

# 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算\*

立 平 良 三\*\*

## 要 旨

地形が降雨分布に及ぼす影響を定量的に見積ることは容易でないが、気流が山の斜面に沿って上昇し、水蒸気の凝結が起る効果については、計算方式が提出され実用に供されている。しかし従来の方式は物理的に見て幾つかの問題点を含んでいるので、本論文では次のような改善を試みた。

- (1) 従来は、地形上昇によって凝結した水蒸気（雲水）が直ちに落下して降雨になるという扱いをしていたが、雲水から雨滴への成長は、降水粒子の共存がなければ非常に遅い筈である。本論文では、地形と無関係に発生した中規模擾乱に伴う降水粒子が、地形性の雲水を捕捉して地形性降雨を生じさせるという機構を計算に取入れた。
- (2) 気塊の流跡線を考えて、過去に地形上昇を受け、地形性降水として落下した水蒸気量があれば、気塊から逐次とり除く操作を加えた。

以上の方式を実例についてテストしたところ、大幅な改善が認められた。

## 1. まえがき

地形が降雨分布と密接に関係していることは経験的に見ても明らかな事実であるが、定量的にはまだ十分に解明されていない。しかし第一近似として、気流が山体を迂回することなくそのまま這上るものと仮定して、水蒸気の凝結量を求める方式については幾つかの研究があり、台風時には予報現業作業にも使われている（杉浦・普世, 1971）。

この近似的な方式では、地表面上の気塊は山の斜面を這上るものとして、風速  $V$  と地表面傾度  $\nabla H$  の積 ( $V \cdot \nabla H$ ) に相当する鉛直速度が生ずると考えている。しかし、地表面はこれでいいとしても、もっと上の気層では  $\nabla H$  によってどのような鉛直速度が生ずるかは、いわゆる山越気流の問題であって簡単に答はでない。この問題については、ごく簡単な仮定の下での理論的な取扱い（斉藤, 1957）や経験的な扱い（杉浦・普世, 1971）によって一応の解答を出して実用に供しているわけである。

従来の地形性降雨の計算法は、山越気流の問題の他に、雲物理学的にも大きな問題点を含んでいるように思われる。つまり従来の方法は、地形性上昇によって凝結した水蒸気（雲水）は直ちに降水として落下するものとしている。しかし現実の大気中では雲水から降水への転換は、降水粒子の共存がなければ非常に遅い筈である。

もう一つの問題点として、気塊が二回山越えをするような場合の扱いがある。従来の方法では、二回目の山越えに伴う地形性降水の計算において、一回目の山越えで地形性降水として落ちた筈の水蒸気量を差引いていない。このため内陸部での地形性降水が多目に計算される傾向がある。

この論文では、これらの問題点を改善した計算方式を提案し、1965年9月14日夜の福井県の大雨（西谷豪雨）についてテストしてみた。

## 2. 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算式

気塊が斜面を這上ることによって生じた水蒸気の凝結量（雲水量）を  $L \text{ gm}^{-3}$  とする。ただし  $L$  が負の場合は、気塊を飽和させるのに必要な水蒸気量を意味するものとする。

雲粒の速度が空気の速度に等しいとすれば、気塊中の  $L$  の時間変化は、共存する雨滴による捕捉を考慮すれば、

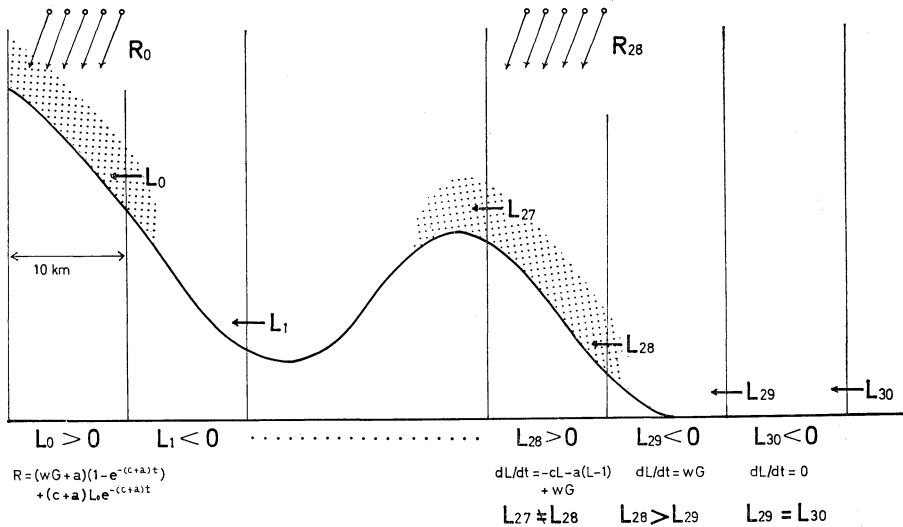
\* Orographic Rainfall Computation Including Cloud-Precipitation Interaction

