

メソ降水系の構造と強度に及ぼす静的安定度の影響

竹見哲也

要 旨

本研究は、メソ降水系に伴う降水の構造や強度に及ぼす環境の気温減率の影響について、理想化した条件設定による雲解像数値実験を多数実行することにより調べた。CAPEを一定に保ちつつ気温減率を変化させた感度実験により、対流不安定成層中の静的安定度に応じてメソ降水系の強度が決まることが分かった。CAPEは、環境の静的安定度が同じ条件の場合においてメソ降水系の強度を診断する際の良い指標となることが示された。梅雨期強雨の事例に対して数値シミュレーションを行い、いくつかの安定度指標について調べた結果、気温減率が良い環境指標のひとつになりうることを確認された。

キーワード：メソ降水系，静的安定度，数値気象予報モデル，降水

1. はじめに

湿潤大気における降水雲はしばしばメソスケールに組織化した構造に発展し、瞬発的な強風や集中豪雨などの気象災害をもたらす。中でも線状に組織化した降水系（レインバンドあるいはスコールライン）の構造や力学過程について、これまで観測や数値実験・数値シミュレーションによって多くの研究がなされてきた。メソスケールの線状降水系（以下、メソ降水系とする）の構造や強度を決める要因として、周囲の下層大気の風の鉛直シアとメソ降水系の発達に伴い形成される下層の冷氣プールとの相互作用が極めて重要であることがわかっている（Rotunno et al., 1988 ; Fovell and Ogura, 1989 ; Robe and Emanuel, 2001 ; Weisman and Rotunno, 2004）。

また、熱力学的な環境条件（気温や水蒸気量）とメソ降水系の組織化や構造との関連についても多数の研究がなされてきている。近年の研究では、境界層や自由対流圏を含めた対流圏全層にわたる気温や湿度の違いによる影響について調べられ（Barnes and Sieckman, 1984 ; Nicholls et al., 1988 ; Ferrier et al., 1996 ; LeMone et al., 1998 ; Lucas et al., 2000 ; McCaul and Weisman, 2001 ; McCaul et al., 2005 ; James et al., 2005 ; James et al., 2006），中緯度の気温の条件に限って言えば対流有効位置エネルギー（CAPE）や可降水量といった積分量でメソ降水系の強度が診断できるとしている（Takemi, 2006）。

しかし、地球上の様々な気候条件の下で発達する

メソ降水系の構造や強度の違いを決める要因が何なのかについてはまだ詳細に調べられていない。様々な気候環境間で最も異なる環境条件は気温の高度分布、すなわち気温減率と言える。言い換えると、静的安定度が気候環境に応じて大きく変わるということである。気温減率が違うことによるメソ降水系への影響については最近いくつかの研究がなされ始めている。Houston and Niyogi (2007)は自由対流高度より上空1 km程度の大気層における気温減率が積雲対流の発生にどう影響するかについて数値モデルにより調べ、気温減率が大きいほど強い対流が生じることを示した。Takemi (2007)は熱帯型と中緯度型の二通りの気温プロファイルの条件で湿度やシアのプロファイルが変化したときにスコールラインの強度がどう変化するかを数値モデルによる多数の感度実験で調べ、同程度のCAPEでも中緯度型の気温減率（より大きな気温減率）の環境場においてより強いスコールラインが発達することを示した。しかし、いずれの研究でもまだ包括的に気温減率のメソ降水系への影響を調べてはいない。

そこで本研究では、理想的な条件設定のもとで系統的に環境パラメータを変化させて多数の数値実験を行うことにより、メソ降水系の構造や強度に及ぼす気温減率の影響を明らかにする。さらに、数値実験により示された気温減率の影響が現実的な系においてどのように現れるかについて検討するため、梅雨前線帯で発生した集中豪雨の数値シミュレーションを行い、静的安定度による診断の適用性について

議論した。

2. 理想大気場における数値実験の設定

用いた数値モデルは、米国国立大気研究センター（NCAR）で開発が進められている次世代メソ気象予報モデルWeather Research and Forecast (WRF)モデルのARW (Advanced Research WRF)バージョン2.1.2である（Skamarock et al., 2005）。理想化した条件設定のもとで数値実験を行うため、メソ降水系のダイナミクスを論じる上で必要最小限の物理過程を採用することにした。すなわち、雲物理過程にはHong and Lim (2006)スキーム、乱流混合にはDeardorff (1980)スキームを用い、その他の諸物理過程（地表面・放射）は含めないこととし、さらにコリオリ力も無視することとした。このように簡略化することにより、対流のダイナミクスに焦点をあてることが可能となる。

計算領域は東西300 km・南北60 km・高度17.5 kmの3次元であり、北端および南端の側面境界は周期条件、東端および西端の側面境界は放射条件を課し、水平様な基本場を設定することで数値実験のための理想大気場を作成した。下端境界は摩擦なし条件とし、上端境界は固定端でモデル上層に減衰層を設けることで波の反射を抑制した。水平格子間隔は500 m、鉛直格子間隔は250 mとした。格子配置はArakawa-Cタイプのスタガードである。

気温減率に対する感度を調べるため、ここではWeisman and Klemp (1982)による以下の解析関数型を用いて気温プロファイルを設定した。すなわち、

$$\bar{\theta}(z) = \theta_0 + (\theta_{tr} - \theta_0) \left(z / z_{tr} \right)^{5/4} \quad (1)$$

ここで θ は温位、 z は高度を示し、添え字0および tr はそれぞれ地上高度と対流圏界面高度を表す。Weisman and Klemp (1982)では米国中西部の環境場として $\theta_0=300$ (K)、 $\theta_{tr}=343$ (K)、 $z_{tr}=12$ (km)と設定していた。本研究では、圏界面温位の数値を343 K, 348 K, 353 K, 358 Kと5 K刻みで系統的に変化させることにより、熱帯あるいは中緯度を表すような気温プロファイルを設定することにする。これら圏界面温位に対応した温位プロファイルをFig. 1に示す。

