

降雨強度推定アルゴリズムの開発

井口 俊夫^{*1} ロバート・メネギーニ^{*2} 古津 年章^{*1}

(1996年5月17日受理)

DEVELOPMENT OF AN ALGORITHM FOR
RAINFALL RATE ESTIMATION

By

Toshio IGUCHI, Robert MENEGHINI, and Toshiaki KOZU

This paper describes the TRMM standard algorithm 2A-25 that will estimate the instantaneous three-dimensional rain distribution from the TRMM Precipitation Radar data. The major challenges of the algorithm lie in the corrections of rain attenuation and effect of non-uniform rain distribution within the instantaneous field of view. To realize a non-divergent attenuation correction, a surface reference method is adopted. When the rain is horizontally uniformly distributed, the relative error in the surface reference method generally decreases with increasing path integrated attenuation. To avoid a large error when the attenuation is small, the correction algorithm adopts a hybrid method in which the constraint imposed by the surface reference is weakened by the weighting function whose weight is calculated from the estimate of the path integrated attenuation and the reliability of the surface reference. The hybrid method also inherits the advantage of the surface reference method that the attenuation correction never diverges. When the rain is not horizontally uniform, however, the path integrated attenuation derived from the surface reference method may be underestimated. It is imperative to compensate the bias. To estimate the magnitude of the bias, the unobservable variations within the instantaneous field of view are estimated from the variations of observable low-resolution data. The appropriate rain model and the actual coefficients in the bias calculation are yet to be determined.

[キーワード] TRMM, 降雨レーダ, 降雨減衰, 非一様降雨分布.

TRMM, Rain radar, Rain attenuation, Non-uniform beam filling.

1. はじめに

熱帯降雨観測衛星(TRMM)プロジェクトの目的は、地球上の熱の移動や分布に大きな役割を果たしている熱帯及びその近傍の降雨分布を測定することにある。その中で、TRMM搭載の降雨レーダ(PR)は降雨の鉛直分布の情報をも供給する観測機として重要なものである。同じ地上降雨量であっても、それをもたらす降雨の種類

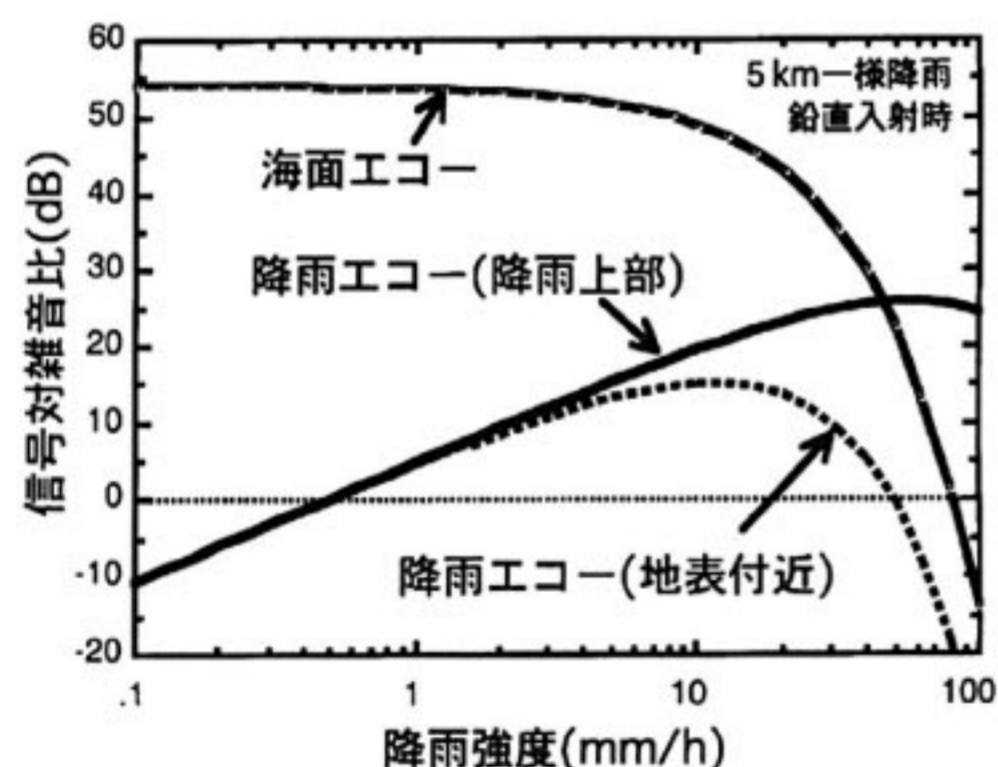
例えば層状性の雨であるか対流性の雨であるかによって、熱収支の鉛直分布は異なってくる。したがって、降雨の鉛直分布をレーダの観測データから推定することは、TRMMプロジェクトにとって最も重要な課題の一つである。TRMMの標準アルゴリズム2A-25は、この課題に答えるべく、降雨の瞬時鉛直分布を出力するアルゴリズムである。衛星搭載の降雨レーダは地上に設置されている降雨レーダとは観測条件が異なるため、データ処理法においても地上レーダにはない新たな問題点が生じる。主な問題点は電波の降雨による減衰、非一様降雨分布、観測頻度の3点である。

