

衛星搭載降雨レーダによる降雨観測手法の開拓

～主に TRMM 搭載降雨レーダのアルゴリズム開発について～

—2015年度堀内賞受賞記念講演—

井 口 俊 夫*

1. はじめに：TRMM と GPM との関わり

この度は堀内賞をいただき身に余る光栄と感謝しております。今回の受賞は熱帯降雨観測衛星 (TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission) 計画と全球降水観測 (GPM : Global Precipitation Measurment) 計画において衛星搭載降雨レーダで得られた反射信号から降水強度の3次元分布を推定するアルゴリズムの開発に、私の研究結果が多少とも役に立ったと認めて頂いたことによるものと思われます。役に立ったのは、これらの衛星プロジェクトが成功し多くの成果を上げているからであり、プロジェクトの成功は多くの関係者の努力の賜物であり、共同作業の結果と言えます。この意味でも関係者の皆様に深く感謝いたします。

私が気象レーダと出会ったのは、電波研究所（現：情報通信研究機構）に1985年に入所し、その夏に鹿島支所へ配属になった時でした。鹿島支所にあったC帯のドップラー気象レーダ（降雨強度測定装置）を使い、海面からの散乱波のドップラースペクトルの解析を行ったことが始まりです。しかし、気象レーダとの関わりはそれだけで、その後、沖縄に移り、短波海洋レーダの開発に携わりました。この間にレーダについて多少の知識と経験を得ました。

私が沖縄に異動になる前から、電波研究所はNASAに航空機搭載用マイクロ波雨域散乱計／放射計（岡本ほか 1986）を持ち込み、NASAの飛行機に

搭載し、降雨の観測実験を共同で行うというプロジェクトを始めていました。同じころ、TRMMの実現に向けた話し合いも日米間で進んでいたようです（寺門 2015）。この航空機搭載雨域散乱計／放射計を用いた航空機実験のために、電波研究所から中村健治、古津年章、熊谷 博の各先輩方がそれぞれ2年間NASAのゴダード宇宙飛行センター（GSFC）に滞在し、降雨観測実験を行っていました。熊谷さんの後任として私が行くことになり、結局1991年から1994年までの3年間NASAで働かせていただきました。

NASAで最初に行ったのは、1991年の夏にフロリダ半島周辺で実施されたCaPE (Convection and Precipitation/Electrification) 実験に参加し、アンテナ部を改造した航空機搭載雨域散乱計／放射計をT-39という小型のジェット機に搭載し、雷雲に伴う降水を上空から観測するという実験でした。雨域散乱計は10 GHz と34.5 GHz の二周波を備えたレーダで、将来の衛星搭載降雨レーダで得られるであろうデータの模擬データを取得し、降雨の鉛直分布の推定アルゴリズムを開発することをその目的の一つとして開発されたものでした。私はNASAに滞在中、このCaPE実験で取得されたデータを使って、降雨推定手法をいろいろ試していました。他方、私が米国に出発する直前にTRMMプロジェクトがフェーズBからC、Dに移行し、本格的に動き出していました。そのため、私はTRMM搭載の降雨レーダ (PR) のアルゴリズム開発者の一員となりその開発に携わることになりました。このため米国で開催されたTRMMの科学関係の会合にはほとんど出席することとなり、多くを学ばせてもらいました。

* 情報通信研究機構。iguchi@nict.go.jp

—2016年2月4日受領—

—2016年3月15日受理—

2. TRMM 搭載降雨レーダ (PR) 用のアルゴリズム開発

こうして私は1991年から TRMM プロジェクトに関係してきたわけですが、この頃までに、PR のハードウェアの開発に関してはかなり検討が進んでいました (岡本 1994)。また、衛星搭載降雨レーダで得られるであろうデータから降雨分布を推定する手法についても多くの研究がすでになされており、1990年にはそれをまとめた本も出版されていました (Meneghini and Kozu 1990)。

地上設置の降雨レーダと比べて、衛星搭載のレーダが異なるところは、まず第一に使用している周波数帯が異なることです。衛星搭載可能な小さなアンテナを用いて十分な空間分解能を実現するためには、波長が短く、降雨による減衰の影響を大きく受ける高い周波数の電波を使用する必要があります。PR では13.8 GHz という Ku 帯の電波が採用されました。この周波数帯の電波では少し雨が強くなると減衰の影響が現れ、減衰の補正なしには精度よく降雨強度を推定することはできません。衛星からの観測の場合、雨を上から観測するので、降雨の中を電波が伝搬する距離は往復で高々10 km 程度ですが、それでも減衰補正を必要としないのは降雨強度が数 mmh⁻¹程度以下の弱い雨に対してだけであり、それ以上の強度の雨になると減衰補正が必須となります。

減衰補正の方法としては、地表面からのエコーの見かけ上の減少から、降雨中を通過した電波の減衰の経路積分値を推定し、それを境界条件として減衰補正を行う表面参照法が提案されていました (Meneghini *et al.* 1983; Meneghini and Nakamura 1990)。私は、CaPE 実験で得られた航空機搭載雨域散乱計のデータを用いて、こうした手法をいろいろ試してみました。その結果をまとめた論文が Iguchi and Meneghini (1994) です。

衛星搭載レーダと地上レーダのもう一つの違いは、雨に対する観測方向の違いに起因する散乱体積の形と雨の空間分布の関係の違いです。レーダ観測での散乱体積の距離方向の幅はパルス幅で決まります。他方、それに直交する方向の幅はビーム幅で決まりますが、その幅はレーダからの距離と共に増加します。その結果、PR の場合鉛直方向の分解能は直下では250 m と短いけれども、水平方向には4.3 km と幅の広いものになります。地上レーダでは、一般に水平方向に近い方向に電波を発射し、雨を横方向から観測するため、

水平面での距離方向には1 km 程度以下の高い空間分解能を持っていますが、それに直交する水平方向 (方位角方向) と鉛直方向ではレーダからの距離と共に空間分解能が悪くなり、遠方では数 km 程度になることもあります。

