

有珠山における可搬型ドップラーレーダーを活用した降雨観測の報告

鶴巻 亮一* 松岡 直基* 小林 利章* 金子 徹* 瀧谷 克幸† 藤吉 康志‡

1 背景

有珠山は洞爺湖南方数 km に位置する標高 737 m の活火山である。近年では 1977 年, 2000 年に噴火し, 20 - 30 年の周期で噴火が繰り返すと言われている。

火山噴火では火山砕屑物が噴出し, 降下火砕堆積物や火砕流堆積物として堆積する。火山灰や火山岩塊などの土砂が堆積したところに強雨があると, 火山泥流が発生し, ふもとで大きな人的・物的被害をもたらす。実際, 1978 年には西山川および小有珠川下流で強雨による大規模な泥流によって犠牲者を出した (e.g., Kadomura et al., 1979)。これらの河川以外にも有珠では壮瞥温泉川, 源太川, 昭和川等でも同様の危険性をもつ。降灰後の土石流や泥流などによる二次被害を軽減するため, 山体部における雨量観測とその予測が重要となる。しかも, 火山泥流は何年にもわたって発生危険性があるため, 長期的な監視体制が必要となる。

有珠山には山頂や山腹, その周辺に地上雨量計が設置されている (図 1)。しかし, 火山が噴火すると, 山体に設置されてい



図 1 有珠山頂およびその周辺に設置されている地上雨量計の位置 (三豊, 南外輪山, 北外輪山, 有珠中学校)。

る雨量計は, 火山灰が堆積すること, 又地殻変動で雨量計の水平を維持できなくなることにより使用不能となる。実際, 2000 年噴火でも山頂周辺の雨量計が機能しなくなり, 比較的安全な山麓に臨時の雨量計を緊急配備した。しかし, 山体部は地形性降雨によって地上と比較して雨量は増加する。山体部における正確な雨量把握のため, 地上雨量計とは異なる手法で雨量を観測する必要がある。

雨量を測定する観測装置として, 受筒に落ちる雨水の量を直接測定する地上雨量計のほか, アンテナから照射される電波の反射スペクトルを解析して雨量を推定するレーダー雨量計が存在する。レーダー雨量計の特長は, 一般的な雨量計のような

点観測ではなく, 雨量を面的で広範囲にほぼ同時観測ができる点である。レーダー雨量計を用いることで, 火山噴火の影響の小さい離れた場所から山体部に降る雨量を知ることができる。

国土交通省では高性能レーダー雨量計ネットワーク (XRAIN; eXtended RAdar Information Network) が運用中で, 気象庁でも C バンドドップラー (DP) レーダーを運用している。XRAIN を用いると高精度の雨量をリアルタイムに把握することができるし, 気象庁はこれらのレーダー雨量を集約し, モデルの初期値として利用することで雨量の予測情報を定期的に提供している。2000 年噴火当時のレーダー解析雨量 (5 km メッシュ, 1 時間分解能) と比較すると, 現在では XRAIN は非常に高精度 (250 m メッシュ, 1 分間分解能) にはなったが, 二次泥流発生監視目的としてそれが十分であるかは不明である。

本研究では, 設置が容易な可搬型レーダー雨量計であるマイクロレインレーダー (MRR) を用いて有珠山頂の降雨観測をおこない, 噴火に備えた新たな雨量観測体制の検討をおこなうことを目的とする。

2 マイクロレインレーダー (MRR)

