

(Ⅱ - 39) 蒸発散が地形性降雨に与える影響

中央大学理工学部 学生員○斎藤 大作 中央大学大学院 学生員 松浦 正典
中央大学理工学部 正 員 日比野忠史 中央大学理工学部 正 員 山田 正

1. はじめに 地形性降雨を考える場合、特に陸海域面の状態、海面上あるいは陸面からの蒸発が降雨へ及ぼす影響は良くわかっていない。そこで本研究の目的は蒸発散量が降雨に与える影響を数値計算を行うことにより検討することである。

2. 降雨モデルの概要 降雨モデルは雪及び氷晶を考慮した冷たい雨のモデルで、6つの独立変数（水蒸気混合比、雲氷混合比、雲水混合比、雪の混合比、雨水混合比、温度）で表されている。

3. 計算条件 解析対象は水平方向に126km、鉛直方向に4000mのX-Z平面とし、風上から96km地点に頂上のある高さ900mの三角形山脈状の地形を与える。蒸発散の有無で2通りの計算を行い山の風上側すなわち0km～78kmに陸域から蒸発散量を与えたものをCase1、蒸発散量を与えないものをCase2とする。地表面からの蒸発散量は表2に示すバルク式により与えられる。風の場合はポテンシャル流で与え、主流風速は10m/sとする。なお計算条件は表1に示す。

4. 計算結果と考察 図1は地表面からの蒸発散量の計算結果で、拡散係数が $50\text{m}^2/\text{s}$ と $100\text{m}^2/\text{s}$ の場合が示されている。両者とも蒸発散量は0kmから約65kmで増加し、65kmから78kmまでは減少している。風上側から流入させる大気の相対湿度を80%で鉛直方向に一样に与えているため水蒸気混合比は下層ほど多くなっている。よって水蒸気混合比は風下へ移流するに従って上層に拡散することになり、相対湿度は風下ほど減少する。またバルク式では相対湿度が低いほど蒸発量は多くなるため風下ほど蒸発散量は増加している。しかし山の影響をうけはじめる60km付近より風下では上昇風があり、相対湿度が高くなるので蒸発散量は減少する。2本の曲線を比較すると拡散係数が $100\text{m}^2/\text{s}$ の曲線の方が大きい値を示している。これは拡散係数が大きいために水蒸気混合比が上層に速く拡散するので下層での相対湿度が減少し蒸発散量が多くなるためである。図2は雲水量の空間分布を比較したものである。Case1は拡散係数が $50\text{m}^2/\text{s}$ で蒸発散を考慮している。Case2は拡散係数が $100\text{m}^2/\text{s}$ で蒸発散を考慮している。Case3は拡散係数が $100\text{m}^2/\text{s}$ で蒸発散はないものである。拡散係数の違うCase1とCase2を比較すると図1からわかるようにCase2の方Case1よりも蒸発散量は多く、拡散により雲水混合比の分布は広がっている。次にCase2とCase3を比較するとCase2は蒸発散を考慮しているため風上側斜面にCase3よりも雲水が若干多く見える。また両者とも山頂付近よりやや風上側で雲水混合比の最大値を示しており、またこの位置は上昇風速が最大となる位置と一致している。図3は降雨降雪強度の空間分布を比較したものである。今回の計算ではCase2、Case3ともに山頂付近に降雨降雪強度の最大値が存在し、降雨降雪強度の分布形もほぼ同じである。風上側に数十km程度の蒸発域があっても性降雨に対してはほとんど影響がないことがわかる。地上温度は 20°C で与えているので温度は乾燥断熱減率によると高度約2000mが 0°C 層となる。しかし山の風上側

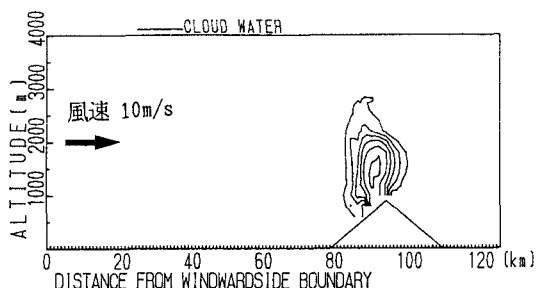
表1 計算条件

初期条件	地上温度は水平方向に一樣で、高さ方向には $T = T_G - \Gamma d \times Z$ で与える。大気は傾斜全体で相対湿度80%とし、風上側からも80%で流入させる。 Γd は乾燥断熱減率 T_G は地上温度 293.15K
上端境界	q_w, q_v, q_i, q_s, q_r は $\frac{\partial q}{\partial Z} = 0$ T は $\frac{\partial T}{\partial Z} = 0$
下端境界	Case 1 0～78 kmの地表面で、 q_v はバルク式により与え、 q_w, q_i, q_s, q_r は $\frac{\partial q}{\partial Z} = 0$ 78～126 kmの地表面で、 q_w, q_i, q_s, q_r, q_r は $\frac{\partial q}{\partial Z} = 0$ T は初期値で固定 Case 2 q_w, q_i, q_s, q_r, q_r は $\frac{\partial q}{\partial Z} = 0$ T は初期値で固定
風上境界	q_v は相対湿度80%の大気に相当する水蒸気量流入させる。 q_w, q_i, q_s, q_r は $\frac{\partial q}{\partial X} = 0$ T は初期値で固定
風下境界	q_w, q_i, q_s, q_r, q_r は $\frac{\partial q}{\partial X} = 0$ T は $\frac{\partial T}{\partial X} = 0$

