

次世代気象ライブラリによる、台風内部の雷にエアロゾルが 与える影響評価

佐藤 陽 祐

北海道大学理学研究院

1. はじめに

雷はそれ自身が高度に電子化された現代社会において大きな脅威となるだけでなく、豪雨をもたらす積乱雲に伴って発生することから、古くから気象学の研究対象であった。雷は豪雨・豪雪をもたらす積乱雲中で、霰を主成分とする雲粒（雲粒には液滴・霰・氷晶・雪片・雹など様々な種類のものがあるが本稿では、それらを総称して雲粒と呼ぶ）が発生し、霰が氷晶や雪片と言った他の固相の雲粒と衝突することで電荷分離が起きて¹生じる電氣的な偏りを中和する現象であると考えられている。

この霰と氷晶・雪片との衝突プロセスは雲粒のサイズ、形状、表面状態、密度などの、雲の微物理特性に大きく依存する。そのため、雷の基礎的な特性に積乱雲の微物理特性が密接に関わっていると考えられる。この雲の微物理特性に関する研究は様々な手法で古くから行われており、雲粒の微物理特性は大気中の小さな粒子：エアロゾルに大きく依存し、エアロゾルの増減に伴って雲の微物理特性が変化することが知られている（エアロゾル雲相互作用^{2,3}）。このエアロゾルの増減に伴う微物理特性が変化によって、積乱雲から発生する降水のタイミングや、降水量が変化することも報告されている⁴。前述のように雷放電が雲の微物理特性に大きく依存することを考慮すれば、雲の微物理特性に大きな影響のあるエアロゾルにも雷の頻度や特性が依存することが考えられる。実際に近年の雷を直接扱った数値気象モデル（雷気象モデル）によるアメリカ大陸のスコールラインを対象とした研究では、エアロゾルの数密度が増加することにより、雷の発生頻度が増加するといった報告⁵がされており、雷とエアロゾルの関係に関する研究が進められている。

本研究に先行する研究（平成30年度後期、若手・女性利用課題：次世代気象気候ライブラリを用いた雷の発生プロセスの解明、以下、先行する研究と表記）では、雷気象モデルを用いて、台風周辺の雷と台風のライフサイクルに関する数値実験を行なった。台風の雲は積乱雲によって構成されていることから、台風の雷特性に関してもエアロゾルが影響していることが予想されるが、雷を直接扱うことのできる雷気象モデルを用いた、台風周辺の雷とエアロゾルに関する数値実験はほとんど行われていない。

そこで、本研究では台風周辺で発生する雷にエアロゾルが与える影響を、気象雷モデルによる数値実験から調査することを目指した。

2. 手法と実験設定

2.1. 数値モデル

実験に用いた気象モデルは次世代気象気候ライブラリ Scalable Computing for Advanced Library and Environment (SCALE^{6,7}) version 5.0.0 に雷コンポーネント⁸を実装した気象モ

デルである。SCALE は有限体積法によって空間離散化を行い、大気密度、温位、比湿などのスカラー量はグリッドの中央で、3次元の運動量はグリッドの側面に定義する Arakawa-C 格子を採用している。時間積分は3段の Runge-Kutta 法を採用し、比湿などのトレーサーについては非負保証のスキームを用いて、負値が発生することを抑制している。素過程として雲微物理過程⁹⁻¹¹、乱流輸送¹²⁻¹⁴、地表面フラックス¹⁵、放射モデル¹⁶、都市モデル¹⁷などが実装されている。本研究で用いた雷コンポーネントはこれらの素過程の一つであり、著者が自ら開発して SCALE に実装し、先行する研究でその妥当性を評価した。

