

## 梅雨前線帯と集中豪雨

—積乱雲が発達するための条件—\*

加藤 輝之\*\*

### 1. はじめに

梅雨期の豪雨は、「活発な梅雨前線」によってもたらされるという天気解説がよくなされる。天気図上の梅雨前線は、5月上旬に中国の華南から台湾にかけて、モンスーンの始まりに合わせて顕在化した後、南北に振動しながら太平洋高気圧の勢力拡大とともに北上し、7月下旬には朝鮮半島まで達して消滅する。

前線は、「密度や温度の異なる空気の塊（気団あるいは気塊）の境界面が地表面または他の特別な面と交わってできる線」と気象の辞典<sup>1)</sup>には説明されている。梅雨前線付近の特徴をみると、西日本域では南北方向の温度勾配は小さい一方、水蒸気量勾配は非常に大きい<sup>2,3)</sup>。このことは、梅雨前線が一般に説明される前線とは異なり、水蒸気分布によって特徴づけられることを意味している。

梅雨前線は、太平洋高気圧にともなう湿潤・温暖な気団と中国大陸からオホーツク海にかけての乾燥・寒冷な気団との間の水平風収束域に解析され、その収束域は梅雨前線帯と呼ばれる。ここでは、梅雨前線帯の気象状態の特徴から梅雨前線の実態を説明する。

実際、豪雨は発達した複数の積乱雲によりもたらされ、それらの積乱雲は階層構造を持つことで第1図のように線状の降水帯を形成する<sup>4)</sup>。したがって、豪雨と梅雨前線とを結びつけるためには、積乱雲が発生・発達する条件について、まず理解しておく必要があり、その条件から述べることにする。

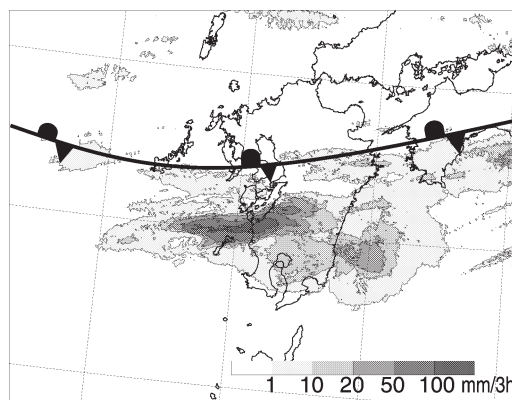
### 2. 積乱雲の発生条件

積乱雲が発生するためには、上昇気流が形成され、

\* Baiu frontal zone and heavy rainfall—Conditions for cumulonimbi to develop—.

\*\* Teruyuki KATO, 気象研究所予報研究部。

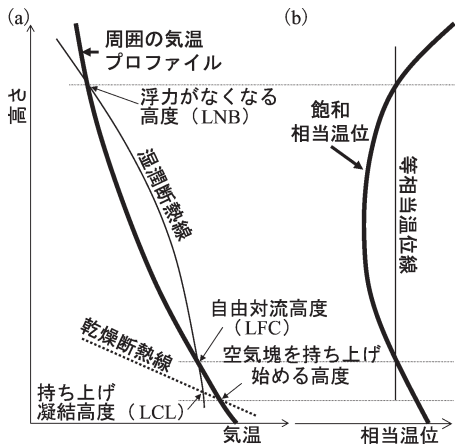
© 2007 日本気象学会



第1図 2006年7月23日8時の前3時間積算降水量分布と23日9時の梅雨前線の位置。

その中で大量の降水が作られなければならない。上昇気流の形成には、それを作り出す気塊が周囲より軽く（暖かく）なること、すなわち大気状態が不安定であり、浮力の生成が必要不可欠である。しかし、接地境界層を除くと、水蒸気が凝結しない限り、大気状態は安定している。したがって、周囲より暖くなる高度まで下層の気塊を持ち上げる外部強制力が必要となる。この外部強制力としては、地形による強制上昇や前線等の水平風収束域にともなう上昇流がある。

