



Title	メソ気象モデルにおける雲, エアロゾル, 雷モデルの現状
Author(s)	佐藤, 陽祐
Citation	月刊海洋, 56(2), 86-96
Issue Date	2024-01
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/91092
Type	journal article
File Information	Kaiyo_202402_vol56_pp86-96.pdf





小倉義光先生追悼シンポジウム
—メソ気象研究の将来展望—

メソ気象モデルにおける 雲, エアロゾル, 雷モデルの現状

佐藤 陽 祐

**Overview of the cloud, aerosol, and lightning
modeling on mesoscale meteorological models**

Yousuke Sato

北海道大学大学院理学研究院

雲, エアロゾル, 雷はメソ気象現象に密接に関わる現象であると同時に, それらの相互作用は, 気候学的な観点からも近年注目を集め, 数値モデルにおける雲, エアロゾル, 雷の扱いは精緻化が重ねられてきた. 本稿では, 数値モデルの中でも特に, メソ気象モデルにおける雲, エアロゾル, 雷の取り扱いに関する現状について紹介する.

1. はじめに

雲はそれを構成する雲粒が水の一形態であり, 水の再配分や, 潜熱を介した熱の再配分という観点から, メソ気象において重要な役割を果たす. 小倉義光先生の著書であり, 気象学のバイブルとも称される「一般気象学」において, メソスケールは「約 2 km から 2000 km の空間スケールを持つ運動」と表記され, その現象の例として「個々の積乱雲や雷雲, 集中豪雨, 局地風, 台風」が紹介されている. そのほとんどが雲や降水過程を伴う現象であることから雲・降水がメソ気象において重要な役割を果たしていることがわかる. 多くのメソ気象現象を対象とする研究者にとって, 雲は重要な研究対象であるが, 積乱雲に伴って発生することがほとんどである雷放電 (以下では雷と表記) は, 雲の中で生じる電気的な偏りを中和する現象であり, 雲の成長プロセスと密接に関ることから, メソ気象学の研究の範疇であると捉えることができる. 同時に, 雲を構成する雲粒や氷晶の生成過程に決定的な役割を果たす大気中の塵, エアロゾルも雲を研究する上で無視できない. このことは一般気象学で「塵やほこりを含まない清浄な空気中では～(中略)～水滴はなかなかできない」と紹介されていることから明らかである. すなわち, 雲に関連する現象として, 雲, エアロゾル, 雷は互いに密接に関係し, 全てメソ気象学の対象であると考えられる.

雲, エアロゾルはまた, それらの相互作用 (Aerosol Cloud Interaction: ACI) を介して, 気候システムにも影響を与えているとされており (Masson-Delmotte *et al.*, 2021), ACI が提唱された 1990 年代からメソ気象学のみならず気候学の

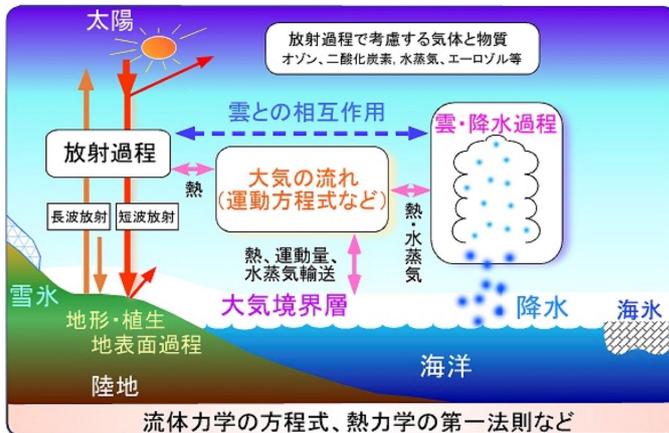


図1 気象モデルで扱われるプロセスの模式図 (気象庁ホームページより引用).

研究者からも注目を集めてきた。さらに、雷は世界気象機関 (WMO) が雷を全球気候観測システムにおける Essential Climate Variable に指定するなど、近年、気候学的な観点からも注目を集めている。

このような雲, エアロゾル, 雷に対する気象学, 気候学的な注目を受けて、過去数十年、雲, エアロゾル, 雷やそれらの相互作用を表現する数値モデルの開発と、それを用いた研究が実施されてきた。それらを通して、数値モデルにおける、雲, エアロゾル, 雷の扱いは精緻化が重ねられるとともに、近年の飛躍的な計算機能力の向上に伴って、精緻な数値モデルを用いた大規模な計算ができるようになってきた。

本稿では、それら雲, エアロゾル, 雷の数値モデルにおける扱いの現状について紹介する。なお、一言で数値モデルと言っても、数値モデルには、全球スケールを対象とするものから、ミクロなスケールを対象とするものまで存在し、同じ現象であったとしても、それぞれの表現の方法 (モデル化の方法や定式化など) が異なることがある。そこで、本稿では「約 2 km から 2000 km の空間スケールを持つ運動」を対象とする際によく用いられる、メソ気象モデル (領域気象モデル) の中での雲, エアロゾル, 雷の扱いに絞って紹介する。以後、数値モデルやモデルと表記した場合は、断りがなければ領域気象モデルを指すことをご留意いただきたい。

2. 領域数値気象モデルにおける雲, エアロゾル, 雷の取り込み方の概要

領域気象モデルを構成するコンポーネントは、大きく分けて「力学コア」と呼ばれる流体力学の式を数値的に解いて、大気の流れを計算するコンポーネントと、その他のプロセスのうち現象を再現するためになくてはならない物理プロセスを計算する「物理コンポーネント」という二つに分類することができる。図1に数値モデルが扱う要素の例を示すが、このうち「大気の流れ」と書かれた部分は力学コアが、その他の部分は主に物理コンポーネントが担当する。雲, エアロゾル, 雷は、この物理コンポーネントである「雲微物理モデル」, 「エアロゾルモデル」, 「雷モデル」によって表現される。なお、雲を表現するコンポーネントとして、「積雲スキーム (Kain, 2004 など)」が低解像度のモデルでは重要な役割を果たすが、本稿では扱わない。