この雷コンポーネントは、雲粒を含めた水物質が持つ電荷を予報変数とし、電荷分離過程（水物質が電荷を獲得する過程）、電荷の移動、電場の計算、放電（中和：水物質が電荷を失う過程）から成る。電荷分離は Takahashi (1978)¹の室内実験によって提唱された着氷電荷分離機構を以下のように実装した。着氷電荷分離機構では、雲内であられ (Graupel) と氷または雪が衝突し、併合せずに弾む際に電荷分離が生じるという機構である。SCALE の雲微物理モデル内で、あられを含んだ水物質が衝突することで水物質が成長するプロセスは陽に計算されている。この計算から算出される、あられと氷・雪との衝突の割合などを用いて、単位時間あたりにあられと氷、またはあられと雪が衝突し弾むことで、あられ、雪または氷が獲得する電荷分離量 ($d\rho_g/dt$, $d\rho_{i,s}/dt$) は式(1), (2)のように計算される。

$$\frac{d\rho_g}{dt} = \delta\rho \int_0^\infty \int_0^{r_2} n_g(r_1)n_{i,s}(r_2)\pi(r_1+r_2)|V_g(r_1) - V_{i,s}(r_2)|E_{coll}(1 - E_{coal})dr_1dr_2, \quad (1)$$

$$\frac{d\rho_{i,s}}{dt} = -\frac{d\rho_g}{dt}. \quad (2)$$

ここで n は水物質（あられ、雪、氷など）の数濃度、 V は水物質の終端落下速度、 r は水物質の半径であり、下付き文字の g , i , s などはあられ、氷、雪を表す。また E_{coll} は衝突確率、 E_{coal} は併合確率である。 $\delta\rho$ は1回の衝突と弾みによってあられが獲得する電荷分離量であり、Takahashi (1978)¹の室内実験により作成されているルックアップテーブルからデータベースを作成した。式(1)右辺の $\delta\rho$ 以外の部分が単位時間あたりにあられと雪または氷が衝突して弾む確率である。

電荷分離過程によって電荷を獲得した水物質は風や水物質の落下とともに移動する。水物質の密度やサイズの違いによって雲内に電荷の空間分布が生成される。この電荷密度の空間分布と電位 (ϕ) の関係式

$$\Delta\phi = -\frac{\rho(x,y,z)}{\epsilon}. \quad (3)$$

を用いて、計算領域全体の電位が、また電位と電場 (\mathbf{E}) の関係

$$\mathbf{E} = -\nabla\phi. \quad (4)$$

を用いて計算領域全体の電場が求まる。これらの計算で計算領域内の水物質がもつ電荷密度、電位、電場が3次元で求まる。

放電（中和）過程は放電経路を予測しない Fierro et al. (2013)¹⁸のパラメタリゼーションを用いた。このパラメタリゼーションでは電場の絶対値がある閾値 (E_{int}) を超えた場合に放電が起こり、水物質の電荷密度の絶対値を小さくする（すなわち中和する）。これらのパラメタリゼーションの詳細は参考文献を参照されたい。

2.2. 実験設定

実験設定は、先行研究¹⁹に基づいた理想実験とした。この実験設定では海水温が一定（300 K とした）の周期境界条件の計算ドメイン（3000 km 四方）の中心に、半径 750 km（最大の渦半径は 120 km、最大風速は 20 ms^{-1} とした）の渦を初期に置き、 f -面近似でコリオリ力 ($f = 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) を与え²⁰、台風の発生から定常状態に達するまでの数値実験を行う。水平解像度は 5 km、鉛直解像度は 200 m ~ 1040 m（上層ほど粗い）とし、モデル上端は 21 km に設定した。また雲微物理モデルは Seiki and Nakajima (2014)¹⁰、乱流モデルは Nakanishi and Niino (2006)¹³、放電モデルは Fierro et al. (2013)¹⁸ を $E_{int} = 110 \text{ kV m}^{-1}$ として用いた。

本研究ではエアロゾルの影響を評価するため、エアロゾルの数濃度を変化させた感度実験を行なった。本研究で用いた雲微物理モデル¹⁰ではエアロゾルの数濃度 (N_{cen}) を以下の式で診断する。

$$N_{cen} = N_0 s^k, \quad (5)$$

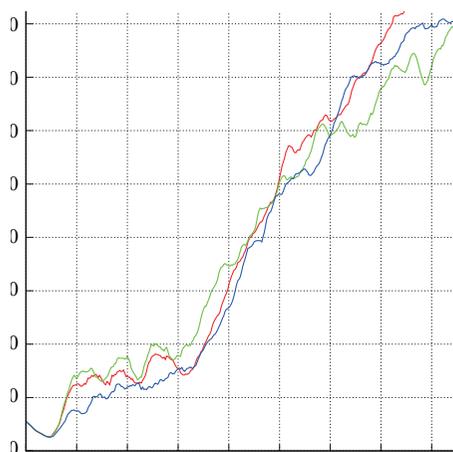
ここで、 N_0 は定数、 s は過飽和度、 $k (= 0.462)$ は定数である。エアロゾルの影響を評価するために N_0 を 10, 50, 100（デフォルト値）、500, 1000 cm^{-3} と変化させて数値実験を行なった。

