

の24時間予報と降水短時間予報があります。24時間予報はいわゆる数値予報で、初期値を与えて予報方程式の時間発展により将来の大気の状態を予報しようとするものです。他方、降水の短時間予報は、レーダー・アメダス合成図のような観測・解析データをもとに、3時間先までの降水を5km四方の細かい区域ごとに予報しようというものです。予報結果は、警報・注意報などの防災気象情報という形で、また、予報値そのものやそれを図示したデータの形で、社会に伝えられます。これらの情報は、マスコミや公的な情報網を通して伝達され、人々が災害を防ぐように行動することを助けているのです。

つぎに、大気現象学の立場から「局地的な激しい雨」を考えてみましょう。大変災害に強い防災都市に降るとしても、無人の大地や大洋上の降雨であったとしても、局地的に激しい雨が降ることはそれ自体で気象学的に興味深いことであります。もっとも、局地的な雨と広域の雨が、また、激しい雨と普通の雨が明瞭に区別出来る気象現象であるかどうかは問題であります。雨の観測には、気象庁のアメダスといった観測網による通常の観測と、限られた期間・場所で集中して行う特別観測があります。各種レーダーや飛行機観測などの新しい観測手段によって、さらに多くの知見が得られつつあります。これらの知見をもとに「局地的な激しい雨」を記述し、分類することが行われ、典型的な降水の様子を模式的に描くことができるようになってきました。

では、どうして「局地的な激しい雨」が降るのでしょうか？ 大気物理学は、その答えを与えようと挑戦しています。降水現象の物理は水の変相変化を伴う非線形過程ですので、その解析は数値モデルを用いた計算機実験が中心となります。積乱雲を表現する数値モデルが作られ、積乱雲のライフサイクルが調べられています。また、積雲をパラメタライズした数値モデルでは、湿潤対流の組織化に関する実験が行われています。このような幅広い階層のモデル群を用いて系統的な実験を積み重ねることにより、また、そうすることによってのみ、「局地的な激しい雨」のメカニズムが明らかになって行くものと思われまます。

本日の話題提供ですが、まず、小倉義光氏に気象学・大気物理学の立場から「集中豪雨の解析とメカニズム」について講演していただき、つぎに、防災科学の立場から、萬納寺信崇氏には「集中豪雨の予測」について、吉澤博氏には「集中豪雨の情報と防災」について講演していただきます。なお、この問題提起を行うに当たり、以下の文献が大変参考になりました。

参 考 文 献

- 浅井富雄(編), 1990: 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果, “集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究”, 458 pp.
 京都大学防災研究所公開講座実行委員会(編), 1990: 公開講座「都市の防災」, 238 pp.

1052 (豪雨)

1. 集中豪雨の解析とメカニズム*

小 倉 義 光**

1. はじめに

集中豪雨を厳密に定義することは難しいが、ここでは比較的狭い領域 (<100×100 km) に、比較的短時間 (<5 時間) に、最大総降水量が 150 mm を越す降雨を考える。こうした場合、1時間降水量は 50 mm より多く、100 mm を越す場合もある。この空間スケールは Orlandi の分類に従えば、メソβスケールに相当する。通常日雨量 100 mm 以上の降雨を豪雨という。我が

国では台風による豪雨の日数は、前線(特に梅雨前線)による日数より、かなり多い。台風による豪雨と前線によるその違いの一つは、前者は日降水量で大きい値を示すのに対して、1時間雨量・10分間雨量では前線や雷雨によるものの方が大きいことである。倉島(1973)の調査によれば、我が国で日降水量上位20位のうち、11例が台風、9例が前線でもたらされた。ところが、1時間降水量の上位20位では、台風によるものは2例に過ぎず、低気圧・前線によるものが15例、雷雨によるものが3例となっている。従って、ここでは台風による豪雨については述べない。またβスケールの豪雨がどのような

* Analyses and mechanisms of intense Precipitation

** Yoshimitsu Ogura, 日本気象協会, 東京大学海洋研究所.

第1表 1980年代に起こった集中豪雨の例

場所	年月日	総観場	形態	維持	研究者
長崎市	1982. 7. 23	温暖前線	線状	BACK BUILDER	長谷川・二宮 (1984), Ninomiya <i>et al.</i> (1984), Ogura <i>et al.</i> (1985), 荒生 (1986), Nagata・Ogura (1991)
島根県西部 83	1983. 7. 23	梅雨前線	線状	同上	渡部 (1984), Watanbe・Ogura (1987)
島根県西部 85	1985. 7. 5-6	梅雨前線	線状	同上	渡部・栗原 (1988)
島根県西部 88	1988. 7. 15	梅雨前線	線状	同上	渡部・平原 (1991), 浜田 (1990)
福岡市	1983. 9. 6	高気圧周辺	線状	同上	早川ら (1989 a)
熊本県五木村	1984. 6. 28	梅雨前線	線状	同上	二宮ら (1989)
鹿児島市	1986. 7. 10	高気圧周辺	線状	同上	早川ら (1989 b)
九州北中部	1988. 6. 23	温暖前線	線状	同上	榑原ら (1990)
九州北西部	1988. 7. 17	メソ α 低	線状	同上	榑原ら (1990)
宮古島	1988. 4. 28	低気圧暖域	線状	同上	亀谷ら (1989)
春日井市	1983. 7. 8	熱雷	団塊	準平衡	Seko・Takeda (1987)
登別市	1983. 9. 25	温暖前線			播磨屋・加藤 (1987)
長野県伊那地区	1988. 8. 28		団塊		牛山 (1989)

メソ α およびシノプチック・スケールの環境の場で出現する傾向があるかは、重要かつ興味ある問題であるが、紙数の関係でここでは述べない。

集中豪雨が起きているときの環境の可降水量を 40 mm とし、降水効率(後述)を 50% とすると、1時間 60 mm の雨を降らせるには毎時間 3回、繰り返して気柱内の全水蒸気を凝結させる必要がある。これをするには鉛直に発達する積雲対流が必要である。従ってこのレビューの主要点は、メソ β スケールに組織化され、しかも集中豪雨をもたらす対流系の実態について、観測結果の解析と数値実験によって得られた知識または lack of knowledge を要約することである。

第1表は1980年代に我が国で起こった集中豪雨のうち、日本気象学会誌や文部省科学研究費の報告書等に記述されたものを順不同でリストしたものである。このサンプルは明らかに科研費で実施された特別観測の年にバイアスされている。ここにリストした以外に、気象庁等の刊行物に記載されているものもあるとおもうので、読者からの御教示をお待ちしている。