大きな降雨システムに伴う層状性の降雨の場合にはその分布の水平方向の自己相関距離は数 km になり、PR の水平分解能の中ではほぼ一様と考えてよいことも多いのですが、対流性降雨の場合には自己相関距離は1 km 程度と短くなることも多く、そのため、レーダの散乱体積内での降雨の非一様分布が問題となります。ビーム内での降雨の非一様性により現れる効果を NUBF (Non-Uniform Beam Filling) 効果といいます。

この NUBF 効果は、減衰を含んだ見かけ上のレーダ反射因子 Z_m から真の有効レーダ反射因子 Z_e への変換時、すなわち減衰補正時と、 Z_e から降雨強度 R への変換時のどちらにも影響しますが、減衰補正に対しての方がはるかに大きな影響を与えます。これは Z_e から R への変換が単にべき関数で表される程度の非線形性であるのに対して、減衰は R など降雨強度に関係するパラメータの指数関数として表されるため、非線形の程度がはるかに大きいからです。

しかも、減衰の場合、各地点での変数間の非線形な関係だけでなく、問題としている散乱体積に至るまでの伝搬路での減衰がすべて観測に影響してきます。すなわち、減衰が NUBF 効果のためビーム内の位置により大きく異なることがあり、それが対象とする散乱体積内での非一様な降雨のどの場所に対応するかにより観測されるエコー強度は変わってきます。その影響はビーム内のどの部分でどれほどの減衰があるかということと、対象としている散乱体積内のどの部分にどのように雨が分布しているかという二つの要素に依存します。どちらも降雨強度分布の細かい構造に依存する量であり、それをレーダのエコーデータだけから得ることは不可能です。

この問題を解決するには、非一様性の程度とその構造について何らかの仮定を置かねばなりません。そのためには高分解能のレーダで取得したデータをもとに、非一様性に関する統計量を整理する必要があります。そのために、西部太平洋で実施された TOGA COARE (The Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 期間中に高分解能な地上設置レーダで得られたデータ

をもとに、非一様性と減衰の関係を調べることにになりました。古津さんがそのデータを解析してくださり (Kozu and Iguchi 1999)、回帰による統計的な関係を導き、その関係を TRMM/PR のアルゴリズムでも使うことにしました。ただし、実際のデータの回帰関係からの分散は非常に大きく、補正は誤差の大きいものです。

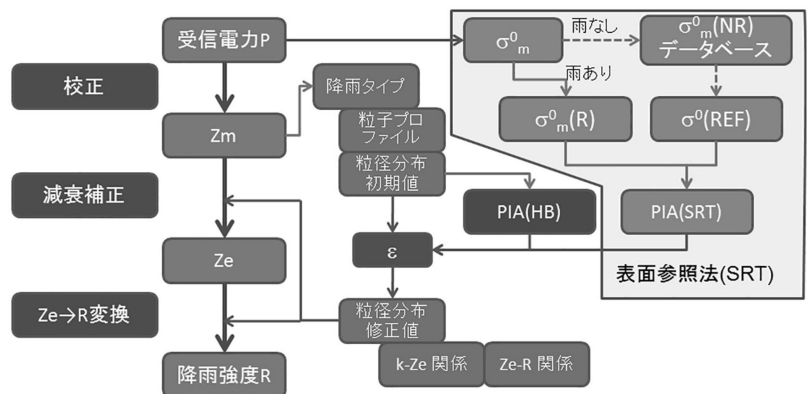
衛星搭載レーダでも地上レーダでも共通して問題となるのが雨滴粒径分布です。地上レーダの場合は、その設置場所で作られた経験的なレーダ反射因子 (Z) と降雨強度 (R) の関係 (Z - R 関係) を使ったり、その関係を地上雨量計の雨量を用いて補正を加えるなどの方法で、観測されたレーダ反射因子 Z_m から降雨強度 R への変換がなされることが多いのですが、衛星搭載レーダの場合、対象とする範囲が地球全体に及ぶので、特定の地方のデータをもとに Z - R 関係を定めることは好ましくありません。TRMM の場合、その主目的が熱帯降雨の観測であり、とくに地上観測のほとんどない海上の雨の観測を精度良く行うことが求められていることに鑑み、海洋性の雨の雨滴粒径分布を基準とすることになりました。また、雨滴粒径分布は層状性降雨と対流性降雨とでは異なることが知られていた（例えば、Tokay and Short 1996）、初期値として仮定する雨滴粒径分布のパラメータは層状性と対流性の降雨で別々に規定することとなりました。ただし、海洋性といっても陸の影響を全く受けない海上で取得された雨滴粒径のデータは皆無に近く、海洋に囲まれた島嶼に設置された雨滴計や海洋に面した陸上でのデータを用いるしか方法はありませんでした (Kozu *et al.* 2009a)。

衛星搭載レーダの場合、減衰補正の手段として前述の表面参照法を用いることができます。これは、降雨域と無降雨域での地表面エコーの強度を測定し、降雨域におけるその見かけ上の減少が、その上に分布している降雨による電波の減衰によるものであると解釈し、その減衰を拘束条件として降雨エコーの減衰を補正する方法です (Meneghini *et al.* 2000, 2004). こ

の方法は、減衰が地表面エコーの測定精度の誤差より十分大きい場合には、降雨減衰のよい推定値を与えます。その推定値と、降雨エコーそのものから推定される減衰とを比較すると、一般には両者は一致せず差が出てきます。その差の原因としてはいくつかの要素が考えられますが、雨が一樣であり、レーダがよく校正されているという条件のもとでは、アルゴリズムで仮定している降水粒子の種類の鉛直分布と雨滴粒径分布が実際と異なっていることが原因と考えられます。雨滴粒径の仮定が実際とずれていると考え、表面参照法による減衰推定値と整合のとれる減衰が降雨エコーから得られるように粒径分布のパラメータ (ϵ) を調節することが可能です。こうして得られる修正した雨滴粒径分布のパラメータを用いて、 Z_m から Z_e への減衰補正、さらに Z_e から R への変換を行うという手法を PR のアルゴリズムでは取っています。このようにして、ある程度強い雨に関しては、 Z - R 関係を表面参照法により得られた情報を使って調整し、より正しいと思われる降雨強度を推定しています。こうした流れを整理すると第 1 図のようになります。

最終的に降雨強度を推定するときに影響を与える要素は数多くありますが、中でも重要なのは、(1) レーダの絶対校正値、(2) 初期値として仮定する粒子の種類(雨、雪、霰、霰、雹)の鉛直プロファイル、(3) それら粒子の粒径分布、(4) 非一様性、(5) 表面参照法による減衰推定の精度、(6) 地表面エコーにより隠されてしまう高度での降雨の鉛直分布の仮定です。

これらの各要素が最終的な降雨強度推定に与える影



第1図 TRMM の降雨レーダデータから降雨強度を推定するアルゴリズムの流れ図.

