

- 篤, 畑 賢秀, 土屋 清, 1957: Small scall の雨量予報 (第1報), 研究時報, 9, 615-632.
- 川畑幸夫, 1961: 水文気象学 (上), 138 pp, 地人書館.
- 河村 武, 1967: 気候学的にみた豪雨と地形, 天気, 14, 335-338.
- Lavoie, R., 1974: A numerical model of trade wind weather on Oahu, Mon. Wea. Rev., 102, 630-637.
- Magata, M., 1969: On the study of the airflow over mountains by the numerical experiment, Pap. Met. Geophys., 20, 91-110.
- 水越允治, 1962 a: 日本における大雨の原因, 三重大学・学芸学部紀要, 25, 1-17.
- , 1962 b: 梅雨前線活動に伴う降水分布, 地理学評論, 35, 35-44.
- 中山 嵩, 1976: ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルと大雨予想, 天気, 23, 297-305.
- 二宮洗三, 1976: 梅雨前線帯の豪雨, 天気, 23, 283-296.
- , 1977 a: 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, 天気, 24, 00-00.
- , 1977 b: 四国南部の強雨の事例, 天気 (投稿中).
- 奥田 稔, 1970: 日本における大雨の気候学的研究, 気象研究所研究報告, 21, 323-379.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論, 105 pp, 気象協会.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect, J. Met. Soc. Japan, 51, 155-167.
- Sarker, R.P., 1966: A dynamical model of orographic rainfall, Mon. Wea. Rev., 94, 555-572.
- Sawyer, J.S., 1952: A study of the rainfall of two synoptic situations, Quart. J.R. Met. Soc., 78, 231-249.
- , 1956: The physical and dynamical problems of orographic rain, Weather, 11, 375-381.
- 関口 武, 1965: 台風時の雨量分布, 地理評, 38, 501-508.
- Staff Member, Division of Met., Tokyo Univ., 1970: Precipitation Bands of Typhoon Vera in 1959 (Part II), J. Met. Soc. Japan, 47, 298-309.
- 杉浦 茂, 普世泰吉, 1971: 台風に伴う雨量予想の計算プログラムについて, 研究時報, 23, 21-28.
- Takeda, T., N. Moriyama and Y. Iwasaka, 1976: A case study of heavy rain in Owase area, J. Met. Soc. Japan, 54, 32-41.
- 竹永一雄, 1976: 台風7505による集中豪雨の解析的研究, 日本気象学会1976年春季大会講演予稿集, 70.
- 立平良三, 1976: 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算, 天気, 23, 96-100.

2. 東海地方の強雨と地形 (I)*

小花 隆 司**

要 旨

東海地方の強雨発生域と、潮岬の下層風向・混合比・不安定度との関係を調査した。

強雨は南より多量の水蒸気が流入したとき、対流不安定の成層のもとで起きている。発生域は下層風向によって変わり、南東風系のときは紀伊半島南東部、南系のときは紀伊半島南東部と岐阜県西部、南西風系のときは岐阜県北部と静岡県が多い。また、風上側斜面や川筋の奥では特に多くなる傾向もある。

1. ま え が き

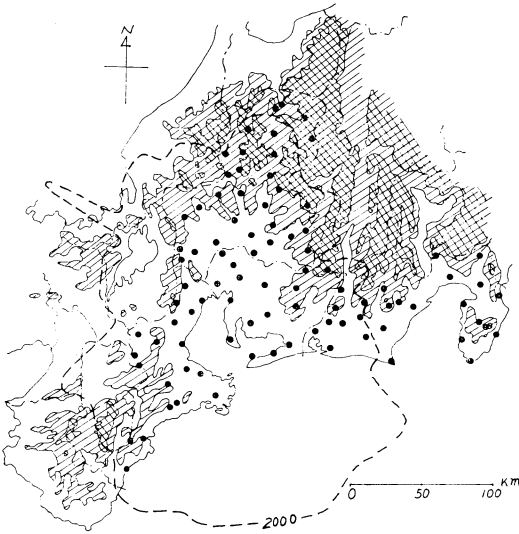
豪雨・強雨と地形との関係についての調査は多い。特に比較的広い地域の広がりの中での気候調査は多い (たとえば、水越, 1968; 河村, 1968; 福井, 1970; 安田,

1970)。ここでは地形が雨に与える影響の1つの例として、東海地方という比較的せまい地域内のどのような地形のところに強雨が発生しやすいかを、気象庁地域気象観測網および名古屋レーダ資料によって調査した結果を示し、その物理的意味をも考察することにした。

2. 時間雨量 20 mm 以上の強雨域と潮岬の下層風
東海地方には下層風によって降水域が変わるという経験

* The influence of topography on locally heavy rainfall in the Tokai Region (I).

