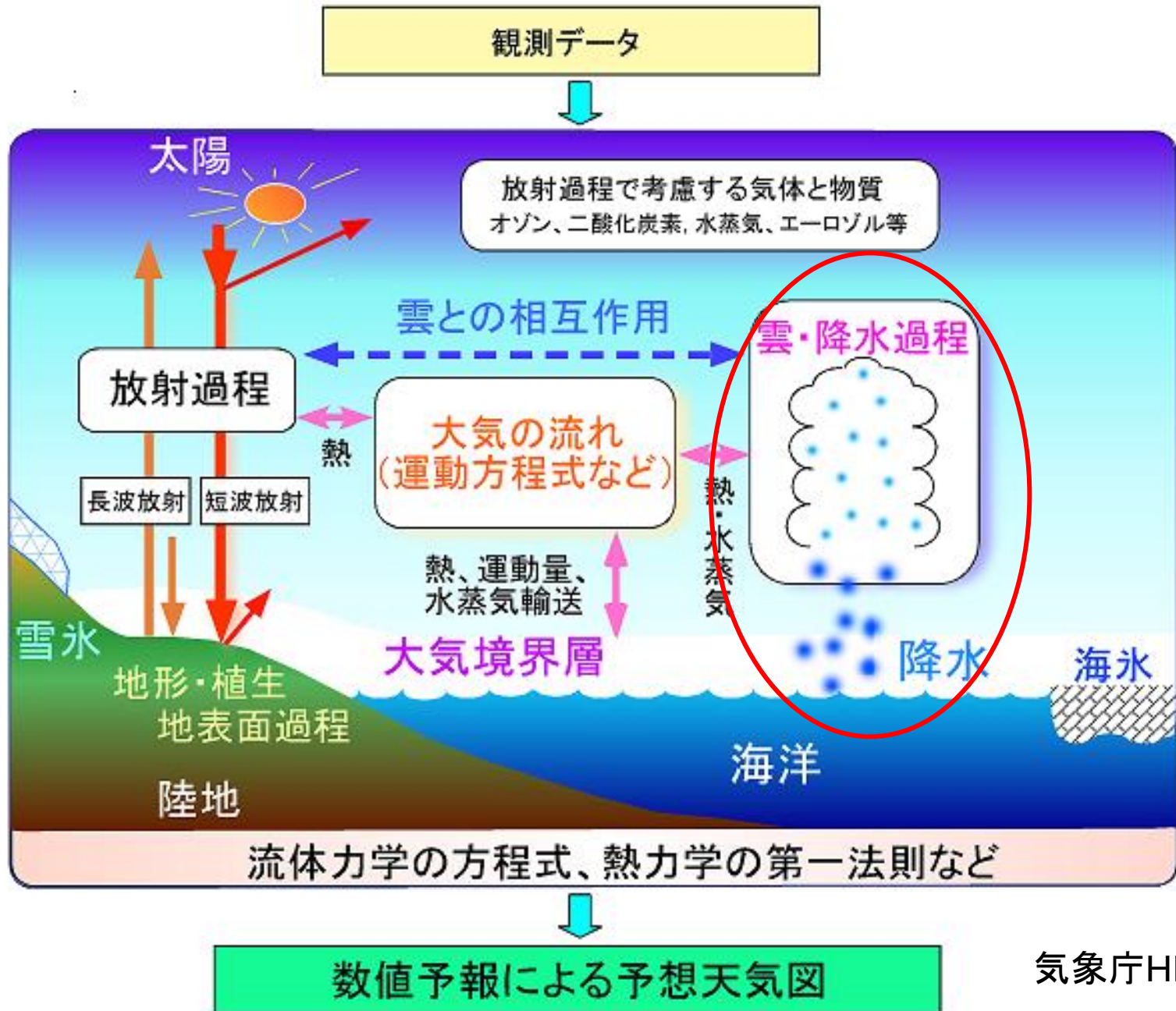
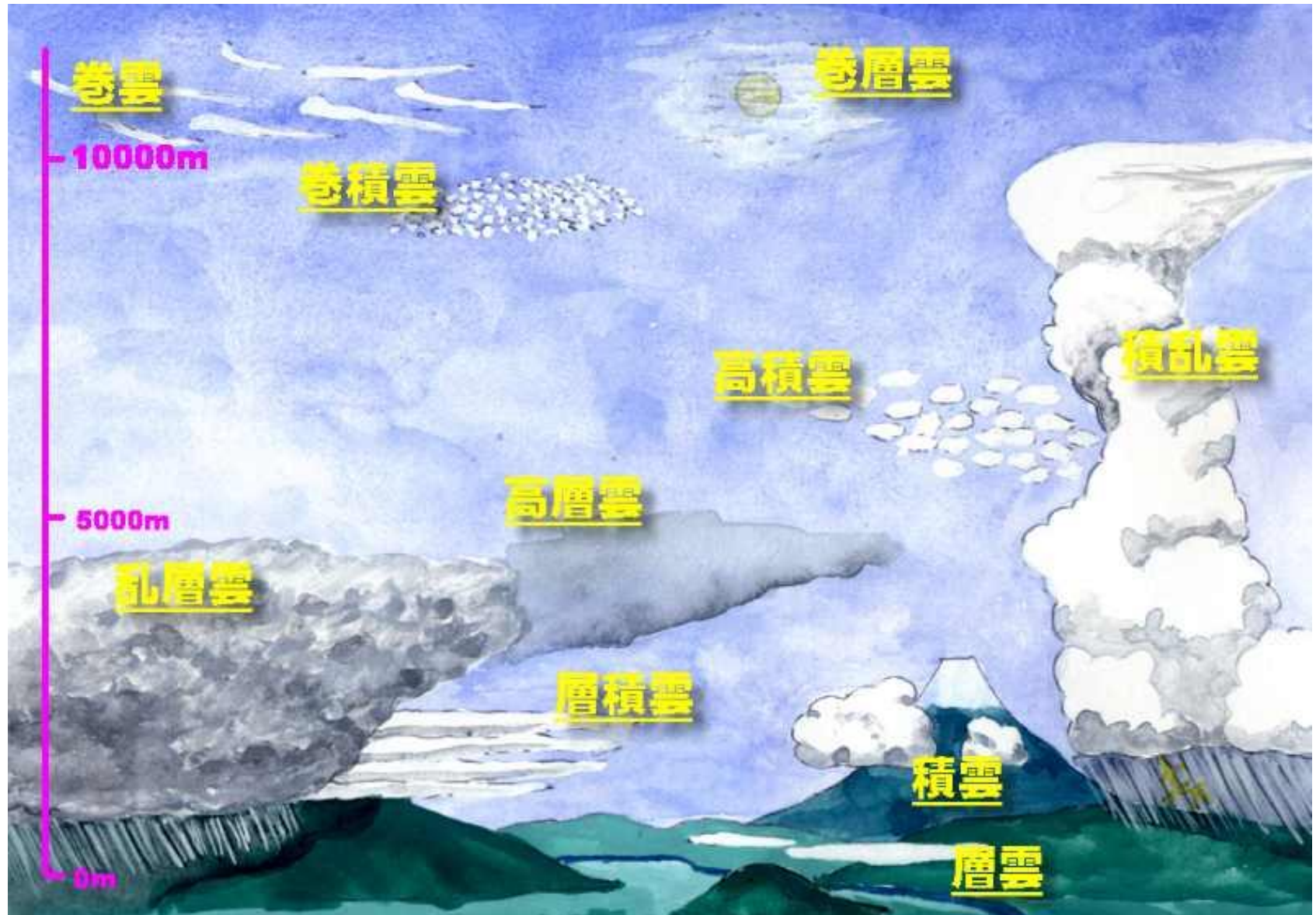
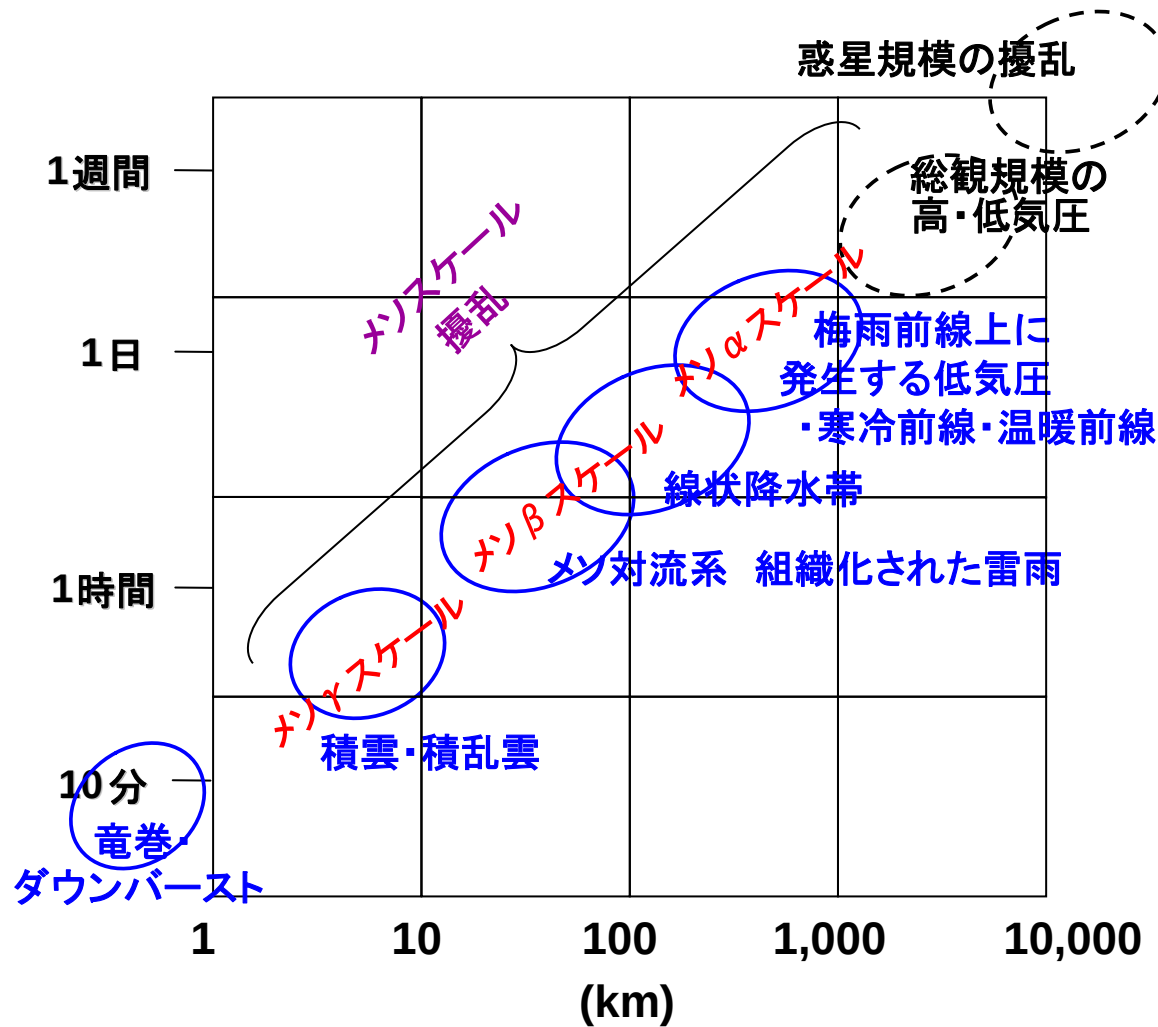




