

Klimatprojektet

Klimatprojektet omfattar tre delar. I Del 1 kommer ni att modellera hur mycket av utsläppt koldioxid som hamnar i atmosfären, haven och biosfären. I Del 2 modellerar ni vad som händer med temperaturen när koldioxidkoncentrationen i atmosfären ökar. Till sist, i Del 3, så sätter ni ihop Del 1 och 2, så att ni ser hur temperaturen förändras med koldioxidutsläpp. Ni gör sedan en rad analyser med modellen ni byggt.

Lycka till med modellerandet och analyserandet!

Projektets upplägg

Projektet genomförs i grupper om två studenter. För varje del finns ett handledningstillfälle där ni kan ställa frågor om modelleringen samt presentera hur ni har löst uppgifterna och vad ni kommit fram till, så att vi kan se att ni är på rätt väg och hjälpa till om det inte ser rätt ut. Den slutliga analysen som ni gör i tredje delen av projektet med hjälp av den klimatmodell som ni under projektets gång tar fram presenteras i slutet av projektet. Det är den slutliga presentationen som är examinerande, och som vi bedömer. Se sidan "Presentation av Klimatprojektet" på Canvas för information om bedömningskriterier, upplägg på redovisningen och information om bonuspoäng.

Projektet kan genomföras i valfritt programmeringsspråk. Vi kan dock endast ge handledning gällande kod-specifika frågor om koden skrivs i MATLAB.

Del 1 har, av tidigare studenter, uppfattats som svårare rent modelleringsmässigt jämfört med Del 2 och 3 i klimatprojektet så förbered er gärna inför det första handledningstillfället så att ni kan få svar på de frågor som ni stöter på.

Handledning 1: Frågor om genomförande av Del 1 och frågor om projektet som helhet.

Handledning 2: Genomgång av genomförda uppgifter i Del 1 (Uppg. 1-7) och frågor om genomförande av Del 2.

Handledning 3: Genomgång av genomförda uppgifter i Del 2 (Uppg. 8-10) och frågor om genomförande av Del 3.

Inlämning: Kod och bilder för presentationen av er analys baserad på er klimatmodell (Uppg. 11-13)

Redovisning: Presentation av analysen baserat på er klimatmodell (Uppg. 11-13).

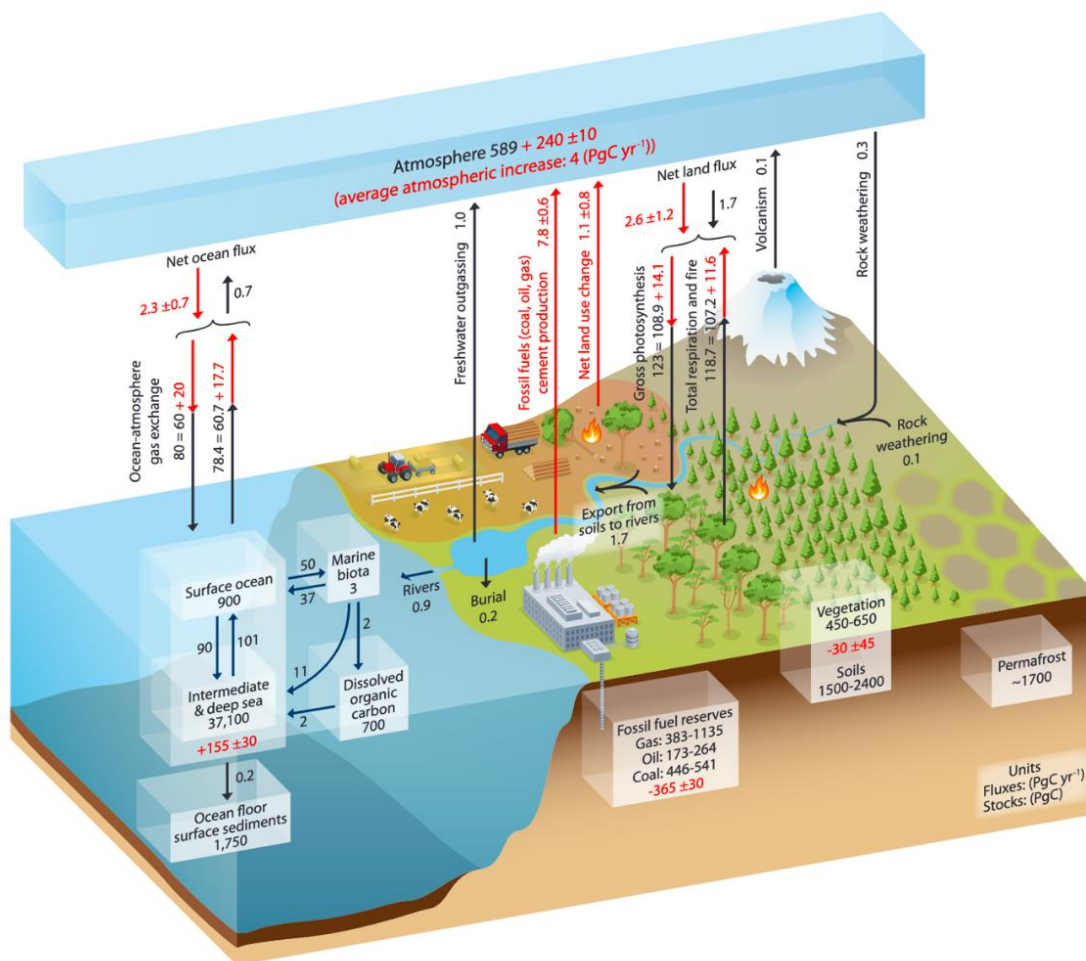
Innehåll

Del 1.	<i>Ackumulerande utsläpp och kolets kretslopp</i>	3
1.1	Bakgrund	3
1.2	Kolets upptag i växtlighet och hav	4
1.2.1	Biosfärens upptag av CO ₂	4
1.2.2	Havets upptag av CO ₂	5
Del 2.	<i>Radiative forcing och temperaturresponsmodell</i>	9
2.1	Bakgrund	9
2.2	Radiative Forcing	10
2.3	En två-box energibalansmodell	12
Del 3.	<i>Färdigställande och analys av klimatmodellen</i>	15

Del 1. Ackumulerande utsläpp och kolets kretslopp

1.1 Bakgrund

Den viktigaste antropogena växthusgasen är koldioxid (CO_2). När man analyserar vilken påverkan mänskliga utsläpp (eller antropogena utsläpp) av växthusgaser har på klimatet så är det viktigt att kunna modellera hur gaserna, försvinner från atmosfären. Till skillnad från de flesta andra utsläpp av gaser till atmosfären så bryts inte koldioxiden ner (eller faller ut med regn eller genom gravitation som till exempel partiklar gör), istället tas den upp av biosfären och haven där den genom (bio-)kemiska reaktioner omvandlas till andra former av kolmolekyler (se kapitlet av Dessler som finns på CANVAS). Efterhand når det kombinerade atmo-, bio- och hydrosfärsystemet en jämvikt med ett ökat kolinnehåll i varje delsystem. Detta leder till att inte all koldioxid som släpps ut försvinner från atmosfären inom överskådlig tid, en del stannar kvar under 10 000-tals år. För riktigt långa tidshorisonter måste man beakta att sediment och bergarter spelar en viktig roll i kolcykeln, men vi kan bortse från det här.



