TANK&TÆNK

CEPOS

JORDENS KLIMASYSTEM

AF JENS OLAF PEPKE PEDERSEN

VELKOMMEN TIL CEPOS' TANK&TÆNK

Denne publikation er en del af CEPOS' TANK&TÆNK.

CEPOS' TANK&TÆNK henvender sig til elever og lærere på de gymnasiale uddannelser, studerende og andre, som ønsker indsigt i samfundsvidenskabelige sammenhænge, friheds- og rettighedsbegreber, det danske samfunds opbygning og udfordringer samt naturvidenskab.

På vores hjemmeside www.cepos.dk vil du kunne finde undervisningsmateriale i form af korte tekster og videoer, som bl.a. kan bruges i undervisningen på landets gymnasier – eller blot til at blive klogere.

Undervisningsmaterialet er under konstant udvikling, og der vil løbende blive tilføjet nye temaer og emner til siden.

CEPOS lægger vægt på, at artiklerne er skrevet af fagpersoner med solid viden og indsigt, så det faglige indhold er i højsædet.

Nogle af artiklerne formidler alene et fagligt indhold, mens andre er debatterende, dvs. at forfatteren enten drager egne konklusioner eller argumenterer for et synspunkt. Enkelte artikler er sat op overfor hinanden som forskellige vinkler på samme problemstilling.

Undervisningsmaterialet fra CEPOS' TANK&TÆNK er til fri afbenyttelse, så længe man husker at angive tydelig kilde.

Vi håber, at gymnasieelever, lærere, studerende, undervisere og øvrige interesserede vil få glæde af materialet, som forhåbentlig kan danne baggrund for gode debatter og medvirke til, at vi alle bliver klogere.

HVAD ER CEPOS?

Center for Politiske Studier (CEPOS) er en uafhængig borgerlig-liberal tænketank.

CEPOS søger at påvirke den politiske debat og derved de politiske beslutninger ved:

- at frembringe ny viden om samfundsindretningen gennem analyse og forskning
- at udarbejde løsninger og konkrete forslag til ny politik
- at påvirke nutidens og fremtidens beslutningstagere gennem medier, møder, konferencer, publikationer og uddannelse

TANK&TÆNK
CEPOS

INDHOLD

Vejr eller klima?	4
Klimaændringer	4
Klimaændringer siden istiden	5
Hvorfor ændrer klimaet sig?	8
Jordens klimasystem	9
Energistrømme	11
Kulstofkredsløbet	14
Menneskeskabte ændringer	16
Klimaet i fremtiden	17
Internationale klimamøder og konventioner	20

INTRO: VEJR ELLER KLIMA?

Uanset hvor man lever på Jorden, har vejret betydning for dagligdagen og tilværelsen. Og selvom vi i Danmark har indrettet os med mange moderne bekvemmeligheder, er vi på adskillige måder fortsat afhængige af vind og vejr. Vi er også vant til, at vejret er omskifteligt, og at det altid er forbundet med en stor usikkerhed at planlægge aktiviteter, der er afhængige af en bestemt vejrtype. Heldigvis har mennesket haft en enorm evne til at tilpasse sig naturen, og således været i stand til at klare sig i områder fra ekstrem kulde til ekstrem varme.

Når vi taler om vejret, mener vi som regel atmosfærens tilstand på et bestemt sted og tidspunkt, og er typisk interesserede i oplysninger om temperatur, vind, skydække og regn. Vi er også gerne interesserede i vejrudsigterne nogle timer eller dage ud i fremtiden. Dette materiale handler om Jordens klima, hvor klimaet kan defineres som det gennemsnitlige vejr og vejrets variationer over en længere periode, som man traditionelt fastsætter til 30 år.

Klimaet er således ikke blot gennemsnitlige værdier af f.eks. temperatur og nedbør, men også hvor meget parametrene varierer i løbet af et år, samt hyppigheden og styrken af ekstreme vejrfænomener som kraftige orkaner eller voldsomme skybrud. På trods af, at der kan være stor forskel på f.eks. sommervejret fra år til år, så holder klimaet sig som regel nogenlunde konstant.

KLIMAÆNDRINGER I ÅRHUNDREDER

En klimaændring er en ændring i det gennemsnitlige vejr (og variationerne) over en længere periode, som det typisk tager flere årtier at konstatere. Klimaet kan godt ændre sig meget hurtigt, men når der alligevel er brug for lang tid til at fastslå en ændring, skyldes det, at Jordens klima er en meget kompleks og dynamisk størrelse, hvor det er svært at se om en ændring er en kortvarig og tilfældig fluktuation eller et tegn på en mere generel ændring af klimasystemets tilstand. Generelt kan man sige, at desto mindre klimaændringen er, desto længere tid er der brug for til at kunne identificere den. Klimaforskning kræver derfor stor tålmodighed og systematiske observationer over lange tidsrum.

Jordens klima har altid været under forandring. Fra boringer i aflejringer på oceanernes bund og ned igennem Indlandsisen i Grønland og iskappen på Antarktis ved vi, at istider gennem de seneste tre millioner år har afløst hinanden i et regelmæssigt mønster, og specielt under de kolde istider indikerer målingerne, at klimaet har været meget ustabilt. Det skyldes sandsynligvis, at temperaturforskellene mellem Ækvator og polerne var større under istiderne, hvilket giver grundlag for kraftigere storme.

Går vi længere tilbage gennem Jordens geologiske perioder, kan vi se, at der undervejs har været dramatiske episoder med store klimaændringer og katastrofale udryddelser af livsformer. Mange af de geologiske overgange og masseudryddelserne falder sammen med langvarige udbrud fra supervulkaner og i et enkelt tilfælde også med nedslag af en stor asteroide, nemlig for 66 millioner år siden, da alle dinosaurerne (bortset fra de flyvende, som vore dages fugle nedstammer fra) forsvandt. Der er også geologiske tegn på, at Jorden på et tidspunkt har været helt isdækket, og i lange perioder har klimaet være meget varmere end i dag. De geologiske aflejringer fortæller os imidlertid også, at

livet har eksisteret på Jorden, lige siden det opstod for mindst 3,5 milliarder år siden. Forholdene på vores planet har altså i hele dette enorme tidsrum alligevel ikke ændret sig mere, end at livet har kunnet overleve, og i den nuværende mellemistid kan vi endda betegne klimaet på Jorden som relativt stabilt.

KLIMAÆNDRINGER SIDEN (DEN STORE) ISTID

En af de mest dramatiske klimaændringer i menneskets historie indtraf for godt 14.000 år siden, da temperaturen på få årtier steg brat, og de kilometertykke iskapper, som dækkede store dele af Nordeuropa, begyndte at smelte. Vores landskab er ligefrem formet af isens bevægelser og de enorme mængder morænemateriale, som den efterlod, og de indvandrede planter og dyr, der kom sydfra, da isen trak sig tilbage.

Landskabet har i begyndelsen været åben tundra med dyr som rensdyr og bjørn, som blev fulgt af de første menneskelige beboere, men efter en periode med varme temperaturer vendte de arktiske forhold brat tilbage, og kuldeperioden Yngre Dryas begyndte.

