

森岩 聰, 鳥山泰宏, 1994: メソ低気圧と地上収束線が関与する短時間強雨—1993.11.13紀伊半島東側で発生した強雨について—, 気象庁研究時報別冊, 46, 106-107.

若月泰孝, 金田幸恵, 坪木和久, 2001: 東海豪雨の構造とメカニズム (1) マルチスケール構造と総観規模場

の特徴, 日本気象学会2001年春季大会講演予稿集, B160.

渡辺真二, 中條屋博, 森岩 聰, 窪田邦晃, 1999: 岐阜県西濃地方で1998年7月28日に発生した豪雨の解析について, 日本気象学会中部支部講演要旨集, 14, 5-8.

1052:413 (豪雨の集中化 (集中豪雨))

2. 東海豪雨のメカニズム—その雨をもたらしたもの—

金田 幸恵*・坪木 和久*・武田 喬男**

1. はじめに

空間的, 時間的に集中化した多量の降水は, 河川の氾濫, 土砂崩れなどを通して, しばしば人命にも関わる重大な災害を引き起こす. 特に, 日本を含む下層が湿潤な亜熱帯域では, 低気圧や台風などのほか, さまざまなメソスケール対流システムによって多量の雨をもたらされる.

降水量の水平分布が地形にしばしば依存することは, これまでも数多くの研究者によって指摘されてきている. 特に山岳斜面には多量の降水をもたらされることが多く, 多いときには日降水量が数百ミリにも及ぶ豪雨が観測されることもある. たとえば, Staff Members of Tokyo Univ. (1969, 1970) は, 台風の通過に伴う雨の研究において, 降水が標高に比例して増加するとした. Yoshizaki *et al.* (2000) は, 長崎半島に沿って形成された対流性線状降水システムに関する研究を行い, このシステムが長崎半島の地形の影響で形成されたことを示した. さらに, 山の風上側と風下側での降水強化に関しては, Kanada *et al.* (1999, 2000) が研究を行った.

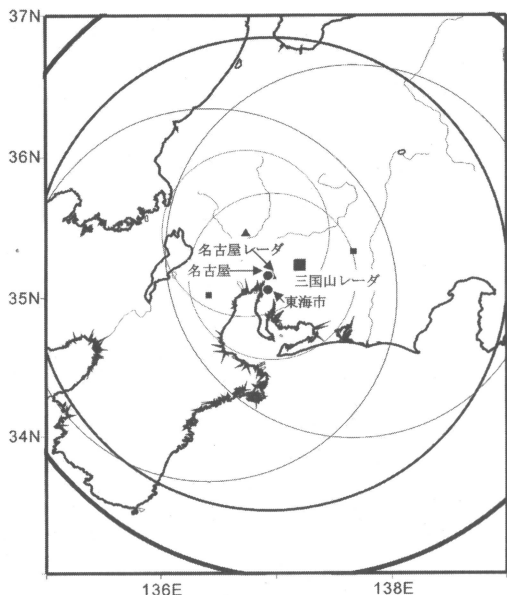
降水の空間的, 時間的な集中化をもたらすメカニズムとしては, 地形効果のほかに, メソ対流システム自身が考えられる. メソ対流システムは, さまざまな形状を持つが, とりわけライン状の降水システムにおいて数多くの研究がなされている. Bluestein and Jain (1985) は, アメリカのオクラホマ州でレーダー観測された150事例のライン状降水システムの解析を行って, 4つのタイプに大別した. 続いて, Bluestein *et al.* (1987) は, それぞれのタイプに共通する大気成層状態を示した. スコールラインと呼ばれるライン状のメソ対流システムについては, さらに数多くの研究がなされている (Snull and Houze, 1985, 1987; Fovell and Ogura, 1988; Houze *et al.*, 1990). しかしながら, これらの研究は, 熱帯域や北米乾燥域で取得されたデータに基づくものがほとんどである. 日本のように下層が湿った亜熱帯域では, メソ対流システムも熱帯域や北米乾燥域で観測された事例とは異なる構造やメカニズムを持つと考えられる. そのため, これら湿潤域におけるメソ対流システムの3次元構造や時間変化の解明が, いまや急務の1つである.

日本のほぼ中央部にあたる東海地方では, 冬季を除き下層で東よりの風が卓越するとき, 南北もしくは南西—北東の走向を持つライン状降水システムがしばしばみられる. たとえば1972年7月12~13日にかけて東

* 名古屋大学地球水循環研究センター.

