Budykos beregninger var for enkle. En mer realistisk tredimensjonal klimamodell, som inkluderer havets dynamikk og årlige og daglige variasjoner i solstrålingen, gir ikke et hav som overalt er dekket av et tykt isdekke. Områder med åpent hav gjør det lettere å forstå hvordan liv kunne overleve en snøballtilstand.

Ved utgangen av den siste snøballjord for omtrent 600 millioner år siden, var solstrålingen 6 % svakere enn i dag. Det vil aldri igjen bli en snøballjord, fordi sola fortsetter å bli lysere.

Hansen prøver å finne ut hvor nær vi er et klimapådriv som vil gi oss en galopperende drivhuseffekt og diskuterer tre faktorer. Den første faktoren gjelder solas styrke og er enklest å forstå. I tidligere tider da det var mer CO₂ i atmosfæren, strålte sola svakere. Går en tilbake 250 millioner år, strålte sola omtrent 2 % svakere enn nå. En endring på 2 % i solar irradians tilsvarer en dobling av innholdet av CO₂ i atmosfæren. Derfor måtte det den gang tilsvarende større mengder CO₂ til for å oppnå en viss klimaendring ved økt drivhuseffekt. Fordi sola lyser sterkere, kan vi ikke i dag tolerere like mye CO₂ uten å nå en galopperende tilstand.

Faktor 2 gjelder de estimat vi har for tidligere tiders CO₂. Før istidene er disse basert på indirekte målinger (proksi), som har stor usikkerhet. Noen metoder gir mengder av CO₂ i tidlig kenozoikum, mellom 65 og 50 millioner år siden, på 2000 ppm, mens andre metoder tyder på maksimumsmengder mindre enn 1000 ppm. Noen av metodene for å estimere tidlige tiders nivå av CO₂ avhenger av en antatt klimasensitivitet.

Perioden kenozoikum er den beste perioden for å evaluere hvor nær jorda kan ha vært en tilstand med galopperende drivhuseffekt. Hansen diskuterer faktor 2 i sin bok for denne perioden og legger vekt på en analyse av PETM av Richard Zeebe, James Zachos og Gerald Dickens, publisert i 2009¹³.

Studien til Zeebe-Zachos-Dickens viser at karbonøkningen som ga oppvarmingen PETM, i høyden utgjorde 3000 Gt med karbon. De kommer fram til at mengden av CO₂ i atmosfæren økte med omtrent 700 ppm fra et nivå på omtrent 1000 ppm til omtrent 1700 ppm. En slik økning av CO₂, mindre enn en dobling, ville øke den globale temperaturen

med bare 2 °C, dersom en dobling av CO₂ gir en sensitivitet på 3 °C. Hansen argumenterer for at klimasensitiviteten i tidlig kenozoikum må ha vært langt større.

Både det at nivået for CO₂ i tidlig kenozoikum kan ha vært mindre enn det som vanligvis antas, og at klimasensitiviteten var større enn i dag, gir økt engstelse for langtids effekter ved å brenne fossilt drivstoff. Så Hansens konklusjon for faktor tre er at nye data tyder på at tidligere tiders forråd av CO₂ ikke har vært så stort som en har trodd. Disse empiriske paleodataene tyder også på at klimasensitiviteten var større da planeten var varmere. Dette samsvarer med at verden har vært nærmere en tilstand med galopperende drivhuseffekt i tider da mengden med CO₂ var større.

Faktor 3 gjelder tidsskalaen for klimapådriv og responsen. CO₂ som ga klimaendringer gjennom jordas historie, ble tilført atmosfæren mye langsommere enn menneskeskapte forstyrrelser. Langsommere tilførsel tillater at negative tilbakekoplinger i kretsløpet for karbon settes i gang. På en skala på tusen år tar selv reservoaret i den faste jord opp karbon. I PETM virket slike negative tilbakekoplinger til at mengden av CO₂ og global temperatur ble gjenopprettet på en ganske kort geologisk tidsskala etter den store injeksjonen av metan.

Dempende tilbakekopling fra karbonkretsløpet var altså viktig for å holde jorda borte fra en galopperende tilstand gjennom paleoklimatiske episoder med global oppvarming. Slik dempning vil ventelig ikke ha den samme effekt for å dra ned nivået for CO₂ gjennom menneskehetens raske forbrenning av fossilt drivstoff. Dersom vi velger å brenne alt fossilt drivstoff som finnes, vil injeksjonen av karbon til atmosfæren skje så raskt at kretsløpet for CO₂ ikke vil få tid til å sette i gang dempende tilbakekoplinger. Pådrivet kan bli sammenlignbart med det i PETM, men det vil bli tilført minst ti ganger raskere.

Hansen legger vekt på at endringer i havsirkulasjonen var viktig for utløse metanhydrat i PETM. Han oppsummerer fakta om PETM som følger: *Mange studier tyder på at oppvarmingen i PETM på 5 til 9 °C var forårsaket av injeksjoner estimert til 3000 gigatonn karbon, selv om noen estimat for karboninjeksjonen bare er halvparten så store. Studiet til Zeebe, Zachos-Dickens styrker overbevisningen om at injeksjonen av karbon i PETM ikke oversteg 3 gigatonn. Dersom klimasensitiviteten den gang bare var 3 °C for en dobling av CO₂, peker studiet også på det inkonsistente i en slik (moderat!) injeksjon av karbon med en oppvarming på 5 til 9 °C.*

3000 gigatonn er omtrent karbonmengden inneholdt i summen av olje, gass og kull i dagens fossile reserver. Men karbon i PETM kunne ikke komme fra fossilt drivstoff, siden det ikke fantes plausible mekanismer for å løse ut og brenne alt fossilt drivstoff den gang. Tvert om, det kan vises fra isotopsignaturer i karbon at injeksjonene i PETM var forårsaket ved å smelte metanhydrater. Det skjedde dramatiske endringer i havsirkulasjonen i tiden ved PETM, ved at dannelse av dypvann flyttet seg fra sørlige halvkule rundt Antarktis til nordlige halvkule. Det synes trolig at det varmere dyphavet som fulgte med endringen i sirkulasjonen, satte i gang en destabilisering av metanhydrat.

Modeller er ikke i nærheten av det stadiet at de kan forutsi nøyaktig når betydelig tap av is fra innlandsisene vil starte. Vi kan heller ikke si hvor nær vi er en instabilitet med

metanhydrat. Om vi brenner alt fossilt drivstoff, mener Hansen, at innlandsis nesten helt sikkert vil smelte fullstendig, med en påfølgende økning i havnivået på omtrent 75 meter, mye av dette trolig innen en tidsskala på noen hundreår. Metanhydrat vil ventelig bli mer omfattende nå enn i tidlig kenozoum. Hansen hevder at det er vanskelig å tenke seg hvordan metanhydrater kan overleve om havet får tid på seg til å bli varmet opp. I så fall kan en oppvarming som PETM legges på toppen av oppvarmingen fra fossilt brensel.

Hansen skriver til slutt: *Vil jorda fortsette mot Venussyndromet når isen er borte, vil en galopperende drivhuseffekt ødelegge alt liv på planeten, kanskje permanent? Dette er vanskelig å si basert på nåværende informasjon, men jeg vil likevel konkludere at dersom vi brenner alle reserver av olje, gass og kull, er det en betydelig sjanse for at vi vil sette i gang en galopperende drivhuseffekt. Om vi i tillegg brenner alt oljesand og skiferolje, tror jeg Venussyndromet er sikkert som døden.*

- ¹ Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Bloombury Publishing, London, New York and Berlin.
- ² Hansen, J. 2009. *Storms of my Grandchildren*. Oversettelse til norsk av utvalgte deler ved Sigbjørn Grønås 2010. <http://besteforeldre.framtiden.no/joomla15/images/stories/Storms.pdf>
- ³ Zachos, J., Mark P., L. Sloan, E. Thomas, og K. Billups. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292 (27. april), 686-93.
- ⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Cenozoic>
- ⁵ Hansen, J., M. Sato, P. Kharecha, D. Beerling et al. 2008. Target Atmospheric CO₂: Where Should Humanity Aim? *Open Atmospheric Science Journal* 2, 217-31, <http://www.bentham.org/open/toascj/openaccess2.htm>
- ⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene%E2%80%93Eocene_Thermal_Maximum
- ⁷ <http://en.wikipedia.org/wiki/Jurassic>
- ⁸ <http://en.wikipedia.org/wiki/Paleocene>
- ⁹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Mars>
- ¹⁰ <http://en.wikipedia.org/wiki/Venus>
- ¹¹ Hansen, J., M. Sati, R. Ruedy, L. Nazarenko et al 2005. "Efficacy of Climate Forcings," *J. of Geophys. Res.* 110 (28 september) D18104 (45 sider).
- ¹² http://en.wikipedia.org/wiki/Mikhail_Budyko
- ¹³ Zeebe, R. E., J. C. Zachos, og G. R. Dickens 2009. "Carbon Dioxide Forcing Alone Insufficient to Explain Paleocene-Eocene Thermal Maximum Warming," *Nature Geoscience* 2 (13 juli): 576-80.

VII.3. ISTIDENE

Innlandsisene har kontinuerlig vokst eller trukket seg tilbake i millioner av år. Istidene omfatter klimavariasjonene siste omtrent 1 millioner år da den langsomme avkjølingen siste cirka 50 millioner år var til ende. Styrte av endringer i baneparametrene for jordbanen ble klimaendringene karakterisert ved vekslinger mellom kalde perioder med mye innlandsis (glasialer) og varmere perioder da store deler av innlandsisen smeltet (interglasialer).

Som vi har sett i Del VI, kap. 1 er drivkreftene som forårsaker istider små og langsomme. Fig. 1 viser klimasvingningene over de siste 425 000 år. Temperaturen i Antarktis, vist på toppen av figuren, er utledet av data fra iskjerner. Det er rekonstruert temperaturer for mange andre steder rundt om på jorda, for det meste fra havsediment. Slike data viser sammen med iskjernerdata at de store klimavariasjonene er globale i utstrekning. Temperaturendringer ved ekvator er typisk en tredel så store som polare endringer. Gjennomsnittlige globale endringer er omtrent halvparten av endringene ved polene.

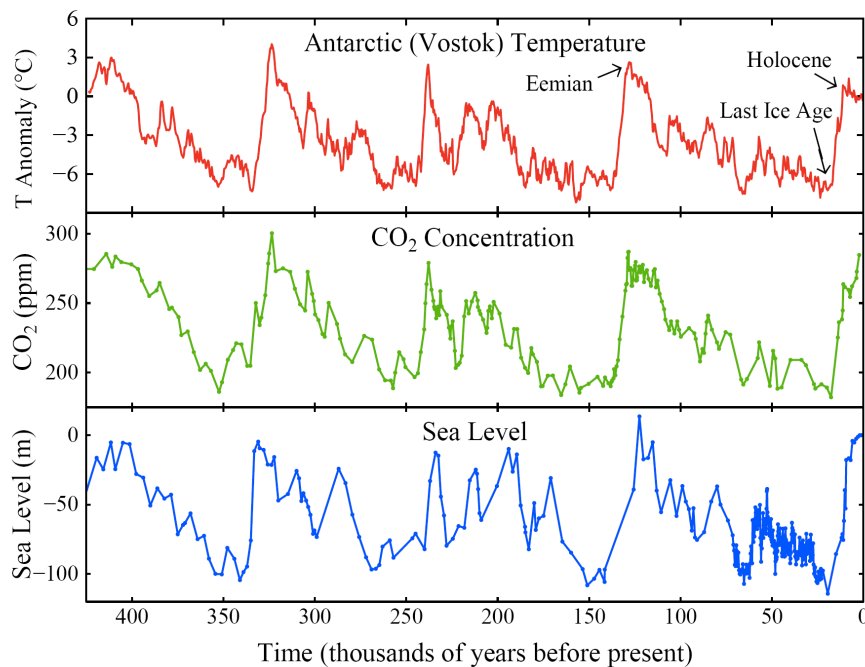


Fig. 1: Temperaturendringer, mengden av karbondioksid i atmosfæren og havnivå som en funksjon av tid fra 425 000 år siden. Den horisontale aksen viser tid i tusenår før nåtid. Tid null (nåtid) referer seg til år 1750, like før den industrielle revolusjon. (Figur fra J. Hansen m. f.¹⁰)

De samme iskjernene som gir temperatur, gir også sammensetningen av atmosfæren fra bobler av luft i isen. Mengden av CO₂, vist i midten av Fig. 1, går omtrent i takt med temperaturvariasjonene og er større gjennom de varme periodene enn de kalde. Dette er som forventet fordi et varmere hav utløser CO₂ til lufta. Utløsningen skyldes delvis mindre oppløselighet etter som temperaturen i havet øker, og delvis andre mekanismer, inkludert redusert lagring av biologisk karbon i dyphavet etter som havsirkulasjonen øker i mellomistider (se Del VI, kap. 4).

Nøyere undersøkelser viser at temperaturendringene kommer flere hundre år i forkant av endringene i CO₂. Endringer i CO₂ som en respons av en klimaendring, er en viktig tilbakekoplingsprosess som

påvirker klimasensitiviteten. Denne rekkefølgen (endringer i karbondioksid etter endringer i temperatur) og forsinkelsen (flere hundre år) er som forventet for disse naturlige klimaendringene. Tiden på forsinkelsen i karbondioksids respons på en temperaturendring er knyttet til havets gjennomstrømningstid (*levetid*), som er flere hundre år.

Når isen smelter, stiger havnivået (*havnivåendring*). Kurva nede i figur 3 viser at endringene i havnivået er store. For tjue tusen år siden var havnivået mer enn 110 meter lavere enn i dag. Takten i økningen av havnivået kan være rask så snart innlandsisene begynner å miste masse (disintegre). Til tider var gjennomsnittlig økning en meter hvert 20. eller 25. år.

De eldste bevis for det moderne mennesket er fra Afrika for 130 000 år siden. Det betyr at de første menneskene levde gjennom den forrige mellomistid, *eem* (eller *eemien*). Som vist i Fig. 1, var *eem* litt varmere enn vår mellomistid *holosen*. Global overflatetemperatur var litt under en grad varmere enn nå. Dette er en viktig informasjon når vi skal vurdere hvor farlig den *globale oppvarmingen* kan bli.

Overgangen fra varmen i *eem* til siste istid må ha vært vanskelig for menneskene. Forskere finner at for omtrent 70 000 år siden skjedde det en nestenutryddelse av mennesket. Mange mener at årsaken til problemene var det enorme utbruddet fra vulkanen Toba på den tiden som ga en kraftig avkjøling da selve istiden hadde startet.

I Fig.1 legger vi merke til at oppvarming kan skje mye raskere enn avkjøling. Dette er fordi nedsmelting av innlandsis er en våt prosess som intensiveres av positive tilbakekoplinger. Etter som isen begynner å smelte, blir den mørkere slik at den absorberer mer solstråling. Etter som isens tykkelse avtar, kommer overflaten i et lavere nivå der det er varmere. Overalt viser data at smelting av innlandsis kan skje raskt. Havnivået minker vanligvis langsommere, begrenset av snøfall over kalde områder. Det har likevel vært perioder da havnivået falt ganske raskt, fordi meteorologiske forhold var slik at lavtrykk førte fuktig varm luft inn over områder der det ble dannet innlandsis.

Den forrige mellomistiden *eem* (*eemian* på engelsk), men kan ha andre navn i for eksempel Europa eller Nord-Amerika¹. Perioden startet for omtrent 131 000 år siden. Det kom mer varme inn over nordlige halvkule om sommeren, temperaturvariasjonene gjennom året økte og innlandsis smeltet. Klimaet var trolig ikke like stabilt som i *holosen*, men litt varmere over noen få tusenår. Den varmeste perioden var omkring 125 000 år siden. På denne tiden var det skog over hele Finmark, dvs. også i områder der det i dag er tundra. Varmekjære tresorter som eik er blitt funnet så langt nord som til Oulu i Finland (65 °N). Havnivået var mellom 4 og 6 m høyere enn i dagens klima^{2 3 4}. Noe av Grønlandsisen smeltet, men det er usikkert hvor mye denne smeltingen bidro til økningen i havets nivå. En undersøkelse estimerer bidrag fra Grønlandsisen til mellom 2,2 og 3,4 m. Over Nord-Amerika vokste det tre så langt nord som til sørenden av Baffins land. Grensen for skog på prærien lå lenger vest enn i dag. For cirka 114 000 år siden gikk kloden inn i siste istid. Det ble igjen kaldere og tørrere, og grensene for skog trakk seg tilbake både i Europa og Nord-Amerika.

På det varmeste i Eem var vintrene på nordlige halvkule gjennomgående midlere enn i dag, men det fins eksempler på mindre områder der det var kaldere. I tillegg til rekonstruksjoner av klimaet basert på informasjon i havsediment og iskjerner, har en prøvd å rekonstruere klima med kontrollkjøringer med klimamodeller. I stor grad finner en samsvar mellom slike simuleringer og rekonstruksjoner. Blant annet finner en at global temperatur var vel en grad varmere enn i dag over noen få tusen år². Over sentrale deler av Europa finner en temperaturer mellom 1 og 2 °C varmere.

Siste istids maksimum

Siste istids maksimum (Last Glacial Maximum; LGM) refererer seg til tiden da innlandsisene hadde sin største utbredelse, omtrent for 20 000 år siden^{5 6}. Ulike estimat viser at global temperatur var et steds mellom 3,5 til 5,5 °C kaldere enn i holosen. Regionale utslag gir cirka 10 °C for Antarktis, 5 °C for Nord-Atlanteren, og 2,5 °C for tropene² (Fig. 2). Paleoklimatologene vet ganske godt hvor stor utbredelsen av de permanente innlandsisene var, i tillegg en del om tykkelsen på isen. En har også kunnskap om vannstanden i havet, hvor stort område av havet som var dekket av sjøis og hvor store de årlige variasjonene var (Fig. 3 og 4).

Selv om de store innlandsisene var på sitt mektigste for cirka 20 000 år siden, fins det eksempler på mer is i noen områder i tusenårene før. Derfor må en skille mellom utbredelsen for 20 000 år siden og den lokale maksimale utbredelse gjennom hele istiden. For eksempel mener forskerne at innlandsisen over Nord-Europa (Fennoskandia) først ble dannet nord i Russland, vest for Ural⁷. Etter hvert voks denne innlandsisen vestover og fikk en maksimum tykkelse over Bottenviken. Samtidig minket innlandsisen i øst og ble til dels borte.

Årsakene til slike endringer er i noen grad knyttet til endringer i luftsirkulasjonen som fjell av is er årsak til. Anta at en allerede har et stort fjell dannet av is over flate områder nord i Russland. Fuktigheten kommer fra havet i vest, og nedbøren vil legge seg på vestsiden av fjellet der det heller opp mot vinden (om ikke fjellet er for lite). Lesiden vil ligge i en nedbørskygge og smelting av is om sommeren kan her bli større enn tilveksten om vinteren. Slik kan en tenke seg at fjellet flytter seg langsomt opp mot vinden. Over noen tusen år kan forflytningen bli betydelig. Etter hvert som fjellet vokser seg større, vil trolig uttørkingen kunne øke over store avstander nedstrøms.



Landhevingen siden siste istid har vært stor over Finland. Slik består mye av det moderne Finland av tidligere sjøbunn. Figuren viser dagens kystlinje og havets nivå like etter siste istid.

http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial_rebound

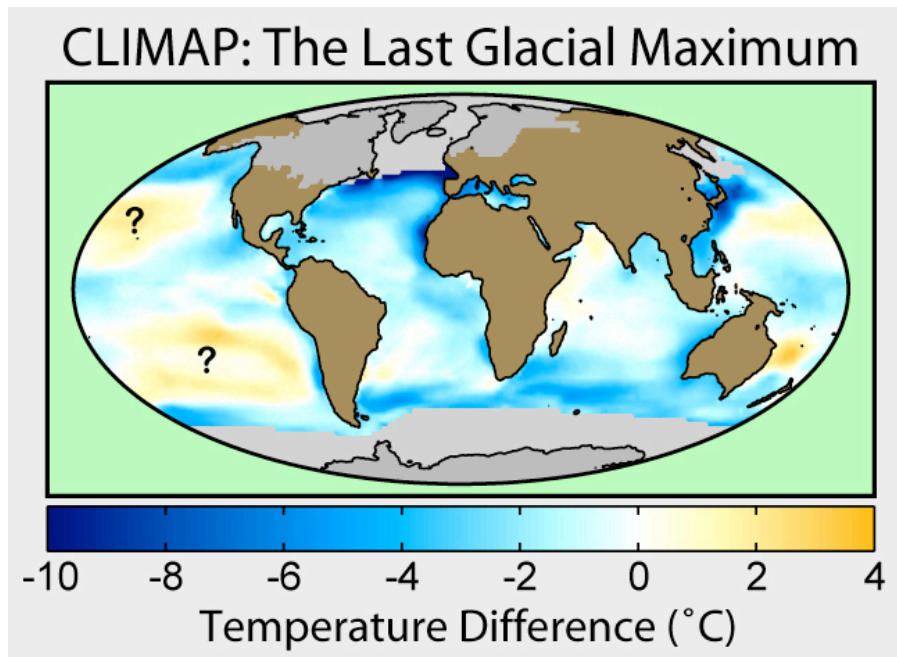


Fig. 2: Avvik i gjennomsnittlig overflatetemperatur under siste istids maksimum i forhold til i holosen (CLIMAP). http://en.wikipedia.org/wiki/Last_Glacial_Maximum

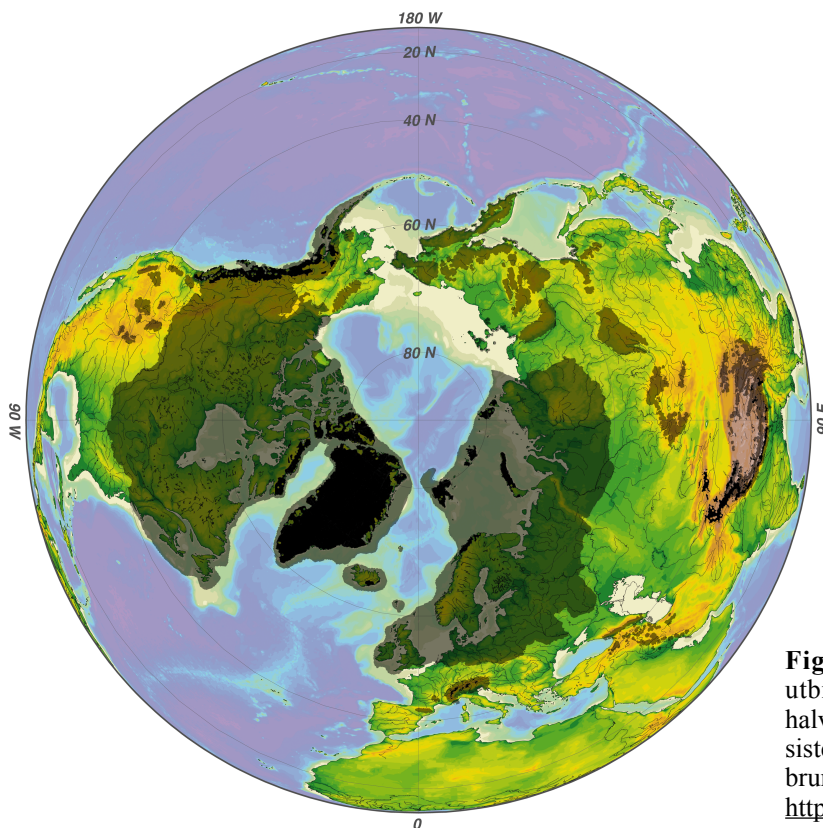


Fig. 3: Minimum og maksimum utbredelse av is på den nordlige halvkuile i dagens klima (svart) og ved siste istids maksimum (grått og til dels brunt). http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_Age

Istykkelsen på nordlige halvkule nådde maksimalt litt mer enn 3500 m over havet. Ismassene strekke seg som tre store fjellkjeder: innlandsisen over Canada og deler av USA, isen Grønland (som noen ganger blir regnet som en forlengelse av innlandsisen over Canada) og innlandsisen over Nord-Europa (Fennoscandia). Isen over Canada og USA, kalt Laurentide⁸, var den mektigste. Den strakk seg over hele kontinentet fra New Foundland til kysten i vest. I sør dekket den De store sjøer (Great Lakes) og områdene østover mot New York og vestover til like sør for grensa mellom USA og Canada (cirka 45 °N). De tykkeste og høyeste områdene – over 3500 m - befant seg over slettene mellom Hudson Bay og Rocky Mountains, litt nordvest for De store sjøer og nordover. Nordlige del av Alaska var stort sett fri for innlandsiser, og over ishavet i nord var det stort sett bare sjøis.

Grønland var dekket med is med en sammenhengende grein over Baffins land til innlandsisen over Canada og USA. Høyden på innlandsisen over Grønland var ikke stort høyere enn i våre dager. Hele Island var også dekket med is, men det var trolig bare sjøis i Danskestredet.

Innlandsisen over Fennoscandia dannet et fjell som strakk seg fra sørvestlige del av Jylland, ned til Hamburg og Berlin. Isen lå over Østersjøen, Skandinavia, De baltiske statene, Finland og deler av Russland opp til nord for Frans Josefs land i nordøst. Dette mektige fjellet hadde to områder der istykkelsen nådde mer enn 2000 m over havet, ett med sentrum over Bottenviken og ett over Barentshavet, vest for Novaya Semlja. Svalbard var dekket av denne innlandsisen, og en mener at grensen til havet gikk fra vest for Svalbard nedover til kysten av Norge. Isen fulgte kysten nedover, dvs. den lå litt ut fra kysten. Det aller meste av De nordiske hav var uten innlandsis. Fra Sør-Norge gikk det en grein med is over Nordsjøen til Skottland, Irskesjøen og Irland. Sørlige deler av Nordsjøen, England og Irland var uten permanente innlandsis, og områdene lå over havets nivå. Årsaken til dette var dels at havets nivå var betraktelig lavere og dels landheving sør for isen som en viss kompensasjon for at isen presset landmassene ned (*glasial isostatisk tilpassning*).

