

中層雲底下で発生する乱気流の 3 次元シミュレーション

工藤 淳 (気象庁数値予報課/気象研)

1. はじめに

上空の前線面上に広がる中層雲の雲底付近では乱気流がしばしば発生する。この乱気流の最も大きな特徴は、乱気流が前線面だけではなくその下まで継続することである。上空の前線面内では強い鉛直シアに伴うケルビン・ヘルムホルツ (KH) 波により乱気流が発生することは良く知られているが、前線面の下では鉛直シアは弱く、KH 波による乱気流とは発生状況が大きく異なる。以下ではこの乱気流を中層雲底乱気流と呼ぶ。

中層雲底乱気流発生時の特徴として、雲底下が乾燥していること、上空には地上に達しない降水が存在していること、雲底下が中立に近い状態になっていることが挙げられる。これらの特徴から、中層雲底乱気流は降水の蒸発によって雲底下が冷却されることで生じた絶対不安定によって発生していると推測される。この発生メカニズムを確かめるために高解像度の 3 次元シミュレーションを行った。

2. シミュレーションの設定

本研究では気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) を用いてシミュレーションを行う。基礎方程式は完全圧縮系で静力学近似を用いない。格子間隔は水平・鉛直とも 50m に設定し、タイムステップは 0.1 秒とする。水平領域は 4,000m×4,000m で周期境界条件を用いる。鉛直領域は 0 から 10,000m とする。乱流スキームは高解像度シミュレーションに適した Deardorff スキームを用いる。

シミュレーションの初期値は中層雲底乱気流発生時の状況を考慮した理想的な値を与える (図 1)。水平方向には一様な気温や風速等を与えるが、初期値にわずかな揺らぎを与えるために、風速の u, v 成分と相対湿度には 1% のランダムな揺らぎを与える。初期時刻での雲物理量はゼロとする。

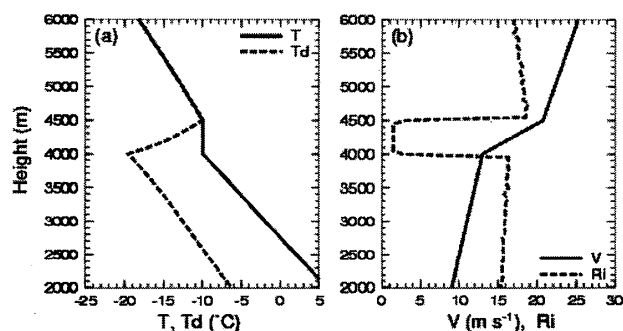


図 1 シミュレーションの初期値。(a) 気温 T と露点温度 T_d 、(b) 風速 V とリチャードソン数 Ri 。

3. 結果

シミュレーションの結果、計算時刻の初期に湿潤域で生成された雪が時間とともに乾燥域に落下し昇華することで、雲底下に絶対不安定層が形成されることが確かめられた。この絶対不安定層は時間とともに拡大し、 $t=77$ 分にはその厚さは 450m に達した。その後水平スケール 800~1,000m の対流セルが安定層の下に発生し、 $t=104$ 分には対流の鉛直速度が最大 (変動幅が約 7m/s) となった。また安定層の下には尾流雲状の雪の分布が現れた (図 2)。セル状の対流は絶対不安定な成層状態の下で発生しており、レイリー数が臨界値を超えたところで対流が発生したことから、この対流はレイリー・ベナール対流であると考えられる。対流混合が進んだ $t=125$ 分には規則的な対流セルは見られなくなり、安定層の下には対流混合により中立層が形成された。

シミュレーションの結果は中層雲底乱気流発生時の特徴とよく一致しており、推測した乱気流発生メカニズムを支持するものであった。中層雲底乱気流は従来から知られている KH 波や対流雲、山岳波と並び、飛行中の航空機に影響を与える重要な乱気流発生メカニズムの一つと言える。

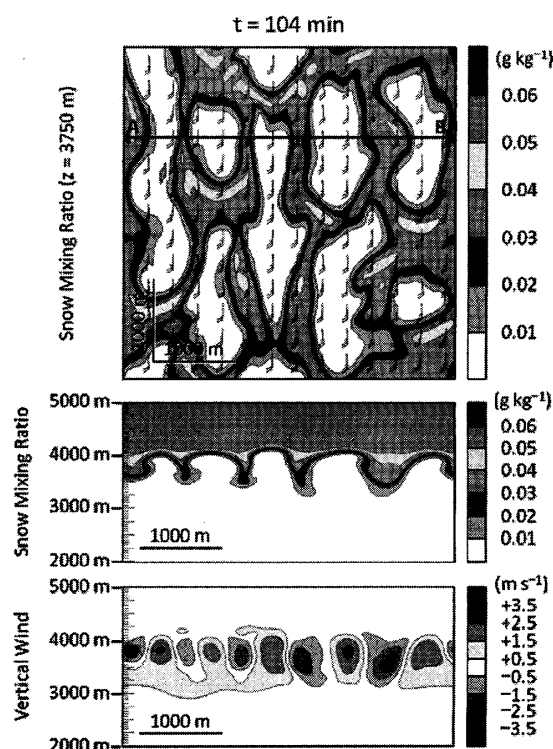


図 2 初期時刻から 104 分後のシミュレーションの結果。(上) 高度 3750m における雪の混合比、(中) 上図の A-B に沿った雪の混合比、(下) 上図の A-B に沿った鉛直風速。