** R. Obana, 名古屋地方気象台

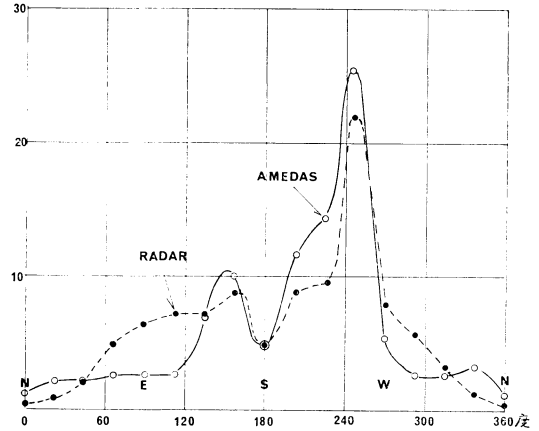


第1図 東海地方(愛知・静岡・岐阜・三重)における気象庁地域気象観測網の観測点。斜線域は海拔高度500m以上の地域、交差線域は海拔高度1000m以上、太い破線は名古屋レーダ等ビーム高度線2000m。

則があり、また、雨量分布が下層風によって変化するという調査もある(田中, 1970)。雨量が多いところ(日雨量・月雨量、大)が必ずしも強雨域(時間雨量、大)ではないと考えられるので、時間雨量20mm以上の発生回数分布が潮岬の下層風向によってどのように変るか調べた。

調査に使用した雨量の資料は気象庁地域気象観測網(AMeDAS=アメダス)の雨量観測所で測られたものを使った。AMeDASの雨量観測点は東海4県下に92地点(51年9月)あり、その間隔はおおよそ20kmである(第1図)。この観測網のデータは東京の気象庁のAMeDASセンターに送られたのち、各予報中枢および各県の気象台に配信されている。

また、風の資料は潮岬の900mbの風を使い、風が観測された時刻の前後2時間の雨との対応をみることにし



第2図 実線は東海地方で1時間20mm以上の強雨が发生时の潮岬の900mbの風向の分布(統計期間は昭和50・51年)と、破線は名古屋レーダに強度M以上のエコーが現われたときの潮岬の900mbの風向の分布(統計期間は昭和47~50年の6~9月)。縦軸は発生ひん度(%), 横軸は風向(度)。

た。たとえば、02・03・04・05時の雨量と、03時の風との対応をみることにした。風の観測は1日4回(03・09・15・21時)ある。

なお、雨量観測網が展開されてから日がまだ浅いため、調査に使用された資料は昭和50年および51年、2カ年の5~10月の資料でやや少ない。このため、以下に示されている内容にはやや調査対象年の「くせ」が含まれている可能性がある。

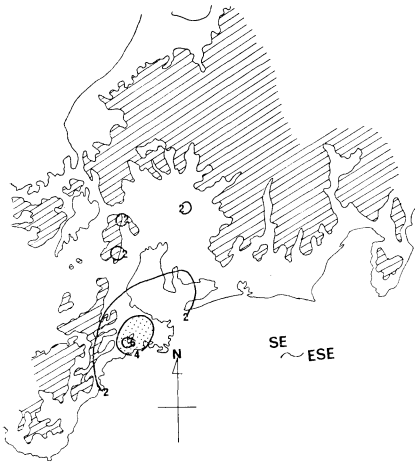
また、各観測点の空間的代表性が不明のため、等値線で示すことが必ずしも妥当とはいえないが、わかりやすさを考え、あえて等値線で表わした。

第2図に示すように、西北西~東北東に至る北寄りの風系の場合には東海地方ではほとんど強雨は発生していない。このため、東~西に至る南寄りの風系の場合についてのみを第3図(a)~(f)に示した。