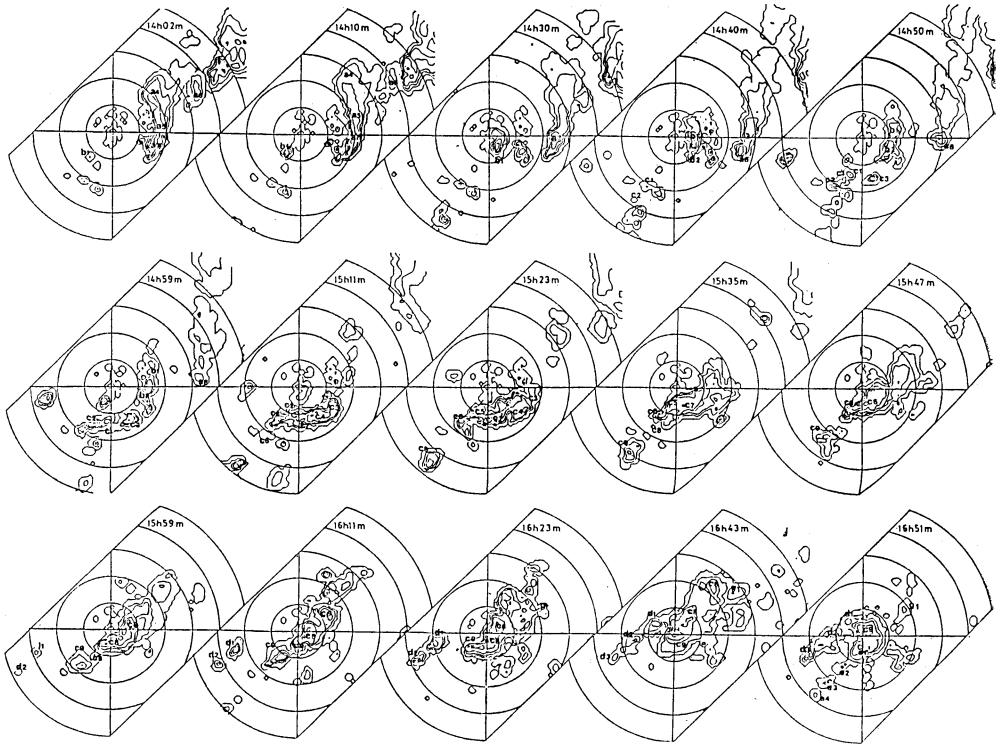
第1表を作るに当っては、メソ対流系をレーダー観測に依る外見上の形態によって、団塊状と線状に分類した。前者は(不規則)マルチセル型、weak evolution型、スーパーセル型の3種類を含む。後者はその形成・維持過程によって、broken line, back building, broken areal, embedded areal の4種類に分ける(Bluestein と Jain, 1985)。上記の分類法についての詳細は小倉(1990)を

参照していただきたい。

2. 線状の集中豪雨

第1表をみてすぐ気がつくことは、総観場は違っても、集中豪雨をもたらすメソ対流系で圧倒的に多いのは、線状構造を持つものであり、しかもそれがすべて back building 型であることである。この型は既存の対流セルからみて環境の風のの上流方向に、古いセルによって新しいセルで生成され、それが成長・発達しつつ古いセルと併合(merging)して、線状構状を作るという型である。一方 Bluestein と Jain (1985) が調査したオクラホマ周辺の40個の severe な線状対流系では、14個が broken line, 13個が back builder であった。我が国との違いは、彼等のサンプルには南下してくる寒冷前線に伴う broken line が多く含まれていることである。

線状集中豪雨の典型的な例は、第1図に示した1983年9月6日の福岡市豪雨である(早川ら, 1989)。この集中豪雨では福岡市での最大1時間雨量は 110 mm を越え、過密都市における降雨災害の拡大や災害時の都市機能喪失などの問題を提起した。早川らによれば、この集中豪雨はA~Fの7個のエコー群の通過ないし停滞によってもたらされ、また各々のエコー群はそれぞれ2ないし9個のエコーから成る。第1図の最初の14時02分では、既に8個のエコーから成るエコー群Aがレーダー観測点をほぼ北東に向かって通過、レーダー観測点の南西約12



第1図 1983年9月6日、九州大学レーダーが観測した14時02分から16時51分まで、8～20分間隔のレーダーエコー図。小文字のアルファベットはそれぞれのエコー群(A～F)を構成するセルを示し、エコー強度等値線は外側から10, 20, 30, 40, 45, 50 dBZ。レーダー・レンジは10 km おき(早川ら, 1989)。

km 付近にエコー群B ($b_1 \sim b_2$)が発生している。14時40分頃にはレーダー観測点の南南西約20 km 付近にエコー群C ($c_1 \sim c_2$)が発生し、その風上側に次々に新しく発生したエコーと併合する。このエコー群Cが福岡市周辺に豪雨をもたらす主役となった。事実第1図をみても、エコー群Cの移動がエコー群AやBに比較して、遅いことがわかる。

ここで雲の併合というのは、2つの既存の対流セルが合併して、より大きい雲を形成する過程をいう。ふつう接近して存在している対流セルからの冷たい外流出(cold outflow)が衝突して“bridge”を作り、ここから2つのセルの隙間を埋めるように新しいセルが発生する。併合は1949年のThunderstorm Project以来目視およびレーダー観測によって認識されていた。それを特に強調したのがSimpson *et al.* (1980)である。彼らはフロリダ半島の積雲特別観測の結果、たった全体の10%のセルが併合したが、併合した雲が同地域の全降水量の86%を降ら

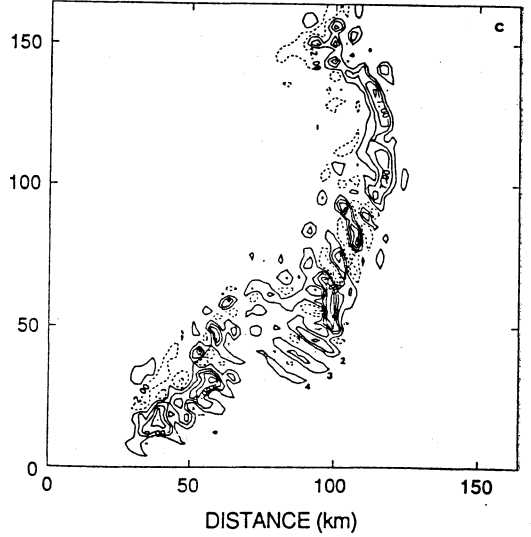
せたと主張する。集中豪雨ではないが、梅雨期の雲のクラスター内で併合はよく観測されている(たとえば播磨屋ら, 1987)。broken line では、ほぼ同時刻に線状にいくつかのセルが発生し、その後この種の併合によって線状構造を持つに至る。それで上記の線状集中豪雨のメカニズムを知るためには、次の二つの間に答えなければならない。

(1) 何故新しいセルが既存のセル群の風上側にできる傾向があるか。新しい対流セルが既存のセルの進行方向に向かって右または右後方に発生する傾向があること、そのためストーム全体としての進行方向は個々のセルのそれより右にずれることは、30年近く前から知られている。その理由としては、いくつかの説があるが一番自然なのは、衰弱期に入ったセルからの冷気外流出と流入してくる下層の環境の風が衝突して作る上流気流のためとするものである。