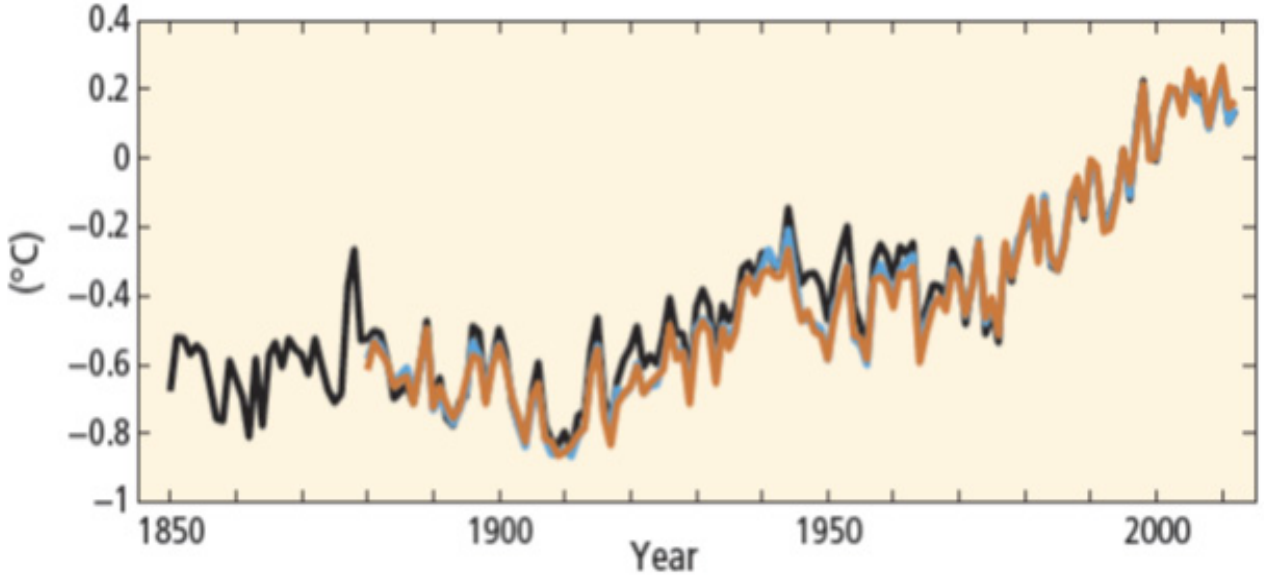
Først for 11.700 år siden sluttede istiden endeligt, og igen steg temperaturen brat på ganske få år. I mange tusinde år var temperaturen højere end i dag med milde vintre og varme somre. Det kan blandt andet ses af de pollen, der er fundet i højmoser, som har afsløret, at der voksede varmekrævende planter som vin, hornnød og najade. Vedbend, mistelten og kristtorn var også mere almindelige end i dag. Fund i moser og stenalderens bopladser indeholder knogler af varmekrævende dyr, som sumpskildpadder og store pelikaner og afslører desuden tegn på fiskeri af malle, tun, pilrokke, havrude og bars, der ligeledes kræver varme temperaturer.

De første træer, der indvandrede var enebær og birk, og kort efter kom fyrretræ og siden hassel. Hassel- og fyrreskov har herefter domineret i en lang periode, indtil landet blev indtaget af høje skovtræer som lind, eg, elm, ask og el, som udskyggede den lavere hassel og den lyskrævende fyr. Denne "atlantiske urskov", der var tæt og mørk, dominerede frem til landbrugets start omkring 4.000 f. kr., hvorefter mennesket har præget landskabets udvikling. Til gengæld har det åbne landskab givet plads til andre planter og dyr.

"DEN LILLE ISTID"

Siden er klimaet generelt blevet koldere og vådere, og for omkring 3.000 år siden indvandrede bøgen og fortrængte lind som den mest dominerende træart. I vikingetiden og tidlig middelalder oplevede vi dog igen en lang varmeperiode, hvor klimaet var varmere end i dag, hvilket blandt andet gjorde det muligt for vikingerne at bosætte sig og dyrke agerbrug i Grønland, indtil "Den lille Istid" begyndte i 1300-tallet.

Herefter fulgte en periode på mange århundreder, som blev den koldeste siden afslutningen af den "store" istid, med ekstremt kolde vintre og korte, regnvåde somre med dårlig høst. Nordboerne forlod igen Grønland, og da Den lille Istid kulminerede i 1600-tallet blev England, Norge og Færøerne ramt af hungersnød som følge af ringe høst og fiskeri. Tilfrosne bælter blev helt almindelige om vinteren, hvor isen blev en fast transportvej. I 1635 kunne man gå over isen fra Skåne til Bornholm, og i vinteren 1659 kunne hele den svenske hær marchere over isen fra Jylland via Fyn og Lolland til Sjælland. En rekord for istransporten blev sat i vinteren 1798-99 med 114 dages isbådstransport, og d. 11. maj 1799 kunne man stadig se drivende is i Øresund. Vandre- og kaneture over Øresund var almindelige til langt ind i 1800-tallet. Den 28. februar 1845 gik 5.000 mennesker således over Øresund, og nogle år tidligere havde en bornholmer mistet orienteringen i vintervejret, da han var gået ud på isen for at fange laks. Han dukkede op igen tre dage senere på den tyske ø Rygen.



Figur 1. Ændringer i den globale middeltemperatur, hvor 1993 er valgt som nulpunkt. De forskellige farver repræsenterer forskellige datasæt. (Fra FN's klimapanels rapport "Climate Change 2014").

Siden afslutningen af Den lille Istid er der igen sket en klimaforbedring, som er fortsat gennem 1900-tallet, hvor især perioden fra 1915-1940 var præget af opvarmning (se figur 1). Fra midten af 1940'erne til sidst i 1970'erne blev det varme vejr imidlertid afløst af en køligere periode, hvor klimaforskere til sidst begyndte at blive bekymrede for, at en ny istid var under opsejling. Temperaturen steg dog igen op gennem 1980'erne og 1990'erne, hvilket i stedet førte til en ny bekymring for, at klimaet i stedet kunne blive for varmt. Siden årtusindeskiftet har den globale temperatur holdt sig nogenlunde konstant. I 2015-16 er der dog indtruffet en kraftig El Niño-begivenhed i Stillehavet, som har påvirket klimaet verden over.

HVORFOR ÆNDRER KLIMAET SIG?

Det er således ikke nogen nyhed, at klimaet ændrer sig, og det er heller ikke nyt, at mennesket har bemærket ændringerne. Helt tilbage i det antikke Grækenland og senere i 1800-tallets USA havde man endda overvejet, om det havde betydning for mængden af regn, at man havde fældet store skovområder, og dermed om ændringen i nedbør skyldtes menneskelige aktiviteter. Men ellers var forskernes tilgang til emnet i mange år, at det da var interessant, at de ligefrem kunne observere klimaændringer, men usandsynligt, at mennesket havde nogen andel i det. Det var også tilfældet i 1930'erne, da forskerne begyndte at blive opmærksomme på opvarmningen, og hvor man antog, at det var resultatet af en naturlig variation i klimaet, som man jo havde set så mange gange tidligere i historien. Og temperaturen ville jo nok falde igen før eller senere.

