

# 雲・降水の数値シミュレーション

橋本明弘 (気象庁 気象研究所 気象予報研究部)

## 1. 雲・降水現象

自然の雲を微視的に見ると、大小様々な固体・液体の水粒子で構成されている。雲内部では、微細な粒子が、温度や水蒸気量の条件に応じて凝結/昇華成長したり、互いに併合したりしながら質量を増す。十分に成長した粒子は地球の重力によって落下速度を増し、降水として地上に達する。粒子が成長・落下する間に 0°C層が存在すると、凍結や融解を経験する。水の相変化には、粒子と周囲の大気との間で、潜熱の収受をとまなうため、浮力を介して周囲の大気の運動を駆動するエネルギー源となる。つまり、雲・降水の中では、水粒子の微物理的な振る舞いを介して、水や熱の再配置がなされており、巨視的に見れば、これが、地球大気の水・熱循環を駆動する因子の一つとなっている。

## 2. 数値モデルとシミュレーション

数値気象モデルにおいて、雲微物理過程は、大気に対する水・熱の生成項として定式化されており、雲・降水の予測・再現性を左右する重要な要素である。水蒸気・水滴・氷粒子は、別々の変数として扱われ、それぞれが、質量保存則・運動量保存則・熱力学法則に則り、相変化を含む様々な素過程 (図 1, 表 1) による変化を伴いながらモデル大気の流れ場に乗って移流・拡散していく。

雲・降水の数値シミュレーションは、このような数値モデルを使い、雲や降水をはじめとする大気中の物理現象を擬似的に再現する手法である。数値シミュレーションでは、数値モデルに実装された雲や降水に関するあらゆる変数の時空間分布を、利用可

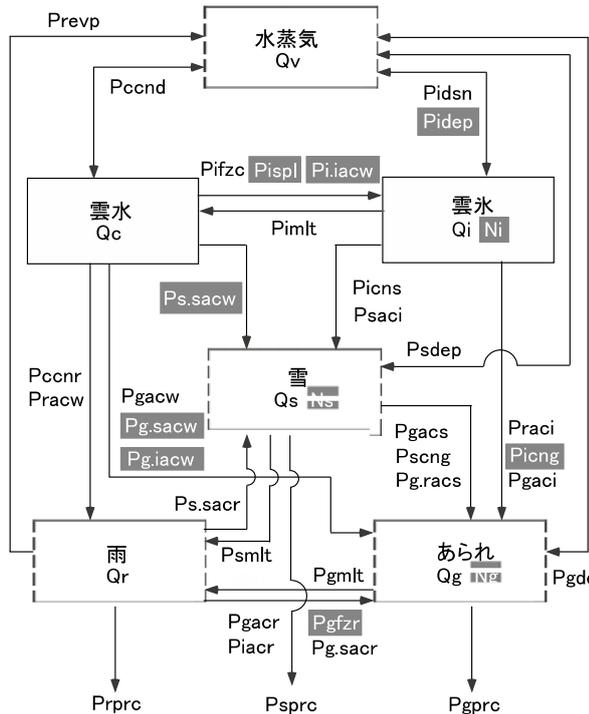


図 1 気象庁非静力学モデルの雲微物理過程の模式図。Qv, Qc, Qi, Qr, Qs, Qg は、それぞれ、水蒸気、雲水、雲氷、雨、雪、霰の混合比。Ni, Ns, Ng は雲氷、雪、霰の数濃度を表す。それ以外の記号は、雲微物理過程を表す (表 1)。山田 (2003) より転載。

