

大気レーダー・偏光ライダーによる雲・降水領域内及び その周辺の鉛直流観測 － CLEAR における観測結果 －

妻鹿友昭 (京大生存研), 山本真之 (京大生存研), 阿保真 (首都大), 柴田泰邦 (首都大),
橋口浩之 (京大生存研), Hubert Luce (仏・Université du Sud-Toulon Var),
山本衛 (京大生存研), 山中大学 (海洋研究開発機構), 深尾昌一郎 (福井工大)

1 はじめに

降雨は層状性降雨と対流性降雨に大別される．対流性降雨と層状性降雨は鉛直流と凝結物の落下速度により分類され，落下速度より大きい鉛直流が存在する領域は対流性降雨，それ以外が層状性降雨である．背の高い層状性降雨は，上層に存在する雲粒が雲内を落下しながら凝結・併合・雲粒捕捉により切片や氷晶として成長し，0 度高度直下から融解し降雨となる (Houze, 1993)．氷の相を持つこれらの凝結物は，その成長過程の差異により大きさや形状が変化する．特に，層状性降雨の雲の上層に存在する上昇流は，雲内を落下する凝結物を雲内に留める重要な要因であり，凝結物の成長過程を決定する大きな要因である．また，上昇流は水蒸気から凝結物への相変化に伴う凝結熱により生成される．そのため，層状性降雨における凝結物成長と鉛直流の関連を明らかにすることは，層状性降雨の理解に不可欠である．

鉛直流を高い時間・鉛直分解能で直接測定できる手段としてウインドプロファイラがある．特に，50MHz 帯のウインドプロファイラは大気擾乱からの散乱エコーと降雨からの散乱エコーを分離できるため，鉛直流と凝結物の落下速度を同時に測定できる唯一の測器である (Sato *et al.*, 1990)．また，雲の観測にはライダーが有用である．特に，偏光解消度 (LDR) を測定する偏光ライダーは雲の相 (氷・水) の判別が可能である (Sassen, 1991)．本報告では，50MHz 帯ウインドプロファイラである赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) と偏光ライダーの同時集中観測である Cloud observation campaign using Lidar and Equatorial Atmosphere Radar (CLEAR) における層状性降雨の観測結果を用いて，層状性降雨を維持する上昇流が融解層の特性に与える影響を述べる．

2 EAR とライダーの集中観測 (CLEAR)

CLEAR はインドネシア，スマトラ島の赤道大気観測所 (0.2S, 100.32E, 海拔高度 865 m) において 2008 年 12 月 6 日から 23 日の期間に実施された．このキャンペーンの主たる測器は赤道大気レーダー (EAR) と LDR 観測機能付き大型ライダーである．

EAR は送信周波数 47 MHz, 送信ピーク電力 100 kW, ビーム幅 3.4° (半値全幅・片道) のウインドプロファイラである (Fukao *et al.*, 2003)．本データ解析に用いた鉛直分解能は 150 m である．本報告では EAR による鉛直流 (w) の観測結果を示す．

赤道大気観測所設置の大型ライダーは対流圏下層から中間圏までの高度を対象とする多目的ライダーシステムであり (阿保 他, 2006)，対流圏の観測における観測対象は，上部対流圏の巻雲・下部対流圏の水蒸気・上部対流圏から成層圏にかけての気温である．解析に用いたライダーの波長は 532 nm, 送信出力は 200 mJ, 送信パルス周期は 10 Hz である．CLEAR における中部及び下部対流圏の LDR 観測のために，新たに直径 11 cm, 視野角 0.5 mrad の望遠鏡を用いた受信システムが付加された．本報告では，新たに付加された受信シス