響はお互いにかかわらずしも独立ではなく、また降雨強度などにも依存します。そのため、一地域、あるいは一つの季節の地上検証データと比較しても、これらのパラメータを調整することは困難です。全体の平均値として合わせることが大切であると考えられます。結果として、地域や季節により異なる雨の性質に対応した降雨強度推定をすることは採用しませんでした。

3. 私のした仕事

前節で述べましたように、衛星搭載レーダにより降雨強度を推定する手法の基本的な考え方は私が TRMM プロジェクトに参加するよりずっと以前によく検討されていたといえます。私に与えられた課題は、それをプログラムという形で実装し、実際の運用で使えるものを作ることでした。ただし、その作業は、与えられた式に従って計算する過程をコード化するというだけではなく、より良い推定方法も検討することが当然含まれていました。そうした検討項目の中で、私が特に力を入れたのは、種々のパラメータの誤差を考慮した最適な推定法と、非一様性の影響の補正に関してでした。アルゴリズムの詳しい説明は論文に譲り (Iguchi *et al.* 2000, 2009), ここではその要点だけを述べたいと思います。

3.1 確率論的推定法

レーダによる降雨観測では、降雨エコーは多数の降水粒子により反射され返ってくる電波の重ね合わせで成り立っています。この時、返ってくる各粒子からの電波の位相の重なり具合によって、エコー強度は大きく変わります。この変動を小さくするために、TRMM の PR では64発のパルスによるエコー強度の対数値の平均を取ってエコー強度の期待値を推定しています。64発のエコーの平均を取った場合には、その平均値の期待値の周りでのばらつきは約0.6 dB (約15%) となります。また、地表面の散乱強度も同様にばらつきがあり、それも dB 単位で比較対称な分布となります。しかし、実際に減衰補正を行ったり、降雨強度に変換するときに使う数値は対数値を真数値に戻した値です。そうであるとする、対数スケールで偏差の無い測定値を用いたとしても、最終的に得られる降雨強度の推定ではばらつきの分布が非線形効果により非対称になり、推定値の平均は偏差を含むことになってしまいます。こうした非線形効果は多くのところに現れます。それらをすべて考慮してアルゴリズムを作ることは実際には不可能です。なぜなら、それぞ

れのパラメータや変数の誤差分布を知る必要があるからです。誤差の分布形はもとより、その大きさの目安さえつきにくいパラメータも数多くあります。例えば、アルゴリズム内では降水粒子の種類の鉛直分布を気温を基準として仮定していますが、実際の粒子分布が個々の場合どれほどこの仮定からずれているかといった誤差の検証は現実的には極端に困難です。幸い、ほとんどのパラメータについては非線形効果はそれほど重要でなく、実質上非線形効果を考慮すべきパラメータはそれほど多くはないともいえます。一番非線形効果が表れる重要なパラメータが減衰であるといえます。

減衰因子は減衰係数 (k) の経路積分値に指数関数的に依存するため、計算に用いる減衰係数の小さな誤差も減衰因子には大きな誤差となって現れるという性質があります。しかしそれ以上に重要な点は、その計算に用いる減衰係数 k そのものを減衰補正を施したレーダ反射因子 Z_e の関数として推定しているために、減衰補正の誤差が距離と共に再帰的に蓄積する仕組みになっている点です。例えば、ある距離までの減衰を過小評価していたとします。すると、その次のレンジでの減衰補正が不十分になり、そのレンジでの Z_e が過小評価になります。その過小評価された Z_e を使ってそのレンジでの k が計算されるので、この k も過小評価になるわけです。減衰補正は、レーダから見て手前のレンジから次々と施していくものですから、このようにいったん何らかの誤差により過小評価すると、それが次のレンジでの過小評価につながり、しかもその誤差が指数関数的に蓄積されていくということになるわけです。過大評価の時も同様です。

減衰係数 k とレーダ反射因子 Z_e の間にべき関数関係 $k = \alpha Z_e^\beta$ を仮定すると、減衰を含むレーダ反射因子 Z_m から減衰補正をした Z_e を得る解析的な式があり (Hitschfeld and Bordan 1954), PR のアルゴリズムでもそれを利用していますが、この式で得られる減衰補正が減衰の大きいときには不安定になり、しばしば Z_e が発散したりすることの本質は、上記のような誤差の蓄積の再帰性にあるといえます。微分方程式の解の初期条件に対する不安定性ともいえます。

不安定な微分方程式の解が時間を反転させると安定な解になるように、減衰補正でも、補正値が一番大きくなる遠方での減衰を何らかの条件により与えて、そこから手前方向に補正を順次施していくと、発散を避けることができます。そのためには、減衰補正を行う

区間の最遠端での減衰値を与える必要がありますが、それを与えてくれるのが表面参照法であるわけです。ただし、表面参照法で推定される減衰の経路積分値 (PIA: Path-Integrated Attenuation) には当然な

がら観測に由来する誤差が含まれており、減衰がほとんどないような弱い雨に対してまで表面参照法による PIA を信じて減衰補正すると却って推定値の誤差が増えることにもなりかねません。

減衰補正を施さずに観測された Z_m を Z_e だと仮定して降雨強度を求める単純な Z - R 変換法、Hitschfeld-Bordan の方法を使って Z_m から減衰補正を行う H-B 法、表面参照法により得られる PIA を終端条件として H-B 法に拘束条件を加えた SRT 法、それに H-B 法と SRT 法を組み合わせたハイブリッド法による誤差のまとめを第 1 表に示しておきます。この表に示されているように、減衰補正の誤差は降雨強度に依存して変わってくるわけですが、H-B 法と SRT 法の良いところを組み合わせ、全体として補正誤差を小さくしようというのが両者を組み合わせたハイブリッド法です。