これらの力学コアと物理コンポーネントは、力学コアの支配方程式によって結合される。例えば、領域気象モデルの一つである Scalable Computing for Advanced Library and Environment (SCALE: Nishizawa *et al.*, 2015; Sato *et al.*, 2015) では、力学コアによって以下のような方程式群が数値的に解かれる。

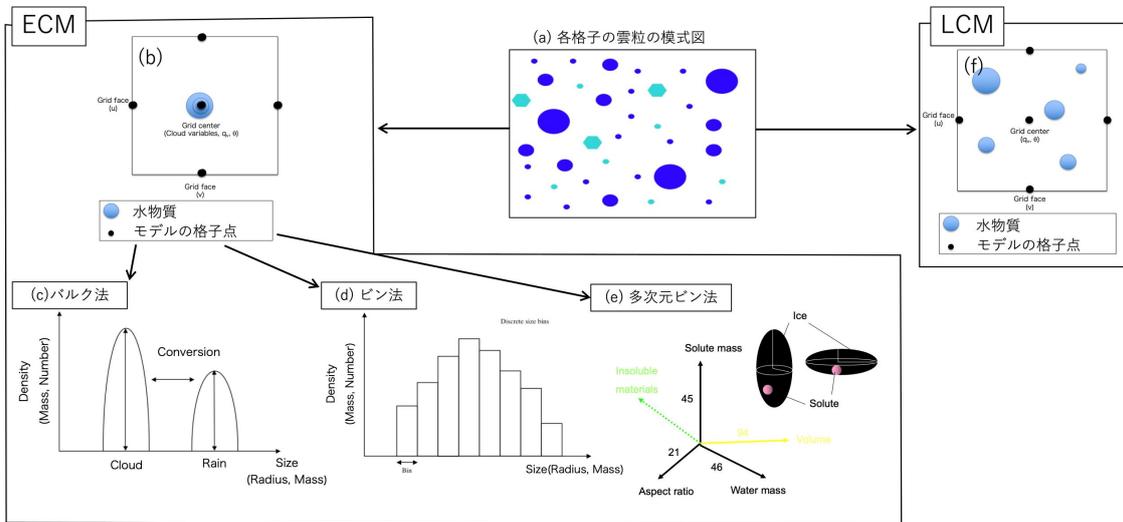


図2 雲微物理モデルの分類と、それぞれの雲の表現方法の模式図。

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla(\rho \mathbf{v}) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\mathbf{v}\nabla\mathbf{v} - \frac{1}{\rho}\nabla p - g\mathbf{k} - f\mathbf{k} \times \mathbf{v} + \mathbf{F} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\mathbf{v}\nabla\theta + Q \quad (3)$$

$$p = \rho RT, \quad (\theta = T(p_0/p)^{R/c_p}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\mathbf{v}\nabla q_n + Q_n \quad (5)$$

ここで ρ は密度, \mathbf{v} は風ベクトル, p は気圧, p_0 は基準気圧, \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトル, t は時間, θ は温位, f はコリオリパラメータ, T は気温, g は重力加速度, R は気体定数, c_p は定圧比熱, q_n はトレーサーと呼ばれ, 水蒸気や雲の水物質などの全質量に対する比である. 雲微物理モデル, エアロゾルモデル, 雷モデルは, それぞれ雲, エアロゾル, 雷を表現するために必要な予報変数として個々にトレーサーを定義し, 物理プロセスによるトレーサーの変動や, 熱の変動などの効果を \mathbf{F} , Q , Q_n などの項を介して力学コアの式に取り込むことで物理プロセスのフィードバックを数値モデル中で計算している.

以下雲微物理モデル, エアロゾルモデル, 雷モデルそれぞれについて説明する.

3. 雲微物理モデル

雲微物理モデルは, 大気中に存在する雲の水物質(雲粒や氷晶など, 雲を構成する液滴や固体の総称)に関連した物理量をトレーサーとして予報することによって, 雲が形成されてから降水として地表面に到達するまでの物理プロセスを計算し, 雲・降水を表現する. 現実大気では, 雲を構成する水物質は様々なサイズ(粒径分布)や形状を持ち(図2a), それらは気温や湿度といった気象場にも依存する. そのため, この形状や粒径の3次元的な分布とその時間発展, それに伴う潜熱や運動量の変化を, 格子ごとの気温や湿度などの気象場に基づいて計算し, 式(2)の \mathbf{F} や, 式(3)の Q , 式(5)の Q_n として計算するのが雲微物理モデルの役割である. 雲微物理モデルはこの粒径分布や形状の表現の仕方によって大きく2種類に分けることができる.

1つは Eulerian Cloud microphysical Model (ECM) である. この ECM は, 数値モデルの各格子またはそれに相当する要素ごとの, 粒径分布や形状など

に関連する変数を定義する。例えば、Arakawa-C格子であれば、図2bのように格子の中央で各格子の平均的な粒径分布や形状を定義する。粒径分布や形状の定義方法によって、ECMはさらに、バルク法雲モデル（図2c）とピン法雲モデル（図2d）に分けることができる。バルク法雲モデルは粒径分布を直接計算することはせず、いくつかの特徴的なモード（例えば、SCALEに実装されている雲微物理モデル、Tomita（2008）では雲、雨、雲氷、雪、霰の5つのモード）に分けて表現し、それぞれのモードごとに、粒径分布や形状に関する物理量（粒子の密度や、形状、落下速度など）を経験的に仮定する。モードごと粒径分布や形状に関する物理量に異なることをもって水物質の種類を表現する。このバルク法は、各カテゴリの質量のみを予報変数とする1モーメントバルク法（Tomita 2008 など）、質量と数密度を予報変数とする2モーメントバルク法（Seiki and Nakajima 2014 など）に分かれる。

この方法は、ピン法に比べて、予報変数が少なく済み、計算コストの面で優れていることが主な要因で、現業で使われる数値モデルを含め、今なお多くの数値モデルで幅広く用いられる。