** 鳥取環境大学.

© 2002 日本気象学会



第1図 東海地方のレーダー配置図 (●は、名古屋および東海市の位置を示す.)

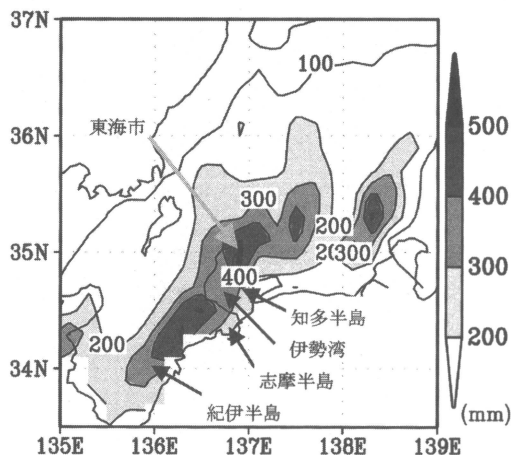
海地方の中である愛知県西三河地方に発生した集中豪雨は、南西から北東の走向を持つ降水バンドの下で発生したことが報告されている(瀬下・田中, 1975; 小花, 1976). この降水バンドによって、幅20 km, 長さ80 km というきわめて限られた領域に4時間で150 mmもの降水をもたらされた. Takeda (1982)によると、この降水バンドは紀伊半島南東斜面の山岳部から北西方向に伸びつつ、西三河地方に停滞していた. しかしながら、これらの研究で用いられたデータは、名古屋地方気象台レーダーの1仰角のデータであり、ごく限られた領域に集中する降水をもたらした降水バンド自体の3次元のかつ微細な構造の解明まではいかなかった.

本研究の目的は、2000年9月11日、東海地方に長時間停滞し多量の雨をもたらしたライン状のメソ対流システムの構造と時間変化を明らかにすることである. 特に、クラウド・クラスターの通過と狭い領域に多量の雨をもたらしたライン状のメソ対流システムの周期性に着目して解析を行った.

2. データ

本研究で使用したデータは以下のとおりである.

- GMS(赤外画像)(水平解像度10 km, 時間間隔1時間)



第2図 9月11日0時から12日9時までの気象庁アメダスデータから作成した総降水量の水平分布図.

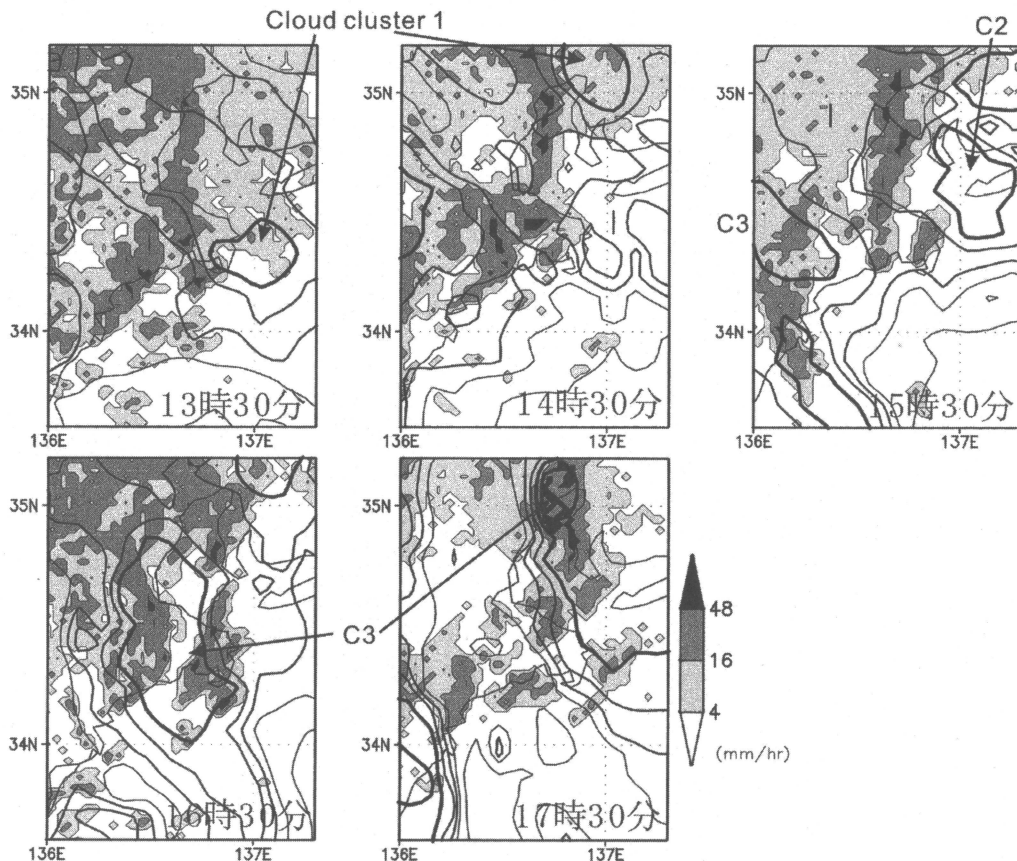
- 気象庁アメダスデータ(時間間隔10分)
 - レーダー・アメダス合成図(水平解像度5 km, 時間間隔1時間)
 - 浜松と潮岬の高層ゾンデデータ(時間間隔6時間)
 - 中部電力三国山レーダーデータ(水平・鉛直解像度1 km, 時間間隔6分)
- 中部電力レーダーを含む東海地方のレーダー配置と観測領域を第1図に示した.

