



レーダで雪や霰を定量的に測定することが困難な理由

12/3'8 越田智喜

1. 雪・霰の定量観測について

レーダ雨量計は広範囲を高時間分解能、高空間分解能で観測できるという特長があり、ダム流域の面的な降水量を把握するという目的への活用が期待されている。降雨量については分布型流出予測モデルの普及から、レーダ雨量の活用が活発になっているが、今後、さらにダムの流量監視の目的で

- ・ ダム流域における賦存量の推定
- ・ 春先の融雪流入量の予測

に対して利用することが期待される。

前者の目的でレーダを定量的に活用するためには、レーダを用いた雪の長期的な定量観測を実施する必要がある。また、後者の目的のためには、融解中の降水粒子(霰粒子)の定量観測が必要である。しかし、雪・霰のレーダ観測は、非常に困難で、いまだ、手法は確立していない。

雪と霰では定量観測が困難な理由が共通する点も多いので、まず雪の定量観測の難しさについて述べて、次に霰の場合について述べる。

2. 雪の定量観測の難しさ

2.1 雨の観測の場合

レーダで観測している値(レーダ反射率 η)は、個々の粒子の後方散乱断面積の総和である(式 1)。したがって、レーダの受信電力値からは、個々の粒子の後方散乱断面積 σ_b および粒径分布 $N(D)$ が得られる。

$$\eta = \int \sigma_b(D)N(D)dD \quad (1)$$

雨の場合、

σ_b はレイリーの仮定が成り立てば粒径の6乗に比例すること
 $N(D)$ が指数分布 $N_0 D^{-\lambda}$ と粒径の関数で近似できること
 落下速度も $v(D)[m/s] = 9.65m/s - 10.3m/s \cdot \exp(-0.6mm^{-1} \cdot D[mm])$ 粒径の関数にできること

から、地上への降水フラックス(降水強度、粒径の3乗 D^3 で求まる)がおおむねレーダ反射強度因子(レーダ反射率に波長・誘電率の係数・円周率 π といった変動の小さい定数を乗じた値、粒径の6乗)に相関があることがわかり、通常Z-R関係式と呼ばれる経験式から雨量を求めている。

2.2 雪の散乱断面積を推定することの難しさ

レーダの後方散乱断面積は、雨滴については、ほぼ球形であり、雨滴が大きくなることによって扁平になる効果を考慮しても計算可能である。粒子が扁平になる効果は二重偏波

レーダによる雨量算出の原理となっており、散乱計算によって雨量算出係数が計算されている。しかし、雪の場合は、大気条件によって、複雑な形状を取るため、レーダ反射率の扱いを難しくしている。Sato&Okamoto2005によれば、粒径の大きいところで、雪粒子の形状の違いによる Z_e の違いが大きくなることがわかっている。したがって、 Z_e がわかっていても水の量を求めるためには、降雪粒子の形状まで考慮する必要がある。