一方、ピン法雲モデルは、図2dに示すように粒径分布を直接計算する。この方法は、後述するエアロゾルとの相互作用による効果も含めた、粒径の変化を直接表現できる点で精緻な方法と言える。そのため、エアロゾル・雲相互作用の研究に用いられてきた（例えば、Feingold *et al.*, 1996; Khain *et al.*, 2008; Khain and Sednev, 1995; Suzuki *et al.*, 2010; Takahashi and Shimura, 2004）。しかし、各ピンの質量を全て予報する必要があるため、予報変数が多く、計算コストが大きくなる。その大きな計算コストがネックになってメソ気象モデルでは限定的な領域での利用にとどまっている（例えば Choi *et al.*, 2013; Iguchi *et al.*, 2008, 2012a, 2012b, 2015）。さらに、粒径とともに、粒子の形状に関する特徴（粒子のアスペクト比や密度）をカテゴリに分けることをせず、形状に関するピンを用意してそれを直接予報する多次元ピン法のような精緻

なモデル（Chen and Lamb, 1994b, 1994a）も開発され（図2e）、理想実験を中心に利用が進んでいる（Misumi *et al.*, 2010 など）。しかし、ピン法は、ピンの幅が有限であるため、数値的な拡散によって、粒径分布の幅が広がってしまう問題（Artificial Broadening）があるだけでなく、より精緻に形状を表現しようとするれば、各次元にピンを用意しなければならず、予報変数が次元の増加とともに指数関数的に増大してしまう「次元の呪い（Curse of dimensionality）」の問題がある。そのため、過去30年の間にピン法を精緻にする数多くの試みが行われてきたが、近年ではその開発はあまり盛んに行われていない。

その問題を解決するための一つの方法として注目されているのが、超水滴法（Shima *et al.*, 2009, 2020）である。超水滴法は属性の似た粒子を一つの粒子（超水滴）として、超水滴の属性として粒子の形状や粒径情報を扱い、その時間発展を確率的に計算する方法である。この方法を用いれば、多次元ピン法に比べて計算コストを低く抑えて粒子の形状や粒径の情報を扱えるだけでなく、Artificial Broadeningの問題を回避できる（Shima *et al.* 2009）。そのため、近年では理想実験を中心としてその利用と精緻化が進んでいる。

この超水滴法はもう一つの特徴がある。ECMのように、粒子（超水滴）を格子点で定義するのではなく、超水滴一つ一つの座標をLagrange的に追跡する（図2f）。このようなモデルをLagrangian Cloud microphysica Model（LCM）とよび、近年ではLCMのモデル間比較が行われるなど開発・検証が進んでいる。超水滴法、ピン法、バルク法などの雲モデルとその記述の詳細度の関係をまとめたのが橋本ら（2019）の図1である。LCMをメソ気象モデルで現実事例に適用させた事例はまだなく、その理由として側面境界での超水滴の与え方が十分に議論されていない点や、低解像度での乱流による輸送プロセスが十分表現されていない問題などがある。しかしながら、現在の盛んな開発の取り組みを見る限り、今後はより精緻なモデルの開発では、超水滴法の現実事例への適用を含

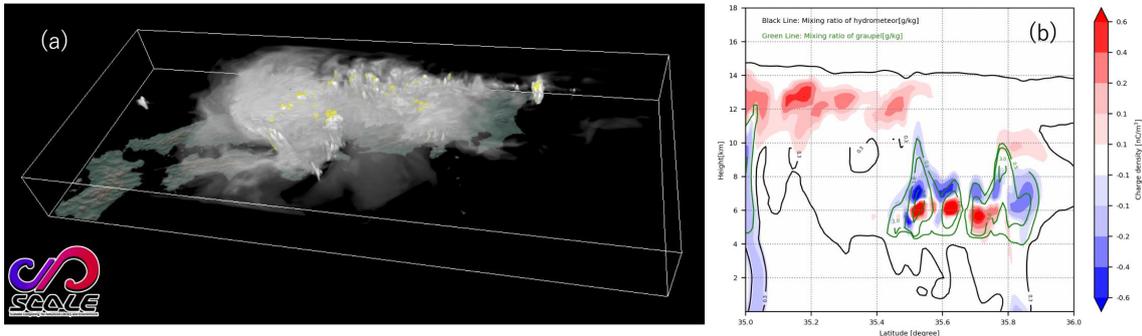


図3 SCALEに結合された雷モデル (Sato *et al.* 2019) を用いた計算例. (a) は水物質 (白) と雷 (黄) の空間分布を示し, (b) は同時刻のある断面での (陰影) 電荷密度, (黒線) 全水物質, (緑線) 霰の質量混合比 g/kg を表す. (a) の描画はVAPOR (<https://www.vapor.ucar.edu>) を用いた.

めた, LCM の開発が主流となっていくであろう.

4. 雷モデル

雷モデルは, 雲微物理モデルが予報する水物質のカテゴリそれぞれが持つ電荷密度 (ρ_e) をトレーサーとして予報する. この予報された電荷密度の3次元的な分布から静電場を仮定した電磁気の基本的な関係式:

$$\nabla^2 \phi = -\frac{\rho_e}{\epsilon} \quad (6)$$

$$\mathbf{E} = -\nabla \phi \quad (7)$$

を解くことで, 電場と電位を診断する (ϕ は電位, \mathbf{E} は電場, ϵ は誘電率である). 雷モデルを構成する要素は, 電荷分離プロセス, 式 (6), (7) を解く電場の計算, 中和 (雷) の計算の3つである. この雷モデルを用いることで, 数値モデルの計算領域内のどこで雷が発生したかと, 水物質が持つ電荷の分布を直接計算できる (計算結果の例は図3).

国内外でこのような雲水物質が持つ電荷と雷を直接計算するモデルはいくつか存在するが (Barthe *et al.*, 2005, 2012; Fierro *et al.*, 2013; Hayashi, 2006; Mansell *et al.*, 2005, 2010; Takahashi, 1984), 個々のスキームの違いはあれ, この3つの要素からなることは共通している.