表2 バルク式

バルク式による蒸発量の算定	
$E = \rho C_E \beta U (q_{sat} - q)$	
E	蒸発量 $\text{kg/m}^2/\text{s}$
ρ	大気密度 1.20kg/m^3
C_E	バルク係数 $1.25\text{E}-3$
U	風速 10.0m/s
β	蒸発率 0.8
q_{sat}	地表面での飽和混合比
q	高度200mでの水蒸気混合比

斜面では水蒸気の凝結が起こり潜熱が発生するため周囲よりも温度が高くなり、結果として高度約2100mが0℃層となる。高度2100m以上の過冷却な雲が発生することと、上層域の薄い雲が風下側に移流していることも見る事ができた。



(Case1) 蒸発散のある場合(拡散係数 $50\text{m}^2/\text{s}$)

最大雲水量 0.632g/kg

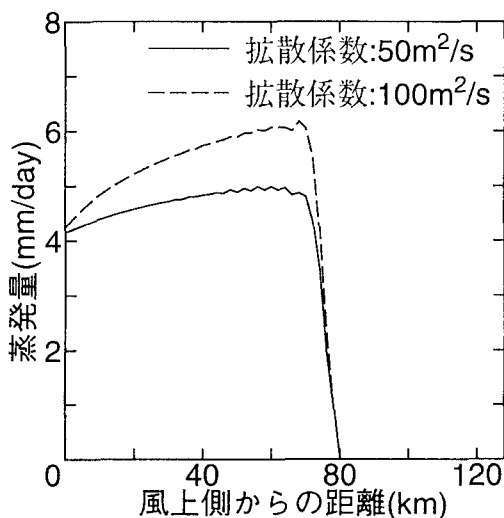
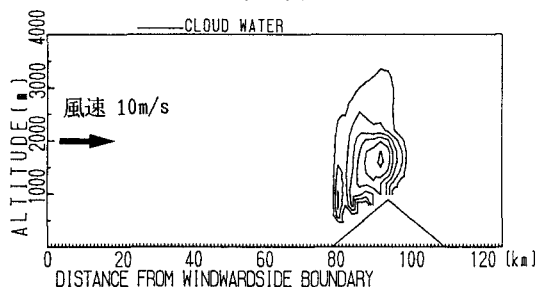
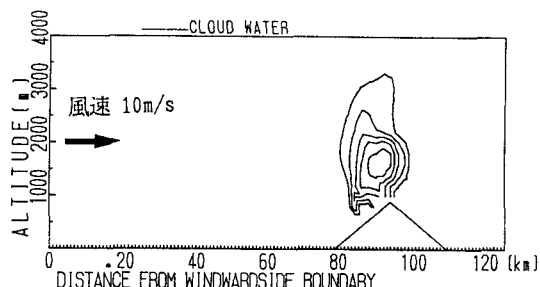


図1 蒸発散量の水平分布



(Case2) 蒸発散のある場合(拡散係数 $100\text{m}^2/\text{s}$)

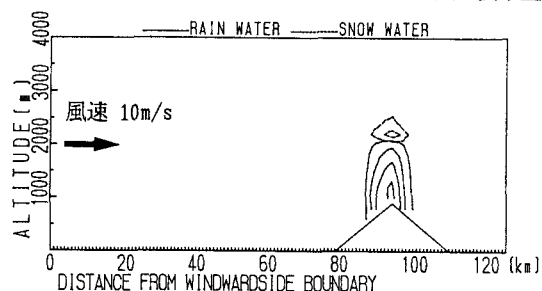
最大雲水量 0.624g/kg



(Case3) 蒸発散のない場合(拡散係数 $100\text{m}^2/\text{s}$)

最大雲水量 0.571g/kg

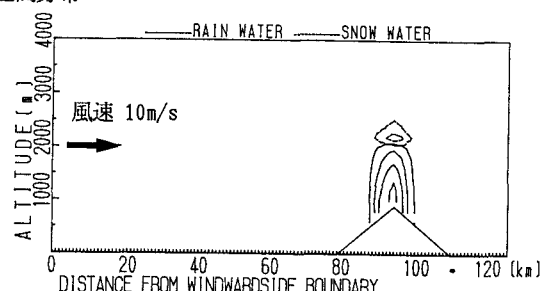
図2 雲水量の空間分布



(Case2) 蒸発散のある場合(拡散係数 $100\text{m}^2/\text{s}$)

最大降雨強度 4.31mm/hr

最大降雪強度 2.48mm/hr



(Case3) 蒸発散のない場合(拡散係数 $100\text{m}^2/\text{s}$)

最大降雨強度 4.36mm/hr

最大降雪強度 2.56mm/hr

図3 降雨降雪強度の空間分布

<参考文献> 1) Steven A.R. and Hobbs, P.V.: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm-Frontal Rainbands, J. of Atmos. Sci., vol. 40, pp. 1185-1206, 1983. 2) 近藤純正: 水面のバルク輸送係数、水文・水資源学会誌 vol. 5 No. 3, pp. 50-55, 1992. 3) 松浦正典・日比野忠史・山田正: 冷たい雨のモデルを用いた1次元及び2次元地形性降雨の解析、第48回年次学術講演会講演概要集, pp. 164-165, 1993.