

2007年5-7月の九州・四国地方におけるLNB（浮力がなくなる高度）と1km-CRMが予想した雲頂高度との関係

加藤輝之・林修吾（気象研・予報）

1. はじめに

積乱雲の発達高度を推定する指数として、大気状態から熱力学的に求まるLNB（Level of neutral buoyancy: 浮力がなくなる高度）がある。その出現頻度が梅雨期には中層（700hPa付近）と上層（200hPa付近）にピークがあることがKato et al. (2007、以降K07)によって示された。この結果は、客観解析データから統計的に調べられたもので、実際の積乱雲の発達高度にこのような2つのピークが存在するかは定かではない。そこで、本研究では、梅雨期を含む2007年5-7月の九州・四国地方をターゲットとして、水平分解能1kmの雲解像モデル（1km-CRM）の予想した積乱雲の雲頂高度とLNBとの関係を統計的に調べた。また、積乱雲の発達高度別に、総降水量に占める寄与率を見積もった。CRMとしては、気象庁非静力学モデル（JMANHM）を用いた。

2. 数値モデルの実行と判断基準

本研究では、まず3時間毎に気象庁が作成しているメソ客観解析（水平分解能10km）を初期値・境界値として水平分解能5kmのJMANHM（5km-NHM）を実行した。その初期時刻は各日の00UTC、06UTC、12UTC、18UTCとし、積分時間は12時間とした。1km-CRMでは5km-NHMの3時間予想値を初期値としてネストし、統計には4~9時間予想値（1時間毎に出力）を用いた。降水過程としては、パルクタイプ・氷相のみ2モーメントの雲物理過程を用いた。また5km-NHMでは気象庁現業MSMの設定とし、Kain-Fritschの対流のパラメタリゼーションを併用した。

LNBおよびLFC（Level of free convection: 自由対流高度）は800 hPaより下層で最大の相当温位を持つ気塊を持ち上げることで算出した。ただし、LFCが地上から2 km以上高い場合は、統計から除外した。一方、雲頂高度としては、1km-CRMの予想した雲水、雲氷と雪の総比湿 = $10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ を閾値として決定した。また、雲底高度を雲水と雲氷の総比湿 = $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ を閾値に決定した。降水をもたらす積雲（積乱雲）の判断条件として、①地上から雲頂高度までの距離 > 2 km、②地上から雲底高度までの距離 < 2.5 km、③雲頂高度 - 雲底高度 > 1 km、④雨と雪の鉛直積算量 > 0.1 mm（雲頂高度が8 km以下の場合）とした。なお、雲頂高度と雲底高度が存在する水平方向の格子のずれの許容をほぼ雲頂高度のスケールで決定した。

個々の積乱雲がもたらす降水強度を以下のように見積もった。地上から約2 kmに存在する降水物質（雨+雪+あられ）の総量を求める。その空間での平均比湿量を計算し、その平均比湿量から落下速度を見積もる。平均比湿量に落下速度を掛けて、1時間降水強度を算出した。

3. LNBと雲頂高度との関係

1km-CRMの結果から統計的に求めたLNBと雲頂高度の存在割合を図1に示す。ほぼ半分割合でLNBが存在する、すなわち、潜在不安定な大気状態である（図1a）。その一方、積乱雲の存在する割合が陸地の多いところでも10%程度であることがわかる（図1b）。このことは、K07やKato (2005)と整合的である。また、LNBの分布に反し