表 1 気象庁非静力学モデルに組み込まれている雲微物理過程。山田 (2003) より転載。

記号	意味
Pccnd	凝結による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pccnr	雲水が雨に変換されることによる、雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgaci	あられに捕捉された雲水による、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgacr	あられに捕捉された雨による、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgacs	あられに捕捉された雪による、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgacw	あられが雲水を捕捉することによる、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgdep	拡散成長によるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgfzr	雨滴が凍結してあられに変換されることによる、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pg.iacw	雲水が雲水を捕捉することによってあられに変換されるとき、捕捉された雲水によるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pgmtl	あられが融解することによる、雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Ppgrc	あられの落下による、あられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pg.racs	雨が雪を捕捉してあられに変換されるとき、雨に捕捉された雪によるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Piacr	雲水に雨が捕捉されることによるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Picng	雲水に雲水が捕捉されることによってあられが生成されるとき、雲水があられに変換されることによるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Picns	雲水が雪に変換することによる、雪の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pidep	拡散成長による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pidsn	核形成による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pifzc	雲水の均質凍結と不均質凍結による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pi.iacw	雲水に捕捉された雲水の一部分による、雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pimlt	雲水の融解による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pisppl	氷晶増殖過程による雲水の生成率 ( $s^{-1}$ )
Praci	雲水と雨の衝突によるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Pracs	雨が雪を捕捉することによる、雪の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pracw	雨に捕捉された雲水による、雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Prevp	雨の蒸発による雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Prprc	雨の落下による雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Psaci	雪に捕捉された雲水による雪の生成率 ( $s^{-1}$ )
Pscng	雪がライミングによってあられに変換されるとき、雪があられに変換されることによるあられの生成率 ( $s^{-1}$ )
Psdep	雪の拡散成長による雪の生成率 ( $s^{-1}$ )
Psmilt	雪の融解による雨の生成率 ( $s^{-1}$ )
Ps.sacr	雨を捕捉した雪が雪の範囲にとどまる場合、捕捉された雨による雪の生成率 ( $s^{-1}$ )
Ps.sacw	雲水を捕捉した雪が雪の範囲にとどまる場合、捕捉された雲水による雪の生成率 ( $s^{-1}$ )

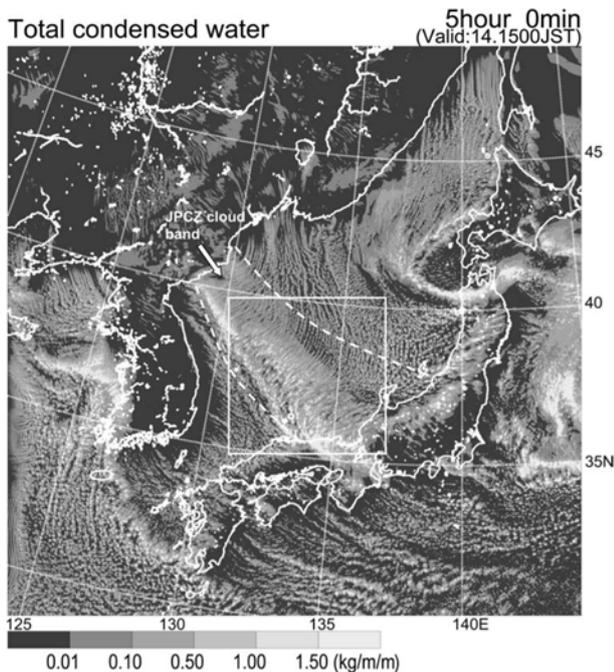


図2 数値シミュレーションによる 2001 年 1 月 14 日 15 時 (日本時) の鉛直積分された水・氷粒子の質量( $\text{kg m}^{-2}$ )。Eito et al. (2010)より転載。

能な計算資源の範囲内で、必要なだけ稠密に出力できる。この点は、気象現象を断片的に捉えてデータを取得する観測とは対象的な特徴であり、観測不可能なパラメータも含めて、それらの細密な時空間分布を知ることができる。また、自然界では、ある時刻・ある場所で出現した雲や降水の状態が、それと完全に同じ姿で将来現れることがないのに対し、数値シミュレーションでは、同じ条件で数値計算を行

えば、何度でも同じ結果を再現することができる。この性質によって、例えば、ある条件で実行されたシミュレーションと、地表面温度を1度増加させた場合のシミュレーション結果を比べることで、地表面温度が雲や降水の分布をどのように変化させるかを、厳密に調べることができる。

### 3. 数値シミュレーションの例

図2は、日本海を中心とする  $2000 \text{ km} \times 2000 \text{ km}$  の領域を水平解像度  $1 \text{ km}$  で覆って実行された数値シミュレーションの結果 (Eito et al., 2010) で、2001 年 1 月 14 日 15 時 (日本時) の鉛直積分された水・氷粒子の質量( $\text{kg m}^{-2}$ )を表している。日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) にあたる雲システムとともに、その周辺に分布する筋状雲が描き出されている。この図は、静止衛星ひまわり5号によって観測された雲の特徴 (Fig. 3, Eito et al., 2010) を、日本海全域にわたって精細に再現しており、当時としては画期的な成果であった。図3は、シミュレーション結果をもとに描かれた、JPCZ を南西—北東方向に横断する鉛直断面内の水・氷粒子の混合比( $\text{g kg}^{-1}$ )の分布である。JPCZ 南西縁 (横軸  $70 \text{ km}$  から  $120 \text{ km}$ ) には、雲頂高度が  $3.8 \text{ km}$  に達する雲がある。北東側 (横軸  $140 \text{ km}$  から NE') には、雲頂高度  $3.3\text{--}2.5 \text{ km}$  の雲があり、高度とともに北東方向に傾いている。この特徴は、航空機に搭載された雲レーダによって観測された反射強度因子の分布とよく一致していた。雲内部の水・氷粒子の混合比は、航空機による直接観測でも測定可能だが、測定できるのは航空機の飛行経路上に限定されるため、図3のように雲システ