3. 天気概況と降水分布

2000年9月11~12日にかけて、東海地方はきわめて激しい豪雨に襲われた. 東海市における1日半の総降水量は564 mmであり、時間降水量10 mm/hr以上の期間が14時間も続いた. 最大時間降水量は、11日の18~19時にかけての1時間に114 mmを記録した. この総降水量564 mmという値は、同地点の9月の月降水量229.5 mmの実に2倍以上にあたる. その結果、東海地方の多くの地域が洪水に見舞われた.

9月11日0時から12日9時までの気象庁アメダスデータから作成した総降水量の水平分布を第2図に示す. 東海地方の特に限られた領域に、極めて多量の降水が集中していることがわかる. 多降水域は、紀伊半島の南東斜面付近から地形に沿う形で北西に伸びている. 紀伊半島南東斜面は、台風接近時や温暖前線の通過時など特に下層で東風成分が見られるとき、しばしば地形による降水強化が見られる.

期間中、台風は日本の南東海上500 kmの位置にほぼ



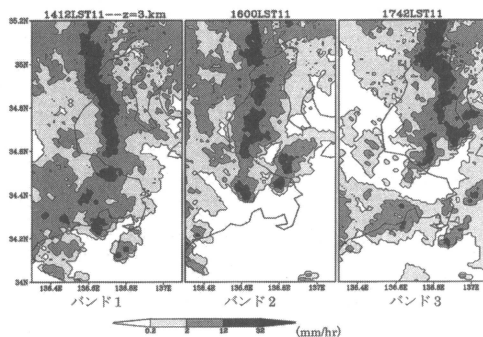
第3図 GMS 赤外画像とレーダーアメダス合成図の時間変化.

停滞し、日本海上には東西に伸びる停滞前線が存在した。15時の浜松における高層ゾンデデータによると、下層では南東風が見られ、高度とともに時計回りに回転しながら、850 hPa 面では20 m/s の南西風となっていた。低 TBB 域で定義されるクラウド・クラスターが、次々と東海地方を通過したが、その下では、ほとんど東西に移動しない降水バンドがレーダーによって観測された。それらの降水バンドは、東海地方（東経136.7度）付近に、ほぼ停滞しているように見えた。

4. 結果

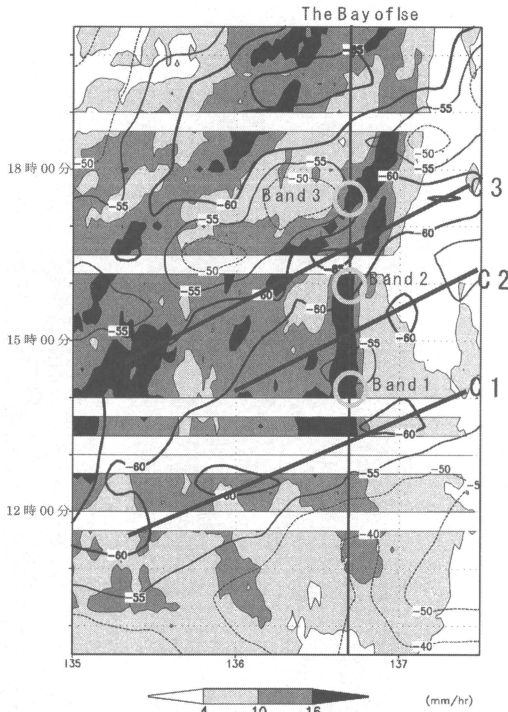
4.1 移動するクラウド・クラスター下で、ほぼ停滞したライン状降水システムの構造と時間変化

