

第10章

さまざまな実験例

本章では、*CReSS* の検証のための各種実験結果を示す。

これらの検証では、乾燥大気について、山岳波、ケルビンヘルムホルツ不安定波、及び乾燥ダウンバーストについてテストを行った。これら乾燥大気に対する実験は、一部を除いて、一般的なワークステーションでも簡単に実行できるものである。

また、湿潤大気に対する *CReSS* の検証として、1999年9月24日に愛知県豊橋市で台風18号に伴って発生した竜巻と、1998年6月11日から7月22日にかけて行われた GAME/HUBEX 集中観測において観測された強いスコールラインのシミュレーションを行った。これら湿潤大気に対する実験は、できる限り大規模で高速な計算機を用いなければ計算できないものである。

10.1 乾燥大気の実験

乾燥大気については、山岳波、ケルビンヘルムホルツ不安定波、及び乾燥ダウンバーストについてテストを行った。以下にこれらの結果を示していく。

10.1.1 山岳波の実験

この実験では、一様な流れの中に小規模な孤立峰を置いて山岳波が励起される様子を調べた。モデルの設定の概要は以下のとおりである。

格子数	363 × 4 × 147
格子間隔	400 × 400 × 125 m
タイムステップ	HE-VI の時間積分で、大 : 10.0 s、小 : 1.0 s
地形	高さ 500 m、半値幅 2000 m のベル型の孤立峰を設定
初期水平風	東向き 10 m s ⁻¹
初期温位	ブラントバイサラ振動数が 0.01 s ⁻¹ で一定になるように設定
初期温位擾乱	なし
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流計算	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	なし

また、この実験のデータフローは下図 10.1 のとおりで、水平面一様のサウンディングファイルを入力するだけの非常に簡単な実験である。

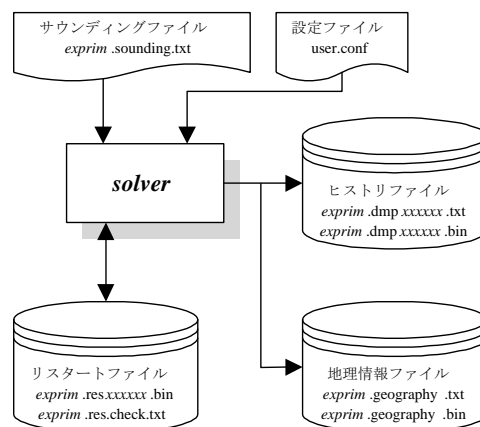


図 10.1. 山岳波の実験のデータフロー。

さて、この実験は山の風下に伝播する山岳波の例であるが、計算結果では、図 10.2 のように理論的に期待される結果が得られている。

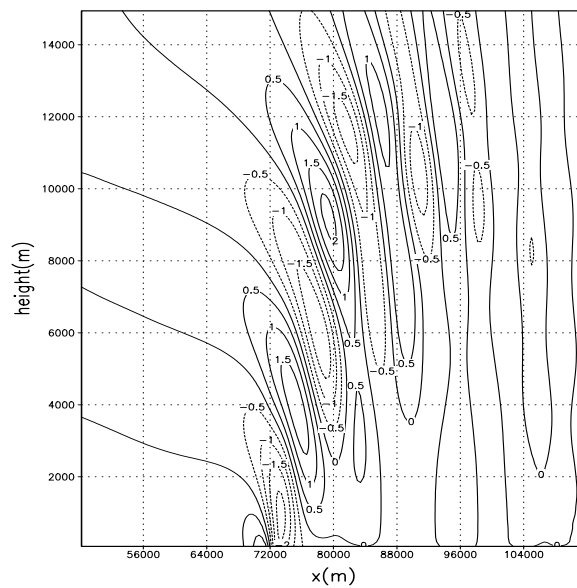


図 10.2. 予報開始時刻より 9000s 後の鉛直速度 [m s^{-1}].

さらに、本節では、里村雄彦氏（京都大学・理）が提案された「急峻な地形での非静力学モデルの比較実験」（気象学会 2001 年春期 B368 参照）の参照実験として実施した山岳波の計算結果を示す。なお、里村氏が示された条件は 6 種類あるが、ここでは、その中の 1 つと独自に追加した条件での実験結果を示す。

本実験の機会と方針を与えていただきました京都大学の里村雄彦先生に対しては、ここに記して深くお礼申し上げます。

さて、里村氏の提案された実験の共通の条件は、以下のとおりである。

- 2次元の計算とする。
- 領域下部の中央にバル型の山を置く。
- 水平の計算領域は $2000 \times dx$ (dx は水平格子サイズ)。
- 計算領域の高さは 15km 以上とし、必要であれば上部境界にダンピング層を置く。
- 基本場の水平風速は一定とする。
- ブラントバイサラ振動数（浮力振動数）は一定とする。

これに加えて、*CReSS* においては、以下の条件を設定する。

- 乾燥大気とする。
- 鉛直格子は等間隔とする。
- 側面境界は周期境界条件とする。
- 下部境界は自由端条件とする。
- 結果の出力は、 z^* 系から z 系に変換して出力する。

まず、風下に伝播する山岳波の実験結果を示す。設定は以下のとおりで、データフローは図 10.1 と同様である。

格子数	2003 × 4 × 253
格子間隔	50 × 50 × 50 m
タイムステップ	HE-VI の時間積分で、大 : 10.0 s、小 : 1.0 s
地形	高さ 500 m、半値幅 500 m のベル型の孤立峰を設定
初期水平風	東向き 10 m s ⁻¹
初期温位	ブラントバイサラ振動数が 0.01 s ⁻¹ で一定になるように設定
初期温位擾乱	なし
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流計算	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	なし

この実験は先に示した実験とほぼ同じ条件での計算であるが、ベル型の山は、平均斜度が 26 度、最大斜度が約 34 度というように比較的傾きが大きいにもかかわらず、大きなノイズを発生することなく計算を実行できた (図 10.3)。

