

X バンド偏波レーダーを用いた
新雪密度の推定手法の開発に関する研究

高見 和弥

要旨

鉄道は定められた路線を移動する交通手段であり、路線上の1地点でも堆雪等による輸送障害がおこると影響は路線全体に及び、さらに接続する路線を含めると1地点の輸送障害が広い地域に伝搬する。雪害による影響を低減するためには降積雪の質、量を面的に把握することが必要である。近年では気象レーダーの普及により、地上観測点の無い場所でも降水量を精度よく得ることができるようになった。一方で、気象レーダーの観測で得られるのは液水等価降水量であり、降雪深ではない。液水等価降水量を降雪深に変換するためには、新積雪の密度（以下、新雪密度）と液水の密度の比である雪水比（降雪深量/降水量）を与える必要がある。液水の密度は既知であるから、新雪密度を推定することが降雪深の推定にとって重要である。また、例えば落雪による施設の損壊の原因となる新幹線床下への着雪量を予測するうえでは、新雪密度の情報そのものも初期値として重要なパラメータとなる。本研究では、気温0℃未満の乾いた雪を対象に、Xバンド偏波レーダーの観測値から新雪密度を推定する手法を開発した。

2020-2021年および2021-2022年冬期に新潟県新潟市および南魚沼市で降雪観測を実施した。新潟市にはXバンド偏波レーダーを設置しており、その観測範囲内に地上での降雪粒子の観測を行った。本研究で推定を目指す新雪密度は、雪板による人力での観測が必要であるため高頻度での観測が難しい。しかしながら、新潟市の地上観測点には観測者が常駐できる拠点がないため、人力による観測では十分な観測データを得ることは難しいという課題があった。そこで、新潟県南魚沼市塩沢に位置する鉄道総研塩沢雪害防止実験所において、新潟市と同じ降雪粒子の地上観測機器を設置するとともに、雪板を用いた新雪密度の観測を行った。まず、塩沢の観測で地上での降雪粒子と新雪密度の関係性を明らかにし、地上観測による新雪密度の推定方法を検討した。これを新潟市の地上観測に適用し、得られた推定値を真値と仮定して偏波パラメータとの関係性を調べることにした。

まず、塩沢における2020-2021、2021-2022年冬期の観測を基に、光学式ディストロメータ Parsivel²の観測値から求めた平均的な着氷成長の度合いを指標として新雪密度を推定する手法を提案し、従来の地上気温を用いた手法より精度よく新雪密度を推定できることを示した。次に、新潟市の2021年1月の観測を基に、Parsivel²の観測値から推定した新雪密度を真値として、降雪粒子に関するパラメータとの関係を調べた。結果、気温-15℃付近の樹枝状および板状結晶など小さく扁平な粒子が形成される高度における、位相差変化率 K_{DP} とレーダー反射因子 Z_h の比 (K_{DP}/Z_h) が大きいほど地上での新雪密度が小さくなることが明らかになった。また、得られた経験的な関係式を2022年1月17日の降雪事例に適用し、地上での降雪粒子、新雪密度の時間変化を表現できることを確認した。

目次

第 1 章 研究の背景と目的	1
1.1 研究の背景	1
1.1.1 鉄道の雪害	1
1.1.2 新雪密度	3
1.2 研究の目的	5
1.3 論文の構成	6
第 2 章 偏波パラメータと降雪粒子	9
2.1 偏波パラメータ	9
2.1.1 水平偏波のレーダー反射因子	9
2.1.2 レーダー反射因子差	11
2.1.3 位相差変化率	12
2.1.4 位相差変化率とレーダー反射因子の比	13
2.2 着氷成長と偏波パラメータ	15
2.3 Dendritic Growth Level における <i>KDP</i> , <i>ZDR</i> の極大値	17
2.4 結語	18
第 3 章 新潟県における降雪観測	22
3.1 塩沢における新雪密度と降雪粒子の観測	23
3.1.1 新雪密度の観測	23
3.1.2 降雪粒子の観測	24
3.2 新潟市における降雪粒子と偏波パラメータの観測	25
3.2.1 偏波レーダー観測	25
3.2.2 地上降雪粒子観測	28
3.3 結語	31
第 4 章 地上観測データを用いた新雪密度の推定手法の開発	33
4.1 気象要素と新雪密度の関係	33
4.2 ディストロメータの観測値を用いた新雪密度の推定	36

4.2.1	粒径，落下速度の代表値（CMF）と新雪密度の関係	36
4.2.2	Parsivel ² の観測値による着氷成長の度合いの評価方法	39
4.2.3	着氷成長の度合いと新雪密度の関係	40
4.4	結語	44
第5章	2021年1月の降雪事例	47
5.1	2021年1月の降雪事例	47
5.2	新雪密度が異なる事例の比較	50
5.3	新雪密度が変化した事例	58
5.4	結語	63
第6章	偏波パラメータによる新雪密度の推定手法の開発	66
6.1	降雪粒子に関するパラメータと新雪密度	66
6.2	偏波パラメータと新雪密度の関係	69
6.2.1	高度1 km	69
6.2.2	気温-15℃高度（DGL）	71
6.3	2022年1月17日 6:00～15:00UTCの降雪事例	74
6.4	結語	78
第7章	結論	80

第1章 研究の背景と目的

1.1 研究の背景

1.1.1 鉄道の雪害

日本の鉄道の線路延長は約2万kmであるが、そのうち約8千km(40%)が豪雪地帯に敷設されており、毎年なんらかの雪害による輸送障害が発生している。近年でも、短時間に多量の降雪が降ったことにより2018年1月の信越線における除雪不能、途中停止や、2023年1月の東海道線での分岐器不転換などで、駅間で列車が長時間立ち往生する事例が発生している。また、斜面の積雪による影響としては2018年2月の福井豪雪による北陸線や越美北線の長期運休、2018年3月の石北線の融雪期の斜面崩壊による線路支障など、影響が長期にわたることもある。加えて、走行車両からの落雪被害(沿線設備の破損)などは毎年のように発生し、程度の差はあるものの、様々な雪害によって冬期の鉄道の安全、安定輸送を阻害している(表-1.1, 藤井, 2001)。

表-1.1 鉄道の雪害(藤井, 1988)

現象	輸送障害
降雪	分岐器不転換, 途中停止, 遅延, 視程障害, 建造物破壊
降雪(湿雪)	除雪困難, 倒木, 倒竹
吹雪	視程不良, 遅延
地吹雪(吹き溜まり)	分岐器不転換, 遅延, 途中停止, 除雪不能
着雪	着雪, パンタグラフ降下, 車両破損(冠雪落下)
雪崩	転覆, 脱線, 建造物破壊
飛雪(舞い上げ雪)	遅延(新幹線), 落雪被害

鉄道は定められた路線を移動する交通手段であり、路線上の1地点でも堆雪等による途中停止がおこると影響は路線全体に及び、さらに接続する路線を含めると1地点の輸送障害が広い地域に伝搬する。雪害の影響を低減するために様々な防護対策設備が設置されているが、豪雪地帯の路線全体にハード的な雪害対策を施すことは費用対効果を考えると難しい。ハード対策に依らない手法として、適切な運行管理、線路除雪や車両雪落とし作業などが有効であるが、このためには、雪害が発生しうる箇所やその規模を適切に評価することが重要であり、この評価のためには鉄道路線を含む地域の降雪深の面分布の情報が重

要である。また、人口減少による将来の労働力不足を見据えると、偏積雪・吹き溜まりの巡回警備や車両床下着雪の雪落としなど、多くの労働力を要する作業そのものの省力化はもとより、作業そのものの実施要否判断を適切に行うことが重要となる。これら各種作業の実施要否を適切に判断するうえでも、雪害をもたらす降雪現象の状況把握とこれに基づく雪害の発生危険度の事前予測が欠かせない。

鉄道固有の雪の状況として、鉄道の軌道内に降り積もった雪は、列車が通過することで舞い上げられたり、押し固められたりするため、鉄道用地外の自然の降積雪とは状態が異なることが挙げられる。このため、前の列車が通過してから次の列車が通過するまでの間に降った雪を沿線の任意の地点で逐次評価することが必要となる。

近年では気象レーダーの普及により、地上観測点の無い場所でも降水量を精度よく得ることができるようになった。一方で、気象レーダーの観測で得られるのは液水等価降水量であり、降雪深ではない。液水等価降水量を降雪深に変換するためには、新積雪の密度（以下、新雪密度）と液水の密度の比である雪水比（降雪深/降水量 [cm mm^{-1}]) を与える必要がある。液水の密度は既知であるから、新雪密度を推定することが降雪深の推定にとって重要である。

新雪密度は降雪深の推定に利用するだけでなく、密度の情報そのものが雪害の危険度評価を行ううえで重要なパラメータとなる。例えば、新幹線などの高速列車では、車両床下の着雪が落下することで鉄道施設を損壊する。そのため、着雪が予想される際には駅での雪落とし作業が実施されており、この作業の要否判断を支援するために着雪量の推定手法（Kamata *et al.*, 2016）が開発されている。車両床下の着雪量は、列車の走行に伴いの舞い上がった雪の量と正の相関を持ち、この雪の舞い上がり量は、積雪表層の雪が軽いほど多くなることが知られている。積雪表層の雪密度は新雪密度を初期値として、時間とともに融解や圧密によって値が大きくなることから、最も着雪が起きやすい降雪直後の雪の密度は、落雪による雪害の発生危険度を評価するうえで最も重要なパラメータである。この他にも地吹雪や雪崩の発生を予測するうえでも、新雪密度は雪粒子の移動や積雪の安定度の計算の初期値として必要なパラメータである。以上のように、新雪密度を精度よく推定できるようになることで、降雪・積雪量の推定精度の向上のみならず、各種雪害の危険度の評価精度の向上をもたらすことが期待できる。

1.1.2 新雪密度

新雪とは降り積もって間もない降雪時の雪の結晶形を残しているもの指し（日本雪氷学会, 2014）、本研究では降雪直後の新積雪の密度のことを新雪密度と呼ぶこととする。鉄道の運行管理での利用を考える場合、列車の合間に降った雪の降雪深を評価することが必要である。また、車両床下への着雪量を推定するためには積雪表層の密度が重要となるこのため、本研究では前1時間に降った新雪の密度を推定することを目指す。

新雪密度の観測値は、一定の時間に降った雪の体積と重量を測定することで求められる。対象とする時間帯より前に降り積もった雪の圧密による影響を除外するため、一般には雪板を置いてその上に積もった雪を測定する（Judson and Doesken 2000; 梶川ら, 2005; 野口ら, 2010; Wayand *et al.*, 2015; Ishizaka *et al.*, 2016）。すなわち、人力による観測が必要であり、高頻度での定常観測が難しい。ゆえに観測員が常駐している場所でも多くは日降雪を対象とした観測であり、研究目的であっても1時間程度かそれより短い時間間隔で観測を行っている研究は少ない（野口ら, 2010; Helfricht *et al.*, 2018; Ishizaka *et al.*, 2016）。定常観測が可能な機器を利用し、雪の体積（深さ）は積雪深計の差分値から、重量は雨量計から求めることも可能ではあるが、積雪深計による観測では対象の時間帯より前に降り積もった雪の圧密による積雪深の変化を除外することができない。圧密量を推定して補正する（遠藤ら, 2002; Lehning *et al.*, 2002; Helfricht *et al.*, 2018）方法も考えられるが、根雪になるような豪雪地帯では既積雪の圧密による沈降を精度よく計算することは難しく、降雪、積雪量が大きいほど誤差が増加する（遠藤ら, 2002）。加えて、雪は雨に比べて降水強度が小さいためセンサーの分解能の影響が大きく、例えば AMeDAS の積雪深計、雨量計の分解能（積雪深: 1 cm, 雨量: 0.5 mm）では事例ごとの差を十分に表現することは難しい。また、固体降水に対しては風速の雨量計の捕捉率に対する影響が大きく、しばしば降水量を過小評価することとなる（横山ら, 2003）。加えて、積雪深計は雨量計に比べて設置箇所が少なく、特に首都圏など降雪の頻度が少ない地域では限られた観測地点にしか設置されていない。このように新雪密度は定常的な実測値を得ることが難しい値であるため、何らかの方法で推定を行うことが必要となる。

氷の密度は一定の値であることから、融解を伴わない場合、積雪の密度は単位体積内の空隙の多さに依存する。一定の時間内に降り積もった積雪に対し、積雪に含まれる氷の重量を M_i [kg]、体積を V_i [m³]、空気の体積を V_a [m³] とすると新雪密度 ρ_N [g m⁻³] は式(1.1)で表される。

$$\rho_N = \frac{M_i}{V_i + V_a} \quad (1.1)$$

すなわち、積雪内の空気の体積 V_a が小さいほど新雪密度は大きくなる。雪粒子は着氷成長

(riming)が進むほど外形が丸くなるため積雪内の粒子間の間隙が小さくなり、また粒子内の空隙も雲粒で埋まることから、着氷成長の度合いが新雪密度に大きく影響することが指摘されている (Power et al., 1964; 梶川・小野, 1989; 梶川ら, 2005; Colle et al., 2014; Ishizaka et al., 2016). 実運用においては新雪密度を一定の値として与えたり (ex. 100 kg m^{-3}), 気温, 相対湿度, 風速などの気象要素から簡易に計算する (Diamond, 1954; 野口ら, 2010; Jordan et al., 1999; 梶川ら, 2005; Lehning et al., 2002) ことが多い. 2019年より気象庁が解析積雪深・降雪量として5 kmの水平分解能で1時間の降雪深を提供しているが、この中でも新雪密度と液水の密度の比である雪水比は、気象要素から、特に気温を用いて計算を行っている (気象庁, 2023). しかしながら、気温の違いで表すことができるのは主に雪の融解による密度の違いである. 気温 $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 未満では降雪粒子の種別や着氷成長の度合いが主に新雪密度を決めるため、気象要素による推定ではその違いを表現することは難しい. 降雪粒子の粒径・落下速度分布を利用して新雪密度を推定することも試みられているが (Ishizaka et al., 2016), 粒径・落下速度分布の観測は設置地点の限られるディストロメータなどの機器を利用するものであり、新雪密度の空間的な分布を評価することは難しい.

1.2 研究の目的

本研究の目的は X バンド偏波レーダーの観測値から新雪密度を推定する手法の開発である。対象は、気象要素から求めることが難しい気温 0°C 未満の乾いた雪の密度の違いである。偏波レーダーの観測値から新雪密度を推定することで、面的な情報を創出することができるため、地上観測点からの距離に関わらず沿線の新雪密度、降雪深を推定することが可能となる。また、新雪密度の違いをもたらすのは降雪粒子の種別や着氷成長の度合いであることから、その違いを評価できるようになることは偏波レーダーを利用した液水等価降水量の推定に対しても重要な知見となる可能性がある。

北陸や新潟など日本海側は、日本海や沿岸の形状および地形の効果により中緯度帯としては世界有数の豪雪地帯である (Steenburgh and Nakai, 2020)。日本海からの豊富な熱と水蒸気の供給があるため着氷成長が活発であり、1月の降水量のおよそ $1/3$ に霰が寄与していることが報告されている (Mizuno, 1992)。このため、降雪の量や密度を表現するために大陸の標高の高い地域などに比べて、着氷成長の度合いがより重要なパラメータであると考えられる。

X バンド偏波レーダーは国土交通省により XRAIN と称されるレーダーネットワーク (X-band polarimetric multi parameter Radar Information Network) が構築されており (Maesaka *et al.*, 2011)、豪雪地帯では石川 (能美局)、富山 (水橋局)、新潟 (京ヶ瀬局、中ノ口局)、秋田 (鷹巣局)、盛岡 (盛岡局)、北海道 (石狩局、北広島局) へ本研究の成果を適用することが期待できる。また、関東や近畿などの少雪地帯では、融雪装置など雪害への防災投資が少ないため豪雪地帯よりも少ない降雪深で輸送障害が発生しやすい。これらの地域では積雪深計などの雪に対する観測機器の配備も少ないことから、既設の XRAIN のデータを利用できる手法は有効である。

先述したように、新雪密度は高頻度な観測が難しい値であるためにそもそも1時間程度かそれより短い評価時間で推定方法を検討している研究は少ない (野口ら, 2010; Helfricht *et al.*, 2018; Ishizaka *et al.*, 2016)。よって、本研究ではまず特別豪雪地帯である新潟県南魚沼市に位置する鉄道総合技術研究所の塩沢雪害防止実験所を拠点として、新雪密度の観測を高頻度で実施した。この観測データから定常的に観測が可能な光学式ディストロメータを用いて新雪密度を推定する方法を開発し、人力によらず任意の時間の新雪密度を評価できるようにした。次いで、X バンド偏波レーダーを設置している新潟県新潟市において、光学式ディストロメータの観測データから推定した新雪密度を真値として、偏波パラメータとの関係性を明らかにした。

1.3 論文の構成

本節では本論文の構成について述べる。

第2章では偏波レーダーで観測するパラメータについて記述するとともに、既往研究で報告されている降雪粒子の変化に対する偏波パラメータの振る舞いについて整理する。

第3章では新雪密度の推定手法を開発するにあたり、新潟県南魚沼市および新潟市で実施した降雪観測について述べる。

第4章では南魚沼市で実施した観測を基に、地上観測データと新雪密度の関係性について述べる。

第5章では新潟市で実施した観測について、解析の対象事例を整理する。

第6章では新潟市で実施した観測を基に、偏波パラメータと新雪密度の関係性について述べる。

第7章では本研究の成果を取りまとめるとともに、今後の課題について述べる。

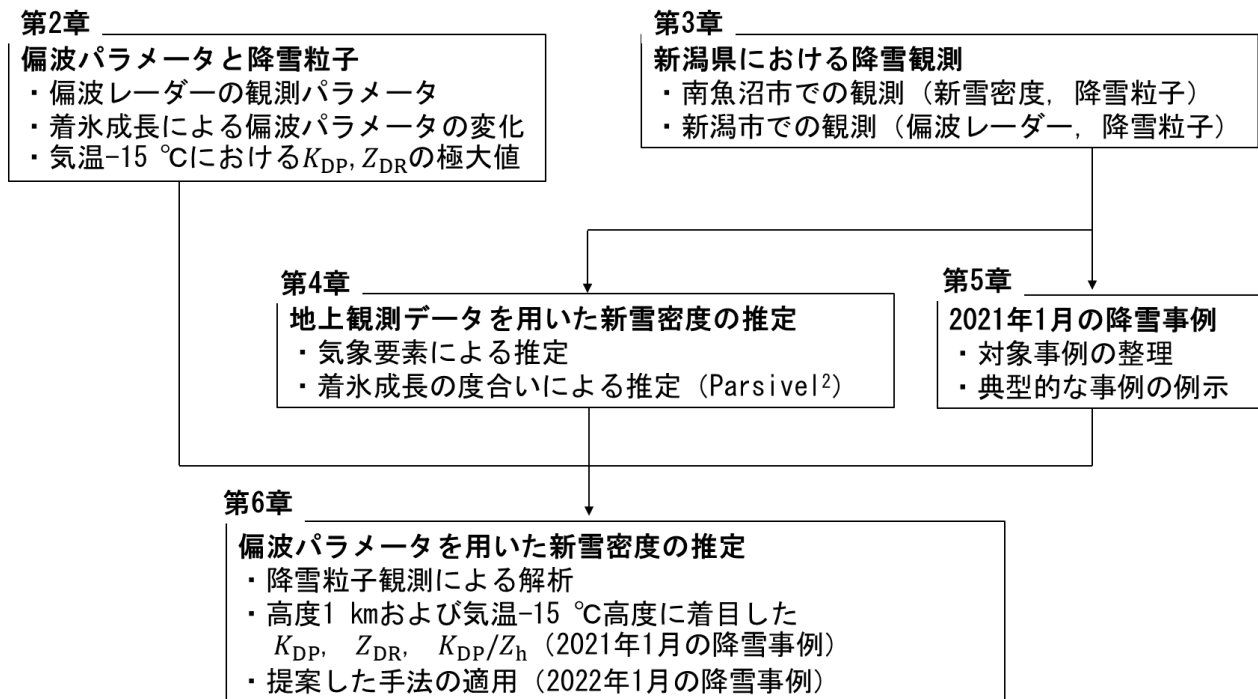


図-1.1 本論文の構成

参考文献

- 遠藤八十一, 小南裕志, 山野井克己, 庭野昭二. 2002: 粘性圧縮モデルによる時間降雪深と新雪密度. *雪氷*, **64**, 3-13.
- 梶川正弘, 小野昇. 1990: 新積雪の圧縮粘性係数と降雪粒子の結晶形との関係. *雪氷*, **52**, 283-287.
- 梶川正弘, 後藤博, 金谷晃誠, 菊地勝弘. 2004: 気象要素を考慮した新積雪密度の推定式. *雪氷*, **66**, 561-565.
- 梶川正弘, 後藤博, 猿渡琢, 金谷晃誠, 橋本正秀, 菊地勝弘. 2005: 新積雪密度と降雪粒子の諸特性の関係. *雪氷*, **67**, 213-219.
- 気象庁, 2023: 解析積雪深・解析降雪量について, *予報技術に関する資料集*, 35pp.
- 日本雪氷学会 2014: 新版 雪氷辞典, 315p.
- 野口守, 小林, 河島克久, 飯倉茂弘, 伊豫部勉, 藤井俊茂 2010: 東北新幹線八戸・新青森間における雪害対策の研究 (6) 降雪直後の雪密度の気温依存性. *In 雪氷研究大会講演要旨集 雪氷研究大会 (2010・仙台)*, 174-174.
- 藤井俊茂 2001: 寒冷積雪地における鉄道雪氷害の解明とその対策に関する研究. *鉄道総合技術論文誌*, **47**, 255p.
- 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聡, 川方俊和. 2003: 冬期における降水量計の捕捉特性. *雪氷*, **65**, 303-316.
- Colle BA, Stark D, Yuter SE. 2014. Surface microphysical observations within east coast winter storms on Long Island, New York. *Monthly Weather Review*, **142**, 3126–31461.
- Diamond M. 1954. Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **11**, 512–513.
- Helfricht K, Hartl L, Koch R, Marty C, Olefs M. 2018. Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions. *Hydrology and Earth System Sciences*. **22**, 2655–2668.
- Ishizaka M, Motoyoshi H, Yamaguchi S, Nakai S, Shiina T, Muramoto KI. 2016: Relationships between snowfall density and solid hydrometeors, based on measured size and fall speed, for snowpack modeling applications. *The Cryosphere*. **10**, 2831–2845.
- Jordan RE, Andreas EL, Makshtas AP. 1999: Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **104**, 7785–7806.
- Judson A, Doesken N. 2000: Density of newly fallen snow in the central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 1577–1588.
- Kamata, Y., Shishido, M., & Sato, R. (2021). Method for Estimating Snow Accretion on Shinkansen Bogies using Weather Data. *Quarterly Report of RTRI*, **62**, 245-250.

- Lehning M, Bartelt P, Brown B, Fierz C. 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 169–184.
- Power BA, Summers PW, d'Avignon J. 1964: Snow crystal forms and riming effects as related to snowfall density and general storm conditions. *Journal of Atmospheric Sciences*, **21**, 300–305.
- Steenburgh, W. J., and Nakai, S. 2020: Perspectives on sea-and lake-effect precipitation from Japan's "Gosetsu Chitai". *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101**, E58-E72.
- Wayand NE, Massmann A, Butler C, Keenan E, Stimberis J, Lundquist JD. 2015: A meteorological and snow observational data set from Snoqualmie Pass (921 m), Washington Cascades, USA. *Water Resources Research*, **51**, 10092–10103.

第2章 偏波パラメータと降雪粒子

本章では偏波レーダーの観測パラメータについて記述するとともに、既往研究で報告されている降雪粒子の変化に対する偏波パラメータの振る舞いについて整理する。

2.1 偏波パラメータ

本節では Ryzhkov and Zrnić (2019) ; Bukovčić *et al.* (2020, 2021) に従って、偏波レーダーで観測する水平偏波のレーダー反射因子、レーダー反射因子差、位相差変化率について述べる。液水と固体降水を対象としたレーダー観測の違いは、誘電率に関する係数に降雪粒子の密度を考慮する必要があること、降雪粒子の粒径に対する密度、形状（縦横比）が一樣でないことである。

2.1.1 水平偏波のレーダー反射因子

降水粒子がレーダーの波長に比べて十分に小さいとき、レーリー近似が成立しレーダーの受信電力 P_r は式(2.1)で表せられる。

$$P_r = \frac{C}{r^2} |K|^2 Z \quad (2.1)$$

C はレーダーの波長やアンテナの特性で決まるレーダー定数、 $|K|^2$ は降水粒子の誘電率による項、 r はレーダーからの距離で、 Z は式(2.2)で定義されるレーダー反射因子 [$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$] である。

$$Z \equiv \int N(D) D^6 dD \quad (2.2)$$

D は降水粒子の粒径 [mm]、 $N(D)$ は粒径分布である。また、式(2.1)の $|K|^2$ は式(2.3) のように、粒子の複素誘電率 ϵ に対して決まる係数であり、液水の ϵ_w に対して $|K_w|^2 = 0.93$ 、氷の ϵ_i に対して $|K_i|^2 = 0.17$ である。

$$K = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \quad (2.3)$$

気象レーダーの観測では観測した P_r に対し、液水を想定して $|K_w|^2$ を用いて等価レーダー反射因子 Z_e を求めている。本研究ではこの Z_e をレーダー反射因子と呼称することとする。

降雪粒子は氷と空気の混合物であり、その混合率は一定ではない。密度を ρ として、 K/ρ は粒子に含まれる成分のそれを質量比で加重平均したものに等しいため式(2.4)が成り立つ(混合理論, Debye 1929)。

$$m_s \frac{K_s}{\rho_s} = m_i \frac{K_i}{\rho_i} + m_a \frac{K_a}{\rho_a} \quad (2.4)$$

ここで、 m は重量、各下添え字の s, i, a は降雪粒子、氷、空気を示す。空気に関する式(2.4)の第2項は無視できること、 $m_s \cong m_i$ であることから、

$$K_s = \frac{\rho_s}{\rho_i} K_i \quad (2.5)$$

とおくことができる。このように雨滴を対象としたレーダー観測と異なり、降雪を対象としたレーダー観測では降雪粒子の密度 ρ_s をパラメータとして考慮する必要がある。

ここで水平偏波のレーダー反射因子 Z_h は式(2.6)で表せられる。

$$Z_h = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \int |s^{(\pi)}|^2 dD \quad (2.6)$$

λ はレーダーの波長 [cm]で、後方散乱の振幅 $s^{(\pi)}$ は式(2.7)で表せられる。

$$s^{(\pi)} = \frac{\pi^2 D^3}{2\lambda^2} \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} K_s \quad (2.7)$$

Z_h の単位は $[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]$ であるが、 $Z_H [\text{dBZ}] = 10 \log_{10} Z_h$ のように対数スケールでも表示される。本研究では偏波パラメータについて、下添え字が大文字のものを対数スケール、小文字のものを線形スケールとする。式(2.5), (2.7)をふまえて、式(2.6)は降雪粒子に対しては式(2.8)のように表すことができる(Ryzhkov and Zrnić, 2019)。

$$Z_h = \frac{|K_i|^2}{\rho_i^2 |K_w|^2} \int \rho_s^2 D^6 N(D) dD \quad (2.8)$$

式(2.8)より、水平偏波のレーダー反射因子は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、また数密度が高いほど大きな値を示す。

2.1.2 レーダー反射因子差

偏波レーダーでは水平偏波に加えて、垂直偏波の情報も得ることができる。垂直偏波に対するレーダー反射因子を Z_v とするとレーダー反射因子差 Z_{DR} [dB]は式(2.9)で表せられる。

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \quad (2.9)$$

ここで、後方および前方散乱の振幅 $s_{a,b}^{(\pi)}$, $s_{a,b}^{(0)}$ は、粒子の長軸 a , 短軸 b を考慮すると式(2.10)で表せられる (van de Hulst 1981)。

$$s_{a,b}^{(\pi)} = s_{a,b}^{(0)} = \frac{\pi^2 D^3}{6\lambda^2} \frac{1}{L_{a,b} + \frac{1}{\epsilon_s - 1}} \quad (2.10)$$

$$L_b = \frac{1 + g^2}{g^2} \left(1 - \frac{\arctan g}{g} \right) \quad (2.11)$$

$$g = \sqrt{\frac{a^2}{b^2} - 1} \quad (2.12)$$

$$L_a = \frac{1 - L_b}{2} \quad (2.13)$$

式(2.10)の D は球相当直径 $(ab^2)^{1/3}$ である。 $L_{a,b}$ は粒子の縦横比 (a/b) によって決まるパラメータで、縦横比が1に近い(球に近い)ほど減少し、0に近づく。なお、簡単のため降雪粒子は空気抵抗をうけて最も断面積が大きくなる角度で落下するものと仮定し、粒子の角度のばらつきは考慮していない。上記より、線形スケールで表記する Z_{dr} は、式(2.14)のように表すことができる (Ryzhkov and Zrnić, 2019)。

$$Z_{dr} = \frac{|(\epsilon_s - 1)L_a + 1|^2}{|(\epsilon_s - 1)L_b + 1|^2} \quad (2.14)$$

粒子が球形に近く、 $(\epsilon_s - 1)L_{a,b} \ll 1$ のとき、式(2.15)のように簡略化できる。

$$Z_{dr} \approx 1 + \frac{6\rho_s}{\rho_i}(L_a - L_b)|K_i| \quad (2.15)$$

式(2.15)より、 Z_{DR} は粒径分布には影響されず、降雪粒子の密度が大きいほど、また縦横比が小さいほど大きな値を示す。 Z_{DR} は数密度の影響がない点において、降雪粒子の形状に対して感度が良いという利点があるが、一方でバイアス補正を必要とすること (Gourley *et al.*, 2006)、降雪に対する Z_{DR} の値はバイアスの値に対して十分に大きくないことから、定量的な利用をするためには厳密なバイアス補正を行うことが必要となる。

2.1.3 位相差変化率

降水粒子の縦横比が大きいとき、水平偏波による位相の遅れは垂直偏波による位相の遅れより大きくなるため、位相差 Φ_{DP} がうまれる。2点間 (r_1, r_2) を往復する間に生じる Φ_{DP} の距離に対する変化率が位相差変化率 K_{DP} [$^{\circ} \text{ km}^{-1}$]である。

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (2.16)$$

K_{DP} は前方散乱の振幅 $s_{a,b}^{(0)}$ を用いて、式(2.17)で表すことができる。

$$K_{DP} = \frac{0.18\lambda r}{\pi} \int \text{Re}[s_a^{(0)} - s_b^{(0)}]N(D)dD \quad (2.17)$$

ε_s が1に近く、 $(\varepsilon_s - 1)L_{a,b} \ll 1$ のとき、式(2.10)~(2.13)を考慮して K_{DP} は式(2.18)で表すことができる (Ryzhkov and Zrnić, 2019)。

$$K_{DP} = \frac{0.27\pi|K_i|^2}{\lambda\rho_i^2} \int (L_a - L_b)\rho_s^2 D^3 N(D)dD \quad (2.18)$$

式(2.18)のように、 K_{DP} は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、縦横比が小さいほど、また数密度が大きいほど大きな値を示す。粒子の縦横比によって値が変わる点で Z_{DR} と同様であるが、数密度や粒径によっても値が変化するため Z_{DR} と K_{DP} の傾向は必ずしも一致しない。しかしながら、バイアス補正を必要としない点、 D^3 に対して値が変化するため、 D^6 に依存する反射因子やその差である Z_{DR} より小さな粒子に対して感度が高い点に、 K_{DP} を利用する利点がある。特に、 K_{DP} の値はレーダーの波長の逆数に依存するため、Cバンドに比べてXバンド偏波レーダーでは K_{DP} の差異が見られやすい。

