

特集 ライダーデータ利用 I (エアロゾル・雲)

能動型センサを用いた
エアロゾル—雲相互作用研究の紹介

河本 和明

長崎大学大学院水産・環境科学総合研究科
(〒852-8521 長崎市文教町 1-14 長崎大学環境科学部)

Introduction of the aerosol-cloud interaction studies using active sensors

Kazuaki Kawamoto

*Graduate school of Fisheries and Environmental Sciences, Nagasaki University,
1-14 Bunkyo-machi, Nagasaki, Nagasaki 852-8521*

(Received December 13, 2022; revised January 26, 2023; accepted January 30, 2023)

The aerosol-cloud interaction (hereafter ACI) has been recognized as one of the most uncertain processes in the current climate system. In this paper, several observational studies using active satellite sensors (CloudSat and CALIPSO) on ACI are introduced such as cloud behaviors, cloud classification, precipitation susceptibility, invigoration, buffer-system and cloud phase issues. Although the recent understanding on ACI is advancing, invigoration-related problems are particularly elusive. Synergetic efforts among observations, laboratory experiments and numerical modeling are strongly desired towards the deeper understanding on ACI, especially for mixed-phase and ice clouds whose ACI mechanisms are much more complicated than those of water clouds.

キーワード：エアロゾル—雲相互作用, 能動型センサ, CloudSat, CALIPSO

Key Words: Aerosol-cloud interaction, Active sensor, CloudSat, CALIPSO

1. はじめに

雲は地球表面の 60% 以上を覆い、地球のエネルギー収支や気候の維持・変動、また水循環に大きく影響することが知られている¹⁾。大気浮遊微粒子であるエアロゾルは、その一部が雲粒の種になることから、エアロゾルの量や性質が変われば、雲の性質を変えることにつながる。特にエアロゾルがもたらす雲や降水への影響は、気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) においても、気候への自然および人為影響を定量化する上で最も不確かな過程の一つとして認識されている¹⁾。

Twomey (1977)²⁾によると、エアロゾルが増加することで雲凝結核 (Cloud Condensation Nuclei, CCN) も増加し、雲粒数が増える。使用できる水蒸気量が一定であれば、雲粒数が増えると雲粒径が小さくなり、全雲粒の総断面積は増加するので雲の反射率は増える (光吸収性エアロゾルの場合は、逆に雲の反射率は下がる)。この効果はエアロゾルの第 1 種間接効果 (Twomey 効果) として知られてきた。最近では雲アルベド効果と呼ばれることも多い。また Albrecht (1989)³⁾はエアロゾルの増加に伴って雲粒径 (10 μm のオーダー) が小さくなり、降水粒子 (1 mm のオーダー) の大きさまで衝突併合過程を通して成長するまでに時間がかかるために降水効率が低下し、雲としての寿命が長くなるというアイデアを数値モデル計算によって示した。これはエアロゾルの第 2 種間接効果 (Albrecht 効果)、あるいは雲寿命効果と呼ばれている。これらエ

エアロゾルと雲が関係する振る舞いは雲-エアロゾル相互作用 (Aerosol-Cloud Interaction, 以後は ACI とする) と総称されている。

ACI に関する研究は多岐に亘るが、本稿では、CloudSat に搭載された 94 GHz 雲レーダ Cloud Profiling Radar (CPR, 以後 CloudSat レーダと呼ぶ)、Cloud- Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) に搭載された 532 nm と 1064 nm の 2 波長ライダ Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP, 以後 CALIPSO ライダと呼ぶ) といった衛星搭載の能動型センサ、あるいは能動型センサと受動型センサの併用による ACI の研究事例の一部を紹介する。受動型センサとしては、可視域~赤外域の放射計 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) やマイクロ波放射計 Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) が使われている。

直接観測ではないリモートセンシングは、物理量の推定のためにアルゴリズムを通すためリトリバル誤差を含み、検出限界も存在する。また人工衛星は広域を対象に定常的・反復的に観測でき、全球規模観測が可能な唯一のプラットフォームである。2000 年代初頭より、主に受動型センサを用いて ACI を調べる研究が進展してきた (e.g., Nakajima et al. 2001⁴⁾, Bréon et al. 2002⁵⁾)。一般に太陽光等の自然起源の電磁波を利用する受動型センサは雲とエアロゾルの鉛直分布の特性を把握することが原理的に困難であるが、能動型センサの登場により、この問題を解決する端緒が開かれた。しかし能動型センサは雲やエアロゾルの鉛直方向の情報を観測できるが、シグナルの減衰やグラウンドクラッターの影響を受ける。また受動型センサと違って観測幅も狭い。CloudSat は比較的厚い雲層や多層雲を検出できるが、CALIOP は強い減衰のためにできない。逆に CloudSat は光学的に薄い雲は見落としがちであるが、CALIOP は上層の薄い巻雲を感知できる。2006 年に A-Train 衛星群を構成する CloudSat や CALIPSO が打ち上げられ、Aqua に搭載された MODIS データを併用したシナジー解析が広く行われてきた。以下では具体的な研究事例を報告する。

