

II-41

雪と氷晶を考慮した降雨の1次元数値計算

北海道大学工学部 正 員 山田 正

北海道大学大学院 学生員 茂木 正

1. はじめに

近年、メソスケールの降雨現象を物理的に根拠のある形で扱って、数値的に予測しようとする試みが盛んに行われるようになってきた。著者らも近年雲や雨の過程をパラメタライズしたKesslerのモデル⁷⁾を用いて、メソスケールの風の場合、降雨のシミュレーションを行い、さらにレーダー雨量形を補完的に組み込んだ降雨場の予測手法の開発を行ってきた。一般に降水現象を物理的に扱う場合、水蒸気、水分(雲水)そして雨水等の微物理的相互作用のメカニズムを、いかにして記述するかによってモデルの精度も大きく変わってこよう。上述のKesslerモデルは、雲水(cloud water)と雨水(rain)の相互作用をパラメタリゼーションしたもので、一般的に氷晶の存在しない熱帯地方の降雨を対象にしたものといわれている。それに対し我国における降水の多くは、その上層部分では氷点下であり、氷晶や雪片、あられ等の形成により水分の相互作用メカニズムは大変複雑なものとなっている。この様ないわゆる冷たい雨の微物理過程の研究は従来から行われてきたが、総合化した形でのパラメタリゼーションはこの10年来のものであり、その代表的なものとしてHobbs モデル⁶⁾がある。

本研究では、以上の様な研究の現況を踏まえ、温かい雨(warm rain)と冷たい雨(cold rain)に関する現在までに提案されている代表的な2つの降雨モデル(Kessler及びHobbsモデル)を比較的単純な条件のもとに数値計算することにより、降雨の時空間的な分布特性や降雨の形成プロセスについての基本的な知見を得る試みが行われている。

2. 雲物理のモデルと数値シミュレーション

2.1 雲物理のモデル: 暖かい雨に対しては既述のKesslerモデルがあり、この場合の雲物理過程は図-1に模式的に示されている。このモデルの特徴は著者らの文献²⁾³⁾⁴⁾に詳しく記述されているのでここでは省略する。一方冷たい雨のHobbsらのモデルの特徴は前述した通り氷晶、雲の存在を考慮していることにある。よって、それらの相互作用は図-2に示すようにKesslerモデルと比較してはるかに複雑なものとなっており、各プロセスの中に現れるパラメータの数だけで50個以上にもなる。このモデルは気温 $T \geq 0^\circ\text{C}$ においてはKesslerモデルと同様、水蒸気からPCOND(凝結)によって雲水が生成され、PRAUT(転換)等によって雨滴へと成長する過程が示されている。また $T < 0^\circ\text{C}$ においては水蒸気が氷飽和以上に達していれば、PINT(INITIATION OF CLOUD ICE)によって氷の雲粒が発生する。それらがPDEPI(付着成長)によって水蒸気を取りこみつつ成長したり、PCONV(転換)を経て雪片へと成長する。さらに 0°C より下の層では雪が融けて雨に変化(PSMLT)したり、雲氷の融解によって雲水が生成される(PSMLTI)過程も示されている。以上のような様々な雲物理過程のパラメタリゼーションを考慮した水蒸気の混合比 q_v (kg/kg)、雲水量の混合比 q_c (kg/kg)、雲氷の混合比 q_i

(kg/kg)、雪片の混合比 q_s (kg/kg)、雨水量の混合比 q_r (kg/kg)、および気温(Kelvin)の以上6つの未知変数に対する基礎式が(1)~(9)である。ここに q_v 、 q_c 、 q_i に対しては(1)式、 q_r 、 q_s に対しては(2)式、 T に対しては(3)式を用いている。

2.2 数値計算の方法: 本論文では雲物理のパラメタリゼーションの精度や降水過程の基礎的知見を得る目的で鉛直1次元にのみ上昇風のある降水過程のシミュレーションを行っている。上記の鉛直1次元の6元連立偏微分方程式の数値計算に当たってはLax-Wendroff法を用いている。差分のメッシュは $\Delta t = 1.0 \text{ sec}$ 、
One Dimensional Simulation of Precipitation considering the Interaction of Snow and Cloud Ice
by Tadashi Yamada, Tadashi Mogi

