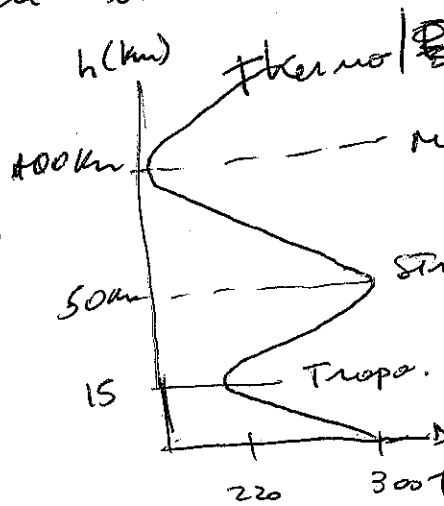


A temperatura varia na vertical devido a diferentes tipos de troca de calor que ocorrem em diferentes regiões:

Troposfera e a estratosfera é que são resolvidas pelos modelos atmosféricos.

Troposfera } camada limite
Troposfera livre.



antes

PBL \Rightarrow (efe até 500 a 3km)

É a região que sofre influência direta da superfície. A resposta é $\sim 1h$ ou menos. A temperatura varia muito durante o dia.

LIVRE \Rightarrow É influenciada pela PBL mas num escala de tempo maior.

É afetada pela condutividade térmica do solo que determina a transferência de calor por condução; mas também por radiação, turbulência mecânica e térmica e advecção.

4) Calor específico = energia necessária pt elevar um 1°C 1g de esta substância.

	C J/Kg/K	K (298K) J/m/s/K
dry air	1004	0.026
liq water	4185	0.600
argila	1360	0.920
arvia seca	827	0.298

Como o calor específico da ^{do} terra é menor que da água o ardo diminui da temperatura é mais forte sobre a terra que sobre o oceano.

A variação de temperatura ΔT no solo não transferida pt o ar, por exemplo, por condução.

2) Condução Térmica

Troca de calor por contato físico entre duas superfícies. A taxa de troca é determinada pela condutividade térmica, que dependem da temperatura:

$$\left\{ \begin{array}{l} k_{dry} \approx 0.0238 \frac{J}{m \cdot K} + 7.113 \cdot 10^{-5} (T - 273.15) \frac{J}{m \cdot K} \\ k_{vap} \approx 0.0156 \frac{J}{m \cdot K} + 8.368 \cdot 10^{-5} (T - 273.15) \frac{J}{m \cdot K} \end{array} \right.$$

Como o ar é úmido, então terá uma mistura:

$$k_a \approx k_d \left[1 - \left(1.17 - 1.02 \frac{k_v}{k_d} \right) \frac{w}{w_{sat}} \right]$$

na maioria das situações
 $k_a \approx k_d$
 e $w \ll w_{sat}$

O coeficiente de condutividade térmica é usado para calcular a troca de calor por condução:

fluxo de calor
(W/m^2)

$$H = -k_a \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

↓
Não vale se
não tem
turbulência!

~~Ex~~ A superfície vai aquecer o solo logo acima dela. Por exemplo, uma camada de 1mm de ar acima do solo; com $\Delta T = -12K$ e $T = 298$ e ar nuo:

$$\text{ar nu} \Rightarrow k_d = k_a = 0.0256 J/m \cdot K$$

$$e H = - \frac{0.0256 J}{m \cdot K} \cdot \frac{-12K}{10^{-3} m} \approx 300 W/m^2$$

O fluxo é grande porque $\partial T / \partial z$ é grande!

Na Tpo posbera, por exemplo, $\partial T / \partial z \approx -6.5 K/m$
então:

$$T = 0^\circ C \quad H = - \frac{0.0238 J}{m \cdot K} \cdot \frac{-6.5 K}{10^3 m} \approx 1.5 \times 10^{-4} W/m^2$$

~~Ex~~ Ou seja, a condução não é importante na interface com a superfície, onde $\frac{\partial T}{\partial z}$ pode ser significativo!

