

能動型地球観測センサーによる雲・エアロゾル特性に関する研究

—2011年度日本気象学会賞受賞記念講演—

岡 本 創*

1. はじめに

このたびは、日本気象学会賞という荣誉ある賞をいただき、大変光栄に存じます。表題にある能動型センサーというのは、自ら発する電磁波を利用する測器を意味します。例えば降水の観測に用いられる TRMM 衛星搭載の周波数13.8 GHz等の降雨レーダーも含まれますが、ここでは受賞の対象となった94 GHz帯(波長3.16 mm)の雲レーダーと、可視(532 nm)や近赤外波長(1064 nm)のライダーに話を限定することにします。

一般に雲粒子のレーダーに対する散乱特性と、ライダーに対するものは大きく異なります。雲レーダーの波長に対しては粒子のサイズが小さく、ライダーの波長に対しては粒子サイズが大きくなり、散乱メカニズムの違いから、同じ粒子に対してレーダーとライダーの波長では単散乱や多重散乱の特性に、大きな違いが表れます。これらの能動型センサーから得られるデータから雲やエアロゾルの性質を推定することは、一種の逆問題と考えることができ、様々な数学的なアプローチがとり得るでしょう。またレーダーやライダーそれぞれの波長に応じて適切な散乱特性の理論的取り扱いが必要になります。これは散乱問題と呼ばれ、今も活発に研究されています。この二つの問題の解決と、それらの能動型センサーの解析への応用は、私の主要な研究テーマの一つでした。これらについて中心に書いていこうと思います。

また能動型センサーのデータは非常に有益で、気候

モデルの詳細な検証も様々なレベルで可能になりました。能動型センサーによる観測結果と数値モデルの比較検証をどのように行うかというのは、基礎的な研究テーマと言えると思います。特に人工衛星に搭載された能動型センサーが全球を網羅するようになってからは、広い関心を呼んでいると思います。それらの取り組みについても触れておこうと思います。

第2章ではまず能動型センサーの簡単な歴史を紹介します。第3章からは個人的な研究の関わりを振り返ろうと思います。修士課程で非球形粒子の光散乱の研究からスタートし、博士課程に入ってドイツに留学したのを機に対象を氷粒子の後方散乱の研究に絞りました。まず雲レーダーを用いた氷粒子の理論計算から始め、ライダーの解析に関しては、雲レーダーを利用できるようになってから開始しました。これらのセンサーを使用した地上での雲とエアロゾル観測、次に船舶に搭載した広範囲に渡る海上での観測、そして能動型センサーを搭載したCloudSatやCALIPSO(Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)衛星を用いた雲とエアロゾルの研究を行ってきました。本稿でも、この順で解説していきたいと思います。最後は、現在開発が進行中のEarthCARE衛星についても触れたいと思います。その当時の状況との関わりの中で私自身が当時考えていたことは論文等でも書く機会がないので、この機会に研究成果と関連づけて述べていきたいと思います。

2. 雲レーダーとライダーの歴史

まず最初に能動型測器の歴史を簡単に紹介しておきたいと思います。受動型センサーは水平方向の情報は得意としますが、視線方向に積算されたエネルギーを受信するため、原理的に深さ方向に関する情報を高精度で得ることが難しいという問題があります。能動型

* 九州大学応用力学研究所。

okamoto@riam.kyushu-u.ac.jp

—2013年11月7日受領—

—2014年1月14日受理—

センサーではこのような問題がある程度克服されています。94 GHz 帯のレーダーは、1987年にマイアミ大学の Lhermitte によって初めて開発されました (Lhermitte 1987)。この論文では雲のレーダー反射因子だけでなく、ドップラー速度の観測結果も掲載されていました。これまでの、より長い波長の降雨レーダーでは降水粒子より小さい雲粒子を十分に検知することができなかったのですが、94 GHz 帯のレーダーでは、それが可能になったわけです。さらに比較的小型に作ることでできたため、衛星搭載が可能ではないかということで大きな反響がありました。これを機に、アメリカ以外の研究機関、例えばイギリスの Reading 大学、ドイツの GKSS 研究所 (GKSS Research Centre)、通信総合研究所 (現情報通信研究機構) でも、雲レーダーの配備が計画・実現されました。ちなみに Lhermitte はこの雲レーダーを用いた衛星計画を最初に提案したとのこと。衛星計画の方は、結局2006年4月にコロラド州立大学にいた Stephens がリーダーとなり CloudSat 衛星が打ち上げられ、初の宇宙からの雲レーダー観測実現へと実を結ぶこととなります (Stephens *et al.* 2008)。

ライダーの歴史は Fiocco and Smullin (1963) によって高度80 km から130 km の超高層において夜光雲や惑星間塵を観測したことに始まりました。その後対流圏の雲やエアロゾルの地上観測に用いられてきましたが、1994年9月には波長355 nm, 532 nm そして1064 nm の3波長のミーライダーをスペースシャトルに搭載した宇宙からの雲とエアロゾルの観測が実施されました (Winker *et al.* 1996)。これは9月9日から20日までの短い期間でしたが、非常に薄い巻雲にも衛星搭載ライダーが感度を持つことを実証しています (Winker and Trepte 1998)。2003年には、NASA より ICESAT 衛星に Geoscience laser altimeter system (GLAS) ライダーを搭載し、初の雲とエアロゾルの全球観測が開始されました (Spinhirne *et al.* 2005)、そして2006年には、波長532 nm と1064 nm の2波長のライダーを搭載し、衛星では初の532 nm での偏光の取得も可能にした CALIPSO 衛星が、CloudSat と同じ軌道上に打ち上げられました (Winker *et al.* 2007)。

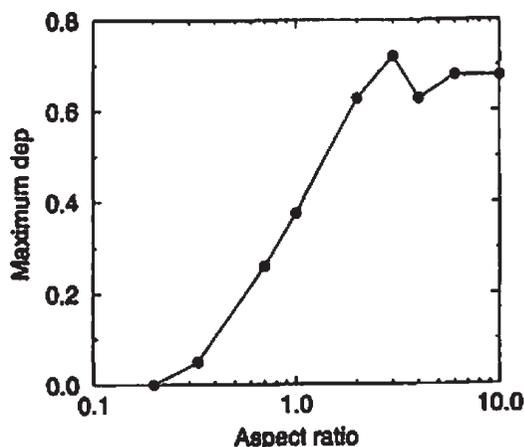
3. ドイツ GKSS での94 GHz 雲レーダー研究

雲やエアロゾルのリモートセンシングの研究を行う前から、非球形散乱問題に取り組んでいました。神戸

大学大学院の修士課程に入学し、恩師である向井 正さん (神戸大名誉教授) より与えられたテーマが、彗星からの塵の光散乱の理論的解析でした。これが非球形散乱の問題に取り組むきっかけとなりました。Discrete Dipole Approximation (DDA: 離散的双極子近似法) という、非球形粒子の散乱理論があります。これはハーバード大学の Purcell and Pennypacker (1973) によって非球形粒子である星間塵の光散乱を計算する目的で考案されました。ちなみに Purcell は1952年に核磁気共鳴でノーベル物理学賞を受賞し、またパークレー物理学コース電磁気学の著者 (Purcell 1989) としても有名な研究者です。その後、プリンストン大学の Draine らによって DDA 法は拡張・発展されました (Draine 1988)。DDA 法は任意な形状を取り扱うことが可能で、また不均質な物質への適用性の高さから、幅広い分野で利用されています。この手法では粒子は波長より小さい多数の微小体積要素に分割され、それらはさらに微小体積要素の中心に置かれた点状の電気的双極子の集合体で置き換えられます。粒子の物性を反映する電気的双極子の分極率は、クラウドス-モソッティの関係式やそれを改良したものを使用します。いったん分極率を決めると、すべての双極子間の電磁氣的相互作用を考慮し、各双極子モーメントを自己無撞着的 (self-consistent set of dipole moments) に求めることとなります。そして最後に全ての双極子の作る電場を重ね合わせることで、粒子全体の散乱特性が求まります。DDA 法では微小体積要素は、波長より小さくないといけないのですが、各微小体積要素の位置による位相差を考慮することで、粒子全体の大きさは波長と同程度か、それより大きくても良いこととなります。修士課程では、フラクタル形状の放射特性を求める際に、DDA 法を適用しました (Okamoto *et al.* 1994)。分極率の決め方には形状依存性の問題があり、理論的には発展の可能性が大きく、多くの提案がなされています (Draine and Goodman 1993)。多数の球形粒子で構成される凝集体用の散乱計算に最適と考えられる分極率の改良 (a1-term 法) を提案し (Okamoto 1995)、その理論の凝集体の完全解による検証を行いました (Okamoto and Xu 1998)。

転機となったのは、修士2年時にドイツ GKSS 研究所の Raschke さん (ハンブルグ大学名誉教授) が神戸大に滞在されたことでした。Raschke さんはアメリカの地球観測衛星 Nimbus II を使って、地球の