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S_o}{\rho} \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial (\rho \bar{V})}{\partial z} + \frac{S_o}{\rho} \quad q : \text{混合比} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{S_h}{\rho} \quad (3)$$

$$S_v = -[PCOND + PREVP + PSDEP + PMLTEV + PDEPI + PNINT(T < 0^\circ C)] \quad (4)$$

$$S_c = PCOND + PSMLTI(T > 0^\circ C) - PRAUT - PRACW - PSACW \quad (5)$$

$$S_i = PDEPI - PSMLTI(T > 0^\circ C) - PSACI - PCONV + PINT(T > 0^\circ C) \quad (6)$$

$$S_r = PREVP + PRAUT + PRACW - PSMLT(T \geq 0^\circ C) + PSACW(T \geq 0^\circ C) \quad (7)$$

$$S_s = PSDEP + PMLTEV(T \geq 0^\circ C) + PSACI + PSMLT(T \geq 0^\circ C) + PSACW + PCONV \quad (8)$$

$$S_h = \frac{L_v}{C_p} (PCOND + PREVP + PMLTEV) + \frac{L_s}{C_p} (PINT(T < 0^\circ C) + PDEPI + PSDEP) + \frac{L_f}{C_p} (PSMLT - PSMLTI + PSACW(T < 0^\circ C)) \quad (9)$$

$$w = \frac{4w_{\max}}{H} \left(z - \frac{z^2}{H} \right) \text{ or } w = \text{const.} \quad (10) \quad H : \text{降水カラムの高さ(m)}$$

$$\rho = \rho_0 \exp(-kz) \quad (11) \quad \rho_0 = 1.2 \text{ kg/m}^3 : \text{地表面における大気密度}$$

$$T = TG + \Gamma_m z \quad (12) \quad k = 1.0 \times 10^{-4}$$

TG : 地表面気温(K)

Γ_m : 湿潤断熱減率(K/m)

$\Delta z = 200\text{m}$ とし、上昇流の存在する鉛直カラムの長さを $H = 5000\text{m}$ としている。

上昇風速は既知のものとして(10)式のように与え、大気密度については局所的に定常とし(11)式を仮定した。計算手順としては、まず初期条件として

(12)式で与えられる気温分布 T を与え、

鉛直方向に水蒸気量は水(氷)飽和あるいは乾燥状態として与える。下端における流入水蒸気量は相対湿度を与えることによって変化させる。

3. 計算結果と考察

3.1 Hobbsモデルの降水特性： 計算の初期条件は、地表面気温 15°C 、

水蒸気はカラム全体にわたって飽和とし下端より飽和大気を入力させる。

(1) 降雨、降雪特性と微物理過程 (図-3～図-9)： カラム全体に一樣上昇流 0.15m/s を与えて計算をおこなった。図-3より、降雨降雪強度は約6000秒後にはほぼ定常に達する。図-4、5より雲水、雲氷はともに計算開始とともに発生し1000秒前後にピークに達するがまずPRACW、PSACW(雨、雪による雲水の捕捉)によって雲水が減少し、ついでPSDEP(雪片による付着)、PSACI(同捕捉)によって雲氷が取り除かれる様子が表現されている。ここで注目すべき点は雨滴は早い時間に急激に発生し定常に達するが、その後緩やかに発生した雪が上空より供給されることで地表面降雨強度が増大しているということである。次に鉛直方向の分布に目をうつすと、図-6では降雨と降雪のフラックスの連続性が融解層において保たれていることがわかる。また融解層の幅は、初期には400m、後には800mに達しておりこれは温度層にして $2^\circ\text{C} \sim 4^\circ\text{C}$ に当たる。また発生した雲氷はPCONV(転換)によって雪片となりその後PSDEP、PSACIによって発達するが、その成長の度合はPSDEPに寄因するところが多いことがわかった。

(2) 上昇風速の鉛直分布の影響 (図-10、11)： 上昇流として上端、下端では風速がなくカラム中心で最大 0.225m/s となる放物形分布を与え(1)と比較した。両者は時間的、空間的によく一致しており、平均流として等しければ一樣上昇で十分代用が可能である。

