

# GEF2200 Atmosfærefysikk

## Løsningsforslag til midtveiseksamen 2008

### Oppgave 1

- a. Gitt temperaturen  $T$  og duggpunktstemperaturen  $T_d$ , hvilken sammenheng er det mellom blandingsforholdet  $w$  og metningsblandingsforholdet  $w_s$ ?

Blandingsforholdet  $w$  ved temperaturen  $T$  er mengden vann denne luftpakken inneholder. Denne mengden er gitt ved metningsblandingsforholdet ved duggpunktstemperaturen  $T_d$ :

$$w(T) = w_s(T_d) \quad (1)$$

#### Definisjon av duggpunktstemperatur

Temperaturen der en luftpakke oppnår metning, når den avkjøles til metning ved konstant trykk.

- b. Fra definisjonen av metningsblandingsforhold, vis at

$$w_s = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s} \quad (2)$$

der  $\varepsilon = R_d/R_v$ ,  $p$  er det totale trykket og  $e_s$  er metningstrykket for vanndamp.

Definisjon av blandingsforhold

$$w = \frac{m_v}{m_d} \quad (3)$$

der  $m_d$  er massen til tørr luft og  $m_v$  er massen til vanndampen.

Definisjon av metningsblandingsforhold

$$w_s = \frac{m_{vs}}{m_d} \quad (4)$$

der  $m_d$  er massen til tørr luft og  $m_{vs}$  er massen til vanndampen ved metning.

Massene kan skrives som  $m = \rho V$ , der  $\rho$  er tettheten og  $V$  er volum. Ved bruk av partialtettheter, får vi

$$w_s = \frac{\rho_{vs} V}{\rho_d V} = \frac{\rho_{vs}}{\rho_d} \quad (5)$$

For vanndampen har vi tettheten ved metning

$$\rho_{vs} = \frac{e_s}{R_v T} \quad (6)$$

der  $e_s$  er metningstrykket.

For tørr luft har vi partialtrykket  $p_d$ , og det totale trykket er gitt ved  $p = p_d + e_s$ , slik at  $p_d = p - e_s$ . Partialtettheten til tørr luft er dermed

$$\rho_d = \frac{p_d}{R_d T} = \frac{p - e_s}{R_d T} \quad (7)$$

Dette gir da

$$w_s = \frac{m_{vs}}{m_d} = \frac{\rho_{vs} V}{\rho_d V} \quad (8)$$

$$= \frac{\frac{e_s}{R_v T}}{\frac{p_d}{R_d T}} \quad (9)$$

$$= \frac{R_d e_s}{R_v p_d} = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s} \quad (10)$$

- c.  $e_s$  er tilnærmet eksponentiell som funksjon av temperaturen. Er det samme tilfelle for  $w_s$ ? Hvorfor eller hvorfor ikke?

Trykket til tørr luft er stort i forhold til vandamptrykket, slik at

$$w_s \approx \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (11)$$

Vi ser da at hvis  $e_s$  er tilnærmet eksponentiell med temperaturen, og  $p_d = p - e_s$  er konstant, så vil  $w_s$  også være tilnærmet eksponentiell.

Dersom vi antar at  $p_d$  ikke er konstant, må vi anta at tettheten er det (slik at  $p_d$  endrer seg når  $T$  endrer seg), og vi får

$$w_s = \frac{\rho_{vs}}{\rho_d} \quad (12)$$

$$= \frac{\frac{e_s}{R_v T}}{\rho_d} \quad (13)$$

$$\propto \frac{e_s}{T} \quad (14)$$

Siden atmosfæriske endringer i  $T$  er små, men likevel gir store utslag i  $e_s$ , vil  $w_s$  fortsatt være tilnærmet eksponentiell (men i litt mindre grad) enn  $e_s$ .

- d. Et utsnitt av sondediagrammet er gitt i Figur 1. Gitt temperaturen  $T$ , duggpunktstemperaturen  $T_d < T$  og trykk  $p$ , forklar hvordan vi finner følgende fra sondediagrammet:

- Potensiell temperatur.
- Blandingsforhold for vanndamp.
- Kondensasjonsnivået for heving (LCL).