アルベド分布を初めて求めました (Raschke and Bandeen 1970). 来日された1992年当時、彼のグループで巻雲の研究のために94 GHz 雲レーダーの導入を計画していました。そのため氷粒子の非球形散乱計算のできる人を探していたようで、ドイツに帰国された後留学の打診が来て、GKSS 研究所へ留学することになりました。この研究所は、ドイツハンブルグ郊外の Geesthacht という小さい町にあります。滞在は、修士課程を終え博士課程に入学後の1993年6月から翌年の10月まででした。すぐに94 GHz 雲レーダーに対する氷粒子の散乱問題に取り掛かりました。同僚に可視の Ray tracing の計算で有名な Macke さん (現ライプニッツ対流圏研究所 Leibniz-Institute for Tropospheric Research 所長) がおり、散乱問題を良く一緒に議論しました。雲レーダー用の計算には、波長は長いので十分実用になると考え DDA 法を採用しました。DDA 法は、電気的雙極子の相互作用のみを扱って、それより高次の項や磁気雙極子以上の項は無視した近似理論です。当時 DDA 法の精度は、解析解の存在する球形粒子の場合に調べられただけでした。その他の形状、例えば六角柱形状の粒子等に対しては、理論の適用性を調べた研究はありませんでした。この問題に対しては、雙極子の個数を増やして解の収束性を確かめる手法を適用しました。氷粒子の空間上での配置と、そこに入射する電磁波の進行方向や電場の向きの関係を固定させ、様々な粒子サイズの計算をしました。サイズを連続的に変化させていくと、後方散乱断面積の大きさに局所的な極大や極小が存在します (これを共鳴領域と呼ぶことにします)。水平配向した板状粒子の場合、この共鳴領域の付近では DDA 法で収束解を得ることが困難な場合があるように見えることがわかりました。そのような特殊な場合を除けば、十分精度の良い解が得られるという結論を得ました。氷粒子の形状として六角柱ですが、様々な縦横比やサイズの粒子を考慮しました。その結果、同じ質量でも形状が異なれば、後方散乱の大きさも異なることがわかりました。また偏光解消度の粒子形状依存性も調べました。球形だと 0% であることは知られていましたが、非球形粒子では一般には粒子サイズとともに大きくなり、縦横比に大きく依存していました (Okamoto *et al.* 1995)。偏光解消度の形状依存性の性質は、浅野正二さん (東北大学元教授) らの回転楕円体の計算で20年前に指摘されていたことを、後に知りました (Asano and Yamamoto 1975)。なお、水



第1図 水平面に配向した氷粒子の縦横比と94 GHzの雲レーダーに対する偏光解消度の最大値の関係。縦横比の値が小さいものは板状氷粒子に、大きいものは針状氷粒子に対応する (Okamoto *et al.* 1995 より転載)。

平面に配向した板状氷粒子の偏光解消度は、入射する電磁波の進行方向に対する粒子の水平面内における対称性からほとんど0であることに散乱計算から気がつきました (第1図)。この知見は後にレーダーではなくライダー解析で大きく生かされることになりました。ドイツ留学時に得た結論としては、雲レーダーの反射因子や偏光解消度だけの情報では、氷粒子の微物理特性を詳しく知ることは困難であるということでした。

4. エアロゾル研究：モデル、衛星そしてライダーへ

ちょうどこのドイツ留学中に Raschke さんに連れられて測雲レーダーに関する GEWEX ワークショップに参加する機会に恵まれました。司会はコロラド州立大学の Stephens さんでした。日本からは東京大学気候システム研究センター中島映至さん (東京大学教授)、名古屋大学大気水圏研究所の藤吉康志さん (北海道大学教授)、通信総合研究所の岡本謙一さんが参加されました。その時の詳細については天気の記事 (中島ほか 1995) に報告されています。氷晶雲の全球規模の統計がないこと、それによって氷晶雲の気候影響に関する評価が困難なこと、それらを解決するものとしてミリ波レーダーが期待されていること等が議論されていたことがわかります。

留学中には雲レーダーは完成せず、観測データを扱ったのはその数年後になりました。帰国して神戸大学で博士号を取得した後、結局 GEWEX の会議がご縁となって、東京大学気候システム研究センターの中島さんのもつて日本学術振興会特別研究員-PD (博士学位取得者) として2年過ごしました。この期間は雲レーダーの研究は延期し、主に大気大循環モデル (AGCM) を基にしたエアロゾル輸送モデルの開発に取り組みました。故沼口 敦さん (当時東京大学助教授) に気候モデルについて教えてもらいながら、修士過程に入ったばかりの丸山祥宏さんと研究を開始し、その翌年には竹村俊彦さん (九州大学) も加わりました。衛星等のデータ解析は片桐秀一郎さんが支援してくれました。硫酸エアロゾル、炭素性エアロゾル、ダスト、海塩を考慮すること、まずダストから手がけることなどが決まりました。ダストを最初にした理由は、サイズ分布が大きく変化するので、サイズビンごとの輸送と、粒子の落下過程も詳細に扱う必要があることからでした。検証のため、エアロゾルの観測データを採るうちに、ライダーが鉛直分布を観測するのに非常に有力なセンサーであることを学びました (Sasano and Browell 1989)。当時、NOAA の AVHRR センサーを用いた、エアロゾルの季節変化の全球解析結果が、中島研の日暮明子さん (環境研) より出てきた所でした。これらのライダーから得られた高度情報や、衛星から得られた光学的厚さとその季節変化を再現することを大きな目標にしました (Higurashi and Nakajima 1999)。ダストの発生と輸送に取り組むことになりましたが、当時の AGCM の水平解像度が低かったこともあり、ライダー観測でわかっている高度 4 km 程度までサハラダストが上昇せず、その結果として水平方向にも衛星で観測されたように広がらないという問題に直面しました。発生量を増やすこと、雲による除去過程等、色々やってみましたがうまくいかず、結局「ダストの発生時に、温位の逆転層まで上昇させるパラメタリゼーションを導入する」という沼口さんのアイデアによって解決することができました (岡本ほか 2000)。エアロゾル輸送モデルは、その後竹村さんによって大きく発展され、SPRINTARS として広く使われるようになりました (Takemura *et al.* 2000)。モデルの中で考慮することにした硫酸エアロゾル、炭素性エアロゾル、ダスト、海塩という主要な4つのエアロゾルモデルと、その光学特性を含む物理的特徴を学んだことが、後のライ

ダーによってエアロゾルの物理特性抽出を行う際にも大きく役立ちました。この頃に、大気大循環モデル、ライダーというもう一つの能動型センサー、そして地球観測衛星の有効性を学んだと言えます。

5. 雲レーダー・ライダー地上同時観測

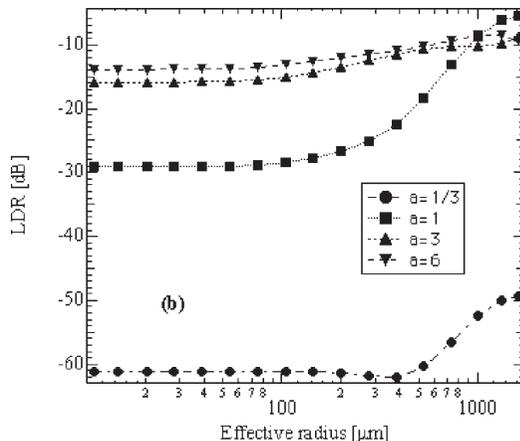
2年間のポストドクの後、当時郵政省の通信総合研究所 (現情報通信研究機構) 熊谷 博さんから雲レーダーが完成したことを伺い、研究官として就職することになりました。入所して最初の3ヶ月間は研修期間でしたが、小金井で TRMM の降雨レーダーに関わっていた古津年章さん (現島根大学特任教授) の研究室に配属されました。また隣には板部敏和さんのライダーの研究室がありました。幸運なことに入所してすぐに、通信総合研究所で、若手奨励という研究費が公募されている最中でした。以前より雲レーダーと組み合わせるのは同じ能動型センサーであるライダーが良いと考えていたため、レーダーとライダーの雲同時観測というテーマで応募し、認めていただきました。

研修が終了し熊谷さんが所長を務める通信総合研究所鹿島宇宙通信センター (現鹿島宇宙技術センター) に配属が決まり、そこで2年9ヶ月間過ごしました。板部研究室の安井元昭さんに、雲レーダーの設置場所である鹿嶋で運用するライダーの開発をお願いしました。常時観測用とするためライダー用のコンテナは、昭和飛行機工業に依頼しました。応募時にはこの同時観測から雲の粒子サイズがわかるはずという簡単な見積もりをやっただけで、具体的にどうするかはほとんどわかっていないという状態でした。当時は、雲レーダーとライダーの同時観測はどこでも実施されていないと思っていました。実際には、可視ではなく赤外 10.6 μm の波長のライダーと 35 GHz レーダーを組み合わせたアメリカの NOAA での研究があり (Intrieri *et al.* 1993)、また、ARM プログラムの観測サイトで雲レーダーとライダーの同時観測もこの頃には行われていたことをずっと後に知ることになりました。

雲レーダーの故障やライダーの完成に時間がかかり、なかなか本格的な観測には入れず、3年間のうちの前半は理論計算に専念して過ごしました。当時は雲に限らず非球形の散乱特性の研究といっても、計算資源が限られていたせいもあり、単独の粒子サイズの計算例しかない状況でした。雲レーダーの観測データを理論的に解釈するには、個々のサイズの後方散乱断面積では不十分で、それらを粒子サイズ分布の関数で積

分することが必要になります。まずドイツ時代の研究で気になっていた、共鳴付近での DDA の後方散乱の解の収束の問題に再度取り組みました。鹿嶋の所内にあった DEC のマシンを使用し、粒子が 3 次元空間か水平面にランダムに分布している状態を計算してみると、単一のサイズの粒子でも共鳴付近の解の収束問題はなくなることがわかりました。こうして、氷粒子の非球形性を考慮した DDA 法の計算から、精度の保証された後方散乱断面積をサイズ積分して得られる後方散乱係数を見積ることができ、ミリ波の観測と対応可能なものが初めてできました (Okamoto 2002)。その結果、レーダー反射因子は、有効半径が $100 \mu\text{m}$ 以下では形状による違いはあまりなく、それより大きくなるとだんだん違いが出て最大で 1 桁弱くらいの差があることがわかりました。同様に偏光解消度の常用対数を取り、さらに 10 倍して得られる Linear Depolarization Ratio (LDR) という量を求め、形状とサイズの依存性を定量的に解析しました。LDR はサイズ依存性は弱く、形状の把握には役立ちそうであること、水平面にランダムに配向している平板状の氷粒子の LDR は観測限界以下の小さい値であることを示しました (第 2 図)。