Isen over Barentshavet hadde en grein østover over havet like nord for kysten av Sibir. Antakelig var det ikke permanent isdekke over Sibir øst for Karahavet. Elvene Ob og Yenisei var stoppet opp av store innlandsiser i nord, og det dannet seg svære innsjøer. Det var lite permanent is over Asia, men det er noe usikkerhet om dette. For eksempel står det i Wikipedia at isen nådde ned til Beijing⁵, men data som brukes for simuleringer med klimamodeller for denne perioden har ikke slik innlandsis i Asia. Det er mulig at det var en del is sørover i Asia i tusenårene før siste istids maksimum, men at det senere ble tørrere slik at isen forsvant. Imidlertid lå det *iskapper* over fjellområder som Himalaya, Baltistan og Ladakh. I Europa var det en iskappe i Alpene, det samme var tilfelle for Kaukasus.

På sørlige halvkule dekte en innlandsis Patagonia, sørlige del av Chile og områder vest i Argentina nordover til cirka 41 °S. Det var også iskapper i Andesfjella. I Nord-Afrika og Midt-Østen var det dannet mange mindre isbreer, spesielt i Atlasfjella og deler av Etiopia (Balefjella). Det var permafrost over store deler av Mellom-Europa. I Nord-Amerika, der isen nådde lengre sør enn i Europa, nådde ikke permafrosten i lavere områder stort lengre enn isen.

Det er fremdeles noe usikkerhet om hvor mye av Nord-Atlanteren og nord i Stillehavet som var dekket med sjøis. Det var isfritt i en renne nordover i Norskehavet om sommeren. Derimot var Labradorhavet dekket av is hele året. Maksimal utbredelse av sjøis om våren mener en strakk seg over Atlanterhavet fra Biscaya til Washington.

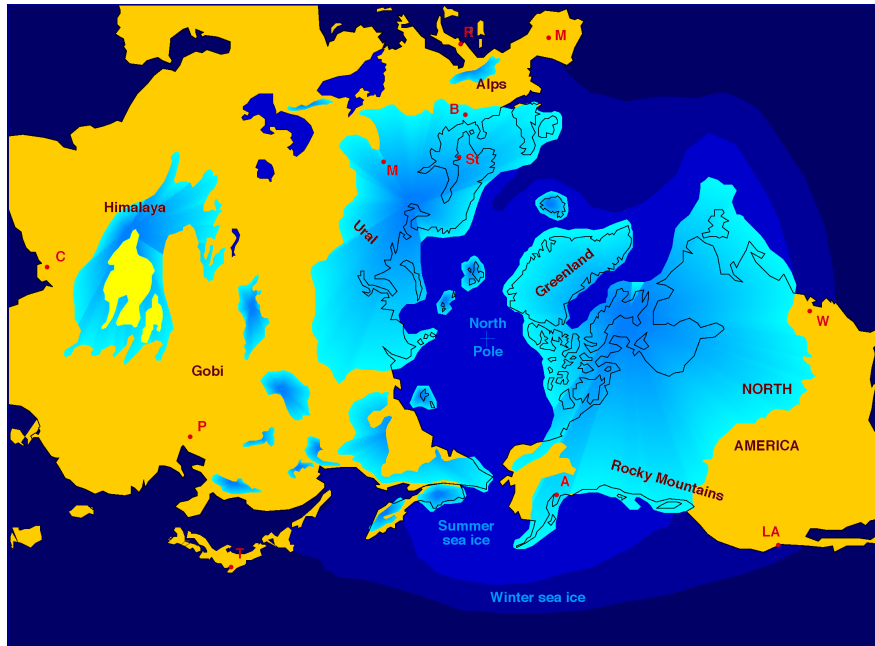


Fig. 4: Utbredelse av innlandsiser og sjøis under siste istids maksimum. http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_age

Dannelse av en isbre krever mer nedbør om vinteren i form av snø enn det smelter om sommeren. Noen områder relativt langt mot nord i Europa, Nord-Amerika, slik som deler av Alaska, og Asia var ikke islagte (i lave områder) selv om vintertemperaturene var lave. En tror at dette skyldes at innlandsisene bidro til mer høytrykk i nordområdene om vinteren. Mer høytrykk betydde f. eks. tørrere luftmasser inn over Sibir og Manchuria, og for lite vinternedbør for å danne is.

I flere områder, som er varme i dagens klima, var det litt kaldere og nesten alltid tørrere. Slik økte mesterparten av verdens ørkenområder. I Sør-Australia og Sahel var det mye tørrere enn i dagens klima. I våtere varme områder, slik som i deler av Afrika, hadde regnskogen mindre utbredelse enn i dag. Områdene med savanne var desto større. Innen regnskogen i Amazonas befant det seg to store områder med savanne, men mye av regnskogen var likevel intakt. *Polarfronten* hadde et gjennomsnittlig sørligere leie enn i dag. Slik fikk noen områder i sub-tropene mer nedbør enn i dag. For eksempel var det mer nedbør i de sørligste delene av prærien over Nord-Amerika, Iran og Afghanistan.

Som vi har diskutert tidligere, kan innstråling av solenergi på 65 °N brukes som et uttrykk for pådrivet gitt av endringene i jordas bane rundt sola. For 20 000 år siden var denne innstrålingen på et minimum med 454 W/m² en måned etter midtsommer. I de neste cirka 9000 år steg denne innstrålingen til et maksimum på 507 W/m², en økning på mer enn 50 W/m². Dette førte til at det i gjennomsnitt smeltet mer is om sommeren enn det kom nedbør i form av snø om vinteren. Etter hvert smeltet isen i nord og *avrenningen* til havet ble stor. Smelting av innlandsis ga en positiv *klimatilbakekopling* slik at det ble varmere. Dette ga senere økende fuktighet og økende CO₂ i atmosfæren, noe som sto for en ytterligere tilbakekopling. Slik gikk planeten vår til sist inn i holosen for vel 11 000 år siden, cirka 1000 år etter at innstrålingen på nordlige halvkule nådde sitt maksimum.

På disse årene steg havets nivå mellom 120 og 130 m (Fig. 4). Cirka 60 % av smeltingen kom fra Nord-Amerika og Grønland, cirka 25 % fra Antarktis og resten fra Fennoskandia². I en periode fra omtrent 14 700 til 14 000 år siden steg havets nivå med omtrent 20 m på 400 til 500 år (kalt

smeltepuls 1A). En stigning på 20 m på 400 år gir i gjennomsnitt en økning på 50 mm i året, mens dagens økning er 3 mm i året. I våre områder har landet hevet seg etter siste istid, en prosess som fremdeles pågår over store deler av Fennoskandia⁹ (Fig. 5). På fagspråket kalles landheving *glasial istostatisk tilpasning* og tilpasningen etter siste istid *postglasial tilpasning*. Den omfatter mer enn direkte landheving (senking under istider), slik som endringer i havnivået, jordas gravitasjonsfelt, horisontal platebevegelser, jordskjelv etc.

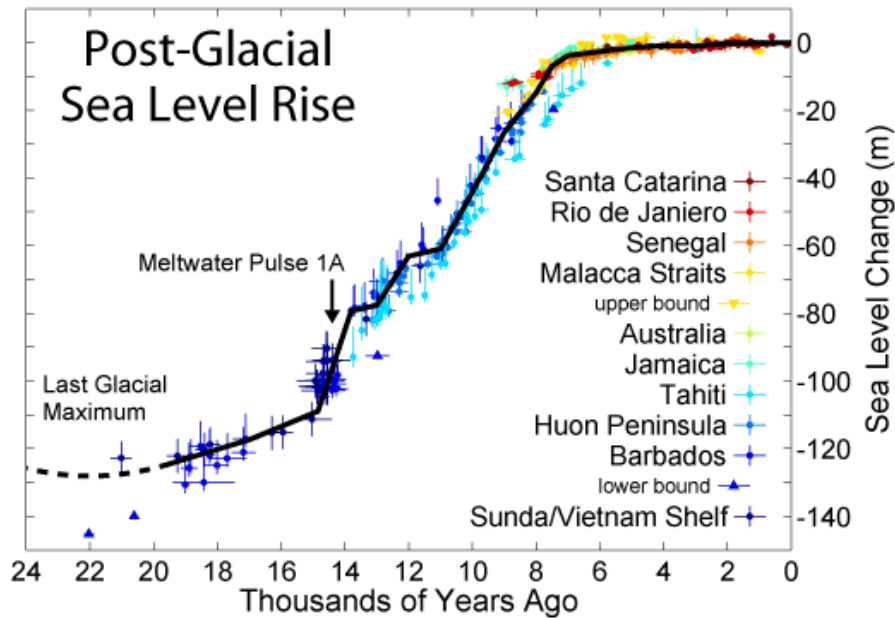


Fig. 5: Endringer i havets nivå siden slutten av siste istid. http://en.wikipedia.org/wiki/Current_sea_level_rise

¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/Eemian>

² Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>

³ http://en.wikipedia.org/wiki/Mean_sea_level

⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Current_sea_level_rise

⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_Age

⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Last_Glacial_Maximum

⁷ Svendsen, J.I. et al. 2004: Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* **23**, 1229-1271.

⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide_ice_sheet

⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Post-glacial_rebound

VII.4. YNGRE DRYAS

Paleoklimatologene trodde lenge at siste istid var en kald periode med stabilt klima uten markerte klimavariasjoner. Det har imidlertid vært kjent en tid at klimaet varierte mye mer innenfor istidene enn i mellomistider som holosen. Vi har tidligere diskutert dette i forbindelse med stabiliteten til havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren (AMOC). Klimaet var spesielt ustabil mot slutten av istiden, med både relativ varme og kalde perioder før det mer stabile klimaet i holosen overtok. Disse klimasvingningene innen siste istid har opptatt mange forskere, mest fordi de demonstrerer en tydelig ustabilitet i klimaet over relativt korte perioder. Det er spesielt interessant at store endringer kan inntreffe over kort tid, kanskje så lite som en dekad.

For cirka 14 700 år siden startet den varme perioden kalt Bølling/Allerød¹ med en rask oppvaring på nordlige halvkule (Bølling er et vann i Danmark og Allerød referer til Allerød teglverk, Danmark. Begge steder er det samlet relevante pollendata for å studere perioden). Etter hvert smeltet mye av innlandsisen i nord, og utgangen av istiden syntes nær. BA ble imidlertid etterfulgt av en svært kald klimaperiode som vi kaller yngre dryas² (YD, etter fjellblomsten *Dryas octopetala*). Perioden varte i 1300 ± 70 år fra 12 800 til 11 500 år siden. I YD kom innlandsisen i nordområdene tilbake med full styrke. Ved utgangen av YD steg temperaturen igjen og klimaet gikk inn i den første del av holosen³, en periode fremdeles uten de store skogene i nord på den nordlige halvkule, den preboreale periode⁴. Eldre dryas er en annen kald periode som inntraff før BA.

Det var skandinaviske forskere som først fant tegn til klimaforverringen vi nå kaller YD. Den kalde og den påfølgende varme perioden ble funnet ved studier av torv i myrer. Den kalde perioden ble kalt Blytt-Sernander⁵ etter den norske forskeren Axel Blytt og den danske forskeren Rutger Sernander. Ulike lag i torv ble først lagt merke til av Heinrich Dau i 1829. Det danske vitenskapsakademiet lovet ut en pris til den som kunne forklare denne lagdelingen. Blytt fant en mulig forklaring i 1876. Han mente at de eldste lagene, som var markert mørkere enn resten, var avsetninger fra en kald og tørr periode. Denne perioden kalte han Boreal. Et lysere lag over det mørke mente han representerte en varm og fuktig periode, som han kalte Atlantic. Serander førte senere ideene videre og definerte underperioder både i Boreal og Atlantic, blant annet i et arbeid fra 1908. Dagens forskere bruker ulike typer data i tillegg til torvsediment og kan bruke moderne dateringsmetoder.

Var YD global?

Usikkerhet ved tidfestingen av de ulike dataseriene gjør det vanskelig å avgjøre om YD var global eller ikke. I Vest-Europa og Grønland er YD en veldefinert kald periode der ulike dataserier samsvarer. Temperaturendringene i YD var størst i nordvestlige deler av Europa og minket noe over kontinentet østover. Avkjølingen er også blitt påvist for østlige deler av Nord-Amerika. I vestlige deler av Nord-Amerika mener en at YD var mindre intens enn i Europa, men en finner indikasjoner på at også ismassene i dette området begynte å vokse. Også på nordvestkysten av Nord-Amerika finnes spor etter YD⁶.

YD gir et svært tydelig signal i iskjerner på Grønland (Fig. 1 og 2). Analyser av isotopdata fra kjerner fra GISP2⁷ indikerer at temperaturen på toppen av Grønland var 15 grader kaldere gjennom YD enn i dagens klima⁸. I forhold til temperaturnivået før og etter denne hendelsen var utslagene opp mot 10 grader. Analyser av kjerner fra Antarktis gir ikke det samme signalet som på Grønland og utslagene er

mindre. Oppvarmingen startet cirka 18 000 år før nåtid og var relativt jevn fram til cirka 14 500 år før nåtid. Da ble det igjen kaldere for en periode på cirka 2000 år. Denne perioden refereres til som Antarctic Cold Reversal (ACR)⁹. Avkjølingen var omtrent 3 °C på det meste. Rekonstruksjonene viser ikke like raske variasjoner for ACR som for YD på Grønland. Vi merker oss at ACR startet cirka 1000 år før YD, og at ACR var forbi midt i perioden YD.

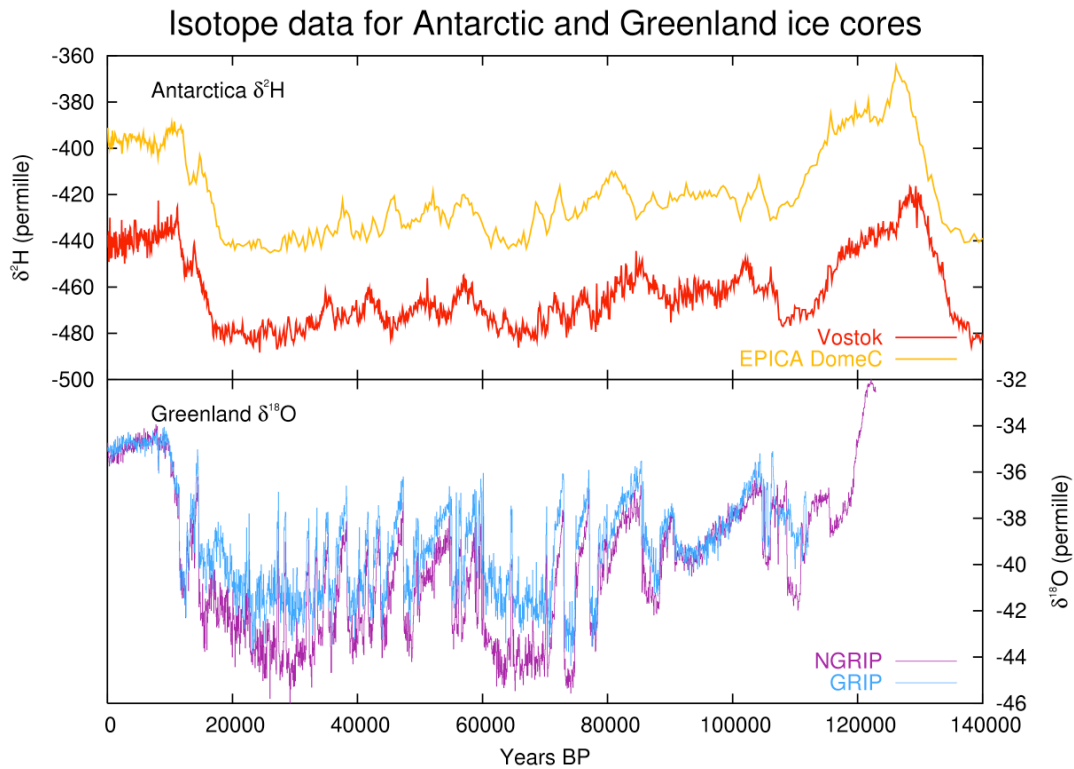


Fig. 1: Proksitemperatur fra iskjerner for siste 140 000 år, øverst fra Antarktis og nederst fra Grønland. En merker seg de store utslagene for D-O-hendelser på Grønland i forhold til i Antarktis. http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event

Vi finner altså ikke et direkte tegn til YD i Antarktis, men et mindre dramatisk utslag som startet før YD og var over på en tid da YD ennå var markant. Det fins også indikasjoner på at YD ikke opptrådte på samme måte på New Zealand og andre steder i Oseania som over store deler av nordlige halvkule. Fra Sør-Amerika fins det til dels motstridene indikasjoner. En undersøkelse viser at klimaet i Andesfjella gikk tilbake gjennom ACR til liknende forhold som under siste istids maksimum¹⁰.

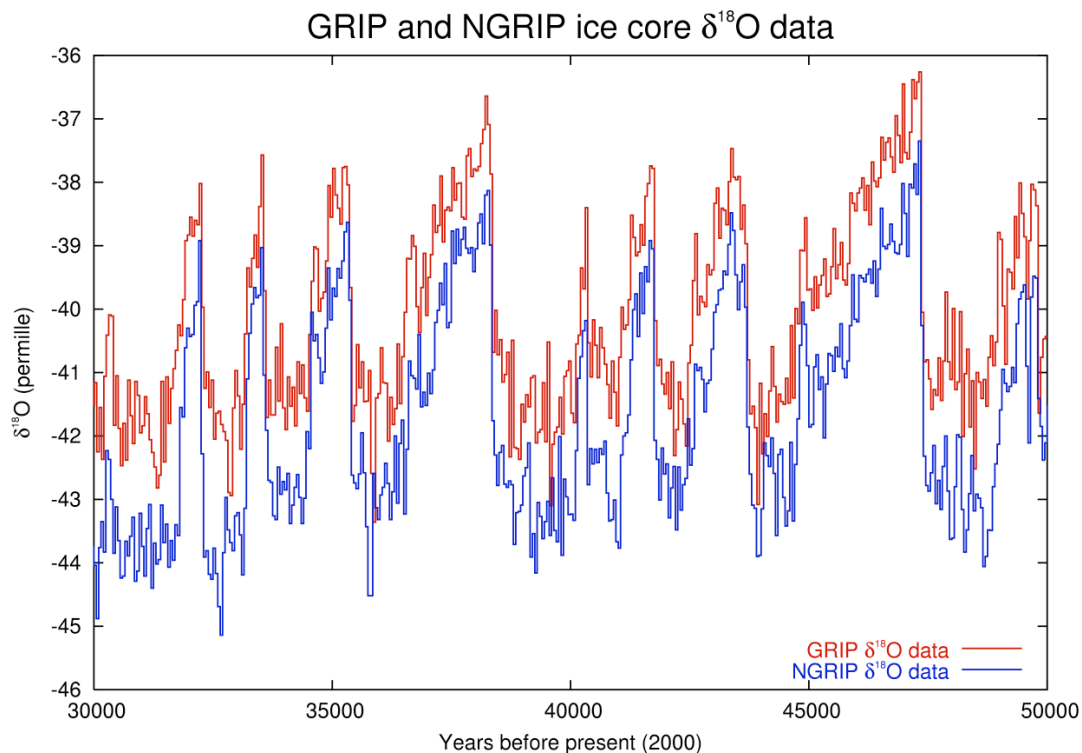


Fig. 2: Detaljer i proksidata for temperatur fra 30 000 til 50 000 år tilbake fra to iskjerner på Grønland. http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event

Derimot viser resultater fra sørlige Chile ingen markant avkjøling i klimaet¹¹. En undersøkelse bygger på studier av pollen-korn i sediment i små innsjøer. Skogen utviklet seg kontinuerlig og økte i mangfold. Således finnes gode indikasjoner på at temperaturklimaet gjennom ACR, og for så vidt også YD, kanskje ble litt varmere. Klimaet i regionen er dominert av luftmasser fra Stillehavet og den nordgående Humboldtstrømmen, som har sin opprinnelse som en østgående strøm over sørlige Stillehavet. Dersom det ikke var noen avkjøling gjennom ACR i sørlige Chile, er det usannsynlig at det fant sted noen avkjøling i overflaten av havet i det sørlige Stillehavet.

Det er viktig å peke på problemene med tidfestingen. Endringer i pollendata fra skog kan være forskjøvet flere hundre år etter en anomali i klimaet. Dersom ACR var et fenomen over hele sørlige halvkule, var det tydeligvis likevel ikke sterkt nok til å stoppe den skogutviklingen som allerede var i gang. Det ser altså ut som om ACR ikke reverserte skogutviklingen, noe som var typisk på våre bredder under YD.

Data fra Andfjorden, Troms

For våre områder tar vi med resultater fra undersøkelser i Tromsø under ledelse av professor Morten Hald^{12 13}. Hans gruppe har rekonstruert sommertemperatur ved havoverflata i YD beregnet fra studier av foraminiferer fra en sedimentkjerne fra Andfjorden i Troms. De finner at sommertemperaturene for cirka 13 000 år siden var rundt 8 °C, det vil si en del kaldere enn i dag. Andre undersøkelser viser at mye av den store innlandsisen over Fennoskandia hadde smeltet. Slik var det ikke is på kysten og i fjordene. Tida tilhører slutten av BA, da klimaet i store deler lengre sør i Europa var nesten like varmt som i dag. Så kom nedkjølingen i YD for cirka 12 800 år siden, og

temperaturerne i havoverflaten sank til 3 °C. Langs kysten av Norge finner vi store randmorener som forteller at innlandsisen igjen rykket fram på denne tida.

Det mest oppsiktsvekkende med funnene fra Andfjorden er den raske oppvarmingen mot slutten av Yngre Dryas, for 11 800 år siden. I løpet av noen få år økte sommertemperaturen i havet fra 3 til 10 °C. Men ikke nok med det. Etter cirka 10-40 år sank temperaturen igjen tilbake til 3 °C, og i de påfølgende 300 årene varierte temperaturene mellom 2 °C og 10 °C (Fig. 3). Kalde perioder på 10-40 år vekslet med varme perioder av tilsvarende varighet. En finner altså klare spor etter et ustabil klima lokalt over en periode på cirka 300 år.

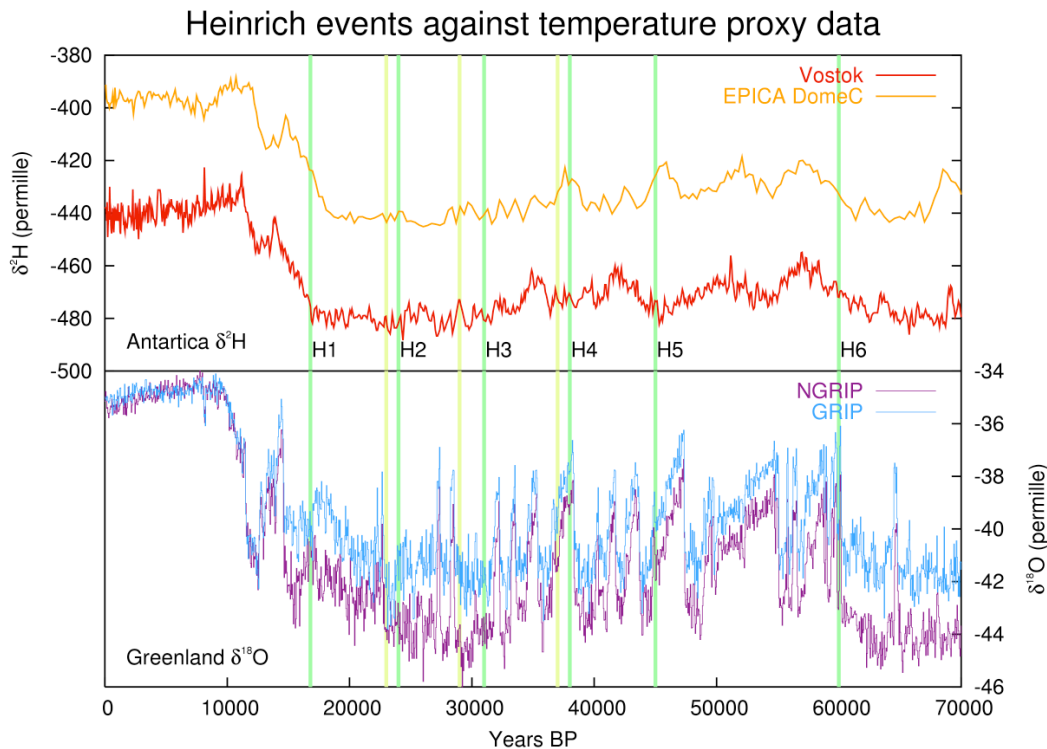


Fig. 3: Heinrichhendelser i proskidata for temperatur i iskerne fra Antarktis og Grønland.
http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich_event

I dag må vi til østkysten av Grønland eller Polhavet for å finne så lave sommertemperaturer som 3 °C. En temperatur på 10 °C er derimot nær det vi finner i Andfjorden en normal sommer i dagens klima. Derfor kan vi si at klimaet ved slutten av siste istid var ekstremt ustabil og svingte frem og tilbake mellom et istidsklima og et klima tilsvarende dagens. For cirka 11 500 år siden ble det slutt på temperatursvingningene, klimaet ble mer stabilt med temperaturer omtrent som i Andfjorden i dag, eller noe varmere.

Hvorfor var klimaet ustabil?

De har blitt forsket mye på årsaken til raske naturlige klimaendringer, spesielt de raske endringene i YD. Hva var årsaken til den raske nedkjølingen ved starten av YD? Hva var årsaken til oppvarmingen ved slutten av perioden? Nesten alle teorier er knyttet til variasjoner i havsirkulasjonen (se Del V) og da spesielt variasjoner i AMOC. Vi har sett på hvordan en varm strøm langs kysten av Norge blir kjølt ned på veien nordover, at det dannes dypvann som i våre områder strømmer tilbake i

Danmarkstredet og Færøy-Shetland-ryggen. Videre har vi diskutert teorien om at AMOC kan svekkes som følge av en stor tilførsel av ferskvann ut i Nord-Atlanteren. Ferskvann kan svekke AMOC, med den konsekvens at transporten av varme fra sør svekkes i våre havområder. Tapping av store bredemte sjøer ved den store innlandsisen Laurentide over Nord-Amerika er foreslått som en mulig kilde for dette ferskvannet. I tillegg kommer transport av isfjell over store havområder.