十種雲形 インターネットより





地球大気の特徴

- ・降水を伴う対流があるためのさまざまな多様性と階層構造
(乾燥対流や海洋中における対流では見られない)

メソ(meso)

・「中間」を意味するギリシャ語

例1: メソポタミアという地域

= チグリス河とユーフラテス河の中間の地域

= メソ(中間) + ポタミア(河)

potamic a. 河川の

potamology n. 河川学

例2: メゾ・ソプラノ(あるいはメッツォ・ソプラノ)

= ソプラノとアルトの中間の声域

例3: メソン(中間子)

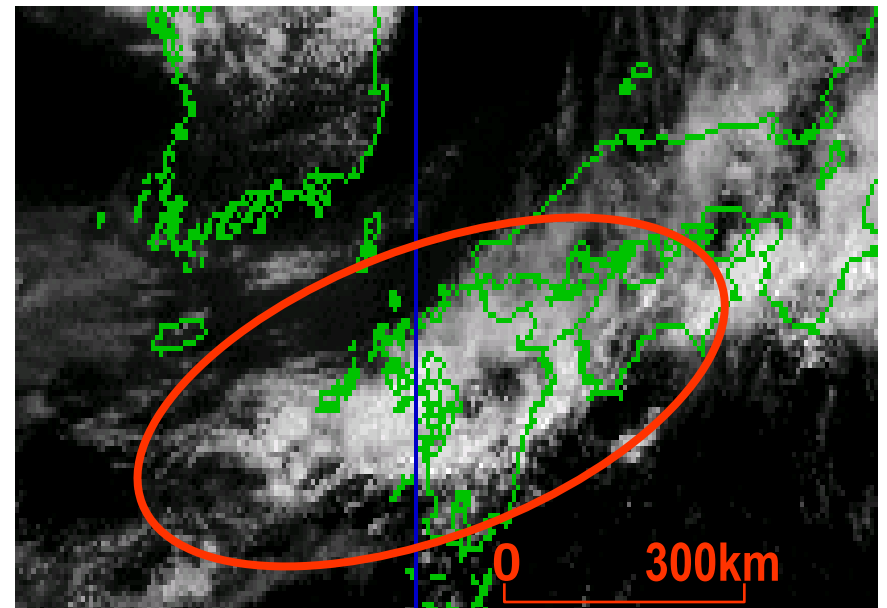
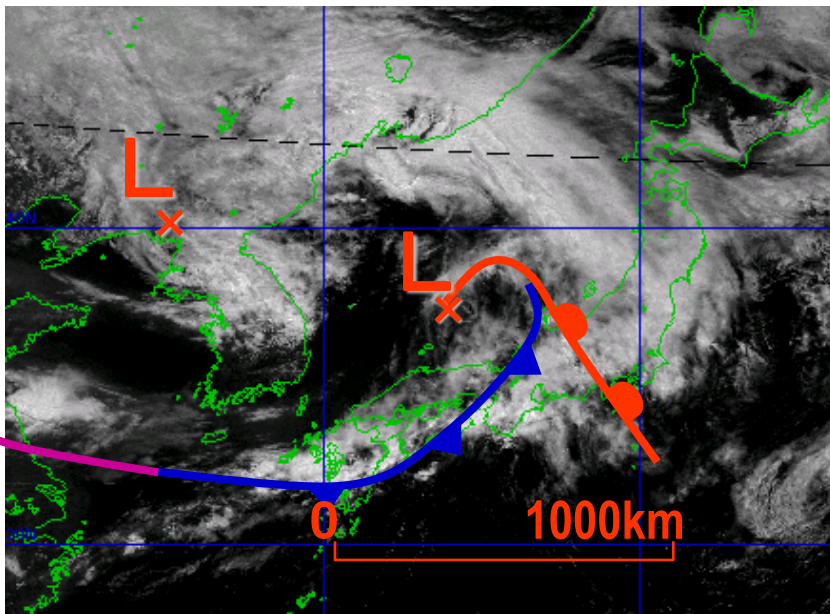
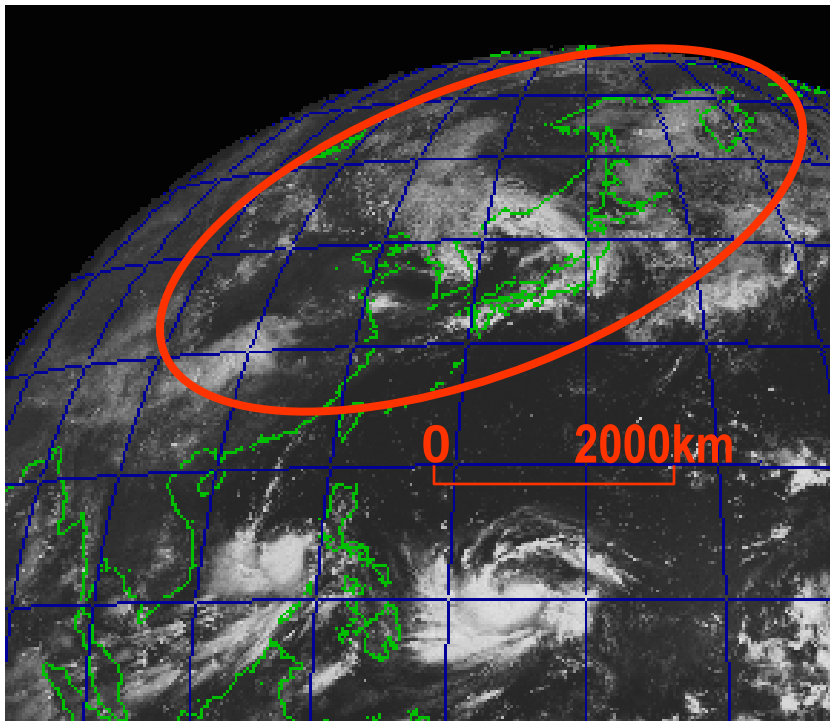
例4: mesocéphalon (meso+ head) 中脳

例5: mesozoic 中生代



小倉義光
一般気象学(第2版)

マルチスケール構造 階層構造



ここにおける疑問

- 1) 降水系はなぜ階層構造と多様性を持つのか？
- 2) 雨の役割とは？
- 3) メソスケールの降水系の地球環境における
かわり？

乾燥大気の熱力学 (復習 1)

・ アボガドロの仮説

同じ数の分子を含む気体は同圧力・同温度のもとでは同じ容積を占める。

1 kmol 当たりの分子数 = 6.022×10^{26}

1 kmol の気体定数 (R^*) = $8314.3 \text{ J K}^{-1} \text{ kmol}^{-1}$

・ 理想気体の状態方程式

$$p\alpha = RT \quad (1) \quad (\text{or } p = \rho RT \quad \rho \text{ は密度})$$

p : 気圧、 α : 単位質量当たりの体積、 T : 絶対温度

R : 大気の気体定数 = $R^*/M_d = 8.3143 \times 10^3 / 28.97$
 $= 287 \text{ (J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}\text{)}$

・ 熱力学第一法則

$$\Delta Q = C_v \Delta T + p \Delta \alpha \quad (2)$$

C_v : 定容比熱 = $717 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

乾燥大気の熱力学 (復習 2)

$$\text{断熱を仮定}(\Delta Q = 0) \Rightarrow \theta(\text{温位}) = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

$$C_p = C_v + R : \text{定圧比熱} = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$$

<θの導き方> (1)を微分し、(2)を引く

$$C_v dT - \alpha dp = -R dT \rightarrow C_p dT - \frac{RT}{p} dp = 0 \rightarrow \frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p}$$

乾燥大気の熱力学 (復習 3)

・ 静水圧平衡の式

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - \frac{g}{\alpha} \quad (4)$$

・ 乾燥断熱温度減率

$$\Gamma_d = - \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{C_p} = \frac{9.8}{1004} = 9.76 \text{ K m}^{-1}$$

< Γ_d の導き方> (3)を微分し、(1)と(4)を代入

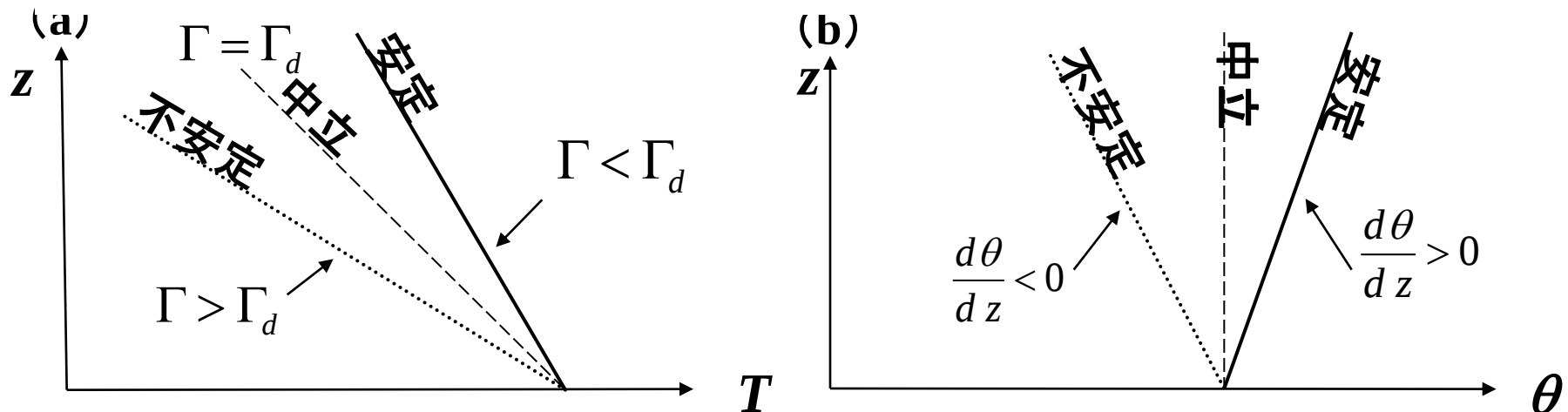
$$dT - \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} dp = 0 \rightarrow \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \frac{g}{\alpha} = 0 \rightarrow \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \frac{gp}{RT} = 0$$