電荷密度が生成される電荷分離プロセスは, 様々なものが提唱されているが, 主に着氷電荷分

離過程 (Riming Electrification: Saunders *et al.*, 1991; Takahashi, 1978), 分極電荷分離 (Ziegler *et al.*, 1991), 融解電荷分離 (Kikuchi, 1965; Xu *et al.*, 2020) などである. これらは, それぞれ霰粒子と氷との衝突, 霰粒子と雲粒の衝突, 固体降水粒子の融解に伴う電荷分離プロセスであり, 雲微物理プロセスに密接に関わる現象である. そのため, 電荷分離プロセスは雲微物理モデルによって計算される水物質の質量や数密度時間変化に基づいて計算される. その点で, 雷モデルの計算結果は利用する雲微物理モデルに大きく依存する (Barthe *et al.*, 2005, Tomioka *et al.*, 2023).

中和の計算は, 雷放電の時空間スケールが数 μs ~ 数 ms, 数 cm ~ 数 m とメソ気象モデルが扱う時空間スケールに比べ遥かに小さいため, 雷放電をバルク的に計算するパラメタリゼーションが用いられている. このことから雷モデルは Bulk Lightning Model と呼ばれる. 中和の計算には大きく分けて3つのものがある. どの方法も, 電場がある一定の値 (110 ~ 150 kV m^{-1} 程度) を超えたグリッドを放電開始点とするという点は同じであるが, 放電に伴って中和が起こる領域が異なる. 具体的には, 計算領域全体で一定の電荷を持つ領域を中和するもの (Takahashi 1984), 放電経路を計算された電場ベクトルに基づいて, メソ気象モデルのグリッドスケールで陽にパラメタライズし, その

経路上で中和するもの (MacGorman *et al.* 2001), 放電開始点の周辺のみで中和するもの (Fierro *et al.* 2013) などである。現在の計算機能力では雷放電の時空間スケールとモデルの時空間スケールが大きく異なるのでこのような方法が主流であるが、改良の余地は多く残されている。また、雷モデルを用いれば、雷によって発生する熱を Q として式 (3) に与え、雷による大気へのフィードバックを計算することは可能であるが、やはり時空間スケールの違いから扱っているモデルはメソ気象モデルに実装された雷モデルでは、現時点では存在していない。

このような雷モデルを用いた計算の歴史は古く、1980 年台まで遡る (Takahashi 1984)。しかしながら予報変数が増えることに加え、式 (6) の計算は計算コストがかかるため、雷モデルの計算が数多く行われるようになったのは 1990 年代からである (Fierro and Mansell, 2017; Hayashi, 2006; MacGorman *et al.*, 2001; Mansell *et al.*, 2005; Ziegler *et al.*, 1991)。近年計算機性能が向上したことによって、メソ気象モデルでも徐々に雷モデルの利用が進み始めている (例えば Dafis *et al.*, 2018; Fierro *et al.*, 2013; Sato *et al.*, 2022; Tomioka *et al.*, 2023 など)。今後の計算機性能の向上によってこのような計算がより多く行われていくようになることが見込まれる。また、グリッドスケール以下の放電経路を陽に扱うような精緻な中和スキーム (Mansell *et al.*, 2002) のメソ気象モデルでの利用も重要となっていくであろう。

5. エアロゾルモデル

エアロゾルモデルは、大気中に存在するエアロゾルの質量や数密度などをトレーサーとして予報することによってエアロゾルの分布を計算する。雲と同じく現実大気では、エアロゾルには様々なサイズ (粒径) や光学特性を持つものがある。それらの発生や消滅、化学反応を含むエアロゾルの素過程による時間発展を計算するのがエアロゾルモデルの役割である。エアロゾルの発生や消滅は大気中での化学反応と密接に関連するため、エア

ロゾルの素過程をより精緻に表現しようとする。エアロゾルだけでなく、大気中で起こる化学反応や、それに関連する大気中の微量気体をトレーサーとして扱うことが必要になる。そのため、エアロゾルモデルの中には、化学反応まで直接取り扱う化学輸送モデル (Chemical Transport Model, CTM) の一部としてエアロゾルが扱われているモデルも少なくない (Kajino *et al.*, 2021 など)。しかしながらそのような CTM は関係する膨大な数の微量気体をトレーサーとして扱うため予報変数が増えて計算コストが高い。そこで、エアロゾルに焦点を当てたエアロゾル輸送モデル (Take-mura *et al.*, 2005 など) はそのような微量気体や化学反応を簡略化して与えることで計算コストを抑えている。

エアロゾル輸送モデルに関しても図 2 に示した雲の扱いと同様にビン法やバルク法、LCM のような粒子法 (Riemer *et al.*, 2009) が存在する。加えて、エアロゾル輸送モデルや CTM は、オフラインモデルとオンラインモデルに大別できる。オフラインモデルとオンラインモデルの違いを端的に示すのが図 4 (Kajino *et al.* 2021) である。

オフラインモデルはメソ気象モデルなどが計算する気象場や降水フラックス、地表面粗度などの情報を用いて、メソ気象モデルとは独立に化学反応、エアロゾルの素過程、さらにはエアロゾルに関連するトレーサー輸送の計算を実施する (Kajino *et al.*, 2021; Pisso *et al.*, 2019; Wong *et al.*, 2012 など)。気象モデルの出力を用いるため、気象モデルを計算した後に、別途オフラインモデルだけ計算を実施する。そのため、気象場や雲に基づいてエアロゾルの発生・消滅過程の計算はできるものの、例えばエアロゾルが大気放射を介して気温を変化させる効果や、エアロゾルが雲を変化させ、雲の成長過程が変化することで生じる気温の変化などのような、エアロゾルが気象場に与えるフィードバックは計算できない。しかしながら、同じ気象場でエアロゾルの素過程を変化させた実験や感度実験を行いやすく、エアロゾルの素過程に焦点を当てた議論が行いやすいという利点がある。