\*\* R. Tatehira, 気象庁予報部

——1975年11月12日 受領——

——1976年1月14日 受理——





第1図 地形性降雨強度Rの計算方法。左端の10km区間のRを求めるために、風上側に30区間をとって、区間30から始めて逐次雲水量Lを計算してゆく。

響を調べることにあるので、Wの計算については最も簡単な方法をとったわけである。

気塊が第1図のように、何段もの山越えをする場合、前段の地形上昇で降水に転換した水蒸気量を逐次に計算から取除くため、次のような計算方式をとった。

(1) 第1図の左端のメッシュ(添字0)の地形性降雨を計算しようとする場合、その風上側に10kmごとに30区間をとる。右端の区間(添字30)は日本の場合、ふつう海上に位置することになるので、ここに流入する雲水量 $L_{30}$ は自由大気の数値と考えてよい。

(2)  $L_{30}$ が10km区間を通過する間の変化は、(1)式により計算できる。第1図では、 $L_{30} < 0$ で上昇速度もないので $dL/dt = 0$ となり、 $L_{29} = L_{30}$ である。区間29では地形上昇があって気塊が飽和し $L_{29} > 0$ になる。この飽和気塊の流入を受ける区間28では、地形上昇によるLの増加と、降水への転換によるLの減少があり、 $L_{27}$ となって次の区間へ流入する。第1図では、区間28に非地形性降水 $R_{28}$ が降りそそぐので、雲粒捕捉による降水への転換も起るわけである。雲粒捕捉の割合cは $R_{28}$ の値を用い(5)~(7)式によって決められる。

(3) このような計算をつづけて、求めようとする左端のメッシュへの流入雲水量 $L_0$ が得られる。この $L_0$ を式(4)に入れば、地形性降雨強度Rが計算される。このような操作は、900mb, 800mb, 700mbの三層について行われるわけである。

