

- Bosart, L.F., and F. Sanders, 1981: *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1616-1642.
- Caracena, F., R.A. Maddox, L.R. Hoxit and C.F. Chappell, 1979: *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1-17.
- Chin, H.-N.S., and Y. Ogura, 1989: *J. Atmos. Sci.*, **46**: 1440-1447.
- , R.B. Wilhelmson and Y. Ogura, 1990: *J. Atmos. Sci.* (in press).
- Dudhia, J. and M.M. Moncrieff. 1987: *Q.J.R.M.S.* **113**, 929-967.
- and ———, 1989: *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3363-3391.
- 藤吉康志, 遠藤辰雄, 山田知充, 1987: 科研費 (武田), 52-62.
- and ———, 坪木和久, 佐藤晋介, 立花義裕, 大井正行, 若浜五郎, 1990: 科研費 (浅井) 221-254.
- 浜田周平, 1990: 天気, **37**, 527-530.
- 長谷川隆司, 二宮洗三, 1984: 天気, **31**, 565-572.
- 播磨屋敏生, 加藤聖治, 1987: 科研費 (武田), 18-20.
- and ———, 菊地勝弘, 1987: 科研費 (武田), 66-70.
- 早川誠而, 鈴木義則, 前田 宏, 元田雄四郎, 1989 a: 天気, **36**, 121-126, 127-133.
- and ——— and ——— and ———, 1989 b: 天気, **36**, 207-213.
- 石原正仁, 榊原 均, 柳沢善次, 松浦和男, 青柳二郎, 今泉孝男, 1987: 天気, **34**, 321-332.
- Iwanami, K., K. Kikuchi and T. Taniguchi, 1989: *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 497-504.
- 亀谷長勇, 高嶺 武, 上江州久雄, 1989: 日本気象学会, 秋期大会予稿集, **39**.
- 菊地勝弘, 播磨屋敏生, 孫野長治, 堀江成人, 岡村存, 1981: 科研費 No. B-55-3 (研究代表者坂上務), 71-79.
- , 上田 博, 高田暢宏, 岩波 越, 1990: 科研費 (浅井), 207-220.
- , N. Horie, T. Harimaya and T. Konno, 1988: *J. Meteor. Soc. Japan*. **66**, 125-139.
- 倉島 厚, 1973: 気象研究ノート, **117**, 143-152.
- Maddox, R.A., and G.K. Grice, 1986: *Weather and Forecasting*, **1**, 66-76.
- Marwitz, J.D., 1972: *J. Rech. Atmos.*, **6**, 367-370.
- Miller, M.J, 1978: *Q.J.R.M.S.*, **104**, 413-427.
- Nagata M., and Y. Ogura, 1991: *Mon. Wea. Rev.* (in press)
- 二宮洗三, 岩崎博之, 武田喬男, 1987: 科研費 (武田), 35-43.
- , H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatsumi, 1984: *J. Meteor. Soc. Japan*. **62**, 272-295.
- 小倉義光, 1990: 天気, **37**, 439-465.
- , and M. Yoshizaki, 1988: *J. Atmos. Sci.* **45**, 2097-2122.
- , T. Asai and K. Doi 1985: *J. Meteor. Soc. Japan*. **63**, 883-900.
- Saitoh, S., and H. Tanaka, 1988: *J. Meteor. Soc. Japan*. **66**, 39-54.
- 榊原 均, 石原正仁, 田端 明, 赤坂健治, 岡村博文, 島津好男, 1990: 科研費 (浅井), 258-269.
- Seko, M. and T. Takeda, 1987: *Natural Disaster Sci.* **9**, 23-37.
- Simpson, J., et al.: 1980: *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim*, **A 29**, 1-40.
- Takeda, T., and K. Takase, 1980: *J. Meteor. Soc. Japan*. **58**, 500-516.
- , N. Moriyama and Y. Iwasaka, 1976: *J. Meteor. Soc. Japan*. **54**, 32-41.
- 牛山素行, 1989: 日本気象学会, 春期大会予稿集, 222.
- 渡部浩章, 1984: 天気, **31**, 739-746.
- , 栗原和夫, 1988: 天気, **35**, 615-624.
- , 平原隆寿, 1991: 天気 (投稿中).
- Watanabe, H., and Y. Ogura, 1987: *J. Atmos. Sci.*, **44**, 661-675.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: *J. Atmos. Sci.* **45**, 3700-3722.
- 吉住禎夫, 1990: , 科研費 (浅井), 192-206.
- Zhang, D.-L., and J.M. Fritsch, 1986: *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1913-1943.