3) Radiação

É a troca de energia através de ondas eletromagnéticas. A radiação de onda curta recebida do sol é absorvida pelas moléculas do ar e na superfície transferindo a energia que elas carregam. O mesmo acontece com a rad. LW emitida por todos os corpos a $T > 0K$

④ Turbulência mecânica e convecção forçada

quando o vento interage com elementos da superfície produzindo

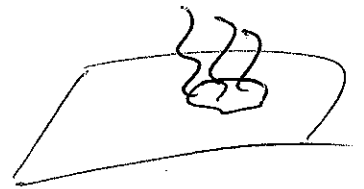
• convecção é um movimento predominantemente na vertical que mistura e transporta propriedades da atmosfera

• convecção forçada é quando o vento vertical é devido a ^{algo mecânico} ~~força~~ turbulência mecânica, i.e., a interação do vento horizontal com elementos da superfície produzindo vórtices.

conv/for tb pode ser quando o vento converge e sobe, ou passa sobre uma montanha, ou uma frente em cima da outra

⑤ Turbulência Térmica. É quando o sol aquece a superfície de maneira diferente em ~~as~~ locais diferentes. Sombra de ~~o~~ muros, etc:

A região mais quente vai ter um ar mais quente em cima dela, que é menos denso e sobe (térmica)



⇒ envolve troca de massas de ar ao invés de troca de calor entre as moléculas.

⑥ Advecção - é o transporte de energia/ar/gás/partículas pelo vento. Se a massa de ar está se deslocando, a energia que ela carrega também está!

Troposfera

Na troposfera a temperatura diminui com a altitude porque a ~~superfície~~ superfície é aquecida pelo sol e transfere energia por baixo enquanto que o topo da troposfera está sempre perdendo calor por radiação. Além disso, a trop. não absorve a rad SW, apenas LW (vapor d'água e nuvens) que também vem de baixo.

1º) térmica - IR

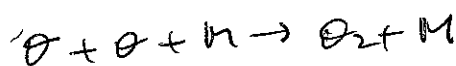
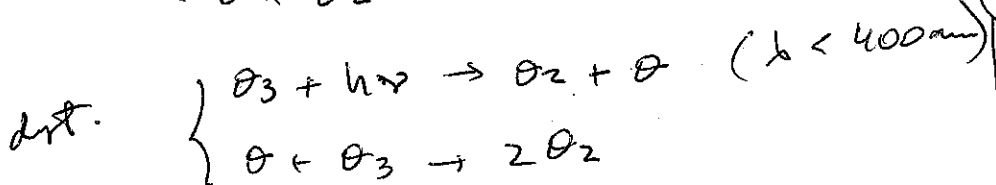
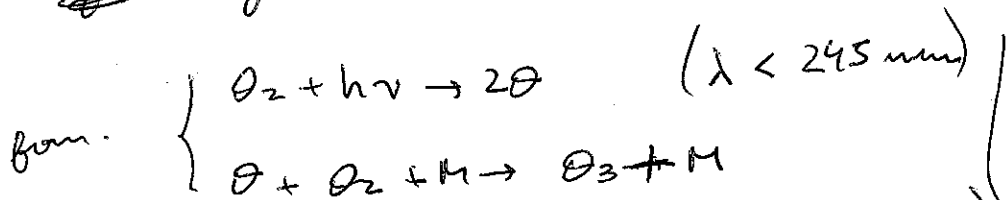
2º) turbulência } p/a CHP depois p/ troposfera.

3º) condução }

Como, devido a ~~partículas~~ partículas, H₂O e CO₂ têm mais massa prox da superfície, a maior parte da LW vai ser absorvida ali.

Stratosfera

Se fosse apenas isso, a temperatura continuaria sempre diminuindo. Acontece que na estrat. ~~existe~~ existe a camada de ~~O₃~~ O₃ que absorve a radiação UV e ~~aquece~~ aquece a atmosfera. (~~15-32 km~~)



Chapman cycle

A ~~camada~~ camada de O₃ tem seu máximo entre 25-32 km.
Porque é preciso O₂ (que b com h₂) e UV (que p d h₂)
Então existe uma altura ótima onde há O₂ e UV
suficientes.

O máximo de T ocorre p/ o topo da estratosfera
porque lá há maior absorção de radiação e a
radiação é mais energética.

Mesofera

Não há O₃ suficiente p/ esquentar (não há O₂)
e T diminui q/ como na troposfera!

Termosfera

Há absorção de SW muito esta pelo O₂ e N₂
Poucas moléculas mas cada uma tem muito
~~o~~ energia (Kcm) e por isso a temperatura é alta.

Água

Em uma transformação de fase há troca de energia.
É necessário absorver ou perder energia no processo.

liberada { condensação
congelamento
deposição sólida

absorver { evaporação
derretimento
sublimação

Essa transferência de
energia é chamada
de calor latente.
pode ser de 3 tipos.

Se uma ~~massa~~ amostra de massa m sofre uma transformação de fase, então o calor trocado é proporcional a massa:

$$Q = L m$$

A constante L é o calor de transformação, ou calor latente. É a quantidade de energia necessária, por unidade de massa, para a transformação de fase.