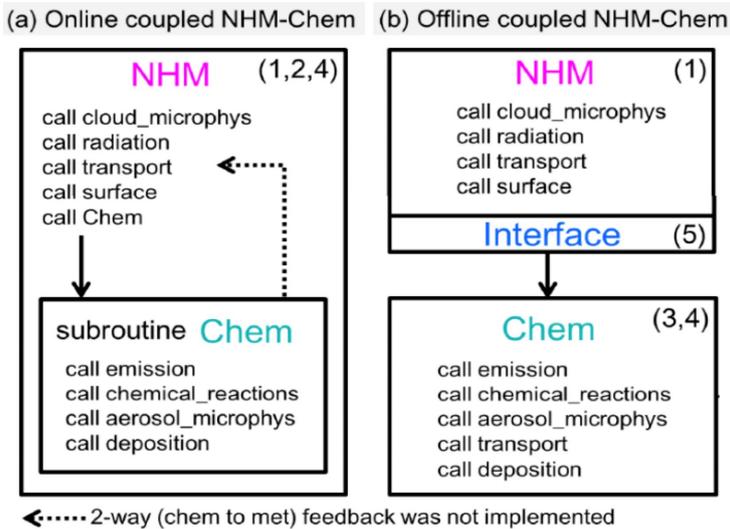


図4 (a) オンラインモデルと(b) オフラインモデルの結合方法を示した模式図. この例では力学コアであるNHMと化学輸送モデルChemの結合方法を示している. Kajino *et al.* (2021) の図を改変して作成.

一方、オンラインモデルは、気象モデルの中にエアロゾルや化学輸送モデルを組み込み、式(3)や式(5)の Q や Q_n を通してエアロゾルによる気象場や雲の変化といった気象モデルへのフィードバックを直接計算することができる (Grell *et al.*, 2005; Takemura *et al.*, 2005). そのため、ACIや、エアロゾルと雷の相互作用を扱うためには、オンラインモデルが必要となる。

メソ気象モデルではオフラインのエアロゾルモデルや、そもそもエアロゾルを考慮しないモデルも多い。次節ではそのようなメソ気象モデルにおけるエアロゾルの扱いと、エアロゾルと雲の表現方法について詳細を述べる。

6. エアロゾルと雲の結合方法と雷とエアロゾルの相互作用について

雲凝結核 (Cloud Condensation Nuclei: CCN) や氷晶核 (Ice Nucleation Particle: INP) として働くエアロゾル数濃度が変動することで、雲の微物理特性が変動するACIの効果を数値モデルで精緻に表現するためには、CCNやINPとして働くエアロゾルの変動を計算し、そのエアロゾルの分布の情報をを用いて、雲微物理特性が変化する効果を表現する必要がある。しかしながら、メソ気象モデルで

はエアロゾルを陽に考慮しないモデルからエアロゾルを直接扱うモデルまでさまざまなACIの表現方法がある。それらの方法について解説する。

ACIの表現方法は大きく分けて3つに大別される。1つ目は、エアロゾルを陽に考えないモデルである。このようなモデルでは、飽和調節と言って過飽和になったら過飽和になった分の水蒸気を全て凝結させる方法を採用している。この方法は、冒頭にあった一般気象学の記述:「塵やほこりを含まない清浄な空気中では~(中略)~水滴はなかなかできない」を無視しているようにも見えるが、その裏には、「十分な量のエアロゾルが背景場として存在している」という暗黙の仮定を置いている。そのような場合は、余剰な水蒸気をモデルのタイムステップ以内で十分に消費できるほど塵やほこり(すなわちエアロゾル)が十分に大気中に含まれていると考えるので、過飽和になったら、エアロゾルがCCNやINPとして働き凝結すると考えに基づいている。この飽和調節よりも一段精緻にした扱いが、過飽和度のみ依存させる方法である。この方法では、例えば式(8)や(9)のような式でCCNの数濃度(N_{CCN} : Rogers and Yau, 1989)やINPの数濃度(N_{INP} : Meyers *et al.*, 1992)を診断する。

$$N_{CCN} = N_{0c} s^{\kappa} \quad (8)$$

$$N_{INP} = N_{0i} \exp(a + b S_i) \quad (9)$$

ここで s は飽和比、 S_i は氷に対する過飽和度、 a 、 b 、 κ 、 N_{0c} 、 N_{0i} は定数である。この方法では、 a 、 b 、 κ 、 N_{0c} 、 N_{0i} を定数として与えるが、地域（例えば、陸上と海上など）によって異なる値の a 、 b 、 κ 、 N_{0c} 、 N_{0i} を用いることでエアロゾルの少ない清浄な大気とエアロゾルが多い大気とを区別することができる。この場合においても、過飽和度 1% で N_{0c} や N_{0i} のエアロゾルが存在することを暗に仮定している。日本をはじめとした中緯度の大気では、背景にエアロゾルがある程度または十分に存在するという仮定がよく成り立つことが多いため、特に現業機関で用いられるモデルをはじめとするメソ気象モデルでは、飽和調節や式 (8)、(9) のような扱いをするモデルが多く、そのようなモデルでは ACI を直接扱うことはできない。

2 つ目の方法は雲に関連する部分のみエアロゾルを考慮するものである。この方法は例えば、式 (8) と式 (9) の N_{0c} 、 N_{0i} などを予報変数として予報し、簡易的にエアロゾルの移流・拡散・消滅・発生を扱うものである。この方法は一つ目の方法よりも精緻な扱いではあり、直接エアロゾルと雲の相互作用を扱えるが、計算初期に N_{0c} 、 N_{0i} を与える必要があり、この値を与えている時点である程度の量のエアロゾルが背景に存在することを仮定している。しかしながら、この方法であればエアロゾルが雲に活性化してエアロゾルが減少する効果や、降雨によって除去されることによるエアロゾル量が減少する効果を、 N_{0c} 、 N_{0i} の減少として表現することができ、その意味で、ACI を直接扱うことが可能である。

3 つ目の方法はエアロゾル輸送モデルや CTM を用いて計算された各格子のエアロゾルの数密度から CCN や INP の量を計算し、その値に基づいて雲の成長過程の計算を実施する。この方法では背景のエアロゾルの量を仮定しないので、例えば南極のような非常に清浄な空気の場合は、CCN や