2. 能動型センサを使った ACI の研究事例

2.1 地域規模または全球規模での雲の振る舞い

Kubar et al. (2009)⁶⁾ は、CloudSat の打ち上げから程ない時期に CloudSat レーダのデータを用いて水雲の降水動態について報告した。熱帯と亜熱帯海上をいくつかの領域に分け、レーダ反射率の最大値を横軸に、雲物理量を縦軸にプロットしたところ、全ての領域でレーダ反射率の最大値が増えるとともに雲頂高度、雲粒径、雲水総量は増加し、雲粒数密度は減少していた (Fig. 1)。レーダ反射率が高くなるとともに一般に降水量は多くなるため、総合的な結果と言える。またメキシコ湾岸やアジア沿岸などエアロゾル量が多いと思われる領域では、他の清澄な領域よりも雲粒径は小さいが雲粒数密度が大きく、Twomey 効果を反映していた。また雲水総量は大きくなっており、Albrecht 効果を支持する結果となった。

Nakajima et al. (2010)⁷⁾ や Suzuki et al. (2010)⁸⁾ は、CloudSat レーダと MODIS から推定された雲の光学的厚さと雲粒径を用いて、Contoured Frequency by Optical Depth Diagram (CFODD) と呼ばれるダイアグラムを提案した。CFODD では、横軸にレーダ反射率、縦軸に雲底から測った光学的厚さを取り、観測値の頻度をプロットする。雲底からの光学的厚さの見積もりには、MODIS からの全層の光学的厚さと雲の断熱凝結成長モデルを用いる。このダイアグラムを、雲粒径の大きさごとに分類したものが Fig. 2 である (各パネル上部の R21 は、MODIS の 2.1 μm チャンネルのデータから推定された雲粒径であることを意味する)。この図から、粒径が小さい場合の非降水雲のレジームから、粒径が大きい場合の降水雲のレジームへ、滑らかに遷移していることがわかる。つまり高頻度の領域が光学的厚さとレーダ反射率の小さい領域から、光学的厚さとレーダ反射率の大きい領域に移る雲の成長段階を抽出していることがわかる。またこの CFODD の頻度の傾きは降水粒子の捕捉効率に関する情報を含んでおり⁸⁾、降水形成過程への定量的洞察を得ることができる。加えて Takahashi et al. (2017)⁹⁾ は、海上雲の方が陸上雲よりもドリズル (100 μm のオーダーの霧粒) の頻度が高いことを CFODD によって図示した。その理由は上昇気流の強さの違いに伴う雲粒子成長過程への影響のためであると明らかにすることで、降水過程の海陸差へのより深い理解に貢献している。

Pan et al. (2018)¹⁰⁾ は、インドを中心とする南アジアを対象に CloudSat データから雲頂高度や雲底高度、雲水量や雲粒数密度、雲粒径、CALIPSO データから煙やダストといったエアロゾルの種別割合を求め、水雲の雲水総量、雲粒数密度、雲の反射率の変化をエアロゾル濃度の関数として評価した。その結果、エアロゾル濃度に対する各物理量の変化率は雲底が高くなるほど概して小さくなること、またこれはエアロゾルの

