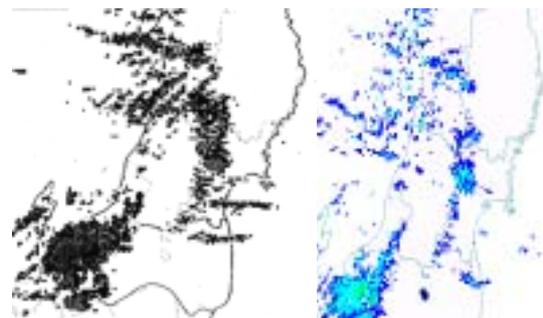


CReSS による冬季降雪雲の Simulation

渡邊 明 (福島大学・理工)

1. はじめに

冬季モンスーンの吹き出し時に東北地方では2つの異なった降雪雲 pattern が発生する。図1に示すように一つは流れに並行する longitudinal mode の echo で、もう一つは流れに直行する transverse mode である。特に transverse mode が発生しているときには宮城県南部と福島県北部に東西にのびる2本の echo が発達することが渡邊(1998, 2001, 2004)によって示されている。特に、この降雪 echo は一晩で10cm程



第1図 2001年1月12日18時(左)と13日3時(右)の仙台 radar echo 分布

度の降雪を細い band 状にもたらし、交通障害を発生させている。これらの冬季筋状雲の発生は一般的には日本海側からの単なる移流と考えられているが、冬季の大気運動は Froude 数が小さく、地形依存性が強いと考えられ、単なる日本海側からの移流で理解できるものではない。そこで、東北地方における、こうした冬季筋状雲の発生メカニズムを理解するため、観測事実と対比しつつ Tsuboki and Sakakibara (2001)によって開発された CReSS を用いて、冬季降雪雲の数値実験を行った。ここでは特に simulation 結果について報告する。

2. CReSS の設定

ここでは座標系を Z*系とし、水平 grid を 100X100 で格子間隔を 2km とし、鉛直方向は 50 層で、ストレッチングを用い約高度 15km までを計算領域として設定している。使用した地形は 1km 毎の実地形を使用しているが、表面条件は加味していない。

Time step は HE-V I 法で最大 2sec, 最小 0.1sec とした。乱流過程は 1.5-order closure model で雲物理過程は氷相を含む Bulk 法の parameterization を用いた。降水の形成過程は大きく「暖かい雨」と「冷たい雨(氷相雨)」に分けて、0 を境に降水過程を変更した氷相を含むバルク法のパラメタリゼーションを使用している。氷相を含むパラメタリゼーションの定式化では、1次的、および2次的な氷相の核形成、水蒸気拡散による粒子の成長と消耗、粒子間の衝突成長、粒子の分裂(雨粒子の分裂)、別のカテゴリーへの変換(雲水、雨水、雲氷、雪、雪、霰など)、凍結と融解、未凍結水の剥離、重力落下が含まれている。model によって雲物理の変数の定義やその扱いは異なるが、ここでは各カテゴリーの混合比の時間発展方程式を解き、また雲

氷、雪、霰について、その数濃度についても時間発展方程式を解く氷相のモデルが含まれている。

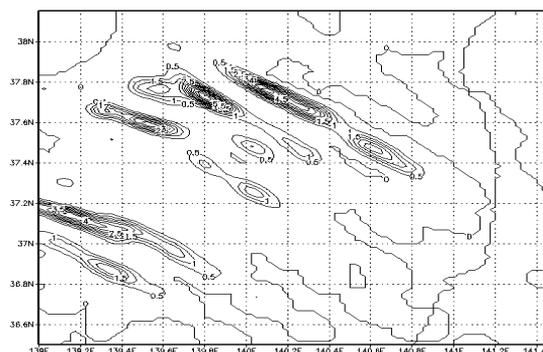
初期条件はそれぞれの現象が出現している時の高層観測、wind profiler の観測データを用いて、領域一様場として設定している。