大気の対流－乾燥対流（復習4）

- 大気的不安定度は**温度減率**で記述される。
レーリー対流との対応：流体実験のRaから、高さが大きいので、粘性・拡散係数はほとんど0とした場合に相当する。
- 大気は高度とともに密度が変わる → **温位**で記述される
- 大気は常に下から暖められる(不安定)状態である。
→ “鉛直対流”が不安定の解消を担う。

もし“鉛直対流”が乾燥対流だけであれば、不安定のたびに対流が発生して常に不安定状態から中立状態になる。実際、大気境界層内は温位について中立となっている。（温度の場合、乾燥断熱減率）

温位： θ 温度減率： $\Gamma = -\frac{dT}{dz}$ 乾燥断熱減率： Γ_d



湿潤大気の熱力学

水蒸気の状態方程式

$$e = \rho_v R_v T$$

・ クラウジウス・クラペイロンの式

凝結気体の飽和蒸気圧を求める式

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \Rightarrow e_s(T) = e_{s0} \exp\left\{\frac{L_v(T-T_0)}{R_v T^2}\right\}$$

e_s : 飽和蒸気圧、 L_v : 凝結熱、 R_v : 凝結気体の気体定数
 T_0 : 融（沸）点、 e_{s0} : 融（沸）点における蒸気圧

・ 湿潤断熱減率

$$\Gamma_m = \Gamma_d \frac{1 + \frac{L_v q_s}{RT}}{1 + \frac{\varepsilon L_v}{C_p p} \frac{de_s}{dT}}, \quad \text{ここで } \varepsilon = \frac{M_v}{M_d} = \frac{18.0}{28.97} = 0.621$$

q_s : 水蒸気の飽和混合比

実際には L_v が温度の関数のために簡単に積分できないので、代わりにTetensの式が使われる。

Tetensの式:

$$e_s(T) = e_{s0} \exp\left(\frac{17.27(T - T_0)}{T - 35.86}\right)$$

水の飽和水蒸気圧の場合
 $T_0 = 273.15K$, $e_{s0} = 6.11hPa$,

氷の飽和水蒸気圧の場合
 $17.27 \Rightarrow 21.88, 35.86 \Rightarrow 7.65$

・ クラウジウス・クラペイロンの式
凝結気体の飽和蒸気圧を求める式

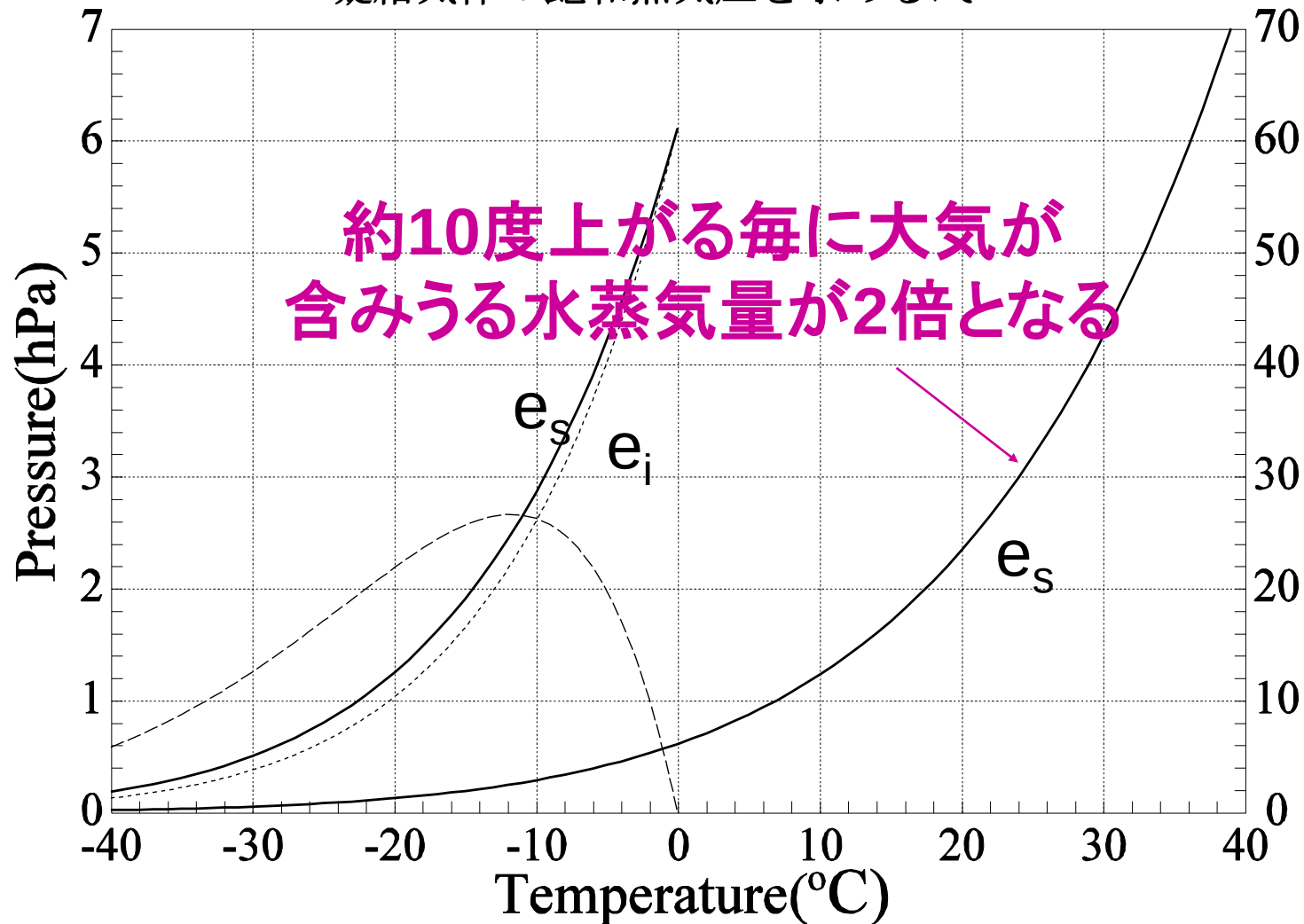
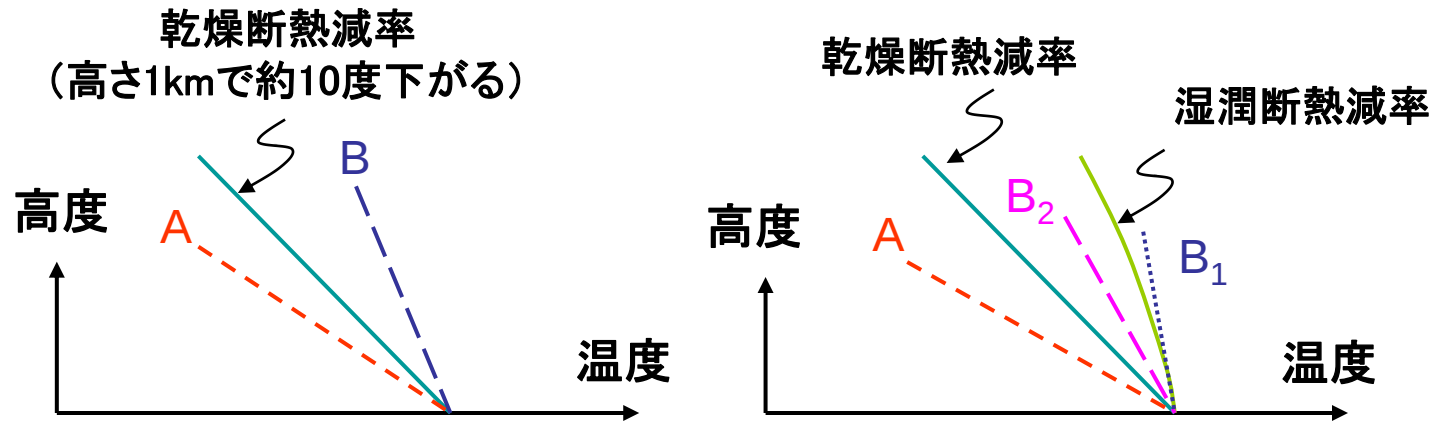


図 水の飽和水蒸気圧 e_s (実線) と氷の飽和水蒸気圧 e_i (点線), および二つの差 $(e_s - e_i) \times 10$ (破線)の温度依存性(0 °C以下、左縦軸). e_s については縦軸のスケールを十分の一(右縦軸)にして, 0 °C以上も含めて別途表示してある.