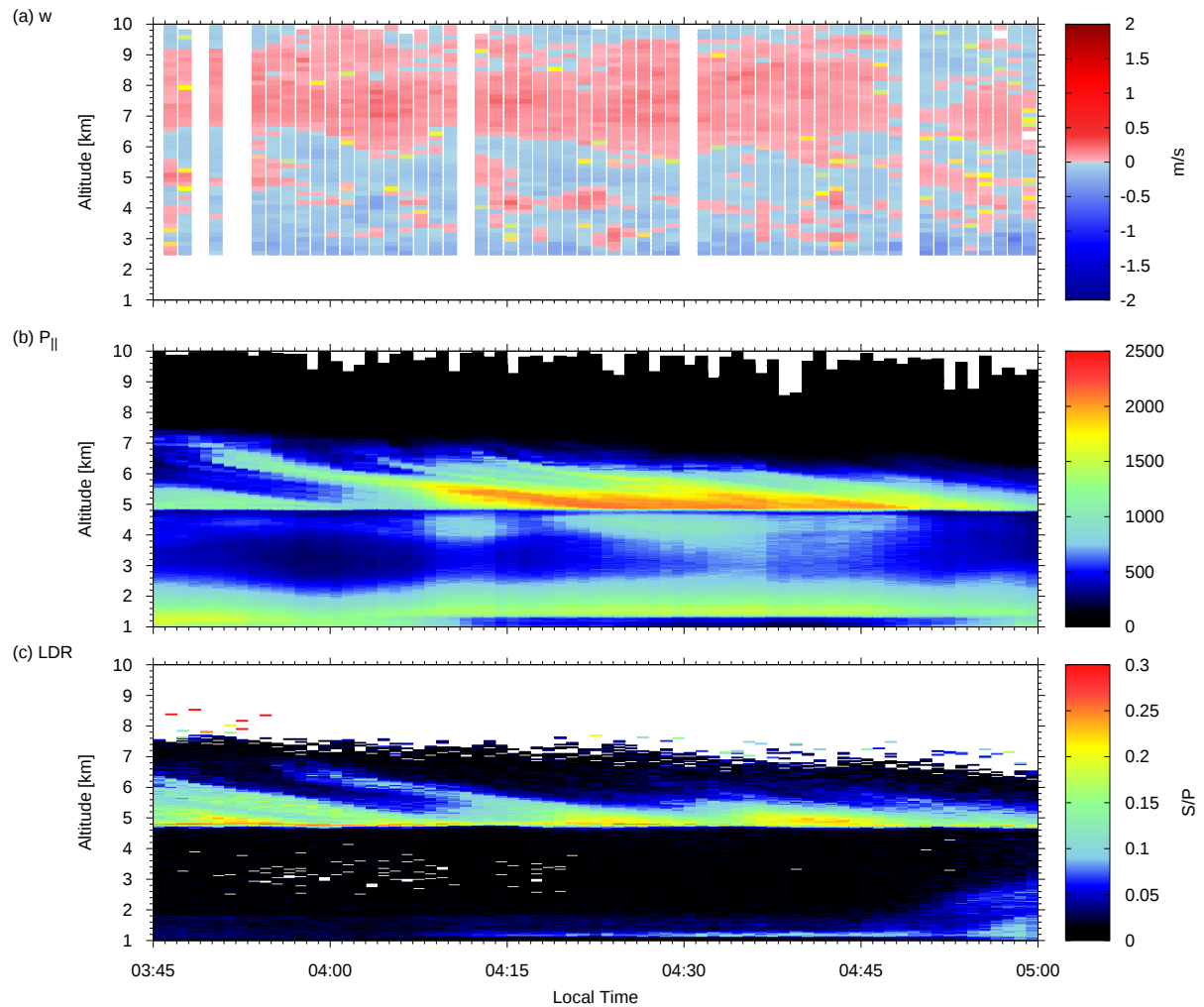


図 1 2008 年 12 月 08 日 0345 LT–0500 LT の間に観測された (a) w , (b) $P_{\parallel}$, (c) LDR の時間高度断面図．正の w は上昇流を示す．