INP が非常に少なく、雲が発生しにくいという場合も陽に計算できる。

さらに、上記それぞれの方法で、エアロゾルと雲微物理モデルの結合方法も異なる。飽和調節を用いる場合は、そもそもエアロゾルと雲の結合は考えることができない。式 (8)、(9) を用いる場合は、利用する雲モデルが数濃度を予報するモデルか否かで扱いが異なる。数濃度を予報する場合、結合方法はさまざまであるが、各格子で計算される、雲粒数濃度 (N_c) や氷晶の数濃度 (N_i) が $N_c < N_{CCN}$ 、または $N_i < N_{INP}$ の時に、 $N_{CCN} - N_c$ または $N_i - N_{INP}$ 個の数濃度を活性化させる方法や、鉛直流や上下の格子の過飽和度の差から活性化する雲粒数濃度、氷晶数濃度を計算する方法などがある (Twomey, 1959)。より精緻に Köhler 理論 (Köhler, 1936) や κ -Köhler 理論 (Petters and Kreidenweis, 2007) に基づいて活性化する粒径サイズを診断する方法もある。また 3 つ目の方法では、エアロゾルモデルや CTM で考慮するエアロゾルの化学特性と各格子の気温や過飽和度から N_{CCN} 、 N_{INP} を診断し (例えば Abdul-Razzak, 2002; Abdul-Razzak *et al.*, 1998; Abdul-Razzak and Ghan, 2000)、診断された N_{CCN} 、 N_{INP} を用いて 2 番目の方法と同様に活性化される雲粒や氷晶数濃度を計算する方法などがある。

数濃度を雲モデルが予報していない場合、診断された N_{CCN} 、 N_{INP} を雲微物理プロセスの計算に反映させることで ACI を表現する。たとえば、エアロゾルが増加することによって雲粒のサイズが小さくなり、衝突効率が下がる効果は、雲→雨変換を表す Autoconversion という過程の計算に含まれる雲粒数濃度に相当する量を N_{CCN} に置き換えることで ACI を表現する (Suzuki *et al.* 2008)。

このような表現方法や結合の仕方の違いはあれど、上記のような方法で、エアロゾルが変化した結果生じる雲微物理過程の変化が計算されれば、4 章で示した雷モデルの計算に密接に関わる雲微物理プロセスの変化を通して、雷とエアロゾルの相互作用は自動的に計算ができる。そのため、ACI のモデルでの表現を正しく理解することは雷

とエアロゾルの相互作用の理解を深めることにもつながる。上記のように、ACIにはさまざまな表現方法があり、どの方法でACIが表現されているかによっても、モデルの計算結果は変わり得ることはあまり議論されることはない。しかしながら、開発をしてきた著者の感触として、そのような表現方法の違いにより結果にも小さくない違いが出る可能性があることは、ここで言及しておきたい。

しかしながら、ACIの表現方法がモデルの精緻度によって異なっていることや、その扱いが暗黙にしている仮定が雲とエアロゾルのモデル開発者以外には十分に伝わっていないと感ずることがある。その結果として「エアロゾルの数密度が少しくらい変わっても明日の気象には影響しない」のような発言が研究者からも聞かれることもある。それは日本周辺のような、「十分な量のエアロゾルが背景場として存在している」という暗黙の仮定が成立している地域では間違っていないが、その裏の暗黙の仮定を無視した発言とも言える。本稿で記述してきたような暗黙の仮定やモデルの精緻度によるACIの表現方法の違いが本稿を通して少しでも広がれば幸いである。

7. まとめ

本稿では、特にメソ気象モデルにおける数値モデルにおける雲、エアロゾル、雷の扱いの現状についてまとめた。雲はメソ気象現象にとってその重要性を多くのメソ気象を専門とする研究者が認識していることは疑う余地はないが、エアロゾルや雷についてはそうではないのが現状である。それゆえに、エアロゾルや雷は広くメソ気象モデルには用いられていない、または、暗黙の仮定によって表現しているのが現状である。エアロゾルモデルは主に大気化学の分野で、また雷モデルは大気電気学の分野で開発が進んできた過去があるが、実際にはどちらも雲と密接に関わる要素であるため、それらを統一的に扱うことが理想である。しかしながら計算コストや、研究者それぞれが目指す現象の違いから、現状のメソ気象モデ

ルを含むほとんどの数値モデルではそうはなっていない。

雲、エアロゾル、雷のつながりや、それを表現する上で利用しているモデルが用いている暗黙の仮定を理解しておくことがモデルの計算結果に対する解釈の間違いを防ぐことや、より良い解釈につながる。本稿の内容が読者の方のそのような理解につながれば幸いである。

謝辞：本稿を作成するにあたり気象庁気象研究所の橋本明弘博士、梶野瑞王博士からコメントをいただいた。またこのような機会を与えていただいた、東京大学の新野宏名誉教授、名古屋大学の坪木和久教授、気象庁気象研究所の加藤輝之博士に感謝申し上げる。

参考文献

- [1] Abdul-Razzak, H. (2002). A parameterization of aerosol activation 3. Sectional representation. *J. Geophys. Res.*, 107 (D3), 4026. doi:10.1029/2001JD000483
- [2] Abdul-Razzak, H., and Ghan, S. J. (2000). A parameterization of aerosol activation: 2. Multiple aerosol types. *J. Geophys. Res.*, 105 (D5), 6837. doi:10.1029/1999JD901161
- [3] Abdul-Razzak, H., Ghan, S. J., and Rivera-Carpio, C. (1998). A parameterization of aerosol activation: 1. Single aerosol type. *J. Geophys. Res.*, 103 (D6), 6123-6131.
- [4] Barthe, C., Chong, M., Pinty, J.-P., Bovalo, C., and Escobar, J. (2012). CELLS v1.0: updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains. *Geosci. Model Dev.*, 5 (1), 167-184.
- [5] Barthe, C., Molinié, G., and Pinty, J.-P. (2005). Description and first results of an explicit electrical scheme in a 3D cloud resolving model. *Atmos. Res.*, 76 (1-4), 95-113.
- [6] Chen, J.-P., and Lamb, D. (1994a). Simulation of Cloud Microphysical and Chemical Processes Using a Multicomponent Framework. Part I: Description of the Microphysical Model. *J. Atmos. Sci.*, 51 (18), 2613-2630.
- [7] Chen, J.-P., and Lamb, D. (1994b). The Theoretical Basis for the Parameterization of Ice Crystal Habits: Growth by Vapor Deposition. *J. Atmos. Sci.*, 51 (9), 1206-1222.
- [8] Choi, I.-J., Iguchi, T., Kim, S.-W., Nakajima, T., and Yoon, S.-C. (2013). The effect of aerosol representation on cloud microphysical properties in Northeast Asia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 123 (3-4), 181-194.
- [9] Dafis, S., Fierro, A., Giannaros, T. M., Kotroni, V., Lagouvardos, K., and Mansell, E. (2018). Performance