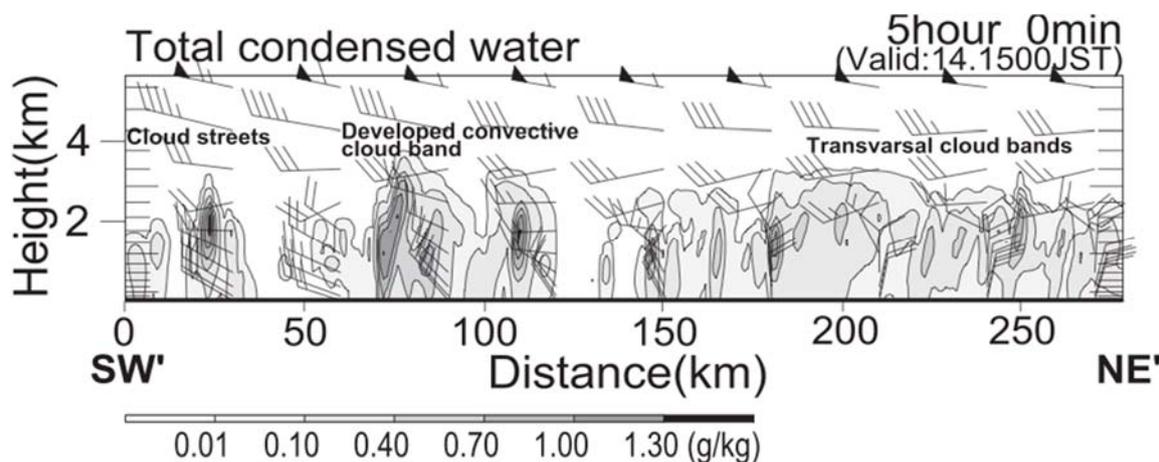


図3 JPCZ を南西—北東方向に横断する鉛直断面における水・氷粒子の混合比( $\text{g kg}^{-1}$ )。矢羽は水平風の風向風速を表す。Eito et al. (2010)より転載。

