

Klimaets Fysik

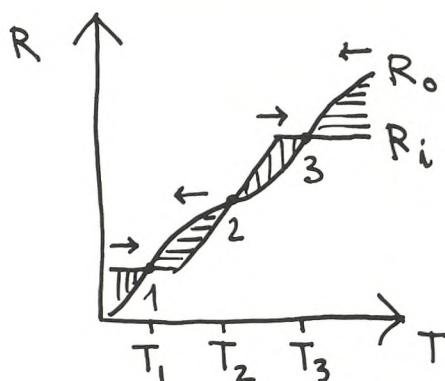
Peter Ditlevsen, *Geofysisk Afdeling, Niels Bohr Institutet for Astronomi, Fysik og Geofysik*

Interessen for at forstå klimaet på vores planet har været stigende igennem de seneste år. Dette skyldes i høj grad frykten for mulige menneskeskabte klimaforandringer (til det værre, må man formode ...). Når vi taler om menneskeskabte klimaforandringer mener vi forandringer som følge af aktiviteter i det moderne samfund, specielt luftforurening og afbrænding af fossilt brændstof. Der er ingen tvivl om at vores aktiviteter på jorden påvirker klimaet, lige såvel som den øvrige del af biosfæren er en integreret del af klimaet. Dette er mest tydeligt formuleret af James Lovelock i hans teori om de kemiske forandringer i atmosfæresammensætningen og reguleringsmekanismerne som følger af det biologiske liv. Teorien er kaldt Gaia-teorien efter jordens gudinde i den græske mytologi, og har bidraget til den måde vi tænker på klimaet idag. Gaia-teorien er, efter sigende til Lovelocks fortrydelse, blevet ganske populær blandt holister, mystikere og økologister, men den historie skal ikke fortælles her.

I det følgende vil jeg beskrive et par meget simple modeller af klimaets dynamik som hver især bygger på enkle fysiske principper. Ved klimaet forstås de gennemsnitlige forhold som middeltemperatur og middelnedbør. Allerede de gamle grækere definerede begrebet klima. Det har den samme sproglige rod som ordet inklinat, og udtrykker det simple forhold at middeltemperaturen først og fremmest er bestemt af solens hældning (inklinat) i forhold til den geografiske lokalitet. Det er altså varmere ved ækvator end det er ved polerne. Klimaet afhænger dog også af andre faktorer. Danmark, Sydgrønland og Sibirien befinder sig på (næsten) sammen bredegrad, men klimaet er vidt forskelligt de 3 steder. Klimaet afhænger af havstrømme, bjerge, ismasser og så videre. Overordnet kan vi definere klimasystemet som bestående af atmosfæren, oceanerne, cryosfæren (ismasserne), hydrosfæren (søer, floder, grundvand), litosfære (fastlandet) og biosfæren. Alle disse delkomponenter udveksler masse og energi imellem hinanden og er hver især karakteriserede ved meget forskellige tidsskalaer for deres dynamik.

Hvis vi vil forstå og kvantificere klimaet og forandringer i dette er det naturligvis uoverskueligt at forsøge at inddrage alle tænkelige komponenter. Hvis vi forestiller os en næsten ubegrænset computer som vi fodrer med bevægelsesligningerne for atmosfæren og oceanerne samt en nogenlunde kvantitativ beskrivelse af alle de vekselvirkninger mellem delkomponenter vi kender kan vi måske regne os frem til en omtrentlig beskrivelse som stemmer nogenlunde overens med vores observationer. Det bruges der store

ressourcer på med stigende succes mange steder i verden i dag. Men man kan stille sig selv spørgsmålet om man overhovedet har lært noget om klimaet ved en perfekt eftergørelse i en computer. Er resultatet ikke mindst ligeså uoverskueligt som observationerne selv. For at forstå dynamikken må vi forsøge at give en slags hierarkisk beskrivelse af de mest betydende faktorer, således at vi forstår det væsentlige før detaljen. Det lyder banalt, det er banalt, men ikke desto mindre vigtigt at huske på når man ikke ser skoven for bar' træer.



Figur 1. Indstrålingen og udstrålingen som funktion af temperaturen. Der er 3 fikspunkter hvor ind- og udstråling balancerer. Pilene angiver retningen temperaturen vil bevæge sig i udenfor fikspunkterne. Punkterne 1 og 3 er stabile mens punkt 2 er et ustabil fikspunkt.