Det er blitt gjort modelleksperiment som støtter denne teorien. Flere arbeider av Manabe og Stouffer er godt kjent¹⁴. Ved å simulere et utslipp på 0,1 Sv (1 Sv er 1 million kubikkmeter per sekund) med ferskvann ut i Nord-Atlanteren mellom Island og Grønland over en periode på 500 år, skjer det en markert nedkjøling etterfulgt av en periode med svært ustabile havtemperaturer. Hittil har det vært vanskelig å bekrefte denne teorien med data fra sedimentkjerner i havet. Men forskerne i Tromsø finner mange likhetstrekk mellom havtemperaturene fra Andfjorden med temperaturene fra modellforsøkene. Begge viser en periode med lave temperaturer. Og begge viser at slutten av nedkjølingsperioden er karakterisert ved ekstreme svingninger i havtemperaturen. De raske temperatursvingningene forklares med en hurtig veksling mellom kaldt og varmt overflatevann.

Andre tidligere rekonstruksjoner av havtemperaturer har ikke vist så ekstreme svingninger som i Andfjorden. Årsaken kan være at tidsoppløsningen i sedimentkjernene ikke har vært god nok. I Andfjorden er tilførselen av sedimenter forholdsvis stor. Ved slutten av siste istid, for mellom 13 000 og 11 000 år siden, ble det avsatt mer enn tre meter sedimenter på havbunnen¹². Denne store sedimenttilførselen har gjort det mulig å rekonstruere havtemperaturen i snitt for hver syvende år, noe som har vært en forutsetning for å kunne oppdage den ustabile perioden. En annen forklaring kan være at Andfjorden var mer følsom for klimaendringer på denne tida en andre deler av Nord-Atlanteren. Grensen mellom kaldt vann fra Polhavet og varmt vann fra sør lå nærmere Andfjorden.

D-O-hendelser

Går en lengre tilbake i tid enn YD finner en lignende klimavariasjoner på nordlige halvkule som under YD, men disse variasjonene kjenner en ikke i slik detalj som YD. Det dreier seg om det som kalles *Dansgaard-Oeschger-hendelser*, eller forkortet *D-O-hendelser*¹⁵ (Fig. 1 og 2). De har navn etter Willy Dansgaard og Hans Oeschger som først beskrev disse hurtige klimavariasjonene under siste istid på grunnlag av iskjernedata fra Grønland. De hyppige klimavariasjonene er karakterisert ved plutselige oppvarminger på trolig mer enn 10 °C over noen få tiår på høye nordlige breddegrader, etterfulgt av en periode på rundt 1000 år med langsomt synkende temperatur. Paleoklimatologene mener det fant sted hele 23 slike hendelser i tiden mellom 110 000 og 15 000 år før nåtid. YD er da den siste av disse hendelsene.

D-O-hendelsene er først og fremst identifisert i iskjerner fra toppen av Grønlandsisen og i studier av foraminiferer i sedimentkjerner nord i Atlanterhavet. Det er satt en hypotese om at episodene, på samme måte som variasjonene under YD, skyldes vekselvirkning mellom atmosfære og hav gjennom variasjoner i AMOC. Varmt klima i nord er således knyttet til en aktiv AMOC som fører mye varme i havet fra sør mot nord. Som diskutert tidligere tror en sirkulasjonen primært drives av tetthetsvariasjoner mellom vannmassene sør og nord i Atlanterhavet.

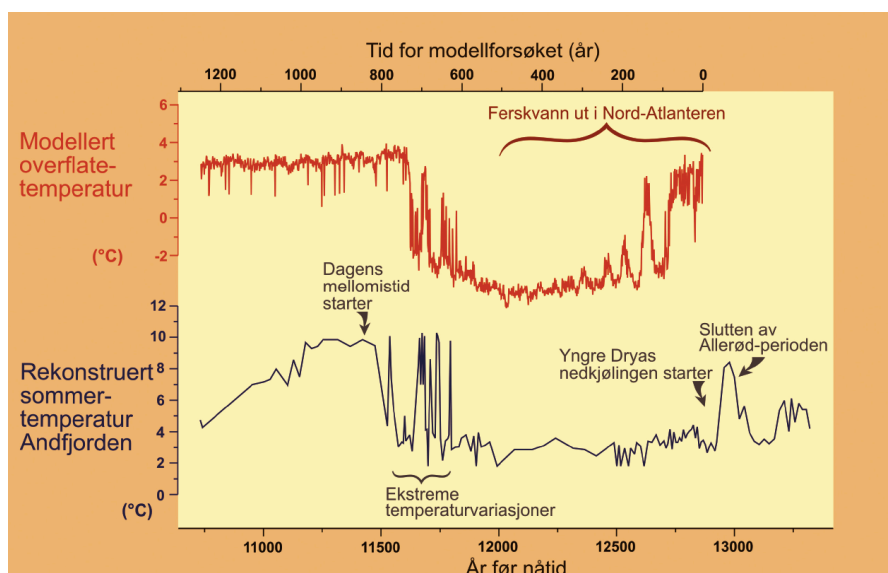
Men AMOC er også knyttet til fremherskende vinder. Høye sjøtemperaturer og relativt lite sjøis langt mot nord gir et nordlig leie for polarfronten og vestavindsbeltet med relativt varmt klima i våre

områder. Men tilstanden med varmt klima i nord er under istider ikke stabil over tid. Varmen fører til en gradvis smelting av isen, og slik blir overflatevannet i havet etter hvert ferskere. Dette svekker AMOC, og mindre varme blir transportert mot nord. Polarfronten tar et sørligere leie. Etter hvert blir det kaldere i polare strøk og smeltingen av isen stopper opp. Overflatevannet blir igjen saltare. Til sist blir AMOC igjen aktiv. Dette betyr at mer varme igjen blir transportert mot nord, og at temperaturen stiger raskt i nordområdene.

En har prøvd å knytte D-O-hendelser til ytre pådriv fra sola ved å studere variasjoner i isotoper i atmosfæren styrt av solaraktivitet. Estimater for ^{14}C og ^{10}Be viser samvariasjon gjennom det meste av holosen, men ikke gjennom YD da data for ^{14}C gjør større utslag enn ^{10}Be . Dette blir brukt som et argument for å utelukke variasjoner i solaktivitet som en forklaring på YD. Noen mener at det også i holosen har funnet sted klimasvingninger med perioder rundt 1500 år, men med mindre amplituder enn under istiden¹⁶ (se bondsyklus i neste kap.).

Heinrichhendelser

I perioder med stor vekst kan ismassene i nord bli ustabile. Dette innebærer stor transport av is ned mot havet og dannelse av isfjell ved kalving. I stor skala blir isfjell så flyttet over store havområder av vinden og havstrømmene. Ved smelting blir store mengder ferskvann tilført havet. Under siste istid finner en spor etter flere perioder med mange isfjell i Nord-Atlanteren, perioder som kalles Heinrichhendelser¹⁷ (Fig. 4). De har navn etter maringeologen Hartmut Heinrich. Hendelsene ble identifisert før D-O-hendelser ble funnet i data fra Grønland. Isfjellene, mest fra iskappene over Nord-Amerika og Grønland, inneholdt små korn av erodert stein påført isbreene. Ettersom de smeltet over havet, sank dette materialet til havbunnen som såkalte *istransporterte levninger* (ice rafted debris)¹⁸. Forskere har hentet kjerner fra marine sedimenter og kan identifisere hendelser med slike levninger. Det er identifisert sju Heinrichhendelser under siste istid, hendelser som er nummerert fra H0 til H6.



Den lave tidsoppløsningen i sedimentkjernene gir bare data for å studere hendelser under siste istid. Hendelsene med kalving synes å være cirka 750 år. Heinrichhendelser opptrer i noen av de mange D-O-hendelsene en finner, hendelser som gjentar seg med en periode på cirka 1500 år. Heinrichhendelsene opptrer i den kalde fase i D-O-hendelser like før den raske økningen i

temperaturen i nord. Problemer med tidfestingen gjør det vanskelig å fastsette slike utsagn med stor sikkerhet. Forskere identifiserer YD som Heinrichhendelsen H0¹⁹, altså den siste.

D-O-hendelsene og tropene

Det hersker usikkerhet om hvordan klimaet i tropene har variert under D-O-hendelser og hvordan klimaprosesser i sør har tatt del i disse variasjonene. Det er nærliggende å knytte subtropenes betydning til transport av fuktighet i atmosfæren mot polene. En antar at i perioder da innlandsisen vokste i Nord-Amerika, på Grønland og over Nord-Europa, var det stor transport av fuktighet fra tropene mot høyere breddegrader, der den ble avsatt som snø. Så lenge fuktigheten ble avsatt i innlandsis, antar en at AMOC var aktiv. Men etter som ismassene vokste, oppsto det Heinrichhendelser som svekket AMOC. Dette kan ha ført til en økning i temperaturen ved lave bredder, noe som igjen førte til en økning i transport av fuktighet mot nord og voksende breer. Som nevnt er denne reaktiviseringen langt raskere enn oppbremsingen av AMOC.

Fig. 4: Nederste kurve: Rekonstruert sommer-temperatur i Andfjorden, Troms, for perioden 13 500 til 10 500 år før nåtid (Fra Ebbesen og Hald, 2004). Øverste kurve: Endringer i overflatetemperatur i Nord-Atlanteren, grunnet en svekkelse av havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren (Modell-forsøk av Manabe og Stouffer, 2000).

Relativt ny forskning har vist at de raske klimahendelsene er i motfase mellom nordlige og sørlige halvkule, slik at mens Nord-Atlanteren kjøles ned, er det en tilsvarende oppvarming i sør²⁰. Flere modelleksperiment viser at en svekning av AMOC i Nord-Atlanteren umiddelbart skaper en oppvarming på sørlige halvkule. Forklaringen er at varmetransporten mellom Sør-Atlanteren og Nord-Atlanteren reduseres. Manglende behov for varme i nord skaper et overskudd i sør. Dette kan tolkes dit at årsaken til variasjonene finnes i nord.

En kan også tenke seg at det er endringer i tropene som skaper endringer på høye breddegrader. Noe data passer godt inn i dette konseptet og viser at tropene er ute av fase med nordområdene og mer i fase med den sørlige halvkule under de hurtige klimaendringene. Samtidig med temperaturfall over Grønland finner en varm periode (temperaturoptimum) i de tropiske deler av Atlanteren. Straks oppvarmingen i nord starter igjen, starter nedkjølingen i de tropiske delene av Atlanteren. Nedkjølingen faller sammen i tid med nedkjøling i iskjernerdata fra Antarktis. Akkumulert energi i sør transporteres raskt mot nord, og forklarer altså den hurtige oppvarmingen etter kalde perioder. I tillegg forklarer akkumulert energi hvorfor en tidlig fase av varme perioder i nord ofte opptrer samtidig med et temperaturoptimum.

Disse tolkningene oppfattes ennå som hypoteser som vil trenge mer dokumentasjon før de eventuelt kan bekreftes. For å kunne løse problemene må det detaljerte hendelsesforløpet og responsen i de forskjellige delene av systemet avdekkes. Det trengs langt bedre kontroll med hva som konkret skjer, og når det skjer i forskjellige områder. Det er grunn til å være optimistisk med hensyn til at dette kan la seg gjøre, ettersom det skjer stadige forbedringer både av metodene for presis datering, og metodene for kvantitative beregninger av havets temperatur, saltholdighet og tetthet i fortiden. Dessuten vil mer detaljerte klimasimuleringer gi verdifull informasjon.

En kan spørre om sannsynligheten for lignende type variasjoner under den globale oppvarmingen. Mange vil mene at situasjonen nå er svært forskjellig fra den gang. Få tror at en global oppvarming vil gi tilstrekkelig med smeltevann for radikale forandringer i AMOC (se Del V).

- ¹ <http://en.wikipedia.org/wiki/B%C3%B8lling-Aller%C3%B8d>
- ² http://en.wikipedia.org/wiki/Younger_Dryas
- ³ <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>
- ⁴ [http://en.wikipedia.org/wiki/Boreal_\(period\)](http://en.wikipedia.org/wiki/Boreal_(period))
- ⁵ <http://en.wikipedia.org/wiki/Blytt-Sernander>
- ⁶ Friele, P. A., Clague, J. J. 2002. Younger Dryas readvance in Squamish river valley, southern Coast mountains, British Columbia. *Quat. Science Rev.* **21**: 1925–1933.
- ⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Greenland_Ice_Sheet_Project
- ⁸ Alley, Richard B. et al. 1993. Abrupt accumulation increase at the Younger Dryas termination in the GISP2 ice core. *Nature* 362, 527–529.
- ⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Antarctic_Cold_Reversal
- ¹⁰ Thompson, L. G. et al. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *J. of Quat. Sci.* **15** (4), 377–394.
- ¹¹ Bennet, K.D., S.G. Harberle, S.H. Lumley, 2000. *Science* 290, 325.
- ¹² Ebbesen, H. and Hald, M., 2004. Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic. *Geology* 32, 673-676.
- ¹³ Hald, M. og H. Ebbesen 2004. Ustabilt klima ved slutten av siste istid, *Cicerone*, 5/2004,30-32.
- ¹⁴ Manabe, S. and Stouffer, R.J. 2000. Study of abrupt climatic change by a coupled ocean -atmosphere model. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 285-299.
- ¹⁵ http://en.wikipedia.org/wiki/Dansgaard-Oeschger_event
- ¹⁶ Broecker, W.S. 2002. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* **372**, 421–424.
- ¹⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Heinrich_event
- ¹⁸ Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- ¹⁹ Bond, G., R. Lotti, 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267, 1005.
- ²⁰ Dokken, T., J. Andrews, S. Hemming, C. Stokes, and E. Jansen 2003. Researchers Discuss Abrupt Climate Change: Ice Sheets and Oceans in Action, *Eos Trans. AGU*, 84(20), doi:10.1029/2003EO200006

VII.5. KLIMAENDRINGER I HOLOSEN

Siste istid har fått ulike lokale og regionale navn. I Nord-Europa er den noen ganger blitt kalt Weichsel¹. Istiden var over etter den store oppvarmingen ved utgangen av yngre dryas (YD) for cirka 11 500 år siden. Tiden etterpå er *holosen* (fra greske ord holos og kainos som betyr hel og ny; den helt nye perioden)². Selv om istiden og yngre YD var over, eksisterte det fremdeles rester av de store innlandsisene, spesielt over Nord-Amerika. Temperaturen steg de første få tusenårene, iskappene smeltet og havnivået steg betraktelig fram til cirka 7000 år før nåtid. Holosen er menneskenes tidsalder da jordbruk og kulturer oppstår. Epoken er blitt delt opp i perioder etter kulturell utvikling, dvs. i steinalder, bronsealder, jernalder etc. Siden de ulike periodene innfant seg til forskjellige tider i ulike kulturer, egner de seg ikke til klimadatering.

Data fra for eksempel iskjerner fra Grønland viser - etter en stabiliseringsperiode på et par tusen år - et mye mer stabilt klima enn under siste istid. Spesielt har utbredelsen av isbreer vært begrenset etter at de store iskappene over Nord-Amerika og Fennoscandia smeltet bort. Det er likevel ikke slik at klimaet har vært helt stabilt, en rekke interessante variasjoner har funnet sted. Amplitudene på variasjonene har trolig vært under en grad når det gjelder hemisfærisk og global temperatur. Forskningen for å avdekke og forstå disse variasjonene er for tiden intens, ikke minst innen norsk klimaforskning. Slik er det grunn til å tro at kunnskapen om klimavariasjoner i holosen vil øke betydelig i tiden som kommer.

En finner variasjoner på ulike tidsskalaer, fra variasjoner over flere tusen år til dekadefariasjoner. Vi skal først se på variasjoner over lange tidsskalaer, spesielt en periode da det var varmere enn i dag. Denne perioden startet til ulike tider rundt om på kloden og var stort sett over for cirka 5000 år siden. Anslagene om hvor varm perioden var er usikre og bygger mest på data fra nordlige halvkule. Tidligere ble denne varme perioden kalt *den optimale klimaperioden i holosen* eller bare *optimal holosen*³. I våre dager er en mer forsiktig med å bruke denne betegnelsen, mest fordi utslagene hadde store regionale variasjoner, spesielt var det betydelig forskjell mellom nordlige og sørlige halvkule. I dag kalles perioden gjerne bare *midtholosen*².

Langsomme variasjoner

Rekonstruksjon av temperatur fra iskjerner fra Grønland viser hele tiden kortsiktige variasjoner, opp til flere hundre år. Ser en bort fra disse, spesielt en hendelse for cirka 8200 år siden som vi kommer tilbake til, gir disse dataene nesten bare svært langsiktige variasjoner. På Grønland steg temperaturen fra utgangen av YD til et maksimum mellom 9000 og 8000 år siden. I tiden etter sank temperaturen langsomt hele tiden til den lille istid. Oppvarmingen fra YD til maksimum temperatur er over tre ganger så stor som avkjølingen etterpå. Data fra Antarktis viser et noe annet forløp. Her er det varmest like etter YD og deretter blir det langsomt kaldere hele tiden. Ulike borekjerner i Antarktis viser noe forskjellig variasjon, for eksempel viser data fra EPICA tegn til en varm periode i midtholosen, noe data fra Vostok ikke har med.

Fig. 1 viser rekonstruksjoner av temperatur gjennom holosen for åtte ulike steder på jorda og et gjennomsnitt for disse dataene². De åtte dataseriene er som følger: Sjøtemperatur (SST) fra sediment i østlige tropiske Atlanterhav (mørkeblå)⁴, temperatur fra iskjerne for Vostok, Antarktis (blå)⁵, iskjerne for GISP2, Grønland (lyseblå)⁶, iskjerne fra Kilimanjaro, Sentral-Afrika (grønn)⁷,

temperatur (SST) fra sedimentkjerne fra Nord-Atlanteren (gul)⁸, fordelig av pollen tolket som temperatur for Europa (oransje)⁹, iskjerne ved EPICA, Antarktis (rød)¹⁰ og data (SST) fra forskjellige sedimentkjerner fra vestlige Stillehavet tolket som temperatur (mørkerød)¹¹. Figuren har et vindu med mer detaljer for siste to tusen år. Her har en i tillegg brukt følgende dataserier: En rekonstruksjon av Jones og Mann (oransje)¹², en rekonstruksjon av Huang (rød-oransje)¹³, en rekonstruksjon av Moberg m.fl. (rød)¹⁴ og instrumentelle globale data etter Jones og Moberg¹⁵.

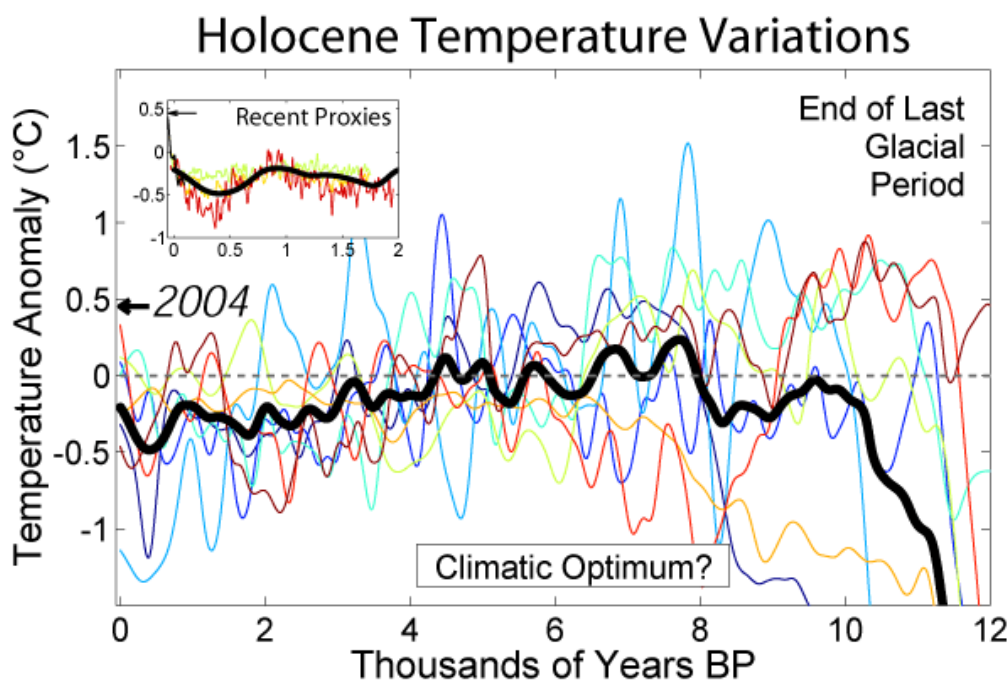


Fig. 1: Hovedfiguren viser rekonstruksjoner av lokal temperatur gjennom holosen åtte steder på kloden. Tidsoppløsningen er 300 år og den tykke linjen er gjennomsnittet. Kurvene er som avvik fra global temperatur i det 20. århundret og global temperatur for 2004 er angitt. Innsnittet viser rekonstruksjoner for de siste to tusen år. Her er flere andre dataserier også brukt. For mer detaljer om de enkelte kurvene, se teksten. <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>

Temperaturen er vist som avvik fra middeltemperaturer gjennom forrige hundreår. Fig. 1 gir også global middeltemperatur for året 2004, en temperatur som er 0,45 °C over middeltemperaturen for forrige hundreår. Snitttemperaturen viser stigende temperatur fra starten av holosen til et maksimum for cirka 7500 år siden, men temperaturforløpet på de åtte stedene er til dels svært forskjellig, mye på samme måte som temperaturforløpet på Grønland og Antarktis er forskjellig.

Maksimum gjennomsnittstemperatur i midtholosen – midlet over lang tid - er nesten like høy som global temperatur i 2004. Om gjennomsnitt for de åtte stedene kan representere global temperatur, betyr dette at utslagene er mindre enn i tidligere estimat, som har overvekt av data fra høye nordlige bredder. Fra midtholosen faller temperaturen langsamt til noen tidels grader under referansetemperaturen gjennom den lille istid. Variasjonene i temperaturen mellom de åtte stedene er mindre etter tiden for maksimum temperatur enn i tiden før. Dataene fra tropene varierer mest slik som variasjonene i Antarktis, mens dataene for Europa og Nord-Atlanteren viser variasjoner mest lik de på Grønland.

Kurvene for hvert sted er jevnet noe ut og løser ikke opp raskere fluktasjoner enn over cirka 300 år. Derfor kan snittemperaturen for de åtte stasjonene i enkelte år ha vært høyere enn global temperatur i 2004. Det er få målesteder, og det kan være lite representativt å gi disse åtte stedene lik vekt i beregning av global temperatur. Flere og bedre data vil kunne forandre dette estimatet for global temperatur gjennom holosen, men trolig ikke i vesentlig grad.

Det er verdt å merke seg at havets nivå steg flere titalls meter fra YD til midtholosen¹⁶ (Fig. 4 i kap. 2). Det aller meste av dette skyldes smelting av is over Nord-Amerika. Deretter steg havet mye langsommere, bare mellom tre og fire meter fram til for to tusen år siden. Dette er mindre enn dagens økning som tilsvarer 2 til 3 m på 1000 år. Gjennom siste to tusen år opp til siste hundre år, har gjennomsnittlig havnivå holdt seg nesten konstant.

Det stabile havnivået de siste vel 6000 år har hatt stor betydning som utvikling av komplekse samfunn med jordbruk og grunnlegging av byer. Det er påfallende at nesten alle de første kjente populasjonssentra, på flere kontinent, dateres til omkring 6000 til 7000 år siden da økningen i havnivået avtok markant. De fleste bosetningene var ved kysten eller ved elvebredder, ofte i deltaområder. Trolig er denne perioden med stabilt havnivå over.

En prøver å forklare den varme perioden og den langsomme avkjølingen fra Milankovitchs teori, på samme måte som en bruker denne teorien til å forklare utgangen av istiden. Nordlige halvkule opplevde et maksimum i innstråling om sommeren for 11 000 år siden. Da var hellingen av jordaksen mer enn 24 ° og jorda var nærmest sola om sommeren (nordlige halvkule). Dette ga 10 % mer solstråling til nordlige halvkule om sommeren enn i våre dager.

Temperaturen i tropene og på sørlige halvkule reagerte rasktest på strålingsforholdene, slik inntraff maksimum temperatur tidlig i holosen. Dette skjedde på tross av at jorda var nærmest sola om sommeren på nordlige halvkule. På nordlige del av nordlige halvkule kom de høyeste temperaturene flere tusen år senere. Her ble noe av innstrålingen om sommeren brukt til å smelte is. Mye av isen smeltet ved at store mengder isfjell ble ført over relativt varmt hav. Smeltingen dempet oppvarmingen både over områder preget av is og over hav med isfjell. Etter hvert som de store ismassene smeltet, økte temperaturen både i havet og over land. Etter hvert bredde skogen seg nordover og ga en minkende albedo, dvs. en positiv tilbakekopling i tillegg til tilbakekoplingen fra minkende is og snø¹⁷. Det er usikkert om tilbakekopling fra økt CO₂ kan ha hatt noen betydning. Det mangler fortsatt en del på at vi forstår selv disse langsomme variasjonene til bunns. Det trengs både flere rekonstruksjoner og økt beregningskapasitet til å kjøre klimamodeller med høy oppløsning over flere tusen år.

Varmt klima i midtholosen

Paleoklimatologene mener at regionale klimavariasjoner gjennom holosen har vært større enn hva iskjernene fra Grønland og Antarktis indikerer (Fig. 2). Spesielt gir ulike rekonstruksjoner for Nord-Atlanteren og landområdene omkring større variasjoner. I midtholosen gir slike data størst oppvarming i Arktis, der en mener at temperaturen var opp til 4 °C varmere i årsmiddel enn i det tjuende århundret. En studie fra sentrale deler av nordre Sibir finner 3 til 9 °C høyere temperatur om sommeren og 2 til 6 °C om vinteren enn i siste hundreåret¹⁸. Vestlige del av Arktis – inkludert deler

av våre områder - er undersøkt på hele 140 steder. En finner klare indikasjoner på varmere klima på 120 av disse stedene. På 16 steder er det gjort kvantitative anslag for lokal temperatur. Resultatet gir i gjennomsnitt $1,6 \pm 0,8$ °C høyere temperatur enn i dag¹⁹. Utslagene var større om sommeren enn om vinteren, noe som henger sammen med den store innstrålingen. Over nordvestre deler av Nord-Amerika kommer den varmeste perioden først – fra 11 til 9 tusen år siden. Dette kan ha sammenheng med at isen ikke var mektig i disse områdene. Men over store deler av kontinentet i nord lå isbreen Laurentide igjen og hindret oppvarming²⁰. Nordøstre deler av Nord-Amerika opplevde maksimum oppvarming 4000 år senere.

