

2次元積雲モデルを用いた降水過程における 鉛直上昇流の影響に関する研究

Study on the Effect of Updraft to Precipitation Processes
using Two-Dimensional Cumulus Model.

大石 哲^{*}・木谷 有吾^{**}・中北 英一^{***}・池淵 周一^{****}

By Satoru OISHI, Yugo KITANI, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

The effect of updraft to precipitation processes is investigated numerically. We use the numerical simulation model which has detailed cloud microphysics and represents cold rain processes. We recognize that the relationship between updraft and rainfall amount is not monotonous. This relationship is explained by referring the results of simulation that the hail occasion is important for heavy rainfall. We suppose that there is suitable updraft strength to cause heavy rainfall and that heavier updraft does not cause heavier rainfall. This supposition is qualitatively confirmed through comparison with rain gage data at Gozaisho-yama, Shiga Prefecture.

Keywords: precipitation, updraft, cumulus, hail,
cloud-microphysics

1. はじめに

本研究では観測によって解明することが困難である山岳地域における局地的対流性降雨のメカニズム、特に地形によって生起すると考えられるトリガーとしての鉛直上昇流の影響が積雲の生起過程を通して降水分布に伝播されるメカニズムを解明し、その結果降水の時・空間分布特性を理解することを目的としてTakahashiらの開発した積雲モデルをベースとしたモデルにより数値実験を行う。このモデルの大きな特徴はパラメタリゼーションされていない詳細な雲の微物理過程を導入していること、雹、霰、氷晶という固相の降水粒子を持つことである。この2点によって、日本の豪雨の一般的な形態であるCold Rainの生起・発達・消滅過程のシミュレーションを物理的根拠を持って行うことが可能であり、各過程での雹、霰、氷晶および雨、霧等の降水粒子の生産量を出力することが可能である。

その具体的な方法として、初期鉛直上昇流（下層収束：Updraft）がある場合とない場合、ある場合についてはその大きさを変化させることによって積雲の生起状況、成長のスピード、地表面での降雨強度に与える影響を調査する。さらに数値計算によって得られた鉛直上昇流と降水の関係の特徴が、実際にも生起していることを、雨量計および風速計によって観測されたデータを用いて検証する。

-
- | | | | | |
|------|-----|----|---------------|--------------------|
| * | 正会員 | 工修 | 京都大学防災研究所 助手 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |
| ** | 学生員 | | 京都大学大学院工学研究科 | (〒 606 京都市左京区吉田本町) |
| *** | 正会員 | 工博 | 京都大学防災研究所 助教授 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |
| **** | 正会員 | 工博 | 京都大学防災研究所 教授 | (〒 611 宇治市五ヶ庄) |

2. 2次元積雲モデルの概要

モデルはプリミティブ方程式を用いた力学過程と微物理過程に二分される。それぞれの基礎式を用いて計算を行うときの全体の流れは、(1) 運動方程式を用いて流れの場を更新。(2) 水蒸気混合比、温位の移流・拡散による変化量の計算。(3) 降水粒子、凝結核と氷晶核の移流・拡散による変化量の計算。(4) 風速場に圧力の影響を加える。(5) 微物理過程の計算による降水粒子等の変化量の計算。(6) (1)へ戻るという流れになる。

力学過程における運動方程式（コリオリ力を無視し浮力を考慮した式）、温位・水蒸気混合比・種々の降水粒子の保存式および圧力に関するポアソン方程式は一般的な形であるので詳しくは高橋・阿波田 [1] にゆずる。ただし、圧力に関する式のみ diagnostic に解き、その他の式は prognostic に解いている。

モデルに導入されている降水粒子は物理的性質によって水滴（液体・球・1.0 [gcm³]）、雹（固体・球・0.9 [gcm³]）、霰（固体・球・0.3 [gcm³]）、氷晶（固体・円盤・0.1 [gcm³]）に分けられている。それぞれの降水粒子は大きさ（径、厚さ）によりさらに45（球形のもの）あるいは105（氷晶）のクラスに細分化されている。それぞれの降水粒子間の相互変換を行う微物理過程を図-1に示した。それぞれの微物理過程の詳細は高橋 [2] に詳しい。ここでは後の考察の際に重要となる水滴の成長（図-1中の2→3）、水滴の凍結（図-1中の3→4）について述べる。