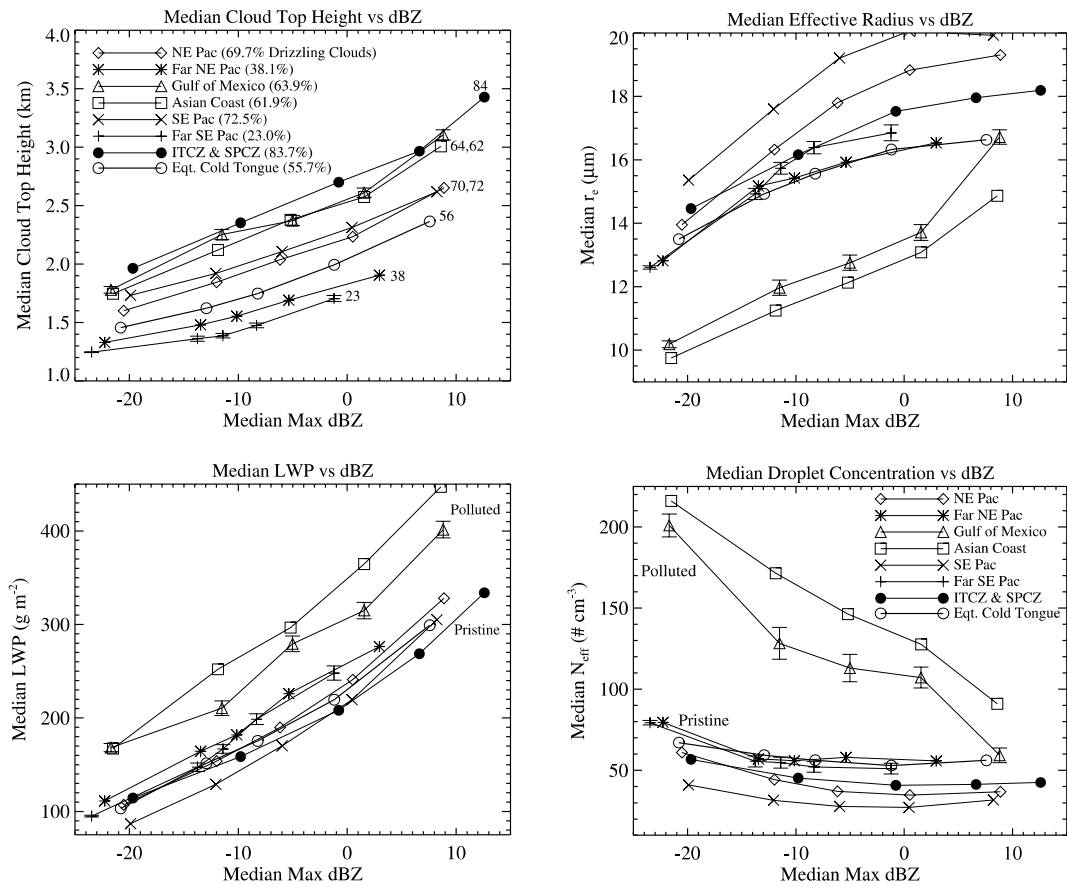


Fig. 1 (Upper-left) Median cloud-top height, (upper-right) median effective particle radius, (lower-left) median liquid water path and (lower-right) median droplet number concentration vs median maximum dBZ for each of the eight regions⁶⁾.

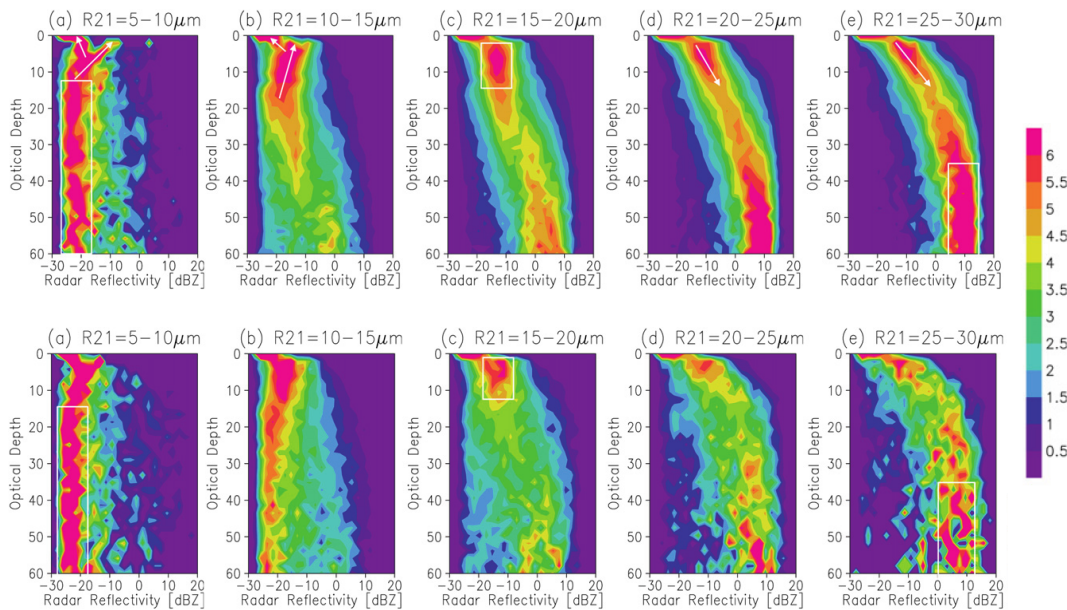


Fig. 2 CFODD over the global (upper panels) ocean and (lower panels) continent for the 2007 JJA season grouped according to the effective particle radius into (a) 5–10, (b) 10–15, (c) 15–20, (d) 20–25, and (e) 25–30 μm ⁸⁾. The unit of color shading is $\% \text{ dBZ}^{-1}$.

鉛直構造と鉛直風に関係していることを示した。さらにこれらの ACI は地域的・季節的に明確に変動しており、その原因を水蒸気量と吸収性エアロゾルの変動のためと結論づけている。

ACI 研究において、CCN 量の代替として(鉛直積算量である)エアロゾルの光学的厚さを使うことが広く行われている。しかし大気全層のエアロゾルの光学的厚さと CCN 量は、エアロゾルが多いところでは一般に正の相関を示す¹¹⁾が、海上のように清澄な環境では相関は弱い¹²⁾。そのため海上での ACI の動態を見積もる場合、エアロゾルの光学的厚さと雲特性を比較すると不確実性が生じる可能性がある。そこで Painemal et al. (2020)¹³⁾は MODIS から雲頂高度を決定し、その雲頂高度以下の高さでのエアロゾル消散係数の鉛直分布(CALIPSO から推定)を、MODIS から推定された雲粒数密度と比較した。その結果、エアロゾルの光学的厚さと比較した場合に比べて相関がより強くなったことを確認している。

