

EAR 及び BLR 観測から推定した雨滴粒径分布と降雨減衰係数の変動

島根大学総合理工学研究科

Tengfei Ou・下舞豊志(島根大)・橋口浩之(京大 RISH)

2015年9月10日(木)

1. 背景

降雨減衰の実測データが完璧に揃っているのは稀である，無線通信に対する実際の降雨減衰の影響をより正確に把握するためにも解析データの数を増やす必要がある。

降雨強度の実測データを用いて降雨減衰を推定するのは広く利用されている方法である．これは降雨減衰にダイレクトに影響を与えるのは降雨である．しかし，この推定方法だと降雨の実際の DSD を用いずに仮定した DSD より降雨減衰を推定するため，実際の降雨減衰とは異なる可能性がある．何らかの方法で DSD の情報を得ることが出来れば，正確な降雨減衰を推定することが出来る．

2. 目的

本研究の目的はインドネシアに設置して運営されている赤道大気レーダおよび境界層レーダから観測値を用いて 2 周波法による DSD の高度プロファイルから降雨減衰の推定を行ない，降雨減衰の高度分布プロファイルを計算し，雨滴粒径分布から雨滴の変化を考察し，降雨減衰が変動した原因を推測する．

3. 方法

本研究では大気レーダ 2 周波法を用いて，EAR 上空で水平方向に一様な降雨が観測された 2004 年 04 月 23 日 23 時 00 分から 2004 年 04 月 23 日 23 時 59 分までの DSD 鉛直プロファイル推定し，それに基づいて降雨減衰を推定した．この推定法ではより精度の高い DSD が推定することができるため，精度の高い降雨減衰係数を推定することを試みた．これにより詳細な降雨減衰係数の高

度分布プロファイルから雨滴の変化に伴う降雨減衰変化の解析が可能となる。

4. 結果と考察

4.1 大気レーダ2周波法による雨滴粒径分布の推定

EAR, BLR 共に天頂方向の観測データを用いて, EAR の大気, BLR の降雨ドップラースペクトルから DSD を推定する. 大気運動の影響を受けるため, その補正を行なう必要がある. そこで大気スペクトル及び, 降雨スペクトルをそれぞれモデル式で表わし, モデル関数と観測された大気と降雨のスペクトルを非線形最小二乗法で用いてフィッティングさせる. その結果からガンマ関数(式(1))でモデル化した DSD($N(D)$)のパラメータ(m_6 , μ , Λ)を求める.

$$N(D) = \Lambda^{\mu+7} m_6 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (1)$$

ここで m_6 , μ , Λ , D はそれぞれ規格化6次モーメント, 形状パラメータ, スケールパラメータ, 雨滴直径を表わしている¹⁾.

4.2 DSD 鉛直プロファイルによる降雨減衰係数の推定

電波の減衰を与える減衰係数 (specific attenuation) を次式に示す。

$$k = 4343 \int \sigma_t(D) N(D) dD \quad [\text{dB/km}] \quad (2)$$

となる³⁾. 求めた DSD を式 (2) に代入し, 2004 年 04 月 23 日 23 時 00 分及び 2004 年 04 月 23 日 23 時 59 分の平均降雨減衰係数 k [dB/km], 平均降雨強度 R [mm/h], 平均レーダ反射因子 Z [dBZ] の推定結果を図 1, 及び図 2 に示す。