ライダーの解析にも、氷粒子の非球形性の影響を評価する必要があります。当時向井研究室の博士課程の学生であった岩崎紀紀さん (防衛大学講師) を鹿嶋で預かり、博士論文を指導することになりました。これには当時宇宙開発事業団 (現宇宙航空研究開発機構) の沖 理子さんより研究支援のサポートがあったことが関係しています。ライダーの波長では氷粒子の大きさが波長よりずっと大きいため、DDA 法では計算機のメモリと計算速度の問題から計算できません。そこで、幾何光学近似に基づくモンテカルロ法を利用する Ray tracing 法を使おうと考えておりました。しかし計算を進めてみると、この手法では氷粒子のライダー後方散乱の計算には使えない場合があることがわかりました。微分散乱断面積はその定義から、立体角を小さくすると、その分だけ入ってくる散乱波の大きさが小さくなる必要があります。水平面に完全に配向した板状氷粒子の場合、Ray tracing 法を適用してみるとこれが成り立っていませんでした。この手法には、回折の効果が正しく取り扱われていなかったことが、その理由でした。Ray tracing 法をとりあえずあきらめ、Born and Wolf の教科書 (1999) を勉強して約 1 年後に、ようやくライダー解析に使えるような理論と



第 2 図 94 GHz 雲レーダーに対する水平面に配向した氷粒子の有効半径と、サイズ平均化された直線偏光解消度の関係 (Okamoto 2002 より転載)。

してキルヒホッフ近似法を見つけました。この理論を使うと、粒子の大きさが波長に比べて十分大きい場合で、かつ形状が直方体の場合には、後方散乱断面積の厳密な解を得ることが可能であることがわかりました (Iwasaki and Okamoto 2001)。実際に計算してみると、水平面に配向した板状氷粒子は、同質量の球形氷粒子に比べると数桁大きい後方散乱強度を示すことがわかり驚きました。実際のライダー観測においても、スキャン型のものを使用した場合、真上を向いている時に後方散乱強度が一桁以上大きくなる鏡面反射と呼ばれる現象が昔から知られていますが (Platt 1978)、これを理論的に示すことができたと考えています。

レーダーは熊谷さん、井口俊夫さん、黒岩 博さん、堀江宏昭さんらの、ライダーは安井さんと岩崎さんらの多大なる協力のおかげもあって、2000年に入ってから鹿嶋で国内で初めてのミリ波レーダーとライダーの同時観測を行うことができました。雲レーダーとライダーの立ち上げは、それぞれ私と岩崎さんと毎朝行い、夕方 6 時頃までやってそこで機器の撤収、その後夜にその日のデータの解析を行うという日々でした。このあたりでようやく、同じ雲を雲レーダーとライダーで観測するとどう見えるのかが感覚的にわかり始めました。雲レーダーに対しては通常の氷粒子サイズは波長より小さいため、レイリー散乱が成り立つと仮定すると、氷水量が一定の仮定のもとレーダー反射因子はサイズの 3 乗に比例します。一方ライダーでは

粒子サイズが波長より大きく、水平面に配向する平板状の水粒子を除けば、氷水量が一定の条件下ではライダー後方散乱係数はサイズに反比例します。この散乱メカニズムの波長による違いがあるため、雲レーダーとライダーを組み合わせると粒子サイズや氷水量を導出することが可能になると考えました。解析にはライダーの減衰補正をどう行うかということが、正しい雲微物理量抽出の鍵となります。従来広く使われているライダー方程式は、ライダーの減衰を正確に考慮するのには不十分でした。従来の式には、対象とする層の前の層までの減衰の影響は考慮されていますが、その層内部の減衰が含まれていなかったのです。そこで、この効果を正確に表現したライダー方程式とレーダー方程式を導出し、離散化した型式でレーダー・ライダーアルゴリズムで使用することにしました。

1998年にレーダーとライダーの観測値から氷粒子の微物理量を抽出するアルゴリズムができ、観測データ解析をして初めて氷粒子の有効半径と氷水量の時間高度断面を描くことができました (Okamoto *et al.* 2000, 2003)。この時のデータを後から見てみると、ライダーで偏光解消度が小さく、後方散乱係数が大きくなっている箇所がありました。これは、まさに水平面に偏って配向した平板状の水粒子によって生じたものと考えられます。当時のアルゴリズムでは偏光解消度は使用しておらず、また参照テーブルの中でも板状水粒子は考慮していなかったため、これ以上の解析はしませんでした。これはずっと気になっていて、後のCALIPSO衛星データの解析で再びこの問題に取り組むことになりました。

文科省の国際ワークショップ開催に関する公募に応募し認められたので、2000年1月24-26日にかけて、つくば国際会議場でThe first International Workshop on Spaceborne Cloud Profiling Radar (第一回衛星搭載雲レーダー国際研究集会)を開催しました。この時ヨーロッパでも、レーダーとライダーの同時観測が行われていることを知りました。またCloudSat衛星を精力的に進めていたStephensさんに基調講演をお願いしましたが、CloudSatについての話の他に、レーダーやライダーを用いた雲解像モデルの検証について触れた部分がありました。これはとても印象に残っていて、自分でもこの方向でなにかやってみようと思いました。

6. 観測船「みらい」の雲レーダー・ライダー観測

この頃、東京大学の中島さんのCRESTのプロジェクトであるアジア域の広域大気汚染による大気粒子環境の変調 (Asian Atmospheric Particle Environmental Change Studies: APEX) が始まりました。ここで海洋研究開発機構の観測船「みらい」に、雲レーダーとライダーを同時搭載するということになりました。雲レーダーは通信総合研究所のSPIDERを、ライダーは国立環境研究所の杉本さんのグループの可視と近赤外の2波長偏光ライダーを搭載することになりました。その前から杉本さんのグループではライダーを「みらい」に搭載して観測していたのですが、今回はそれとは別のライダーを用意しました。これには従来の「みらい」に載せていたものよりも強力なレーザーを使用し、また時間的に高密度の連続運転を行うことにしました。熊谷さんと相談し、雲レーダーとライダーを「みらい」に乗せるコンテナの製作も合せて行いました。「みらい」との電源関係のかみ合わせの詳細はグローバルオーシャンディベロップメントに教えていただきました。この測器の組み合わせでの観測は、NASAを中心に提案されていたCloudSat衛星とCALIPSO衛星と同等なものとするのが主要な理由でした。

「みらい」による雲レーダーとライダーの海洋上での観測ができたのは、3年間いた通信総合研究所を離れ、東北大学大学院理学研究科大気海洋変動観測研究センターに移った後の2001年の5月でした。MR01-K02という日本近海の太平洋上の航海でした。ちょうどこの年の3月に神戸大向井研究室で博士号を取得したばかりの後輩の亀井秋秀さんをポスドクとして通信総合研究所の雲レーダーグループに呼ぶことができ、環境研の松井一郎さんとともに「みらい」に乗船してもらいました。この航海は2週間程だったのですが、幸いにもすべての機器が順調に動き全期間の観測ができました。

続いて9月から3ヶ月間MR01-K05という西部熱帯太平洋上の3ヶ月の航海が始まり、亀井さんと大野裕一さんの乗船によって予定していた全期間の雲レーダーとライダーのデータ取得ができました。これらの海上における雲とエアロゾルのデータは、CloudSat/CALIPSOの打ち上げより5年も前であったこともあり、非常に貴重なものとなりました。

船舶のような長期の能動型センサーのデータとなると自動化された処理が前提となる等、新たな開発要素

が数多くありました。まず雲レーダーとライダーのデータを、どれくらいの時間・鉛直の分解能で平均化するかの検討から始め、次に雲域をそれ以外の要素、エアロゾル、ノイズと区別するために雲マスクを完成させました (Okamoto *et al.* 2007)。雲域の検出の検証には、全天カメラのデータも利用しました。レーダー解析では、水蒸気によるレーダーの減衰の影響を見積もる必要があり、熱帯では特に減衰が大きくなりますが、その補正には海洋研究開発機構の米山邦夫さんの解析されたラジオゾンデのデータを利用させていただきました。

雲の鉛直構造について、いくつかの興味深い巨視的な特徴を明らかにすることができました。雲と降水を区別することはそれほど容易ではないのですが、地上から鉛直上向きのライダーによって雲底高度を特定することで、雲レーダーの信号のうち雲域と降水域を区別しました。このようなライダーの使い方は、地上のシステム特有のものです。

当時使用した雲レーダー-SPIDERの最低検出感度は高度5 kmで-43 dBZでした。それが、高度が10 kmになると-37 dBZにまで下がることになります。それでもCloudSatの最低検出感度である-30 dBZよりは高いので、降水がそれほど激しくなく降雨減衰が大きい状況なら、SPIDERの方が雲検出に優れています。ライダー観測では、下層に水雲が存在する状況だと地上ライダーではそこで信号が大きく減衰して、今度は衛星ライダーの方がより上層の雲検出に優れることになる場合もあります。

下層雲に注目してみると、いったんそれが発生すると、そのうち約半分の割合で霧雨が発生していることがわかりました。また雲が発生した場合、雲の多層構造の割合は、単層、2層、3層、4層の構造を持つものがそれぞれ、48、23、7、2%となっていました。この後に紹介する熱帯の航海の3ヶ月のデータでも同様のことを調べました。熱帯と中緯度では雲出現頻度の高度分布や各高度の雲量等は異なるのですが、この多重層の割合は、中緯度の結果とほとんど変わりませんでした。さらに印象深かったのは、レーダーとライダーで出した値が、ラジオゾンデから推定されていた全球平均値と、ほとんど変わらない結果を示していたことでした。