相対湿度の鉛直プロファイルも温位の場合と同様にWeisman and Klemp (1982)による関数型で与える。ただし、境界層に対応する下層1.5 kmでは一定の混合比 q_{v0} を与えた。この際、異なる圏界面温位でもCAPEが同程度となるように q_{v0} の数値を調節した。設定したCAPEの数値は 1.0×10^3 , 1.7×10^3 , 2.6×10^3 の3

通りである。これらのCAPEの数値は中緯度（Bluestein and Jain, 1985）や熱帯（Lucas et al., 1994 ; LeMone et al., 1998）で観測される範囲にある。それぞれのCAPEに対応した数値実験シリーズをC10, C17, C26とし、また各圏界面温位の下2桁の数値をとってT43などとして、数値実験のケース名はC17T43などと称することとした。数値実験のリストをTable 1にまとめた。

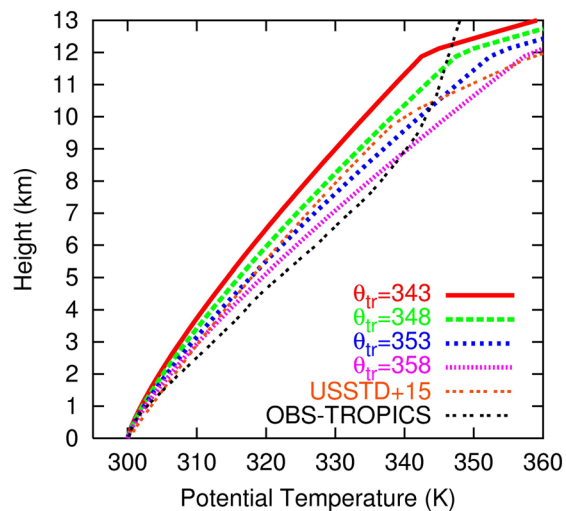


Fig. 1 Vertical profiles of base-state potential temperature for the numerical experiments. Temperature profiles of the United States Standard Atmosphere (USSTD) and the observed tropical atmosphere (OBS-TROPICS) are also shown for reference

Table 1 List of numerical experiments

Series	Case	θ_{tr}	q_{v0}	CAPE
	C37T43	343	16.0	3709
C17	C17T43	343	13.1	1734
	C17T48	348	14.5	1767
	C17T53	353	16.0	1772
	C17T58	358	17.7	1772
C10	C10T43	343	12.1	1086
	C10T48	348	13.2	1061
	C10T53	353	14.5	1064
	C10T58	358	16.0	1081
C26	C26T43	343	14.4	2634
	C26T48	348	16.0	2668
	C26T53	353	17.7	2648
	C26T58	358	19.0	2633

Weisman and Rotunno (2004)やTakemi (2006)によれば、下層・中層・上層の鉛直シアーの中で下層シア

ーの場合に最も強い降水系が発達することが分かっているため、本研究では下層シアーのみに注目する。Table 1に示した各ケースに対して、強弱2通りの鉛直シアーを下層2.5 kmに設定した。すなわち、2.5 kmの大気層内で風速が5 m/sあるいは15 m/s線形に変化するような風速プロファイルを与えることにした。

本研究で考えるメソ降水系は、シアーに対して直交方向に発達するスコールラインである。そのため、初期擾乱として南北方向に線状に伸びる正の温位擾乱（最大で1.5 Kで楕円形の断面を持つ柱状の正偏差領域）を与えた。各ケースで4時間分の時間積分を行い、初期擾乱から降水系が発達する1時間以降を解析対象期間とした。

3. 数値実験の結果

3.1 メソ降水系の構造

最初にCAPE=1700 (C17) のシリーズの計算結果によりメソ降水系の構造の違いを示す。

Fig. 2は4時間後における高度5 kmにおける水平断面を示す。弱い鉛直シアーの場合で圏界面温位の違いによる構造変化を表している。シアーが弱いため、すべての圏界面温位の場合について組織化の度合いは低く、対流の上昇流セルの分布にはばらつきが認められる。ただし、圏界面温位が低いほど上昇流セルが大きくなりかつ強く発達するようになるという傾向が見て取れる。

Fig. 2に示した各ケースに対応した鉛直断面をFig. 3に示す。図はスコールライン方向（南北方向）に平均した物理量で示している。圏界面温位が低くなるにつれ、雲域および雨域は広がる傾向にあり、冷氣プールのサイズが大きくなっていく。冷氣プールの強化に伴い、系に相対的な風速もより強化される傾向にある。

このように、同じCAPEであっても圏界面温位の違いにより降水系の構造が大きく変わることが分かる。

Fig. 3で示される構造の違いは、下層シアーが強い場合にはより顕著に現れる。図には示さないが、シアーが強い場合には、圏界面温位が343 Kあるいは348 Kの時にのみ強いスコールラインの発達が再現され、一方高い圏界面温位の場合にはスコールラインのような組織だったメソ降水系は発達できなかった。

このような系の構造の違いは、基本的には降水の蒸発冷却の効果により形成される冷氣プールの強さによるものと考えられる。Rotunno et al. (1988)は、冷氣プールの強さと下層の鉛直シアーの強さの大小関係によりスコールラインの構造が特徴付けられることを理論的に明らかにしている。本計算結果におい