- Potensiell temperatur: Merker av punktet  $T, p$  i sondediagrammet, og følger tørradiabatens til  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ . Temperaturen i  $p_0$  er den potensielle temperaturen  $\theta$ .

- ii. Blandingsforhold for vanndamp: Som forklart i spørsmål a er blandingsforholdet gitt ved metningsblandingsforholdet ved duggpunktstemperaturen  $w(T) = w_s(T_d)$ . Vi merker altså av punktet  $T_d, p$  og følger linjen for konstant blandingsforhold (stiplet linje) ned til kanten av sondeogrammet, der vi leser av verdien.

Når det spørres om blandingsforhold menes det aldri metningsblandingsforhold.

- iii. Kondensasjonsnivået for heving (LCL): Vi har oppgitt at  $T > T_d$ , så luftpakken er umettet. Ved adiabatisk heving av en umettet luftpakke vil blandingsforholdet være konstant helt fram til metning. Vi fant blandingsforholdet  $w$  ved hjelp av  $T_d$  i forrige oppgave. Fra  $T, p$  følger vi tørradiabaten til vi oppnår metning, dvs til vi krysser linjen for konstant blandingsforhold. Ved dette trykket har vi LCL.

Vær oppmerksom på at linjen for konstant blandingsforhold *ikke* samsvarer med temperaturlinjene, slik at  $T_d$  endrer seg når luftpakken heves!

- e. Hvorfor avkjøles mettet luft saktere enn tørr luft ved heving i atmosfæren?  
For mettet luft, hvilken antakelse ligger bak det vi kaller en pseudoadiabatisk prosess?

Når en mettet luftpakke heves, vil den avkjøles. Da kondenserer vanndamp, og avgir fordampningsvarme (latent varme). Denne energien/varmen går med til å varme opp luftpakken, slik at luften ikke avkjøles like raskt som når det ikke kondenserer vanndamp.

I en pseudoadiabatisk prosess antar vi at kondensert vann regner ut, og at all fordampningsvarme blir igjen i luftpakken. Egentlig vil noe energi følge med dråpene, men dette er små mengder (se feks. oppgave WH06 3.44).

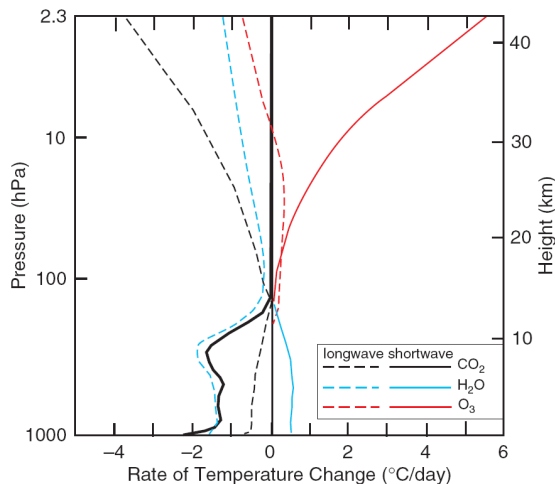
## Oppgave 2

- a. For et atmosfærisk lag som er utsatt for absorpsjon og/eller emisjon av stråling i laget, er temperaturendringen gitt ved

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{dF(z)}{dz} \quad (15)$$

der  $F$  er netto oppoverrettet flukstetthet.

Hvordan er endringen i netto flukstetthet med høyden i henholdsvis stratosfæren og



[Adapted from S. Manabe and R. F. Strickler, *J. Atmos. Sci.*, 21, p. 373 (1964).]

Figure 1: Effekt av stråling på temperatur. Sort tykk linje er netto effekt, rød linje er O<sub>3</sub>, blå H<sub>2</sub>O og sort tynn CO<sub>2</sub>. Stiplet linje er langbølget bidrag, heltrukket er kortbølget bidrag. (Wallace & Hobbs 2006, Figure 4.29.)

troposfæren?