開発当初のハイブリッド法では、降雨エコーから推定した PIA の推定値があらかじめ定めた閾値を超えると、H-B 法から SRT 法への切り替えを行うというような手法を取っていましたが、このような切替方式を使うと、しばしばその閾値付近で減衰補正の統計値に不連続が生じます。もともと、降雨エコーから PIA を推定するときには、降水粒子の種類や粒径分布を仮定せねばならず、そのモデルの現実からのずれや計測に伴う誤差などのために、PIA の推定値は真値の周りでばらついていると考えられます。また、表面参照法による PIA の推定値も、同様に真値の周りでばらつきを示す推定量です。ですから、これら二種類の PIA の推定値のいずれか、あるいは両方が、ある閾値より大きいときだけ SRT 法を使うという切替方式を採用すると、閾値付近の PIA の推定値がばらつきにより小さい方向にずれていた場合には、その値は閾値を超えませんから、SRT 法による補正は行われません。この非対称性により、たとえばばらつきの分布が対称であっても、結果として出てくる減衰補正值は閾値近くで不連続な分布を示すことになります。

第 1 表 各種減衰補正法の比較。

	減衰補正	安定性	相対誤差		
			減衰小	減衰中	減衰大
Z - R 法	×	○	小	中	大
H-B 法	○	×	小	小	非常に大
SRT 法	○	○	大	中	小
ハイブリッド法	○	○	小	中	小

このように、誤差を伴う変数に閾値を設けて、変数の値に応じて処理方法を変えると、一般に統計値に不連続性が発生しますが、それを避ける方法として確率論的取り扱いが考えられます。TRMM が打ち上げられる以前から、JPL の Haddad 等はデータの取り扱いに関して確率論的な取り扱いをするべきだと主張していました (Haddad *et al.* 1996, 1997)。「誤差評価の無いデータなどデータではない」との考え方です。理屈としては尤もな考えであり、私もこの考え方に感化され、PR の減衰補正に確率論的な方法を取り入れることにしました。

具体的には、観測で得られるレーダ反射因子 Z_m のあるべき関数の経路積分値の誤差分布と表面参照法により得られる減衰の誤差を考慮し、ベイズ統計的な発想を用いて、減衰補正の最適値を推定することにしました。実際のアルゴリズムでは、さらに降雨エコーが得られない地表面付近の雨の鉛直プロファイルも仮定する必要があり、その仮定に伴う誤差も考慮して誤差評価を行っています。

この減衰補正法の考え方を、数式により表現すると以下ようになります。推定したい可変パラメータは各ビームのデータに対して二つだけです。それらのパラメータを θ_1 と θ_2 とします。 θ_1 は地表面までの PIA です。また、 θ_2 は雨滴粒径分布を調節するパラメータ ε です。この θ_2 の値によって、レーダ反射因子 (Z_e)、減衰係数 (k)、降雨強度 (R) の関係が定められています。これら二つのパラメータ (θ_1 と θ_2) と観測から得られる変数 x_m , y_m との関係は以下のよう表せます。

$$\begin{aligned} x_m &= f(\theta_1) + g(\theta_2) + e_x \\ y_m &= \theta_1 + e_y \end{aligned} \quad (1)$$

これらの式において、 e_x と e_y はそれぞれ x_m と y_m に伴う誤差です。また、 x_m は観測量 Z_m から次式で計算される量です。

$$x_m = \ln(2q\beta \int_0^{r_s} \alpha Z_m^\beta(s) ds) \quad (2)$$

ただし、ここで示した式は、地表面クラッターにより降雨エコーが観測されない領域がないとした場合の式です。また、 r_s は地表面までの距離、 $q=0.1 \ln(10)$ です。 y_m は表面参照法によるPIAの推定値です。

関数 $f(\theta_1)$ と $g(\theta_2)$ は、降雨エコーから k - Z_e 関係($k=\alpha Z_e^\beta$)を仮定した場合に得られる減衰の関係式で、次式で与えられます。

$$\begin{aligned} f(\theta_1) &= \ln[1 - \exp(-q\theta_1)] \\ g(\theta_2) &= -\ln(\theta_2) \end{aligned} \quad (3)$$

解くべき問題は、観測値から x_m と y_m が与えられたときに、最適の θ_1 と θ_2 を推定するという問題になります。これを解くためには、測定に伴う誤差 e_x と e_y の分布を与えなければなりません。 e_x の分布に関しては、過去に取得された雨滴粒径分布のデータをもとに適当と思われる値を選ぶことにしました。また、 e_y に関しては、測定に伴う誤差と共に、観測そのものから得られた地表面散乱断面積(σ^0)の観測値のばらつきを利用することとしました。

3.2 非一様性効果の補正

第2図にCaPE実験で航空機搭載雨域散乱計により取得された対流性降雨のレーダ反射因子の鉛直断面図を示します。水平方向の広がりが2 km程度の小さな降雨システムが並んでいることが分かります。このデータを水平方向4 kmにわたって平均し、TRMMのPRの分解能ではどのようなデータが取得できるかを示したのが、中段の図です。このデータからは、内挿しても下段の図のような分布図しか得られず、元の上段のような分布を再現することは不可能です。

雨が観測体積内で一様に分布していないとすると、散乱体積内での Z_e も一定ではなくなります。その場合、たとえ減衰がないとしても、あるいは減衰補正がうまくいったとしても、観測から推定可能な量は Z_e を散乱体積内で平均した平均値 $\bar{Z}_e$ です。 Z_e から R への変換は局所的には $R=\alpha Z_e^\beta$ で正しく与えられるとして、この Z_e に平均値 $\bar{Z}_e$ を代入して得られる降雨強度 $\alpha \bar{Z}_e^\beta$ は、真の降雨強度 R の散乱体積内での平均である $\bar{R}=\alpha \bar{Z}_e^\beta$ とは違ってきます。これは関数 αZ_e^β が Z_e の線形関数ではないからです。この非線形関係により生じる偏差は、 Z_e の値の分布が分かれば補正可能で、また偏差の大きさもそれほど大きなものにはなりません。多くの場合せいぜい10%程度の誤差の話です。

