

Uppskattning av jordsystemets kortfristiga klimatkänslighet från "observerade" data

Lennart Bengtsson 23.5.2012

Sammanfattning

En förväntad globala uppvärmningen kan preliminärt uppskattas baserat på olika slag av empiriska data för tiden 1970-2010. Klimatkänsligheten bedöms vara 0.39 K/W m^{-2} vid jämnvikt och 0.29 K/W m^{-2} för den *transienta* klimatkänsligheten och är i båda fallen relaterat till *havsyntans* globala medeltemperatur. Vad som kanske inte är klart för alla är att jämfört med den förindustriella koncentrationen uppgår växthuseffekten redan nu till mer än **75 %** av en *fördubblad växthuseffekt* (uttryckt i koldioxidekvivalenter). En fördubbling kan förväntas inträffa 2035- 2040 med en beräknad ytterligare temperaturhöjning på ca **0.3° C** jämfört med dagens havstemperatur. Skulle alla utsläpp upphöra vid denna tid skulle klimatet ändå fortsätta att värmas upp med ytterligare ca **0.4° C** innan en jämnvikt uppnås. En fullständig sådan anpassning kommer dock att dröja åtskilliga århundraden. De värden som redovisas här faller inom den probabilitetsfördelning som erhållits från de olika modellsimuleringarna sammanställda av IPCC men hamnar i det lägre intervallet. Att bedöma klimatkänsligheten för längre tidsperioder är alltför osäkert genom att de processer i klimatsystemet som ger upphov till klimatkänslighet inte på ett tillförlitligt sätt kan extrapoleras mycket längre än 30-50 år. Inte heller är det särskilt förnuftigt att extrapolera utsläpp av såväl växthusgaser som aerosoler över längre perioder än så. För detta får man använda sig av diverse modellsimuleringar.

Inledning

För att realistiskt uppskatta klimatkänslighet krävs en förhållandevis lång period med goda observationsdata. Detta är nödvändigt för att undvika problem med dålig noggrannhet och bristande representativitet. Kortare perioder på ett antal år är knappast meningsfullt då kaotiska väderhändelser påverkar beräkningarna och ändringar i temperatur och strålning och är dessutom för obetydliga jämfört med mätfehlen för att kunna användas. Här görs en beräkning för perioden 1970-2010. Denna period är kanske i kortaste laget men för längre perioder är observationsdata för havstemperaturen på större djup otillförlitliga. Ytterligare en fördel är att under denna period har sannolikt ingen ändring skett i den globala aerosol-forcingen (M Schulz, J E Kristjansson, 2012, pers. information). Vi antar därför att den totala ändringen i effekten på den långvägiga strålningen *enbart* är en följd av den högre växthusgaskoncentrationen.

Det traditionella sättet att beräkna klimatkänslighet är baserat på antagandet att en ändring i jordytans medeltemperatur är linjärt relaterat till ändringar i jordens strålningsbalans. En sådan kan bero på en ändring i solstrålningen, antingen direkt, eller indirekt via förändrad reflektion av solstrålningen genom

naturliga aerosoler (från vulkanutbrott), eller till följd av antropogena aerosolutsläpp. En annan faktor är en temporärt reducerad värmeutstrålningen mot rymden till följd av en ökad växthusgaskoncentration.

Teori

Om S betecknar strålningen från solen och E den terrestra värmestrålningen kan vi skriva

$$dH/dt = Q = S - E \quad (1)$$

där Q är nettouppvärmningen och H ett relativt mått på "klimatsystemets" värmeinhåll (atmosfär, hav, landytan och kryosfären). Det är uppenbart att om S ökar eller E minskar så blir Q positivt och jordens värmeinhåll (temperatur) måste öka. Och om Q är negativt så måste klimatsystemets temperatur minska. Likaså vid jämvikt när $Q = 0$ blir jordens temperatur oförändrad. Numera mäts S och E från satellit och de är båda approximativt lika eller ca 240 W/m^2 . Om exempelvis växthusgaserna ökar *ändras* på sikt *inte* E men jämviktsstrålningen sker från en högre nivå i atmosfären varvid samtidigt temperaturen vid jordytan måste öka på grund av den adiabatiska anpassningen.