Ligningen tar for seg *kun* strålingseffekter, og angir temperaturendring *per tid*. Vi vet at det er strålingsavkjøling i troposfæren, og ca strålingslikevekt i stratosfæren. Dette er vist i Figure 1 (tykk sort linje).

For troposfæren er altså  $dT/dt < 0$ , slik at  $F$  må øke med høyden ( $dF/dz > 0$ ).

For stratosfæren er  $dT/dt \approx 0$ , slik at  $F$  er tilnærmet konstant med høyden ( $dF/dz \approx 0$ ).

- b. Hvilke gasser gir de viktigste bidragene til ligning (15) i henholdsvis stratosfæren og troposfæren?

I stratosfæren er O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub> og H<sub>2</sub>O viktigst. CO<sub>2</sub> og H<sub>2</sub>O gir avkjølede bidrag i det infrarøde spekteret, men O<sub>3</sub> gir et lite bidrag i det infrarøde (positivt nederst, negativt øverst), men stort bidrag i det kortbølgede spekteret (jfr. ozonlaget).

I troposfæren er H<sub>2</sub>O viktigst, og gir avkjølede bidrag i det langbølgede spekteret. CO<sub>2</sub> gir avkjølede bidrag her også, men det kanselleres i stor grad av H<sub>2</sub>O sin oppvarmende effekt i det kortbølgede spekteret.

- c. Kan du tenke deg prosesser som kan motvirke strålingens bidrag til  $dT/dt$  i troposfæren?

Konveksjon vil frigjøre latent varme gjennom kondensasjon, og på den måten motvirke strålingsavkjølingen. Følbar og latent varme

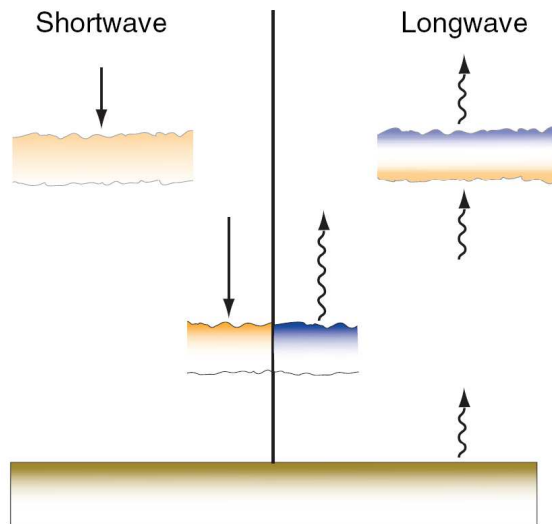


Figure 2: Effekt av stråling på skyer. (Wallace & Hobbs 2006, Figure 4.30.)

ved bakken, vil også motvirke strålingens bidrag (via turbulens).

- d. Dersom det er skyer om natten, og bakken (om natten) er mye varmere enn skybasen (feks. i tropene), kan det utvikles konveksjon inne i skyene. Hvorfor? Hvilken prosess motvirker dette på dagtid?

Dersom bakken er varmere enn skybasen, vil skybasen kunne varmes opp. På toppen av skyen er det strålingsavkjøling om natten, slik at temperaturgradienten i skyen blir mer og mer ustabil utover natten. Blir luftmassene i skyen ustabile vil det utvikles konveksjon.

Strålingen fra bakken vil ikke kunne varme opp luften mellom skybasen og bakken nok til å få konveksjon under skybasen (se Figur 2). Skyene må altså ha en viss høyde for at skybasen skal være mye kaldere enn bakken.

Husk dessuten at det inne i skyen er mettet luft. Dersom skyen ikke er ustabil i utgangspunktet, må det en endring i temperaturgradienten til for å få ustabil luft.

På dagtid vil solen varme opp toppen av skyen og på den måten motvirke den destabiliserende oppvarmingen av skybasen.