湿潤大気：大気が上昇すると、高さとともに含みうる水蒸気量は減り、ついに余分な量は気相から液相の雲水への相変化を起こす。それに伴って凝結熱の発熱が起こり、大気の温度は相変化がない場合よりは高くなる。



- ・湿潤断熱減率の存在
- ・湿潤断熱減率 < 乾燥断熱減率
- ・(図右)地球大気は二つの断熱減率をもつ：
 - 大気の成層状態として、A, B₁, B₂の三つの温度分布がありうる。
 - A: 絶対不安定な成層
 - B₂: 絶対安定な成層
 - B₁: 条件付不安定な成層 → {
 - 雲ができない場合は安定成層
 - 雲ができる場合は不安定な成層
- ・雲は上昇流があるとできる。
- ⇒ 湿潤大気では不安定化すると、温度減率は湿潤断熱減率に急変する

● 湿潤断熱減率

- ・乾燥大気の場合の乾燥断熱減率に相当する。

● 偽断熱過程（凝結した水の混合比 l は無視）の相当温位 θ_e を定義：

・飽和の場合：

$$\theta_e^* = T \left(\frac{p_0}{p - e} \right)^{R_d / C_{pd}} \exp \left(\frac{L_v q_{vs}}{C_{pd} T} \right) \equiv \theta_d \exp \left(\frac{L_v q_{vs}}{C_{pd} T} \right)$$

・未飽和の場合：

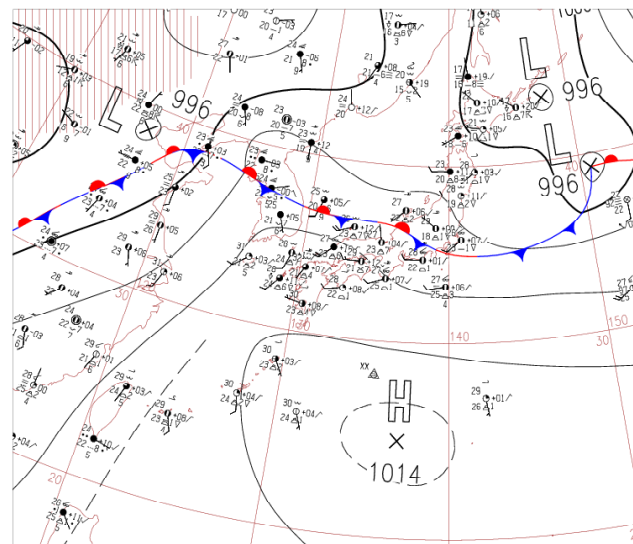
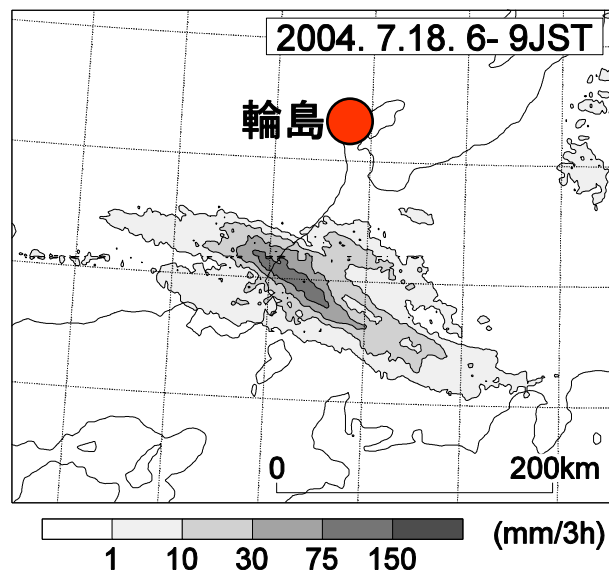
$$\theta_e = \theta_d \exp \left(\frac{L_v q_v}{C_{pd} T_{LCL}} \right) = T \left(\frac{p_0}{p_{LCL} - e_{LCL}} \right)^{R_d / C_{pd}} \exp \left(\frac{L_v (T_{LCL}) q_v}{C_{pd} T_{LCL}} \right)$$

ここで、 R_d は乾燥大気の気体定数、 C_{pd} は乾燥大気における定圧比熱、 θ_d は乾燥温位、未飽和の場合の L_v は T_{LCL} における蒸発熱、 q_v は水蒸気の混合比（持ち上げ凝結高度では飽和混合比）、 T_{LCL} 、 p_{LCL} 、 e_{LCL} は持ち上げ凝結高度における温度、気圧、水蒸気圧である。

- ・未飽和の場合の θ_d と q_v は保存するので、相当温位 θ_e は保存する。

相当温位： 水蒸気を熱換算して温度に付加した温位に相当する量

2004年福井豪雨(2004年7月18日9時)



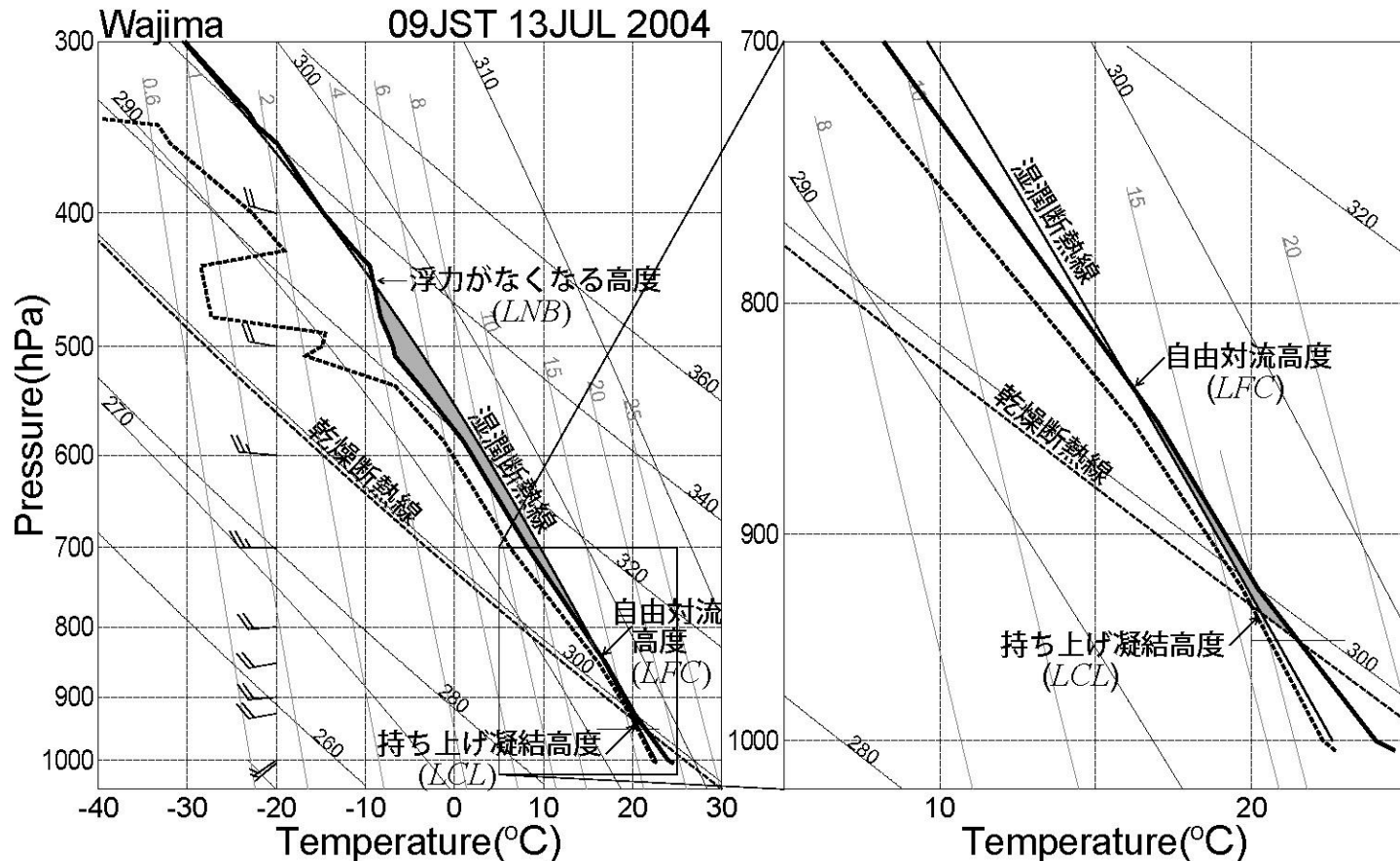
福井豪雨浸水状況(足羽川破堤箇所)



福井豪雨浸水状況(上空から撮影)

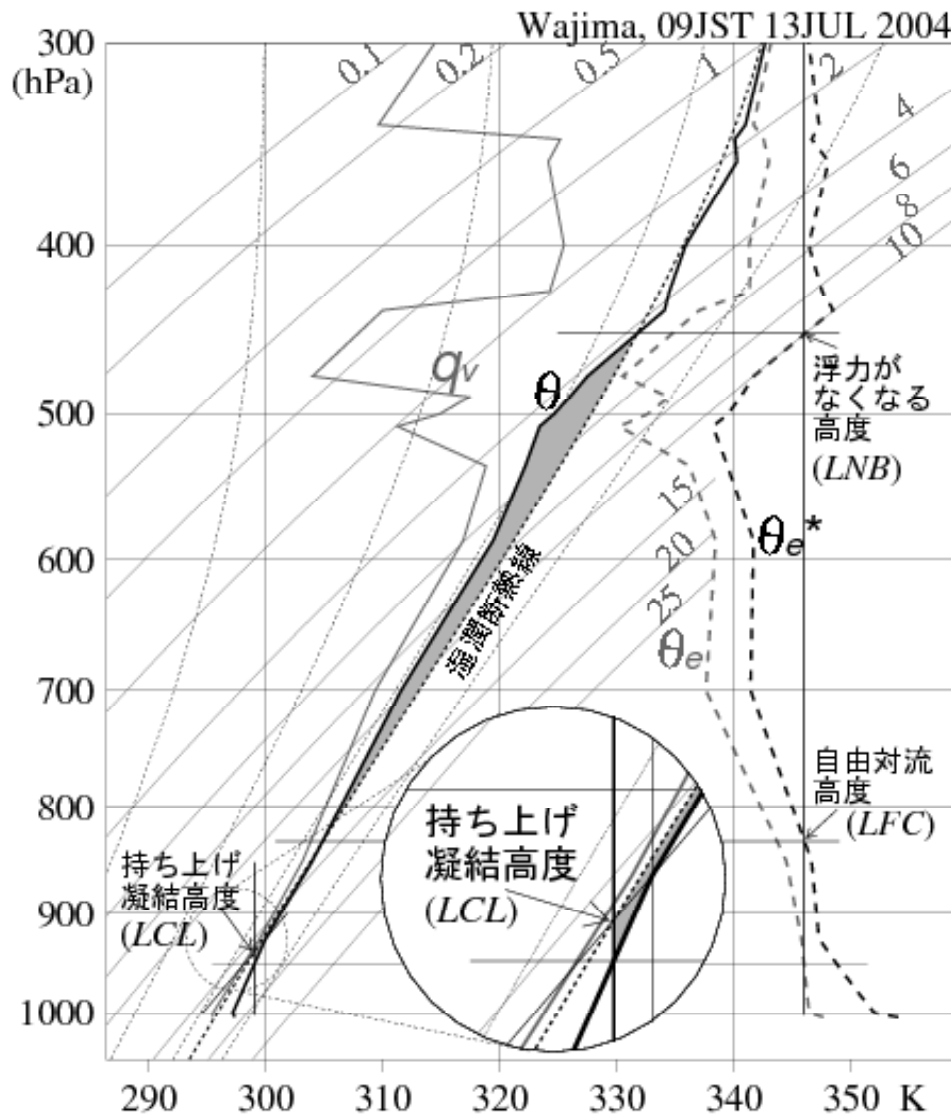
吉崎・加藤(2007)、インターネットより

湿潤対流・・・温度によるエマグラム



- ・気塊を持ち上げると、乾燥断熱線に沿って持ち上げ凝結高度(LCL)で雲を作る。その後は湿潤断熱線に沿って自由対流高度(LFC)に達すると、エネルギーを得ることができるようになる。さらに高くゆくと、浮力がなくなる高度(LNB)に達する。
- ・LCLからLFCまでは、何らかのエネルギーが必要(CIN: Convective Invitation)。
- ・LFCからLNBまでは対流の運動エネルギーとなる(CAPE)