Numa transformação de fase, a energia interna (U) do sistema muda, $T = \text{cte}$; e ainda pode haver realização de trabalho!

☞ calor latente é na verdade uma diferença na entalpia dos dois estados do sistema!)

ex: $L_{\text{fusão}} = \text{entalpia específica água} - \text{ice}$

Entalpia é uma função de estado termodinâmica:

$$H = U + pV$$

É entalpia específica (por massa)

$$h = \frac{H}{m} = u + pv, \quad u = \frac{U}{m} \quad e \quad v = \frac{V}{m}$$

Quando a lidamos gases, podemos resumir a equação como:

$$h = c_p T + \text{cte} \quad \left. \begin{array}{l} \text{calor} \\ \text{específico} \end{array} \right\}$$

Para um líquido

$$h_l = c_l T + \text{cte}$$

Observe,

$$\frac{dh}{dT} \propto \Delta \text{ calor específico}$$

de evaporação / condensação

$$\frac{dL_e}{dT} = \cancel{C_v} C_{v\text{ vapor}} - C_{\text{líquido}} \quad (\text{diferença entre calor específico})$$

$$L_e(0^\circ\text{C}) = 2510 \text{ J/g}$$
$$L_e(100^\circ\text{C}) = 2259 \text{ J/g}$$

de sublimação / ~~condensação~~ deposição

$$\frac{dL_s}{dT} = C_v - C_{\text{ice}}$$

$$L_s(0^\circ\text{C}) = 2835 \text{ J/g}$$

de fusão / solidificação

$$\frac{dL_m}{dT} = C_e - C_i$$

$$L_m(0^\circ\text{C}) = 333 \text{ J/g}$$

O calor específico varia muito com a temperatura p/
 $T < 0^\circ\text{C}$, e varia pouco $T > 0^\circ\text{C}$.

$$\Rightarrow L_e = L_e(T_0) - (C_w - C_v)(T - T_0)$$

$$\text{Boltan (1980)} \Rightarrow L_e \approx 2.501 \times 10^6 \frac{\text{J}}{\text{kg}} - 2370 \frac{\text{J}}{\text{kgK}} (T - 273.15 \text{ K})$$

$$\text{Lit (1984)} \Rightarrow L_m \approx 3.34 \times 10^5 \text{ J/kg} + T_c (2030 - 10.46 T_c)$$

Notem que:

$$L_s = L_e + L_m \approx 2.835 \times 10^6 \text{ J/kg} + T_c (340 + 10.46 T_c)$$

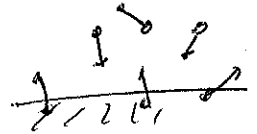
Agora podemos ver a eq de Clapron.

As taxas de formação e crescimento de gotas e cristais dependem de muitas coisas. Uma delas é a pressão de vapor de saturação

É a pressão parcial de um gás que está em equilíbrio com sua fase líquida ou gasosa.

~~Podemos entender como a máxima pressão possível em um líquido.~~

Numa certa temperatura, o número de moléculas com E suficiente p/ escapar da superfície é igual ao número de moléculas de gás que colidem com a superfície.



- ↑ Para uma pressão maior, mais mol. se depositam do que evaporam, então a pressão diminui.
- ↓ Para uma pressão menor, mais mol. evaporam que se depositam, então aumenta a pressão.

A equação de Clausius-Clapeyron diz que a pressão de vapor de saturação varia c/ a temperatura segundo:

$$\frac{dP_v^{sat}}{dT} = \frac{P_v^{sat}}{T} L_e \rightarrow P_v^{at} \rightarrow P_v^{sat}$$

usando $P_v^{sat} = \rho_v^{sat} R_v T$

$$\frac{dP_v^{sat}}{P_v^{sat}} = \frac{L_e}{R_v} \frac{dT}{T^2}$$

$$\text{Como } L_e \equiv L_e(T) \approx 2,501 \times 10^6 - 2370 T_c$$

$$\approx 3.15 \times 10^6 - 2370 T_K = A - BT$$

Integrando:

$$\ln \frac{P_v^{\text{sat}}}{P_{v,\phi}^{\text{sat}}} = \int \frac{1}{R_v} \left(\frac{A}{T^2} - \frac{B}{T} \right) dt$$

$$= \frac{A}{R_v} \left(-\frac{1}{T} \right) + \frac{B}{R_v} \ln T \Big|_{T_0}^T$$

$$\ln \frac{P_v^{\text{sat}}(T)}{P_v^{\text{sat}}(T_0)} = \frac{A}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) + \frac{B}{R_v} \ln \left(\frac{T_0}{T} \right) \quad (1)$$

Uma fórmula empírica de Balz 1980:

$$P_{\text{vps}} = 6.112 \text{ hPa} \exp \left(\frac{17.67 T_c}{T_c + 243.5^\circ\text{C}} \right) \quad (2)$$

$$\text{bar } p \mid -35 < T_c < 35$$

(1) e (2) são válidas p/ interfaces planas ^{e puras} líq/vapor.
Na verdade depende da curvatura (tensão superficial),
substâncias dissolvidas na água, taxa de aquecimento, etc...

