



1051:1052 (メソ対流系; クラウドクラスター; 梅雨前線; 対流; 積乱雲;  
雲物理; 内部重力波; スコールライン; マルチセルストーム; 地形性降雨)

## メソ対流系 (I)

吉崎 正憲\*

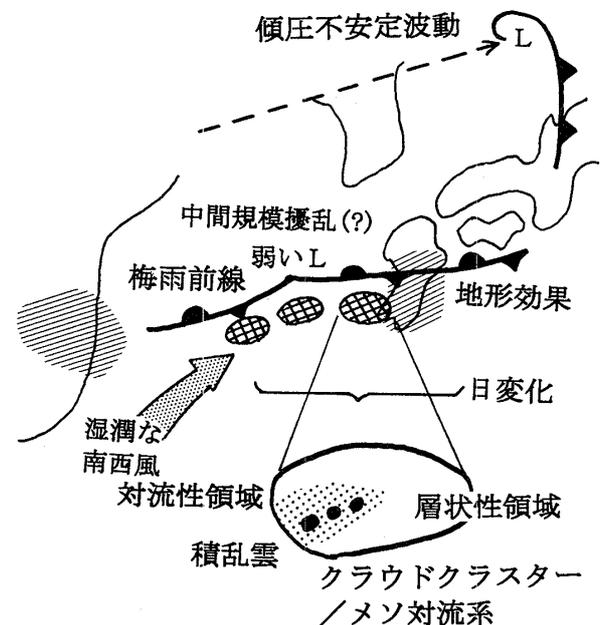
### 1. はじめに

夏晴れた日に海辺にゆくと、水平線のかなたにもくもくと湧く雲を見かける。小さいものは積雲、大きくてかなとこ雲を持つものは積乱雲であり、遠くに散発的に湧く雲は牧歌的なものである。ところが、時に複数の積乱雲がまとまって激しい雨が長時間持続して降ることがあり、洪水や土石流などが発生して人的・社会的に大きな被害をもたらしたりする。こうした降水はメソ対流系によってもたらされる場合が多い。

メソ対流系<sup>†1</sup>は、数時間の寿命と100 km ぐらいの水平スケールを持ち、内部に対流性領域と層状性領域を持つ降水系である。対流性領域にはいくつかの積乱雲が見られる。メソ対流系はより大きな水平スケールの擾乱に伴って発生することが多く、線状や塊状のいろいろな形状を持つ。これは集中豪雨雪など防災の立場からも大気中の水・エネルギー循環の立場からもキーとなるものであるが、従来の観測体制でとらえるにはそのスケールは小さくて寿命も短いために実態の把握はなかなか難しかった。近年レーダーや衛星に加えて、境界層レーダーやGPSなど新しいメソ観測測器が利用できるようになり、メソ対流系の新たな研究が始まりつつある。

メソ対流系は熱帯から中緯度帯にかけて発現する激しい降水を伴う擾乱の中に見ることができる。日本においては、初夏の梅雨前線、冬の日本海側の豪雪、台風、夏の脊梁山脈における雷雨などの擾乱に伴って発生する。これらの擾乱は水平スケールの違う構造からなっている(階層構造)。例えば、第1図に1996年に南九州で行われた豪雨観測(TREX と呼ばれる。詳しくはTREX 観測グループ(1998) 参照)で見られた梅雨

### TREX 期間に見られた梅雨前線の階層構造

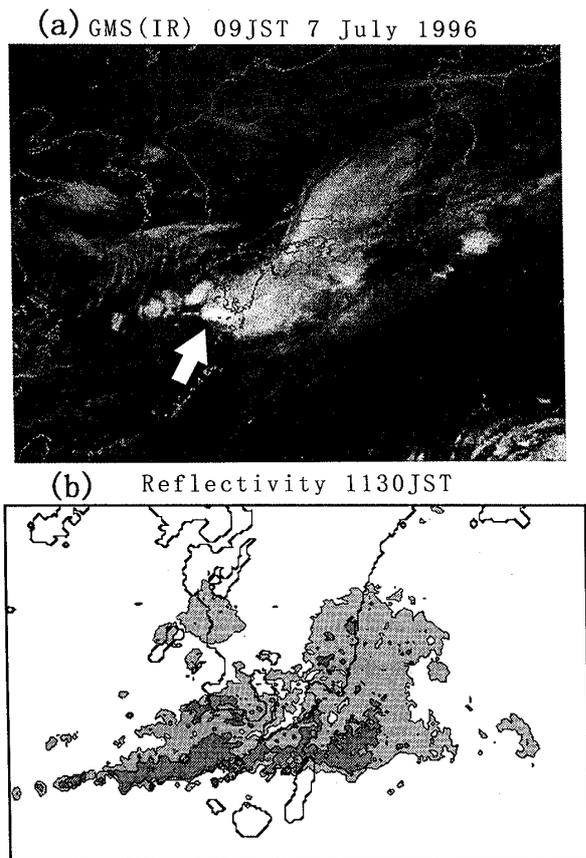


第1図 1996年に南九州で行われた豪雨観測(TREX)で見られたいろいろな擾乱による階層構造の模式図(Bessho *et al.*, 1999). 朝鮮半島付近を東進する総観規模の傾圧不安定波動、西日本における停滞前線、その中に発生するクラウドクラスターおよびメソ対流系、対流性領域における積乱雲などがあつた。ほかにも降水活動に日変化や九州地方では地形効果が見られた。