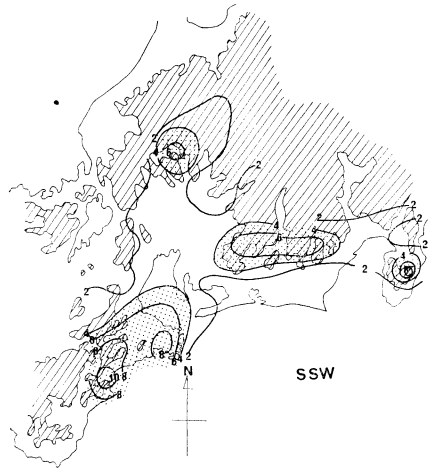
また、第2図でわかるように、東海地方の強雨は西南

第3図 時間雨量20mm以上の強雨の発生回数分布と潮岬の900mbの風向(昭和50・51年の5~10月)。斜線域は海拔高度500m以上の地域、点域は発生回数4回以上、数字は発生回数。

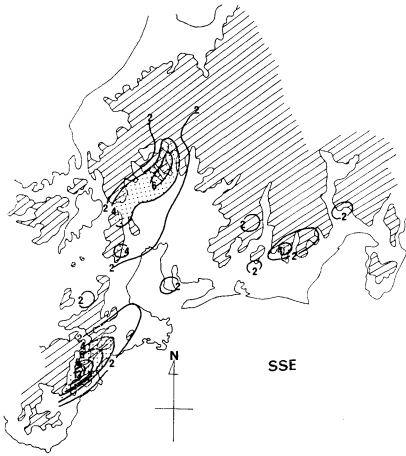
- (a) : 南東~東南東風系(18例)。紀伊半島南東部の発生ひん度は33%。
- (b) : 南々東風系(19例)。紀伊半島南東部の発生ひん度63%、岐阜県西部の発生ひん度32%。
- (c) : 南風系(9例)。岐阜県西部の発生ひん度は80%。
- (d) : 南南西風系(22例)。紀伊半島南東部の発生ひん50%。
- (e) : 南西風系(27例)。岐阜県北西部の発生ひん度38%、静岡県北部の発生ひん度26%。
- (f) : 西南西風系(48例)。静岡県北部の発生ひん度17%、伊豆地方29%。



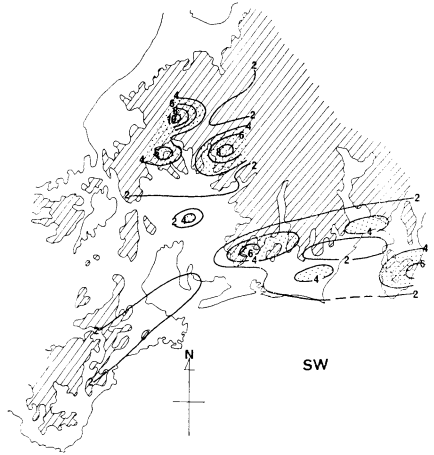
(a)



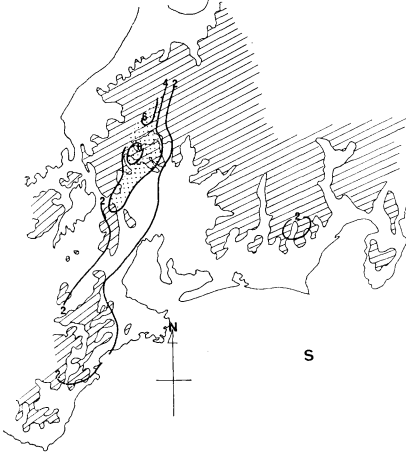
(d)



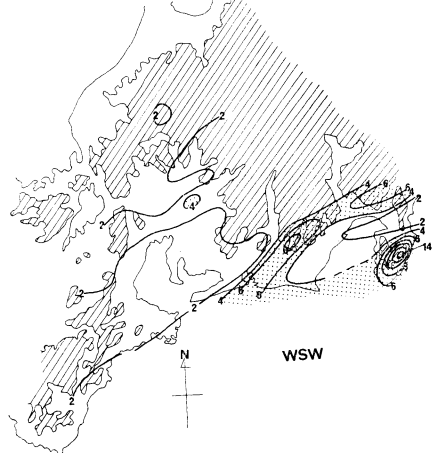
(b)