A eq C-C p/ vapor \rightarrow gelo

$$\frac{dP_v^i}{dT} = \frac{L_{\text{subl}}}{R_v} \frac{P_v^i}{T^2}$$

(já apliquei a eq de estado)

pumpacher & klett (1997)

$$P_v^i = 6.1 \text{ hPa} e^{\left\{ \frac{21.88 (T - 273.15)}{T - 7.65} \right\}}$$

$$p \mid T < 273.15 \text{ K}$$

Condensação

Pressão de vapor de saturação é crítica p/ determinar a formação de gotas e cristais de gelo por exemplo.

- Quando $T > 0^\circ\text{C}$ e $P_v > P_v^{\text{sat}}$ a água vai condensar em gotas. Se $P_v < P_v^{\text{sat}}$ então as gotas vão evaporar.
- Quando $T < 0^\circ\text{C}$ e $P_v > P_v^i$ a água vai congelar, ou, se depositar em cristais de gelo. Se $P_v < P_v^i$, então o gelo vai sublimar e se transformar em vapor.
- Se existe água e gelo (fase mista) $0^\circ \rightarrow -40^\circ\text{C}$ e $P_v > P_v^s > P_v^i$ então há preferência por formar gelo pois o ΔP_v é maior p/ gelo.
Se se $P_v^s > P_v > P_v^i$, a água evapora das gotas e se deposita nos cristais.

Umidade Relativa

É a razão entre a razão de mistura em massa e a de saturação:

$$\frac{w}{w^{\text{sat}}} = 100\% \cdot \frac{w}{w^{\text{sat}}}$$

Mas a razão de mistura ^{em massa} verdadeira:

$$w_w = \frac{P_v}{P_d} = \frac{m_w P_v}{m_d P_d} = \epsilon \frac{P_v}{P_a - P_v} \quad (\text{WMO})$$

Então:

$$\eta_r = 100\% \cdot \frac{P_v}{P_a - P_v} \cdot \frac{P_a - P_v^{\text{sat}}}{P_v^{\text{sat}}} \approx 100\% \cdot \frac{P_v}{P_v^{\text{sat}}}$$

↳ por definição, sempre em relação a superfície líquida

Isso permite definir dois novos parâmetros; as temperaturas:

• ~~de ponto de orvalho - mantendo a pressão constante, é a temp. na qual o ar fica sat~~
* na.

* T_D (ponto de orvalho) - Mantendo a pressão cte., ~~é~~ e baixando a temperatura, T_D é o ponto em que ~~o ar~~ $P_v^i \rightarrow P_v$, ou seja, começa a condensar!

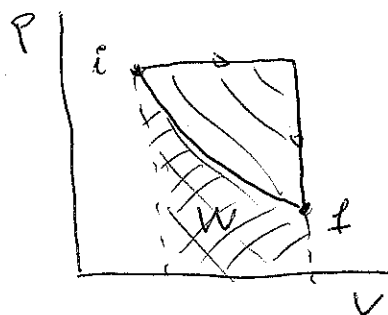
* frost point - $P_a = \text{cte}$ e $P_v = \text{cte}$, T_{frost} é a temperatura na qual $P_v^i \rightarrow P_v$, ou seja, começa a congelar!

Para encontrar T_D , basta resolver a eq $P_v^{\text{sat}}(T_D) = P_v$
para T_D .

_____ // _____ //

Quando um sistema termodinâmico muda de estado, a quantidade de trabalho ~~realizado~~ (W) e de calor (Q) dependem da natureza do processo (do caminho).

Mas experimentalmente se observa que a quantidade $Q-W$ não depende, isto é, $Q-W$ varia apenas com o estado inicial e final.



Reputa-se uma mudança em uma propriedade intrínseca do sistema, que é conservada. Chamamos de energia interna:

$$\begin{aligned} \Delta U &= Q - W \\ dQ &= dU + dW \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \text{1}^{\circ} \text{ lei}$$

Essa é a 1ª lei da termo. e diz essencialmente que todo sistema termo em equilíbrio térmico tem uma propriedade física importante chamada energia interna U .