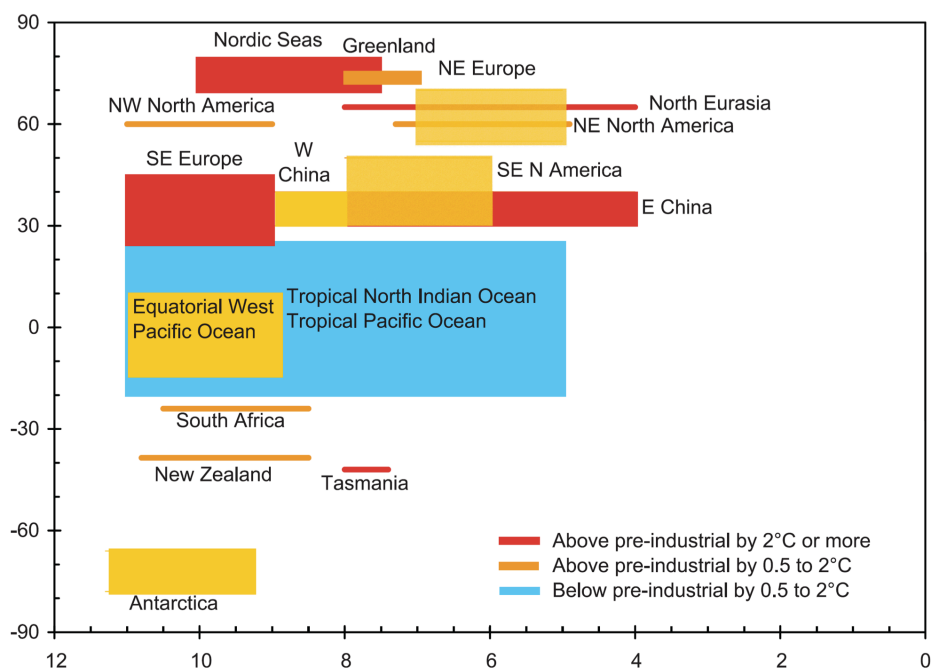


Fig. 2: Tider og intensitet i maksimalt regionale avvik i temperaturen gjennom holosen i forhold til snittemperatur før den industrielle revolusjon. IPCC 2007 figur 6.9.

Nordvest i Europa fant det sted en oppvarming, mens det i Sør-Europa kanskje var kaldere enn i våre dager. Det ser ut som om gjennomsnittstemperaturen økte med bredden. I tropiske strøk var det trolig ikke varmere enn nå. Det fins indikasjoner om en fuktigere periode over Nord-Afrika og Sahara som vi skal komme tilbake til. Det fins mindre data fra midtholosen fra sørlige halvkule. Data fra New Zealand viser varmest klima like etter YD, fra 10 500 til cirka 8000 år siden²¹. På disse stedene var temperaturen under midtholosen omtrent som i våre dager.

Klimaet i våre områder gjennom midtholosen

Holosen ble tidligere delt inn i fem klimaperioder etter en klassifisering som har navn etter Blytt-Sernander²². Denne klassifiseringen er basert på vekstforhold på våre bredder og gir indikasjoner på klimaendringene gjennom holosen i våre områder. Første perioden ble kalt Preboreal (11 000 - 9000 år før nåtid), hvor boreal her refererer til fure- og granskog over Sibir og Fennoskandia. Denne første perioden var uten slik skog. I neste periode, kalt Boreal (9000 – 8000 år siden), vokste denne skogen. Den varmeste perioden ble kalt Atlantic og varte fra 8000 til 5000 år før nåtid. Siden ble det kaldere og skogen trakk seg noe tilbake i nord. Perioden kalles Subboreal og varte fra 5000 til 2500 år siden.

Siste perioden var igjen litt varmere og er blitt kalt Subatlantic (fra 2500 år siden til nå). Siden denne klassifiseringen ikke tar hensyn til klimaendringer globalt, er den stort sett blitt forlatt.

I største delen av Norge var det i midtholosen (Atlantic) mest løvskog (eikeblanding), og skoggrensene lå markert høyere over havet enn i dag. De store breene som Jostedalsbreen og Folgefonna var borte i lengre perioder^{23 24} (Fig. 3 og 6). Folgefonna kom tilbake for omlag 5200 år siden etter at den hadde vært borte i nesten 5000 år. Dette forløpet er noe annerledes enn for andre større breer i Sør-Norge. Således hadde Jostedalsbreen og Hardangerjøkulen flere større og mindre breframstøt i den perioden Folgefonna var borte. Dette henger sammen med at Folgefonna ligger i et litt lavere fjellområde enn de to andre breene og nærmere havet. Klimaet var i denne perioden varmere både om sommeren og vinteren. Vintervedbøren kom derfor trolig mer som regn på Folgefonna enn på Jostedalsbreen og Hardangerjøkulen. Dette hindret nydannelse av breen.

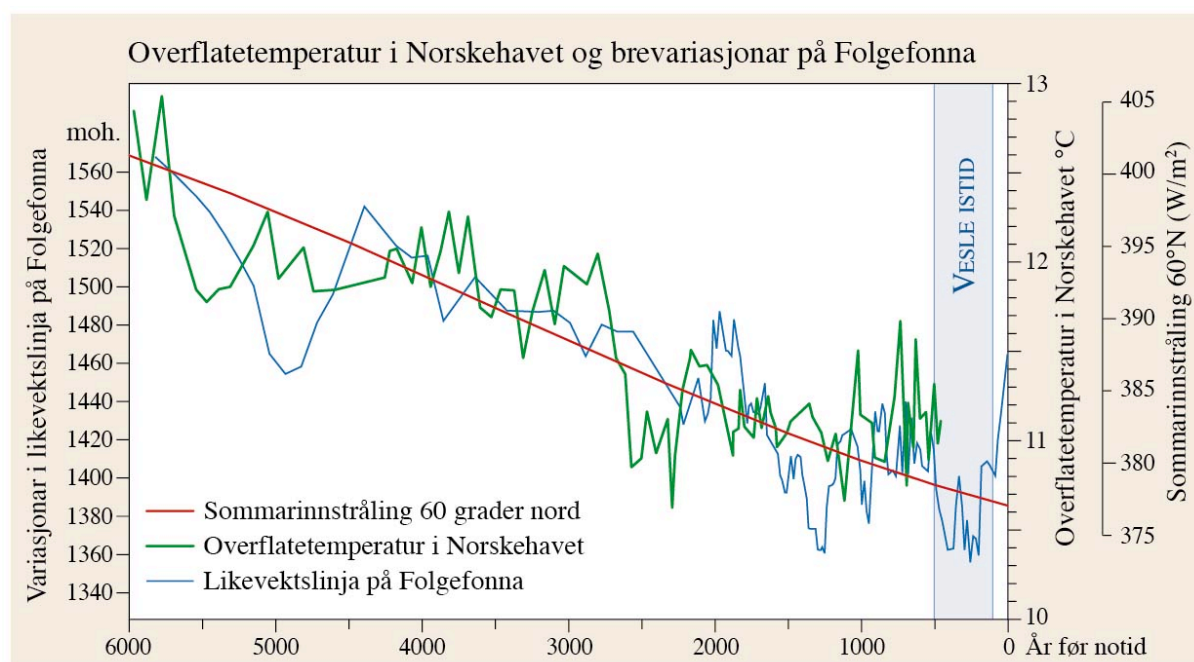


Fig. 3: Likevektslinjen for Folgefonna (Bakke, J. m.fl. 2005. *The Holocene* 15, 2, 161-176) siste 6000 år, sammen med overflatetemperatur om sommeren i Norskehavet (Calvo, E. m.fl. 2002. *Quaternary Science Reviews* 21, 1385-1394) og sommerinnstråling på 60 °C nord. (Bakke, J. 2005. *Cicerone* 2/2005, 20-22).

Da breen kom tilbake på Folgefonnhalvøya, var den liten til å begynne med. Først for omlag 2000 år siden fikk breen en størrelse som i dag. I lange perioder siden den tid har breen vært større enn i dag. Variasjoner i temperatur og nedbør har ført til at arealet har variert betydelig fra tiår til tiår gjennom siste 2000 år. Størst utbredelse hadde Folgefonna fra 1750 til 1940 AD. De bratteste brearmene som Bondhusbreen og Buarbreen, hadde sin maksimale utbredelse omkring år 1890, mens de sørlige brearmene ned mot Sunnhordland og Åkraforden, Blomsterskardbreen og Sauabreen, hadde sin maksimale utbredelse så seint som i 1940²⁵.

I Skandinavia har temperaturen gjennom holosen blitt rekonstruert flere steder og på flere måter. En har for eksempel funnet temperatur fra analyser av pollen i sediment i innsjøene Flarken og Igelsjøen i Sverige på cirka 60 °N²⁶ (Fig. 5). Disse analysene viser at middeltemperaturen gjennom året steg fra cirka 5 °C for 10 000 år siden til et maksimum på cirka 9 °C for 7400 år siden. Temperaturen sank til

cirka 7 °C for omtrent 6000 år siden, men steg siden til vel 8 °C vel 1000 år senere. Fra cirka 4600 år siden har temperaturen sunket til cirka 6 °C i våre dager. Et annet eksempel er en liknende rekonstruksjon fra sørlige Finland²⁷. Her stiger årlig middeltemperatur med 7 °C til mellom 5 og 6 °C fra 10 500 år siden til noen hundre år etter 8000 år siden. Temperaturen holder seg så høy et par tusen år. Deretter skjer det en langsom avkjøling til rundt 4 °C de siste hundre årene. Variasjonsbredden fra år til år er hele tiden stor, typisk omkring 3 °C. Disse dataene synes å stemme med det generelle bildet tegnet over.

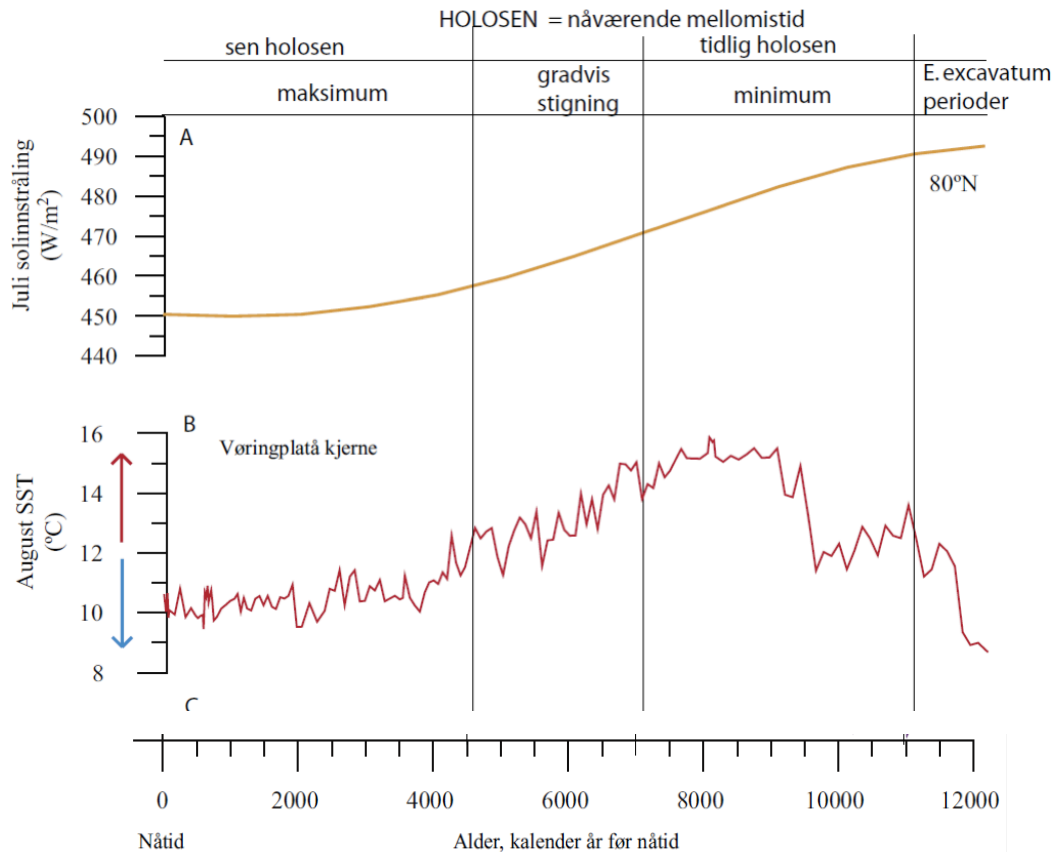


Fig. 4: A) instråling på 65 °N gjennom holosen (tidsakse mot venstre), B) rekonstruert SST for august for Vøringplatået utenfor Helgeland. (Kristensen m. fl. 2007. *Cicerone* 01/07)

Rekonstruksjoner av sommertemperatur i havoverflaten fra funn av diatomer i sediment i havet på Vøringplatået utenfor Nordland (Fig. 4), viser høyest temperatur for cirka 8000 år siden (sommertemperatur 15-16 °C) og avtakende temperatur i tiden etter til rundt 10-11 °C gjennom siste tusen år²⁸. Andre rekonstruksjoner fra Barentshavet viser lignende variasjon både vinter og sommer, men større variasjoner på mindre tidsskalaer.

Noen steder har en rekonstruert temperatur for ulike årstider. Et eksempel er arbeid av Risebrobakken m.fl. fra 2003 fra Norskehavet²⁹. De finner liknende variasjoner i sommertemperatur som referert over. De finner ikke liknende endringer i vintertemperaturen, men større variasjoner på kortere sikt.

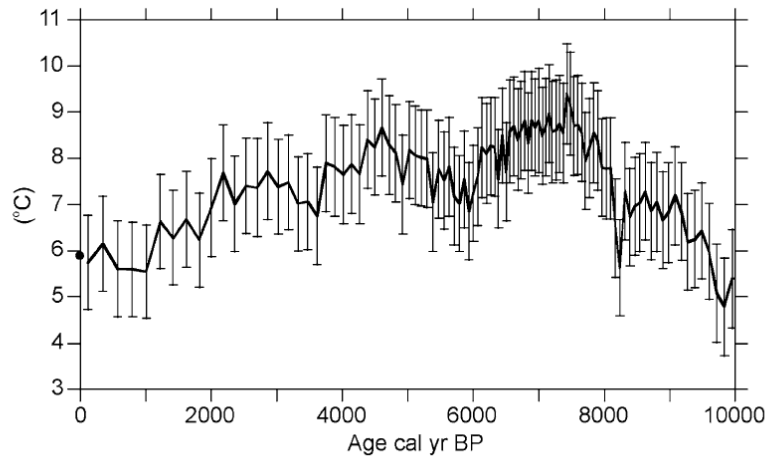


Fig. 5: Årlig middeltemperatur for siste 10 000 år (svart linje) rekonstruert fra sediment i sjøen Flarken, noe øst for Gøteborg. De vertikale stolpene angir usikkerhet. Dagens årlige middeltemperatur er 5,5 °C (stor prikk til venstre). Seppä, H., Hammarlund, D., Antonsson, K., 2005 26).

Det fins andre rekonstruksjoner som til dels gir noe forskjellig resultat. For eksempel er det gjort en god del studier fra Nord-Sverige og Nord-Finland basert på treringer som viser mye mindre variasjon i sommertemperaturen gjennom holosen. Andre studier basert på utbredelsen av bartre i samme områdene, tyder på at sommertemperaturen var høyest for 8000 år siden og ble gradvis lavere siden den tid. Dette tyder på at sommertemperaturen - i disse isfrie områdene - i større grad enn temperaturen gjennom resten av året har fulgt innstrålingen etter Milankovichs teori.

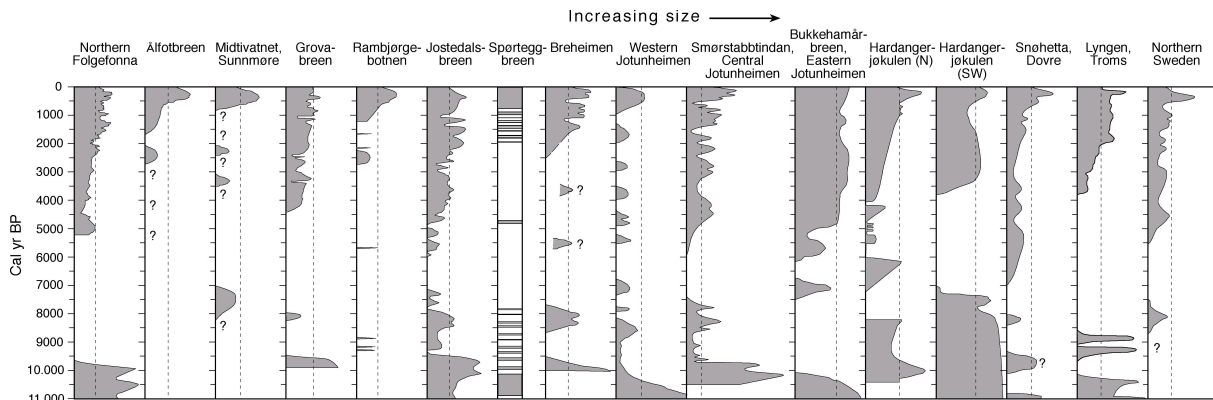


Fig. 6: Utbredelsen til breer i Norge gjennom holosen. Prikket vertikale linjer viser dagens utbredelse. Figuren er utarbeidet av J. Bakke på grunnlag av en rekke arbeider, for Folgefonna²⁴.

Når det gjelder nedbør, er det også gjort mange studier, både fra isbreer, vannstand i innsjøer og studier av isotoper i sediment i innsjøer. Det synes å ha vært relativt tørt gjennom det meste av midtholosen, med mer fuktig klima i tiden før og etter. Men hele tiden har det vært større variasjoner på kortere tidsskaler. Om en setter dagens vinternedbør på Vestlandet til 100 %, finner norske forskere at den var hele 250 % for vel 10 000 år siden^{30 31 32}. De lengste sammenhengende periodene med mer vinternedbør enn i dag var mellom for omtrent 8000 og 6300 år siden. Perioder med overvekt på tørre år (ned mot 50 %) fant sted for cirka 10 000, 8100, 6000, 4800, 4100, 2700 1700 og 600 år siden.

Disse svære variasjonene i vinternedbør er mye større enn observerte variasjoner for Vestlandet siden cirka 1850. Siden vinternedbøren på Vestlandet er godt korrelert med NAO-indeksen, må denne indeksen til tider ha vært mye høyere enn den noen gang observert med observasjoner. Med samme pålandsvind på kysten av Vestlandet, vil nedbørmengdene øke med høyere sjøtemperatur oppstrøms. Men høyere sjøtemperatur kan ikke forklare nedbørmengder 250 % høyere enn i dag. Pålandskomponenten må også ha vært betydelig større, kanskje urealistisk mye høyere. Det trengs uavhengige data for å verifisere de store utslagene.

Den fuktige afrikanske periode

Ørkenutbredelsen over Sahara ved utgangen av siste istid var større enn i våre dager. Men vel inne i holosen er det tydelig at klimaet over Sahara ble våtere for en periode, med mer vegetasjon og savanne over store områder. En finner spor etter mange innsjøer med vanlig afrikansk fauna, f. eks. krokodiller og flodhester. Den våte perioden tok slutt. Flere finner at overgangen til ørken igjen skjedde raskt, kanskje over noen få tiår³³.

Det relativt fuktige klimaet over Nord-Afrika hang sammen med en sterkere sommermonsun på grunn av sterkere innstråling om sommeren. Proksidata fra stalagmitter³⁴ (tapper av dryppstein i kalkstein) fra Sør-Oman bekrefter at styrken på monsunen minket fra et maksimum mellom 7500 og 9500 år siden helt til moderne tid, men med en demping de siste tusenårene. Det er indikasjoner på at sommermonsunen i tillegg har variert i takt med variasjoner i solaktivitet på mindre tidsskala, dvs. en finner en god samvariasjon før cirka 5000 år før nåtid, men mindre samsvar i tiden etter^{35 36}. Minkende innstråling gir mindre temperaturkontraster mellom land og hav og svakere lavtrykk over land. Svakere monsunsirkulasjon gir mindre transport av fuktighet fra havet og mindre nedbør over land. Ulike data viser at den fuktige perioden opphørte for vel 5000 år siden. Noen forskere har funnet at overgangen begynte brått for 5440 år siden med en feilgrense på ± 30 år³⁷.

Denne raske klimaendringen i Nord-Afrika knyttes sammen med en positiv såkalt biogeofysisk tilbakekopling mellom vegetasjon og nedbør³⁸. Etter som redusert monsun ga mindre nedbør avtok vegetasjonsdekket langsomt. Dermed økte albedo, som igjen ledet til mindre temperaturkontrast mellom land og hav og svakere monsun. Denne tilbakekoplingen ga en rask klimaendring fra et grønt Sahara til ørken. Studier viser at både den grønne fasen og ørkenfasen kan opprettholdes som et stabilt klima, og at overganger mellom fasene skjer når innstrålingen passerer visse terskelverdier. Ved slike overganger kan klimaet være ustabil og pendle mellom de to fasene.

Det er gjort flere modellsimuleringer for å forklare den raske overgangen utløst av den langsomme svekkingen i innstrålingen^{39 40 41}. Disse eksperimentene viser en grønn fase fra 9000 til 7500 år siden med gjennomsnittlig nedbør på cirka 300 mm per år og grønn vegetasjon over 70 % av arealet. Sommermonsunen var relativt sterk både fra Det indiske hav og fra Atlanterhavet. Mellom 7500 og 5500 år tilbake sank nedbøren til 200 mm og det grønne arealet til 50 %. Innstrålingen avtok. I denne perioden var klimaet ustabil med store variasjoner i monsunen fra år til år og over perioder på flere dekaner. Klimaet var på den måten i en mellomfase mellom fuktig og tørt. Etter 5500 år før nåtid gikk klimaet over i en stabil tørr fase. Overgangen tok noen hundre år i modellene, litt lengre tid en det paleodata indikerer.

En klimahendelse for 8200 år siden

Litt før 8200 år siden ble klimaet over nordlige halvkule plutselig kaldere for en periode som trolig varte et par hundre år. Dette ble første oppdaget av Heinrich Zoller, en sveitsisk forsker⁴². I dag kaller vi denne variasjonen for *8200-hendelsen*⁴³. Klimaforverringen vises tydelig i data fra iskjerner fra Grønland og sedimenter fra innsjøer og havbunn på den nordlige halvkule. I Norge vises hendelsen i blant annet studier av morener fra isbreer på Finse⁴⁴. Hendelsen representerer trolig den mest markerte klimasvingingen i løpet av holosen. Basert på studier av iskjerner på Grønland, sank gjennomsnittstemperaturen cirka 5 °C. Studier heller til at hendelsen ble utløst av en plutselig tapping av ferskvann fra en gigantisk bredemt innsjø som hadde dannet seg over Nord-Amerika langs kanten av restene av innlandsisen, som holdt på å smelte^{45 46}.

Vi har tidligere nevnt at uttapping av bredemte innsjøer over Nord-Amerika var en viktig årsak til bråe klimaendringer under YD. En enorm bredemt innsjø, kalt *Lake Agassiz*⁴⁷, ble dannet langs den sørlige enden av innlandisen (Laurentideisen)⁴⁸. En knytter også klimaforverringen for 8200 år siden til en slik katastrofetapning fra en eller flere bredemte sjøer langs den nordamerikanske innlandsisen. For omtrent 8500 år siden smeltet Laurentideisen hurtig over Hudsonbukta. Da den sørlige enden av innlandsisen trakk seg nordover, lot den etter seg områder som var presset ned av vekten av innlandsisen. Slik skrånet landoverflaten ned mot iskanten i nord. Smeltevann og nedbør samlet seg i bassenget over den skrånende landoverflaten og isen. Det er beregnet at innstrømningen til dette gigantiske bassenget var omtrent 0,1 Sverdrup (Sv) i året. Overskuddsvannet rant over til St. Lawrence-dalen og ut i Nord-Atlanteren. Kort tid før Laurentideisen smeltet helt vekk, var Lake Agassiz blitt kjempesvør. Det maksimale volumet har blitt beregnet til 163 000 km³, det doble av Det kaspiske hav, den største innsjøen på jorda i våre dager. Høydenivået til innsjøen ble styrt av et passpunkt som lå 230 m over havet. Til slutt ga isdemningen mot Hudsonbukta etter. En mener at denne katastrofetappingen skjedde for 8450 år siden. Maringeologiske undersøkelser i Hudsonbukta har påvist spor etter økt smeltevannsutstrømning i forbindelse med en eller flere tapninger fra Lake Agassiz.

Klimahendelsen for 8200 år siden var derfor mest sannsynlig knyttet til denne gigantiske flommen av ferskvann fra Lake Agassiz, nordover gjennom Hudsonbukta og ut i Nord-Atlanteren. I begynnelsen skjedde tappingen i tunneler under isen. Isdemninger som blir tynnere er ustabile fordi is flyter i vann. Når en tunnel under isen først er etablert, vil istunnelen øke i omkrets ved at veggene smelter. Beregninger tyder på at vannføringen under maksimal utstrømning var 5-10 Sv og at den varte i mindre enn ett år. Det fins spor som tyder på at den første utstrømningen var todelt, dvs. at det første store ble etterfulgt av en mindre. I klimadata fra iskjerner fra Grønland og i innsjø- og havbunnsedimenter ser man også spor som tyder på at flommen var todelt.