Figur 1: Koldepåer och årliga flöden (original från [IPCC 2013](#)). I svart beskrivs det jämviktsläge som rådde före industrialismen och i rött markeras den mänskliga påverkan på systemet.

Något förenklat kan man säga att före vi började hugga ner skog och använda fossila bränslen var koldioxidmängden i atmosfären i balans med kolmängden i biosfären och haven. Kolatomer strömmade mellan de olika sfärerna och delmängden i varje sfär var relativt stabil över tiden. Denna balans är nu rubbad pga. av fossila koldioxidutsläpp och avskogning (se Figur 1).

I den här delen av klimatprojektet ska vi fokusera på hur man kan modellera biosfären och havens roll i den antropogent störda kolcykeln.

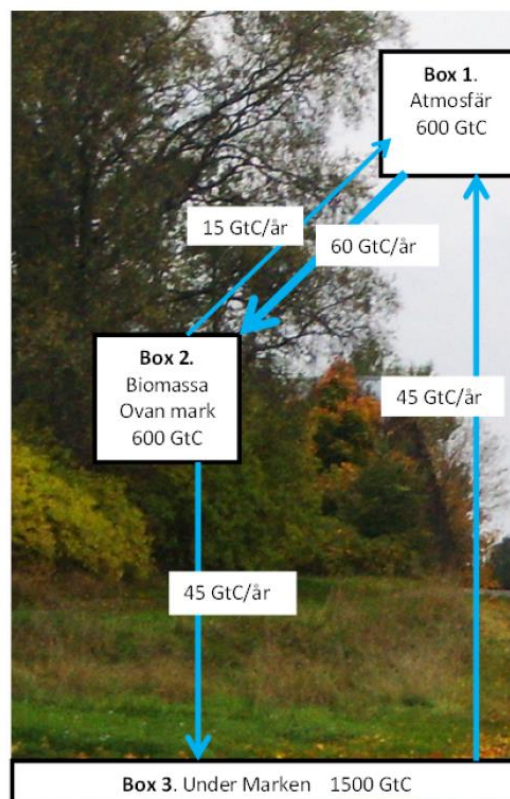
1.2 Kolets upptag i växtlighet och hav

Koldioxiden bryts inte ned i atmosfären utan tas upp i hav (främst genom jämviktsreaktioner med karbonat och bikarbonat i haven) och i växtlighet genom fotosyntesen. Vi ska modellera dessa upptag med två olika angreppssätt; för biosfären ska vi använda oss av en boxmodell medan havens upptag av koldioxid kommer modelleras med hjälp av impulsresponssfunktioner och faltning.

Vi ska även analysera hur väl modellen, tillsammans med uppskattningar på historiska utsläpp av koldioxid, kan replikera den historiska atmosfärshalten av koldioxid, samt analysera möjliga framtida koncentrationsökningar för olika utsläppsscenarioer.

1.2.1 Biosfärens upptag av CO₂

Den modellen som vi ska använda för att beskriva den markbundna biosfärens kolinnehåll är en så kallad boxmodell. De olika boxarna (B_1 - B_3) representerar koldioxid i atmosfären, kol i biomassa ovan mark och kol i mark (dvs rötter och annat markbundet kol) (se figur 2). De förindustriella storlekarna på boxarna och de årliga flödena (F_{ij}) mellan boxarna (B_i) ges i figur 2.



Figur 2: Boxarna och de årliga flödena mellan dessa i den markbundna biosfären och atmosfären.

Flera utav dessa flöden förutsätts vara linjära (vilket är en helt ok approximation), men fotosyntesen, det vill säga flödet mellan atmosfären och kol i biomassa ovan mark, kräver däremot ett annat antagande. Vi antar att fotosyntesen har ett logaritmiskt beroende av atmosfärens koldioxidhalt, dvs att nettoprimärproduktionen (NPP) av biomassa (som fotosyntesen leder till) ökar logaritmiskt med atmosfärens koldioxidhalt. Detta är ett fenomen som kallas för koldioxidfertilisering. Den årliga produktionen av biomassa, vilket i vår modell motsvarar flödet mellan atmosfären (box 1) och biomassa ovan mark (box 2), kan då beskrivas med följande ekvation (ekvation 1):

$$NPP = NPP_0 \cdot \left(1 + \beta \cdot \ln \left(\frac{B_1}{B_{1,0}} \right) \right) \quad (1)$$

B_1 representerar box 1, dvs atmosfären kolinnehåll (alternativt CO_2 -koncentration) i form av CO_2 , och $B_{1,0}$ är motsvarande mängd för förindustriella förhållanden. På motsvarande sätt representerar vi nettoprimärproduktionen genom NPP och NPP_0 . β kallas ofta för CO_2 -fertiliseringsfaktorn och kan sättas till 0.35. Det råder dock stor osäkerhet i denna faktor och den varierar ungefärligt mellan 0.1 och 0.8 i olika modeller. I vissa modeller uppskattas värdet på denna parameter utifrån att man vill ha en bra anpassning av modellresultaten till observerade värden. I övningarna nedan föreslås ni testa olika värden på denna faktor.

Med givna mänskliga historiska CO_2 utsläpp (alternativt ett framtidsscenario) kan man med modellen beräkna årliga flöden mellan de olika boxarna och uppdatera storleken på respektive box.

Ekvationerna som beskriver förändringarna av B_i givet utsläppen $U(t)$ ges i ekvation 2–4. Titta på figur 2 för att förstå varför ekvationerna ser ut som dom gör.

$$\frac{dB_1}{dt} = \alpha_{31}B_3 + \alpha_{21}B_2 - NPP + U \quad (2)$$

$$\frac{dB_2}{dt} = NPP - \alpha_{23}B_2 - \alpha_{21}B_2 \quad (3)$$

$$\frac{dB_3}{dt} = \alpha_{23}B_2 - \alpha_{31}B_3 \quad (4)$$

Flödeskoefficienterna α_{ij} kan beräknas med siffrorna i figur 2 enligt:

$$\alpha_{ij} = \frac{F_{i,j,0}}{B_{i,0}} \quad (5)$$

Där $F_{i,j,0}$ står för det årliga flödet från box i till j under förindustriell tid. Koefficienterna beskriver andelen av box i som flödar till box j. α_{ij} antas i denna modell inte påverkas av förändringar i storleken av boxarna (B_i).