2.1.4 位相差変化率とレーダー反射因子の比

上述したように、降雪に対する偏波パラメータの観測では、雨滴に対するそれと異なり降雪粒子の密度 ρ_s がパラメータとして加わっているため、何らかの仮定を行う必要がある。Zawadzki *et al.* 2005; Brandes *et al.* 2007は降雪粒子の密度が粒子サイズに反比例し、同じサイズの粒子では着氷成長の度合い（degree of riming）に依存すると仮定した。

$$\rho_s(D) = \alpha_1 f_{\text{rim}} D^{\beta_1} \quad (2.19)$$

ここで、 f_{rim} は着氷成長の度合いを表し、 $f_{\text{rim}} = 1$ が雲粒なし雪片、 $f_{\text{rim}} = 5$ が霰に対応する。また、粒径分布 $N(D)$ を式(2.20)の指数分布で仮定する。

$$N(D) = N_{0s} \exp(-\Lambda_s D) \quad (2.20)$$

N_{0s} は切片、 Λ_s は傾きである。式(2.21)で与えられる粒径分布の中心値（mean volume diameter） D_m を用いると、式(2.22)に示すように Λ_s は D_m の逆数に比例する。

$$D_m = \int \frac{D^4 N(D) dD}{D^3 N(D) dD} \quad (2.21)$$

$$\Lambda_s = \frac{4}{D_m} \quad (2.22)$$

式(2.19)、(2.20)の仮定を考慮すると、式(2.8)、式(2.18)の Z_h と K_{DP} は式(2.23)、(2.24)のように簡略化することができる（Bukovčić *et al.*, 2020）。

$$Z_h \approx 0.224 \times \alpha_1^2 f_{\text{rim}}^2 N_{0s} \Lambda_s \Gamma(7 + 2\beta_1) \quad (2.23)$$

$$K_{\text{DP}} \approx \frac{5.66 \times 10^{-2} \pi (L_a - L_b)}{\lambda} \alpha_1^2 f_{\text{rim}}^2 N_{0s} \Lambda_s^{-(4+2\beta_1)} \Gamma(4 + 2\beta_1) \quad (2.24)$$

式(2.23)、(2.24)より、 K_{DP} と Z_h の比は式(2.25)のように表すことができる（Bukovčić *et al.*, 2021）。

$$\frac{K_{\text{DP}}}{Z_h} = 0.79 \frac{(L_a - L_b)}{\lambda} \Lambda_s^3 \frac{\Gamma(4 + 2\beta_1)}{\Gamma(7 + 2\beta_1)} \quad (2.24)$$

式(2.25)のように、 K_{DP}/Z_h は数密度に影響されず、縦横比が小さいほど値が大きくなる点で Z_{DR} と同様であるが、降雪粒子の密度に影響されず、粒径が大きいかほど値が小さくなる。

以上より、本節で述べた偏波パラメータの、降雪粒子の粒径、密度、数密度、縦横比に関する係数 ($L_a - L_b$: 縦横比が小さいほど増加) に対する応答について、正の相関を示すものを”+”で、負の相関を示すものを”-”で、相関のないものを空欄で表-2.1に整理した。

表-2.1 粒径、密度、数密度、縦横比に関する係数に対するパラメータの応答

正の相関を+で、負の相関を-で、無相関を空欄で示す

	Diameter	ρ_s	Number concentration	$L_a - L_b$
Z_H	+	+	+	
Z_{DR}		+		+
K_{DP}	+	+	+	+
K_{DP}/Z_h	-			+

2.2 着氷成長と偏波パラメータ

2.1 で述べたように、固体降水に対する偏波パラメータは、降雪粒子の密度 ρ_s の影響を受ける点で、雨滴を対象とした観測と異なる。着氷成長の度合い f_{rim} が異なると、式(2.18)より同じ粒径の粒子に対しても ρ_s の値は異なり、 Z_H と降水強度 R [mm/h] の関係式が変化する (Rasmussen *et al.*, 2003; Nakai *et al.*, 2022)。このため、レーダーの固体降水に対する有用性は、雨に対するそれより限定的であった。近年、偏波レーダーの普及に伴い Z_H と K_{DP} や Z_{DR} を併用することで、降水強度や氷水量を評価する方法が提案され、精度が向上することが報告されている (Ryzhkov *et al.* 1998; Bukovčić *et al.* 2018, 2020; Capozzi *et al.* 2022)。また、Hassan *et al.* (2018) は C バンド偏波レーダーで観測する Z_{DR} を Z_H と併用することで降雪深を直接評価し、雪水比に一定値を用いる現行のオペレーションより精度が向上することを報告している。これらの研究は、 K_{DP} や Z_{DR} を利用することで雪粒子の着氷成長の度合いを定量的に評価できることを示唆している。

着氷成長が進むと、 ρ_s が増加するため Z_H の値は大きくなる (Lim *et al.*, 2013)。一方で、 ρ_s の増加は K_{DP} , Z_{DR} を増加させる方向に作用するが、粒子が球形に近づくことで $L_a - L_b$ が 0 に近づくため K_{DP} , Z_{DR} の値は小さくなる (Giangrande *et al.*, 2016 など)。また、着氷成長の度合いが極めて大きく、縦に配向した大きな霰が観測される事例では K_{DP} , Z_{DR} は負の値を取ることもある (Ohigashi *et al.*, 2014; Kouketsu *et al.*, 2015; Bringi *et al.*, 2017; Allabakash *et al.*, 2019)。Moisseev *et al.* (2017) は、着氷成長に伴う Z_{DR} は、降雪粒子の着氷成長が始まる前の粒径に依存すると報告した。彼らの概念モデル (表-2.2) では、着氷成長の初期段階では雪片の外形は変化せず、空隙が埋まることで ρ_s のみ増加するために Z_{DR} は増加し (Stage 1)、さらに着氷成長が進んで外形が変化し始めると Z_{DR} は減少する (Stage 2)。

表-2.2 着氷成長の段階と粒子の最大径 (D_{max}), 縦横比 (AR) の変化

Moisseev *et al.* (2017) より引用

	Crystal	Aggregate
Stage 0	Crystal formation and growth	
	Aggregation	
Stage 1	Riming: Fill in Stage	
	D_{max} is preserved	D_{max} and AR is preserved
	AR increases	
Stage 2	Riming: Graupel Growth Stage	
	D_{max} increases	D_{max} and AR increase

Vogel *et al.* (2018)は、着氷成長の有無をレーダーで観測した鉛直のドップラー速度で分類し、 Z_{DR} の違いを調べた。しかしながら、 Z_{DR} の違いはわずかであり、鉛直のドップラー速度の観測が無ければ判別は難しいことを報告している。これは、併合成長 (Aggregation) による粒径の増加、縦横比の減少と、着氷成長による密度の増加、縦横比の減少はどちらも Z_H を増加させ、 K_{DP} 、 Z_{DR} を減少させるため判別が困難であるためである。Oue *et al.* (2016, 2021)は K_{DP} と Z_{DR} だけでは併合成長、着氷成長を判別することが難しく、平均ドップラー速度 (MDV: Mean Doppler Velocity) や2周波のレーダーによる反射因子の比 (DWR: Dual-Wavelength Ratio) を利用することで判別が可能になることを報告している (図-2.1)。

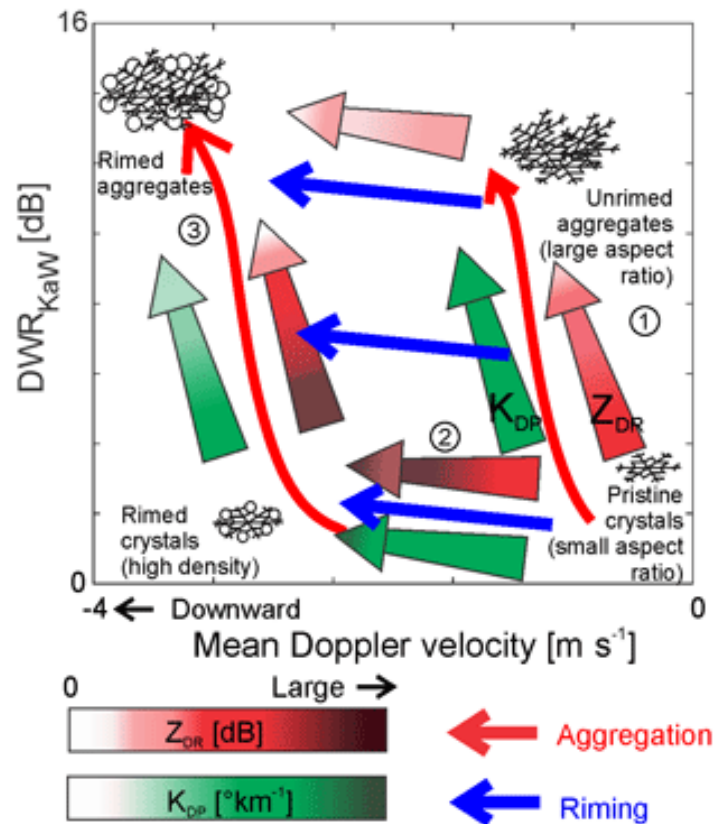


図-2.1 粒子の変化に対する DWR, MDV, K_{DP} , Z_{DR} の応答の模式図
Oue *et al.* (2021)より引用

2.3 Dendritic Growth Levelにおける K_{DP} , Z_{DR} の極大値

気温 0°C 未満では、降雪粒子は主に昇華凝結 (Deposition), 併合成長 (Aggregation), 着氷成長 (Riming) によって形状や重さを変化させる (Houze, 2014). 昇華凝結によって形成される結晶の形は気温によって異なるため、偏波パラメータの解析を行ううえでは観測高度の気温を考慮する必要がある. 特に、気温 -15°C 付近の高度 (DGL: Dendritic Growth Level) では縦横比の小さい樹枝状 (Dendrite) および板状 (Plate) の結晶が形成され、 K_{DP} , Z_{DR} の極大値が観測されることが多くの研究で報告されている (e.g. Kennedy and Rutledge 2011; Bechini *et al.*, 2013; Schneebeli *et al.*, 2013; Moisseev *et al.*, 2015; Griffin *et al.*, 2018; Allabakash *et al.*, 2019). また、形成された雪結晶が地上に向かって落下する際に、併合および着氷成長すると、 K_{DP} , Z_{DR} は地上に向かって減少し、 Z_H は増加する. Kennedy and Rutledge (2011) は DGL における K_{DP} の極大値と地上での降水強度の増加に関連していると報告している. ただし、DGL における K_{DP} , Z_{DR} の極大値の有無や高度は必ずしも一致しない. Griffin *et al.* (2018)は DGL における K_{DP} , Z_{DR} と雲頂の気温、 Z_H の大きさを比較し、縦横比が極めて小さい”dendritic type” (D タイプ) が卓越するときは Z_{DR} の極大値が卓越し、縦横比は 0.6 程度であるが数密度が大きくなる”isometric type” (I タイプ) の粒子が卓越するときは K_{DP} の極大値が卓越することを示している. 一方で、Moisseev *et al.* (2015)は、 K_{DP} の極大値は樹枝状結晶の形成ではなく、併合成長の開始を示していると解釈している.

上述した偏波パラメータの鉛直分布について、重要なのは DGL から地上に向かって Z_H は増加し K_{DP} , Z_{DR} は減少するという点である. 固体降水を対象とする降水強度の推定に Z_H と K_{DP} や Z_{DR} を併用する手法 (Ryzhkov *et al.* 1998; Bukovčić *et al.* 2018, 2020; Capozzi *et al.* 2022) は、 Z_H の増加と K_{DP} , Z_{DR} の減少がバランスすることで観測高度による違いを補完することができる. 一方で、併合、着氷成長が進み縦横比が 1 に近い粒子が卓越する場合、地上に近い高度では縦横比に関連する式(2.15), (2.23)の $(L_a - L_b)$ が 0 に近くなるため、 K_{DP} , Z_{DR} の値は 0 に近い値を示す. よって、そのような事例では地上付近の高度で K_{DP} , Z_{DR} の値を利用して、降雪粒子の種別を判別したり、物理量を推定することが難しい.

本研究では、新雪密度と偏波パラメータの関係を調べるにあたり、地上に近い高度 1 km の値に加えて、気温 -15°C の値にも着目して解析を行う. 上述したように上空の方が K_{DP} , Z_{DR} の値が大きく事例ごとの差が見つかりやすい可能性があることに加え、現業のレーダーへの適用を検討する際にレーダーから離れた箇所でも適用しやすいという利点が考えられる.

2.4 結語

本章では、Ryzhkov and Zrníć (2019) ; Bukovčić *et al.* (2020, 2021) に従って、偏波レーダーで観測する水平偏波のレーダー反射因子 Z_H 、レーダー反射因子差 Z_{DR} 、位相差変化率 K_{DP} について記述するとともに、着氷成長の度合いと偏波パラメータの振る舞いおよび偏波パラメータの鉛直変化について、既往研究の知見を整理した。以下に述べる。

- ・ 液水と固体降水を対象としたレーダー観測の違いは、誘電率に関する係数に降雪粒子の密度を考慮する必要があること、降雪粒子の粒径に対する密度、形状（縦横比）が一樣でないことである。
- ・ Z_H は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、また数密度が高いほど大きな値を示す。
- ・ Z_{DR} は粒径分布には影響されず、降雪粒子の密度が大きいほど、また縦横比が小さいほど大きな値を示す。 Z_{DR} は数密度の影響がない点において、降雪粒子の形状に対して感度良く対応する利点があるが、バイアス補正を必要とすること、降雪に対する Z_{DR} の値はバイアスの値に対して十分に大きくないことに留意する必要がある。
- ・ K_{DP} は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、縦横比が小さいほど、また数密度が大きいほど大きな値を示す。粒子の縦横比によって値が変わる点で Z_{DR} と同様であるが、数密度や粒径によっても値が変化するため Z_{DR} と K_{DP} の値の傾向は必ずしも一致しない。しかしながら、バイアス補正を必要としない点、粒径の3乗に対して値が変化するため、粒径の6乗に依存する反射因子やその差である Z_{DR} より小さな粒子に対して感度が高い点が利点として挙げられる。
- ・ K_{DP}/Z_H は数密度に影響されず、縦横比が小さいほど値が大きくなる点で Z_{DR} と同様であるが、降雪粒子の密度に影響されず、粒径が大きいほど値が小さくなる。
- ・ 着氷成長が進むと、 ρ_s が増加するため Z_H の値は大きくなる。一方で、 ρ_s の増加は K_{DP} 、 Z_{DR} を増加させる方向に作用するが、粒子が球形に近づくことで K_{DP} 、 Z_{DR} の値は小さくなる。また、併合成長の粒径が増加し、粒子が球形に近づくために、偏波パラメータは着氷成長と似た傾向を示し、落下速度や2周波による観測を実施しない場合、偏波パラメータだけで区別することが困難であると報告されている。
- ・ 気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 付近の高度（DGL: Dendritic Growth Level）では縦横比の小さい樹枝状（Dendrite）および板状（Plate）の結晶が形成され、 K_{DP} 、 Z_{DR} の極大値が観測される。併合、着氷成長に伴って、DGLから地上に向かって Z_H は増加し K_{DP} 、 Z_{DR} は減少する。なお、DGLにおける K_{DP} 、 Z_{DR} の極大値の有無、高度は必ずしも一致しないことが報告されている。

参考文献

- Allabakash, S., Lim, S., Chandrasekar, V., Min, K. H., Choi, J., and Jang, B. 2019: X-band dual-polarization radar observations of snow growth processes of a severe winter storm: Case of 12 December 2013 in South Korea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **36**, 1217-1235.
- Bechini, R., Baldini, L., and Chandrasekar, V. 2013: Polarimetric radar observations in the ice region of precipitating clouds at C-band and X-band radar frequencies. *Journal of applied meteorology and climatology*, **52**, 1147-1169.
- Brandes, E. A., K. Ikeda, G. Zhang, M. Schonhuber, and R. M. Rasmussen, 2007: A statistical and physical description of hydrometeor distributions in Colorado snowstorms using a video disdrometer. *Journal of applied meteorology and climatology*, **46**, 634-650.
- Bukovčić, P., Ryzhkov, A., and Zrnić, D. 2020: Polarimetric relations for snow estimation—Radar verification. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **59**, 991-1009.
- Bukovčić, P., Ryzhkov, A. V., and Carlin, J. T. 2021: Polarimetric Radar Relations for Estimation of Visibility in Aggregated Snow. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **38**, 805-822.
- Bringi, V. N., P. C. Kennedy, G. J. Huang, C. Kleinkort, M. Thurai, and B. M. Notaroš, 2017: Dual-polarized radar and surface observations of a winter graupel shower with negative Zdr column. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **56**, 455-470.
- Capozzi, V., Montopoli, M., Bracci, A., Adirosi, E., Baldini, L., Vulpiani, G., and Budillon, G. 2020: Retrieval of snow precipitation rate from polarimetric X-band radar measurements in Southern Italy Apennine mountains. *Atmospheric Research*, **236**, 104796.
- Debye, P. 1929: Polar molecules. New York, *Chemical Catalogue Co.*, 172 pp.
- Giangrande, S. E., Toto, T., Bansemer, A., Kumjian, M. R., Mishra, S., and Ryzhkov, A. V. 2016: Insights into riming and aggregation processes as revealed by aircraft, radar, and disdrometer observations for a 27 April 2011 widespread precipitation event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 5846-5863.
- Gourley, J. J., Tabary, P., Du Chatelet, J. P. 2006: Data quality of the Meteo-France C-band polarimetric radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1340-1356.
- Griffin, E. M., T. J. Schuur, and A. V. Ryzhkov 2018: A polarimetric analysis of ice microphysical processes in snow, using quasi-vertical profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **57**, 31-50.
- Hassan, D., Taylor, P. A., and Isaac, G. A. 2019: Solid snowfall rate estimation using a C-band radar. *Meteorological Applications*, **26**, 64-73.

- Houze Jr, R. A. 2014: Cloud dynamics. *Academic press*, 496pp.
- Kennedy, P. C., and S. A. Rutledge, 2011: S-band dual-polarization radar observations of winter storms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **50**, 844–858.
- Kouketsu T, Uyeda H, Ohigashi T, Oue M, Takeuchi H, Shinoda T, Tsuboki K, Kubo M, Muramoto KI. 2015: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32**, 2052–2074.
- Lim, S., Moisseev, D., Chandrasekar, V., and Lee, D. R. 2013: Classification and quantification of snow based on spatial variability of radar reflectivity. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **91**, 763-774.
- Moisseev, D. N., Lautaportti, S., Tyynela, J., and Lim, S. 2015: Dual-polarization radar signatures in snowstorms: Role of snowflake aggregation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 12644-12655.
- Moisseev, D., von Lerber, A., and Tiira, J. 2017: Quantifying the effect of riming on snowfall using ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 4019-4037.
- Nakai, S., Yamashita, K., Motoyoshi, H., Kumakura, T., Murakami, S., and Katsushima, T. 2022: Relationships between radar reflectivity factor and liquid-equivalent snowfall rate derived by direct comparison of X-band radar and disdrometer observations in Niigata Prefecture, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **100**, 45-56.
- Ohigashi, T., Tsuboki, K., Shusse, Y., and Uyeda, H. 2014: An intensification process of a winter broad cloud band on a flank of the mountain region along the Japan-Sea coast. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **92**, 71-93.
- Oue, M., Galletti, M., Verlinde, J., Ryzhkov, A., and Lu, Y. 2016: Use of X-band differential reflectivity measurements to study shallow Arctic mixed-phase clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 403-424.
- Oue, M., Kollias, P., Matrosov, S. Y., Battaglia, A., Ryzhkov, A. V. 2021: Analysis of the microphysical properties of snowfall using scanning polarimetric and vertically pointing multi-frequency Doppler radars. *Atmospheric Measurement Techniques*, **14**, 4893-4913.
- Rasmussen, R., Dixon, M., Vasiloff, S., Hage, F., Knight, S., Vivekanandan, J., and Xu, M. 2003: Snow nowcasting using a real-time correlation of radar reflectivity with snow gauge accumulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **42**, 20-36.
- Ryzhkov, A. V., and Zrníc, D. S. 1998: Discrimination between rain and snow with a polarimetric radar. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **37**, 1228-1240.
- Ryzhkov, A., and D. Zrníc, 2019: Radar Polarimetry for Weather Observations. *Springer*

International Publishing, 486 pp.

Steenburgh, W. J., and Nakai, S. 2020: Perspectives on sea-and lake-effect precipitation from Japan's "Gosetsu Chitai". *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101**, E58-E72.

van de Hulst, H. C. 1981: Light scattering by small particles. Courier Corporation, 470 pp.

Vogel, J. M., and Fabry, F. 2018: Contrasting polarimetric observations of stratiform riming and nonriming events. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **57**, 457-476.

Zawadzki, I., E. Jung, and G. Lee, 2010: Snow studies. Part I: A study of natural variability of snow terminal velocity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 1591–1604.

第3章 新潟県における降雪観測

本章では本研究の目的の達成に必要なデータを収集するために実施した観測について述べる。2020-2021年および2021-2022年冬期に新潟県新潟市および南魚沼市で降雪観測を実施した。新潟市には鉄道総合技術研究所（以下、鉄道総研）がXバンド偏波レーダーを設置しており、この観測データを利用した。レーダーの観測範囲内に地上観測点（秋葉区市之瀬， 37.833°N ， 139.076°E ）を設け、地上での降雪粒子と偏波パラメータの関係を調べた。本研究の最終目的は新雪密度の推定であるが、新潟市の地上観測点には観測者が常駐できる拠点がないため、雪板を用いた人力による新雪密度の観測では十分な観測データを得ることは難しい。そこで、新潟県南魚沼市塩沢に位置する鉄道総研塩沢雪害防止実験所（以下、塩沢， 37.04°N ， 138.85°E ）において新潟市と同じ降雪粒子の地上観測機器を設置するとともに、雪板を用いた新雪密度の観測を行った。まず、塩沢の観測では地上での降雪粒子と新雪密度の関係性を明らかにし、地上観測による新雪密度の推定方法を検討する。これを新潟市の地上観測に適用し、得られた推定値を真値と仮定して偏波パラメータとの関係性を調べることにした。図-3.1に両地上観測点の位置を示す。

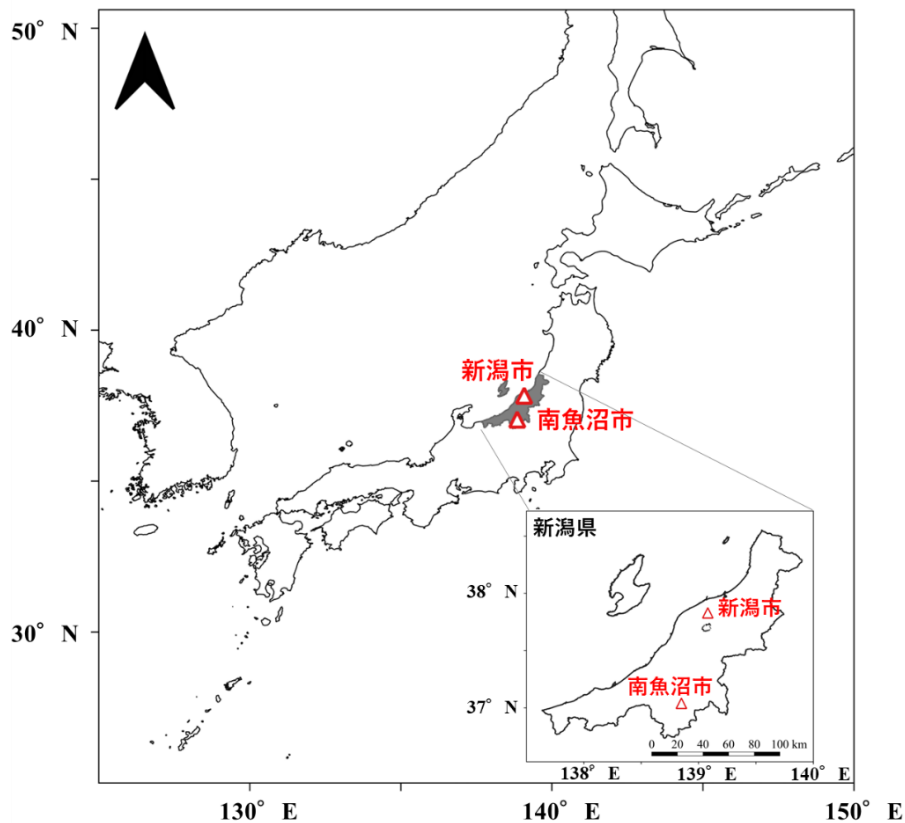


図-3.1 新潟県内に設定した地上観測点2地点の位置

3.1 塩沢における新雪密度と降雪粒子の観測

本節では 2020-2021 年および 2021-202 年冬期に塩沢で実施した観測について述べる。

3.1.1 新雪密度の観測

評価する時間帯より前に積もった積雪の圧密の影響を除外するため、雪板を利用して新雪密度を観測した。断熱材で作成した 45 cm×45 cm の板を約 1 時間 (55 min~65 min, 平均 60 min) 設置し、雪板の上に積もった雪の深さと重量を計測した (図-3.2a)。雪板には 10 cm ごとに板の上面から側面まで線が引いてあり、板の端部で積雪が丸まることの影響を考慮して、板の中央の 20 cm×20 cm を計測の対象とした (図-3.2b)。また、降雪深が少ないと計測誤差の影響が大きくなるため、降雪深が 10 mm 以上の時のみを測定の対象とした (12 mm~97 mm, 平均 40 mm)。本研究では雪の融解による影響を扱わず乾雪のみを対象とするため、雪板を設置していた時間帯の最高気温が 0 °C 未満の観測事例のみを対象とした。

2 冬期で観測した 157 事例の新雪密度は最小値が 37.1 kg m^{-3} 、最大値が 136.5 kg m^{-3} であった。また、事例ごとの平均気温は $-4.4 \sim -0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、平均相対湿度は 82.7~98.8 %、平均風速は $0.1 \sim 3.4 \text{ m s}^{-1}$ であった (図-3.3)。本研究では新雪密度の観測にあたり雪板を設置していた時間にあわせて、気象要素や降雪粒子の諸量、および偏波パラメータの評価時間を 1 時間とする。レーダーと地上の降水強度の比較においても評価時間を 30 分以上とした方がよいこと (Fujiyoshi *et al.*, 1990)、 K_{DP} や Z_{DR} の事例ごとの差をみるためにも平均点数を多くとる必要があること (Ryzhkov *et al.*, 2016; Griffin *et al.*, 2018) が報告されており、新雪密度の評価時間を 1 時間とすることは偏波パラメータとの関係を調べるうえでも妥当であると考えられる。

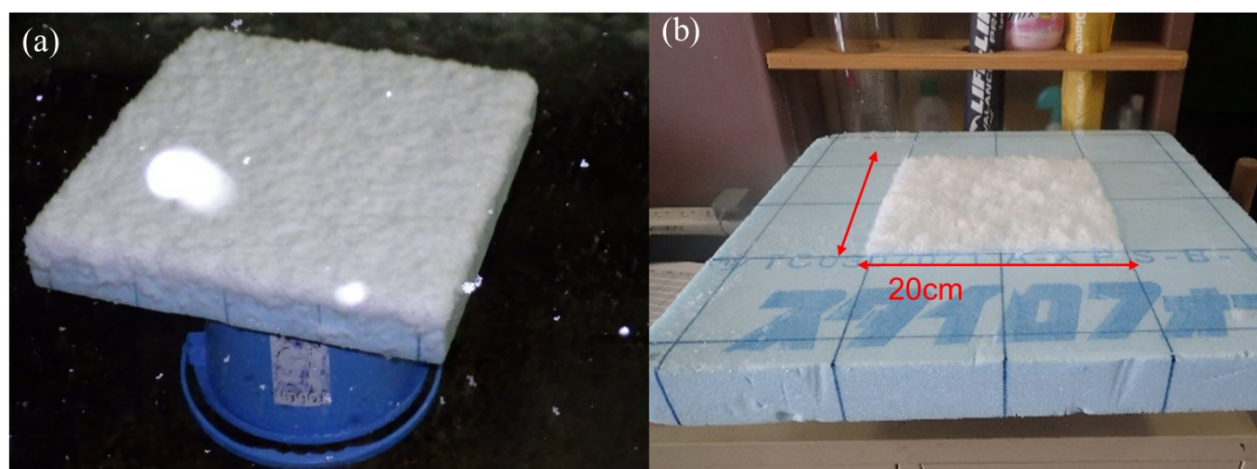


図-3.2 (a)雪板による降雪の採取と (b)中央の 20 cm×20 cm の計測

3.1.2 降雪粒子の観測

防風ネット内に光学式ディストロメータ Parsivel² (OTT Hydromet GmbH) と, G-PIMMS (ground-based particle image and mass measurement system, Suzuki et al., 2016) を設置し降雪粒子の観測を行った (図-3.3). Parsivel² は可視光による光学式のディストロメータで, 粒子がシート状のレーザーを通過し遮断する際の信号の遮断率から粒径と落下速度を計測している. 粒径, 落下速度は設定した出力時間単位 (本研究では 1 分間に設定) で 32×32 の粒径・落下速度のビン (粒径: 0~26mm, 落下速度: 0~22.4 m s⁻¹) ごとに粒子数が集計される. 本研究では各ビンに設定された粒径, 落下速度の中央値を, 当該のビンの粒径, 落下速度として利用した. Parsivel² は個々の粒子について粒径などを求めることはできないが, 後述する G-PIMMS に比べると観測の安定性に優れることや落下速度が得られる点に利点がある.

G-PIMMS は降水粒子, 特に固体降水粒子の画像を直接観測するための機器であり. 降水粒子が蓋部分に取り付けられた赤外線センサーを横切るとストロボが発光し. CCD カメラで粒子画像をとらえる (Suzuki et al., 2016). CCD カメラで撮影した映像からストロボが発光した時間を抽出することで降水粒子を含む幅 30 mm×高さ 20 mm の画像を取得できる. G-PIMMS は粒子の形状に関する情報を画像から直接取得できる点, 目視によって粒子の種別を判別できる点に利点があるが, Parsivel² のように落下速度を得ることはできない. また, 蓋についた開口部が雪に覆われることで欠測となることがあり, 観測の安定性には課題がある. 塩沢での観測では冠雪により欠測となる時間が多かったことから, 粒子画像は目視による粒子の種別の判別を使用することとして, Parsivel² の観測値との定量的な比較などは後述する新潟市の観測データを使用することとした.