前線の階層構造を示す。この期間総観規模の傾圧不安定波動が数日周期で繰り返し発生して朝鮮半島付近を東進した。これが通過した後に西日本では前線が停滞

\* Masanori Yoshizaki, 気象研究所予報研究部。  
© 1999 日本気象学会

<sup>†1</sup> もともとは対流性領域の積乱雲群を表すが、層状性領域と共存することが多いので、ここでは2つの領域をあわせて降水系をメソ対流系と呼ぶ。



第2図 1996年7月7日 (a) 衛星写真 (09JST) と (b) 気象庁種子島レーダーで見た PPI パターン (1130JST) (瀬古ほか, 1999). (a) の矢印は注目するクラウドクラスターを示す.

して、湿潤な南西風が前線の南側から吹いて数100 km スケールのクラウドクラスターが多く発生した。クラウドクラスターとは、衛星の赤外画像などから白い固まりに見えるものであり、広がった上層雲を表す。第2図 a に、TREX 期間の7月7日に東シナ海から九州にかけて見られたクラウドクラスターを示す。さらにこの内部をレーダーで見ると(第2図 b)、強いエコー域(対流性領域)が東西に並んでいてその北側に弱いエコー域(層状性領域)が広がっていた。これらがメソ対流系に相当する。また対流性領域を詳しく見ると、数 km スケールの対流セル<sup>12</sup>が見られた。

さて、積乱雲やメソ対流系はどうして発現するのだろうか？ これを理解するために、絶対不安定成層における対流、条件付き不安定な成層における対流、積乱雲と雨との関係、雲の組織化の要因、まわりの場

における内部重力波の役割など、ひとつひとつの自然をひもときながら眺める必要がある。そこで次回の吉崎(1999b)と2回に分けて、これらを順次説明してゆきたい。また梅雨期に見られるメソ対流系の最近のトピックも簡単に紹介したい。

ここでは大気中における水(水蒸気や雨など)の存在が重要なキーとなる。水は地球においてあまりに普遍的であって我々はなんの不思議に思わないが、その存在によって降水を伴う気象は実に多彩になっている。詳しく見れば見るほど自然はうまくできていると驚いてしまうが、そうした驚きをこの稿を通して読者に伝えられたらと思っている。

以下いくつかの物理量や方程式が出てくるが、この「天気」シリーズの小倉(1999)に既出のものである。そこで、例えば小倉(1999)の式の番号(2.5)を引用する場合には、小倉氏のイニシャル O を使って(O-2.5)と書くことにする。

なお、この稿は1998年12月に気象技術講習会(日本気象学会と気象業務支援センターの共催)「メソ気象コース」の中で行った2回の講義(題目は「積雲対流・クラウドクラスター」)をもとにした。

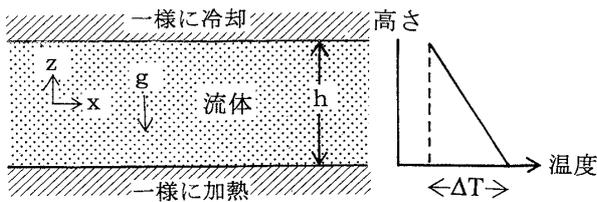
## 2. 絶対不安定成層における対流

この節では、対流現象の中でも簡単な絶対不安定成層における対流を取り上げる。まず扱いが簡単な(水など)流体をもとに成層や対流とは何かということから話を始めよう。

流体が静止していて鉛直(重力)方向にその密度が変わっている状態を成層しているという。上ほど密度が軽い場合には、上下の運動が生じても元に戻ろうとする復元力が働き、静的な場は壊れない。このような成層を安定成層という。一方、上ほど密度が大きい場合には、ちょっとしたゆらぎでも浮力を得て上下の運動が大きくなって流体の転倒が起こってしまう。このような成層を不安定成層といい、不安定を解消しようとして起こる運動を対流という。日常生活でも対流現象はなじみのものである。例えば、冷たい水をやかんやポットに入れてガス台に架けて湯を沸かす時に、時間がたつと水が熱くなってグツグツと水が運動をし始める。これが対流である。

対流現象を物理的にわかりやすく理解するためには、第3図のような設定で室内実験を行うのが最も簡単である。実験装置として、上下に水平方向に無限に広がる境界面の間に物質常数が定数で相変化のない流

<sup>12</sup> レーダーで見て数 km スケールの強いエコーの塊を対流セルと呼ぶ。対流セルは通常積乱雲に相当する。



第3図 絶対不安定成層における対流の室内実験の設定. 流体層を横から眺めた図.