*1 地球環境計測部 電波計測研究室

*2 NASAゴダード宇宙飛行センター

第一の降雨減衰の問題は使用周波数が通常の地上の降雨レーダに比べて高いことに起因する。TRMM 衛星は地上 350 km の比較的低高度を飛行する周回衛星である。その高度から衛星搭載可能な現実的な大きさのアンテナを用いた場合、波長の短い電波を用いないと、ビーム幅が広くなり降雨レーダとして有用なデータが取れなくなる。一方、分解能をあげるために波長を短くすると雨自身による電波の減衰が増加し、強い雨では地表付近の降雨が観測できなくなる。こうしたことを考慮し、TRMM 搭載の降雨レーダでは 13.8 GHz の周波数が使われることになった。この周波数で、電気的開口径 2.1 m × 2.1 m のアンテナを使い、地上直下点での水平分解能として約 4 km を実現している。この周波数では、降雨強度が強い場合には降雨減衰が無視できず何らかの方法でその補正を行う必要がある。第 1 図に高さ 5 km の一様な雨を想定したときの降雨強度に対するレーダ受信信号の強度変化を示す。図の 0 dB は TRMM 降雨レーダの予想される雑音レベルを示している。地表付近では 50 mm/h 程度の雨で、見掛け上の反射強度が降雨減衰のため雑音レベル程度まで下がることが分かる。

第二の非一様降雨分布の問題はレーダの分解能が粗いことによる。TRMM レーダの約 4 km という水平分解能は対流性降雨の標準的な水平方向の広がりとは比べ決して充分には小さいとは言えず、レーダの分解能に相当する散乱体積の中の雨の分布は必ずしも一様とは仮定できない。レーダによって観測される降雨からの電波の反射強度と降雨強度との関係は非線形関係にあるため、もし降雨がレーダの散乱体積内で一様に分布していないとすると、そこからの反射強度はその体積内に同じ量の雨が平均的に分布しているとした場合に期待される反射強度とは異なったものになってくる。さらに、降雨による伝



第 1 図 降雨によるレーダ反射信号の減衰。降雨としては高さ 5 km の一様な降雨分布を仮定している。雑音の基準値は TRMM の降雨レーダで予想される値を用いた。

搬減衰の効果は一様降雨と非一様降雨で大きく違ってくる。この問題は、極端な場合にはビーム内に降雨域が部分的にしか存在しないということになるため、しばしば部分照射の問題と言われる。

第三の観測頻度の問題は、レーダの観測幅がわずか 215 km とせまいため、地球上の同一地点が観測される頻度が非常に低いことによる。たとえば、任意に選ばれた 10 km 四方の領域が観測される頻度は平均的にみた場合わずか 3 日に一度程度である。この 3 日に一度観測される瞬時のデータの集まりからその地点の平均降雨量を推定しようというわけであるから、平均を取る期間が短いと推定誤差も大きくなる。

以上 3 点の問題点のうち、本論では第一の減衰の問題と第二の非一様降雨分布の問題を中心に議論する。また、衛星搭載レーダに限らず、一般の降雨レーダに共通する問題についても触れる。最後の観測頻度に関する問題点は、本論では扱わない。前二者が観測データからその範囲内での瞬時降雨の分布を求める問題であるのに対し、観測頻度の問題は、観測統計の問題であり、その問題の性格が全く異なるからである。

2. 減衰補正の問題点

レーダで観測される距離 r にある散乱体からの受信電力 $P_r(r)$ は観測される見かけ上のレーダ反射因子 Z_m と次の関係がある。

$$P_r(r) = \frac{C|K|^2}{r^2} Z_m(r). \quad \dots\dots(1)$$

ここに C はレーダ定数であり、 K は降水粒子の複素屈折率を m としたときに次の式で定義される量である。

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}. \quad \dots\dots(2)$$

真のレーダ反射因子 Z は Z_m と次の関係で結ばれている。

$$Z_m(r) = Z(r) \exp(-0.2 \ln 10 \int_0^r k(s) ds). \quad \dots\dots(3)$$

$k(r)$ は減衰係数 (dB/km) である。ここで我々は $\int_0^r k(s) ds$ を単に減衰と呼ぶ。また地表面 $r = r_s$ までの減衰 $\int_0^{r_s} k(s) ds$ を経路積分減衰、 $A(r) = \exp(-0.2 \ln 10 \int_0^r k(s) ds)$ を伝搬減衰因子または単に減衰因子と呼ぶ。減衰が大きくなると減衰因子 A は小さくなる。

地上のレーダのように減衰の無視できる周波数の電波を用いたときには、 Z_m を Z と等しいと置き、 Z と降雨強度 R (mm/h) の間に成り立つ経験的關係式を用いて、 R を計算するのが普通である。この方法をここでは $Z-R$

法と呼ぶ。

減衰のある場合に Z-R 法を使うと、 Z_m は常に Z より小さいから、降雨強度を過小評価することになる。偏差のない Z を推定するためには、 Z_m に減衰補正を施す必要がある。減衰係数 k もレーダ反射因子 Z も共に降雨に依存する量であるから、もし、それらの関係が一意的に決まっていれば、 k を Z の関数として表し、減衰の影響が出始める前の地点での Z_m から減衰因子 A とそれから求められる Z とを順次計算していくことにより、原理的にはすべての距離でレーダ反射因子の真値を得ることは可能である。

この考えに従い測定された Z_m から真の Z を推定する方法としては、漸化法⁽¹⁾ (Iteration Method) や Hitschfeld と Bordan の方法⁽²⁾ (以下 H-B 法と略記する) などがある。H-B 法の解は次のようにして導かれる。

もし k と Z の間に冪乗関数の関係 $k = \alpha Z^\beta$ があるとすると (ただし β は距離 r によらない定数)、 $u = Z^{-\beta}$ 及び $q = 0.2\beta \ln 10$ と置くことにより、(3) は微分方程式の形に書ける。

$$\frac{du}{dr} + u\beta \frac{d}{dr} \ln Z_m + q\alpha = 0. \quad \dots(4)$$

この方程式の一般解は

$$Z(r) = Z_m(r) [C_1 - qS(r)]^{-1/\beta} \quad \dots(5)$$

となる。ここに C_1 は積分定数であり、 $S(r)$ は

$$S(r) = \int_0^r \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds. \quad \dots(6)$$