それに対して、減衰に与える非一様分布の影響は深刻です。各レンジ r で減衰係数 k がビーム内で一様なら、 k に対して減衰因子 A は

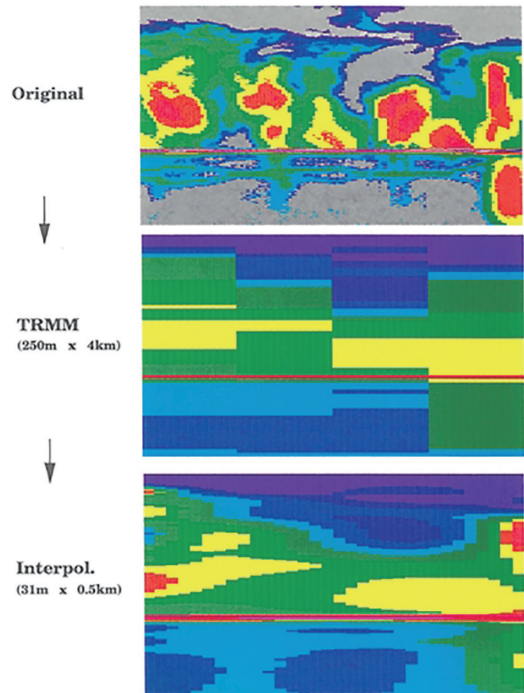
$$A = \exp(-2q \int k(r) dr)$$

という形で与えられますが、雨の分布が非一様で、ビーム内の位置により k が違っていたとすると、各レンジで観測から推定される減衰係数は、 $\bar{Z}_e$ の時と同様、 k の散乱体積内の平均値 $\bar{k}$ です。この平均の減衰係数 $\bar{k}$ を用いて計算で得られる減衰因子

$$A' = \exp(-2q \int \bar{k}(r) dr) \quad (4)$$

は実際の電波の減衰因子を表す

$$\bar{A} = \exp(-2q \int k(r) dr) \quad (5)$$



第2図 上段：CaPE実験で航空機搭載のX帯レーダで取得された小さな対流性の降雨システムの集まりによるレーダ反射因子の分布の鉛直断面図。中段：上段のデータをTRMM搭載の降雨レーダの空間分解能で観測した場合のレーダ反射因子の分布。下段：中段のデータをもとのサンプリング間隔で内挿した分布図。各図の上から2/3辺りの水平な線が地表面からのエコー。図の両端間の水平距離は約16 km、上端の高度は約10 km。

とは、 k のばらつき具合によっては、大きく異なるものになります。指数関数は非線形性が強いからです。表面参照法で観測される地表面エコーの減少はこの $\bar{A}$ で表されますが、降雨エコーの場合、ビーム内の場所によって反射強度 Z_e も違うので、地表面近くからのエコーは

$$Z_m = Z_e \exp(-2q \int k(r) dr) \quad (6)$$

となりますが、 Z_e と k のビーム内の分布は関連しており、さらに複雑な問題となります。ここで、異なる r における k のビーム内での空間分布が相似であり、さらに、その値の分布がガンマ分布に従うとすると、 A' と $\bar{A}$ の関係が解析的に表されることに気づき、バージョン 5 のアルゴリズムからは、この解析解を用いて非一様性の補正を行うことにしました (Iguchi *et al.* 2000)。ただし、その時の式には誤りがあることを後で発見し、バージョン 7 では修正しました (Iguchi *et al.* 2009)。

この方法では k の変動係数を与えなければなりません。それには、先に述べた古津さんの考え方を採用しています。ビーム内での雨の分布が（正確には減衰係数 k の分布が）レンジ方向に相似性を保って変化するという仮定には無理があるのは承知していましたが、それより良い仮定が具体的には見つからず、その時点での妥協点として採用した方法ともいえます。

4. TRMM/PR の成果

PR のアルゴリズムは、アルゴリズム開発者の立場から見ると、次々節で述べるようにまだ多くの改良や改善の余地があります。とはいえ、PR により得られたデータはそれまでに存在しなかった種々の情報を研究者に提供し、多くの研究成果が生まれてきています。そうした情報のうち、降雨の高さなどの情報は、PR のレベル 1 データからも容易に得られるものであり、かならずしも PR のレベル 2 のアルゴリズムに依存するものではありません。

レベル 2 のプロダクトとしては、降雨タイプ、減衰補正後のレーダ反射因子、降雨強度などがありますが、これらのデータを使った研究も多く発表されています。そうした成果を本稿で振り返ることはできませんが、アルゴリズム開発の成果として、私の立場から特に重要と思われたのは以下の点です。

まず第一に、PR の減衰補正後のレーダ反射因子や降雨強度の鉛直プロファイルや 3 次元分布データが、

多少の偏差や誤差を含むというものの、かなり尤もらしいと研究者に受け入れられて、他の研究の基礎として使われ始めたことです。TRMM 以前および TRMM 打ち上げ後の初期には、マイクロ波放射計から降雨強度分布を推定するアルゴリズムでは、雲解像数値モデルで作成された降雨システムをもとに、降雨とマイクロ波放射計で観測される輝度温度との関係が計算され、そのデータベースをもとに、観測輝度温度から降雨強度が推定されていました。しかし、TRMM の打ち上げ後、PR データと比較してデータベースを評価し (Kummerow *et al.* 2001)、データベースそのものを PR で得られた降雨の 3 次元構造を用いて作成するというように方針が変更されています。この変更は、PR で観測された降雨構造の方が、雲解像数値モデルで作成される降雨構造より現実の降雨構造をよく反映しているという判断に基づいていると思われます。そして、PR のプロダクトを活用することにより、マイクロ波放射計による降水強度推定が良くなっていることは、PR のレベル 2 アルゴリズムの成果といえます。衛星データから世界の雨の分布を高頻度高分解能で推定している GSMap (Global Satellite Mapping of Precipitation, Kubota *et al.* 2007; Aonashi *et al.* 2009) をはじめ、多くの衛星搭載マイクロ波放射計による降雨強度推定プロジェクトでは PR のデータによるデータベースを使っており、PR は大きな寄与をしていると言えます。