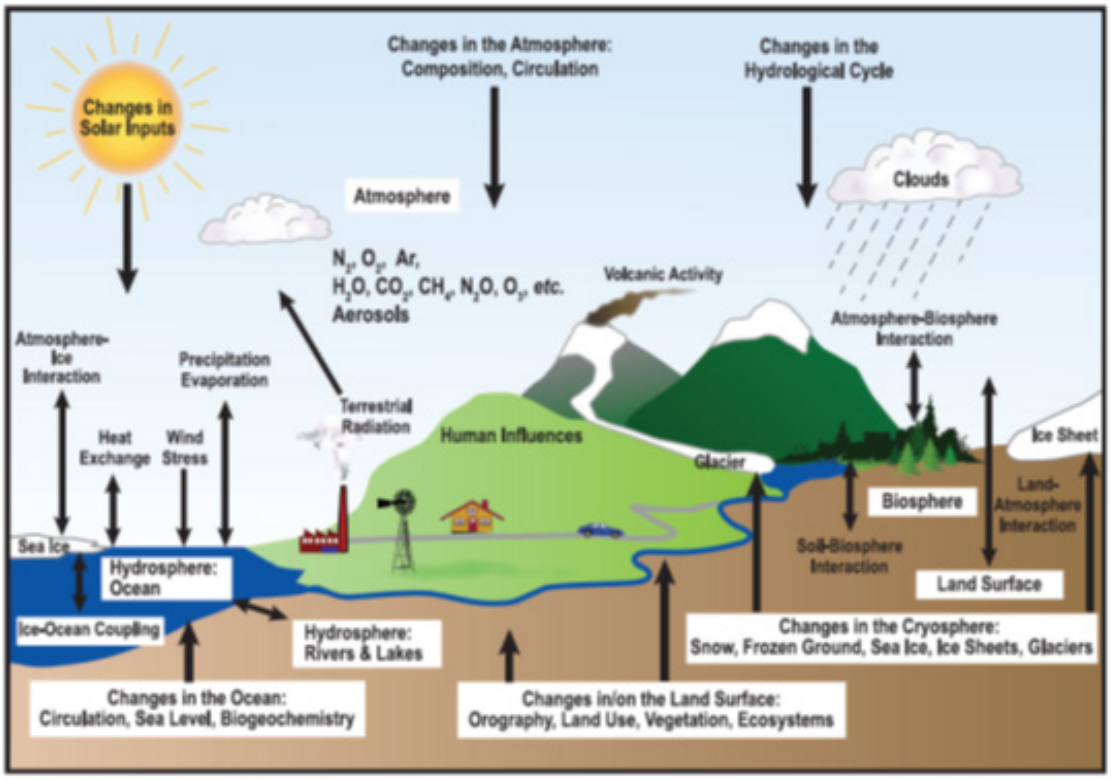
Netop på grund af de naturlige variationer det vanskeligt at afgøre, om klimaet er ved at ændre sig, og hvor stor en del af ændringerne, der er menneskeskabte. Ganske vist kan vi jævnligt læse beretninger om ekstreme vejrforhold, som kraftige orkaner, voldskomme skybrud og varme- eller kulderekorder, men én enkelt rekordvarm sommer eller stor orkan er ikke et tegn på en klimaændring. Først hvis vi i en længere periode ser en større hyppighed af hedebølger eller store orkaner, kan man begynde at se det som et udtryk for en klimaændring. Her er det igen et problem, at vi på globalt plan ofte kun har gode målinger, der rækker 50 år tilbage, og derfor kan det være svært at afgøre, om vi ser klimaændringer eller tilfældige fluktuationer.

Meget af vores viden om Jordens klima bygger derfor på en kombination af systematiske målinger og anvendelse af modeller. Da vi som nævnt kun har direkte målinger af fx temperatur og nedbør for en begrænset periode, er rekonstruktioner af klimaet, som bygger på indirekte målinger eller såkaldte proxydata, meget vigtige. Boringer i Indlandsisen i Grønland har således skaffet os viden om temperaturændringer og atmosfærens sammensætning helt tilbage til den forrige mellemistid for 130.000 år siden, og fra boringer gamle sedimenter har vi fået viden om klimaet mange millioner år tilbage i tiden.

Vi kender en lang række faktorer, der kan få klimaet til at ændre sig. På geologiske tidsskalaer ser kontinentaldriften ud til at have betydning. Langvarige vulkanudbrud og små ændringer i Jordens bane omkring Solen påvirker også klimaet, ligesom atmosfærens sammensætning, partikler (aerosoler) i atmosfæren og jordoverfladens udseende (lys eller mørk) har betydning. Nogle af disse ændringer er menneskeskabte, men før vi diskuterer dette, vil vi se på, hvordan Jordens klimasystem er sat sammen.

JORDENS KLIMASYSTEM

Man kan anlægge et holistisk syn på Jordens klima, hvor man anskuer det som et komplekst system af forbundne komponenter, som antydet på figur 2. Komponenterne er Jordens forskellige "sfærer", som atmosfæren, oceanerne, kryosfæren (ismasserne), hydrosfæren (søer, floder, grundvand), litosfæren (fastlandet) og biosfæren (alt det levende, men især planter og træer). Alle disse komponenter er forbundet med hinanden gennem en udveksling af stof og energi, og hvis vi vil beskrive klimaet, må vi derfor se på såvel de enkelte komponenterne som på de globale kredsløb. Mange af kredsløbene griber ind i hinanden, og derfor kan en ændring ét sted i klimasystemet få en overraskende effekt et helt andet sted.



Figur 2. Skematisk oversight over komponenterne i klimasystemet og deres vekselvirkninger (Fra FN's Klimapanel Climate Change 2007: The Physical Science Basis")

Af klimasystemets komponenter er Jordens atmosfære den mest omskiftelige, som hurtigt reagerer på ydre påvirkninger og har en lav varmekapacitet. Hvis vi ser bort fra vanddamp, som varierer meget, så udgør kvælstof og ilt 99% af atmosfærens volumen, og 99% af massen befinder sig nedenfor 30 km fra Jordens overflade. Set fra rummet syner atmosfæren kun som en tynd hinde omkring Jorden, men dette tynde lag er afgørende for vores eksistens. Da solstrålingen især opvarmer Jordens overflade, som overfører varme til atmosfæren, bliver atmosfæren opvarmet nedefra, og da varm luft udvider sig og stiger til vejrs, bliver atmosfæren turbulent. Den lave varmekapacitet betyder samtidig, at atmosfærens "hukommelse" kun er nogle få uger.

I modsætning til atmosfæren, er oceanerne en meget træg komponent, der har en stor varmekapacitet og kan opmagasinere enorme energimængder. Oceanerne virker derfor som en støddæmper i klimasystemet. Samtidig opvarmes havet fra oven og er derfor langt mere stabilt. Overfladelagene kan reagere på ydre påvirkninger i løbet af måneder eller få år, men det kan tage århundreder, før væsentlige ændringer registreres i dybhavet.

De store iskapper i Grønland og på Antarktis virker også dæmpende på klimaet. Det kræver meget energi at smelte is, og ismasserne er derfor meget robuste komponenter, som det vil tage mange tusinde år at smelte. Man kan fx se, at den forrige mellemistid, Eemtiden, var flere grader varmere end den nuværende, og selv efter 10.000 års opvarmning var det meste af Indlandsisen i Grønland stadig intakt.

At der er liv på Jorden, og der derfor er en biosfære, er også med til at påvirke klimaet, og det gør Jordens klima langt mere dynamisk end klimaet på døde planeter som Venus og Mars.

Som nævnt forbindes komponenterne af strømme af energi og stof. Udvekslingen af energi sker især ved stråling gennem atmosfæren samt ved transport af fri varme i atmosfæren og oceanerne; ved latent varme (vanddamp i atmosfæren) og bevægelsesenergi.

De vigtigste stoftransporter er vand og kulstof, men det har også betydning for klimaet, hvordan f.eks. svovlkredsløbet opfører sig, og ikke mindst kredsløbene med næringsstoffer som fosfat og nitrat spiller en rolle, fordi de indgår i biomassen.