で定義される量である。導出過程から明らかなように、 α はあらかじめ定まっているならば、距離 r に依存するパラメータであっても良い。減衰がない距離、例えば $r = 0$ で、 $Z(r) = Z_m(r)$ の条件を課すと $C_1 = 1$ となる。これが Hitschfeld と Bordan の解である。

$$Z_{HB}(r) = Z_m(r) [1 - qS(r)]^{-1/\beta}. \quad \dots(7)$$

しかし、実際には漸化法や H-B 法から得られた解は、減衰が大きい場合には全く使いものにならない。H-B 法の場合にその理由を述べると次のようになる。 $qS(r)$ は、 r に関して連続でかつ単調増加な関数であり、その値は本来常に 1 以下の値に留まるはずのものである。しかし、実際の観測値 Z_m と適当に仮定した α と β を用いて計算すると、遠方の r にたいして $qS(r)$ はしばしば 1 を越してしまう。この場合、 $r = 0$ では $qS(r) = 0$ であるから、 $qS(r_c) = 1$ となる r_c が存在し、その距離では (7) は発散し、 $r \geq r_c$ では (7) は定義されなくなる。

この発散の状況は、減衰が大きい場合には非常に微妙である。例えば、減衰が 20 dB あるときには、 $A(r)$ の見積もりである $[1 - qS(r)]^\beta$ は 0.01 という小さな数にならなければならない。 β は一般に 1 に近い数であるから、今議論を簡単にするためにここでは $\beta = 1$ として考えると、 $qS(r) = 0.99$ とならなければならない。もし $qS(r)$ をわずか 1% 過大に評価すると、 $[1 - qS(r)]^\beta = 0.0001$ すなわち 40 dB の減衰があると推定し、 Z_{HB} は真値より 20 dB 大きくなってしまふ。また 2% 過大に評価すると、 Z_{HB} は途中で発散することになる。過小評価の場合にも同様に結果として大きな誤差をもたらす。 $S(r)$ の計算に必要な α や $Z_m(r)$ を 1% 程度の誤差で指定したり測定することは実際上不可能であるから、偏差のない推定をしようとする限り、不安定性や発散は避けられない。この不安定性を避ける方法として考え出されたのが、表面参照法 (Surface Reference Method) と呼ばれる方法である。

3. 表面参照法

前節で述べたようにレーダ側から順に減衰量を計算し補正しようとする、補正は不安定となり正確な減衰の推定はできないが、もしある地点までの減衰量がわかっていたとすると、その地点とレーダ間における任意の点での減衰量の推定値は、その地点からレーダの方向に順次同様の方程式を解くことによって求められる。この場合は先の場合と異なり、推定値は常に安定して求められる。これはちょうど与えられた微分方程式をレーダの地点 (あるいは雨域の始まる場所) を初期条件として解く代わりに、雨域の背後の点での条件を終端条件として逆方向に解いているのと同様である。この安定な解法を利用するためには、雨域の背後の点までの減衰あるいはその地点での真の Z 因子など観測に関係した何らかの量を与える必要がある。衛星搭載や航空機搭載の降雨レーダの場合、雨域の背後の点として利用できるのが海面である。

航空機や衛星から地表方向にレーダを向け降雨を観測しようすると、降雨からの散乱波だけでなく、地球表面からの強い散乱波が受信される。地球表面からの散乱強度は地表面の様子や入射角によって変わってくるが、海面の場合後方散乱の強度はおおむね入射角と海上風で決まる。TRMM 搭載の降雨レーダのように入射角が小さい時の海面からの散乱は、入射角が大きい場合に比べるとその風速依存性は小さい。そのため、もし一定の入射角で移動しながら海面からの散乱強度を観測すると、雨域の部分では主に降雨による減衰のため、見掛け上の海面の散乱断面積が小さくなる。この見掛け上の散乱断

面積の減少をすべて降雨減衰によるものとみなし、それを境界条件として減衰補正を施し降雨量を求めるのが表面参照法である。

表面参照法にはその条件の使い方によって実際にはいくつかの具体的方法が提案されている。一つは海面での条件を唯一の条件として、レーダ方程式を逆方向に解く終端条件法⁽³⁾である。

今、地表 r_s までの真の減衰因子 $A(r_s)$ が分かれば、

$$A(r_s) = \frac{Z_m(r_s)}{Z(r_s)} \quad \dots\dots(8)$$

であるから、地表 $r = r_s$ での Z の値 $Z(r_s)$ が得られる。このようにして、 $Z(r_s)$ が与えられたとすると、(5)の C_1 は次の条件を満たさねばならない。

$$C_1 = \left(\frac{Z_m(r_s)}{Z(r_s)} \right)^\beta + qS(r_s). \quad \dots\dots(9)$$

これを(5)に代入すると次の終端条件解 Z_{fv} を得る。

$$Z_{fv}(r) = Z_m(r) [A_s^\beta + q(S(r_s) - S(r))]^{-1/\beta}. \quad \dots\dots(10)$$

その他提案されている表面参照法はどれも地表での条件ばかりでなくレーダに近い側の初期条件に相当する条件も同時に満たすように考えられたものである。 C_1 を1とし、同時に Z_{HB} から計算される経路積分減衰を独立に観測された経路積分減衰と一致させるには、減衰係数 k と Z の関係を調節するか⁽⁴⁾⁽⁵⁾、レーダの較正に誤差があると考えレーダ定数 C を調整するかの方法⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾が考えられる。