て冷氣プールの強さを求めて下層シアーとの大小関係を調べたところ、Fig. 3に見られる構造が冷氣プールの強さに依存していることを確認した。

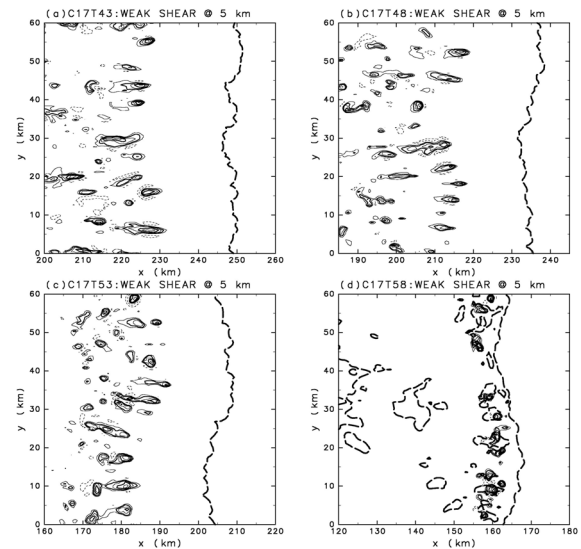


Fig. 2 Horizontal cross section of vertical velocity at the 5-km level (contoured) and the cold-pool leading edge at the surface at 4 hour for the weak-shear cases of (a) C17T43, (b) C17T48, (c) C17T53, and (d) C17T58

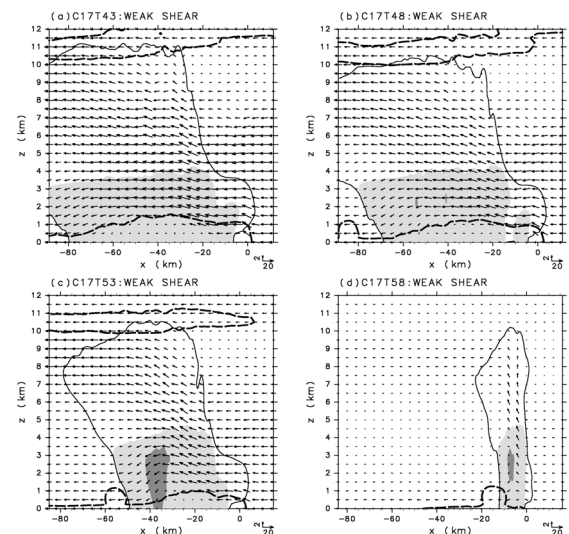


Fig. 3 Vertical cross sections of system-relative wind vectors, cold-pool boundary (bold-dashed line), cloud boundary (thin solid line), and rain mixing ratio (shaded) averaged in the north-south direction at 4 hours for the same cases shown in Fig. 2

3.2 メソ降水系の強度

数値実験の各ケースで得られたメソ降水系の強度を比較するため、ガストフロント（冷氣プールの先端位置）付近での対流活動が活発な領域を解析対象として選んだ。すなわち、ガストフロントの位置か

ら前方10 km・後方40 kmの東西50 kmの範囲の領域における物理量の統計値を求めることにした。

Fig. 4に解析対象領域での1時間から4時間の期間での領域平均降水強度の時系列の平均値とその標準偏差のケース別の違いを示す。図の左側に弱いシアーの場合で得られた結果を、右側には強いシアーの場合の結果を示している。同じCAPEの値のシリーズを見ると、両シアー強度に共通して、圏界面温位が低くなるほど降水強度が強まっていくことが分かる。この傾向はFig. 2およびFig. 3で示された構造の違いを反映しているものである。圏界面温位の違いによる変化の幅は、シアーが強い場合により顕著に現れている。一方、同じ圏界面温位の場合でCAPEが違うケースで比較すると、CAPEが大きくなるほど降水強度が強まっている様子も分かる。さらに、同じ圏界面温位・同じCAPEの場合で異なるシアー間での降水強度の違いを比べると、シアーが強いほうが降水強度の強い系はより強く、降水強度の弱い系はより弱くなることが分かる。言い換えると、シアーが強くなるほど系の降水強度はより敏感に変動するということである。

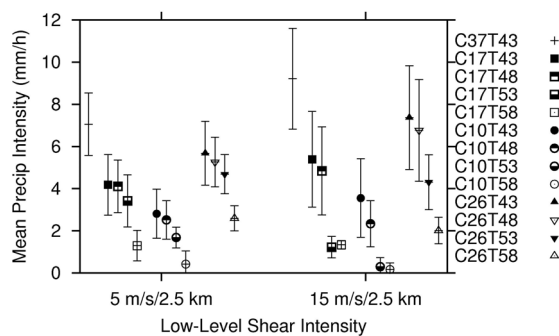


Fig. 4 The mean (symbols) and standard deviation (error bars) of the mean precipitation intensity averaged over the analysis area during 1-4 hours

次に系のピーク値によりケース別の違いを調べてみる。Fig. 5は、解析領域における上昇流の最大値の時系列の平均値および標準偏差を示す。同じCAPEのケース間で比べると、圏界面温位が低いほど最大上昇速度がより高くなることが分かる。また、同じ圏界面温位でCAPEが違う場合を比べると、CAPEが大きいのほど最大上昇速度が高くなることも見て取れる。これらの傾向は、Fig. 4で示された降水強度の領域平均値と同じものである。

降水強度の領域内最大値に対する同様の統計をFig. 6に示す。この図からは、平均降水強度 (Fig. 4) や最大上昇速度 (Fig. 5) と異なる傾向が見て取れる。同じCAPEのケースで比較すると、圏界面温位が高く

なるほど最大降水強度が強まる傾向にあることが分かる。この傾向はCAPEが大きい値の場合により顕著であると言える。ただ、圏界面温位が358 Kの場合やシアーが強い場合には、この傾向から外れるケースもある。これは、これらのケースではFig. 2dのように降水系の組織化の度合いが低いことが影響しているものと考えられる。