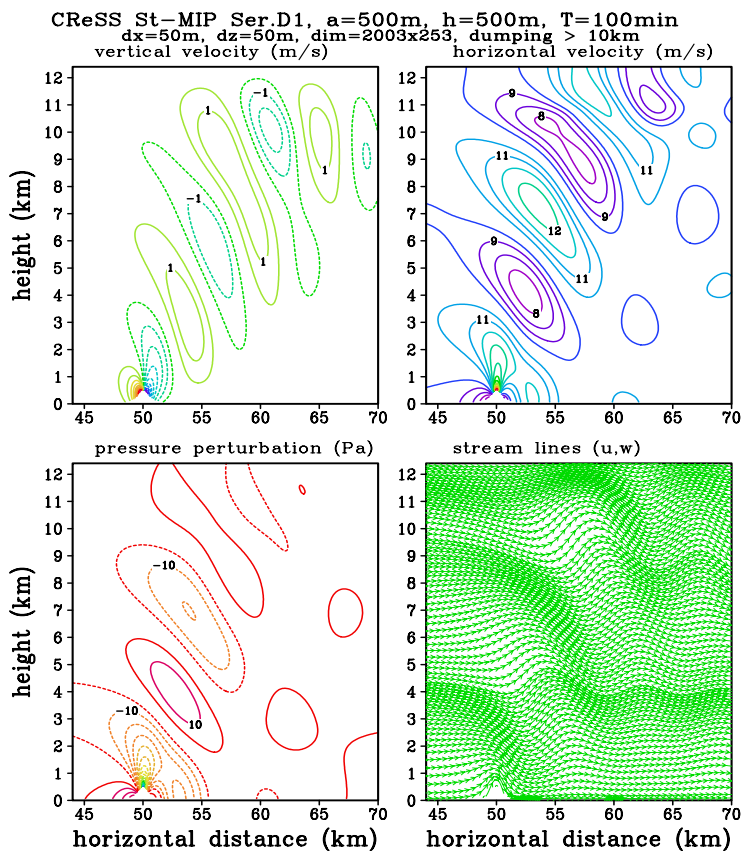


図 10.3. 予報開始時刻より 6000s 後の、速度 (u, w) [m s⁻¹] 圧力擾乱 [Pa]、流線。

次に、追加実験として、大振幅の非定常な山岳波の実験を行なった。設定は以下のとおりで、データフローは、図 10.1 と同様である。

格子数	2003 × 4 × 253
格子間隔	50 × 50 × 50 m
タイムステップ	HE-VI の時間積分で、大 : 10.0 s、小 : 1.0 s
地形	高さ 1000 m、半値幅 500 m のベル型の孤立峰を設定
初期水平風	東向き 10 m s ⁻¹
初期温位	ブラントバイサラ振動数が 0.02 s ⁻¹ で一定になるように設定
初期温位擾乱	なし
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流計算	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	なし

結果として、山の風下に非定常な山岳波が形成されている様子が見られる。注目する点として、山の風下の地表近くには風速 30 m s⁻¹ の水平風があり、その上の高度 1 km 付近には逆向きの風が見られる。また、地上の大きな水平風が前線を形成しながら風下に伸びていく様子が見られる (図 10.4)。しかも、この実験の山は最大斜度が前の実験よりさらに大きく 50 度を越えるのにも係わらず、ほとんどノイズは見られない。

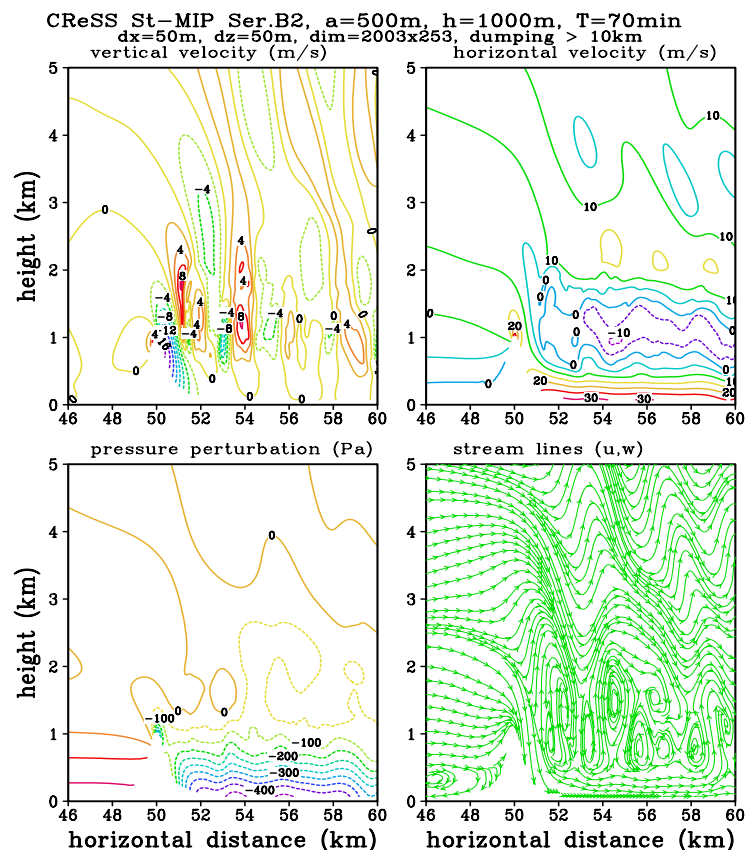


図 10.4. 予報開始時刻より 4200s 後の、速度 (u, w) [m s⁻¹] 圧力擾乱 [Pa]、流線。

10.1.2 ケルビンヘルムホルツ不安定波の実験

次に、乱流のパラメタリゼーションなどが小さな格子間隔でも正しく計算されることを調べるために、ケルビンヘルムホルツ不安定波の実験を行った。モデルの設定の概要は以下のとおりである。

格子数	51 × 4 × 71
格子間隔	20 × 20 × 10 m
タイムステップ	HE-VE の時間積分で、大 : 0.8 s、小 : 0.04 s
地形	なし
初期水平風	tanh 型のシアを設定
初期温位	tanh 型のシアを設定
初期温位擾乱	最大振幅 0.4 K の三角関数型の擾乱を設定
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流計算	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	なし

また、この実験のデータフローは下図 10.5 のとおりで、これも水平面一様のサウンディングファイルを入力するだけの非常に簡単な実験である。

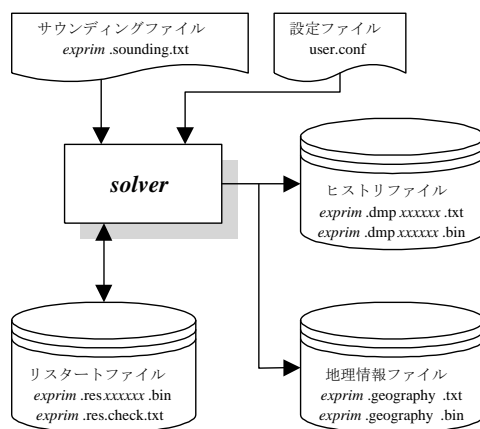


図 10.5. ケルビンヘルムホルツ不安定波の実験のデータフロー。

さらに、初期の水平風と温位の設定における tanh 型のシアとは、それらの高度分布が以下のように与えられるものである。

$$u(z) = u_c \left[1 + \tanh \left(\frac{z - z_c}{h} \right) \right] \quad (10.1)$$

$$\theta(z) = \theta_c + \Delta\theta \tanh \left(\frac{z - z_c}{h} \right) \quad (10.2)$$