前者の場合、もし $k = \alpha Z^\beta$ の α を変化させることにすると、元の α を ϵ 倍することにより、解決される。ここに ϵ は

$$\epsilon = \frac{\text{def } 1 - A(r_s)^\beta}{qS(r_s)} \quad \dots\dots(11)$$

で定義される量である。この方法で補正されたレーダ反射因子の推定値 Z_a は次のようになる。

$$Z_a(r) = Z_m(r) [1 - \epsilon qS(r)]^{-1/\beta}. \quad \dots\dots(12)$$

降雨モデルのパラメータ、特に雨滴粒径分布のパラメータを変化させ、結果として k と Z の関係を变化させるもの⁽⁶⁾もこの中に含まれるが、この場合には $Z-R$ 関係も同時に変化することになる。そのため、降雨強度 R の推定値で比較した場合、一定の $Z-R$ 関係、または一定の $k-R$ 関係を仮定して得られた R の推定値とは多少違ったものになる。

またレーダ定数 C を変化させた場合、 Z の推定値 Z_c は同じ ϵ を用いて次のように表される。

$$Z_c(r) = \epsilon^{1/\beta} Z_m(r) [1 - \epsilon qS(r)]^{-1/\beta} \quad \dots\dots(13)$$

どのパラメータを変化させるかによって、最終的に得られる降雨の推定値が多少違ってくるが、これらの方法のうちどれがもっとも適切かはその時の状況により変わってくるものであり、一つの方法が常に他の方法より優れているものとは言えない⁽⁷⁾。

表面参照法の一つの欠点は、経路積分減衰の推定値の不確かさである。不確かさの原因としては、測定そのものに起因する誤差、海面の散乱断面積の不確かさによるもの、降雨の非一様分布に起因するもの等が考えられる。降雨の非一様分布に起因する問題については、節を改めて述べる。海面散乱断面積の不確かさなどは、降雨の有無に関係なく存在するものであり（もちろん、降雨によってさらに不確かさが増している）、雨が弱いときに、そうした誤差を含んだ経路積分減衰推定値を絶対条件として用いると、かえって誤った減衰補正を行うことにもなる。

減衰係数 k はほぼ降雨強度 R に比例することから、降雨強度の経路積分値と減衰因子の関係が指数関数的であることが分かる。このため減衰因子の測定における相対的誤差が降雨強度に直したときに絶対的誤差になる。減衰因子測定の相対誤差が一定ならば、減衰が大きく、降雨強度が強ければ強いほど、推定される降雨強度の相対誤差は小さくなる。すなわち、降雨強度が強くなればなるほど、表面参照法による降雨強度の推定誤差は少なくなるという特徴がある。裏返して言えば、降雨強度の弱いときには、表面散乱法を用いると、大きな相対誤差が降雨推定量に現れる可能性があるということである。

以上をまとめると、 $Z-R$ 法は降雨が非常に弱いところではよいが、強くなると、減衰の効果を無視しているために降雨強度を過小評価することになる。それに伴う誤差は減衰量に比例し、減衰の大きいところでは使いものにならないといえる。また、 $H-B$ 法は、減衰がさほど大きくないところでは有効であり、減衰の補正をある程度行えるが、減衰が大きくなると、解はしばしば不安定になり、無限大に発散したり、十分な補正を行えなかったりして、補正を全く行わないときよりも、かえって悪い結果をもたらす場合もでてくる。最後に表面参照法では、相対誤差は降雨強度が弱いときに大きいですが、雨が強くなり、減衰が大きくなればなるほど、相対誤差が低下するという特徴がある。

これらのことから、減衰が少ないときには表面参照法を使わず減衰の補正を行い、減衰が増えるに従って、表

面参照法を導入すれば良いことが分かる。簡単な方法は、Z-R法と表面参照法による結果に減衰の程度に応じて重みをつけて平均を取るという方法である。しかし、この場合、補正を施さないZ-R法に付随する降雨強度を過小評価する傾向が平均後も残ることになり、偏差のない推定とはならない。そこで考えられたのが、表面参照法においてパラメータの補正を行うときに、その補正量に減衰に応じた重み付けをし、減衰が大きいところでは漸近的に表面参照法の結果に近づき、また減衰の小さいところではH-B法の結果に近づくようにすることである。

具体的には、減衰 x が0の時0となり、減衰が増えるに従って1に近づく重み関数 $w(x)$ を導入し、上記の ϵ を ϵ_0 と書き直したとき

$$\epsilon = 1 + w(x)(\epsilon_0 - 1) \quad \dots\dots(14)$$

で定義される ϵ を使って、補正を行うものである。減衰が小さいときには $w(x)$ も小さくなり、 ϵ_0 に含まれる誤差は推定値に殆ど影響しない。減衰が大きくなると表面参照法の特徴として ϵ_0 の誤差は小さくなり、良い補正が得られる。このようにして、すべての降雨強度の範囲で発散せず、大きな誤差を出さない方法として考え出されたのが合成法(Hybrid Method)である⁽⁷⁾。TRMMのレーダデータを用いた降雨強度推定の方法としてはこの合成法を用いる予定である。

4. 部分照射の問題

TRMM搭載降雨レーダの水平分解能は約4kmと比較的大きく、雨がこの範囲において水平方向に一様であるという仮定は必ずしも成り立たない。降雨強度 R とレーダ反射因子 Z の関係はおおむね $R = aZ^b$ という冪乗関係で表されるが、 $a > 0$ かつ $0 < b < 1$ であるから、 aZ^b は Z の関数として上に凸な関数となり、観測される Z のレーダの分解能に対応する空間的平均値 $\langle Z \rangle$ から一様性を仮定して求めた降雨量 $R_0 = a\langle Z \rangle^b$ と本来求めたい降雨の空間平均値 $\langle R \rangle = \langle aZ^b \rangle$ は Z の分布が一様でない場合には一致せず、 $R_0 > \langle R \rangle$ となる⁽⁸⁾。すなわち、 $\langle Z \rangle$ とZ-R関係がともに正しい場合に、非一様性を無視すると、降雨強度の推定値は、真値より常に大きくなる。偏差の程度は、非一様性の程度によるが、TRMM降雨レーダの分解能程度では一般にさほど大きくないと考えられる。TRMMレーダでは、視線方向の分解能(250m)に比べ、それに直交する水平方向の分解能(約4km)の方が悪いから、視線方向では分解能の範囲内で雨の分布はほぼ一様と考え、水平方向の非一様性のみから補正量を計算している。