1051 (中 (間) 規模擾乱)

2. 集中豪雨の予測について*

萬納寺 信 崇**

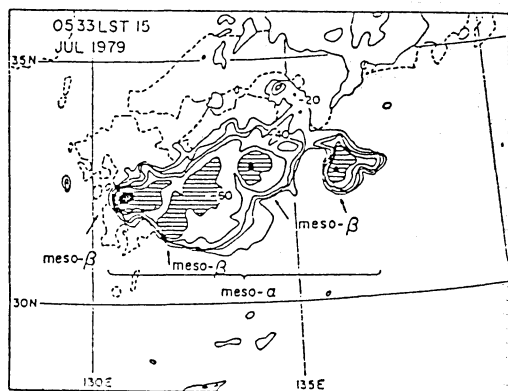
予測の対象と道具

集中豪雨を予測するというのは、言い換えると「メソ

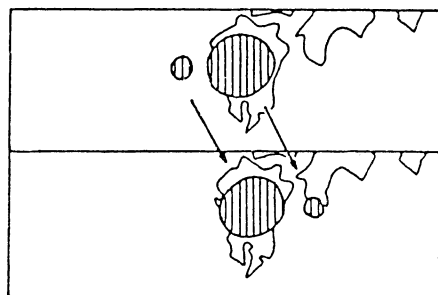
対流系」の動態 (その構造, 広がり, 移動速度, いつどこで発生・衰弱するか, どのくらいの量の雨を降らせるか, 等) を予測することである。雨は広い地域で一様に降るのではなく, 積雲群のある狭い地域に降る。組織化されたエコー群 (積乱雲群) 及びその周りの弱いエコー

* On Prediction of heavy Precipitation

** Mannouji Nobutaka, 気象庁・数値予報課。



第1図 GMS 画像上におけるメソ α スケールシステムの微細構造としてのメソ β スケールシステムの概念図 (Ninomiya et al., 1988).

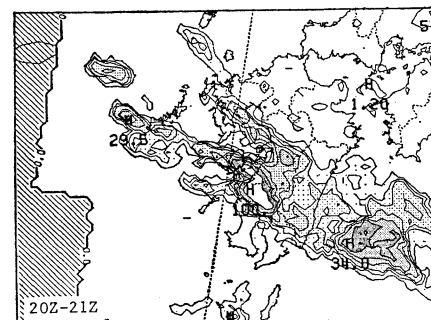
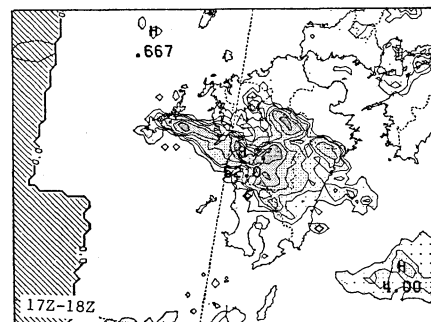
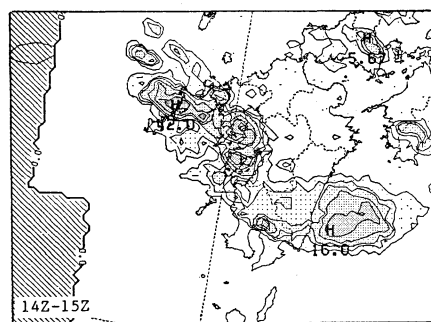


第2図 メソ β システムの発達、減衰によるメソ α システムの伝播の一例を示す模式図 (Ninomiya et al., 1988).

