

(Ⅱ-48) 暖かい雨における強い降雨強度の発生原因に関する研究

中央大学理工学部 学生員 ○久米 仁志
中央大学理工学部 正 員 山田 正

中央大学大学院 学生員 坂 憲浩
北見工業大学 正 員 内島 邦秀

1. はじめに 雲頂高度2000m程度の雲から降る雪や氷晶を含まない暖かい雨でも地上降雨強度が数百mm/hrに達する場合がある。従来の研究から上昇風が数時間吹き続ければ降雨強度が大きくなることはわかっている。しかし、実際には雲ができしてから数十分後に雨が降り始め降雨強度が大きくなることもある¹⁾。ここでは一次元のKesslerモデル²⁾を用いて上昇風速が降雨強度に与える影響について検討し、非常に大きい降雨強度の発生原因を確かめた。

2. モデルの物理機構 Kesslerモデルは雪片や氷晶の介在しない温かい雨を扱うモデルである。このモデルでは空気中の水分を図1の様に雲水(落下しない)と雨水(落下する)に分け、以下の4つの機構を考慮している。①雲粒同士の衝突による雨水への転換(AC)、②降雨粒子による雲水の捕捉(CC)、③降雨粒子の蒸発(EP)、④水蒸気の凝結(CV)。基礎方程式を表1に示す。

表1 Kesslerモデルの基礎方程式

$\frac{\partial m}{\partial t} = -w \frac{\partial m}{\partial z} - AC - CC + EP + CV + K \frac{\partial^2 m}{\partial z^2}$ $\frac{\partial M}{\partial t} = -(w+V) \frac{\partial M}{\partial z} + AC + CC - EP + K \frac{\partial^2 M}{\partial z^2}$ $AC = k_1(m-a) \quad (m \geq a)$ $CC = 6.96 \times 10^{-4} N_0^{1/4} m M^{7/8} \exp(kz/2)$ $EP = 1.93 \times 10^{-6} N_0^{7/20} m M^{13/20}$ $CV = w(A+Bz)$ $V = -38.3 N_0^{-1/8} M^{1/8} \exp(kz/2)$ $R = 138 N_0^{-1/8} M^{9/8}$	m : 雲水量 (g/m^3) M : 雨水量 (g/m^3) w : z 方向の風速 (m/s) AC : 雲の雨への転換 ($g/m^3/s$) CC : 雨による雲の捕捉 ($g/m^3/s$) EP : 雨の雲への蒸発 ($g/m^3/s$) CV : 水蒸気の凝結 ($g/m^3/s$) V : 雨滴の落下速度 (m/s) R : 降雨強度 (mm/hr) k_1 : 転換項の定数 ($=10^{-4} s^{-1}$) a : 転換項の臨界値 ($=0.5 g/m^3$) E : 捕捉率 ($=1$) N_0 : Marshall-Palmer定数 ($=10^7 m^{-4}$) k : 空気密度の鉛直方向線率 ($=10^{-6} m^{-1}$) z : 高度 (m) A : 凝結項の定数 ($=3 \times 10^{-3} g/m^3$) B : 凝結項の定数 ($=3 \times 10^{-3} g/m^3$) K : 拡散係数 ($=100 m^2/s$)
---	--

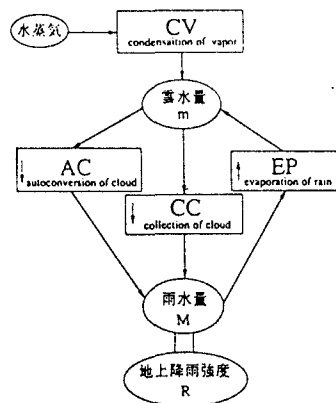


図1 Kesslerモデルの物理機構

3. 計算条件 高度 $H=2000m$ 、 $\Delta t=1.0s$ 、 $\Delta z=20m$ である。

・境界条件 本研究では一次元の計算を行っているので境界は上端と下端のみである。上端境界では m (雲水量)、 M (雨水量)の鉛直上方向のフラックスを0とし、雲頂部における雲、雨の発生はないものと考えそれぞれの発生項は0とする。下端境界では地表面を考えているので $(m)_{z=0}=0$ 、雨水量は地上付近で変化はないものと考えているので $(\partial M/\partial z)_{z=0}=0$ とする。

・上昇風速 $W=W_{max}(Z-Z^2/H)/H$ で与える。これは鉛直距離 Z に関する放物型分布である。上昇風速 W は鉛直距離 Z が高度 $H=2000m$ の半分 $Z=1000m$ で最大値 W_{max} をとり上端 $Z=2000m$ と下端 $Z=0m$ で $(W)_{z=0, z=2000}=0$ となる。ここでは、 $W_{max}=6.0m/s$ 、 $10.0m/s$ について計算した。さらにそれぞれの風速に対して $t=Tr$ 秒間風を吹かせ、 Tr 秒以降を $W=0$ とする場合を $Tr=300s$ 、 $600s$ 、 $900s$ について計算した。

4. 計算結果と考察 本研究では上昇風速を放物型分布で与えているので最大上昇風が吹く $Z=1000m$ より上空で雨水量 M がたまる(図2)。雲ができ始めてから数分間では雨滴が十分成長できず、落下速度も小さい。したがって強い上昇風が吹くと雨滴が落下できず降雨強度