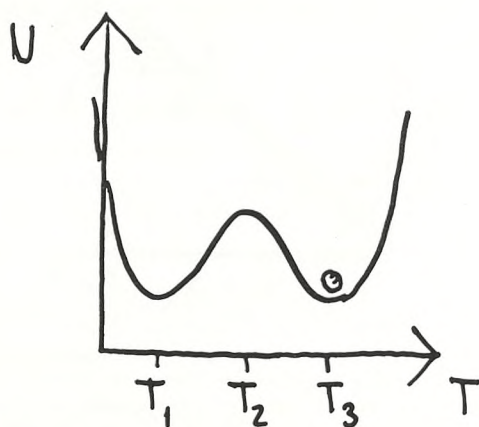
En simpel model for middeltemperaturen

Jorden modtager al sin energi fra solens kortbølgede stråling. Jorden er i termisk balance så den afgiver den samme varme i form af langbølget stråling ud til verdensrummet (se tegningen på Kvants forside). Da lyset er kvantiseret i fotoner med en energi som er omvendt proportional med bølgelængden afgiver jorden langt flere fotoner end den modtager fra solen. Da udstrålingen sker i alle retninger og med langt flere fotoner kan det ske på langt flere måder end indstrålingen af de færre kortbølgede fotoner. Udstrålingen har derfor en højere entropi end indstrålingen, så jorden eksporterer entropi. Dette forhold er essentielt for livet på jorden, men et sidespor i denne beretning.

Vi vil nu opstille en '0-dimensional' model, hvor vi udtrykker klimaet ved en enkelt variabel, T , som kunne være den globale middeltemperatur ved havoverfladen. Balanceligningen for strålingen kan så udtrykkes ved [1],

$$c \frac{dT}{dt} = R_i - R_o. \quad (1)$$

Her repræsenterer højresiden den indkommende stråling minus den udgående stråling. Hvis de ikke er i balance ændrer jordens temperatur sig. c er varmekapaciteten. Den indgående stråling er strålingen fra solen, S , minus den del som reflekteres tilbage til verdensrummet. Den del afhænger af jordens farve: Et hvidt legeme reflekterer meget mens et sort legeme absorberer meget. Den andel som reflekteres kaldes den planetare albedo, α , og afhænger blandt andet af hvor mange skyer og hvor meget is der er på planeten, α afhænger således af temperaturen, for eksempel igennem mængden af is og sne. Vi kan altså skrive den indgående stråling som $R_i = S(1 - \alpha(T))$. Den udgående stråling afhænger af jordens temperatur igennem Stefan-Boltzmann's lov, $R_o = g\sigma T^4$. Præfaktoren, g , kaldes 'greyness' og er et mål for i hvor høj grad planeten udstråler som et sort legeme. Det er igen denne faktor at atmosfærens drivhuseffekt skal ud-



Figur 2. Dynamikken kan beskrives som bevægelse af en masseløs partikel med friktion i et pseudo-potential.

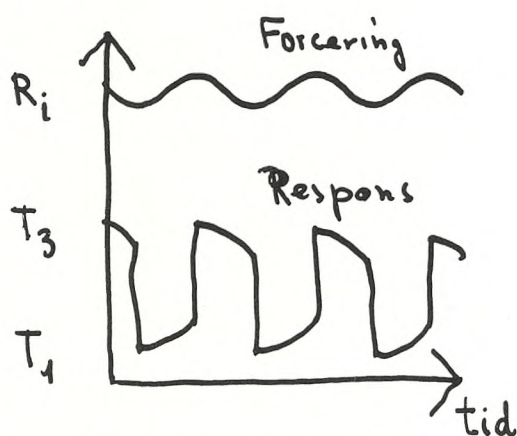
trykkes. Jeg vender tilbage til drivhuseffekten i næste afsnit. For at kunne løse vores ligning mangler vi nu kun at udtrykke funktionerne $\alpha(T)$ og $g(T)$. Albedoen vil vi lade afhænge af udbredelsen af is. Isens albedo, α_1 , er omkring 0,8 mens albedoen af hav og land, α_2 , er omkring 0,3. Hvis T er under omkring -10° Celsius vil hele planeten være isdækket og albedoen konstant, $\alpha(T) = \alpha_1$. Tilsvarende hvis T er større end omkring 20°C vil al isen være smeltet og $\alpha(T) = \alpha_2$ igen konstant. For $-10^\circ\text{C} < T < 20^\circ\text{C}$ interpolerer vi lineært imellem de to værdier α_1 og α_2 . 'Greyness'-faktoren vælger vi til følgende udtryk, $g(T) = 1 - m \tanh(T/T_0)^6$, hvor m og T_0 er konstanter. Jeg vil ikke komme nærmere ind på dette valg af $g(T)$, som er empirisk bestemt. Modellens principielle opførsel afhænger ikke af det specifikke valg. Det er jo et krav vi må stille til en hvilken som helst simpel model at dens opførsel er robust i forhold til de mere eller mindre realistiske og grove tilnærmelser som modellen in-

