

雲解像モデルが予想した雲頂高度から見た 2005 年 12 月の豪雪 ー積乱雲の潜在的発達高度との整合性についてー

加藤輝之・林修吾（気象研・予報）

1. はじめに

2006 年春季大会 (C202) で、2001~2005 年度の 12 / 1 月を対象に日本列島付近の積乱雲の潜在的発達高度 (level of neutral buoyancy: LNB) について、6 時間毎の気象庁領域客観解析データを用いて統計的に調べ、2005 年 12 月における LNB の平均値が他年に比べて約 100 hPa 高いことを示した。それは、上空への強い寒気流入にともなう中下層の大気の安定度の低下 (気温減率の増加) によるためであった。今回は、水平分解能 1 km の気象庁非静力学モデル (1km-NHM) の予想結果を用いて、雲頂高度と LNB との整合性について調べてみた。具体的には、2005 年 12 月~2006 年 3 月の期間について、図 1 の領域を対象に、1km-NHM を実行し、1 時間毎の出力結果に基づいて解析した (詳細なモデル実行は 2006 年春季大会 C203 を参照)。

2. 1km-NHM が予想した雲頂高度

冬季日本海上では、地表面付近の空気塊は相対的に暖かい海面から潜熱・顕熱を得る (気団変質を受ける)。また、風走距離が長く、寒気と海面水温の温度差が大きいほど気団変質の影響は大きい。そのために、日本列島の日本海側に近づくにつれ、下層の相当温位は高くなる。このことから、日本海側では LNB が高くなり、雲頂高度も高くなると考えられる。図 1 に 2005 年 12 月における、1km-NHM で予想した平均雲頂高度を示す。沿岸域と平野部で平均雲頂高度が高くなっている (~680hPa)。その一方、山岳部での平均雲頂高度は相対的に低いが、これは斜面による強制上昇で形成した雪雲が含まれるため (雲頂高度の存在割合: 平野部で 40~70%、山岳部で 60~80%) であり、背の高い雪雲も予想している。

1km-NHM が予想した雲頂高度の出現頻度分布 (図 2) を見ると、2005 年 12 月は 2006 年 1 月に比べて、600 hPa より上空に存在している割合が 2 倍以上、陸上 (破線) でピークの存在する高度が 50 hPa 以上高い。すなわち、2005 年 12 月には雪雲がかなり発達し、そのために豪雪になったことが分かる。また、海上 (実線) でピークの存在する高度 (~2 km) にはあまり変化がない。このピークは筋雲 (ロール状対流) によるものである。

3. 雲頂高度と LNB との整合性

1km-NHM の予想結果から LNB を統計的に求めた。LNB の出現頻度の鉛直分布パターン (図 3) は領域客観解析データによるもの (図略) とよく一致した。2005 年 12 月の海上 (太実線) の分布を見ると、600~700 hPa より上空の LNB の出現頻度が 2006 年 1 月と比べると非常に高い。その一方、陸上 (破線) では 12 月と 1 月の差は小さく、2005 年 12 月でも 600 hPa を超えることはほとんどない。このことは、その高度を超えて発生・発達する雪雲は陸上では非常に少ないことを意味している。

雲頂高度 (図 2) と LNB (図 3) との整合性を見てみると、LNB の約半分の出現頻度で雲頂高度が存在していることと、海上での LNB と陸上での雲頂高度の鉛直分布パターンが非常によく似ていることが分かる。このことは、海上で発生した雪雲が陸上で発達していることを示唆し

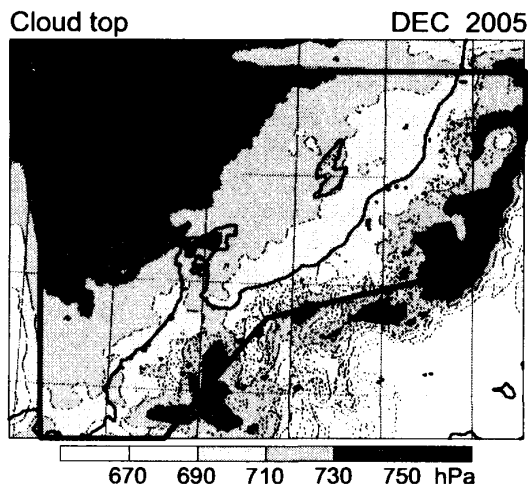


図 1 2005 年 12 月における、1km-NHM で予想した平均雲頂高度。雲頂高度は凝結水物質の混合比 0.1 g kg^{-1} を閾値として決定した。10km スケールで移動平均した。破線は 500m 毎の等高線を示す。

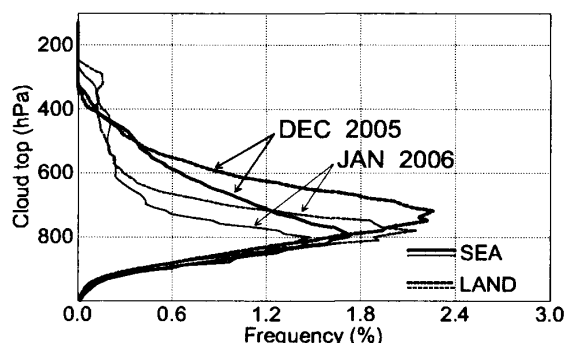


図 2 2005 年 12 月と 2006 年 1 月における、1km-NHM が予想した雲頂高度の出現頻度分布。上昇流域がある格子のみで計算した。数値は Y 軸を 100 等分した時の割合 (%)。図 1 の太線で解析領域を示す。

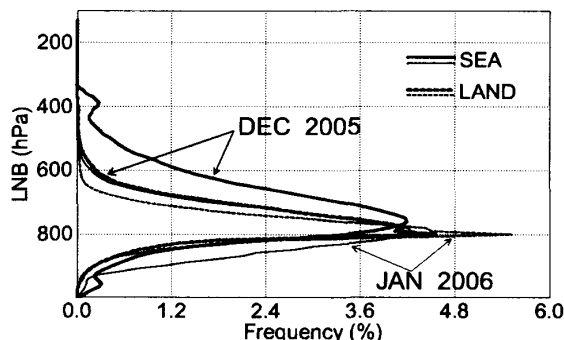


図 3 図 2 と同じ、ただし、地上 20m 付近の空気塊を持ち上げた時の LNB の出現頻度分布。

ている。以上から、日本海沿岸での LNB の高度を見積もることで、陸上での雪雲の発達の程度を推測することができる。

今後、雲頂高度について、1km-NHM の予想と気象レーダー等の観測との整合性についても調べる必要がある。