Responen på havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren av en injeksjon av kaldt smeltevann til Labradorhavet har blitt utforsket ved hjelp av simuleringer med klimamodell. Resultatet viser en reduksjon i den atlantiske omveltningen (AMOC) som følge av ferskvannstilstrømningen og kaldere klima over det meste av nordlige halvkule. Etter hvert tok AMOC seg opp igjen og det ble varmere.

Andre klimavariasjoner i holosen

Forskning basert på ulike proksidata viser at det har vært betydelige klimavariasjoner gjennom holosen i tillegg til de langsiktige, om enn ikke så store utslag som under istiden. I 1997 publiserte Gerard Bond og hans medarbeidere proksidata fra sedimentkjerner i havet med spor av dravis flere steder i Nord-Atlanteren vest for Skottland og øst for New Foundland⁴⁹. Resultatene viser tydelige klimavariasjoner gjennom holosen på tidsskalaer fra hundre til et par tusen år. Tidfestingen hadde en typisk feil på 100-200 år, og tidsoppløsningen på dataene var i underkant av hundre år. Spesielt finner forskerne en rekke kalde og tørre perioder som synes å gjenta seg med en periode mellom 1000 og 2000 år. Periodene er senere blitt kalt *Bondhendelser* etter Gerard Bond⁵⁰. Dette synes å være hendelser med litt ujevn rytme som gjentar seg med omtrent samme mellomrom. Den siste kalde hendelsen var den lille istid, som kulminerte rundt år 1700. Den nest siste fant sted 1100 år tidligere, med den varme perioden i middelalderen i mellom.

Proksidatene indikerer transport av kalde vannmasser med dravis sørover i Atlanterhavet, både fra De nordiske hav og Labradorhavet. Dravis fra områdene nord for Island nådde således i alle Bondsyklusene ned til områder vest for Skottland. Det er antatt at de kalde vannmassene ble transportert videre derfra og opp langs Norskekysten, og at dette medførte kaldere klima over det meste av Europa. Fra andre undersøkelser vet en at den lille istid reduserte middeltemperaturen over England med omlag en grad på det meste i forhold til siste 30 år. Utslagene i flere av de tidligere Bondsyklusene synes å ha vært en del større. Forfatterne argumenterer for at 8200-hendelsen har hatt samme opprinnelse som de andre periodene. Imidlertid mener de at den kan ha blitt forsterket ved endringer i havsirkulasjonen på grunn av en puls med ferskvann til Labradorhavet fra Lake Agassiz. De finner også at Bondsyklusene i holosen minner om D-O-hendelser under istiden, men utslagene i holosen har vært betydelig mindre.

Bond og hans medarbeidere har studert Bondsyklusene i forhold til klimapådriv fra solaktivitet⁵¹ ved å bruke analyser av ¹⁰Be fra iskjerner på Grønland og ¹⁴C i treinger. Når en tar bort langsiktige trender i solaktiviteten og jevner ut dataene med et filter som tar bort variasjoner mindre enn 70 år, varierer Bondsyklusene rimelig bra i takt med solaraktiviteten. Om en tolker feil i tidfestingen så positivt som mulig, kan en bedre den visuelle samvariasjonen ved å endre kronologien for de marine data innenfor feilgrensen. En finner ikke bare samvariasjon på 1000-årsskala, men også på 100-årsskala. Dårlig tidsoppløsning og unøyaktig datering forhindrer undersøkelser av perioder på tiårsskala med spesielt lite solaraktivitet, slik som Maunder minimum.

Klimavariasjonene stemmer bra med andre resultater i våre områder, slik som data om breframstøt i Skandinavia og endringer i sirkulasjonen over Grønland. Visse data fra andre deler av nordlige halvkule samsvarer også og antyder at variasjonene kan ha dekket store områder i nord. Imidlertid synes klimavariasjoner over Antarktis å være i motfase med variasjoner på nordlige halvkule.

Resultatene om Bondsykler er ennå ikke allment akseptert. Noen forskere tviler på om analysene til Bond og hans medarbeidere virkelig gir informasjon om isfjell i relativt sørlige farvann. Studier av årsakene til klimaendringer siste 1000 år tyder også på at vulkanutbrudd kan ha betydd minst like mye som endringer i solstrålingen for klimaendringer i holosen.

- ¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Wisconsin_glaciation
- ² <http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene>
- ³ http://en.wikipedia.org/wiki/Holocene_climatic_optimum
- ⁴ Zhao, M. et al. 1995. Sediment core ODP 658, interpreted sea surface temperature, Eastern Tropical Atlantic. *Paleoceanography*, 10(3), 661-675.
- ⁵ Petit, J.R. et al. 1999. Vostok ice core, interpreted paleotemperature, Central Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- ⁶ Alley, R.B. 2000. GISP2 ice core, interpreted paleotemperature, Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213-226.
- ⁷ Thompson, L.G. et al. 2002. Kilimanjaro ice core, $\delta^{18}\text{O}$, Eastern Central Africa. *Science*, 298, 589-593.
- ⁸ Lea, D. et al. 2003. Sediment core PL07-39PC, interpreted sea surface temperature, North Atlantic. *Science*, 301, 1361-1364.
- ⁹ Davis, B.A.S. et al. 2003. Pollen distributions, interpreted temperature, Europe. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1701-1716.
- ¹⁰ EPICA community members (2004). EPICA ice core, $\delta\text{Deuterium}$, Central Antarctica. *Nature*, 429, 623-628.
- ¹¹ Stott, L.D. et al. 2004. Composite sediment cores, interpreted sea surface temperature, Western Tropical Pacific. *Nature*, 431, 56-59.
- ¹² Jones, P.D., M.E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42: RG2002. DOI: 10.1029/2003RG000143.
- ¹³ Huang, S. 2004. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *Geophys. Res Lett.*, 31: L13205. DOI:10.1029/2004GL019781.
- ¹⁴ Moberg, A. et al. 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 443. 613-617.
- ¹⁵ Jones, P.D., A. Moberg 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16, 206-223.
- ¹⁶ http://en.wikipedia.org/wiki/Sea_level
- ¹⁷ Ganopolski, A., et al. 1998. The Influence of Vegetation-Atmosphere-Ocean Interaction on Climate During the Mid-Holocene, *Science*, 280, 1916-1919.
- ¹⁸ Koshkarova, V.L., A.D. Koshkarov 2004. Regional signatures of changing landscape and climate of northern central Siberia in the Holocene. *Russian Geology and Geophysics* 45 (6), 672-685.
- ¹⁹ Davis, A.S. et al. 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- ²⁰ Gagan, M.K. 1998. Temperature and Surface-Ocean Water Balance of the Mid-Holocene Tropical Western Pacific. *Science*, 279, 1014-1018.
- ²¹ Masson, V. et al. 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research*, 54, 348-358.
- ²² <http://en.wikipedia.org/wiki/Blytt-Sernander>
- ²³ Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C., Matthews, J.A. 2000: The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 19, 1047-1065.
- ²⁴ Bakke, J. et al. 2005. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, Northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene* 15, 2, 161-176.

- ²⁵ Bakke, J. 2005. Folgefonna, ein klimaindikator for den nordatlantiske regionen. *Cicerone* 2/2005, 20-22.
- ²⁶ Seppä, H., Hammarlund, D., Antonsson, K. 2005. Low-frequency and high-frequency changes of temperature and effective humidity during the Holocene in South central Sweden: Implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynamics* 25, 285-297.
- ²⁷ Heikkilä, M., Seppä, H. 2003. A 11,000-yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. *Quaternary Science Reviews* 22, 541-554.
- ²⁸ Andersen et al. 2003. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19, PA2003, doi: 10.1029/2002PA000873.
- ²⁹ Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevrøy, K. 2003: A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18, 1017.
- ³⁰ Dahl, S.O., A. Nesje, G. Velle 2000. Vestlandsværet etter siste istid: Mer ustabil enn antatt. *Cicerone*, 2/2000, 7-9.
- ³¹ Dahl, S.O. og Nesje, A. 1996: A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene* 6, 381-398.
- ³² Bjune, A.E. et al. 2005. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177-189.
- ³³ deMenocal, P., J. et al. 2000. Abrupt onset and termination of the African humid period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 347-361.
- ³⁴ <http://en.wikipedia.org/wiki/Stalagmite>
- ³⁵ Gupta, A.K. et al. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354-357.
- ³⁶ Yongjin Wang et al. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science*, 308, 854-857.
- ³⁷ Claussen, M., 1998. On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate, *Global Change Biol.*, 4, 549-559.
- ³⁸ Charney J., P.H. Stone, W.J. Quirk 1975. Drought in Sahara - biogeophysical feedback mechanism, *Science*, 187, 434-435.
- ³⁹ Kutzbach, J. E., Liu, Z. 1997. Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. *Science*, 278, 440-443.
- ⁴⁰ Claussen, M., et al. 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2037-2040.
- ⁴¹ Renssen, H. et al. 2006. Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: the termination of the African Humid Period. *Quaternary International*, 150, 95-102.
- ⁴² Zoller, H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz (in German). *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 83, 45-156.
- ⁴³ http://en.wikipedia.org/wiki/8.2_kiloyear_event
- ⁴⁴ Nesje, A., Dahl, S.O. 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *J. of Quaternary Science* 16 (2), 155-166.
- ⁴⁵ Barber, D. C., et al. 1999. Forcing of the cold event 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- ⁴⁶ Ellison, C. R.W., Chapman, M.R., Hall, I.R. 2006. Surface and Deep Ocean Interactions During the Cold Climate Event 8200 Years Ago. *Science*, 312, 1929-1932.

⁴⁷ http://en.wikipedia.org/wiki/Glacial_Lake_Agassiz

⁴⁸ http://en.wikipedia.org/wiki/Laurentide_ice_sheet

⁴⁹ Bond, G., et al. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

⁵⁰ http://en.wikipedia.org/wiki/Bond_event

⁵¹ Bond, G., et al. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.

VII.6. SISTE 1000 ÅR

Klimavariasjoner den siste del av holosen har stor interesse og har vært gjenstand for betydelig internasjonal debatt. Spesielt gjelder dette de siste tusen år da vi – i alle fall i våre områder - har hatt *den varme middelalderperiode* og *den lille istid* som *naturlige klimavariasjoner*. Hvor store var temperaturavvikene og hvordan varierte de rundt om på kloden? Var det en årsak til variasjonene eller var de tilfeldige interne variasjoner i klimasystemet?

Et svært viktig spørsmål er hvor store variasjonene har vært i forhold til dagens globale oppvarming. Jo større naturlige variasjoner i fortiden, desto større sjanse er det for at deler av dagens globale oppvarming også kan ha naturlige årsaker. I denne diskusjonen er det naturlig å først konsentrere seg om global temperatur. Men mangel på rekonstruksjoner på sørlige halvkule gjør at mye av forskningen har konsentrert seg om temperaturen for nordlige halvkule eller nordlige halvkule nord for 20 eller 30 °N.

Alle klimavariasjoner i holosen har like stor interesse i diskusjonen om naturlige variasjoner, men debatten har konsentrert seg om variasjoner siste tusen år. En av grunnene til dette er at for siste 1000 år har vi data for flere lokasjoner enn før denne perioden. I tillegg har vi bedre bekreftelse gjennom skriftlig dokumentasjon om påvirkningen klimavariasjoner har hatt på liv og samfunn.

Det fins hundrevis av vitenskapelige publikasjoner om klimavariasjoner for siste 1000 år. De aller fleste behandler proksidata fra et bestemt sted med en bestemt metode. Det er langt færre arbeider som kombinerer ulike data og metoder med tanke på geografiske regioner. For eksempel mangler det oversikt over klimavariasjoner i Norge siste tusen år. Det nærmeste jeg kommer er en populærvitenskapelig artikkel jeg selv skrev ved utgangen av forrige tusenår¹.

Det er gjort flere imponerende arbeider som oppsummerer hele litteraturen om proksidata for siste delen av holosen. Jeg har særlig benyttet meg av to slike oversikter: delen om de siste 2000 år i kapitlet om paleoklimatologi i IPCC2007². Her er Eystein Jansen, Bjerknessenteret for klimaforskning og Jonathan Overpeck hovedforfattere; og en oversiktsartikkel nevnt tidligere av P.D. Jones og M.E. Mann fra 2004³, her kalt Jones&Mann.

Rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur

I sin rapport om det vitenskapelige grunnlaget for klimaendringer fra 2001, la IPCC mest vekt på tre ulike rekonstruksjoner av middeltemperatur for nordlige halvkule nord for 20 °N. Den viktigste var en rekonstruksjon av Mann m.fl. 1999⁴. Den er basert på en rekke ulike proksidata, blant annet data fra treringer og iskjerner. Som de fleste andre rekonstruksjoner, inkluderer den instrumentelle data fra 1700-tallet og framover. Det er mye mindre proksidata for de første hundreårene enn for de siste. Derfor øker usikkerheten med økende tid bakover. Resultatene ble presentert med en viss utjevning av kortsiktige variasjoner (mindre enn dekadeskala). For de første 850 årene viste rekonstruksjonen til Mann m.fl. små variasjoner – amplituder opp til 0,3 °C - rundt en svak negativ trend på 0,15

instrumentelle observasjoner. Rekonstruksjonen viste nesten ikke spor etter en varm middelalderperiode. Mange av oss var forundret over de små variasjonene, vi forestilte oss en varm middelalderperiode – ikke minst på grunnlag av beskrivelser for Europa av H.H. Lamb^{5 6} – i tillegg til den lille istid.

Den ene av de to andre rekonstruksjonene⁷ var basert på et mindre utvalg av proksidata enn hos Mann m.fl. Den andre var basert på bare treringsdata tilbake til år 1400⁸. Begge rekonstruksjonene la mer vekt på temperatur gjennom vekstsesongen enn årlig temperatur og hadde lite data for tropene. Disse to rekonstruksjonene viste større variasjon på hundreårsskala enn rekonstruksjonen til Mann m.fl.

Rekonstruksjonen til Mann m.fl. var mest omfattende og ble mest brukt av IPCC. Den fikk navnet *hockeykølla* fordi den grafiske fremstillingen av variasjonene lignet på en hockeykølle der de små og langsomme variasjonene fram til siste 150 år representerer skaftet og den brå oppvarmingen siste 150 år slagdelen. Ved å sammenligne den globale oppvarmingen, representert ved global temperatur gjennom de siste tiårene, med tidligere tiders variasjoner i hockeykølla, tok IPCC klare konklusjoner om at det 20. århundret var det varmeste hundreåret siste tusen år og 1990-årene den varmeste tiårsperioden.

Kritikken mot hockeykølla var intens i Nord-Amerika både i faglitteraturen og media. McIntyre og McKittrick⁹ rapporterte at de ikke kunne rekonstruere kurva ved å bruke de samme dataene, og slik antydte de feil i beregningene. Wahl og Amman¹⁰ viste at dette var en konsekvens av at McIntyre og McKittrick brukte dataene på en forskjellig måte, og at de originale beregningene kunne dupliseres ved å bruke de originale dataene. McIntyre og McKittrick reiste mer kritikk mot metoden brukt av Mann m.fl., spesielt hvordan de relaterte rekonstruksjonen til instrumentelle data. Videre kritiserte de måten treringsdata var brukt på. Wahl og Amman viste at om en tar hensyn til kritikken, gir dette bare svært små endringer i amplitudene i rekonstruksjonen (omkring 0,05 °C).

Siden IPCCs rapporter i 2001 har det kommet til mange nye rekonstruksjoner som representerer temperaturvariasjoner over nordlige halvkule for siste 1000 eller 2000 år. I rapporten fra 2007 bruker IPCC data fra 12 forskjellige rekonstruksjoner. Av de nye rekonstruksjonene kan nevnes Esper¹¹, Crowley¹², Mann og Jones¹³, Moberg m.fl.¹⁴, Rutherford m.fl.¹⁵, D'Arrigo m.fl.¹⁶. De ulike rekonstruksjonene er ikke uavhengige av hverandre fordi de i stor grad naturlig nok bruker felles datakilder. For eksempel brukes de samme treringsdata i flere av rekonstruksjonene. Men hver av dem representerer en utvidelse enten til flere proksidata eller en forlengelse tilbake i tid. I tillegg til disse mer tradisjonelle metodene, har IPCC brukt rekonstruksjoner tilbake til cirka år 1500 basert på data om isbreers utbredelse¹⁷ og såkalte borehullsdata som estimerer temperatur ved overflaten ved å studere forplantning av varme ned i fjell. Siden en kjenner til hvordan varme forplanter seg nedover i fjell, kan aktuell temperatur nedover brukes til å regne ut temperaturvariasjoner ved overflaten (en invertering av ligningen for varmetransport i fjell).

Det er vanskelig for en som selv er uten erfaring i å foreta rekonstruksjoner, å vurdere de ulike rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur som fins. For det første er det problemer med å overføre proksidata til temperatur for det stedet prøvene er tatt, og for det andre kan kronologien være usikker. I tillegg kommer problemet med å konstruere en hemisfærisk gjennomsnittstemperatur på grunnlag av data fra relativt få observasjonssteder. Det er et statistisk problem å overføre ulike typer proksidata til en hemisfærisk temperatur. Problemet løses på forskjellige måter, det er vanskelig å vurdere hva som er best. En kan velge en metode som først bestemmer temperatur med en viss usikkerhet for hvert sted og deretter bruke disse til å oppnå et gjennomsnitt for nordlige halvkule. Det enkleste er å ta et gjennomsnitt der alle lokasjoner teller likt. Noen forsøker å knytte variasjonene til visse storstilte geografiske mønstre som en kan finne fra moderne observasjoner. På den måten får data fra et sted en passende betydning for større geografiske områder. Det er relativt lite data fra tropene. Om en bruker metoder som involverer storstilte mønstre, kan også data utenfor tropene få betydning for tropene. Andre metoder forsøker å først estimere for regionale områder før en går løs på problemet å lage et hemisfærisk gjennomsnitt. Siden en bruker statistiske metoder, gir de enkelte hemisfæriske rekonstruksjoner en snittemperatur og en usikkerhet, dvs. standardfeil. Mulige verdier ligger da med 95 prosent sannsynlighet innenfor ± 2 standardavvik fra middeltallet.

Ved kalibrering mot instrumentelle data finner en hvor godt en proksi assosierer med temperatur. Det kan inngå utjevning i slike prosedyrer, og flere typer proksidata kan kombineres. Forskjeller i rekonstruksjoner kan skyldes forskjellige kalibreringsmetoder. Det er et problem at proksidata kan endre seg over tid av andre grunner enn klimaendringer. Dette kan gjelde både fysiske proksidata, som sammensetningen av ulike isotoper i iskjerner, og biologiske proksidata, slik som data fra treringer og koraller. Oversikt over forskning knyttet til metoder for kalibrering fins i Jones&Mann.

Feilen i rekonstruksjonene for siste 1000 år er betydelig, to standardavvik er i størrelsesorden $\pm 0,5$ °C for den tiden der vi bare har proksidata. Feilene kan oppfattes som en minimumsfeil, fordi det forsettes at relasjonene mellom proksidata og temperatur holdes stabilt over hele perioden. Det er viktig at kalibreringsperioden dekker typiske variasjoner. Når variasjonene bakover i tid blir større enn i kalibreringsperioden, må en vanligvis bruke de statistiske relasjonene med forsiktighet.

Alle rekonstruksjoner, utenom de bygd på borehulldata og isbredata, har med data basert på treringer. Det anvendes metoder for å fjerne ikkeklimatisk innflytelse som kan skygge for klimasignalene. Det fins alltid en risiko for utilstrekkelig korreksjon for slike faktorer. Men en har ikke bevis for at dette er tilfelle for de rekonstruksjoner som er omtalt her. En prøver for eksempel å omgå vanskene med at konsentrasjonene av CO₂ har økt mye de siste tiårene ved å ikke bruke data fra den aller siste tiden. Likevel, det er ikke generell enighet om hvor gode treringsdata er for rekonstruksjon av temperatur.

Variasjoner siste 1000 år

IPCC2007 har presentert de ulike rekonstruksjonene av hemisfærisk temperatur på samme figur, selv om noen av dem representerer middeltemperatur over året og andre sommertemperatur (Fig. 1 viser de fleste av IPCCs rekonstruksjoner, men er en annen figur.

Fig. 2 viser endringer siste 150 år). Rekonstruksjonene er heller ikke kalibrert mot helt de samme instrumentelle observasjoner, og det er brukt ulike kalibreringsmetoder. Resultatene blir presentert som avvik fra middeltemperatur for perioden 1961-1990. De fleste rekonstruksjonene viser hver for seg noe større variasjoner på hundreårsskala enn rekonstruksjonen til Mann m.fl. fra 1999. Men det er til dels store forskjeller mellom de ulike rekonstruksjonene. Tar en med usikkerhet for hver rekonstruksjon, er samlet usikkerhet før 1600-tallet mer enn $\pm 0,5$ °C. Men også for denne perioden fins det relativt korte perioder der de ulike rekonstruksjonene er mer samstemte.

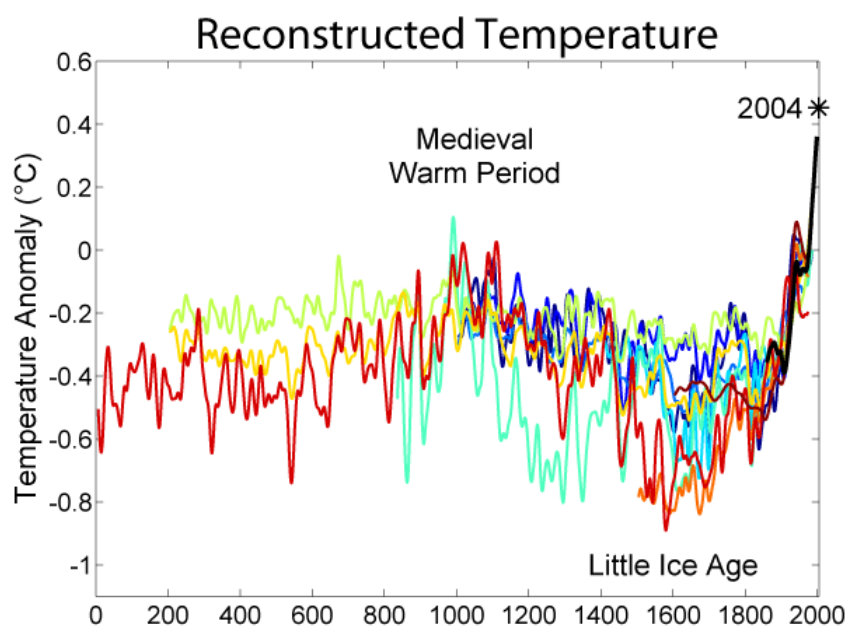


Fig. 1: Ti rekonstruksjoner av temperaturvariasjoner gjennom siste 1000 til 2000 år. Den varme middelalderperioden og Den lille istid er vist for omtrent de perioder da de fant sted. De siste rekonstruksjonene ligger øverst og er plottet i rødlige farger. Andre rekonstruksjoner er plottet i blåe farger. Referanser til hver av rekonstruksjonene finnes på http://www.globalwarmingart.com/wiki/Temperature_Gallery

Alle rekonstruksjonene viser en kald periode som kan assosieres med den lille istid. Den varer fra cirka 1450 til ut på 1800-tallet. Et typisk utslag er - 0,5 °C i forhold til temperaturen i 1961-90. Det er noen spesielt kalde dekadere i denne perioden, slik som på slutten av 1600-tallet, da det typisk var 0,7 °C kaldere. Det fins også perioder som kan karakteriseres som relativt varme. En slik periode er fra litt etter år 950 til litt etter år 1100, men som ellers er det også innen denne perioden store variasjoner fra dekadere til dekadere. Perioden fra 1100 til 1450 synes å være i en mellomfase mellom den varme perioden og den lille istid. Bare rekonstruksjonen til Moberg m.fl. viser en varm periode - fra år 950 til år 1120 - som er like varm som den varme perioden første på 1900-tallet. Ingen av rekonstruksjonene viser temperaturer før det 20. århundret – over noen dekadere - som er like varm som i de siste tiårene.

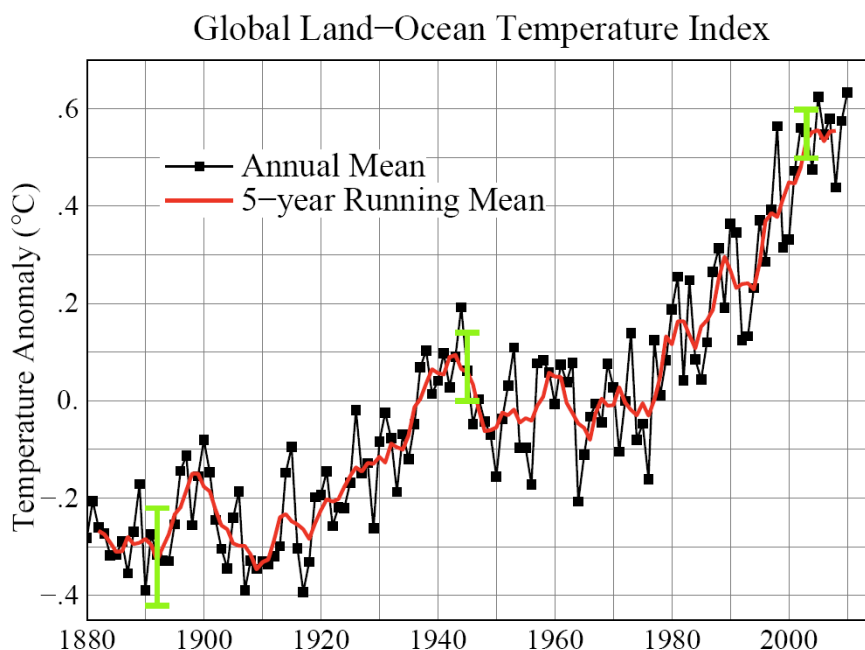


Fig. 2: Global temperatur fra GISS, NASA basert på direkte observasjoner for hvert år gjennom siden 1880. Grønne streker gir usikkerheten. <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs/>

IPCC2007 konkluderer at det er sannsynlig at det 20. århundret var varmere enn noe annet hundreår på de siste 1300 år. Videre finner de at det er svært sannsynlig at middeltemperaturen gjennom de siste 50 år før år 2000 var den varmeste 50-årsperioden de siste 500 år. Når IPCC ikke gjør denne konklusjonen gjeldende lenger tilbake i tid, skyldes det at proksidata for tiden før år 1500 har for stor usikkerhet. Det samme gjelder utsagn som at 1990-årene var den varmeste dekadene. Det fins simpelt hen ikke nøyaktige nok rekonstruksjoner til å hevde slikt. Da IPCC i sin forrige rapport uttrykte at 1990-årene sannsynligvis var den varmeste dekadene, var det trolig ikke helt dekning for dette. Flere senere rekonstruksjoner indikerte større usikkerhet enn hva hockeykølla ga uttrykk for.

