

# UNIVERSITETET I OSLO

## Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Eksamen i: GEF2200

Eksamensdag: 14. Juni 2013

Tid for eksamen: 09.00-12.00

Oppgavesettet er på 4 sider + Vedlegg 1 (1 side)

Vedlegg 1: Sondediagram

Tillatte hjelpemidler: Kalkulator

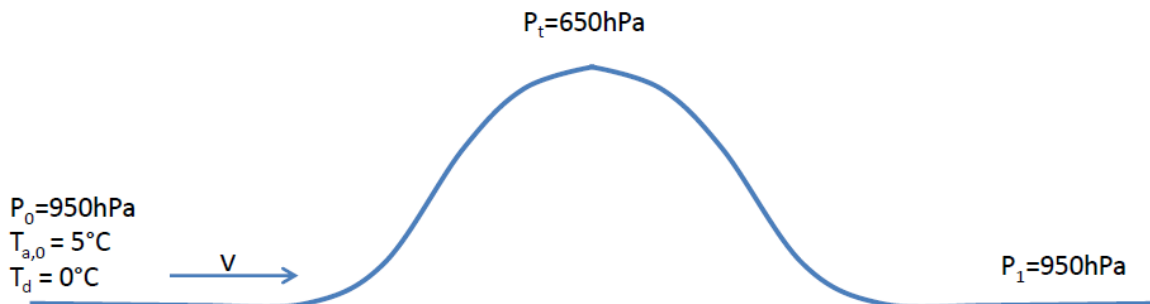
Karl Rottmans matematiske formelsamling

Angell og Lian fysiske størrelser og enheter

*Kontroller at oppgavesettet er komplett  
før du begynner å besvare spørsmålene.*

### Oppgave 1.

I oppgave 1 skal du diskutere ulike fysiske prosesser i atmosfæren når en luftpakke passerer et fjell i en adiabatisk prosess. Bruk vedlagte sondediagram i denne oppgaven.



Figuren viser skjematisk fjellet som luftpakken skal passere. Oppstrøms for fjellet befinner luftpakken seg ved overflaten ved trykket  $p_0$ , temperaturen  $T_{a,0}$  og duggpunktstemperatur  $T_d$ . Trykket på toppen av fjellet er  $p_t$ .

- Hva er masseblandingsforholdet av vann i luftpakken? Finn kondensasjonsnivået ved heving.

*LF: Leser av fra sondediagrammet og finner:  $w=4\text{g/kg}$  og  $p_{LCL}=900\text{ hPa}$*

- Hva blir temperaturen i luftpakken ( $T_{a,t}$ ) ved toppen av fjellet (i trykket  $p_t$ )?

Dersom det ikke hadde blitt felt ut noe nedbør, hvor stort ville det maksimale blandingsforholdet av flytende eller frossent vann vært i luftpakken?

*LF: Følger tørradiabaten til trykket  $p_{LCL}$  og fuktigadiabaten videre til  $p_t$ . Finner da temperaturen  $T_{a,t} = -17^\circ\text{C}$*

*Ved toppen av fjellet er  $w_s = 1.4$  g/kg (fra sondediagrammet). Dvs. at  $4 - 1.4 = 2.6$  g/kg vann har kondensert.*

- c. Vi antar at 50 % av den kondenserte fuktigheten felles ut som nedbør. Luften synker på andre siden av fjellet og når ned til samme trykknivå ( $p_1 = 950$  hPa). Hva er temperaturen ( $T_{a,1}$ ) i luftpakken nå? Hva kalles dette fenomenet vi har beskrevet i oppgave 1a-1c?

*LF: Nedbøren blir da 50% av 2.6 g/kg, dvs. 1.3 g/kg. Totalt vanninnhold etter nedbør blir da  $4 - 1.3 = 2.7$  g/kg. Fra toppen av fjellet følges fuktigadiabaten til  $w_s = 2.7$  g/kg.*

*Detet skjer når trykket er 780 hPa. Herfar følges tørradiabaten til  $p = 950$  hPa.*

*Temperaturen i luftpakken ( $T_{a,1}$ ) er da  $10^\circ\text{C}$ .*

*Dette fenomenet kalles føhnvind.*

- d. Ut fra temperaturen til luftpakken på toppen av fjellet som du fant i oppg. 1b, hvordan (gjennom hvilke prosesser) vil du forvente at nedbør vil dannes?