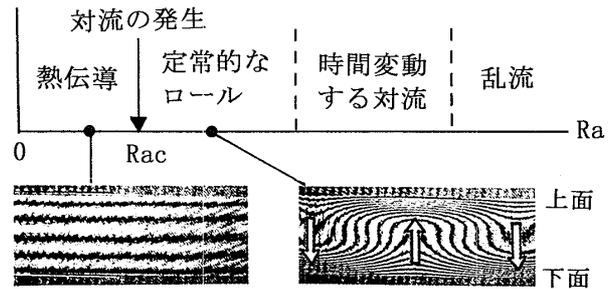
体を満し, 上からは一様に冷却して下からは一様に加熱して温度差  $\Delta T$  が時間的に一定になるようにする. そこで, いろいろな値の  $\Delta T$  について流体の振舞いを調べるのである. さて, 流体の場合密度の変化は温度の変化に対応するので, 温度差そのものを密度差と考えてよい. そうした中で起こる運動は, (O-6.6), (O-6.8), (O-6.9), (O-6.10), (O-6.22) (非断熱項は0) に粘性項や拡散項がついた方程式で支配される. 第3図のような設定における対流運動はレーリー数 (Ra) とプラントル数 (Pr) の2つの無次元パラメーターで記述される. ここでレーリーとプラントルとは流体力学の研究者の名前である. 2つのパラメーターは

$$Ra = \frac{g\alpha h^3 \Delta T}{\nu\kappa}, \quad (2.1)$$

$$Pr = \frac{\nu}{\kappa}. \quad (2.2)$$

と定義される. ここで,  $g$  は重力加速度,  $h$  は流体層の厚さ,  $\alpha$  は流体の体膨張率,  $\kappa$  は流体の熱伝導率,  $\nu$  は流体の動粘性係数である.

2つのパラメーターの物理的意味を考えてみよう. Pr は流体の物質常数の比であって, 熱を伝えやすいものかドロリと粘性が大きいものか流体の特性を表す. 一方 Ra に関しては, その分母項と分子項に着目すると, 分母項の  $\nu$  や  $\kappa$  は対流を抑える傾向があり, 分子項の  $\Delta T$  は対流を引き起こす傾向がある. したがって, Ra は値が大きいほど対流が起きやすいという指標を表す. ある流体を用いた室内実験における Ra を大きくした場合の対流パターンの典型的な移り変わりを第4図に示す. Ra が小さい場合には熱伝導だけで運動のない状態が実現する. ある値 (Rac) 以上になると対流が起こる. Rac の大きさは1000のオーダーであり, この時実現する対流の水平サイズは流体の厚さと同じような大きさになる. さらに Ra が大きくなると, 対流の形態は時間振動するものから乱流へと変わって



第4図 絶対不安定成層における対流の形態の移り変わりの Ra 依存性および横から見た温度分布. 縞模様は, 水を用いた室内実験で温度変化を光干渉法で可視化したものである (Farhadieh and Tankin, 1974). 等温度線は, 熱伝導状態では水平であるのに対して, 対流状態では鉛直流に応じて波打っている. 矢印は, 鉛直流が最大・最小の領域における方向を示す.

ゆく.

すでに述べたように, 第3図のような設定では対流の形態は Ra と Pr のたった二つのパラメーターで仕分けられる. このことは, 実験装置としてプールほど大きい装置あるいはサイコロほどの小さい容器を用いても, また流体として常温の水あるいは絶対温度4度近くの液体ヘリウムを使っても, 最終的に2つの値が同じであれば実現する対流は同じということである. おかげで対流の分類が非常に簡単になる. このような単純化ができるのは, 流体の運動には相似律が成り立つからである. また, 支配パラメーターである Ra が絶対的な温度ではなく温度差という相対的な量で定義されることも重要である.

さてこれからは地球大気を考えよう. 地球大気は窒素と酸素など常温では相変化のない乾燥気体と (水や氷に) 相変化する水蒸気からなる. そのために, 地球大気中の対流は乾燥対流 (水蒸気が関与しない対流) と湿潤対流 (雲が発生して水蒸気の相変化が重要な対流) の二つに分けられる. 一見複雑そうであるが, 不安定成層を解消しようとして対流が起こる点では, 地球大気の対流も今まで見てきた流体の対流と同じである.

まず乾燥対流を取り上げる. ここで大気中のある空気の塊 (空気塊) に注目する. 空気塊に外から熱を加える (奪う) ことを非断熱, 熱の出入りがないことを断熱であるという. さて, 大気は断熱的に気圧が小さく (大きく) になると膨張 (圧縮) して冷える (暖まる) という気体の性質がある<sup>13</sup>. 気圧が小さく (大きく) なることは, 空気塊を鉛直方向に持ち上 (下) げること

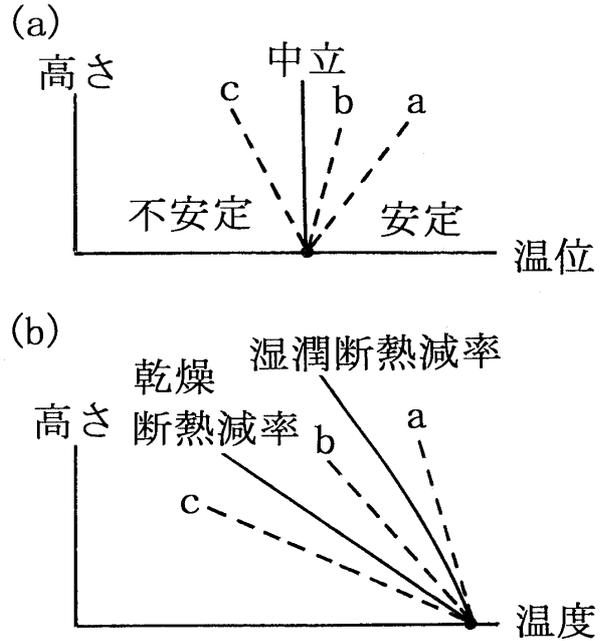
に相当する。大気的气体としてのこの特性により、液体の場合と違って、異なる高度間の温度の大小だけでは大気安定性を決定できなくなる。例えば、真夏に東京の気温が30度近くあって富士山頂では0度であるからといって、そうした成層が不安定であると言えなくなる(実際は安定)。ではある高度の空気塊と違う高度にある空気塊を比べて、どちらが重いかをどのようにして判断すればいいのだろうか? そのためには、両者を同じ気圧面(例えば  $p_0$ 、通常1000 hPa とする)に持ってゆきそれぞれの空気塊の密度の大きさを比べれば良い。その場合断熱的に空気塊を動かさなければならない。非断熱的に空気塊に外から熱を与えると、その空気塊はもとの特性をなくしてしまうからである。断熱的に気圧  $p_0$  に空気塊を持ってくると、(气体の状態方程式から)そこにおける温度は密度と1対1対応することになり、その温度で安定性の議論ができるようになる。そうした温度が温位  $\theta$  である。気圧  $p$  で温度  $T$  の空気塊の温位は、