強い降水がもたらされた期間中、複数の南北の走向を持つ対流性降水バンドが東海地方に見られた。第3図は、GMS 赤外画像とレーダーアメダス合成図の時間変化である。図中に示されるように、発達した雲活

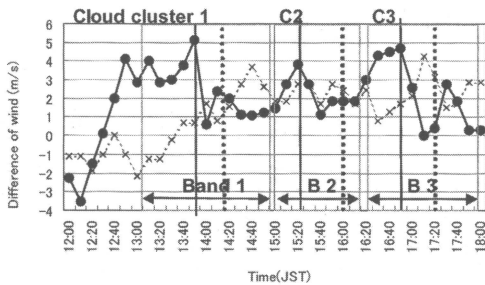


第4図 中部電力三国山レーダの高度3 km の反射強度からみた降水バンド1 (14時12分)、2 (16時00分)、3 (17時42分) の代表例.

動を示す低等価黒体温度 (TBB) 域が、西から東に移動している。その一方で、志摩半島から伊勢湾にかけてほぼ停滞している降水バンドがみられる。



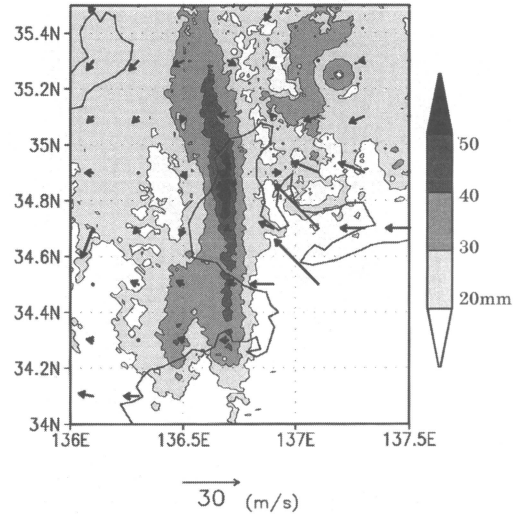
第5図 GMS 赤外画像と降水の時間—経度断面図（降水強度は、中部電力三国山レーダーの高度3 kmの反射強度から算出した。）



第6図 伊勢湾上の東西風の東西成分の差。正の値は収束を、負の値は発散をそれぞれ示す。●：伊勢湾上の風速差，×：知多半島上の風速差，—：もっともTBBが低い領域が、降水バンド上を通過した時刻，---：降水バンドがもっとも強まった時刻。

潮岬における11日9時および21時の高層ゾンデデータによると、東海地方の一般場はほぼ全層にわたって非常に湿っている。そのため、低TBB域は、クラウド・クラスターのコアとみなすことができる。