このように降水強度のピーク値が降水強度の平均値や上昇速度の最大値と違う傾向を示す理由は、圏界面温位が高い場合 (すなわち気温が高く下層の相対湿度が高い場合) は下層での降水蒸発が抑制される傾向にあるため、このことが降水の瞬時の値には好都合な状況であったものと考えられる。すなわち、下層の湿度が高いため降水が蒸発しにくいため、瞬時の降水強度にはプラスに作用するということである。

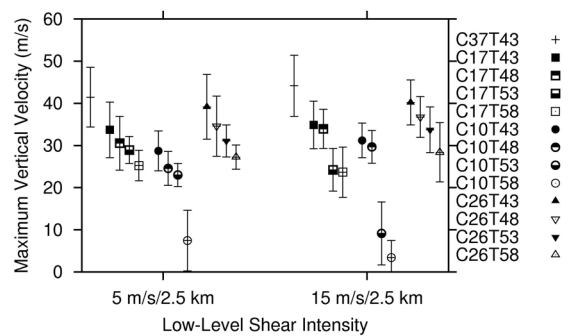


Fig. 5 The same as Fig. 4, except for the maximum updraft velocity in the analysis domain

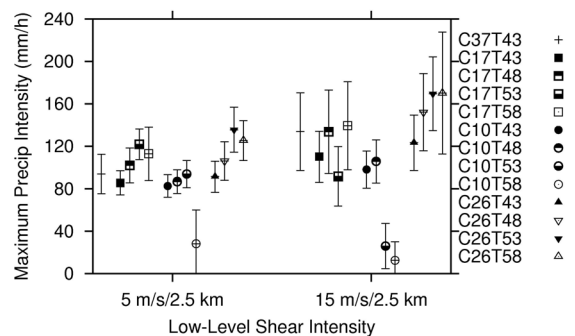


Fig. 6 The same as Fig. 4, except for the maximum precipitation intensity at the surface

以上の関係を気温減率 (静的安定度) とCAPEという二つの環境パラメータで整理してみる。ここで気温減率は、Takemi (2007)に従い、対流不安定な成層をした対流圏下部におけるものとした。すなわち次式で表されるものである。

$$\Gamma = -\frac{T_{z(\theta_{e \min})} - T_{z(\theta_{e \max})}}{z(\theta_{e \min}) - z(\theta_{e \max})} \quad (2)$$

ここで、 $\theta_{\max}$ は下層の相当温位の最大値、 $\theta_{\min}$ は中層の相当温位の最小値であり、 T は気温である。

Fig. 7に気温減率によって整理した領域平均降水強度（Fig. 4参照）のCAPEやシアアの違いによる変化パターンを示す。同じCAPEの系列を見ると、気温減率が大きいほど降水強度が強くなるのが分かり、この傾向はシアアが強い場合のほうがより顕著に現れると言える。一方、同程度の気温減率の場合で異なるCAPEのケースと比較すると、CAPEが大きくなるほど降水強度が強くなると言える。

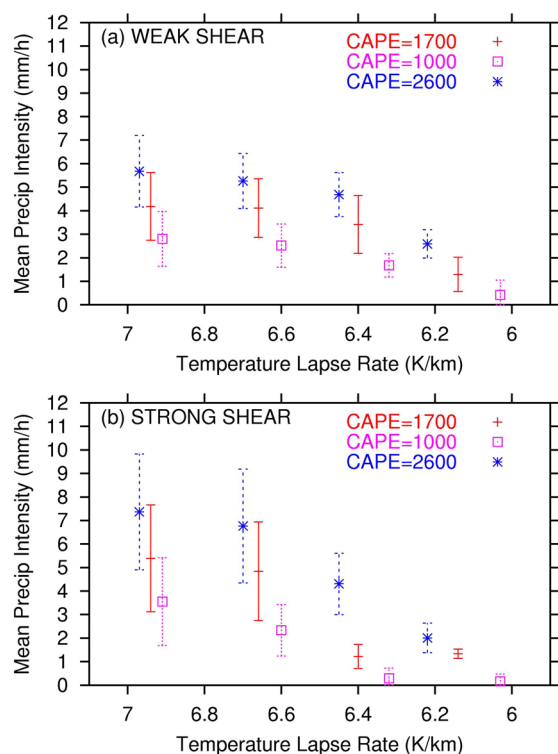


Fig. 7 The mean (symbols) and standard deviation (error bars) of the mean precipitation intensity against temperature lapse rate for the C17, C10, and C26 cases for (a) weak shears and (b) strong shears

このように、(2)式で示される対流不安定な大気層における気温減率によって降水系の強度をよく説明できることが分かる。一方CAPEは、同程度の気温減率（静的安定度）の環境において降水系の強度を診断するための良い指標になると言える。

気温減率が降水系の強度の診断において良い環境指標であるとすれば、ある指定された高度間の気温差に基づく安定度指数が降水系の発達を診断する際の良いパラメータとなりうることを示唆している。すなわち、断熱的に持ち上げるという過程により求める安定度指数よりも、気温の高度別の差から求められる指数のほうがより適していると予想される。

この点を念頭におき、次章では梅雨前線帯で発生した集中豪雨の事例について数値シミュレーションを行い、その安定度指数について調べる。

4. 梅雨期豪雨シミュレーションによる検討

本章では、2004年7月および2005年6月に新潟県で発生した梅雨前線帯での集中豪雨の事例を解析対象とし、数値シミュレーションを行うことにより降水系の発達と安定度との関係について調べる。両事例ともに河川の氾濫による水害や土砂災害などの甚大な被害をもたらした集中豪雨であり、同じ北陸地方で発生したという地理的な共通性もあることから、解析対象として選択した。