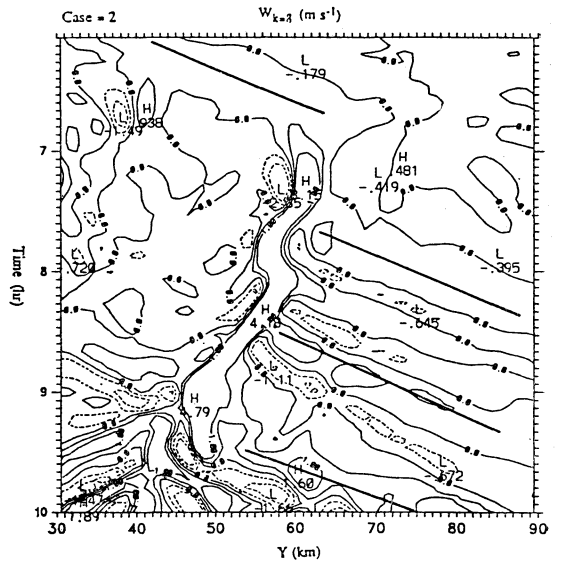
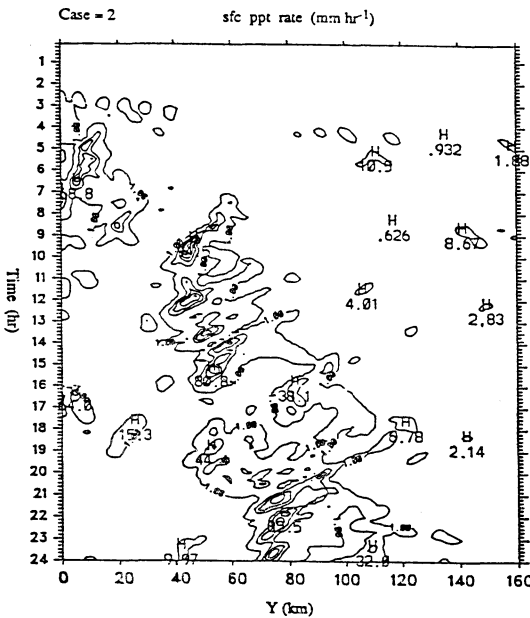
第2図は1985年のPRE-STORM (Preliminary Re-

gional Experiment for STORM)というオクラホマ周辺の特別観測期間中に観測されたスコール・ラインを, Dudhia と Moncrieff (1989) がシミュレーションした結果の一部である. 三次元の雲モデルで初期に積分領域の下層の一部を冷却し, 雲を発生させる. 以後環境の風との相互作用で線状の対流系が発達する. やがてあるセルはスーパーセルの性格を持ち, 2~3時間永続する. 第2図で $x=100$ km, $y=60$ km にあるものが, その一つである. 特に興味があるのは, このセルの南西側に4個の新しいセルが発生したことである. 第2図の時刻では1番目のセルは既にスーパーセルと併合し4番目のセルは発達中である. 第1図で示した過程がここで再現されているように見える.

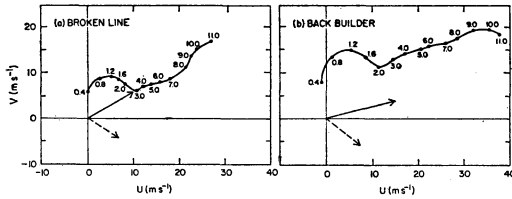
しかし我が国の集中豪雨のとき, 本当にこの冷気外出流/環境の風の相互作用で新しいセルができるかどうか, まだ確証がない. 集中豪雨の場合, 新しいセルは古いセル(またはセル群)の西端から5~40 km くらい離れたところに発生する傾向がある. 既に述べたように(小倉, 1990), 我が国で梅雨期の大気の静的不安定度は, 米国中西部の severe storm 発生時のそれに比べれば, かなり弱い. また雲底も低い. それで冷気外出流は, 米国中西



第2図 米国中西部で発達したスコール・ラインの三次元シミュレーションが描く鉛直速度の水平分布(等値線は1 m/s に始まって3 m/s 間隔). 高度 671 hPa. 積分時間 360 分 (Dudhia と Moncrieff, 1989).



第3図 熱帯線状対流系の二次元シミュレーション. 左図は海面における降水強度 (mm/h) の時間—水平距離分布図. 右図は高さ 1.5 km における鉛直速度の時間—水平距離分布図. 等値線は 0.5 m/s 間隔であるが, 1 m/s 以上の等値線は描いてない (Chin と Ogura, 1989).



第4図 オクラホマ周辺で broken line と back builder が発達したときの環境の風の合成 hodogラフ。hodogラフ上の数字は海拔高度 (km)、実線のベクトルは対流セルの運動、点線のベクトルは系全体の運動を示す (Bluestein と Jain, 1985)。

部に比べてかなり弱いと想像され、新しいセルを作れるか疑問が残る。

ここで GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment) で得た熱帯の非スコールクラスターについての知識が役にたつ。熱力学的な環境が似ているからである。これについて Dudhia と Moncrieff (1987) 及び Chin *et al.*, (1991) が三次元雲モデルを用いてシミュレーションに成功している。両者に共通な結論は、大気に対流不安定であっても、環境の風の鉛直シアがあっても、下層に大規模な上昇気流があり、大気を不安定化させていなければ、非スコールクラスター、すなわち集中豪雨のときのような線状メソ対流系は発達しないということである。すなわち大気が一触即発のところで環境の風が自分と同じ方向にセルを組織化するというシナリオである。

我が国で線状集中豪雨が起こっているときには、より大きなスケールの下層の上昇気流はいつも存在しているようである。例えば長崎豪雨のときには、メソスケールの低気圧に伴った温暖前線があった (Nagata と Ogura, 1991)。島根豪雨のときには、暖気移流に伴う地衝風近似のスケールの上昇運動に加えて、地形による下層の上昇運動もあったと推定されている (渡部1984, Watanabe と Ogura, 1987)。すなわち中国地方の山岳により転向された下層風と、その影響をあまり受けない海上風が島根県西方の海上で合流 (confluence) し収束帯を作り、そこが新しいセルの発生源となったと推測されている。

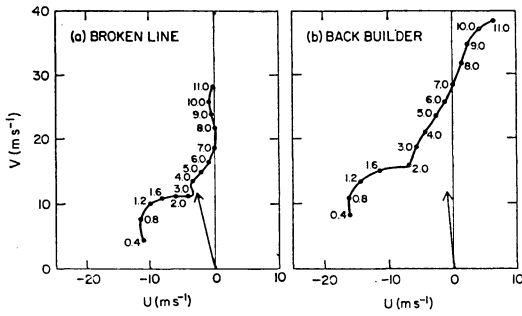
上記のシナリオはもっともらしいが、未だ観測や数値実験で確認されていない。それで他の可能性も考える必要がある。たとえば Chin と Ogura (1989) のいう内部重力波の影響はどうだろうか。第3図は二次元雲モデル (Y 軸が水平座標)において、 $Y=0$ に極大値を持つベル型の下層の大規模な収束を与えて、モデルを時間積

分した結果である。第3図の左側の図をみると、まず $Y=0$ 付近で降雨があるが、 $t=8$ 時間あたりから $Y=50$ km 辺にセル群が発達する。なぜここで発達したかは第3図の右側の図でわかる。すなわち既存のセルから内部重力波が伝播してきて、外から与えた大規模な下層の上昇運動によって飽和に近づいている大気中に、セルの発達を促がしたのである。

