

II-394 詳細な雲物理モデルを用いた数値実験による地形性降雨の構造解析

京都大学防災研究所 正員 大石 哲
 日興製缶(株) 正員 木谷有吾
 京都大学防災研究所 正員 中北英一
 京都大学防災研究所 正員 池淵周一

1. 序論

豪雨を頻発するような山岳地域での降雨は、レーダー雨量計やアメダスなどの現在の観測手段をもってしても十分な情報を得ることは困難である。そのために地形が降雨に及ぼす影響は早くから指摘されていたにもかかわらず、その詳細については未知の部分が多い。そこで、数値モデルを用いた数値シミュレーションによる降雨の生起・発達・衰弱特性の構造解析が期待されている。

本研究では、新たに座標変換とテンソル解析の手法を用いて地形情報を導入した、パラメタライズされない詳細な雲物理過程をもつ高橋ら¹⁾の2次元雲モデルを用いる。その上で、降雨の非線形的な挙動は山岳地形が雲の微物理過程に影響を与えた結果生起するものであるという論点から、数値計算によってシミュレートされた降雨強度分布の時系列、各降水粒子の雲中での生産量、雲中での気温や風速の変化を詳細に解析し、降雨域の移流方向や降雨分布を説明づける要因を抽出した。

2. モデルの概要

2.1 モデルの概要 本手法で用いたモデルは水平方向22km、鉛直方向9kmの計算領域を持つ2次元モデルである。モデル中では降水粒子（雲粒、雨粒、霰、雹、氷晶）をそれぞれ大きさによって100程度にクラス分けして、その数密度（個/kg）を用いることで、降水粒子が凝結、凍結、Riming、昇華、融解、蒸発する、いわゆる微物理過程を陽に表現しており、計算時間は非常に長くなるが、その他の計算や観測では得ることができないような雲中における粒子の分布や各微物理過程が降水粒子を生産する生産量を出力することができるため、本研究の考察に適したモデルである。

このモデルは一つの積雲の成長過程をシミュレートする目的で開発されており、メッシュスケールとして海面上で水平方向400m、鉛直方向200mと細かい分解能を持つため、非静力学系の式系を用いている。さらに対象とするスケールの現象に影響を与えないことが知られている音波の項を含まないAnelastic (AE) -系である。AE-系で座標変換を用いて地形を導入すると気圧の解法が困難になるという欠点があるが、本研究では収束計算により気圧を求めている。

モデルは初期の大気状態を初期条件とし、地形を境界条件として時間間隔1秒間で時間積分をする。発生する雲が積雲のような対流性の雲であるか、層状性の雲であるかは初期の大気状態によって決まる。ここでは、計算時間の節約のために極めて強い対流不安定を有する、条件付き不安定な大気条件を用いて積雲のシミュレーションを行った。

2.2 地形形状 本研究では山岳は次のような関数系で与えた。これは、山岳の標高と傾斜が雲の発達に与える影響を考慮するためである。

$$Z_g(x) = (M_h \cdot A_l) / (x^2 + A_l^2), HVR = A_l / M_h \quad (1)$$

ここで Z_g は山岳の標高、HVR (Horizontal Distance versus Vertical Height Ratio) は山岳の斜面の勾配を決定するパラメータである。HVRが小さいほど急峻な形状の山岳である。

3. 計算結果と考察

3.1 一般風のシアがない場合 全高度で一様な風速を初期値として与えた場合に、一般風の強度とHVRが積雲の成長状況に与える影響を調査するため、導入する山岳の標高、HVRおよび風速を変化させた8種類の事例を比較した。すなわち山岳の標高はモデル中で設定している大気の成層状態における雲

底高度（約800m）より高い場合と雲底高度より低い場合の2通り，風速は2m/sと4m/sの2通り，HVRは斜面が緩やかな場合と急な場合の2通りで計算を行い，考察の結果以下のことが導かれた．

山岳の標高が雲底高度以下の場合：モデル中で設定している大気成層は対流不安定がかなり大きくなっており，この場合HVRや，一般風の強度に関係なく同じ鉛直構造を持った積雲が成長する．すなわち，山岳は対流生起のトリガーとしての効果しか持たない．