テムで得られた送信偏波面に平行な散乱光の受信強度 ($P_{\parallel}$) と偏光解消度 (LDR) の観測結果を用いる．

3 観測結果

本報告では 12 月 8 日と 12 月 16 日における層状性降雨の観測例に注目する．気象衛星 (MTSAT-1R) の赤外画像によると，12 月 8 日の事例は $10,000 \text{ km}^2$ を超える範囲に輝度温度が 220 K 以下の雲が 2009 年 12 月 7 日の 1700 LT から 12 月 8 日 0400 LT の時期に観測された例である．地上における降雨は 12 月 8 日の 0200 LT まで観測された．この期間は雲頂高度が時間とともに低下しており，0500 LT では輝度温度は 225 K に上昇していた．以降に注目する 12 月 8 日の 0345 LT–0500 LT の期間は，層状性降雨が時間とともに衰退する期間に相当する．

12 月 16 日の気象レーダー観測においては，1645 LT–1910 LT と 1940 LT–2300 LT の期間にレーダー反射因子が 30 dBZ 以上となる地表付近の降雨を観測した．1645 LT–1910 LT の期間では観測サイト近傍で発達した対流性雲に伴う対流イベントが，1940 LT–2300 LT の期間では継続的な層状性降水が観測された．以降

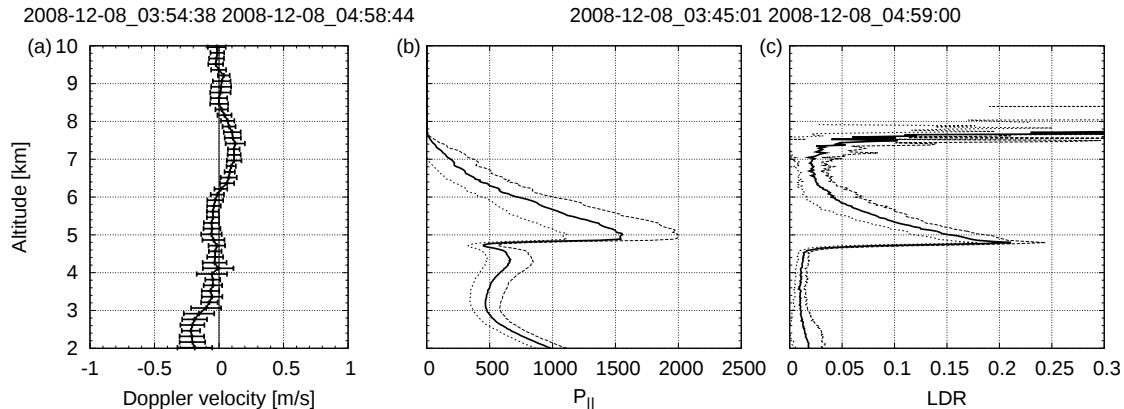


図2 図1の期間で平均した (a) w , (b) $P_{||}$, (c) LDR の高度プロファイル。(a)におけるエラーバーと (b) 及び (c) における点線は標準偏差で定義した値のばらつきを示す。

では、高度 1km 程度の下層雲による欠測の影響なくライダーが高度 4 km 以上を観測した 2000 LT–2145 LT の期間における層状性降雨に注目する。12 月 16 日の 2000 LT–2145 LT の期間では、1 分毎に積算された地上の雨量計は最大で 6 mm h^{-1} 程度の降雨強度を観測した。

12 月 8 日の事例における w , $P_{||}$, LDR の時間高度断面図を図 1 に示す。高度 6.6 km–9.0 km において、 30 cm s^{-1} 以下の上昇流が継続して存在する (図 1a)。図 1b の高度 4.7 km 付近における時間方向に連続して弱い $P_{||}$ はダークバンドと呼ばれ、氷の相を持つ凝結物が一部融解し、粒径が小さくなった状態を示している (Sassen *et al.*, 2005)。一方、ダークバンドより上の高度に存在する相対的に大きい $P_{||}$ と LDR は、粒径の大きい氷晶あるいは雪片の存在を示している。雲内の 0348 LT・高度 7.2 km から 0420 LT・高度 5.0 km に低下する $P_{||}$ と LDR の fallstreak は、粒径が大きかつ非球形の程度が大きい凝結物を含む高度領域が時間とともに降下する様子を示している (図 1b 及び c)。