また九州西方海上で、観測が困難なため検出されていないが、メソスケールの低気圧に伴った局地的な寒冷前線は無いかどうか。他の可能性は条件付対称不安定 (conditional symmetric instability) である。この不安定性は極めてユニークである。空気の塊を鉛直方向に上昇させても対流安定である ($\partial\theta_e/\partial Z > 0$)。水平面上でどう変位させても慣性安定である。ところが水平面にある角度でもって斜めに変位させたときだけ、あから不思議、その変位は不安定となる。対流不安定を直立不安定というのに対して、斜向不安定 (slantwise instability) というわけである。Emanuel らが強調しているように、前線に沿って、この不安定によって線状の降雨帯が発達することは確からしい。Saitoh と Tanaka (1988) は、この不安定によって斜めの擾乱が発達すると、それによって大気の中層に対流不安定な層ができ、下層大気に蒸発などによる水蒸気の供給がある場合には、50 mm/hr の積雲性降雨があり得るといふ興味深い結果を得ている。ところが第1表にリストした集中豪雨のケースでは、大気は始めから対流 (直立) 不安定である。ちなみに対称不安定によって擾乱の振幅が増大する割合は、その力学的性質上コリオリのパラメーターの程度である。これは直立不安定のそれよりずっと小さい。

(2) 何故発達したセル群は停滞する傾向があるか。この問題は重要である。強い雨を降らせているセル群は、停滞すればこそ新生のセルが追いついて併合し集中豪雨をもたらす。もし急速に移動すれば降雨は集中しない。第1図でもセル群Cはその前に発生したセル群AやBに比べて移動がおそく、だから集中豪雨の主役を演じた。長崎豪雨の際にも、それまで南東に進んでいた線状対流系が長崎付近に達した頃、団塊状になり停滞した (Ogura *et al.*, 1985)。米国中西部のスコール・ラインでも 90 mm/h に相当する強いレーダー・エコーが観測されている。しかしこうしたスコール・ラインはたいてい 10~15 m/s の大きな速度で通過してしまうので、集中豪雨を降らせることが少ない。

停滞する一つの理由は地形だろう (第5節)。もう一つは降水系の中に、自分の進行をおそくする作用がある

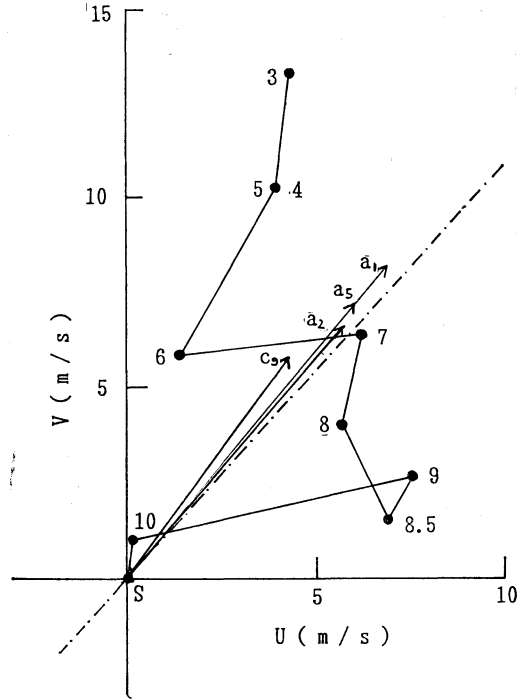


第5図 メソ対流系と共に動く座標系でみた合成ホドグラフ (Bluestein と Jain, 1985),

からだろう (第4節). それにしても, わが国の集中豪雨をもたらす降水系の内外の流れや気温・気圧の三次元分布などが, 遙か遠い東大西洋やアフリカ大陸西岸の対流系ほどにも, まだ観測されていないのが残念である. 関東地方で発達した熱雷については, 石原ら (1987) のドップラーレーダーの観測例がある.

3. 日米の back builder の違い

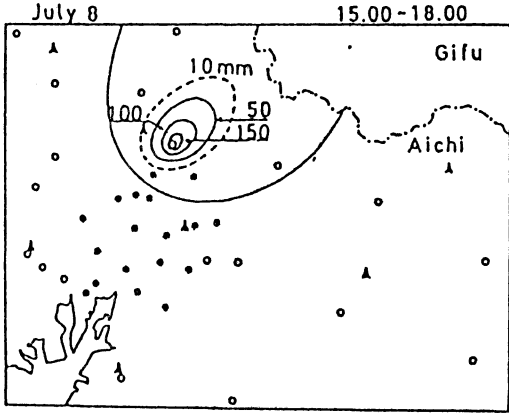
前節では集中豪雨をもたらす線状対流系を back builder と性格づけたが, これが正しいかどうか疑問が残る. というのは, ここで議論している線状対流系と, オクラホマ周辺で観測された元祖の back builder とは, 線状対流系としてみた時, かなりの違いがあるからである. 第4図は元祖の broken line と back builder について, それぞれが起っているときの環境の風のホドグラフを合成したものである. 第5図は, 個々のケースについて線状対流系に沿ってy軸をとり, x方向に伝播する対流系に相対的な環境の風のホドグラフの合成図である. 従って第5図のuは系の進行方向に平行で, 系に直交する方向の相対的な流れの成分である. もちろん第5図には系の伝播を示すベクトルはない. 第4図と第5図を比較して興味あるのは, 地表面に相対的な合成ホドグラフと対流系に相対的なそれとが, 殆ど同じ形をしていることである (第4図を約40°反時計回りに回転してみよ). このことは線状対流系の走向と環境の風の鉛直シアーの間に, いつも密接な関係があることを示す. その関係は第5図にみるように, broken line でも back builder でも, 線状対流系の走向は最下層 (約1kmの高度まで) 内の鉛直シアーに平行であり, 約1.2kmと2kmの間のシアーに直交し, 3kmから7kmの間の層のシアーと30-40°の角をなす.



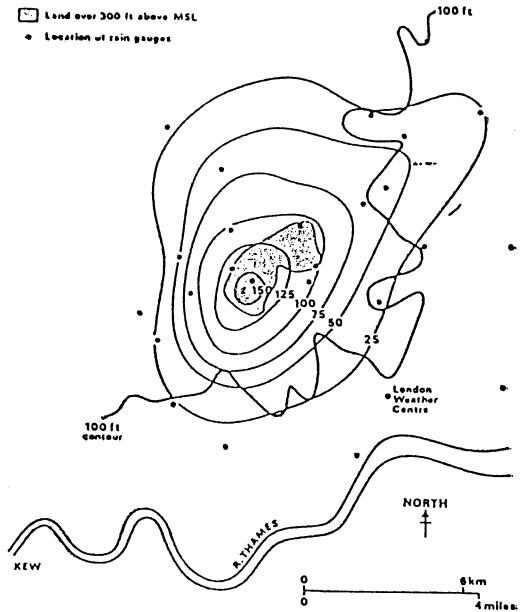
第6図 1983年9月6日9時, 福岡でのホドグラフ (数字は100hPaを単位とする高度). 福岡市豪雨をもたらした線状対流系の走向は鎖線で, 個々の対流セルの運動は実線のベクトルで示す.