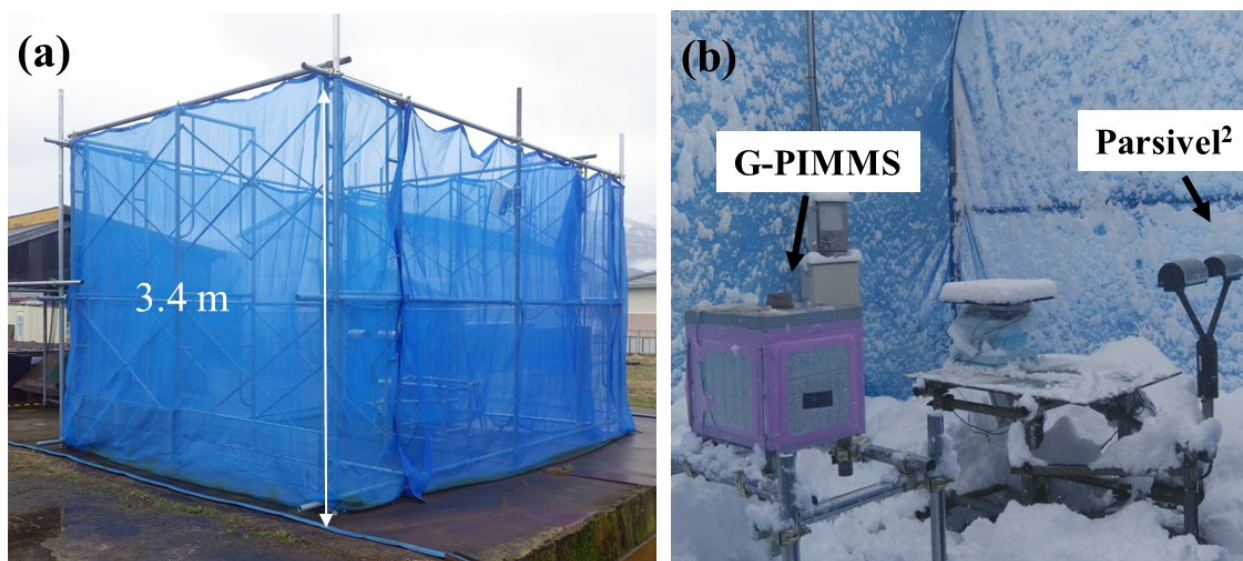


図-3.3 (a)高さ 3.4 m の防風ネット内に設置した (b) Parsivel² と G-PIMMS

3.2 新潟市における降雪粒子と偏波パラメータの観測

本節では 2020-2021 年および 2021-2022 年冬期に新潟市で実施した偏波レーダー観測および地上での降雪観測について述べる。

3.2.1 偏波レーダー観測

新潟市南区に位置する小学校の屋上（139.031E, 37.755N, 標高 1.9 m, 地上高 18.9 m）に設置した小型 X バンド 2 重偏波ドップラ気象レーダー（FURUNO, WR-2100, 以下, 偏波レーダー, 図 3.4）の観測データを利用する。後述する地上観測点との距離は 9.65 km で, 地上観測点の方位にむけて仰角 $3^{\circ} \sim 177^{\circ}$ の RHI（Range Height Indicator）観測を 2 rpm（1 分間に約 3 回）で実施した。レーダーのパルス使用は Q0N（変調パルス） $20 \mu\text{s}$, P0N（無変調パルス） $1 \mu\text{s}$ であり, パルス切り替え距離は 3 km である。偏波レーダーの諸元を表-1 に整理した。

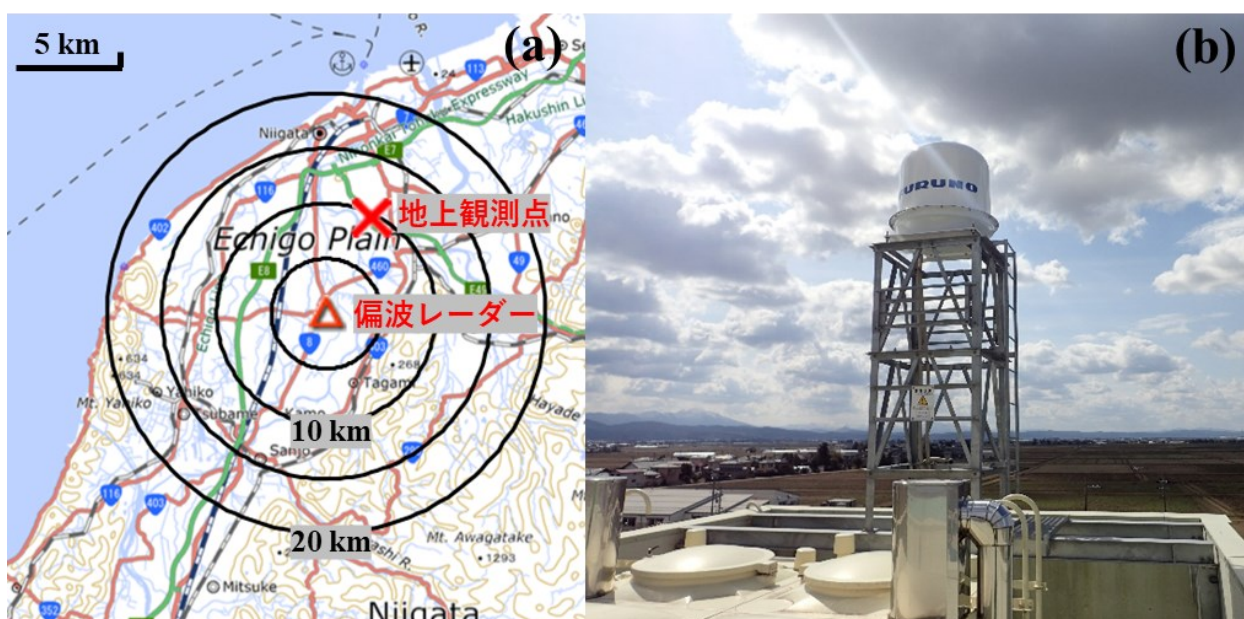


図-3.4 (a)偏波レーダーと地上観測点の位置, 実線は偏波レーダーからの距離 (5 km ごと, 20 km まで図示), (b)設置した偏波レーダー

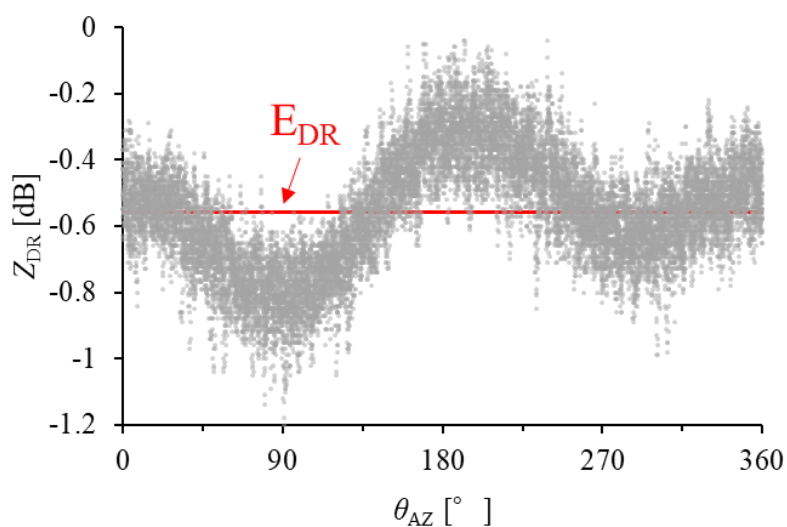
表-3.1 偏波レーダーの諸元

Carrier frequency	9432.5 MHz
Maximum range	50 km
Range resolution	150 m
Beam width	2.7 °
Antenna	Φ750 mm
Pulse width	1 to 20μs
Peak power	100 W
Minimum receiving power	Under -110 dBm
Observation mode	RHI (3 °~177 °, 2 rpm)

Z_{DR} にはバイアスが存在することが知られており (Gourley et al., 2006), 各冬期の前後に層状性の降雨を対象として天頂観測を1時間実施して, ブライトバンドより低い高度のデータからバイアスを測定した. 仰角 90° で PPI 観測を行ったとき, Z_{DR} が方位角 θ_{AZ} 以下の \sin 関数で仮定する.

$$Z_{DR}(\theta_{AZ}) = A\sin(2\theta_{AZ} + B) + E_{DR} \quad (3.3)$$

ブライトバンド以下の高度で観測した Z_{DR} に対して最小二乗法を用いて式(3.3)の A , B , E_{DR} を求めたとき, E_{DR} が Z_{DR} のバイアスである (図-3.5).

図-3.5 天頂観測による Z_{DR} とバイアス (E_{DR}) の例

Z_{DR} と K_{DP} は仰角によるバイアスを考慮し、仰角 θ で観測される $K_{DP}(\theta)$ 、 $Z_{dr}(\theta)$ を仰角 0° 相当の $K_{DP}(0)$ 、 $Z_{dr}(0)$ に式(3.4)、式(3.5)を用いて補正した (Ryzkov *et al.*, 2005; Griffin *et al.*, 2018).

$$K_{DP}(\theta) \approx K_{DP}(0) \cos^2\theta \quad (3.4)$$

$$Z_{dr}(\theta) \approx \frac{Z_{dr}(0)}{\left(Z_{dr}^{\frac{1}{2}}(0)\sin^2\theta + \cos^2\theta\right)^2} \quad (3.5)$$

本研究では Allabakash *et al.* (2019)を参考に、レーダーからの距離が地上観測点の直上(9.65 km) ± 5 km (図-3.6) を対象に、高度 50 m ごとに時間平均を行った。平均時間は時間・高度断面を示す図では1分間、新雪密度などとの比較では1時間とした。平均化を行うにあたり、連続な位相差 φ_{DP} を示すグリッドや $\rho_{HV} > 0.7$ 、 $Z_H > 0$ dBを満たさないグリッドを無効値とした。

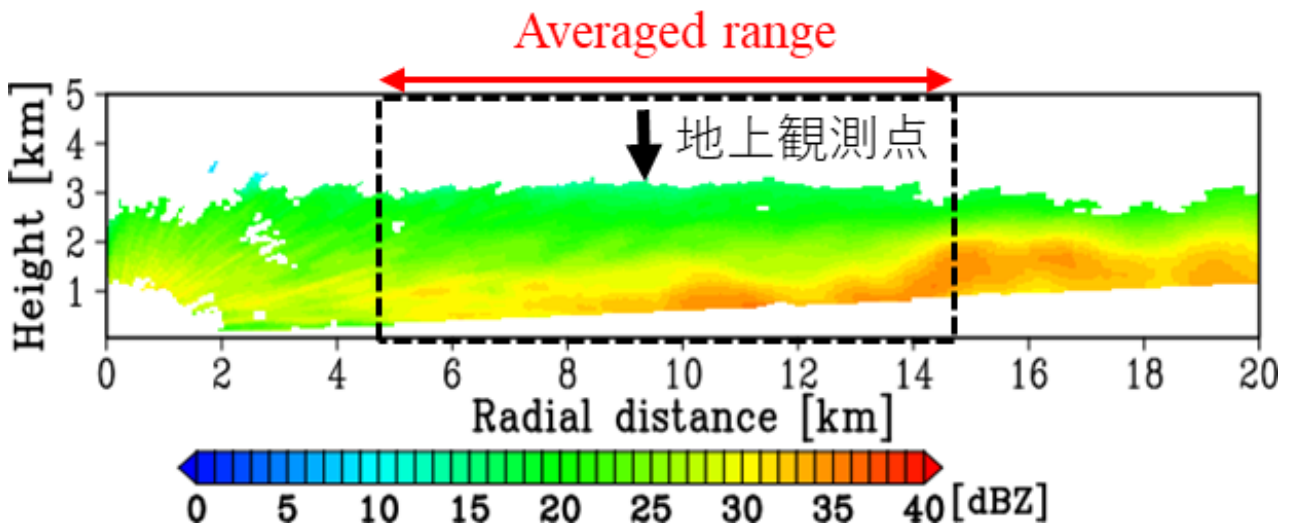


図-3.6 RHI 観測に対する平均化の範囲， Z_H について例示

3.2.2 地上降雪粒子観測

図-3.4a に示した偏波レーダーから 9.65 km 離れた地点（秋葉区市之瀬，37.833°N，139.076°E）において，高さ 2 m の防風ネット内に南魚沼市に設置したのと同じように Parsivel² と G-PIMMS を設置した（図-3.7）．また，防風ネットの外側には温湿度計（明星電気，POTEKA），転倒ます式雨量計（横河電機，WB0015），レーザー式積雪深計（スノーテック新潟，SDM-322）およびプロペラ型風向風速計（Young，CYG-5108）を設置した．

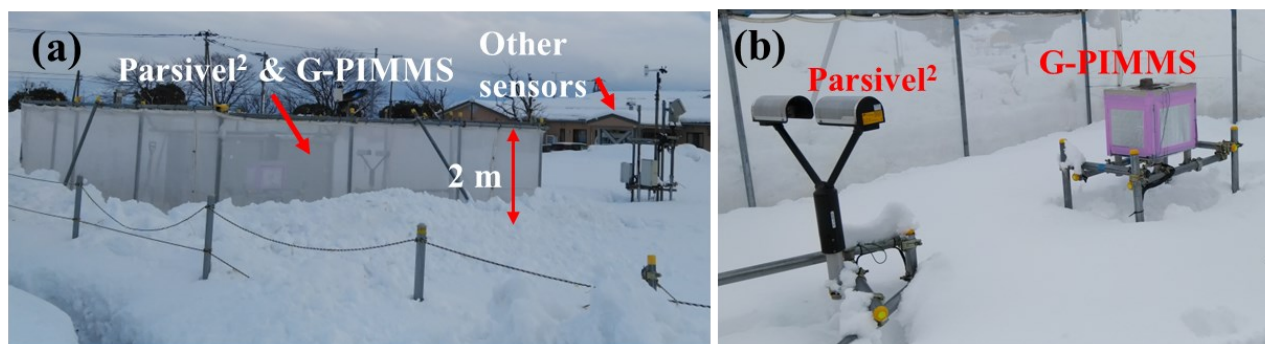


図-3.7 (a)高さ 2 m の防風ネット内に設置した (b) Parsivel² と G-PIMMS

新潟市の降雪粒子の観測では，G-PIMMS で得られる粒子画像（図-3.8a）から，形状に関する特徴量を抽出し，新雪密度と偏波パラメータの関係について考察を行う．しかしながら，これまでの G-PIMMS のデータを利用した解析（Suzuki *et al.*, 2016; Suzuki *et al.*, 2019; Kamamoto *et al.*, 2020）では，明星電気（株）がビデオゾンデ（Suzuki *et al.*, 2012）の解析用に開発したソフトを利用して，手作業で輪郭を同定していた．本研究では 1 事例を 1 時間として数 10 時間分の解析を行うことから，手作業による解析は難しく，プログラムで自動的に処理することを検討した．

本研究では，Python-Opencv(ver. 4.6.0.66)を利用して画像解析を行い，輪郭の抽出によって周長 L と面積 A を（図-3.8b），楕円近似により長径 D_L と短径 D_S を（図-3.8c）取得した．これらから以下の式(3.1)，(3.2)を用いて円形度 C_r と縦横比 A_s を求めた．

$$C_r = \frac{4\pi A}{L^2} \quad (3.1)$$

$$A_s = \frac{D_s}{D_L} \quad (3.2)$$

なお，粒子が目印，LED ライトや画像の端部にかかっているものは解析の対象から除外した．また，小さすぎる粒子は円形度や縦横比の算出において誤差が大きくなること，

Parsivel² も小粒子については粒径，落下速度の計測誤差が大きいこと，偏波レーダーの観測値に対しては粒径が大きい粒子の影響が大きいことから，本研究では粒径(円相当直径)が 1 mm 以上の粒子のみを対象とすることとした (図-3.8d)。

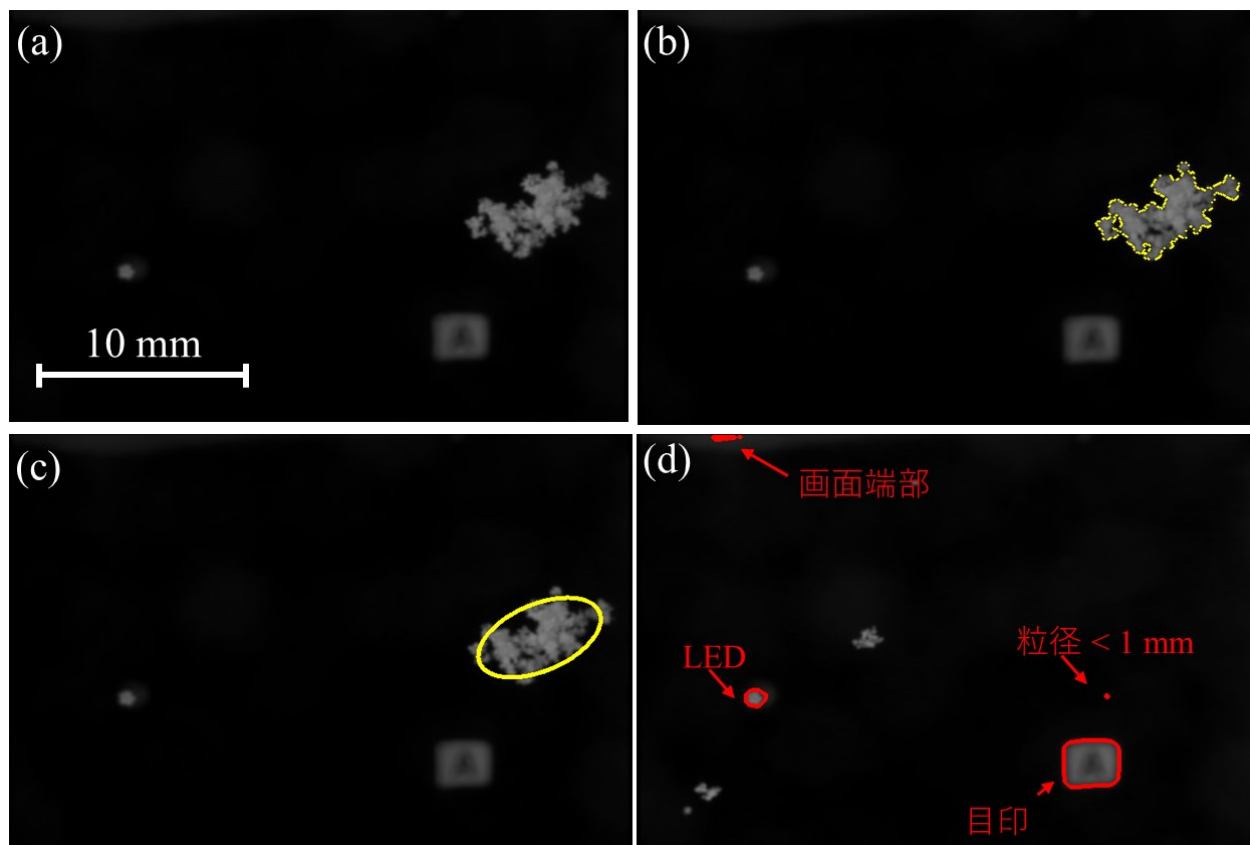


図-3.8 (a)G-PIMMS で得られる粒子画像と Python-Opencv による
(b)輪郭の抽出，(c)楕円近似，(d)除外するものの例

図-3.9 に新潟市で観測した事例の一部を利用して，10 分間×27 事例を対象に，従来の手作業による解析結果と Python-opencv による解析結果より，縦横比と円形度の 10 分平均値を示す。Python-opencv による解析では，目視では判定可能な，画面端部や LED などにもかかわらずにかかる疑わしい粒子を除外しているため，手作業による解析と完全には一致しないが，およそ事例ごとの粒子形状の違いを定量的に抽出できていることが確認できた。

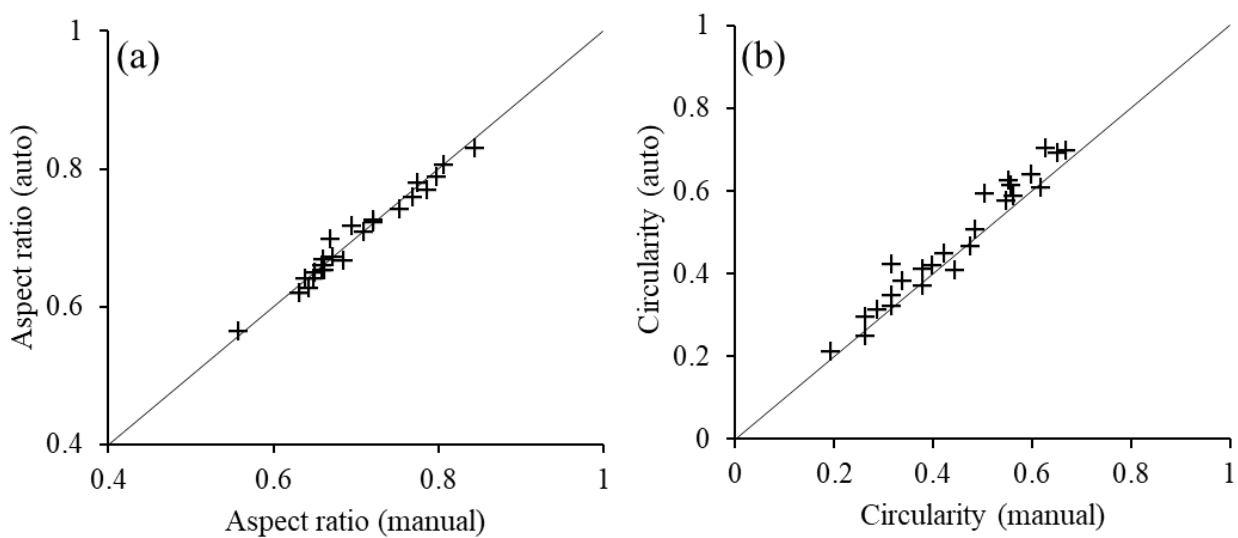


図-3.9 ビデオゾンデ解析ソフトを利用した手動解析と Python-opencv による自動解析で得られた 10 分平均の (a) 縦横比と (b) 円形度

3.3 結語

本章では本研究の目的の達成に必要なデータを収集するために、実施した観測について述べた。2020-2021年および2021-2022年冬期に新潟県新潟市および南魚沼市塩沢で降雪観測を実施した。両地上観測点には粒子の粒径、落下速度分布が計測できる光学式ディストロメータ Parsivel²と、粒子の画像が観測できる G-PIMMS を設置した。

本研究の最終的な目的は新雪密度の推定であるが、真値となる新雪密度は雪板の上に積もった雪を人力で観測する必要がある。このため、偏波レーダーを設置している新潟市の地上観測点では観測者が常駐できる拠点がないため、直接の比較では十分な事例数を得るのが難しかった。そこで、まず鉄道総研の実験所がある塩沢の観測で地上での降雪粒子と新雪密度の関係性を明らかにし、地上観測による新雪密度の推定方法を検討することとした。これを新潟市の地上観測に適用し、得られた推定値を真値と仮定して偏波パラメータとの関係性を調べることにした（図-3.10）。

4章では塩沢の観測データを利用して、降雪粒子と新雪密度の関係性を調べた結果について述べる。5、6章では新潟市の観測データを利用して、偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べた結果について述べる。

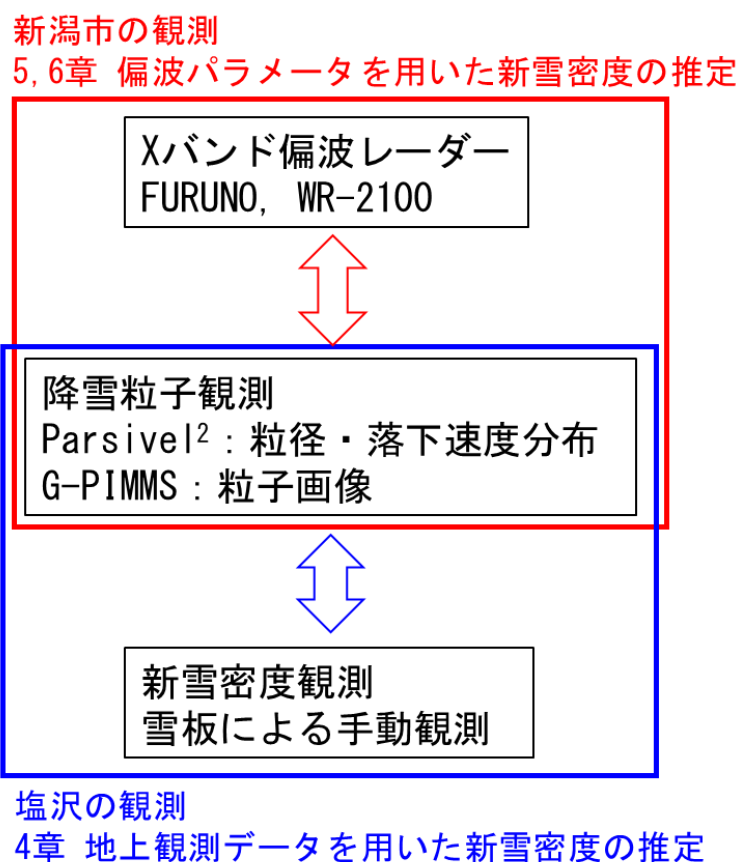


図-3.10 本研究で実施した観測とデータの利用

参考文献

- Gourley, J. J., Tabary, P., Du Chatelet, J. P. 2006: Data quality of the Meteo-France C-band polarimetric radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1340-1356.
- Griffin, E. M., T. J. Schuur, and A. V. Ryzhkov 2018: A polarimetric analysis of ice microphysical processes in snow, using quasi-vertical profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **57**, 31–50.
- Fujiyoshi, Y., Endoh, T., Yamada, T., Tsuboki, K., Tachibana, Y., and Wakahama, G. 1990: Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **29**, 147-152.
- Kamamoto, R., Suzuki, K., Kawano, T., Hanado, H., Nakagawa, K., and Kaneko, Y. 2020: Ground Validation of GPM DPR Algorithms by Hydrometeor Measurements and Polarimetric Radar Observations of Winter Snow Clouds: A Case Study on 4 February 2018. *SOLA*, **16**, 115-119.
- Ryzhkov, A., P. Zhang, H. Reeves, M. Kumjian, T. Tschallener, S. Trömel, and C. Simmer, 2016: Quasi-vertical profiles—A new way to look at polarimetric radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 551–562.
- Suzuki, K., Shimizu, K., Ohigashi, T., Tsuboki, K., Oishi, S., Kawamura, S., Nakagawa, K., Yamaguchi, K. and Nakakita, E. (2012). Development of a new videosonde observation system for in-situ precipitation particle measurements. *SOLA*, **8**, 1-4.
- Suzuki K, Nakagawa K, Kaneko Y, Oki R, Nakamura K. 2016. Microphysical features of solid/melting particles by ground-based direct observations for the GPM/DPR algorithm development. *Proceedings of the 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) July 10–15, 2016 Beijing, China*, 3941–3944.
- Suzuki, K., Kamamoto, R., Nakagawa, K., Nonaka, M., Shinoda, T., Ohigashi, T., Minami, Y., Kubo, M. and Kaneko, Y. 2019: Ground validation of GPM DPR precipitation type classification algorithm by precipitation particle measurements in winter. *SOLA*, **15**, 94-98.

第4章 地上観測データを用いた新雪密度の推定手法の開発

本章では南魚沼市の観測データを対象に，地上観測データから新雪密度を推定する方法について述べる．3章で述べた，2020-2021 および 2021-2022 年に雪板を用いて新雪密度を観測した 157 事例を解析の対象とした．本章の目的は，新潟市における観測で偏波パラメータと比較するために，自動で観測ができる地上観測データを用いて新雪密度を推定する方法を検討することである．

4.1 気象要素と新雪密度の関係

実用的に使われている新雪密度 (ρ_N [kg m^{-3}]) あるいは雪水比の推定は気温，風速，相対湿度などの気象要素を利用したもので，これらは日本では約 20 km 間隔で配置されている AMeDAS の観測値から推定が可能である．最も単純な推定方法は気温のみを用いるもので， ρ_N は気温が大きいほど値が大きくなる (Diamond, 1954; 野口ら, 2010 など)．これは気温 0°C 以上では融解による密度の増加を，気温 0°C 未満では過冷却水滴の増加によって着氷成長の度合いが大きくなり，霰のような重く丸い粒子の出現頻度が高くなることを表現していると考えられる．また，気温のみによる推定ではばらつきが大きいため，パッキングによる密度の増加を表現するために風速を考慮した推定式 (Jordan *et al.*, 1999; 梶川ら, 2004) や，より詳細には相対湿度や表面温度を考慮した推定式 (Lehning *et al.*, 2002) が提案されている．しかしながら Helfricht *et al.* (2018) はパラメータを追加することで統計的な誤差は低減するものの，1 時間という短い評価時間で観測した ρ_N の変動は，風速などの気象要因の変動では説明できないことを報告している．

図-4.1に本研究の対象157事例について，新雪密度と雪板を置いていた時間帯の平均気温，相対湿度，風速を示す．まず，図-4.1cに示すように，風速が大きくなるほど新雪密度が増加するような傾向はみられない．風速の値との関係がみられないことは，本研究での新雪密度の評価時間が1時間と短く，パッキングの影響がほとんどないためであると考えられる．また，気温，相対湿度 (図-4.1a, b) の値が大きくなるほど，同じ気温，相対湿度の値に対する新雪密度の値の上限値は大きくなるものの，下限値はおよそ一定の値である．これは，確かに気温が高く，大気が湿潤であるほど，霰などの着氷成長度合いの大きな粒子は出現し易くなるが，一方で着氷成長の度合いは上昇流の有無や，上空で形成される粒子の結晶形などにも影響されることから，地上の気温や相対湿度だけでは十分に表現することができないことを示唆している．

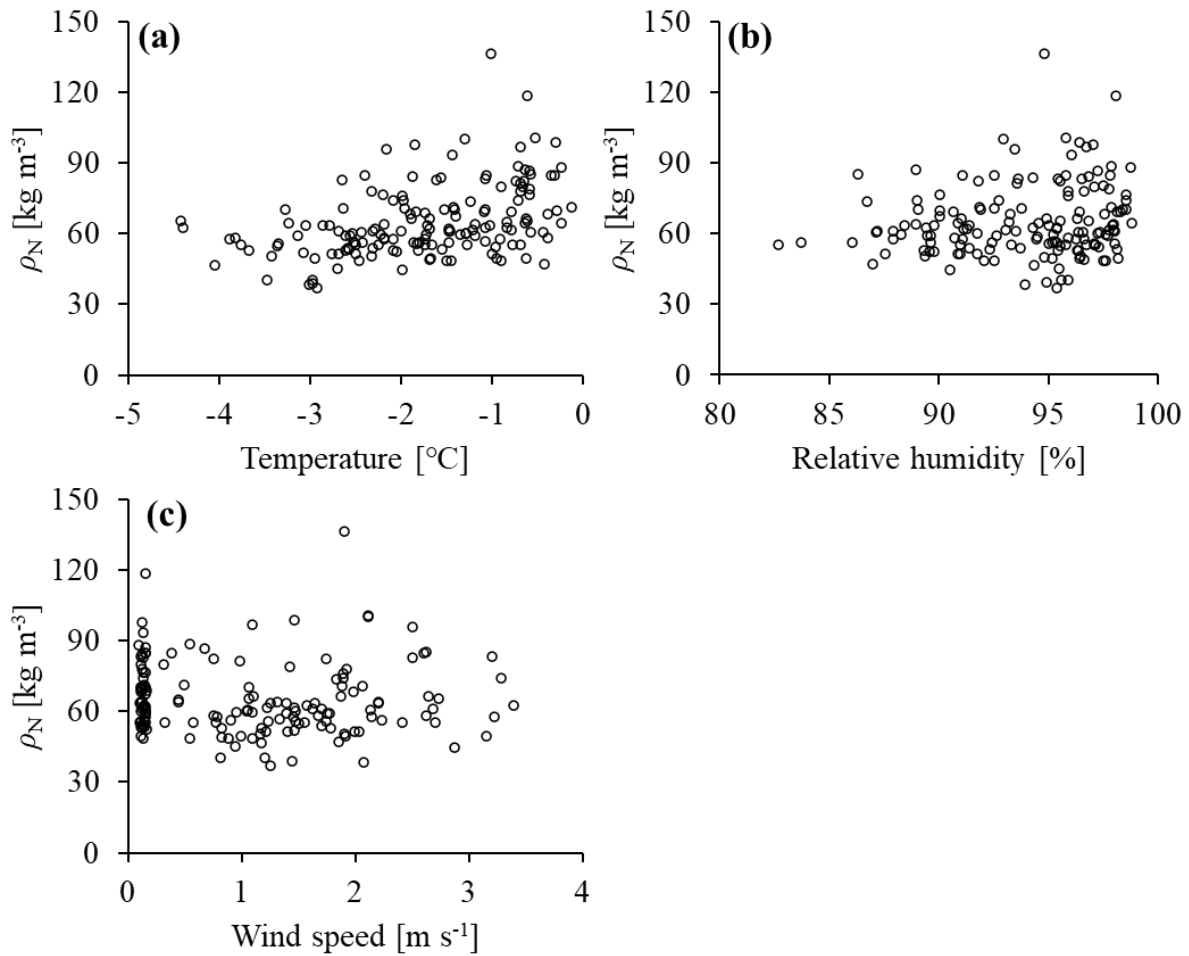


図-4.1 観測した新雪密度と (a) 平均気温, (b) 平均相対湿度, (c) 平均風速

図-4.2 に観測した新雪密度と, 野口ら (2010) が報告した式(3.1)の経験的な気温 T と新雪密度 ρ_N の関係を用いて推定した新雪密度を示す. 二乗平均平方誤差 RMSE は 14.6 kg m^{-3} であった.

$$\rho_N = 53.6 \exp(0.488T) + 37.0 \quad (4.1)$$

野口ら (2010) では降雪板上に 10~20 mm 程度の雪が堆積した時点で観測しており評価時間は 4~60 分 (平均 16 分) である. 本研究では 3 章に示したように約 1 時間 (55~65 分, 平均 60 分) 雪板を設置し, 降雪深さは 12~97 mm (平均 40 mm) であったため, 野口ら (2010) の観測では本研究の観測より新雪密度が小さめに出ており最小値は 17 kg m^{-3} である. このため, 式(3.2)では $\rho_s(T=0) = 90.6 \text{ kg m}^{-3}$ であり, 観測した新雪密度が 90.6 kg m^{-3} より小さな事例では全て過小評価となっている. また, 観測値が約 50 kg m^{-3} で約 80 kg m^{-3} と推定しているような過大評価の事例も多く, 気温を用いた推定値を真値とすることは難

しいことが分かった。なお、図-4.1aの気温と新雪密度を指数関数で回帰したとしても決定係数 R^2 は0.19であった。以上より、本研究では気象要素ではなく、降雪粒子の観測データを利用して、着氷成長の度合いを評価し、新雪密度の推定を行うことを検討する。