deholder. Ligning (1) bliver nu,

$$c \frac{dT}{dt} = S(1 - \alpha(T)) - g(T)\sigma T^4. \quad (2)$$

Denne ligning kan vi nemmest forstå ved grafisk løsning.

I Figur 1 er R_i og R_o afbildet som funktioner af T . Her kan vi se at der er 3 temperaturer for hvilke der er balance imellem indstråling og udstråling. Disse svarer til at højresiden i ligning (2) er nul og dermed at temperaturen er konstant. Sådanne punkter kaldes fikspunkter. Lad os se på punkt 1. Hvis temperaturen er lidt større end T_1 vil udstrålingen være større end indstrålingen hvormed temperaturen vil falde. Hvis temperaturen er lidt mindre end T_1 vil udstrålingen være mindre end indstrålingen hvorved temperaturen vil stige. Derfor hvis planeten har en temperatur i nærheden af T_1 vil den bevæge sig hen til T_1 hvor den vil forblive. T_1 er således et stabilt fikspunkt, indikeret ved pilene på figuren. Tilsvarende er det let at se at T_2 er ustabil og T_3 er stabil. Det er faktisk eneste mulighed. Antag nemlig at T_2 også var stabilt, så ville temperaturen nærme sig T_2 nedefra, da den også nærmer sig T_1 ovenfra må der være et punkt imellem T_1 og T_2 hvor den hverken bevæger sig op eller ned. Da der ikke er noget fikspunkt imellem T_1 og T_2 må T_2 nødvendigvis være et ustabil fikspunkt. Vi kan beskrive dynamikken ved at formulere højresiden som en kraft, som igen kan udtrykkes ved et potential. Så har vi, $c dT/dt = F = -dU/dT$. 'Pseudo-potentialet', U , er afbildet i Figur 2. Det overlades som en øvelse til læseren at indse at $U(T)$ er arealet (regnet med fortegn) imellem de to kurver R_i og R_o op til T . Af Figur 2 kan vi straks se at der er 2 stabile og et ustabil fikspunkt.

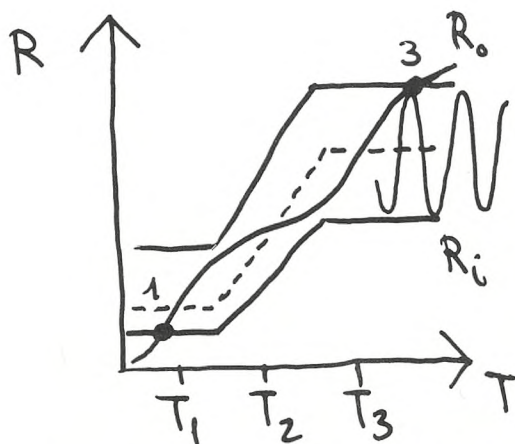


Figur 3. Indstrålingen ændrer sig periodisk som følge af ændringer i jordens bane omkring solen. Derved kan de stabile fikspunkter forsvinde.