2.2 雲タイプの分類

能動型センサからのシグナルを用いた雲タイプの新しい分類法も提案されている。Yuter and Houze (1995)¹⁴⁾は、横軸にレーダ反射率、縦軸に高度を取り、高度ごとのレーダ反射率の頻度を表現する Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD) を提案し、広く使われてきた。Chen et al. (2016)¹⁵⁾は、人為的な大気汚染が顕著な中国東部を対象に、CloudSat のレーダ反射率を用いて CFAD を作成した。エアロゾルで汚染された状況でのレーダ反射率は、背の低い積雲では低くなっているが、背の高い積雲や乱層雲、深い対流雲では高くなっていることがわかり、後述する雲の活性化(invigoration)との関連が示唆された。

他方、Ungraub et al. (2020)¹⁶⁾は CALIPSO, CloudSat, MODIS 等のデータを用いて、水雲を雲頂高度の不均質性から積雲状と層雲状の2つに分け、また3つの雲底高度を導入して計6つのタイプに区分した。この方法で得られた解析結果は、積雲状と層雲状の雲について、海上と陸上の間、異なる緯度の間の変化を滑らかに描き出している。

このように、受動型センサからは得られない雲内の鉛直方向の情報によって雲タイプの新しい分類や特性抽出が可能になっている。

2.3 Susceptibility

ACI を調べる過程で、「変わりやすさ、感受性」を表現する susceptibility という指標がしばしば導入されている。Twomey (1991)¹⁷⁾は、雲粒が1個増えた場合に雲のアルベドがどれほど変化するかを定量化する cloud susceptibility を提起した。この考えを基に、雲粒が1個増えた場合に降水量がどれほど変化するかを定義する Precipitation susceptibility が計算された¹⁸⁾。その結果、エアロゾルの変化に対して(1)雲水総量が少ない雲は最も敏感でなく、一般に降水はあまり起こらない。(2)雲水総量が中程度の雲はもっとも効果的に降水に影響する。(3)雲水総量が多い雲は感受性が下がり、豊富な雲水のため効率的に降水が発生する等が明らかになっている。しかし Precipitation Susceptibility の値は、計算時に使うデータセットによって不確実性があることが知られている。その定量化のために Bai et al. (2018)¹⁹⁾は CALIPSO や CloudSat, MODIS, AMSR-E などの複数の衛星センサのプロダクトを用いて、海洋性の水雲の Precipitation Susceptibility の差異に関して、雲水総量や大気安定度の度合い、ドリブル形成の観点などから詳細に議論している。

2.4 Invigoration と Buffered-system

Koren et al. (2005)²⁰⁾は、北部大西洋域の MODIS データを解析してエアロゾルの光学的厚さと対流雲の特性の相関を取り、エアロゾルが光学的に厚くなるに連れて雲頂気圧が低く(雲頂高度が高く)なることを見いだした。このメカニズムとして以下を述べている。エアロゾル量が多いために雲粒径が小さくなり、衝突併合が有効に作用しにくくなることで、大粒子の形成が遅くなる。そのため下降気流や暖かい雨の形成の遅れや抑制につながる。その結果、凝結の潜熱の解放もあって上昇気流が強くなり、その上昇気流によって雲頂高度は高くなる(invigoration)。強い上昇気流によってさらに持ち上げられた小さな粒子はより高い高度で凍り、その高度で発された潜熱により対流がより強められる。

その後 Rosenfeld et al. (2008)²¹⁾は、雲の寿命が長くなることで、対流性の雲では上層への水分の輸送が増加し、凍結に伴う潜熱の放出や上昇流が強まることで降水量が増えると提案した(熱力学的活性化)。しかし Fan et al. (2013)²²⁾は、熱力学的活性化のメカニズムは雲の生成段階では機能するかもしれないが、雲