(3) 上昇風速と降雨強度の関係 (図-12、13)： 一樣上昇流で上昇風速を変化させたものであるが、風速が大きくなれば地表面降雨強度も増大することがわかる。

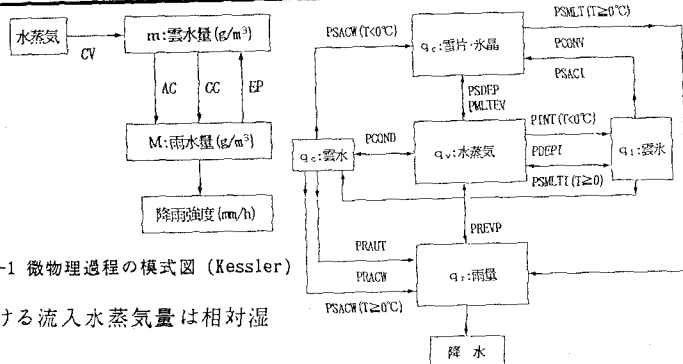


図-2 微物理過程の模式図 (Hobbs)

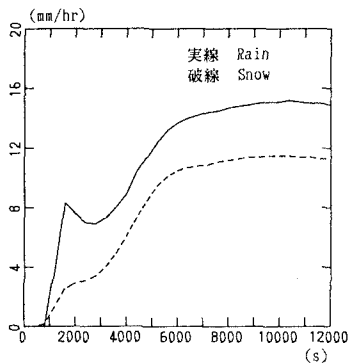


図-3 降雨、降雪強度の時間変化

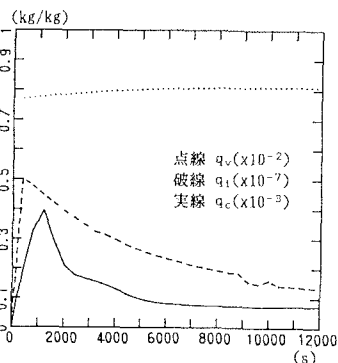


図-4 水分量(混合比)の時間変化

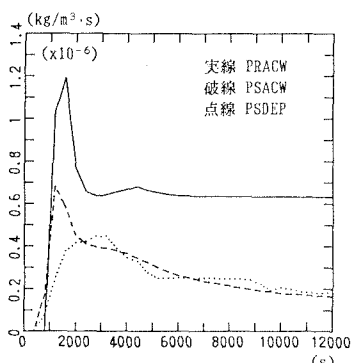


図-5 主な微物理過程の時間変化

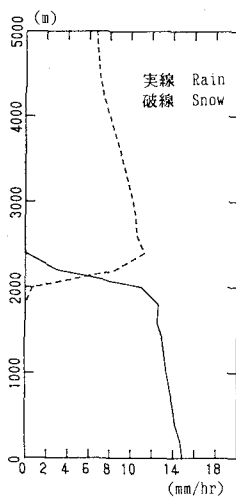


図-6 降雨、降雪の鉛直分布

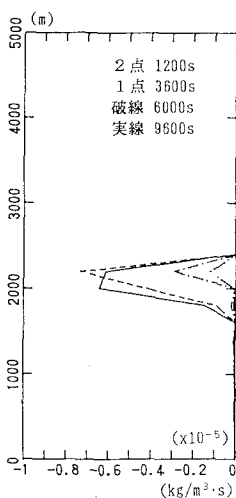


図-7 PSMLT

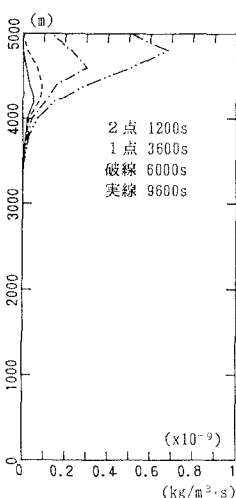


図-8 PCONV