3. 数値実験結果

2004年1月13日21時の輪島の高層観測データを初期とした simulation

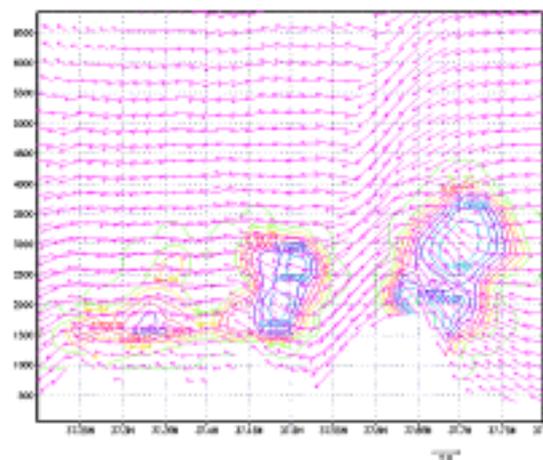
発達した温帯低気圧が北海道沖に抜けた2004年1月13日21時から16日9時まで持続して L-mode の echo が出現した。13日21時の輪島ではすでに L-mode の降雪 echo が顕著に出現していたが、秋田ではまだ L-mode にはなっていなかった。そこで、先ず L-mode を示している輪島の高層データを初期値として、どのような降雪雲が発生し、どのような降雪量が再現できるかを simulation した。

第2図は3時間 simulate した降水(雪)量分布を示



第2図 1月13日23時の降水(雪)量分布(mm)

したものである。日本海の影響、佐渡島の影響を除いた状態で L-mode の雲と L-mode の降水帯が出現しており、量的にもほぼ説明できている。このときの echo の発達状態をみるため第3図に東経 140.2 度における風の南北鉛直成分と雲水混合比の分布を示す。雲水混

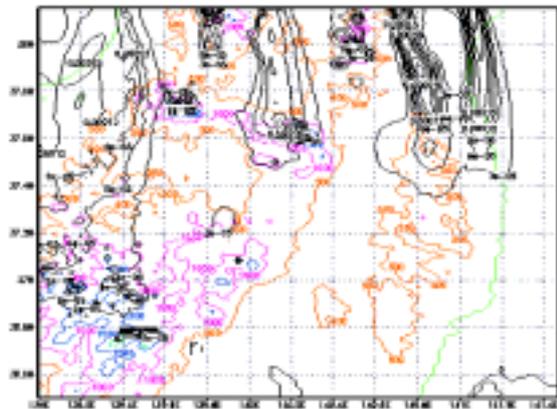


第3図 東経 140.2° における雲水混合比 (kg/kg) と南北鉛直風の南北断面

合比が大きくなる高度は一定で、ほとんどが山岳風上に出現している。また、山地風下収束における上昇流域にも相対的に雲水混合比の大きいところが出現している。すなわち、東北地方の L-mode は地形上昇と地形収束によって形成されることを示すものである。

2004年1月13日21時の秋田の高層観測データ初期値とした simulation

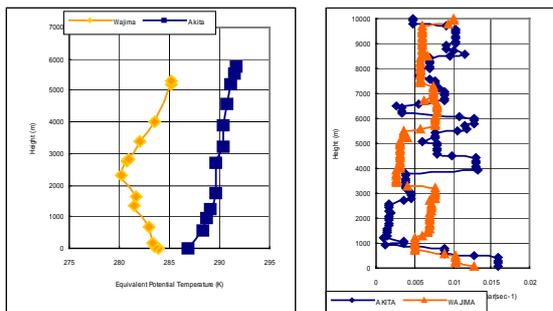
CReSS の model 特性を知ることも含めて、2004年1月13日21時の秋田の高層観測データを初期値として simulation を行った。秋田ではまだ低気圧に近いことから団塊状の echo が出現していた。それを初期値として3時間計算した高度2.8kmにおける雲水量の分布を第4図に示す。雲水量の大きいところは、南北に分