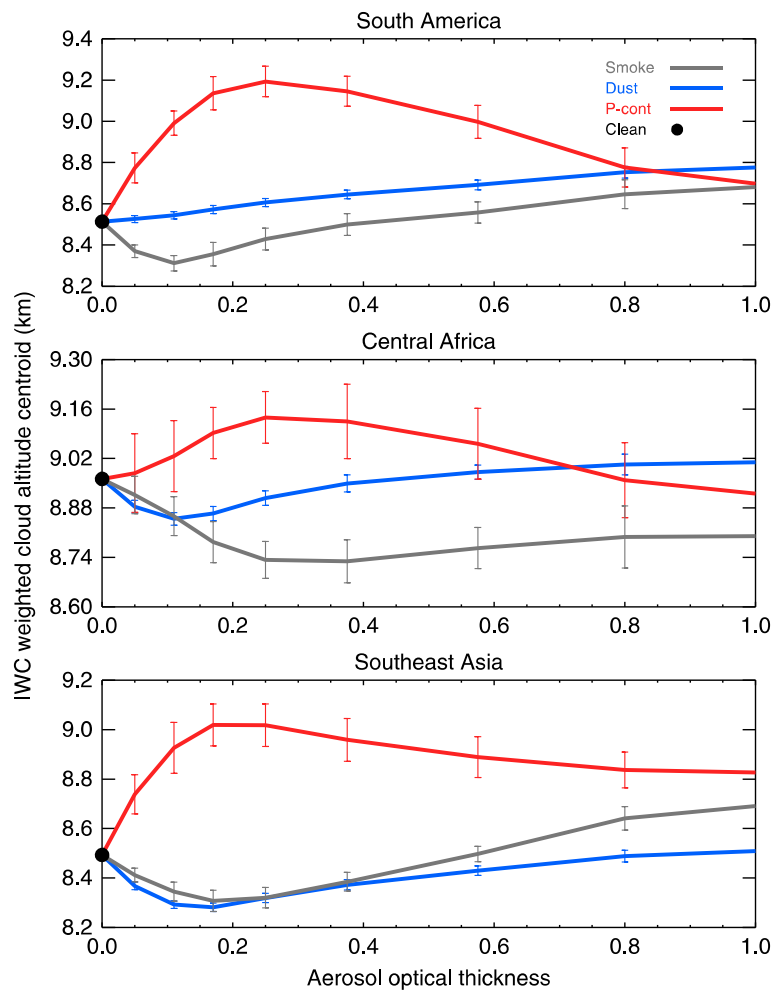


Fig. 3 Ice water content weighted altitude centroid of convective clouds for smoke aerosol (gray line), dust aerosol (blue line) and polluted continental aerosol (red line) as a function of aerosol optical thickness for South America (top panel), Central Africa (middle panel) and Southeast Asia (lower panel)²³⁾.

の成熟段階や消滅段階にて雲量や雲頂高度、雲の厚さを増やすのは微物理的活性化（より多くのより小さい雲粒の発生による）であると主張した。

さらに Jiang et al. (2018)²³⁾ は南アメリカ、中央アフリカ、東南アジアの背の高い対流雲を対象に CloudSat レーダと CALIPSO ライダデータを用いて、エアロゾル種別の光学的厚さの関数として、雲氷の質量の重みをつけた雲の高さを比較した。その結果、平均的には対流はスモークでは抑制され、汚染された大陸性エアロゾルでは活性化されること、ダストはどちらにはたらくかは場所に依存しており、エアロゾルの種類や量によって対流の抑制化か活性化が決まることがわかった (Fig. 3)。

Invigoration の過程としてこれまでに多くのプロセスが考えられているが、最近の進展としては、Douglas and L'Ecuyer (2021)²⁴⁾ が全球海洋上の積雲（雲水総量は 150 から 200 g/m² に限定）を対象に CloudSat レーダから得られた潜熱プロファイルの情報などを用いて、不安定な汚染された環境では降水性の積雲は降水形成や雲頂でのエントレインメント（周囲の空気を取り込み）の割合が著しく高くなることを示している。Invigoration については、若干古いのが Altaratz et al. (2014)²⁵⁾ が包括的なレビュー論文となっており、興味のある読者は参照されたい。

また Stevens and Feingold (2009)²⁶⁾ は buffered-system という概念を提唱した。ACI の諸過程は線形のような単調な変化を示さず、系を安定させる負のフィードバックをもたらす。そのため系全体の変化としては緩

衝されて小さくなるので、評価するのが非常に難しい。Invigoration も buffered-system において生じており、この buffered-system という考え方は、提唱されてからこの 10 数年ほど、雲のフィードバックを検討する際の重要なコンセプトになっている。

2.5 エアロゾル量と雲相の関係

エアロゾルは、その化学成分などによって雲粒の核になる能力が異なっている。例えば硫酸塩や硝酸塩などは CCN となって雲粒（液体）を生成するが、ダストやバイオエアロゾルなどは氷晶核（Ice Nuclei; IN）となって氷晶（固体）を形成する。これまで CCN については詳しく調べられてきたが、IN に関しては未知の部分が多い²⁷⁾。一方、雲相（水滴か氷晶か）は雲の放射特性に大きく影響し²⁸⁾、降水過程にとっても貴重な情報のため、雲相の正確な把握は地球の放射収支を詳しく調べるために不可欠である。

ダストは以前から有効な氷晶核として知られており²⁹⁾、ダストの量と氷雲の割合についてこの 10 年ほど衛星データを用いて調べられている。Choi et al. (2010)³⁰⁾は、アジア、南米、北米、ヨーロッパ、アフリカ、南極域ごとに CALIOP データから推定された過冷却雲の割合を温度に対してプロットした (Fig. 4)。その結果、同じ温度であっても、過冷却雲の割合はアジアや南アメリカでは低く、南極域では高かった。例えば -25°C ではアジアでは 20% ほどであるが、南極域では約 50% もあった。このことはダストなどエアロゾルが多い領域では氷晶が形成される可能性が高いことを示唆している。