また、PR の鉛直分布を用いて得られた研究成果として、例えば、地表付近での降雨強度が極端に大きい場合と、強いエコーを伴う降雨システムの降雨頂が極端に高い場合、それぞれの場合のレーダ反射因子の鉛直プロファイルと比較した Hamada *et al.* (2015) が挙げられます。この研究で扱われているのは、いずれも降雨強度が強い降雨システムであり、PR のエコーは減衰の影響を強く受けるケースばかりです。したがって、地表付近での降雨強度やレーダ反射因子の鉛直プロファイルの統計を議論するには、減衰補正が正しく行われている必要がありますが、この論文で得られたレーダ反射因子の鉛直プロファイルの特性と同様の特性が沖縄にある情報通信研究機構 (NICT) の地上設置の C 帯のレーダでも得られることを、濱田さんが確かめてくれました。両者のプロファイルの特性が地表付近までよく一致していることは、PR で用いられている減衰補正が統計的には決して大きな偏差を生んでいないという一つの証左を与えているものと思

われ、減衰補正のアルゴリズム開発担当者としては非常にありがたい研究成果となっています。

PR のアルゴリズムで採用した減衰補正のハイブリッド法では、表面参照法により得られた PIA が降雨エコーから雨滴粒径分布を仮定して得られる PIA と一致するように雨滴粒径分布のパラメータを調節しています。この調整パラメータの統計から、世界のそれぞれの地域の雨滴粒径の特性が推定できます (Kozu *et al.* 2009b)。こうした結果は、各地の降雨システムの気候学的特徴づけにも重要な情報となります。また、衛星搭載レーダやマイクロ波放射計による降雨強度推定アルゴリズムの改良にも影響を与えるものと思われます。

TRMM に関連した論文はすでに1000編を超えていると聞いています。それらの多くが PR のデータを直接あるいは間接に用いています。TRMM の所期の目的であった潜熱加熱の推定に PR のデータが果たしている役割は大きいといえます。しかし、それだけでなく、PR の特徴を生かした降雨頂高度、降雨強度、降雨の広がり、日変化、季節変化、等々に関する研究が、これらの要素の相互の関係の研究を含めて、大きく進展したことは素晴らしいことです。

5. GPM/DPR アルゴリズム

全球降水観測 (GPM) 計画ではその主衛星に二周波降水レーダ (DPR) が搭載されています。二周波を使うことにより、感度の向上と共に降雨強度の推定精度を改善させようという考えから計画されたものです。二周波を使ってその二つの周波数でのレーダ反射因子の違いから雨滴の平均粒径に関する情報を得ようとする考えは、すでに電波研究所で航空機搭載雨域散乱計が計画された時から存在していたと思われます。実際、TRMM に搭載するレーダとしても、最初は二周波のレーダが検討されていました。結局 GPM で実現することになりましたが、衛星搭載二周波降水レーダの設計検討やアルゴリズム開発において航空機搭載雨域散乱計で得られたデータが役に立ったのは言うまでもありません。

GPM 搭載の DPR は Ku 帯と Ka 帯のレーダから構成されています。Ka 帯の電波の波長は雨粒の大きさに比べて必ずしも十分長いとは言えず、その散乱にレーラー散乱の近似が使えなくなります。そのため、レーダ反射因子の実効値 (Z_e) が Ku 帯の場合とわずかですが違ってきます。その違いを逆に利用して、雨

滴の粒径情報を得て、それをもとにレーダ反射因子から降雨強度への変換の精度を上げようという考えです。すなわち、 $Z_e(Ka)/Z_e(Ku)$ という比を利用しようとするものです。

しかし、実際に観測される量は減衰を含んだ見かけ上のレーダ反射因子 Z_m であり、上記の比を計算するためにはまず減衰補正を施す必要があります。この減衰補正をどこまで正確にできるかが大きな課題です。特に、Ka 帯の電波は降雨減衰が大きく、非一様性の影響を強く受けます。さらに、Ka 帯では水蒸気や雲水による減衰も無視できない大きさになるので、その正確な補正は困難です。

また、雨滴粒径分布がモデル関数に従う場合には、 $Z_e(Ka)/Z_e(Ku)$ の値から雨滴粒径のパラメータを推定できますが、実際の雨滴粒径分布はモデル関数の周りでばらつくため、 $Z_e(Ka)/Z_e(Ku)$ の値も大きなばらつきを示します。こうした困難のため、各レンジビンで雨滴粒径を精度よく推定することは非常に難しい課題です。

他方、Ka 帯の電波の減衰係数は降雨強度にほぼ比例するという特徴があります。したがって、減衰が正確に測れれば、その経路に沿った降雨の積算値が精度良く推定できる可能性があります。Ka 帯では Ku 帯より弱い雨でも減衰の効果が現れるため、TRMM/PR では数 mmh^{-1} 以上の比較的強い雨でないと表面参照法が利用できませんでしたが、Ka 帯では数 mmh^{-1} 以下の弱い雨でも表面参照法が利用できます。こうしたことから、非一様性があまり問題にならない雨に対しては Ka 帯のレーダで得られる情報を利用することにより、DPR では降雨強度の推定値が良くなっていることが期待できます。

また、表面参照法は雨のある場所での地表面からの散乱断面積 (σ^0) の変化を、その周りの雨の無い場所での散乱断面積と比較して、減衰を推定していますが、場所が異なることによる散乱断面積の変化は原則としてないものと仮定してしまっています。実際には場所が変わると、表面散乱断面積も変化することがよくあります。しかし、その変化は多くの場合 Ku 帯と Ka 帯で似た変化をします。そのため、二周波が利用できる場合には、両者の差を利用することにより、場所や時期による地表面散乱断面積そのものの変化をある程度打消し、降雨減衰の成分だけをより精度よく取り出すことが可能になります。この二周波を用いた表面参照法により、陸上でも PR の場合より良い減衰補

正が可能となっています。

このように、二周波が利用できるようになったために改善される点もありますが、他方、Ka 帯のレーダの追加によりもたらされる情報を有効に活用しようとしたときに生じる新たな課題もあります。