Istider

Vi ved at klimaet igennem den sidste million år har svinget periodisk imellem istider og mellemistider med

ca. 100.000 års intervaller. Vi har endnu ikke nogen endelig teori der kan forklare dette. Den bedste kandidat til en forklaring er at det skyldes ændringerne i jordens astronomiske baneparametre, således at solindstrålingen varierer. Istiderne falder så når solindstrålingen er lav. Problemet med denne forklaring er at de ændringer som sker i solindstrålingen er minimale i forhold til de store klimatiske forandringer som observeres. Klimasystemet må respondere med en eller anden form for forstærkningsmekanisme. Lad os betragte modellen ovenfor og antage at solindstrålingen varierer periodisk, $S = S_0 \sin \omega t$. Dette påvirker indstrålingskurven i Figur 1, så den svinger imellem de to yderpositioner angivet som blå på Figur 3. Lad os antage at klimaet er beskrevet ved punkt 3 til at begynde med. Når indstrålingskurven falder bevæger dette punkt sig langsomt mod en koldere temperatur. Læg mærke til at det ustabile fixpunkt, 2, bevæger sig imod det stabile fixpunkt, 3. I det øjeblik de to kurver ikke længere skærer (og punkterne 2 og 3 møder hinanden) findes der kun et fixpunkt, 1. Temperaturen vil så hurtigt falde og klimaet ender i tilstanden beskrevet ved punkt 1. (Der er sket en 'saddle-node' bifurkation). Her befinder klimaet sig så indtil indstrålingskurven er steget så meget at punkt 1 ikke længere eksisterer som stabilt fixpunkt, hvorefter det vil bevæge sig tilbage til punkt 3. Vi har altså en hysteresecyklus med et stort respons til en lille ændring i forceringen, se Figur 4. Denne opførsel er i modellen en følge af albedofeedbacken, men den kan findes i andre feedbackmekanismer i klimaet. Læg mærke til at denne model ikke realistisk beskriver istidscyklusser på vores planet fordi en istid ikke svarer til en fuldstændig nedfrysning af jorden.



Figur 4. Klimaet kan svinge voldsomt imellem 2 tilstande som følge af en svag ændring i forceringen.

Drivhuseffekten

Drivhuseffekten er den effekt at atmosfæren virker isolerende i forhold til afkølingen. Jorden bevæger sig jo i et meget koldt univers. I modsætning til hvad

man måske umiddelbart ville tro opvarmes atmosfæren nedefra. Atmosfæren er (næsten) gennemsigtig for den kortbølgede stråling, så den kortbølgede stråling når jord og havoverfladen som opvarmes og afgiver varmen i form af langbølget stråling og fordampning til atmosfæren. Der er så, især i troperne, turbulent lodret bevægelse (konvektion) fordi den varme luft er let og derfor stiger op. I havet er det omvendt, der optages den kortbølgede stråling i overfladen så det varme vand er ovenpå det kolde. Havet er derfor mere stabilt med hensyn til turbulent lodret bevægelse end atmosfæren, men det er igen en anden historie. Vi kan opstille et strålingsbudget for jordoverfladen (O), atmosfæren (A) og atmosfærens top (T) hvor vi antager at atmosfæren og overfladen hver især udstråler langbølget stråling efter Stefan-Boltzmann's lov. Drivhuseffekten kan udtrykkes ved en parameter, β , som angiver hvor stor en del af den langbølgede stråling fra overfladen som absorberes i atmosfæren, se Figur 5. Vi får så 3 balanceligninger, hvoraf den ene er lineært afhængig af de to andre, til bestemmelse af temperaturerne af overfladen, T_O , og atmosfæren, T_A . Vi skriver opvarmningen på venstre side og afkølingen på højre side:

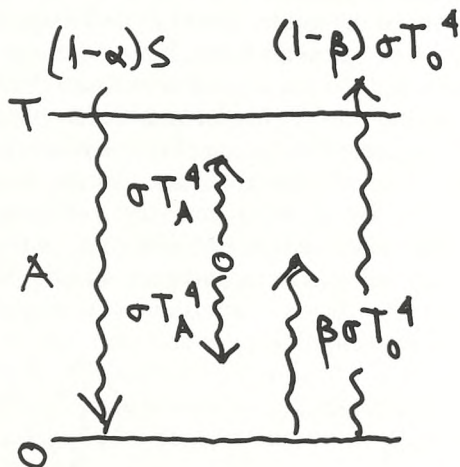
$$\begin{aligned} T : & (1 - \alpha)S = \sigma T_A^4 + (1 - \beta)\sigma T_O^4 \\ A : & \beta\sigma T_O^4 = 2\sigma T_A^4 \\ O : & (1 - \alpha)S + \sigma T_A^4 = \sigma T_O^4. \end{aligned} \quad (3)$$