Simuleringer i klimamodeller

Stadig flere har simulert klimavariasjonene siste 1000 år med klimamodeller som påtvinges dagens kunnskap om ulike strålingspådriv for samme periode. Det brukes gjerne enkle modeller der sensitiviteten må foreskrives, todimensjonale komplette modeller og forenklede tredimensjonale modeller. Men i økende grad blir også vanlige klimamodeller brukt, men ennå med noe grov oppløsning¹⁸. Til nå har ikke eksperimentene blitt gjennomført på en standardisert måte verken når det gjelder valg av pådriv eller valg av data som modellresultater kan sammenlignes mot.

Fram til 1850 er pådrivene naturlige pådriv, dvs. først og fremst variasjoner i strålingen fra sola og pådriv fra store vulkanutbrudd. Strålingsvariasjoner på grunn av langsomme variasjoner i jordbanen kan inkluderes i modellene, men for de to siste tusen år har slike variasjoner hatt liten betydning¹⁹. Vi har tidligere diskutert hvordan pådrivet fra sola kan estimeres ut fra data om solflekker tilbake til 1600 tallet og ved isotopene ¹⁰Be og ¹⁴C, som

en kjenner mye lengre tilbake i tid. I de fleste eksperiment med klimamodeller er det brukt en lineær sammenheng mellom isotopdataene og strålingspådriv. I de siste har en også forsøkt med ikkelineær skalering mellom produksjon av isotoper og pådriv²⁰.

Anslagene for hvordan pådrivet i solar irradians har variert de siste 1000 år er usikre. De siste 50 år har pådrivet vært høyt, og det diskuteres om det har vært like høyt noen gang siste 1000 år. De fleste mener det har vært to perioder med like store pådriv, kanskje større: en periode mellom år 1100 og 1250 og en kortere periode omkring 1785. Det har også vært flere perioder med negative pådriv, de to tydeligste var ved en periode omkring 1450 og gjennom *Maunder minimum* på slutten av 1600-tallet (Fig. 4 Del VI, kap. 2). Den største usikkerheten ligger i størrelsen på pådrivene (amplitudene), og vi har tidligere gjort rede for hvordan IPCC har mindre amplituder på utslagene i IPCC2007 enn i IPCC2001. I tidligere rekonstruksjoner var solare pådriv fra Maunder minimum til cirka 1950 mellom minus 0,36 og minus 1,55 W/m². I de siste rekonstruksjoner er disse anslagene redusert til et pådriv omkring minus 0,2 W/m². Som vi har diskutert tidligere, gir ikke slike små pådriv store klimaendringer om en bruker vanlige anslag for sensitivitet.

Anslag for vulkanaktivitet baserer seg på funn av aske og svovelforbindelser i iskjerner. Dateringsproblemene regnes å være små, men det er opplagte vansker med å la data fra Antarktis og Grønland representere konsentrasjon og oppholdstid til ulike partikler i stratosfæren. Det foreligger likevel brukbare anslag for pådrivene ulike vulkanutbrudd har gitt². Rekonstruksjonene gir ganske mange hendelser med pådriv over 3 W/m² og perioder med større og mindre aktivitet. Utbruddet fra Tambora i 1815 gir maksimalt cirka 3,5 W/m², mens et utbrudd cirka 1260 gir nesten dobbelt så stort pådriv. Siden det ikke foreligger standarder for hvordan numeriske eksperiment skal gjennomføres, blir pådrivene brukt på litt forskjellige måter i modellene. Noen modeller reduserer solstrålingen likt overalt etter størrelsen på pådrivet, andre modeller med velutviklede strålingsformuleringer, starter med estimat for optisk tykkelse og beregner pådrivene.

Resultater

Før den industrielle revolusjon er det altså solar pådriv og pådriv fra vulkanutbrudd som teller. Andre pådriv, slik som variasjoner i konsentrasjonen av drivhusgasser som CO₂, er svært små. De fleste simuleringer er gjort med tidlige anslag for solar pådriv – dvs. relativt store pådriv. Resultatene som IPCC2007 presenterer gir bra samsvar mellom simuleringene og rekonstruksjonene for hemisfærisk temperatur fra år 1400 til den industrielle revolusjon (cirka 1850). Sprikene mellom simuleringene er relativt små, og resultatene ligger innenfor feilgrenser for rekonstruksjonene. Det er for det meste kaldt i denne perioden, med noen spesielt kalde dekalder. Så godt som alle modellene viser kalde dekalder rundt år 1450, 1600, slutten på 1600-tallet, og etter utbruddet i Tambora 1815.

For de første hundreårene etter år 1000 fram til 1450 er det mindre samsvar mellom modellresultater og rekonstruksjoner. Det er også større spredning mellom modellresultatene. Men gjennomgående viser modellene – som rekonstruksjonene – at denne perioden var relativt varm. De fleste modellene får ikke fram et relativt varmt klima i tiden rundt år 1000. Derimot viser flere en spesielt varm periode fra slutten av 1000-tallet til

1260, da et vulkanutbrudd ga kaldere klima for noen år. Av de 12 eksperimentene som er med, viser et par, og særlig en modell, spesielt varmt klima fram til 1250. Utslagene er like store som de samme modellene viser for det 20. århundret. Men de fleste modellene viser ikke like varmt klima for perioden 1050 til 1250 som for det 20. århundret.

IPCC2007² diskuterer også eksperiment gjort med en forenklet modell. Det er blitt brukt to rekonstruksjoner av solar pådriv, ett omtrent som i eksperimentene over og ett med de siste justeringene, dvs. med mindre amplituder. For den varme perioden i middelalderen og for den lille istid viser alle simuleringene ganske likt temperaturforløp, men eksperimentene med mindre solart pådriv gir litt mindre amplituder på utslagene. Den antropogene oppvarmingen gir høyere temperaturer for det 20. århundret enn for noen lignende periode tidligere. Når modellen kjøres uten de antropogene pådrivene siden den industrielle revolusjon, stiger ikke temperaturen, men holder seg omtrent slik den var på 1700-tallet. De positive solare pådrivene fra 1700-tallet fram til cirka 1950 – beregnet på de to måtene – er ikke store nok til å øke temperaturen tilsvarende det som er observert.

Tyskeren Ulrich Cubach har vært en av flere pionerforskere når det gjelder klimasimulering. Jeg traff han første gang i 1981 da ha utførte klimasimuleringer ved *ECMWF*. Han har flere ganger holdt foredrag i Norge om simuleringer han og hans medarbeidere har gjort for siste 1000 år med en koplet klimamodell. Jeg har spurt han om relativ betydning av solare pådriv og vulkanpådriv og om betydningen av interne klimavariasjoner.

Han sier at dette ikke er tilstrekkelig undersøkt, men at han tror at vulkanutbrudd betyr mere enn solare pådriv. Vulkanutbruddene kommer tilfeldig, men i perioder kommer det relativt mange på rad, og det fins perioder med lite aktivitet. Noen kalde perioder synes å være knyttet til stor vulkanaktivitet. Eksempler er noen tiår like etter 1450, slutten av 1600-tallet og begynnelsen av 1800-tallet. Noen relativt varme perioder faller sammen med perioder med lite vulkanaktivitet. Eksempler er perioden fra år 1060 til 1160, tiden rundt 1400, midten av 1700-tallet og første del av det 20. århundret. De solare pådrivene i de siste estimatene er så små at en kan spørre seg om de har betydning i det hele tatt. Dersom de solare pådrivene har betydning, tyder dette i så fall på at sensitiviteten for klimaendringer – vurdert på vanlig måte – er vesentlig større enn 3 °C.

Cubach heller til at interne variasjoner har mindre betydning enn naturlige pådriv. Etter hvert som klimamodellene videreutvikles vil de fortelle oss mer om tilfeldige interne variasjoner, dvs. i kontrollkjøringer uten ytre pådriv. Vi vet hvor store disse er i dagens modeller. Andre tyske forskere, med Mojib Latif i spissen, mener naturlige variasjoner i klimavariasjonene, for en stor del forårsaket av variasjoner i omventingen i Nord-Atlanteren (AMOC), for temperatur er like store som variasjonene for nordlige halvkule siste 1000 år. Derfor kan det tenkes at mye av variasjonene i denne perioden ikke nødvendigvis skyldes ytre pådriv. Men vi vet ikke hvordan AMOC har variert over disse årene, og vi vet derfor ikke hvor mye slike variasjoner kan ha bidratt til variasjonene.

En viktig konklusjon fra diskusjon av klimavariasjoner siste 1000 eller 2000 år er at uten antropogen drivhuseffekt som pådriv, får modellene ikke fram den globale oppvarmingen

siste hundre år. Denne oppvarmingen diskuterer IPCC grundigere, blant annet på grunnlag av spesielle klimasimuleringer for denne perioden (Del VIII).

- ¹ Grønås, S. 1999. Klimavariasjoner i våre områder de siste tusen år. *Naturen*, 6/1999, 299-312.
- ² Climate Change 2007. *The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. <http://www.ipcc.ch/>
- ³ Jones, P. D., and M. E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- ⁴ Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 759–762.
- ⁵ Lamb, H. H. 1977. *Climate History and the Future*, vol. 2, Climate: Present, Past and Future, 835 pp., Methuen, New York.
- ⁶ Lamb, H. H. 1982. *Climate history and the modern world*. Methuen, London and New York.
- ⁷ Jones, P. D. et al. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Integration, interpretation and comparison with general circulation model control run temperatures, *Holocene*, 8, 455–471.
- ⁸ Briffa, K. R., et al. 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network, *J. Geophys. Res.*, 106, 2929–2941.
- ⁹ McIntyre, S., R. McKittrick 2003. Corrections to the Mann et al. (1998) proxy database and Northern Hemisphere average temperature series, *Energy Environ.*, 14, 751–771.
- ¹⁰ Wahl, E.R., C.M. Ammann 2007: Robustness of the Mann, Bradley, Hughes reconstruction of Northern Hemisphere surface temperatures: Examination of criticisms based on the nature and processing of proxy climate evidence. *Clim. Change*, doi:10.1007/s10584-007-9276-x.
- ¹¹ Esper, J., E.R. Cook, and F.H. Schweingruber, 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, **295**(5563), 2250–2253.
- ¹² Crowley, T.J., et al., 2003. Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), 1932, doi:10.1029/2003GL017801.
- ¹³ Mann, M.E., P.D. Jones, 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1820, doi:10.1029/2003GL017814.
- ¹⁴ Moberg, A., et al., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), 613–617.
- ¹⁵ Rutherford, S., et al., 2005. Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to method, predictor network, target season, and target domain. *J. Clim.*, 18(13), 2308–2329.
- ¹⁶ D'Arrigo, R., R. Wilson, G. Jacoby, 2006. On the long-term context for late twentieth century warming. *J. Geophys. Res.*, **111**(D3), doi:10.1029/2005JD006352.
- ¹⁷ Oerlemans, J. 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308(5722), 675–677.
- ¹⁸ von Storch, H., et al. 2004. Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, 306(5296), 679–682; Tett, S.F.B., et al. 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.*, 28(1), 3–34.
- ¹⁹ Bertrand, C., M. F. Loutre, M. Crucifix, A. Berger 2002. Climate of the last millennium: A sensitivity study, *Tellus*, A, 54, 221–244.
- ²⁰ Solanki, S. K., and N. A. Krivova 2003. Can solar variability explain global warming since 1970?, *J. Geophys. Res.*, 108(A5), 1200, doi:10.1029/2002JA009753.

VII.7. KLIMAVARIASJONER I VÅRE OMRÅDER SISTE 1000 ÅR

Den varme middelalderperioden

Vi vil se mer på den varme middelalderperioden i våre områder og i noen grad knytte klimavariasjonene til hendelser i historien. Mye er hentet fra Hubert Lamb^{1 2 3}. Den siste henvisningen kaller vi Lamb82. Lamb var den første som innførte begrepet den varme middelalderperioden. Han er en av de få som med meteorologisk kløkt har klart å analysere all tilgjengelig informasjon samtidig. Han kombinerer sin kunnskap i meteorologi med god innsikt i Europas historie. Det har senere kommet til mye mer klimainformasjon, og det er viktig å være klar over at Lambs arbeider er blitt kritisert av flere⁴. Lamb har med en god del historisk informasjon fra Norge, Island og Grønland. For Norge prøver jeg også å inkludere noe klimainformasjon som finnes i tradisjonell norsk historieskriving. Stort sett er dette informasjon jeg har funnet i Cappelens standardverk *Norges Historie* fra 1976 til 1980, 15 bind redigert av Knut Mykland⁵.

Lamb viser en rekonstruksjon av temperatur for sentrale deler av England med en tidsutjevning som tar bort variasjoner på mindre tidsskala enn 50 år (Fig. 1). Fra år 1700 bruker han direkte målinger av temperatur. Som antydnet i hans originale figur, er usikkerheten stor. Lamb viser en varm middelalderperiode med maksimum temperatur rundt år 1200. Fra år 900 og fram til 1200 stiger middeltemperaturen med cirka 0,8 °C. Han antyder at det på det varmeste var relativt varmt både om vinteren og sommeren. Nedbørmengdene var relativt store om høsten og vinteren, noe som tyder på stort innslag av sørvestlig vind. Fra slutten av 1200-tallet forverret klimaet seg langsomt, spesielt synes det som om somrene ble kaldere. Fram mot 1450 sank årlig middeltemperatur med nærmere en grad. Årlige nedbørmengder avtok samtidig. Det var spesielt mindre høst- og vinternebbør som bidrog til dette, for sommernedbøren økte trolig litt. På slutten av 1600-tallet er temperaturen på sitt kaldeste, noen få tidels grader kaldere enn ved 1450.

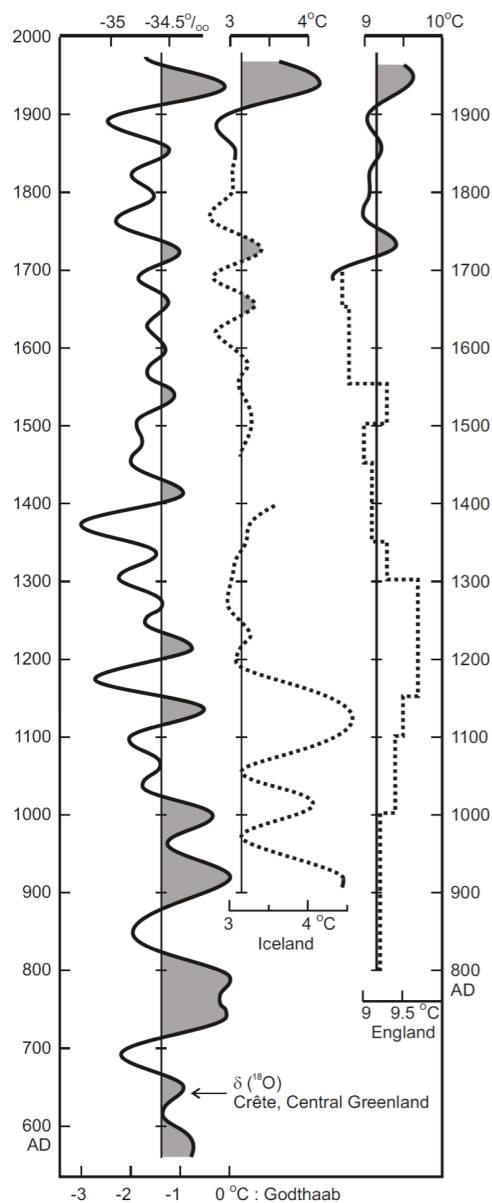


Fig. 1: Tre rekonstruksjoner av årlig snittemperatur, gjentegnet etter figur fra W. Dansgaard m. fl. 1975¹³. Til venstre: fra Crête, Grønland, representativ for Godthaab (temperaturskala nede på figuren, skala for $\delta(^{18}\text{O})$ på toppen). I midten: for Island etter P. Bergthorsson 1969¹¹. Til høyre: for England etter H.H. Lamb¹. Siste periode er basert på observasjoner, for England fra litt før år 1700.

Norske paleoklimatologer har rekonstruert vinternedbør for norske breer (se forrige kapittel). Vinternedbøren på noen av disse breene, f. eks. Jostedalbreen, varierer i takt med variasjoner i storstilt vind, uttrykt ved NAO-indeksen, mye på samme måten som nedbøren i England. Disse dataene passer ikke helt med Lamb og antyder relativt lite nedbør i den varme perioden. Det er mulig at uoverensstemmelsen skyldes for dårlig tidsoppløsning for denne type breundersøkelser. En rekonstruksjon av NAO-indeksen for siste 1000 år⁶ indikerer bedre samsvar med Lamb når det gjelder vinternedbør.

En moderne rekonstruksjon av temperatur fra Nederland, basert på historiske data⁷, viser mye samme tidsforløp som Lamb, men utslagene er bare omtrent halvparten så store. Hvor varme var disse årene sammenlignet med det varme klimaet vi opplever i våre dager? Rekonstruksjonen fra Nederland viser høyere temperaturer gjennom det 20. århundret enn i den varme middelalderperioden. Vi vil anta at denne rekonstruksjonen er mer korrekt enn Lambs, som gir vel så høye temperaturer som i det 20. århundret når en ser bort fra det siste to tiårene.

Den relativt varme perioden ga gode tider med fruktbart jordbruk. Grensene for mulig jordbruk, spesielt dyrking av korn, gikk høyere over havet og lengre mot nord enn under den lille istid. I Sentral-Europa gikk disse grensene 100-200 m høyere over havet enn på 1600-tallet (Lamb82). Det ble dyrket vindruer langt nord i England, kanskje lengre nord enn noen gang senere. Andre betviler at dyrking av druer kan være en god klimaindikator, fordi handelsstrukturer og kulturelle behov for vin kan endre tradisjonene for dyrking⁴. Pollenundersøkelser i Norge^{8 9} (Lunden77; Imsen77), blant annet fra Jæren, viser en økning i dyrkingen av korn i Norge, en økning som kulminere ved cirka år 1300.

Ved inngangen til den varme perioden, i niende og tiende århundret, var det etter Lamb trolig relativt lite nedbør, kalde vintre og varme somrer over Nord-Europa. Dette har antakelig hatt sammenheng med mye høytrykk over Storbritannia, Tyskland og Skandinavia, som en utløper av *Azorerhøytrykket* om sommeren og en utløper av *Sibirhøytrykket* om vinteren. Fra denne perioden finner en ved arkeologiske utgravninger i England mange skøyter av bein, noe som tyder på kalde vintre. Dette var vikingenes stormaktstid. I tillegg til tokter mot sørvest og mot øst i denne tiden, var dette landnåmstid mot nord, først på Island (860-1000) og senere på Grønland (980-1000). Deres ferder gikk som kjent også videre mot østkysten av Canada, nordover mot Baffinøya og sørover langs østkysten av Amerika, kanskje så langt som der New York ligger i dag.

Det var i denne tiden, som i våre dager, en god del forskjell mellom klimavariasjonene på Grønland - og dels på Island - og Vest-Europa. I følge analyser av isboringer¹⁰ var det en spesielt varm periode på Grønland fra 600-tallet med maksimum like før år 1000 (se også Fig. 1). Senere avtok temperaturen fram til cirka år 1600. Temperaturfallet anslås til cirka en grad, mye som hos Lamb, men altså for en litt annen periode. Det er mulig den varme perioden var varmere enn noen annen periode siden, og at grensene for sjøis lå lengre nord enn for det meste av siste hundre år. Da de første vikingene kom til Grønland mellom år 985 og 1000 var det derfor trolig relativt varmt. Utgravninger viser at det den gang ble fisket en del torsk ved Vest-Grønland, noe som ikke fins i kalde arktiske vannmasser. Trolig hadde den kalde strømmen ned langs Grønlands østkyst mindre betydning for klimaet på Vest-Grønland enn i våre dager.

Fra Island kan vi bruke rekonstruksjonen av årstemperatur fra landnåmstiden og fram til våre dager av Páll Bergthorsson¹¹ (Fig. 1). Rekonstruksjonen er basert på utbredelse av isforholdene på kysten nedtegnet i annaler. Den viser relativt varmt klima fram til litt ut på 1100-tallet. Det er tydelig at Island også i denne tiden hadde problemer med is i enkelte år. Selve navnet Island ble gitt av en som overvintret i Island i et år med mye is. Rekonstruksjonen til Bergthorsson har større tidsoppløsning enn rekonstruksjonen vi refererte til fra Grønland. Det er gjort andre rekonstruksjoner fra Grønland som har bedre tidsoppløsning. En tidlig slik rekonstruksjon av den kjente danske klimatologen Willi Dansgaard^{12 13 14} er blitt brukt av mange, blant andre Lamb og norske historikere (Fig. 1). Den viser bra overensstemmelse med rekonstruksjonen til Bergthorsson. En senere rekonstruksjon fra Grønland¹⁵ viser også stor overensstemmelse med Bergthorssons rekonstruksjon. Rekonstruksjonene viser en varm periode fram til cirka år 1200, en kaldere periode derfra til år 1600 og en enda litt kaldere periode derfra til 1910¹⁶.

Rekonstruksjon av sommertemperatur fra havsedimenter på Vøringsplatået vest for Nordland indikerer en varm periode omtrent over samme periode som for Grønland^{17 18 19}. Utslagene er opp til en grad. En rekonstruksjon basert på treinger fra Tornetrask nord i Sverige²⁰ indikerer varme somrer i disse områdene omtrent i samme periode, men med et maksimum litt mer enn 50 år senere. Den varme perioden finner en også i studier av tregrenser på omtrent samme sted²¹.

Proxidataene fra Grønland og Island viser altså en overgang til kaldere klima noe tidligere enn for England. Dette diskuterer Lamb⁸², blant annet ved å bruke rekonstruksjonen til Dansgaard. Forskjellene mellom Grønland/Island og England kan henge sammen med variasjoner i NAO, men rekonstruksjoner av NAO for denne perioden må antas å være usikre. I tillegg må en ta hensyn til at temperaturen på Island ikke avhenger av NAO i like stor grad som temperaturen på Vest-Grønland. Små variasjoner i plasseringen av Islands lavtrykket kan gi betydelige klimautslag for Island, variasjoner som ikke influerer Grønland på samme måte.

Mot 1200-tallet nådde bosetningen på Grønland sitt maksimum. Det var da to områder med fastboende vest for Kapp Farvel, Vestbygda og Østbygda (Fig. 2). Til sammen utgjorde de to bygdene bispedømmet Gardar. *Kongespeilet* sier Grønland hadde en befolkning som var en tredel av befolkningen i et bispedømme i Norge. Det er funnet ruiner etter 17 kirker og to klostre fra denne tiden. Det ble dyrket korn, men en tror det bød på problemer å få kornet modent. *Kongespeilet* ble skrevet på en tid da kaldere klima allerede var et faktum. Boka skriver om isproblem på kysten av Grønland. Når det gjelder dyrking av korn, blir det skrevet at selv på Grønland "*finnes det folk...som prøver å så for et forsøks skyld*".

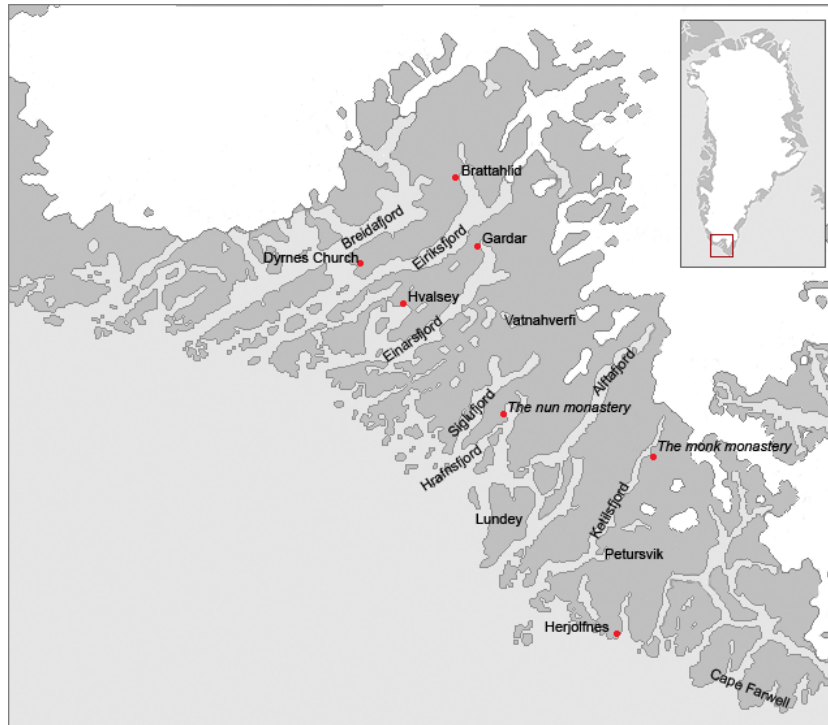


Fig. 2: Kart over norrøn bebyggelse i Østbygda, Grønland. Spesielt merker vi oss Eriksfjord og Erik Raudes gård, Brattalid, bispegården Gardar og gården Hvalsey.
http://en.wikipedia.org/wiki/Norse_colonization_of_the_Americas

Forholdene i Norge

I tillegg til dataene nevnt over har vi lite å holde oss til når det gjelder direkte klimadata fra Norge for høymiddelalderen. Vi vil tro at dataene fra England i stor grad vil være representative for store deler av vårt land, først og fremst Sør-Norge. Vi kjenner noe til jordbruksproduksjon, bosetning og folketall, og i noen grad kan slik informasjon brukes som klimaindikatorer. Det er selvsagt mange ulike årsaker til at slike variasjoner, men vi vil tro at variasjoner i klimaet er en viktig årsak under marginale kår. I de siste årene er det satt i gang en mengde nye studier med sikte på å rekonstruere klimaet i Norge for siste tusen år, men til nå savnes en samlet oversikt.