図 2 は、図 1 に示した期間における w , $P_{||}$, LDR の平均と分散の高度プロファイルである。 w は高度 6.0 km–8.2 km において 10 cm s^{-1} 程度の弱い上昇であり、高度 3.0 km–6.0 km では 10 cm s^{-1} 以下の弱い下降である (図 2a)。この上昇流と下降流の対応は、Houze (1993) に示された、層状性降雨における典型的な鉛直流の鉛直分布と一致する。高度 4.6 km 以下における LDR は 0.02 以下であり、凝結物は雨滴であることを示している。LDR は高度 4.6 km 付近から増加し、ダークバンドの直上 4.80 km で最大となる (図 2c)。そのため、高度 4.60 km–4.80 km に融解層が存在し、その厚さはおよそ 200 m と見積もられる。 $P_{||}$ が高度とともに減少し極小となる (600 以下) 高度と、極小から増大に転ずる (600 以上) 高度はそれぞれ 4.60 km と 4.80 km であり、ダークバンドの存在高度は LDR に見られる融解層の高度範囲と一致する (図 2b)。

12 月 16 日の降雨における w , $P_{||}$, LDR の時間高度断面図を図 3 に示す。高度 6 km 以上では最大約 1.2 m s^{-1} の上昇流が存在し、上昇流の大きさは 12 月 8 日の事例よりも大きい (図 3a)。 $P_{||}$ は 4 km 以下の雨滴による減衰が大きいため、高度 4 km 以上の凝結物からの散乱強度が小さい (図 3b)。高度 4.2 km 以上における LDR は 0.20 以上の値が卓越し、12 月 8 日の事例より大きい値を示している (図 3c)。高度 4.0 km では LDR が 0.1 以下であり、雪片や氷晶が融解して雨滴になったことを示している。高度 4.0 km 以下では $P_{||}$, LDR 共に 12 月 8 日の事例より大きい。この原因は後で議論する。

図 4 は図 3 に示した期間で平均した w , $P_{||}$, LDR の平均と分散の高度プロファイルを示す。高度 6.0 km 以上における w の平均値は 20 cm s^{-1} – 40 cm s^{-1} の上昇であり、12 月 8 日の事例と比較して平均・ばらつきがともに大きく、上昇流は高度 10 km に達する (図 4a)。高度 6.0 km 以下の w は 8 日の事例よりやや大き