湿潤対流・・・温位によるエマグラム

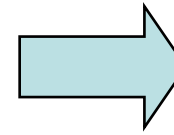


縦軸： π
 温度のエマグラムよりは
 こちらのほうが慣れると
 使いやすい

- ・持ち上げ凝結高度
(Lifting condensation level)
- ・自由対流高度
(Level of free convection)
- ・浮力がなくなる高度
(Level of non buoyancy)

気温、気圧、密度の高度分布(1976, U.S.標準大気)

高度 Z (km)	気温 T (K)	気圧 P (hPa)	密度 ρ (kg/m ³)	温度差 高度差
0	288.15	1013.25	1.225	6.499
1	281.651	898.76	1.1117	6.497
2	275.154	795.01	1.0066	6.495
3	268.659	701.21	0.90925	6.493
4	262.166	616.6	0.81935	6.49
5	255.676	540.48	0.73643	6.489
6	249.187	472.17	0.66011	6.487
7	242.7	411.05	0.59002	6.485
8	236.215	356.51	0.52579	6.482
9	229.733	308	0.46706	6.481
10	223.252	264.99	0.41351	6.478
11	216.774	226.99	0.3648	0.124
12	216.65	193.99	0.31194	0
13	216.65	165.79	0.2666	0
14	216.65	141.7	0.22786	0
15	216.65	121.11	0.19475	0
16	216.65	103.52	0.16647	0
17	216.65	88.497	0.1423	0
18	216.65	75.652	0.12165	0
19	216.65	64.674	0.104	0
20	216.65	55.293	0.00889	



温度減率は
約6.5°C/km

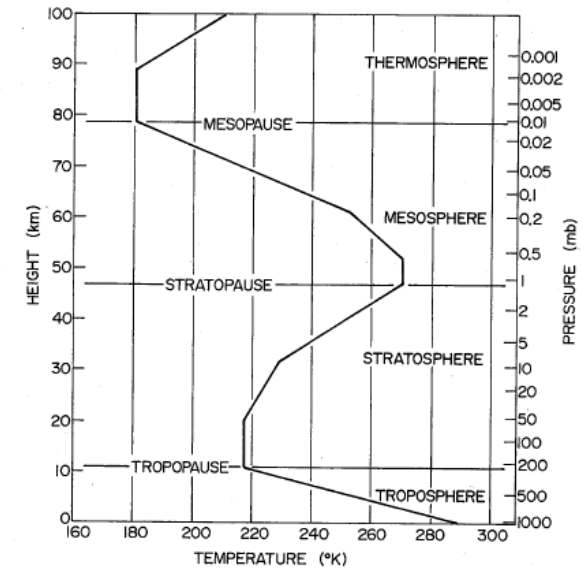


Fig. 1.8 Vertical temperature profile for the U.S. Standard Atmosphere.

平均的な大気の温度分布。

- 対流圏では1km高くなる毎に約6.5度の割合で温度は下がる。
- 実際の温度分布: B₁レジームの条件付不安定な成層

対流有効位置エネルギー (CAPE)

convective available potential energy

$$\text{CAPE} = g \int_{\text{LFC}}^{Z_T} \frac{\theta_c(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$

LFC: 自由対流高度、 $Z_T: q(Z_T) = q_e(Z_0)$ となる高度

厳密には、水蒸気の効果を検討した仮湿位 $q_v = (1 + q_v) q$ を用いるべき

○ CAPEを用いた最大上昇流の見積もりとなる

静的安定度の定義から

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{dz}{dz} \frac{dz}{dt} \frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{1}{2} \frac{dt}{dz} \frac{d}{dt} \left(\frac{dz}{dt} \right)^2 = \frac{1}{2} \frac{dw^2}{dz} = g \frac{\theta_c - \bar{\theta}}{\bar{\theta}}$$

LFCでの上昇流を0とすると Z_T での上昇流 $w_{\max}$ は

$$\frac{1}{2} w_{\max}^2 = \text{CAPE}$$

⇔ 対流有効位置エネルギーが鉛直流の運動エネルギーに変換する

対流抑制 (CIN)

convective inhibition

$$CIN \equiv -g \int_{z_0}^{LFC} \frac{\theta_c(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz$$

LFC: 自由対流高度、 z_0 : 空気塊を持ち上げ始める高度

厳密には、水蒸気の効果を検討した仮温位 $q_v = (1 + q_v) q$ を用いるべき

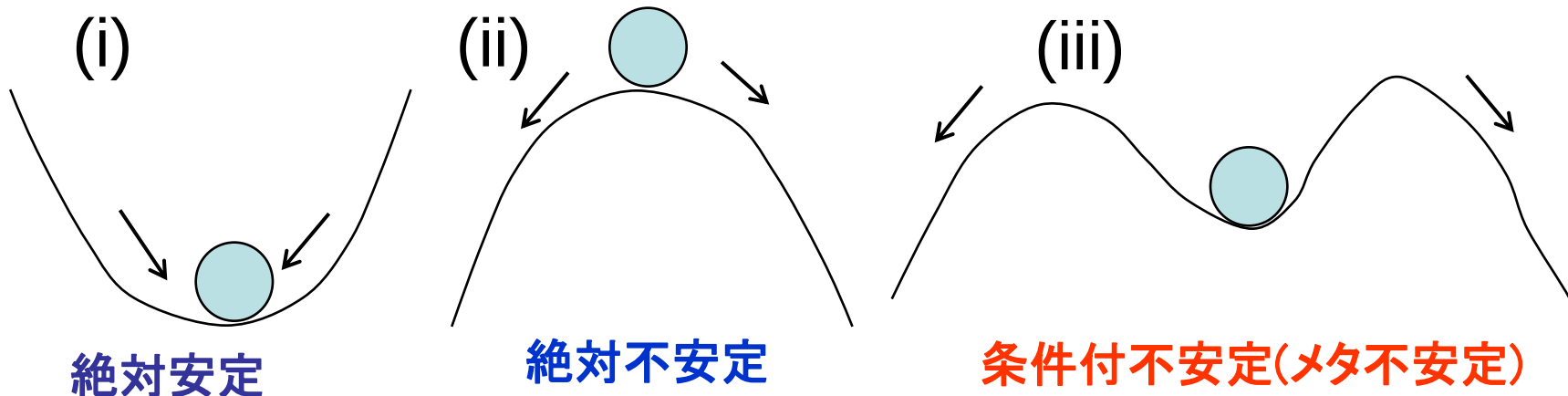
○ CINが小さいほど対流が起こりやすい

- ・ 実際の大気ではこの壁があるから積乱雲は自由に発達できない。
- ・ 有限振幅の鉛直方向の変位がこの壁を突き抜けるのに必要である。
- ・ 有限振幅の変位を作り出すものとして、
山岳等による強制、より大きなスケールの擾乱(による上昇流)、
環境場との相互作用による古い積乱雲によって作られた上昇流など。
- ・ 最後の上昇流を作る機構は「**積乱雲群**」を作るのに重要な働きをする

地球対流の特性 — まとめ

●地球大気は**条件付(メタ)不安定**な成層:

地球大気は湿潤大気である。 ⇔ 乾燥大気と大いに異なる



山谷に地形にあるボールを想定する:

ボールが元の位置から動く場合,

(i) ボールはいつも元に戻る >> 絶対安定

.....乾燥大気

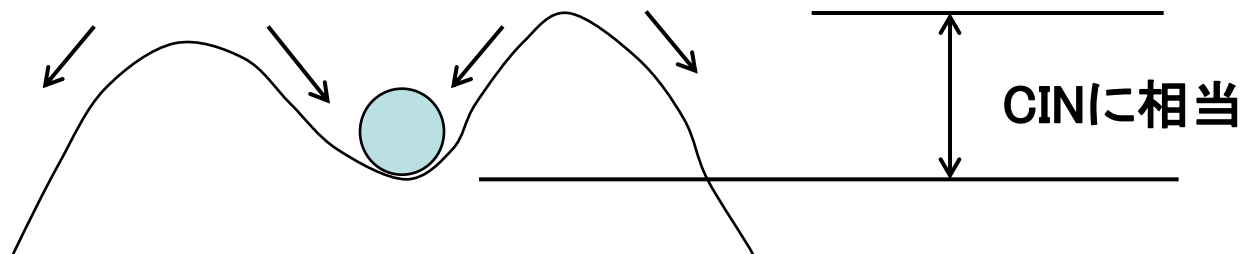
(ii) ボールは元の位置から離れようとする >> 絶対不安定

.....乾燥大気

(iii) ボールがある有限の高さまで動く間は安定であるが、より大きな高さまで動くと不安定になる >> メタ不安定 (条件付不安定)

地球対流の特性 — 爆発現象

●地球大気はメタ不安定な成層: 臨界値の存在



メタ不安定(条件付不安定)