(e)



(c)



(f)

西風系(潮岬 900 mb)のとき、きわだって多いが、南系のときは南西・南東風系のときにくらべてやや少くなっている。このことはアメダス(1975年・1976年)、レーダ(1972~1975年)と統計年次の異なる2つの資料とも同じように現れており、潮岬における風の個有の特徴と考えざるをえない。この原因について確かなことはわからないが、地形の影響ということも考えられる。

i) 東南東~南東風系 (101~146°), 第3図 a

第2図のように東南東・南東風系は比較的例数が少なかったためまとめて表わした。

この風系の場合の強雨域はほとんど紀伊半島南東部の山地の東側に限られている。

ii) 南南東風系 (147~168°), 第3図 b

紀伊半島南東部のほか、三重県北部より岐阜県西部にも連なっている。また、このほか愛知県東部より静岡県にかけての北部山地沿いの地域も多くなってきている。

これらの多発地帯を詳しくみると、紀伊半島南東部では山地の風上側斜面に多く、岐阜県や静岡県北部の多発地帯でもそれぞれ山地の南部や南東部の風上側斜面に多く、特に谷間の奥は多い傾向がある。

iii) 南風系 (169~191°), 第3図 c

南南東系と同様に紀伊半島南東部と岐阜県西部に多いが、紀伊半島南東部は南南東風系よりやや少くなっている。静岡県北部山地もやや多い傾向になっているが、南南東系や南南西系ほどはっきり現れていない。資料数の少いためとも考えられる。

ここで特徴的なことは紀伊半島南東部より岐阜県西部にかけてのほぼ直線状に伸びるパターンである。

iv) 南南西風系 (192~214°), 第3図 d

紀伊半島南東部、岐阜県北西部、愛知県東部より静岡県の北部山沿い、および伊豆方面に多い。他の場合と同様に、山地風上側斜面、谷筋に多い。

v) 南西風系 (215~237°), 第3図 e

岐阜県中部以北、および紀伊半島南東部より静岡県北部山地にかけての帯状域に多い。

vi) 西南西風系 (238~259°), 第3図 f

紀伊半島南東部海岸とその延長線上の静岡県西部より北部山地をへて富士山麓へ至る帯状域、御前崎方面より伊豆半島方面、および岐阜県南部に多い。

3. レーダエコーと潮岬の下層風

第2節とはほぼ同様の観点より、潮岬の900 mbの風向と名古屋レーダの強度 moderate 以上のエコー分布との間にどのような関係があるか調査した。類似のことは田中他(1971)および田中(1973)によって調査されている。

使用された資料は1972~1975年の4年間の、6~9月の毎日21時の名古屋レーダ資料で、名古屋より半径150 kmの円内地域に現れるエコー強度 moderate 以上(推定降雨強度 4 mm/hr 以上)のエコーの出現度数分布を調査した。

このような調査のとき問題になるのは、

A) 距離および大気ガス吸収によるエコー強度の減衰。

B) 地球曲面および山岳などのブラインドの結果、生ずるレーダビーム高度の上昇によって起こる地上降水強度との相異。

C) ビーム高度の上昇や遠距離のため、ビームが広がり、その結果、ビーム充満率が低下し計算強度と実際の強度が異なる。

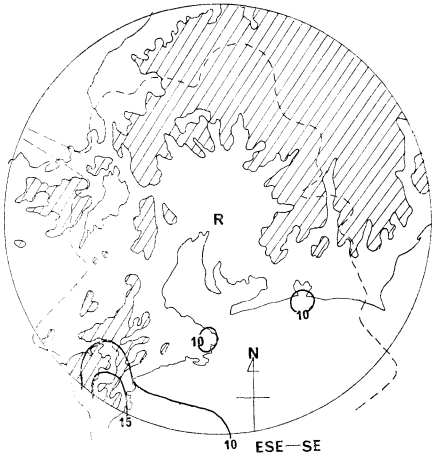
D) レーダがとらえているのは落下中の雨であるのに、地上雨量計によるものはすでに落下してしまったものであるために生ずる多くの問題。

