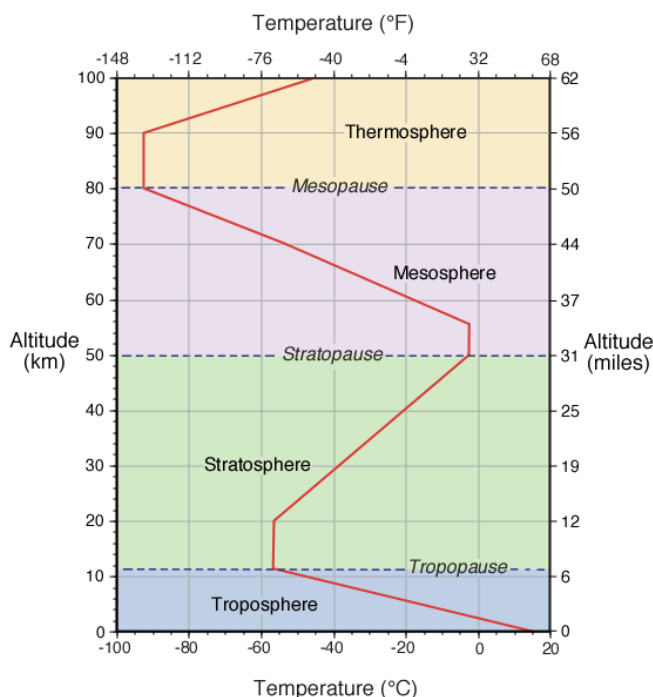


Oppgave 1

- a. Tegn en skisse over temperaturfordelingen med høyden i atmosfæren.



Hvorfor er temperaturfordelingen som den er mellom ca. 12 og ca. 50 km?

Svar: Her finner vi ozonlaget. Ozon (O_3) absorberer UV stråling (bølglengder kortere enn ca. 330 nm). Dette gir en varmekilde som gjør at temperaturen øker med høyden.

- b. Forklar hvordan fordamping og kondensasjon av vanndamp bidrar til energioverføring mellom bakken og atmosfæren.

Svar: Når vann på bakken fordampes må det tilføres energi for å øke den indre potensielle energien i stoffet (vann). Denne energien tas fra varmen i omgivelsene. Når vanndampen transporteres vertikalt oppover med vind og turbulens kommer noe etter hvert til høyder der temperaturen er lav nok til at det oppstår overmetning ($RH > 100\%$). Da kondenserer vanndampen til skydråper, og den indre potensielle energien går over til indre kinetisk energi (=varme). På denne måten overføres varme fra bakken til atmosfæren.

Kan du nevne et eksempel hvor energioverføringen pga. disse prosessene går motsatt vei enn det tilfellet er for det globale middelet?

Svar: Når varm fuktig luft kommer i kontakt med en kald bakke (for eksempel snø) vil vanndampen kondensere på overflaten og fordampningsvarmen frigjøres.

- c. Etter en klar høstnatt ser vi ofte rim på bakken. Er det nødvendig at lufttemperaturen er under null for at dette skal skje? Begrunn svaret.

Svar: Nei. Bakken kan ha lavere temperatur enn luften fordi bakken stråler ut langbølget stråling mer effektivt enn et tynt luftlag nede ved bakken. Dermed kan bakkeoverflaten være kaldere enn jordtemperaturen lengre ned og kaldere enn lufttemperaturen.

- d. Hvilken sammenheng er det mellom energien i et foton og frekvensen til fotonet? Bare fotoner med visse frekvenser kan spalte molekylært oksygen og dermed bidra til at ozon dannes. Hvorfor er det slik?