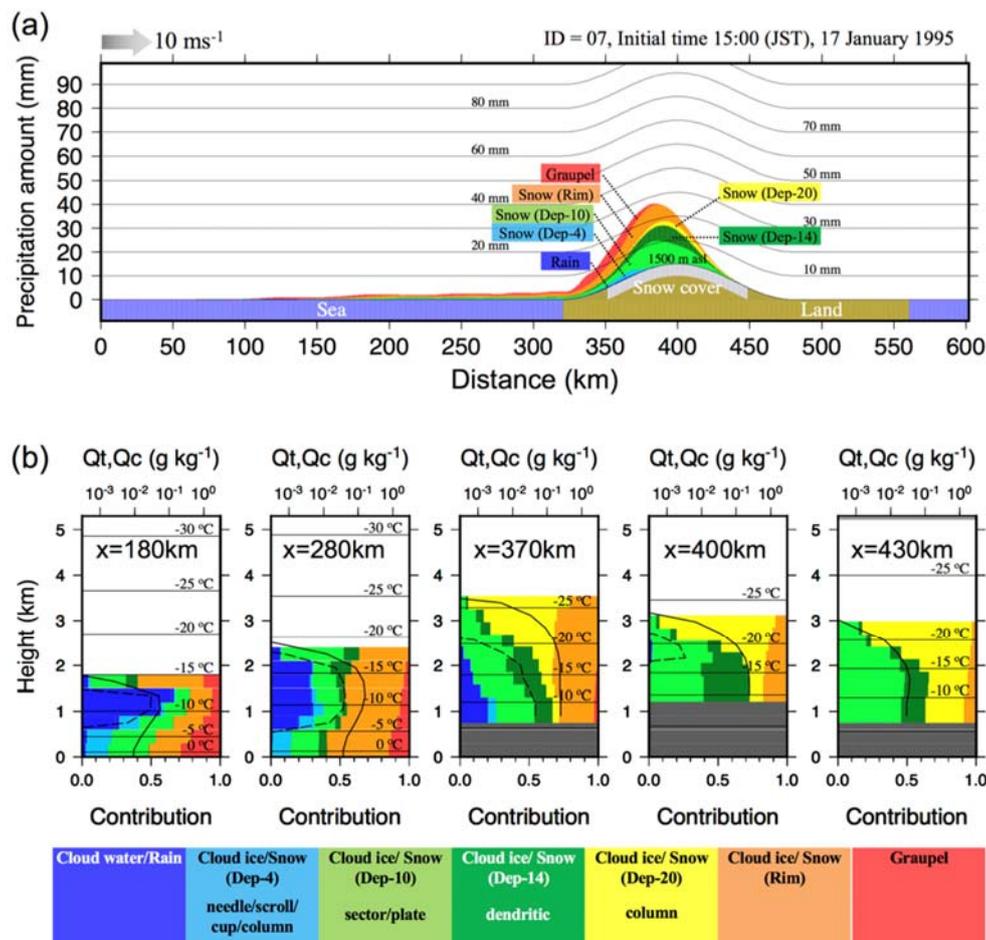


図 4 (a) 地上降水量の分布と降水に対する雨 (青)・霰 (赤)・雪粒子 (赤以外の色) の寄与。雪粒子については、雲粒捕捉成長の寄与 (オレンジ) と、温度 (T)・氷過飽和度 (S) による条件別 (Dep-4 (水色,  $-10 < T < -4^{\circ}\text{C}$ ), Dep-10 (黄緑,  $-20 < T < -10^{\circ}\text{C}$ , Dep-14 を除く), Dep-14 (緑,  $-14 < T < -7^{\circ}\text{C}$ かつ  $S > 7\%$ ), Dep-20 (黄色,  $-20 < T < -36^{\circ}\text{C}$ )) 昇華成長の寄与を表す。(b) (a) の横軸 180, 280, 370, 400, 430 km 地点上空の、雲氷・雪粒子における素過程 (雲粒捕捉成長・温度湿度別昇華成長) と水粒子 (雲水・雨)・氷粒子 (霰) の質量寄与率の鉛直分布 (カラー)、および、水粒子・氷粒子の混合比 (実線) と雲水混合比 (破線) の鉛直分布。Hashimoto et al. (2020) より転載。

ム全体にわたる空間分布を捉えるのは困難である。図 3 は、数値シミュレーションを利用するメリットを端的に表している。

一般的に、数値気象モデルの中では、水粒子や氷粒子は、粒径や密度等の特徴をもとにいくつかのクラスに分けて定式化されている。図 1 には、気象庁非静力学モデルの例が描かれている。水粒子は雲水 (数  $10 \mu\text{m}$  の雲粒) と雨 (数  $100 \mu\text{m}$  から数 mm の雨滴)、氷粒子は雲氷 (数  $10 \mu\text{m}$  の氷晶)、雪 (数  $100 \mu\text{m}$  から数 mm の雪結晶や凝集体)、霰 (雨滴の凍結や雲粒捕捉によって成長した数  $100 \mu\text{m}$  から数 mm の比較的

密度の高い粒子) に分けられ、それぞれの混合比 (乾燥空気単位質量当たりの粒子質量) や数濃度が、計算されている。他方、菊地ほか (2012) が示すように、氷晶や雪結晶の形状は極めて多様であり、一般的な数値気象モデルの中の氷粒子のクラス分けでは表現できない。Hashimoto et al. (2020) は、結晶の昇華成長の様式が温度・湿度条件によって変化する (Nakaya, 1954) ことに着目し、いくつかの異なる温度・湿度条件下での昇華成長によって氷粒子が獲得した質量を、それぞれ追跡できるよう数値モデルに改良を加えた。図 4 は、改良されたモデルを使い、