Z-R関係の非線形性による偏差よりも深刻なのは、

雨の分布が水平方向に一様でない場合に生じる減衰の推定値の誤差である^{(8),(9)}。

(3)式は各 r においてレーダのビーム内での雨の分布は一様だと仮定して導いたものであり、もし一様でないとする、変更を加える必要がある。今、電波が直進するという仮定が成り立つとすると、幅の広いビームで観測される受信電力は、そのビームを十分に細いビームに分割した時に、各ビームで観測される受信電力を広いビームの範囲に渡って積分したものになる。この細いビームを変数 x で表すことにする。 x は r に直交する面の座標(2次元)と考えても良い。各 x におけるレーダ反射因子 $Z_m(r;x)$ は次のように表される。

$$Z_m(r;x) = A(r;x)Z(r;x). \quad \dots\dots(15)$$

ここに減衰因子 $A(r;x)$ は、減衰係数 $k(r;x)$ (dB/km)を用いて

$$A(r;x) = \exp\left(-0.2 \ln(10) \int_{r_1}^r k(s;x) ds\right) \quad \dots\dots(16)$$

と書ける。また $Z(r;x)$ は点 $(z;x)$ における等価レーダ反射因子である。以下 $A(r_1;x)$ を単に $A_s(x)$ 、また $0.2 \ln(10) \int_{r_1}^r k(s;x) ds$ を $K(x)$ と書く。すなわち

$$A_s(x) = \exp(-K(x)). \quad \dots\dots(17)$$

元のビームの広がり L で表すとするとこのビームで観測されるレーダ反射因子 $\langle Z_m \rangle$ は、上記と同じ仮定の下で、

$$\begin{aligned} \langle Z_m(r) \rangle &\equiv \frac{1}{L} \int_L Z_m(r;x) dx \\ &= \frac{1}{L} \int_L A(r;x) Z(r;x) dx \quad \dots\dots(18) \end{aligned}$$

である。以下、同様に範囲 L にわたる x に関する平均値を $\langle \cdot \rangle$ でもって示す。一方、表面参照法から推定される減衰因子は(17)式のビーム内での平均値

$$A_L \equiv \langle A_s(x) \rangle = \frac{1}{L} \int_L \exp(-K(x)) dx \quad \dots\dots(19)$$

である。降雨の非一様性を無視して、表面参照法を盲目的に適用することは、 $r = r_1$ において

$$\langle Z_m(r_1;x) \rangle = A_L \times \langle Z(r_1;x) \rangle \quad \dots\dots(20)$$

とおき、 $\langle Z_m(r_1;x) \rangle$ と A_L から $\langle Z(r_1;x) \rangle$ を推定していることになる。一般に、 $A(r;x)$ が x に依存して変化するなら

$$\langle A(r;x)Z(r;x) \rangle \neq \langle A(r;x) \rangle \times \langle Z(r;x) \rangle \dots\dots(21)$$

であるから、(20)式による $\langle Z(r;x) \rangle$ の推定値は大きな誤差を含む可能性がある。 $k(r;x)$ は $Z(r;x)$ の単調増加関数であるから、もし、雨の非一様性の分布が高度によらないとすると、 $\langle Z(r;x) \rangle$ の増加は $K(x)$ の増加、したがって、 $A(x)$ の減少をもたらす。すなわち、任意の二つの場所 x_1, x_2 に対し、

$$[Z(r;x_1) - Z(r;x_2)][A_s(x_1) - A_s(x_2)] \leq 0 \dots\dots(22)$$

であるからTchebychefの不等式⁽¹⁰⁾によって

$$\langle A_s(x)Z(r;x) \rangle < \langle A_s(x) \rangle \langle Z(r;x) \rangle \dots\dots(23)$$

となることがいえる。この事は、(20)式を用いて $\langle Z(r;x) \rangle$ を推定すると $\langle Z(r;x) \rangle$ を過小評価することを意味する。

表面参照法において重要なのは、降雨分布が一様な場合には、独立に観測された減衰因子 $\langle A_s(x) \rangle$ から(17)式を用いて $\langle K(x) \rangle$ が求められるという点である。実際、減衰係数 $k(r;x)$ はほぼ降雨強度 $R(r;x)$ に比例することから、 $\langle K(x) \rangle$ が正確に求められると降雨の鉛直方向の積分値 $\langle \int_0^r R(r;x) dr \rangle$ に拘束を与えられることになり、より信頼できる降雨プロファイルが得られることにつながる。

したがって降雨強度の鉛直分布の推定において、拘束として A_L より適しているのは

$$K_L \equiv \frac{1}{L} \int_L K(x) dx \dots\dots(24)$$

である。 $K(x)$ が一定でない限り $A_L > \exp(-K_L)$ であり、 A_L から(17)式を用いて K_L を求めることはできない。非一様性を無視して、表面参照法から得られた A_L を盲目的に拘束条件として用いて減衰補正を行うと、降雨強度を過小評価してしまう主な原因はここにある。

領域 L の中での $K(x)$ の確率分布 $p(K)$ が分かっているとすると、

$$A_L = \int p(K) \exp(-K) dK \dots\dots(25)$$

$$K_L = \int p(K) K dK \dots\dots(26)$$

と書けるから、 $K(x)$ の具体的な関数形が定まらなくとも、 A_L から K_L を求めることができる。 $p(K)$ を例えば対数正規分布や Γ -分布と仮定できるとすると、僅か2個のパラメータ(平均値と分散)で $p(K)$ を一意に規程することができる。分布関数としてどのようなものが適切