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p} \quad (2.3)$$

と定義される(O-5.9)。  $R$  は気体常数、  $C_p$  は大気定圧比熱である。この温位を用いると、大気安定性の議論は  $\Delta T$  を用いた流体の場合と同じになる。温位が断熱では乾燥大気特性を示す保存量であること、および密度の大小がすぐわかることから、日常なじみのある温度よりも温位の方が気象学ではよく使われる。

ここで、大気には上にふたがないので第3図の設定における臨界値  $Rac$  を用いるのに無理があるが、目安として大気における対流発生温位差  $\Delta\theta$  の臨界値を  $Rac$  から評価してみよう。大気の拡散係数や粘性係数

<sup>13</sup> 气体が断熱膨張すると冷えるということは身の回りでも起こる。例えば、屋外でバーベキュー料理などを作るために、簡易コンロとカセット式ガスボンベを使うことがある。長時間火をつけていると、近くに火があつて熱いはずなのにガスボンベの罐が冷たくなって結露したりする。罐が冷たくなる原因として、1つに液化していた燃料が気化するための気化熱のせいもあるが、圧縮されていたガスがノズルから急速に外に吹き出る時に膨張するのに伴って冷えるせいでもある。また断熱膨張を利用した電気製品として冷蔵庫やクーラーがある。これらは、コンプレッサーで圧縮した冷媒ガスを一気に膨張させて冷やす仕掛けになっている。



第5図 (a) 乾燥大気における安定性, (b) 大気の温度の鉛直分布(破線)と乾燥断熱減率と湿潤断熱減率の曲線(実線)。

を  $100 \text{ m}^2/\text{s}$ 、大気不安定層の厚さを  $1 \text{ km}$  とすると、  $\Delta\theta$  は  $0.3 \text{ K}$  ぐらいとなる。大気の厚さがもっと大きくなると、(  $Ra$  は  $h$  の3乗で効いてくるので)  $\Delta\theta$  はさらに小さくなる。このように臨界値の  $\Delta\theta$  は非常に小さい値なので、通常大気安定性は  $\Delta\theta$  の正負で判断することになる(第5図 a)。結局、乾燥大気安定性は、高さ方向を  $z$  とすると、

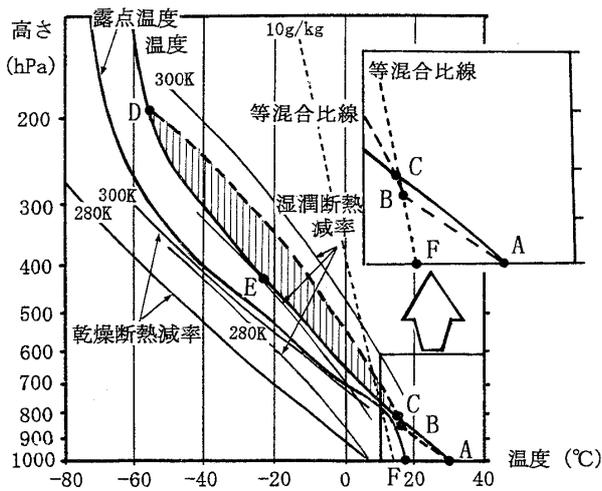
$$\left. \begin{array}{l} > \text{安定} \\ \frac{d\theta}{dz} = 0 \text{ 中立} \\ < \text{不安定} \end{array} \right\} \quad (2.4)$$

となる。これを温度減率で書くと、中立を表す乾燥断熱減率  $\Gamma_a$  は

$$-\left. \frac{dT}{dz} \right|_a = \Gamma_a = \frac{g}{C_p} \quad (2.5)$$

となる。これは高さ  $1 \text{ km}$  で約  $10^\circ\text{C}$  下がるような温度勾配である。大気温度の鉛直分布が第5図 b の破線のように与えられる場合、  $a$  と  $b$  については安定であるが、  $c$  の場合は不安定となる。

日射によって地上が暖められると、地上付近の大気は不安定になって  $c$  のような成層になる。しかし、この場合すぐに対流が起こり上下に混合して、対流が起こった層は乾燥断熱減率に近い中立な温度分布になる。こうした層を大気混合層という。



第6図 アメリカ中西部で雷雨が発生する場合の典型的な温度と露点温度の鉛直分布. 等値線は乾燥断熱減率, 湿潤断熱減率, 混合比を表す. 空気塊は破線に沿って動く. 詳しくは本文参照.