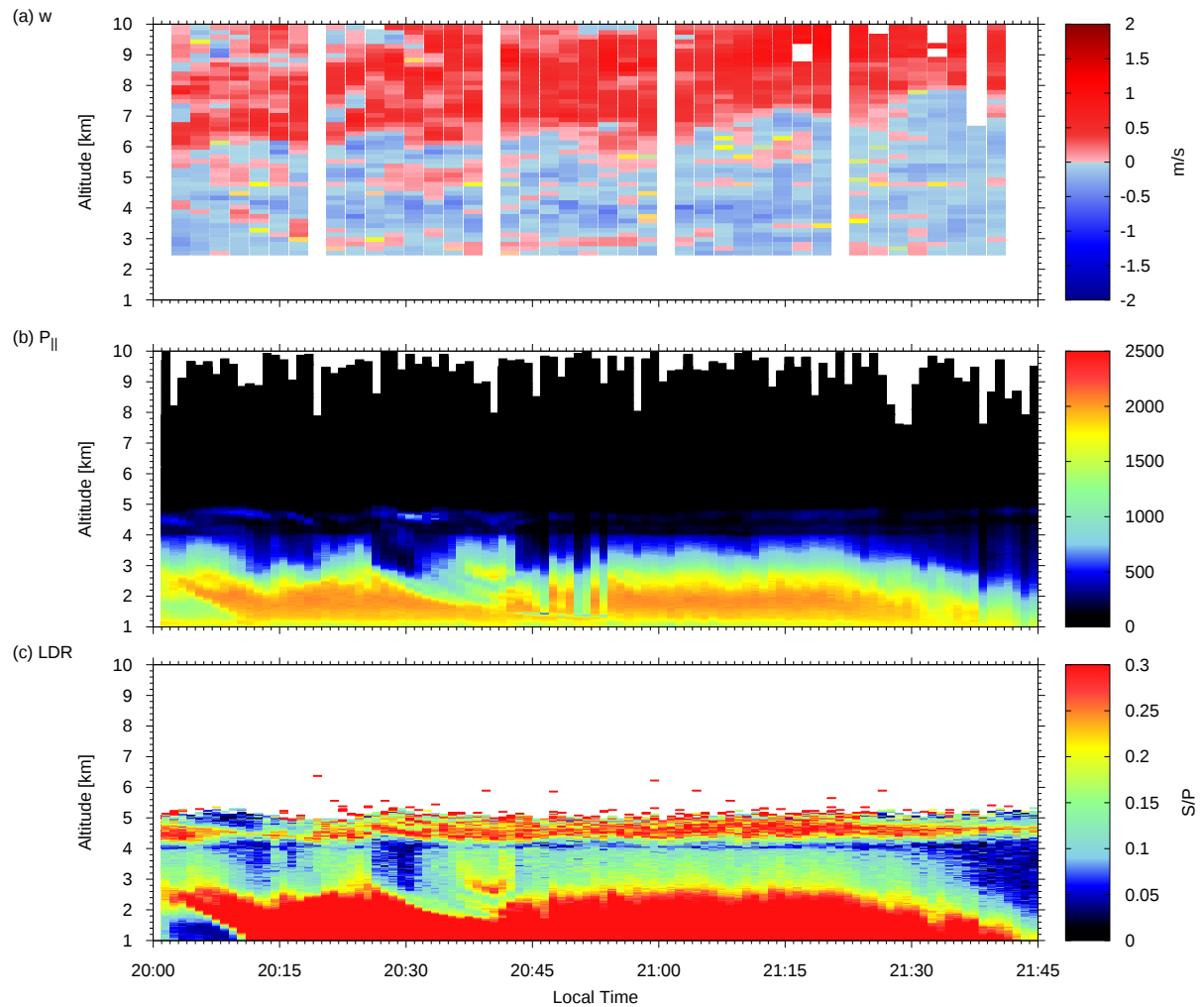


図3 図1と同じ．ただし2008年12月16日2000 LT–2145 LTの期間を示す．

い 10 cm s^{-1} – 20 cm s^{-1} 程度の下降であり、標準偏差に見られる w の変動も12月8日の事例と比較して大きい． $P_{\parallel}$ と LDR は、雨滴による $P_{\parallel}$ 減衰が大きいため高度 4.6 km 以上では定量的評価が困難であるが、高度 4.6 km 以下では12月8日の事例とは異なる特徴が表われている．高度 4.0 – 4.6 km では高度に伴う LDR の増大が見られることから、融解層の下限は 4.0 km であり、融解層の厚さは少なくとも8日の事例より厚い 600 m 以上と見積もられる(図 4c)． $P_{\parallel}$ は高度 4.0 km – 4.4 km で極小となり、融解層内におけるダークバンドの存在を示している(図 4b)．