雷を考慮した計算は計算コストが高いため、全ての実験で雷なしで、193 時間積分を行い、193 時間から雷を考慮して 48 時間実験を行なった。解析は、台風の強度変化に関しては計算開始から 193 時間を解析し、雷に関しては、雷を考慮した計算開始から 12 時間はスピニアップタイムとして解析せず、計算の最後 36 時間のみを解析した。

なお実験設定の詳細は、本研究の成果をまとめた文献⁸を参照いただきたい。

3. 結果

本稿では台風周辺で発生する雷の頻度や、雲粒の電荷分布に関する解析を中心に行う。また本研究で用いる雷コンポーネントの発雷数は必ずしも観測される発雷数には対応していない。観測とモデルの発雷数を合わせるような改良を行うことは今後の課題であるが、相対的な発雷頻



第1図：高度 1 km における、台風の最大風速と時間の関係。赤、青、緑線はそれぞれ $N_0 = 10, 100, 1000 \text{ cm}^{-3}$ の結果を示す。Sato et al. (2019)⁸ より引用。

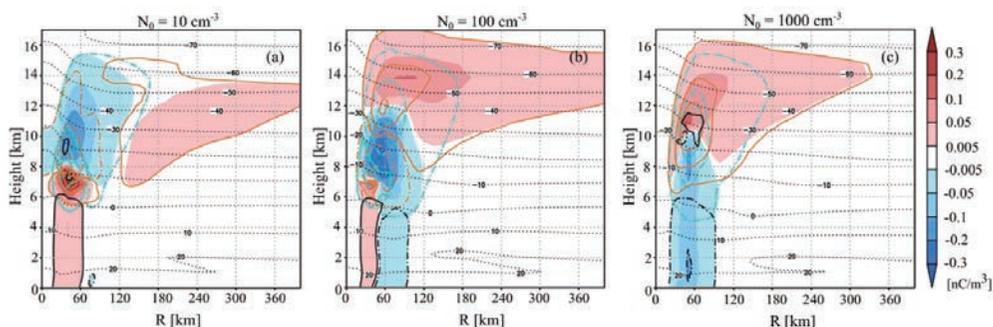
度の大小関係を議論することは可能である。そこで、本研究で発雷頻度を議論する際は、主に発雷頻度の大小関係のみを議論する。

図1は雷を考慮せずに計算を行なった193時間までの発雷数と台風の強度の指標となる高度1 kmでの最大風速の時間変化である。エアロゾルの数濃度によらず、最大風速は計算開始から60時間程度は 20 ms^{-1} 程度で、 $t = 70$ 時間程度から急激に最大風速が強くなり、その後、徐々に風速の強化が続き、 $t = 160 \text{ h}$ から風速が一定となる定常状態となる。この傾向は実験設定の参考とした先行研究¹⁹と同様の傾向であり、SCALEによって台風のライフサイクルが妥当に再現されたことが確認されたことを示しているが、同時に、エアロゾルが台風の強度に与える影響は小さいことを示唆している。これはエアロゾルが増加すると台風の強度が変化すると報告している先行研究²¹とは必ずしも一致しない。しかしながら、この先行研究との結果の違いは以下のように解釈でき、本研究の結果は必ずしも先行研究と矛盾しないと考えられる。

先行研究で対象とされた台風は外側降雨帯と呼ばれる降水バンドが見られ、この外側降水帯の積乱雲からもたらされる降水がエアロゾルの増加によって減少し、それによって台風中心部と外側降雨帯の気圧差を変化させることで台風の強度が変化すると報告していた。一方、本研究で計算された台風は、外側降雨帯を持たない台風である。そのため先行研究で見られたような中心と外側降雨帯の気圧差が変化するという現象が起こらなかったと考えられる。本研究で用いた数値モデルでも外側降雨帯を持つ台風が再現されれば、同じような結果になることが見込まれる。