ここで、 u_c, θ_c, z_c はそれぞれシア層中心の速度と温位と高度、 h はシアが強い層の半分の厚さ、 $\Delta\theta$ はシア層上下の温位差である。また、この波を発達させるには、シア層の厚さと初期擾乱の波長の比が重要である。

さて、結果は、図 10.6 と図 10.7 に見られるように、ケルビンヘルムホルツ不安定波に見られるキャッツアイ構造などの特徴がよく表現され、渦の移流による温位の逆転成層も再現された。

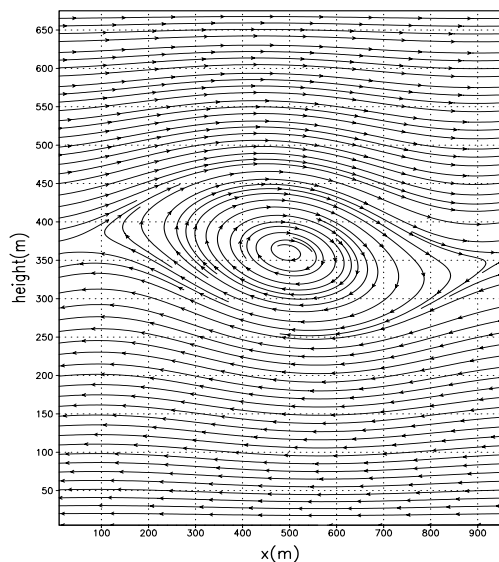


図 10.6. 予報開始時刻より 240s 後の流線 ($u-w$)。

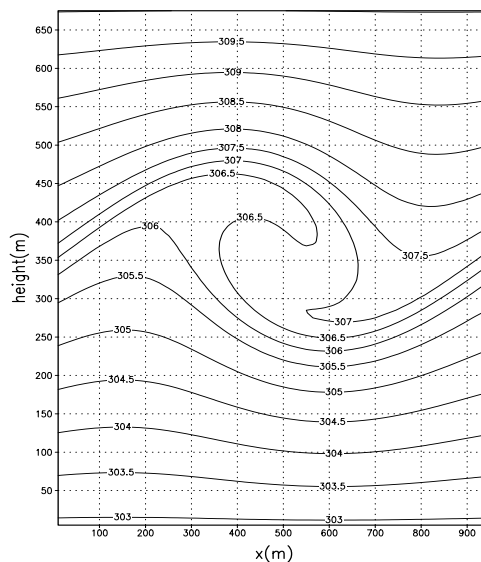


図 10.7. 予報開始時刻より 240s 後の温位 [K]。

10.1.3 乾燥ダウンバーストの実験

この実験では、初期の静止大気中の上空に球形の密度の高い空気をおいて、その空気塊が下降するようすを調べる計算を行った。モデルの設定の概要は以下のとおりである。

格子数	$51 \times 51 \times 35$
格子間隔	$2000 \times 2000 \times 500$ m
タイムステップ	HE-VI の時間積分で、大 : 10.0 s、小 : 2.0 s
地形	標高 0 m の平面
初期水平風	無風
初期温位	300 K 一様に設定
初期温位擾乱	水平 4000 m、鉛直方向 1500 m、最大擾乱 -4 K の球形擾乱を設定
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流計算	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	なし

また、この実験のデータフローは下図 10.8 のとおりで、これも水平面一様のサウンディングファイルを入力するだけの非常に簡単な実験である。

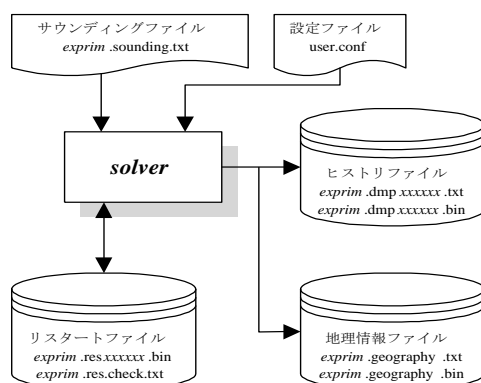


図 10.8. 乾燥ダウンバーストの実験のデータフロー。

計算結果では、図 10.9 に見られるように、下降気流と地上での発散風、それに伴う循環、及び発散風先端部のガストなどが期待されるように表現されているのが分かる。

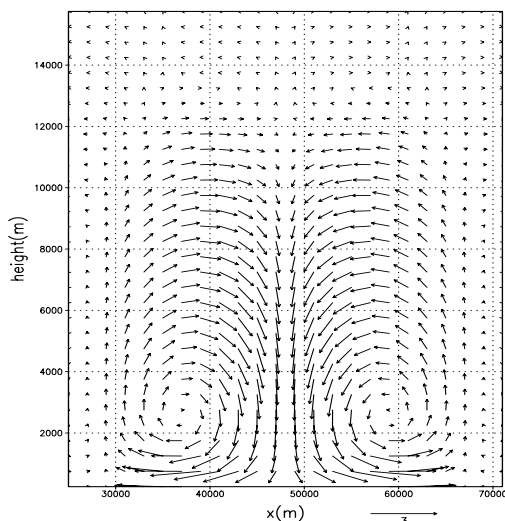


図 10.9. 予報開始時刻より 7200s 後の y 鉛直断面の速度 [m s^{-1}]。

最後に、乾燥大気についての各種実験結果を以下にまとめる。

- 山岳波の実験では、一様な流れの中に孤立峰を置いて計算を行った結果、理論的に期待される山岳波が得られた。これにより力学過程と放射境界条件が正しく計算されていることが示された (図 10.2)。
- さらに、「急峻な地形での非静力学モデルの比較実験」による山岳波の実験では、急峻な地形においても大きなノイズを発生することなく計算できることが分かり、 z^* 系 (ζ 系) の座標のモデルを用いて、実際の地形を入力するような実験にも十分に対応できることが示された (図 10.3~図 10.4)。
- ケルビンヘルムホルツ不安定波の実験では、キャッツアイ構造などの特徴が表現され、渦の移流による温位の逆転成層なども再現された。これにより乱流のパラメタリゼーションなどが小さな格子間隔でも正しく計算されることが示された (図 10.6~図 10.7)。
- 乾燥ダウンバーストの実験では、下降気流と地上での発散風、それに伴う循環及び発散風先端部のガストなどが期待されるように表現された (図 10.9)。