3. 条件付き不安定成層における対流—「積乱雲は爆発だ!」

この節では, 水蒸気から雲への相変化が重要な湿潤対流を取り上げる. 湿潤対流の典型である積乱雲は一種の爆発現象であるが, どうしてそういうことになるか眺めてみよう.

湿潤大気において水蒸気が水に相変化する時に凝結熱が発生するので, 空気塊を凝結させながら上に持ち上げる場合の温度の下がり具合は乾燥断熱減率よりも小さくなる. 乾燥大気において乾燥断熱減率が中立な温度勾配であったのと同様に, 湿潤大気にも中立な温度勾配があり, それを湿潤断熱減率( $\Gamma_m$ )という<sup>14</sup>. 一般に地球大気中に含まれる水蒸気量は乾燥気体の窒素や酸素に比べてごくわずかであり, 我々の頭上にある大気中の水蒸気量をすべて水に変えたとしても, 梅雨のじめじめした頃で60 mm 程度でしかない. しかし, 水蒸気の凝結熱が大きいので, 特に大気下層では湿潤断熱減率は乾燥断熱減率よりもかなりゆるやかとなる.

このように, 地球大気には乾燥断熱減率と湿潤断熱減率の2通りの中立な温度減率がある. このことから, 地球大気の安定性の議論には第5図bのa, b, cの3通りの温度分布を考慮しなければならないことにな

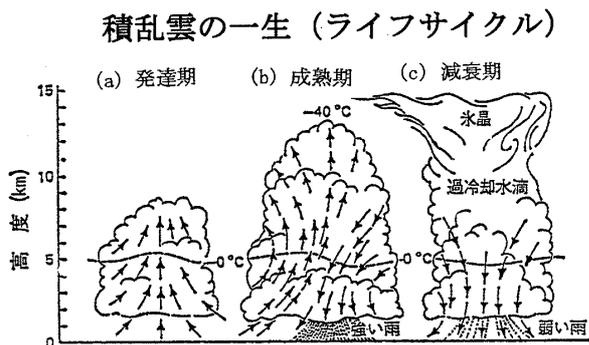
る. 温度の鉛直傾度( $= -dT/dz$ )を $\Gamma$ とすると, aは $\Gamma < \Gamma_m$ で絶対安定, cは $\Gamma_a < \Gamma$ で絶対不安定な温度分布といえる. 一方, bのような場合は $\Gamma_m < \Gamma < \Gamma_a$ であって, 「条件つき不安定」という妙な特性を持つ温度分布となる. つまり, この分布は雲(凝結)がない限り安定であるが, 雲ができると不安定となる. このような温度分布は実際にもよく見られ, 積乱雲など対流性の雲を発生させるもととなる. 典型的な例としてアメリカ中西部で雷雨が発生する場合を第6図に示す. 地上から高さEまでは $\Gamma_m < \Gamma < \Gamma_a$ であって条件つき不安定な温度分布である.

温度分布に加えて, 湿潤対流には水蒸気が鉛直方向にどう分布するかも重要である. 水蒸気に関して, 気圧と温度が与えられると大気に含まれる水蒸気量(飽和水蒸気量)は一意的に決まり, 飽和水蒸気量は温度と共に大きくなる性質がある. このために冬よりも夏の方が(高温になるために)大気中に含まれる水蒸気量は一般に多くなる. 水蒸気量を表す物理量として, 露点温度, 相対湿度, 混合比などが使われる. 露点温度とは, 気圧を一定にして温度を下げたときに飽和する時の温度である. また, 相対湿度は大気を持つ水蒸気量とその大気の中で含む飽和水蒸気量との比である. 大気の中で露点温度に近いほど相対湿度は100%に近くなる. 第6図の水蒸気分布では, 800 hPa 付近でもっとも湿っていてその上や地上付近では乾燥していることになる.

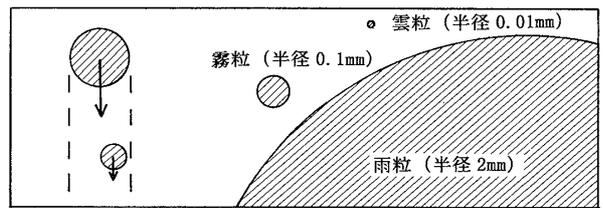
一方, 混合比は水蒸気の質量と乾燥気体の質量の比である. この用語はあまり聞き慣れないが, 水蒸気の質量に対応する量であるので凝結などが起こらない限り保存する. 数値モデルなどでは物理変数としては保存量の方が扱いやすいので, 乾燥大気の温位と同様に, 水蒸気を表す量として混合比がもっぱら使われる.