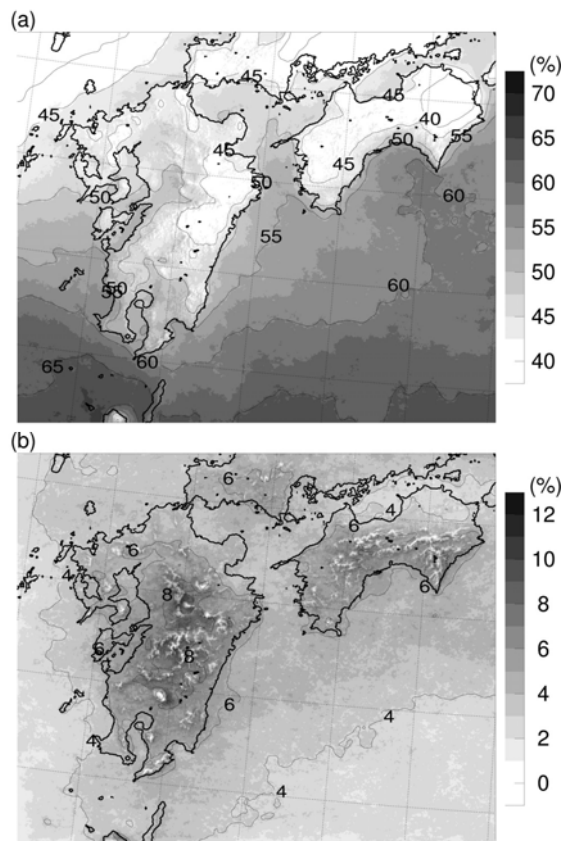


図1 1km-CRMの1時間毎の出力から2007年5月1日~7月31日で平均した(a) LNBと(b) 雲頂高度の存在割合。

て積乱雲の存在する割合が海上で低く、陸上で高いのは山岳による強制力で下層の気塊がLFCに達しやすいためであろう。

LNBの高度別存在頻度を図2の実線で示す。海上（細線）には1 km, 2 km, 14 km付近に3つのピークが、陸上（太線）には2 kmと13 km付近に2つのピークが見られる。K07が示した中層のピークは700 hPa付近なので、1 kmほど下層にピークが存在するが、その他の特徴はK07とよく合っている。なお、今回、LNBを算出するにあたって、上空の大気状態を温度のプロファイルではなく、仮温度のプロファイルから求めるようにした。図2の破線で温度のプロファイルから求めたLNBの高度別存在頻度を示す。ピークが現れる高度にほとんど変化はないが、仮温度のプロファイルから算出した方（実線）が、温度からのもの（破線）より高い高度で現れる割合が大きくなり、陸上の上層のピークでは約2倍になっている。このように、水蒸気浮力の影響は小さくないことがわかる。

1km-CRMが予想した雲頂高度の高度別頻度分布を図3の黒い実線で示す。陸上（太線）では3 kmと13 km付近にピークが見られ、海上（細線）では下層のピークが1 kmほど高くなっている。④の条件を満たさないもの（図3の破線）を見ると、陸上ではLNBの2 km付近に存在するピークより若干ピークが下がっていて、頻度は④の条件を満

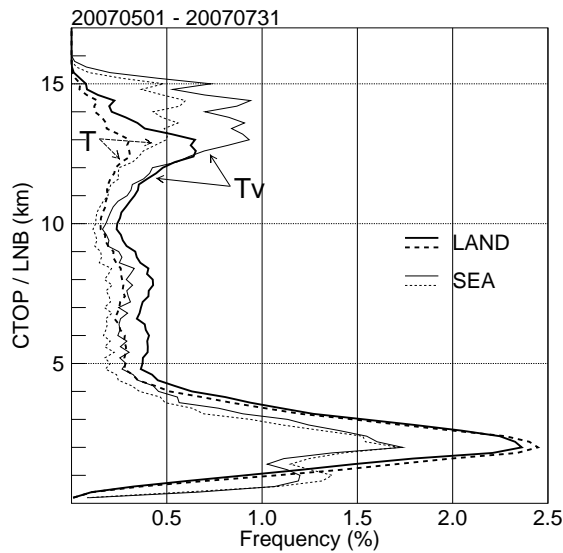


図2 LNBの高度別存在頻度プロファイル。実線は仮温度、破線は温度プロファイルから計算した。また、太線、細線は陸上、海上での結果を示す。割合は高度を200m毎に分けることで計算した。

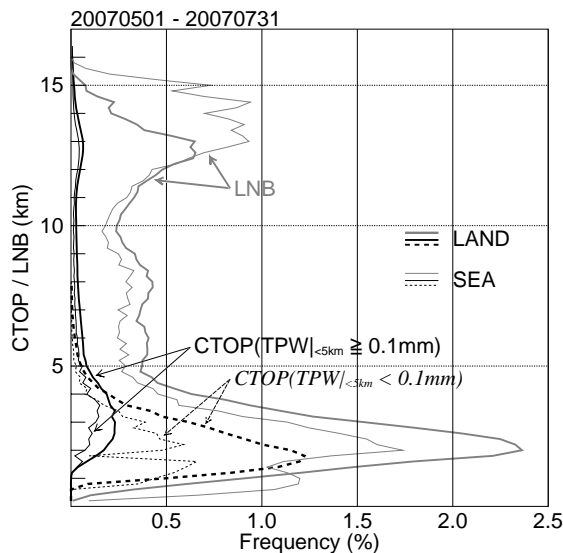


図3 LNB (薄い実線) と雲頂高度 (黒い実線/破線) の高度別存在頻度プロファイル。太線、細線は陸上、海上での結果を示す。割合は高度を200m毎に分けることで計算した。