観測された降水バンドは2～3時間の周期で形成も



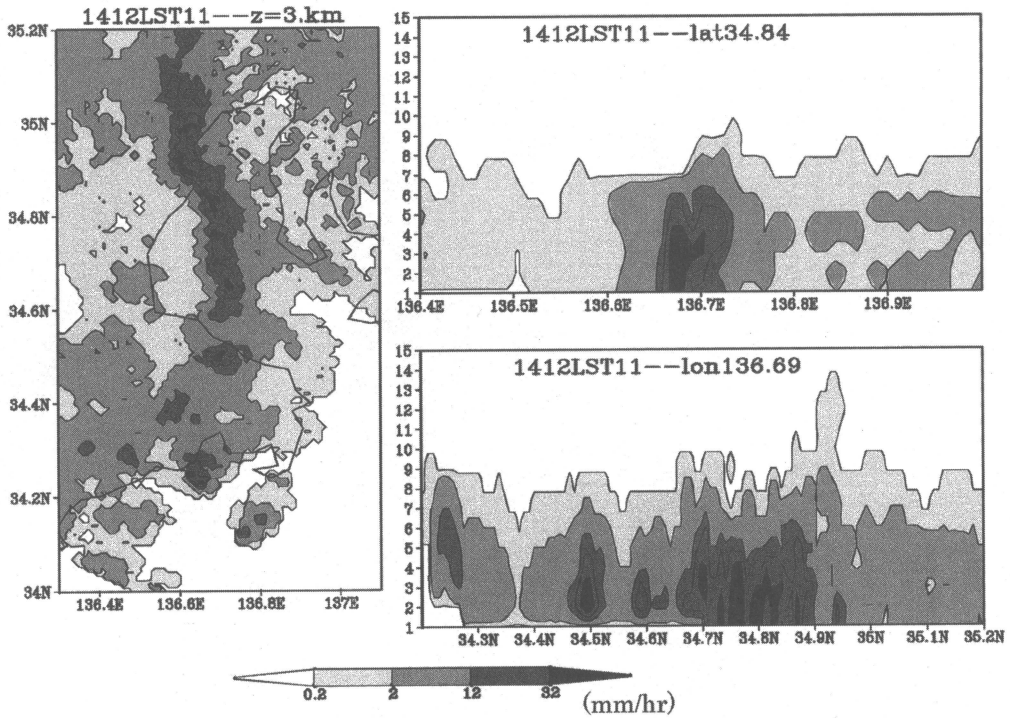
第7図 13時06分～15時06分の総降水分布（三国山レーダー高度3 kmの反射強度より）と地表風の分布（アメダスデータより）。

しくは強化された。興味深いことに、これらの降水バンドの形成・強化は、低TBB域の通過後数10分後に見られた。

解析期間中、主に3本の降水バンドが東海地方に停滞した。それぞれの例を第4図に示す。この図からもわかるように、顕著な降水バンドが伊勢湾や知多半島付近で南北に伸びている。

伊勢湾上における降水バンドの停滞性と降水バンドの周期性、および低TBB域の通過との関係は、第5図からもよくわかる。C1, C2, C3と名づけた低TBB域が西～東に移動しているにもかかわらず、強い降水域は東経136.7度付近に停滞している（11日13～18時）。

低TBB域の通過と降水バンドの周期的な強化の関係を調べるために、伊勢湾をはさんだ観測地点での東西風成分を抽出し、東西断面における収束・発散の時系列を調べた（第6図）。東西断面における収束・発散を示す東西風の風速差のピークが、13時50分、15時30分そして16時50分にそれぞれ見られる。これらのピークは、低TBB域の通過とよく対応している。降水バンドの強化が、この伊勢湾上の収束のピークの数10分後に見られることが、非常に興味深い。これらの時間差は、収束のピークが降水バンドの対流活動の強化の結果による吸い込みの結果を反映したものではなく、収束が先に生じその結果、降水バンドが強まったことを示唆している。クラウド・クラスターの通過は、伊勢



第8図 降水バンドの水平構造と鉛直構造の1例 (11日14時12分, 三国山レーダーより).

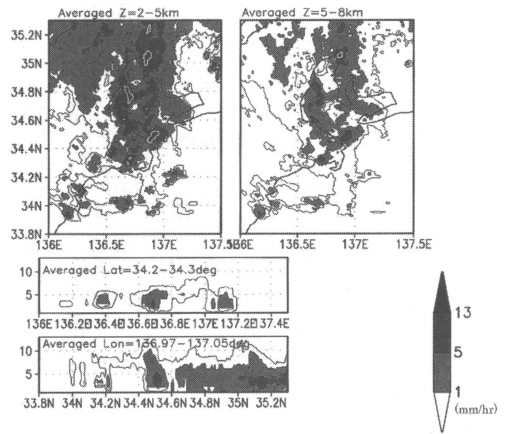
湾付近で見られる降水バンドの強化に対して、重要な役割を果たしていると考えられる。

1本目の降水バンドは、13時06分～15時06分の間に見られた。第7図に、この時間帯で平均した降水の水平分布図と、アメダスデータの地表風を重ねたものを示す。5 m/s を越える強い東風が、降水バンドの東側の広い領域で見られる。また、降水バンドが形成されている付近で、この東風と降水バンドの西側に見られる西風が収束ラインを形成していることがわかる。