さて, 第6図の温度と露点温度の鉛直分布をもとに, 地上付近Aにある空気塊を仮想的に上に持ち上げる場合の温度変化を見てみる. この場合, この空気塊の露点温度はFであってAの温度よりも小さいので, この空気塊は未飽和である. したがって, この空気塊を断熱的に上に持ってゆくと, 最初は乾燥断熱減率に沿って温度が下がる. 混合比に関しては, 空気塊には外との水蒸気の入りはなく保存するので, Fから等混合比線に平行に上にゆく. 上にゆくにつれて空気塊の温度は下がるために相対湿度は徐々に大きくなる. そしてBで相対湿度は100%となり, とうとう凝結が起こり雲ができる. さらに空気塊を持ち上げると, Bより上では凝結過程が持続するために温度は湿潤断熱減

<sup>14</sup> 乾燥対流における温位と同様に, 水蒸気が凝結する場合に保存する量として相当温位 $\theta_0$ が定義される. これは含まれる水蒸気量をすべて凝結して熱にして温位に加味した量といえるが, 詳細は他の本に譲る.



第7図 積乱雲のライフサイクルの各ステージにおける構造 (浅井, 1983).



第8図 代表的な雲粒・霧粒・雨粒の大きさの相対的な比較. 左側には落下速度が大きい大きな雲粒が落下速度が小さい小さな雲粒と衝突する様子を描いている. 矢印は落下速度の大きさを表す.

率に沿って変化する. ここでまわりの温度と空気塊の温度との違いに注目すると, Cより下の高度までは空気塊の温度の方が小さいが, Cより上の高度になると(Dまでの間は)空気塊の温度の方が大きくなる. 空気塊を持ち上げる時に, その空気塊の温度がまわりより大きい場合には浮力を得て, 空気塊は自力で上昇できる. こうして発現する雲が積雲や積乱雲である.

対流のエネルギーはCからDまでの間の斜線領域の面積に大雑把に比例する. 気象学ではこの不安定の大きさを対流有効位置エネルギーあるいは英語名の Convective Available Potential Energy の頭文字を取って CAPE と呼ぶ. 第6図の CAPE は  $2500 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ぐらいであり, これがすべて鉛直運動に転化するならば  $70 \text{ m/s}$  ぐらいの強さの上昇流となる. 積乱雲が湧きあがる様子がまるで爆薬が爆発して黒煙がモクモクと上がるのとそっくりなのは, 積乱雲が CAPE という蓄積されたエネルギーを解放する爆発現象だからである.

しかし, 条件付き不安定な大気だからといっても必ず対流が起きるわけではない. エネルギーを解放するために安定成層に逆らって下にある空気塊をCの高さまで持ち上げなければならず, 大規模場の上昇流などの仕掛けが別に必要である. そこが (必ず対流が起こる)絶対不安定成層と大いに違う点である. 例えば, 梅雨期の梅雨前線付近とその南の太平洋高気圧圏内における温度や水蒸気の鉛直分布を比べてみると, 一般に太平洋高気圧圏内の方が不安定な状態である. しかしそこで積乱雲の発生が少ないのは, 大規模な下降流があるからである. このように, 湿潤大気における条件付き不安定成層は積乱雲の発生の必要条件であるが, 十分条件ではない.

4. 積乱雲と雨との関係—「積乱雲は自己破滅型」

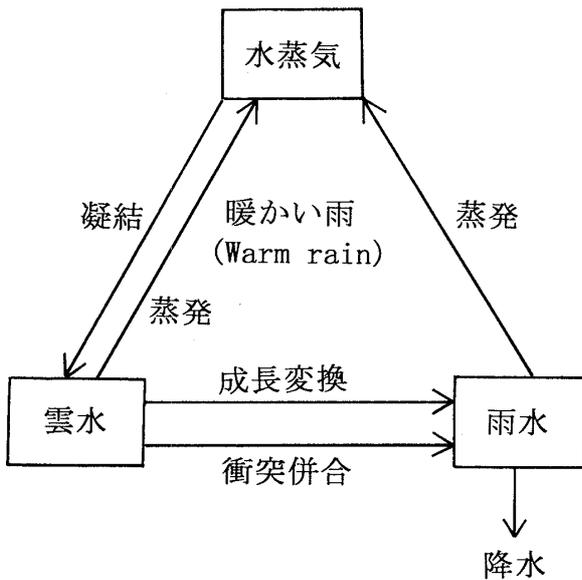
さて, 条件付き不安定成層の場で雲が一旦できて強

い上昇流ができると, まわりも (条件付の) 不安定状態であるから, あたかもガソリンに引火するように雲域は広がり雲がいくらかでも持続すると思うかもしれない. しかし, 実際の積乱雲は寿命がありライフサイクルを持つ. 第7図は, 積乱雲の発達・成熟・減衰のステージを示したものである. 寿命は通常30分から1時間である. 内部の運動を見ると, 発達期には強い上昇流が見られ, 成熟期になると強い雨とそれに伴って冷たい下降流が現れる. 減衰期になると, 下層に上昇流はなくなり下降流だけとなって, 雨も弱くなっていずれば雲は消えてしまう. 小倉 (1997) は積乱雲が寿命を持つことから自己破滅型と呼んだ.

積乱雲の中では水蒸気が凝結して雲粒ができて, やがて雨粒となって地上に落ちてくる. 雲ができて雨が降るということはこれまた日常的なことで当たり前のことである. しかし, よくよく考えると, “なぜ雨が降るのだろうか?”, “どうして積乱雲は寿命を持つのだろうか?” などと疑問が湧いてくる. 実は, こうした問題において, 雲物理過程, 中でも雨の役割が非常に重要である. 大気中で落下するようなサイズの大きい水を雨水と呼ぶことにして, この節は積乱雲で作られる雨水を中心に眺めてみる.