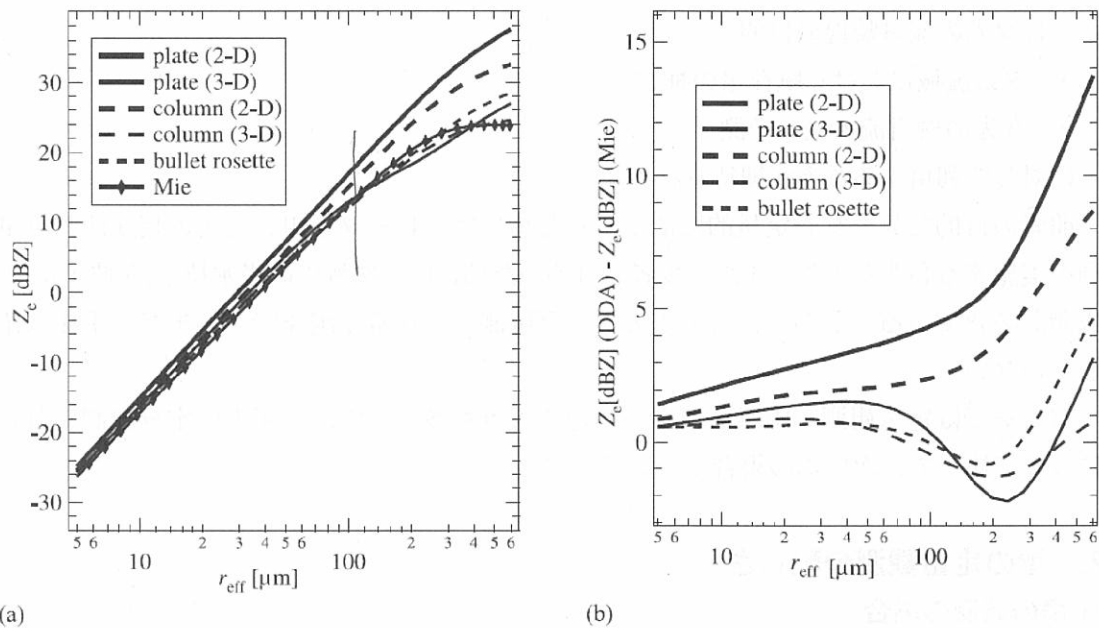


図 1 固体降水粒子の形状の違いによるレーダ反射強度因子の違い (計算結果)。

Sato&Okamoto2005 による

2.3 雪の粒径分布推定の難しさ

雪の粒径分布 $N(D)$ をレーダが観測している空間について求めることは非常に困難である。その場での (in situ) 観測は航空機観測、あるいは、雲粒子ゾンデ (HYVIS) に頼るしかなく、汎用的な経験式を作成するだけのデータを集めることが難しい。

地上観測においても、雪の粒径分布の自動観測は 1990 年代後半まで実現されなかった。

雪の粒径分布が判ったとしても、 Z R 関係式を求めるためには (R [mm/h] を求めるためには) 雪粒子の密度が必要である。このため、粒径分布に対応する雪粒子の質量を電子天秤などで求める必要がある。この場合でも 1 個の粒子の密度が観測できるわけではなく値はある期間の平均値となる。

粒径分布測定には雨の場合インパクトタイプのディストロメータが用いられる。これは、雨滴ごとの運動量を測定するものである。雨の場合とはりうる速度範囲が大きいですが、雪は落下速度が狭い範囲に集中しているため、雪片ごとに運動量を測定することは困難である (さらに、落下速度が小さいため粒子の識別が難しい)。

同様に、鉛直ドップラレーダを用いれば雨の場合、大気の運動を無視 (あるいは別途推

定)することで落下速度と粒径の関係から、上空の粒径分布推定が可能であるが、雪の場合は、落下速度と粒径の関係が明確でなく、推定は困難である。

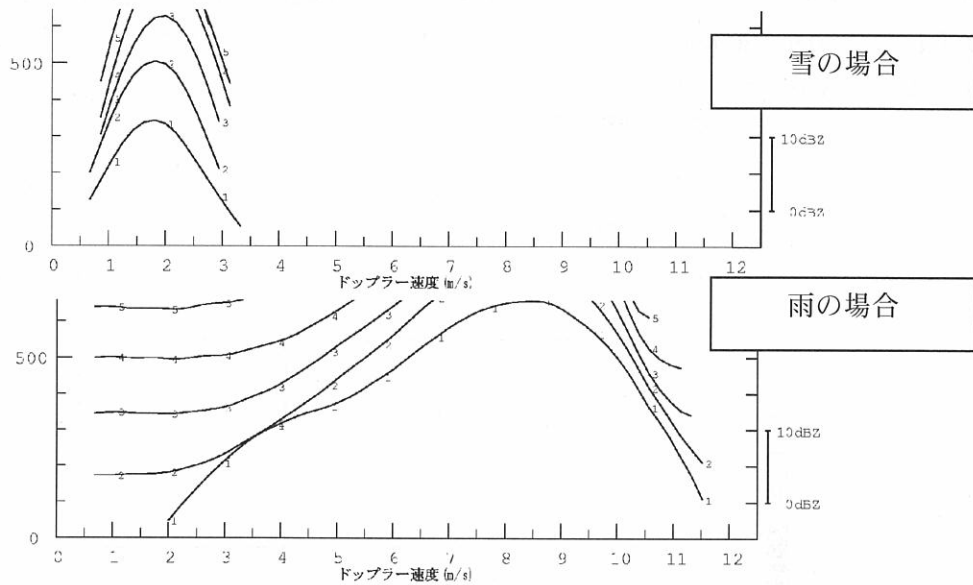
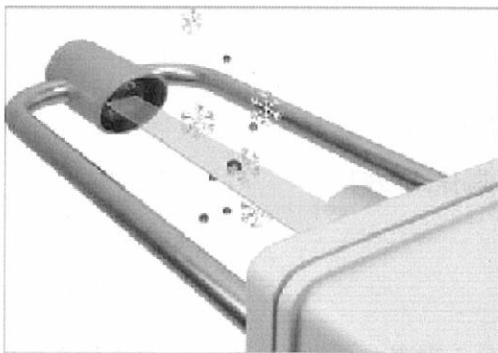