を含めて「メソ対流系」と呼ぶ。

メソ対流系の例を第1図に示す。これは Ninomiya et al. (1988) による TBB の図で、数 100 km のスケールのメソ α 現象、100 km あるいはそれ以下のスケールのメソ β 現象がある事がわかる。その動向の一例として Ninomiya et al. (1988) による模式図を第2図に示す。これはメソ α 現象の動きとメソ β 現象の動きとの関係を示している。この例では東進するメソ β スケールの現象の西側に新たに別のメソ β スケールの現象が生じ、その結果メソ α スケールの現象の伝播は遅い。このような場合には1つの地点では雨の降る時間が長くなり、豪雨になる。

このメソ対流系の予測に使う道具の一つが数値モデルである。これは現実の複雑な状態から未来を予測する。また、現在のメソ対流系の動きを単に外挿するのではな



第3図 7月17日 15 Z, 18 Z, 21 Z のレーダー-メダス合成図による前1時間雨量。

く、発生・消滅も予測できる。そして地形の効果も表現できる。例えば紀伊半島、宮崎、オロフレの南東斜面でしばしば起こる大雨の予測が可能である。

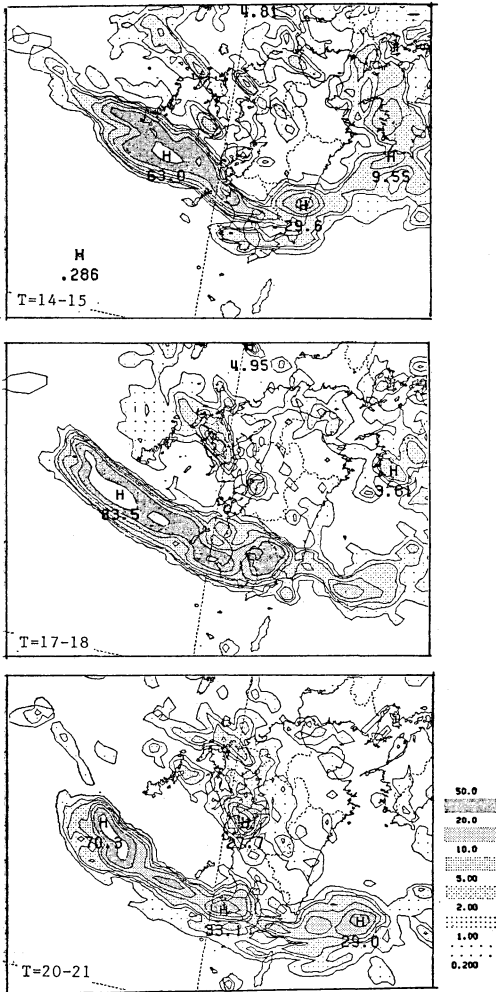
以下、予測の実例と共に、分解能、初期値、降水過程のパラメタリゼーションがモデルの結果に及ぼす影響について述べていく。

2. 気象庁の局地スペクトルモデルによる予測の実例

ここでは、気象庁の局地スペクトルモデルがメソ対流系をどのように表現できるかを示す。1988年7月17日に九州に降った雨のケースを取り上げた。

2.1 モデルの概要

ここで使うモデルの一つは「JSM」と呼ばれるモデル

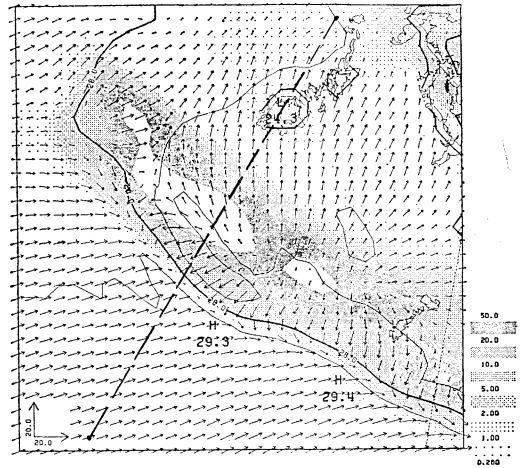


第4図 10 km モデルの T=15, 18, 21 時間の前 1 時間雨量。

である。これは Tatsumi (1986), Segami *et al.* (1989) による局地スペクトルモデルで、鉛直レベルは19層、変換格子は 97×97、その 60° Nでの格子間隔は 40 km である。これは気象庁で現業に使われている。