であるか、またこれらのパラメータを A_L 自体の場所による変動などから推定できないか、といった研究が減衰の統計的方法による補正法として進められている⁽¹¹⁾。

ここにおいて問題となるのは、 A_L の変化は K が大きいところでは非常に小さくなり、 A_L そのものの変動から K の変動を推測することは難しいということである。 A_L の対数の変動を用いることにすれば、原理的には A_L と K の変動の直線性は改善されるが、 A_L そのものをレーダでは正確に測定できるわけではないので、 A_L が小さい場合には問題が残る。 A_L の推定に表面参照法が使えるならば、 A_L の小さいときにも A_L の変動をより正確に推定できる。しかし、この場合にも、表面散乱断面積の変動と雨の分布の変動を分離することは不可能であり、散乱断面積の変動が大きい場合には問題が残る。減衰が多く表面参照法が使えない場合等を考慮すると、降雨からの反射信号のみから非一様性のパラメータを計算できるようにしておくことが望ましい。

アルゴリズム 2A-25 の Version 2 では各ビームについて $\xi = q \int_{r_1}^{r_2} \alpha(s) Z_m(s)^\beta ds$ を計算し、注目するビームとその周りを含めた9本のビームでの ξ の平均と分散を計算し、それから非一様降雨の影響を補正することを提案していた。しかし、 ξ は A_L 同様 K の増加とともに1に収束し、変化が少なくなる量であり、 $p(K)$ のパラメータ推定のためには必ずしも適しているとはいえない⁽¹¹⁾。そこで Version 3 では、理想的なときには A_L に等しくなる量である $\kappa = -(1/\beta) \log(1-\xi)$ の統計を用いている。ただし、この量を採用することは、Hitschfeld-Bordanの減衰補正法と同様の不安定さを導入することになるので、今後さらに検討が必要である。

最終的には、観測可能な量から、 $p(K)$ を指定するパラメータを見積もり、ビーム内に存在する総降雨量をビーム内で水平方向に一様に分布させた時に得られるであろう減衰量、すなわち $A_L = \exp(-K_L)$ を見積もり、それを表面参照法の拘束条件として用いている。また、非一様性が $Z-R$ 関係に与える影響も、上記と同様に、分布関数 $p(K)$ を仮定すると計算可能であり、その程度は第一近似として、散乱体積内での降雨分布の規格化分散に比例する。この規格化分散を9本のビームで観測された降雨分布のばらつきから推定し、 $Z-R$ 関係を補正している。

5. 降水粒子の状態

減衰の計算においては $k-Z$ 関係が、また降雨量の計算においては $Z-R$ 関係が分かっているなければならない。現在開発中の 2A-25 のアルゴリズムにおいてはどちらも冪乗関数を用いている。冪乗関数による表現は、降水

粒子の状態が一定でしかも雨滴粒径分布が安定している場合には良い近似を与えるが、そうでないときには、関係式の係数をその変化に応じて変える必要がある。

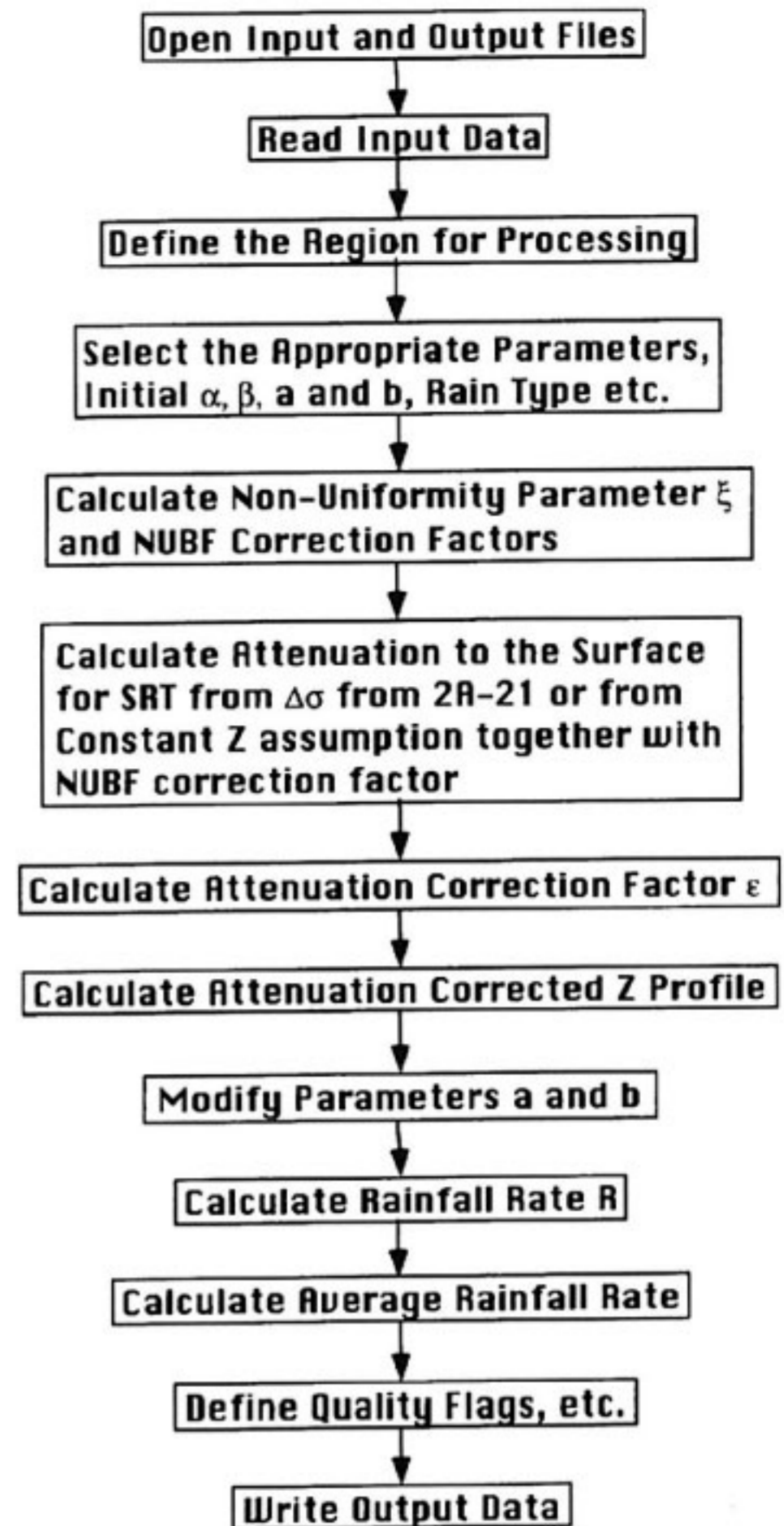
ブライトバンドの存在する層状性降雨の場合には、ブライトバンドの高さを目安として、氷の領域、混合領域、水滴領域を比較的簡単に分類できる。水滴領域ではZ-R関係としては層状性降雨の代表値を用いて計算すれば良い。粒径分布の違いによるk-Z関係の変化は、鉛直方向でのその分布形が同じである限り、表面参照法で係数 α を調節する方法によって原理的には補正されることになる。その補正值から粒径分布の基準分布からのずれを推定し、それをZ-R関係にも反映させることが、これも原理的には可能である。ただし、混合領域でのk-ZやZ-R関係を観測データから得られる情報にしたがって調節し、正しい値を求めることは困難と思われる。氷の領域および混合領域はブライトバンドの高さを元に判断し、典型的なモデルを仮定して、k-Z及びZ-R関係を定めている。