Tan et al. (2014)³¹⁾は relative aerosol frequency という指標を用いて Choi et al. (2010)³⁰⁾と同様な解析を行い、エアロゾルの発生頻度が高い場合は氷雲の割合が高いことを示した。その後 Kawamoto et al. (2020)³²⁾は、relative aerosol frequency のような相対的指標ではなく、ダストの消散係数という物理量を用いて気温ご

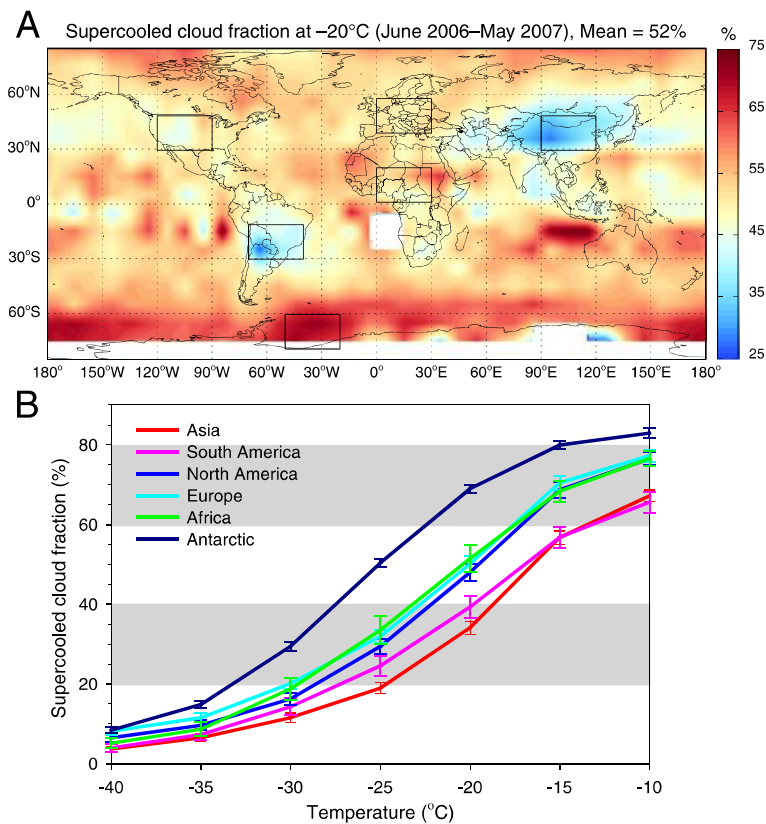


Fig. 4 (A) Annual mean (June 2006–May 2007) supercooled cloud fraction at -20°C isotherm³⁰⁾. (B) Annual mean supercooled cloud fraction with respect to temperature over the selected regions in (A): Asia, South America, North America, Europe, Africa, and the Antarctic³⁰⁾. The error bar corresponds to a standard error of 3.

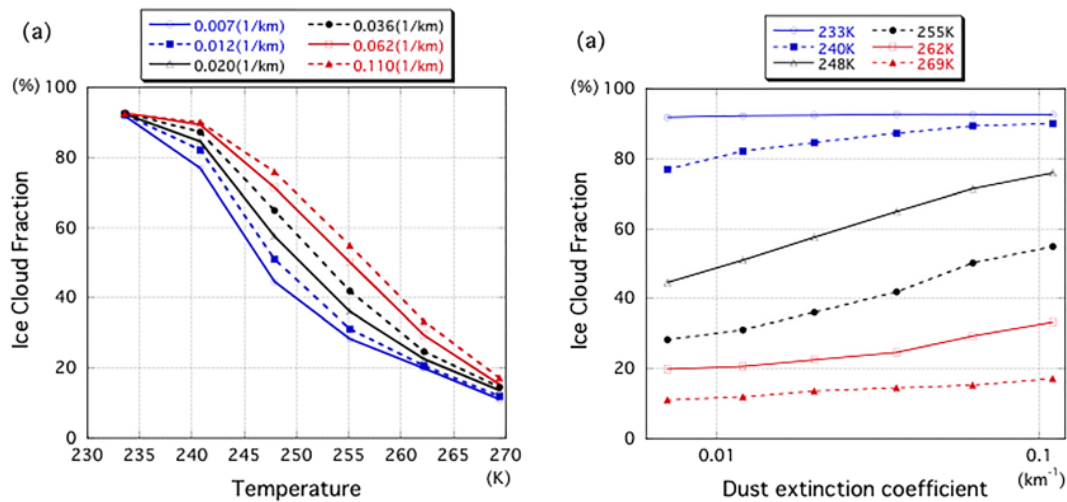


Fig. 5 Relationships between (left) ice cloud fraction and temperature with six dust extinction coefficient bins, and between (right) ice cloud fraction and dust extinction coefficient with six temperature bins³²⁾.