であり、この他にも考慮しなければならないことがあるが(小花・松田, 1968), ここで、特に考慮しなければならない問題はA~D項と考えた。

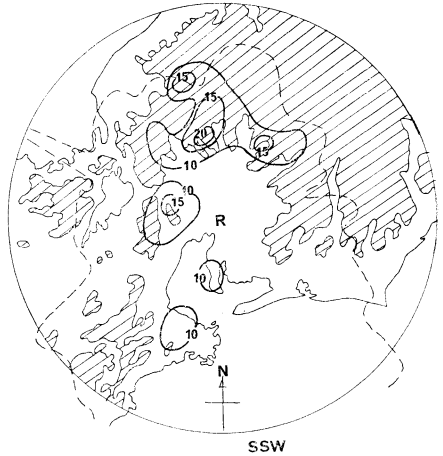
このうち、A項はレーダ等エコー装置が処理しているので問題はない。B・C項はビーム高度が2000 m 以上にならなければ探知率に大きな変化がないことを考えると(立平, 1963), この調査のように、半径150 km 以下の地域のみを対象としていさえすれば大きな問題ではないと考え(夏季間であるからなおのこと)、生のままのデータを使った。ただ、図でわかるように、東部の静

第4図 潮岬 900 mb の風向と名古屋レーダで観測された強度 M 以上のエコーの地域分布との関係。数字は出現ひん度(%)。

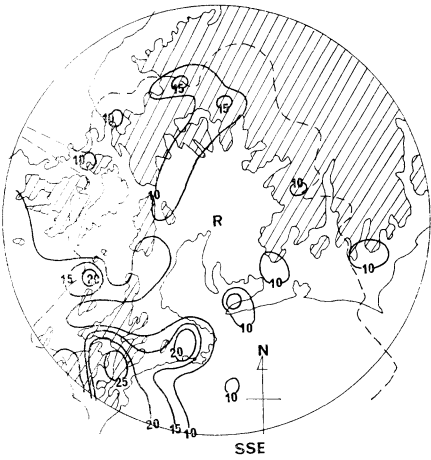
- (a): 南東~東南東風系 (36例).
- (b): 南南東風系 (22例).
- (c): 南風系 (12例).
- (d): 南南西風系 (22例).
- (e): 南西風系 (24例).
- (f): 西南西風系 (55例).



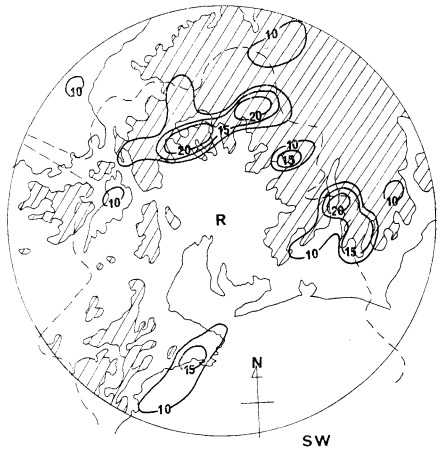
(a)



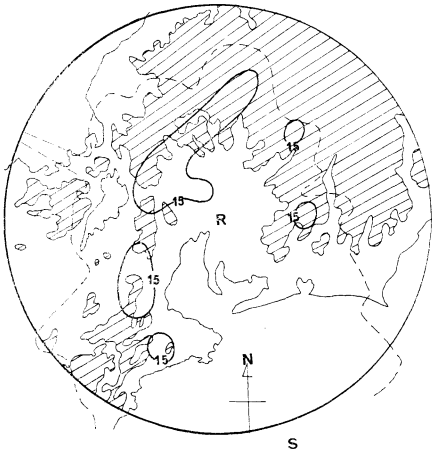
(d)



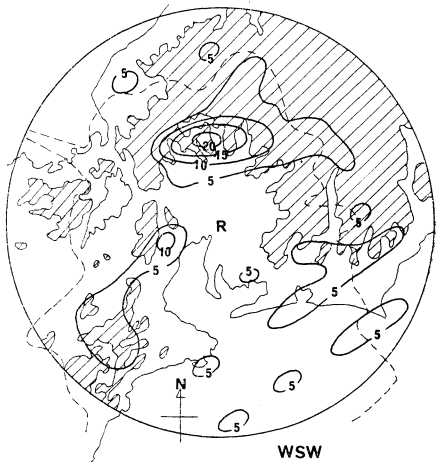
(b)



(e)



(c)



(f)