Modellen löses fördelaktigt med en Euler framåt metod och ett tidssteg på 1 år. Detta gör det enklare sen när ni skall koppla ihop denna modul med övriga moduler i klimatlabbar.

Uppgift 1: Konstruera en modell för kolcykeln (i atmo- och biosfären) med hjälp av beskrivningen ovan. Undersök sedan hur flödena mellan de olika boxarna påverkas av CO_2 utsläppsscenario i filen *utslappRCP45.m* som finns bland filerna på CANVAS. För att beräkna koldioxidkoncentrationen måste den atmosfäriska kolstocken multipliceras med en omvandlingsfaktor för massa till volymsandelar. Omvandlingsfaktorn ges av 0.469 ppm $\text{CO}_2/\text{Gton C}$. Jämför er beräknade koldioxidkoncentration med koncentrationen given i *koncentrationerRCP45.m*. Varför tror ni era beräknade koncentrationer skiljer sig från den som anges i filen *koncentrationerRCP45.m*?

Uppgift 2: Använda samma utsläppsscenario som i uppgift 1 och testa att variera koldioxidfertiliseringen β . Vad händer med koldioxidkoncentration och mängden kol i biomassan och marken? Förklara resultaten!

1.2.2 Havets upptag av CO_2

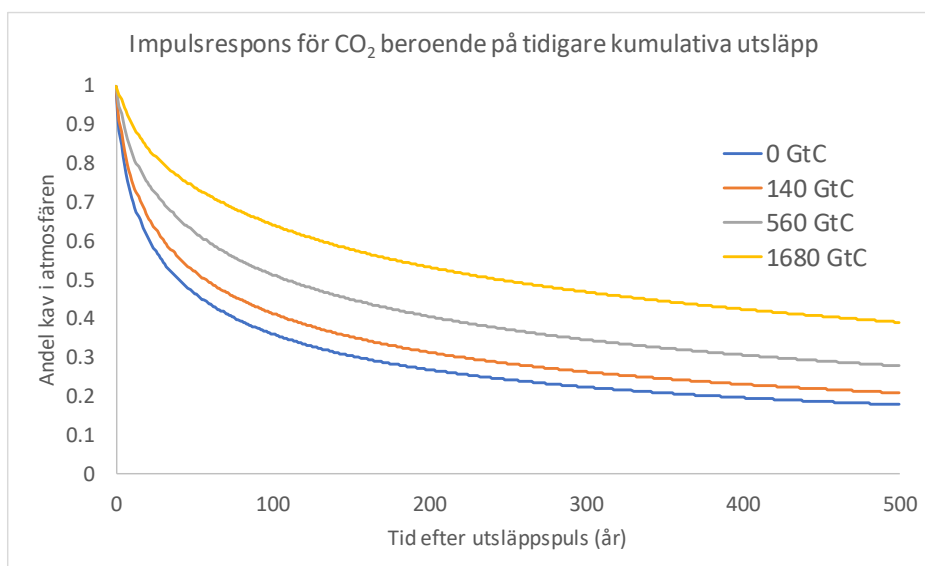
Havets upptag av koldioxid är centralt i kolcykeln. I denna del av laborationen kommer vi använda oss av ett impulssvar som representation för havets nettoupptag av CO_2 , liknande de som Maier-Reimer och Hasselman (1987) har tagit fram och som beskrivs i texten "Impuls och respons" (se CANVAS, observera att denna text inte är en del av examinationen men att den kan underlätta förståelsen av denna labb). Användningen av detta impulssvar tillsammans med boxmodellen för den markbundna kolcykeln ger en enkel och, för våra syften, fullgod representation av hur utsläpp av CO_2 försvinner från atmosfären.

Vår modell är som sagt enkel, kanske till och med den enklast möjliga för att modellera klimateffekten av antropogena CO₂ utsläpp, men den är i nivå med modeller som används inom tillämpad klimatforskning, t.ex. i nivå med, eller egentligen mer avancerad och korrekt än den modell för kolcykeln som 2018 års mottagare av Sveriges riksbanks pris i ekonomisk vetenskap till Alfred Nobels minne, William Nordhaus, har använd i sin forskning under de senaste decennierna.

Utifrån impulssvaret kan vi beräkna hur stor del av våra CO₂ utsläpp som är kvar i atmosfären respektive hur mycket som tas upp av haven efter en viss tid. Som vi tidigare har beskrivit så skapar antropogena utsläpp av koldioxidstörningar i flödet av kol mellan olika sfärer. Med en impulsresponsrepresentation för hur CO₂ tas upp i haven kommer vi få resultat rörande nettoflödet från atmosfären till havet. Modellen beskriver detta nettoflöde som en faltning av impulssvar och utsläpp.

Flödet sker genom en kombination av olika kemiska och fysiska processer som har olika tidskonstanter. Utbytet mellan koldioxid i atmosfären och havets ytliga lager går relativt snabbt medan omblandningen av kolmolekyler ner till djuphaven tar lång tid. Dessa processer tas det hänsyn till i den modell som ligger bakom de impulssvar som vi använder här och den komplexa modell som Maier-Reimer och Hasselman använt för att beräkna sina impulssvar.

För att representera de olika processerna som sker med olika tidsskalor genom vilka havet tar upp koldioxid, så kan impulssvaret (överföringsfunktionen) beskrivas med hjälp av en summa av flera exponentiellt avtagande funktioner med olika tidskonstanter.



Figur 3: Illustration av hur impulssvaret beror på kumulativa utsläpp. Andelen CO₂ som är kvar i atmosfären visas som funktion av tid efter utsläppet. För er referens har de kumulativa utsläppen av antropogent CO₂ sedan industrialisering tog fart varit ca 630 Gton C.

Impulssvaret $I(t)$ har följande form:

$$I(t) = \sum_{i=1}^n A_i \cdot e^{-t/\tau_i} \quad (6)$$

Där A_i är de olika andelar av ett koldioxidutsläpp som kan tillskrivas att avklinga med en viss tidskonstant τ_i .

Vi kommer i denna laboration använda fixa värden på dessa andelar A_i , medan relaxationstiderna τ_i , beror på tidigare kumulativa utsläpp av CO₂ (se ekvation 7 och tabell 1).

Haven blir mättade på koldioxid vilket minskar upptaget av CO₂, se figur 3, där de olika kurvorna illustrerar impulsvaret givet olika nivåer av tidigare kumulativa utsläpp. Vi fångar detta beroende genom att göra τ_i beroende på tidigare kumulativa utsläpp enligt följande

$$\tau_i(t) = \tau_{0,i} \cdot (1 + k \cdot \sum_{\tilde{t}=0}^{t-1} U(\tilde{t})) \quad (7)$$

där $\tau_{0,i}$ anges i Tabell 1 och där konstanten $k = 3.06 \cdot 10^{-3}$. Ett stort värde på k skulle innebära att havet snabbt blir mättat på koldioxid.