もう一つのモデルは JSM の高解像度版モデルで、“10 km モデル”と呼ばれる。このモデルは JSM とほとんど同じ力学過程と、全く同じ物理過程を持つ局地スペクトルモデルである。違う点は格子間隔を 40 km から 10 km にしたこと、側面境界条件に JSM の予報を用いること (JSM の境界条件は ASM とよばれる、一回り大きい局地モデルの予報を使う) の2点である。モデルの大きさ (97×97, 19層) も同じであるため、モデルが覆う領域の面積は JSM の 1/16 である。また、地形も分

1988 07 17 00Z INITIAL : T=18



第5図 T=18 時間の 10 km モデルの結果の地表の風を矢印で、気温を等値線で、T=17 から 18 時間の 1 時間雨量をハッチで示す。白く抜けているのは 1 時間雨量 50 mm 以上。左下の矢印は 20 m/sec. 破線は第6図で示す断面。

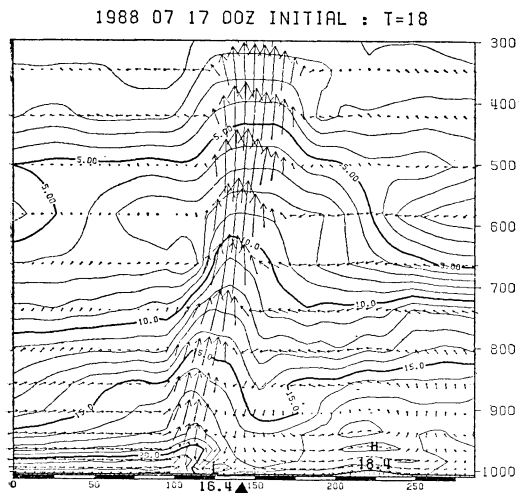
解能に応じて細かくなっている。

初期条件は二つのモデルで共通で、客観解析をモデルの格子上に内挿したものである。この客観解析は観測データ (主に高層観測 (日本では約 300 km 間隔) と衛星のデータ) を基に、最適内挿法によって 80 km 間隔の格子点上に値を求める事によって得られるデータである。これは総観規模の現象は表現しているが、メソβスケールの現象は表現できない。このような初期値から出発してメソ対流系の現象を予測できるのか、という疑問が沸くが、『メソ対流系は「環境」(風の場合や安定度)に応答してできあがる』ということにして、つまり総観規模の場が与えられればその環境下でのメソ対流系もそれなりに予測される、という楽観的な気持ちで数値モデルを走らせることにする。(メソ対流系の組織化と環境については小倉 (1990) の解説を参照。) もちろん初期値にメソスケールの「種」があることは正しい予報の為に重要である。このことについては第3.1節で述べる。

2.2 モデルの結果

1988年7月17日 00Z を初期値とする24時間予報を行った。計算結果を示す。

まず降水域を示す。14Z~15Z, 17Z~18Z, 20~21Z の3つの時間の、レーダーアメダス合成図と 10 km モデルの結果の1時間雨量を、それぞれ第3, 4図に示す。