次に、雷をもたらす台風内部の雲粒の電荷分布にエアロゾルが与える影響を考察する。図2は計算の最後36時間で平均した、台風内部の電荷密度の分布である。エアロゾル数濃度の変化によって、電荷の分布が大きく変化していることが見て取れる。具体的には、エアロゾルの数濃度がデフォルト値($N_0 = 100 \text{ cm}^{-3}$)の時は(図2b)、電荷の分布は、中心付近で下層から正→負→正という3極構造になっている。また台風中心から50 ~ 100 km付近では負→正という2極構造になっている。このような中心付近での3極構造と、中心から数十 km 外側での2極構造という結果は台風を対象とした過去の数値的研究でも報告されており²²、妥当な計算結果になっているといえる。

エアロゾルがデフォルトに比べて減少した時($N_0 = 10 \text{ cm}^{-3}$: 図2a)は上層の正の電荷は、 $N_0 = 100 \text{ cm}^{-3}$ の時に比べ不明瞭ではある。しかしながら、図2aのように動径方向に平均すると上層の正電荷が不明瞭になるものの、個々の雲では3極構造になっており、エアロゾルがデフォ



第2図：計算の最後36時間で平均した電荷分布の高度-動径方向の距離断面の電荷密度の分布 (a, b, c)はそれぞれ $N_0 = 10, 100, 1000 \text{ cm}^{-3}$ の結果を表す (Sato et al. 2019)⁸。

ルト値に比べて減少した場合でも3極構造は見られると言える。

一方、エアロゾルが増加した時(図2c)は、3極構造が見られず、下層から負→正の2極構造になっていることがわかる(個々の雲で見ても2極構造となっている)。数値実験の結果を解析した結果この2極構造の原因は以下のように説明できた。エアロゾルが増加すると、雲粒のサイズが減少する結果、高度 $z = 6 \sim 8$ kmで霰と氷・雪の衝突が起こっていない。エアロゾルの数濃度がデフォルト値の時は、この高度(6 ~ 8 km)で霰と氷・雪の衝突によって生じる電荷分布では、霰は正に帯電し、この正に帯電した霰が重力落下することで下層の正電荷を形成している。しかし、エアロゾルの数濃度が多い時($N_c = 1000 \text{ cm}^{-3}$)はエアロゾル雲相互作用によって雲粒が小さくなる。そのため、この高度(6 ~ 8 km)で霰と氷・雪の衝突が起こりにくくなり、正電荷を持った霰がこの高度で発生していなかった。その結果、霰が重力落下することで形成される下層の正電荷が生じず、3極構造が形成されないことがわかった。

次に放電の頻度を見ると、エアロゾルの影響によって、2極構造になっている時、放電の頻度は10倍程度大きくなっていった。放電は式(3)で求められる電場の絶対値がある閾値(本研究では 110 kV m^{-1})を超えた時に起こるが、電場は電荷分布の3階微分で計算されるため、放電が発生する高度10~12 kmの電場が3極構造より2極構造の時の方が大きくなりやすい。そのため、エアロゾルが増加して電荷の構造が2極になった時に放電の頻度が大きくなっていると考えられる。

4. 結論とまとめ

本研究では、台風周辺の発雷頻度、電荷分布、台風の強度にエアロゾルが与える影響を評価した。本研究で対象とした台風では、エアロゾルが台風の強度に与える影響は小さかったが、台風内部の電荷分布にエアロゾルが与える影響は大きく、エアロゾルが増加した時は、電荷の分布が下層から負→正の2極構造、エアロゾルが減少すると下層から正→負→正の3極構造となり、エアロゾルが多く2極構造となった時の方が、発雷頻度が大きいことが明らかになった。今後は本研究で行なった理想実験以外に、現実事例を対象とした数値実験を行い、将来的に雷予測を行うための基盤創生の足がかりとすることを目指す。