4.1 数値モデルとシミュレーションの設定

本章の数値シミュレーションには、ペンシルバニア州立大学とNCARが開発したMM5（The fifth-generation Mesoscale Model）（Dudhia, 1993）バージョン3.7.2を用いた。MM5は前章の数値実験で用いたWRFの前世代のメソ気象モデルであるものの、これまで多くの事例研究で用いられてきた実績があるため、本章の事例シミュレーションで用いることとした。

計算領域はネスティング機能を用いて、第1領域としては本州をカバーする広範囲の領域を設定し、第2領域は北陸地方を中心とした領域、さらに最内側の第3領域は新潟県中央部および日本海上をカバーする領域とした。各計算領域における水平格子幅は9 km, 3 km, 1 kmとスケールダウンした。鉛直の格子点数は30とし、下層ほどより密に配置させた。

用いた物理過程のパラメタリゼーションは、雲物理過程・積雲（第1領域のみ）・境界層乱流・大気放射・地表面過程である。雲物理過程および境界層乱流のパラメタリゼーションには、様々な組み合わせでテスト計算を行い、最も再現性の良かったオプションを選択している。

MM5の初期値・境界値には気象庁メソ解析値（MANAL）を利用した。MANALは水平分解能10 kmで6時間間隔の水平風速・気温・相対湿度・等圧面高度の格子点値である。

計算対象とした事例の概要は以下の通りである。2004年7月のケースは新潟県中越地方を中心に河川の氾濫や土砂災害などの甚大な被害をもたらした豪雨であり（新潟地方気象台, 2004）、数値モデルによるシミュレーション研究によりその発生機構や環境場について調べられている（Kato and Aranami, 2005 ; Yamasaki, 2007）。2005年6月のケースは、新潟県下越地方で河川の氾濫による水害や土砂災害を

もたらした豪雨である（新潟地方気象台，2005）。両事例ともに梅雨前線が新潟県に位置した期間中に発生したものであり，梅雨前線帯に発生した降水セルがメソスケールに組織化した結果生じた集中豪雨である。

計算対象期間は，2004年7月の事例では7月11日21時（時刻は日本標準時）から14日21時，2005年6月の事例では6月26日21時から29日21時である。計算領域については，第2領域以下の設定は両事例で若干異なる。ただし，両事例においても梅雨前線帯の主要部分とその中の降水セルが十分に分解できるように第2領域および第3領域を設定している。

4.2 2004年7月事例のシミュレーション結果

Fig. 8に2004年7月13日6時におけるレーダーアメダス合成図による降水強度分布を示し，対応する時刻における第3領域でのシミュレーション結果をFig. 9に示す。能登半島北部，佐渡島南方，新潟県中越地方へと延びる降水バンドの構造や強度は，MM5では若干強めになっていたり若干南に寄っていたりするものの，全般的にはよく再現されていると言える。降水バンドの時間発展を追跡すると，バンドの上流側で常に新しい降水セルが発達する様子が確認でき，Kato and Aranami (2005)で指摘されたようにバックビルディング型で形成されたメソ降水系であることが分かる。降水セルの発生域は降水バンドの西端の日本海海上である。

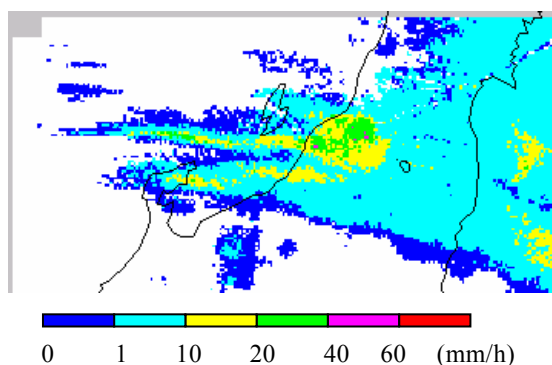


Fig. 8 Precipitation intensity at 0600 JST 13 July 2004 by Radar-AMeDAS analysis

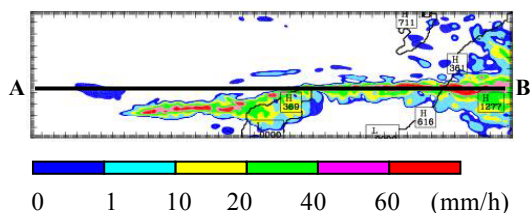


Fig. 9 The simulated precipitation intensity at the simulation time of 0600 JST 13 July 2004.

数値モデルにより現実に発生したメソ降水系の時間発展や構造がある程度再現されていたので，以下でシミュレーション結果をより詳細に解析することにした。

Fig. 10は，Fig. 9に示される線ABに沿って取った降水バンドの鉛直断面図を示す。降水セルは東にいくほど雲水プラス雲氷の混合比が高くなり徐々に発達していく様子が見て取れる。ただその発達高度は気温 0°C の層で頭打ちになっているように見える。降水セルが陸上に到達した段階でその頂部は 0°C 層を超えて圏界面レベルにまで達し，十分背の高い積乱雲となる。

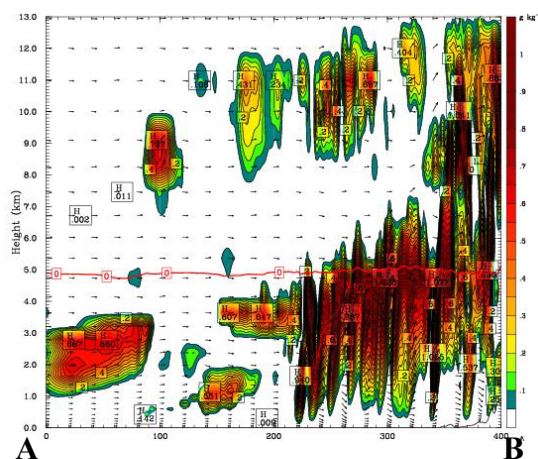


Fig. 10 Vertical cross section of cloud-water and cloud-ice mixing ratio (g kg^{-1}) along the line AB shown in Fig. 9. The red line represents the level at which temperature is 0 degree Celsius.