図 2 は MRR (METEK GmbH Germany) の全体図 (左) と有珠山での観測風景 (右) である。MRR 全体は重量 17.5 kg, 幅

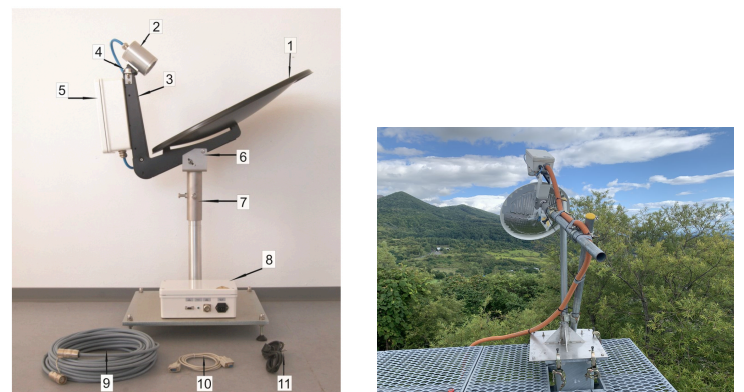


図 2 左図は MRR のシステム構成要素。右図は有珠山 (三豊中継局) での観測風景。

80 cm, 奥行 60 cm, 高さ 85 cm で, 送信系と受信系が同一のパラボラアンテナに代表される様々な観測部品から構成される。MRR は中心波長 $\lambda_0 = 12.4$ mm (中心振動数 $\nu_0 = 24.230$ GHz) の電磁波を変調 (FM) しながら連続的 (CW) に照射し, 大気に浮遊する雨滴や氷粒子, ガス粒子から散乱してきた電磁波を受信しスペクトル分解をおこなう。照射された送信信号の時刻や振動数, 強度は内部で記憶され, これらの変数と反射スペクトルを用いて単位時間あたりに降る雨の量 (雨量強度) や雨滴の粒子分布・落下速度等を推定する (Peters et al., 2010)。

MRR は本来, アンテナを天頂に向けて観測する装置である。

* 株式会社 北海道気象技術センター

† 一般財団法人 日本気象協会 北海道支社

‡ 北海道大学名誉教授

なので、こうした使い方のみ MRR の高い精度は保証される。本研究ではアンテナを斜めに傾けて、噴火の影響の小さい遠方から噴火口上空に向けて観測をおこなうことを想定するため、この斜め観測が目的達成に耐えうる十分な精度を確保できるか検証する必要がある。

3 光の吸収と散乱

3.1 雨滴の吸収・散乱特性

MRR から照射されるマイクロ波は光路途中の雨滴・氷粒子やその他の固体微粒子、ガス分子による吸収と散乱をうけて減光する。したがって、これらの粒子の吸収・散乱特性が MRR が受ける反射スペクトルを決定する。図 3 に Mie 理論 (Bohren and Huffman, 1998) にもとづいて計算された波長 $\lambda = 12.4$ mm における減光効率 Q_{ext} 、吸収効率 Q_{abs} および散乱効率 Q_{sca} を粒子半径 a の関数で示した。効率 Q とは、減光

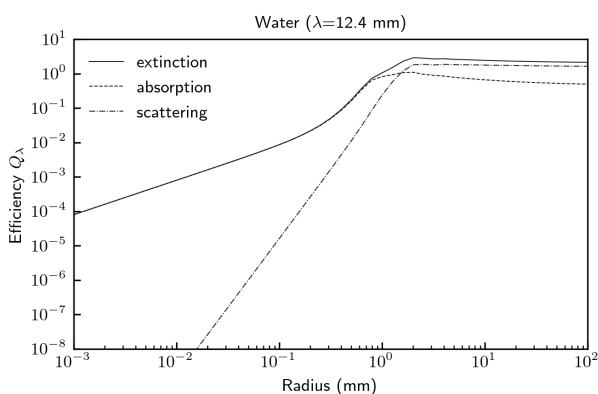


図 3 Mie 理論にもとづいて計算された波長 $\lambda = 12.4$ mm における水の減光効率 Q_{ext} (solid) と吸収効率 Q_{abs} (dashed) と散乱効率 Q_{sca} (dot-dashed) の粒子サイズ a 依存性。

(= 吸収 + 散乱), 吸収および散乱の断面積 σ を幾何学的断面積 πa^2 で規格化したものである ($\therefore Q = \sigma/\pi a^2$).

3.2 輻射輸送

位置 s における単位時間・単位面積あたりの電磁波のエネルギーフラックスを $F(s)$ であらわすと、視線距離 $s \sim s + ds$ の間に受ける減光は

$$F(s + ds) = F(s)e^{-d\tau} \quad (1)$$

と仮定する (平行平板近似). ここに、 τ は光学的厚さで、減光係数 (体積減光断面積) を κ とすると、光学的厚さは

$$d\tau = \kappa(s) ds \quad (2)$$

のように無次元量で定義される。

大気中にはさまざまなサイズの雨滴が存在し、その数密度はおのおののサイズごとまたは位置によって異なる。そのような場合、減光係数 κ は、雨滴の数密度分布 $N(a, s)$ を粒子半径 a と位置 s の関数として、

$$\kappa(s) = \int_0^\infty da \sigma_{\text{ext}}(a) N(a, s) = \int_0^\infty da Q_{\text{ext}}(a) \pi a^2 N(a, s) \quad (3)$$