第2図aの温度エマグラムを用いて、外部強制力によって下層の気塊が持ち上げられ、周囲より暖くなる高度に達し、積乱雲が発生するまでの過程を説明する。まず、持ち上げられた気塊の温度は水蒸気が凝結する（持ち上げ凝結高度, lifting condensation level : LCL) まで、乾燥断熱減率 ( $\sim 9.8 \text{ K km}^{-1}$ ) で乾燥断熱線に沿って低下する。その後、湿潤断熱減率 (気温 $15\sim 25^\circ\text{C}$ で、 $5\sim 6 \text{ K km}^{-1}$ ) で湿潤断熱線に沿って低下し、周囲の温度と等しくなる。この高度は自由対流高度 (level of free convection : LFC) と



第2図 下層の気塊を持ち上げ、積乱雲が発生するまでの過程。(a) 温度エマグラム、(b) 温位エマグラムを用いた説明。

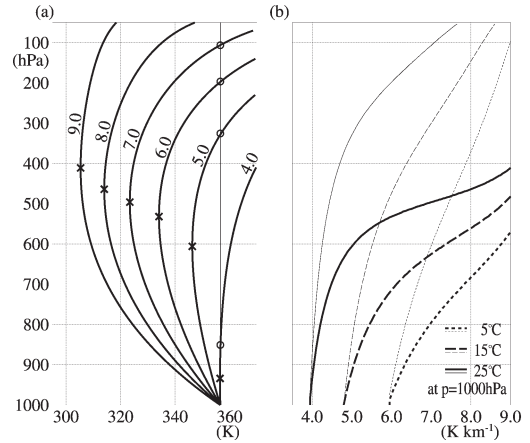
呼ばれる。LFC に達すると、気塊は外部強制力がなくても、乾燥空気の貫入がなければ再び周囲の温度と等しくなる高度（浮力がなくなる高度、level of neutral buoyancy: LNB）まで自ら上昇できる。LNB に気塊が達するまで、気塊中の水蒸気が凝結することで雲を作り続け、積乱雲が発達するのである。このように、LFC が存在することで、外部強制力があれば積乱雲が発生しうる大気状態を潜在不安定という。

また、積乱雲の発生しやすい条件は LFC が低いことである。温位エマグラム（第2図b）によると、相当温位  $\theta_e$  が保存することから、LFC と LNB は持ち上げる気塊の  $\theta_e$  と周囲の飽和相当温位  $\theta_e^*$  のプロファイルの交点として見つけられる。第2図bから明らかかなように持ち上げる気塊の  $\theta_e$  が高くなるほど、LFC が低くなる。すなわち、積乱雲の発生しやすい条件は下層の温度が高く、水蒸気量が多いことであり、下層の  $\theta_e$  で判断することができる。

### 3. 積乱雲の潜在的発達高度

積乱雲の発達高度は、上空の強安定層や逆転層によって決まると思われがちだが、上空で乾燥空気の貫入がなければ、実は下層の相当温位と上空の平均気温減率  $\bar{\Gamma}$  から推定できる<sup>5)</sup>。このことについて、積乱雲の潜在的な発達高度である LNB を用いて説明する。

まず、1000 hPa での気温が25°C、一定の気温減率  $\Gamma=6 \text{ K km}^{-1}$  の場合の  $\theta_e^*$  の鉛直プロファイル（第3図aの6.0で示された曲線）を見てみる。最も高くなる LNB ( $LNB_{max}$ ) は、1000 hPa の相対湿度が100%



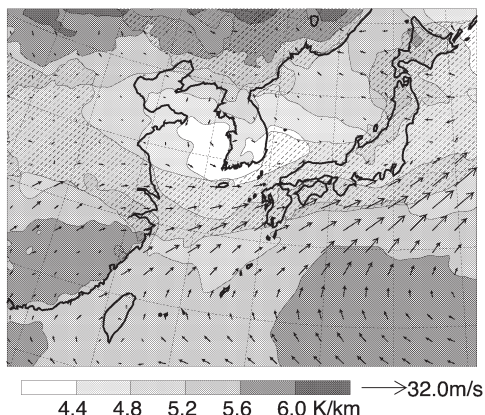
第3図 (a) 1000 hPa での気温が25°Cで、気温減率  $\Gamma=4, 5, 6, 7, 8, 9 \text{ K km}^{-1}$  の場合の飽和相当温位  $\theta_e^*$  の鉛直プロファイル<sup>5)</sup>。×印で  $\theta_e^*$  が最小値を取る気圧レベル  $L\theta_e^*_{min}$ 、○印で1000 hPa の気塊が飽和している場合の浮力がなくなる気圧レベル  $LNB_{max}$  を示す。(b) 1000 hPa での気温が5°C (点線)、15°C (破線)、25°C (実線) のとき、横軸で示した  $\Gamma$  を持つ大気状態から求めた  $L\theta_e^*_{min}$  (太線) および  $LNB_{max}$  (細線)。