降水セルの発達高度が 0°C 層付近で頭打ちになっている理由を探るため，温位の鉛直勾配により安定度を調べてみた。Fig. 10と同じ鉛直断面での気温減率の分布をFig. 11（ただし時刻は1時間前のもの）に示す。高度4 km付近に安定層（赤い部分）が領域西側に存在しているのが分かる。東側では対流活動により安定層の構造が鮮明ではないものの，高度4 km付近には暖色系の安定層が残っているように見える。このように安定層が存在することは，鉛直運動がそこで弱められることを意味する。したがって，雲頂高度は安定層を若干貫入したところで頭打ちの状態になる。

この中層での安定層はメソ α 低気圧の進行方向前方の層状性降水域において氷の融解により形成されたものである。メソ α 低気圧中心が東進してその後方で積乱雲活動が活発する際には，この中層安定層が積乱雲の発達を抑制するセンスに作用しているのである。この様子がFig. 10の海上での降水セルの鉛

直発達の手打ちとして現れたと言える。

次に環境場における安定度指数について調べた。3章で対流不安定な下部対流圏での気温減率がメソ降水系の強度を診断する指標として有益であることを示した。そこでここでは、高層観測の指定面データからでも計算できる指標として、950 hPa面と500 hPa面の間の気温減率として定義することにした。そのほか安定度指数として、K指数、トータル・トータルズ指数、ショワルター指数、リフティッド指数（例えば、大野，2001）について計算し、またCAPEやCINについても調べた。

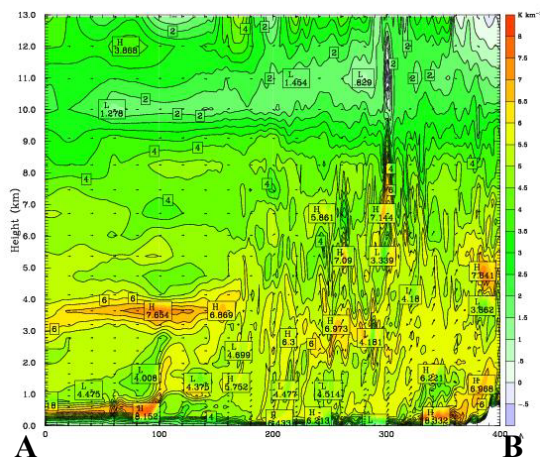


Fig. 11 The same as Fig. 10, except for the vertical gradient of potential temperature at 0500 JST 13 July 2004

Fig. 12に7月13日3時における950 hPa・500 hPa間の気温減率の空間分布を示す。暖色系になるほど減率が大きくなり、すなわちより不安定な成層になる。Fig. 9に示された降水バンドの位置の上流側に減率の大きな領域が広がっている様子が分かり、降水セルが発達するところでは減率の大きな不安定な状況になっていると言える。一方、対流不安定な状況を診断する際に頻繁に用いられるCAPEについては、降水バンドよりも離れた南方において高い数値を示す領域が広がっており、降水バンド近傍では小さな数値しか示さなかった。

その他、断熱的に空気塊を持ち上げるという過程により得られる指数（ショワルター指数やリフティッド指数）の空間分布はCAPEと似ており、降水バンド近傍でのセルの発達の診断にはあまり適していないものと考えられる。

対流圏下層での気温減率が良い指標になりうるということは、ある指定された高度間の気温差に基づき計算される指数が役に立つであろうと考えられる。そこでFig. 13にK指数の空間分布を示す。K指数は数

値が大きいほど積乱雲の発生の可能性が高くなることを意味している。この図を見ると、能登半島北部からその沖合の海上で数値の大きな領域が存在していることが分かる。この領域は、Fig. 9に見られる降水バンドの上流側のセルの発生域によく対応していると言える。図には示さないが、トータル・トータルズ指数もK指数と同様の分布を示していた。したがって、ある高度間での気温差に基づく安定度指数が有効な指標であると考えられる。

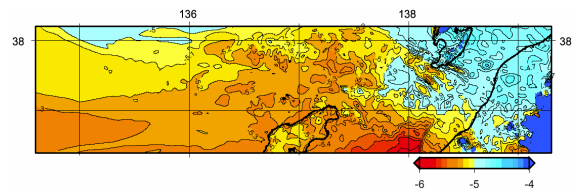


Fig. 12 Temperature lapse rate between the 950-hPa level and 500-hPa level at 0300 JST 13 July 2004

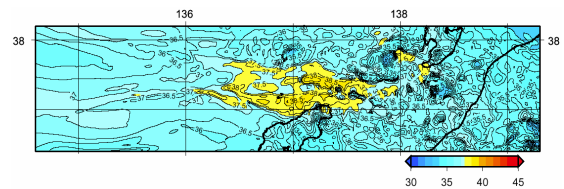


Fig. 13 The same as Fig. 12, except for the K index distribution

4.3 2005年6月事例のシミュレーション結果

Fig. 14に2005年6月27日18時における降水分布のシミュレーション結果を示す。バンド状の降水域が東西に広がっている。レーダーアメダス合成図と比べると、モデルで得られた佐渡島より西側の降水帯は観測とはあまりよく対応していなかった。しかし、新潟県海岸付近および陸域での降水分布については、モデルは比較的良好に観測事実を再現していた。本事例は新潟県山間部で雨量が多く、モデルもそのような降水分布特性を再現していたと言える。