Svar: Energien i foton som funksjon av frekvensen ν er gitt ved

$$E = h\nu \quad \text{der } h \text{ er Plancks konstant}$$

For å få dannet ozon i stratosfæren må oksygen molekyler O_2 spaltes av stråling. Energien i fotonet må være større eller lik bindingsenergien i O_2 molekylet, Overflødig energi fører til at spaltingsproduktene (O-atomer) får en ekstra hastighet (indre kinetisk energi=varme). Da bølgelengden er omvendt proporsjonal med frekvensen betyr dette at fotonene må ha bølgelengder kortere enn en viss verdi. For spaltning av O_2 er grensen 242 nm.

- e. Plancks lov beskriver utstrålt monokromatisk (som funksjon av frekvens) intensitet (radians) fra et svart legeme ved en gitt temperatur.

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu}{(c^*)^2} \frac{1}{(e^{h\nu/kT} - 1)}$$

Der h er Plancks konstant ($6.62 \cdot 10^{-34} \text{ Js}^{-1}$), ν er frekvensen til strålingen (s^{-1}), k er Boltzmanns konstant ($1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{molekyl}^{-1}$) og c^* er lyshastigheten i vakuum ($3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Forklar hvordan man kommer fra Plancks lov til Stefan-Boltzmanns lov (sette gjerne opp likninger, men du trenger ikke utføre beregningen).

Svar: For å komme fra Plancks lov til Stefan-Boltzmanns lov må man integrere Plancks lov over alle bølgelengder og over en halvkule. Da Plancks lov beskriver svartlegemestråling som er isotrop (dvs. like sterk i alle retninger) blir uttrykket

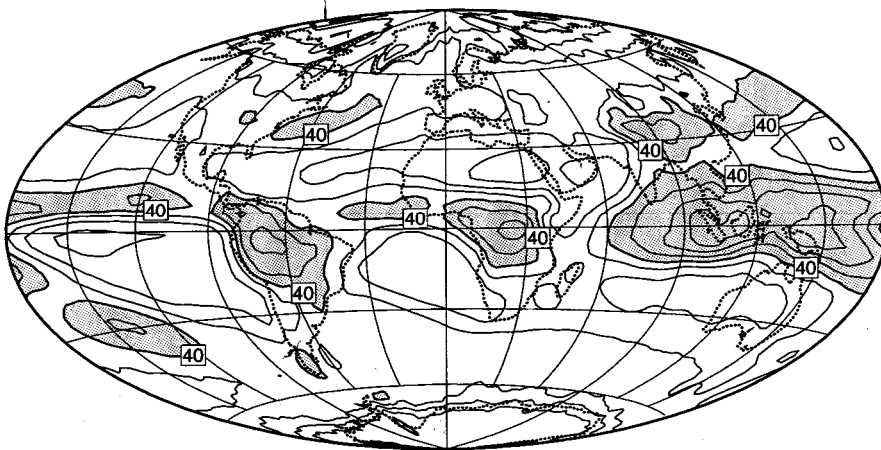
$$E = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty B(T) \cdot d\lambda \cdot d\Omega = \pi \int_0^\infty B(T) \cdot d\lambda = \sigma T^4$$

Hva beskriver Stefan-Boltzmanns lov?

Svar: Stefan-Boltzmanns lov beskriver total flukstetthet av strålingsenergi gjennom en flate fra et svart legeme, vanligvis vertikal fluks gjennom en horisontal flate. Dette kalles også irradians.

- f. Figur 1 viser årlig midlet reduksjon i utgående langbølget stråling fra Jorda på grunn av skyer (positive verdier på figuren viser altså redusert utstråling).

Forklar hvorfor effekten av skyene er særlig sterk i ekvatorområdene.