4.2 ライン状降水システムの発達と強化

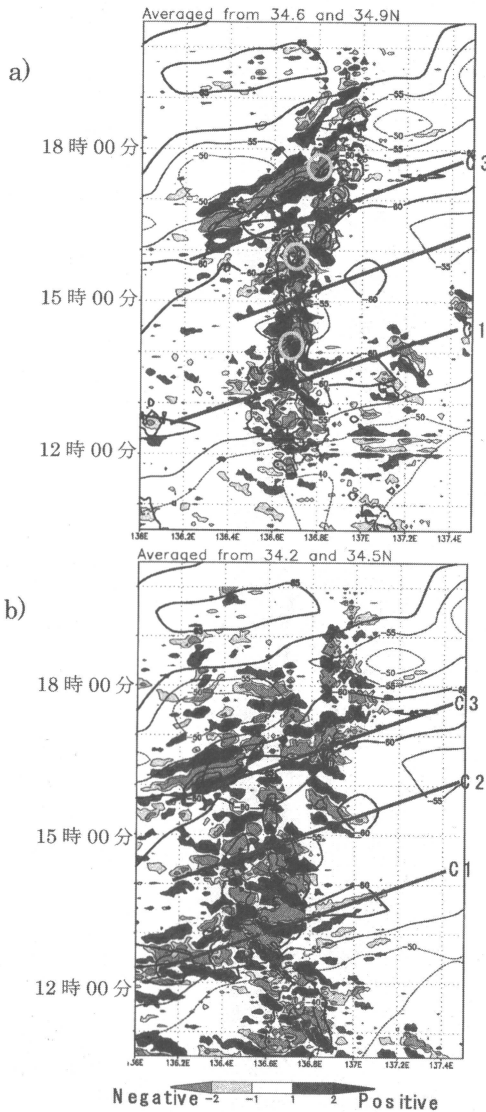
第7図で示したように、特に強い降水域が、降水バンド内の北緯34.7度付近に見られる。この降水バンドのより詳しい構造と発達の解析を、三国山に設置された中部電力のC-バンドレーダーデータ(東経137.18度、北緯35.15度、標高684 m)を用いておこなった。3次元構造の1例を第8図に示す。

ライン状のレーダーエコーが、紀伊半島南東斜面付近や志摩半島付近へ南から北へ伸びている。そのほかにも紀伊半島の南東海上に孤立したエコーが散在している。降水バンドを構成するセル状エコーグループは、南から北に移動している。この移動は、一般場の高度



第9図 降水バンドの水平構造と鉛直構造の1例 (11日17時12分, 三国山レーダーより).

2～5 km 付近に見られる強い南風の風向と一致している。紀伊半島南東海上のレーダーエコーグループのほとんどは、エコー頂高度が低く約6 km である。一方で、紀伊半島南東斜面に見られる、エコー頂の高度が10 km を越えるようなレーダーエコーグループは、南



第10図 GMS 赤外画像と高度 3 km における δ^2R の時間経度断面図. a) 北緯34.6~34.9度で平均したもの(伊勢湾). b) 北緯34.2~34.5度で平均したもの(志摩半島).

西から北東に移動する. 極めて顕著な降水バンドの強化が, これら背の高さが異なる 2 種類のレーダーエコーグループの合流後にみられる.

第9図は, 17時12分における降水強度の水平および鉛直断面を示した図である. このとき低 TBB 域 C3 が東海地方を通過中だった. 第9図で示されたように, 中層の弱エコー域が志摩半島上に広がっている. 背が低いエコーグループがこの下に差しかかると, 急速に

発達する. この中層の弱エコー域の動きは, 低 TBB 域すなわちクラウド・クラスターとよく一致していた.

降水のピーク位置の時間変化をわかりやすくするために, 降水の時間変化の 2 次差分 (δ^2R) を次のように定義する.

$$\delta^2R = 2R(t) - \{R(t - \delta t) + R(t + \delta t)\}$$

$R(t)$ はレーダーエコーから導かれた 24 分降水量であり, δt としてここでは 12 分を採用した.

第10図 a, b は, GMS 赤外画像および高度 3 km における δ^2R の時間—経度断面図である. 第10図 a は北緯34.6~34.9度(伊勢湾付近)で, 第10図 b は北緯34.2~34.5度(志摩半島付近)でそれぞれ平均した.

