551.501.81: 551.509.324.2

パルス積分器によるエコー強度と降水強度の対応*

深 津　林・服 部 満 夫**

1. はしがき

レーダエコー強度と降水強度の比較観測については，すでに，レーダ反射因子 Z の比較観測として報告した[1]．前報告では，エコー強度の観測について，名古屋レーダの等エコー装置を使った REI 写真から伊良湖上空のエコー強度を補間により求めた．今回は，パルス積分器を使用することにより伊良湖上空のエコー強度を連続観測することができた．すなわち，時間対応のよりよい観測ができた．地上における雨滴観測は前回と同じく，ろ紙法により数分間隔で観測した．また，伊良湖測候所およびそれを中心に一辺約 1 km の四角形の頂点と合わせて5ヶ所の観測点を設置して，ろ紙法により雨滴の同時観測を実施することにより，エコー域に対応する面積内の降水強度の平均が求まった．また，一点観測の代表性と各地点間のばらつきについても調査した．観測の対象が温暖前線に伴う層状エコーであったので，降り方の変化が小さく，この種の観測に適していた．観測は1968年6月26日と7月2日・6日に実施した．

2. 観測方法

2.1 エコー強度の観測

エコー強度観測に使用したパルス積分器は，ある限られた目標領域からのレーダ反射波のみを取出し，その平均反射強度の変化を記録計に連続記録する装置[2]である．目標領域は，レーダアンテナの方向とゲートパルスによって決まり，その体積はレーダのビーム幅とゲートパルスの幅とで決まる．なお，この積分器の動作は約60個のパルスを平均するのと等価で，極めて平滑化された平均エコー強度 $\overline{Pr}$ の記録が得られる．したがって，降水エコーを対象とした場合，この装置で得られるエコー強度値は，上記の条件で決まる目標領域内のその時刻の平均降水強度に対応する．レーダアンテナの仰角を0.7°にするとビームの中心は，伊良湖上空 1000m，目標領域体積は約 $10^9 m^3$ になる．観測は1968年6月26日12時から14時まで，2時間行なった．同日は，本州南岸に停帯した温暖前線に伴う弱い層状エコーであった．

この装置を使った観測をする場合，レーダアンテナを目標領域の方向に固定するため，全体のエコーパターンの時間変化を知ることができなくなる欠点がある．

2.2 雨滴粒径分布の観測

雨滴の観測には種々の方法が行なわれているが，簡便なろ紙法を採用し，water-blue を塗布した直径20cm の円形ろ紙を2～3分間隔に数秒露出する方法をとった．ろ紙のそれぞれについて雨滴の粒径分布スペクトラムを求め降水強度に換算した．また，Z-R 関係なども求めた．

レーダの平均エコー強度 $\overline{Pr}$ から換算される反射因子 Z_R とろ紙で観測した雨滴の粒径分布から計算により求めた反射因子 Z_f と比較する場合，目標領域での Z_f のちらばりがどの程度であるかを知るため，伊良湖測候所を中心にして，それを取巻く一辺約 1 km の四角形の頂点4点と計5観測点を選び，同時刻にろ紙を雨中に開放して雨滴を採集した．開放時間は10秒前後，観測間隔は5分であった．

一つの降雨域内での雨滴の分布状態は一様でなく，複雑な分布をしていること，短時間（数秒）露出によって直径20cm のろ紙で採集した雨滴の空間代表性，雨滴の大きさとろ紙の痕跡の関係の校正曲線等，観測値に誤差を伴ういくつかの問題点がある．