Tabell 1: Andelarna A_i och relaxationstidskonstanterna $\tau_{0,i}$.

i	A_i	$\tau_{0,i}$
1	0.113	2.0
2	0.213	12.2
3	0.258	50.4
4	0.273	243.3
5	0.1430	∞

För att beräkna mängden koldioxid i atmosfären om kolet endast togs upp i havet (dvs uteslut biosfärens upptag av koldioxid) utgår vi från en vald starttid bakåt i tiden (i vårt fall början av industrialiseringen) upp till det aktuella året som vi vill beräkna koldioxidstocken i atmosfären för. Givet utsläppsdata $U(t)$ så har vi följande tidsdiskreta faltning:

$$M(t) = M_0 + \sum_{\tilde{t}=0}^t I(t - \tilde{t}) \cdot U(\tilde{t}) = M_0 + \sum_{\tilde{t}=0}^t \left(\sum_{i=1}^n A_i \cdot e^{-\frac{(t-\tilde{t})}{\tau_{0,i} \cdot (1 + k \cdot \sum_{\tilde{t}=0}^{t-1} U(\tilde{t}))}} \right) \cdot U(\tilde{t}) \quad (8)$$

Där M_0 motsvarar stocken i atmosfären innan industrialiseringen (se Figur 2).

Uppgift 3: Implementera en diskret modell (baserat på ekvation 6) som reproducerar impulsvaren i figur 3 med hjälp av parametervärdena i tabell 1 och ekvation 7.

Uppgift 4: Nästa steg är att implementera en modell baserad på ekvation 8 och köra den med utsläppen som finns i filen *utslappRCP45.m* för att beräkna hur koldioxidkoncentrationen hade utvecklats om kolet endast togs upp i havet. För att beräkna koldioxidkoncentrationen måste den atmosfäriska kolstocken (dvs den totala massan C i CO₂) multipliceras med en omvandlingsfaktor för massa till volymsandelar i atmosfären med ett värde på 0.469 ppmCO₂/GtC. Jämför era beräknade koncentrationen med koncentrationerna i *koncentrationerRCP45.m*.

Biosfärens + Havets upptag av CO₂

Vi ska nu slå ihop boxmodellen för biosfärens upptag av koldioxid med impulsresponssmodellen för havets upptag av koldioxid.

Uppgift 5: Rita en ny boxmodell motsvarande den i figur 2, där ni utöver kolflödena i biosfären och atmosfären även inkluderar nettoupptaget av kol i havet i enlighet med impulsresponssmodellen. Lägg även till de antropogena utsläppen i figuren. Ni behöver inte kvantifiera något utan rita bara hur det ser ut rent principiellt.

Uppgift 6: Koppla samman impulsresponssmodellen för havets upptag av CO₂ med boxmodellen för biosfärens upptag av CO₂. Ni måste här ersätta utsläppen, $U(t)$, i ekvation 8 med högerledet i ekvation 2, dvs de antropogena utsläppen minus nettoupptaget av CO₂ i den markbundna kolcykeln. Tänk på att M i ekvation 8 är samma variabel som B_1 i ekvation 2 (båda är den atmosfäriska kolstocken). Beräkna därefter den atmosfäriska koncentrationen av CO₂ givet utsläppsdata i *utslappRCP45.m* och jämför modellresultatet med tidsserien för de harmoniserade värdena givna i *koncentrationerRCP45.m*.

Anpassa β så att den modellberäknade koncentrationen stämmer hyffsat väl överens med den observerade.

Uppgift 7: Analysera var de antropogena utsläppen av CO_2 tar vägen på sikt. Hur mycket ändras de olika kol-stockarna (atmosfär, biomassa, mark och hav) år 2100 jämfört med den förindustriella nivån och hur beror detta på β och k ? Försök förklara!

Del 2. Radiative forcing och temperaturresponsmodell

2.1 Bakgrund

Vi ska i denna laboration beräkna temperaturresponsen av de mänskliga aktiviteterna som påverkar jordens strålningsbalans (se Goosse m fl avsnitt 2.1.2 och 4.1.1-4.1.4 för bakgrundsinformation). Med temperaturresponsen menar vi i detta fall ökningen av den globala medeltemperaturen vid mark- och havsytan jämfört med den förindustriella nivån.

Jordens medeltemperatur är en bra indikator på förändringarna i klimatsystemet i stort. I de internationella klimatförhandlingarna inom FN systemet är det just denna medeltemperatur man avser när man t ex i Parisavtalet fastslog att: "... hålla ökningen i den globala medeltemperaturen långt under 2°C över förindustriell nivå samt göra ansträngningar för att begränsa temperaturökningen till 1,5 °C över förindustriell nivå, då man är medveten om att detta väsentligen skulle minska riskerna med och konsekvenserna av klimatförändringen..."

För att beräkna temperaturresponsen av de mänskliga utsläppen av växthusgaser och andra klimatpåverkande ämnen kommer vi först att beräkna bidraget till "radiative forcing" (se figur 1 nedan och Goosse m fl avsnitt 4.1.1-4.1.2). Radiative forcing, kallas ibland strålningsdrivning på svenska, är ett mått på den uppvärmande effekten från förändringar i koncentrationen av växthusgaser och andra klimatpåverkande ämnen. Utifrån radiative forcing och en temperaturresponsmodell kan påverkan på den globala genomsnittliga ytttemperaturen beräknas.