さらに第5図aをみると, broken line では個々のセルは高度約3kmの風と共に動く (すなわちそこが steering level である). そしてその動きの多くは系の走向に沿っているが, 系の先端部に相対的に後方にも動いている. この後者の動きが二次元マルチセル型スコール・ラインのシミュレーションでみるように, セルがガスト・フロントで発生してはそれに相対的に後方に移動する動きである (小倉, 1990, の解説参照). 一方第5図bでみるように, back builder では個々のセルは予期された通り, 殆ど系の走向の方向にのみ動く. 不思議なのはセルの steering level がないことで, Bluestein と Jain (1985) はどの発達段階のセルを追跡したのか判らない.

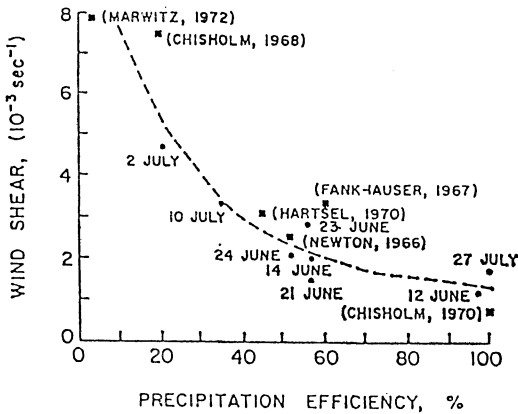
それでは我々の back builder ではどうか. 第4図や第5図と同じフォーマットで解析した文献がないので, 第6図は第1図に示した福岡市豪雨の場合について, 早川ら (1989) のレーダー解析結果を用いて速成したものである. これを第4図と第5図の back builder と比較



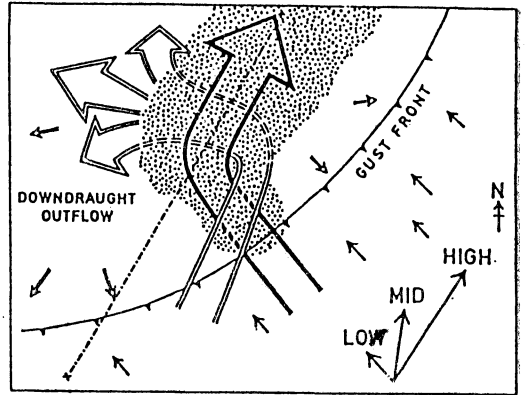
第7図 1983年7月8日15時から18時までの雨量の分布図。三角印はアメダス観測点、黒丸は名古屋市雨量観測点、白丸は愛知県雨量観測点 (Seko と Takeda, 1987)。



第9図 1975年8月14日9時から15日9時までのロンドン北部の降水量分布図。等値線は25mm おき、100および300フィートの等高線も図示してある (Miller, 1978)。



第8図 北米 High Plains 地域で起こった14個の雷雨について、風の鉛直シアと降水効率の関係 (Marwitz, 1972)。

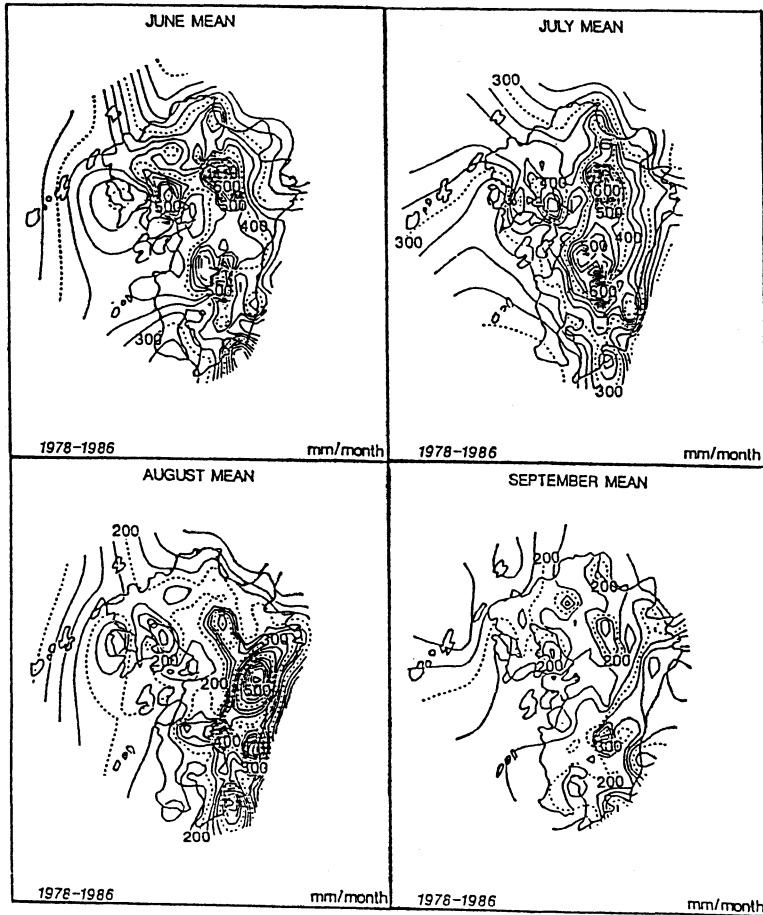


第10図 数値実験の結果に基づいた Hampstead Storm 内外の流れの模式図 (Miller, 1978)。

すると、次のような大きな違いが目につく。(a)我々の場合、環境の風はひどく弱い。(b) 走向は 700 mb の風向と一致しているが、どの層の鉛直シアと関連づけていいか明確でない。(c) たった4個のセルの運動しか調べなかったが、700 mb に steering levelがある。(d) 第1図でわかるように、系全体が系に直交する方向に動く速さは殆どゼロであるのに、オクラホマの back builder 約10 m/s という高速で移動する。

この一例だけからは一般的な結論をだすことは出来ない。これまでに得られたレーダー観測結果をもう一度見

直して、集中豪雨をもたらす線状対流系をどう性格づけるか。また前節で引用とした Dudhia と Moncrieff (1989), あるいは熱帯スコール・ラインに対する Chin *et al.* (1991) のような数値実験を我々の環境の場で行ったらどうなるか。大いに研究意欲をそそられる。