で与えられる。もし雨滴の数密度分布 N が既知であれば、上式から減光係数 κ を求めることができ、途中の減衰の様子を定量的に取り扱うことができる。

4 雨量強度

MRR には観測量として受信電力だけでなく、波長または振動数のずれをあらわす Doppler-shift も含まれる。この得られたずれから雨滴の落下速度 v_z が正確に計算できれば、以下の式から各位置 s の雨量強度 $R(s)$ を求めることができる。

$$R(s) = \int_0^\infty da \frac{4}{3} \pi a^3 N(s, a) v_z(s, a). \quad (4)$$

7章で述べるが、落下速度の値を求める際に水平 Doppler の効果を見逃したことが観測結果に影響を及ぼしうる。

5 観測

本研究では 2022 年 6 月 30 日から 11 月 2 日まで、有珠山の北西麓に位置する三豊中継局 (図 1) に MRR を設置し雨量観測をおこなった。主な観測諸元を表 1 に示した。斜め観測の

表 1 観測諸元。

パラメータ	観測 1	観測 2
アンテナ仰角	90° (天頂)	20°
観測期間	2022/9/26 - 11/2	2022/6/30 - 9/26
ターゲット	三豊雨量計	南外輪山雨量計
観測高度	0 - 3200 m	1518 m
空間解像度	100 m	130 m
時間解像度	10 秒	10 秒

精度検証のため、アンテナ仰角の異なる 2 種類の観測をおこなった。レーダ観測は高高度の降雨をみるものだが、両観測とも真下に地上雨量計 (転倒ます型) があり比較が可能である。

6 結果

6.1 観測 1

アンテナ仰角 90° (天頂) で観測した MRR の示す雨量変動 (赤線) と三豊雨量計の示す雨量変動 (棒グラフ) を図 4 に示した。加えて、比較のため地上雨量データ等で補正された現業用レーダ雨量として高解像度降水ノウキャスト (NOWC; 青線) の結果を示した。示されている雨量は、地上雨量計は前 1 時間総雨量、MRR (10 秒ごと) と NOWC (5 分ごと) は前 1 時間平均雨量強度なので、比較するデータはそれぞれ物理量が異なる。また同じレーダ雨量でも、MRR と NOWC とは観測の高度・原理・解像度が異なる。したがって結果の不一致は、これらの違いに起因する観測・計算誤差および雨量計の捕捉率等に由来する。図 4 をみると、どの雨量データも実際に降雨があれば降雨のあることを示し、逆に無降雨時は降雨を示さない同じ傾向を示す。このことから、アンテナを天頂に向けた MRR 観測の場合は精度よく雨量が推定できたと考えられる。

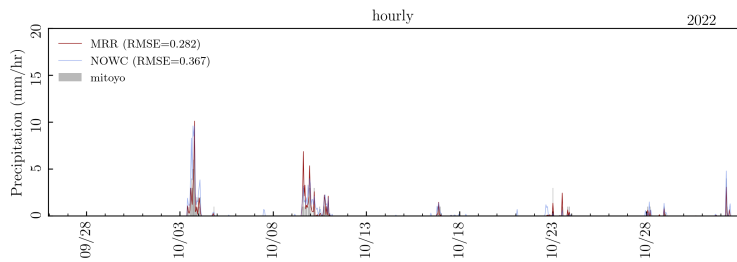


図4 観測1 (仰角 90°) の結果. 赤線は MRR, 青線は高解像度降水ナウキャスト (NOWC), 棒グラフは三豊雨量計が示す雨量変動. 横軸は時刻 (2022/9/26 - 2022/11/2), 縦軸は時間雨量 (mm/hr) である.

6.2 観測2

図5は観測2の方法 (仰角 20°) で観測した2022年7月17日から18日までの結果 (上図) と2022年8月15日から16日までの結果 (下図) である. 図5をみると, 上図では南外輪

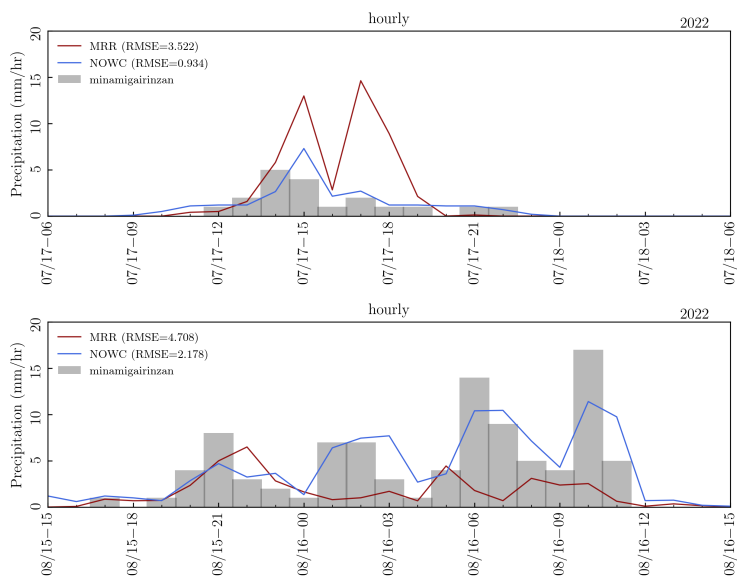


図5 観測2 (仰角 20°) による2022年7月17日から18日までの結果 (上図) と2022年8月15日から16日までの結果 (下図). 見方は, 地上雨量計が南外輪山のものであることを除いて図4と同様.