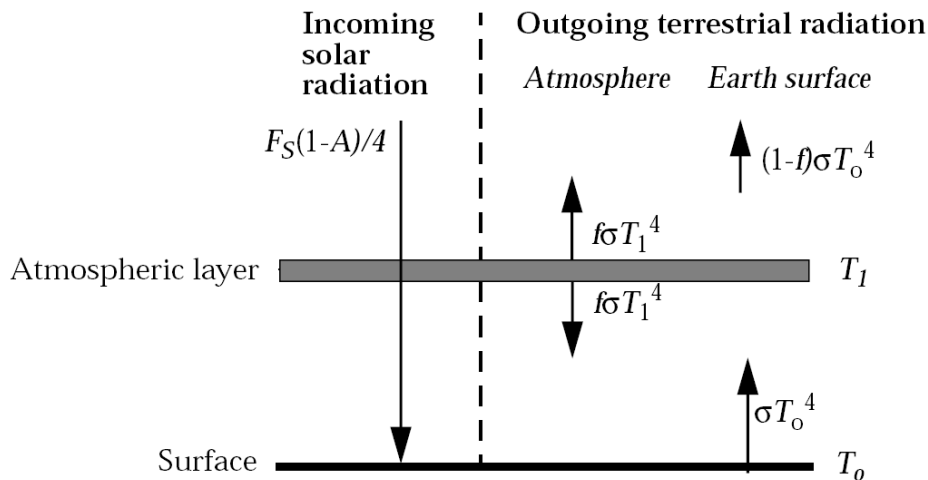
Figur 1. Årlig midlet reduksjon i utgående langbølget stråling (Wm^{-2}) fra Jorda på grunn av skyer

Svar: Over ekvatorområdene (og særlig over land) er det mye dype høye skyer. Toppen av skyene kan nå tropopausehøyde som i disse områdene er 17-18 km. Her er temperaturen veldig lav (-60°C eller lavere). Dvs. at toppen av skyen (som stråler som et svart legeme etter Stefan-Boltzmanns lov) har liten utstråling av langbølget varmestråling til verdensrommet. Skyene har stor optisk tykkelse i den langbølget stråling, dvs. at strålingen far bakken blir fullstendig absorbert der det er skyer. Derfor blir det stor reduksjon i utgående langbølget stråling fra Jorda på grunn av skyer i disse områdene.

Oppgave 2

a)

Figur 2 viser en enkel skjematisk fremstilling av drivhuseffekten i atmosfæren. Der f representerer emissiviteten til atmosfærelaget F_S er solarkonstanten (1367 Wm^{-2}), A er global albedo, T_1 og T_0 er temperaturen til hhv. atmosfærelaget og bakken, og σ er Stefan-Boltzmanns konstant ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)



Figur 2. En enkel skjematisk fremstilling av drivhuseffekten i atmosfæren

Sett opp energibalanselikninger for bakken, atmosfærelaget, og for fluksen ved toppen av atmosfæren.

Svar: Energibalanselikninger

$$\text{TOA (flukser inn og ut balanseres): } F_S(1-A)/4 = f\sigma T_1^4 + (1-f)\sigma T_0^4$$

For atmosfærelaget (absorbert strålingsenergi = emittert strålingsenergi):

$$f\sigma T_0^4 = 2f\sigma T_1^4$$

For Bakken (absorbert strålingsenergi = emittert strålingsenergi):

$$F_S(1-A)/4 + f\sigma T_1^4 = \sigma T_0^4$$

b)

Regn ut temperaturen til hhv. atmosfærelaget og bakken når vi antar strålingsbalanse i alle nivåer og følgende verdier for f og A .

$$f = 0.8$$

$$A = 0.3$$

Svar: Ved å løse likningsettet over med hensyn på T_0 (baketemperaturen) får vi

$$T_0 = \left[\frac{F_s(1-A)}{4\sigma(1-\frac{f}{2})} \right]^{1/4}$$

Ved å sette $f=0.8$ og $A=0.3$ får vi at $T_0=290K$ og videre at $T_1=244 K$

Bli resultatet realistisk?

Svar: Ja, dette er forholdsvis realistisk. Globalt midlet bakketemperatur er 288K og 244K tilsvarer temperaturen i ca. 7 km høyde. Det å ta hensyn til at atmosfæren har en drivhuseffekt som ikke er 100% effektiv (gitt ved f) gjør resultatene mer realistiske. Men, hadde vi innført flere lag i atmosfæren ville vi fått for raskt temperaturfall (ustabil sjiktning) som er urealistisk.