さて熱帯での観測結果は、中緯度とは大きく異なっており、対流が頻繁におきていました。また圏界面高度が低緯度で高いことを反映し、雲レーダーで高度15

km程度まで、ライダーでは18 km程度まで雲を捉えていました。雲出現頻度の最大値は高度約12 kmに存在しその値は約20%でした。

海上でのエアロゾルのライダーデータは、それ自体が貴重でした。ライダーからエアロゾルの微物理特性を求めようとする場合、消散係数と後方散乱係数の比で与えられるライダー比を鉛直方向に一定と仮定するのが通常のやり方でした。以前からこれに対して、可視と近赤外の情報を陽に取り扱うことで、もう少し踏み込んだ取り扱いができるのではないかと考えていました。東北大学の学生の西澤智明さん(国立環境研究所)の博士論文の研究指導を行うことになったのを機に、ライダー比を鉛直方向に一定であると仮定せず、鉛直方向にもエアロゾルの微物理特性の変化を許容するアルゴリズム開発を行いました (Nishizawa *et al.* 2007)。エアロゾル輸送モデルでも考えた4種類を取り扱いたかったのですが、ライダーの情報が足りず、小粒子と大きなサイズであるダストと海塩の3種類を考えました。それでも、この3種類のエアロゾルが同じグリッドで共存していても解析可能なアルゴリズムを作ることにしました。観測量は、可視と近赤外の後方散乱係数と偏光解消度の情報を使います。後方散乱係数の波長依存性は、粒子サイズに関係があり、偏光解消度はダストの有無に関係します。これらの性質から、3種類それぞれのエアロゾルの成分毎に消散係数等を抽出するわけです。

雲とエアロゾルの相互作用に関しても、解析を試みました。衛星と異なり地上のライダーでは、雲底下のエアロゾル特性がわかるという大きな特徴があります。水蒸気との対応は非常によく、雲底に向かって粒子の消散係数が大きくなっていくのをはっきりと捉えることができました。このエアロゾル特性をその上の雲の物理特性の情報と比較しようというのが最終的な目的だったのですが、これは水雲の微物理特性の抽出に課題が残っていて、まだ明確な成果を出すまでにはいたっていないという状況です。

雲域、エアロゾル微物理量、氷粒子の微物理特性の抽出アルゴリズム開発では、数ヶ月分のデータを一度に処理ができるようなものを目指しました。これは、衛星と地上の能動型センサー解析では、多くの面で共通しているので、当初より船舶用のアルゴリズムを将来の衛星解析へ転用することを考えていたこともあります。SPIDERの特徴として、CloudSatにないドップラー速度の観測が可能であることが挙げられます。

「みらい」の解析ではドップラー速度も使用した解析を行っています。「みらい」の雲レーダー・ライダー観測はその後にも続いており、2004年以降はSPIDERの代わりに、千葉大学の鷹野敏明さん（教授）の開発したFMCW型雲レーダーを用いて観測しています。こうして完全ではないですが、長期にわたってきちんと動く観測データ解析用アルゴリズムを開発した経験は、衛星データを全球解析する上でとても役に立ったと思います。

7. 大気大循環モデルによる雲再現結果の検証の試み

これらの「みらい」のレーダーとライダーのデータを用いて、大気大循環モデル（AGCM）において再現された雲とエアロゾルの鉛直分布の検証を行いました（Okamoto *et al.* 2007, 2008）。これは前述したように、2000年のつくばのワークショップの時からやりたかったことでもありました。ECMWFと雲レーダーとの比較がアメリカとイギリスでそれぞれこの前に発表されていましたが（Mace *et al.* 1998, Hogan *et al.* 2001）、レーダーとライダーの信号を同時に使ったものはありませんでした。我々の微物理特性抽出アルゴリズムでは、雲やエアロゾルの微物理量等とレーダーやライダーの観測量との間を経験式でつなぐことをせず、レーダーとライダーで共通の物理的モデルから積み上げて、散乱テーブルを作成し、それらを解析に用いています。AGCMの検証にも、雲レーダーとライダーの微物理量解析に用いているものと可能な限り同じものを利用することにしました。

我々がアルゴリズムの開発と検証を行う際、まずシミュレータを使って仮想の雲からレーダーやライダーの観測量をフォワードでシミュレーションし、それに対して解析アルゴリズムを適用し、微物理量の感度実験を行います。その時のシミュレータを原形にして、AGCMの出力結果に合うように改良しました。これは西澤さんと共同で開発しました。ここでは大気分子、雲、そしてエアロゾルからのレーダーとライダーの信号の再現がシミュレータの対象となります。またAGCMによる雲とエアロゾルの場の再現には、竹村さんの協力を得て、東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、海洋技術開発機構の開発した大気大循環モデルCCSR-NIES-FRCGC-AGCMに、SPRINTARSを組み込んだものを用いました。観測時の大気の場合としてはNCEP/NCARの再解析の

データから温度、圧力、水蒸気量を用いて6時間毎にモデルにナッジングしています。

まずMR01-K02の航海の中緯度のデータと同期したモデルの結果を比較しました。モデルの値としては、あらかじめこの期間に全球で計算された雲とエアロゾルに関する出力値を「みらい」の航路に沿って切り出したものを使用しました。観測とモデルの間で、最初に3次元の雲量、レーダー反射因子、減衰ライダー後方散乱係数の比較・検証を行いました。シミュレータの入力としてモデルの出力値で使用したのは、各グリッド内での水雲と氷雲の3次元の雲量、氷水量、雲水量、水雲の有効半径、4種類のエアロゾル（硫酸、炭素性、海塩、ダスト）の可視波長における消散係数です。雲量は大規模凝結によるものと対流性の雲によるものの寄与を考慮して、それぞれ3次元のものを見積もっています。観測では、実際は雲が存在しても（つまり雲量が0でなくても）、氷水量が小さいとレーダーやライダーの感度以下になり検出できない場合があります。このような状況をシミュレータの計算に取り入れることによって、もともと出力値である雲量より、感度を考慮したモデルの雲量は一般に小さいものとなります。

中緯度の比較では、雲全体のパターンはレーダー観測と再現されたものの中で、ある程度一致していました。しかし定量的には差があり、上層雲はモデルの過大評価、下層雲は逆に過小評価の傾向がはっきりと示されていました。レーダー反射因子の比較では、モデルによる値が観測より過小評価になっていました。つまり有効半径か氷水量の過小評価であることを示しています。より踏み込んだ結論を得るため、レーダー反射因子とライダー後方散乱係数の両方を観測とモデル間で比較することで微物理特性について言及する手法を作って適用を試みました。例えばこの二つの観測量が共にモデルで過大評価だった場合、減衰の影響を無視すると、氷水量の過大評価と言えます。これである程度は、モデルにおいて上層雲の有効半径の過小評価の傾向や下層雲の雲水量の過大評価の傾向などについて言及できました。

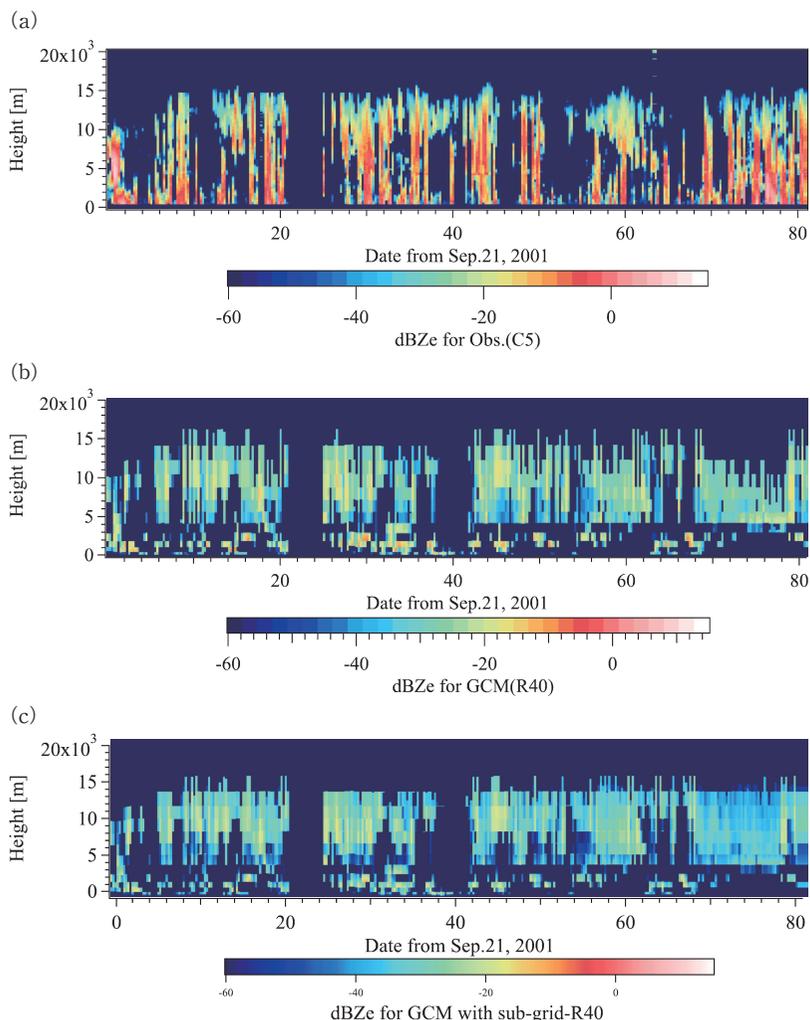
実際の減衰ライダー後方散乱係数の再現結果は、減衰がモデルで強すぎる結果となりました。問題になったのは3次元の雲量の取り扱いです。モデルの水平解像度はこの当時約100 kmのものを使用しており、鉛直方向の重なり具合（雲のオーバーラップ）をきちんと評価する必要があります。熱帯の航海でシミュレー

ションを行った所、観測とモデルで再現された雲レーダーの反射因子の比較では、双方とも高度15 km 程度まで雲域が存在していましたが（第3図 a,b）、ライダースの信号は観測と比較して下層での減衰が強すぎ、観測されたライダースの時間高度断面とはかなり異なる結果となっていました（第3図 d,e）。