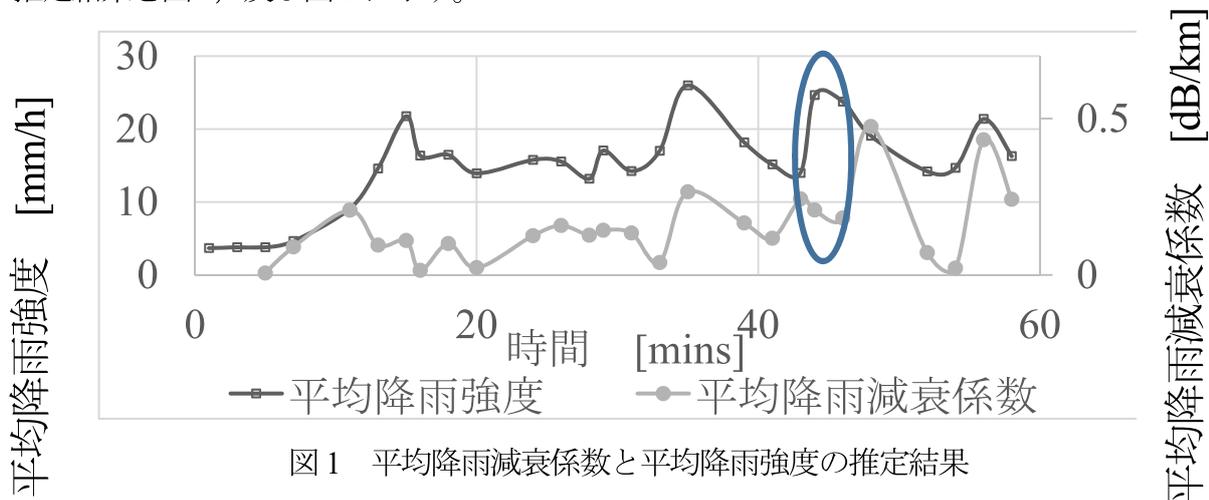


図1 平均降雨減衰係数と平均降雨強度の推定結果

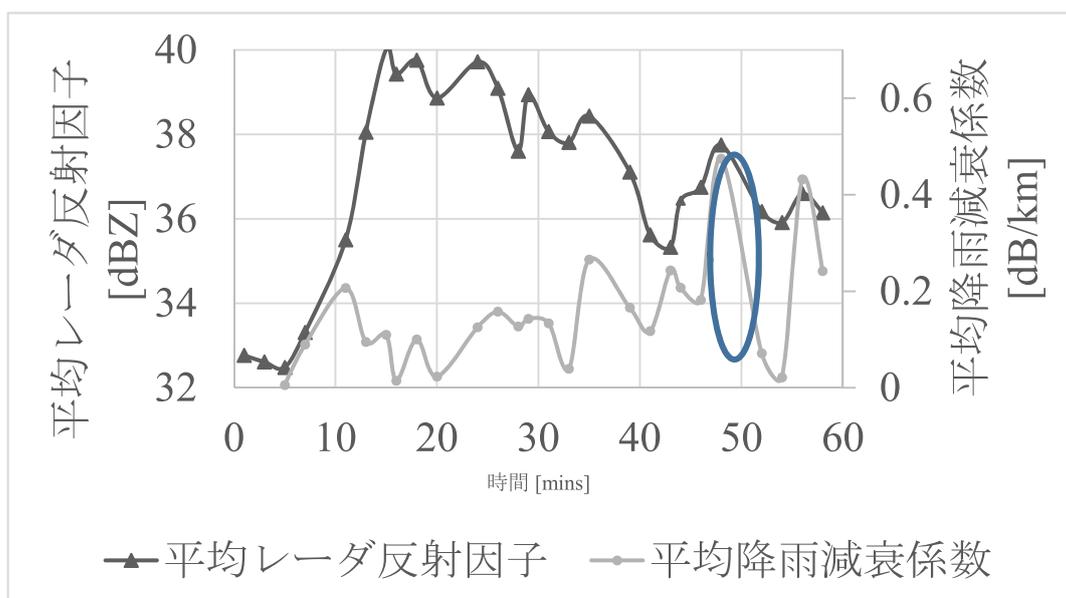


図2 レーダ反射因子と平均降雨減衰係数の推定結果

k は、 R 及び Z とも同様の変化をする傾向がある。しかし、楕円に囲まれている23時43分から23時44分では、 k は Z 、 R と逆の増減していることが見られた。

4.3 高度分布プロファイル

23時44分の平均降雨減衰係数 k は Z 、 R と反対の方向に減少した原因を調べるため、23時44分の降雨強度、レーダ反射因子及び係数を調べた。その結果は図3に示す。