### 5. 計算例(西谷豪雨の場合)

前節までに述べてきたような計算方式によって、実際の大雨がどの程度うまく表現できるかをテストしてみた。

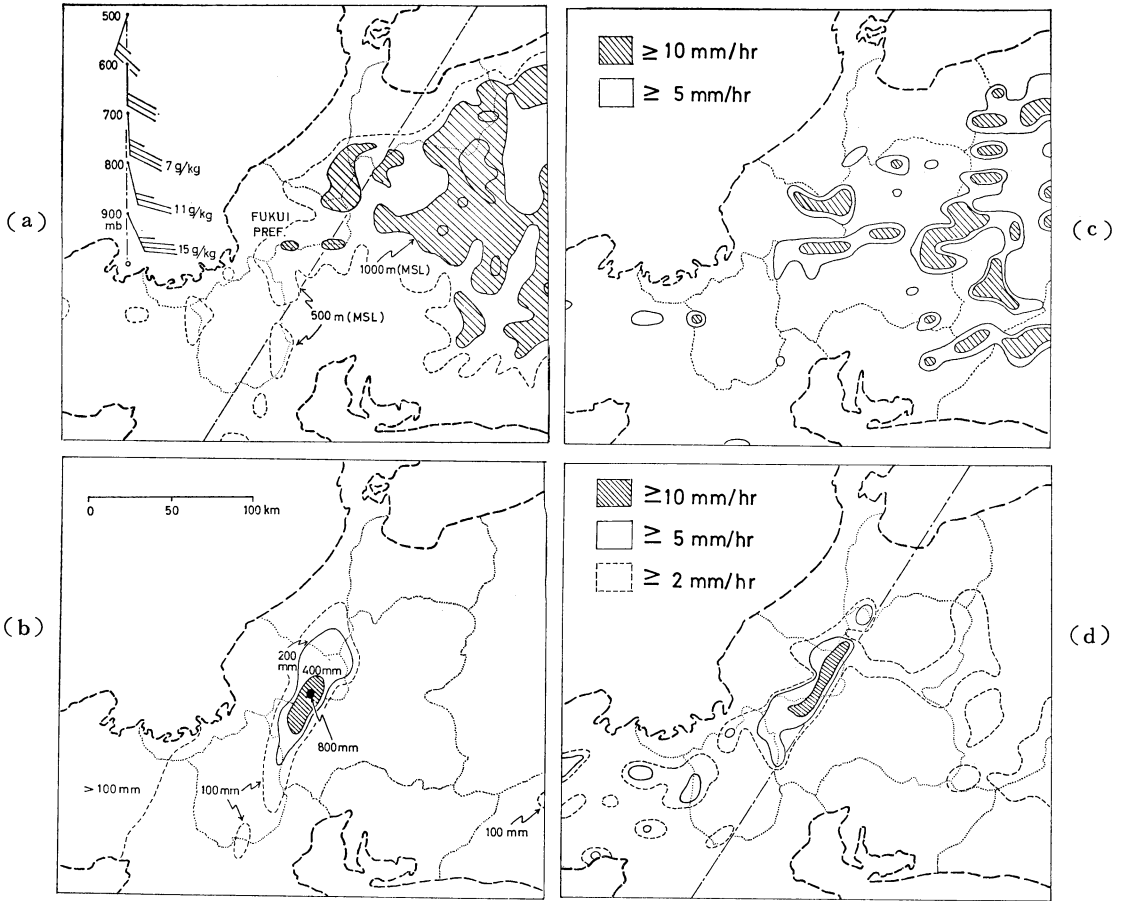
1965年9月14日21時を中心とする、いわゆる西谷豪雨は、第2図(b)に見られるように非常に局地的な性格を示しており、地形と何らかの形で結びついていることが予想される。

第2図(a)は、地形の概略と、14日21時における潮岬と浜松の平均の高層観測値(風と比湿)を示したものである。この高層観測値を自由大気気塊の状態と見なし、従来の地形性降雨の計算を行うと、第2図(c)のような降雨強度分布が得られる。ここで、従来の地形性降雨の計算というのは、凝結した雲水は直ちに降水として落下し、また気塊が過去に地形性降水によって水蒸気を減少させていてもそれを考慮しないというものである。

第2図(c)では、地形分布から予想されるように長野県を中心とした中部山岳地帯に強い地形性降雨が計算されており、第2図(b)の実測日雨量とは大きな差がある。

次にこの豪雨に、本論文で提案した新しい計算方式を適用してみよう。この場合、(1)式中の定数cの値を決めるために、非地形性降雨の分布を知る必要がある。

14日21時前後の富士山レーダーのエコーパターンは第3図に示されているが、この図の特長は紀伊半島から佐



第2図 1965年9月14日21時を中心とした大雨（西谷豪雨）の地形性降雨分布。

- (a) 地形の概略および計算に使った風向風速と比湿。
- (b) 9月14日9時～15日9時の実測日雨量図。
- (c) 従来の計算方法による地形性降雨強度。
- (d) 本論文で提案した方法による地形性降雨強度。鎖線の西側にのみ 4 mm/hr の非地形性降雨があると仮定して計算している。

渡に伸びる線を境として、その西側にのみ組織的なエコー域があるということである。このエコー域は地形上昇によってできたものではなく、総観系あるいは中規模系に伴って発生したものと考えられる。