第4図3時間積分後の高度2.8kmにおける雲水量(kg/kg)の分布

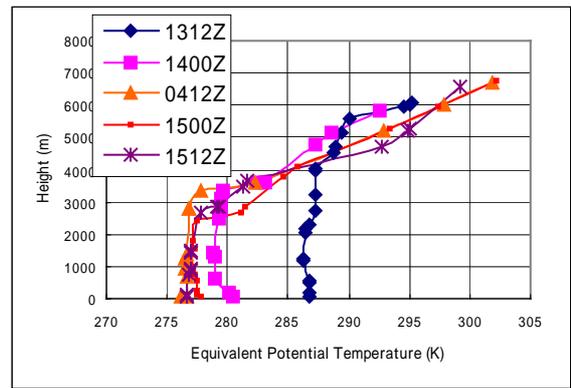
布し、T-mode の形態を示した。当然、降水量移分布も同様な形態を示している。

これら2つの数値実験結果は第5図に示した相当温位と wind shear の違いを有している。L-mode 出現時は寒気の侵入で約4km以下で不安定となっており、



第5図2004年1月13日21時の秋田と輪島の鉛直相当温位分布(左)と鉛直wind shear 分布(右)

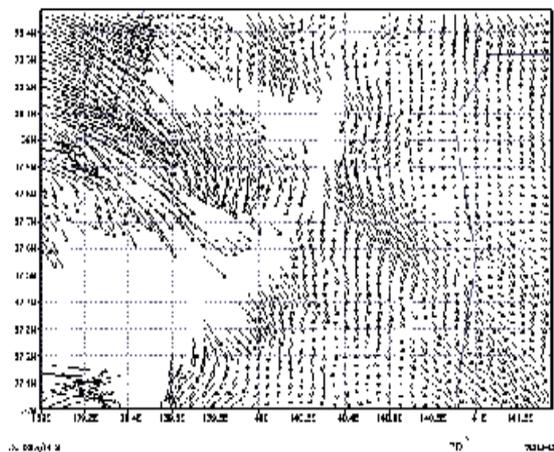
T-mode 出現時は弱いながらも安定成層を示している。また、wind shear は下層1km以下でT-mode より大きいものの、対流発達高度に対応する1kmから3km付近ではT-mode の wind shear より大きくなっている。なお、2004年1月13日から16日に実際に出現したL-mode echo は途中で mode 変更することなく、次第に細くなって消滅していった。この過程を、第6図に示した仙台の鉛直相当温位分布からみると、安定層高度が次第に低下していることと関連している。すなわち、当初6km程度まであった安定層高度は、消滅する12時間前の15日21時には高度2.8km付近にまで低下している。第3図からもわかるように、対流高度はこの安定層高度に



第6図仙台における相当温位の鉛直分布の時間変化

強く依存しており、安定層高度が低下することで対流高度が抑えられ、echo が細くなる結果と対応しているものと考えられる。

2001年1月12日18時の福島の高層観測データと wind profiler のデータを初期値とした simulation 第1図に示されているように、冬季モンスーン時に太平洋側に東西に伸びる特徴的な降雪 band が出現し band 状に十数 cm の降雪をもたらす。この降雪 band は特に日本海上でT-mode が出現しているときに発生することが渡邊(2002)によって示されている。これらの simulation は仙台などの高層データを初期値とした場合はほとんど適合する echo は出現せず、福島で観測した特別観測値を用いた初期値で、特に地形収束によって発生することが示された。また、4時間後の simulation 結果では第6図に示すような水平 shear による渦が太平洋側の水蒸気を収束させて降雪雲を発生



第7図 2001年1月12日18時を初期値として、1km下層の wind profiler の風を入れて4時間 simulation した後の高度740mの水平風の分布

させているメカニズムも一定解析されたが、東西の band 状降雪雲は明確に再現されていない。また、この渦は4時間後の simulation 結果にのみ出現し、その後全体が北西風場になり消失している。出現高度も740mから1360mまでで、厚さは最大で約700m程度の準水平渦循環であることが分かった。しかし、福島大学での wind profiler の観測では周期的な南風が出現しており、観測された風速ともまだ矛盾が生じている。

以上、初期値一様場であっても比較的地理依存性が強い現象については、その実態を CReSS は表現可能な model と考えられる。