*LF: Den lave temperaturen ved toppen av fjellet,  $-17^\circ\text{C}$ , tilsier at frysekjerner kan aktiveres og noen dråper går fra å bestå av underkjølt vann til is. Fordi metningstrykket av vann over is er lavere enn over flytende vann vil ispartiklene vokse og vanddråpene fordampe. Ispartiklene vil bli store og etterhvert falle i forhold til vanddråpene slik at de vokser videre ved koagulering og kollisjoner. Dette kalles Bergeron-Findeisen prosessen for nedbørutløsning.*

I deloppgavene 1e – 1g skal vi se på samme prosessen som over, men nå foregår det utveksling av følbar varme mellom bakken og luftpakken over en strekning på 50 km **før** hevingen begynner. Mens pakken heves og senkes over fjellet antar vi for enkelthets skyld at det ikke er noen varmetveksling med overflaten.

- e. Energifluksen i form av følbar varme mellom overflaten og luftpakken kan skrives som

$$F_H = \rho c_p C_H |v| (T_s - T_a)$$

Forklar hva størrelsene i likningen over står for.

*LF:*

$\rho$	Luftas tetthet ( $\text{kg/m}^3$ )
$c_p$	Spesikk varmekapasitet for tørr luft ( $1004 \text{ J/(k*kg)}$ )
$C_H$	Bulk overføringskoeffesient for følbar varme mellom overfaletn og atmosfæren. Ubenevnt
$ v $	Vindhastigheten i 10 meters høyde. (m/s)
$T_s$	Overflatens temperatur (skin temperature) (K)
$T_a$	Luftas temperatur i 2 meters høyde (K)

- f. Vis at temperaturendringen pga. fluks av følbare varme fra overflaten kan beskrives med en differensiallikning på formen (antar at  $T_s$  er konstant). Luftpakken har en tykkelse på  $\Delta z$ .

$$\frac{dT_a}{dt} = k_1 - k_2 \cdot T_a$$

Der  $k_1 = \frac{c_H}{\Delta z} \cdot |v| \cdot T_s$  og  $k_2 = \frac{c_H}{\Delta z} \cdot |v|$

*LF: Likningen i oppgave 1e gir energifluksen til atmosfæren fra bakken. Før stråling (se likning 4.52 i W&H) og oblig-1 vet vi at oppvarming av et lag pga. endring i vertikal energifluks kan skrives:*

$$\rho \cdot c_p \cdot \frac{dT_a}{dz} = -\frac{dF}{dz}$$

*I dette tilfellet har vi varmefluks fra bakken og ingen varmefluks ut på toppen av laget  $\Delta z$ . Høyre side av likningen blir da:*

$$-\frac{dF}{dz} = -\left(0 - \rho c_p c_H |v| (T_s - T_a)\right) / \Delta z = \rho c_p c_H |v| (T_s - T_a) / \Delta z$$

*Setter inn i likningen over og løser mhp.  $\frac{dT_a}{dt}$*

$$\rho \cdot c_p \cdot \frac{dT_a}{dt} = \frac{\rho c_p c_H |v| (T_s - T_a)}{\Delta z}$$

$$\frac{dT_a}{dt} = \frac{c_H |v| (T_s)}{\Delta z} - \frac{c_H |v|}{\Delta z} \cdot T_a = k_1 - k_2 \cdot T_a$$

Differensiallikningen over har løsningen

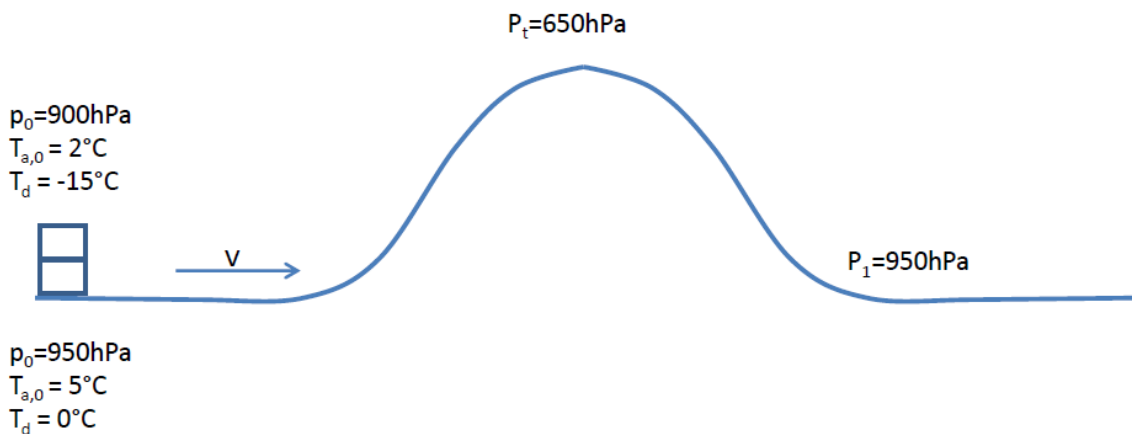
$$T_a(t) = T_{a,0} \cdot e^{-k_2 t} + T_s (1 - e^{-k_2 t})$$

- g. Luftpakken transporteres med vinden ( $v$ ) mot fjellet over en strekning på 50 km før hevingen begynner. Bruk verdiene for de fysiske størrelsene  $v$ ,  $c_H$ ,  $T_s$  og  $\Delta z$  fra tabellen under.  
Regn ut temperaturen i luftpakken når hevingen begynner.  
Hva blir nå temperaturen i luftpakken på andre siden av fjellet (samme antagelse om at 50 % av det som kondenseres felles ut som nedbør)?