の場合で、195 hPa である。また、最も低くなる LNB は、 $\theta_e^*$  が最小値となる気圧レベル:  $L\theta_e^*_{min}=532 \text{ hPa}$  である。よって、LNB は  $L\theta_e^*_{min}$  と  $LNB_{max}$  の2つの気圧レベルの間に存在することになる。

$L\theta_e^*_{min}$  (第3図aの×印) および  $LNB_{max}$  (第3図aの○印) を  $\Gamma$  との関係のみみると、ともに  $\Gamma$  が小さいほど低くなっている。すなわち、 $\Gamma$  が小さいほど LNB の存在高度は低くなる。その関係を1000 hPa の気温 (5°C, 15°C, 25°C) 別に見てみる。第3図bでは、気温25°Cの場合、 $\Gamma$  を横軸方向に取り、 $L\theta_e^*_{min}$  の気圧レベルを縦軸方向に取ってつないだ曲線が太い実線、 $LNB_{max}$  の気圧レベルを縦軸方向に取ってつないだ曲線が細い実線として描かれている。LNB はこの2本の曲線で挟まれた気圧レベルの間に存在することになる。気温5°Cの場合(第3図bの細線)を見ると、 $\Gamma$  がかなり大きくなると LNB は高くなる。すなわち、冬季の積乱雲(雪雲)の発達高度が低いのは地上気温が低いことで、上空に強安定層が存在するためではない。

### 4. 梅雨前線帯の特徴と集中豪雨の発生位置

梅雨前線帯付近での対流圏内の  $\bar{\Gamma}$  は  $6 \text{ K km}^{-1}$  程度



第4図 2006年7月18日から23日の期間で平均した地上付近と500 hPa面間の気温減率(陰影). 700 hPaの相対湿度70%以上の領域(梅雨前線帯にほぼ対応)を網掛け, 950 hPa面の風をベクトルで示す.

である(図略)が, 500 hPaより下層の $\bar{\Gamma}_{500}$ は大半の領域で $5 \text{ K km}^{-1}$ 以下である(第4図). これは, 梅雨前線帯での対流活動により対流圏中層が暖められた結果である<sup>5)</sup>. 第3図bから1000 hPaでの気温が $25^\circ\text{C}$ の場合, 対流圏内全層で $\Gamma > 6 \text{ K km}^{-1}$ なら $LNB_{max}$ は圏界面付近になり, 深い対流が発生しうる. ただし,  $LNB_{max}$ が500 hPaより上空になるためには,  $\bar{\Gamma}_{500} > 4.4 \text{ K km}^{-1}$ でなければならない. なお, 持ち上げる気塊の相対湿度が通常100%ではないので,  $LNB$ が500 hPaより上空になるためには $\bar{\Gamma}_{500} \sim 5 \text{ K km}^{-1}$ が必要となる. 梅雨前半では, 中国南部での対流活動によって暖められた気塊が頻繁に日本列島に流入するため,  $\bar{\Gamma}_{500}$ が小さくなり積乱雲の発達抑制される. その一方, 梅雨末期になると活発な対流活動域の北上により, 西日本で $\bar{\Gamma}_{500}$ が大きくなることで積乱雲が発達しやすくなる. このことが一要因となり, 集中豪雨が梅雨末期に西日本で多発する.