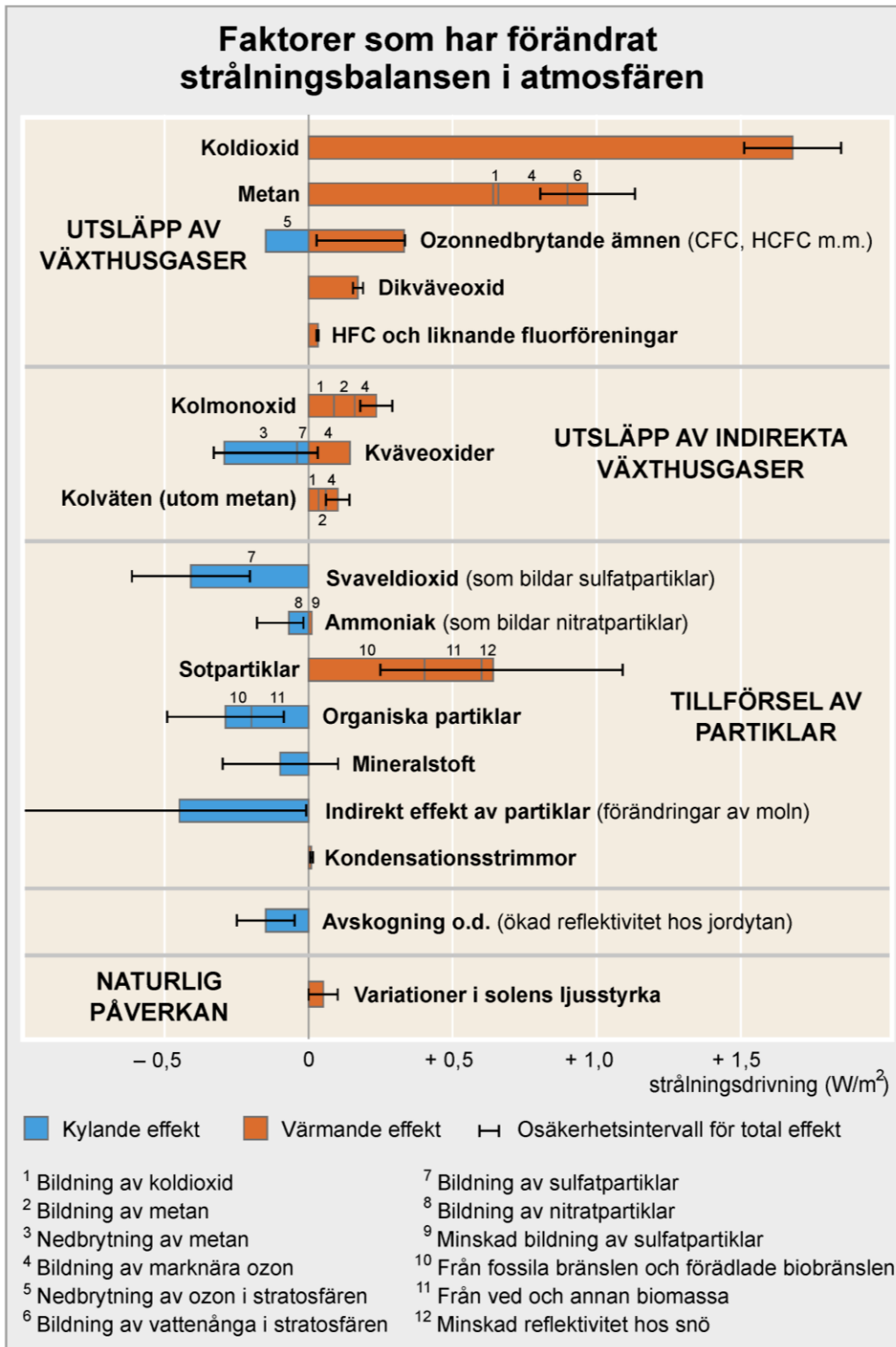
Temperaturresponsmodellen vi ska använda är en så kallad energibalansmodell. I modellen beräknas jordens energibalans utifrån radiative forcing, värmestrålning ut från jorden och den energi som går åt för att värma upp haven.

Om havens värmekapacitet hade varit obefintlig så hade värmestrålningen ut från jorden och radiative forcing i princip varit i fas med varandra, dvs temperaturen hade följt ändringar i radiative forcing momentant. Haven har dock en stor värmekapacitet och de ger därmed upphov till att temperaturförändringarna på jorden är långsamma i förhållande till förändringar i radiative forcing (dvs den uppvärmande effekten). Det tar tid att värma vatten!

Ythaven, atmosfären och landytans kombinerade effektiva värmekapacitet modelleras här som en homogen box medan djuphaven modelleras som en annan homogen box. Ytboxen och djuphavsboxen har ett energiutbyte med varandra som beror på temperaturskillnaden. Detta är en enkel modell för att modellera förändringar i den globala medeltemperaturen, men den fångar huvuddragen i det globala klimatsystemets tidsskalor.

I modellen påverkar de klimatpåverkande ämnena, genom sin radiative forcing den övre boxen och sedan sker det ett värmeutbyte mellan ytboxen och djuphavsboxen (se figur 6 nedan för en illustration).

Denna typ av modell har använts regelbundet i forskningslitteraturen de senaste 40 åren. Inom forskningen är en sådan här modell mycket användbar om man till exempel vill förstå vilken temperaturpåverkan ett utsläppsscenario har eller om man vill analysera betydelsen av centrala osäkerheter i klimatsystemet såsom klimatkänsligheten.



Figur 4: Radiative forcing med osäkerheter fördelat över klimatpåverkande ämnen och för förändring i solinstrålning (enligt [IPCC 2013](#), grafisk bearbetning av [Bernes 2016](#)).

2.2 Radiative Forcing

Radiative forcing är definierad som förändringen i nettostrålningen vid tropopausen efter en strålningsstörning (tex ökad halt av växthusgaser) givet en fix temperatur i troposfären. Detta mått har skapats för att ge en uppskattning av de klimatpåverkande ämnenas uppvärmande effekt och för att underlätta studier av klimatförändringarna.

Ofta används enkla empiriska matematiska samband mellan koncentration av en växthusgas och dess påverkan på radiative forcing. Dessa samband är funktionsanpassningar till resultat från detaljerade strålningsbalansmodeller (baserade på Plancks strålningslag) i vilka man beräknar atmosfärens absorption och emittering av strålning vid olika våglängder (med en hög upplösning) och för olika antaganden på koncentrationen av gasen i fråga.

Dessa approximativa samband mellan radiative forcing och koncentration är olika för olika växthusgaser. Anledningen är att olika ämnen har olika grad av mättnad i atmosfären och absorberar värmestrålning vid olika våglängder.

För koldioxidens påverkan på radiative forcing så ska vi använda denna typ av enkelt samband mellan koncentration av gasen och dess påverkan på radiative forcing. Detta görs med följande ekvation:

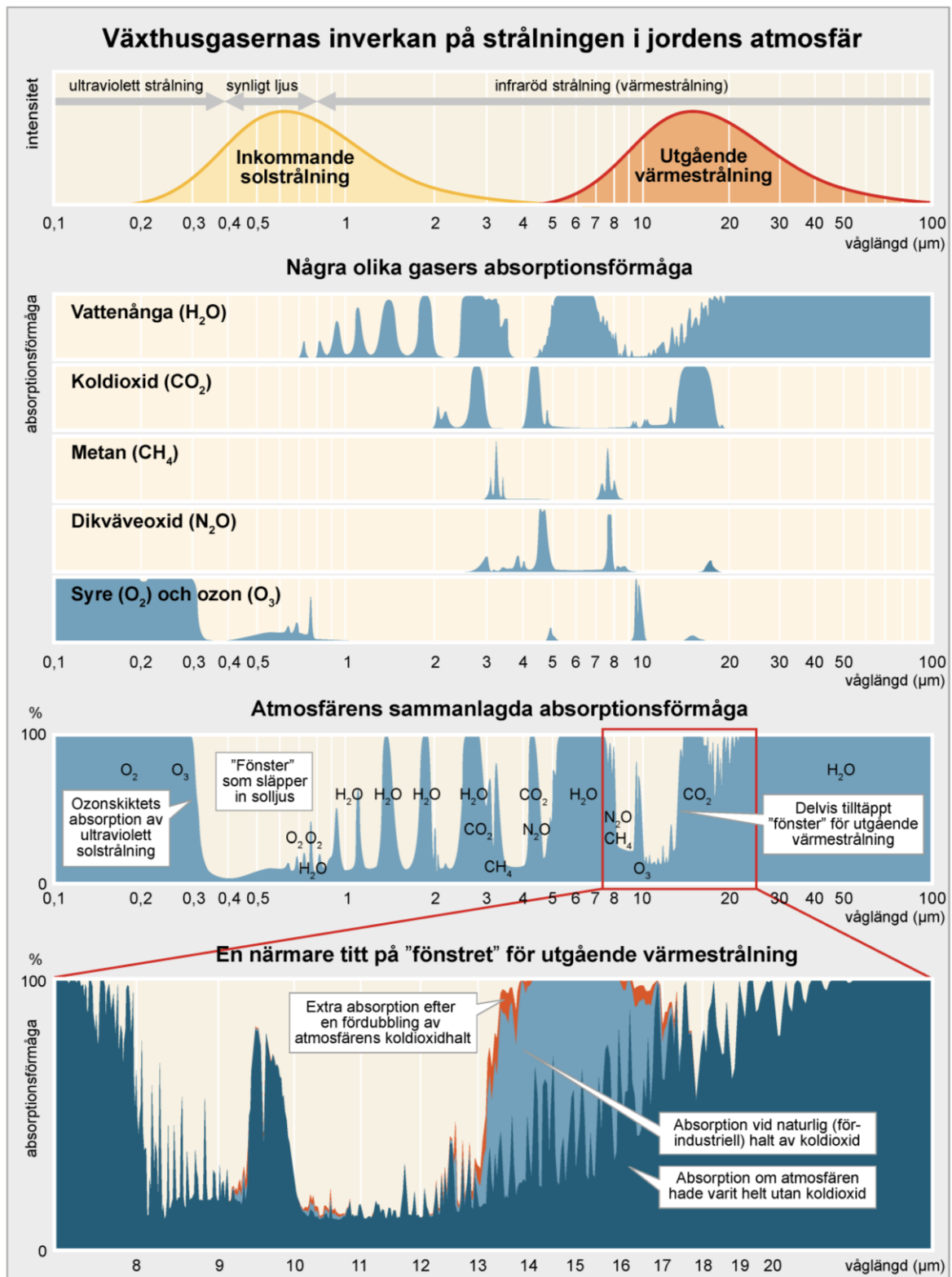
$$RF_{CO_2} = 5.35 \cdot \ln\left(\frac{p_{CO_2}}{p_{CO_2,0}}\right) \quad (9)$$

Som synes så ökar radiative forcing bidraget från koldioxid logaritmiskt med den relativa avvikelsen från den förindustriella nivån (p_{CO_2} är koncentrationen vid den tidpunkt man söker radiative forcing bidraget, medan $p_{CO_2,0}$ är koncentrationen före industrialisering tog fart). Anledningen till att koldioxidens påverkan kan beskrivas med ett logaritmiskt samband är på grund av mättnad i de våglängdsband där koldioxid absorberar värmestrålning (se figur 5).

Radiative forcing från de andra växthusgaserna och aerosolerna i figur 4 ska ni inkludera i modellen genom att använda två färdiga tidsserier från RCP45 (ett standardiserat utsläppsscenario), en för aerosoler och en för de resterande klimatpåverkande ämnernas radiative forcing. Dessa finns i *radiativeForcingRCP45.m*. Summan av de olika radiative forcing bidragen ger den totala radiative forcing.

Uppgift 8: Konstruera en radiative forcing modul med hjälp av beskrivningen ovan. p_{CO_2} (dvs det partiella trycket eller koncentrationen) kan erhållas från er kolcykelmodell eller från koncentration i *koncentrationerRCP45.m*. Beräkna och visa i en figur RF för CO_2 , jämför dessa värden med radiative forcing för CO_2 i *radiativeForcingRCP45.m*.

Uppgift 9: Summera RF för andra klimatpåverkande ämnen och RF för aerosoler, dessa finner du i filen *radiativeForcingRCP45.m*. Multiplicera RF för aerosoler med en skalfaktor, s , med standardvärde lika med 1. I denna laboration kommer vi låta s vara 1, men i det avslutande klimatprojektet ska detta värde varieras. Anledningen till skalfaktorn används är att osäkerheten är stor kring hur mycket kylande effekt som aerosolerna har.



Figur 5: Absorption och emission över olika våglängder i atmosfären (enligt Piexoto och Oort 1992 med uppdaterade data från [MODTRAN](#), grafisk bearbetning [Bernes 2016](#)).

2.3 En två-box energibalansmodell

Temperaturresponserna beräknas med en enkel energibalansmodell, se Goosse m fl kapitel 4.1.4 för en liknande, men enklare modell.

Modellparametrarna är anpassade så att modellens temperatursvar skall uppvisa ett ytemperatursvar (ΔT_1) liknande det som mer sofistikerade modeller ger. Dessa mer avancerade modeller simulerar explicit de processer som driver värmeutbytet mellan olika djup i haven samt mellan hav, atmosfär och land. Vi förenklar det hela här genom att bara beskriva den genomsnittliga temperaturen för ythaven (inkl land och atmosfär) som den av en homogen och välblandad box, medan djuphavens temperaturutveckling (ΔT_2) beskrivs som en annan, länkad, välblandad box.

Ekvation 10 har sin grund i en linjäriseringen av Stefan-Boltzmanns lag, se också Goosse m fl kapitel 2.1.2, 4.1.3. och 4.1.4. Ekvation 3 beskriver värmeflödet mellan ytboxen och djuphavsboxen, båda ekvationerna har sitt ursprung utifrån konservering av energi och Fouriers värmeledningslag.

Förändringen i ytemperatur T_1 och djuphavstemperatur T_2 ges alltså av ekvationerna

$$C_1 \frac{\partial \Delta T_1}{\partial t} = RF - \frac{\Delta T_1}{\lambda} - \kappa \cdot (\Delta T_1 - \Delta T_2) \quad (10)$$

$$C_2 \frac{\partial \Delta T_2}{\partial t} = \kappa \cdot (\Delta T_1 - \Delta T_2) \quad (11)$$

Där RF är total radiative forcing, ΔT_1 temperaturökning [K] sen förindustriell nivå i ytboxen [K], ΔT_2 temperaturökning [K] sen förindustriell nivå i djuphavsboxen, C_1 den effektiva värmekapaciteten för ytboxen [$\text{W} \cdot \text{yr} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{m}^2$], C_2 den effektiva värmekapaciteten för djuphavsboxen [$\text{W} \cdot \text{yr} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{m}^2$], κ är utbyteskoefficienten mellan ytboxen och djuphavsboxen [$\text{W} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{m}^2$] och slutligen λ är klimatkänslighetsparametern [$\text{K} \cdot \text{W}^{-1} \cdot \text{m}^2$]. RF , ΔT_1 och ΔT_2 var noll vid förindustriell nivå.