Vi vet at høymiddelalderen også hos oss ga gode tider og ekspansjon på mange måter. Befolkningen økte overalt i landet fra tusenårsskiftet og fram til slutten på 1200-tallet. Historikere har anslått en økning på 145 %, og at folketallet kanskje var oppe i 460 000 ved år 1300^{22 23} (Lunden76; Imsen 1977). Økningen i befolkningen var trolig litt mindre enn i resten av Vest-Europa, der det er antydnet en økning på 200 % (Lamb82). Antall fødsler var ikke ulik den en i dag finner i en del utviklingsland. Likevel var befolkningsøkningen liten sammenlignet med dagens økning i mange utviklingsland. Historikere tror den svake veksten til dels skyldes dårlig hygiene og høy dødelighet blant barn. Folketallet var i denne tiden langt større enn noen gang senere fram mot 1700-tallet.

Jordbruksproduksjonen var den vesentligste av all produksjon, og innen jordbruket spilte korndyrkingen alene hovedrollen. I Kongespeilet omtales uår som synonymt med dyrtid på korn. Det er tydelig at graut var en viktig del av kostholdet. I Borgartings kristenrett (Imsen77) sto det at “Graut kan man koke enten det er helg eller søkn, for den er så hellig at ...”. Lovene prøvde å sikre

grunnlaget for korndyrkingen, dels ved tiltak for å sikre såkorn, dels ved regulering for bruk av kornet. En forsøkte å regulere handelen med utlandet slik at bare de som importerte korn og mel fikk eksportere fisk.

Samtidig som befolkningen økte, ble det ryddet flere gårder. Ikke minst ble det ryddet gårder høyere opp i liene og dalene. Noen nye gårder ble ryddet 100-200 m høyere over havet enn det har vært gårder siden. Vi vet også at det i denne tiden ble dyrket korn langt nord i landet, i alle fall helt opp til Troms (Lunden76). Det er grunn til å mene at denne ekspansjonen i korndyrkingen i høyden og mot nord var mulig fordi klimaet var gunstig.

Det ble helst dyrket havre, hvete og bygg, men også rug og hirse forekom. Havre og bygg synes å ha vært de vanligste kornslagene. Det er sannsynlig at havre ble dyrket aller mest, fordi dette kornet klarer seg med minst gjødsel. Bygg gav best øl, og det er dette kornet som oftest er omtalt i skriftlige kilder. Som i våre dager var det korndyrkingen på de brede bygdene på Østlandet og i Trøndelag som var viktigst. Pollenundersøkelser viser at mye av korndyrkingen kan ha stoppet opp like etter år 1300 (Imsen77). Samtidig ble de nye bosetningene oppe i dalene forlatt. Denne prosessen ble selvsagt mye forsterket av Svartedauden (1349-50). Men historikerne mener at nedgangen og fraflyttingen startet allerede før Svartedauden. I Europa var det svære uår i 1315-1317²⁴, dette var trolig også uår i Norge.

For Skottland er det gjort interessante beregninger for vekstforholdene for havre gjennom dette tusenåret av M.L. Parry (Lamb82). Undersøkelsen er gjort på grunnlag av Lambs estimat for temperatur for England, opplysninger om havrehøsten for en gård i 320 m over havet sørøst i Skottland mellom 1856 og 1895 og tilpasning av dataene fra England til skotske klimaforhold. Denne gården lå marginalt til for dyrking av havre i årene 1856 til 1995. I denne perioden kom det uår - definert ut fra mengdene av korn - hvert 3,5 år i gjennomsnitt. I tiden rundt år 1200 var det i følge beregningene ikke noe problem å dyrke korn på dette stedet, bare hvert 20. år eller sjeldnere ble det uår. Beregningene antyder at det den gang kunne dyrkes korn til 400 m over havet på dette stedet. Gjennom den lille istid gikk det stort sett ikke an å dyrke korn på gården, og for slutten av 1600-tallet ble det beregnet uår nesten hvert annet år. Det er sannsynlig at beregningene grovt sett kan overføres til norske forhold, men med noe lavere marginalhøyder for dyrking av korn.

Nedgangen i senmiddelalderen

Nedgangen i klimaet i Nord-Europa fra 1300-tallet og til cirka 1500 er rimelig bra dokumentert av Lamb. Hans utjevnete kurver viser en jevnt fallende trend i temperaturen. Men som alltid var det store variasjoner fra år til år og fra dekadene til dekadene. Slik var enkelte år og kortere perioder like varme som tidligere, mens andre perioder var markert kaldere. I følge Lamb var tiåret 1300-1310 spesielt kaldt. Det ble etter hvert flere år med dårlige avlinger i Vest-Europa, f. eks. i Skottland.

I den siste del av den varme perioden ble det meldt om mange stormer som medførte oversvømmelser i lave kystområder ved Nordsjøen i Tyskland, Nederland og England, f. eks. i 1280-årene. Disse hendelsene gjorde stor skade og krevde mange menneskeliv (Lamb82). En forutsetning for slike hendelser er kraftige lavtrykk med sterk vind fra nordvest og nord i Nordsjøen. Vi har sett at sterke stormer henger sammen med store storstilte temperaturgradienter mot nord. Det er mulig at kaldere klima i nord, og fortsatt varmt klima over Vest-Europa om vinteren, kan forklare stormene.

Det fortsatte med mange stormer med oversvømmelser over kyster rundt Nordsjøen (Lamb82). Det var mange slike tilfeller med oversvømmelser på 1300-tallet, men de verste tilfellene kom enda senere. Tilfeller der en mener at mer enn 100 000 mennesker omkom, ble rapportert i 1421, 1446 og 1570. I den siste stormen ble noen store byer rammet, og kanskje så mange som 400 000 mennesker omkom. De store ødeleggelsene skyldes ikke nødvendigvis at stormene var sterkere enn i våre dager, men mer at teknikken med diker ennå ikke var godt utviklet²⁵.

I disse kystområdene rundt Nordsjøen er det mye sand og sanddyner som forflytter seg i sterk vind. På den måten ble flere havner oppgitt i denne tiden. Øya Helgoland på den tyske Nordsjøkysten minnet betraktelig i utstrekning. En mener at denne øya var over 60 km vid ved år 800, og at den ble redusert til 25 km ved år 1300. I dag måler den bare 1,5 km langs sin lengste akse (Lamb82).

Vi har alt omtalt at nedgangen i klimaet skjedde først på Grønland og Island der det ble kaldere utover 1200-tallet. I følge sagaene ble det mer is på Grønland fra 1197-1203¹¹. I begynnelsen var det is i enkelte år, senere mer permanent is om vinteren ettersom klimaet forverret seg. Tundraen strakk seg ned mot kysten på Grønland til de områdene der den norrøne befolkningen holdt til. Antall vanskelige år økte og befolkningen minket. Gjennomsnittshøyde for menn gravlagt på Vest-Grønland gikk ned fra 177 cm i den tidligste perioden til 164 cm i det femtende århundret (Lamb82).

Kongespeilet ble skrevet omkring 1240, da klimaet på Grønland alt var blitt kaldere. Det fortelles her at folk klatret opp på de høyeste fjelltoppene for å se etter landområder med mindre is som kunne være gunstig å flytte til. Kommunikasjonen mellom Grønland og Vest-Europa ble delvis blokkert av havis på kysten. I året 1342 meldes det at den vanligste seilruten langs breddegraden 65 °N ble gitt opp p.g.a. for mye is. En sydligere kurs ble tatt i bruk for å unngå isen (Lamb82).

På denne tiden – mellom 1200 og 1250 - stiftet den norrøne befolkningen bekjentskap med enuitter, som trakk sørover sammen med isen. Utover slutten av 1300-tallet og begynnelsen av 1400-tallet døde befolkningen ut. Cirka år 1350 ble Vestbygda forlatt. Dette synes å ha skjedd heller plutselig, enten ved en konflikt med enuittene eller ved at sykdom slo ut folket. Det fins nedtegnelser om dette i Ivar Bårdssons beskrivelse av Grønland skrevet i Norge like etter 1364²⁶. Bosettingen i Vestbygda varte ved enda en tid, trolig en god del inn på 1400-tallet. Sjømenn fra Hamburg fant bare en død kropp og ingen overlevende da de var på Grønland en gang rundt 1540 (Lamb82).

Det er gjort mange studier om den norrøne befolkningen på Grønland²⁷. Trolig var forverring av klimaet bare en av flere årsaker til at befolkningen døde ut. Flere klimatologer mener en ikke må legge for stor vekt på betydningen av klima⁴ og at islendingenes nedtegnelser ikke alltid er til å stole på. Jeg tror de tar noe feil i kritikken om islendingene, for eksempel er jeg imponert over hvor godt rekonstruksjonen til Bergthorsson basert på nedtegnelser av isforholdene, passer med rekonstruksjoner på Grønland.

Befolkningen på Island opplevde dårlige tider som startet ut på 1200-tallet og som varte ved de neste seks hundre år. Det ble dyrket korn fra landnåmstiden startet. Ettersom klimaet forverret seg, fortsatte de å dyrke korn helt til dette ble oppgitt i det femtende århundret. Fra skattelister er det estimert at folketallet var 77 500 i 1095, og at det sank til rundt 72 000 i 1311. Island hadde sin

svartedød i 1402-1404 da vel en tredel av befolkningen omkom. I 1703 var befolkningen cirka 50 000, men den sank til 38 000 i de vanskelige årene rundt 1780 med mye is og vulkanutbruddet fra Laki i 1783 (Lamb82). Det er klart fra skriftlige kilder at mange år med mye is, noen ganger fra januar til nærmere sommeren, spilte en stor rolle for nedgangen på Island. I slike år var det lite beite for sauene, særlig nord og øst i landet, og sauene døde i tusentall. Breene vokste. I tillegg hadde befolkningen problem med vulkanutbrudd som la igjen aske på jordene. Et eksempel er utbruddet fra Öraefi sør på Island i 1362. Utbruddet fra Laki kommer vi tilbake til.

Forholdene i Norge

Overgangen fra den varme periode til noe kaldere klima representerer nedgangstider for Norgesveldet, og våre historikere har fundert på hva slags rolle en forverring i klimaet spilte²⁸ (Imsen77). Det er tydelig at dyrkingen av korn gikk nedover i denne tiden og at jordbruket i Norge i større grad gikk over til mer husdyrhold og dyrking av gress. Svartedauden var nok den enkelthendelsen som hadde størst betydning, men nedgangen startet tidligere.

Gårder ble forlatt allerede før år 1200 i Nord-Norge, noe som kan skyldes mer satsing på fiskeri. På slutten av vikingperioden var det trolig cirka 1000 gårder i Nord-Hålogaland, og de dyrket bygg, havre og rug. Ved 1430 var cirka 60 % av gårdene forlatt, og nesten alle i Lofoten²⁹. I Vest-Norge avtok befolkningen trolig litt mot slutten av 1200-tallet. I 1330 og 1340-årene ble det innkrevd mindre skatt enn tidligere (Lamb82, Imsen77).

Nedgangen var størst i innlandet, f.eks. indre Trøndelag. Her er det blitt gjort interessante undersøkelser for gården Holset³⁰, som ligger 350 m over havet. Pollenanalyser og arkeologisk arbeid viser at her skjedde det jorddrydding i det fjerde århundret og at det ble dyrket korn. Gården ble forlatt to ganger, i 1435 og 1698. I middelalderen nådde gården sin topp i dyrking av korn. De to gangene da gården ble forlatt var det kaldt både i følge rekonstruksjon av hemisfærisk temperatur og temperatur i Vest-Europa. Siste gangen tok jordbruket på gården seg ikke opp igjen før cirka 1930.

På Østlandet fortsatte trolig middelalderen med framgang helt opp til Svartedauden. Etter den tid stod mange gårder øde i lang tid, ikke minst de som lå høyt over havet. I 1387 var jordbruksproduksjonen i de ulike bygdelag fra 12 til 70 % av det den hadde vært omkring år 1300²⁹. Til og med på biskopens gård ved Oslo ble det den gang bare dyrket havre. Så sent som i året 1665 var den totale kornproduksjonen i Norge bare 67-70 % av det den var omkring år 1300. I Vest-Norge ble ikke middelalderens kornproduksjon tatt igjen før utpå 1700-tallet.

Den lille istid

Uttrykket den lille istid ble første gangen brukt av geologen F. Matthes i 1939 for å beskrive siste delen av holosen, spesielt hvordan isbreer vokste etter den varme perioden i midt-holosen. Senere er uttrykket blitt brukt til å betegne den kaldere perioden i etterkant av den varme middelalderperioden, vanligvis definert fra cirka 1450 til 1850. Hubert H. Lamb har brukt uttrykket i denne sammenheng i sine bøker. En bok av J. M. Grove fra 1988, *The little ice age*, har vært viktig, spesielt for å beskrive breers framrykning³¹. Når det gjelder den kulturelle betydningen av den lille istid, er boken til Brian M. Fagan blitt lest av mange³².



Hendrick Avercamp: Vinterlandskap med skøyteløpere, 1608, Nederland.
http://en.wikipedia.org/wiki/Little_Ice_Age

Det ikke lett å angi når den lille istid startet. Spesielt er det vanskelig å finne en periode som passer for store områder. Som regel sies det at den startet cirka 1450. Dette stemmer godt med de hemisfæriske dataene. Det er også noen som regner denne tiden lengre tilbake, til nedgangstidene etter år 1300. Det er også forskjellige meninger om hvor lenge perioden varte. Bruker vi rekonstruksjoner av hemisfærisk temperatur, er det belegg for at den varte helt til slutten på 1800-tallet. Men vanligvis lar forskere Den lille istid vare til cirka 1850 for Europa, med en overgangstid mot varmere klima i tiden etter.

Det er viktig å understreke at Den lille istid ble avbrutt flere ganger av varmere perioder, slik som første del av 1500-tallet og deler av 1700-tallet. En tror at disse periodene var karakterisert ved større innslag av sørvestlig vind over Vest-Europa om vinteren og høytrykk om sommeren som en avløper fra Azorhøytrykket. På Island og Grønland var det relativt kaldt helt fra cirka år 1200 til 1900. Det var trolig aller kaldest rundt år 1300 og fra 1600 til 1800¹⁰. Det er vanskelig å finne noen systematisk sammenheng mellom temperaturen her og resten av Nord-Europa. Vi kan merke oss at slutten på 1600-tallet synes å ha vært spesielt kald både på Grønland/Island og i våre områder.

Europa

Det er gjort mye for å samle klimadata for Europa. En imponerende oversikt, bygd på det meste av tilgjengelige observasjoner og rekonstruksjoner fra år 1500 fram til år 2002, er publisert av Jürg Luterbacher og medarbeidere³³. Fram til omlag år 1700, før direkte målinger ble vanlige, er usikkerhet i gjennomsnittstemperatur for Europa ganske stor om vinteren ($\pm 1,3$ °C for \pm to standardavvik). Senere minker usikkerheten ettersom flere instrumentmålinger kommer til. Etter omlag 1865, da meteorologiske målinger ble vanlige over alt, er usikkerheten beregnet til $\pm 0,4$ °C. Usikkerhet i dataene om sommeren endrer seg fra $\pm 0,7$ °C i de første hundreårene til $\pm 0,2$ ° etter at målinger ble allment tilgjengelige.

Forskerne finner at vintertemperaturen for perioden 1500 til 1900 var i gjennomsnitt 0,5 °C kaldere enn i perioden 1900 til 2000. Tilsvarende endringer for sommeren var mindre, 0,25 °C. For årlig gjennomsnittstemperatur var det 19. århundret det kaldeste, 0,32 °C i forhold til gjennomsnittet for perioden 1901-1995. Resultatene tyder på at for Europa var den lille istid først og fremst et vinterfenomen, og perioden varte helt fram til begynnelsen av 1900-tallet.

De kaldeste vintrene over flere tiår fant sted på slutten av 1500-tallet, slutten av 1600-tallet (Maunder Minimum) og slutten på 1800-tallet. Gjennomsnittlig temperaturavvik for disse periodene var - 0,7 °C, igjen i forhold til perioden 1901-1995. Til sammenligning var avviket i den kaldeste vinteren - 3,6 °C (1708/09). Den geografiske fordelingen dette året viser størst utslag over Øst-Europa (- 7 °C over vestlige Russland). Et kart over temperaturfordelingen i de 10 kaldeste vintrene (1708/09 ikke med) viser lignende fordeling som for vinteren 1708/09. En finner samtidig positive avvik over Island og deler av Tyrkia. På den måten ligner fordelingen på temperaturvariasjoner knyttet til NAO, slik den er når NAO har lav indeks (svak vestavind).

Den mest markerte positive trenden i vintertemperaturen ble funnet for perioden fra 1684 til 1738 (+ 0,32 °C per tiår). Utslagene var størst i omtrent de samme områdene der temperaturen var lavest i de kaldeste vintrene (0,8 °C per tiår over den Baltiske region og sørøstre deler av Skandinavia). Dette tyder på at mye av trenden kan forklares ved en tilsvarende trend fra lav til høy NAO-indeks over denne perioden. Den varmeste vinteren var 1989/90 (+ 2,4 °C) og det varmeste tiåret 1989-1998 (+ 1,2 °C). Dette tiåret var nesten to standardavvik varmere enn det nest varmeste tiåret (1733-1742; + 0,45 °C). Trettiårsperioden fra 1973 til 2002 har høyst sannsynlig vært den varmeste vinterperioden midlet over tre tiår.

Et markant trekk i sommertemperaturen er høyere temperaturer fra cirka 1750 fram til første halvdel av 1800-tallet. Denne perioden inkluderer det nest varmeste året, 1757, da avviket var + 1,6 °C regnet i forhold til middeltemperatur for 1901 til 1995. En del termometre var på den tiden ikke tilstrekkelig skjermet mot stråling. Dette har en forsøkt å korrigere for, men dette medfører større usikkerhet i dataene. Rekonstruert hemisfærisk temperatur i denne perioden ligger under middeltemperaturen for 1901-1995. Dette indikerer at varmen på 1700-tallet var et regionalt avvik. Den geografiske fordelingen for de varmeste årene gir størst utslag over Øst-Europa innover i Russland.

Sommeren 1902 var den aller kaldeste i serien. Senere finner vi oppvarming fram til 1947, fulgt av en avkjøling fram til 1974. Oppvarmingen etter 1974 har vært eksepsjonell sterk og større en noen gang i serien (+ 0,7 °C per tiår). Sommeren 2003 var langt den varmeste og oversteget gjennomsnittstemperaturen 1901-1995 med fire standardavvik.

Uår

I noen grad kan en basere diskusjonen på direkte målinger og observasjoner. Målingene vi benytter oss av er først og fremst fra sentrale strøk av England^{34 35} og Uppsala/Stockholm^{36 37}. For Grønland og Island bruker vi de samme proksidata som tidligere. For Island har vi også historiske studier av Astrid Ogilvie³⁸. For historiske undersøkelser støtter vi oss fortsatt mest til Lamb.

Vi har sett at hemisfærisk snittemperatur i den lille istid var mindre enn en grad kaldere enn klimaet i forrige hundreår. Det høres lite ut, likevel vet vi at betydningen var stor på mange måter. Som vi har sett var det særlig vintrene som var kaldere. Vi vet at Østersjøen var islagt om vinteren i langt større grad enn i våre dager (Lamb82). Det samme gjaldt elvene i Nord-Europa, f. eks. var Themsen islagt i flere uker i ganske mange vintre. Det var ofte mye is i Skagerrak, i ekstreme år mener en at hele Skagerrak var dekket av is fra Skagen til Sørlandet (Lamb82). I betydelig grad var det problem med is i fjordene i Norge. F. eks. var fjordis et problem da dampskipstrafikken startet i fjordene på Vestlandet cirka 1860.

Gjennom det meste av Den lille istid økte breene og truet deler av befolkningen både i Alpene, Norge og på Island. Isbreer vokser gjerne nedover i dalene i etterkant av kalde perioder. Således vokste breene i Alpene i periodene fra 1570-1600 og 1690-1740. Også periodene 1764-77 og 1812-17 var kalde, og det var hungersnød i Sveits i 1769-71 og 1816-17³⁹ (Lamb82).

I flere somrer på 1580-tallet var Danskestredet mellom Grønland og Island trolig dekket med is om vinteren. Ved slutten av 1600-tallet er det rapportert at veksten av isbreene truet og ødela gårder på Island. Folk flyttet nærmere kysten og fisket ble viktigere. Et spesielt vanskelig år var 1695 da Island var omringet av is slik at skip i mange uker ikke kunne komme inn til kysten (Lamb82). Island opplevde også vanskelige år senere. Slik var årene mellom 1740 og 1760 og 1780-årene kalde med mye is³⁸, f. eks. lå isen i 1756 på kysten av Island i 30 uker. Den 8. juni 1783 opplevde Island et av de største vulkanutbrudd i nyere historie fra vulkanen Laki. En mener at kanskje så mye som 10 000 mennesker på Island døde etter denne katastrofen. Dette utgjorde cirka 25 % av befolkningen. Årsaken var hungersnød og fluorforgiftning. Det siste var spesielt tilfelle for husdyr, 80 % av sauene, 50 % av alle kyr og 50 % av hestene døde⁴⁰. I dypeste alvor ble det overveid å flytte hele den islandske befolkning til Jylland.

Det fins en front mellom den kalde havstrømmen sørover langs østsiden av Grønland og varmere overflatestrømmer lengre sør. Lamb mener det kalde arktiske vannet i 1690-årene hadde den største utbredelse mot sør i dette tusenåret (Lamb82). Det verste året var 1695 da han mener kalt arktisk vann dekket havene rundt Island om senvinteren og videre ned mot Skottland og Norge. Innstrømning av Atlanterhavsvann langs norskekysten var trolig på et lavmål. Torskefisket (skrei) kan i noen grad være en klimaindikator for sjøtemperaturen i overflaten. Torsken trives best i sjø med temperatur mellom 4 og 7 °C. I en periode på cirka 20 år fra 1685-1704 sviktet torskefisket ved Island og Færøyene. I det verste året, 1695, var det også lite torsk ved Skottland og Shetland. Torsken forsvant trolig også fra det meste av kysten av Norge. Lamb mener at kaldt arktisk vann spredde seg over hele Norskehavet.

Lamb forteller at på denne tiden hendte det mer enn en gang at en eskimo kom helt ned til Orkenøyene eller Skottland sjøveien i sin kajakk. Alt fra det neste året trakk det kalde vannet seg noe tilbake. Likevel synes det som om sjøtemperaturen var relativt kald i store deler av Den nordiske hav til langt utpå 1800-tallet. Lamb mener at temperaturene mellom Færøyene og Island om vinteren noen ganger kan ha vært så mye som 5 °C kaldere enn i dag. Det er nødvendig å være noe skeptisk til Lambs antakelser. Det trengs nok flere rekonstruksjoner med årlig oppløsning for å verifisere forholdene.

Det fins mange skriftlige kilder om de dårlige tidene mellom cirka 1550 og 1700, f. eks. fra Skottland og Finland⁴¹. De dårlige tidene i Skottland førte til utflytting fra landet. Nord-Irland hadde plass for dem og senere reiste de til Amerika. Det er estimert at det i 1691 var 100 000 skotter i Nord-Irland, trolig så mye som en tidel av befolkningen i Skottland. Flere kom etter hungersnøden i årene like etterpå. Tyskland, Russland, Sverige og Danmark ga unge menn fra Skottland muligheter som soldater. Den skotske leiesoldaten var en kjent figur mange steder i Europa, særlig under 30-årskrigen. Den verste perioden var årene 1693-1700 da avlingene slo feil i sju av åtte år i alle sokn som ligger litt over havet. Tall om dette ble samlet av Sir John Sinclair hundre år senere i "Statistical Accounts of Scotland" (Lamb82). Det meldes om enorme dødstall, noen steder større tall enn under Svartedauden. Hele landsbyer lagt øde. Det meldes om at kanskje så mye som 20 % av befolkningen endte som tigger på landeveien.

Som nevnt undersøkte Lamb stormer i Vest-Europa²⁵, med vekt på Nordsjøen fra Den spanske armada i 1588 til 1980. Stormsesongen har hele tiden vært fra sent i september til ut i mars. Sterk vind fra vest og sørvest er mest hyppig, men de største vindkastene kommer gjerne i vind fra nordvest og nord. Lamb mener å påvise at det har vært perioder med mye storm fra 1570-1620, 1690-1710, 1790-1800, 1880-1900, og 1970-1990. Han mener at det har vært mange stormer gjennom Den lille istid fordi utbredelsen av is i gjennomsnitt har vært større i nord, noe som har gitt relativt store storstilte temperaturgradienter i Nord-Atlanteren, noe som igjen favoriserer lavtrykksutvikling.

Målte temperaturvariasjoner i Oxford og Stockholm

Vi har flere ganger nevnt temperaturmålingene fra England fra 1659 og temperaturserien fra 1722 basert på målinger fra Uppsala og Stockholm. I Norge har vi temperaturmålingene fra Trondheim fra omtrent samme periode⁴², men målingene har ikke samme kvalitet som målingene fra England og Sverige, og blir lite brukt⁴³.

Målingene viser hele tiden som forventet store svingningene fra år til år fra dekade til dekade. F. eks. kan variasjonene fra ett år til det neste gå opp i over 3,0 °C for Oxford og 4,0 °C for Stockholm. I Sentral-England er det blitt varmere siden 1600-tallet. En lineær trend gjennom tidsserien fra Oxford gir en oppvarming på 0,7 °C over de første 300 år og 0,5 °C over siste hundre år. Oppvarmingen de første 300 årene har vært større om vinteren (1,1 °C) enn om sommeren (0,2 °C). Den siste 10-årsperioden fram til år 2000 har vært den varmeste i hele serien. Fire av de varmeste årene siden 1659 er fra denne korte perioden.