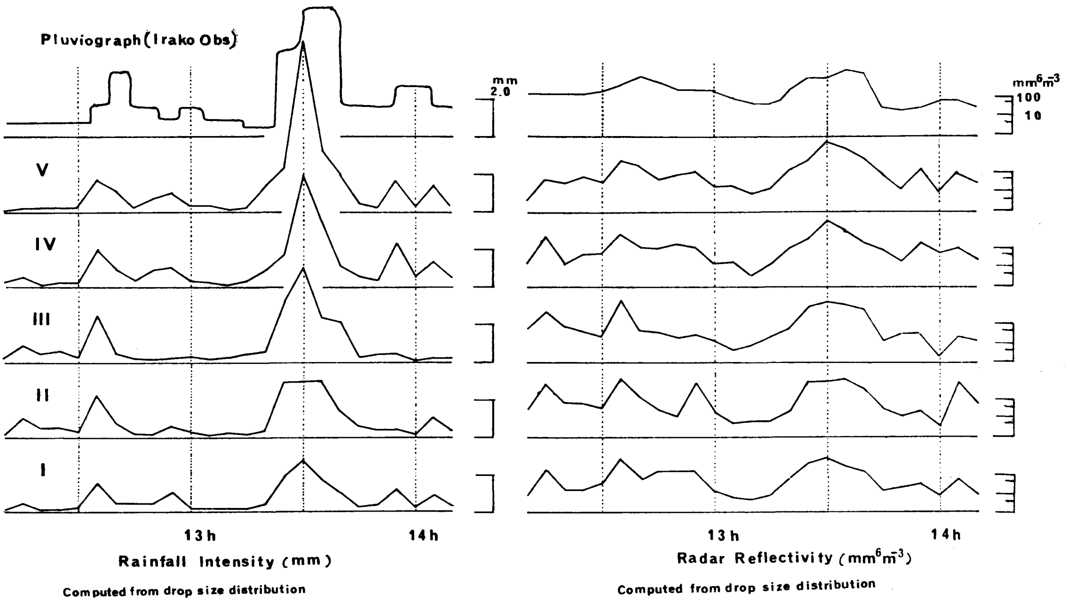
Hardy[3] らは Z-R 関係を求めるときの雨滴観測で採集時間が4分では1分のものよりも，ばらつきの小さい，よい結果をえている（寒冷前線の場合）．本観測で

---

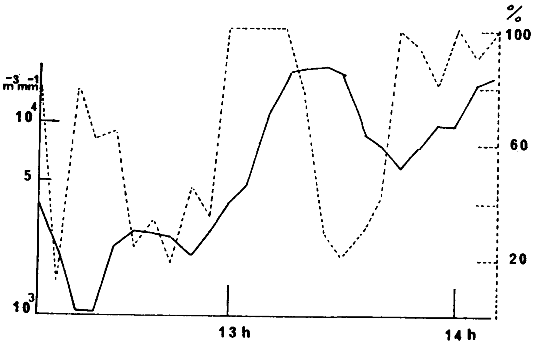
* A Study on the Precipitating Clouds by Comparison between the Echo Intensity Measured by the Pulse Integrator and the Precipitation Intensity

** H. Fukatsu（名古屋地方気象台），M. Hattori（名古屋地方気象台）

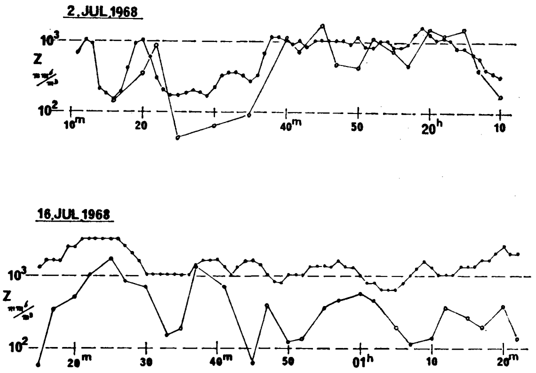
—1969年12月9日受理—
—1970年5月12日改稿受理—



第1図　5地点のRとZの時間変化．1968年6月26日12時～14時，縦軸は $Rmmhr^{-1}$（左），Zmm^6m^{-3}（右），最上段は伊良湖測候所の自記雨量計記録を図式微分法でもとめたもので，左は降雨強度，右は $Z=200R^{1.6}$ を用いてRからもとめたZを示す．



第2図　地点（I）における D<1mm の雨滴の総計（$m^{-3}sec^{-1}$）〔実線〕とその時の全雨滴から計算した降水強度に対して D<1mm の寄与率（%）〔点線〕



第3図　Z_R と Z_f の関係
•——• Z_R　積分器から1分毎に読みとったZ
∘——∘ Z_f　雨滴観測から算出したZ

は，採集時間が約10秒で小さいが，対象が層状の雲からの一様な雨であるので，短時間でもかなりよい代表性をもつと考えた．しかし，今回の観測はエコー強度と比較した場合，双方のZがよく合う場合と合わない場合があった（後述）．したがって，今後の雨滴観測に十分検討すべき点であるかも知れない．