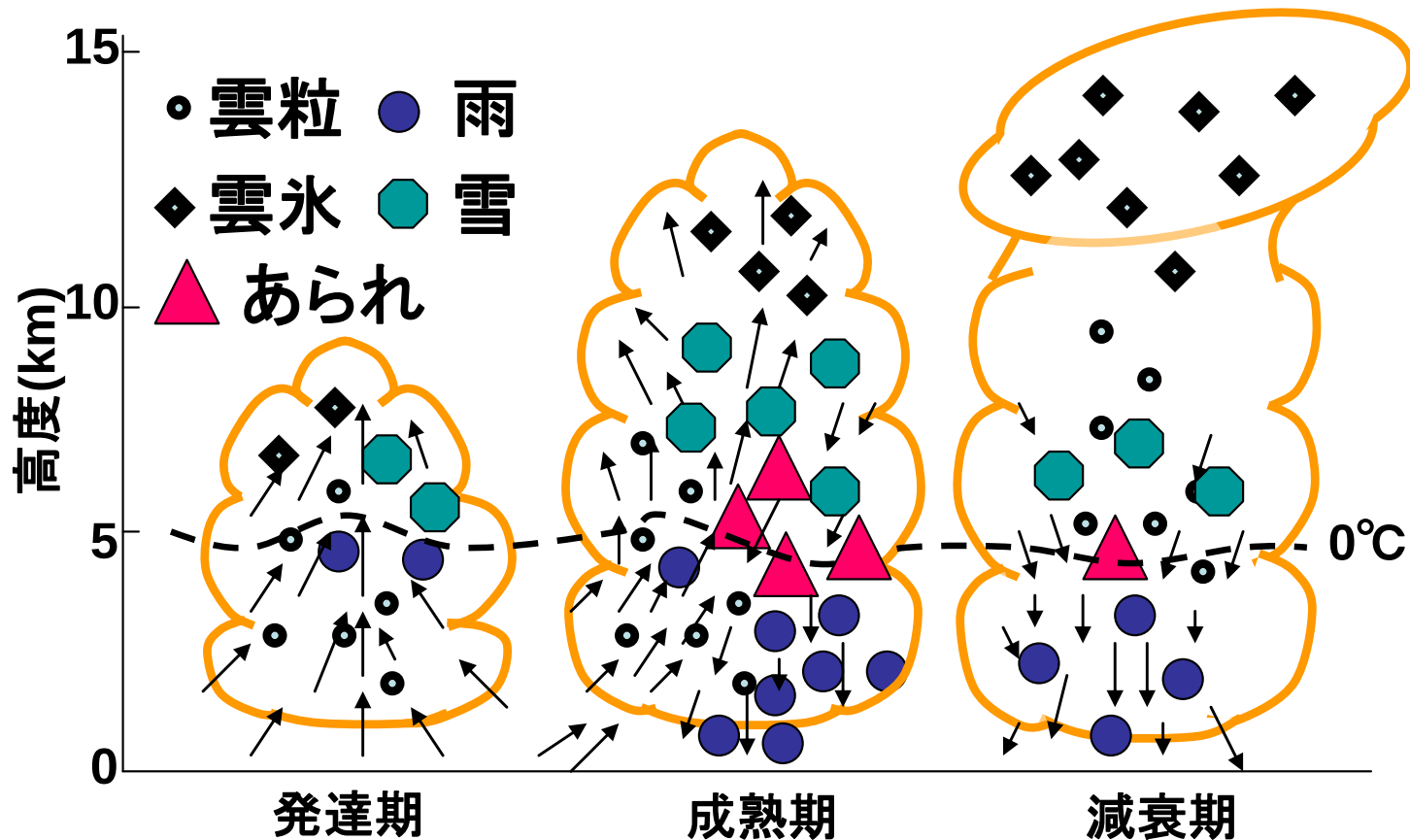
- ・不安定の溜めが作られる → 積乱雲は爆発現象
- ・雲域は中立成層となるが、雲の周辺は不安定成層のまま(でありうる)
- ・不安定成層は完全に解消されない

ここまでは雲までの話。その先がまだある。
降水のお話！



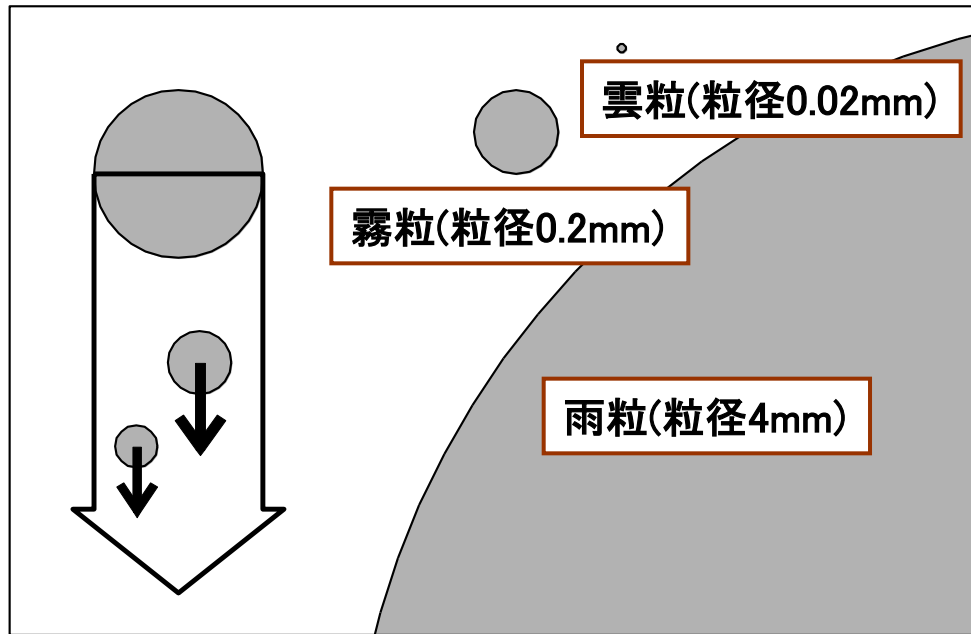
積乱雲は爆発だ！

積乱雲のライフサイクルの各ステージにおける構造



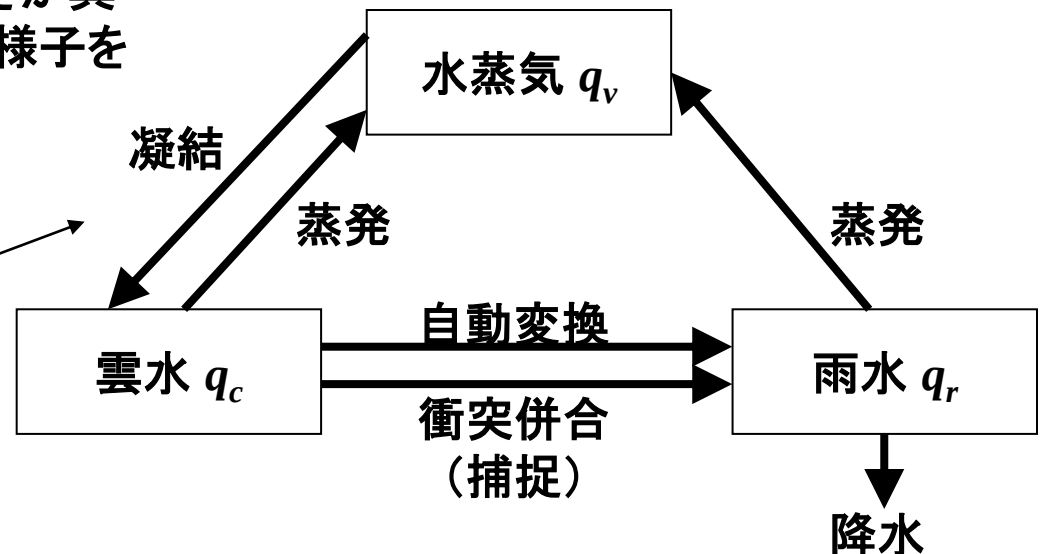
* 積乱雲の進化と水物質の成長 (雲水→雨水→落下) とは同期している！

- ・数100m～数kmの水平スケール → 積乱雲は自己破滅型
- ・数10分～1時間の寿命
- ・雲システムの最小単位



代表的な雲粒・霧粒・雨粒の大きさを相対的に比較した図。図の左側に大きさが異なる粒子が異なる速度で落下する様子を示す。矢印は各粒子の落下速度。

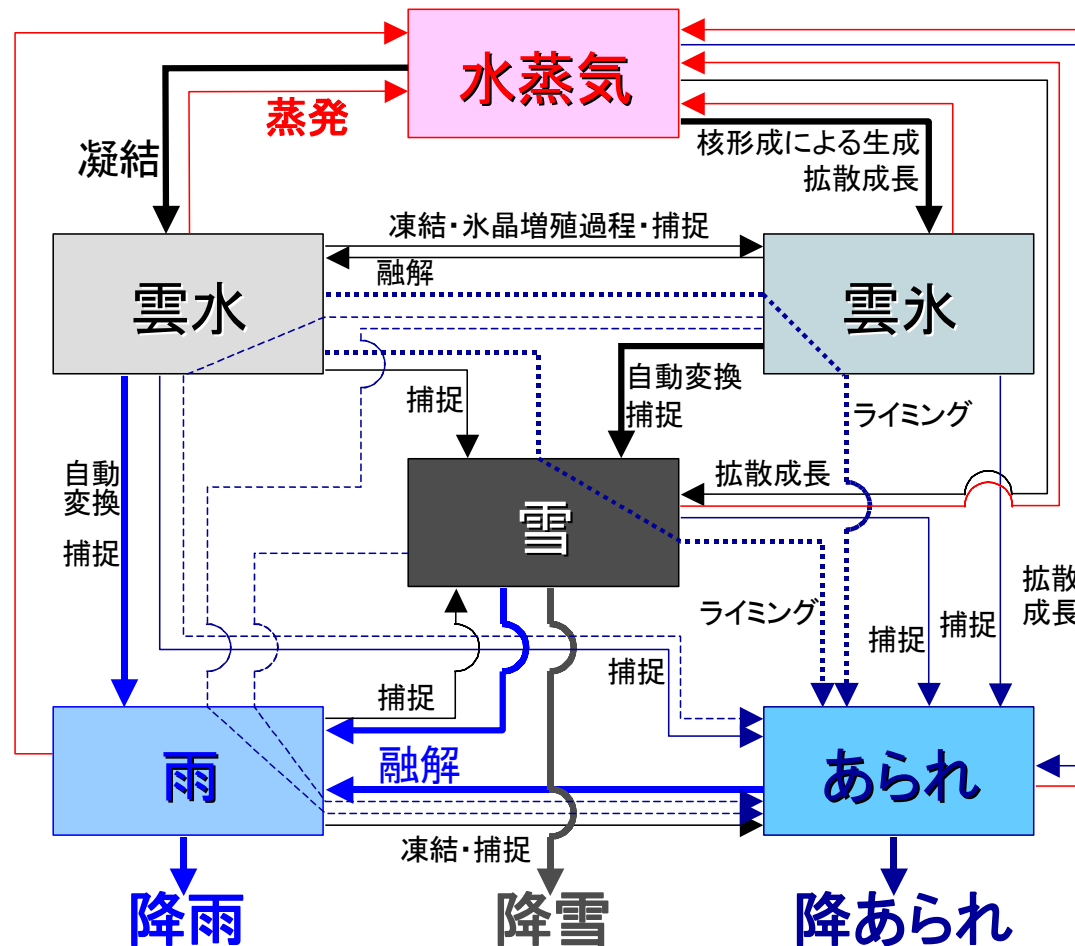
水蒸気・雲水・雨水間の諸過程。自動変換とは雲水の混合比がある臨界値を越えるとその超過分が雨水の混合比に変換される過程。



雲物理過程

- ・凝結によって、まず小さな粒径の雲水ができる
- ・雲水から大きな粒径の雨水への成長が見られる
- ・大きな粒径に成長した雨水は重力によって大気の運動とは独立に地上に落下する！

雲解像モデルの中の雲物理過程



実際には氷のプロセスも必要.
氷として、様々な形態がある. 例、雲氷、雪、あられ、雹(ひょう)など、

実に複雑である.