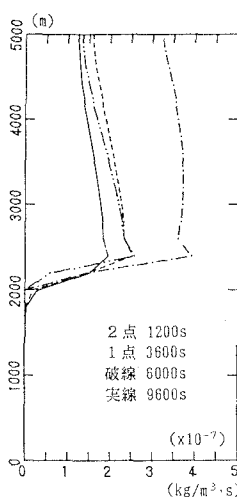


図-9 PSDEP

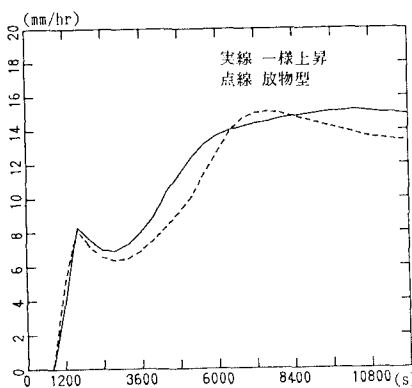


図-10(a) 地表面降雨強度の時間変化

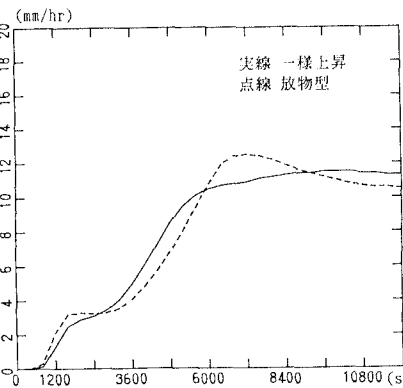


図-10(b) 2400m面降雪強度の時間変化

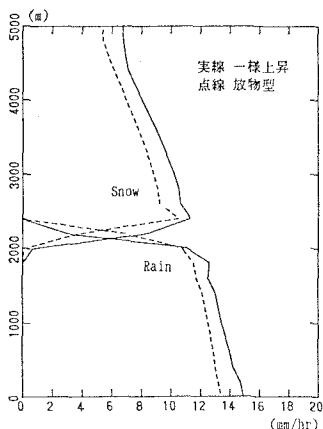


図-11 降雨、降雪強度の鉛直分布

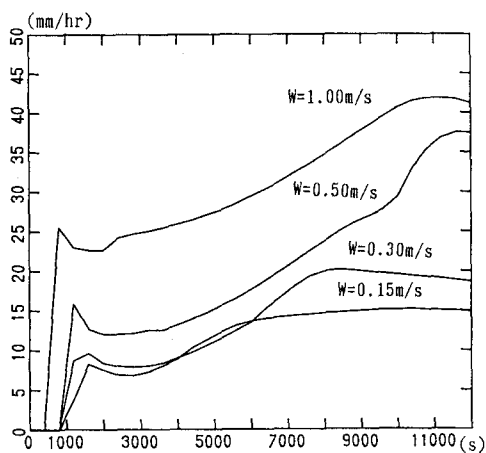


図-12 地表面降雨強度の時間変化

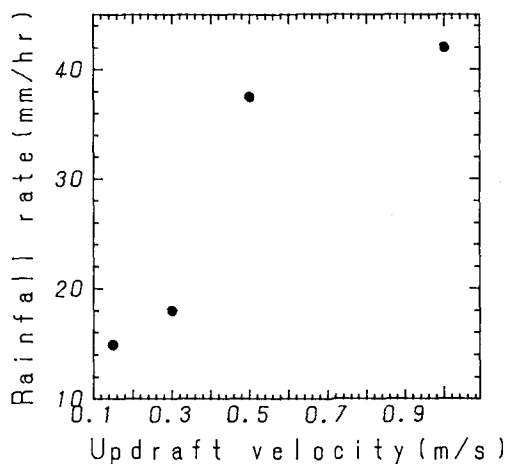


図-13 上昇風速と地表面降雨強度

(4) 上昇流に振動を与えた場合 (図-14)

振幅0.15m/s、周期をそれぞれ300秒、600秒として上昇流に正弦振幅を与えると、前者では降雨強度に振動は現れないのに対し後者では振動が現れる。また降雨強度と上昇流は位相が $\pi/2$ ずれており上昇期に降雨強度が強められるということがわかった。