図 2 鉛直 1 次元レーダによるドップラスペクトル分布

一方で、雪の粒径分布は取りうる粒径の幅が大きいため、粒子サイズを直接測定する光学式ディストロメータの利用は有効である。



<http://www.senecom.co.jp/5411.html>

図 3 光学式ディストロメータ

2.4 雪の Z R 関係式推定の難しさ

前述のとおり、雨の場合はレーダ反射強度因子 Z と地上降水量 R を経験的に結び付けている。雨量算出の推定式は、観測された Z と R から最小二乗法を用いて求める。得られた推定式は Z が大きい場合(大粒子の存在する場合)に降水強度が大きくなるという特徴が反

映されている。雪の場合は、大きな降水強度が得られる場合は霰や濃密凝集した雪粒子の場合であるが、降水強度は高々10mm/h 程度であるので、雨の降水強度に比べて小さく、明確な近似式が得られにくい。また、Zが小さな領域は結晶が霰(落下速度が大きく大きなRが期待される)から樹枝状(落下速度が小さくRが小さい)まで変化するので、1mm/h 以下の弱い降水領域で大きな誤差が生じる。

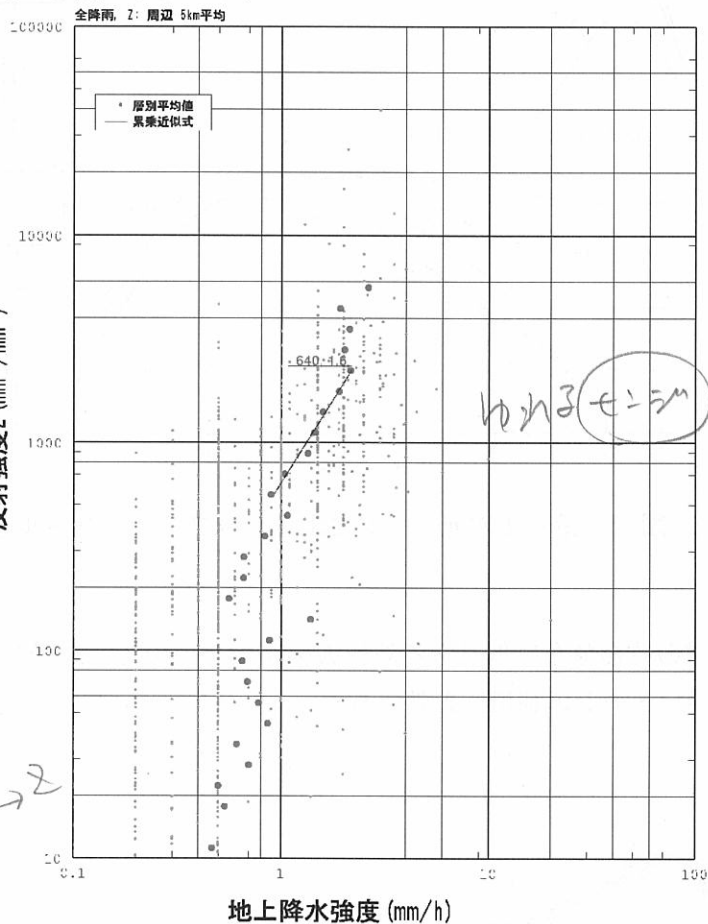


図 4 降雪の ZR 関係式の例

2.5 山頂付近の降雪量評価の難しさ

前述のように流域雨量を算出する場合には P P I 観測から得られたレーダ雨量を用いる。レーダのビームは遠方ほど高高度(降水が十分発達していない)を観測することになるので、降水粒子の発達・成長を考慮するために Z の鉛直分布(VPR: Vertical Profile of Refractivity)で補正する必要がある。