10.2 湿潤大気の実験

湿潤大気については、豊橋で発生した竜巻と GAME/HUBEX で観測されたスコールラインのシミュレーション実験を行った。

10.2.1 竜巻のシミュレーション実験

本実験は、雲解像モデルを用いて、スーパーセルと竜巻というメソ対流系の高精度シミュレーションを同じ格子系で行い、以下のような観測された竜巻を数値モデルを用いて再現し解析できるかどうかを試みたものである。

1999年9月24日、台風18号の通過時に愛知県内で複数の竜巻が発生し、大規模な被害が出た。観測より竜巻の親雲としてスーパーセルが観測された。この竜巻とその親雲の概要を以下にまとめる。

- 竜巻は台風9918号の最外縁部の雲帯内で発生した。
- 複数の竜巻のうち、豊橋で発生したものが最も強く、気象台の発表では「F3」のものであった。
- この竜巻は1105JSTごろ発生し、時速約45kmで北北東に進行し、1130JSTごろ消滅した。
- ビデオ映像から豊橋の竜巻は反時計回りで、直径が数百メートルであった。
- 被害域の幅は最大550メートルあった。
- 潮岬の高層観測から発生点付近では不安定度が高く、シアが非常に大きかった。

この竜巻発生時のスーパーセルの様子は、名古屋大学大気水圏科学研究所のドップラーレーダー観測によって捉えられている。モデル計算の結果との比較の際に非常に重要な要素となるので示しておこう。

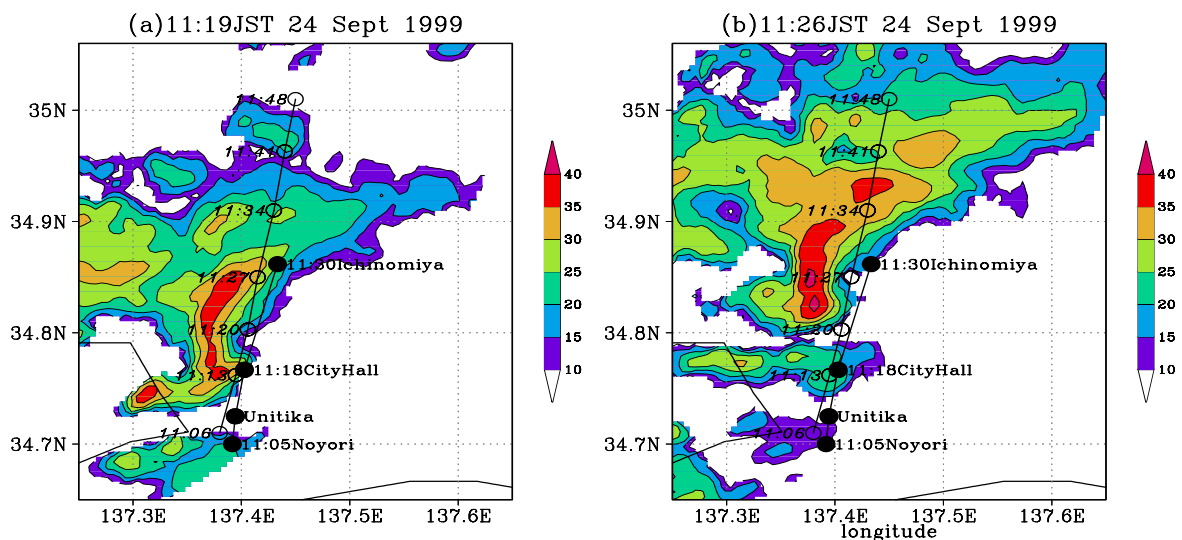


図 10.10. ドップラーレーダーで観測された竜巻の親雲の高度1 kmにおけるエコー強度のCAPPI表示。右図：1999年9月24日1119JST、左図：1126JST。●はドップラー速度から推定したメソサイクロンの中心位置の移動、○は竜巻の発生から消滅までの経路を示す。

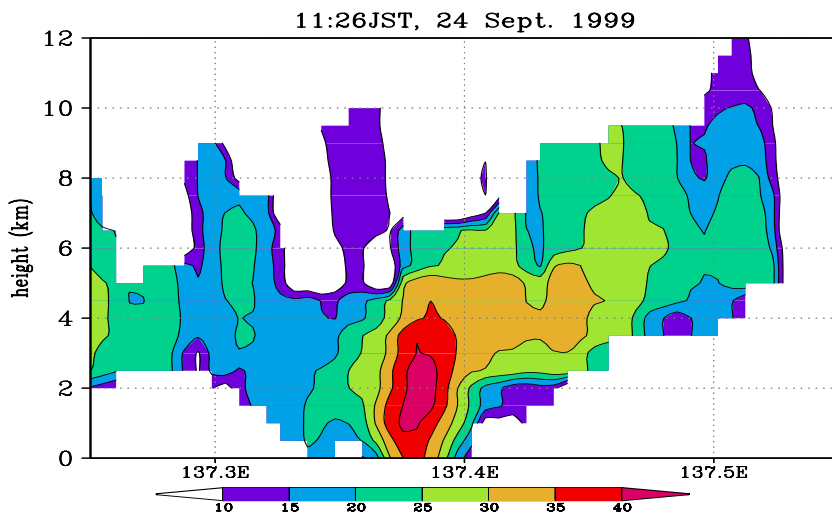


図 10.11. 1999 年 9 月 24 日 1126JST の北緯 34.85 度に沿うエコー強度 [dBZ] の東西方向の鉛直断面表示。

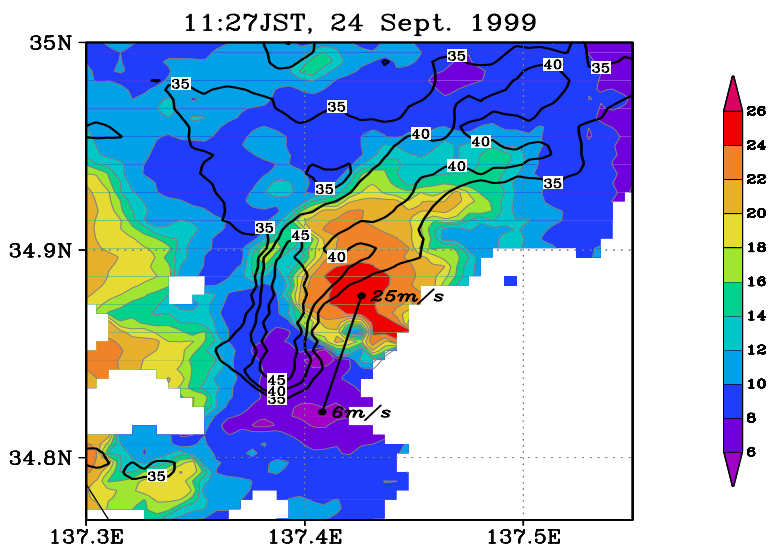


図 10.12. 1999 年 9 月 24 日 1127JST の仰角 2.6 度のドップラー速度の PPI 表示。豊橋付近は 2~3 km の高度に相当する。スケールは図の横に示してある [m s⁻¹]。図中にはメソサイクロンに伴うドップラー速度の極小と極大を実線で結び、その値を示してある。また、等値線によりエコー強度を重ねてある。