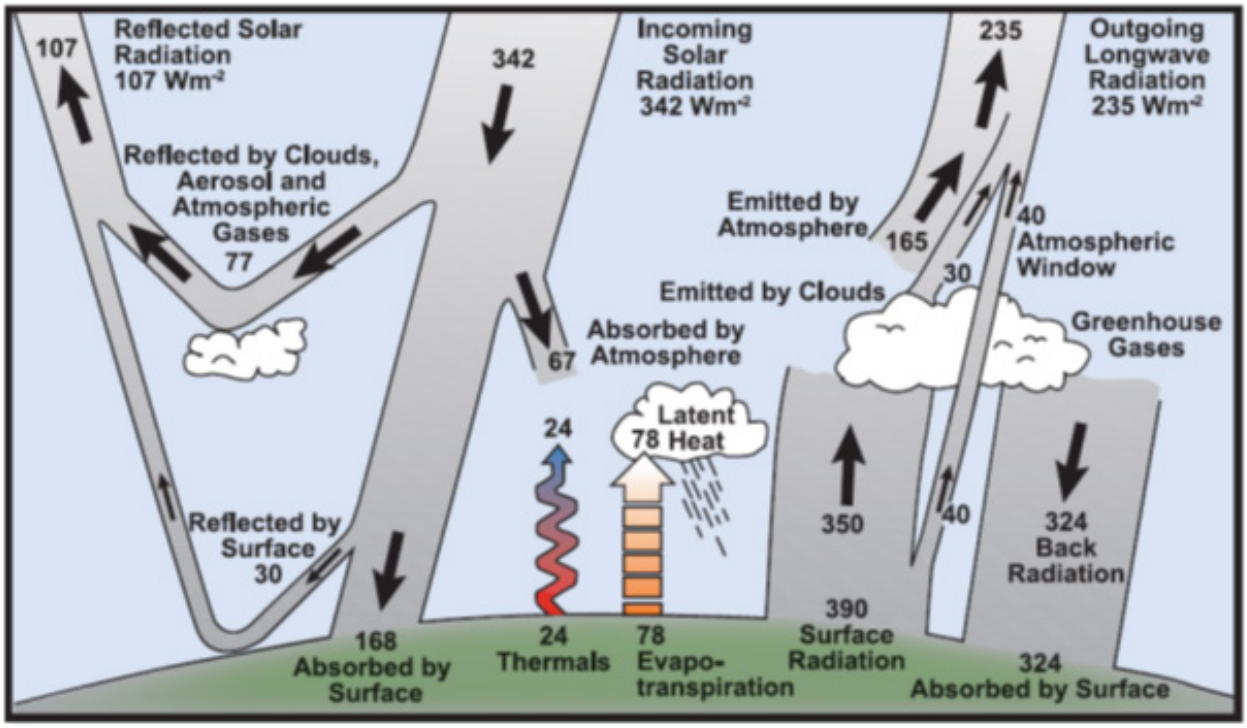
Klimasystemets opførsel afhænger derfor af, hvorledes energi- og massestrømme ændres, og hvorledes disse strømme påvirker systemet. Kredsløbene er karakteriserede ved meget forskellige tidsskalaer for deres dynamik, og de omfatter både biologiske, geologiske, kemiske og fysiske mekanismer. Under ét kaldes de for biogeokemiske kredsløb, og for at forstå dem, kræver det typisk et samarbejde mellem forskere fra mange discipliner som meteorologi, oceanografi, geologi, kemi, fysik og biologi. Når vi mennesker griber ind i kredsløbene, ændrer vi stof- og energitransporten – fx kan vi betragte forurening som en flytning af stoffer fra ét sted i klimasystemet til et andet sted.

ENERGISTRØMME

Næsten al energien til at drive kredsløbene kommer fra Solen. Det er således solstrålingen, der leverer energien til cirkulationer i atmosfæren og oceanerne, som dermed også leverer energien i vind- og vandkraftværker. Det gælder også biomasse, og på en måde kan vi også betragte kul, olie og naturgas som oplagret solenergi, selvom de har ligget i undergrunden i mange millioner år.

Da Jorden ikke virker tilbage på Solen, betragter vi ikke Solen som en del af klimasystemet, men som en ydre påvirkning. Hvis solstrålingen ophørte for en periode, fx hvis et kæmpe meteornedslag sendte store mængder støv og vanddamp op i atmosfæren, ville Jordens temperatur falde dramatisk i løbet af få år, men heldigvis ser der ud til at gå mange millioner år mellem disse begivenheder.

Solens udstråling har dog ikke været konstant under hele Jordens udvikling, og Solen udstråler i dag ca. 30% mere energi, end da Jorden blev dannet. Alligevel har klimaet og livet justeret sig efter den øgede indstråling.



Figur 3. De globale middel-energistrømme mellem Jordens overflade, atmosfære og Verdensrummet.

Over tid vil den mængde energi, der indstråles fra Solen sendes tilbage til verdensrummet enten direkte ved refleksion eller som langbølget stråling. Figur 3 viser de gennemsnitlige energistrømme mellem Verdensrummet og Jordens overflade.

Målt udenfor Jordens atmosfære er mængden af energi, der kommer fra Solen, i gennemsnit ca. 1370 W/m2. Denne størrelse kaldes solkonstanten, hvilket er et uheldigt navn, for energiindstrålingen fra Solen varierer – endda på mange forskellige tidsskalaer – hvilket bl.a. er konstateret ved kontinuerte målinger fra satellitter siden 1979.

Da Solens energi skal fordeles udover vores kugleformede planet, og da Solen kun skinner på halvdelen af Jorden (hvor det er dag), bliver den gennemsnitlige mængde af energi, der modtages ved toppen af atmosfæren, en fjerdedel af solkonstanten eller ca. 342 W/m2.

Figur 3 illustrerer, hvad der sker med den energi, der kommer ind fra Solen. Af de 342 W/m2 reflekteres ca. 30% (107 W/m2) direkte tilbage til verdensrummet. Det er jordoverfladens udseende og atmosfærens sammensætning (gasser, partikler og skyer), der bestemmer, hvor meget solstråling, der tilbagekastes. Is- og snedækkede områder tilbagekaster meget sollys. Hvide skyer (især lavtliggende skyer med mange små skydråber) tilbagekaster også en meget stor del af sollyset, hvorimod højtliggende tynde is-skyer lader det meste af solstrålingen passere igennem. De 70% af solenergien, som ikke reflekteres, absorberes enten i atmosfæren eller på jordoverfladen. Både jordoverfladen og atmosfæren opvarmes således af sollyset, og for at være i balance må energien derfor sendes ud i Verdensrummet igen.

Jordoverfladen afgiver solenergien igen på flere måder. Energien bruges til at opvarme atmosfæren via opstigende luftstrømme eller til fordampning af vand, og en stor del af energien stråles op i atmosfæren som varmestråling (infrarød stråling). Atmosfæren afgiver også sin energi ved varmestråling, men varmestrålingen udsendes i alle retninger, så mens en del sendes ud i Verdensrummet, sendes en del ned mod overfladen. Derfor cirkulerer en del af varmestrålingen mellem atmosfæren og jordoverfladen, og temperaturen bliver således højere, end den ville være uden en atmosfære.

Det er særdeles heldigt, for hvis der ikke var nogen atmosfære, ville temperaturen ved jordoverfladen være mindst 30°C lavere! En af de væsentligste årsager til denne forskel er drivhuseffekten, som altså er en naturlig effekt, der er afgørende for de nuværende former for liv på Jorden. Drivhuseffekten virker ved, at bestemte luftarter (drivhusgasserne) og skyerne absorberer en del af den varmestråling, der kommer nedefra, mens de ikke absorberer ret meget af Solens stråling, fordi solstrålingen har en anden (og kortere) bølgelængde. Drivhusgasserne og skyerne virker på denne måde som en slags isolerende lag, der holder på varmen i atmosfæren, oceanerne og jordoverfladen.

De vigtigste drivhusgasser er vanddamp, kuldioxid, metan og lattergas. Per molekyle er vanddamp ikke særlig effektiv, men da vanddamp forekommer i store koncentrationer i atmosfæren, er det langt den vigtigste drivhusgas.