しかし、山頂では、本来大きな降水量が期待されるにもかかわらず、平均的な V P R では、高高度域が上空の昇華成長域(下向きの Z 増加率が凝集成長域に比べて小さい)にあたり、また地表面までの距離が小さいため、V P R による補正量はあまり大きくなる。山頂付近の降水量を現実に近づけるには、地形効果による雪の成長を考慮する必要がある。

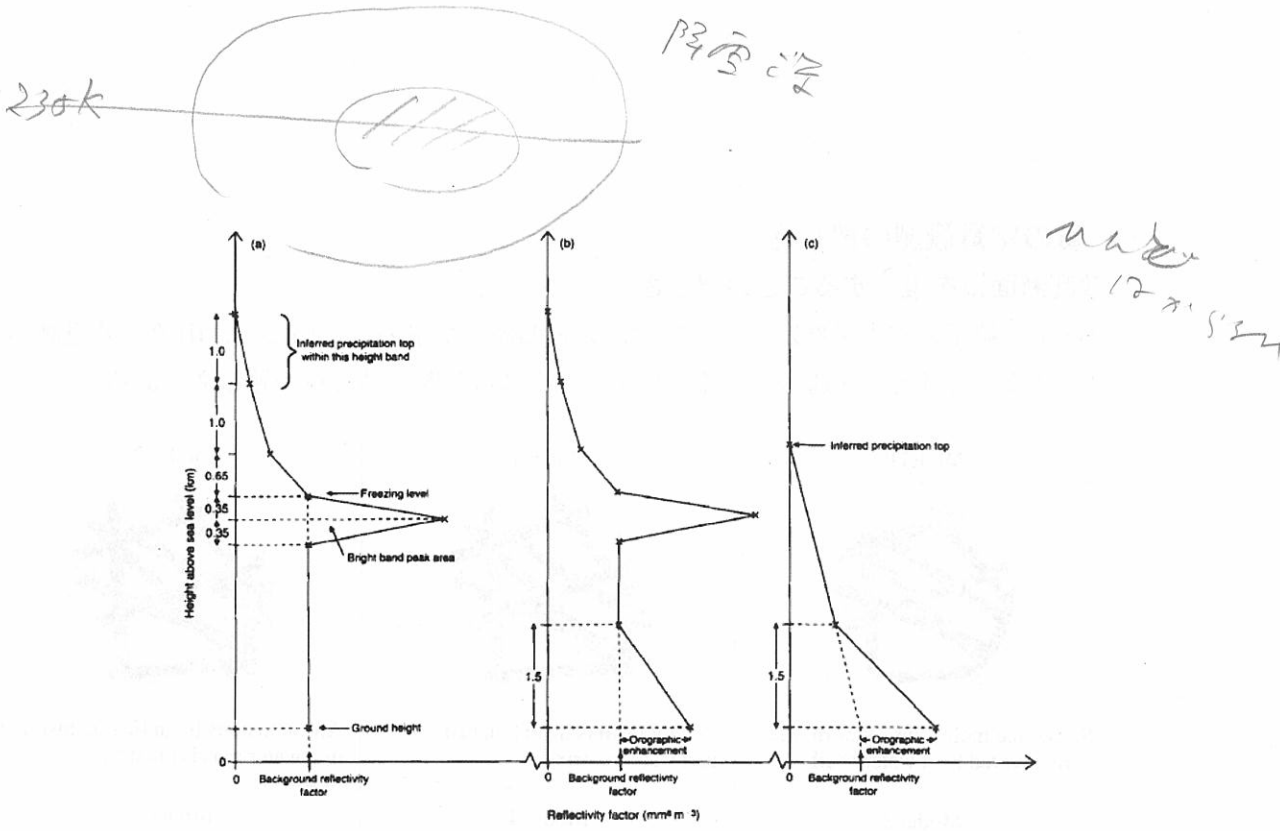


Figure 6. Examples of the construction of the idealized reflectivity factor profiles used in the correction method: (a) is the most common case where no low-level orographic growth is diagnosed and the freezing level is within the precipitation layer; (b) is similar to (a) but with orographic growth; (c) shows the simplified profile adopted when the surface temperature is below 0°C and the precipitation is assumed to be snow.

