

8/26. 8. 水いん.

東京で観測された降水粒子の 融解状況について (2004年12月29日の事例)

越田智喜(いであ株)、宮崎真[1]、小森大輔、小池雅洋、
鼎信次郎、沖大幹(東京大学生産技術研究所)

[1] 現所属: 国立環境科学研究所地球環境研究センター

1

はじめに

この研究の目的

- 気象レーダによる降水の定量観測精度向上のため、融解粒子の定量観測を試みている。
- 融解過程のレーダ観測は、現象の複雑さ(形状、電気的特性の変化)ゆえに、興味深い課題である。融解粒子の融解状況
- 融解状態を評価することは、上空から地上への熱フラックス(寒気フラックス)を評価する上で重要と考える。

2

解析の手法

1. 雪から雨への観測の整理

MRRによる降雨・降雪の観測

雨の粒径分布 (マクドナルド)

2003年

2. 雪から雨への変化

融解モデルによる計算

MRR観測ビン毎の融解状態の推定

3. 融解過程におけるレーダ反射強度因子の計算

4. 観測と計算の比較・融解過程の理解

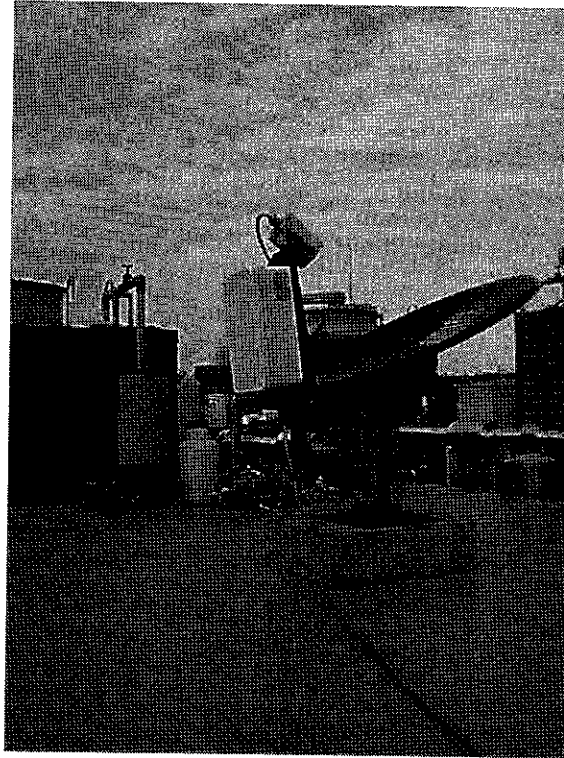
3

MRRの仕様

- ・ Transmit frequency 24.1GHz (wave length 12.4mm)
- ・ Transmit power 50mW
- ・ Receive-transmitter antenna Offset parabolic, 0.6m diameter
- ・ Beam width 2degree(35m at 1km)
- ・ Modulation FMCW
- ・ Height resolution 10 - 200m (100m in this study)
- ・ Averaging time 10 - 3600s (60min in this study)
- ・ Height range 29range gate
(e.g. 100-2900m at 100m-res)
- ・ Observation location 35 39' 38" N 139 41' 6" E 26.8m