◎湿潤対流の方程式系（2次元、暖かい雨）

非断熱加熱・冷却

・連続の式

$$\frac{\partial(\bar{\rho}u)}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{\rho}w)}{\partial z} = 0$$

・運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} - c_p \bar{\theta} \frac{\partial \pi}{\partial x} + D(u)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - w \frac{\partial w}{\partial z} - c_p \bar{\theta} \frac{\partial \pi}{\partial z} + g \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.61 q_v \right) - \alpha g (q_c + q_r) + D(w)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{L}{c_p \bar{\pi}} (C - \beta E_r) + D(\theta)$$

・熱力学の式

・水の式

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -u \frac{\partial q_v}{\partial x} - w \frac{\partial q_v}{\partial z} - C + \beta E_r + D(q_v)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = -u \frac{\partial q_c}{\partial x} - w \frac{\partial q_c}{\partial z} + C - \gamma P_{rc} + D(q_c)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -u \frac{\partial q_r}{\partial x} - w \frac{\partial q_r}{\partial z} - \beta E_r + \gamma P_{rc} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} V_r q_r)}{\partial z} + D(q_r)$$

x:水平座標、z:鉛直座標
t:時間、u:水平速度、 θ :温位、
w:鉛直速度、 π :無次元の圧力、
qv:水蒸気の混合比、C:凝結、
qc:雲水の混合比、
qr:雨の混合比、 E_r :雨の蒸発、
 V_r :雨の落下速度、
 P_{rc} :自然成長+衝突併合

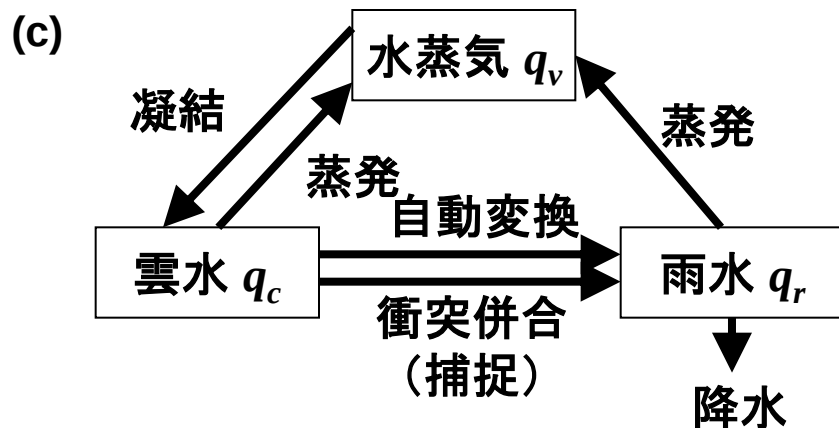
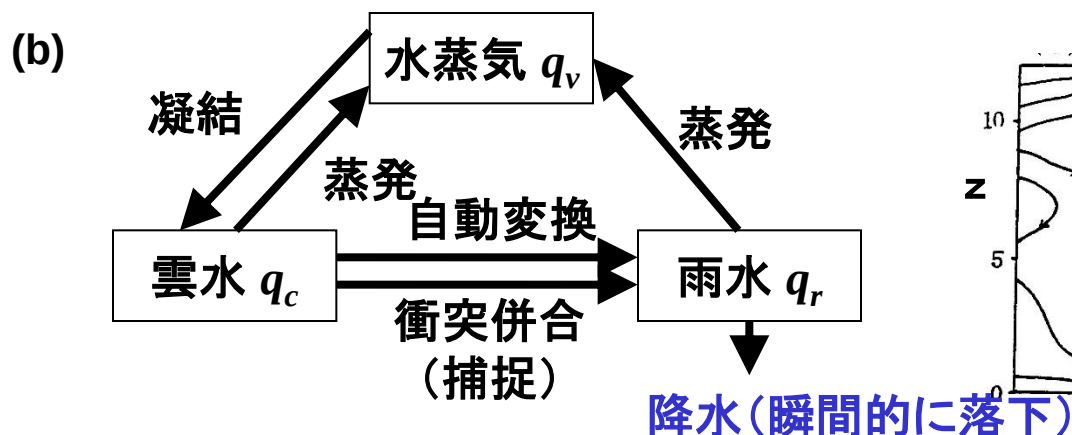
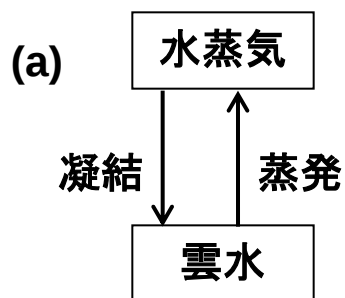
α 、 β 、 γ はswitching parameter (1 or 0)

雨の落下による減少分

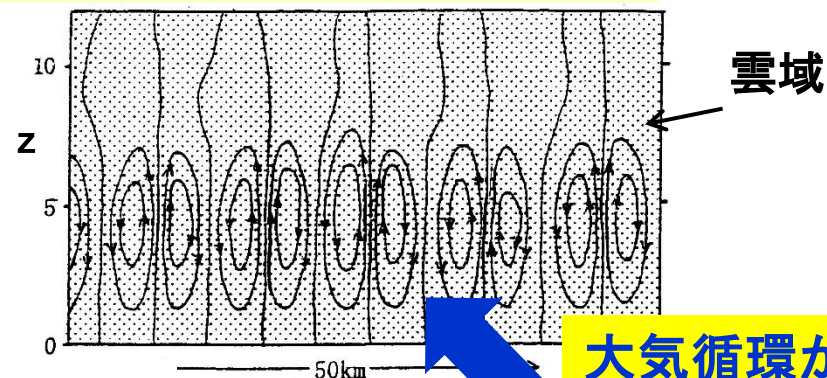
(Nakajima Matsuno 1988 より)

実験設定

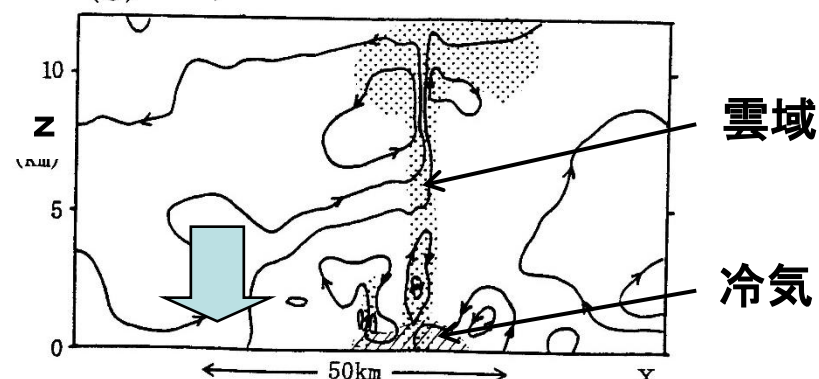
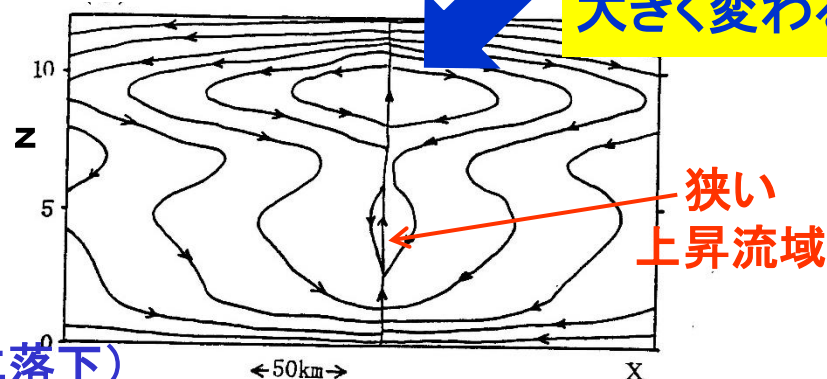
- ・水蒸気、雲水、雨水を含む力学モデル
- ・下部境界: 海面、海面温度一定
- ・放射冷却: 一定の割合で大気を冷やす



雲水だけで雨水がない場合



大気循環が大きく変わる



- ・すべての物理過程を入れた場合

- ・降雨の存在によって、積乱雲は寿命を持つ.
- ・しかしながら、まだ積乱雲の発生は単発的.