岡県中東部以東や北部の岐阜県飛騨地方は、名古屋レーダより 150 km 以内であってもビーム高度が 2000 m 以上になるので、地上の降雨パターンとかなり異った結果が現れることが予想される。

i) 東南東～南東風系 (第4図(a))

アメダス資料による場合 (第3図a) と同じように紀伊半島南東部が多いが、アメダスの場合と異り、やや南側にかたよっている、このかたよりが何を意味しているか不明である。

ii) 南南東風系 (第4図(b))

アメダスによる結果 (第3図b) とほぼ同じ傾向で、東南東～南東系と同様に紀伊半島南東部より南東へ伸びるパターンが現れている。

iii) 南風系 (第4図(c))

これは例数が少ないので、十分な結果を期待できない。しかし参考のため掲載した。第3図(c) とほぼ類似したパターンとなっている。ただ、北部や南部では異なる。

iv) 南南西風系 (第4図(d))

これは岐阜県方面を除いてはアメダスによる結果とは大幅に異なる。原因は不明である。

v) 南西風系 (第4図(e))

アメダスによるもの (第3図(e)) と似た分布となっている。静岡県中・東部以東でかなりアメダスによるものと異なるのはこの付近が名古屋レーダの探知能力の限界地域であることを示している。

vi) 西南西風系 (第4図(f))

第3図(f) と定性的には類似しているが、定量的には異なる。レーダによるもの (第4図f) は岐阜県方面に大きなピークがあるが、アメダスによる結果 (第3図(f)) では大きくない。静岡県方面のパターンは似ているが、量的には異なっている。

以上のようにアメダスによる強雨分布と似た結果となったが、かなり異なっているところもある。これは地上の雨量観測網、レーダと全然違った性格の観測装置による結果であって当然である。たとえば、前述の探知能力の低下やブライツバンドの影響 (できるだけ除いたが) も出ているかもしれない。しかし、資料数の不足や統計年次の相異が原因になっている部分もかなりあろう。

4. 下層風向によって強雨域の変ることについての考察

第2および第3節で、潮岬の下層風が南東→南→南西と変るに従って、強雨域がおおむね紀伊半島南東部→紀伊半島南東部より岐阜県北西部→静岡県北部と伊豆、お

よび岐阜県北部へと移るということを示した。

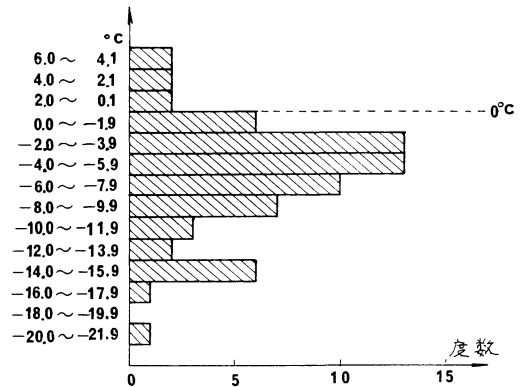
このように、下層風によって強雨域が変る原因を以下に考察する。第3図(a)～(f) および第4図(a)～(f) より次のことがいえる。

(1) 強雨域は岐阜県北部を除いて下層風が海上より直接、陸地へ侵入できるところに生じている。また、南西風系における岐阜県北部地方へは大阪湾方面からの浸入と考えることができる。

(2) 強雨が海上からの湿潤気流の侵入によって起きるといことは、東海地方の大雨のほとんどが第2図のように東から西の間の南寄りの風系のとき多いことからもうかがえる。

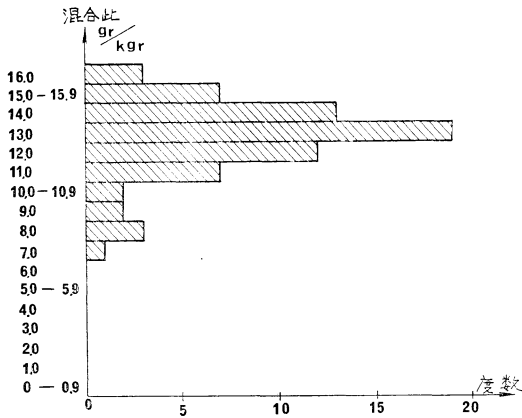
(3) 強雨域はいずれも山地の風上側斜面に多い。特に川筋の奥に多い。

(4) 第4図(e)・(f) に現れている南西→北東の帯状域は南西方面からの水蒸気の輸送が雲域あるいは帯状レーダエコー域として現れているためであろうか。なお、第4図(a)・(b)にも同様の理由によると思われる南東方面からのエコー域が現れている。