3. 観測結果

3.1 降雨強度 $Rmmhr^{-1}$・レーダ反射因子 Zmm^6m^{-3} の時間変化

第1図にみられるように，5地点相互間のZ・Rの時間変化傾向はほとんど同じであり，同期間のB・βも第1表に示したようにほとんど差がない．

第1表 5地点の B, β ($Z=BR^{\beta}$)・1時間雨量13時30分の $Z mm^6m^{-3}$

地点 / 要素	I	II	III	IV	V	自記雨量計
B	220	220	230	200	200	／
β	1.9	1.7	1.8	1.5	1.6	／
13時—14時の一時間雨量 (mm)	0.9	1.1	1.3	1.5	1.8	3.0
13時30分のZ mm^6m^{-3}	768	849	1657	2981	2600	2600

第1図最上段左は，伊良湖測候所の雨量計自記紙より，図式微分法で求めた降雨強度で，ろ紙から求めた降雨強度の時間変化と比べると，やゝ時間のおくれがみられるが，ろ紙は約10秒を単位とした降雨強度であるのに対して，自記雨量計の記録は弱い雨に対しては応答がおそいことを反映しているものと考えられる．

地点Iについて，ろ紙で得た雨滴の全体から計算される $Rmmhr^{-1}$ に対する直径1mm以下の雨滴の寄与率を求めた．(第2図) この図から13時頃の前と後で，寄与率に大きな差があることが認められ，他の地点についても同様の結果が得られた．このことは，一様な地雨性エコー内でも数10分位の周期で粒径分布が顕著に変化していることが推定される．

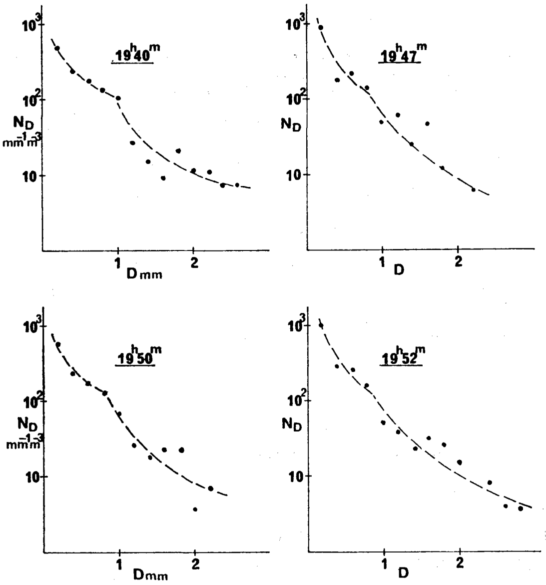
13時から14時までの1時間雨量を各地点の雨滴の分布から計算したものと，自記雨量計の1時間雨量と比較すると，第1表に示したように，雨滴から計算した方が小さい．第1図最上段右は自記雨量計の降雨強度 $Rmm hr^{-1}$ を，標準的な Z-R 関係 $Z=200R^{1.6}$ によって $Z mm^6m^{-3}$ に換算したものである．この図から13時30分の $Z=2600mm^6m^{-3}$ と5地点の同時刻の合計平均 $Z=2319 mm^6m^{-3}$ は，ほゞ等しくなる，故に Z_f と Z_R の比較は，一点と比較するより，目標領域内の下の数地点の平均した値と比較する方がよい結果が得られると言うことになる．しかし，第1表 第1図に示すように Z_R と Z_f と比較する場合，また，Z-R 関係式を求める場合，われわれが観測したエコーパターンの場合は，一地点の観測だけでも，それほど，代表性は悪くない．Sims[4] は同一降雨セル内で，南北方向に2km 距った2地点で，雨滴観測を行ない，一点観測で代表性があることを述べている．

3.2 Z_R と Z_f の比較

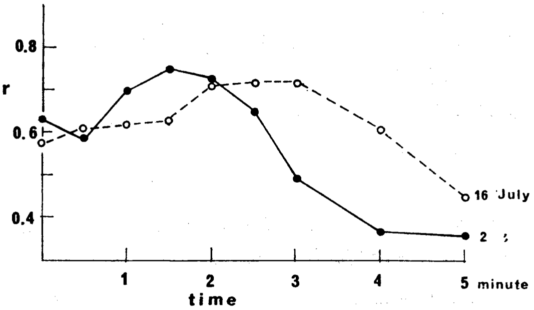
第3図に積分器から1分毎に読みとったエコー強度 $\overline{Pr}$ を，レーダー方程式に入れて算出した Z_R と，伊良湖測候所での2～3分間隔の雨滴観測によって計算した Z_f の時間変化を示した Z_R と Z_f の変化傾向は良い対応を示しているが，数分の位相のずれがみられる．時間のずれを調整して，Z_R と Z_f の値を比較しても，全般に，Z_R が大きく，その差は区々である．