水蒸気は大気中に存在する吸湿性の微粒子を核として凝結することによって初期雲粒となる（図-1中の1→2）。この雲粒は凝結過程と衝突併合過程によって成長する。凝結による成長は、1) 水滴表面への水蒸気の拡散の割合、2) 水蒸気の凝結による潜熱のために水滴の表面温度が上がりそこの飽和水蒸気圧が上がり、水蒸気の拡散が弱まること、3) 水分子の水滴表面への付着率、という3つの因子に依存することを考慮して次式のように表現される。

$$\frac{dM}{dt} = \frac{(S-1)C_w \cdot l_r^{0.525}}{5.5 \times 10^5 + (0.41 \times 10^7 / e_s)}$$

..... (2)

ここで、*M*は水滴の質量、*S*は過飽和度、*C_w*は通風係数、*l_r*は単位体積中に含まれる水滴の質量、*e_s*は飽和水蒸気圧 [hPa] であり、式を導く際に粒径分布としてMarshall-Palmer分布を用いている。この凝結過程による成長は対数関数的であり水滴の径が小さいときに支配的である。やや大きく成長した水滴がさらに大きくなるための成長過程として指数関数的に成長する衝突併合過程がある。体積*a*と体積*b-a*の2水滴が衝突して体積*b*

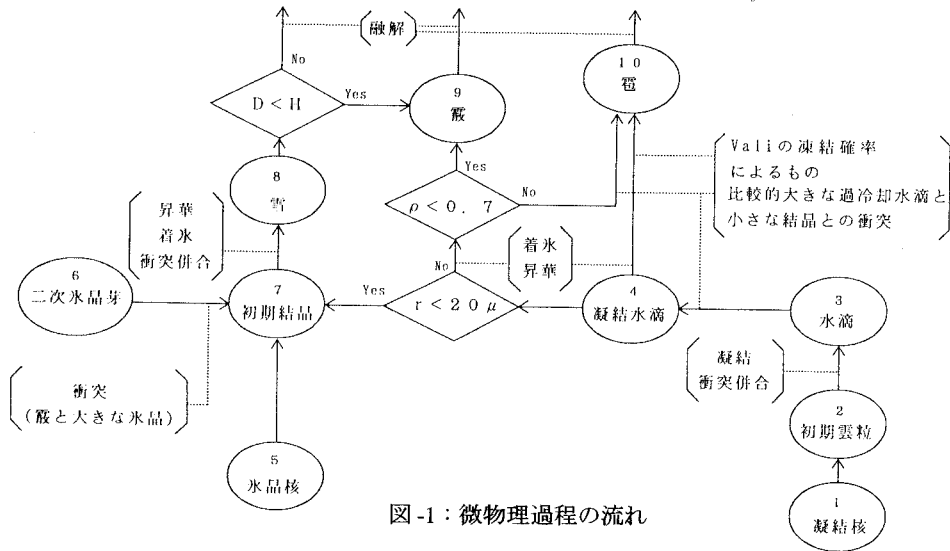


図-1：微物理過程の流れ

れており、水平風速が強いほど山地の影響によって起こる地形性の上昇流も強くなるという推論とともに、強風時には強い降雨が生起すると言われている。しかし、上記の計算結果から、降雨強度および降雨量はトリガーとしての上昇流に対して単調増加ではなく、上昇流の強度にあるしきい値があってそのしきい値より小さい強度の上昇流に対しては降雨量は単調増加となるが、しきい値より大きい強度の上昇流に対しては降雨量は増加傾向を示さないと考えることができる。ただし、このような計算結果による議論は降雨が生起するために恵まれた条件下での議論であり、実際の降雨においては可能降水的な感覚で捉える必要がある。以下では積雲の発達過程の計算結果を詳細に検討することで、このような降雨強度分布が出力された原因を探る。