そこで雲の鉛直方向での重なりを、より洗練された形で表現することにしました。鉛直方向の雲層の重なり具合の表現には、放射コードでも使用されているものと同様な、マキシムム-ランダムの重なり仮定を採用しました。ここでは Jakob and Klein (1999) が ISCCP と GCM の比較用に静止衛星の放射輝度を再現する際に用いた手法を、雲レーダーとライダース用に応用することにしました。まず AGCM の一つの鉛直コラムの中にサブグリッドのコラム（サブコラム）を100個作り、全体の水平方向の雲量は元の雲量になるように、その一つ一つのグリッドの中では雲量が1か0かをマキシムム-ランダムの仮定に則って乱数で割り当てます。あるサブコラムの鉛直方向に並んでいる各グリッドの雲量が0より大きく1未満である状況を考えると、対象とするサブグリッドだけで雲があり、その直下のサブグリッドには全部雲がない場合も表現できるようになります。このサブグリッドの雲量の鉛直方向の重なり方の考慮によって、下層から射出されたライダース光が上層まで減衰せずに届くようなものが表現できるように

なります。こうして、各サブコラム毎に計算したライダースの後方散乱係数の鉛直プロファイルに対して雲マスクを適用します。最後にグリッドで、雲としてのライダースの検出限界以上のサブグリッドコラムだけ集めて、グリッド内で水平方向に平均化することで観測と比較可能な雲量が求められます。

この手法を導入した効果は大きく、ライダースで下層

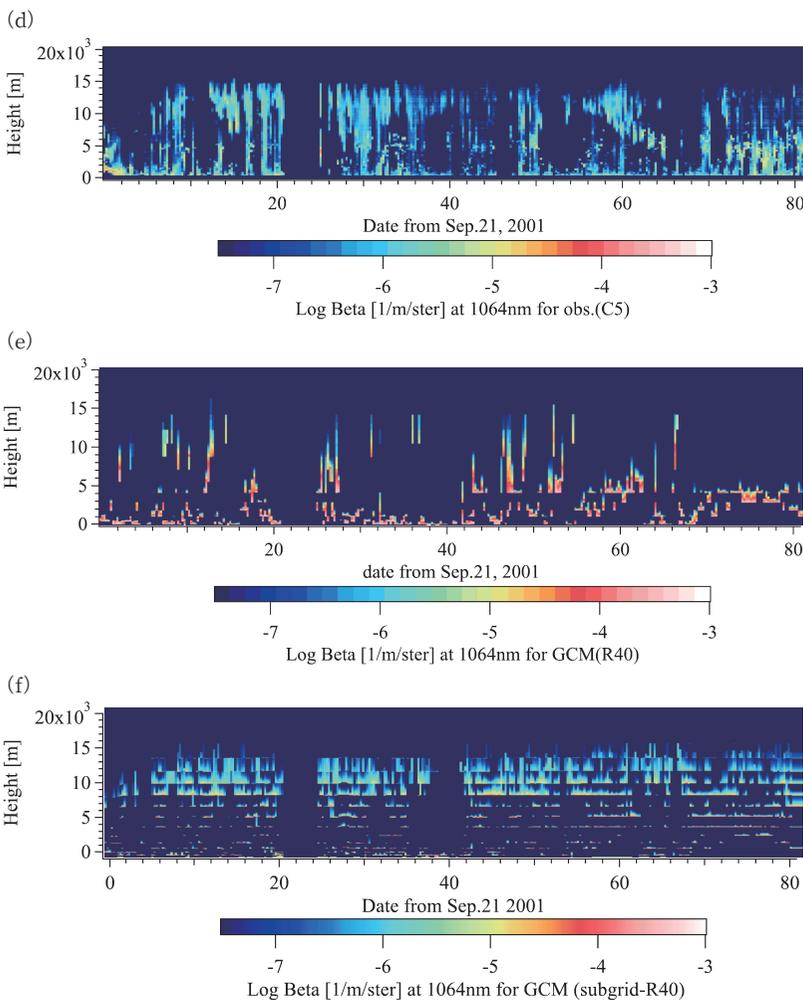


第3図 観測船「みらい」の西部熱帯太平洋上の航海にて、みらいに搭載された雲レーダーとライダースによって観測された雲の時間高度断面。観測期間は2001年9月21日から同年12月10日まで。水平軸は2001年9月21日からの日数。時間分解能は6時間。(a) 雲レーダーによって検出された雲域のレーダー反射因子の時間-高度断面。(b) AGCMによって再現された雲域のレーダー反射因子。鉛直方向における雲の重なり方に、サブグリッドの効果は入っていない。雲レーダーの感度は考慮されている。(c) サブグリッドの効果が入ったレーダー反射因子。

でブロックされることなく上層まで到達する再現されたライダー光はかなり増えました (第3図f)。雲レーダーのシミュレーションでもサブグリッドの効果で、減衰が弱めになりましたが、しかし従来の平均的な雲量のみ考慮する手法の場合と比較して、大きな差はありませんでした (第3図c)。これは雲レーダーでは、減衰によって完全に信号が減衰してしまう場合が少ないことを示しています。また熱帯ではレーダー反射因子はモデルがかなり過小評価しており、これは粒子のサイズの過小評価を示していると思います。雲レーダーとライダーの観測を統合した雲量をモデルと

比較すると、熱帯では依然として上層の雲量は過大評価であり下層の雲量は過小評価ではありましたが、観測とモデルの差はかなり小さくなりました (Okamoto *et al.* 2008)。

雲の場合と同様に、エアロゾルに関しても、この「みらい」のライダー観測の結果を用いて、SPRINTARSによる再現結果の検証を行いました (Nishizawa *et al.* 2008)。ライダー後方散乱係数等の観測値とモデルで再現した同等な値の比較と、観測から抽出された各エアロゾル種の消散係数とモデルで再現された値の比較を実施しました。



第3図 (d) ライダー観測で得られた雲域のライダー後方散乱係数。(e) AGCMで再現された雲域の波長1064 nmにおけるライダー後方散乱係数。サブグリッドの効果なし。(f) サブグリッドの効果を入れたライダー後方散乱係数 (Okamoto *et al.* 2008より転載)。

8. 氷粒子の形状の問題 再考とドップラー速度

「みらい」のSPIDER観測では、レーダー反射因子だけではなくドップラー速度の情報も使用できます。この情報を解釈するには、氷粒子モデルをより現実的なものにしておく必要があると考えました。雲レーダーの解析で氷粒子の散乱特性を考える場合に、氷粒子の形状を直接取り扱わず、粒子を包含する球形を考え、その物質の誘電率は、体積比に応じた氷と空気の平均的な誘電率で表現します。平均的な誘電率の計算にはMaxwell-Garnett理論等が用いられるのが通常で、粒子の形状は球形を考えるのでMie理論で散乱特性を計算するというモデルが広く使われていました (これをMG-Mie法と呼ぶことにします)。これによると、粒子のサイズが大きくなるに従って有効密度が低下し、レーダー反射因子は同質量の球形に比べ大きく低下す

る結果になるのですが、これは我々の DDA 法の結論が示唆するものとは異なったものに思えました。Maxwell-Garnett 理論などの平均誘電率理論は静電気学を仮定して導出されていて、つまり粒子全体の大きさは波長よりずっと小さくないといけないため、理論の適用限界を超えていると考えられること、またこの手法だと粒子の最長を粒子の直径として Mie 理論を適用してしまうこと、これら二つの理由から MG-Mie 理論を利用することには大きな問題があると考えていました。この問題をはっきりさせようと言うことで、研究室の学生であった佐藤可織さん（九州大学）と航空機等によって現場観測の結果から導かれた形状を考慮した、より現実的な DDA 法の計算を実施しました（Sato and Okamoto 2006）。粒子サイズが $40 \mu\text{m}$ を超えると、MG-Mie 理論は著しくレーダー反射因子を過小評価することがわかりました。また粒子密度のレーダー反射因子への影響もかなり詳細に検討しました。粒子の密度と言っても、固体としての密度（solid ice density）、粒子内の空気を考慮したバルク密度（bulk density）、そして粒子を包含する仮想的な球形の有効密度（effective density）の 3 種類が時には混同して使われています。DDA 法の利点はこれらの密度の散乱特性への影響を、形状を決定するパラメータやサイズと分けて考慮することが可能な所にあります。DDA 法の結果では、散乱特性は、粒子の形状や配向が重要であって、バルク密度はマイナーな要素でしかないこと、サイズが大きくなっても後方散乱強度の減少はおきかないこと、有効密度は散乱問題を取り扱う場合には良い概念ではないことを示していました。

ドップラー速度は、粒子の形状を反映しますが、正確には粒子の落下速度がレーダー反射の重みで積分されたものと、鉛直流の和として表現されます。この鉛直流の影響をどう取り除くかという難しい問題についても佐藤さんと検討しました。鉛直方向のパターンも考慮してレーダーとライダーから雲の微物理特性と鉛直流を同時に推定するアルゴリズムを開発しました。この検証には、インドネシアで実施された赤道大気レーダー、SPIDER そしてライダーの同時観測が役立ちました。この観測プロジェクトは深尾昌一郎さん（京都大学名誉教授）の科研費で実施されたもので、山本真之さん、情報通信研究機構の大野さん、堀江さん、阿保 真さん（首都大学教授）らの尽力で実現したものです。赤道大気レーダーは鉛直流を観測するこ

とができます。この鉛直流を、雲レーダーとライダーの解析から推定したものと比較してみると、かなり良い一致を示していました（Sato *et al.* 2009）。その後このアルゴリズムを「みらい」の熱帯の MR01-K05 のデータに適用しました。GCM で表現されている氷雲の微物理特性の検証を試みると、氷水量（IWC）が高高度で過小評価になっていました。その理由は、グリッド平均の IWC が 0.1 g/m^3 を超えると氷粒子を落下するものとして、対象とするグリッドからなくしてしまうというパラメタリゼーションに問題があったためであることを示しました（Sato *et al.* 2010）。