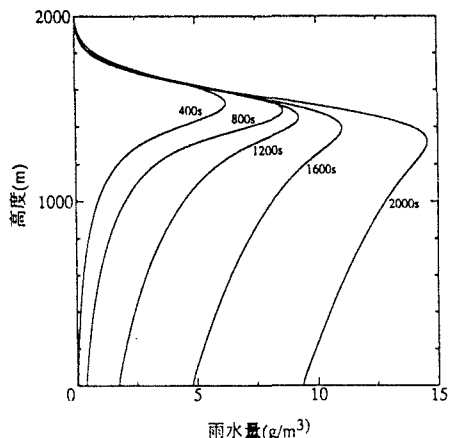


図2 $W_{max}=10.0m/s$. 各時間での雨水量の高度分布

は大きくならないと考えられる。そこで上昇風を止めて、たまっていた雨滴を落下させその時の降雨強度を検討した。その結果が図3、図4である。

a) 図3、図4はそれぞれ $W_{\max}=6.0\text{m/s}$ 、 10.0m/s で計算した場合である。図中の時間は T_r 秒まで風を吹かせ、 T_r 秒以降は $W=0$ としたことを示している。また実線は上昇風を止めることなく常に風を吹かせた場合の降雨強度である。図3、図4では上昇風を止めると降雨強度のピーク値は同じ時間の実線の降雨強度よりも大きい。これは雨滴の落下速度を超える強い上昇風が吹くと雨水が $Z=1400\text{m}$ 付近でたまり、上昇風が吹き止むと雨水が急に落ちてくるためである。

b) 図5は $W_{\max}=6.0\text{m/s}$ 、落下速度を T_r 秒まで $V \leq 4.0\text{m/s}$ と制限し、 T_r 秒以降は落下速度の制限をなくした場合である。この場合、粒径が 1mm の雨滴の終末速度は 4.0m/s であるので³⁾ 上昇風が吹き続けている間は 1mm 以上の雨滴は存在せず、上昇風が吹き止めば雨滴は併合成長するという過程を考えている。図3と図5において、破線のピーク値とそれと同じ時間での実線の値との差は $T_r=300\text{s}$ 、 600s 、 900s の順に図3の場合は 40mm/hr 、 70mm/hr 、 15mm/hr 、図5の場合は 45mm/hr 、 100mm/hr 、 100mm/hr である。この値はそれぞれ 300s 、 600s 、 900s までにたまっていた雨水量を示している。すなわち、図3の場合たまっていた雨水は時間が経つと少なくなる。一方、図5の場合雨水はたまり続けていることがわかる。図3と図5の $T_r=900\text{s}$ において、 900s での降雨強度とピーク値との差は図3の場合 110mm/hr から 225mm/hr と約2倍になったのに対して、図5の場合は 35mm/hr から 180mm/hr となり5倍以上も降雨強度が増えたことになる。

5. まとめ 暖かい雨の地上降雨強度が短時間で非常に強くなる原因は上昇風が吹き止むことであることがわかった。上昇風速 $W_{\max}=6.0\text{m/s}$ の風が吹き、存在している雨滴の粒径が 1mm 以下の場合でも 1mm 以上の場合でも風速が止まれば降雨強度は数百 mm/hr になるが、両者の雨の降り方には4-b)で示した様な違いがあることがわかった。

謝辞： 本研究は科学研究費一般研究(c) (代表 山田 正)の援助を受けている。

ここに記して謝意を表す。

<参考文献>

- 1) 名古屋大藤吉氏との討論による。
- 2) Edwin Kessler: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, Meteorological Monographs, Vol. 10, No 32, pp. 2-31, 1969.
- 3) 小倉義光: 一般気象学, pp 86.

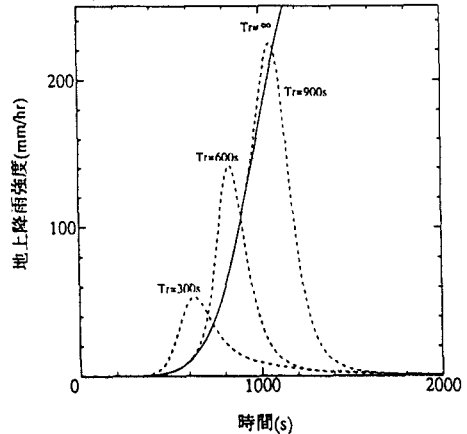


図3 $W_{\max}=6.0\text{m/s}$. 図中の時間 T_r は風速を止めた時間

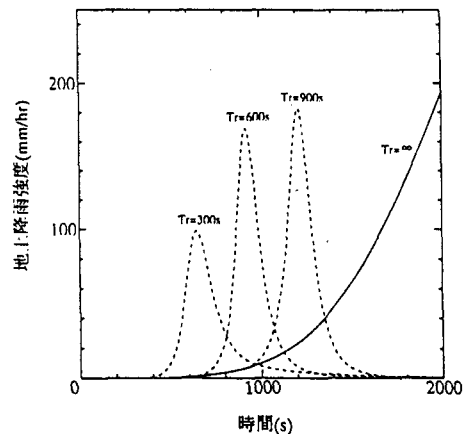


図4 $W_{\max}=10.0\text{m/s}$. 図中の時間 T_r は風速を止めた時間

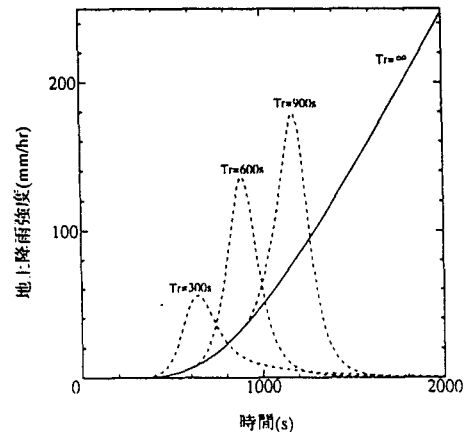


図5 $W_{\max}=6.0\text{m/s}$. 図中の時間 T_r は風速を止めた時間である。 T_r まで落下速度 $V \leq 4.0\text{m/s}$ とし、 T_r 以降は V の制限をなくした場合。