- Evaluation of an Explicit Lightning Forecasting System. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 123 (10), 5130-5148.
- [10] Feingold, G., Kreidenweis, S. M., Stevens, B., and Cotton, W. R. (1996). Numerical simulations of stratocumulus processing of cloud condensation nuclei through collision-coalescence. *J. Geophys. Res.*, 101 (D16), 21391-21402.
- [11] Fierro, A. O., and Mansell, E. R. (2017). Electrification and Lightning in Idealized Simulations of a Hurricane-Like Vortex Subject to Wind Shear and Sea Surface Temperature Cooling. *J. Atmos. Sci.*, 74 (6), 2023-2041.
- [12] Fierro, A. O., Mansell, E. R., Macgorman, D. R., and Ziegler, C. L. (2013). The Implementation of an Explicit Charging and Discharge Lightning Scheme within the WRF-ARW Model: Benchmark Simulations of a Continental Squall Line, a Tropical Cyclone, and a Winter Storm. *Mon. Wea. Rev.*, 141 (7), 2390-2415.
- [13] Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., and Eder, B. (2005). Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmos. Environ.*, 39 (37), 6957-6975.
- [14] 橋本明弘, 佐藤陽祐, 後藤俊幸, 齋藤泉, 野田暁, 大西領, 島伸一郎, 端野典平, W. Roh, 清木達也 (2019). 2018年度秋季大会専門分科会「雲微物理モデリングの現状と可能性」報告, *天気*, 66, 393-398.
- [15] Hayashi, S. (2006). Numerical Simulation of Electrical Space Charge Density and Lightning by using a 3-Dimensional Cloud-Resolving Model. *SOLA*, 2, 124-127.
- [16] Iguchi, T., Choi, I.-J., Sato, Y., Suzuki, K., and Nakajima, T. (2015). Overview of the development of the Aerosol Loading Interface for Cloud microphysics In Simulation (ALICIS). *Progress in Earth and Planetary Science*, 2 (1). doi:10.1186/s40645-015-0075-0
- [17] Iguchi, T., Matsui, T., Shi, J. J., Tao, W.-K., Khain, A. P., Hou, A., Cifelli, R., Heymsfield, A., and Tokay, A. (2012). Numerical analysis using WRF-SBM for the cloud microphysical structures in the C3VP field campaign: Impacts of supercooled droplets and resultant riming on snow microphysics. *J. Geophys. Res.*, 117 (D23), D23206. doi:10.1029/2012JD018101
- [18] Iguchi, T., Matsui, T., Tokay, A., Kollias, P., and Tao, W.-K. (2012). Two distinct modes in one-day rainfall event during MC3E field campaign: Analyses of disdrometer observations and WRF-SBM simulation. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (24), doi:10.1029/2012GL053329
- [19] Iguchi, T., Nakajima, T., Khain, A. P., Saito, K., Takemura, T., Okamoto, H., Nishizawa, T., and Tao, W.-K. (2012). Evaluation of Cloud Microphysics in JMA-NHM Simulations Using Bin or Bulk Microphysical Schemes through Comparison with Cloud Radar Observations. *J. Atmos. Sci.*, 69 (8), 2566-2586.
- [20] Iguchi, T., Nakajima, T., Khain, A. P., Saito, K., Takemura, T., and Suzuki, K. (2008). Modeling the influence of aerosols on cloud microphysical properties in the east Asia region using a mesoscale model coupled with a bin-based cloud microphysics scheme. *J. Geophys. Res.*, 113 (D14), D14215. doi:10.1029/2007JD009774
- [21] Kain, J. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteorol.*, 43, 170-181.
- [22] Kajino, M., Deushi, M., Sekiyama, T. T., Oshima, N., Yumimoto, K., Tanaka, T. Y., Ching, J., Hashimoto, A., Yamamoto, T., Ikegami, M., Kamada, A., Miyashita, M., Inomata, Y., Shima, S., Khatri, P., Shimizu, A., Irie, H., Adachi, K., Zaizen, Y., ... Mikami, M. (2021). Comparison of three aerosol representations of NHM-Chem (v1.0) for the simulations of air quality and climate-relevant variables. *Geosci. Model Dev.*, 14 (4), 2235-2264.
- [23] Khain, A., Cohen, N., Lynn, B., and Pokrovsky, A. (2008). Possible Aerosol Effects on Lightning Activity and Structure of Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 65 (12), 3652-3677.
- [24] Khain, A. P., and Sednev, I. L. (1995). Simulation of hydrometeor size spectra evolution by water-water, ice-water and ice-ice interactions. *Atmos. Res.*, 36 (1-2), 107-138.
- [25] Kikuchi, K. (1965). On the Positive Electrification of Snow Crystals in the Process of Their Melting (III). *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II*, 43 (6), 343-350.
- [26] Köhler, H. (1936). The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Faraday Soc.*, 32 (0), 1152-1161.
- [27] MacGorman, D. R., Straka, J. M., and Ziegler, C. L. (2001). A Lightning Parameterization for Numerical Cloud Models. *J. Appl. Meteorol.*, 40 (3), 459-478.
- [28] Mansell, E. R., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L., and Straka, J. M. (2002). Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 107 (D9), doi: 10.1029/2000JD000244
- [29] Mansell, E. R., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L., and Straka, J. M. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 110 (D12), D12101. doi:10.1029/2004JD005287
- [30] Mansell, E. R., Ziegler, C. L., and Bruning, E. C. (2010). Simulated Electrification of a Small Thunderstorm with Two-Moment Bulk Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 67 (1), 171-194.
- [31] Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Pean, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekci, O., Yu, R., and Zhou, B. (2021). IPCC 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- [32] Meyers, M. P., DeMott, P. J., and Cotton, W. R. (1992). New Primary Ice-Nucleation Parameterizations in an