図 5 VPR のサンプル(Kitchen et al.1994)

図 6 人工降雪実験のために設置した X バンドレーダによる積算降雪量(左図)
高度補正に用いた VPR (右図)

3. 霰の定量観測の難しさ

3.1 散乱断面積を推定することの難しさ

融解中の粒子の水当量推定については、Z R 関係式が求めにくいこと、山頂での観測が困難であることは雪と共通している。特記すべきは散乱断面積計算の難しさである。

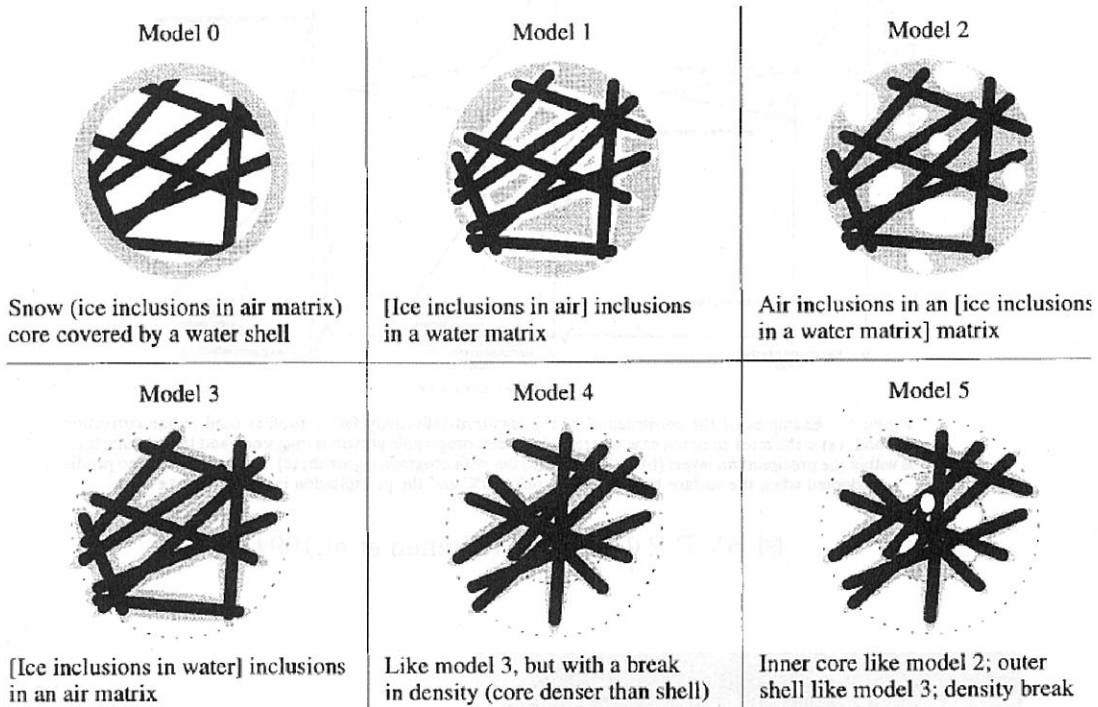


FIG. 1. Pictorial description of the approximations of melting snowflake for scattering computation purposes in the six brightband models. Black represents ice, gray is for water, and white for air.