Figur 3 illustrerer også, hvordan ændringer på jordoverfladen eller i atmosfæren vil forrykke energibalancen. Det kan være en ændring af overfladens udseende, som påvirker hvor meget sollys, der absorberes, fx hvis en skov omdannes til dyrkede marker eller bebygges, eller det kan være ændringer i atmosfæren som luftforurening eller udledning af drivhusgasser.

En forbedret beskrivelse af atmosfæren i figur 3 ville være at opdele den i et antal (horisontale) lag med hver sin temperatur og så se på energistrømmene mellem hvert lag. Denne beskrivelse kan forbedres yderligere ved også at tage højde for, at solindstrålingen ikke er jævnt fordelt over kloden, men afhænger af breddegraden, dvs. om man er i troperne eller ved polerne.

Netop fordi Jorden er rund, modtager områderne omkring ækvator mere energi end områderne ved polerne. Solen står højere på himlen i landene omkring ækvator og afleverer derfor solstrålingen mere koncentreret, dvs. med flere W per m2. Den gennemsnitlige temperatur kommer således til at afhænge af breddegraden.

Varmeudstrålingen sker imidlertid fra hele jordoverfladen, og selvom der er mere udstråling fra en varm tropejord end fra en kold isoverflade i Arktis, bliver der ikke helt så stor forskel på udstrålingen, som der er på indstrålingen. Områder omkring polerne og høje breddegrader udstråler derfor mere energi, end de modtager fra Solen, og omvendt modtager områder i troperne og subtroperne mere energi fra Solen, end de kan afgive igen ved varmestråling. Det skaber en konstant ubalance i Jordens klimasystem med et "energioverskud" omkring ækvator og lave breddegrader og et "energiunderskud" på høje breddegrader.

Denne energiforskel bliver udlignet gennem energitransporter i klimasystemet, og er en helt grundlæggende drivkraft i cirkulationerne i atmosfæren og oceanerne.

Hvis ikke der var vinde og havstrømme, ville temperaturerne i troperne være langt højere, og temperaturerne ved polerne langt lavere. De store bevægelser i havene og atmosfæren, som sørger for energitransporten, har stor betydning for det regionale klima.

I Det nordlige Atlanterhav driver cirkulationer i atmosfæren således Golfstrømmen (Den nordatlantiske Strøm), der transporterer varmt vand nordpå i Atlanterhavet, og undervejs afgiver sin varme til atmosfæren. På vore breddegrader bringer de fremherskende vestenvinde herefter varmen fra havstrømmen ind over land og er således med til at gøre klimaet i Nord- og Vesteuropa så mildt, som det er.

Det kan være svært at forudsige præcis, hvordan en ændring i klimasystemet vil påvirke cirkulationerne og parametre som temperatur, nedbør mv. En ændring i et kredsløb kan vise sig at være koblet til et andet kredsløb, som så også ændres og virker tilbage igen på det første kredsløb. Det kaldes tilbagekobling (feedback), og den kan både være positiv – dvs. forstærke en ændring – eller negativ, hvor den dæmper en ændring.

Et eksempel på en positiv tilbagekobling er sammenhængen mellem havis og refleksion af solindstrålingen. Hvis havtemperaturen falder, vil der blive dannet mere is, og den hvide overflade vil øge refleksionen af solstrålingen, således at havet optager mindre energi. Dermed afkøles havet yderligere, og der dannes endnu mere havis osv.

STOFKREDSLØBENE

Man kan også se af figur 3, at vandets kredsløb er helt afgørende for klimaet. Således bruges omkring halvdelen af energien i den indkommende solstråling til at fordampe vand, og en stor del af resten bruges til at opvarme vand i oceanernes overflade, der dækker mere end 70 % af Jordens overflade. Oceanerne indeholder 97 % af klodens vandmasser, og varmetransport med havstrømme er således et vigtigt bidrag til at udligne den ovennævnte temperaturforskel mellem ækvator og polerne, ligesom vandmasserne kan oplagre store energimængder og dermed dæmpe svingninger i klimaet.

I forhold hertil er atmosfærens indhold af vanddamp forsvindende, kun ca. 0,001%. Alligevel er vand i atmosfæren en meget vigtig – og sårbar – komponent i klimasystemet, fordi mængden af vanddamp øjeblikkeligt reagerer på ændringer i klimaet. Fordelingen af vand i atmosfæren er derfor kritisk – dels fordi vanddamp er en drivhusgas, og dels fordi vanddampen ofte kondenserer andre steder, end den fordamper og derfor bidrager til energitransporten i atmosfæren. Endelig er fordelingen af nedbør naturligvis afgørende for biosfæren.

Kulstofkredsløbet er også med til at forbinde de forskellige sfærer til hinanden, især fordi kulstof indgår i planternes fotosyntese og dermed i biosfæren, ligesom det har en direkte indflydelse på klimaet, fordi det regulerer to vigtige drivhusgasser, nemlig kuldioxid (CO_2) og metan (CH_4). I sammenligning med vandets kredsløb er kulstofkredsløbet meget mere komplekst, og nogle af mekanismerne, blandt andet nedbrydning af bjergarter, er meget langsommere. Det introducerer til gengæld muligheden for feedback mekanismer med meget lange tidskonstanter i klimaet.

Svovl, kvælstof og fosfor er nogle af de andre stofkredsløb, der kobler komponenterne sammen og påvirker klimaet. Svovl er f.eks. ansvarlig for dannelsen af aerosoler, der ændrer refleksionen af solstrålingen, ligesom aerosolerne fungerer som kim for dannelse af skydråber. Mængden af såvel kvælstof som fosfor i oceanernes overfladelag udgør også en begrænsning for den biologiske produktivitet i oceanerne og dermed for CO_2-kredsløbet.

