

矢作建設工業株式会社 正員 ○高橋輝明 京都大学防災研究所 正員 大石哲
 京都大学防災研究所 正員 中北英一 京都大学防災研究所 フェロー 池淵周一

1 序論 山岳地域における豪雨の生起は洪水の主要因であるが、それをもたらす積雲の構造は未解明な部分が多い。そこで本研究では詳細な雲の微物理過程と地形を表現することができる積雲モデルを3次元化し、3次元的な積雲の内部構造を数値計算により導出して、これまでの2次元モデルによる結果との比較を行なった。さらに積雲の維持機構と地形が積雲の挙動に与える影響について考察を行なった。

2 3次元積雲モデルの概要 本研究で3次元化したモデルは大石[1]の2次元積雲モデルである。このモデルの特徴は、非静水力学モデル、AE系(非弾性系)であること。そして、テンソル解析を用いた座標変換により地形の表現が可能である。またパラメタライズされない詳細な微物理過程を表現しているため Warm rain だけでなく Cold rain の表現が可能である。各基礎式などは大石[1]を参照して頂きたい。

表1 本章の考察に用いた事例

事例名	地上初期風速	シア	大気	地形
Case.1	-2 m/sec	1 m/km	不安定	無し
Case.2	-2 m/sec	1 m/km	安定	無し
Case.3	-2 m/sec	1 m/km	不安定	有り
Case.4	-2 m/sec	1 m/km	安定	有り

3 考察

3.1 計算条件 事例としては地形無しを2事例、地形を導入して2事例の計4事例を行なった。一般風のシアは全ての事例で同じであるが、大気のプロファイルは変化させた。考察に用いた初期条件を表1に示す。また地形を導入しない Case.1・2 の事例では、周囲よりも湿潤な雲の種と呼ばれる部分を東西方向30km 地点、南北方向の中央に与えて雲を生起させている。Case.1・3 のプロファイルの CAPE は $2600\text{m}^2/\text{s}^2$ 程度であり Case.2・4 では $2200\text{m}^2/\text{s}^2$ 程度である。

3.2 平らな地形で計算した場合の考察

3.2.1 計算結果の概要 Case.1 と 2 の積雲の発達の様子を比較すると、積雲自体の強さ、また成長する速度に違いが見られるが、2事例とも雲の種を与えた地点からはじめの積雲が発達し、次々に新しい積雲

が発生し西に移流していることが分かる。そして以下に述べる維持機構と考えられる機構が発達している事は注目に値する。すなわち発達した積雲の上空にある電や氷晶と言った固相の降水粒子は、上空の西風によって移流し積雲から東に離れた地点で降雨をもたらす。この降雨によるダウンバーストおよび発散流が、下層の東風によって移流し、地上付近の積雲の西側で再び上昇流を引き起こし新しい積雲を発達させる。2事例ともこの機構が発達している。この上昇風は図1に示される下層の東風と上昇風による吸い込み効果のための西風がつくり出す水平収束域によって生起する。

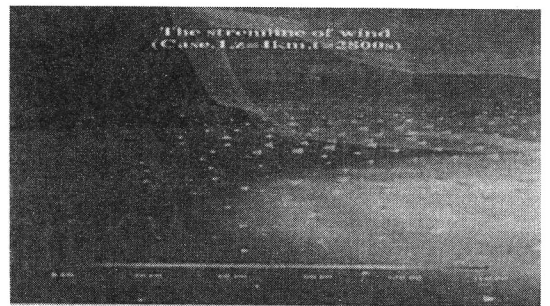


図1 上昇風をつくり出す水平収束域 (Z=1km)

3.2.2 上昇風の分裂 積雲が生起してまもない状態の高度2kmにおけるz方向の過度 ζ は、Case.1・2共に積雲の中心から南北に正負対称にみられる。これは積雲が発達する際に周りの空気を収束させているためである。このことは過度方程式からも説明される。ここで注目すべき点は、600秒経過した後の上昇風が発達している付近の過度を見ると、Case.1では1200秒の時に生じた一組の渦が更に二つに分裂している事である。同じ時間・断面で見た鉛直風速は、過度の分裂と共に上昇風が中心を対称に極値を持つようになる。これはスーパーセルによく見られる特徴的な現象であるといわれている。この上昇風の極値が分かれるという現象は、多くの文献では以下に述べるような2つの理由が考えられると述べられている。まず1つめの理由は、気圧傾度力によるものであ