その一つは、減衰補正の問題です。Ka 帯では減衰が大きいため、弱い雨でも表面参照法により十分 S/N の良い PIA の推定ができるという利点がありますが、同時に、そのことは減衰に現れる非一様性の影響も大きいことを意味し、非一様性の影響をどう取り扱うかが課題となります。また、Ka 帯では水蒸気や雲水による減衰も無視できません。特に、雲の分布はレーダエコーには全く現れず、その変動も大きいことから、雲水による減衰量を見積もることは難しいことです。降雨との統計的関係を使って推測するしかないというのが現状です。

もう一つは、多重散乱の問題です。Ka 帯の電波では、Ku 帯に比べて同じ大きさの粒子に対する散乱断面積が大きいためという特徴がありますが、このことは粒子の数密度が大きいために、多重散乱によるエコーを生じさせる可能性があることとなります。液相の降雨粒子に対しては、吸収による減衰が卓越するため、多重散乱は問題になりませんが、固相の降水粒子に対しては、吸収はほとんどなく、減衰は散乱によって生じます。衛星搭載レーダによる観測では、ビーム幅が地上付近では 5 km 程度と広いため、多重散乱によるエコーが受信される可能性が高くなります。

多重散乱を生じさせるような固体降水は比較的強い対流性の降水システムに伴って生じるのが普通です。そのようなシステムは一般に空間的広がりが小さく、非一様分布が問題になることが多いといえます。このため、多重散乱の問題を定量的に取り扱うことには大きな困難が付きまといます。現状では、多重散乱の影響が受信エコーに含まれているかどうかを判断するレベルにとどまっています。

6. さらに改良の可能性

TRMM/PR および GPM/DPR の降雨推定アルゴリズムは、プロジェクトとしての要求条件を満たすものになっており、成果を次々と出しています。とはいえ、さらなる改良の余地がないわけではありません。それどころか、細かなことも含めると、多くの改良の余地が残されています。その中には、問題点として認識されていても、如何に解決すればよいのかわか

らないこともあります。

一般にリモートセンシングにおいてのアルゴリズムとは、観測された物理量から他の物理量を推定するアルゴリズムのことですが、この推定の過程には多くの仮定が含まれています。そうした仮定をすべてあらわに書き下すことは一般にはされていません。それは、多くの場合、あまりに当然のことと思われる項目が多いからともいえます。また、ある場合には、他の仮定を採用する根拠がないからともいえます。

例えば、現在のアルゴリズムでは無視されているが、今後取り入れることが可能な改善点として次のような項目があります。表面参照法により降雨減衰を推定するときに、雨域の下の地表面の固有の散乱断面積は、雨のある場合と雨の無い場合で変化せず、その見かけ上の変化が雨による減衰だけに起因すると仮定していますが、実際には、この仮定は必ずしも成立しません。たとえば、海上では一般に降雨域付近の海上風は、降雨域外の海上風とは異なり、波の立ち方が違っていると思われます。雨粒が海面をたたくときに生じるさざ波により、散乱断面積が変わることも知られています。また、陸上では降水により地面が湿り、散乱断面積が変化します (Seto and Iguchi 2007)。こうした効果は、推定値に偏差を生む原因になりますが、その効果を定量的に個々の場合について見積もることは難しく、現在のアルゴリズムでは、統計的なバイアス補正以上の補正はされていません。

降水粒子の種類やその粒径分布の鉛直分布に関するパラメータは、降雨タイプと気温と高度だけの関数として与えていますが、今後降水システムのモデルの精密化により、改善される可能性があります。

個々のモデルの改善は、同時に非一様性 (NUBF) 効果の推定とそれによる偏差の補正や減衰補正の改善、そして最終的には降雨強度の推定精度の改善にもつながります。こうした改善は、地上検証データとの比較や、マイクロ波放射計など他の観測データとの整合性などを追求することにより、徐々に進められていくものと思われます。

そうした努力の中で、今後視野に入れるべき考え方は、アルゴリズム内で仮定している種々のパラメータを、それぞれの降水システムの特性に対応したもの、より具体的には、その地域や季節への依存性に対応するものに変えていくことです。このアプローチは降水強度の精度を上げるためには望まれることです。しかし、同時に多くの課題を生みます。例えば、降水シス

テムの特性をディスクリットに特徴づけると、その判断の誤りにより、誤差がより大きくなる場合が生じます。また、地域や季節の境界で、統計が不連続に変わることにもなりかねません。他方、ベイズ統計の手法を用いて、個々の場合についてその可能性の確率に応じて重みを付け期待値を推定する方法は、理論としては尤もに思われますが、実際にはその際に必要となる確率分布は未知または不確かな場合が多く、最終的な推定値の信頼性に疑問が残ります。また、このように確率論的重みづけで得られた推定値からは、そうした推定値が得られる物理的機構を解釈しにくくなることが予想されます。

もう一つの改善の方向は、そもそもレーダデータだけから降水強度を推定するという考えを捨て、他の衛星や地上観測などのデータとの統合処理を行うことです。DPR のアルゴリズムではすでに、気温の分布などは気候データではなく、気象庁全球客観解析 (GANAL) データが用いられています。将来的には数値モデルも含めて、利用可能なデータを最大限に使った降雨分布の推定法が開発されるものと思われる。

7. まとめ

私は TRMM 搭載の降雨レーダ (PR) のデータから降水強度の3次元分布を推定するアルゴリズムを開発してきましたが、それは決してゼロからのスタートではなく、衛星計画を作成する過程で実行可能性の検討研究 (Feasibility Study) が実施されており、降水推定法に関しても多くの先行研究がありました。そうした先行研究の成果をもとに、航空機搭載レーダの観測データを用いていくつかの方法を検討し、TRMM 打ち上げ時のアルゴリズム開発を行いました。

打ち上げ後は、PR により取得された実際のデータをみて、アルゴリズムの改良に努めました。毎年米国で開催される TRMM の研究者会議で PR のアルゴリズムの現状について発表し、出席している研究者から批判や質問を受け、意見を聞くことが大きな刺激となり、アルゴリズムの改良に役立ったと思います。打ち上げ後特に努力したのは、データ処理に確率論的考えを多少とも導入し、誤差評価と共に最適推定を行うことと、非一様性 (NUBF) 効果の補正を行うことでした。