2月，19時40分～20時00分の間，Z_R はほゞ一定しているが，この期間に地上で行なった雨滴観測のうち19時40分と19時52分の分布は，割合，大粒 (D> 2 mm) の雨滴が観測されており，このとき，Z_R と Z_f の差は小さい．(第4図)

一方，19時47分と19時50 分の粒径分布には大粒 (D>



第4図 雨滴の粒径分布 (7月2日19時40分—19時52分



第5図 Z_R と Z_f の時間の遅れを調整したときの相関
横軸 調整した時間(分)，縦軸 相関係数

2 mm）の雨滴は観測されず，Z_R Z_f との差は大きい．このことは，観測期間全体をとおしての傾向であった．

先に述べたように，Z_R と Z_f の間に位相のずれがあるので Z_f を0～5分の間，30秒毎にずらせて，Z_Rとの間の相関係数を求め，結果を第5図に示す．この図から7月2日は1.5分，16日は3.0分ずらしたとき，最もよい相関を示すことがわかる．レーダ・アンテナ仰角を0.7°にすると，ビームの中心の高度は，伊良湖上空で約1000m になり，1000m 上空の Z_R に対する地上の Z_f は，この図が示すように，1.5～3.0分の遅れを考えるとよく一致することがわかった．

この原因について考察してみよう．鉛直シアーのある場合は，レーダで観測した1000m上空の雨滴群は直下の伊良湖には落ちてこない．したがって，Z_R とZ_f の間には，本来は関連がないはずである．しかし，空間の雨滴の分布になんらかの規則性があれば，上空と地上の測定が適当な遅れで関連づけられている可能性はある．このような構造としては次の2つのものが考えられる．

a．水平方向に近似的に均質と考えられる場合

b．尾流構造が存在し，定常的に進行する場合

a の場合は，上空の Z の変化は落下速度で地上へ伝搬されると考えてよく，Z_R と Z_f の時間差 t は

$$t=\frac{H}{\omega} \tag{1}$$

ω：雨滴の落下速度

H：目標体積の高さ

であらわされる．

ωの値を推定するために，次のような D_m を考えた．採集したサンプル毎に小さい径の雨滴の Z (mm^6m^{-3}) から順に大きい径の Z (mm^6m^{-3}) と加算し，そのサンプルの Z (mm^6m^{-3}) のちょうど1/2になる直径をD_mとした．この D_m はその時のサンプルの代表的な直径とみなすことができる．

2日の D_m：2.0mm，16日は1.4mm であった．この D_m の落下速度（gum, Kinzer 1949）を ω の値として（1）式に代入すると2日と16日の t はそれぞれ154sec，192sec を得る．