たすもの数倍にもなる。海上では、LNBの1kmのピークに対応するピークが顕著に見られる。このピークは海上に現れる層積雲に対応するものと考えられ、このピーク以外の(④)の条件を満たさないものは積雲や雄大積雲だと思われる。したがって、2km付近のLNBのピークに対応して発生する対流の多くは積雲や雄大積雲であり、その一部が5kmにも満たない雲頂高度を持つ積乱雲に発達する。月別にLNBと雲頂高度の出現分布(図略)を見ると、6月の陸上では10kmより上層のピークはともに顕著ではない。このことは、K07が指摘している風上(特に中国大陸)での対流活動で暖められた気塊が日本列島上空に流入すると積乱雲の発達高度が抑制されるという見解を支持している。また、5月には、10kmより上層にLNBのピークは現れないが、一方雲頂高度のピークが存在する。このことは、傾圧性が強い場合(上空に寒気が流入するようなケース)では一次元で算出したLNBから雲頂高度を推定するには何かの工夫が必要であることを示唆している。

4. 雲頂高度別の総降水量への寄与

本研究で分類された積乱雲による総降水量に対する寄与率は海陸ともに約70%であり、季節とともに若干増加傾向にある。雲頂高度別降水寄与率を図4の太線で示す。海陸に関係なく最大の寄与率を示すものは、3kmよりやや上層に雲頂高度を持つ積乱雲である。10kmより上層では陸上の方がより発達した積乱雲による寄与率が高いが、海陸間に大きな特徴の違いはない。

降水強度の割合(図4の細線)を見ると、上空ほど強い降水の割合が増えている。それにより、雲頂高度の存在頻度(図3)に反して10kmより上層での割合が多くなっている。5kmより下層での1~20mmの降水強度の分布に注目すると、その領域に存在する割合が3~4kmにピークを持っている。このことは、5kmにも満たない雲頂高度を持つ積乱雲が効率よく降水を形成していることを意味している。

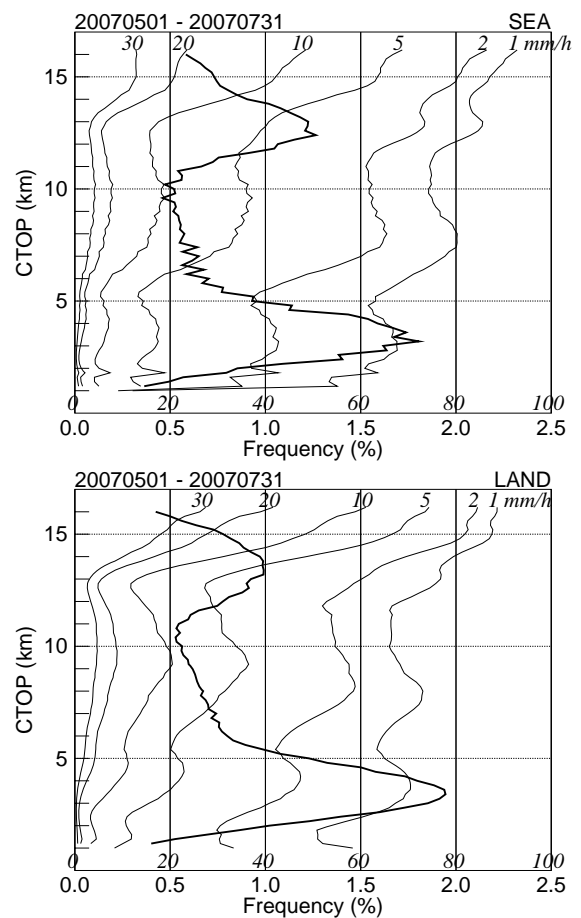


図4 雲頂高度別降水寄与率(太線、横軸最大2.5%)と1, 2, 5, 10, 20, 30の数字で示された降水強度(mm/h)までの割合(細線、横軸最大100%)。上図、下図は陸上、海上での結果を示す。割合は高度を200m毎に分けることで計算した。

参考文献

- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 943-957.
- Kato, T., S. Hayashi, and M. Yoshizaki, 2007: Statistical study on cloud top heights of cumulonimbi thermodynamically estimated from objective analysis data during the Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, (in press).