4

MRRの概観



5

1. ⁽¹⁾融解状況の観測

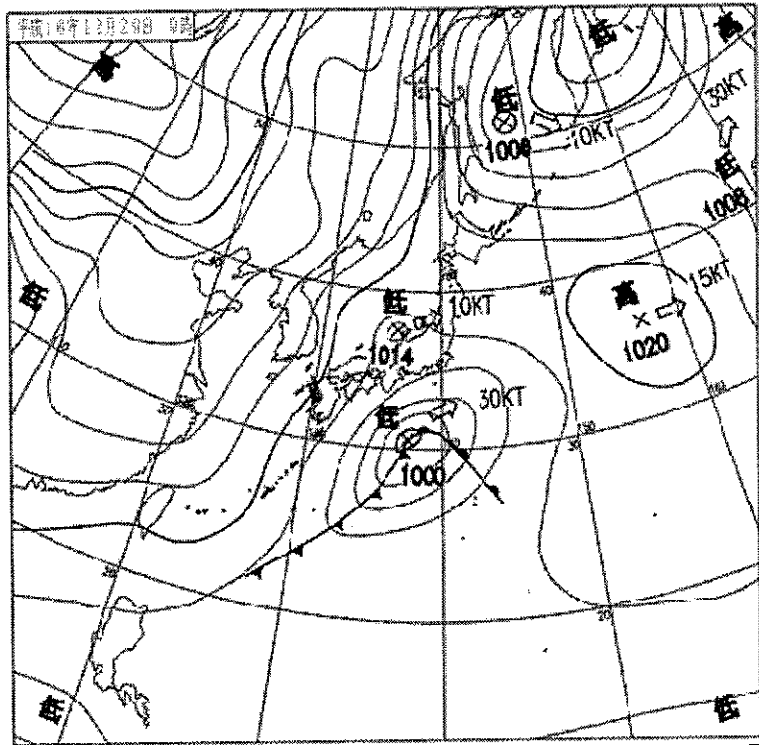
- 2004年12月29日朝6時 東京の初雪の事例
- 日本の南岸を低気圧が通過
- 降りだしが雨で後に雪に変わる
- 東京(大手町)の積雪は15時で3cmを記録
- 6:10~6:20JSTの10分間を対象