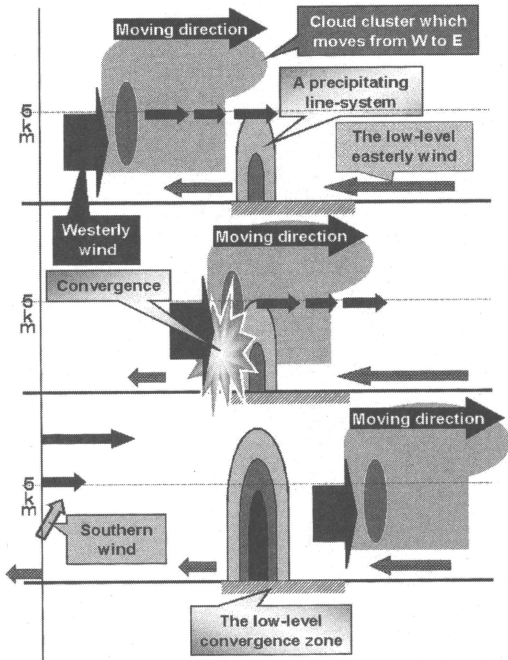
2枚の図には, それぞれの領域での降水の極値の東西移動がよく表われている. 伊勢湾付近では, 降水の極大値を示す正の値のほとんどが東経136.7度付近に集中している(第10図 a). しかし, 16時00分には, δ^2R の大きな正の値のグループが西から東に進み, 東経136.7度付近に定常的に存在していた他の δ^2R の極大値と合流する. 一方, 志摩半島付近では, 第10図 b に示されているように, 西から東進してきた δ^2R の極大値と東経136.7度付近に定在する δ^2R との間で, 13時30分, 15時00分, 17時30分の3回の合流が見られる. 降水バンドが強まるのは, これらの合流現象から数10分後に見られる. これら降水の極大値の移動は, 低 TBB 域の通過と一致している.

紀伊半島南東海上で形成されるセル状エコーは, 降水バンドに沿って南から北に移動しながら発達する. 北緯34.7度付近に差しかかると, セル状エコーは急速に個々のセル構造を失い, 降水バンドの一部となる. 10 dBZ で定義したエコートップは, この緯度付近でしばしば高度14 km をも越える. 紀伊半島の南東海上のエコーグループが, 北緯34.7度に達するまでに, 1時間程度あるいはそれ以上かかる. すなわちこれらの特徴は, 北緯34.7度付近に達する前に, エコーグループが再発達していることを意味している.

5. まとめ

レーダーデータ解析に基づいて, 活発なクラウド・クラスター下で東海地方に極めて多量の雨をもたらしたライン状対流性降水システムの解析を行った.

解析期間中, 南北の走向を持ったライン状降水システムが東海地方に見られた. この降水システムは, 伊勢湾付近にほぼ停滞し, 2, 3時間周期で強まったり



第11図 クラウド・クラスターの通過に関連した
ライン状降水システムの強化の仮説図。

弱まったりした。詳細なデータ解析の結果、ライン状降水システムの周期性が、クラウド・クラスターの通過と関連していることがわかった。クラウド・クラスターの通過中、ライン状降水システムの特に西側で西風成分が強まる。このときライン状降水システムの東側には東風が広く分布しているため、伊勢湾周辺の収束が強化される。ライン状降水システムが強まるのは、クラウド・クラスターが通過した数10分後である。クラウド・クラスターの通過と、ライン状降水システムの強化に関する仮説図を第11図に示す。

ライン状降水システムを構成する積乱雲群は、ライン状システムに沿って南から北へ移動する。第6図で示したように、ライン状降水システムの内部の北緯34.7度付近で、特に降水が強まっている。積乱雲群は、志摩半島付近では雲頂の高さによって移動方向が異なる2種類がある。ライン状降水システムの顕著な強化は、これら2種類の積乱雲群が志摩半島付近で合流したあとに見られる。これら2種類の振る舞いを見せる積乱雲群の中で、西からやってくる雲頂が高い積乱雲群は、クラウド・クラスターの通過と同期している。

なぜ今回のようなライン状の降水システムが形成されたのか、さらに解析を進める予定である。だが、下

層の東風の強化とともにライン状降水システムに沿って収束ラインがみられた。下層の強い東風が、ライン状降水システムの形成と維持に重要な役割を果たしたのだと考えられる。伊勢湾における収束ラインの形成メカニズムを解き明かすためには、地形を含んだ数値実験などを用いたさらなる解析が必要である。