さて、これまでの竜巻のシミュレーションは、粗い格子の中に細かい構造が現れたときだけそれに合わせた細かい格子をネスティングすることで行なわれてきたが、この実験はスーパーセルと竜巻を同じ格子系でシミュレーションを行い、このような現象を数値モデルを用いて再現し解析できるかどうかを試みたものである。この現象を選んだのは、スケールのオーダーが異なっていてしかも同時に発生するものをシミュレーションし、モデルが正しく機能していることを示すためである。ここで行った実験は、ネスティングをせずに全ての領域を均等な細かい格子で計算をしたことに意義がある。

次に、この実験の概要を示す。基本的には、潮岬の 0000UTC の高層観測データを入力し、初めに温位擾乱を与えることによりモデル内に雲を発生させ竜巻が再現できるかどうかを調べるものである。

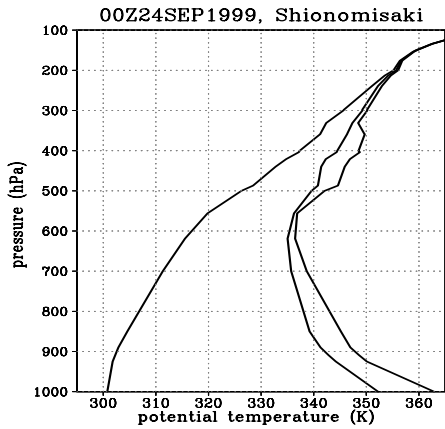


図 10.13. 潮岬における温位、相当温位、飽和相当温位 [K] の鉛直プロファイル。

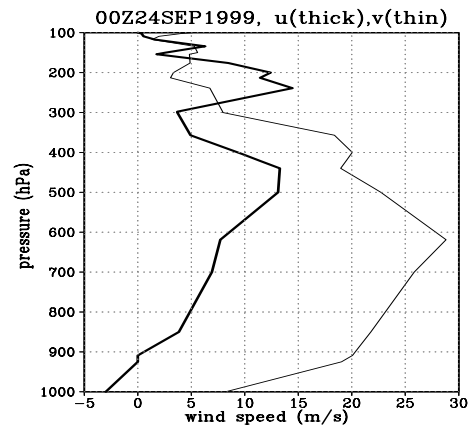


図 10.14. 潮岬における東西風（太線）と南北風（細線） [m s⁻¹] の鉛直プロファイル。

モデルにおける設定は、以下のとおりである。

格子数・間隔	483 × 483 × 43、100 × 100 × 300 m
タイムステップ	HE-VE の時間積分で、大 : 0.6 s、小 : 0.1 s
地形	標高 0 m の平面
初期水平風	潮岬の高層観測データ
初期温位	潮岬の高層観測データ
初期温位擾乱	水平 10000 m、鉛直 1500 m、最大擾乱 4 K の球形擾乱
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流過程	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	暖かい雨のバルク法のパラメタリゼーション

また、この実験のデータフローは下図 10.15 のとおりである。

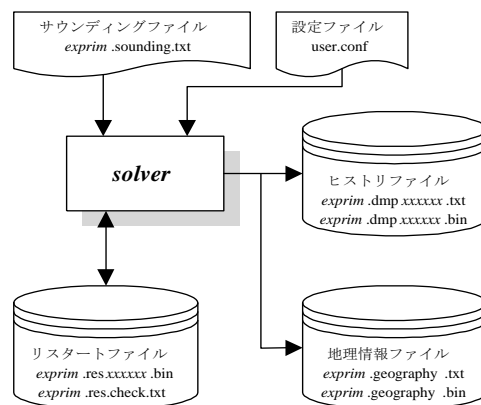


図 10.15. 竜巻のシミュレーション実験のデータフロー。

上記のように、この実験はサウンディングファイルを使用するだけの基本的なものであるが、計算規模は非常に大きく、格子間隔は非常に細かく、結果として、竜巻とその親雲を同時にシミュレートした結果は非常に興味深いものである。

図 10.16 には、竜巻の親雲となるスーパーセルが計算開始から約 90 分後には準定常状態になり、さらにその中心付近にできたフック状降水の中の最大上昇流付近に、竜巻に相当するスケールの渦が形成されたようすが示されている。