謝辞

本研究は東京大学情報基盤センター、若手・女性利用制度のほか、文部科学省科研費(基盤C: 17K05659)、理化学研究所基礎科学特別研究員制度(XXVII-008)の助成を受けて行われました。

参考文献

1. Takahashi, T. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. *J. Atmos. Sci.* **35**, 1536–1548 (1978).
2. Albrecht, B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science* **245**, 1227–1230 (1989).
3. Twomey, S. The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**, 1149–1152 (1977).
4. Rosenfeld, D. *et al.* Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? *Science* **321**, 1309–1313 (2008).
5. Mansell, E. R. & Ziegler, C. L. Aerosol Effects on Simulated Storm Electrification and Precipitation in a Two-Moment Bulk Microphysics Model. *J. Atmos. Sci.* **70**, 2032–2050 (2013).
6. Nishizawa, S., Yashiro, H., Sato, Y., Miyamoto, Y. & Tomita, H. Influence of grid aspect ratio on planetary boundary layer turbulence in large-eddy simulations. *Geosci. Model Dev.* **8**, 3393–3419

- (2015).
7. Sato, Y. *et al.* Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus: which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation? *Prog. Earth Planet. Sci.* **2**, 23 (2015)., doi:10.1186/s40645-015-0053-6
 8. Sato, Y., Miyamoto, Y. & Tomita, H. Large dependency of charge distribution in a tropical cyclone inner core upon aerosol number concentration. *Prog. Earth Planet. Sci.* **6**, 62 (2019). doi:10.1186/s40645-019-0309-7
 9. Tomita, H. New Microphysical Schemes with Five and Six Categories by Diagnostic Generation of Cloud Ice. *J. Meteorol. Soc. Japan* **86A**, 121–142 (2008).
 10. Seiki, T. & Nakajima, T. Aerosol Effects of the Condensation Process on a Convective Cloud Simulation. *J. Atmos. Sci.* **71**, 833–853 (2014).
 11. Suzuki, K., Nakajima, T., Nakajima, T. Y. & Khain, A. P. 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**, 1126–1141 (2010).
 12. Brown, A. R., Derbyshire, S. H. & Mason, P. J. Large-eddy simulation of stable atmospheric boundary layers with a revised stochastic subgrid model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 1485–1512 (1994).
 13. Nakanishi, M. & Niino, H. An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. *Boundary-Layer Meteorol.* **119**, 397–407 (2006).
 14. Deardorff, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorol.* **18**, 495–527 (1980).
 15. Uno, I., Cai, X.-M., Steyn, D. G. & Emori, S. A simple extension of the Louis method for rough surface layer modelling. *Boundary-Layer Meteorol.* **76**, 395–409 (1995).
 16. Nakajima, T., Tsukamoto, M., Tsushima, Y., Numaguti, A. & Kimura, T. Modeling of the Radiative Process in an Atmospheric General Circulation Model. *Appl. Opt.* **39**, 4869 (2000).
 17. Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y. & Kimura, F. A Simple Single-Layer Urban Canopy Model For Atmospheric Models: Comparison With Multi-Layer And Slab Models. *Boundary-Layer Meteorol.* **101**, 329–358 (2001).
 18. Fierro, A. O., Mansell, E. R., Macgorman, D. R. & Ziegler, C. L. 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. Weather Rev.* **141**, 2390–2415 (2013).
 19. Miyamoto, Y. & Takemi, T. A Transition Mechanism for the Spontaneous Axisymmetric Intensification of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.* **70**, 112–129 (2013).
 20. Rotunno, R. & Emanuel, K. A. An Air–Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using a Nonhydrostatic Axisymmetric Numerical Model. *J. Atmos. Sci.* **44**, 542–561 (1987).
 21. Rosenfeld, D. *et al.* Aerosol Effects on Microstructure and Intensity of Tropical Cyclones. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **93**, 987–1001 (2012).
 22. Fierro, A. O. & Mansell, E. R. Electrification and Lightning in Idealized Simulations of a Hurricane-Like Vortex Subject to Wind Shear and Sea Surface Temperature Cooling. *J. Atmos. Sci.* **74**, 2023–2041 (2017).