それでは, 梅雨前線帯のどこで集中豪雨が発生しやすいのだろうか. 第4図で示した2006年7月18日~23日で平均した大気状態からその位置を説明する. 平均期間中には, 第1図で示した線状降水帯をはじめ, 九州で集中豪雨が観測された. 上空700 hPaには, 中国大陸から日本列島を横断して, 東西に延びる湿った領域(第4図の網掛け領域)が見られる. この湿った領域は, 下層の水蒸気が対流活動によって上空に運ばれた結果であり, 湿舌と呼ばれる. よって, 対流活動の結果として見られる湿舌が, 対流活動を発生させるの

に必要な水蒸気を供給するようなことはない. 950 hPa面の風(第4図のベクトル)を見ると, 梅雨前線帯の南側では太平洋高気圧の縁辺に沿って南西風場となっている. その南西風によって大量の水蒸気が日本列島に流入していた(図略). また, そのような流れは850 hPaには見られず, 大量に水蒸気を含んだ気塊は通常, 下層1.5 kmに局在している<sup>3)</sup>.

梅雨前線帯上では南西風の風速が弱まっているので, 水平風収束域になっていることがわかる. 水平風収束にともなう上昇流によって暖湿流内の気塊が持ち上げられて, 積乱雲が発生する. 積乱雲の発生によって対流活動が活発となった領域では風の収束が強まり, その領域に結果として梅雨前線が解析されることになる. このように解析される梅雨前線は西日本で通常見られ, 一般に説明される前線に存在する温度差より水蒸気差が顕著となり, 水蒸気前線とも呼ばれる. 冒頭に述べた「活発な梅雨前線」は, 『梅雨前線帯内での活発な対流活動域』と言い換えることができる.

$\bar{\Gamma}_{500}$ を見ると, 梅雨前線帯の北側領域では $4.8 \text{ K km}^{-1}$ 以下であり, 積乱雲が発達しづらいことを示唆している. これは, 前述のように梅雨前線帯での対流活動によって上空が温められたためである. 一方, 梅雨前線帯の南縁付近ほど $\bar{\Gamma}_{500}$ が大きく, 前線帯の北側に比べて積乱雲が発達しやすいことを示唆している. そこは, また暖湿流が最初に梅雨前線帯に流入する領域で,  $\theta_e$ の高い気塊が流入すれば $LFC$ は低くなるので, 積乱雲が発生しやすい場所でもある. よって, 梅雨前線帯の南縁付近で豪雨が 발생しやすく, 第1図に示した豪雨はその代表例である. 第4図を見ると東日本の日本海側でも, 上空に寒気が流入したために $\bar{\Gamma}$ が大きくなっている. しかし, そこには通常下層への高 $\theta_e$ 気塊の流入がないので豪雨にはならない.

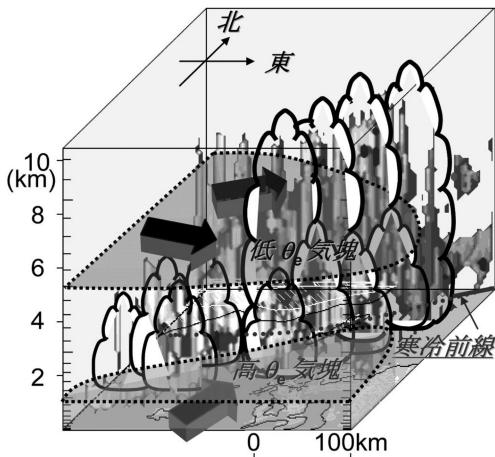
## 5. 中層の乾燥空気の役割

梅雨前線帯の北側でも集中豪雨は希に引き起こされ, その場合には対流圏中層(高度4~6 km)に乾燥空気の流入が観測されている. このようなケース(例えば, 1999年6月29日福岡豪雨, 第5図)では, 下層に高 $\theta_e$ の気塊, 中層に低 $\theta_e$ の気塊が流入していることになり, 対流不安定( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ )が持続する中で豪雨が引き起こされる.