山雨量計 (棒グラフ) および NOWC (青線) に対して MRR (赤線) の値はあきらかに過大評価し, 逆に下図では過小評価している. 一方で南外輪山雨量計と NOWC の結果はともに類似の傾向があるように見える. ほかの降雨事例でも同様の傾向がみられ, このことは斜め MRR 観測には比較的大きなランダム誤差の存在していることが推測される. その原因について次章で考察した.

7 考察

本研究では観測された Doppler-shift から雨滴の落下速度 v_z を求める際に $x-y$ 平面に関する雨滴の水平速度 $v_{||} = 0$ と仮定した. 観測1ではアンテナを天頂に向けていることからその影響はないが, 20° に傾けた観測2の場合, 計算するとおおよそ $\pm v_{||} \cos 20^\circ / \sin 20^\circ$ の分だけ v_z の値に不確かさが生ずる.

この不確かさは式 (4) を介して, 求める雨量強度 R に直接誤差を与える. 落下速度は最大でも数 m/s 程度であるのに対して, 高度 1518 m に相当する 850 hPa 面での風速は 10 m/s を超えることは頻繁に生ずる. なので, 高層風が MRR で計算される落下速度 v_z の値に影響を与えることは十分考えられる.

図6は MRR (左) および NOWC (右) と南外輪山雨量計との比較である. NOWC は南外輪山雨量計に対して決定係数

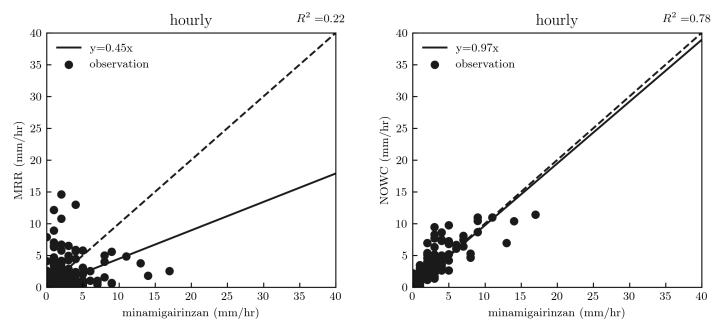


図6 レーダ雨量計 (左: MRR, 右: NOWC) と地上雨量計 (南外輪山) との比較. 縦軸はレーダ雨量, 横軸は地上雨量.

0.78 のばらつきで傾き 0.97 の回帰直線上にのるが, やはり MRR の方は大きくばらつく (決定係数 0.22). NOWC は他の地上雨量計でも同様, その関係は誤差内で 1 対 1 対応にある.

8 まとめ

本研究では可搬型気象レーダであるマイクロレインレーダ (MRR) を用いて有珠山の雨量観測をおこない, 地上雨量計および補正された現業用レーダ雨量データである高解像度降水ナウキャスト (NOWC) との比較をおこなった. MRR は仕様通り鉛直上向きの雨量観測は精度の高いものだったが, 斜め観測ではほかの雨量データと比較して大きくばらついた. 雨滴の落下速度を計算する際に水平 Doppler の効果を無視したことが原因かもしれない. 結果として, 噴火後の土石流発生監視用としては現業用気象レーダの活用がもっとも有効であるかもしれない. このことは, レーダ雨量データを初期値に利用している気象庁の予測雨量データの利用可能性を示唆するものである. 予測雨量は, 最大で 11 日まで GPV データとして提供されているので, 余裕をもった防災対応が可能となる.

REFERENCE

Kadomura, H., Takahashi H., Yamamoto H., Suzuki R., Arai K., Imagawa T., and Tanabe T. (1979) Behavior of Mudflows on Valley Flats and Alluvial Fans at Usu Volcano. *Investigation of Usu Volcano Mud-Flow Disasters on October 24, 1978*. 41-76.

Peters G., Fischer B., and Clemens M. (2010) Rain Attenuation of Radar Echoes Considering Finite-Range Resolution and Using Drop Size Distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **13**, 142-164.

Bohren C. F. and Huffman D. R. (1998) *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. Wiley-VCH.