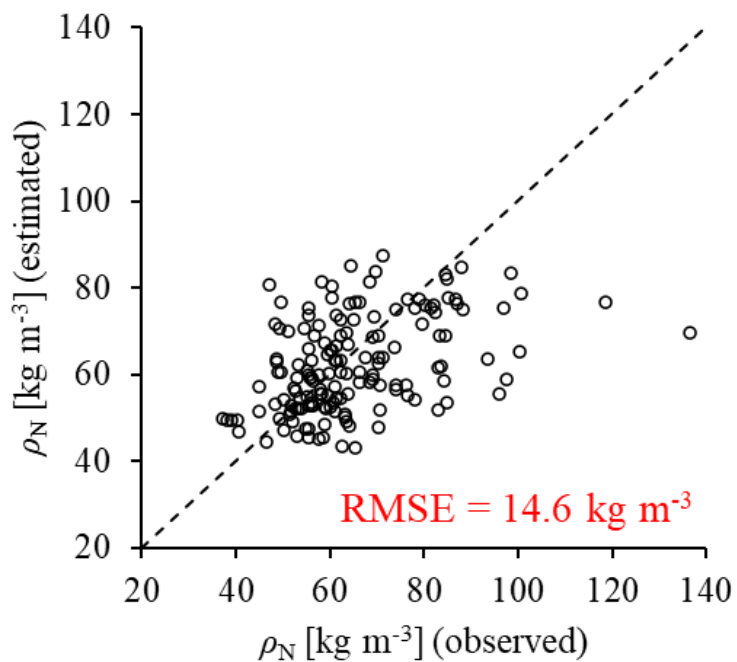


図-4.2 新雪密度の観測値と野口ら(2010)の経験式による気温を用いた推定値

4.2 ディストロメータの観測値を用いた新雪密度の推定

降雪粒子は着氷成長の度合いが大きくなると粒子が丸く、重くなり、落下速度が大きくなるため、円形度や縦横比などの粒子の形状 (Moisseev *et al.* 2017; Praz *et al.* 2017) や落下速度 (Bukovčić *et al.* 2018) を利用して着氷成長の度合いを表す方法が提案されている。G-PIMMS の粒子画像から形状を、Parsivel² から落下速度が得られるが、塩沢の観測では G-PIMMS の開口部が冠雪でふさがって欠測となる事例もみられた。よって、本節で検討する新雪密度の推定手法では Parsivel² の観測データを利用することとし、G-PIMMS は特徴的な事例について粒子の種別を目視で確認するために利用した。

4.2.1 粒径、落下速度の代表値 (CMF) と新雪密度の関係

代表的な粒子の粒径、落下速度の値を決める方法として、Ishizaka *et al.* (2013) は粒径・落下速度座標上における降雪粒子の質量フラックス分布の中心値 (CMF: Center of Mass Flux) を提案している。CMF は粒径 D_{CMF} 、落下速度 V_{CMF} の座標 f_c で与えられ、以下の式(4.2)で計算される。

$$f_c = \frac{\sum_i f r}{\sum_i r} \quad (4.2)$$

ここで、 r は粒径 D と落下速度 V [m s^{-1}] の座標で、 f は $f = mv$ で表される質量フラックスである。 m は降雪粒子の重量で、経験的な粒径・質量関係から与えられる。粒径・落下速度および粒径・重量の経験曲線は、雨滴: water droplet (Atlas *et al.*, 1977), 塊状霰: lump graupel および六花状霰: hexagonal graupel (Locatelli and Hobbs, 1974), 濃密雲粒付雪片: densely rimed aggregates および雲粒付雪片: moderately rimed aggregates (石坂, 1995), 樹状結晶: dendrite (Nakaya, 1954) が用いられている。

Ishizaka *et al.* (2016) は、34 事例の新雪密度の観測において CMF と ρ_N の関係を調べており、雪片は粒径が小さく落下速度が大きいほど、霰は塊状霰の経験曲線との距離に近いほど ρ_N が大きくなることを報告している (図-4.3)。これは、粒径なりの着氷成長の度合いが ρ_N の値に強く影響していることを示唆する重要な知見である。しかしながら Ishizaka *et al.* (2016) では、1 分毎の CMF のばらつきを用いて、評価期間内に複数の種別の降雪粒子が混在している事例を解析の対象から除外している。

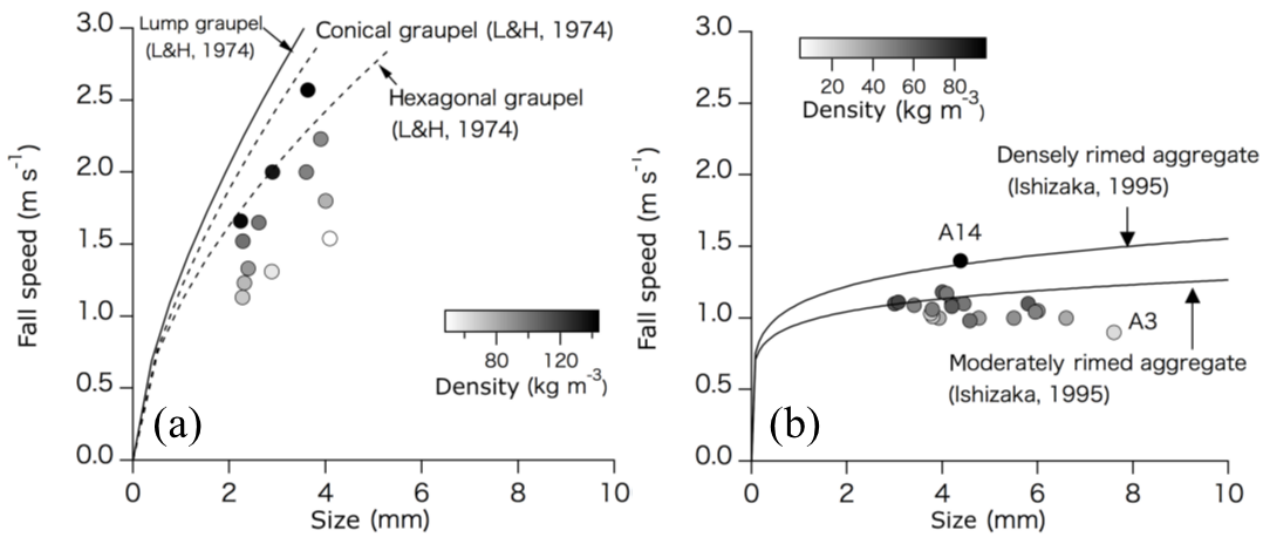


図-4.3 (a)雪片と(b)霰に関するCMFと ρ_N の関係 (Ishizaka *et al.*, 2016より引用)

本研究の対象事例について、図-4.3と同様にCMFと新雪密度の関係を図-4.4に示す。図中の経験曲線は、ある範囲の粒径(例えば、*graupel-like snow of lump type*では0.5~2.2 mm)の観測値に対して得られたものであるが、その範囲を超えても関係が成立すると仮定して記載している。Ishizaka *et al.* (2016)に比べて粒径や落下速度の幅が小さいのは、本研究の評価時間が55~65分間であるのに対して、Ishizaka *et al.* (2016)では30分程度の短い評価時間の事例も含まれていること、本研究では霰と雪片が混在している事例も含んでいることが原因と考えられる。CMFの落下速度が濃密雲粒付雪片の経験より小さい範囲や、六花状霰の経験曲線に近い範囲ではIshizaka *et al.* (2016)と同様の傾向を示しているが、霰状雪(*Graupel-like snow of lump type*, Locatelli and Hobbs, 1974)の経験曲線の周辺では明確な関係性がみられない。これらには霰状雪が主要な降雪粒子である事例と、霰、霰状雪、雪片が混在している事例が含まれている。また、偏波レーダーの利用を考えると、偏波パラメータにメンバーシップ関数を適用して、主要な降水粒子を判定する手法(Park *et al.*, 2009; 中北ら, 2010; Kouketsu *et al.*, 2015; 増田, 2014など)が提案されているが、粒子の混在を表現できる手法は中北ら(2010)においてほかになく、また中北ら(2009)についても定量的な混在度合いは表現できない。加えて、既往の手法の多くは固体降水を霰、雪片、氷晶の区分で判別するものであり、霰状雪に相当するものを扱った手法はない。そこで、本研究では降雪粒子の種別を判定せず、着氷成長度合いを指標としてシームレスに ρ_N を推定することを検討する。

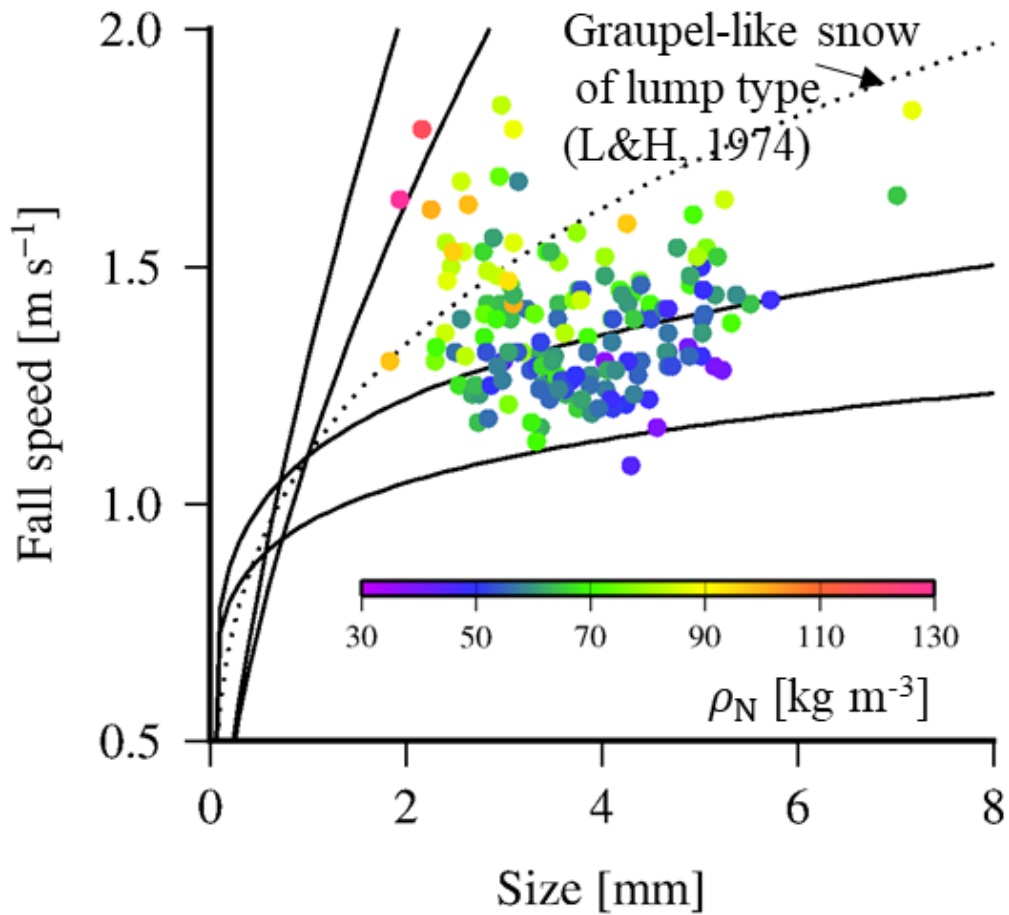


図-4.3 本研究の対象事例における CMF と新雪密度の関係

図中の曲線は図-4.2 と同じ塊状霰，六花状霰，濃密雲粒付雪片，雲粒付雪片の経験曲線（実線）に，塊状霰（Graupel-like snow of lump type, Locatelli and Hobbs, 1974）の経験曲線（点線）を加えたもの

4.2.2 Parsivel²の観測値による着氷成長の度合いの評価方法

Parsivel²の観測で得られる粒径・落下速度分布を用いて着氷成長の度合い (f_{rim}) を評価し、 ρ_N との関係性を調べる。本研究では、式(2.18)における同じ粒径の降雪粒子に対する密度が f_{rim} に比例するという仮定 (Zawadzki *et al.* 2005; Brandes *et al.* 2007) を採用する。Bukovčić *et al.* (2018) は式(4.3)に示すように f_{rim} を粒径 D の関数として、降雪粒子の落下速度 V と雲粒なし雪片 (unrimed aggregates, $f_{\text{rim}} = 1$) の落下速度 V_0 の比の2乗で表現した。

$$f_{\text{rim}}(D) = \left(\frac{V(D)}{V_0(D)} \right)^2 \quad (4.3)$$

V_0 は Locatelli and Hobbs (1974) らの観測した雲粒無し雪片 (Unrimed radiating assemblages of dendrites) の経験式(4.4)を用いた。

$$V_0(D) = 0.8D^{0.16} \quad (4.4)$$

式(4.3)の f_{rim} は粒径に対する関数であるため、事例ごとに ρ_N と比較するためには代表値を求める必要がある。簡単のため、雪粒子が球形で終端速度であると仮定すると式(4.3)の f_{rim} は同じ粒径の雲粒なし雪片に対する降雪粒子の重量の比を意味するから式(4.5)のように表すことができる。よって、 f_{rim} を降水量に対する寄与で重みづけ平均することを考え、平均的な着氷度合い F_{rim} を式(4.6)で求めることとした。

$$M(D) = f_{\text{rim}}(D)M_0(D) \quad (4.5)$$

$$F_{\text{rim}} = \frac{\sum_i f_{\text{rim}}(D_i)M_0(D_i)N(D_i)\Delta D_i}{\sum_i M_0(D_i)N(D_i)\Delta D_i} \quad (4.6)$$

ここで、 D_i および ΔD_i は Parsivel² の i 番目のビンに対する粒径の値と幅、 M_0 は雲粒なし雪片の重量で、式(4.4)と同様に Locatelli and Hobbs (1974) らの観測した雲粒無し雪片 (Unrimed radiating assemblages of dendrites) の経験式(4.7)を用いた。

$$M_0(D) = 0.073D^{1.4} \quad (4.7)$$

なお、式(4.4)、(4.7)で利用した雲粒なし雪片の経験曲線 (Locatelli and Hobbs, 1974) は、粒径 2 mm 以上の粒子の観測から与えられているため、 F_{rim} の計算は粒径 2 mm 以上を対象とすることとした。

4.2.3 着氷成長の度合いと新雪密度の関係

図-4.5 に本研究の対象事例について、着氷成長の度合いの重みづけ平均 (F_{rim}) と新雪密度 (ρ_N) を示す。図-4.5 に示したように、 F_{rim} が大きくなるほど ρ_N は大きくなり、その増加率は F_{rim} が小さい範囲で大きく、 F_{rim} が大きな範囲でゆるやかになることが分かった。これは雪片が雲粒を補足すると、空隙が埋まるまでは輪郭は変わらず重量が大きくなり、空隙が埋まりきると輪郭が変化し丸くなっていく Moisseev *et al.* (2017) で示された概念モデルと整合する結果である。このことから、観測した F_{rim} と新雪密度 ρ_N の分布に対し、対数式で回帰分析を行い式(4.8) を得た。決定係数 (R^2) は 0.63, RMSE は 9.3 kg m^{-3} であった。

$$\rho_N = 42.3 \ln(F_{rim}) + 53.2 \quad (4.8)$$

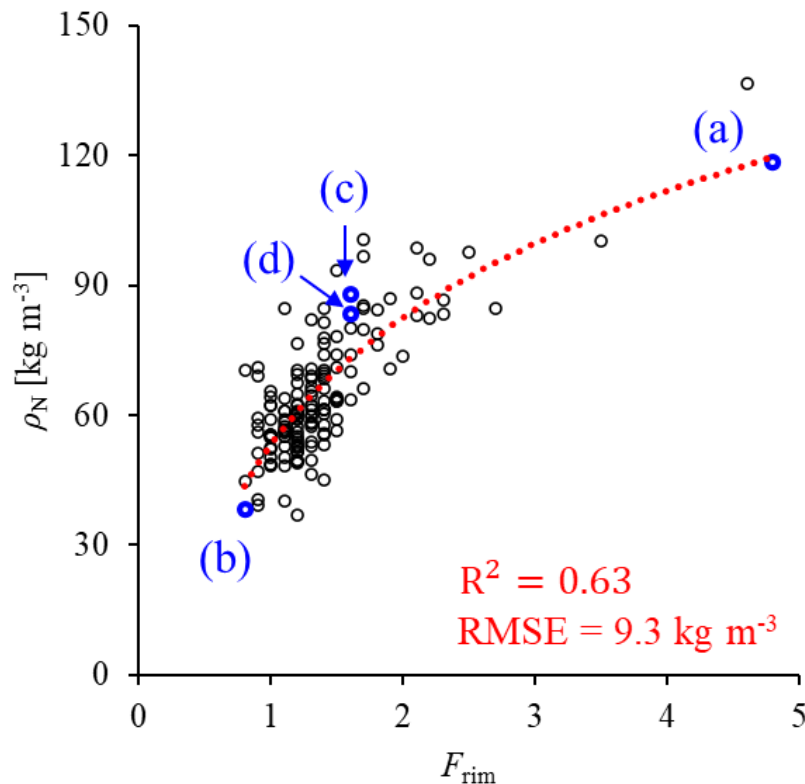


図-4.5 着氷成長の度合いの重みづけ平均 (F_{rim}) と新雪密度 (ρ_N)

赤点線は対数式による回帰曲線、図-4.5, 4.6 で例示する 4 事例を青でプロットした

図-4.5 では、降雪粒子の種別を問わず、混在した事例も含んでいる。図-4.6 に図-4.5 に青色でプロットした 4 事例について、Parsivel² で観測した粒径・落下速度分布の例を示す。図中の丸は CMF を示し、曲線は Locatelli and Hobbs (1974) の六花状霰 (HG: Hexagonal graupel), 霰状雪 (GL: Graupel-like snow of lump type), 雲粒なし雪片 (UA: Unrimed radiating assemblages of dendrites) と、石坂 (1995) の濃密雲粒付雪片 (DA: Densely rimed aggregates)

の経験曲線である。また、図-4.7に図-4.5に示した4事例において、G-PIMMSで観測された粒子画像の例を示す。

図-4.6a, 4.7bに示した事例(2022年1月20日8:23~9:23UTC)では、 ρ_N は全事例で最も大きい 118.6 km m^{-3} 、 F_{rim} は4.8であった。CMFは六花状霰の経験曲線より落下速度が大きく(図-4.6a)、粒子画像でも粒径が5mm近い大きな霰が多数確認された(図-4.7a)。 $f_{\text{rim}} = 5$ で霰を示すため、 $F_{\text{rim}} = 4.8$ はおよそ妥当な値と考えられる。

図-4.6b, 4.7bに示した事例(2021年12月25日15:17~16:17UTC)では、 ρ_N は 38.2 km m^{-3} 、 F_{rim} は0.8であった。粒径10mm以上の大きな粒子が確認され、CMFは雲粒なし雪片の経験曲線に近い位置にあった(図-4.6b)。粒子画像でも針状や樹枝状の構造がはっきり視認できる、空隙の多い雪片が確認された(図-4.7b)。 F_{rim} が1より小さい値を示しているのは、Locatelli and Hobbs (1974)の経験曲線より落下速度が小さい粒子が観測されているためである。

図-4.6c, 4.7cに示した事例(2020年12月17日13:05~14:00 UTC)では、CMFが霰状雪(graupel-like snow of lump type, Locatelli and Hobbs, 1974)の経験曲線上にある粒径、落下速度の大きな粒子が観測された(図-4.6c)。ただし、Locatelli and Hobbs (1974)で観測された霰状雪の粒径の範囲は0.5mm~2.0mmであるが、本研究では10mm以上の大きな粒子で、かつ落下速度が濃密雲粒付雪片(石坂, 1995)より大きく、霰状雪の経験曲線の延長線に沿うような分布が観測されている。図-4.7cに示した粒子画像では、空隙が埋まりきって、形状が膨らんだような雪片が確認された。本研究ではこのような粒子についても霰状雪と呼称することとする。なお、粒子画像ではこの事例で霰はほとんど確認されなかった。

図-4.5d, 4.6dに示した事例(2020年12月16日22:30~23:30UTC)では、二峰性の粒径・落下速度分布(図-4.6d)となっており、粒子画像からは霰と雪片が混在していることが確認された(図-4.7d)。しかしながら、CMFは霰状雪の経験曲線上にあり、霰状雪が支配的な事例と雪片、霰が混在する事例をCMFだけで分類することは難しい。図-4.5c, 4.6cの事例と図-4.5d, 4.6dの事例の降雪粒子の種別は全く異なるにも関わらず、 ρ_N は 87.9 kg m^{-3} 、 83.5 kg m^{-3} と近い値を示した。一方で、両事例の F_{rim} は1.6と等しく、降雪粒子の種別が異なるが ρ_N は同程度である事例についても、本章で検討した方法は適用できることが示された。

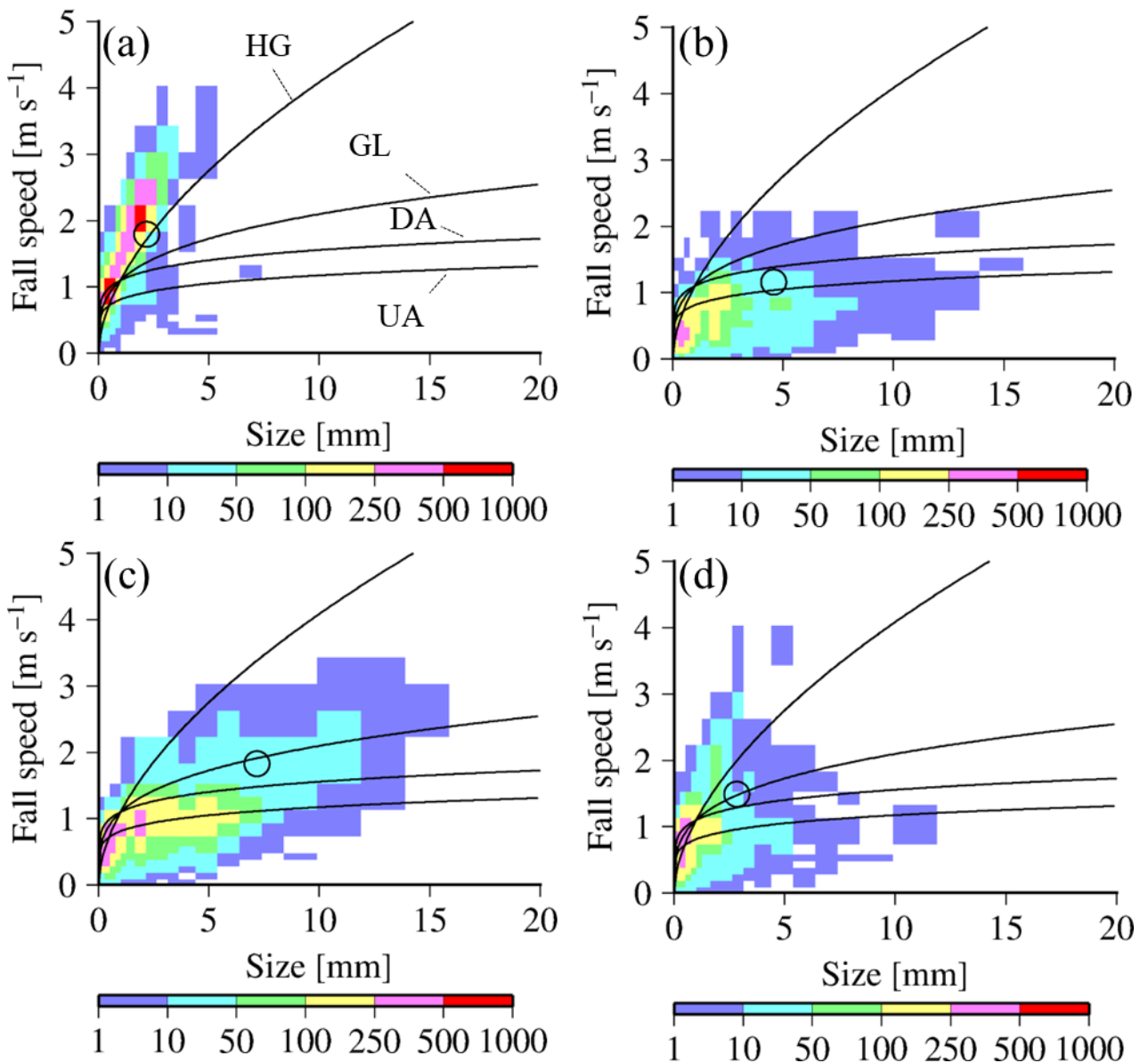


図-4.6 Parsivel²の粒径・落下速度分布とCMF (○). 実線はHG: hexagonal graupel, GL: graupel-like snow of lump type, UA: aggregates of unrimed radiating assemblages of dendrites or dendrites (Locatelli and Hobbs, 1974)とDA: densely rimed aggregates (石坂, 1995)の経験曲線. (a)2022/1/20 8:23~9:23 UTC, (b)2021/12/25 15:17~16:17 UTC, (c)2020/12/17 13:05~14:05 UTC, (d)2020/12/16 22:30~23:30 UTC

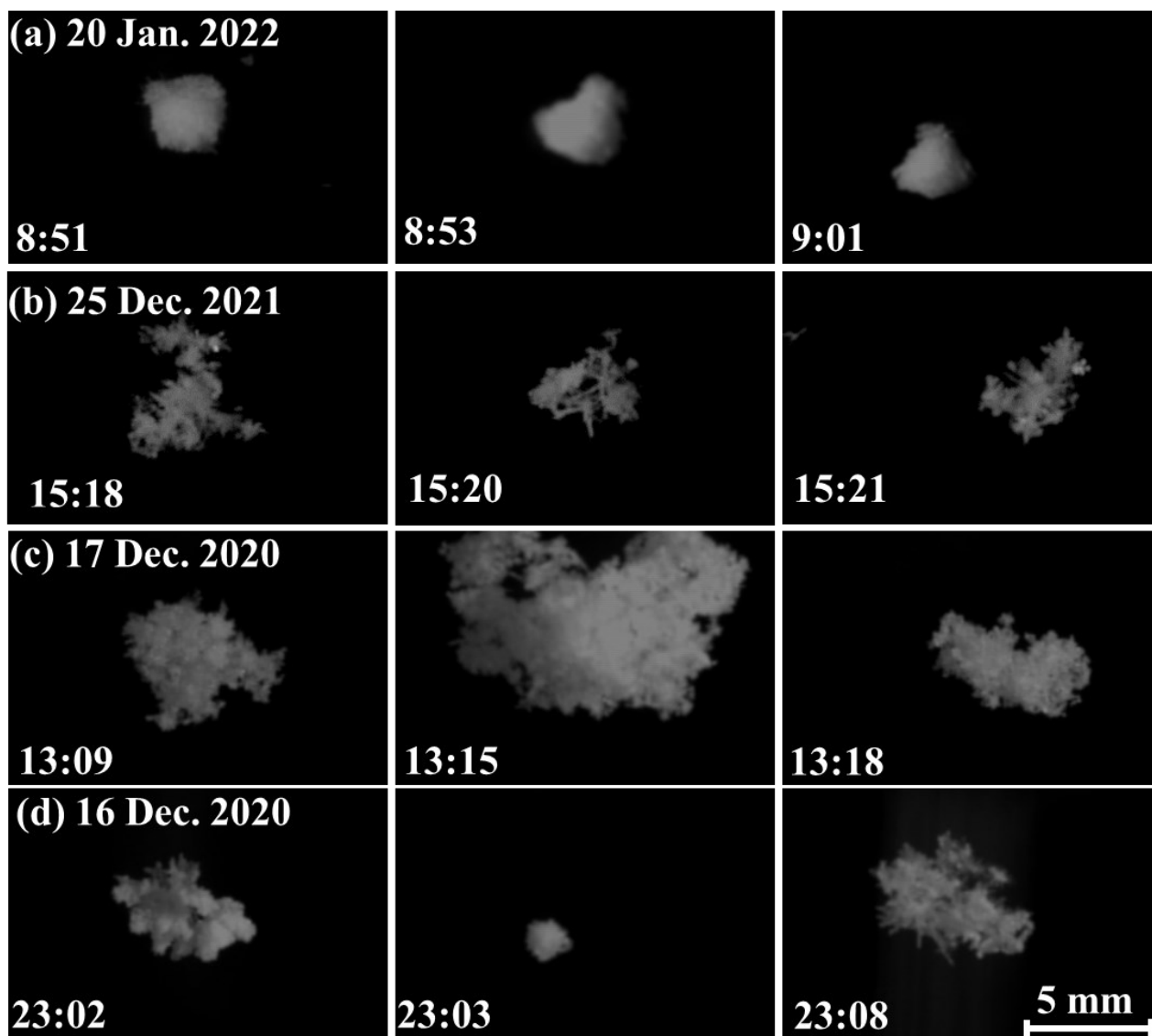


図-4.7 図-4.6 に示した事例における G-PIMMS の粒子画像の例，画像の幅は 15 mm
(a) 2022/1/20 8:23～9:23 UTC, (b) 2021/12/25 15:17～16:17 UTC,
(c) 2020/12/17 13:05～14:05 UTC, (d) 2020/12/16 22:30～23:30 UTC

4.4 結語

本章では新潟県南魚沼市に位置する、鉄道総合技術研究所塩沢雪害防止実験所で 2020-2020-2021 年および 2021-2022 年冬期に実施した降雪観測を基に、地上観測データを利用した新雪密度の推定方法を検討した。本章で行った検討は、新雪密度の観測を行っていない新潟市の観測に適用することで、偏波レーダーパラメータと新雪密度の関係性の検討に利用することを目的としている。

塩沢で観測した気温 0°C 未満の 157 事例を対象に、新雪密度と平均気温、相対湿度、風速の関係を調べたところ、気温、相対湿度が大きいほど新雪密度の大きな事例が出現し易くなることが確認された。しかしながら、気温や相対湿度の値に対する新雪密度の下限値はおよそ一定で、地上の気温、相対湿度だけでは着氷成長の度合いの変化を表現しきれないことが分かった。なお、本研究の対象事例では、新雪密度の評価時間が 1 時間であるため、風速との相関は確認されなかった。これは評価時間が短く、風によるパッキングの影響が少ないためであると考えられる。

光学式ディストロメータ Parsivel²で観測される粒径・落下速度分布を用いて、着氷成長の度合いの平均値 F_{rim} を事例ごとに計算した。計算した値と新雪密度の関係性を調べたところ、 F_{rim} が大きいほど新雪密度は大きくなり、その増加率は F_{rim} が小さい範囲で大きく、 F_{rim} が大きい範囲では緩やかであった。この分布に対して回帰分析を行い、 F_{rim} を利用した新雪密度の推定方法を提案した。提案した推定手法では、降雪粒子の種別を区別することなく、粒子の種別が混在している事例も扱うことが可能である。

次章以降では、本章で提案した Parsivel²の観測値から推定する新雪密度を真値と仮定して、新潟市の観測において偏波パラメータとの関係性を調べる。

参考文献

- 石坂雅昭. 1995: 雲粒付雪片の落下速度について. *雪氷*, 57(3), 229-238.
- 梶川正弘, 後藤博, 金谷晃誠, 菊地勝弘. 2004: 気象要素を考慮した新積雪密度の推定式. *雪氷*, 66, 561-565.
- 中北英一, 隅田康彦, 山口弘誠, 鈴木賢士, 中川勝広, 川村誠治. 2010: 最新型偏波レーダーを用いた氷相降水粒子タイプの混在状態推定に関する研究. *京都大学防災研究所年報. B*, 53, 433-446.
- 野口守, 小林, 河島克久, 飯倉茂弘, 伊豫部勉, 藤井俊茂. 2010: 東北新幹線八戸・新青森間における雪害対策の研究 (6) 降雪直後の雪密度の気温依存性. *In 雪氷研究大会講演要旨集 雪氷研究大会 (2010・仙台)*, 174-174.
- 増田有俊, 中北英一. 2014: X バンド偏波レーダーを用いた降水セルのライフステージ判別手法の開発. *土木学会論文集 B1 (水工学)*, 70, I_493-I_498.
- Atlas, D., and Ulbrich, C. W. 1977: Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1–3 cm band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 16, 1322-1331.
- Brandes, E. A., K. Ikeda, G. Zhang, M. Schonhuber, and R. M. Rasmussen, 2007: A statistical and physical description of hydrometeor distributions in Colorado snowstorms using a video disdrometer. *Journal of applied meteorology and climatology*, 46, 634–650.
- Bukovčić, P., Ryzhkov, A., Zrnić, D., and Zhang, G. 2018: Polarimetric radar relations for quantification of snow based on disdrometer data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 57, 103-120.
- Diamond M. 1954. Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 11, 512–513.
- Helfricht K, Hartl L, Koch R, Marty C, Olefs M. 2018. Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions. *Hydrology and Earth System Sciences*. 22, 2655–2668.
- Ishizaka M, Motoyoshi H, Nakai S, Shiina T, Kumakura T, Muramoto KI. 2013: A new method for identifying the main type of solid hydrometeors contributing to snowfall from measured size-fall speed relationship. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 91, 747–762.
- Ishizaka M, Motoyoshi H, Yamaguchi S, Nakai S, Shiina T, Muramoto KI. 2016: Relationships between snowfall density and solid hydrometeors, based on measured size and fall speed, for snowpack modeling applications. *The Cryosphere*. 10, 2831–2845.
- Kouketsu T, Uyeda H, Ohigashi T, Oue M, Takeuchi H, Shinoda T, Tsuboki K, Kubo M, Muramoto KI. 2015: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction

and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32**, 2052–2074.