KULSTOFKREDSLØBET

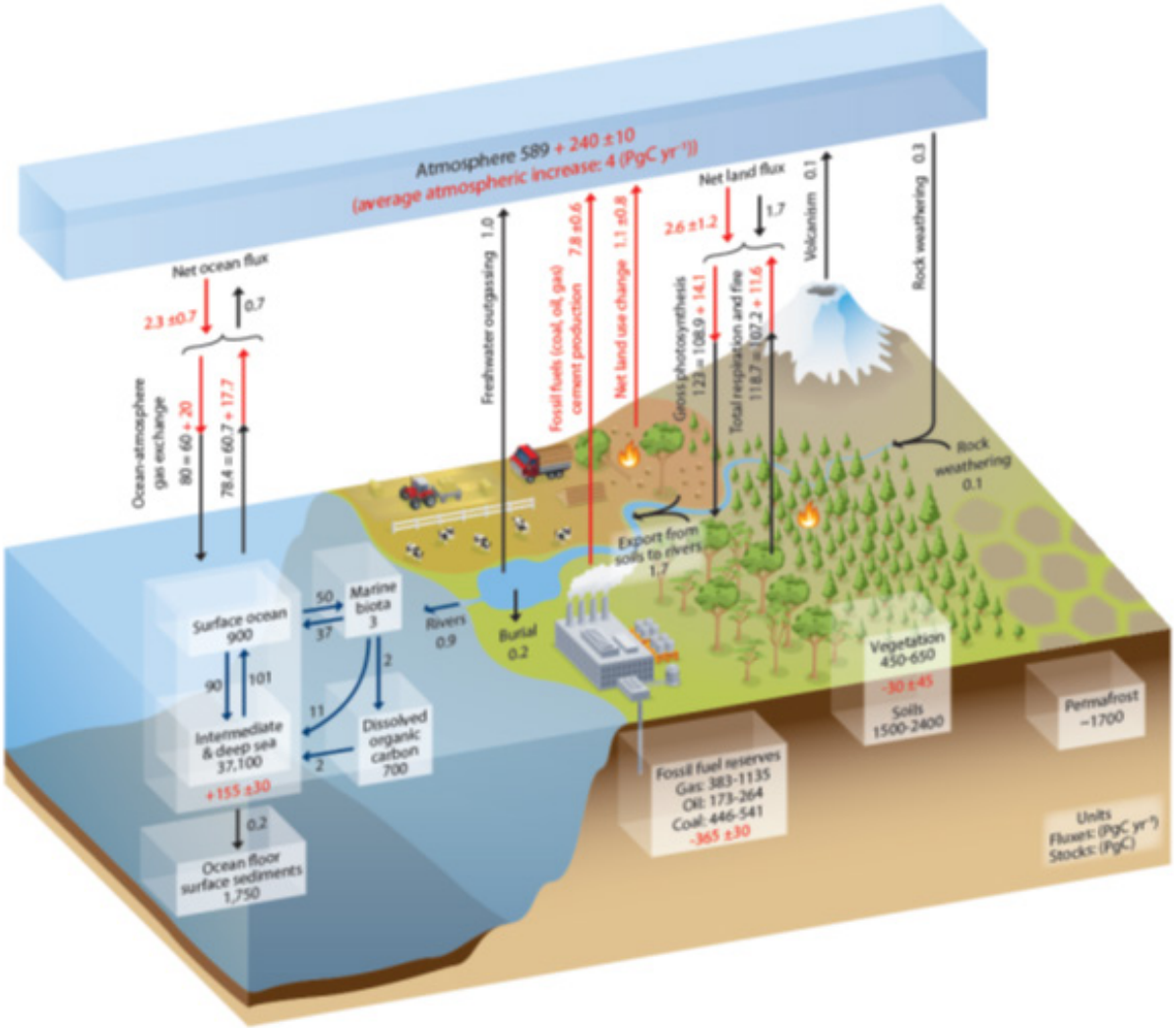
Kulstof er en afgørende bestanddel i alle organismer på Jorden, og det indgår i de fossile brændstoffer og i flere drivhusgasser. Samtidig er der stor politisk opmærksomhed om netop kulstofkredsløbet, som derfor behandles nærmere her.

De vigtigste kulstofreservoirer er vist på figur 4, som også viser størrelsen af den årlige udveksling mellem reservoirerne. Tallene i kasserne viser kulstofmængderne i gigatons (Gt, det samme som en milliard tons), og tallene ved pilene viser transporten af kulstof i enheder af Gt per år. I atmosfæren optræder kulstof især som CO_2, og i mindre grad som CH_4 og CO, mens kulstoffet i den levende biomasse og i jordlaget er bundet i organisk materiale. Bemærk, at der er omtrent lige store mængder kulstof i atmosfæren og i den levende biosfære.

I oceanerne optræder kulstof som opløst CO_2, bikarbonat-ioner (HCO_3^-) eller karbonat-ioner (CO_3^{2-}), som under ét betegnes som DIC ("dissolved inorganic carbon"). Hertil kommer mindre mængder opløst organisk kulstof (DOC ("dissolved organic carbon") og små partikler af organisk

materiale (POM). Mange alger danner skaller af calciumcarbonat, som over mange år aflejres som limsten på havbunden. Dermed trækkes kulstof langsomt ud af havet.

Oceanerne kan opdeles i et overfladelag og dybhavet. Vandmasserne i overfladelaget blandes af vindene og er konstant i kontakt med og udveksler CO2 med atmosfæren. I forhold til mængden af kulstof i overfladelaget, der er af samme størrelse som kulstofmængden i atmosfæren, er der enorme kulstofmængder oplagret i dybhavet. Til gengæld er udvekslingen mellem overfladelaget og dybhavet beskeden i forhold til de andre udvekslinger, og det betyder, at mens f.eks. kulstoffet i atmosfæren udskiftes i løbet af få år, er opholdstiden i dybhavet flere hundrede år.



Figur 4. De vigtigste dele af det globale kulstofkredsløb i milliarder ton kulstof (Gt). Tallene angiver størrelsen af kulstoflagrene og de røde tal viser den årlige transport i Gt/år. De sorte tal er tallene før den industrielle revolution og de røde tal er ændringen siden da. De røde tal er et gennemsnit for perioden 2000-2009 (1 Gt = 1 Pg). Fra FN's klimapanels rapport "Climate Change 2013".

MENNESKESKABTE ÆNDRINGER

De menneskeskabte påvirkninger af kulstofkredsløbet kommer især fra forbrænding af fossile brændstoffer samt fra ændringer i vegetationen. Afbrænding af kul, olie og naturgas frigiver årligt ca. 8 Gt kul, mens ændringerne i vegetationen, der hovedsageligt skyldes skovrydninger i troperne, bidrager med ca. 1 Gt årligt. Af det årlige menneskeskabte udslip på i alt ca. 9 Gt akkumuleres ca. 4 Gt i atmosfæren, mens det skønnes, at oceanerne netto optager ca. 2,3 Gt. Hvor resten af kulstoffet (ca. 2,6 Gt årligt) bliver af, har man ikke styr på, og det omtales lidt vittigt som "the missing sink". Naturligvis forsvinder kulstoffet ikke, så selvom der fortsat globalt ryddes skovområder, må biosfæren netto optage mere kulstof, end den afgiver. På figur 4 er dette kulstofoptag betegnet som "Net land flux", men der er uenighed om, hvor optaget sker. Det er dog sandsynligt, at der optages store mængder i skovene på mellembreddegraderne på den nordlige halvkugle, specielt i Nordamerika. Optag af kulstof kan f.eks. ske ved, at skoven vender tilbage på landbrugsarealer, der ikke længere benyttes, ligesom den øgede mængde CO2 i atmosfæren stimulerer fotosyntesen, således at biomassen optager mere kulstof. Den samme effekt kan være opnået ved, at Jordens gennemsnitstemperatur er steget og endelig kan et (utilsigtet) resultat af luftforurening med kvælstofoxider (NOx) være, at tilførslen af kvælstof virker som gødning på planteproduktionen og dermed har øget kulstofoptaget.

Opmærksomheden har i mange år været rettet mod CO2 indholdet i atmosfæren, der som illustreret i figur 4 fra et førindustrielt niveau på 589 Gt er øget med 240 Gt og derfor nu ligger 40 % over det førindustrielle niveau. Der er ikke tvivl om, at stigningen skyldes menneskets aktiviteter, bl.a. fordi isotopsammensætningen af kulstoffet afslører, at en stigende del af kulstoffet i atmosfæren kommer fra fossile brændstoffer.

Spørgsmålet er, hvor meget den ekstra mængde kulstof i atmosfæren har betydet for klimaet? Hvis vi ser igen på figur 1, kan vi se, at temperaturerne både har været stigende og faldende de sidste 150 år, selvom vi må gå ud fra, at CO2-koncentrationen i samme periode har været stigende. Som man kan se af figur 4, så vokser mængden af kulstof i atmosfæren med ca. 4 Gt om året. De sidste 15 år har mennesket således udledt omkring 60 Gt kulstof, hvilket svarer til en fjerdedel af alt det kulstof, som vi har udledt til atmosfæren siden industrialiseringen. Alligevel er den globale temperatur ikke steget de sidste 15 år. Det er derfor åbenlyst, at der er flere faktorer, som påvirker temperaturen, og som gør det svært at isolere effekten af CO2 alene. De sidste 15 års pause i den globale opvarmning har derfor også givet anledning til stor selvransagelse blandt klimaforskerne.