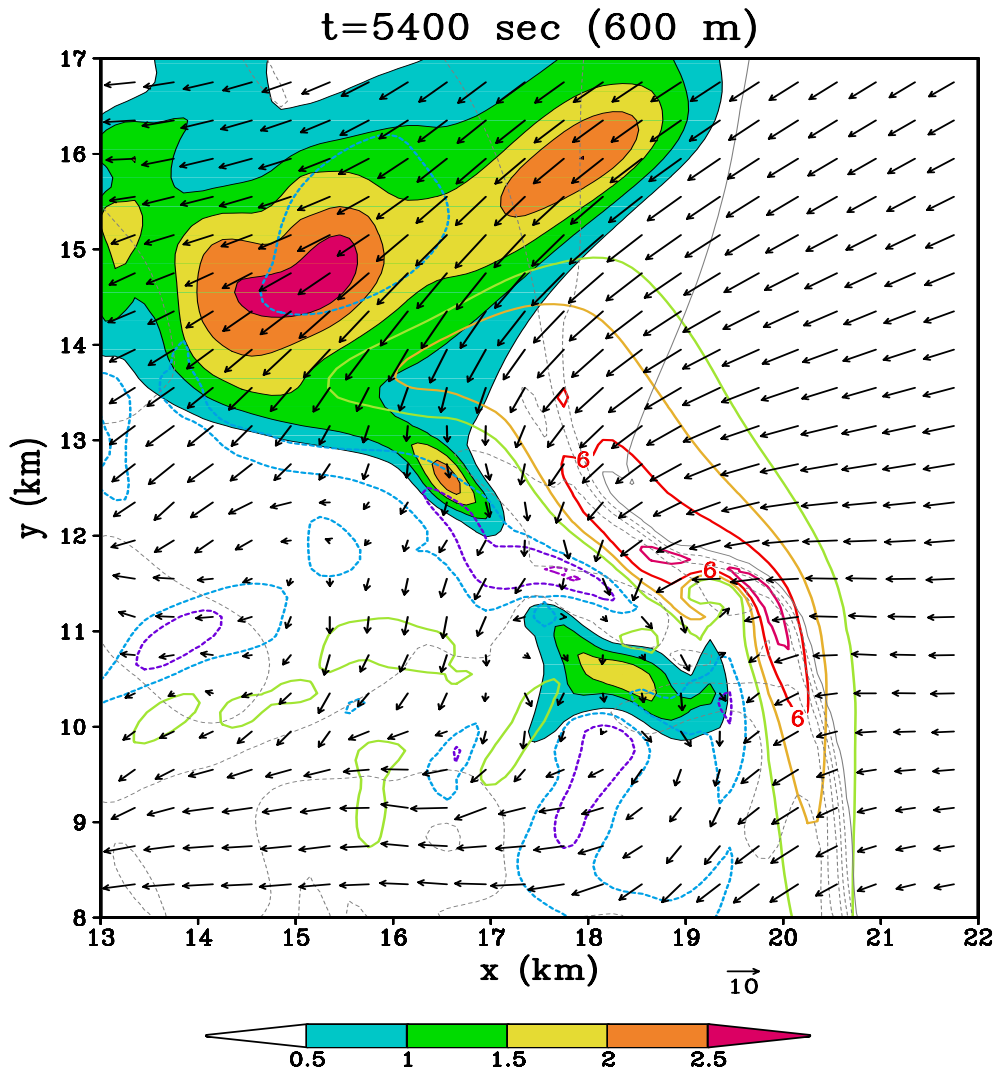


図 10.16. 予報開始時刻より 90 分後のスーパーセル中心付近の構造。高度 600 m の雨水 ($[g \text{ kg}^{-1}]$: 陰影) と鉛直流 ($[m \text{ s}^{-1}]$: 実線は上昇流、破線は下降流) と水平風 ($[m \text{ s}^{-1}]$: 矢印)、および高度 15 m の温位擾乱 ($[K]$: 細線)。

図 10.17 と図 10.18 は地表面近くの渦の拡大図である。渦の直径は約 500 m あり、実際に観測されたものと同じ程度の大きさを示している。流れは気圧と旋衡風バランスをしており、中心付近には 0.1 s^{-1} 以上の非常に強い渦度が形成されている。

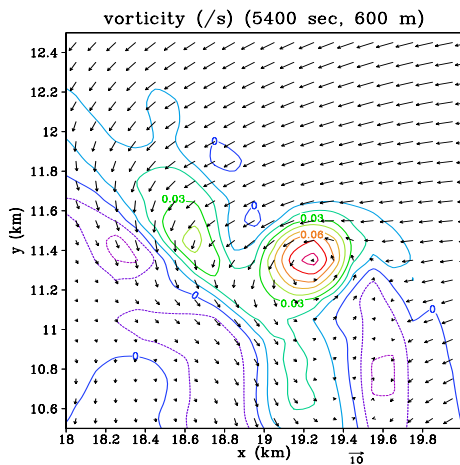


図 10.17. スーパーセル中心付近の渦度 ($[s^{-1}]$: 実線) と水平風 ($[m s^{-1}]$: 矢印)。

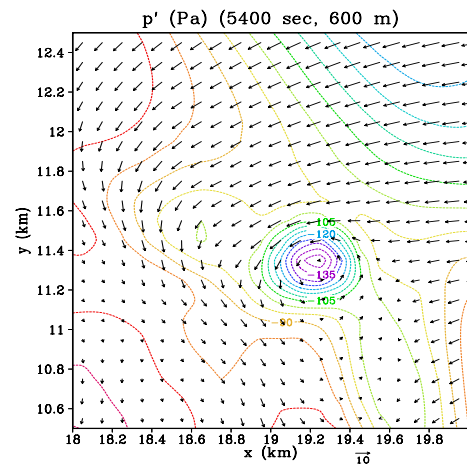


図 10.18. スーパーセル中心付近の圧力擾乱 ($[Pa]$: 実線) と水平風 ($[m s^{-1}]$: 矢印)。

次に、渦の鉛直断面を図 10.19 に示す。直径約 500 m の最大の渦度の軸が、気圧偏差の示す低圧部と対応して、高度約 2 km 付近まで斜めにのびている様子が明瞭にシミュレートされている。これらの図中には示していないが、この渦の中心付近で雲水の混合比が垂れ下がっているようすもみられた。

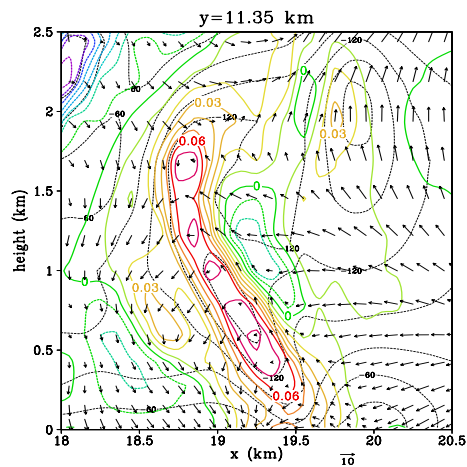


図 10.19. 領域南端から 11.35 km の鉛直断面の渦度 ($[s^{-1}]$: 太線) と圧力擾乱 ($[Pa]$: 細線) と水平風 ($[m s^{-1}]$: 矢印)。

この実験の結果を以下にまとめる。

- スーパーセルとその中にメソサイクロンがドップラーレーダーで観測された (図 10.10～図 10.12)。
- 竜巻はメソサイクロンの中心付近に発生し、その移動とともに進行した。
- 計算の結果、竜巻の親雲となる準定常的なスーパーセルが形成され、その中心部付近で竜巻に相当する規模と強さの渦が発生した (図 10.16～図 10.19)。

以上のことから、雲解像モデルの並列計算により、竜巻をその親雲と同時にシミュレーションでき、そのメカニズムを解析できる可能性が示された。

10.2.2 スコールラインのシミュレーション実験

1998 年 6～7 月の梅雨期、GAME/HUBEX, GEWEX Asian Monsoon Experiment / Huaihe River Basin Experiment の特別集中観測が中国淮河流域で行われた。

この特別観測では日本の 3 台のドップラーレーダーが安徽省の寿県、鳳台、淮南に設置され同時観測が行われ、この観測期間中の 7 月 16 日に、顕著なスコールラインが 3 台のドップラーレーダーで観測された。