Lehning M, Bartelt P, Brown B, Fierz C. 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 169–184.

Locatelli JD, Hobbs PV. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research*, **79**: 2185–2197.

Moisseev, D., von Lerber, A., and Tiira, J. 2017: Quantifying the effect of riming on snowfall using ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 4019–4037.

Nakaya, U. 1954: Snow crystals: natural and artificial. *Harvard university press*. 508pp.

Park HS, Ryzhkov AV, Zrnić DS, Kim KE. 2009: The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS. *Weather and Forecasting*, **24**, 730–748.

Praz, C., Roulet, Y. A., and Berne, A. 2017: Solid hydrometeor classification and riming degree estimation from pictures collected with a Multi-Angle Snowflake Camera. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**, 1335–1357.

Zawadzki, I., E. Jung, and G. Lee, 2010: Snow studies. Part I: A study of natural variability of snow terminal velocity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 1591–1604.

第5章 2021年1月の降雪事例

本章では偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べる対象とする，2021年1月の新潟市の降雪事例について述べる．対象とする2021年1月に観測した気温 0°C 未満での降雪5事例（計56時間）について整理し，そのうち新雪密度が小さかった事例，大きかった事例，事例中に大きく新雪密度が変化した事例を例として示す．

5.1 2021年1月の降雪事例

2021年1月は新潟市で記録的な大雪となり，地上観測点最近傍の新津アメダスでは1月の観測としては観測史上2番目となる積雪深を記録した．地上観測点の積雪深と温湿度を図-5.1に示す．本章の5.2～5.3で行う検討では図-5.1に太線で示した，気温が 0°C 未満で降雪が連続した5事例（計56時間）を対象とする．時刻はUTCで表記し，以降も同様とする．表-2.1に対象5事例の時刻，気温 T ，相対湿度 RH ，降雪深 S ，新雪密度 ρ_N を整理する． ρ_N はParsivel²の観測値による推定値（式(4.8)）である．

図-5.2に日本域地上天気図を，図-5.3に気象庁メソ客観解析モデルMSM（Japan Meteorological Agency, 2019）初期値の地上風速と海面校正気圧およびひまわり8号（Bessho *et al.*, 2016）の赤外面像を示す．降雪時の総観場はすべての事例で西高東低の冬型の気圧配置であった．このうち2021年1月8日から10日の3事例では，2021年1月7日に日本海側を低気圧（図-5.2b, 5.3b）が通過した後，西高東低の気圧配置が強まるとともに日本海上に日本海寒気団収束帯（JPCZ: Japan Sea polar airmass convergence zone, 浅井, 1988; Tsuboki and Asai 2004）と呼ばれる筋状の雲が確認され（図-5.3c），日本海側で顕著な大雪が観測された（Suzuki *et al.*, 2022）．ただし新潟市での降雪はJPCZの筋状雲が直接かかっているわけではなく，その北側の降雪雲によるものである（図5.3c, d, e）．2021年1月2日および1月17日の降雪も冬型の気圧配置によるものであるが（図-5.2a, f），日本海上でJPCZが確認できず（図-5.3a, f）降雪深も他の事例に比べて少なかった．なお，新潟県近傍を低気圧が通過するタイミングでは，低気圧の接近にともなう気温の上昇により，気温 0°C 未満で降雪が連続する時間帯がなかったため本研究では対象事例に含まれていない．

本章では，新雪密度が小さい事例v，大きい事例iiiおよび変化した事例ivを例として降雪粒子，偏波パラメータの時間変化を示す．6章では，表-5.1に示した降雪5事例（i～v）について，それぞれ毎正時の前1時間を評価対象として56時間分のデータを利用した解析を行う．5事例全体では，1時間の平均気温は $-3.3\sim-0.6^{\circ}\text{C}$ （平均 -1.9°C ），平均相対湿度は89～96%，時間降雪深は0～9 cm（平均2 cm）であった．また，事例ごとの総降雪深はi:9

cm, ii: 46 cm, iii: 23 cm, iv: 18 cm, and v: 7 cm であった. Parsivel² で推定した ρ_N は, 31.6 ~ 102.4 kg m⁻³ で, 平均値は 79.8 kg m⁻³ であった.

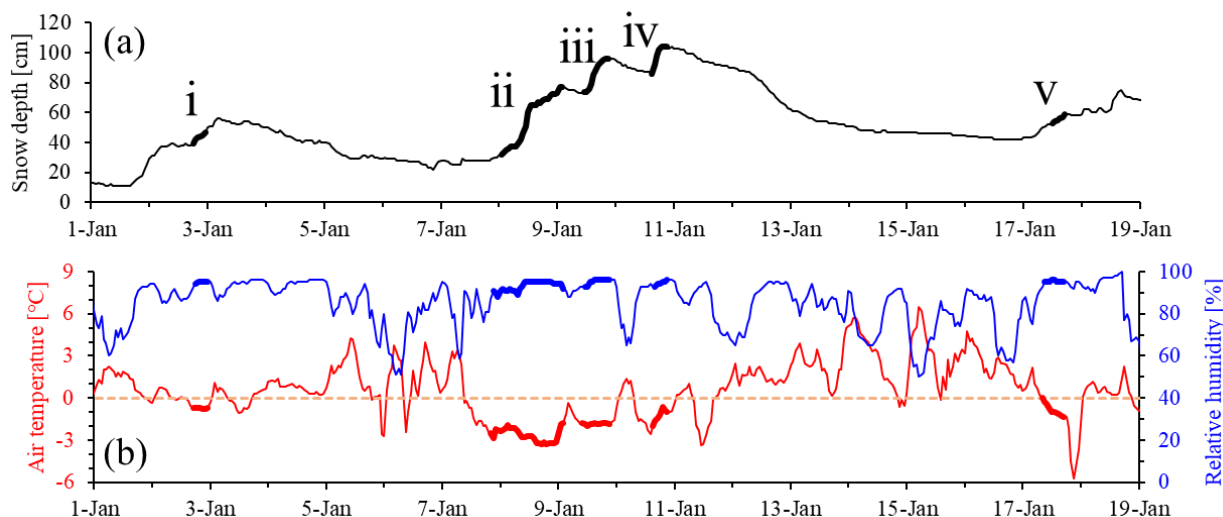


図-5.1 新潟市の地上観測点における 2021 年 1 月 1 日 ~ 19 日の (a) 積雪深と (b) 温湿度
 図中の太線で示した時間帯が本研究の対象 5 事例

表-5.1 2021 年 1 月の解析対象 5 事例, 気温 T , 相対湿度 RH , 降雪深 S , 新雪密度 ρ_N

	Period	T [°C]	RH [%]	S [cm]	ρ_N [kg m ⁻³]
i	1700UTC to 2300UTC 2 January 2021 (6 hours)	-0.7 to -0.7 Ave: -0.7	94 to 95 Ave: 95	1 to 3 (/hour) Total: 9	38.1 to 86.6 Ave: 62.7
ii	0000UTC 8 to 0200UTC 9 January 2021 (26 hours)	-3.3 to -1.8 Ave: -2.6	89 to 95 Ave: 93	0 to 9 (/hour) Total: 46	43.8 to 103.7 Ave: 89.8
iii	1000UTC to 2100UTC 9 January 2021 (11 hours)	-2.0 to -1.8 Ave: -1.8	93 to 96 Ave: 95	0 to 6 (/hour) Total: 23	67.4 to 102.4 Ave: 89.8
iv	1500UTC to 2100UTC 10 January 2021 (6 hours)	-1.6 to -0.6 Ave -1.1	93 to 96 Ave: 95	0 to 6 (/hour) Total: 18	43.8 to 86.6 Ave: 65.3
v	1000UTC to 1700UTC 17 January 2021 (7 hours)	-1.3 to -1.0 Ave: -1.1	95 to 96 Ave: 95	1 to 2 (/hour) Total: 7	31.6 to 60.9 Ave: 46.8

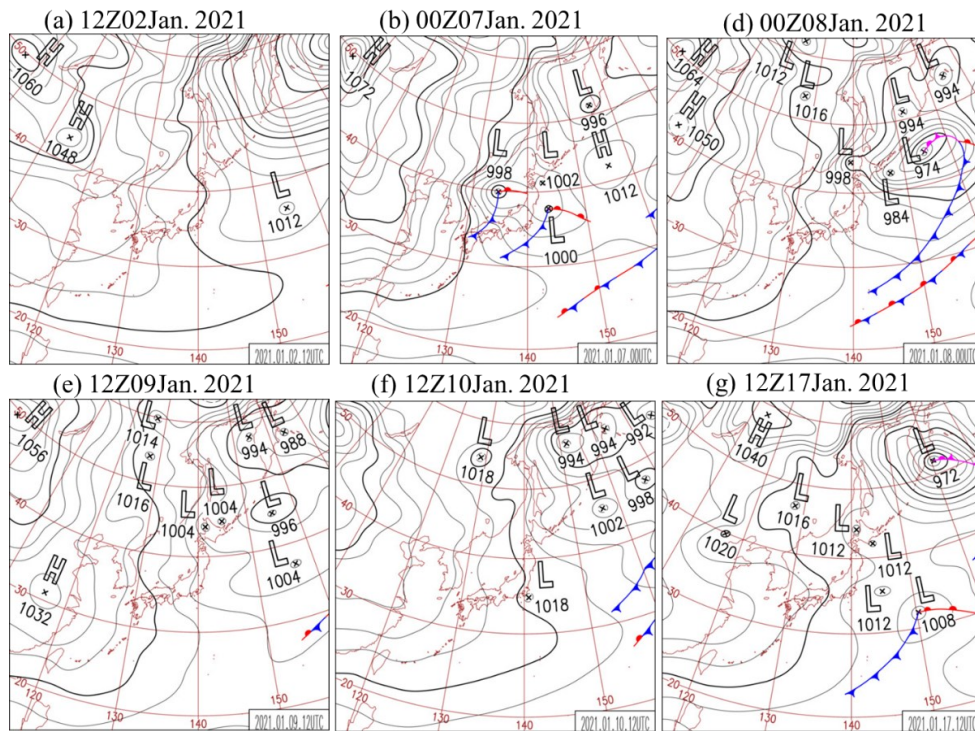


図-5.2 日本域地上天気図（デジタル台風 HP より引用）

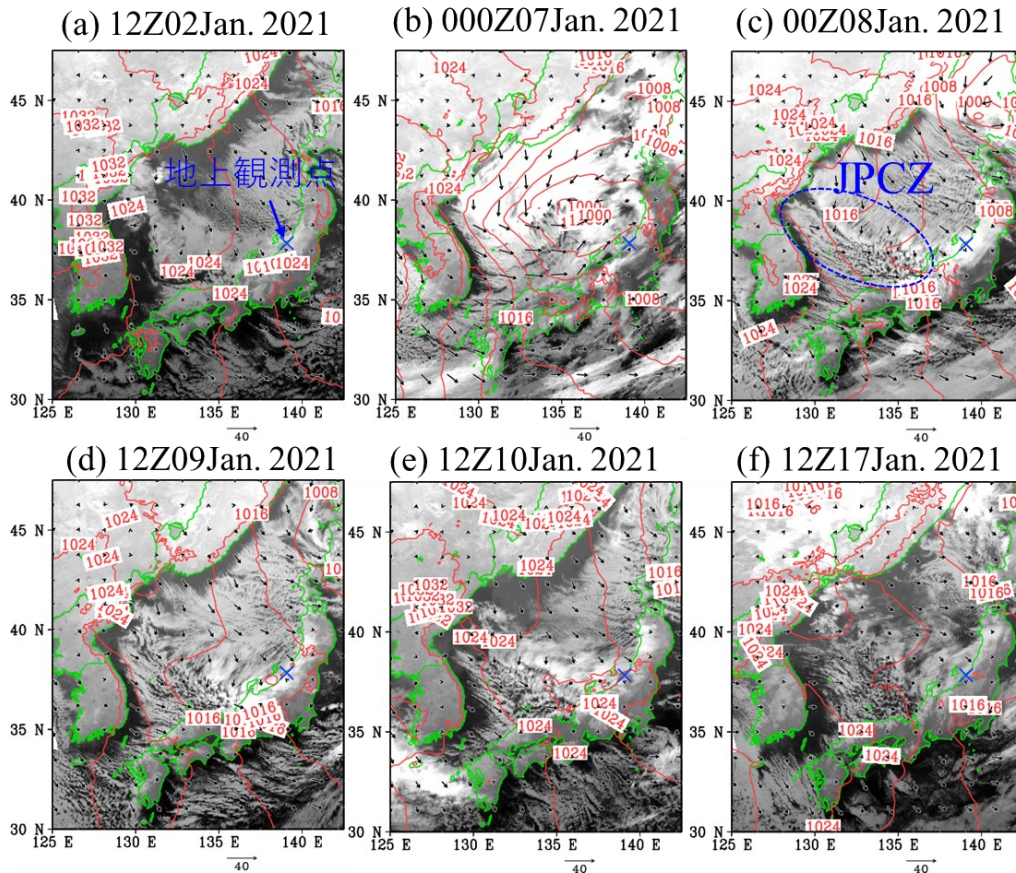


図-5.3 MSM 初期値の地上風速および海面校正気圧とひまわり 8 号の赤外画像
 ひまわり 8 号の赤外画像は NICT サイエンスクラウドより取得

5.2 新雪密度が異なる事例の比較

新雪密度が小さかったケースvと大きかったケースiiiについて、図-5.4, 5.5に G-PIMMSで観測した粒子画像を、図-5.6, 5.7に Parsivel²の観測による新雪密度 ρ_N 、粒径分布の中心値 D_m 、全粒子数 N_T [m^{-3}]および G-PIMMSの観測による縦横比の時間変化を、図-5.8, 5.9に偏波レーダーで観測した Z_H , K_{DP} , Z_{DR} , K_{DP}/Z_H の時間・高度断面(1分毎の平均値)を示す。偏波パラメータの時間・高度断面には点線で MSM 客観解析値の初期値から内挿した気温を 5°C ごとに示した。

ρ_N の小さいケースvでは、雲粒の少ない雪片が支配的で、樹枝状あるいは針状の構造がはっきりと視認できる粒子が多かった(図-5.4)。 ρ_N は $31.6\sim 60.9\text{ kg m}^{-3}$ (平均 46.8 kg m^{-3})、 D_m は $2.9\sim 5.8\text{ mm}$ (平均 3.9 mm)、 N_T は $68\sim 617\text{ m}^{-3}$ (平均 236 m^{-3})、縦横比は $0.64\sim 0.66$ (平均 0.64)であった(図-5.6)。

ρ_N の大きいケースiiiでは空隙がほとんどない濃密雲粒つき雪片、霰状雪、粒径の大きな霰が混在していた(図-5.5)。 ρ_N は $67.4\sim 103.7\text{ kg m}^{-3}$ (平均 89.3 kg m^{-3})、 D_m は $2.0\sim 2.9\text{ mm}$ (平均 2.4 mm)、 N_T は $214\sim 3004\text{ m}^{-3}$ (平均 1357 m^{-3})、縦横比は $0.70\sim 0.81$ (平均 0.75)であった(図-5.7)。全体を通して、 ρ_N の小さいケースvに比べて ρ_N の大きいケースiiiでは粒径が小さく、縦横比が1に近かった。数密度(全粒子数)はケースvに比べてケースiiiは全体的に大きかったが、新雪密度の差に起因するものではなくケースvの降雪深が小さかったためであると考えられる。

偏波パラメータについて、ケースvに比べてケースiiiでは Z_H の値が大きく、鉛直勾配(高度1kmと気温 -15°C 高度の差)が小さい(図-5.8a, 5.9a)。これは、着氷成長の度合いが大きいほど Z_H の値が大きくなるという先行研究(Lim *et al.*, 2013; Vogel *et al.*, 2018)の報告と整合している。

K_{DP} については、ケースvとケースiiiで明瞭な値の差が見られない(図-5.8b, 5.9b)。Moisseev *et al.* (2015)は、DGLにおける K_{DP} の極大値の層は併合成長の開始を示していると報告しているが、ケースiiiとケースvでは、むしろ霰が卓越していたケースiiiの方がDGLの極大値が明瞭で、鉛直勾配も大きい。高度1km付近では、ケースvでは地上で観測された N_T が小さかったことで、ケースiiiでは縦横比が1に近かったことでどちらも K_{DP} の値が小さかったと考えられる。また、ケースiiiにおけるDGLにおける K_{DP} の極大値は、Griffin *et al.* (2018)が報告したように、縦横比がそれほど小さくない(~ 0.6) "Isometric type"の粒子でも数密度が多いと K_{DP} の極大値が現れることが理由であると考えられる。

Z_{DR} については、霰が支配的であったケースiiiではDGLから高度1kmにかけて、着氷成長が進むとともに Z_{DR} は減少し、既往研究(Ohigashi *et al.*, 2014; Kouketsu *et al.*, 2015; Bringi *et al.*, 2017; Allabakash *et al.*, 2019)でも報告のあった負の値が観測されている(図-5.9c)。一方で、ケースvではむしろ Z_{DR} は増加しており、 K_{DP} とは逆の鉛直変化を示している(図-

5.8b, c). ケースvで地上で観測された N_T が極めて小さく、雲粒の付き方がわずかであったことから DGL で形成された結晶が少なく、併合成長に伴う数密度の減少が著しかったことから K_{DP} は減少し、一方で着氷成長がわずかであったため形状が変わらず密度のみが増加したことで Z_{DR} は増加したと推察される (Moisseev et al., 2017). ケースvの Z_{DR} が大きな値のまま地上に向かってのびている時刻(14:00~15:00UTC)では地上でも図-5.4(下段 14:08)に示すように樹枝状結晶の単結晶が確認された.

K_{DP}/Z_h については、地上付近の高度 1 km でも、DGL でもケースvに比べてケースiiiで小さな値を示した(図-5.8d, 5.9d). ただし、ケースvとケースiiiの差よりも、同じ事例における観測高度による違いの方が大きく、着目する高度が重要であることが分かった.

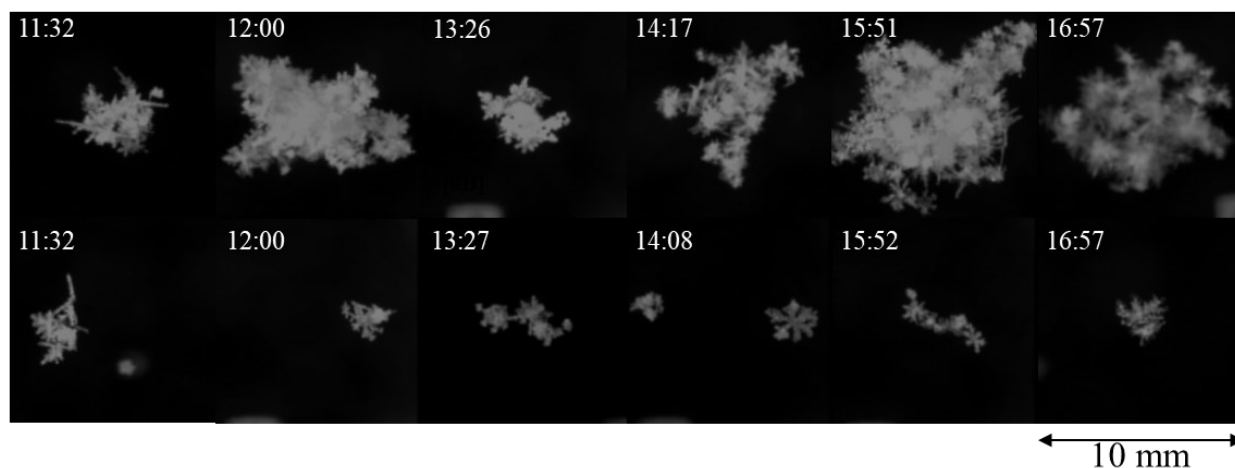


図-5.4 G-PIMMSで観測した降雪粒子の画像，各画像の幅は10 mm
2021/1/17 10:00~17:00UTC

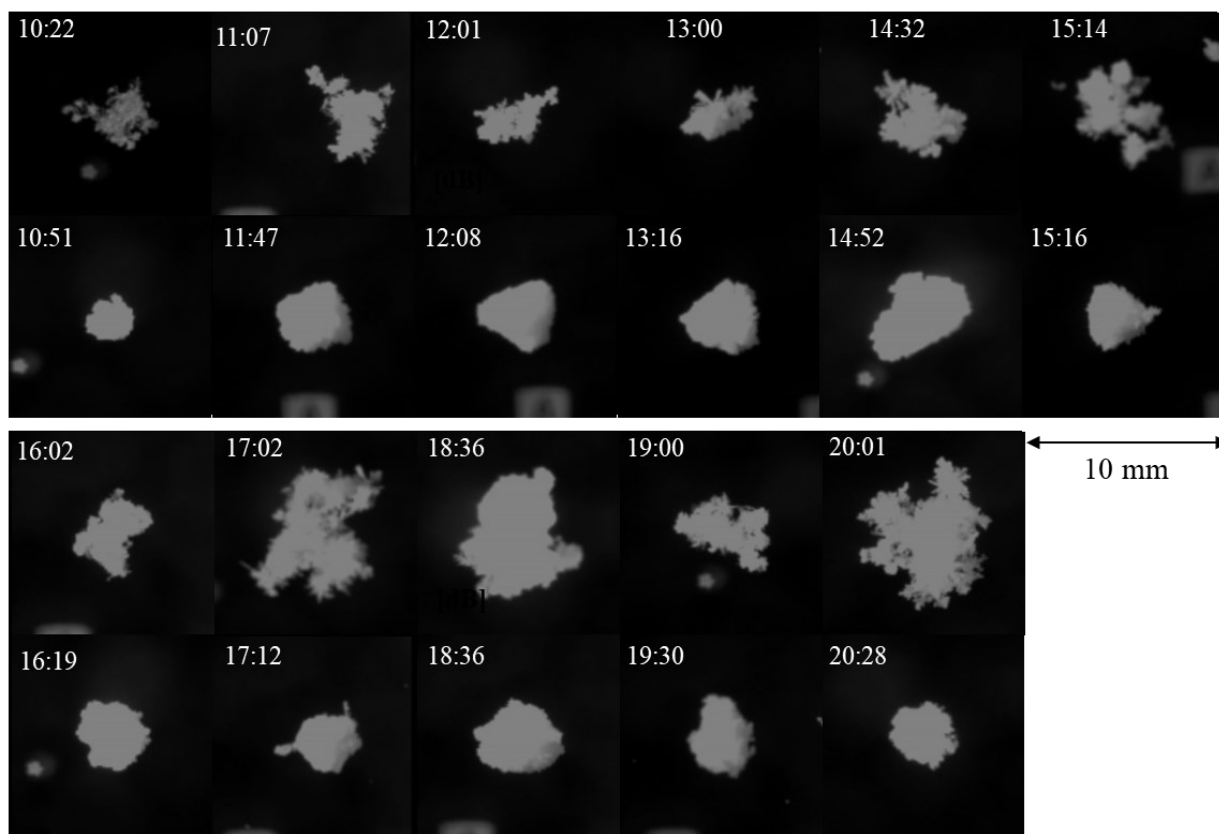


図-5.5 G-PIMMSで観測した降雪粒子の画像，各画像の幅は10 mm
2021/1/9 10:00~21:00UTC

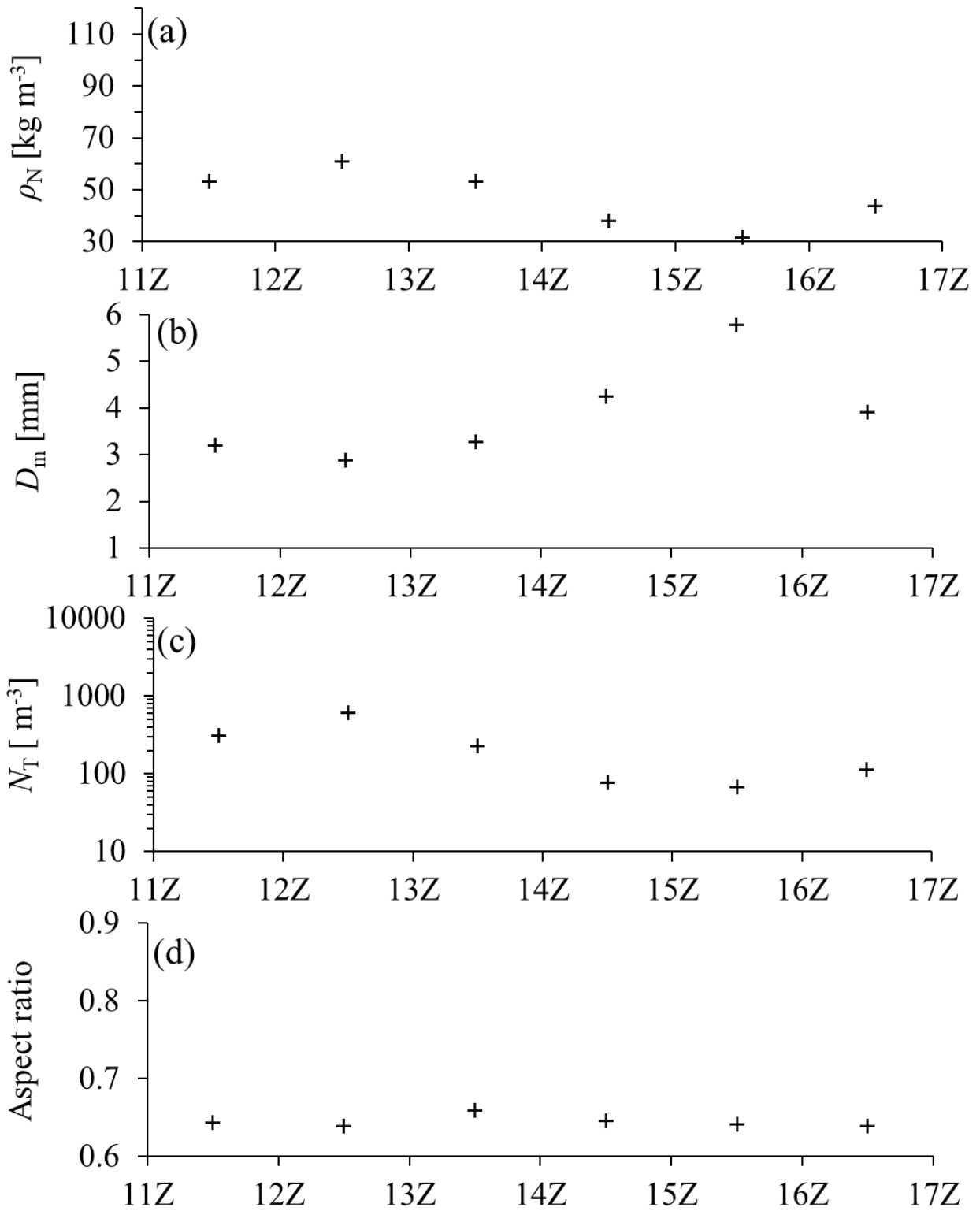


図-5.6 Parsivel²の観測による(a) ρ_N , (b) D_m , (c) N_T および
(d) G-PIMMSの観測による Aspect ratio, 2021/1/17 10:00~17:00UTC

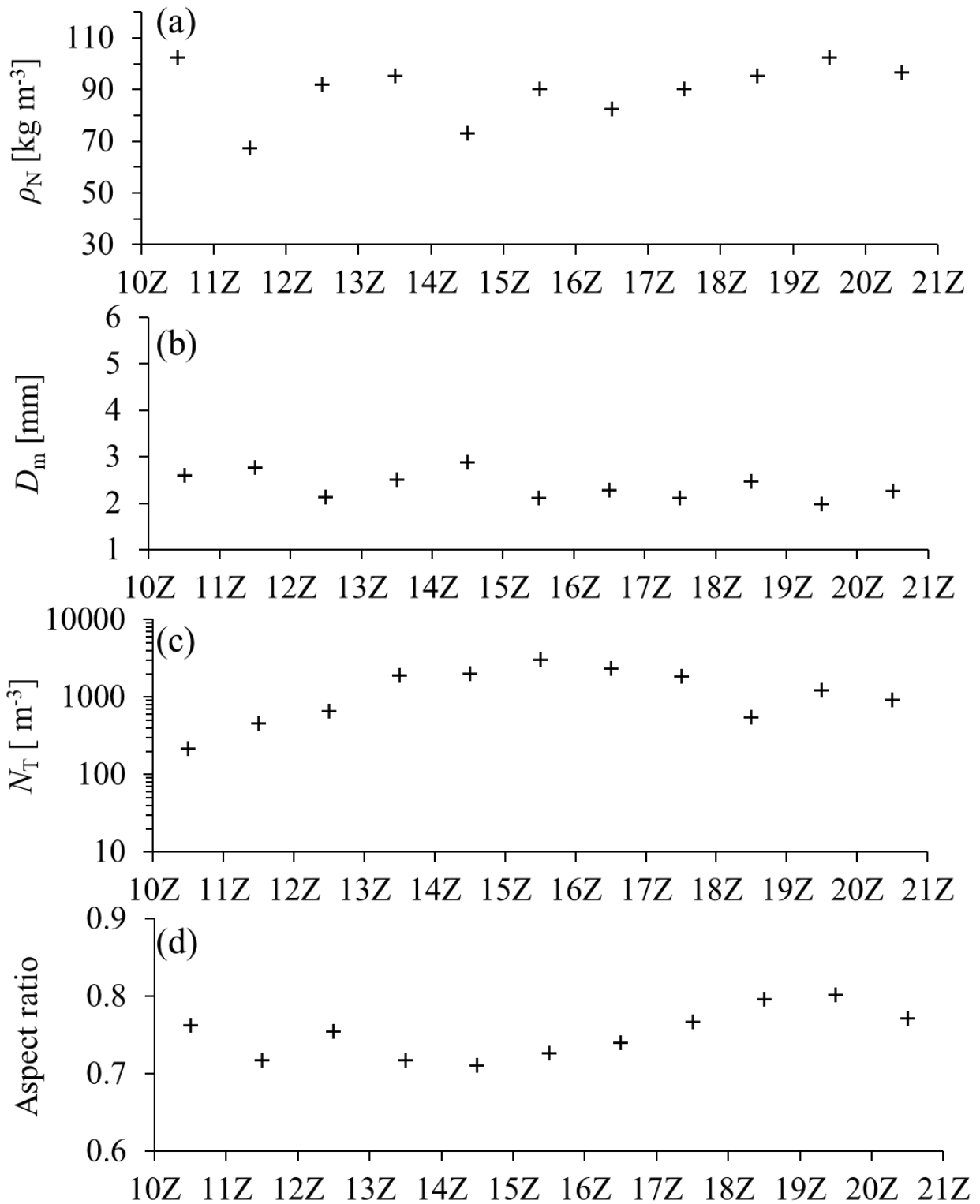


図-5.7 Parsivel²の観測による(a) ρ_N , (b) D_m , (d) N_T および(c) G-PIMMSの観測による Aspect ratio, 2021/1/9 10:00~21:00UTC