Et problem i vurderingen af klimavirkningen af CO2 er de tidligere nævnte feedback-mekanismer. CO2 er en drivhusgas, men isoleret set giver CO2 kun anledning til en begrænset opvarmning. Den lille temperaturstigning vil imidlertid føre til, at mere vand fordamper, og i atmosfæren vil den ekstra vanddamp give anledning til en større temperaturstigning, som igen vil fordampe mere vand osv. Dermed har vi en mekanisme, der i princippet kan løbe løbsk, indtil der ikke er mere vand tilbage i oceanerne. Når det ikke sker, skyldes det, at vanddampen ikke bliver ved med at akkumulere sig i atmosfæren. Efterhånden som fugtigheden stiger, vil vanddampen begynde at kondensere sig og danne skyer, som vil sænke temperaturen, ligesom vandet også vil regne ud af atmosfæren igen og dermed reducere drivhuseffekten.

Den samlede virkning af en CO2 fordobling på Jordens overfladetemperatur – der altså også inkluderer koblingen til vandets kredsløb – kaldes for klimafølsomheden og er naturligvis særlig interessant, hvis man skal omsætte fremtidige stigninger i CO2 koncentrationen til en temperaturstigning. Desværre kan man ikke sætte et apparat op i atmosfæren og måle klimafølsomheden, og man er derfor nødt til at beregne den enten i klimamodeller eller ved at undersøge, hvordan temperatur og CO2 har varieret i fortiden. Det kan man desværre ikke gøre særlig præcist, og FN's Klimapanel har i sin seneste rapport derfor kun konkluderet, at klimafølsomheden sandsynligvis ligger et sted mellem 1,5°C og 4,5°C. Det er i øvrigt det samme resultat, som klimaforskerne fandt frem til for 25 år siden, så her har 25 års klimaforskning har ikke bragt os tættere på et svar.

Klimafølsomheden er defineret ved, at klimasystemet skal have stabiliseret sig igen efter en fordobling af CO2 koncentrationen, og det tager mange hundrede år. Et andet mål for effekten af CO2 er derfor den transiente klimafølsomhed, som er den temperaturstigning, der er sket lige på det tidspunkt, hvor koncentrationen af CO2 er steget til det dobbelte, og den ligger sandsynligvis et sted mellem 1,0°C og 2,5°C.

KLIMAET I FREMTIDEN

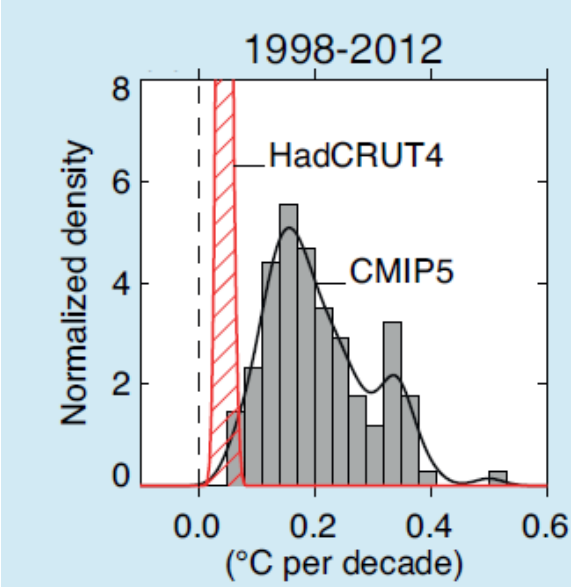
Det er naturligvis stor interesse for at kunne forudsige fremtidens klima, ikke mindst fordi forudsigelserne bliver brugt til at tage store og vidtrækkende politiske beslutninger, som påvirker vores og vore efterkommeres levevilkår og velstand. Her skal man imidlertid huske på, at klimaet – som det fremgår af de tidligere afsnit – altid har ændret sig af helt naturlige årsager, og disse ændringer vil naturligvis også fortsætte i fremtiden. Desværre er mange af disse ændringer ikke særlig velstuderede eller mulige at forudsige, og indgår derfor heller ikke i klimamodeller. Derfor vil der altid være en usikkerhed i modelberegningerne, som det er meget svært at vurdere størrelsen af.

En model, der kan forudsige vejret en uge frem kan i princippet også bruges til at beregne klimaet 100 år ude i fremtiden, da modellen bygger på de kendte fysiske og kemiske love. Forskellen er imidlertid, at mens man hele tiden får testet sin vejrmodel og kan korrigere den i forhold til observationerne, så er det svært at teste en klimamodel, som skal forudsige, hvad den globale temperatur vil være om 100 år.

I stedet tester man klimamodellerne ved at se, om de kan gengive fortidens klima: Hvis modellerne kan beskrive fortiden, har man tillid til, at det også giver mening at bruge dem til at forudsige fremtiden. Som nævnt, er det svært at lave en "rigtig" test af modellernes prognoser for fremtiden (altså en test, hvor man ikke kender resultatet), da der endnu ikke er gået så mange år, siden de første modelforudsigelser blev publiceret.

Vi har dog modelforudsigelser, der blev lavet for 15-20 år siden, og her er erfaringerne ikke imponerende. Figur 5 illustrerer fx, hvordan modellerne ikke har kunnet forudsige de sidste 15 års pause i opvarmningen, idet næsten alle modellerne forudsagde langt større opvarmning, end der blev målt.

Som forklaring på afvigelserne nævner FN's Klimapanel en række forskellige muligheder, fx at modellerne ikke har taget højde for, at opvarmningen kan være sket længere nede i oceanerne, at der kan være cirkulationer i klimasystemet, som modellerne ikke beskriver, at der har været flere vulkanudbrud og mindre solaktivitet end forventet og endelig, at nogle modeller ganske enkelt har overvurderet effekten af den øgede mængde drivhusgasser eller andre menneskeskabte ændringer som fx aerosoler fra luftforurening.

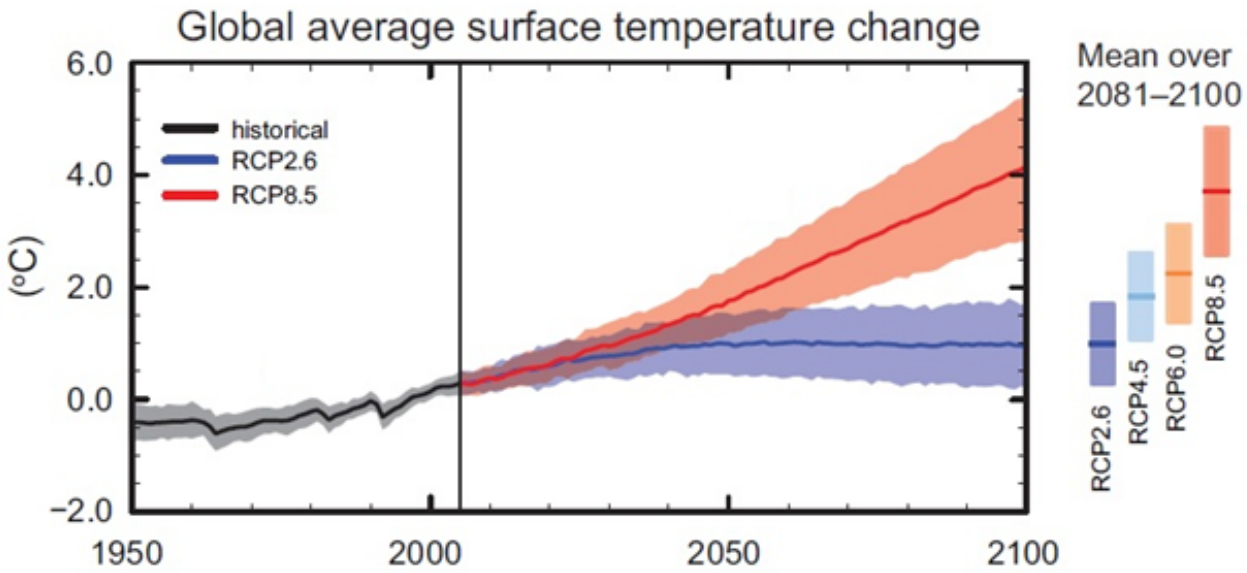


Figur 5. Den røde skraverede kurve (mærket HadCRUT4) viser den observerede temperaturstigning i perioden 1998-2012, omregnet til stigning per årti. De grå søjler viser, hvordan 114 modeller har forudsagt temperaturstigningen for samme periode. (Fra FN's klimapanels rapport "Climate Change 2013")