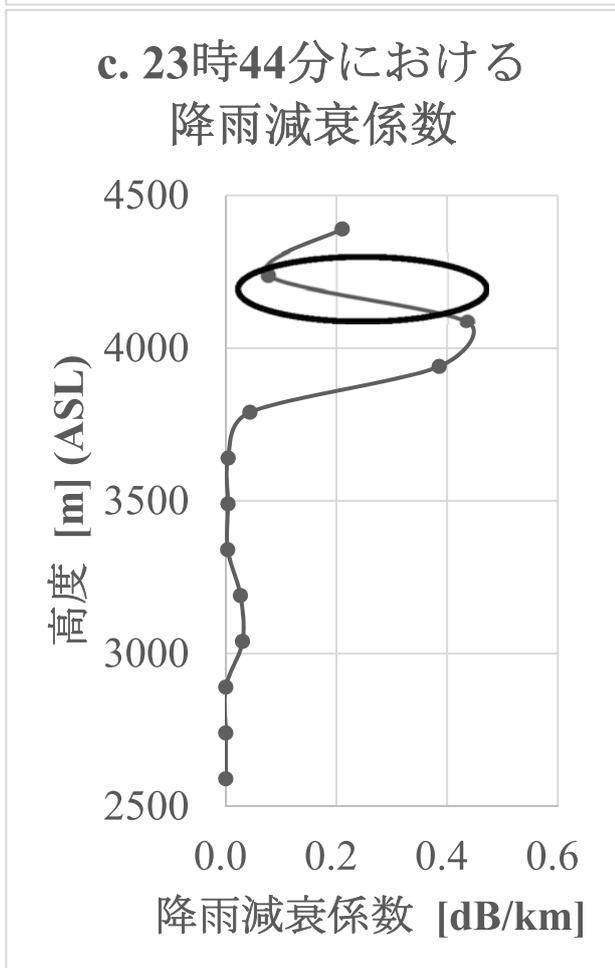
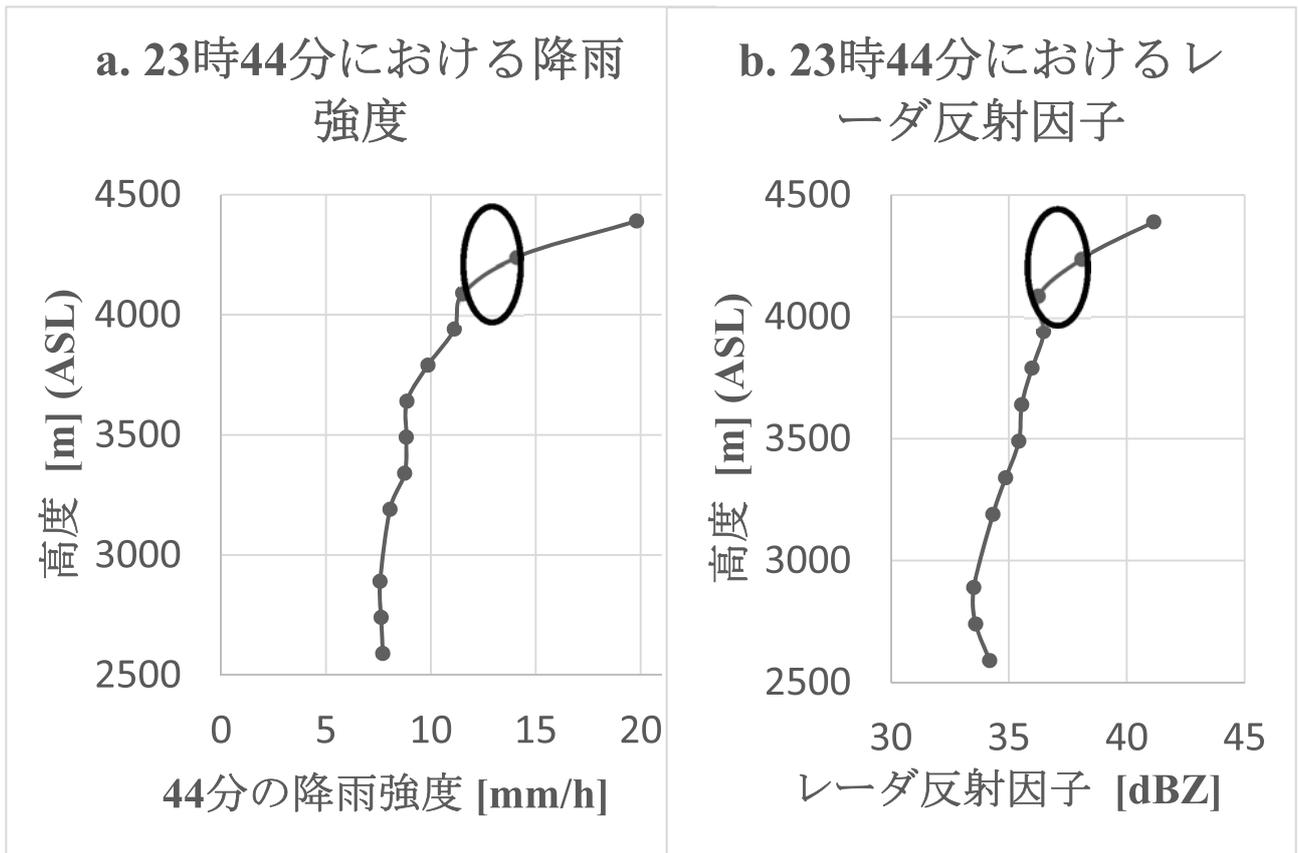


図3 23時44分の高度プロファイル、
 aは降雨強度の高度分布プロファイル、
 bはレーダ反射因子の高度分布プロファイル、
 cは降雨減衰係数の高度分布プロファイル