山岳の標高が雲底高度以上の場合：山岳の標高が雲底高度以上の場合では一般風の強度，HVRの違いによって積雲の発達過程への影響が以下になる．すなわち，一般風の強度が小さい場合には最初に生起した積雲によって発生した気流の乱れによって2番目以降に生起する積雲の成長が妨げられるため，HVRの違いは積雲の発達過程やその結果の降雨分布に影響を及ぼさない．一方，一般風の強度が大きい場合には，HVRの大きい場合とそうでない場合で降雨の特徴が変わってくる．すなわちHVRが大きい場合には2番目以降に生起する積雲が氷の粒子を含むまでに成長し，新たな降雨域をもつ積雲が現れる（図1）が，HVRの小さい場合では2番目以降に生起する積雲が風下斜面上空の下降気流域に達して成長が妨げられ，新たな降雨域をもつ積雲は発生しない．（図2）

3.2 一般風のシアがある場合 一般風を高度にしたがって変化させて計算を行った結果，シアがある場合には図3で現すような循環系が形成されるか否かで降雨の持続性や移流方向が異なってくることがわかった．すなわち，循環系が形成されるような積雲から降る雨は継続時間が長く，一カ所に降る降雨量が大きい上，それが下層では山岳に対して風上斜面で起こるという点で，シアがない場合と異なる．そこで，このように積雲内部で循環系が形成される要因を考察した．

シアがある場合の一般風は，ある高度を境に風向が逆転する．この高度を“風向の逆転層の高度”と呼ぶ．山岳の裾野の端上空付近で発生した積雲が山頂を越えて移流するまでに雲頂高度が風向の逆転層に達する場合には，積雲内に空気の循環系が形成される．このように，循環系の形成される様子を評価するために，雲頂が風向の逆転層に到達する時間（逆転層到達時間）と，発生した積雲が山頂を越えて移流するまでの時間（移流時間）を比較すると，逆転層到達時間<移流時間という条件が満たされる場合に，循環系が形成される可能性が高いことが導かれた．

4. 結論

詳細な雲の微物理過程を持つモデルに，新たに座標変換とテンソル解析を用いて地形を導入し，主として積雲からの豪雨に対して地形が与える影響に関して調査した．その結果，一般風の強度と山岳の水平スケール，一般風の鉛直シアと山岳の水平スケールが積雲の成長過程に与える影響に関して短時間降雨予測にとって有効な知見を得ることができた．

参考文献 1) 高橋劭・阿波田康裕（1993）：詳細な雲の微物理過程を導入した二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, pp189-217

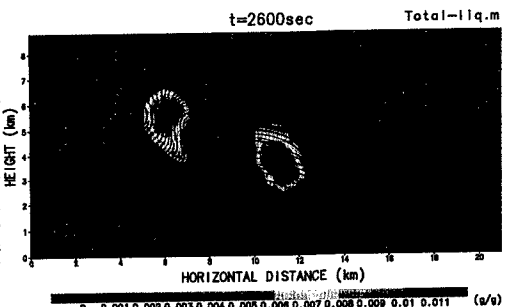


図1：HVRが大きい山岳で生起した積雲

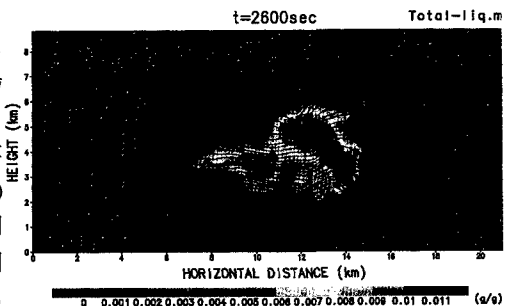


図2：HVRが小さい山岳で生起した積雲

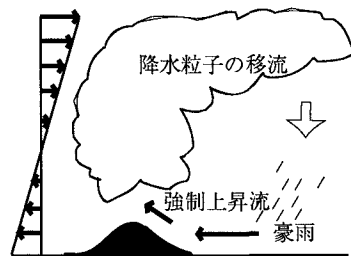


図3：シアにより形成される循環系