01 10

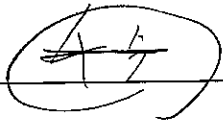
6

1.⁽²⁾ 融解状況; 解析対象降雨

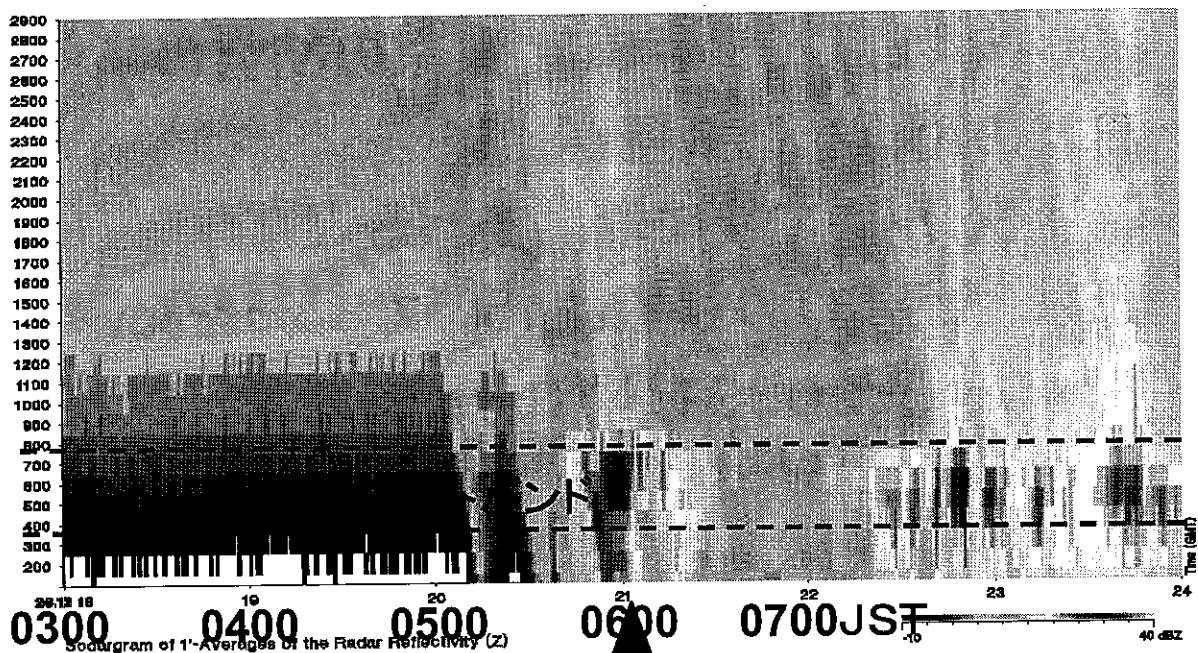
- 天気図
2004年
12月29日
9時



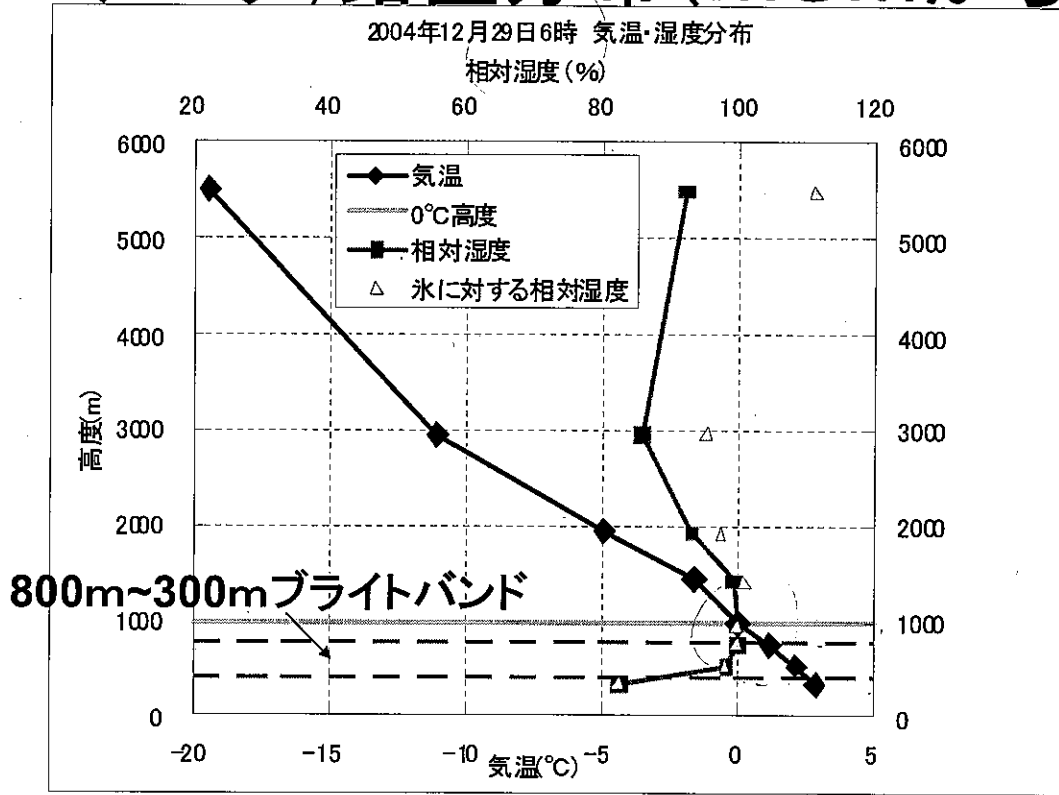
3' 30''