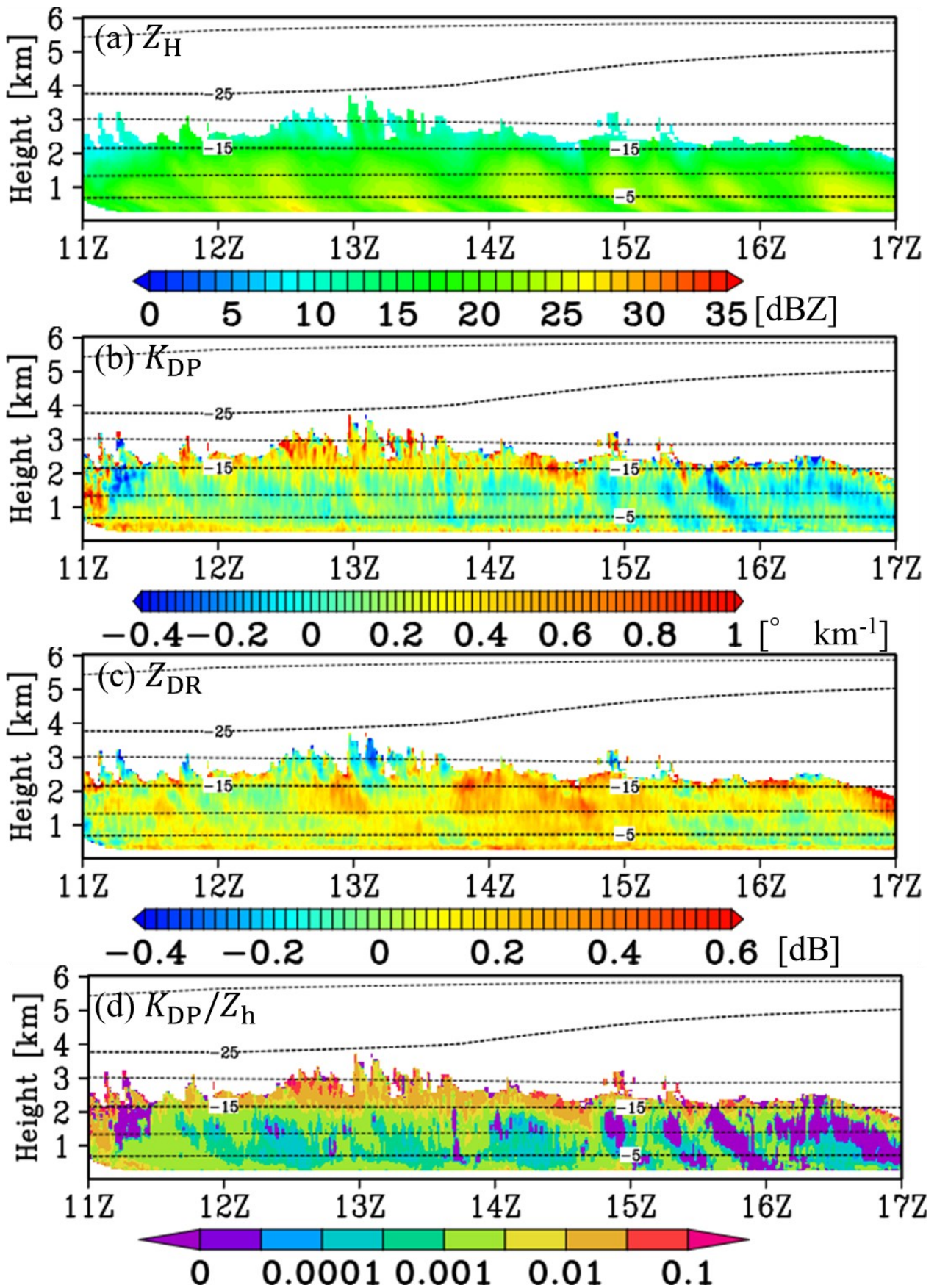


図-5.8 (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の時間・高度断面, 破線はMSMによる気温 (-5 °C ~ -40 °C, 5 °Cごと), 2021/1/17 10:00~17:00UTC

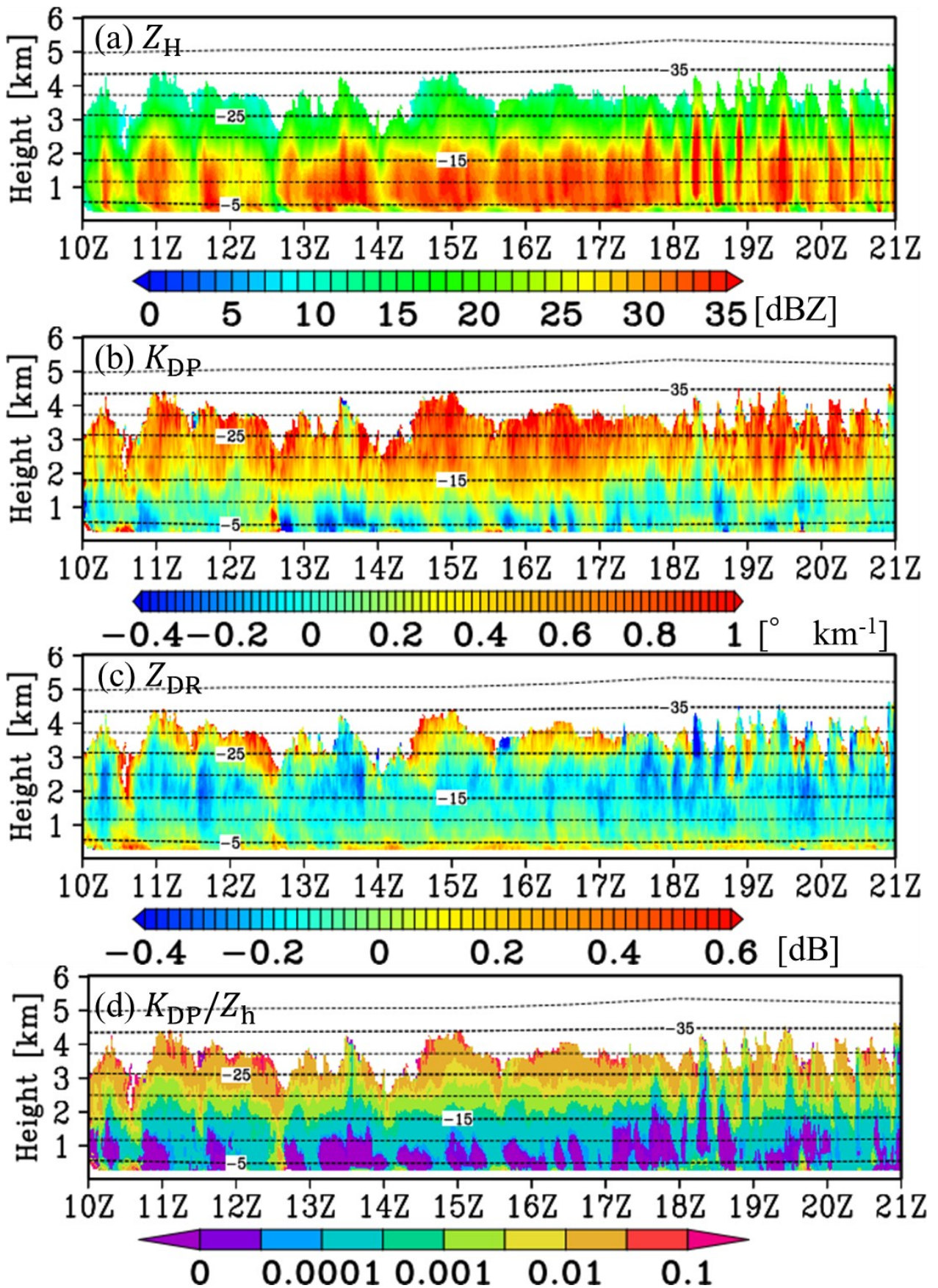


図-5.9 (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の時間・高度断面, 破線はMSMによる気温 (-5 °C ~ -40°C, 5°Cごと), 2021/1/9 10:00~21:00UTC

以上のように、本節では新雪密度 ρ_N が小さかったケースvと大きかったケースiiiについて粒子画像、粒子に関するパラメータ (ρ_N , D_m , N_T , 縦横比), 偏波パラメータ (Z_H , K_{DP} , Z_{DR} , K_{DP}/Z_h) を示した. ρ_N が小さかったケースvに比べて, ρ_N が大きかったケースiiiでは Z_H が大きく Z_{DR} , K_{DP}/Z_h が小さく, K_{DP} は明確な差が確認できなかった. また, ケースvでは K_{DP} と Z_{DR} が異なる鉛直変化を示しており, 着目する高度が重要となることが分かった.

図-10 に毎正時の前1時間における Z_H , K_{DP} , Z_{DR} , K_{DP}/Z_h と, Parsivel²の観測による ρ_N を示す. 確かにケースiiiとケースvで Z_H , Z_{DR} , K_{DP}/Z_h の値には差が見られるものの, 同じ事例のなかで Z_H と Z_{DR} については ρ_N に対する値の変化がほとんどみられなかった.

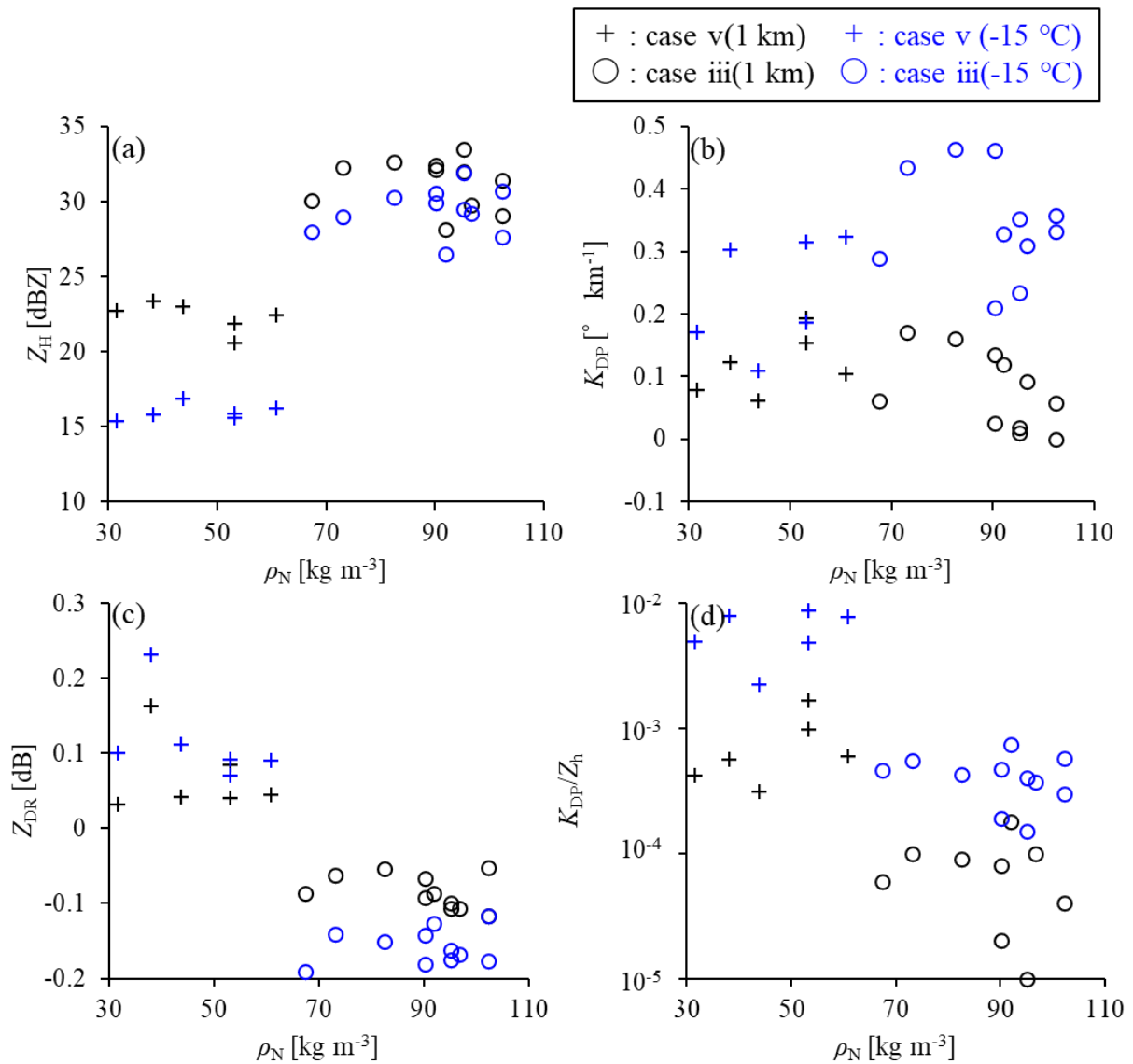


図-5.10 高度 1 km (黒) および高度-15 °C (青) における (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の 1 時間平均, ケース v (O) とケース iii (+)

5.3 新雪密度が変化した事例

5.2と同様に、図-5.11にG-PIMMSで観測した粒子画像を、図-5.12にParsivel²の観測による ρ_N 、 D_m 、 N_T およびG-PIMMSの観測による縦横比の時間変化を、図-5.13に偏波レーダーで観測した Z_H 、 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 K_{DP}/Z_h の時間・高度断面を示す。また、図-5.14に高度1 kmと気温-15℃高度における偏波パラメータの毎正時の前1時間平均を示す。本事例では期間の初期では雲粒の少ない雪片が支配的で、時間とともに濃密雲粒つき雪片に変化するとともに霰が増えていった(図-5.10)。粒子の種別の変化に伴って ρ_N は 43.8 kg m^{-3} から 86.6 kg m^{-3} に増加し、 D_m は5.9 mmから2.2 mmに減少し、縦横比は0.66から0.77に増加した(図-5.11a, b, d)。 N_T は $333 \sim 1405 \text{ m}^{-3}$ (平均 763 m^{-3})で変化が少なかった(図-5.11c)。

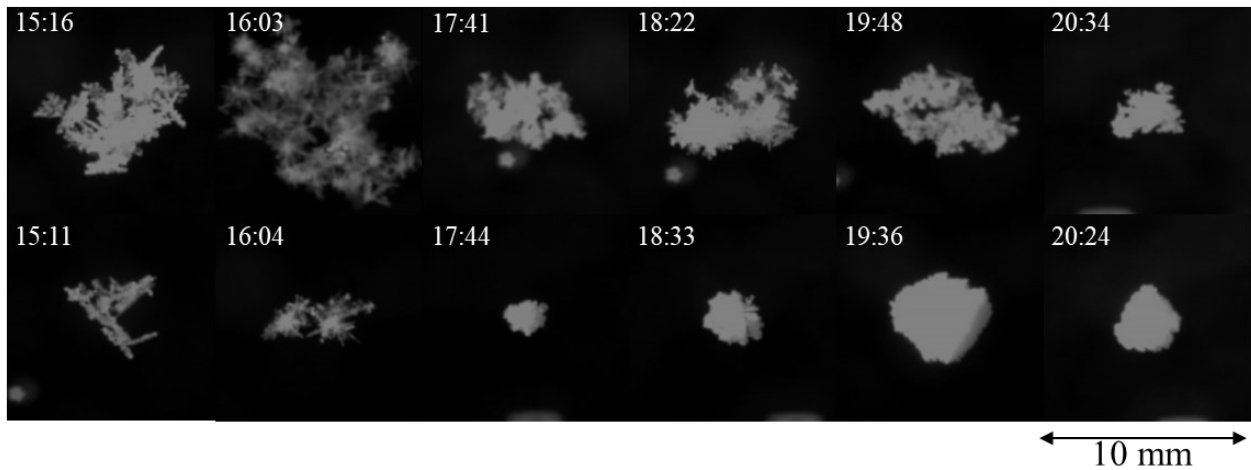


図-5.11 G-PIMMSで観測した降雪粒子の画像、各画像の幅は10 mm

2021/1/10 15:00~21:00UTC

偏波パラメータについて、地上で大きな雪片が観測された15:00~17:00UTCは併合成長の開始に伴う Z_H の大きな勾配がみられ、霰が卓越した19:00~21:00UTCでは勾配が小さくなった(図-5.13a, 5.14a)。一方で、 Z_H の値はむしろ新雪密度の増加に伴って減少した。これは、期間の後半では降雪深が少なく、粒径の減少による Z_H の減少を打ち消すほど粒子の密度、数密度が大きくなかったためであると考えられる。

K_{DP} と Z_{DR} のDGLの極大値について、 K_{DP} は地上で粒径の大きな雪片が観測された20:00UTC頃まで極大値の帯がみられ、その厚さは時間とともに薄くなっていった(図-5.13b)。一方で、 Z_{DR} については17:00~18:00UTCにDGL周辺で極大値が見られたが、最も地上での粒子の粒径が大きかった15:00~16:00UTCでは確認できず、むしろケースvと同様に高度1 kmのほうが Z_{DR} が大きかった(図-5.13c)。図-5.14b, cに示した時間変化では、5.2で述べたケースiiiとケースvの比較とは異なり、 ρ_N の増加に伴って K_{DP} が減少する様子がみられた。本事例では期間を通して比較的数密度が大きかったことから、 K_{DP} の差は主に縦横比

の変化によってもたらされたために ρ_N の時間変化とよく対応したと推察される。

K_{DP}/Z_h は高度 1 km においてはそれほど大きな値の差が見られなかったが、DGL においては 16:00UTC 以降は ρ_N の増加に伴って減少する様子がみられた (図-5.13d, 5.14d)。高度 1 km で値の差が小さかったのは、 K_{DP}/Z_h は粒径、縦横比が小さいほど大きな値をとるため、事例の前半では併合成長によって粒径が大きくなったために、事例の後半では着氷成長によって縦横比が 1 に近づいたために値が小さくなったと考えられる。一方で、DGL では併合成長がまだ進んでいないことで粒径が小さく、形状の差を捉えていると考えられる。

以上のように、本節では新雪密度が変化したケースivについて粒子画像、粒子に関するパラメータ (ρ_N , D_m , N_T , 縦横比), 偏波パラメータ (Z_H , K_{DP} , Z_{DR} , K_{DP}/Z_h) の時間変化を示した。 ρ_N が時間とともに小さくなるにつれて、 Z_H の鉛直勾配、 K_{DP} , DGL における K_{DP}/Z_h が小さくなっていた。 Z_H と Z_{DR} については、5.2 で示した ρ_N が小さな事例vと大きな事例iiiの違いにみられるような傾向は確認できなかった。つまり、 ρ_N が小さい事例でも数密度が大きく Z_H が大きな値を示すときは、 Z_{DR} の値が大きくなることのあることが分かった。

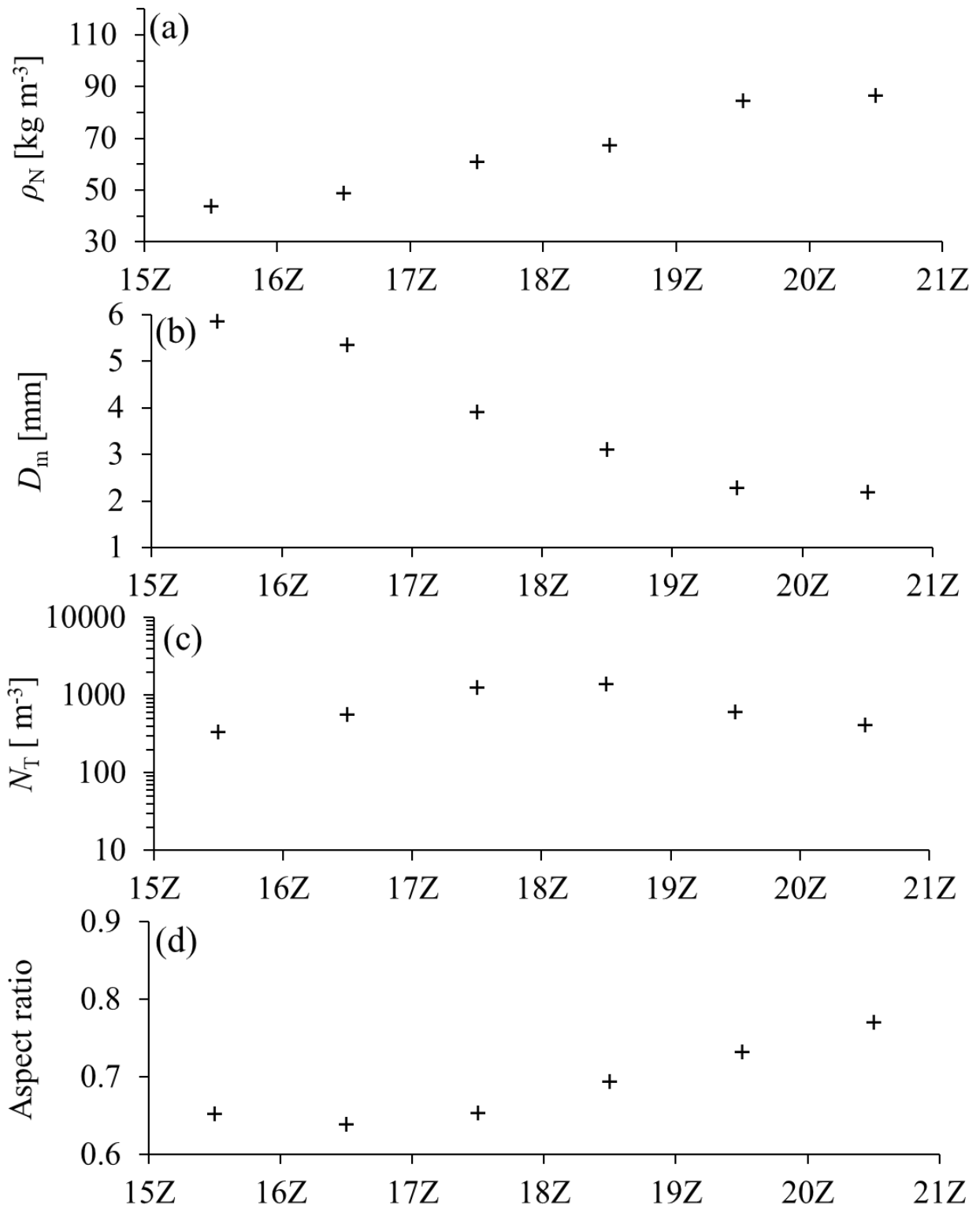


図-5.12 Parsivel²の観測による(a) ρ_N , (b) D_m , (c) N_T および
(d) G-PIMMSの観測による Aspect ratio, 2021/1/10 15:00~21:00UTC

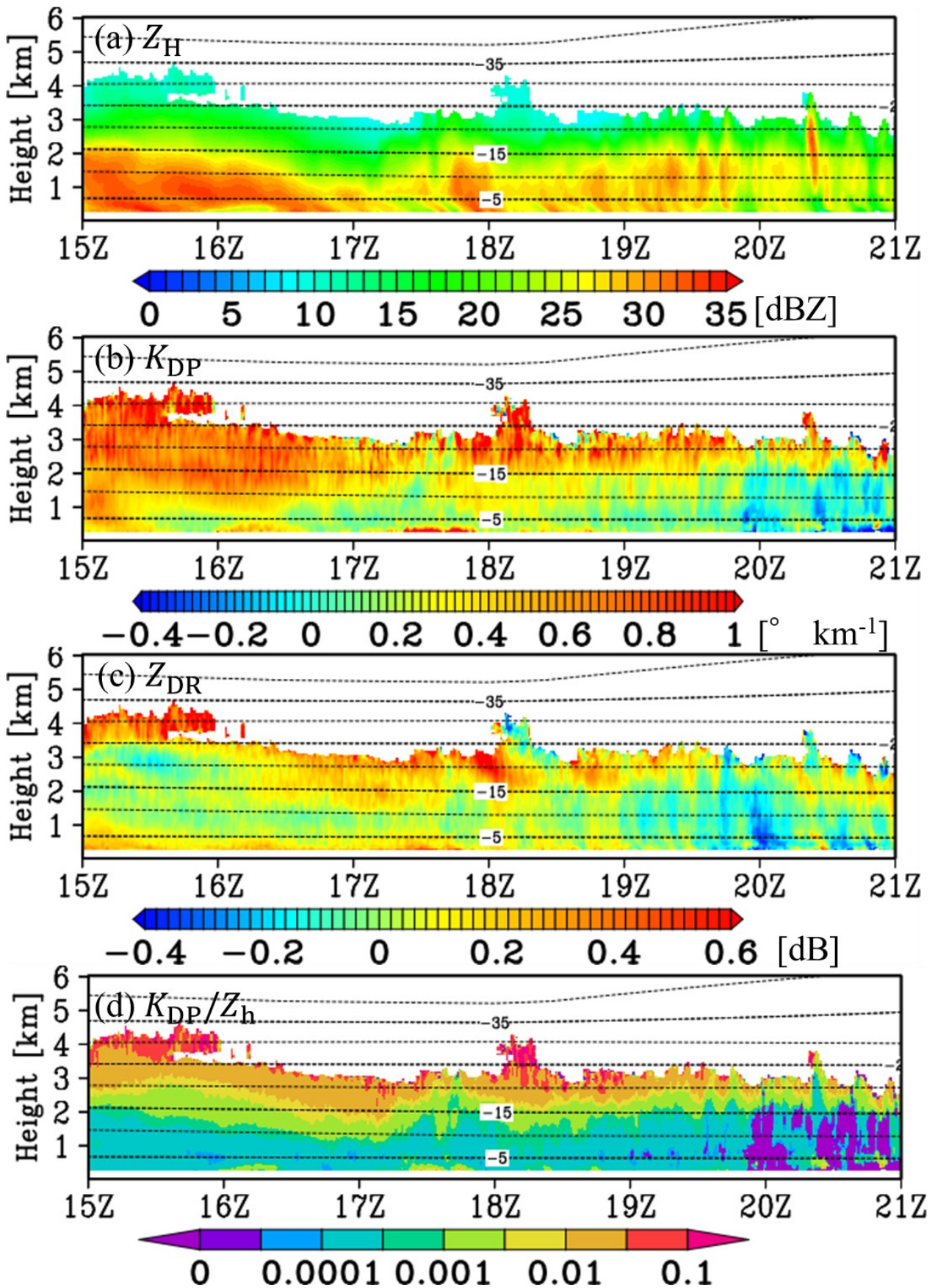


図-5.13 (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の時間・高度断面, 破線はMSMによる気温 (-5 °C ~ -40°C, 5°Cごと), 2021/1/10 15:00~21:00UTC

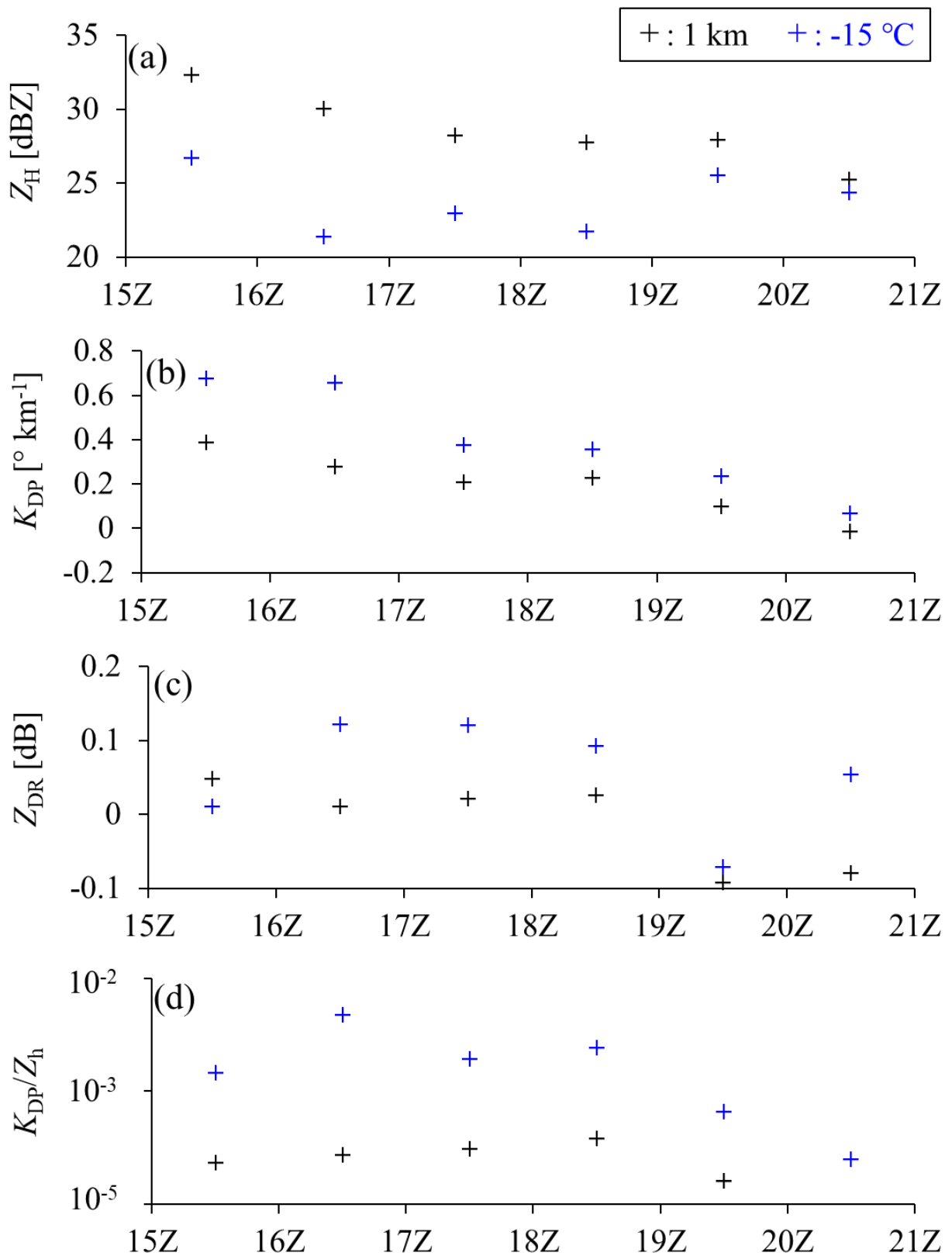


図-5.14 高度 1 km (黒) および高度 -15 °C (青) における (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の 1 時間平均, 2021/1/10 15:00~21:00UTC

5.4 結語

本章では偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べる対象とする、2021年1月の新潟市の降雪事例について整理した。2021年1月は日本海側を低気圧が通過した後に西高東低の冬型の気圧配置が強くなり、記録的な大雪となった。気温が0℃未満で降雪が連続した5事例（計56時間）を抽出し、総観場や地上の気象条件および新雪密度の値を整理した。

また、新雪密度が小さかったケースv（2021/1/17 10:00～17:00UTC）と大きかったケースiii（2021/1/9 10:00～21:00UTC）、および事例内で大きく新雪密度が変化したケースiv（2021/1/10 15:00～21:00UTC）について、降雪粒子と偏波レーダーの観測値の時間変化を例示した。以下に整理する。

- ρ_N が小さかったケースvに比べて、 ρ_N が大きかったケースiiiでは Z_H が大きく Z_{DR} 、 K_{DP}/Z_h が小さく、 K_{DP} は明確な差が確認できなかった。
- 数密度、降雪深が小さいケースvでは、DGLから高度1kmにかけて K_{DP} が減少しているのに対し、 Z_{DR} は増加していた。
- Z_H と Z_{DR} について、ケースvとケースiiiの間に確かに差はみられるが、同じ事例のなかでは ρ_N の時間変化に対する値の変化がほとんどみられなかった。
- ρ_N が事例のなかで大きく時間変化したケースivについて、 ρ_N が時間とともに小さくなるにつれて、 Z_H の鉛直勾配、 K_{DP} 、DGLにおける K_{DP}/Z_h が小さくなっていった。
- ρ_N が小さい時刻でも Z_H が大きな値を示したケースivでは、ケースvとケースiiiの間にみられるような ρ_N に対する Z_H と Z_{DR} の違いはみられなかった。

以上のように先行研究で報告されているような着氷成長の度合い（ ρ_N の違い）に対する Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} の値や鉛直勾配の変化は確認できることもあるが、どの事例に対しても適用できるものではないことが示唆された。特に、 Z_{DR} 、 K_{DP} の振る舞いは Z_H の値の大きさに依存している可能性が示唆された。一方で K_{DP}/Z_h は確認した3事例についてどれも比較的 ρ_N に対する変化によく対応していた。ただし、事例や時間による値の差に比べて高度による値の差が大きいため、着目する高度が重要となる。

6章では5.1で整理した5事例（計56時間）全てを対象に、1時間平均した高度1km、気温-15℃高度の偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べる。

参考文献

- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模的様相. *天気*, **35**, 156-161.
- 北本朝展: デジタル台風. <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/weather-chart/>
- NICT サイエンスクラウド: ひまわり衛星データアーカイブ, <https://sc-web.nict.go.jp/himawari/himawari-archive.html>
- Allabakash, S., Lim, S., Chandrasekar, V., Min, K. H., Choi, J., and Jang, B. 2019: X-band dual-polarization radar observations of snow growth processes of a severe winter storm: Case of 12 December 2013 in South Korea. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **36**, 1217-1235.
- Bessho, K., and Coauthors, 2016: An introduction to Himawari-8/9—Japan’s new-generation geostationary meteorological satellites. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **94**, 151-183.
- Bringi, V. N., P. C. Kennedy, G. J. Huang, C. Kleinkort, M. Thurai, and B. M. Notaroš, 2017: Dual-polarized radar and surface observations of a winter graupel shower with negative Zdr column. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **56**, 455–470.
- Griffin, E. M., T. J. Schuur, and A. V. Ryzhkov 2018: A polarimetric analysis of ice microphysical processes in snow, using quasi-vertical profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **57**, 31–50.
- Japan Meteorological Agency, 2019: Japan Meteorological Agency Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency (March 2019), <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>.
- Kouketsu T, Uyeda H, Ohigashi T, Oue M, Takeuchi H, Shinoda T, Tsuboki K, Kubo M, Muramoto KI. 2015: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **32**, 2052–2074.
- Lim, S., Moisseev, D., Chandrasekar, V., and Lee, D. R. 2013: Classification and quantification of snow based on spatial variability of radar reflectivity. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **91**, 763-774.
- Moisseev, D. N., Lautaportti, S., Tyynela, J., and Lim, S. 2015: Dual-polarization radar signatures in snowstorms: Role of snowflake aggregation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 12644-12655.
- Moisseev, D., von Lerber, A., and Tiira, J. 2017: Quantifying the effect of riming on snowfall using ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 4019-4037.