これに対し、ブライトバンドの同定できない雨においては、降水粒子の相をレーダデータだけを用いて判別することは不可能と考えられる。Version 3では代表的と思われる降水粒子の高度分布を、その地点での0℃高度から推定することにした。0℃高度は、観測地点の緯度、経度、月日を元に気候値データから標準アルゴリズム2A-23で計算されたものを用いている。仮定された粒子分布からk-Z関係、Z-R関係の係数を決定している。観測される Z_m の絶対値や高度分布の形状などから、分類に役立つ情報がどれほど得られるか、今後の研究が必要である。

なお、ZからRの変換時において、降水粒子の落下速度が問題となるが、Version 3では、標準大気モデルの1km毎の気圧値から各高度における大気密度を内挿して求め、それを用いてZ-R関係の係数を変化させている。

6. 2A-25 (Version 3) の概要

2A-25におけるデータ処理の流れについてこの節では概説する。2A-25は1C-21(レーダ反射因子)、2A-21(表面散乱断面積)、2A-23(降雨の種類)の出力データを入力し各ビーム毎に降雨強度及び減衰補正を施したレーダ反射因子を出力するアルゴリズムである。その概略の流れ図は第2図に示した通りであり、基本的には1走査を単位としてデータ処理が行われる。しかし、降雨の非一様性パラメータを計算するために、一度に3走査のデータを使用しなければならない部分がある。そのため、処理するデータに対応する走査より常に一つ先の走査デー



Flow Chart of TRMM 2A-25

第2図 TRMM 標準アルゴリズム 2A-25 の簡略化された流れ図

タまでを入力として読み込み、必要なデータを内部に保存しながら、処理を行っている。

初めに、入出力ファイルを開き、入力ファイルから処理すべき走査数やクラッター情報、レンジビンのオフセットなど、データ処理に必要な基本的パラメータを読み込む。次に、地表面位置、降雨高度等を使って、2A-25で処理すべきデータの範囲を決定する。また、ブライトバンドや0℃高度などがどのレンジビンに相当するかを求めておく。これらの各種の高度と雨の種類から、k-Z関係の係数の初期値を決める。これを使って、 $\xi = q \int_{z_1}^{z_2} \alpha(s) Z_m(s)^\beta ds$ を計算する。 ξ は地表までの減衰の程度を表す指標である。注目しているビーム及びその周りの3×3の合計9ビームで計算された ξ または

κ から、その地点の非一様性パラメータ ξ を求める。

表面参照法に用いる独立に観測された地表面での降雨減衰量は、2A-21 から得られる表面散乱断面積の変化分を元に、非一様性降雨分布の影響を考慮して決める。地表面からのエコーが得られないときや、2A-21 の出力に信頼性がないときなどは、減衰補正後のレーダ反射因子 Z の鉛直分布が地表付近で一定になるという条件から得られる減衰量を用いる。ただし、観測された Z_m の分布が始めから地表付近で地表に近づくにつれ増加している場合などには、減衰補正は行わない。こうして推定された減衰量 A_s とレーダデータから推定された減衰量 ξ を比較し、最終的な減衰補正の量を決定する。この時、 ξ の大きさから補正時に用いる A_s の重みを決める。これは減衰の少ないときに、誤差を含んだ A_s に引きずられて間違った補正を施すことを避けるためである。

このようにして求められた補正係数を使って、観測されたレーダ反射因子 Z_m の鉛直分布から減衰補正を施したレーダ反射因子 Z の鉛直分布を計算する。

一方、降雨の種類、ブライトバンドの有無、高度などを元に $Z-R$ 関係の高度依存性を決める。この関係を使って、 Z から降雨強度の鉛直分布を求める。こうして得られた降雨の鉛直分布データから、高度 2 km と 4 km の間における平均降雨強度を計算する。ただし、山などがあり、この高度範囲のデータが一部有効で無い場合は、この範囲にあってかつ有効とみなされる範囲の降雨強度の平均を計算する。