1.⁽³⁾ データ: 時間高度断面図

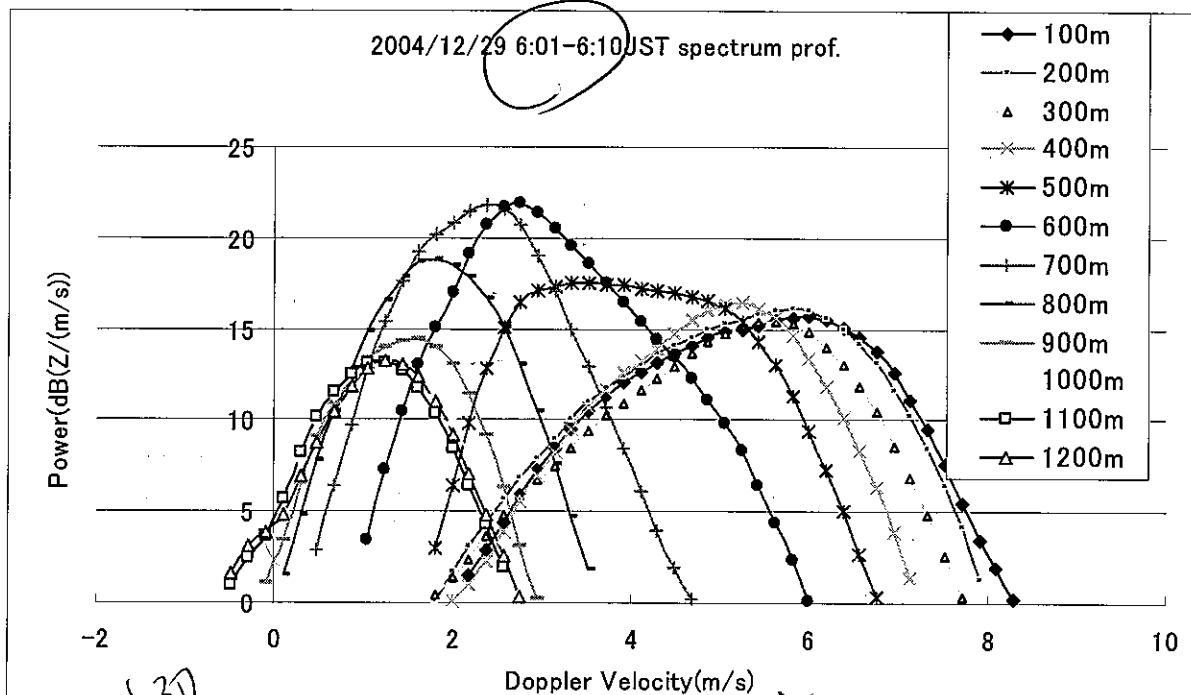


(4) 1. データ: 鉛直分布 (MSMから)



28 18Z

(5) 1. 融解状況; MRRの観測結果



630

0.6 mm/h

200.16

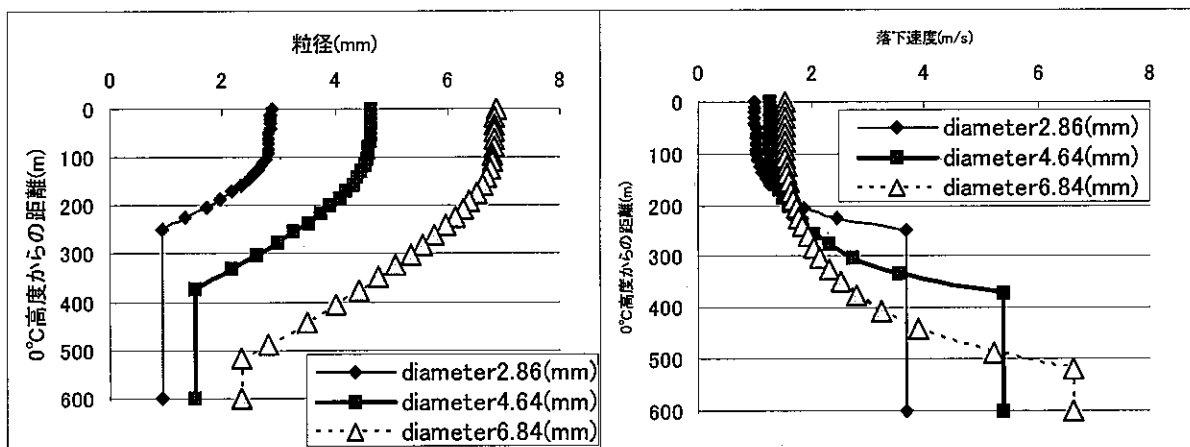
2!!)融解モデル

- 松尾と佐粧(1981)
- 1個の雪粒子を計算対象とする。
- 雪粒子の密度、初期粒径を入力条件とする。
- 外気との顕熱・潜熱の交換による融解過程を計算
- 落下速度を粒子の通風係数により求めて、融解層高度からの距離で評価

0℃以上
粒径
①
②
③

11

2.⁽²⁾ 融解モデルの計算例



12

(3) 2
2雪の密度の仮定

- 雪の平均ドップラ速度(1200m高度)と雨の平均ドップラ速度(100m高度)が融解モデルの結果と一致するように0.04g/cm³を選択

	平均速度
1200m 高度(降水は雪)	1.26m/s
100m 高度(降水は雨)	5.42m/s

~~2.14)~~
~~雨と雪の融解モデル~~
(10) 7:30'