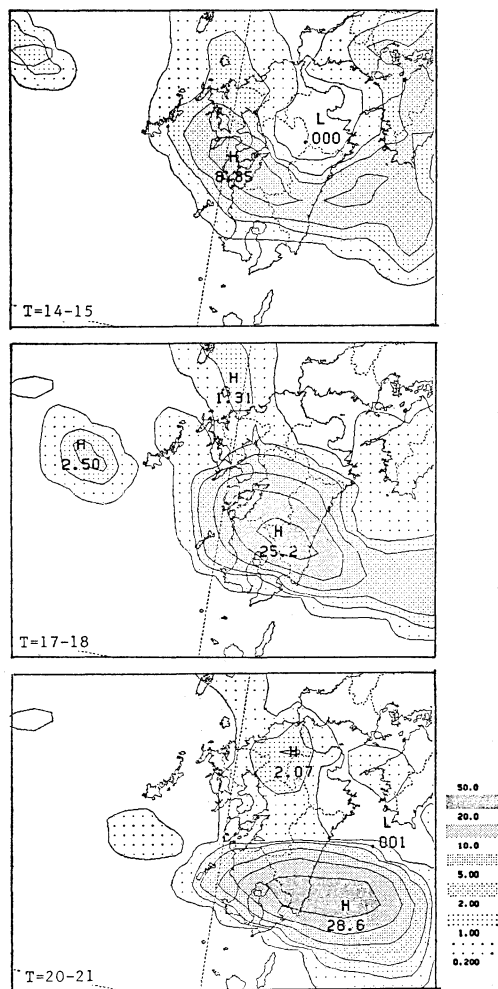


第6図 第5図で示した破線に沿った T=18 時間の 10 km モデルの結果の断面図。図の左側が南側。水平距離は約 290 km、鉛直方向には 300 mb まで。図の下の黒い三角は雨の強い所。面に沿った流れは矢印で、水蒸気量は等値線（間隔は 1 g/kg）で表わす。

第3図のレーダーアメダス合成図によると、西北西から東南東に延びる幅数 10 km、長さ数 100 km 程度のメソ α スケールの降水域がある。この中で1時間に 20 mm 以上の雨域の大きさは数 10 km 程度で、メソ β スケールの現象に対応する。メソ α スケールの降水域はゆっくり南下する。

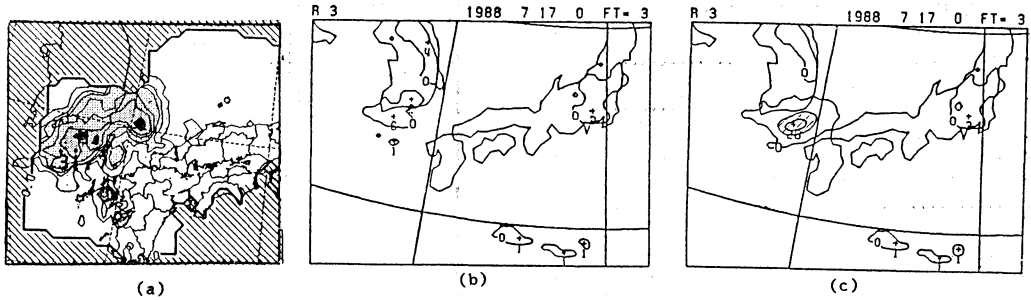
第4図に 10 km モデルの結果を示す。西北西から東南東に延びる幅 50~80 km、長さ 300~500 km 程度のバンド状の降水域がある。強い降水域は主に九州の西海上にある。ゆっくり南下するバンドの中に長さ 50~100 km 程度のまとまった降水域があり、バンド内をゆっくり東南東に動いている。鹿児島県付近で東の海上に抜けると弱まる。レーダーアメダスの観測と較べてみると、10 km モデルは雨のバンドの形や大きさ、その動き（ゆっくりと南下）をうまく表現している。20 Z から 21 Z までの1時間雨量を見ると、東西に約 200 km おきの3か所（九州の東方海上、西海岸、五島列島付近（或いはその南西方向））に、雨の強い所（メソ β システム）がある様子はそっくりである。しかしバンドが熊本にかかるか、鹿児島にかかるか、という場所のずれがある。また、雨量の予測が良いとはいえない。

次にモデルで表わされたメソ対流系の構造を見てみ



第7図 第4図と同じ、但し JSM の結果。

る。第5図に 10 km モデルの 18 Z の五島列島南方の地表の風を矢印で、気温を等値線で、17 Z から 18 Z までの1時間雨量をハッチで示す。白く抜けている所は1時間雨量が 50 mm 以上の地域である。雨の強い場所で発散があり、南西に向かって吹き出した風と一般風の西南西の風との間で明瞭な収束線を形成している。この収束線を境に 2°C くらいの温度傾度がある。第5図の破線に沿った、10 km モデルの 18 Z の断面図を第6図に示す。矢印で面に沿った流れを表わし、等値線で水蒸気量 (g/kg) を示す。この図から次のようなことがモデルで起こっていることがわかる。降水域には 850 mb より下層で南側から湿った暖かい空気（温度の図は省略）が吹き込み、40 km 位の幅で強い上昇流がある。強い降雨



第8図 (a) 00 Z のレーダーアメダス合成図による雨量, (b) 非断熱加熱を含まないイニシャリゼーションを行なった場合のモデルの0時間から3時間の雨量, (c) (b)と同じ, ただし非断熱加熱を含む場合 (高野 1990).