このスコールラインの概要は、以下のとおりである。

- このスコールラインは、1998 年 7 月 16 日 1000UTC 頃南西方向からレーダーに接近した。
- その後、1130UTC にかけてレーダー上空を北東方向に進行した。
- このスコールラインは北西から南東方向に 20～30km のラインを形成していた。
- このスコールラインには強い雷雲セルが含まれていた。
- 強い雷雲セルのなかには、雲頂高度が 17km を超えるものがあった。

この実験は、スコールラインに対する 1033UTC のレーダー反射強度とレーダー観測域から約 100km 西の阜陽の 1200UTC の高層観測のデータを初期値にして実行したものである。図 10.20 と図 10.21 に、高層観測のデータを示す。

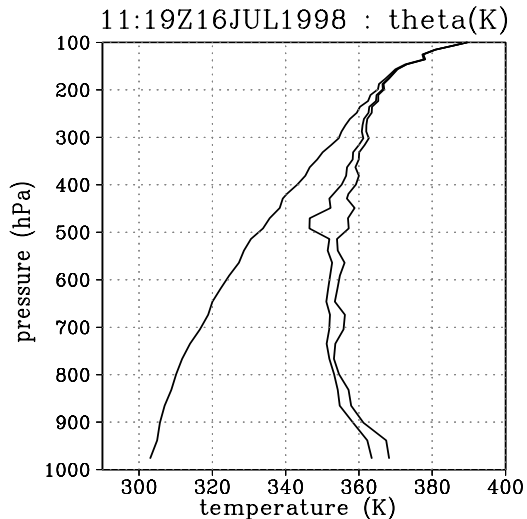


図 10.20. 岐陽における温位、相当温位、飽和相当温位 [K] の鉛直プロファイル。

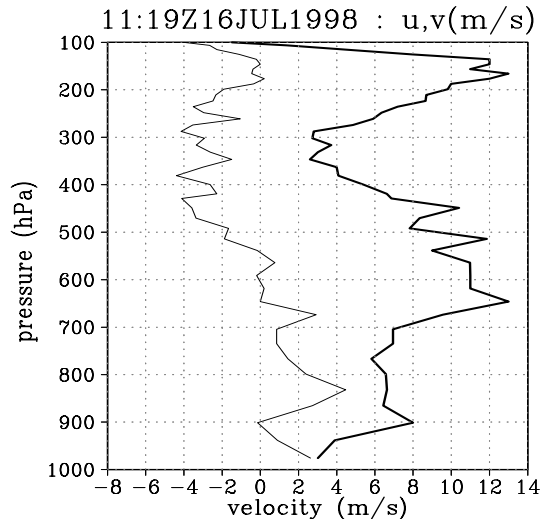


図 10.21. 岐陽における東西風（太線）と南北風（細線） [m s^{-1}] の鉛直プロファイル。

さて、ドップラーレーダーによる観測では、降水粒子を伴う雲内部の速度とその降水粒子の反射強度が分かる。これらのデータを観測できた雲のある部分だけ水平面一様の高層観測のデータと置き換えることにより、プリプロセッサ *gridata* への入力データファイルを作成し、その出力を *solver* の初期値とする。このようにしてできた初期値は、次の図 10.22 のとおりである。

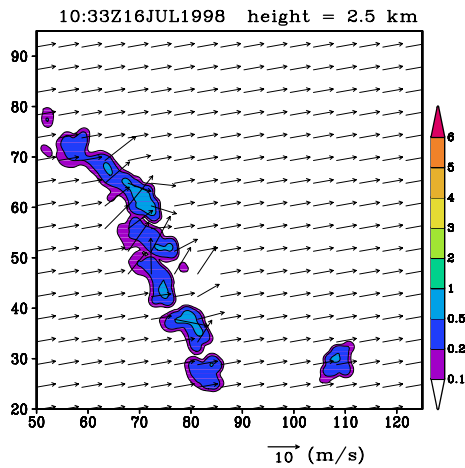


図 10.22. シミュレーション実験で用いた初期場の高度 2.5km の水平表示。レーダー反射強度から推定した降水粒子（雨、雪、あられ）全部の混合比（ $[g\ kg^{-1}]$ ：陰影）と降水域についてはドップラーレーダーから直接測定された水平風、それ以外の領域は高層観測から得られた水平風（ $[m\ s^{-1}]$ ：矢印、矢印の最大は $10\ m\ s^{-1}$ ）。

この初期値に対して、モデルの設定は以下のとおりである。

格子数・間隔	583 × 411 × 53、300 × 300 × 300 m
タイムステップ	HE-VE の時間積分で、大：3.0 s、小：0.2 s
地形	標高 0 m の平面
初期値	ドップラーレーダーの観測値と岐陽の高層観測データ
境界条件	放射境界条件
移流計算	4 次の中心差分に 4 次の数値粘性項を付加
乱流過程	1.5 次のクロージャー
雲物理過程	氷相を含むバルク法のパラメタリゼーション

また、この実験のデータフローは下図 10.23 のとおりである。

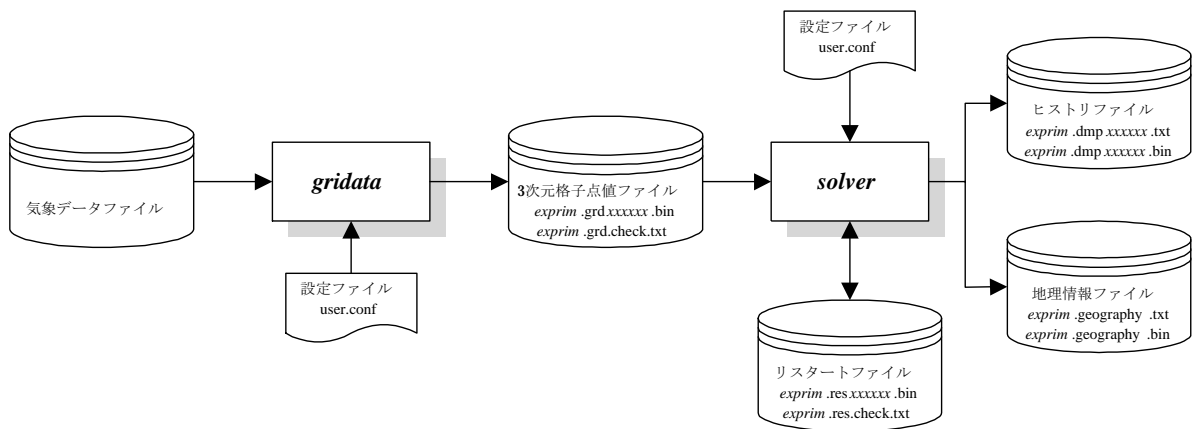


図 10.23. スコールラインのシミュレーション実験のデータフロー。

結果は、以下のとおりである。図 10.24 は高度 2km の水平面における観測結果の時間変化、図 10.25 の上図は同じ面のシミュレーション結果の時間変化である。また、図 10.25 の下図はスコールラインに直交する方向の鉛直断面におけるシミュレーション結果の時間変化である。