ここでは簡単のために, 雲物理量として氷 (固相) は考えないことにする. そうした雲物理過程を持つ雨を「暖かい雨」と呼ぶ<sup>15</sup>. 第8図は代表的な雲粒・霧粒・雨粒の大きさを相対的に比較したものである. 凝結してできたばかりの雲粒は非常に小さくて数10~100ミクロン程度の大きさである. 一方, 雨粒の代表的な大きさは数 mm である. 雲粒から雨粒まで成長するのに, 数10倍以上も大きくならなければならない. 積乱

<sup>15</sup> 一方, 氷を含むものを「冷たい雨」という. このプロセスが重要になる例として6節を参照してほしい.



第9図 雲物理過程における水蒸気と雲水と雨水とのやりとり。雲水は落下しないが、雨水はサイズが大きくて落下する。

雲の中では雲ができて雨が降るまでの時間は経験的に10<sup>3</sup>秒(～15分)のオーダーであるので、雲粒から雨粒への速やかな成長のしかけが必要である。

一般に水滴が大きいほどその落下速度は大きい。雲粒は小さくて落下速度はほとんど0で落ちない。霧粒は1 m/s ぐらいの落下速度で、霧雨の中で霧粒の落ちる様子は目で追うことができる。一方、雨粒の大きさになると、もっと早く数～10 m/sの落下速度となる。さて、積乱雲の激しい上昇流域で作られる雲粒は小さいけれども必ずしも均一な大きさではない。雲粒の大きさにばらつきがあると、大きい雲粒は早く落ちてゆっくり落ちる小さい雲粒と衝突するようになる(第8図左)。衝突すると小さい雲粒は大きい雲粒に併呑されてより大きな雲粒となる。より大きい雲粒はもっと早く落ちるようになって、こうして成長は加速される。積乱雲の中ではこのような効率よい降水粒子の成長過程があり、これを衝突併合過程と呼ぶ。(実際には氷の過程もあるので別の成長の仕方もある。)雨粒になると、落下速度が大きいので大気の流れからはずれて落下するようになり、雨として地上に達する。

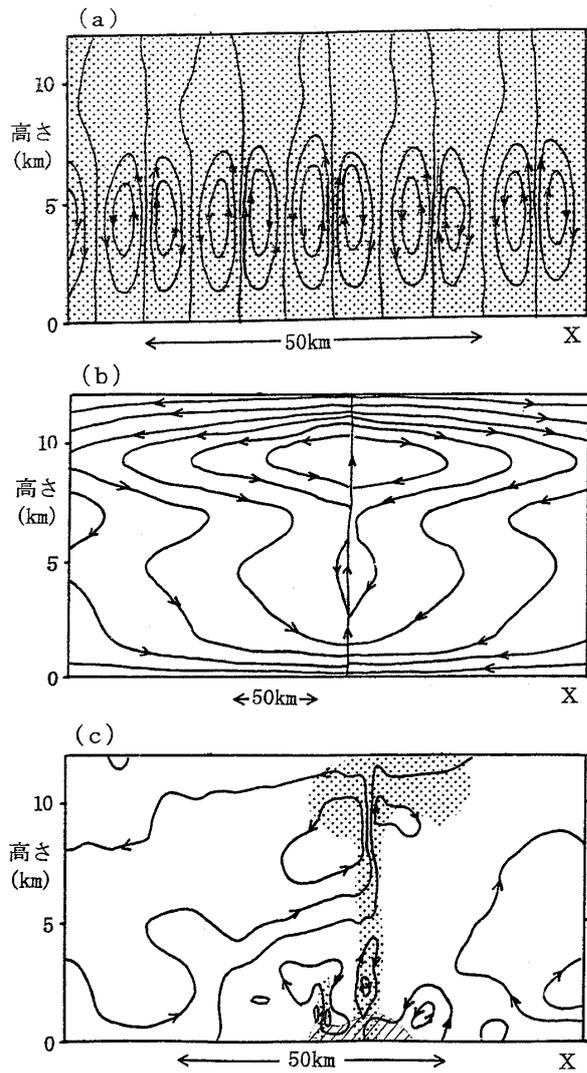
積乱雲の中では雲物理過程と(流れなどの)力学過程と熱力学過程が複雑に絡み合っている。積乱雲のライフサイクルを数値モデルでシミュレートしようとする、雲物理量として水蒸気と(落下しない)雲水と(落下する)雨水の少なくとも3つの仕分けが必要である。第9図に水蒸気と雲水と雨水との間のやりとりの

過程を示す。それぞれの混合比を  $q_v$ ,  $q_c$ ,  $q_r$  とすると、例えば  $q_r$  に関する支配方程式は

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -u \frac{\partial q_r}{\partial x} - v \frac{\partial q_r}{\partial y} - w \frac{\partial q_r}{\partial z} + (\text{成長変換}) + (\text{衝突併合}) - (\text{蒸発}) - (\text{降水}) \quad (4.1)$$