域では, 800 mb より下層で比較的乾いた下降流がある. 第5図にも示したように, 強い降雨域から発散する風が地表面で吹き, 南側からの湿った暖かい空気と収束を作っている. モデル大気はあたかも一つの巨大な (50 km くらいの大きさの) 雲のような構造を持っているのが特徴である. 但し, これが現実大気の状態であるかどうかはわからない.

最後に, 分解能の効果を見るために, 10 km モデルの結果と, JSM の結果とを比較する. 第7図に JSM の 14 Z~15 Z, 17 Z~18 Z, 20~21 Z の3つの時間の1時間雨量を示す. 第4図と比べると, 分解能を上げることにより, 雨の集中度が高まること, 降雨領域が細長くなり, もっともらしくなる事がわかる.

2.3 これらの結果からいえること

これらの結果から, メソ対流系の予測に関して, 次のようなことがいえる.

- ① 初期値にメソスケールの種はないにもかかわらず, 10 km モデルではメソ対流系が形成される. 降水域の形, 大きさはレーダー, アメダスの観測に良く似ている.
- ② 分解能はモデルの予測に大きなインパクトを与える.
- ③ 場所, 時間まで正確に予測できるわけではない.
- ④ モデルの雨量を定量的な予報に使うにはまだ物足りない.

3. モデルの改良~モデルの部品・要素のインパクト

3.1 降水情報を利用した初期値の改善

現在のモデルでは予報開始後数時間までの雨量は観測値に比べて少なく, また不正確な場合が多い(これを「雨の立ち上がりが良くない」という). これは2.1.の後半で述べたように, 初期値には実際のメソ対流系に対応するようなスケールの上昇流や発散成分を含んでいないこ

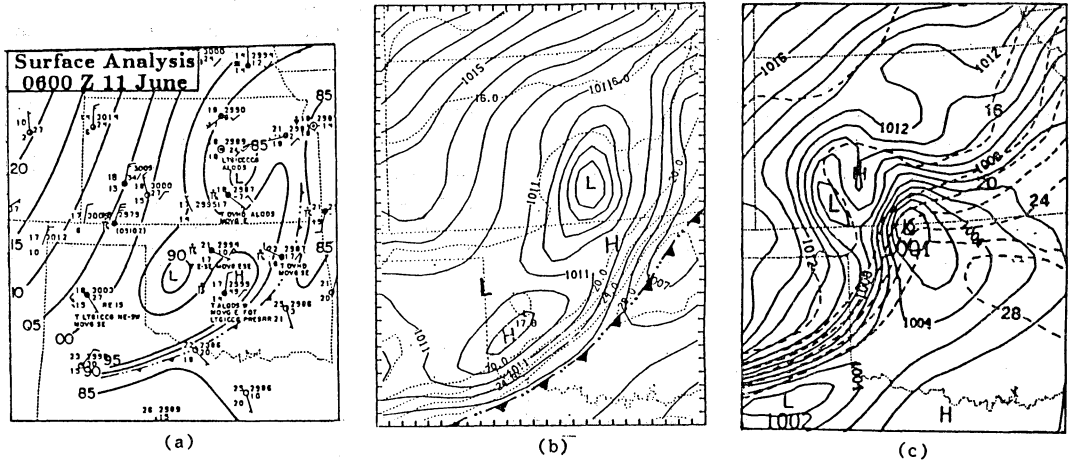
とがその1つの要因と考えられる. このことを解決するためにいくつかの工夫がなされ, 有望な結果が得られている.

「ダイナミック アシミレーション (dynamic assimilation)」という方法がある. これはモデルでは計算していないが観測から見積もれる熱を加えながら数値積分を進める方法である. Ueno *et al.* (1986), Ninomiya and Kurihara (1987) はレーダーアメダス或いは衛星で観測した降水量に見合うだけの熱を加えながら最初の1時間を積分し, その後人為的な加熱を止めてモデルを走らせた. その結果, 雨の立ち上がりの問題はかなり改善されることを示した.