9. CloudSat と CALIPSO 解析

2006年4月には、CloudSat と CALIPSO が観測を開始しました。CloudSat の雲レーダーから 94 GHz 帯におけるレーダー反射因子が、CALIPSO のライダーは波長 532 nm と 1064 nm の減衰された後方散乱係数と、波長 532 nm における偏光消滅度が得られます。6 月からは利用可能な観測データも出始めたので、解析を開始しました。当時 CloudSat と CALIPSO の統合データは NASA の標準プロダクトとして提供されていなかったため、我々独自のものを設計することにしました。

CloudSat と CALIPSO に適用する雲検出法には、「みらい」の解析で開発したものに基づいて衛星用に拡張しました。これは学生の萩原雄一朗さんと開発しました（Hagihara *et al.* 2010）。最初から、雲レーダーとライダーを合わせて解析するという方針で臨んだので、両センサー間のプロダクトで同じ時間、鉛直と水平の解像度のデータセットを作成することにしました。CloudSat の雲マスクは、概ね標準プロダクトのもので妥当だと思いました。CALIPSO ライダーの雲マスクとして標準のものは、NASA-Langley 研究所の CALIPSO のチームの開発した Vertical Feature Mask (VFM) と呼ばれています。調べていくと VFM にはいくつもの下層雲の大きな問題があることが判明しました。この手法では水平分解能は可変として最大で 80 km の平均まで行うもので、どうしても雲を過大評価する傾向がありました。また雲とエアロゾルを同時に特定する手法だったので、エアロゾルを雲とする誤判定が散見されました。我々のマスクではもともと水平解像度は固定し、「みらい」の経験から相当テストしてきたものを用いていたので、そのような問題はありませんでした。結果として特に下層

雲の出現頻度で、我々のプロダクトと VFM では非常に大きい差がありました。この VFM における雲域の過大評価を指摘したことで、その後の NASA の標準プロダクトの version 2 から version 3 への改訂へとつながりました。こうして現在はやや差は縮まりましたが、依然として我々のものと彼らのものには無視できない差があり、現在も探求を続けています。

CALIPSO ライダーによる相と配向の識別に関する研究は学生の吉田良さんで行いました (Yoshida *et al.* 2010)。雲の相の識別に関しては、CALIPSO ライダーは偏光解消度の情報があるため、期待できます。雲粒子が球形の水粒子の場合、単散乱では偏光解消度が 0 になります。地上ライダーの場合、視野角の狭さから多重散乱を考慮しても、水雲の偏光解消度は概ね 10% 以内に収まりますが、氷粒子だと 40% 程度になることが多く、水と氷の識別は容易にできます。しかし衛星ライダーの場合、フットプリントは地上と比べ大きくなり多重散乱の効果が大きくなります。消散係数の鉛直分布によって偏光解消度は理論的に見積もることができるのですが、この計算は、Backward Monte Carlo 法によって行いました。これには神戸大学の向井研究室の先輩でもある、気象研究所の石元裕史さんに協力していただきました。衛星ライダー観測における多重散乱の効果によって、水雲の偏光解消度は 10% を超える場合が多いことがわかりました。つまり偏光解消度だけでは氷粒子と水粒子の識別が困難でした。また水平面に配向した平板状の氷粒子が存在すると、前述のように偏光解消度は小さくなります。氷粒子は後方散乱強度の減衰が小さく、水粒子は大きくなります。これらの考察から、減衰と偏光解消度の情報を合わせて利用すると、水と氷の識別、及び氷の場合はその配向に言及することが可能となることがわかります。雲粒子の相と配向の鉛直分布が出るようになったのは、この研究が初めてです。NASA Langley でも CALIPSO ライダーから雲の相を求め提供していますが、これは観測量を鉛直方向に積分した値を用いて、雲の層がどれだけ幾何学的に厚くてもレコードが同じなら一つの相しか割当てができないものでした。

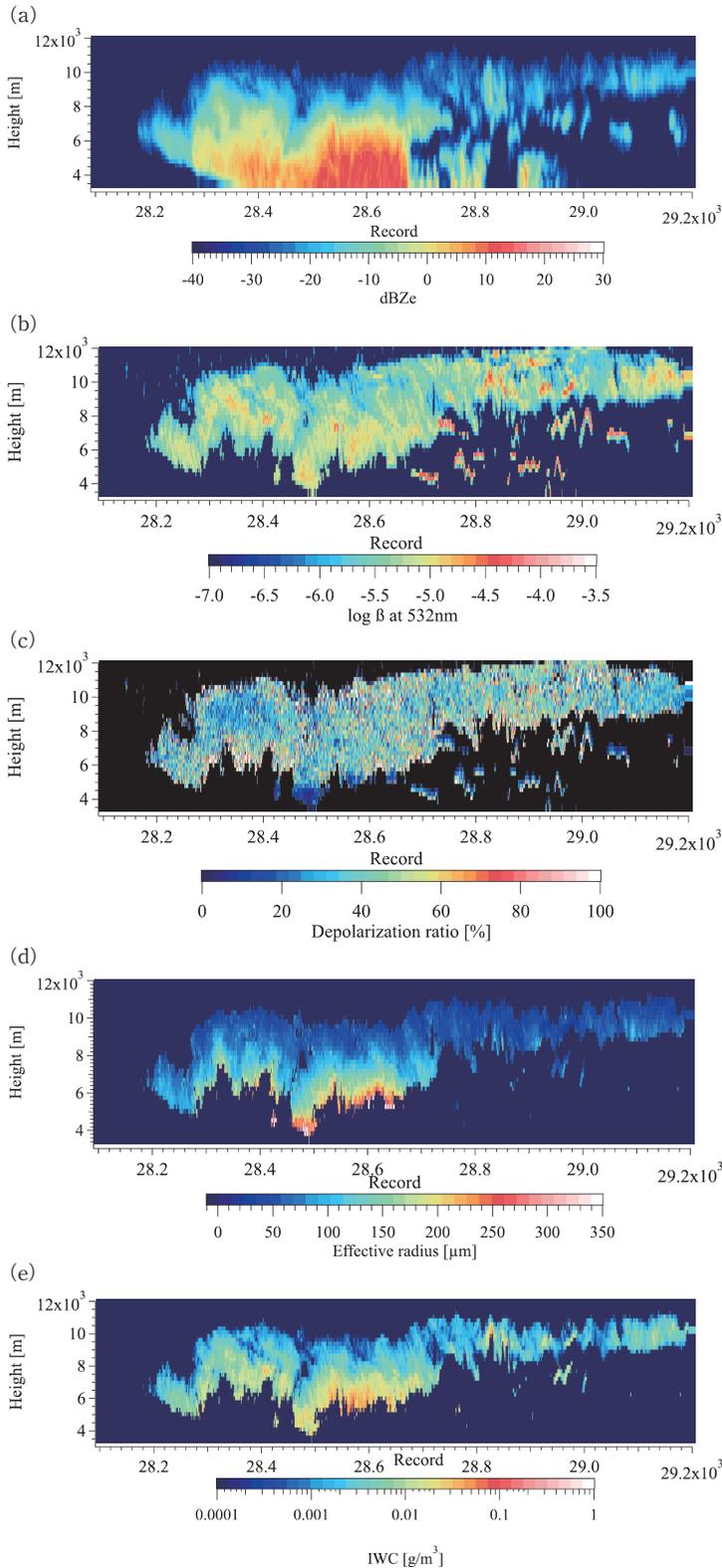
過冷却水滴と氷粒子の出現頻度の割合は、同じ温度であっても緯度によって異なることもわかってきました。平板状の氷粒子は摂氏 -10 度から -20 度の領域に存在することがわかりました。この温度帯にある雲域は高緯度の方が多いので、平板状粒子も高緯度で多く