図3において、楕円に囲まれている4090[m]から4240[m]まででは、 k は Z 、 R と逆の増減していることが見られた。4240[m]について調べた結果を表4に示す。

表 4 高度 4090 [m], 4240 [m], 4390 [m]の推定結果

高度 [m]	4090	4240	4390
降雨減衰係数 [dB/km]	0.43	0.08	0.21
降雨強度 [mm/h]	12	14	20
レーダ反射因子 [dBZ]	36.2	38.1	41.2

表 4 において、高度が上がるにつれて、 Z 及び R は強まるが、 k は 4240 [m] のところでは弱まる。

4.4 ΔZ_{MP} の解析

Z_{MP} はマーシャルパルマー (MP) の Z - R 関係^[8]を基準にして、同じ R に対する Z の誤差を dB 偏差で表わしたものである。雨の平均粒径の大小を相対的に表すことができる^[1]。 ΔZ_{MP} を求める式は次式に示す。

$$\Delta Z_{MP} = dBZ(\text{measured}) - 10\log_{10}(200R^{1.6}) \quad (4)$$

となる。4390 [m] の ΔZ_{MP} の計算結果は -2.6 [dB] である。4240 [m] の ΔZ_{MP} の推定結果は -3.3 [dB] である。4390 [m] から 4240 [m] の ΔZ_{MP} の値が小さくなったことは、4240 [m] は 4390 [m] より多くの小さい雨滴が存在することを意味する。

4.5 DSD の解析

高度 4390 [m] から 4240 [m] のトータル DSD は表 5 に示す。

表 5 $\log_{10}(N(D))$ の

高度 [m]	4240	4390
$\log_{10}(N(D))$ の積分	47.92	58.19

表5において、より高いところの雨滴の数は低いところの雨滴の数より少ないことが判明した。これは雨が降下している間に小さな雨滴が蒸発したと考えている。

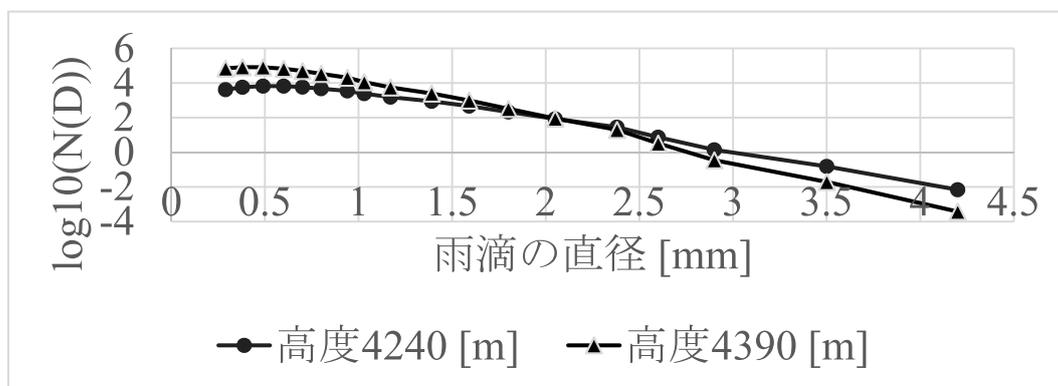


図5 23時44分高度4240[m]のDSD

図5における4240[m]のDSDのパラメータは $\lambda = 6.0 \text{ [mm}^{-1}\text{]}$, $m_6 = 1.87 \times 10^{-3}$, $\mu = 3$ である。4390[m]のDSDのパラメータは $\lambda = 7.79 \text{ [mm}^{-1}\text{]}$, $m_6 = 3.65 \times 10^{-4}$, $\mu = 3$ である。

5. まとめ

23時44分における高度4390[m]から4240[m]の雨滴が分裂する及び蒸発すると考えるのは妥当である。このようなことが起きているため、通信電波の伝搬する経路上の障害物が少なくなり、伝搬しやすくなったと考えて矛盾しない。

参考文献

- [1] 入江浩一：「衛星放送受信による電波の降雨減衰の推定—衛星通信における降雨減衰と地点降雨強度との関係—」，岡山理科大学工学部電子工学科，（1988）
- [2] Toshiaki Kozu, Toyoshi Shimomai, Zainul Aramin, Marzuki, Yoshiaki Shibagaki and Hiroyuki Hashiguchi: “Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia”, Geophys.ResLett., 32, L07803, 32(2005)32, 4 (2005).
- [3] 岡本謙一：「地球環境計測」，Ohmsha, pp.185～186(1999).