非断熱加熱を含むイニシャリゼーションも有効である. イニシャリゼーションとは, 解析値に含まれているが, モデルにとってはノイズになる成分を取り除く手段である. 2節で示したケースについて, 高野 (1990) は JSM を用い, 観測された降水 (第8図(a)) から見積もった加熱量 (非断熱加熱) も取り入れてイニシャリゼーションを行なった. また, 降水域の比湿を95%に高めた. JSM の最初の3時間の雨量は非断熱加熱を含めた場合 (第8図(c)) には含まない場合 (第8図(b)) に比べて, ずっと良くなった. 青梨 (1990) も別のケースで, 同様な方法を用いて立ち上がりを改善出来ることを示した.

このように衛星, レーダーやアメダスで観測した降水の情報を用いて, うまくメソスケールの水蒸気量, 上昇流の初期値に取り込むことにより, 雨の立ち上がりは随分改善される.

3.2 積雲対流, 降水物理過程のパラメタリゼーション
積雲対流のパラメタリゼーションはメソ対流系の構造に大きな影響を及ぼす. Zhang and Gao (1989), Zhang *et al.* (1989) は 25 km 格子のモデルを使い, 実測と良



第9図 (a) 6月11日06Zの地上気圧の解析 (Zhang *et al.*, 1989). (b) 同じ時刻のモデル結果 (Zhang *et al.*, 1989). (c) 同じ時刻のモデルの結果, ただし湿った下降流のパラメタリゼーションを取り除いたモデルによる (Zhang and Gao, 1989).

く一致する時刻と場所にメソ対流系(スコールライン)の発生を予測した. その構造と伝播も観測と良く一致する. 地上気圧の解析を第9図(a)に, モデルの結果を第9図(b)に示す.

これには, 積雲対流のパラメタリゼーションが鍵を握っている. 彼等は積雲パラメタリゼーションの幾つかの要素の Sensitivity Study を行なった. 第9図(c)に“Moist downdraft”の効果だけを取り除いた場合の結果を示す. 第9図(b)と大きく違っていることがわかる. ここに示したように, 積雲対流のパラメタリゼーションはメソ対流系の構造を再現するのにモデルの大変重要な部品である.

4. まとめ

格子が 10 km の局地モデルは, メソ α スケールのバンド状の降水域, それがゆっくり南下する動き, さらにその中にメソ β スケールの強い降水域があること, 等をもっともらしく表現できる. 現実大気の構造を忠実に表現しているかどうかには疑問は残るが, モデル大気は 50 km くらいの大きさの1つの巨大な雲のような構造を作り出す. しかし, 場所, 時間までピッタリと正確に予報できるわけではないし, 雨量の定量的な予想もまだ十分ではない.

より正確な予測を数値モデルで行なうためには, 分解能の向上, メソスケール現象を表現する初期値の作成, 積雲対流のパラメタリゼーションの精密化, などが必要

である.

将来, 分解能 1 km 程度で, 個々の積雲をあらわに扱い, かつ 1,000 km 四方を覆えるモデルが実用に供されるであろう. そのときには雲物理過程のパラメタリゼーション, 雲水量などの初期値, メソスケールの場の初期値等の問題に苦しむであろう.

参考文献

- Ninomiya, K. and K. Kurihara, 1987: Forecast Experiment of a Long-Lived Meso- α -Scale Convective System in Baiu Frontal Zone. *J. Met. Soc. Japan.* 65, 885-899.
- , T. Akiyama and M. Ikawa, 1988: Evolution and Fine Structure of a Long-Lived Meso- α Scale Convective system in Baiu Frontal Zone Part I: Evolution and Meso- β -scale Characteristics. *J. Met. Soc. Japan.* 66, 331-350.
- 小倉義光, 1990: メソ対流系の構造と組織化に及ぼす環境の影響. *天気*, 37, 439-465.
- Segami, A., K. Kurihara, H. Nakamura, M. Ueno, I. Takano and Y. Tatsumi, 1989: Operational Mesoscale Weather Prediction with Japan Spectral Model. *J. Met. Soc. Japan.* 67, 261-276.
- 青梨和正, 1990: 局地モデルの初期化への降水情報利用の試み. 1990年春季大会予稿集, A 209.
- 高野 功, 1990: 非断熱の効果を含む非線形ノーマルモードイニシヤリゼーションの局地モデルへの応用. 1990年春季大会予稿集, A 210.
- Tatsumi, Y., 1986: A Spectral Limited-Area Model with Time-Dependent Lateral Boundary

Conditions and Its Application to a Multi-Level Primitive Equation Model. J. Met. Soc. Japan. 64, 637-663.