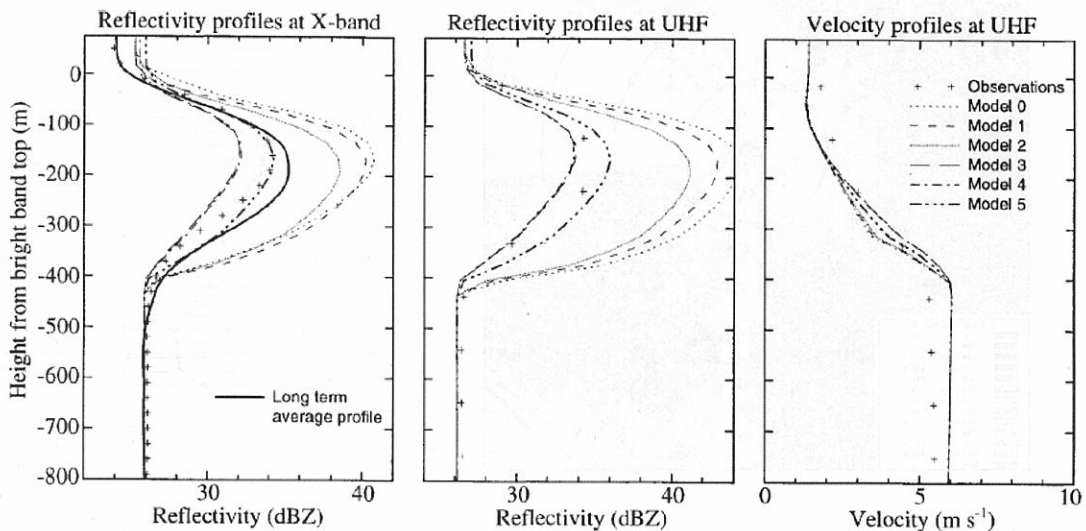


FIG. 3. Profiles of reflectivity at two wavelengths and of Doppler velocity as a function of height from the top of the bright band for the six scattering models for the weak precipitation case ($\approx 1 \text{ mm h}^{-1}$). The model profiles (dashed and dotted lines) are contrasted with observations made during the event simulated (crosses) as well as average observations for this precipitation intensity (thick solid line). Initial snow density is assumed to follow $\rho_s = 0.017D_s^{-1}$. Observations were corrected for attenuation.

図 7 融解中粒子のモデルの選択と反射強度因子の違い Fabry1999

融解中の粒子の散乱断面積を求める際、雪の場合と同様に形状の複雑さの問題に加えて、氷、(液体の)水、空気の配分によって散乱特性が異なるという問題が生じる。すなわち、融解粒子のモデルで水がどのように配分されるかによって、期待される後方散乱断面積の値が大きく異なる。これは、レーダで得られる反射率が融解後の粒径のみを反映しているわけではないことを意味しており、霰粒子の水当量を求めることは難しい。

3.2 直接観測の難しさ

霰は、雪から雨への遷移状態であるため、その出現頻度が雨・雪に比べて小さい。また、自然では、小さい粒子が先に融けきるため霰粒子のみの状態は多くなく、たいていは小粒子の雨と、大粒子の霰の混合状態である。

2004年12月から2007年1月までの東京における現在天気で判断した場合の雨・霰・雪の出現数を示す。地上気温が5℃以下のときを抽出した。

前述の自動観測の難しさに加えて、出現数の少なさから事例数が少なく、回帰式を作成することが困難となっている。

表 1 東京における天気の出現回数

降水タイプ	雨	霰	雪
合計	49	9	17

4. その他

融解過程の見直しについて。

乱流の影響はないか？

融解の速度と落下速度の関係は正しいか？

落下速度が融解率の関数(南雲と藤吉 2005)となればピン毎のレーダ反射率は求めやすくなる。

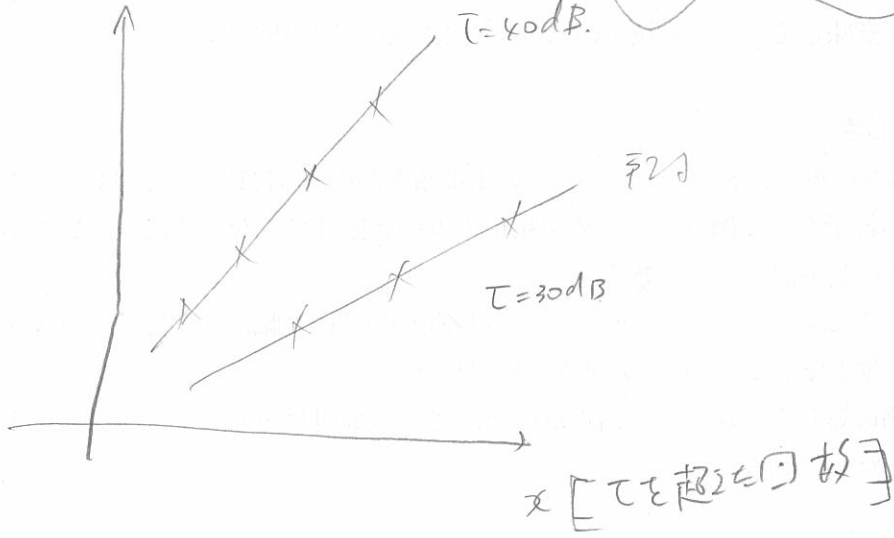
事例解析追加

「2006/01/21 snow」雪を払いながら観測した。✕

「2008/2/9 snow」1800jst は雨であった。

真(雪) 高層7910 u/g/s
(イベル)

月降水量



33''

? point. 乙解析
area 乙解析