なります。しかし雲の中で平板状粒子の割合はだいたい 10% 程度と緯度帯によらず一定であることもわかりました。

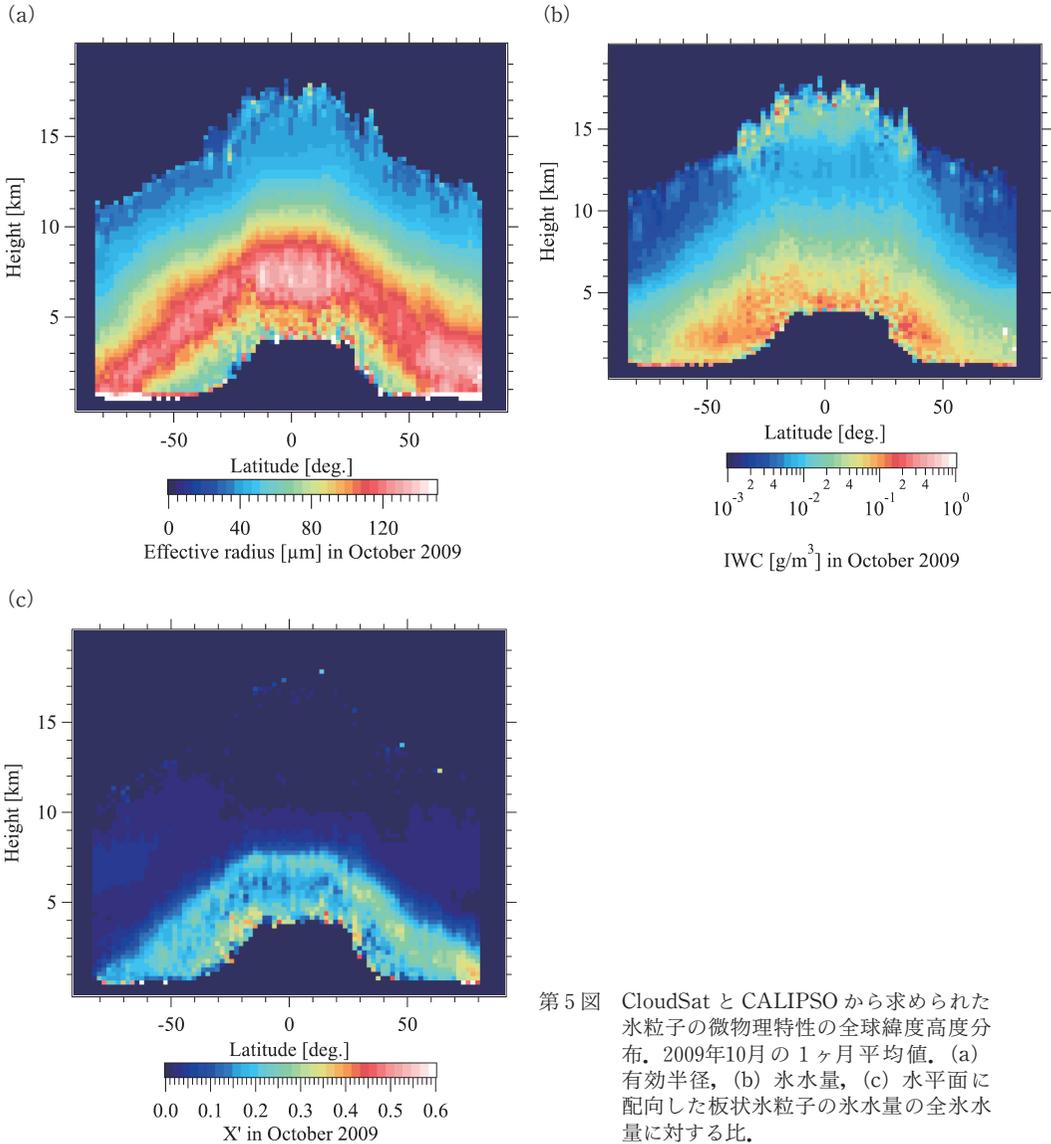
雲域の検出と雲の相識別ができるようになったので、雲の微物理特性の抽出に取り掛かりました。この頃には世界的にレーダーやライダーを用いたアルゴリズムの開発が盛んになっており、複数の異なったアルゴリズムが提案されていました。国際的な航空機の現場観測データを使ったアルゴリズムの比較検証実験に参加し、従来の我々のレーダー・ライダーアルゴリズム、及びドップラー速度まで含めたアルゴリズムは、それぞれ参加 10 チーム中最高の成績を挙げることができました (Heymsfield *et al.* 2008)。

ここで、これまでの衛星解析から、全球に渡って平板状氷粒子が分布していることが明らかになったことから、従来のレーダー・ライダー法を大きく変えることを決断しました。同じグリッド内に 3 次元空間にランダムに配向している氷粒子と、水平面に偏って配向している平板状氷粒子の混合状態を扱う必要があると判断したためです。このため、以前のレーダー・ライダー法で利用していたレーダー反射因子とライダー後方散乱係数の他に、偏光解消度を入力パラメータとして新たに導入しました。推定するのは有効半径、氷水量、そして水平面に偏って配向している平板状氷粒子の全体の氷水量に対する質量混合比としました。水雲で後方散乱係数が周囲より大きく、偏光解消度が小さい鏡面反射のある領域では、新しいアルゴリズムでは、雲レーダーとライダーの重なっている領域のすべてで解が求まったのに対し、従来の平板状氷粒子を取り扱わないアルゴリズムでは、解を探すことができなかつたり、解が見つかったも氷粒子の有効半径を過小評価、氷水量を過大評価をすることがわかりました。こうして新しいアルゴリズムの有効性が示されたと思います。CloudSat と CALIPSO の両方で検出された氷雲域の全球解析の結果、雲頂付近では小さく雲底付近で $200 \mu\text{m}$ を超える大きさまで成長している様子を捉えることができました。IWC は熱帯では鉛直方向に二つの極値を持つこと、陸上の方が海上と比較して、大きい IWC をとることもわかりました (Okamoto *et al.* 2010a)。

CALIPSO ライダーでは、水平面に配向した平板状氷粒子からの鏡面反射を避けるため、2007年11月にライダー光の傾斜角が 0.3 度から 3 度に変更されています。これはそれまでのデータとの不連続を生じさせる



第4図 2008年10月7日に北極域（北緯81.4度から北緯74.2度）でCloudSatとCALIPSO衛星によって観測された氷雲。CALIPSOライダーは、レーザーの照射方向を天頂から3度に変更した後のデータ。(a) CloudSatによって得られたレーダー反射因子の時間高度断面。(b) CALIPSOによって得られた波長532 nmにおけるライダー後方散乱係数。(c) CALIPSOによって得られた波長532 nmにおける偏光解消度。(d) CloudSatとCALIPSOの同時利用によって抽出された氷雲の有効半径。(e) 抽出された氷水量。



第5図 CloudSat と CALIPSO から求められた氷粒子の微物理特性の全球緯度高度分布。2009年10月の1ヶ月平均値。(a) 有効半径, (b) 氷水量, (c) 水平面に配向した板状氷粒子の氷水量の全氷水量に対する比。

ので、解析には注意が必要となります。現在はこのような観測上の変更を取り入れた参照テーブルを作成し、解析を行っています。ライダー光の傾斜角変更後のデータでも、平板状氷粒子が検出されています。この時の氷粒子の微物理特性解析の結果を第4図に示しています。このシーンでも平板状氷粒子は周囲より大きいサイズであることがわかります。2009年10月の全球解析の結果を第5図に示します。レーザー光の変更前後における氷粒子の微物理特性の差は、観測上の変更を取り入れた参照テーブルの採用によって、比較的

小さいものとすることができました。レーザー光の変更後も、変更前と同じような緯度・高度に比較的高い濃度の平板状氷粒子が検出されました。

この氷粒子解析アルゴリズムは、佐藤さんによって、CloudSat や CALIPSO のどちらか片方が検出できた氷雲のすべての領域に対して解析可能なものに拡張されました (Sato and Okamoto 2011)。解の導出の仕方も、最適解を得るため Levenberg-Marquardt アルゴリズムを利用することになりました。

CALIPSO ライダーを用いたエアロゾルの微物理特

性抽出には、西澤さんと開発した2波長偏光ライダー用アルゴリズムを、CALIPSO用に改良して用いることにしました (Okamoto *et al.* 2010b).

10. EarthCARE 衛星計画

学会賞の対象となった研究は以上で終わりなのですが、少しでも今後の研究計画についても述べておきたいと思います。一つは次期衛星計画で、CloudSat-CALIPSOの後継と位置づけられる、能動型センサーミッション搭載の地球観測衛星計画 EarthCAREです。これは現在宇宙情報開発機構 (JAXA) と欧州宇宙機構 (ESA) が協力して開発を進めており、2016年の打ち上げを目指しています。この衛星には、世界初となる94 GHzのドップラー雲レーダー (CPR)、紫外波長を使用した高分解能機能を持つライダー (ATLID)、多波長イメージャー (MSI)、そして広帯域放射収支計 (BBR) という4つの観測機器が同時に搭載されることになっています。雲レーダーにドップラーの機能を搭載することで、雲粒子の上昇・下降の様子を全球で測定することができます。

EarthCAREに搭載されるドップラー雲レーダーは、JAXAと情報通信研究機構で開発され、他の3つの測器はESAで開発をそれぞれ行っています。解析アルゴリズムは、日本と欧州でそれぞれ独立に開発していて、プロダクトもJAXAとESAからそれぞれ提供される予定となっています。中島映至さんの後を継いで、EarthCARE衛星日欧共同議長と、JAXA EarthCAREプロジェクトサイエンティストを務めています。日本側ではCPRやCPRとATLID、CPRとATLIDとMSIを組み合わせ、雲の物理特性を抽出する部分を我々九州大学のチーム (岡本、佐藤、萩原) が担当しています。ATLIDからエアロゾルを解析する部分を国立環境研究所西澤さんが、MSIは東海大中島 孝さんがそれぞれの課題の責任者です。これらの成果物を利用した放射収支の見積りは東京大学の中島さん、モデル検証は東京大学の佐藤正樹さんが責任者です。EarthCAREに搭載されるセンサーを組み合わせることで、雲とエアロゾルの物理特性の把握が可能となり、気候変動予測の精度も向上し、また雲内の対流活動の初の観測が達成されるので、さらに新しいサイエンスの展開が拓かれていくのではと期待しています。

最後に、衛星搭載能動型センサーでは、衛星搭載ラ

イダーにおける多重散乱光の取り扱い、衛星搭載雲レーダーのドップラー速度の観測等、十分解明しきれない解析上の課題がいくつもあります。それは、地上と衛星で観測条件が大きく異なることから来ています。この衛星で起きている現象を、地上観測器で再現するような衛星シミュレーターの一つの研究モデルとして、科研費で多重散乱ライダーの開発プロジェクトを開始しました。このような試みから、逆に新しい衛星観測の提案ができるのではないかと考えています。

謝 辞

神戸大学向井 正先生には、研究について初歩から丁寧に教えていただきました。Ehrhard Raschke先生には、ドイツ滞在から研究のご指導をいただきました。中島映至先生には、CCSRのポストドク時代からEarthCARE衛星計画に至るまで、指導していただきました。石元裕史様、岩崎杉紀様、亀井秋秀様、向井研究室の方々には神戸の頃から現在に至るまで研究の御支援をいただいています。住 明正先生、故沼口 敦様、河本和明様、片桐秀一郎様、日暮明子様、中島研究室の皆様にはCCSRの頃から大変なご支援をいただきました。熊谷 博様、井口俊夫様、黒岩博司様、大野裕一様、堀江宏昭様、安井元昭様には雲レーダーとライダー、またEarthCARE衛星でも大変お世話になっています。みらい観測では、米山邦夫様やJAMSTECの皆様にご支援をいただきました。ライダー観測全般で杉本伸夫様、松井一郎様、西澤智明様、NIESのライダー関係の皆様、村山利幸様にお世話になっています。東北大学大気海洋変動観測研究センターでは中澤高次先生、浅野正二先生、研究室の皆様にご大変お世話になりました。赤道大気レーダーと雲レーダーの同期観測では深尾昌一郎先生、山本真之様にご協力いただきました。EarthCARE衛星計画では、木村俊義様、沖 理子様、JAXA EarthCARE関係者、藤吉康志先生、サイエンスチームの皆様、人工降雨観測では村上正隆様、気象研の皆様、九州大学応用力学研究所では鶴野伊津志先生、竹村俊彦様、佐藤可織様、萩原雄一朗様、九州大学研究室の方々に強力な支援をしていただき、感謝しています。厚く御礼申し上げます。多重散乱ライダーは、科研費25247078の助成を受けたものです。