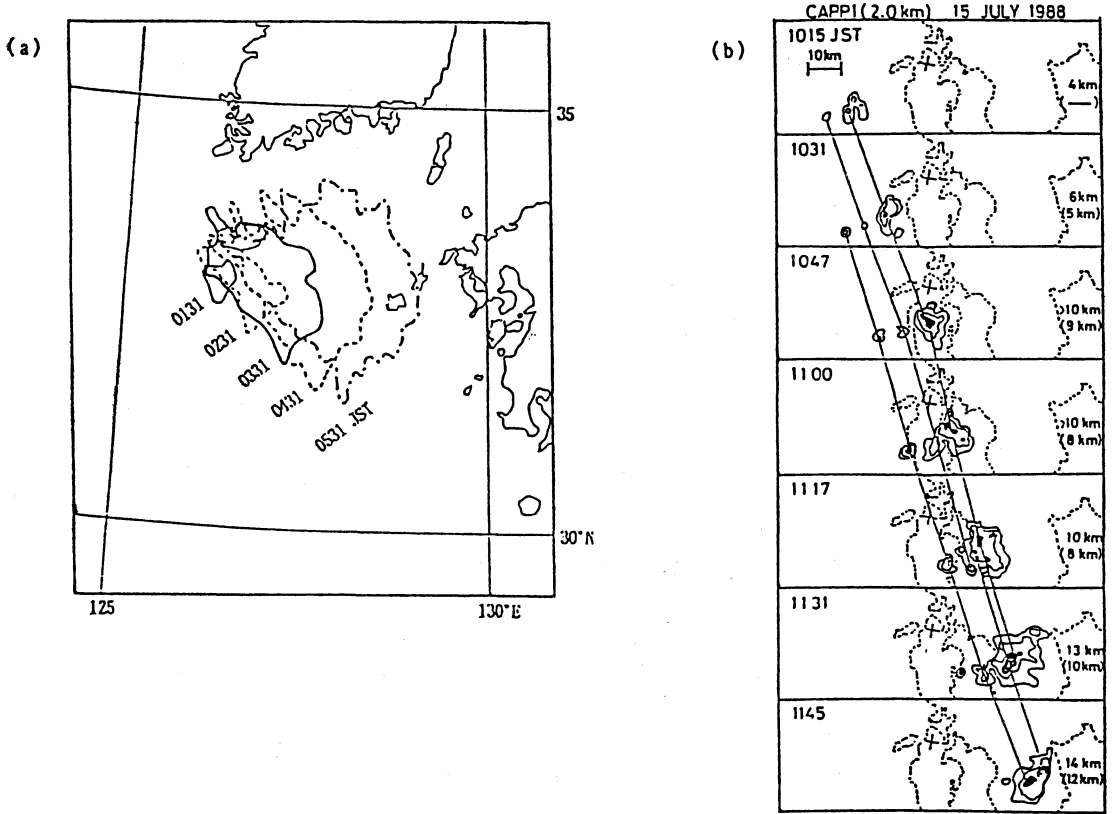
第11図 1978年から1986年までの、6月から9月の月平均降水量の水平分布 (藤吉ら, 1990).

4. 団塊状の集中豪雨

第1表にリストした集中豪雨の中で, Seko と Takeda (1987) が観測した1983年の愛知県春日井市豪雨はユニークである. 7月8日15時から3時間に183mmの降雨が, しかも極めて限られた地域にあった(第7図). どういう点がユニークか.

(a) 環境の風は, 9時の浜松・潮岬の観測とも, 地上では弱い南よりの風であるが, 400mbでは西南西の風約25m/s, 200mbでは約40m/sの南西風と鉛直シアアが極めて強い. CAPE (Convective Available Potential Energy) は $1,000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以下と見積られているから, リチャードソン数 Ri (小倉, 1990) は10以下である. これは米国中西部でのスーパーセル出現時よりも, さらに小さい値である. (b) この大きな鉛直シアアにも

拘らず, あるいはそのために, レーダー観測によれば, この3時間ストームは停滞し準平衡状態にあった. (c) CAPE が小さいのに対応して10dBZでみたエコー頂は常に9km以下で, 比較的低い. (d) 米国のHigh Plains地域のストームでは, 降水効率は鉛直シアアが強いほど小さい(第8図). ここで降水効率 (precipitation efficiency) は, 実際に地上でみた降水量の, 降水系に流入した全水蒸気量の比である. 春日井市ストームの場合, 鉛直シアアは約 $4 \times 10^{-3} / \text{s}$ であるから, 第8図が我が国のストームにも成り立つとすれば降水効率は35%しかない. これだけ低い降水効率で, これだけ低いエコー頂のストームから, これだけの豪雨をどう降らせるのか. (e) 降水量とレーダー反射強度の両者に顕著な約20分周期の変動があった.



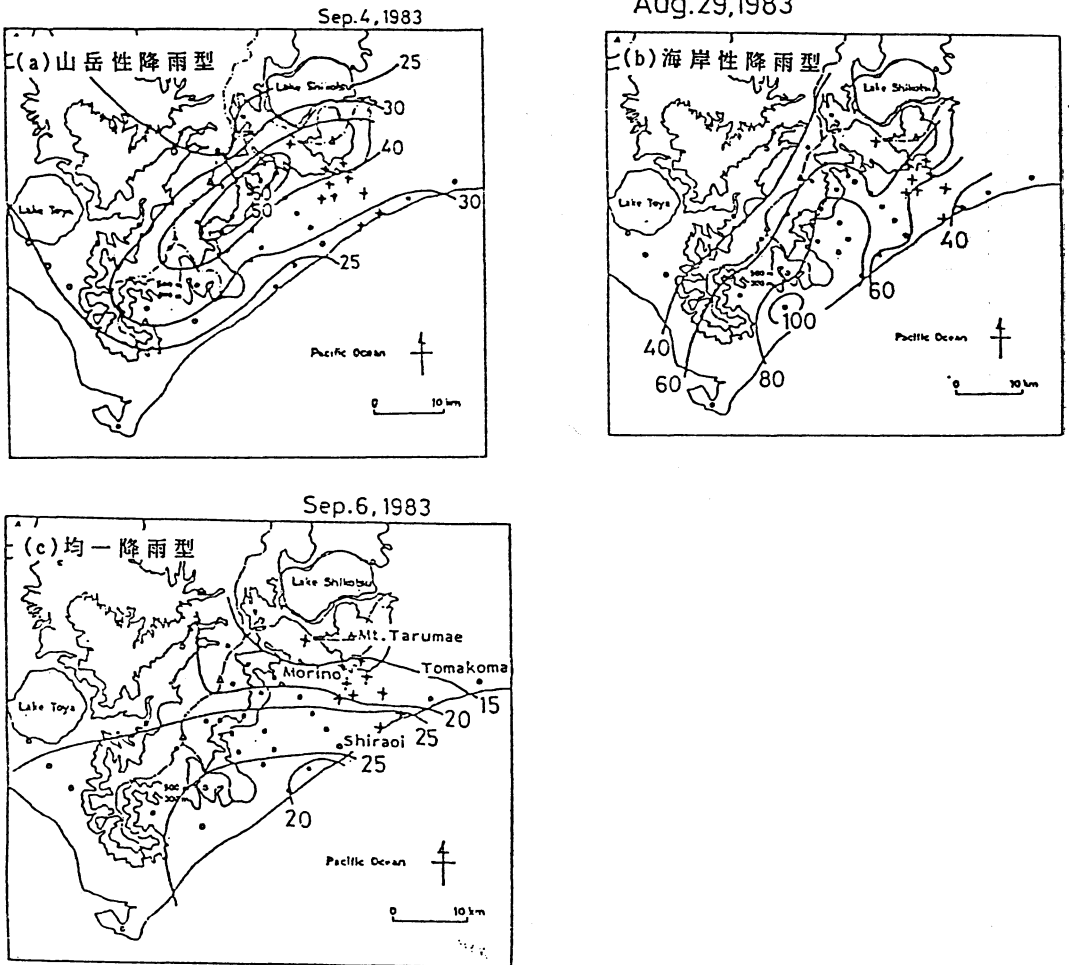
第12図 (a) 1987年7月19日2時から6時まで、 $T_{BB} < -50^{\circ}\text{C}$ の領域が時間と共に拡大する様子 (吉住, 1990), (b) 1988年7月15日10時15分から約15分毎、九州北部でのレーダーエコー、2 km 高度面 (菊地ら, 1990).