鉛直 2 次元大気の中で、冬季季節風下の日本海上で発達し、日本海岸に上陸、脊梁山脈を越えていく降雪雲のシミュレーションを行った結果を示している。地上降水量を見ると (図 4a) 脊梁山脈の風上側 (横軸 350 km 付近) で、霰 (赤) や雪粒子に付着した過冷却雲粒の寄与 (オレンジ) が卓越しており、この地域で雲粒捕捉過程が地上降水量に大きく寄与していることが分かる。脊梁山脈上空から風下側 (図 4a の横軸 400-430 km, 図 4b の  $x=400, 430$  km) にかけては、昇華成長の寄与が卓越し、その多くを  $-14^{\circ}\text{C}$  前後で特徴的に現れる板状結晶 (黄緑) や高過飽和な条件下で現れる樹枝状結晶 (緑) が占めていることが分かる。このように、観測不可能であるものの、降雪粒子の特徴に強く関係する物理量を物理法則に則って計算し、出力できる点も数値シミュレーションの大きな特徴である。

#### 4. 雲・降水の数値シミュレーションの意義

先に述べたように、数値シミュレーションは、予め決められた計算領域の中のあらゆる場所の気象要素 (気温・湿度・降水量等) や素過程に関する物理量を出力できるとともに、同じ条件で実行されれば同じ結果を出力するという完全な再現性を備えている。前者の特徴 (出力データの連続性・随意性) は、雲・降水システムの内部構造やメカニズムの解明に有効であるほか (Eito et al., 2010)、最新の観測データをもとに解析された大気状態を初期値として、数値モデルに入力してシミュレーションを実行することで、未来の雲や降水の状態を広範囲で稠密に予測することを可能にしている (Maejima et al., 2013)。さらに、素過程に関する出力データをもとに、粒子の形状や密度を診断することが可能であり、この点は、二重偏波レーダーを用いた粒子判別 (Koketsu et al., 2017) との連携による新たな技術開発の可能性も備えている。後者の特徴 (結果の再現性) は、すなわち、数値シミュレーションの実行時に、モデルに与える条件の一部を変えれば、その効果のみが結果の違いに現れることを意味しており、これは、例えば、温暖化によって生じる降水強度や分布の変化を、数値シミュレーションによって明らかにする取り組みの基礎をなしていることをはじめ、外的な強制によって雲・降水がどのように応答するかを厳密に議論する際に不可欠である (吉田ほか, 2009)。観測・実験・解析技術の発展によって、

雲・降水に関する新たなデータや知見が得られるようになる中、それらを体系的に整理し、雲・降水の包括的な理解に繋げるために、数値シミュレーションの活用が一層望まれる。

#### 参考文献

- Eito, H., M. Murakami, C. Muroi, T. Kato, S. Hayashi, H. Kuroiwa, and M. Yoshizaki, 2010: The Structure and Formation Mechanism of Transversal Cloud Bands Associated with the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 625-648, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2010-402>.
- 菊地勝弘, 亀田貴雄, 樋口敬二, 山下晃, 雪結晶の新しい分類表を作る会メンバー, 2012: 中緯度と極域での観測に基づいた新しい雪結晶の分類-グローバル分類-. *雪氷*, **74**, 223-241.
- Hashimoto A., H. Motoyoshi, N. Orikasa, and R. Misumi, 2020: Process-Tracking Scheme Based on Bulk Microphysics to Diagnose the Features of Snow Particles. *SOLA*, **16**, 51-56, <https://doi.org/10.2151/sola.2020-009>.
- Koketsu, T., H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeuchi, T. Shinoda, and K. Tsuboki, 2015: A Hydrometeor Classification Method for X-Band Polarimetric Radar: Construction and Validation Focusing on Solid Hydrometeors under Moist Environments. *J. Atmos. and Ocean. Tech.*, **32**, 2052-2074, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00124.1>
- Maejima, T., M. Kunii, and T. Miyoshi, 2017: 30-second-Update 100-m-Mesh Data Assimilation Experiments: A Sudden Local Rain Case in Kobe on 11 September 2014. *SOLA*, **13**, 174-180, <https://doi.org/10.2151/sola.2017-032>.
- Nakaya, U., 1954: *Snow Crystals: Natural and Artificial*. Harvard University Press, 510 pp.
- 山田芳則, 2003: 雲の微物理過程. 数値予報課報告・別冊 49 号, 気象庁予報部, 52-76.
- 吉田裕一, 村上正隆, 榎澤義一, 加藤輝之, 橋本明弘, 山崎剛, 羽田紀行, 2009: 湯水対策としての人工降雪効果の試算. *水文・水資源学会誌*, **22**, 209-222, <https://doi.org/10.3178/jjshwr.22.209>.