(5) 上昇流カラムの高さと地表面降雨強度の関係 (図-15)

一様上昇 (0.15m/s) のもとで降水カラムの高さを変化させた場合、12000秒後の降雨強度は $H=4000\text{m}$ のときにピーク値をとることがわかった。この理由については現時点では不明であるが H が5000m以上では上昇流に対して H が大きいためにその降水過程が十分に機能していないということが考えられる。

(6) オートコンバージョン臨界値 q_0 の影響 (図-16)

Kesslerモデルにおいて q_0 は非常に重要なパラメーターでありこの値を小さくすることによって降雨生成が早まり、早く定常に達することがわかっている。Hobbsの論文の中で与えられている q_0 値を用いると我々の計算ではオートコンバージョンを生じないので極端なケース ($q_0=0$) として計算を行い(1)と比較した。これより、 q_0 を小さくすることで雨滴の非常に急激な発生を滑らかにする効果はあるもののKesslerモデルほど決定的なパラメーターではないということがわかる。

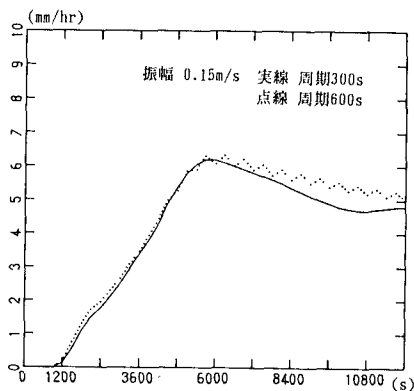


図-14 地表面降雨強度の時間変化

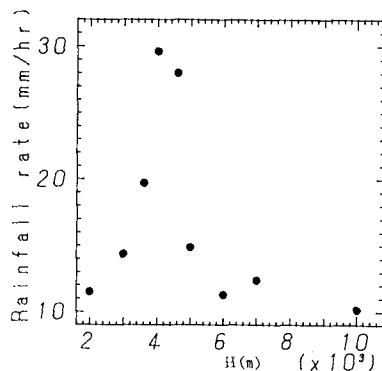


図-15 降水カラム長と地表面降雨強度

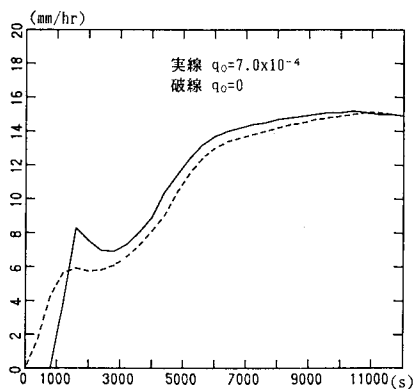


図-16 地表面降雨強度の時間変化

3.2 降雪のシミュレーション (図-17、18)

3.1の条件のうち、地表面気温を氷点下（この場合 -1°C ）に設定することで降雪をシミュレーションすることが可能である。なお $H=3000\text{m}$ 、 $w=0.15\text{m/s}$ (const)とした。降雪強度は水等量換算したもので極めて妥当な値といえる。また、

3.3 Kesslerモデルとの比較 (図-19、20)

最後にKesslerモデルとの比較をするために地表面気温を 32.5°C に設定し、氷晶の存在しないケースを計算した。定常時の地表面降雨強度にして2.5倍ほどHobbsモデルの方が大きい。ここで注意すべき点として、Kesslerモデルにおいては下端からの流入水蒸気量を直接コントロールできない（すべて発生項としてパラメライズされている）ため、条件として流入水蒸気フラックスが両者で一致していないということ