このように準平衡状態で豪雨を降らせるストームは、世界各地で報告されている。英国では1975年8月14日、ロンドン北部で起こった Hampstead storm が有名である。16時から19時の3時間に、ほぼ同一地点に停滞したストームによって、第9図に示すように、 100 km^2 の狭い地域に最大 177 mm の集中豪雨が降った。この時の風は地上付近では南東の風数 m/s で、上層では南南西の風約 20 m/s であった。レーダー観測並びに目視記録によれば、数個の Cb が豪雨に寄与し、マルチセル型の性格を持っていたという。また地上ではストームの北ないし西側で冷気外流出が観測されたが、南ないし東側には無かった。

このストームは Miller (1978) が三次元雲モデルを用いてシミュレーションを行っている(第10図)。こうして得たモデル・ストームにおける維持機構は、典型的な組織化マルチセル型ストームのそれである。すなわち最

初の発達したセルからの冷気外流出が南東象限で環境の風と出逢い、次々に新しいセルを発生させる。そしてこのケースでは、その発生場所がほぼ同一地点であったために、ストームの停滞性が保たれていた。一方モデル・ストームで時間的に平均した流れは、スーパーセル内のそれに似ている。第10図に模式的に示したように、下層で南東の方向から進入してきた θ_e (相当温位) の高い空気はストームの中で上昇し、上層で北東の方向へ抜け出る。一方 $600\text{--}800\text{ mb}$ の層を起源とする θ_e の低い空気は、南から上昇域を巻き込むように進入し(低気圧性回転)、雨滴の蒸発による冷却を受けながら下降し、地表付近では主に北西象限の外流出として観測される。

この Hampstead storm は、南東方向に開いたスロップ (第9図) という地形効果に、ロンドン市のヒートアイランド効果が加わったのではないかと推測されている。いずれにしても、適当な条件が揃えば熱雷でも準定



第13図 北海道胆振地方で観測された地形性降雨の三つの型を示す日降水量分布図。(a) 山岳性降雨型, 1983年9月4日, (b) 海岸性降雨型, 1983年8月29日, (c) 均一降雨型, 1983年9月6日(藤吉ら, 1987)。

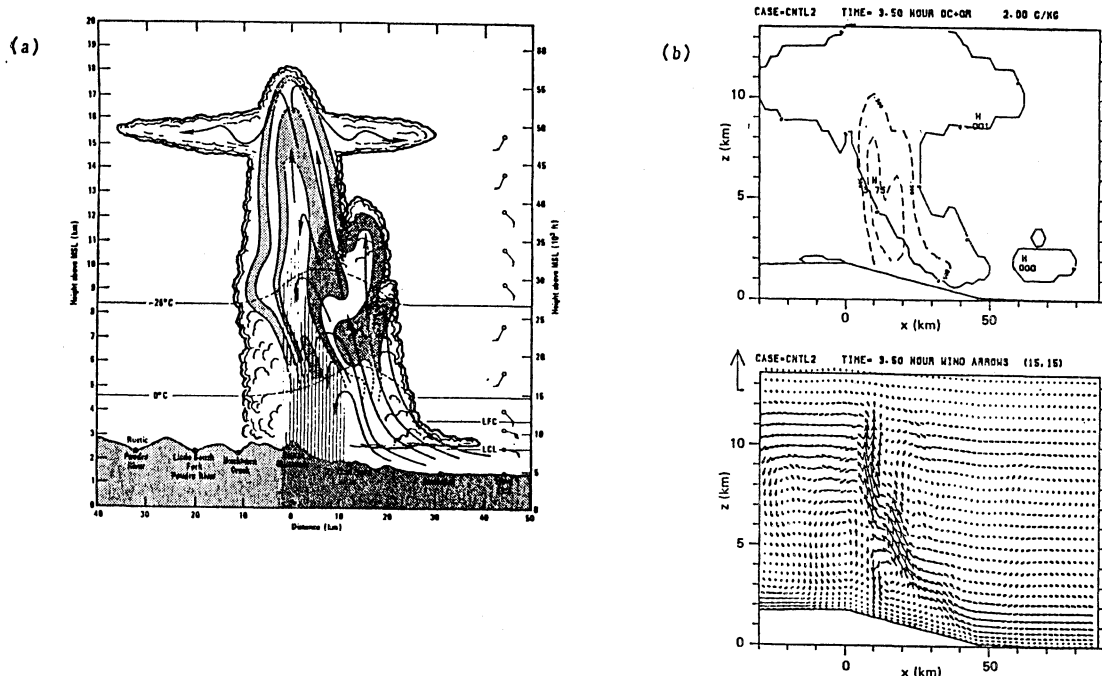
常な集中豪雨を降らせ得るという点で興味深い。

それにしても1975年に起った Hampstead storm は、その3年後の1978年にはその力学を調べるために三次元雲モデルのシミュレーションが行われている。春日井市豪雨というユニークなケースが未だ数値実験の対象になっていないのは、なにかもったいない気がする。

同じく英国において、このような熱雷による集中豪雨の最近の例としては、1989年5月19日 West Yorkshire で起った集中豪雨がある (Acreman, 1989)。2時間に193 mm の降水量を記録した。集中豪雨はもちろん米国でも起っている。1981年5月24日テキサス州の Austin

市の北西で起った雷雨はその一例である (Maddox と Grice, 1986)。海拔 120 m から 350 m のスロープ地帯で、2時間にある観測点は 225 mm、他の観測点は 215 mm の降雨量を記録した。13名の死者がでた。いかにも米国らしく、その中の11名は氾濫した水に押し流されてスマッシュされた車に乗っていた人である。

さきに引用した3例と違い、このオースティン豪雨は夜間に起っている。その点では第1表にあげた長野県伊那地区の団塊状集中豪雨 (牛山, 1989) と同じである。また第1表にあげた島根県西部の3回の豪雨は、その降雨量分布が極めてよく似て、再現性のいいことには驚く他



第14図 (a) レーダー観測によるビッグ・トンプソン・ストームの模式図 (Caracena *et al.* 1979), (b) 図の右方から山腹に吹き付ける風によって出来たストームの数値実験。実線は雲の輪郭で、破線は雨粒混合比等値線で 2 g kg^{-1} の間隔 (Yoshizaki と Ogura, 1988)。