Ueno, M., R. Taira and T. Kudo, 1986: A Dynamic Assimilation Method for a Mesoscale Model Using Observed Rainfall Rates. Short- and Medium-Range Numerical Weather Prediction. Collection of papers presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo, 4-8 August 1986, Special Volume of J. Met. Soc. Japan. 573-584.

Zhang, D.-L., K. Gao and D.B. Parsons, 1989: Numerical Simulation of an Intense Squall Line during 10-11 June 1985 PRE-STORM. Part I: Model Verification. Mon. Wea. Rev., 117, 960-994.

———, and K. Gao 1989: Numerical Simulation of an Intense Squall Line during 10-11 June 1985 PRE-STORM Part. II: Rear Inflow Surface Pressure Perturbations and Stratiform Precipitation. Mon. Wea. Rev., 117, 2067-2094.

407 (情報; 防災)

3. 集中豪雨の情報と防災*

1989年9月14日・阪神間の豪雨の実例

吉澤 博**

(1) 概要

1989年9月14日06:00から09:00の間に阪神間の六甲山南麓の幅、僅かに10数キロメートルの狭い地域で集中的な豪雨があり、13日07:00の降り始めから14日12:00の降り終わりまでの降水量の最大値は神戸市東灘区にある建設省六甲砂防工事事務所で247ミリとなった。時間最大雨量は西宮市役所で14日07:00から08:00の間で112ミリに達した。阪神間での過去の時間雨量の記録は1979年9月30日の大阪での台風7916号による77.5ミリと1939年8月1日の神戸での雷雨による87.7ミリであるから、阪神間では112ミリの時間雨量が如何に大きな値であるかが評価できる。時間最大雨量の発生時間帯は、出勤時間、登校時間と一致していた事もあって通信の混乱、情報把握の時間的遅れもあり、床上床下浸水7,566戸、山崩れ、崖崩れ14箇所等の大きな災害となった。この時の集中豪雨について多数の観測点によって明らかになった降雨の実体と、今後、この種の極めて狭い範囲に発生する集中豪雨予報等への取組み方等について防災実務者の立場から要望などを述べる。

(2) 異常に多雨であった9月

この年の9月の降水量は神戸で483.5ミリとなり平年

値の176.6ミリの2.7倍にも達した。この値は1965年の558.6ミリに次ぐ第2位の記録である。各旬別に見ると230.5(52.9) 215.0(62.5) 38.0(61.2)ミリ()内は平均値となっている。この前月の8月は154.5(107.8)で、やはり平年よりも多雨であるが、程度において大差がある。

この現象について正木・中川(神戸海洋気象台)は第1図の黒潮の蛇行と関連を付け、荒川(気象庁海洋気象部)の研究を引用して多雨の原因の一つとして検討の価値があるとしている。特に今回の集中豪雨の発生した9月14日は黒潮が四国沖、北緯30度付近から真北に北上して室戸岬につっかけている状況が、11日から20日までの間に観測されている。(気象庁海況旬報 1547)この事実は今回の豪雨の直接的な原因ではないにしても、優勢な暖湿流を当該地に送り込んだ要因の一つと評価することは可能なように思える。前月の8月は中旬までは黒潮は沿岸に並行して流れており、蛇行が開始された下旬以降に神戸での雨量が増加している事に注目している。

(3) 当日の地上天気図

神戸海洋気象台の高層解析によると総観場での状況は次のようになっている。500mb天気図を見ると、西日本は太平洋高気圧に覆われ、流れは西南西でトラフが日本海西部にある。850mbの流れは暖い湿った空気が九州から瀬戸内海に流入している。

第2図に14日03:00の地上天気図を示す。四国沖から

* Information of local severa rain and Prevention of disasters

** Hiroshi Yoshizawa, 神戸市嘱託.