雨を伴う対流の特性

・不安定の解消の役割を担う積乱雲は、その内部で起こる水の発展・進化（水蒸気→雲水→雨水）により、上昇流の上に降水粒子による下降流を作り、せっかくの上昇流をつぶしてしまう。つまり、積乱雲は寿命を持ち、単発的である。

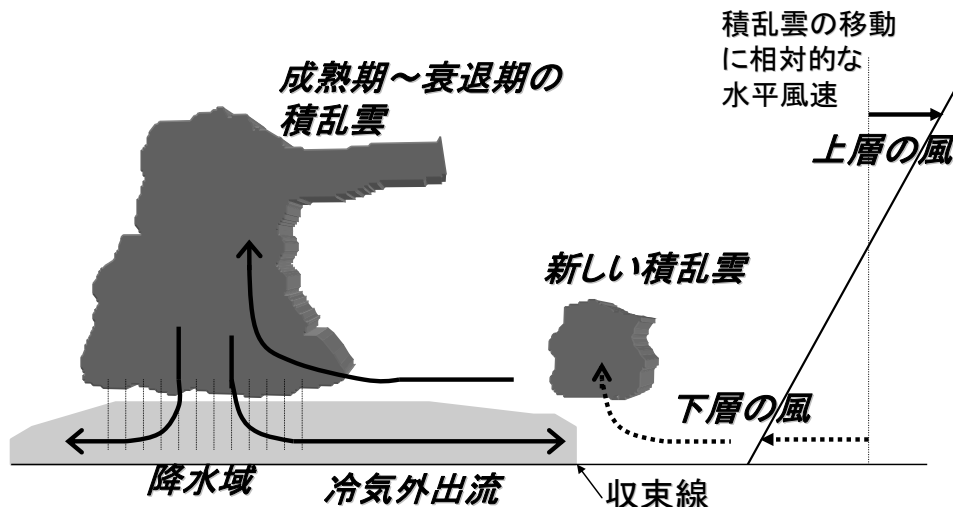
→自己破滅的

ところが、雲が降水を起こすと、冷氣外出流など運動を起こし、この強制は新たな雲を作ろうとする。

・周りに大規模収束がある場合、

多くの雲を作ろうとして
より大きな水平スケールの
雲システムになる。

→多くの積乱雲を持つ雲群
メソスケールの発生
雲群の階層構造

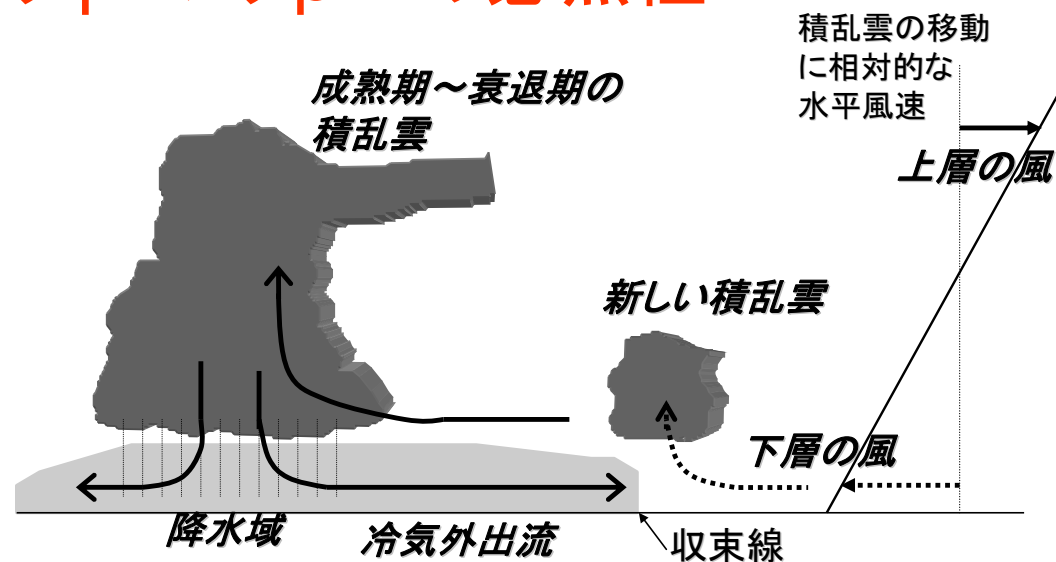
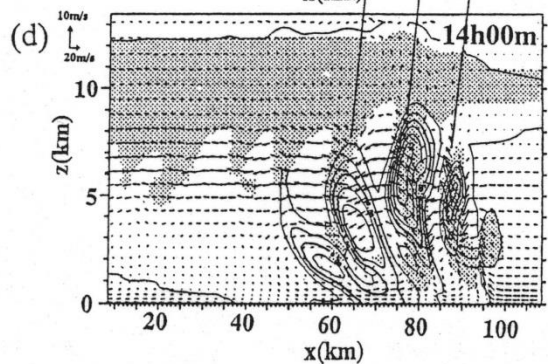
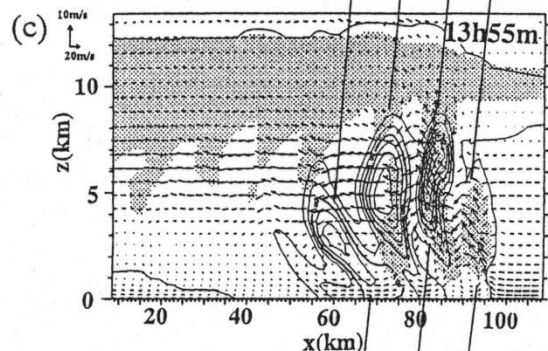
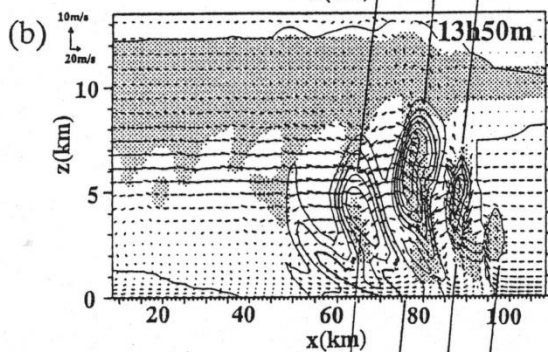
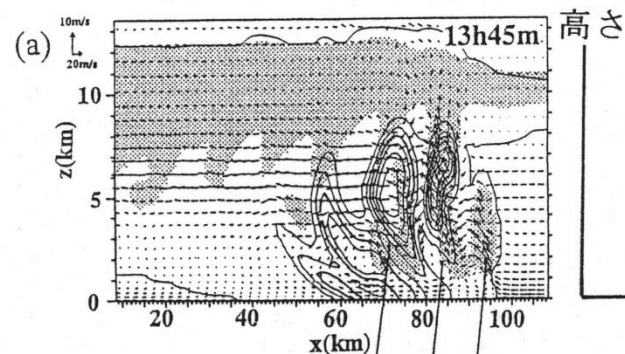


メソ対流系のでき方

水平風の鉛直シアと積乱雲(が作る重力流)との相互作用が重要な場合:

周りには不安定成層が満ち満ちている

⇒ メソ $\gamma \rightarrow$ メソ β への必然性



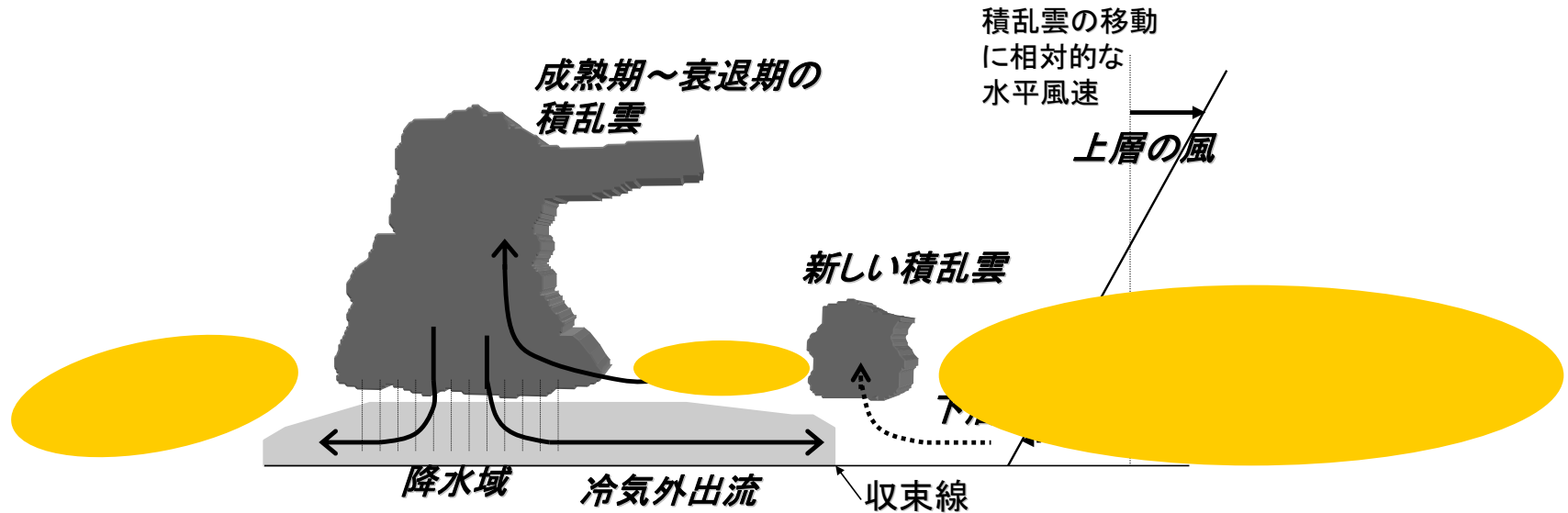
雲解像モデルで再現された積乱雲群の内部構造とその時間変化。5分ごとにおける雲水(陰影)と雨水(等値線)の混合比と風(ベクトル)の鉛直分布を示す。直線は積乱雲の動きを示す。右上に初期場の風の鉛直分布を示す。

●積乱雲(対流セル)の組織化:

豪雨・豪雪の発生には、条件付不安定な成層で発生する自己破滅型の積乱雲を如何に効率よく繰り返し発生・発達させるかが必要.

- ・古いセルが寒気ドームを作って(重力流の形成)、新しいセルの発生のトリIGGERとなる → (マルチセル、スコールライン)
 - ・メソスケールの前線(海風前線、メソ前線等)や大規模擾乱の前線(梅雨前線等)の助力を借りる.
 - ・山岳の存在
- * 日本の豪雨・豪雪では“メソスケール、大規模の擾乱の収束によるタイプが多い.

降水を伴う大気の水平構造は？



不安定

中立／安定

不安定

- 不安定成層と中立成層が入り混じった状態
- ⇒ このような不安定成層の場は乾燥対流や海洋では見られない
- ⇒ “雨が馬の背を分ける”という現象