Hvis det ikke er realistisk, hvilke prosesser mangler i den enkle beskrivelsen av energibalansen i figur 2?

Svar: Energiflukser i form av følbare og latent varme fra bakken til atmosfæren mangler.

c)

Verdiene for f og A i oppgave b representerer et årlig globalt middel. Det samme gjelder for innkommende solstråling på toppen av atmosfæren ($F_s/4$). Vi tenker oss nå at vi er på et sted omkring $60^\circ N$, og vi skal se på lokal strålingsbalanse for sommer og vinter.

Gi en vurdering av hvordan du tror innstrålingen, emissiviteten (f) og albedo (A) vil endre seg mellom sommer og vinter. Vurderingen skal inneholde en fysisk begrunnelse og et anslag på verdier for de 3 parametrene for henholdsvis sommer og vinter.

Obs. Det er ikke noe fasitsvar på hvilke verdier som er riktige.

Svar: Døgnlig total innstrålingen på toppen av atmosfæren varierer sterkt med breddegrad og årstid (jfr. Oblig 1). F_s vil derfor være mye mindre om vinteren (ca. 10% av sommerværdien) på $60^\circ N$. I tillegg vil bakkealbedo (A) være høyere om vinteren pga. snødekke. Emissiviteten er lik absorptiviteten (fra Kirchoffs lov). Vanndamp og skyer er de viktigste faktorene som gir en årlig variasjon i absorpsjonen av langbølget stråling. Om vinteren er temperaturen lavere dvs. at vanndampinnholdet (ved samme relative fuktighet) er mye lavere. Det er særlig forskjellen i høye skyer som er viktig for verdien av f . Jeg vil anta at denne effekten ikke er sterk overskygge vanndampeffekten, dvs. f er lavere om vinteren.

Vinter

f	0.6
A	0.5
F_s	200

Sommer

f	0.9
A	0.2
F_s	2000

d)

Bruk verdiene du har kommet frem til i oppgave c til å regne ut temperaturen til atmosfærelaget og bakken omkring 60°N for sommer og vintersituasjonen når vi antar lokal strålingslikevekt.

Svar: Det gir

Vinter: $T_0=158\text{K}$ og videre at $T_1=133\text{K}$

Sommer: $T_0=336\text{K}$ og videre at $T_1=283\text{K}$

Er dette en god antagelse?

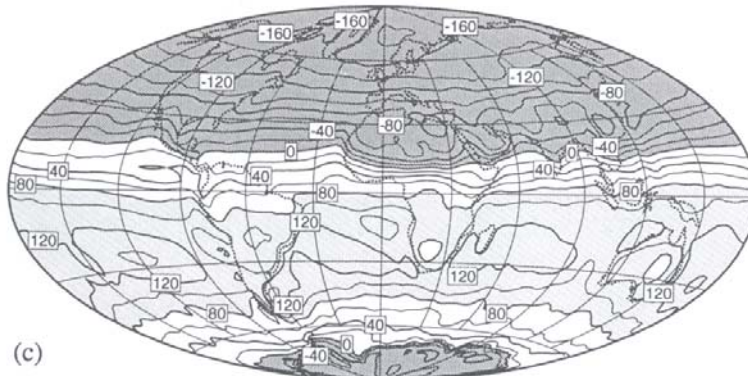
Svar: Nei!! Lokalt er det IKKE strålingsbalanse. Horisontale flukser av varme i havet og i atmosfæren er veldig viktig

e)

Temperatursvingningene mellom sommer og vinter ved bakken modifiseres at overflatelaget i havet (som er godt blandet på en tidsskala på 6 måneder) tar opp og avgir varmeenergi.

Hvor dypt omtrent er dette overflatelaget?

Figur 3 viser netto innkommende stråling (Wm^{-2}) for vinterperioden på den nordlige halvkulen (Des.-Feb.)