次に（b）の場合について

尾流は生成源を原点として次の式で表わされる．ただし風向のシャーはないものとする．

$$\frac{dz}{dx}=\frac{\omega}{Vg-Vz} \tag{2}$$

Vg：生成源セルの移動速度

Z：生成源セルの中心から下向に向っての距離

Vz：Zの高さの風速

x：生成源セルの中心から後方への水平距離

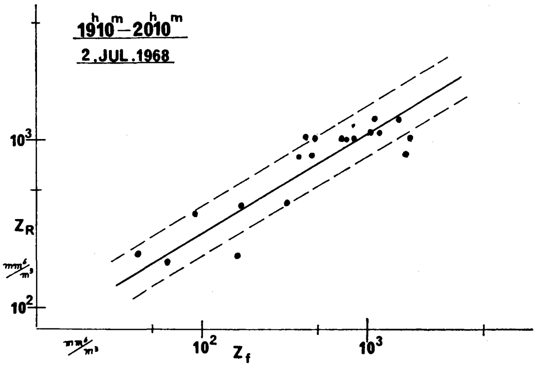
ω：雨滴の落下速度

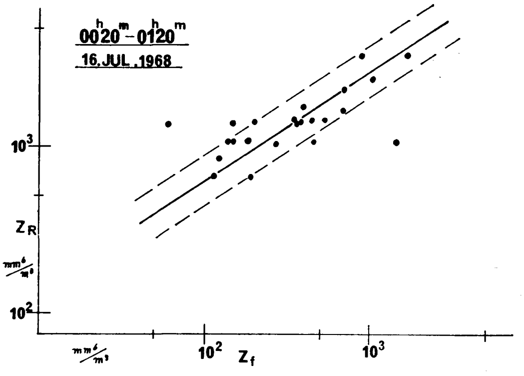
（2）から $$dx=\frac{Vg-Vz}{w}dz \tag{3}$$

したがって，1000mと地上における尾流の水平位置の差 Δx は

$$\Delta x=\int dx=\int_{1000}^{Surface}\frac{Vg-Vz}{w}dz \tag{4}$$

尾流の生成セルの速さは PPI 写真から2日が50km/h ≒14m/s，16日か40km/h≒11w/s：両日のエコー頂は，6000m，伊良湖測候所での地上風速は2日が4.0m/s，16日が7.0m/s：上記のデーターと両日の D_m の落下速度を（4）式に代入すると，Δx は，2日が1410m，16日が705m と計算される．これを遅れの時間に直すには両日の Vg で割ればよく，それぞれ 101sec，64sec と計算される．





第6図　Z_R と Z_f の相関の例
破線は ±1. 5db の範囲，90%の信頼限界でこの範囲に入る確率 p は上図で0. 66≦p≦0. 98下図で0. 70≦p≦0. 97である．

両日の積分器による観測前後の RHI 写真にははっきりした尾流の構造を認めることはできなかった．その一つの理由としては，RHI の方向が名古屋から170°であったのに，セルの移動方向は NE，伊良湖の地上風向は WSW だったので，尾流を検出する条件がよくなかったのであろう．

以上の結果から，16日の Z_R と Z_f の遅れの相関係数の最もよい3.0分は，D_m の雨滴が1000m を落ちて来るに要する時間（192sec）でうまく説明できるが，2日の場合は，遅れの相関係数のもっともよいのは1.5分であるから，a の考え方（154sec）は少々大きすぎる．鉛直シャー（Vg-Vz）は2日が，10m/s，16日が4m/s と2日の方が大きく，水平的に均質であるとの仮定が崩れているかも知れない．しかし，2日の場合（b）の尾流構造を考えると遅れの時間は，前述のように101sec で，実測の遅れとよく一致する．しかし，RHI 写真にはっきりした尾流構造を捕らえていないので，断定的なことは言えない．

第6図は第5図で最良の相関係数を示す時間（2日は1.5分，16日3分）だけずらして Z_R Z_f との対応を図示したもので，Z_R，Z_f の回帰線に対し，±1.5db の線の中に入る確率 p は90%の信頼限界で，2日が $0.66 \leq p \leq 0.98$，16日は $0.70 \leq p \leq 0.97$ であった．

4. むすび

今回は層状の弱いエコーについての観測例で，対流性の並または強い降雨についてはまだ観測を実施していない，層状の弱いエコーの場合として降雨強度に変動が少ないので短時間観測にもかゝわらず，その大よその性状を捕えたものと考える．しかししゅう雨などについては連続した雨滴観測をやらないと良い結果が得られないと思われる．

このような観測の難点は雨滴観測である，現在のろ紙による方法では雨滴の計算に観測時間の100倍以上の時間が使われ，多数の観測例を解析するのに労力を要し，簡便な自動雨滴観測装置を使用することが必須である，

終りに本観測は，名古屋地方気象台観測課と伊良湖測候所の協同観測であるが，それをまとめたのが深津，服部である．また，積分器の製作に絶大の御助力を頂いた気象庁測候課・測器課・測器製作所ならびに観測・調査について種々御指導頂いた大谷測候課長・村山観測課長・立平主任技術専門官・観測に従事された伊良湖測候所各位，観測および討論に参加された名古屋地方気象台，田中・松野氏に厚くお礼申し上げます．なお，本報告の作成にあたって名古屋大学水質研，樋口教授に種々御指導いただいたことを深く感謝します．この調査は一部東管43年度調査研究補助金によった．

参考文献

1) 深津林・平野保（1966）レーダー反射因子 Z の比較観測，天気，**13**，331-334.
2) 安斉正直（1969）エコー強度自記装置測候時報 **36**，91-93.
3) Hardy, K.R. and Dingle, A. Nelson (1960) Raindrop-Size distribution in a cold frontal shower Proceedings of the 8th Weather Radar Conference 179-186.
4) Sims, Arther L. (1964) Case studies of areal variations in raindrop-size distributions. 1964 World conference on Radio Meteorology in corporating the 11th Weather Radar Conference 162-165.
5) J.S. Marshall (1953) Precipitation tragectories and patterns. J. Meteor. **10**, 25-29.
6) Gunn, R. and Kinzer, C.D. (1949) The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. J. Meteor. **6**, 243.