Temperaturserien fra Uppsala/Stockholm viser mye de samme temperaturvariasjonene som Oxford etter 1860, da målingene var svært pålitelige. Spesielt for målingene i Uppsala/Stockholm er noen svært varme dekader på 1700 tallet og spesielt på 1730-tallet, som synes å ha vært den varmeste perioden i hele serien. Denne dekaden var varm også i England, men her finner vi varmere dekader siden. Det varmeste enkeltåret i Stockholm var 1822 med 8,4 °C og det kaldeste 1858 med 3,3 °C, en forskjell på hele 5.1 °C. Tilsvarende forskjell for Oxford er mindre, 3,8 °C, noe som skyldes et mer maritimt klima.

Målingene kan også brukes til å undersøke ekstremtemperaturer, men for Oxford fins det da bare data fra 1772. En har undersøkt antall dager i året med middeltemperatur gjennom døgnet på mer enn 20 °C (tropenetter) og mindre enn 0 °C (fram til år 2000). Det har vært en markert minking av

antall kalde dager siden 1700-tallet, fra nærmere 20 dager i året på 1700 og 1800-tallet til rundt 10 dager i året i siste århundret. Det har vært en mindre markant økning i antall varme døgn. Som for middeltemperaturen har den siste tiårsperioden (fram til år 2000) vært den varmeste med cirka 7,5 tropedager i året, og dette er nesten det doble av gjennomsnittet. I det varme året 1995 var det hele 26 slike dager, det høyeste tallet i hele serien.

Dataene fra Oxford er gitt for hver årstid. Vi merker oss den absolutt kaldeste periode like opp mot år 1700, og at denne perioden var kald til alle årstider, særlig om vår, sommer og høst.

I de samme målingene (inntil 1980) finner Lamb⁸² de seks kaldeste vintrene (middel over desember, januar og februar) i 1683-4, 1739-40, 1962-3, 1813-14, 1794-5 1878-79. I disse vintrene var vintertemperaturen i middel mellom 0 og -1 grad. Dette er 6 til 8 °C kaldere enn de varmeste vintrene i 1868-69, 1833-4, 1974-75, 1685-6, 1795-6, 1733-4, 1934-5. Tilsvarende er 1826, 1976, 1846, 1781, 1911, 1933 og 1947 de varmeste somrene (som middel for juni juli og august). Verdiene er mellom 17 og 18 °C, som er 3.0 til 4.5 °C varmere enn de kaldeste somrene i 1725, 1695, 1816, 1860, 1823, 1674, 1675, 1694, 1888, 1922, 1812, 1862, 1698, 1890 og 1920. Vi merker oss at de store variasjonen fra år til år gjør at vi finner ekstreme år nesten til alle tider. Men fem av de 15 kaldeste somrene var mellom 1670 og 1700.

For Uppsala finner vi i følge Moberg³⁶ de varmeste enkeltårene i 1723, 1735, 1738, 1722 og 1743. De varmeste dekadene var 1730-1739, 1920-1929, 1986-1995, 1789-1798, 1943-1952 og de kaldeste. 1862-1871, 1803-1812, 1780-1789, 1875-1884, 1836-1845. I følge Moberg var det i 1720- og 1730-årene ekstremt mye vestlig vind og maritimt klima med milde vintre. I midten av 1740-årene skjedde det en brå forandring til mer kontinentalt klima. Perioden fra 1740 til 1930 var dominert av en gradvis overgang til mer maritimt klima. Vintertemperaturen økte, men sommertemperaturene ble kjøligere fra cirka 1860. Rundt 1930 ble det varmere somrer og høster. En merkelig endring er at vårtemperaturen har økt nærmest jevnt fra 1861 til i dag. Mens England har hatt det varmeste klimaet i siste 30-årsperioden, er dette ikke det samme for Uppsala.

Polarinstituttet har publisert data som viser isfordelingen i Barentshavet fra 1580 til i dag⁴⁴. I den første tiden er det ikke observasjoner hvert år, men det er likevel funnet forbausende mye data om isutbredelsen, hovedsaklig fra skipslogger. Det er interessant at variasjonene i utbredelsen av is før år 1900 har vært større enn i tiden etter. For Minimumsutbredelsen i begynnelsen av september har det vært perioder med betraktelig mer is enn i dag og perioder med nesten like lite is som de siste årene før år 2000. Kystområdene nord på Spitsbergen kaller *Whalers Bay* fra den tid nederlendere og engelskmenn drev fangst i området om sommeren. Tydeligvis var dette området fritt for is slik at skutene kunne komme til. Området er åpent hver sommer i våre dager, men en skal ikke gå mange tiår tilbake for å finne år da *Whalers Bay* var tilfrosset gjennom hele året.

Forholdene i Norge

Det fins rekonstruksjoner av temperaturen gjennom vekstsesongen fra 1400 til 1975 fra studier av treringer fra svensk Lappland^{45 46 47}. Disse proksidataene viser en kald periode fra siste del av 1500-tallet til cirka 1750. Dataene har ikke med den varme dekadene 1730-40, som var den varmeste på årsbasis i hele serien fra Stockholm. Dataene indikerer gode vekstforhold fra 1400 til cirka 1550. I den grad vi kan la disse temperaturene representere store deler av Skandinavia, var det en dekade like etter år 1600 og rundt 1630 som hadde de dårligste vekstsesongene.

Vi tar med rekonstruksjonen til P.Ø. Nordli av temperaturen gjennom vekstsesongen på Østlandet fra 1749⁴⁸ (Fig. 3) og samme temperatur for Vestlandet fra 1734⁴⁹ (Fig. 4). Rekonstruksjonene viser begge store variasjoner fra år til år, noe av det mest karakteristiske for vårt klima. De kjøligste somrene er å finne før 1890, mens de varmeste finner vi etter 1920. For Østlandet har de to varmeste somrene, 1937 og 1947, en snittemperatur på 13,1 °C. Dette er somrer med mye sol og så lite regn at det var tørke. Tidlig på 1800-tallet er sommeren 1826 ekstra varm (12,8 °C). Den kaldeste sommeren var i 1812 med 8,3 °C. Dette året er kjent som et uår. Den laveste temperaturen på Vestlandet var i 1802 med 9,1 °C og den høyeste i 2001 med 14,1 °C. En merker seg at sommertemperaturene på 1700-tallet ikke var spesielt varme slik som i målingene fra Uppsala/Stockholm og at 1816 ikke var spesielt kald slik den var det i store deler av Europa. Det har vært en tydelig økende trend over perioden i begge rekonstruksjonene. For eksempel har en på Vestlandet ikke hatt sommertemperaturer under 10 °C siden 1923.

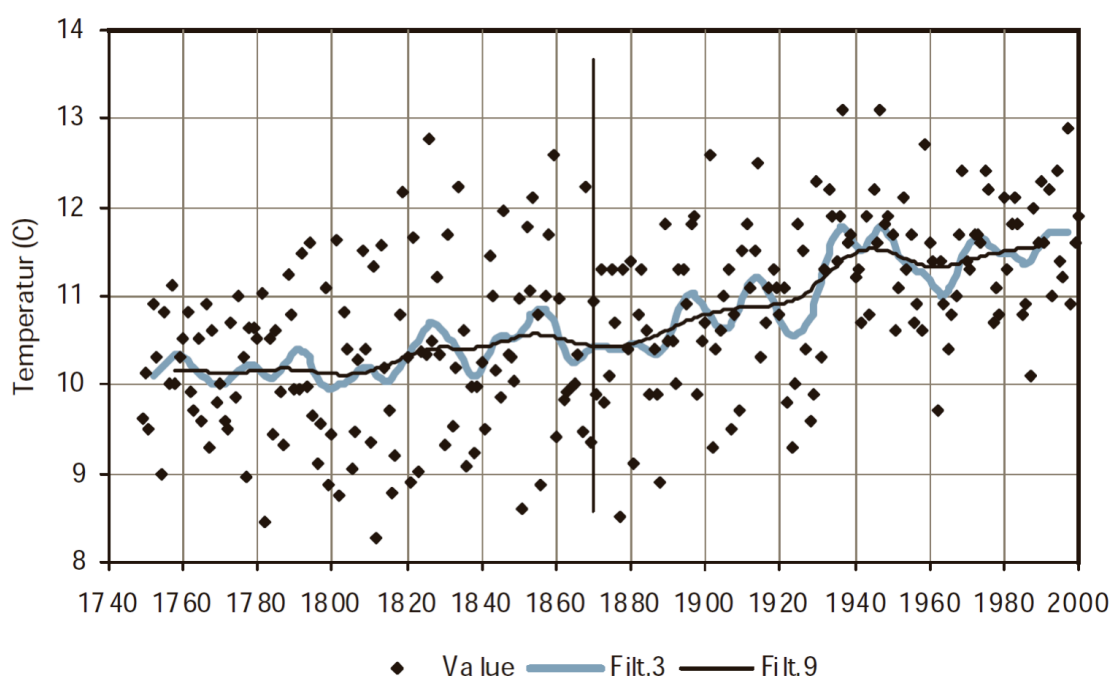


Fig. 3: Middeltemperatur april-august på Østlandet for perioden 1749-1870 rekonstruert fra gårdsdagbøker, og for perioden 1871-2000 basert på meteorologiske observasjoner. Tykk farget linje gir tiårsvariasjoner og tykk svart kurve gir variasjonen over tretti år. Nordli, 2001⁴⁸.

I følge historikerne var det en viss oppgang i næringslivet på 1500-tallet^{50 51}. Antall gårder var i følge manntall i 1665 likevel mindre enn på 1300-tallet. Ut på 1600-tallet voks breene og trengte lengre ned i dalene og truet flere gårder. Det synes å ha vært mye snø- og steinras, flom og landområder som gle ut (Lamb82). På Hardangervidda ble det dannet noen små nye breer i denne tiden, noen av disse er der også i dag. I Olden i Nordfjord satte en bonde mellom 1602 og 1624 opp et gjerde av tau for å beskytte buskåpen mot ulver. Litt senere ble gjerdet tatt av isen. Mellom 1936 og 1951, da isen trakk seg tilbake, ble gjerdet funnet igjen (Lamb82).

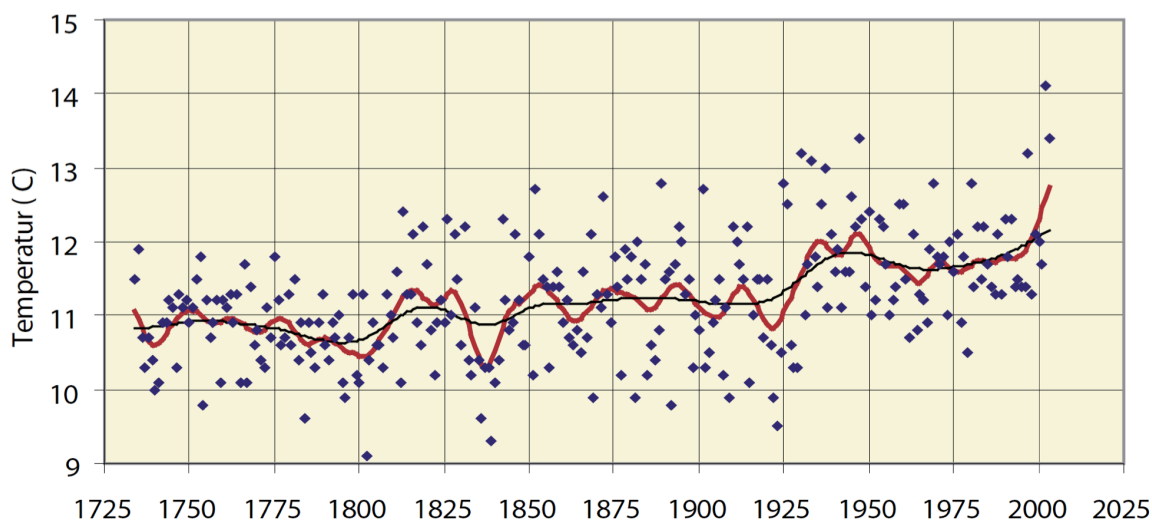


Fig. 4: Middeltemperatur april-august på Vestlandet, for perioden 1734-1867 rekonstruert fra indirekte data, og for 1868-2003 basert på meteorologiske observasjoner. Tykk rød linje gir tiårsvariasjoner og svart kurve variasjoner over tretti år. Nordli m. fl. 2003⁴⁹.

Klimaet var trolig relativt bra gjennom det meste av 1500-tallet og befolkningen økte. Ødegårdene ble igjen ryddet fram til cirka 1640, men korndyrking på disse gårdene ble ikke som i høymiddelalderen. Senere ble det vanskeligere tider, og mellom 1670 og 1710 ble det spesielt vanskelig med mange uår. Det var folketellinger i 1665 og i 1701. Sammenligning av disse tallene gir et bilde av et folk i stagnasjon. I mange prestegjeld og enkelte amt gikk folketallet tilbake. Det økte med 9 % i landdistriktene i det vesta- og nordafjelske og med nesten 18 % i det sønnafjelske. Vekstraten per år for hele Norge er blitt anslått til 0,35 % per år for denne perioden, bare en tidel av vekstraten i mange utviklingsland i dag. Befolkningsøkningen var trolig høyere i århundret før denne perioden og den var høyere i siste halvpart av 1700-tallet⁵².

På 1600-tallet begynte en å føre kirkebøker i Norge som gir relativt sikre opplysninger om antall fødte og antall døde. Studier av disse bøkene viser mange uår med stor dødelighet, gjerne avgrenset til en del av landet. Et unntak er 1690-årene da det for hele tiåret var markert flere døde enn fødte i hele landet. Dette var trolig den hardeste dekadene i nyere historie. Mange embetsmenn skrev klagebrev til sine stiftamtmenn. Fra Østerdalen skriver fogden at kornet "overalt er bortfrossen". Amtmannen skriver i brev til Kongen i København om "den usedvanlige misvext" og om behov for korn. Kornmangelen var like alvorlig i Trøndelag, også der sendte stiftamtmannen klage. Selv om betydelig hjelp ble satt inn fra Danmark, var det ikke nok til å avverge all hungersnøden. Stiftamtmann Kaas i Trondheim skrev at det alt var "død mange mennesker av hunger" også i bygder som var gunstig stilt⁵⁰.

Parallelt med krisen i jordbruksnæringen i siste del av 1600-tallet var det krise i fisket. Sildefisket, som hadde sitt tyngdepunkt på sør på Vestlandet, var beskjedent fra 1660-årene og fram til 1720. I dette tidsrommet varierte eksporten av sild fra Bergen mellom 8000 og 15 000 tønner, og dette var bare rundt en tiendedel av sildeeksporten noen år senere⁵⁰.

Torskefisket var betydelig i 1650-årene, men siste halvpart av 1600-tallet var preget av gjentatte svarte år på havet. Spesielt galdt dette 1690-årene. Sorenskriver Falch på Helgeland legger fram klager for kongen om ”almuens årlige voksende armod formedelst fiskeriets store mislingende nu langt mer end i forrige tider”. Amtmannen i Nordland skriver ”Kreaturene have de fattige til deres livs ophold måttet slagte, in summa, det kan aldrig være jammerligere og slettere en det nu er, Gud sig nådeligen der over forbarne og så meget om dette fattige almues slette tilstand i alminderlighed, iblandt hvilke Vesterålens og Senjens fogderiers formedelst nogle på hindanden følgende års slette fiskere i den ringeste tilstand ere”⁵⁰. Også tall for eksporten fra Bergen og andre byer bekrefter den vanskelige tiden. Sildefisket var nesten borte og torskefisket fikk stadig mindre betydning. Petter Dass formulerte det slik: ”Os havet sin rikdom nu nægter.”

Klimaet på 1700-tallet var varmere enn i det meste av århundret før. Men det synes å ha vært store endringer fra år til år og fra dekada til dekada. På mange måter var dette en oppgangstid for Norge. En kjenner godt til hvordan befolkningen vokste utover 1700-tallet, fra cirka 500 000 ved folketellingen 1701 til mer enn 880 000 i ved tellingen i 1801⁵³. Dette skjedde på tross av at det ble meldt om mange uår med høy dødelighet. De verste årene på landsbasis var 1741-43 og 1772-73. I 1741-43 ser det ut som om det særlig var Østlandet og Nord-Norge som fikk unngjelde. Sommeren 1742 gjorde biskop Eiler Hagerup en visitasreise i Nord-Norge. Biskopen rapporterte om mye hungersnød. Han overhørte menighetene, og i Sand kirke (Sandøy) i Bjarkøy prestegjeld gav en bonde følgende sterke vitnesbyrd: ”Vor skaper oppholder oss med mat og dricke, det er nu med een fisk og een drik vand. Når han av sin faderlige godhed legger sit ord derpå, så finder vi føde af den fisk, og vederqvægis av det vand, så at vi som intet andet have, holdis der af i live, leve med helbrede, og beholde kraft til at roe og reise, slæbe og arbeide”⁵³.

Selv om det ofte var knapt med mat på kysten, f. eks. uår i Trøndelag i 1801-04, mener historikerne at etter 1740-årene blir hungeren mer og mer en østlandsforeteelse. Katastrofene kommer her tilbake 1772-73, 1789, 1801 og 1808-09. I Akershus stift, hvor 40 % av befolkningen bodde, døde det 12679 i 1808 og 21391 i 1809, mens det i perioden like forut fra 1803-1807 bare døde 8278⁵⁴. Her hvor Norges kornkammer lå, døde menneskene av sult, mens krisene opphørte i det fattige kyst-Norge. Det er blitt grunnet over klimatiske årsaker til dette. Kalde luftstrømmer omkring nordaust vil vanligvis gi dårligere vær på Østlandet enn langs kysten i vest og nord. Det kan tenkes at en slik værtype kan ha gitt mer frost på Østlandet enn på kysten både tidlig og sent i vekstsesongen. Det kan også tenkes at Østlandet har hatt tørke gjennom vekstsesongen, mens mye av kysten har hatt regn. Vi vet at dette skjer enkelte år med mye vind omkring vest.

Befolkningsøkningen på 1700-tallet førte til ny bosetting, men det ser ikke ut som at klimaet tillot at korn ble dyrket høyere over havet enn tidligere. Det skjedde en del bureising ved at finner flyttet til landet og tok i bruk nye områder, slik som bureisingen på Finnskogen og i Finnmark og Troms. Samtidig skjedde noe norsk bureising i de samme områdene, men dette ga ikke plass til mange. Mange gårder ble i denne tiden delt. En rik tilgang på utmarksvidder var en mulig forutsetning for slik bruksdeling. Langs kysten var det et rikt fiske som gjorde deling mulig. I perioden 1720-1750 økte fangstmengdene, men 1760-70 årene kom med en markant nedgang i fisket. Fra 1780-åren avtok sildefisket mens torskefisket økte, og trolig var det større fiskekvantum pr. innbygger i år 1800 enn i 1750-årene⁵³.

- ¹ Lamb, H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, 1, 13-37.
- ² Lamb, H.H., 1977. *Climate history and future*, Vol. 2 of *Climate: Present, Past and Future*. Methuen London.
- ³ Lamb, H. H. 1982. *Climate history and the modern world*. Methuen, London and New York.
- ⁴ Jones, P.D., E. Mann 2004. Climate over past millennia. *Rev. Geophys.*, 42, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- ⁵ http://nn.wikipedia.org/wiki/Knut_Mykland
- ⁶ Crowley, T. J., T. S. Lowery 2000. How warm was the Medieval Warm Period? A comment on 'Man-made versus natural climate change,' *Ambio*, 39, 51–54.
- ⁷ van Engelen, A. F. V., J. Buisman, and F. I. Jansen 2001. A millennium of weather, winds and water in the low countries, in *History and Climate: Memories of the Future?*, edited by P. D. Jones et al., pp. 101–124, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- ⁸ Lunden, K. 1976. *Norge under Sverreætten 1177-1319*. Bind 3 *Norges Historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.
- ⁹ Imsen, S. 1977. *Avfolking og Union, 1319-1448*. Bind 4 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.
- ¹⁰ Dahl-Jensen, D., et al. 1998. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282, 268–271.
- ¹¹ Bergthorsson, P. (1969) An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull, Reykjavik* 19, 94-101.
- ¹² http://en.wikipedia.org/wiki/Willi_Dansgaard
- ¹³ Dansgaard, W. et al. 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, 255, 24-28.
- ¹⁴ Dansgaard, W. 2005. *Frozen Annals Greenland Ice Cap Research*. Niels Bohr Institute, Copenhagen, <http://isis.ku.dk/kurser/blob.aspx?feltid=60066>
- ¹⁵ Grootes, P. M., Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10⁻³- to 10⁵-year time resolution. *J. of Geophys. Res.*, 102, 26455-26470.
- ¹⁶ Bergthorsson, P. 2005. Loftslag á Íslandi og Grænlandi. *Lesbók* 25. juni.
- ¹⁷ Jansen, E., Koç, N. 2000: Century to decadal scale records of Norwegian Sea surface temperature variations of the past 2 millennia. *PAGES/CLIVAR Newsletter* 8, 13-14.
- ¹⁸ Birks, C.J.A., Koc, N. 2002. A high-resolution diatom record of late Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas* 31, 323-344.
- ¹⁹ Koç, N., Jansen, E. 2002. Holocene climate evolution of the North Atlantic Ocean and the Nordic Seas - a synthesis of new results. In *Climate and History in the North Atlantic Realm*, 165-163. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- ²⁰ Briffa, K.R. et al. 1990. A 1400-year three-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 346, 434-39.
- ²¹ Karlén, W., Kuylenstierna, J. 1996: On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *The Holocene*, 6, 359-365.
- ²² Lunden, K. 1976. *Norge under Sverreætten 1177-1319*. Bind 3 *Norges Historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.
- ²³ Imsen, S. 1977. *Avfolking og Union, 1319-1448*. Bind 4 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.
- ²⁴ http://en.wikipedia.org/wiki/Great_Famine_of_1315%E2%80%931317

- ²⁵ Lamb, H. H. 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press.
- ²⁶ Jónsson, Finnur 1930. *Ivar Bårðarsons beskrivelse af det gamle Grønland*. København.
- ²⁷ Barlow, L. K. et al. 1997. Interdisciplinary investigations of the Norse western settlement in Greenland, *Holocene*, 7, 489–499.
- ²⁸ Holmsen, A. 1961. *Norges historie*. Universitetsforlaget. Holmsen, A. 1978. *Kva kan vi vite om agrarkatastrofen i Norge i Middelalderen*. Universitetsforlaget.
- ²⁹ Holmsen, A. 1978. *Kva kan vi vite om agrarkatastrofen i Norge i Middelalderen*. Universitetsforlaget.
- ³⁰ Sandnes, J., Salvesen, H. 1978. *Ødegårds tid i Norge*. Universitetsforlaget.
- ³¹ Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen London and New York.
- ³² Fagan, B.M. 2001. *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*. Basic Books.
- ³³ Luterbacher, J. et al. 2004. European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303, 1499-1503.
- ³⁴ Hulme, M., Barrow, E.M. (eds.) 1997. *Climate of the British Isles: present past and future*. Routledge London.
- ³⁵ Hulme, M., Jenkins, G.I. 1998. *Climate change scenarios for the UK: Scientific report*. UKCIP Tech. Rep. No. 1, Climatic Research Unit, Norwich.
- ³⁶ Moberg, A., 1996. *Temperature Variations in Sweden since the 18th Century*. Dokoravhandling ved Naturgeografiska Institutjonen, Stockholms Universitet, Nr. 5.
- ³⁷ Moberg, A., Bergström, H. 1996. Homogenization of Swedish Temperature Data. Part III: The Long Temperature Records from Uppsala and Stockholm. In A. Moberg *Temperature Variations in Sweden since the 18th Century*. Dokoravhandling ved Naturgeografiska Institutjonen, Stockholms Universitet, Nr. 5.
- ³⁸ Ogilvie, A.E.J. 1992. Documentary evidence for changes in the climate of Iceland, A.D. 1500 to 1800. In *Climate since A.D. 1500*, eds. R.S. Bradley & P.D. Jones. Routledge London and New York.
- ³⁹ http://en.wikipedia.org/wiki/Year_Without_a_Summer
- ⁴⁰ <http://en.wikipedia.org/wiki/Laki>
- ⁴¹ http://en.wikipedia.org/wiki/Little_Ice_Age
- ⁴² Jones, P.D., Bradley, R.S., Jouzel, J. 1996. *Climatic Variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin.
- ⁴³ Nordli, P.Ø. 2004. Spring and summer temperatures in Trøndelag 1701-2003. Norwegian Meteorological Institute (met.no), Report No. 5, 21 pages.
- ⁴⁴ Vinje, T. 1998. Variation of the Barents Sea edge and Northern Hemisphere temperature during the past 400 years. Norwegian Polar Institute, Oslo, Norway.
- ⁴⁵ Briffa, K.R. et al. 1990. A 1400-year three-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature* 346, 434-39.
- ⁴⁶ Briffa, K.R. & Schweingruber, F.H. 1992. Recent dendroclimatic evidence of northern and central European and European Summer temperatures. In *Climate since A.D. 1500*, eds. R.S. Bradley & P.D. Jones. Routledge London and New York.
- ⁴⁷ Bradley, R.S. & Jones, P.D. 1995. *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London and New York.
- ⁴⁸ Nordli, P. Ø. 2001. Reconstruction of Nineteenth Century Summer Temperatures in Norway by Proxy Data from Farmers' Diaries. *Climate Change*, 48, 201-218.
- ⁴⁹ Nordli, P.Ø., Ø.Lie, A.Nesje, S.O. Dahl 2003. Spring-summer temperature reconstruction in western Norway 1734-2003: a data-synthesis approach. *International J. of Climatology*, 23, 1821-1841.

⁵⁰ Flatby, R. 1977. *Gjenreising, 1536-1648*. Bind 6 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.

⁵¹ Sandnes, J, Salvesen, H. 1978. *Ødegårds tid i Norge*. Universitetsforlaget.

⁵² Mykland, K. 1977. *Gjennom nødsår og krig, 1648-1720*. Bind 7 *Norges historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.

⁵³ Dypvik, S. 1977. *Den lange fredstiden, 1720-1784*. Bind 8 *Norges Historie* ed. K. Mykland. J.W. Cappelen.

⁵⁴ Mykland, K. 1977. *Kampen om Norge, 1784-1814*. Bind 9 *Norges historie*, ed. Knut Mykland. J.W. Cappelen.