とに氷晶割合を示した。その結果、同じ温度帯でもダストの消散係数が高い方が氷晶割合が高いこと、この傾向は均一核形成をもたらす 235 K 付近と氷の融点である 273 K の中間くらいの 250 K 程度で最も顕著であることがわかった (Fig. 5)。これらの雲相研究では、CALIPSO ライダのデータが不可欠となっている。

3. おわりに

本稿ではこれまで CloudSat レーダ、CALIPSO ライダを中心とした衛星搭載能動型センサによる ACI 研究の事例について紹介してきた。この 10 数年は、衛星データプロダクトの整備も進んでおり、例えば CloudSat データプロダクトは、ホームページに多くの物理量がダウンロードしやすい形式にまとめられている。このことで解析を進める際の利便性が高まり、衛星データを使ったことがなかった研究者や学生も使い始め、ユーザの裾野が広がっている。

また今後の The Earth, Clouds, Aerosols and Radiation Explore (EarthCARE)³³⁾ 搭載センサを使った解析のために、JAXA によって A-Train のセンサを使ったプロダクトが「EarthCARE 研究 A-Train プロダクトモニタ」(https://www.eorc.jaxa.jp/EARTHCARE/research_product/ecare_monitor.html) として公開されている。各種の雲・エアロゾルプロダクトが使いやすい形で集約されており、ユーザにとって利点大きい。Kawamoto et al. (2020)³²⁾ はこのプロダクトモニタからデータを収集した。

一方、ACI は関連するプロセスが非常に多く、雲とエアロゾルの微物理特性のみでなく、力学・熱力学また雲の組織化にも関係する極めて複雑な系である。そのため、観測のみから ACI を解明することは不可能であり、実験や数値モデルを使ったアプローチを併用することも強く求められる。

また 2023 年度に打ち上げ予定の EarthCARE³³⁾ には、95 GHz の雲レーダ、高スペクトル分解ライダ、可視～赤外域での多波長イメージャ、広域放射計が搭載されており、特に雲レーダはドップラー速度を計測できるため、雲層内の鉛直速度を得るという大きな利点を持っている。このような機能とともに水雲よりも諸過程が複雑である混合相雲や氷雲³⁴⁾ を含めて、ACI の理解をさらに深化させていく必要がある。さらに 2018 年の全米科学アカデミーによる地球観測に関する Decadal Survey の提言を受け、エアロゾルに関する諸過程や直接・間接効果、雲のフィードバックや対流雲、降水過程の重要性を認識し、NASA は衛星観測ミッション ACCP (Aerosol and Cloud, Convection and Precipitation)³⁵⁾ を開始した。搭載測器として、能動型センサに加えて放射計や分光計などの測器の組み合わせが検討されている。これまでの衛星観測の成果を引き継ぎ形で 2020 年代末の打ち上げが予定されており、2030 年代のエアロゾル・雲・降水研究をリードする衛星ミッションの 1 つとなるであろう。