Løsningen er $\sigma T_O^4 = (1 - \alpha)S / (1 - \beta/2)$ og $\sigma T_A^4 = (\beta/2)\sigma T_O^4$. Det overlades til læseren at beregne drivhuseffekten på jorden i forhold til hvis der ikke var en atmosfære. Vis at drivhuseffekten højst kan være på 18,9 % af temperaturen af overfladen uden drivhuseffekt i Kelvin (vink: $\sqrt[4]{2} = 1,189$). Udregn også opvarmningen af jorden som følge af en fordobling af CO_2 -koncentrationen i atmosfæren. Realistiske tal er,

$$\begin{aligned} \alpha &= 0,3 \\ S &= 344 \text{ W/m}^2 \\ \sigma &= 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \text{ K}^4) \\ \beta_{H_2O} / \beta_{CO_2} &= 98/2 \\ T_O &= 293 \text{ K} \\ T_A &= 237 \text{ K} \end{aligned} \quad (4)$$

Der er mange mulige konsekvenser af drivhuseffekten. Vanddamp er den dominerende drivhusgas på jorden. Når jorden opvarmes fordampes vand fra oceanerne til vanddamp i atmosfæren, dette forårsager yderligere opvarmning som giver mere fordampning og så videre. Der er altså en positiv feedback. Hvis ikke der var noget til at stoppe denne udvikling ville vi have en 'runaway' drivhuseffekt hvor oceanerne helt ville fordampe. Det er muligvis hvad der er sket på Venus. På jorden sker det ikke fordi vanddampen fortættes i

skyer, som virker afkølede, men det er en hel historie i sig selv. Ved en mere realistiske og nøjagtig beregning af strålingsbudgettet må der tages højde for at temperaturen ikke er konstant igennem atmosfæren og at absorption og emission er forskellige for forskellige bølgelængder og afhængig af atmosfærens kemiske sammensætning og forekomsten af skyer. Dette gøres i moderne numeriske vejrprognoser.



Figur 5. Strålingsbudgettet ved jordens overflade (O), atmosfæren (A) og atmosfærens top (T).

Epilog

Nu har jeg vist bredt mig tilstrækkeligt over Kvants begrænsede sideantal. Jeg har forsøgt at give eksempler på de mekanismer som styrer vores klima. Det er

nødvendigvis kun blevet til kradsen i overfladen hvor kun de mest skematiske modeller er beskrevne. Andre modeller som jeg burde have beskrevet er klimaoscillatorer, kaotisk - og stokastiske dynamik. Yderligere er en ganske vigtig komponent i klimaet oceanstrømningerne og varmetransporten fra ækvator mod polerne. Denne del har vi efterhånden en god forståelse af, men den beretning må komme en anden gang [2].

Referencer:

- [1] Denne type modeller kaldes Sellers-Bodyko modeller og blev introduceret uafhængigt af Sellers og Bodyko i 1967.
- [2] Referencer kan fås ved venlig henvendelse til forfatteren, pditlev@gfy.ku.dk.



Peter Ditlevsen er forskningslektor ved Geofysisk Afdeling, Niels Bohr Institut for Astronomi, Fysik og Geofysik.



Vacuum Generators

<http://www.vacgen.com>

Vacuum Generators NEW 'TRANSAX' bridges gap

Vacuum Generators has introduced the TRANSAX[®]XYZ translator to bridge the gap between their user friendly HPT and the very high stability Omniax. The Transax is a fully UHV compatible double bellows translator constructed following the principle of the Omniax but providing a more cost effective solution where large capacity and extreme stability are not necessary. The basic Transax combines a linear Z-slide with an XY-table joined by a rigid interface that eliminates strain from the mating flanges of the Z-slide.

The design is thermally matched to allow repeated bakeout to 230°C in any orientation and has a support and guidance system that stabilises the sample and damps vibrations. Available with three standard Z travels with X and Y movements up to ± 25 mm the Transax is designed to accept the RD1 and RD2 rotary drives offered by Vacuum Generators and their range of sample handling equipment instrumentation and motorisation options.

For further information please contact Jonas Fång at

Thermo Instruments Nordic AB,

Gårdsfogdevägen 16, S-168 66 BROMMA, Sweden.

Tel. +46-8-629 24 00 Fax. +46-8-627 52 20, e-mail: jonasf@thinab.se