モデル中には初期鉛直上昇流を維持させるような力学過程を導入していないので、鉛直上昇流の直接の影響は発達期の雲に現れる。発達期の雲に表れた影響が次々に積雲の成長過程に影響を与えて降雨強度分布を変えるまでに至るのである。発達期の雲 ($t=800$ [sec]) の雲粒 (太線) および霧 (細線) の混合比 $=0.1$ [g/kg] の等値線を図-4に表す。この図から見て取れる発達期の雲の雲頂、面積および雲の内部の気温 (紙幅の関係上、図を省略) から、発達期の雲は Case 3, Case 2, Case 1 の順に成長速度が速く、大きく成長している。このことから、初期鉛直上昇流の直接の影響をうける発達期の雲は、鉛直上昇流の大きさに対して成長速度が単調増加的に早くなっていることがわかる。成長速度の速い雲は、雲粒を生成することで大きな潜熱を放出する。そのため、気塊は軽くなり、大きな浮力を持つようになる。そして上昇にしたがってさらに多くの雲粒を生成するようになり、雲の内部の降水粒子の数密度を増して雲の微物理過程を活発にする。このような正のフィードバックにより発達期の雲に現れた鉛直上昇流の影響は、成長速度に関して単調増加的な性質を保ちつつ成熟期の積雲に伝播される。

図-5は成熟期の雲 ($t=1800$ [sec]) の雨滴 (点)、雹 (横線)、氷晶 (縦線) および霰 (氷晶と雹の間の白く抜いた領域) の混合比 $=0.1$ [g/kg] の等値線である。Case 2 では雹が、Case 3 では氷晶が大きく発達していることがこの図からわかる。図中では煩雑となるために表していないが、このような現象が生じる原因は、Case 2 では雹、Case 3 では氷晶の層が生じている高度に、積雲の発達にともなって生じた鉛直流の発散域があることによる。この発散域は次のようにして生じられると考える。発達期の雲が上昇することによって、そのすぐ上方の気塊も上昇する。この気塊は飽和に達していないために乾燥断熱過程に従って気温が低下する。大気は条件付き不安定 (乾燥断熱過程に対しては安定) な状態を与えているのでこの気塊の気温は周囲の気温

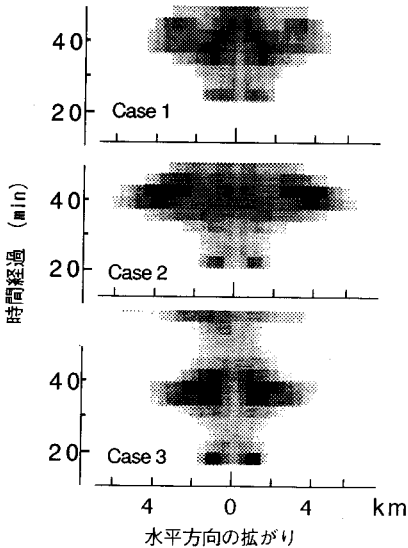


図-2：降雨強度の時・空間分布

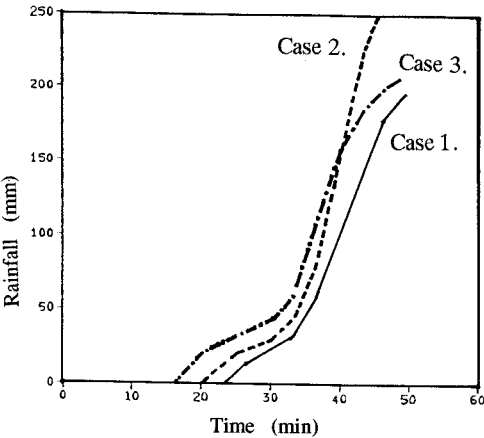


図-3：積算降雨量

の水滴を形成するときの体積 b をもつ水滴の数密度 $n(b)$ の時間変化は次式で表される。

$$\frac{\partial n(b)}{\partial t} = \frac{1}{2} \int_0^b n(a) V(b-a|a) n(b-a) da - \int_0^\infty n(b) V(b|a) n(a) da \quad \cdots \cdots (3)$$