13

~~2.14)~~ (14)

融解粒子の初期粒径分布の計算 (1) 融解前の速度分布の推定

- 粒子の衝突併合、分裂を考慮しない
ひとつの雨粒子はひとつの雪粒子に対応
- 雪の密度はすべて同じ
- 考慮している時間帯では融解の状況は変化しない(10分間)
- 形状は球を仮定
- 融解中粒子は雲粒付着による成長をしない

14

3. 融解粒子の初期粒径分布の計算 (2) 雨の粒径分布の推定

- 雨のドップラスペクトル強度より推計

$$N(D) [\# / m^3 / mm]$$

- 観測ビン毎にレーダ反射率を
後方散乱断面積で除して算出

$$\eta(\nu) = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma \cdot N(D) dD$$

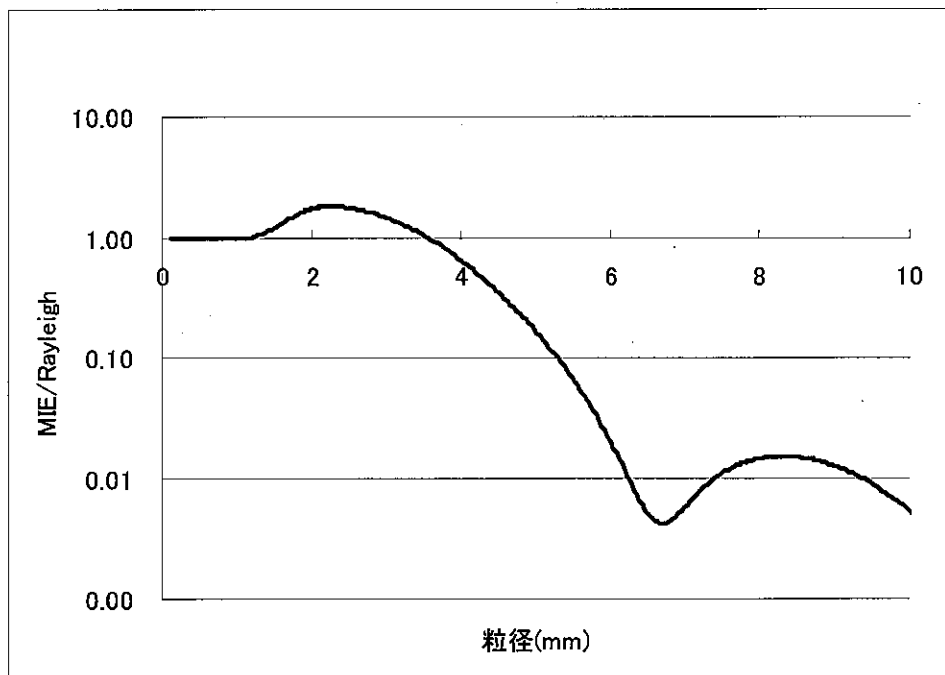
- 後方散乱断面積はレイリーの仮定で求めたものをミー散乱との比で補正

中大気
①

15

② 1m/s
MU, 夏

3(2) レイリー散乱の補正係数



16

3. 融解粒子の初期粒径分布の計算 (3) 乱流の効果の推定

1.25 2.25 3.25

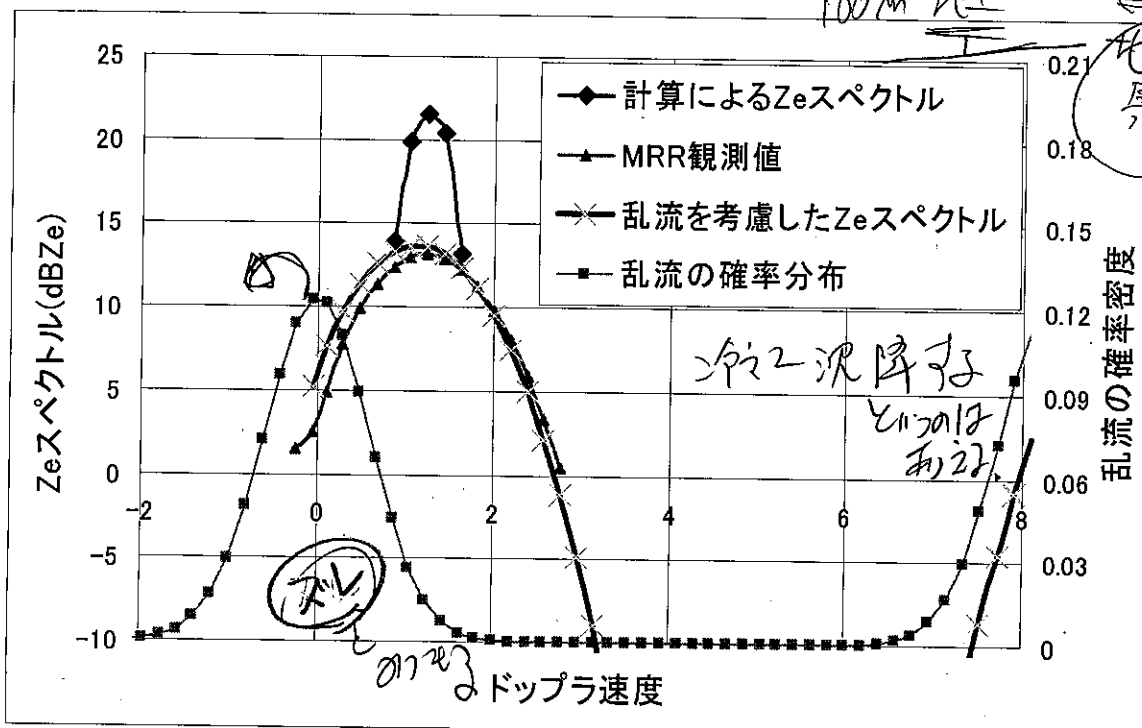
- 乱流による分布の広がりを考慮
Wakasugi et, al (1986), Gossard (1988)
- 乱流の確率分布は、0~8m/sで正規分布を仮定
- 畳み込み和を実施し、分布の形が観測に近い速度幅(標準偏差)=0.6m/sを採用