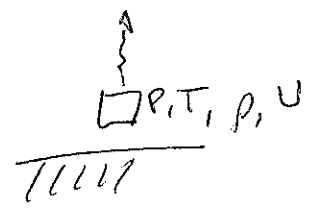
É uma extensão do princípio da conservação da energia p/ sistemas que trocam energia. Podem trocar de energia por calor ou por trabalho, mas isto significa uma variação da energia interna!

Sinais:

- $dQ > 0$ calor que entra p/ o sistema (ΔU diabático)
- $dW > 0$ trabalho feito pelo sistema sobre o meio (ΔU adiabático)
- $dU > 0$ aumento da energia interna do sistema

Quando aplicada pI a atmosfera, pensamos em uma parcela de ar, que tem uma certa massa. O interessante é ver por unidade de massa:

parcela



$$\frac{dq^*}{m_a} = \frac{dU^*}{m_a} + \frac{dW^*}{m_a}$$

(I)

$$dq = dU + dW$$

Quando o ar sobe pI ~~temperaturas~~ ^{pressões} menores, ele expande e realiza trabalho:

$$(II) \quad dW = \frac{dW^*}{m_a} = \frac{p_a dV}{m_a} = p_a dx_a$$

$x_a = \frac{V}{m_a}$ é o volume específico

Neste caso trabalho é feito pela parcela e $dV > 0$ e $dW > 0$. Sem troca de calor, ou seja, $dQ = 0$ e a transformação é ~~adiabática~~ adiabática.

~~Para~~ Variações da energia interna devido a diabáticas na atmosfera ($dQ \neq 0$) são principalmente:

- esfria/aquecimento radiativo
- condensação / evaporação
- sublimação / ~~congelamento~~ deposição
- congelamento / derretimento

Nestes casos, a variação da energia interna ΔU será: ($dW = 0$)

$$(III) \quad \Delta U = \Delta Q = \left. \frac{\partial Q}{\partial T} \right|_{x_a} \Delta T = C_m^V dT$$

C_m^V calor específico do ar úmido à ~~pressão~~ vol constante!

C_m^V depende da massa de ar seco e de vapor que estão misturados.

$$(M_d + M_v) d\theta = dQ^* = (M_d C_d^V + M_v C_v^V) dT$$

$$C_d^V = 717 \text{ J/Kg/K} \text{ ar seco a } 300\text{K}$$

$$C_v^V = 1403 \text{ J/Kg/K} \text{ vapor } \approx 1.955 C_d^V$$

Dividindo tudo por $(M_d + M_v) dT$ temos:

$$C_m^V = \left. \frac{\partial \theta}{\partial T} \right|_{x_a} = \frac{M_d C_d^V + M_v C_v^V}{M_d + M_v} \Big|_{M_d} = \frac{C_d^V + C_v^V w_v}{1 + w_v} \approx C_d^V (1 + 0.955 w_v)$$

Substituindo III e II em (I), temos:

$$(II) \quad dQ = C_m^V dT + P_a d\alpha \quad \text{I}^\circ \text{ lei p/a atmosfera}$$

Usando a lei dos gases:

$$P_a = p_a R_v T = \frac{1}{\alpha} P_{\text{seco}} T \Rightarrow dP \alpha + P d\alpha = R_v dT$$

Então:

$$dQ = \underbrace{C_m^V}_{C_m^P} dT - \alpha dP_a$$

$$\begin{cases} R_m = R^1 (1 + 0.608 w_v) \\ R^1 = \frac{R_{\text{seco}}}{m_d} \end{cases}$$

Portanto, temos que

$$C_m^P = \left. \frac{dQ}{dT} \right|_P = C_m^V + P \left. \frac{d}{dT} \left(\frac{R_{\text{seco}} T}{P} \right) \right|_P = C_m^V + R_m$$

$$C_m^P = C_m^V + R_m$$

in base
ou
seco

$$C_d^P = C_d^V + R^1$$

Assim a 1^{a} lei pode ser escrita também como:

$$dQ = C_m^P dT - \alpha_a dP_a$$

Derivando em relação ao tempo e trocando

$\alpha_a = 1/P_a$, Temos

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{C_m^P} \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{C_m^P} \frac{1}{P_a} \frac{dP_a}{dt}$$

↙ tempo diabático ↘ tempo adiabático

Essa é a equação termodinâmica! Uma das eq. utilizadas pelo modelo. (ou quase)

O problema é que:

- C_m^P depende muito da temperatura e também da quantidade de água
- dP/dt e $\frac{dT}{dt}$ precisam ser calculados