ここで、 $V(b|a)$ は衝突係数であり、水滴の径、落下速度、水滴が水滴を取り込む半径の関数となっている。

次に水滴の凍結過程について述べる。過冷却水滴の凍結は 2 つの過程により行う。1 つは Vali の凍結確率によるものであり、次の実験式により表される。

$$\xi_v = x_w \cdot \exp[-0.66(T-273)-1.0] \quad \cdots \cdots (4)$$

ここで、 ξ_v は過冷却水滴が凍結する割合、 x_w は水滴の質量である。もう 1 つの凍結過程は、過冷却水滴と氷晶との衝突である。大きな過冷却水滴が小さな氷晶を捕捉した場合、氷晶は凍結核として活性化し水滴を凍結させる。大きな氷晶が小さな水滴を捕捉した場合には氷晶自身が着氷により成長する。衝突の計算は式 (3) と同様に行うが、衝突係数は観測および実験により修正されたものとなっている。凍結水滴のうち半径が $20\mu\text{m}$ より小さいものは氷晶に、 $20\mu\text{m}$ より大きいものは密度によって雹あるいは霰のクラスに入れる。凍結水滴の密度は落下速度と表面温度により求める。

3. 鉛直上昇流が積雲に与える影響に関する調査

3. 1 鉛直上昇流の導入

モデルの初期条件として、地形によって生起したとみなすことができる鉛直上昇流を導入し、それが積雲の生起状況、成長のスピード、地表面での降雨強度に与える影響について調査した。導入された鉛直風速はその後強制的な外力によって風を維持するような状態にはしない。これは積雲が生起し、成長するきっかけとしての鉛直風がその後の積雲の成長過程に対してあたえる影響を調べるためである。モデルの中の風速は連続式 $\partial(\rho u)/\partial x + \partial(\rho w)/\partial z = 0$ を満たしている必要がある。そこで流れ関数

$$\Phi = -A \sin\{\pi(x-2)/((X-2)/2)\} \sin\{\pi(z-1)/Z\} \quad \cdots \cdots (5)$$

を用いて左右対称の Circulation 状に与える。ただし、 A は風速を変化させる係数、 X は計算領域全体の幅に相当する格子点番号 (=55) であり、 Z は初期鉛直風を与える領域の上限に相当する格子点番号である。この流れ関数 Φ を用いて、初期風速 u_0, w_0 は $u_0 = -\partial\Phi/\partial z, w_0 = \partial\Phi/\partial x$ から計算する。

3. 2 鉛直上昇流の影響による降雨強度分布の変化とその原因に対する考察

流れ関数の A を変化させ、初期鉛直上昇流が異なる 3 つのシミュレーションを行った。それぞれの場合の初期鉛直風速の最大値は Case 1: 0 [cm/s], Case 2: 20 [cm/s], Case 3: 40 [cm/s] である。以下では、Case 2. と Case 1. を山地地形の影響などにより鉛直上昇流が生起された場合とそうでない場合とみなし、Case 2. と Case 3. を鉛直上昇流の強さが異なる場合とみなす。これらの初期条件から計算を行った結果を比較することにより、初期鉛直上昇流の有無および強弱が積雲の地表面降雨強度に与える影響を比較し、比較結果に対する考察を生起状況、成長のスピードを考慮して行う。

図-2に地上における降雨強度の水平方向の分布の時間変化を濃淡で表す。Case 1 の降雨強度分布は空間的にも狭い範囲に限られ、強度的にもそれほど大きい強度を見ることはできない。Case 2. では降雨の初期においては Case 1 と変わらないが、ピーク時の降雨強度は非常に強く、強い降雨強度を示す範囲も広い。また、降雨域が水平方向に大きく広がっていることが特徴的である。Case 3 では降雨の広がりや Case 2 に比べて狭くなる。ただし、降雨強度の大きい部分の面積は大きく変わらない。図-3に示す総降雨量のグラフから総降雨量は大きい方から Case 2, Case 3, Case 1 の順であることがわかる。

一般に山地地形の影響を受けて生起するような降雨は、地形性の上昇流が強いほど降雨量も強いと考えら

よりも低くなる。こうして雲の上方に低温域が形成される。この低温域は周囲の空気よりも密度が大きく重いので負の浮力が働き下降しようとする。上昇しようとする雲と、下降しようとする低温域がぶつかり、上昇流が弱い場合には雲は上方に成長する事ができなくなり水平方向に広がり始め、上昇流の発散域を生ずる。このような生起過程を経た鉛直流の発散域の影響で水平方向に広がった雹は、それを支える上昇流がないため空中にとどまることができずに落下し、雨粒域に降水粒子を供給する。蓄えられた雹が一時に降雨に変換されるので、強い降雨が生起する。