謝辞

名古屋地方気象台と国土交通省および中部電力株式会社、ならびに株式会社シー・ティー・アイには、貴重なレーダーデータを提供していただきました。深く感謝致します。また、解析にご協力くださった服部美紀氏、佐野哲也氏、大東忠保氏、川畑 玲氏にも、記してここに謝意を示します。

参考文献

- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Bluestein, H. B., G. T. Marx and M. H. Jain, 1987 : Formation of mesoscale lines of precipitation : Nonsevere squall lines in Oklahoma during spring, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2719-2727.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988 : Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846-3879.
- Houze, R. A. Jr., B. F. Smull and P. Dodge, 1990 : Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 613-654.
- Kanada, S., B. Geng, N. Yoshimoto, Y. Fujiyoshi and T. Takeda, 1999 : Doppler radar observation on the orographic modification of a precipitating convective cloud in its landing, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 135-154.
- Kanada, S., H. Minda, B. Geng and T. Takeda, 2000 : Rainfall enhancement of band-shaped convective cloud system in the downwind side of an isolated island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 47-67.
- 小花隆司, 1976 : 47.7西三河集中豪雨のときに現れたレーダーエコーの合流現象, *天気*, **23**, 347-361.
- 瀬下慶長, 田中隆一, 1975 : 昭和47年7月12日~13日の西三河集中豪雨の降水解析, *天気*, **22**, 101-137.
- Snull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985 : A midlatitude squall line with trailing region of stratiform precipitation : Radar and satellite observations, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.

- Snull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987 : Dual-Doppler radar analysis of midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- Staff Members of Tokyo University, 1969 : Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I), *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- Staff Members of Tokyo University, 1970 : Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part II), *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 103-117.
- Takeda, T., 1982 : Case study of the structure and formation of a heavy-rain band, *J. Natural Disaster Science*, **3**, 40-51.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and Members of X-BAIU-98 Observation, 2000 : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.

1052 : 4011 (集中豪雨：非静力学モデル；豪雨予想)

3. 集中豪雨のモデルと予想—数値実験によるアプローチ—

加藤 輝之*

1. はじめに

日本の暖候期、特に梅雨期に起こった集中豪雨をもたらす降雨域の形態としては線状構造を持つものが圧倒的に多い。降雨域の風下部分では豪雨が持続し、時には 100 mm h^{-1} を超える局地的な集中豪雨をもたらす。2000年9月11日から12日にかけて発生した東海豪雨はその典型だと言える。そのような線状構造を持つ降雨域はメソ対流系の1つで、バックビルディング型という積乱雲（降水セル）が繰り返し発生するシステムにより維持している。バックビルディング型の維持システムとは、既存の降水セルから見てまわりの環境風の北上方向に、新しいセルが生成され、それが成長・発達しつつ古いセルと併合して、線状構造を作る機構である。その発生メカニズムとして、第1図に示したような降水域での雨滴蒸発による冷気外出流と環境風との収束による新しいセルの発生 (Fovell and Ogura, 1988), 地形効果 (Watanabe and Ogura, 1987) や第2図に示したような準定常的な収束線での降水セルの

繰り返し発生 (Kato, 1998) などが考えられている。

計算機システムの進歩により、現在、気象庁では水平分解能 10 km のメソスケールモデルが現業運用され、日々の天気予報に用いられている。しかし、そのモデルでは降水セルスケール（水平 10 km 以下）を解像できないのでバックビルディング型の維持システムを再現することはできない。気象研究所では雲解像モデルである非静力学メソスケールモデル(斉藤・加藤, 1996)の開発・改良を行い、今までに集中豪雨をもたらしたメソ対流系を数多く再現している (Kato, 1998など)。さらに、水平分解能 2 km のモデルを用いることでバックビルディング型の維持システムをも再現することに成功している。

ここでは、梅雨期に集中豪雨をもたらす環境場についてのレビューを第2節で、研究で用いた数値モデルの説明を第3節で行う。集中豪雨の例として1998年8月4日に新潟地方に数時間停滞することにより豪雨をもたらしたメソ対流系（詳細についてはKato and Goda, 2001とKato, 2001を参照）について第4節で、東海豪雨についての再現実験の結果については第5節で述べる。

* 気象研究所予報研究部。

© 2002 日本気象学会