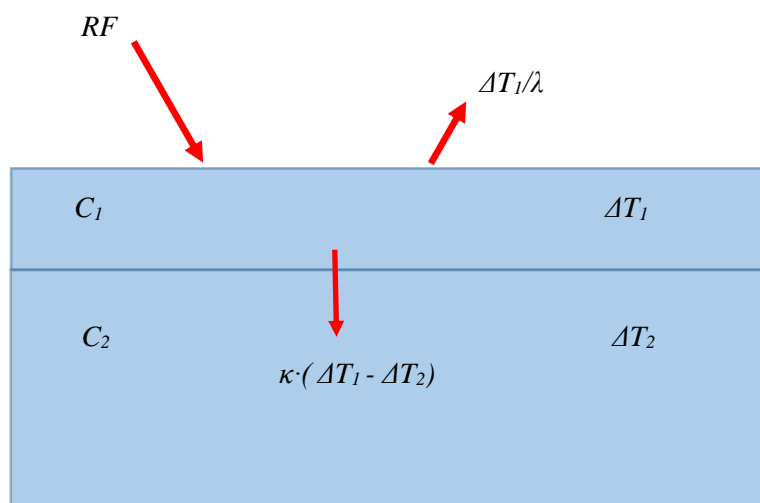
Anledningen till att modellen kallas för energibalansmodell är att den beskriver energiflödet mellan boxarna per tidsenhet. Om vi tar ekvation 10 ovan så har den följande tolkning i termer av energiutbyte:

$C_1 \frac{\partial \Delta T_1}{\partial t}$ – Upptag av energi per tidsenhet i ytboxen.

RF – Radiative forcing (Strålningsdrivning).

$\frac{\Delta T_1}{\lambda}$ – Värmestrålning ut till rymden.

$\kappa \cdot (\Delta T_1 - \Delta T_2)$ – Upptag av energi per tidsenhet i djuphavsboxen.



Figur 6. Illustration av två-box energibalans modellen.

Uppgift 10: Diskretisera ekvationerna 10 & 11, använd förslagsvis en Euler framåt metod med årligt tidssteg. Använd de diskretiserade versionerna av ekvationerna 10 & 11 tillsammans med parametervärdena nedan för att simulera energibalansmodellen.

- Testa modellen genom att analysera temperatursvaret baserat på ett radiative forcing steg på 1 W/m^2 . Vad blir den simulerade jämviktstemperaturen? Verifiera numeriskt genom att göra modellens tidshorisont tillräcklig lång (jämviktstemperatur är $\Delta T_1 = \Delta T_2 = RF \cdot \lambda$, det är bra om ni inser detta från ekvation 10 & 11).
- Analysera vilken effekt klimatkänslighetsparameter λ och κ har på tiden det tar att uppnå jämviktstemperatur. Den transienta fasen, dvs fram till systemet når jämvikt, kan analyseras med hjälp av att beräkna "e-folding time", dvs tiden det tar det innan temperatursvaret når $1-e^{-1}$ av sin jämviktsnivå, för olika värden på klimatkänslighetsparameter λ och κ . Rimliga värden för λ är mellan 0.5 och $1.3 \text{ K/(W/m}^2\text{)}$ och för κ mellan 0.2 och $1 \text{ [W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\text{]}$. Försök att intuitivt förstå resultaten. Försök att förstå varför ΔT_1 och ΔT_2 utvecklas som de gör och hur de beror på valet av λ och κ .
- Analysera energiflödena (radiative forcing, energiupptag i havet och utgående värmestrålning till rymden) för steget och de parameterval som ni använde i uppgift 10b. Hur beror havets värmeupptag och värmestrålningen till rymden på λ och κ ? Analysera flödena för tidshorisont på 200 år och försök förstå resultaten intuitivt.

Tips: Vid implementering av den numeriska modellen så var noggrann med enhetsanalys.

Parametervärden:

λ = klimatkänslighetsparameter = $0.8 \text{ [K}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^2\text{]}$, spann $0.5\text{-}1.3 \text{ [K}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^2\text{]}$.

κ = utbyteskoefficienten = $0.5 \text{ [W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\text{]}$, spann $0.2\text{-}1 \text{ [W}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\text{]}$.

RF = radiative forcing $[\text{W/m}^2]$.

c = Vattnets specifika värmekapacitet = 4186 (J/kg)/K .

ρ = Vattnets densitet = 1020 kg/m^3

h = Ytboxens effektiva djup = 50 m .

$C_1 = c \cdot h \cdot \rho$ = Ytboxens effektiva värmekapacitet. Ni får räkna om så att parametern har enheten $[\text{W}\cdot\text{yr}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}]$.

d = Djuphavsboxens effektiva djup = 2000 m .

$C_2 = c \cdot d \cdot \rho$ = Djuphavsboxens effektiva värmekapacitet. Ni får räkna om så att parametern har enheten $[\text{W}\cdot\text{yr}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}]$.

Del 3. Färdigställande och analys av klimatmodellen

I denna avslutande del av klimatprojektet ska ni sätta ihop de olika modulerna och sedan använda modellen för att analysera ett antal frågor.

Vid sammansättning av en modell som består av flera mindre modeller (så kallade moduler) så är det viktigt att man tänker på att vara konsekvent med namngivningen och användandet av variabler. Det är också rekommenderat att ha testkört respektive delmodell innan för att minimera felsökningen i den mer svåröverskådliga och komplexa sammansatta modellen. Minimera användandet av globala variabler och följ en kodningsstandard för namngivningen om de ändå används. Det kan vara en god idé att ha en separat beskrivning av var olika variabler används och uppdateras.

Uppgift 11: I denna uppgift ska ni sätta ihop kolcykelmodellen med energibalansmodellen. Det är viktigt att ni tar i beaktning i detta steg att tidsdiskretiseringen eventuellt kan vara olika i de två modulerna, det beror på era tidigare modellval.