Figur 3. Netto innkommende stråling (Wm^{-2}) desember-februar.

Hvis vi antar at over hav balanseres alt netto strålingstap om vinteren av energitilførsel fra overflatelaget i havet (ser bort fra bl.a. tilførsel av energi med luftstrømmer), hvor mye vil temperaturen i overflatelaget endre seg over en 3 måneders periode (des-feb)?

Spesifikk varmekapasitet for vann er $4200\text{J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$

Svar:

$$C \frac{dT}{dt} = F_E \quad \text{der } F_E \text{ er netto tilført energifluks til havkolonnen } (\text{Wm}^{-2})$$

$$C = c_p \cdot \rho \cdot \Delta z$$

Antar at vi er på ca. 60N og at strålingsfluksen er eneste energitilførsel $\rightarrow F_E = -160 \text{ Wm}^{-2}$
Setter inn $\Delta z = 70 \text{ m}$ og $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3 \rightarrow C = 2.94 \text{ E} + 8 \text{ J/K}$

$$\Delta T = F_E \cdot \Delta t / C$$

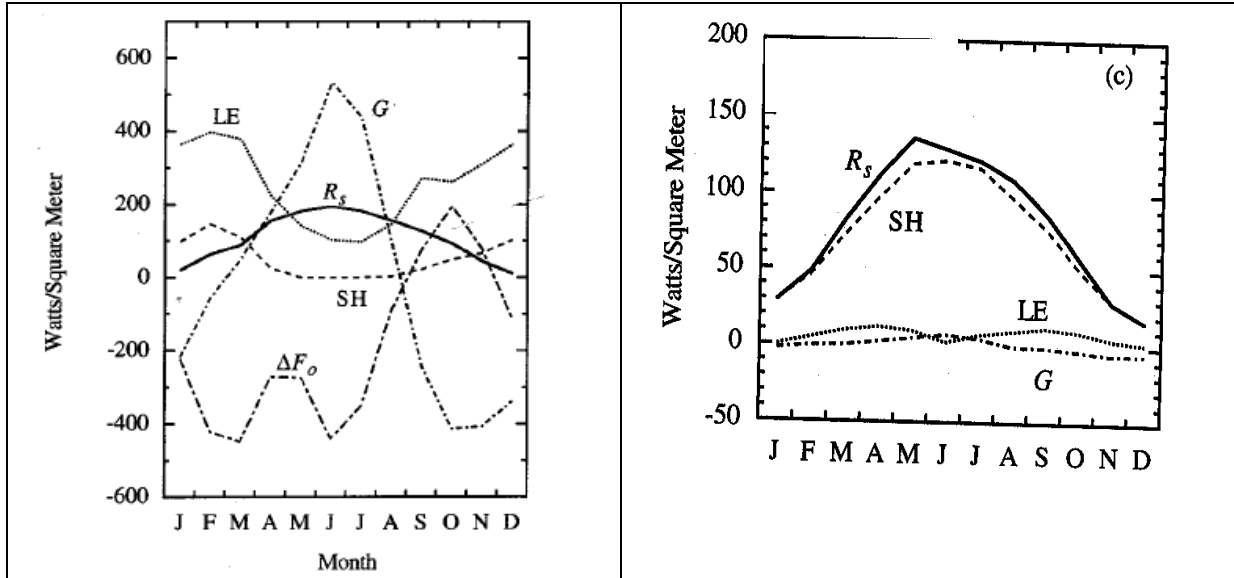
$$\Delta t = 24 \cdot 3600 \cdot 90 = 7776000 \text{ s}$$

$$\rightarrow \Delta T = -4.2 \text{ K}$$

f)

Figur 4 viser årlig variasjon i komponentene i energibudsjettet for Jordas overflate på to forskjellige steder.

Hva slags type steder tror du dette er? Begrunn svaret.



Figur 4. Årlig variasjon i komponentene i energibudsjettet (Wm^{-2}) for overflaten for 2 ulike lokaliteter.