第5図 東海地方で時間雨量 20 mm 以上の強雨が観測されたときの潮岬の 500 mb と 850 mb の相当温位の差 ($\theta_e(500) - \theta_e(850)$) の出現度数分布。縦軸が相当温位。

(5) 第5図は第3図(a)～(f) に示した全強雨期間中における09時および21時の潮岬の 500 mb 面と 850 mb 面の相当温位の差の分布を示したもので、強雨のときの対流不安定度を表している。これをみると、68例 (強雨期間中の09時・21時の回数) 中62例が対流不安定であり、しかもかなり強い対流不安定となっている。 $\theta_{e500} - \theta_{e850}$ の平均値は -5.8°C である。対流不安定でない6例のう



第6図 東海地方で時間雨量 20 mm 以上の強雨が観測されたときの潮岬の 850 mb 面における混合比。縦軸が混合比。

ち4例が潮岬よりかなり離れた静岡県東部～伊豆方面の強雨で、潮岬の値はこの方面の指標としては必ずしも使えないことを示しているといえる。また、他の2例は愛知および岐阜県の強雨であるが、いずれも1地点でのみ降った場合である。いずれにしても対流不安定は要因と考えられる。

(6) 第6図に第5図と同じく強雨の降った期間中の09時・21時の潮岬の 850 mb の混合比を示した。平均値は 13.3 gr/kgr で、強雨は多量の水蒸気流入時に起きている。第6図でわかるようにほとんど 10 gr/kgr 以上である。

以上、第(1)項より第(6)項までを総合的に考察すると、強雨は下層に多量の水蒸気を含んで対流不安定の成層をした気流が陸地へ流入したとき起り、山地斜面の滑昇や地形その他の収束が引き金になって対流不安定

が解消したとき発生するという結論になる。

5. あとがき

このような降雨が地形によって影響を受ける現象は、地形性滑昇や地形収束以外にもあるようである。その1つの例として昭和51年9月の岐阜県西部の豪雨について調査した(小花, 1976)が、ここでは省略する。

なお、この調査結果の一部を昭和51年度日本気象学会秋季大会のシンポジウム「地形と豪雨」で発表した。

文 献

福井英一郎, 1970: 日本における豪雨の分布と最近60年間の変動, 気象研究ノート, 105, 1-12.
 河村 武, 1968: 豪雨に及ぼす地形の影響に関する気候学的知見, 東京管区気象台地域気象調査資料 No. 37.
 水越允治, 1968: 大雨の気候学, 気象研究ノート, 98, 368-382.
 小花隆司, 松田 一, 1968: 現業用気象レーダによる降水量の観測, 研究時報, 20, 293-301.
 小花隆司, 1976: 51.9豪雨における地形効果(I), 天気, 投稿中.
 田中源三, 1970: 東海地方の風向別大雨パターンについて, 東京管区地方気象研究会誌, No. 3(昭和45年度), 93.
 田中勝夫, 深津 林, 服部満夫, 松野光雄, 1971: エコーの移動方向で分類した東海地方の大雨の型, 研究時報, 23, 431-443.
 田中勝夫, 1973: 南西気流における東海地方のエコーと地形, 東京管区地方研究会誌, No. 6(昭和48年度), 282-284.
 立平良三, 1963: レーダの降水探知能力の距離による低下について, 気象集誌, 41, 255-260.
 安田清美, 1970: 日本における強雨(50 mm/hr以上)の気候学的特性, 天気, 17, 539-548.

3. 雲物理学的にみた地形の効果*

武 田 喬 男**

実際の降雨量分布を調べると、しばしば降雨は地形の効果で増幅されているかのように見える。ここでは、降

水雲及び降水に対して示すであろう地形の応答を中心に、豪雨形成における地形の役割について雲物理学の立場から考えてみたい。

1. 2つのタイプのレーダエコー

RHI レーダで降水を観測していると、ある程度以上

* Effects of orography on Rainfall and Micro-physical Processes.

** T. Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所