- Explicit Cloud Model. *J. Appl. Meteorol.*, 31 (7), 708-721.
- [33] Misumi, R., Hashimoto, A., Murakami, M., Kuba, N., Orikasa, N., Saito, A., Tajiri, T., Yamashita, K., and Chen, J.-P. (2010). Microphysical structure of a developing convective snow cloud simulated by an improved version of the multi-dimensional bin model. *Atmos. Sci. Lett.*, 11 (3), 186-191.
- [34] Nishizawa, S., Yashiro, H., Sato, Y., Miyamoto, Y., and Tomita, H. (2015). Influence of grid aspect ratio on planetary boundary layer turbulence in large-eddy simulations. *Geosci. Model Dev.*, 8 (10), 3393-3419.
- [35] Petters, M. D., and Kreidenweis, S. M. (2007). A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 7 (8), 1961-1971.
- [36] Pissio, I., Sollum, E., Grythe, H., Kristiansen, N. I., Cassiani, M., Eckhardt, S., Arnold, D., Morton, D., Thompson, R. L., Groot Zwaftink, C. D., Evangeliou, N., Sodemann, H., Haimberger, L., Henne, S., Brunner, D., Burkhart, J. F., Fouilloux, A., Brioude, J., Philipp, A., ... Stohl, A. (2019). The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 10.4. *Geosci. Model Dev.*, 12 (12), 4955-4997.
- [37] Riemer, N., West, M., Zaveri, R. A., and Easter R. C. (2009). Simulating the evolution of soot mixing state with a particle-resolved aerosol model. *J. Geophys. Res.*, 114, D09202, doi:10.1029/2008JD011073
- [38] Rogers, R. R., and Yau, M. K. (1989), *A short course in cloud physics*, 3rd ed. 290pp.
- [39] Sato, Y., Hayashi, S., and Hashimoto, A. (2022). Difference in the lightning frequency between the July 2018 heavy rainfall event over central Japan and the 2017 northern Kyushu heavy rainfall event in Japan. *Atmos. Sci. Lett.*, 23 (1). doi:10.1002/asl.1067
- [40] Sato, Y., Nishizawa, S., Yashiro, H., Miyamoto, Y., Kajikawa, Y., and Tomita, H. (2015). Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus: which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation? *Progress in Earth and Planetary Science*, 2 (1), 23. doi:10.1186/s40645-015-0053-6
- [41] Saunders, C. P. R., Keith, W. D., and Mitzeva, R. P. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys. Res.*, 96 (D6), 11007. doi:10.1029/91JD00970
- [42] Seiki, T. and T. Nakajima (2014) *Aerosol Effects of the Condensation Process on a Convective Cloud Simulation*, *J. Atmos. Sci.* 71, 833-853.
- [43] Shima, S., Kusano, K., Kawano, A., Sugiyama, T., and Kawahara, S. (2009). The super-droplet method for the numerical simulation of clouds and precipitation: a particle-based and probabilistic microphysics model coupled with a non-hydrostatic model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 135 (642), 1307-1320.
- [44] Shima, S., Sato, Y., Hashimoto, A., and Misumi, R. (2020). Predicting the morphology of ice particles in deep convection using the super-droplet method: development and evaluation of SCALE-SDM 0.2.5-2.2.0, -2.2.1, and -2.2.2. *Geosci. Model Dev.*, 13 (9), 4107-4157.
- [45] Suzuki, K., Nakajima, T., Satoh, M., Tomita, H., Takemura, T., Nakajima, T. Y. and Stephens, G. L. (2008). Global cloud-system-resolving simulation of aerosol effect on warm clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L19817, doi:10.1029/2008GL035449
- [46] Suzuki, K., Nakajima, T., Nakajima, T. Y., and Khain, A. P. (2010). A Study of Microphysical Mechanisms for Correlation Patterns between Droplet Radius and Optical Thickness of Warm Clouds with a Spectral Bin Microphysics Cloud Model. *J. Atmos. Sci.*, 67 (4), 1126-1141.
- [47] Takahashi, T. (1978). Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 35 (8), 1536-1548.
- [48] Takahashi, T. (1984). Thunderstorm Electrification—A Numerical Study. *J. Atmos. Sci.*, 41 (17), 2541-2558.
- [49] Takahashi, T., and Shimura, K. (2004). Tropical Rain Characteristics and Microphysics in a Three-Dimensional Cloud Model. *J. Atmos. Sci.*, 61 (23), 2817-2845.
- [50] Takemura, T., Nozawa, T., Emori, S., Nakajima, T. Y., and Nakajima, T. (2005). Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, 110 (D2), D02202. doi:10.1029/2004JD005029
- [51] Tomioka, T., Sato, Y., Hayashi, S., Yoshida, S., and Iwashita, T. (2023). Advantage of bulk lightning models for predicting lightning frequency over Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10:60. doi.org/10.1186/s40645-023-00592-w
- [52] Tomita, H. (2008). New Microphysical Schemes with Five and Six Categories by Diagnostic Generation of Cloud Ice. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, 86A, 121-142.
- [53] Twomey, S. (1959). The nuclei of natural cloud formation part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Geofisica Pura e Applicata*, 43 (1), 243-249.
- [54] Wong, D. C., Pleim, J., Mathur, R., Binkowski, F., Otte, T., Gilliam, R., Poulitot, G., Xiu, A., Young, J. O., and Kang, D. (2012). WRF-CMAQ two-way coupled system with aerosol feedback: software development and preliminary results. *Geosci. Model Dev.*, 5 (2), 299-312.
- [55] Xu, L., Xue, L., and Geresdi, I. (2020). How Does the Melting Impact Charge Separation in Squall Line? A Bin Microphysics Simulation Study. *Geophys. Res. Lett.*, 47 (21), 1-11. doi:10.1029/2020GL090840
- [56] Ziegler, C. L., MacGorman, D. R., Dye, J. E., and Ray, P. S. (1991). A model evaluation of noninductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 96 (D7), 12833-12855. □