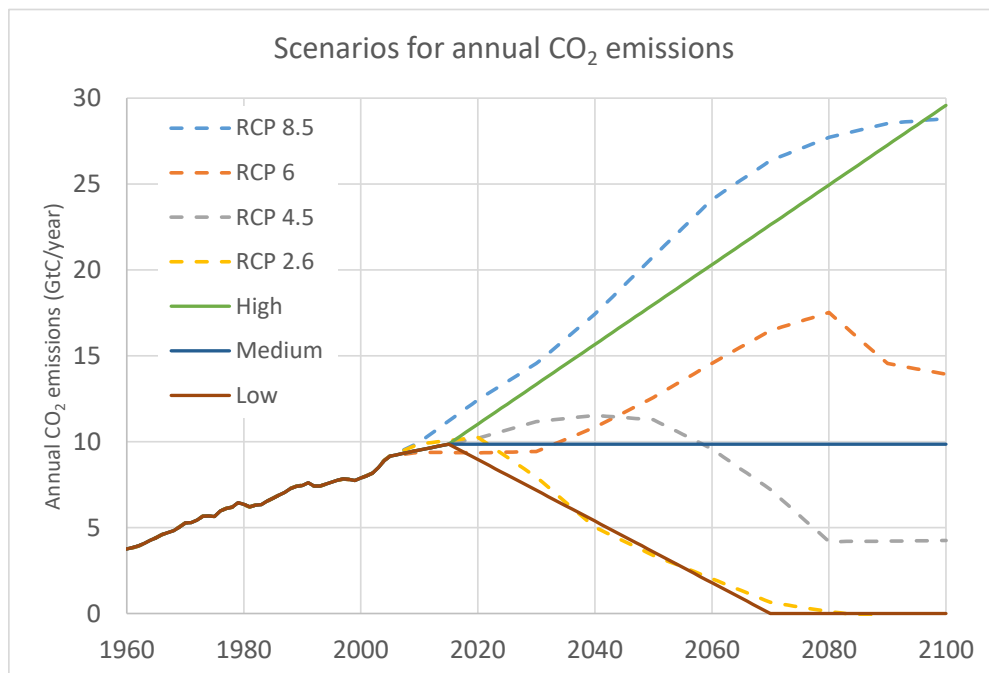
Utgå från parametervärden för kolcykeln från Del 1 och för energibalansmodellen från Del 2. Beräkna ökningen i den globala medeltemperaturen för perioden 1765-2019 utgående från historik på globala CO₂-utsläpp. Jämför med NASAs uppskattade värden på den globala temperaturanomalin (se *NASA_GISS.m*). NASAs tidserie visar ökningen i temperaturen över perioden 1880-2019 jämfört med en referensperiod baserat på medelvärdet över perioden 1951-1980. Relatera era resultat för temperaturen till samma period så de olika tidsserierna blir lätta att jämföra.

- Hur mycket påverkar valet av referensperiod resultaten? Vad vore en lämplig referensperiod givet att syftet är att beskriva temperaturförändringen jämfört med förindustriell tid?
- Testa med olika värden på klimatkänslighetsparametern λ (0.5, 0.8 och 1.3 KW⁻¹m²), vad händer? Skruva på parametern för värmeutbytet mellan ytboxen och djuphavet κ och skalfaktorn s (för aerosol forcing) för att hitta ett modellsvar som stämmer väl överens med den observerade temperaturanomalin enligt NASA. Hitta lämpliga värden på κ och s för de tre olika fallen på klimatkänslighetsparametern. Vilka värden på κ och s tycker ni ger en bra anpassning till NASAs temperaturserie för de olika antagandena på klimatkänslighetsparametern?
- λ , κ , och s är alla osäkra. Spekulerar i möjligheten att försöka statistiskt skatta dessa värden från tidserier på den globala medeltemperaturen och därigenom minska osäkerhetsintervallen.

Uppgift 12: Testa olika framtidsscenarioer för koldioxidutsläppen, tillsammans med ett scenario för radiative forcing för de andra klimatpåverkande ämnena (baserat på *radiativeForcingRCP45.m*, ett "middle of the road" scenario som vi använder med alla våra olika CO₂ utsläppsscenarioer).

- Använd en klimatkänslighetsparameter på $\lambda=0.8$ KW⁻¹m² tillsammans med de värden på κ och s som gav en bra anpassning till den historiska temperaturanomalin i enlighet med uppgift 11. Generera och presentera temperaturscenarior över perioden 1765-2100 för följande tre olika scenarier för hur utsläppen av CO₂ utvecklas (se figur 7):
 - Utsläppen av koldioxid minskar linjärt till noll 2070 och stannar vid den nivån fram till slutet på modellens tidshorisont (sätt den till 2200).
 - Utsläppen av koldioxid är konstanta på dagens nivå till och med slutet på modellens tidshorisont.
 - Utsläppen av koldioxid ökar linjärt till och med 2100 och är då 150% större än utsläppen idag. Efter 2100 är utsläppen konstanta på den nivå som uppnåddes 2100.
- Hur stor blir temperaturökningen över århundradet jämfört med den förindustriella nivån i de tre fallen i-iii? Illustrera i en figur.
- Hur stor blir spridningen på temperaturssvaren år 2100 i de tre fallen i-iii givet osäkerheten i klimatkänslighetsparametern λ (tillsammans med uppskattningar på s och κ som ger en bra anpassning till historisk temperatur). Illustrera i en figur.

- d) Som ni nu bör ha observerat så kan spridningen bli stor i temperaturutfallet år 2100 både pga av osäkerheter i klimatsystemet (främst pga λ , men även pga s och κ) och pga av våra val när det gäller CO₂ utsläppen. Givet denna osäkerhet hur kan vi då tänka när det gäller hur mycket vi ska minska utsläppen av koldioxid de kommande decennierna om vi ska klara klimatmålen i Parisavtalet. Använd Konjunkturrådets-rapporten och texterna om hållbar utveckling som inspiration för dessa resonemang.



Figur 7. Scenarier för hur de antropogena CO₂ utsläppen kan utvecklas under nuvarande århundrade. RCP scenarierna är standard inklimatmodelleringssammanhang, medan våra scenarier low, medium och high motsvarar våra scenarier i, ii och iii.

Uppgift 13: Låt oss anta att de framtida utsläppen av klimatpåverkande ämnen kommer vara höga (växa enligt iii i föregående uppgift), dvs ett scenario där världens nationer inte samarbetar i någon större utsträckning för att minska utsläppen av växthusgaser och tillgången på fossila bränslen är stor. Under dessa omständigheter diskuteras "geoengineering" som ett möjligt alternativ för att minska de globala klimatförändringarna. Denna geoengineering skulle kunna bestå av att man till exempel har dedikerade utsläpp av aerosolbildande gaser i stratosfären, där aerosolerna reflekterar inkommande solstrålning och därmed kyler jorden. Ett sådant angreppssätt skulle kunna få betydande konsekvenser för klimatet och kräver kontinuitet i dessa utsläpp då livslängden av dessa aerosoler i stratosfären endast är några år. Slutar man tillföra dessa aerosoler försvinner deras kylande effekt på några år.

- Ni ska få ta reda på vad som skulle hända om man använde geoengineering under en period men sen, av någon anledning, slutade med det. Testa vad som händer om man skulle kunna minska solinstrålningen med 4 W/m² under perioden 2050-2100. Vad skulle hända med den globala medeltemperaturen i ett sådant scenario (för hela perioden fram till 2200)?
- Resonera runt en geoengineering lösning på klimatfrågan utifrån ett hållbar utvecklingsperspektiv. Resonera även om hur en geoengineering lösning står sig mot åtgärder för att minska koldioxidutsläppen från energisystemet såsom ni resonerade om i den föregående uppgiften. Använd gärna kursens läsmaterial inklusive texterna om hållbar utveckling som inspiration för dessa resonemang.