という形に書くことができる。 $q_r$ の時間変化に關与する右辺のうち、最初の3項は移流による $q_r$ の増減を表し、残りの4項は雲物理過程のやりとりによる $q_r$ の増減を表す。雲物理過程のやりとりとは、 $q_r$ が $q_v$ と $q_c$ と(ある場合は $q_r$ と)相互作用して $q_r$ の量が変化する効果を表す。例えば、(4.1)の成長変換は $q_c$ が自らの衝突併合過程で大きくなって $q_r$ へ変換することであり、 $q_c$ が減り $q_r$ が増えるから $q_r$ にとって+の符号となる。同様に $q_v$ と $q_c$ に関する方程式も書くことができる(省略)。それらに運動方程式、連続の式、熱力学の式を組み合わせると、積乱雲を取り扱う方程式系となる。ただし、鉛直流の運動を記述する式(O-6.20)には水蒸気などの浮力が加わり、また熱力学の式(O-6.22)の非断熱項に相変化による寄与が加わる。詳細は他の本を参照してほしい。こうした方程式系をもとに積乱雲を再現するような数値モデルを、以下NHMと書く。NHMとはNonhydrostatic modelを略したものであり、積乱雲を扱う方程式系が非静水圧であることに由来する。詳しくは小倉(1999)をみてほしい。

観測的研究に比べてNHMによる数値的研究の優れた点は、例えば雨水の役割を知りたいときに関係する項を方程式から消去したりしてその効果だけを取り出して調べられることである。ここでは雨水に関する項をいじってみてそのインパクトを調べてみる(第10図)。2次元の広い領域を持つNHMを作り、下の暖かい海面からは熱と水蒸気を補給して同時に全層は一定の割合で冷却して、モデルの中では雲が立ちやすいようにする。こうした設定のもとで、まず水として水蒸気と雲水しかない場合を想定して雨水を全てカットしてみる(第10図a)。この場合、ほとんどの領域が雲でおおわれて上昇流と下降流が規則的に並ぶ構造となる。この様子は、絶対不安定成層の場合に見られる対流のパターンと同じである。次に、雨水は作られて落下するが蒸発できない場合を想定して雨水から水蒸気への蒸発だけをカットしてみる(第10図b)。そうすると、狭い強い上昇流が唯一つできてまわりは弱い下降流となる。この場合このパターンは長時間持続する。



第10図 数値モデルで雨水の扱いを変えた場合の流線分布 (日本気象学会, 1998, Nakajima and Matsuno 1988より作成). (a) 雲水だけで雨水がない場合, (b) 雨水はできて落下するが, 蒸発過程がない場合, (c) すべての物理過程を入れた場合. (a) のドット域は雲域を示す. また(c)のドット域は雲と雨の領域, 斜線域は地表付近の寒気域を示す.

しかし, 第10図 a と比べて, 流れの構造—特に下降流—はがらりと変わる. 上昇流域では不安定な成層のために流れの構造は絶対不安定成層の対流セルと同じであるが, 下降流域では安定な成層となり弱い下降流が広く広がる. 実際と比べて, 積乱雲が孤立する様子は第10図 a よりはましであるが, 再現した積乱雲にはライフサイクルが見られないなどまだ違っている点が多い. そこで, NHM に雨水の蒸発まですべての雲物理過程を入れてみる (第10図 c). そうすると, 背の高い

積乱雲のまわりに雲がいくつかできるようになる. さらに, 積乱雲の時間変化を見ると, 積乱雲がライフサイクルを持つのが見られる (図略). 第10図 c の下層付近を詳しく眺めると, 下層には上から落ちてきた雨水が蒸発して寒気の溜まりが作られる. そこはまわりより高気圧となり, 外出流が作られる. この外出流はある時は古い積乱雲をつぶしたり逆に新しい雲を作ったりする. 第10図 c で再現された特徴は実際とよく対応している. このように, 雨水の存在は, 上昇流と下降流のコントラストを作りさらに積乱雲のライフサイクルや雲群を作る要因となる.

最後に, 積乱雲の中の運動について簡単な分類ができないかという問題にふれる. 絶対不安定成層における流体の対流では2つの無次元パラメーターによって対流の分類ができた. 同様のことが積乱雲の中の対流にもできれば, 積乱雲の理解も簡単になると思われる. しかしながら, 残念ながらそういう訳にはゆかない. なぜならば, 例えば凝結過程にとって重要な飽和水蒸気量が絶対温度に依存して相対的な量だけで記述できないなど, 雲物理過程の中のやりとりが非線型となるためである.

参考文献

浅井富雄, 1983: 大気対流の科学東京堂出版, 220pp.  
 Bessho, K., M. Yoshizaki, H. Eito, and H. Sakakibara, 1999: Environment of Baiu front in the TREX period analyzed by using GANAL and GMS data, In preparation.  
 Farhadieh, R and R. S. Tankin, 1974: Interferometric study of two-dimensional Benard convection cells, J. Fluid Mech., 66, 739-752.  
 Nakajima, K. and T. Matsuno, 1988: Numerical experiments concerning the origin of cloud clusters in the tropical atmosphere, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 309-329.  
 日本気象学会, 1998: 新教養の気象学, 朝倉書店, 144pp.  
 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.  
 小倉義光, 1999: メソ気象力学の基礎 (I), 天気, 46, 525-533.  
 瀬古 弘, 島田誠一, 中村 一, 加藤輝之, 1999: GPS による梅雨期メソ降水系の水蒸気3次元分布の推定, 月刊「地球」号外, 25, 102-107.  
 TREX 観測グループ, 1998: 九州南部豪雨観測実験報告. 天気, 45, 137-144.  
 吉崎正憲, 1999b: メソ対流系(II), 天気, 46, No. 12.