一方 Case 3 では氷晶の領域が大きく発達している。氷晶の密度は雹の密度よりもかなり小さい ($1/7$ 以下) ので、空気抵抗を考慮した終端落下速度では氷晶は雹より遅く落下する。このため上昇流から遠く離れて広く分布してもなかなか落下せず、下降流を引き起こすことがないので水蒸気を長時間雲内に留めておくことが可能である。そのため、一時に降雨とならないので、降雨強度は Case 2 に比べて大きくならず、降雨量も大きくなってはいない。しかし、雲の成長が早く凝結量も多いため、雨滴が早く成長して積雲の成熟期の初期に強い降雨が生起する。Case 2 では雹が、Case 3 では氷晶の領域が大きく発達したことには雹が重要な役割を果たしている。氷晶の領域が大きく発達するか、雹の領域が大きく発達するかを決定する要因の 1 つに雲の成長速度がある。雲中にできた氷晶は、水滴と衝突し着氷過程によって厚みを増して雹となり、その雹がさらに着氷、昇華過程を通して雹となる。しかし、Case 3 のように雲の成長速度があまりに速いときには氷晶が非常に高高度まで持ち上げられて、水滴と衝突することがなくなってしまう。氷晶が成長するためのもう一つの過程である昇華過程では氷晶の成長が遅く、雹や雹に転じていくことができない。このような理由から Case 3 では雹の領域が発達せず、したがって降水量、降水強度とも Case 2 と比較して増加しなかったのである。

このように雲を生起するトリガーとなるような、山地地形の影響によって生起したと考えることができる鉛直上昇流が地表面降雨強度に与える影響は、単調ではないことが得られた。降水量、降水強度とも増加するのは積雲中の雹の分布域を大きく発達させるような鉛直上昇流が生起している場合であり、鉛直上昇流が強く、氷晶の分布域を発達させる場合には降水量、降水強度は増加しないことを説明づけることができた。

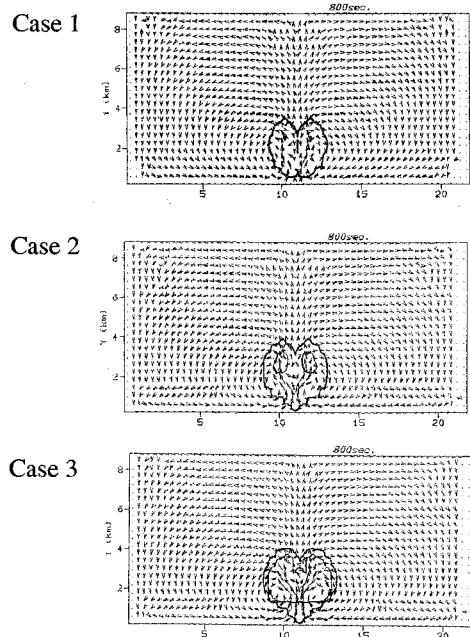


図-4：発達期の積雲の鉛直構造
(800 秒経過後)

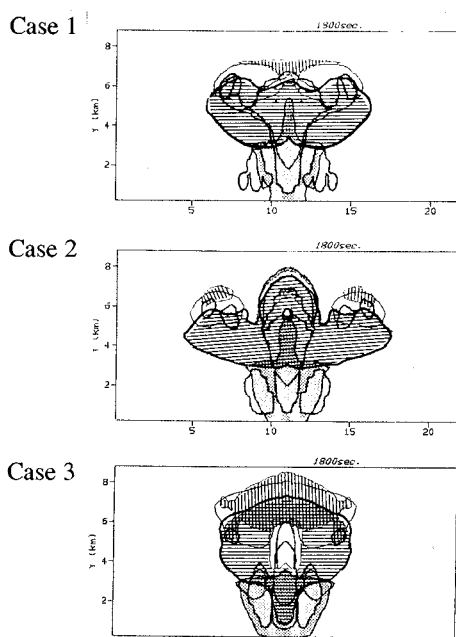


図-5：成熟期の積雲の鉛直構造
(1800 秒経過後)