- Ohigashi, T., Tsuboki, K., Shusse, Y., and Uyeda, H. 2014: An intensification process of a winter broad cloud band on a flank of the mountain region along the Japan-Sea coast. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **92**, 71-93.
- Suzuki, Y., Kawamura, R., Kawano, T., and Mochizuki, T. 2022: Cascading effects of the Changbai Mountains on an extreme weather disaster in northern Japan in January 2021. *Weather and Climate Extremes*, **36**, 100439.
- Tsuboki, K., and Asai, T. 2004: The multi-scale structure and development mechanism of mesoscale cyclones over the Sea of Japan in winter. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **82**, 597-621.
- Vogel, J. M., and Fabry, F. 2018: Contrasting polarimetric observations of stratiform riming and nonriming events. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **57**, 457-476.

第6章 偏波パラメータによる新雪密度の推定手法の開発

本章では新潟市の観測データを基に，偏波パラメータから新雪密度を推定する方法について述べる．新潟市では雪板による新雪密度の観測を実施していないため，3章で検討した Parsivel² の観測値から推定した新雪密度の値を真値として，偏波パラメータとの関係を調べた．偏波パラメータは2.3で述べたように高度1 kmと気温-15℃の高度に着目した．

5章で述べた2021年1月に観測した気温0℃未満での降雪5事例（計56時間）を対象に，降雪粒子に関するパラメータと新雪密度の関係，偏波パラメータと新雪密度の関係を調べ，偏波パラメータによる新雪密度の推定手法を提案する．また，提案した推定方法を2022年1月17日の観測事例に適用し検証を行う．

6.1 降雪粒子に関するパラメータと新雪密度

本節では，地上観測点に設置した Parsivel²，G-PIMMS の観測データを用いて，表-2.3に示した偏波パラメータを増減させる粒径，粒子の密度，数密度（全粒子数），形状係数（縦横比から計算）と，新雪密度 ρ_N の関係を調べた結果について述べる．

まず，Parsivel²を用いて平均的な着氷成長の度合い F_{rim} を求め，式(4.8)を適用して推定した ρ_N を真値と仮定する．表-5.1に示した対象事例の F_{rim} は0.6～3.3であった．図-5.1に対象事例から抽出した F_{rim} の値に対応するG-PIMMSの粒子画像を示す．

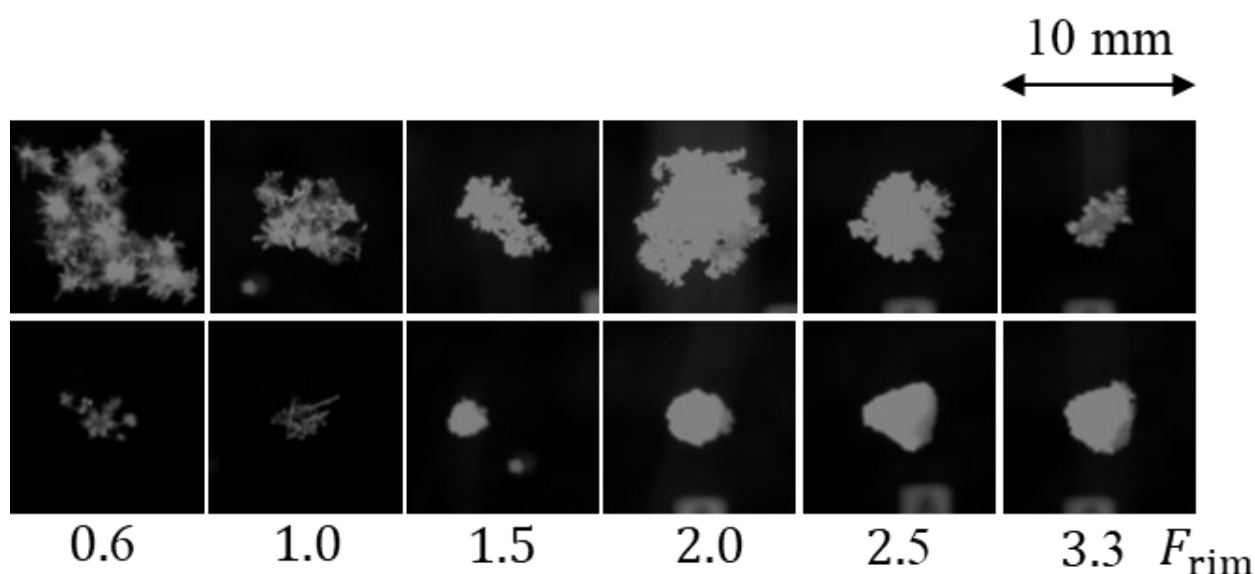


図-6.1 対象事例における F_{rim} の範囲と，対応する降雪粒子の画像
画像の幅は10 mm

$F_{rim} < 1$ の事例が存在するのは、Locatelli and Hobbs (1974)が観測したものより落下速度が小さく、粒径が大きな雪片が観測されたためである。 $F_{rim} \leq 1$ では、樹枝状または針状の構造がはっきりと視認できる雪片が観測された。 F_{rim} が大きくなるほど雪片につく雲粒の量が増え、空隙が視認できなくなっていった。また、霰の存在率が増加し、霰の粒径も大きくなった。本研究の対象事例では $F_{rim} \sim 5$ となる霰のみの事例は観測されなかった。

Parsivel²の観測値から粒径分布の中心値 D_m (式(2.20))と全粒子数 N_T [m^{-3}]を、G-PIMMSの観測データから縦横比 (式(3.1))と円形度 (式(3.2))の1時間の平均値を求めた。縦横比は式(2.11)~(2.13)より、形状係数 $L_a - L_b$ に変換した。各パラメータと ρ_N の関係を図-5.2に示した。プロットしたマークは事例i~vを示す。第2横軸には F_{rim} を併記した。以下に、得られた知見を整理する。

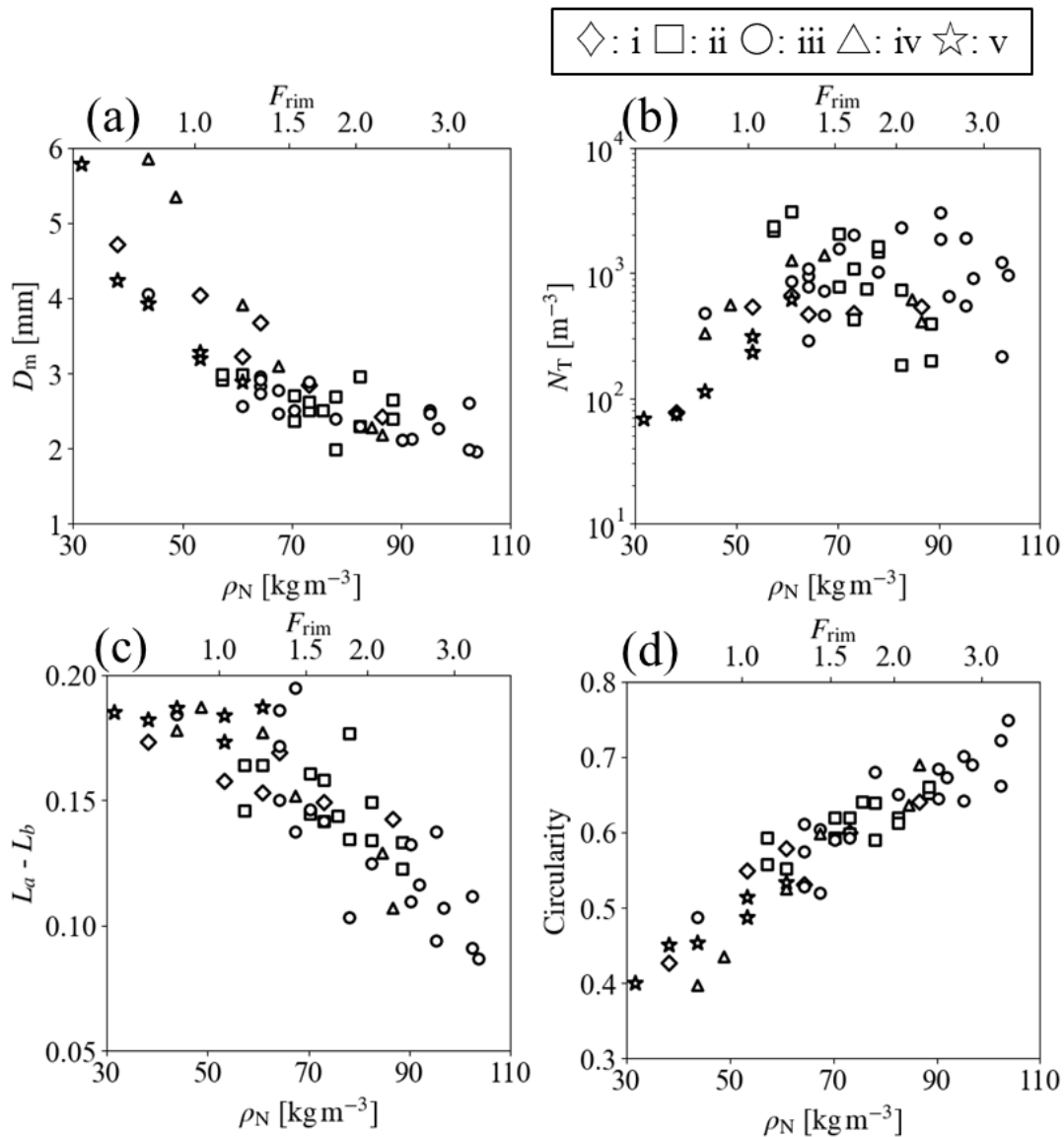


図-6.2 Parsivel²の観測値による ρ_N と(a) D_m , (b) N_T , および G-PIMMS の観測値による (c) $L_a - L_b$, (d) 円形度, 第2横軸に F_{rim} を併記. マークは表-5.1の事例を示す

図-5.2a に示したように、 ρ_N が大きいほど指数関数的に D_m は小さくなる。 $\rho_N \sim 70 \text{ kg m}^{-3}$ までは D_m による ρ_N の変化率は大きかったが、 $\rho_N \sim 70 \text{ kg m}^{-3}$ より大きい範囲では D_m による変化率は小さかった。

図-5.2b に示したように数密度（全粒子数）と ρ_N の間には、 $\rho_N < 50 \text{ kg m}^{-3}$ で N_T が少ないプロットが見られるほかは、明確な関係性が確認できなかった。 N_T が少ない事例は主に降雪深が最も少なかったケースvであった。

図-5.2c に示したように、 ρ_N が大きくなるほど $L_a - L_b$ は小さくなる（縦横比が1に近くなる）。ただし、 $\rho_N < 70 \text{ kg m}^{-3}$ では $L_a - L_b$ はおよそ一定であった。これは、雪片の空隙が雲粒で埋まるまでは縦横比が変化しないという表-2.2 に示した Moisseev *et al.* (2017)の概念モデルに対して整合的である。

最後に、図-5.2d に示したように ρ_N が大きくなるほど円形度は線形的に大きくなり1に近づいた。また、縦横比と異なり $\rho_N \sim 70 \text{ kg m}^{-3}$ を境に傾向は変化していなかった。円形度は、本研究で検討する偏波パラメータに直接影響するものではないが、この結果を利用することで、 F_{rim} が0.6から3.3の範囲では、落下速度が観測できない地上観測点でも粒子画像から求めた円形度で新雪密度が推定できる。

以上を踏まえて、表-2.3 に追記する形で表-6.1 に ρ_N の、降雪粒子の粒径、密度、数密度、縦横比に関する係数 ($L_a - L_b$) に対する応答を整理した。表-5.2 に示したように、どの偏波パラメータをもってしても、 ρ_N の粒子の変化に対する応答と一致するものはない。しかしながら、偏波パラメータの粒径、粒子の密度、数濃度、縦横比に対する影響度はどれも同じではなく、それぞれ重みづけがある。また、 ρ_N の粒径、粒子の密度、縦横比に対する変化率も一定ではなく、粒径は ρ_N が小さい範囲で（図-6.2a）、粒子の密度と縦横比は ρ_N が大きい範囲で（図-4.5, 6.2c）変化率が大きい。加えて、本節で整理したのは地上観測による粒子の変化と新雪密度の関係性であり、偏波レーダーで観測する上空の粒子にそのまま当てはまらない可能性があることに留意する必要がある。次節では本節で得られた知見をふまえて偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べる。

表-6.1 粒径、密度、数密度、縦横比に関する係数に対する応答

表 2.3 に ρ_N を追記、正の相関を+で、負の相関を-で、無相関を空欄で示す

	Diameter	ρ_s	Number concentration	$L_a - L_b$
Z_H	+	+	+	
Z_{DR}		+		+
K_{DP}	+	+	+	+
K_{DP}/Z_h	-			+
ρ_N	-	+		-

6.2 偏波パラメータと新雪密度の関係

本節ではケースi~vの計56時間を対象に、地上観測の Parsivel² で推定した新雪密度を真値と仮定して、地上1 km および気温-15 °C高度の偏波パラメータとの関係性を調べた結果について述べる。

6.2.1 高度1 km

図-6.3 に高度1 kmにおける偏波パラメータの毎正時の前1時間平均と Parsivel² で推定した新雪密度 ρ_N の関係性を示した。プロットのマークは図-6.2と同じくケースi~vを示している。プロットの色は図-6.3a, bは Z_H を、図-6.3c, dは Z_{DR} を示している。MSMの初期値から内挿した対象事例の高度1 kmにおける気温は-9.8~-6.7 °C (平均-8.4 °C)であった。

表-6.1に示したように、 ρ_N が大きくなるほど粒径は小さく、粒子の密度は大きく、縦横比は1に近く ($L_a - L_b$ は小さく) なり、数密度とは相関が無い。粒径、粒子の密度、数密度が大きく、縦横比が小さい ($L_a - L_b$ が大きい) ほど大きな値を示す K_{DP} は、 $\rho_N < 60 \text{ kg m}^{-3}$ では ρ_N が大きくなるほど増加し、 $\rho_N > 60 \text{ kg m}^{-3}$ では ρ_N が大きくなるほど減少した(図-6.3a)。 $\rho_N < 60 \text{ kg m}^{-3}$ で値が小さいのは、 Z_H の値から数密度が小さかったためであると考えられる。 $\rho_N > 60 \text{ kg m}^{-3}$ では、新雪密度が大きくなることで粒子の密度が増加することの影響に比べ、粒径が減少し縦横比が1に近くなることの影響が大きかったため、 K_{DP} は減少したと考えられる。相関係数Rは-0.45であった。

粒子の密度が大きく、縦横比が小さい ($L_a - L_b$ は大きい) ほど大きな値を示す Z_{DR} は、 $\rho_N = 53.2 \text{ kg m}^{-3}$ に極端に大きな値を示すプロットがあるものの、 ρ_N が大きくなるほど Z_{DR} は小さくなった(図-6.3b)。一方で、 $\rho_N < 50 \text{ kg m}^{-3}$ および $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ では変化率が小さかった。これは、 $\rho_N < 50 \text{ kg m}^{-3}$ については降雪粒子の空隙が埋まるまでは形状の変化は小さく縦横比の変化率が小さい(図-6.3c)ためであると考えられる。また、 $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ では、 ρ_N が大きくなるほど粒子の密度(着氷成長の度合い)の変化率が大きくなる(図-4.5)ため、縦横比が1に近づくことによる Z_{DR} の減少が、粒子の密度が大きくなることによる Z_{DR} の増加で相殺したためであると考えられる。相関係数Rは-0.65で最も高い値を示した。しかしながら、 $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ でみられる負の値については、およそ-0.1 dBと絶対値が小さく、縦に配向した粒子によるものなのか、バイアス補正が不十分であるためなのかは本研究の解析からは判断できない。また、 $\rho_N \sim 30 \text{ kg m}^{-3}$ でも Z_{DR} はおよそ0.1 dBと値が0に近いこと、 ρ_N の値に対する変化量が小さい(約0.2 dB)ことから、得られた関係性を用いて実運用を行うにはバイアス補正の精度が懸念点となる。

粒径、粒子の密度、数密度が大きいほど大きな値を示す Z_H は、 ρ_N が大きくなるほど、同じ ρ_N の値に対する下限値が増加しが、上限値は~35 dBZでほぼ一定であった(図-6.3c)。

5.2.2で示したケースivのように、併合成長の度合いが大きく着氷成長の度合いが小さい、

軽い雪片が見られる事例でも、粒径、数密度が十分大きければ Z_H は大きな値を示し、着氷成長が小さい事例でも数密度が小さければ Z_H は小さくなるためであると考えられる。相関係数 R は 0.42 であった。

粒径が小さく、縦横比が小さい ($L_a - L_b$ は大きい) ほど大きな値を示す K_{DP}/Z_h は、 K_{DP} と同様に $\rho_N \sim 60 \text{ kg m}^{-3}$ を境に増加から減少に値の増減が変化した (図-6.3d)。ただし、その理由は K_{DP} とは異なり、 $\rho_N < 60 \text{ kg m}^{-3}$ では縦横比の変化が少なく粒径の減少が大きいため値が増加し、 $\rho_N > 60 \text{ kg m}^{-3}$ では縦横比の増加 ($L_a - L_b$ の減少) が大きく粒径の変化率が小さいために値が減少したと考えられる (図-6.2a, c)。縦軸を対数表示にするにあたり負の値を示した2事例は除外した。相関係数は-0.56であった。

以上のように高度 1 km では ρ_N の変化に対し Z_{DR} が最も相関が良く (-0.65)、 ρ_N が大きくなるほど Z_{DR} は減少した。しかしながら、その値の幅は小さく、0に近い値をとるため (-0.1 ~ 0.1dB)、実運用のためにはバイアス補正が重要となる。また、 $\rho_N < 50 \text{ kg m}^{-3}$ および $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ では変化率が小さく、 ρ_N の変化を表現できるのは主に $50 \sim 70 \text{ kg m}^{-3}$ の範囲である。

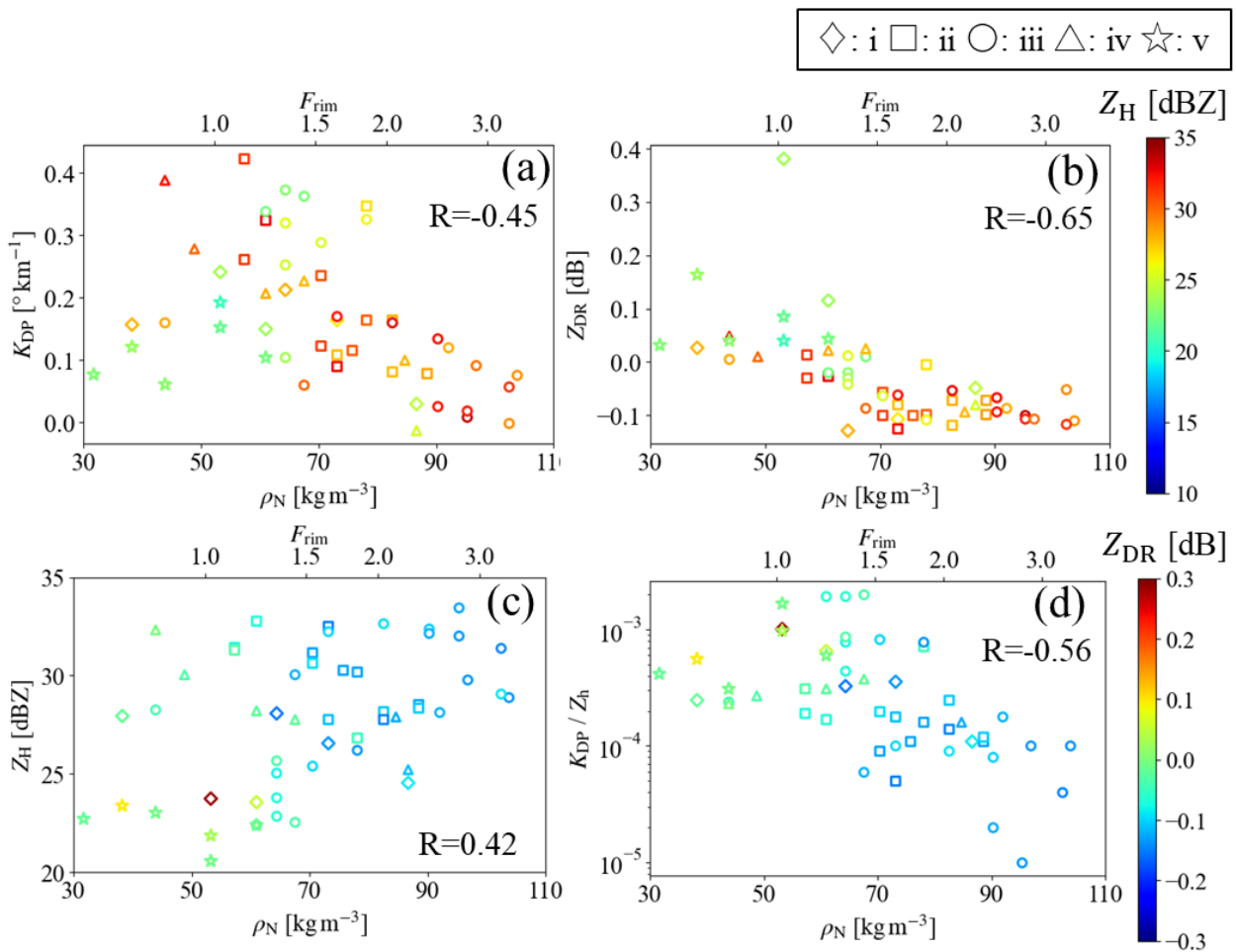


図-6.3 Parsivel²による ρ_N と高度 1 kmにおける (a) K_{DP} , (b) Z_{DR} , (c) Z_H , (d) K_{DP}/Z_h プロットしたマークはケース i ~ v, 色は (a, b) Z_H および (c, d) Z_{DR} を示す

6.2.2 気温-15 °C高度 (DGL)

図-6.4 に気温-15 °Cの高度における偏波パラメータの毎正時の前1時間平均と Parsivel²で推定した新雪密度 ρ_N の関係性を示した。気温はMSMの初期値から内挿した値を用いた。図-6.2, 6.3と同様に、プロットのマークはケースi~vを示している。プロットの色は図-6.4a, bは Z_H を、図-6.4c, dは Z_{DR} を示している。対象事例における気温-15 °C高度は1700~2200 m (平均1908 m)であった。

まず、気温-15 °C高度における K_{DP} は新雪密度との間に相関がみられなかった (図-6.4a, $R=-0.11$)。特に Z_H が20 dBZ未満の事例で低い値を示しており、Griffin et al.(2018)でも報告されているように数密度への依存性が高いためであると考えられる。一方で、 K_{DP} の値は0.07~0.68と、高度1 km (-0.01~0.42)より大きな値を示した。また、 $\rho_N > 60 \text{ kg m}^{-3}$ では ρ_N が大きくなるほどわずかに減少する傾向が見られた。

気温-15 °C高度における Z_{DR} は、高度1 kmと同様に、 ρ_N が大きくなるほど Z_{DR} は小さくなる傾向がみられた (図-6.4b)。また、 50 kg m^{-3} 未満では高度1 kmと異なり、 ρ_N が小さいほど大きな Z_{DR} の値 (~0.2 dB) がみられた。 Z_H が20 dBZ未満の小さな値を示していることから、“dendrite type”の扁平した小さな粒子の存在を示唆しており、高度1 kmではこれが併合成長により扁平度が小さくなったために、 ρ_N の変化に対する値の差異が小さくなったと推察される。一方で、 $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ では値の差異は高度1 kmと同様に小さかった。また、 ρ_N に対する Z_{DR} のばらつきは大きくなっており、 $R=-0.61$ と高度1 kmより相関係数が小さかった。

気温-15 °C高度における Z_H は、 ρ_N が大きくなるほど Z_H が大きな値を示しており、 $R=0.66$ と高度1 km、気温-15 °C高度の Z_{DR} より相関が良かった (図-6.4c)。これは、併合成長の度合いが大きい事例では Z_H の勾配が大きかったこと、あるいはDGLにおける数密度が小さく Z_H が小さかったことを表していると考えられる。このように、 Z_H の値から ρ_N を推定する場合は地上付近ではなく上空の気温-15 °C高度に着目したほうがよいことが示された。しかしながら、 $\rho_N > 60 \text{ kg m}^{-3}$ では ρ_N の値に対する上限値がおおよそ30 dBZでおおよそ一定であり、着氷成長の度合いがある程度強い事例の ρ_N の差異は十分に表現できない可能性がある。

最後に、気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h は、 ρ_N が大きくなるほど値が小さくなっており、 $R=-0.73$ と最も相関がよかった (図-6.4d)。高度1 kmでみられた $\rho_N \sim 60 \text{ kg m}^{-3}$ を境とした傾向の変化は確認されず、 Z_{DR} 、 Z_H の変化率が少ない ρ_N が大きな範囲においても値の変化率はほぼ一定であり、シームレスに ρ_N の変化を表現できることが分かった。これは、DGLにおける K_{DP}/Z_h の大きな値は、併合成長が進む前の扁平した粒径の小さな粒子に対応しており、このような粒子が併合成長して降り積もった雪は、積雪内の空隙が多くなるために ρ_N が小さな値を取ると推察される。

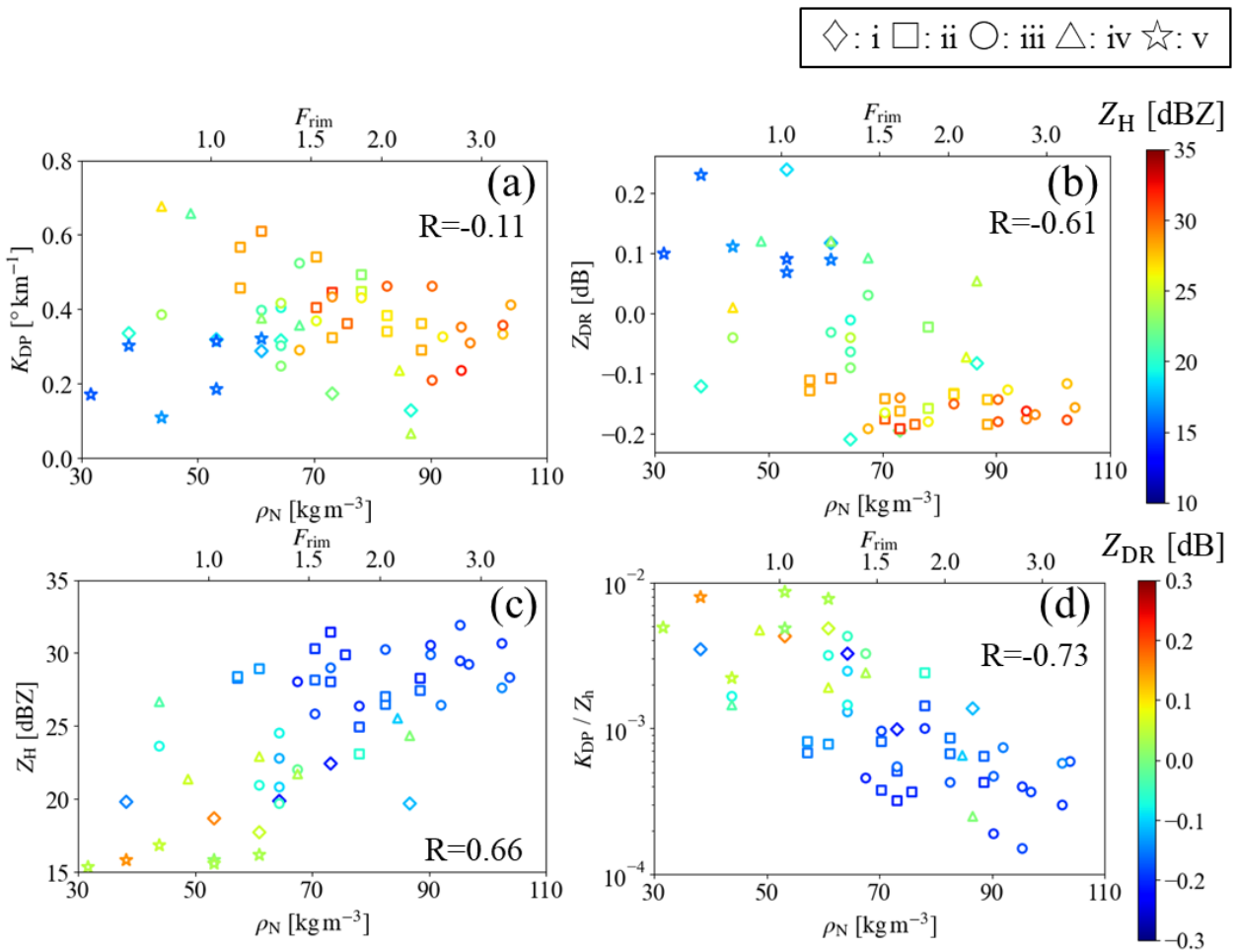


図-6.4 Parsivel²による ρ_N と気温-15 °Cにおける(a) K_{DP} , (b) Z_{DR} , (c) Z_H , (d) K_{DP}/Z_h プロットしたマークはケース i ~ v, 色は(a, b) Z_H および(c, d) Z_{DR} を示す

以上より, 気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h が最も相関よく地上での新雪密度 ρ_N を表現できることが分かった. 図-6.4d に示したプロットについて回帰分析を行い, 経験式(6.1)を得た.

$$\rho_N = -28.7 \log\left(\frac{K_{DP}[-15\text{ °C}]}{Z_h[-15\text{ °C}]}\right) - 13.6 \quad (6.1)$$

決定係数 R^2 は 0.68, 二乗平均平方誤差 RMSE は 12.1 kg m⁻³ であった.

式(6.1)を用いることの利点として, 気温-15 °C高度を対象としているためにレーダーから観測できる範囲が広いことが挙げられる. ただし, 対象事例の地上気温は-3.3~-0.6 °C, 気温-15 °C高度は 1700~2200 m であり, 気温-15 °C高度から落下する距離, 時間の幅は小さかった. 気温-15 °C高度が高いほど, 併合成長, 着氷成長が進む機会が増えると考えられるため, 別途に高度をパラメータとして加えることが検討される. また, 本研究で対象とした降雪の F_{rim} は 0.6~3.3 であり, 霰のみがふるような $F_{rim} \sim 5$ の事例は含まれていない.

そのような事例では上空まで K_{DP} が負の値となっている可能性があり, 式(5.1)は適用できないので別途検討が必要となる. 加えて, より高緯度の地域や標高の高い地域の地上気温が低い環境下での降雪について, 適用可能性の検討が必要である.