LF: Vindhastigheten er 5m/s og strekningen 50 km. Dvs. at luftpakken mottar følbare varme i  $t=50000/5=10^4$  sekunder. Setter inn i løsningen av differensiallikningen over og finner at  $T_a(t = 10^4 s)=11.3^\circ\text{C}$  før hevingen begynner.

Siden starttemperaturen er høyere, men vanninnholdet er det samme vil kondensasjonsnivået ved heving være høyere (ved lavere trykk). Finner  $p_{LCL} = 810$  hPa. Ved å følge fuktigadiabaten derfra til  $p=650$  hPa finner vi at  $w_s$  nå blir 2 g/kg dvs. at 2g/kg kondenseres, 50% av dette fjernes ved nedbør, slik at totalt vanninnhold etter nedbør blir 3 g/kg. Etter fjellet synker luftpakken og nivået hvor alt skyvannet er fordampet finnes ved å følge fuktigadiabaten til  $w_s=3$  g/kg. Her er trykket 730 hPa. Følger tørradiabaten videre ned til  $p=950$  hPa. Temperaturen er da ca.  $13.5^\circ\text{C}$ . Vi ser at temperaturøkningen ( $13.5-11.3 = 2.2^\circ\text{C}$ ) er omtrent halvparten av det vi fant i oppg. 1c, fordi relativ fuktighet i luftpakken var betydelig lavere før hevingen begynte og dermed blir mindre latent varme frigjort.

Videre i oppgave 1h og 1i ser vi igjen bort fra varmeutveksling med overflaten, men nå ser vi på to luftpakker over hverandre i en søyle som transporteres med vinden over fjellet som vist på figuren under. Trykk, temperatur og duggpunktstemperatur for de to luftpakkene er gitt i figuren under, der trykket på toppen av fjellet ( $p_t$ ) og nedstrøms for fjellet ( $p_1$ ) gjelder den nederste av de to luftpakkene



h. Drøft den statiske stabiliteten i luftsøylen underveis i passeringen av fjellet.

LF: Tegner oppstigniskurver for hver luftpakke i sondediagrammet. For den nederste luftpakken blir  $p_{LCL}$  som i oppgave 1a, for den øverste luftpakken (som er mye tørrere) blir  $p_{LCL}=730$  hPa. Mellom 900 hPa og 730 hPa frigjøres det latent varme i den nederste luftpakken, men ikke i den øverste. Det gjør at temperaturen avtar raskere med høyden i den øverste luftpakken. Vi ser da at når den øverste luftpakken har nådd  $p_{LCL}=730$  hPa er søylen blitt absolutt instabil (temperaturforskjellen mellom luftpakkene er større en

tørradiabaten). Hevingen har altså gjort søylen instabil. Dette kaller vi konvektiv instabilitet.

- i. Er det grunn til å tro at tilstanden i søylen underveis vil påvirke lufttemperaturen ved bakken når søylen når lesiden av fjellet (ved  $p_1=950$  hPa)? Begrunn svaret.

*LF: Dette er et ganske åpent spørsmål der (minst) 2 faktorer er av betydning.*

- 1. I det vanlige føhn tilfellet (1a-1c) er vertikalbevegelsen tvungen fordi vinden presser luftpakken over fjellet. Nå har vi i tillegg statisk instabilitet som vil gi økt vertikalbevegelse, avkjøling, og kanskje mer nedbør. Dess større andel av fuktigheten som kondenserer og felles ut som nedbør dess større vil man regne med at føhneeffekten blir.*
- 2. Men, det at søylen blir instabil gjør at kaldere og tørrere luft blandes ned og inn luften nærmest bakken. Denne effekten bidrar til avkjøring og muligens fordampning i luften nærmest bakken som vil gi redusert føhneeffekt.*

*Hva som blir nettoeffekten her er ikke så godt å si uten meget detaljerte beregninger. Men, uansett er svaret JA på første del av spørsmålet.*