3. 3 御在所山の雨量データによる定性的検証

ここでは、これまでの数値計算の検討結果である降雨量は初期鉛直上昇流に対して単調ではないことを示すために、御在所山の東および南西斜面に設置した雨量計のデータおよび山頂で取得した風速データから検討する。雨量計は0.5mmの転倒升式雨量計で、山頂に1機、東斜面に4機、南西斜面に2機設置した。風速計は山頂に設置したもので、そのデータは1日に3度(9時, 12時, 15時)マニュアル計測されており、1日のうちで最大風速が発生した時刻とその値は自動計測されている。観測は1994年8月と9月の2カ月間にわたって行われた。

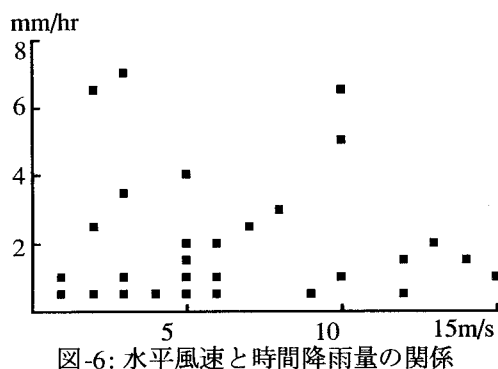


図-6: 水平風速と時間降雨量の関係

降雨があったときの、風速とその風速に対応する雨量として風速計測後1時間において雨量計7機のうち最大値を示した雨量計の雨量との対応関係を図-6に示す。水平風速に対応する時間降雨量をこのような形とした理由を以下に述べる。上述したように数値計算により得られた結果が降雨生起のために理想的な気象条件下での1積雲からの降雨であること、および山頂で計測した風の影響を受けた積雲は降雨の中心をどこに持っているかがわからないことから最大値を示した雨量計が積雲からの降雨の中心に存在するとした。また、積雲の寿命を考慮すれば、1積雲からの降雨は1時間雨量で見ることが最も適当であると考えられることもあわせ、1積雲の生起からの降雨量として適当であると考えたからである。また、降雨のうち、台風性の降雨は地形による鉛直上昇流をトリガーとし、その影響を降雨分布に反映している降雨とは考えにくいので省いてある。それぞれの風速に対応した降雨量の最大値を見ていくと風速3[m/s]で最大降雨量が得られている。風速に対する降雨量の最大値の傾向を見ると、風速3[m/s]から6[m/s]まで風速に対する降雨量は減少し、そこから転じて10[m/s]まで風速に対して降雨量は増加する。その後再び風速に対して減少に転じるという傾向を見せている。風速が大きいときには雨量計の補足率の問題を吟味することなく、雨量計のデータを定量的に扱い別の風速のデータと比較することは危険であるが、水平風速と降雨量の関係は単調ではなく、山形を描くことが示される。ただし、ここまでのモデルを用いた検討によって予想された一山形ではなく、二山形の形態となっている。これは弱風時の強降雨と強風時の強降雨では降雨成因が異なることが原因であると考えられる。すなわち、風速3[m/s]のもとで7[mm/hr]の降雨を生起する雲と風速10[m/s]のもとで7[mm/hr]の降雨を生起する雲は種類が異なると考えられる。

4. 結論

本研究においては、鉛直上昇流と地表面の降雨強度・総降雨量の関係を数値モデルを通して検討し、鉛直上昇流の大きさに対し地表面降雨は単調増加するのではないこと、その原因は日本での豪雨の一般的な形態であるCold Rain(固相の水を含む雨)において、空中の雹の形成と降雨強度および降雨量が強い関係を有していることが示された。また、御在所山における雨量および風速データから、地形性の鉛直上昇流を生起させる水平風速と地表面降雨の関係はやはり単調ではないことが示された。今後局地的な豪雨の予測手法を開発していく際に水平風速が大きな影響を持つと考えられ、その場所における地形を考慮した詳細かつ定量的な解析を行う必要があると考える。本研究で用いた御在所山の降雨データ、風速データは中央大学理工学部教授 山田 正先生の研究グループが取得(風速データは(株)御在所ロープウェイより取得)されたものをお借りしました。貴重なデータを提供いただきました山田先生の方々に心より感謝いたします。

参考文献 : [1] 高橋 勲: 雲の物理, 東京堂出版, 1987

[2] 高橋 勲・阿波田 康裕: 詳細な雲の微物理過程を考慮した2次元積雲の数値実験,

京都大学防災研究所年報, 第36号B-2, pp.189-217, 1993