図2 積雲周囲・内部の風の流れ ($Z = 4\text{km}$)

ると言われている。ふたつめの理由は、drag forceによって中央に下降する力が生じるために、上昇風が分裂したように見えると言う事である。これらの事を確かめるために、鉛直方向の運動方程式の気圧の項と、drag forceの項のそれぞれの値を出力した。その結果、気圧傾度力とdrag forceの両方の作用が考えられ、どちらが強いとは言いが切れないが、その分布形状からdrag forceの方がより効いていると考えられることが確認された。またこの上昇風の分裂が後の降水域の分裂をもたらす。

3.2.3 維持機構に関する考察 ここでは、従来の研究で示されたスーパーセルという維持機構の発達した積雲と本研究で得られた結果との比較を行なう。まずスーパーセルについて説明する。このストームは大気が十分不安定で、適度な風速の鉛直シアアがあり、大気の中層が乾いた状態の時に発生し、初期に発生した上昇気流は鉛直方向に傾きを持ち、十分に上空にまで達する。また上昇気流が傾きを持つため、下降気流は上昇気流の下に存在し上昇気流を断ち切る事はなく、下層から水蒸気が供給され続ける。このようにスーパーセルはエネルギーの供給と開放が理想的に行なわれているためその寿命は数時間に及ぶ。本研究の事例では、最初は上昇気流の下に下降気流が存在せず、積雲の中心から見て東に離れたところで強い降雨によって下降流が起こる。このように直接上昇風の根を断ち切ることはない。そのため、2時間の計算時間の間、雨は降り続き、Case.1の雨量は180mmにも及んだ。また図2をみると分かるように積雲の中層から上層にかけては積雲の停滞システムとも言える風の流れを見てとれる。これはシアアがある場合に限られる。

3.3 山岳地形を導入して計算した場合の考察

3.3.1 地形の有無の影響 Case.1・2では積雲は西進していたが、Case.3では全体として積雲は東進している。この原因を以下に述べる。まず、積雲の発生仕方そのものに違いが見られる。上述のCase.1・2の場合とは違い、地形の導入により波ができ、その波により最初に発生した積雲が生起した後、比較的早い時間に2番目・3番目の雲が山に対して同心円状に生起している。この波は復元力としての重力の影響のできる波である。このように発生した2番目の雲は二つに分裂する傾向が見られる。これはCase.1・2のようなメカニズムではなく、最初に発生した積雲による影響が大きいと考えられる。最初に発生した雲は3次元的な収束を伴いながら南北の中心に対称に発生する。そして上空での東風のためになんとかを作る。この際に気圧偏差の分布を見ると、積雲の中では気圧は偏差は低くなっている。相対的にかなとこの下側では気圧偏差が大きい。運動方程式の気圧の項は気圧偏差の傾度で求められるため気圧傾度力が生まれ、この気圧傾度力による下向きの力は、2番目の雲による上昇風を抑えつけ、分裂させようとし、2番目に発生する雲は一般風と直交する南北方向に幅広で二つに分かれた。また最初に発生した積雲が発生する際に、下層の収束により山岳の東側では西風になる。そして最初に発生した雲からもたらされる降雨によってこの風は強められ、Case.1と比較して積雲の根本の東側に水平収束域ができている。従って収束域で生起する上昇風はCase.1と比較すると東側に生じる。このように山岳地形の存在によりCase.2とは上昇風の発生する機構が異なり、維持機構を発達させることはない。

4 結論 以上のように3次元化した積雲モデルを用いて積雲からの豪雨の解析を行なった。3次元モデルで表現された収束や発散、また維持機構の発達を確認できた事で、積雲の3次元考察の重要性を再認識し、実際の豪雨を解析する際のこのモデルの将来の可能性を確かめる事ができたと考える。

[参考文献] 1) 大石 哲:積雲の雲物理的構造解析を基礎にした洪水制御支援環境の開発に関する研究, 京都大学学位論文, pp.15-79,1998
2) 大石 哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一 (1996):豪雨の生起発達に地形が及ぼす影響に関する数値実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第39号 B-2