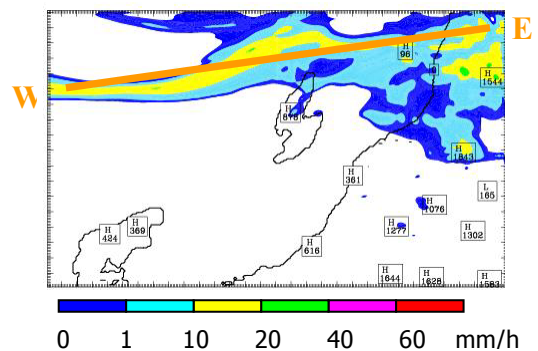


Fig. 14 The simulated precipitation intensity at 1800 JST 27 June 2005

Fig. 14の線WEに沿った鉛直断面により雲の発達高度を調べてみる。Fig. 15に同時刻における雲水混合比および風速の鉛直断面図を示す。下層の雲の鉛直発達は高度6 km程度で抑えられていることが認められる。なお、上空にも雲域は下層雲とは切り離されて存在している。温位の鉛直勾配により局所的な安定度を調べたところ、高度5 kmから6 kmの間に安定層が存在していた。本事例においてはこの安定層が積乱雲の鉛直発達を有効に抑制していたものと考えられる。それでは大雨はなぜ生じたかと言えば、降水域が上陸して山間部に達した時に地形による強制上昇の効果が作用して降水セルが発達したためだと考えられる。地形に強制されて降水セルが次々に発達し、局所的に豪雨が生じたのである。

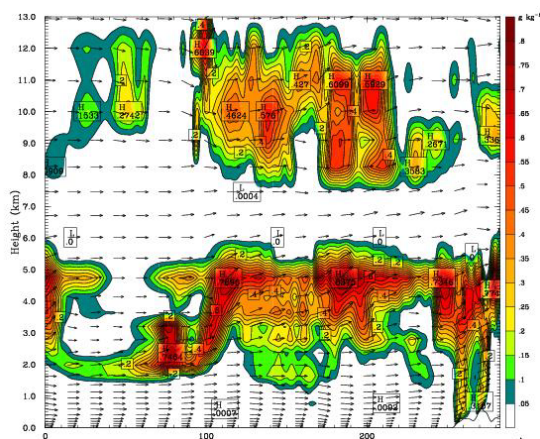


Fig. 15 Vertical cross section of cloud-water and cloud-ice mixing ratio along the line WE shown in Fig. 14

本事例についても前節と同様に安定度に係わる指標について調べてみた。Fig. 16およびFig. 17はそれぞれ、6月27日17時における950 hPa面と500 hPa面の間の気温減率およびK指数である。Fig. 14の降水バンドの位置と比べると、バンド近傍で気温減率が顕著に大きくなっていたり、あるいはK指数が大きくなっているような様子は見てとれない。山間部においても顕著に不安定な様子を示すところは認められない。これは前節の2004年7月の事例とは異なる傾向である。

このように2005年6月の事例における環境場の特性が2004年7月の場合と異なるということは、それぞれの事例でのメソ降水系の発達機構が異なるということに繋がる。2004年7月の事例では、気温減率が大きい・K指数が大きいという領域がメソ降水系近傍に存在しており、大気的不安定な構造が積乱雲の発達に大きく関与していたと言え、地形効果など外部強制の作用はさほど重要でなかったものと考えられる。

一方2005年6月の事例では、大気的不安定性はあまり顕著ではなく、むしろ地形効果による外部強制力が降水セルの発達に大きく影響していた。このことが、Fig. 15に見られるように海上で積乱雲活動があまり活発でないという状況となって現れていたものと考えられる。

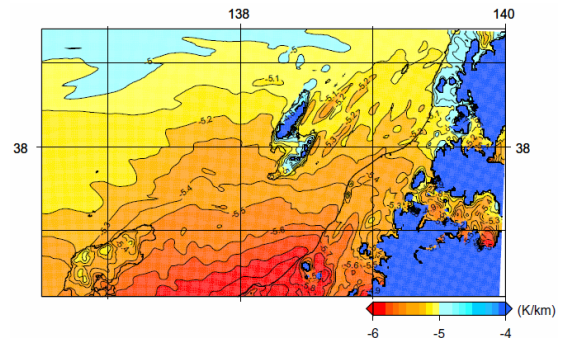


Fig. 16 Temperature lapse rate between the 950-hPa level and 500-hPa level at 1700 JST 27 June 2005

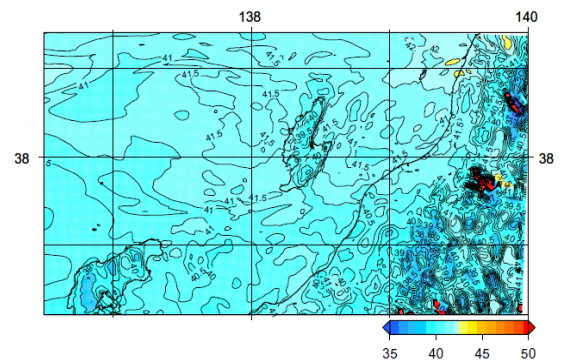


Fig. 17 The same as Fig. 16, except for K index

5. 結論

本研究では、理想化した条件設定による数値実験および実事例に対する数値シミュレーションを行うことにより、メソ降水系の構造や強度に及ぼす環境場の静的安定度の影響について調べた。得られた結果は以下のとおりまとめられる。

- 下層の気温減率（静的安定度）の違いによりメソ降水系の強度（上昇流・降水強度）が大きく影響を受ける。気温減率が大きいほどメソ降水系の強度は増大する。
- CAPEが同じでも気温減率がより大きい場合（中上層がより低温）ほどメソ降水系の強度は大きくなる。
- 外部強制の影響が顕著でない場合には気温減率が大きいほど降水セルの発達を促進させる。気温減率が小さい場合には、地形効果など外部強制力がないとメソ降水系は発達できない。