がある。逆に言えば、Hobbsモデルでは気温分布や相対湿度を適当に与えることによって大気の様々な状態を定量的に設定できるわけである。

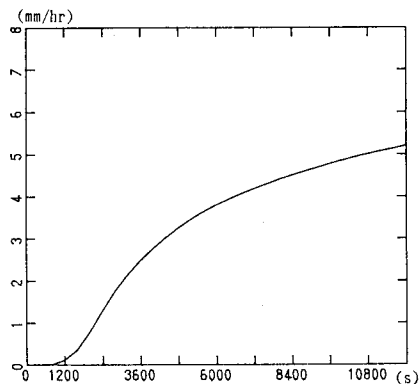


図-17 地表面降雪強度の時間変化

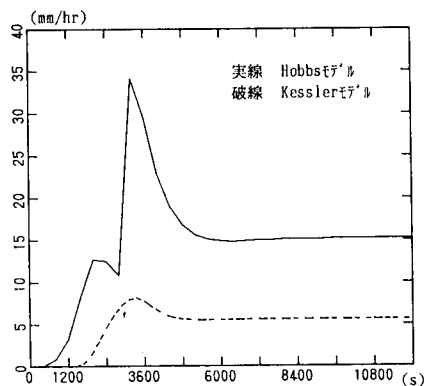


図-19 地表面降雨強度の時間変化

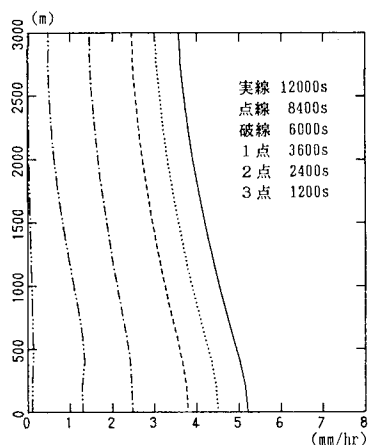


図-18 降雪強度の鉛直分布

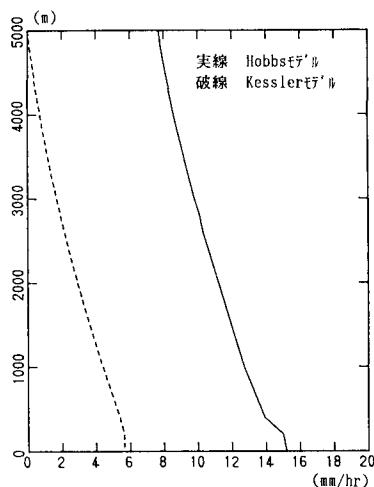


図-20 降雨強度の鉛直分布

4. おわりに

本研究では冷たい雨のパラメタリゼーションを含む降雨モデルの基本的特性について現時点までの成果を報告した。また降雪現象をも十分に再現できることがわかり、北海道等の豪雪を数値的にシミュレーションし得る可能性を見いだしている。今後は本論文中で用いている降雨雪の物理機構を一つ一つ検証していくと同時に、境界条件の設定の仕方によって計算結果がどのような影響を受けるかといったことを詰めるつもりである。さらにはレーダー雨量計による計測結果や実物スケールでの雲物理過程の実験を通して降雨、降雪の予測モデルに結びつけていきたいと考えている。

謝辞

本研究を遂行するに当たり著者らは北海道開発局並びに気象協会北海道本部より貴重な資料の提供を受けている。ここに記して感謝の意を表す。本研究は重点領域研究(1)「気象解析とレーダー雨量計を補完的に組み合わせた豪雨災害の予測手法に関する研究」(代表 山田 正、北大)、及び一般研究C「雲と降雨の形成に関する実スケール実験」(代表 山田 正、北大)の補助のもとに行われている。これに対しても著者らは深甚なる感謝の意を表す。

参考文献

- 1)中津川誠・竹本成行・山田正・茂木正：流域スケールの降雨特性の研究(その1)、開発土木研究所月報 No.445、1990.
- 2)日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫共著：洪水の数値予報、森北出版、1989.
- 3)山田正・中津川誠その他2名：流域スケールの風の場合と降雨のシミュレーション、第33回水理講演会論文集、pp.109~114、1989.
- 4)Tateya, K., Nakatugawa, M. and Yamada, T.: Investigation of rainfall by field observations and a physically based model, Proceedings of Pacific International Seminar on Water Resources Systems, Hokkaido, Tomamu, pp.385-403, 1989.
- 5)小倉義光：一般気象学、東京大学出版会、1976.
- 6)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, 40, 1185~1206, J. Atmos. Sci., 1983.
- 7)Kessler, E.: Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, #10, pp.26~31, 1969.