Låt oss nu anta att vi introducerar en positiv, tidsberoende perturbation eller extern "forcing", $P(t) \text{ W/m}^2$ som motsvarar en ökning av klimatsystemets värmeinhåll vilket kan skrivas

$$Q(t) = P(t) + S(t) - E(t) \quad (2)$$

$$Q = P + S_0 - E_0 + d/dT(S - E)dT + \text{högre ordningens termer} \quad (3)$$

$\lambda = -d/dT(S - E)$ klimatresponskoefficient

Negativt tecken har valts för att λ skall bli en positiv storhet

$$S_{eq} = \lambda^{-1}$$

$$dT(t) = S_{eq} (P(t) - Q(t)) \quad (4)$$

där S_{eq} är ett mått på klimatkänsligheten vid jämvikt

I dagens situation är emellertid Q inte = 0 utan ett mindre positivt tal ($S > E$), då jorden tar lång tid för att uppnå värmebalans genom i första hand havens stora värmekapacitet. Obalansen som vi betecknar med dQ kan inte bestämmas från satellitmätningar men kan alternativt uppskattas från värmeökningen i havet. Denna ökning tilltar långsamt men för tiden 1970-2010 låg den i genomsnitt på ca 0.4 W/m^2 (0.36 enligt Levitus et al., 2012). Om dQ dvs. ändringen i Q är

positiv kommer jordens temperatur att tillta ända tills temperaturen har ökat så mycket att $S = E$. För att nu i detalj beräkna förloppet skall vi använda följande uttryck där dX beskriver medelförändringen över tidsperioden 1970-2010 (e.g Gregory and Forster, 2008)

$$d(S - E) = dQ = dP - \lambda dT_s \quad (5)$$

dQ är ett mått på strålningsobalansen vid atmosfärens övre gräns, dP är strålningsperturbationen (dvs en förändrad forcing på grund av ökade växthusgaser) och dT_s är temperaturförändringen vid havsytan. λ inkluderar klimatåterkopplingseffekter och har dimensionen ($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$) och representerar den förstärkta emissionen mot rymden allt eftersom planeten värms upp. Enligt Bony et al (2006) utgörs klimatåterkopplingarna av ett antal enskilda processer som ändras med den globala temperaturen och därvid direkt eller indirekt påverkar jordens strålningsbalans. Återkopplingarna representerar följaktligen interna processer i klimatsystemet.

dQ eller dE (vi antar att $dS = 0$ eftersom solstrålningen inte har systematiskt ökat eller minskat under perioden) beräknas från de ändringar i växthusgaskoncentration som ägt rum mellan 1970 och 2010, med bidrag från koldioxid, metan, lustgas och ett antal freongaser (CFCs). Detaljerade beräkningar av individuella återkopplingar från vattenånga, moln och mark-albedo från modeller och re-analysdata visar att summan av dessa är positiv. Återkopplingarna eller feedback från vattenånga och mark-albedo är robusta, molneffekten däremot varierar kraftigt mellan olika modeller (Huybers, 2010). *$dQ(t)$ är ett mått på obalansen i strålningen, dvs. ett uttryck att jordens temperatur på grund av systemets tröghet ännu inte har anpassat sig till de ändrade strålningsförhållandena.* Att så är fallet vet vi från den pågående uppvärmningen av världshavet som sker utan att solstrålningen vid atmosfärens övre gräns mätbart ändrats under den angivna tiden (e.g Fröhlich, 2012). dP och dQ refererar till atmosfärens över gräns. dT_s är den uppmätta ändringen av havsytans medeltemperatur.

Resultat

dP kan ännu inte mätas från satellit med den noggrannhet, inklusive sampling, som behövs men kan väl bestämmas från strålningssekvationerna. dP får därvid värdet **1.50 W/m²**, vilket är den numeriska ökningen mellan 1970 och 2010 (se bl a <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/aggi/index.html>). dQ kan inte heller mätas med satellit med den noggrannhet som krävs, men kan alternativt bestämmas med god approximation från den pågående ökningen av djuphavstemperaturen, där mer än 90 % av värmeöverskottet hamnar. Levitus et al. (2012) har presenterat nya resultat vilka visar att dQ , som ett genomsnittsvärde för perioden 1970-2010 och normaliserat till jordens totala yta, uppgår till **0.36 W/m²**. Indikationerna är vidare från Levitus artikel att *dQ sannolikt var nära 0 för tiden 1955-1970.*

Temperaturändringen över hav under samma period uppgår till ca **0.44 °C** (GISS, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>). Vi har här valt att använda temperaturändringen över hav som är mer relevant. Över land påverkas

marktemperaturen av urbanisering såväl som variationer i markfuktighet och snötäcke och passar därför sämre vid denna uppskattning. Temperaturtrenden över hav är dessutom för en jämförbar tidsperiod i god överensstämmelse med mikrovågdata för den lägre troposfären. Från ekvation 4 får vi klimatkänsligheten, $S_{eq} = 0.39 \text{ K/W m}^{-2}$ (Schwartz, 2012). Vid en fördubblad koldioxidkoncentration jämfört med nu, dvs. till ca 800 ppm är "forceringen" $+3.7 \text{ W/ m}^2$ vilket ger en temperaturökning på **1.4 K**.