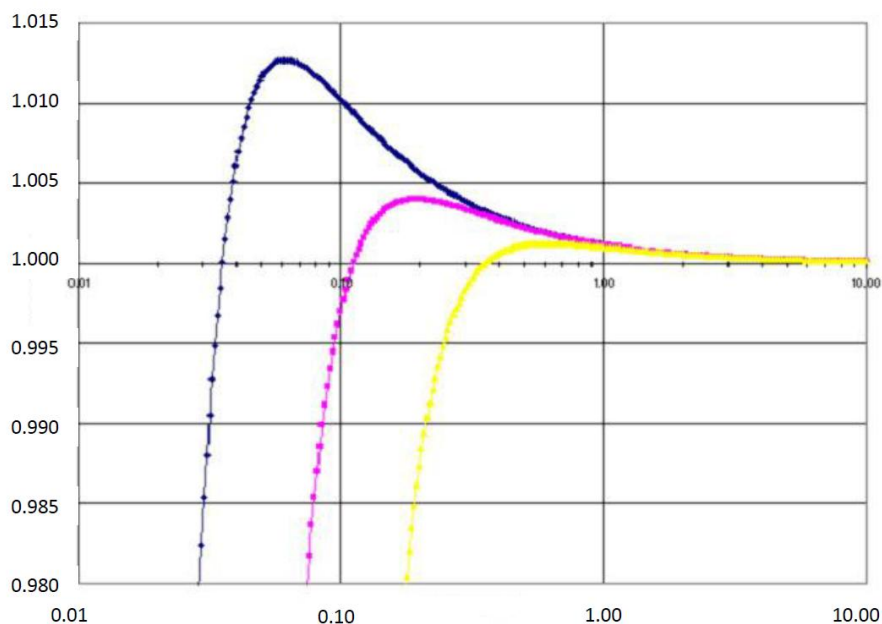
Størrelse	Verdi
$C_H$	0.01
$\Delta z$	500 m
$v$	5 m/s
$T_s$	15°C

## Oppgave 2

- a. Hvorfor er det slik at det ikke dannes skydråper med helt rent vann i atmosfæren?

*LF: Se diskusjon side 210-211 i Wallace & Hobbs.*

Figuren under viser såkalte Köhler-kurver som beskriver en prosess som er viktig i forbindelse med dråpedannelse i atmosfæren.



- b. På figuren mangler tekst og enheter på aksene. Forklar hvilken størrelse som er på x-aksen og på y-aksen og hvilken enhet du tror det skal være. Hva er det disse kurvene beskriver?

*LF:*

*x-aksen: Dråperadius ( $\mu\text{m}$ ),*

*y-aksen: Relativ fuktighet (ubenevnt)*

*Kurvene beskriver forholdet mellom metningstrykket over en dråpe (med en viss mengde løst stoff) i forhold til metningstrykket over en plan vannflate  $\left[\frac{e'}{e_s}\right]$*

- c. Figuren viser 3 ulike kurver. Hva er det som gjør at det er en forskjell mellom dem?

*LF: Forskjellen mellom kurvene er hvor mye, og hvilken type stoff som er oppløst i dråpene (som har virken som CCN). For samme stoff vil økt mengde redusere  $\left[\frac{e'}{e_s}\right]$ .*

*Stoffer som dissosierer i flere ioner pr. kg løst stoff vil også gi en reduksjon i  $\left[\frac{e'}{e_s}\right]$ .*

- d. Bruk av sondediagrammet (slik som i oppgave 1) for en luftpakke som heves og der det blir overmetning kan gi oss det såkalte adiabatisk vanninnholdet (*adiabatic liquid water content* i læreboka). Målinger i cumulus-skyer i den virkelige atmosfæren gir ofte vanninnhold som avviker fra dette. Forklar hvorfor.

*LF: Målingene er ofte betydelig lavere enn det såkalte adiabatisk vanninnholdet fordi i utviklingen av en sky vil vi ha entrainment (innblanding) av tørrere luft fra omgivelsene som fører til fordampning av noen av dråpene (se side 213 i W&H).*

- e. I en fersk sky har vi ofte mange små dråper. Dråpene kan vokse videre pga. kondensasjon av vanndamp fra gassfasen eller ved koalesens av dråper. Hvilken prosess er viktig i starten når dråpene er små? Begrunn svaret.

*LF: De små dråpene vokser først raskt videre pga. kondensasjon av vanndamp fra gassfasen. Etter hvert blir dråpene større og stokastiske prosesser bidrar til at dråpespekteret utvides (det dannes enkelte større dråper) og koalesens av dråper overtar som den viktigste vekstmekanismen. Se side 221-227 i W&H.*

# Vedlegg 1: Sondediagram

## Skew $T - \ln p$ Chart