6.3 2022年1月17日 6:00~15:00UTCの降雪事例

本節では2022年1月17日の降雪事例を対象に、前節で検討した気温 -15°C 高度の $K_{\text{DP}}/Z_{\text{h}}$ と新雪密度 ρ_{N} の経験式(6.1)と、野口ら(2010)による従来の地上気温による経験式(4.5)による推定結果を比較する。2022年1月17日は6:00UTC頃に気温が 0°C 未満となるとともに積雪深が増え始め、15:00UTCに最大積雪深13cmを記録した(図-6.5)。図-6.6aに図-5.2と同様の日本域地上天気図を、図-6.6bに図-5.3と同様のMSM初期値の地上風速と海面校正気圧およびひまわり8号の赤外面像を示した。当該日の相関場は西高東低の冬型の気圧配置で(図-6.6a)、日本海上にはJPCZが確認された(図-6.6b)。ただし、2021年1月8日~10日と同様に、新潟市の降雪はJPCZの収束帯の直下ではなく、その北側の降雪雲によってもたらされたものである。

図-6.7にG-PIMMSで観測した降雪粒子の画像を示す。8:00~9:00UTCは冠雪のため欠測であった。本事例では全体を通して雪片が主要な降雪粒子であったが、6:00~7:00UTCではわずかに霰が確認された(図-5.19上段6:21UTC)。9:00~10:00UTCでは空隙が多く粒径の大きい雪片が多くみられ、その後時間とともに粒径が小さく、雲粒の付いた雪片が多くみられるようになった。

図-6.8に偏波パラメータ(Z_{H} , K_{DP} , Z_{DR} , $K_{\text{DP}}/Z_{\text{h}}$)の時間・高度断面を示す。6:00~7:00UTCでは霰の存在を示す負の K_{DP} , Z_{DR} が見られた。DGLにおける K_{DP} , Z_{DR} の極大値は7:00~11:00UTCまでみられ、特に Z_{DR} は7:00~9:00UTCに、 K_{DP} は9:00~10:00UTCに厚い極大値の帯がみられた。11:00UTC以降も断続的にDGLの極大値が確認できるが、鉛直勾配の小さい Z_{H} に伴うものであり、 $K_{\text{DP}}/Z_{\text{h}}$ の値は小さかった。13:00~14:00UTCは雲長高度が低くノイズが多いことから降雪雲の端を捉えていると考えられる。このため、気温 -15°C 高度の $K_{\text{DP}}/Z_{\text{h}}$ は負の値をとり、式(6.1)は適用できなかった。

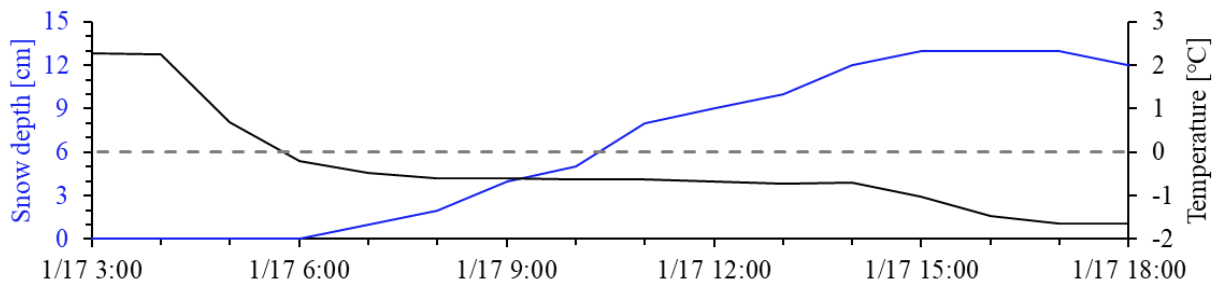


図-6.5 積雪深（青線）と地上気温（黒線），破線は気温 0 °C
2022/1/17 3:00UTC~18:00UTC

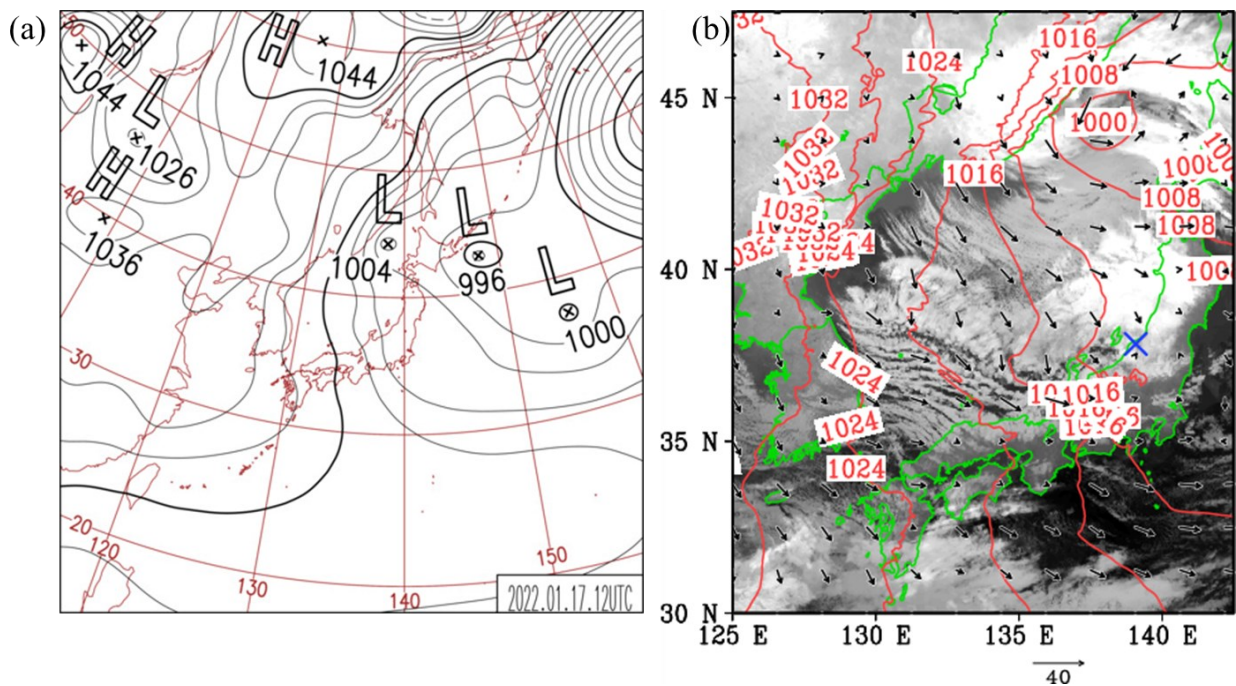


図-6.6 (a) 日本域地上天気図（デジタル台風 HP より引用），(b) MSM 初期値の地上風速および海面校正気圧とひまわり 8 号の赤外面像，ひまわり 8 号の赤外面像は NICT サイエンスクラウドより取得，2022/1/17 12:00UTC

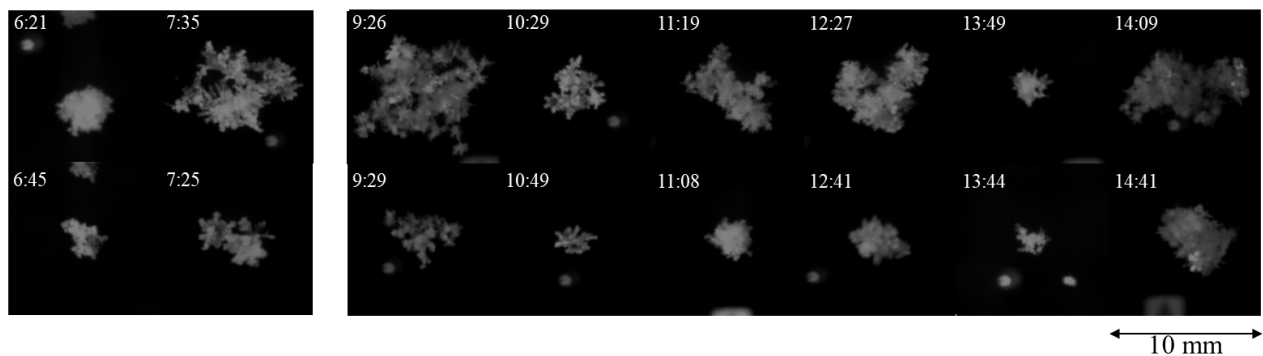


図-6.7 G-PIMMS による降雪粒子画像，各画像の幅は 10 mm，8:00~:900 は欠測

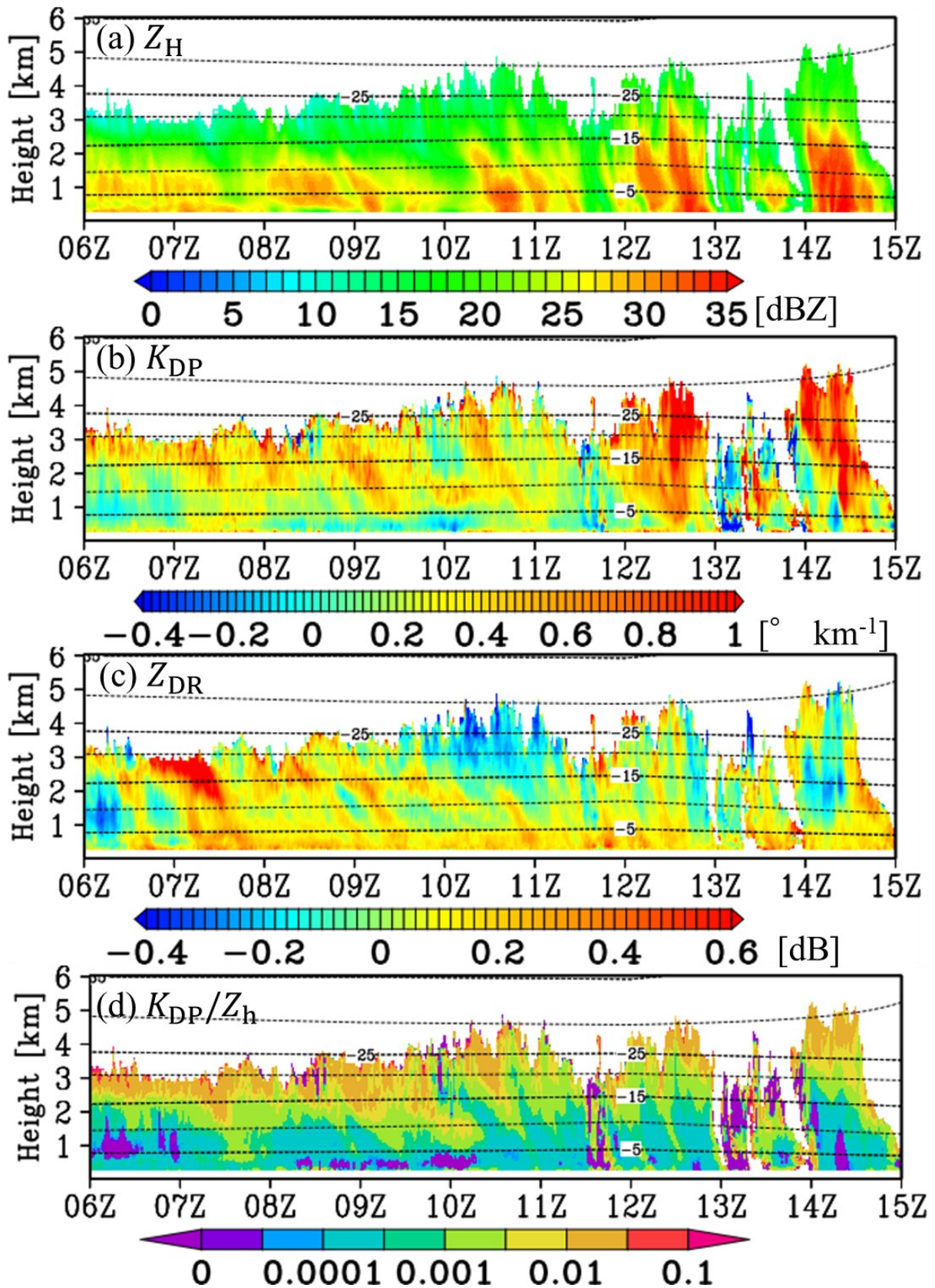


図-6.8 (a) Z_H , (b) K_{DP} , (c) Z_{DR} , (d) K_{DP}/Z_h の時間・高度断面, 破線はMSMによる気温 (-5 $^{\circ}\text{C}$ ~ -40 $^{\circ}\text{C}$, 5 $^{\circ}\text{C}$ ごと), 2022/1/17 6:00~15:00UTC

図-6.9 に ρ_N の, Parsivel² の観測値に式(4.8)を適用した推定値, 地上気温に式(4.5)を適用した推定値, および気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h に式(6.1)を適用した推定値を示す.

まず, 真値と仮定する Parsivel² による推定値では, 6:00~7:00UTC の 82.5 kg m^{-3} から時間とともに ρ_N が減少し, 8:00~9:00UTC で最小値 48.7 kg m^{-3} となった. その後, 増加方向にトレンドが変化し 14:00~15:00UTC で最大値 96.8 kg m^{-3} となった.

地上気温による推定では当該の事例では地上気温が-1.0~-0.5 °Cとほとんど変化がなく, ρ_N も $69.7 \sim 79.3 \text{ kg m}^{-3}$ でほぼ一定で, かつ Parsivel² による推定値の時間変化と全く一致していない. 特に 7:00~13:00UTC では ρ_N を過大評価しており, 降雪深を過小評価する点で危険側の評価となる可能性がある. Parsivel² による推定値を真値と仮定したとき, 相関係数 R と二乗平均平方誤差 RMSE はそれぞれ-0.56, 52.0 kg m^{-3} であった.

偏波レーダーで観測した気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h による推定値では, 6:00~8:00UTC および 14:00~15:00UTC でやや ρ_N を過小評価しているが, ρ_N の時間変化の傾向については Parsivel² による推定とほぼ一致していることが確認できた. Parsivel² による推定値を真値と仮定したとき, 相関係数 R と二乗平均平方誤差 RMSE はそれぞれ 0.77, 11.5 kg m^{-3} であった.

以上のように, 気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h を利用した ρ_N の推定は, Parsivel² による地上での降雪粒子の観測から推定する ρ_N の時間変化をよく表現できていることが分かった. また, 従来の地上気温による推定に比べて, 相関係数 R は-0.56 から 0.77 に, 二乗平均平方誤差 RMSE は 52.0 kg m^{-3} から 11.5 kg m^{-3} に改善することが分かった. しかしながら, 前節でも述べたように気温-15 °C高度の K_{DP} が負になるような事例に対しては推定ができないため, 例えば霰を想定した ρ_N を与えるなどの検討が必要である.

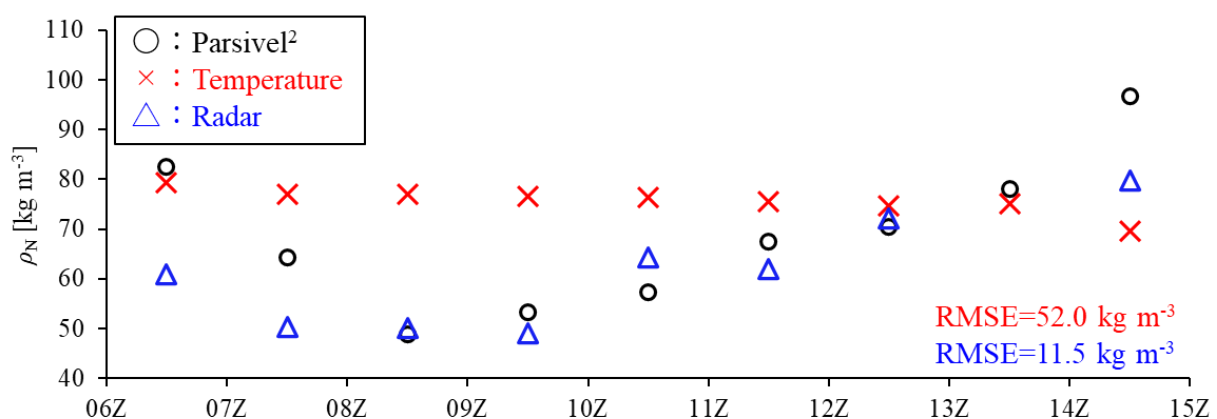


図-6.9 新雪密度の Parsivel² による推定値, 地上気温による推定値, および偏波レーダー (気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h) による推定値, RMSE は Parsivel² による推定値を真値と仮定したときの気温および偏波レーダーによる推定値の誤差
2022/1/17 6:00~15:00UTC

6.4 結語

本章では新潟市の観測データを基に、偏波パラメータから新雪密度 ρ_N を推定する方法について述べた。2021年1月の新潟市の降雪5事例（計56時間）を対象に、3章で検討したParsivel²の観測値から推定した ρ_N を真値として、まず降雪粒子に関するパラメータとの関係を調べた。以下に得られた知見をまとめる。

- ρ_N が大きいほど指数関数的に粒径は小さくなる。
- ρ_N と数密度（全粒子数）の間には明確な関係性が確認できなかった。
- ρ_N が大きくなるほど形状係数 $L_a - L_b$ は小さくなる（縦横比が1に近くなる）。ただし、 $\rho_N < 70 \text{ kg m}^{-3}$ では $L_a - L_b$ はおおよそ一定であった。
- 偏波パラメータに直接影響するものではないが、 ρ_N が大きくなるほど円形度は線形的に大きくなり1に近づく。粒子画像から円形度を算出することで ρ_N を推定できる可能性がある。

次いで、偏波パラメータの高度1 km および気温-15 °C高度（DGL）における1時間平均と ρ_N の関係を調べた。以下に得られた知見をまとめる。

- 高度1 km では Z_{DR} が最も ρ_N とよい相関を示す。ただし、 $\rho_N < 50 \text{ kg m}^{-3}$ および $\rho_N > 70 \text{ kg m}^{-3}$ では違いがあまりみられなかった。また、 ρ_N の値に対する変化量が小さい（約0.2 dB）ことから、得られた関係性を用いて実運用を行うにはバイアス補正の精度が懸念点となる。
- 気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h は最も ρ_N とよい相関を示し、高度1 km における Z_{DR} よりも相関係数がよかった。また、 ρ_N の範囲によらず、変化率はほぼ一定であり、シームレスに ρ_N の変化を表現できることが分かった。

気温-15 °C高度における K_{DP}/Z_h と ρ_N の関係について回帰分析を行い、得られた経験式を用いて2022年1月17日6:00~15:00UTCの降雪事例に適用した。得られた推定値は、Parsivel²による地上での降雪粒子の観測から推定する ρ_N の時間変化に対応しており、従来の地上気温による推定では表現できなかった ρ_N の時間変化を評価できることを示した。

参考文献

- 北本朝展: デジタル台風. <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/weather-chart/>
- NICT サイエンスクラウド: ひまわり衛星データアーカイブ, <https://sc-web.nict.go.jp/himawari/himawari-archive.html>
- Griffin, E. M., T. J. Schuur, and A. V. Ryzhkov 2018: A polarimetric analysis of ice microphysical processes in snow, using quasi-vertical profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **57**, 31–50.
- Japan Meteorological Agency, 2019: Japan Meteorological Agency Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency (March 2019), <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>.
- Locatelli JD, Hobbs PV. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research*, **79**: 2185–2197.
- Moisseev, D., von Lerber, A., and Tiira, J. 2017: Quantifying the effect of riming on snowfall using ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 4019–4037.

第7章 結論

本研究では X バンド偏波レーダーの観測データを利用して、気温 0℃未満の乾いた雪を対象に新雪密度を推定することを試みた。

第 1 章では、本研究の背景として鉄道における雪害を例示するとともに、列車の合間に軌道内に降る降雪深の評価、および新幹線床下着雪量の評価において新雪密度が重要なパラメータであることを述べた。新雪密度は雪板を用いた人力での観測が必要となるため、そもそも 1 時間程度の高頻度な観測が難しく先行研究における取り組みが少ない。また、現状の気温などの気象要素を用いた推定では、特に気温 0℃未満の乾いた雪に対しては、新雪密度の違いをもたらす着氷成長の度合いを十分に表現できていない。このため、本研究では 1 基で広範囲をカバーできる X バンド偏波レーダーを利用して、降雪粒子の種別や着氷成長の度合いを考慮して面的に新雪密度を評価する方法を開発すること目的とした。1 時間という短い評価時間で新雪密度のデータを多数収集すること、それを偏波パラメータで評価することはこれまでどの研究でも行われておらず、本研究独自の取り組みである。

第 2 章では、偏波レーダーで観測する水平偏波のレーダー反射因子 Z_H 、レーダー反射因子差 Z_{DR} 、位相差変化率 K_{DP} について降雪粒子の変化に対する応答を整理するとともに、着氷成長の度合いと偏波パラメータの振る舞いおよび偏波パラメータの鉛直変化について、既往研究で報告されている知見を整理した。

液水と固体降水を対象としたレーダー観測の違いは、誘電率に関する係数に降雪粒子の密度を考慮する必要があること、降雪粒子の粒径に対する密度、形状（縦横比）が一様でないことである。偏波パラメータの降雪粒子の変化に対する応答を以下に述べる。

- Z_H は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、また数密度が高いほど大きな値を示す。
- Z_{DR} は粒径分布には影響されず、降雪粒子の密度が大きいほど、また縦横比が小さいほど大きな値を示す。 Z_{DR} は数密度の影響がない点において、降雪粒子の形状に対して感度良く対応する利点があるが、バイアス補正を必要とすること、降雪に対する Z_{DR} の値はバイアスの値に対して十分に大きくないことに留意する必要がある。
- K_{DP} は降雪粒子の密度が大きいほど、粒径が大きいほど、縦横比が小さいほど、また数密度が大きいほど大きな値を示す。粒子の縦横比によって値が変わる点で Z_{DR} と同様であるが、数密度や粒径によっても値が変化するため Z_{DR} と K_{DP} の値の傾向は必ずしも一致

しない。しかしながら、バイアス補正を必要としない点、粒径の3乗に対して値が変化するため、粒径の6乗に依存する反射因子やその差である Z_{DR} より小さな粒子に対して感度が高い点が利点として挙げられる。

- K_{DP}/Z_h は数密度に影響されず、縦横比が小さいほど値が大きくなる点で Z_{DR} と同様であるが、降雪粒子の密度に影響されず、粒径が大きいほど値が小さくなる。

偏波パラメータは着氷成長の度合いが大きくなると Z_H は増加し、 Z_{DR} 、 K_{DP} は減少する。ただし、併合成長においても粒径が増加し、粒子が球形に近づくために、偏波パラメータは着氷成長と似た傾向を示し、落下速度や2周波による観測を実施しない場合、偏波パラメータだけで区別することは困難であると既往研究で報告されている。また、偏波パラメータは鉛直に大きく変化するため、観測高度が重要となる。降雪を対象とした偏波レーダー観測では、気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 付近の高度（DGL: Dendritic Growth Level）では縦横比の小さい樹枝状（Dendrite）および板状（Plate）の結晶が形成され、 K_{DP} 、 Z_{DR} の極大値が観測される。また、併合、着氷成長に伴って、DGLから地上に向かって Z_H は増加し K_{DP} 、 Z_{DR} は減少する。このため、地上付近では K_{DP} 、 Z_{DR} が0に近い値をとるために、降雪の定量的な評価が困難となっている。

第3章では、本研究の目的の達成に必要なデータを収集するために実施した観測について述べた。Xバンド偏波レーダーを設置した新潟県新潟市では、降雪粒子観測を行った地上観測点に観測者が常駐できる拠点がないため、雪板を用いた人力による新雪密度の観測では十分な観測データを得ることは難しいという課題があった。そのため、まず新潟県南魚沼市に位置する鉄道総研塩沢雪害防止実験所を拠点として、高頻度に新雪密度の人力観測を行い、降雪粒子の粒径・落下速度分布を自動で観測する光学式ディストロメータ Parsivel² の観測値から新雪密度を推定する手法を開発することとした。これを新潟市の地上観測データに適用し、偏波レーダーの観測との比較を行った。第3章では新潟市、南魚沼市の2つの観測点に設置した観測機器と得られるデータおよびその取扱いについて整理した。

第4章では、南魚沼市における気温 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 未満の157事例の新雪密度の観測を基に、地上観測データを利用した新雪密度の推定手法について述べた。

まず、新雪密度と平均気温、相対湿度、風速の関係を調べたところ、気温、相対湿度が大きいほど新雪密度の大きな事例が出現し易くなることが確認された。しかしながら、気温や相対湿度の値に対する新雪密度の下限値はおよそ一定で、地上の気温、相対湿度だけでは着氷成長の度合いの変化を表現しきれないことを述べた。また、風速については新雪密度との相関がみられなかった。

次に、Parsivel²で観測される粒径・落下速度分布を用いて、着氷成長の度合いの平均値 F_{rim} を事例ごとに計算した。計算した値と新雪密度の関係性を調べたところ、 F_{rim} が大きいほど新雪密度は大きくなり、その増加率は F_{rim} が小さい範囲で大きく、 F_{rim} が大きい範囲では緩やかであった。この分布に対して回帰分析を行い、 F_{rim} を利用した新雪密度の推定式を提案した。降雪粒子の画像が観測できる G-PIMMS の観測データも示して、提案した推定式で降雪粒子の種別を区別することなく、粒子の種別が混在している事例も扱うことが可能であることを述べた。

第5章では、偏波パラメータと新雪密度の関係性を調べる対象とする、2021年1月の新潟市の降雪事例について述べた。2021年1月に観測した気温 0°C 未満での降雪5事例（計56時間）について総観場や事例ごとの新雪密度、気象条件を整理した。このうち、新雪密度が小さかった事例、大きかった事例、事例中に大きく新雪密度が変化した事例を例として、Parsivel²で得られた粒径、数密度、G-PIMMSの粒子画像から求めた縦横比および偏波パラメータの時間変化を示した。これら3事例から、先行研究で報告されているような着氷成長の度合いに対する Z_{H} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} の値や鉛直勾配の変化は確認できることもあるが、どの事例に対しても適用できるものではないことが示唆された。特に、 Z_{DR} 、 K_{DP} の振る舞いは Z_{H} の値の大きさに依存している可能性を示した。

第6章では、3章で検討した Parsivel² の観測値から推定した新雪密度を真値として、まず降雪粒子に関するパラメータとの関係を調べ、以下の知見を得た。

- ・新雪密度が大きいほど指数関数的に粒径は小さくなる。
- ・数密度と新雪密度の間には明確な関係性が確認できない。
- ・新雪密度が大きくなるほど、粒子の縦横比は1に近くなる。ただし、新雪密度が 70 kg m^{-3} でより小さい範囲では縦横比はおよそ一定である。

次いで、地上に近い高度 1 km および気温 -15°C 高度（DGL）における偏波パラメータの1時間平均と新雪密度の関係を調べ、以下の知見を得た。

- ・高度 1 km では Z_{DR} が最も新雪密度とよい相関を示す。ただし、新雪密度が 50 kg m^{-3} より小さい、あるいは 70 kg m^{-3} より大きい範囲では Z_{DR} の新雪密度に対する変化率は小さい。また、全体として、 Z_{DR} の新雪密度の変化に対する値の幅は小さい（約 0.2 dB ）ため、得られた関係性を用いて実運用を行うにはバイアス補正の精度が懸念点となる。
- ・気温 -15°C 高度における $K_{\text{DP}}/Z_{\text{H}}$ は最も新雪密度とよい相関を示し、高度 1 km における Z_{DR} よりも相関係数がよかった。また、新雪密度の値の範囲によらず、変化率はほぼ一定で

あり，シームレスに新雪密度の変化を表現することができる．気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度における K_{DP}/Z_h は，同高度における扁平な小粒子の存在に対応しており，そのような粒子が併合成長した雪片が積もったとき，積雪内の空隙が多くなり新雪密度が小さくなると推察される．

上記より，気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度における K_{DP}/Z_h と新雪密度の関係について回帰分析を行い，新雪密度の推定式を提案した．提案した推定式を2022年1月17日6:00~15:00UTCの降雪事例に適用し，従来の気温による推定では表現できなかった新雪密度の時間変化を表現できることを示した．

以上に述べたように本論文ではXバンド偏波レーダーの観測データを利用した乾いた雪の新雪密度の推定手法の開発に関する研究成果について示した．気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ の小さく扁平な粒子が形成される高度に着目し，同高度の位相差変化率 K_{DP} とレーダー反射因子 Z_h を用いて，地上での新雪密度を推定できることがわかった．気温 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度のデータを利用することは，レーダーから離れた箇所でも観測可能な点でも利点がある．今後は国土交通省が設置しているXバンド偏波レーダーネットワーク（XRAIN）の観測データへの適用を検討する．

本研究で検討したのは気温 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 未満の乾いた雪に対する推定手法である．降雪深さが多く，また新幹線走行時の床下着雪量が多くなるのは，新雪密度の軽い雪であることから雪害リスクが高い降雪を捉えられる手法であるといえる．ただし，新潟県における観測データのみを基に解析を行っており，他地域への適用性を検討する必要がある．また，本研究で提案した手法は乾いた雪を対象としており，融解の度合い，含水率が支配的な要因となる湿った雪の新雪密度については，別途に推定手法を検討する必要がある．

最後に，本研究で得られた成果が雪害の低減に役立つことを願って本論文の結びとしたい．

謝辞

本論文の作成にあたっては、多くの方々からご指導とご支援を頂きました。

本研究を進めるにあたり、京都大学防災研究所・中北英一教授には、終始変わらぬご指導、ご鞭撻を賜りますとともに、研究に対する熱意、真摯に取り組むことの大切さを教えて頂きました。また、一社会人として、一研究者としてどうあるべきかを学ばせて頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。

京都大学防災実験所・山口弘誠准教授には、学部、修士課程在籍時から10年間にわたり多大なご指導を頂きました。学部、修士課程時代にはプログラムの書き方、研究計画の立て方に始まり、就職活動時や鉄道総研入社後にいたるまで、ここに挙げきれないほど相談に乗っていただきました。ここに重ねて御礼申し上げます。

本学位論文の審査を引き受けてくださいました、京都大学防災研究所・田中賢治教授、佐山敬洋教授には、合同ゼミなどでの的確なご指摘やアドバイスを頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。

本研究は公益財団法人鉄道総合技術研究所の諸氏のご理解とご協力のもとに行われたものです。特に、編入学にあたりサポートを頂きました元 防災技術研究部・太田直之部長（現京都大学教授）、元 防災技術研究部気象防災研究室・飯倉茂弘室長（現 同鉄道技術推進センター管理課長）に厚く御礼申し上げます。また、防災技術研究部・布川修部長、気象防災研究室・鎌田慈室長、荒木啓司主任研究員（上級）、福原隆彰主任研究員、佐藤亮太副主任研究員、高橋大介研究員、竈本倫平研究員、栗原璃研究員、高沢幸子様、契約課・宍戸真也主査には、観測、研究の実施にあたり様々なご協力を頂きました。重ねて御礼申し上げます。

本研究は鉄道総研・山口大学・一般財団法人日本気象協会の共同研究で観測したデータから得られた成果です。山口大学大学院創成科学研究科農学系学域・鈴木賢士教授には、プロジェクトの立ち上げから観測の実施、データの解析にいたるまで多くのご指導、ご協力を頂きました。プロジェクト開始当初は観測についてほとんど知識、経験がなく多大なご迷惑をおかけしたかと思えます。ここに、深く感謝申し上げます。

上述した共同研究は、日本気象協会・辻本浩史事業本部長、丹治和博統括主幹、須藤哲寛課長と鉄道総研・荒木啓司主任研究員（上級）にお呼び頂いた飲み会の席で日本気象協会様を含めた3社での実施が決まりました。増田有俊室長、小笠原範光課長、野村茂行主任技師、柴村哲也様をはじめとして、観測の実施にあたり日本気象協会の多くの方にご協力を頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。

防災科学技術研究所・前坂剛博士、出世ゆかり博士、大東忠保博士には偏波レーダーのデータの解釈について、専門家からの的確なご指摘やアドバイスを賜りました。深く感謝申し上げます。

さらに、京都大学防災研究所中北研究室・故辻まゆみ様には、社会人博士として、またコロナ渦で研究室にお伺いできないなか、多くのサポートを頂きました。直接の御礼を伝えられないのが残念でなりません。ここに深く感謝し、厚く御礼申し上げます。