その結果として作られたアルゴリズムは、まだまだ多くの問題を含んではいますが、ある程度信頼できる

データを作り出しているとして、利用者に受け入れられるようになったものと思われます。その経験は GPM の主衛星搭載の DPR のデータ処理アルゴリズムにも反映されています。こうして作成されている降水プログラムを用いて多くの科学的成果があげられていることは、アルゴリズム開発に関わってきたものとしては、非常に喜ばしいことですが、同時に責任の重さを痛感しています。今後とも、DPR アルゴリズムを含め、アルゴリズム開発に貢献していきたいと思っています。

謝 辞

私がこのような賞をいただけることになったのは、TRMM という衛星ミッションが成功したことによっています。この成功は、TRMM という素晴らしいミッションを計画された方々、搭載機器を検討しそれを実現された方々、打ち上げ後衛星の運用を行われた方々、得られたデータを使って新しい研究成果を出された方々、その他多くの方々の努力と共同作業の結果です。私自身こうした方々に頼り、激励され、アルゴリズム開発を行うことができました。余りに多くの方々が関係していますので、お世話になった方々のお名前をすべて挙げることは控えさせていただきますが、特に、TRMM プロジェクトの生みの親の一人である元通信総合研究所長の畚野信義博士、PR チームのリーダーとして TRMM を引っ張ってこられた岡本謙一 鳥取環境大学名誉教授、PR のアルゴリズムとともに開発してきた NASA/GSFC の Robert Meneghini 博士、古津年章 島根大学名誉教授、阿波加 純 東海大学教授、そして、雨域散乱計実験や TRMM で大変お世話になった中村健治 獨協大学教授、熊谷 博 元情報通信研究機構理事、たえず叱咤激励してくださった JAXA の沖 理子 上席研究員に深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Aonashi, K., J. Awaka, M. Hirose, T. Kozu, T. Kubota, G. Liu, S. Shige, S. Kida, S. Seto, N. Takahashi and Y. N. Takayabu, 2009: GSMap passive microwave precipitation retrieval algorithm: Algorithm description and validation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 119–136.
- Haddad, Z. S., E. Im, S. L. Durden and S. Hensley, 1996: Stochastic filtering of rain profiles using radar, surface-referenced radar, or combined radar-radiometer

- measurements. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 229–242.
- Haddad, Z. S., E. A. Smith, C. D. Kummerow, T. Iguchi, M. R. Farrar, S. L. Durden, M. Alves and W. S. Olson, 1997: The TRMM ‘day-1’ radar/radiometer combined rain-profiling algorithm. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 799–809.
- Hamada, A., Y. N. Takayabu, C. Liu and E. J. Zipser, 2015: Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms. *Nat. Commun.*, **6**, 6213, doi:10.1038/ncomms7213.
- Hitschfeld, W. and J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Meteor.*, **11**, 58–67.
- Iguchi, T. and R. Meneghini, 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1507–1516.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038–2052.
- Iguchi, T., T. Kozu, J. Kwiatkowski, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2009: Uncertainties in the rain profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 1–30.
- Kozu, T. and T. Iguchi, 1999: Nonuniform beamfilling correction for spaceborne radar rainfall measurement: Implications from TOGA COARE radar data analysis. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1722–1735.
- Kozu, T., T. Iguchi, T. Shimomai and N. Kashiwagi, 2009a: Raindrop size distribution modeling from a statistical rain parameter relation and its application to the TRMM Precipitation Radar rain retrieval algorithm. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 716–724.
- Kozu, T., T. Iguchi, T. Kubota, N. Yoshida, S. Seto, J. Kwiatkowski and Y. N. Takayabu, 2009b: Feasibility of raindrop size distribution parameter estimation with TRMM Precipitation Radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 53–66.
- Kubota, T., S. Shige, H. Hashizume, K. Aonashi, N. Takahashi, S. Seto, M. Hirose, Y. N. Takayabu, T. Ushio, K. Nakagawa, K. Iwanami, M. Kachi and K. Okamoto, 2007: Global Precipitation Map using satelliteborne microwave radiometers by the GSMaP Project: Production and validation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **45**, 2259–2275.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D.-B. Shin and T. T. Wilheit, 2001: The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1801–1820.
- Meneghini, R. and T. Kozu, 1990: Spaceborne Weather Radar, Artech House. 199pp.
- Meneghini, R. and K. Nakamura, 1990: Range profiling of the rain rate by an airborne weather radar. *Remote Sens. Environ.*, **31**, 193–209.
- Meneghini, R., J. Eckerman and D. Atlas, 1983: Determination of rain rate from a spaceborne radar using measurements of total attenuation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **21**, 34–43.
- Meneghini, R., T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. Okamoto, J. A. Jones and J. Kwiatkowski, 2000: Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 2053–2070.
- Meneghini, R., J. A. Jones, T. Iguchi, K. Okamoto, and J. Kwiatkowski, 2004: A hybrid surface reference technique and its application to the TRMM Precipitation Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1645–1658.
- 岡本謙一, 1994: 熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM) 計画における降水システムの研究開発. *天気*, **41**, 361–378.
- 岡本謙一, 尾嶋武之, 吉門 信, 増子治信, 猪股英行, 畚野信義 1986: 航空機搭載用マイクロ波雨域散乱計/放射計システムの開発と実験, 1. ハードウェアシステム. *電波研究所季報*, **32**(163), 55–86.
- Seto, S. and T. Iguchi, 2007: Rainfall-induced changes in actual surface backscattering cross sections and effects on rain-rate estimates by spaceborne precipitation radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1693–1709.
- 寺門和夫, 2015: 宇宙から見た雨 熱帯降雨観測衛星 TRMM 物語. 毎日新聞社.
- Tokay, A. and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355–371.

Reminiscences of my Work in Algorithm
Development for Spaceborne Precipitation Radar

Toshio IGUCHI*

* *National Institute of Information and Communications Technology (NICT), 4-2-1
Nukui-Kita-machi, Koganei, Tokyo 184-8795, Japan.*

(Received 4 February 2016; Accepted 15 March 2016)