$$(f * g)(m) = \sum_n f(n)g(m-n)$$

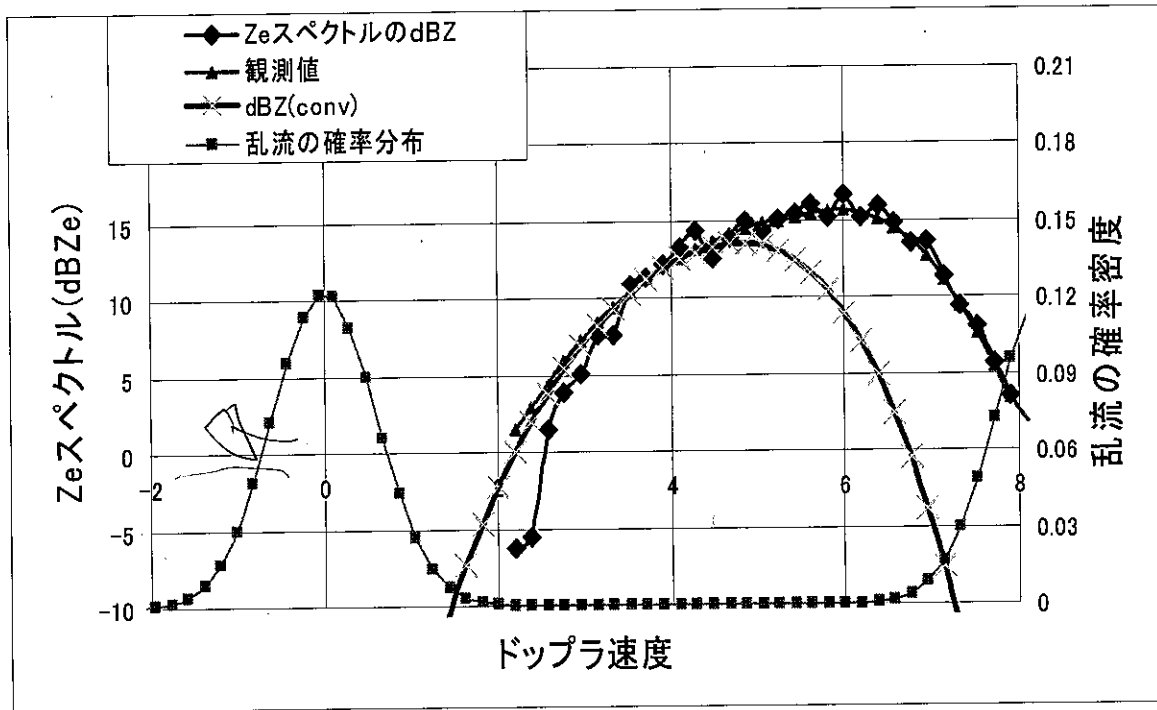
0.4m/s 800m/s

3-(4) 上空の観測値の再現 乱流の考慮 1200m高度

水工 97
98



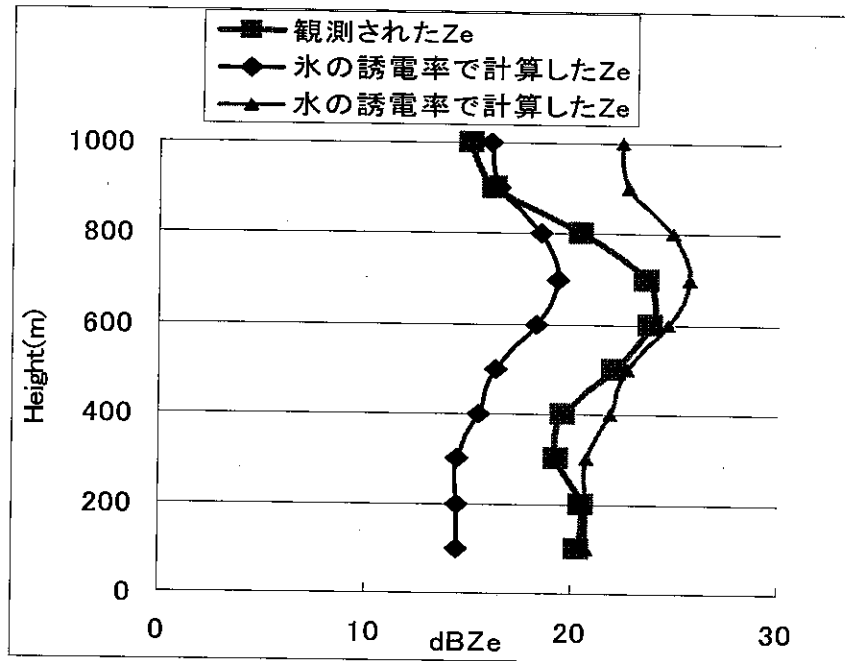
3-(5) 地上付近の観測値の再現 乱流の考慮 100m高度



4. 観測と計算の比較のため 粒径分布再現にあたり考慮すべき点

- MIE^{レリ-}の過程を補正(補正係数)
- 乱流の効果进行を考察(試行中)
- 降雨減衰の効果(今回は小さいと判断)
降水強度1mm/hで0.2dB/km
- 粒子形状の効果・姿勢の効果(球形を仮定)
- 雲粒付着による粒子成長(今回は考慮せず)
- 雪の密度は一定
- 融解中の誘電率変化(今後の課題)

4(2) 観測と計算の比較



21

4(3) 比較からの推定

- 融解層下部で観測と計算の不一致が大きい。
- この不一致は、ドップラ速度の大きい領域での違いが原因であった。
- 融解過程において大粒子が形成されており、MRR波長帯では、過小評価となっていると考えられる。

のしくみ? → 融解層下部では、
 MRR波長帯のD-分散比
 が小さくなる可能性がある。

融解層

22
 4/11/2010

4(3) 比較からの推定