Figur 6 viser resultatet af en række modelberegninger for den globale temperatur frem til år 2100 og illustrerer samtidig nogle af problemerne ved prognoserne. For det første er der en grundlæggende usikkerhed om, hvilke forudsætninger man skal lægge til grund for beregningerne. En underliggende drivkraft bag klimaændringerne er således Jordens fremtidige befolkningstilvækst, og her findes der forskellige forventninger til udviklingen. Derudover har befolkningernes energiforbrug – og energiforbrugets sammensætning – samt den teknologisk udvikling stor betydning, ligesom størrelsen af fremtidens landbrugsareal osv. Disse forventninger er indbygget i forskellige scenarier, og på figuren er gengivet modelberegninger, hvor man har brugt forudsigelserne i to scenarier, som kaldes RCP2.6 og RCP8.5 (yderligere to scenarier er vist yderst til højre).

En anden usikkerhed i beregningerne er, at de forskellige modeller giver forskellige resultater, hvilket er illustreret ved de brede bånd omkring temperaturkurverne. Tilsammen fører disse usikkerheder til, at Klimapanelet forudsiger, at temperaturen sidst i dette århundrede vil være øget med et sted mellem 0.3°C og 4,8°C.

Derudover kan der også være problemer og fejl ved selve modellerne, specielt fordi man bruger modellerne i et højere temperaturområde, som man ikke har kunnet teste mod de historiske observationer. Endelig vil der være fremtidige ændringer i vulkanudbrud og solaktivitet, som man ikke kan forudsige.



Figur 6. Modelberegninger af ændringen i den globale overfladetemperatur frem til år 2100 for forskellige scenarier. (Fra FN's klimapanels rapport "Climate Change 2013")

INTERNATIONALE KONVENTIONER, KLIMAMØDER OG KLIMAPOLITIK

Klimaspørgsmål har i en lang årrække ligget højt på den politiske dagsorden, og meget af den politiske proces er foregået indenfor FN's rammer og kan ses som en forlængelse af FN's indsats indenfor miljøbeskyttelse. FN's anden miljøkonference, der blev afholdt i Rio de Janeiro i 1992 førte således til vedtagelsen af en international klimakonvention, som siden er ratificeret af næsten alle klodens lande. Når FN-konventionen blev så populær, skyldes det formodentlig, at den ikke forpligtede medlemslandene særligt meget. I erkendelse heraf aftalte man på en af de såkaldte partskonferencer, som fulgte efter Rio-konferencen, at der skulle indføres præcise begrænsninger i de industrialiserede landes CO2 udslip. Aftalerne blev nedfældet i den såkaldte Kyoto-protokol fra 1997, der indeholdt mål for, hvor meget industrilandenes udslip skulle være reduceret i årene 2008–12 målt i forhold til niveauet i 1990.

Grundidéen i Kyoto-aftalen var nogle såkaldte fleksible mekanismer, hvor fx CO2 optag i nye skovarealer skulle regnes med i den nationale kvote, ligesom det var muligt at få kredit for at finansiere projekter, der reducerede CO2-udslip i et andet land, og endelig kunne man handle med udledningstilladelser. Det sidste var særlig interessant for Rusland, som efter Sovjetunionens sammenbrud og lukning af store ineffektive industrianlæg havde udsigt til at udlede langt mindre CO2 i 2008–12 end niveauet i 1990. Princippet om at man kan få kredit ved at finansiere klimaprojekter i andre lande har også vist sig at føre til misbrug, idet der fx i Ukraine og Kina er opført mange fabrikker alene med det formål at producere drivhusgasser, som man efterfølgende destruerede igen mod betaling fra EU, idet kompensationen fra EU langt oversteg fabrikkernes udgifter.

USA ratificerede dog aldrig Kyoto-aftalen, og en anden svaghed var, at store lande som Kina, Indien og Brasilien ikke var omfattet, idet de blev opfattet som udviklingslande. Så Kyoto-aftalen blev ikke nogen større succes. Under ét holdt de store industrilande; USA, Europa, Japan og Rusland deres samlede CO2 udslip omtrent på niveauet fra 1990, hvilket til dels også var et resultat af den internationale finanskrise. Til gengæld steg udslippet i Kina, Indien og andre af de nye økonomier voldsomt på grund af den øgede produktion, vækst og velstand i disse lande. I dag udleder Kina således mere CO2 end USA, Rusland og EU-landene tilsammen, og alene den månedlige stigning i Kinas CO2 emissioner har i en årrække været på størrelse med hele Danmarks samlede årlige CO2 udslip. Målt per indbygger udleder USA dog dobbelt så meget CO2 som Kina, der per indbygger ligger lidt over EU.

I forbindelse med klimatopmødet i København i 2009 forsøgte man at nå til en ny bindende traktat om reduktioner i CO2 udslip, men på trods af mange advarsler om, at det var "sidste chance" for at redde klimaet, lykkedes det ikke at nå til enighed. I 2015 blev man til gengæld på klimatopmødet i Paris enige om, at temperaturen fremover kun må stige med 2°C og helst kun 1,5°C i forhold til det førindustrielle niveau. Dette valg er uheldigt, da industrialiseringen begyndte midt under Den lille Istid og dermed på det formodentlig koldeste tidspunkt siden afslutningen af istiden. Da man imidlertid ikke har mange temperaturmålinger fra før industrialiseringen, vælger man typisk en periode fra de sidste årtier af 1800-tallet (hvor vi var på vej ud af Den lille Istid) som reference.

Den umiddelbare begejstring over, at det lykkedes at opnå en aftale i Paris har muligvis efterladt indtrykket af, at verdenssamfundet har "løst klimaproblemet" med en beslutning om, hvor meget temperaturen må stige i fremtiden. For at nå dette mål skal FN's medlemslande imidlertid fremsætte deres egne og frivillige målsætninger for deres fremtidige emissioner. EU-landene har således i fællesskab lovet at reducere deres samlede CO2 emissioner med mindst 40 % i 2030 i forhold til 1990, mens Kina blot har lovet, at deres CO2 emissioner vil toppe senest i 2030. Derudover skal de rige lande hvert år fra 2020 stille mindst 100 milliarder dollars til rådighed for de fattige lande til at finansiere klimaprojekter.

I dag står EU for mindre end 10 % af den samlede globale CO2 emission, mens Kina står for 30 %, så der er stor forskel på, hvordan de økonomiske konsekvenser af Paris-målsætningen vil blive fordelt. I det globale kulstofbudget vil EU's klimainitiativer desuden fremover få mere symbolsk end reel betydning, hvilket også har fået mange til at understrege, at netop symbolværdien skal inspirere andre lande til at følge EU's eksempel. Om denne strategi kommer til at virke vil nok i høj grad afhænge af, om den økonomiske vækst i EU inspirerer andre til at følge det europæiske eksempel.

TANK&TÆNK

CEPOS

FIND FLERE MATERIALER PÅ

WWW.CEPOS.DK/TT