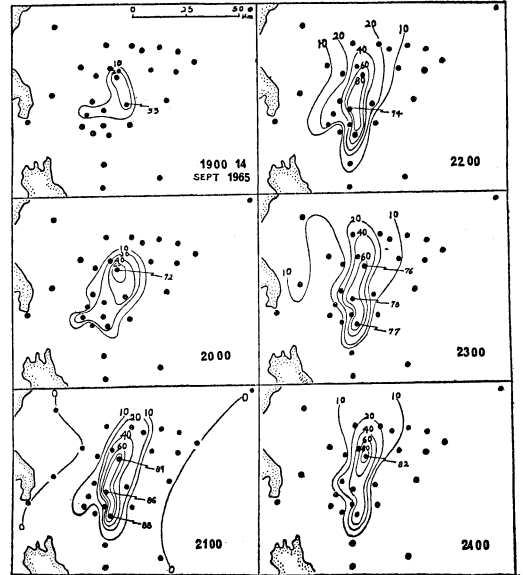
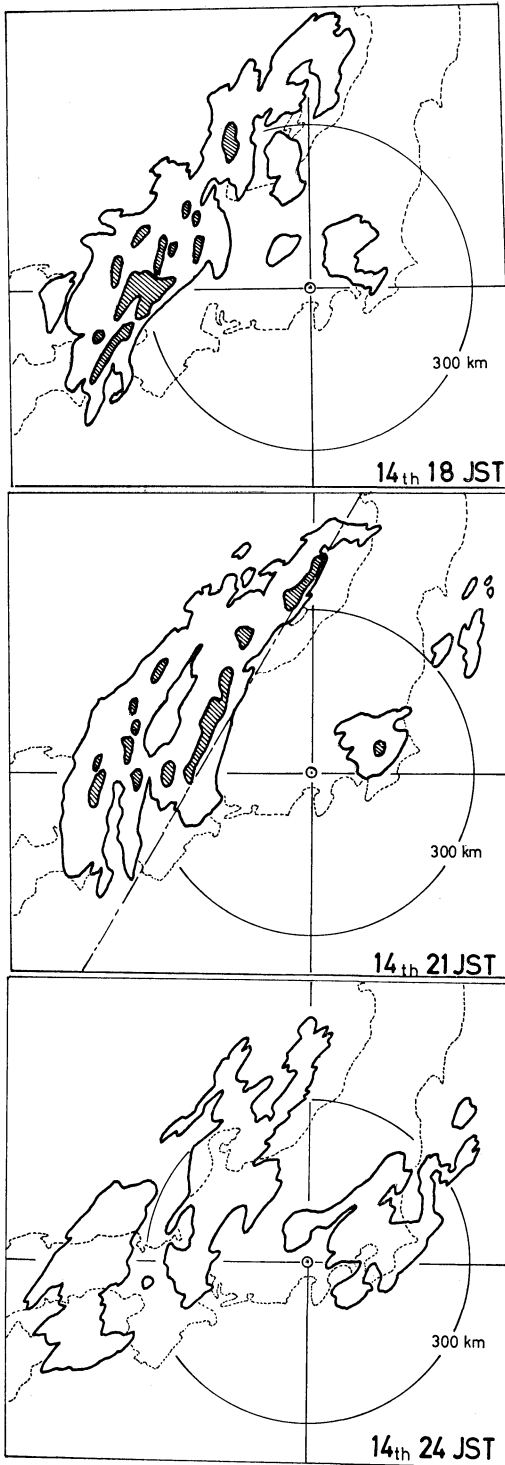
第4図は、この間の毎時の雨量分布図であるが、福井・岐阜の県境の山間部に持続的な強雨域が認められるが、これに対応して強エコー域が持続的に存在した形跡は第3図からは認められない。つまり第4図の強雨域は、主として地形性のもので、レーダーではこのような山体に接して存在する地形性の雨滴はビームの拡がりの関係でうまくとらえられなかったものと考えられる。

このような観測事実に基づいて、第3図の中央(21

JST)のエコーパターンに記入した鎖線を境に、その西側にのみ 4 mm/hr の非地形性降雨があると仮定して、新しい方式で地形性降雨を計算してみよう。鎖線の東側では Antoconversion のみで降水への転換が起ると考えるわけである。

第2図(d)はこのようにして計算した地形性降雨強度で、福井県と岐阜県の境を中心に帯状の降雨域が伸び、第2図(b)の実測雨量図とよく似ており、従来の第2図(c)に比べ大幅な改善が認められる。