上記の計算過程において生じた異常、データ欠損、入力信号の信頼性等を元に、各レンジビン及び各ビーム毎に出力データの信頼性に関するパラメータをあてがう。

処理の範囲外の領域（雨の降っていない領域など）には、あらかじめ定められた適当な定数を代入し、上記の処理結果のデータとともに出力ファイルに書き込む。全ての処理が終わった段階で、入出力ファイルを閉じる。2A-25 の出力の空間的範囲は回転楕円体のモデル地球の表面を基準として上方に 80 レンジビン（約 20 km）である。

7. 今後の課題

現在のところ、熱帯の対流性降雨の非一様性に関するデータはそれほど多くなく、TRMM レーダの場合に部分照射の問題がどれほど深刻であり、どれほどの補正が必要であるか具体的な数値を求め評価する研究は緒に付いたばかりである。TRMM の降雨強度推定アルゴリズムではこのような現状をふまえ、Version 3.0 においては非一様分布の補正係数の計算に用いる数式やその係数は仮のものしか用いていない。今後、吟味を重ね、具体

的な補正のための関数形とそのパラメータなどを決定する必要がある。そのためには、他の航空機搭載あるいは高分解能の地上レーダのデータを詳細に解析し、TRMM レーダで観測した場合に生じる部分照射の問題の程度を明らかにするとともに、どのようなモデルが補正モデルとして最適かを検討しなければならない。打ち上げ後は、取得されたデータと他のデータとを比較することにより、モデルやパラメータを調整していく必要がある。

同様に、降雨粒子の鉛直分布モデルとしてどのようなものが適切か、またその分類や判断をレーダデータを使って行うことの可能性の検討などが課題として残っている。

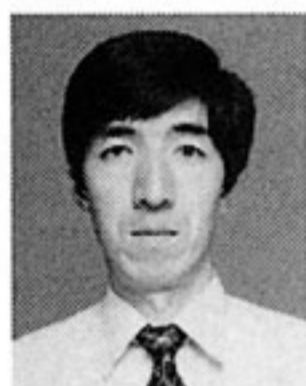
なお、降雨の非一様性の検討結果は、将来マイクロ波放射計と降雨レーダのデータを融合して用いる場合においても、有用なものである。

その他の課題としては、表面参照法で使われる海面や地面の散乱断面積の安定性の検証、9本のビーム観測から得られた低分解能データの平均や分散からビーム内の分布関数 $p(K)$ のパラメータを求める方法を開発すること、打ち上げ後 TRMM レーダから推定された降雨強度が正しいかどうかを検証する方法を確立することなどがある。

参考文献

- (1) R. Meneghini, "Rain-rate Estimates for an Attenuating Radar," *Radio Sci.*, 13, pp.459-470, 1978.
- (2) W. Hirschfeld, and J. Bordan, "Errors Inherent in the Radar Measurement of Rainfall at Attenuating Wavelengths," *J. Meteorology*, 11, pp.58-67, 1954.
- (3) M. Marzoug, and P. Amayenc, "Improved Range-Profiling Algorithm of Rainfall Rate from a Spaceborne Radar with Path-Integrated Attenuation Constraint," *IEEE Trans. Geosci. & Remote Sens.*, 29, pp.584-592, 1991.
- (4) R. Meneghini, J. Eckerman, and D. Atlas, "Determination of Rain Rate from a Spaceborne Radar Using Measurements of Total Attenuation," *IEEE Trans. Geosci. & Remote Sens.*, 21, pp.34-43, 1983.
- (5) R. Meneghini, and K. Nakamura, "Range Profiling of the Rain Rate by an Airborne Weather Radar," *Remote Sens. Environ.*, 31, pp.193-209, 1990.

- (6) T. Kozu, K. Nakamura, R. Meneghini, and W.C. Boncyk, "Dual-Parameter Radar Rainfall Measurement from Space: A Test Result from an Aircraft Experiment," *IEEE Trans. Geosci. & Remote Sens.*, 29, pp.690-703, 1991.
- (7) T. Iguchi, and R. Meneghini, "Intercomparison of Single Frequency Methods for Retrieving a Vertical Rain Profile from Airborne or Spaceborne Radar Data," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, pp.1507-1516, 1994.
- (8) K. Nakamura, "Biases of Rain Retrieval Algorithms for Spaceborne Radar Caused by Nonuniformity of Rain," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, pp.363-373, 1991.
- (9) P. Amayenc, M. Marzoug, and J. Testud, "Analysis of Cross-Beam Resolution Effects in Rainfall Rate Profile Retrieval from a Spaceborne Radar," *IEEE Trans. Geosci. & Remote Sens.*, 31, pp.417-425, 1993.
- (10) G. Hardy, J. E. Littlewood, and G. Pólya, *Inequalities*, 2nd ed. Cambridge University Press, p.43, 1952.
- (11) T. Kozu, and T. Iguchi, "A Preliminary Study of Non-Uniform Beam Filling Correction for Spaceborne Radar Rainfall Measurement," *IEICE Trans. Commun.*, E79-B, pp.763-769, 1996.



井口 俊夫
 Toshio IGUCHI
 地球環境計測部 電波計測研究室
 電波による降雨や海面状態のリモートセンシング
 E-Mail: iguchi@crl.go.jp



古津 年章
 Toshiaki KOZU
 地球環境計測部 電波計測研究室
 マイクロ波リモートセンシング
 E-Mail: kozu@crl.go.jp

ロバート メネギーニ
 Robert MENEGHINI
 米国NASA, Goddard Space Flight Center
 降雨のマイクロ波によるリモートセンシング
 E-Mail: bob@meneg.gsfc.nasa.gov