- ・ 指定された高度間の気温差に基づく安定度指数 (K指数など) が積乱雲発達の際の有効な指標となりうる。

本研究で取り扱った実事例は梅雨前線帯でのメソ降水系であった。今後は、多様な環境場で発生発達する様々なメソ降水系の場合について数値実験や数値シミュレーションによって安定度との関係をより深く追求する必要がある。このような取り組みをすることにより、将来の気候条件 (例えば温暖化気候) の下でのメソ降水系に伴う降水特性が現在気候の場合と比べてどのように変化するのかといった理解が深まるのと考えられる。

謝 辞

本稿に掲載された図の一部は、地球流体電脳倶楽部作成の地球流体電脳ライブラリを使用して作成しました。MM5を用いた梅雨前線に伴う強雨事例の数値シミュレーションは、益田精治氏 (東京工業大学大学院総合理工学研究科環境理工学創造専攻修了) によりなされたものです。ここに益田氏のご尽力に感謝いたします。

参考文献

- 大野久雄 (2001) : 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309 pp.
- 新潟地方气象台 (2005) : 平成17年6月27日から28日の梅雨前線による大雨に関する新潟県気象速報, 15 pp.
- 新潟地方气象台 (2004) : 平成16年7月新潟・福島豪雨に関する気象速報 (最終版), 24 pp.
- Barnes, G. M. and Sieckman, K. (1984): The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 112, pp. 1782-1794.
- Bluestein, H. B. and Jain, M. H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, pp. 1711-1732.
- Deardorff, J. W. (1980): Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Bound.-Layer Meteor.* Vol. 18, pp. 495-527.
- Dudhia, J. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 1493-1513.
- Ferrier, B. S., Simpson, J. and Tao, W.-K. (1996): Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall lines, *Vol. 124*, pp. 2100-2125.
- Fovell, R. G. and Ogura, Y. (1989): Effects of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 3144-3176.
- Hong, S. Y. and Lim, J. O. J. (2006): The WRF single-moment 6-class microphysics scheme, *J. Korean Meteor. Soc.*, Vol. 42, pp. 129-151.
- Houston, A. L. and Niyogi, D. (2007): The sensitivity of convective initiation to the lapse rate of the active cloud-bearing layer, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 135, pp. 3013-3032.
- James, R. P., Markowski, P. M. and Fritsch, J. M. (2006): Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, pp. 950-964.
- James, R. P., Fritsch, J. M. and Markowski, P. M. (2005): Environmental distinction between cellular and slabular convective lines, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, pp. 2669-2691.
- Kato, T. and Aranami, K. (2005): Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the prediction using a cloud-resolving model, *SOLA*, Vol. 1, pp. 1-4.
- LeMone, M. A., Zipser, E. J. and Trier, S. B. (1998): The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 3493-3518.
- Lucas, C. E., Zipser, E. J. and LeMone, M. A. (2000): Sensitivity of tropical west Pacific oceanic squall lines to tropospheric wind and moisture profiles, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 2351-2373.
- Lucas, C. E., Zipser, E. J. and LeMone, M. A. (1994): Vertical velocity in oceanic convection off tropical Australia, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 51, pp. 3183-3193.
- McCaul, E. W., Jr. and Weisman, M. L. (2001): The sensitivity of simulated supercell structure and intensity to variations in the shapes of environmental buoyancy and shear profiles, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 129, pp. 664-687.
- McCaul, E. W., Jr., Cohen, C. and Kirkpatrick, C. (2005): The sensitivity of simulated storm structure, intensity, and precipitation efficiency to environmental temperature, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, pp. 3015-3037.
- Nicholls, M. E., Johnson R. H. and Cotton, W. R. (1988): The sensitivity of two-dimensional simulations of tropical squall lines to environmental profiles, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, pp. 3625-3649.
- Robe, F. R. and Emanuel, K. A. (2001): The effects of

- vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 58, pp. 1427-1445.
- Rotunno, R., Klemp, J. B. and Weisman, M. L. (1988): A theory for strong, long-lived squall lines, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, pp. 463-485.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W. and Powers, J. G. (2005): A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.
- Takemi, T. (2007): A sensitivity of squall-line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions, *Atmos. Res.*, Vol. 84, pp. 374-389.
- Takemi, T. (2006): Impacts of moisture profiles on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions, *Atmos. Res.*, Vol. 82, pp. 37-54.
- Weisman, M. L. and Rotunno, R. (2004): "A theory for strong, long-lived squall lines" revisited, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 61, pp. 361-382.
- Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1982): The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 504-520.
- Yamasaki, M. (2007): A numerical study of rainfall associated with a Baiu front: A case of Niigata-Fukushima heavy rainfall in 2004, *SOLA*, Vol. 3, pp. 57-60.

Static-Stability Control of the Structure and Intensity of Mesoscale Precipitating Systems

Tetsuya TAKEMI

Synopsis

The present study investigates the effects of environmental temperature lapse rate on the precipitation structure and intensity in mesoscale convective systems by conducting systematically a large number of idealized convection-resolving simulations of the precipitating systems that develop under low-level shear conditions. Changing the temperature lapse rate with CAPE being unchanged, we showed that the environmental stability in a convectively unstable layer well delineates the intensity of the simulated precipitating systems. CAPE can only be a good measure for diagnosing the development and intensity of the convective systems so long as the environmental static stability is identical. Some static stability measures were examined for a real heavy rain case during the Baiu season.

Keywords: mesoscale precipitating system, static stability, numerical weather prediction model, precipitation