第2図(d)のような降雨分布が得られる理由は定性的に次のように説明できる。南海上から上陸してきた湿った気塊は地形上昇により多量の雲水を含むようになる



第4図 1965年9月14日19時～24時の毎時雨量分布図（長井・深津，1967による）。

が、鎖線（非地形性降水域）に達して始めて急激に降水に転換され、強い集中した地形性降雨になるということである。しかし鎖線上でも標高の低い区域では十分な雲水がないので地形性降雨は強くない。また標高が十分高くても、富山県西部のように、そこに達するまでに気塊が何回も山越すような区域では、途中で Autoconversion によって少しずつ雲水量を減してくるので、やはり強い地形性降雨は計算されないことになる。

ただし、このような計算方式で表現できるのは、第4図でいえば10mm/hr～20mm/hrの等値線で示されるような少なくとも数十kmの拡がりを持つ雨域である。また第2図(b)で見れば、200～400mmの等値線で示されるようなメソスケールの雨域であって、その中で特に集中した強雨域（例えば800mmで示されるような）は表現できていない。これは、10kmメッシュの地形を使ったということもあるが、その他にこの計算方式では考慮されなかったような力学的雲物理学の効果がこのような集中に大きな影響をもつためであろう。

6. あとがき

地形性降雨は、中小規模の力学と雲物理がからみ合っ

第3図 1965年9月14日21時前後の富士山レーダーのエコーパターン。斜線域は並雨以上と推定される領域。

た非常に難しい問題を含むものである。これまで予報業務に使われていた計算方式は、雲物理的な機構は全く考慮しておらず、またその改良の方向も主として地形による上昇速度の近似度をよくすることに向けられていた。

本論文では視点を変えて、ごく簡単な雲物理的機構の導入を試みたわけであるが、結果として意外に大きな改善が認められた。

しかし本論文では、中規模じょう乱の雨と、地形性の雲を全く独立のものとして取扱うという極めて単純化された立場をとっている。このような問題は、中小規模じょう乱が地形によってどのように変形を受け、どのような降水分布ができるかという観点から、総合的に追求するのが本筋であろう。

中小規模じょう乱と地形の関係についての理解はまだ十分でないが、Sakakibara and Takeda (1973) は実測雨量の解析から、各地特有の地形による降雨増幅係数の存在を確かめている。この係数は地形と一般風の風向・風速によるものと考えられているが、今の所、雨量の事後解析からしか推定できない。

本論文の計算は、一般場が与えられたときに、降雨増幅係数の分布を予測しようとする試みということもできる。実用的な計算を可能にするために、非常に単純化された立場をとっているが、中小規模じょう乱と地形効果の理解の進むに依りて、改良を加えたいと考えている。

当面、本論文の手法で地形性降雨の計算をしようとする

れば、入力として一般場の風、気温、比湿のほかに、非地形性降雨の分布も与えなければならない。しかし台風時のように次々と降雨帯が通過するような場合は、計算領域全体に平均して非地形性降雨があるとして計算しても、ある程度の時間の積算雨量としては実測によく対応するものになることが期待される。

終りにあたり、有益な御助言をいただいた気象庁内田長期予報課長、予報課保科技官に感謝する。

#### 参考文献

- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. Meteorological Monographs, 32, 1-84.
- Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. J. Met., 5, 165-166.
- 長井達夫・深津林, 1967: 1965年9月14~15日の岐阜県北西部における集中豪雨のレーダーエコーとメソ解析. 研究時報, 19, 399-411.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 155-167.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論. 気象協会, 1-105.
- Spillhaus, A.F., 1948: Raindrop Size, Shape and Falling Speed. J. Met., 5, 108-110.
- 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.

### 気象研究ノート第126号の予約募集

気象研究ノート第126号は2月中に発刊予定です。内容は下記の通りで、定期購読者以外で申込まれる方は別紙ハガキを御利用下さい。

#### 第126号「大気中の内部動波」

内部重力波の理論……………田中 浩	定期購読者	600円
超高層の大気波動……………加藤 進	団体会員	1,000円
価 格	会 員 外	1,100円
通常会員		650円