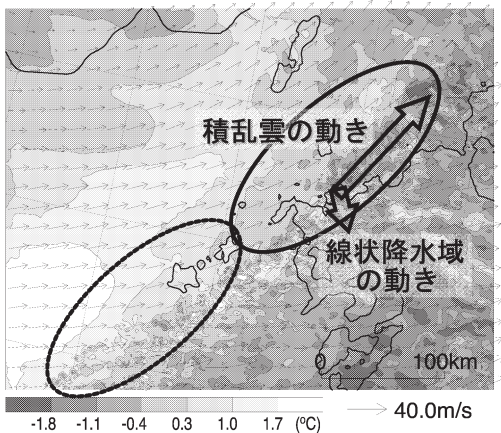
乾燥空気が積乱雲内に貫入すると水物質が蒸発し, 積乱雲の発達が抑制される. 福岡豪雨をもたらした線状降水帯の西側では乾燥空気の流入量が大きかったた



め、積乱雲の発達高度が7 km 以下に抑えられていた。一方、線状降水帯の中央部中層には、西側の積乱雲から流出した冷却された気塊が流入するとともに、乾燥空気の流入量が少なかったので積乱雲は圏界面付近まで発達できた(第5, 6 図)。上で述べた2つの流れが生じるためには、積乱雲が線状降水帯の風上側(北側)に移動する必要がある。以上の条件が揃うことで潜在不安定な大気状態が維持し、対流活動が持続できて豪雨が発生するのである<sup>9)</sup>。すなわち、時には上空に寒冷な気塊が流入せずとも、低 $\theta_e$ の気塊が流入することで豪雨が引き起こされるのである。



第5図 1999年6月29日福岡豪雨をもたらした線状降水システムの構造と大気の流れ<sup>9)</sup>。



第6図 水平分解能の2 km の非静力学モデルが予想した1999年6月29日に福岡豪雨時の高度5 km の気温分布<sup>9)</sup>。

## 6. まとめと今後の課題

梅雨前線は結果として、梅雨前線帯内での対流活動の活発な領域に解析される。すなわち、梅雨前線帯に流入する $\theta_e$ の高い気塊が対流活動によって上空に持ち上げられるので、 $\theta_e$ の南北傾度の大きな領域に対応して解析される。また、梅雨前線は対流活動の結果なので、第1図のように前線付近で豪雨が必ずしも引き起こされるわけではない。

集中豪雨は積乱雲が発達しうる領域で引き起こされ、そのような領域は梅雨前線帯の南側に見られる。ただし、梅雨前線帯の位置は、現在のところ天気図には明示されていないので、700 hPa 面の相対湿度分布に明確に見られる湿舌の領域で判断して欲しい。

ここ十年間に非静力学モデルを用いた研究により、集中豪雨・豪雪をはじめとするメソ対流系のメカニズムの理解はかなり深まった<sup>4,7)</sup>。しかし、梅雨期に顕著現象が生じるときの大気状態を作り出すメカニズムの研究は始まったばかりである<sup>5,6)</sup>。また、熱帯域では圏界面まで達する深い対流以外に背の低い(雲頂: 5~8 km) 積乱雲が観測され、対流圏中層の大気安定度や乾燥空気の貫入からその形成要因が議論されている<sup>8,9)</sup>。一方、梅雨前線帯でも背の低い積乱雲が観測されている<sup>10,11)</sup>。今後、背の低い積乱雲が発生する条件や積乱雲の発達の程度が降水系全体および降水効率に与える影響などを、観測データと非静力学モデルを融合的に用いて解明されることを期待したい。

## 参考文献

- 1) 和達清夫監修, 1974: 新版気象の辞典, 東京堂出版, 704pp.
- 2) Matsumoto, S. *et al.*, 1971: J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267-281.
- 3) Kato, T. *et al.*, 2003: J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993-1013.
- 4) 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187pp.
- 5) Kato, T. *et al.*, 2007: J. Meteor. Soc. Japan, 85, (submitted).
- 6) Kato, T., 2006: J. Meteor. Soc. Japan, 84, 129-153.
- 7) 吉崎正憲ほか編集, 2006: メソ対流系, 気象研究ノート, 208, 386pp.
- 8) Johnson, R. H. *et al.*, 1999: J. Climate, 12, 2397-2418.
- 9) Takayabu, Y. N. *et al.*, 2006: J. Meteor. Soc. Japan, 84A, 151-169.
- 10) Zhang, C.-Z. *et al.*, 2006: J. Meteor. Soc. Japan, 84, 763-782.
- 11) 河野圭丞ほか, 2005: 日本気象学会2005年度秋季大会講演予稿集, 88, P379.