参考文献

- Asano, S. and G. Yamamoto, 1975: Light scattering by a spheroidal particle. *Appl. Opt.*, **14**, 29-49.
- Born, M. and E. Wolf, 1999: *Principles of Optics: Electromagnetic Theory of Propagation, Interference and Diffraction of Light*. Cambridge University Press, 7版, 999pp.
- Draine, B. T., 1988: The discrete-dipole approximation and its application to interstellar graphite grains. *Astrophys. J.*, **333**, 848-872.
- Draine, B. T. and J. Goodman, 1993: Beyond Clausius-Mossotti: Wave propagation on a polarizable point lattice and the discrete dipole approximation. *Astrophys. J.*, **405**, 685-697.
- Fiocco, G. and L. D. Smullin, 1963: Detection of scattering layers in the upper atmosphere (60-140 km) by optical radar. *Nature*, **199**, 1275-1276.
- Hagihara, Y., H. Okamoto and R. Yoshida, 2010: Development of a combined CloudSat-CALIPSO cloud mask to show global cloud distribution. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H33, doi:10.1029/2009JD012344.
- Heymsfield, A. J., A. Protat, R. T. Austin, D. Bouniol, R. J. Hogan, J. Delanoë, H. Okamoto, K. Sato, G. van Zadelhoff, D. P. Donovan and Z. Wang, 2008: Testing IWC retrieval methods using radar and ancillary measurements with in situ data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 135-163.
- Higurashi, A. and T. Nakajima, 1999: Development of a two-channel aerosol retrieval algorithm on a global scale using NOAA/AVHRR. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 924-941.
- Hogan, R. J., C. Jakob and A. J. Illingworth, 2001: Comparison of ECMWF winter-season cloud fraction with radar derived values. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 513-525.
- Intrieri, J. M., G. L. Stephens, W. L. Eberhard and T. Uttal, 1993: A method for determining cirrus cloud particle sizes using lidar and radar backscatter technique. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1074-1082.
- Iwasaki, S. and H. Okamoto, 2001: Analysis of the enhancement of backscattering by nonspherical particles with flat surfaces. *Appl. Opt.*, **40**, 6121-6129.
- Jakob, C. and S. A. Klein, 1999: The role of vertically varying cloud fraction in the parametrization of microphysical processes in the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 941-965.
- Lhermitte, R., 1987: A 94-GHz Doppler radar for cloud observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 36-48.
- Mace, G. G., C. Jakob and K. P. Moran, 1998: Validation of hydrometeor occurrence predicted by the ECMWF model using millimeter wave radar data. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1645-1648.
- 中島映至, 岡本謙一, 藤吉康志, 1995: 「測雲レーダーに関する GEWEX ワークショップ」および「WCRP 放射フラックスに関するワーキンググループ会議」報告. *天気*, **42**, 39-41.
- Nishizawa, T., H. Okamoto, N. Sugimoto, I. Matsui, A. Shimizu and K. Aoki, 2007: An algorithm that retrieves aerosol properties from dual-wavelength polarized lidar measurements. *J. Geophys. Res.*, **112**, D06212, doi:10.1029/2006JD007435.
- Nishizawa, T., N. Sugimoto, I. Matsui, A. Shimizu, B. Tatarov and H. Okamoto, 2008: Algorithm to retrieve aerosol optical properties from high-spectral-resolution lidar and polarization Mie-scattering lidar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **46**, 4094-4103.
- Okamoto, H., 1995: Light scattering by clusters: The a1-term method. *Opt. Rev.*, **2**, 407-412.
- Okamoto, H., 2002: Information content of the 95-GHz cloud radar signals: Theoretical assessment of effects of nonsphericity and error evaluation of the discrete dipole approximation. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4628, doi: 10.1029/2001JD001386.
- Okamoto, H. and Y. Xu, 1998: Light scattering by irregular interplanetary dust particles. *Earth Planets Space*, **50**, 577-587.
- Okamoto, H., T. Mukai and T. Kozasa, 1994: The 10 μm feature of aggregates in comets. *Planet. Space Sci.*, **42**, 643-649.
- Okamoto, H., A. Macke, M. Quante and E. Raschke, 1995: Modeling of backscattering by non-spherical ice particles for the interpretation of cloud radar signals at 94 GHz. An error analysis. *Contrib. Atmos. Phys.*, **68**, 319-334.
- 岡本 創, 竹内延夫, 竹村俊彦, 沼口 敦, 中島映至, 丸山祥宏, 2000: エアロゾルモデルの現状と課題: 次世代観測. *月刊海洋*, **32**, 309-314.
- Okamoto, H., S. Iwasaki, M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa and H. Kumagai, 2000: 95-GHz cloud radar and lidar systems: Preliminary results of cloud microphysics. *Proc. SPIE*, **4152**, 355-363.
- Okamoto, H., S. Iwasaki, M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa and H. Kumagai, 2003: An algorithm for retrieval of cloud microphysics using 95-GHz cloud radar and lidar. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4226, doi:10.1029/2001JD001225.
- Okamoto, H. *et al.*, 2007: Vertical cloud structure observed from shipborne radar and lidar: Mid-latitude

- case study during the MR01/K02 cruise of the research vessel Mirai. *J. Geophys. Res.*, **112**, D08216, doi:10.1029/2006JD007628.
- Okamoto, H., T. Nishizawa, T. Takemura, K. Sato, H. Kumagai, Y. Ohno, N. Sugimoto, A. Shimizu, I. Matsui and T. Nakajima, 2008: Vertical cloud properties in the tropical western Pacific Ocean: Validation of the CCSR/NIES/FRCGC GCM by shipborne radar and lidar. *J. Geophys. Res.*, **113**, D24213, doi: 10.1029/2008JD009812.
- Okamoto, H., K. Sato, Y. Hagihara, 2010a: Global analysis of ice microphysics from CloudSat and CALIPSO: Incorporation of specular reflection in lidar signals. *J. Geophys. Res.*, **115**, D22209, doi:10.1029/2009JD013383.
- Okamoto, H., N. Kumaoka, T. Nishizawa, N. Sugimoto and Y. Hagihara, 2010b: Calibration of 1064 nm channel and retrieval of aerosol extinction from CALIOP. Reviewed and Revised Papers, 25th International Laser Radar Conference, 636-639.
- Platt, C. M. R., 1978: Lidar backscatter from horizontal ice crystal plates. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 482-488.
- Purcell, E. M. and C. R. Pennypacker, 1973: Scattering and absorption of light by nonspherical dielectric grains. *Astrophys. J.*, **186**, 705-714.
- Purcell, E. M., 1989: パークレー物理学コース 電磁気 第2版 (飯田修一訳), 丸善, 上348pp., 下579pp.
- Raschke, E. and W. R. Bandeen, 1970: The radiation balance of the planet earth from radiation measurements of the satellite Nimbus II. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 215-238.
- Sasano, Y. and E. V. Browell, 1989: Light scattering characteristics of various aerosol types derived from multiple wavelength lidar observations. *Appl. Opt.*, **28**, 1670-1679.
- Sato, K. and H. Okamoto, 2006: Characterization of Ze and LDR of nonspherical and inhomogeneous ice particles for 95-GHz cloud radar: Its implication to microphysical retrievals. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22213, doi:10.1029/2005JD006959.
- Sato, K. and H. Okamoto, 2011: Refinement of global ice microphysics using spaceborne active sensors. *J. Geophys. Res.*, **116**, D20202, doi:10.1029/2011JD015885.
- Sato, K., H. Okamoto, M. K. Yamamoto, S. Fukao, H. Kumagai, Y. Ohno, H. Horie and M. Abo, 2009: 95-GHz Doppler radar and lidar synergy for simultaneous ice microphysics and in-cloud vertical air motion retrieval. *J. Geophys. Res.*, **114**, D03203, doi:10.1029/2008JD010222.
- Sato, K., H. Okamoto, T. Takemura, H. Kumagai and N. Sugimoto, 2010: Characterization of ice cloud properties obtained by shipborne radar/lidar over the tropical western Pacific Ocean for evaluation of an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **115**, D15203, doi:10.1029/2009JD012944.
- Spinhrne, J. D., S. P. Palm, W. D. Hart, D. L. Hlavka and E. J. Welton, 2005: Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22S03, doi:10.1029/2005GL023507.
- Stephens, G. L. *et al.*, 2008: CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A18, doi:10.1029/2008JD009982.
- Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi and T. Nakajima, 2000: Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins. *J. Geophys. Res.*, **105**, 17853-17873.
- Yoshida, R., H. Okamoto, Y. Hagihara and H. Ishimoto, 2010: Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H32, doi: 10.1029/2010JD012334.
- Winker, D. M. and C. R. Trepte, 1998: Lamina cirrus observed near the tropical tropopause by LITE. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3351-3354.
- Winker, D. M., R. H. Couch and M. P. McCormick, 1996: An overview of LITE: NASA's Lidar In-space Technology Experiment. *Proc. IEEE*, **84**, 164-180.
- Winker, D. M., W. H. Hunt and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.

Properties of Clouds and Aerosols by Active Sensors on
Board Earth Observation Satellites

Hajime OKAMOTO*

* *Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga, 816-8580, Japan.*
E-mail : okamoto@riam.kyushu-u.ac.jp

(Received 7 November 2013; Accepted 14 January 2014)