はない。さらに興味あるのは、そのどれもが真夜中に起っていることである。雲のクラスターの日変化について、ここでレビューする余裕はない。一つだけ例をあげると、Zhang と Fritsch (1986) が simulate した米国 Pennsylvania 州の Johnstown Flood がある。Bosart と Sanders (1981) によれば、この洪水は 96 時間という長い時間かけて東進してきた円形の対流複合系の一部として起ったが、この系自身は夜間にコンパクトになり強さが増す傾向があったという。もちろん我が国の集中豪雨は、日中でも多く起っている。しかし夜間の豪雨は、個人や家庭に警報伝達が難しい点で、特に注意を要するだろう。

5. 地形性集中豪雨

山岳に風が吹き付けるとき豪雨が降ることはよく知られている。第11図は1978年から1986年までのアメダスのデータから求めた月平均降水量の分布である (藤吉ら, 1990)。6月と7月について阿蘇山久住山付近、五家荘付近、霧島山付近、内之浦付近に降雨量の極大があるのは、山岳による強制上昇のせいと思われる。ところがそれとは別に、有明海付近では顕著な山岳がないにも拘ら

ず、他の山岳地帯に匹敵する降水量があるのが興味深い。一方8月には九州東海岸に沿って、降雨の大きい地帯がある。これは台風の接近に伴って卓越する南東風によるものと思われる。

ところが地形による対流性降雨の構造とメカニズムについての私達の知識は意外なほど少ない。第12図aをみると、1987年7月19日02時から06時の間、 $T_{BB} < -50^\circ\text{C}$ の区域の先端は朝鮮半島の南の済州島付近にあって殆ど移動せず、ただ面積が時間と共に拡大していった (吉住, 1990)。この区域の西側では T_{BB} の傾度が大きく、済州島によって Cb が捕捉され、その anvil が広がったと想像される。

ところが菊地ら (1990) は、これと違った雲の振舞いを観測している。第12図bにおいて 18 dBZ と 27 dBZ をしきい値とするエコー頂に注目すると、エコー頂の急激な増加は、まずエコーが西彼半島に上陸した時 (10時31分~47分) に見られ、その時のエコー頂は約15分に 4 km 増加している。しかしこのエコーは半島で捕捉されることなく移動を続け、多良岳の山塊にぶつかった時 (11時17分~31分) に再びエコー頂の急激な増加が認

められる。エコー頂が増加するときには、同時に反射強度の増加も認められた。この二つのケースの違いの原因はどこに求めたらいいのか、今後の研究に待つしかない。

山岳による対流性降雨の研究を主目的とする特別観測としては、1970年代には、名古屋大学水圏科学研究所グループによる1977年7月の紀伊半島尾鷲地区(Takeda *et al.*, 1976; Takeda と Takase, 1980), 1980年代には北海道大学グループによる1983年8—9月の北海道胆振地方のがあるだけのようである(播磨屋ら, 1987; 藤吉ら, 1987)。オロフレ山系を含む北海道胆振地方が北海道の豪雨地帯であることはよく知られている。たとえば1983年9月24—25日、温帯低気圧に伴った温暖前線の通過に伴い、登別市では総降水量509 mmを記録している。その約9割の454 mmは24日23時から25日4時までの5時間に降っている。しかもその降雨域は10 km × 40 kmと極めて限定されている(播磨屋と加藤, 1987)。さきに菊地ら(1981)やKikuchi *et al.* (1988)は独自に長期巻自記雨量計を設置し、この地方の雨量分布は山岳降雨型、海岸性降雨型、均一降雨型に分類できることを示した。第13図に示すように、この三つの型は1983年8—9月の特別観測中にも観測されている(藤吉ら, 1987)。ここで海岸性降雨型は山岳地帯でなく海岸線に降雨量の極大が分布しているもの、均一降雨型は山岳の影響が見られない分布である。このように、この特別観測ではいろいろ興味ある結果が得られている。山岳性降雨型と海岸性降雨型における環境の場の違い、降雨雲の構造と振舞いの違いなどは残念ながら現地の上層探測が行われなかったらしいので、まだ充分把握されていない。

世界的に見ても、山岳による対流性降雨の強化を主要な目標とした特別観測は、1987年のTAMEXを除くと、始ど無いのではないか。従ってその理解を助けるための数値実験も極めて数が少ない。第14図はその少ない例の一つである。1976年7月31日—8月1日に、米国ロッキー山脈の東側、Big Thompson 溪谷を襲い、少なくとも139名の人命を奪ったストームの構造が第14図aに示してある。第14図bは二次元モデルでこの現象を再現した結果である(Yoshizaki と Ogura, 1988)。環境の風は下層を除けば鉛直シアは弱いものにも拘らず、主なCbが山頂方向に傾いていること、風上側に新しいセルが成長し始めていること、anvilが左右に広がっていること、風上側下層に雲があることなど、実測降水雲の特徴のいくつかが再現されている。特に主なCbが傾いているため、落下する雨滴が効率よく蒸発し冷気のプール

を作り、それからの外流出が山腹に沿って流れ、新しいセルを作るのに寄与している。このことは、単に θ_0 の大きい下層の空気が山岳によって強制上昇させられるから地形性豪雨が降るのだという以上に、こうした地形性ストームの構造を知ることの重要性を示す。尾鷲やオロフレ山系での地形性豪雨の場合はもっと複雑で、中層雲、下層雲の種時き作用の重要性も指摘されている(Takeda *et al.* 1976, Iwanami *et al.*, 1989)。

この節に限らず前二節でも集中豪雨に山岳が、たとえ山が小さく低いものでも、影響しているかもしれないことを述べた。海岸性降雨型についても、島根豪雨のWatanabe と Ogura (1985)、インドのモンスーン降雨のOgura と Yoshizaki (1988)などがあるが、まだまだ充分ではない。もっと地形性降雨の観測と数値実験をしたいものである。

6. おわりに

このレビューを書くに際しては時間的制約のため、本文中にも述べたが充分に文献を参照できなかった。また参照した文献でも独りよがりな解釈したかもしれない。読者からの御教示により、もっと完全なものにしたいと考えている。それにしても、こうしてレビューしてみると、我が国の集中豪雨は、諸外国のそれと比較して共通点もあるが、亜熱帯気団内の対流ということでユニークな点も多い。それで未知のことも多く、集中豪雨の予報という実際上の点のみならず、学問的にも極めてchal lengingな問題であることを改めて痛感した次第である。

この原稿は東京大学海洋研究所の外来研究員としての研究の一部である。この機会にいろいろ便宜を計らって下さった同研究所の諸氏、特に浅井富雄所長と平田理沙さんに謝意を表したい。また山口大学の早川誠而教授は第1図の原図を提供して下さいたことを感謝したい。

引用文献

- 略記：科研費(武田)=文部省科学研究費、自然災害特別研究研究成果 No. A-61-3 (研究代表者武田喬男)
 科研費(浅井)=文部省科学研究費、重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果(研究代表者浅井富雄)
 Acreman, M. 1989: Weather, 44, 438-447.
 荒生公雄, 1986: 天気, 33, 17-26.
 Bluestein, H.B. and M.H. Jain, 1985: J. Atmos. Sci., 42, 1711-1731.

- 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.