Emellertid beroende på trögheten i systemet kommer *inte* temperaturen vid denna tidpunkt att ha ökat med 1.4 K utan med *ett mindre värde* då klimatsystemet fortfarande är i obalans, dvs $dQ(t) > 0$. Vi skall därför försöka bestämma en *transient* klimatkänslighet vilken är mer ett praktiskt värde då det kan komma att ta mycket lång tid innan ett jämnviktsläge inträffar på grund av havens stora värmekapacitet. Schwartz (2012) har bestämt detta baserat på den tid som det kan förväntas ta innan djuphavets temperatur har kommit i balans. Om djuphavets värmekoefficient betecknas med κ och om vi vidare antar att dH/dt är proportionellt mot dT_s samt att $dT_s(t)$ följer den tidsberoende forceringen $dQ(t)$ blir den transienta klimatkänsligheten $(\lambda + \kappa)^{-1}$. Baserat på värdet 0.36 för dQ (medelvärde 1970 – 2010) och med $dQ = \kappa dT$ kommer vi fram till ett värde på den transienta klimatkänsligheten är **0.29 K/W m^{-2}** vilket givetvis måste vara detsamma som dP/dT eller 1.5/0.44. Motsvarande uppvärmning vid en fördubbling av CO_2 till 800 ppm blir följaktligen ca **1.1° C** .

Sannolikt är dQ något underskattat då det är baserat på den totala värmetransporten till skiktet 0 till 2000 m (ca $23 \times 10^{22} \text{ J}$ över 40 år) och inkluderar inte värmetransport till nivåer under 2000 m. Man uppskattar denna värmetransport till ytterligare ca. 20% vilket leder till ett något *högre* värde för klimatkänsligheten, S_{eq} vid en fördubblad CO_2 koncentration. S_{tr} ändras däremot inte.

Den ekvivalenta CO_2 koncentrationen i dag motsvarar ca 475 ppm CO_2 och 560 ppm (CO_2 ekvivalent), motsvarande en fördubbling av det förindustriella värdet, torde uppnås om 25- 30 år, dvs senast ca 2040. Temperaturhöjningen på ytterligare ca **0.3° C** (då ca 0.7° C uppvärmning redan har realiserats) till dess, förväntas ske i stort sett i samma takt som de senaste 30 åren under antagande av oförändrad klimatkänslighet.

Det bör emellertid framhävas att temperaturtrenden över land är ca dubbelt så stor som över hav. Detta kan bero på ett flertal faktorer som markytans begränsade värmekapacitet, ändring i markytans relativa fuktighet, snötäckets varaktighet samt andra ändringar inklusive urbanisering som påverkar den lokala temperaturen över land. Det är sannolikt att denna skillnad kommer att bestå även under de närmaste decennierna.

Tiden för anpassning till jämnvikt är okänd men uppskattas till ca 500 år till följd av djuphavets stora värmekapacitet (Schwartz, 2012). Man bör vidare också betänka att djupvattnets temperatur bl a är beroende av smältvatten från landisarna. Ett helt nytt jämnviktsläge inträffar därför sannolikt inte förrän landisarna försvunnit (storleksordningen åtskilliga tusentals år eller för

Antarktis tiotusentals år) vilket är betydligt längre än de tidsperioder som är aktuella här. Emellertid huvudparten av anpassningen mot jämvikt sker inom de första tvåhundra åren.

De angivna värdena i denna uppskattning bör ses som *minimivärden* då värmetransport till skikten under 2000 m i havet skulle ge ca 20% högre värden för jämviktskänsligheten. Likaså skulle en ökad trend i aerosolavkyllningen bidra till högre värden på klimatkänsligheten liksom en negativ trend till minskad klimatkänslighet.

Referenser.

Bony et al. (2006), How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19, 3445-3482

Gregory JM, Forster PM (2008) Transient climate response estimated from radiative forcing and observed temperature change. *J Geophys Res* 113:D23105.
doi:10.1029/2008JD010405

Fröhlich C (2012) Total Solar Irradiance Observations. *Surv Geophys.*, in press

Huybers P (2010) Compensation between model feedbacks and curtailment of climate sensitivity, *Journal of Climate*.

Levitus, S., et al. (2012), World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000), 1955-2010, *Geophysical Research Letters*,

Schwartz S (2012) Determination of Earth's transient and equilibrium climate sensitivities from observations over the twentieth century: Strong dependence on assumed forcing. *Surv Geophys.*, in press