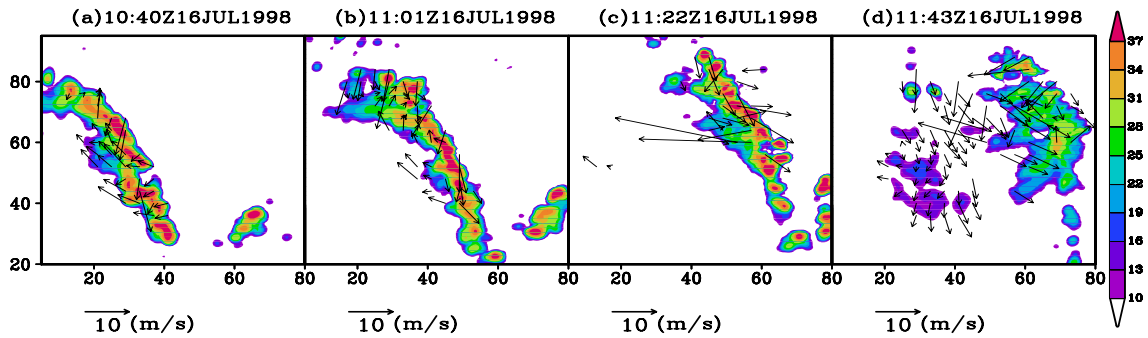


図 10.24. スコールラインの観測結果。高度 2.5km のレーダー反射強度の等高度面表示 ([dBZ]: 陰影) とスコールラインに相対的な水平速度 (m s^{-1}): 矢印)。

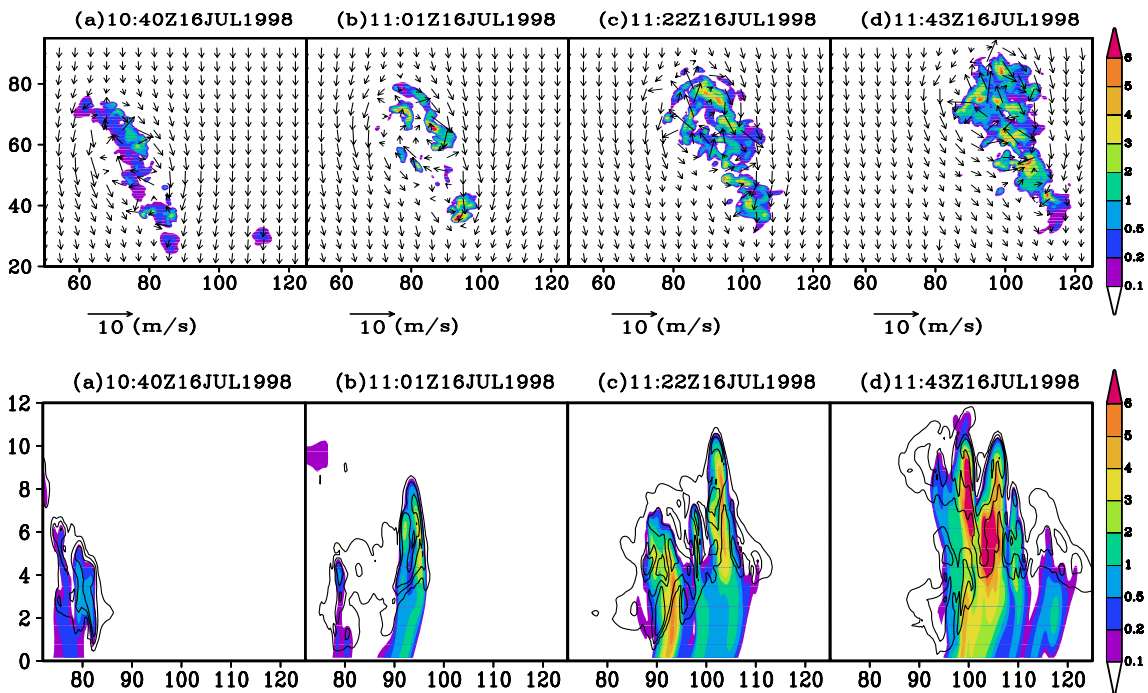


図 10.25. スコールラインのシミュレーション結果。上図はスコールラインのシミュレーション実験の結果得られた、降水粒子 (雨、雪、あられ) の全部の混合比 ($[\text{g kg}^{-1}]$: 陰影) とスコールラインに相対的な水平速度 ($[\text{m s}^{-1}]$: 矢印) の高度 2.5km の水平表示。下図はスコールラインに直交する方向の鉛直断面の降水粒子 (雨、雪、あられ) の全部の混合比 ($[\text{g kg}^{-1}]$: 陰影) と非降水粒子 (雲水、雲氷) の全部の混合比 ($[\text{g kg}^{-1}]$: 等値線、外側から 0.1, 0.5, 1, 2 g kg^{-1})。

図 10.25 の上図から、いくつかの積乱雲が消長を繰り返し全体としては線状の構造を維持しながら移動するスコールラインの様子をよく再現できていることが分かり、図 10.24 と比較すると、定性的には観測結果とよく一致することが分かる。さらに、鉛直分布の図 10.25 の下図からは、1つの雷雲セルの前面にもう1つの雷雲セルが発達していく過程などが捉えられており、積乱雲群の消長の様子がよく分かり、雲頂高度も観測結果とよく一致する。

この実験の結果を以下にまとめる。

- 顕著なスコールラインが 3 台のドップラーレーダーで観測された (図 10.24)。
- ドップラーレーダーの観測値を初期条件に与えてシミュレーションを行ない、観測されたスコールラインが再現された (図 10.25)。
- 非常に細かい格子で計算することにより、スコールライン全体だけでなく、内部の個々の雷雲セルの消長の様子も捉えられた (図 10.25)。

以上のことから、雲解像モデルの並列計算により、観測結果を元にスコールライン内部の雷雲セルの消長の様子を全体の移動と同時にシミュレーションでき、そのメカニズムを解析できる可能性が示された。

本章で分かるように、**CReSS** は、簡単な乾燥大気の実験から、竜巻やスコールラインのシミュレーションのような大規模で高速計算が必要な現象まで対応できるモデルである。