引用文献

- 1) IPCC, Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 (2021).
- 2) S. Twomey, "Influence of pollution on shortwave albedo of clouds", *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149–1152 (1977).
- 3) B. A. Albrecht, "Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness", *Science*, **245**, 1227–1230 (1989).
- 4) T. Nakajima, A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner, "A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters", *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1171–1174 (2001).
- 5) F.-M. Bréon, D. Tanré, and S. Generoso, "Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite", *Science*, **295**, 834–838 (2002).
- 6) T. L. Kubar, D. L. Hartmann, and R. Wood, "Understanding the importance of microphysics and macrophysics for warm rain in marine low clouds. Part I: Satellite observations", *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2953–2972 (2009).
- 7) T. Y. Nakajima, K. Suzuki, and G. L. Stephens, "Droplet growth in warm water clouds observed by the A-Train. Part II: A multi-sensor view", *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1897–1907 (2010).
- 8) K. Suzuki, T. Y. Nakajima, and G. L. Stephens, "Particle growth and drop collection efficiency of warm clouds as inferred from joint CloudSat and MODIS observations", *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3019–3032 (2010).
- 9) H. Takahashi, K. Suzuki, and G. Stephens, "Land-ocean differences in the warm-rain formation process in satellite and ground-based observations and model simulations", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **143**, 1804–1815 (2017).
- 10) Z. Pan, F. Mao, W. Wang, T. Logan, and J. Hong, "Examining intrinsic aerosol-cloud interactions in South Asia through multiple satellite observations", *J. Geophys. Res.*, **123** (11), 210–11, 224 (2018).
- 11) M. O. Andreae, "Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions", *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 543–556 (2009).
- 12) P. Stier, "Limitations of passive remote sensing to constrain global cloud condensation nuclei", *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 6595–6607 (2016).
- 13) D. Painemal, F.-L. Chang, R. Ferrare, S. Burton, Z. Li, W. L. Smith Jr., P. Minnis, Y. Feng, and M. Clayton, "Reducing uncertainties in satellite estimates of aerosol-cloud interactions over the subtropical ocean by integrating vertically resolved aerosol observations", *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 7167–7177 (2020).
- 14) S. E. Yuter and R. A. Houze Jr., "Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity", *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941–1963 (1995).
- 15) T. Chen, J. Guo, Z. Li, C. Zhao, H. Liu, M. Cribb, F. Wang, and J. He, "A CloudSat perspective on the cloud climatology and its association with aerosol perturbation in the vertical over East China", *J. Atmos. Sci.*, **73**, 3599–3616 (2016).
- 16) C. Unglaub, K. Block, J. Mülmenstädt, O. Sourdeval, and J. Quaas, "A new classification of satellite-derived liquid water cloud regimes at cloud scale", *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 2407–2418 (2020).
- 17) S. Twomey, "Aerosols, clouds and radiation," *Atmos. Environ., Part A*, **25**, 2435–2442 (1991).
- 18) A. Sorooshian, G. Feingold, M. D. Lebsock, H. Jiang, and G. L. Stephens, "On the precipitation susceptibility of clouds to aerosol perturbations", *Geophys. Res. Lett.*, **36** (13), L13803 (2009).
- 19) H. Bai, C. Gong, M. Wang, Z. Zhang, and T. L'Ecuyer, "Estimating precipitation susceptibility in warm marine clouds using multi-sensor aerosol and cloud products from A-Train satellites", *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 1763–1783 (2018).
- 20) I. Koren, Y. J. Kaufman, D. Rosenfeld, L. A. Remer, and Y. Rudich, "Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds", *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14828 (2005).
- 21) D. Rosenfeld, U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, "Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?", *Science*, **321**, 1309–1313 (2008).
- 22) J. Fan, L. R. Leung, D. Rosenfeld, Q. Chen, Z. Li, J. Zhang, and H. Yan, "Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds", *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, E4581–E4590 (2013).
- 23) J. H. Jiang, H. Su, L. Huang, Y. Wang, S. Massie, B. Zhao, A. Omar, and Z. Wang, "Contrasting effects on deep convective clouds by different types of aerosols", *Nat. Commun.*, **9**, 3874 (2018).
- 24) A. Douglas and T. L'Ecuyer, "Global evidence of aerosol-induced invigoration in marine cumulus clouds", *Atmos. Chem. Phys.*, **21**, 15103–15114 (2021).
- 25) O. Altaratz, I. Koren, L. Remer, and E. Hirsch, "Cloud invigoration by aerosols – Coupling between microphysics and dynamics", *Atmos. Res.*, **140**, 38–60 (2014).
- 26) B. Stevens and G. Feingold, "Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system", *Nature*, **461**, 607–613 (2009).

- 27) Z. A. Kanji, L. A. Ladino, H. Wex, Y. Boose, M. Burkert-Kohn, D. J. Cziczco, and M. Krämer, "Overview of Ice Nucleating Particles," *Meteor. Monogr.*, **58**, pp. 33, (2017).
- 28) Q. Fu and K. N. Liou, "Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds," *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008–2025 (1993).
- 29) K. Isono, M. Komabayashi, and A. Ono, "The nature and the origin of ice nuclei in the atmosphere," *J. Meteor. Soc. Japan*, **37** (6), 211–233 (1959).
- 30) Y.-S. Choi, R. S. Lindzen, C.-H. Ho, and J. Kim, "Space observations of cold-cloud phase change," *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **107** (25), 11211–11216 (2010).
- 31) I. Tan, I. T. Storelvmo, and Y.-S. Choi, "Spaceborne lidar observations of the ice-nucleating potential of dust, polluted dust, and smoke aerosols in mixed-phase clouds," *J. Geophys. Res.*, **119**, 6653–6665 (2014).
- 32) K. Kawamoto, A. Yamauchi, K. Suzuki, H. Okamoto, and J. Li, "Effect of dust load on the cloud top ice-water partitioning over northern middle to high latitudes with CALIPSO products," *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL088030 (2020).
- 33) A. J. Illingworth, H. W. Barker, A. Beljaars, M. Ceccaldi, H. Chepfer, N. Clerbaux, J. Cole, J. Delanoe, C. Domenech, D. P. Donovan, et al., "The EarthCARE Satellite: The Next Step Forward in Global Measurements of Clouds, Aerosols, Precipitation, and Radiation," *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1311–1332 (2015).
- 34) U. Lohmann, "Anthropogenic aerosol influences on mixed-phase clouds," *Curr Clim Chang Rep.*, **3**, 32–44 (2017).
- 35) NASA, "Aerosol and Cloud, Convection and Precipitation (ACCP)," (Accessed 2023.1.25)

河本和明

1993年立教大学理学部卒, 1999年東京大学大学院理学系研究科より博士(理学)取得。バージニア工科大学リサーチサイエンティスト(NASA ラングレー研究センター博士研究員), 総合地球環境学研究所助手, 長崎大学准教授を経て2013年より長崎大学教授。専門は衛星データを用いた雲特性の推定, エアロゾル-雲相互作用の解析的研究。