融解層の厚さと凝結物の落下速度をより詳しく述べるため、EAR で得られたドップラースペクトルの高度分布を図 5 に示す．図 5a に示す12月8日の事例において、 0 m s^{-1} 付近のドップラー速度を持つエコーが鉛直流を表す大気エコーであり、高度 3.0 – 7.0 km においてドップラー速度が -8 から -1 m s^{-1} の大きさを持つエコーが凝結物エコーである(図 5a)．高度 4.7 km 付近で凝結物の落下速度が高度とともに大きく減少する(約 6 m s^{-1} から 2 m s^{-1}) 融解層の存在を示している．EAR に見られる融解層の高度は、 $P_{\parallel}$ に見られるダークバンドと高度に伴う増加する LDR が示す融解層の高度と一致する(図 2b 及び c)．

12月16日の事例における 0 m s^{-1} 付近の大気エコーは、積雲対流に伴う重力波などに伴う擾乱の影響に

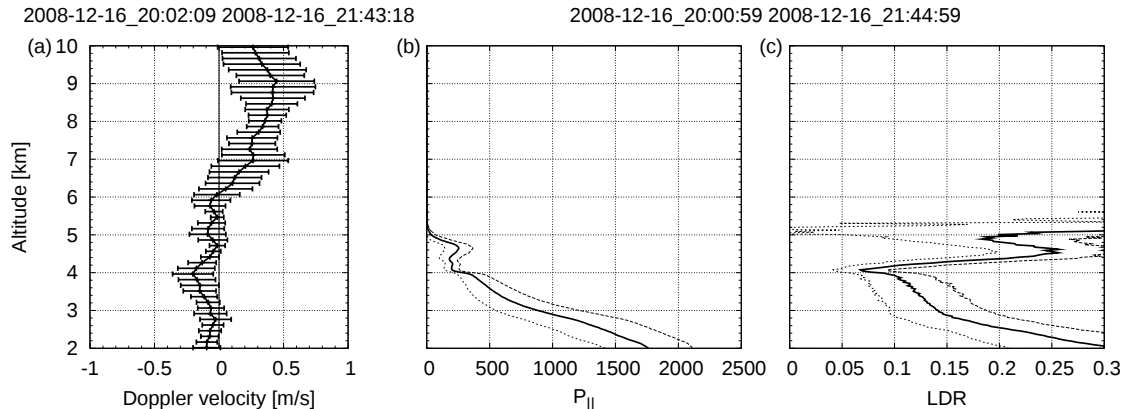


図4 図2と同じ．ただし図3に示す期間で平均した高度プロファイル．

より，12月8日の事例と比較して大きい高度変化を持つ（図5b）．また，高度4.0 km–4.8 kmに、高度とともに凝結物の落下速度が大きく減少する（ 11 m s^{-1} から 2 m s^{-1} ）融解層が見られる．EARのドップラースペクトルに見られる融解層の下限が高度4.0 km付近であることは，高度4.0 km以上における $P_{\parallel}$ の極小と，高度4.0 km以上における LDR の増加に一致している（図4b及びc）．

最後に，12月16日の事例で見られた，高度4 km以下において0.1以上の値を持つLDRの成因を議論する．融解層より低い高度における雨滴エコーの落下速度は，12月16日の事例では 6 m s^{-1} 以上が支配的であり，12月8日の事例では 6 m s^{-1} 以下が支配的である．この事実は，12月16日の事例における雨滴の粒径が12月8日の事例よりも大きい（1.5 mm程度より大きい）ことを示している．また，粒径の小さい雨滴は球形あるいは下部の扁平度が高い構造を持つが，半径0.25 cm以上の大きい粒径の雨滴の平均的な形状は底が凹型となる（*Pruppacher and Pitter, 1971*）．12月16日の事例では，12月8日の事例と比較した場合、高度4 km以下の大きいwの標準偏差が示すように風速擾乱が大きい（図2a及び図4a）．風速擾乱や水平風の影響がレーザービームに対して非対称な雨滴の形状を形成し，LDRを増大させる原因となっている可能性がある．融解により氷の層を持つ凝結物が存在しなくなる融解層最下端の高度4.0 km付近でLDRと $P_{\parallel}$ が極小を持つ事実は，凝結物が融解により溶けきった時には球形に近い形状を持ち，落下するに従って非球形の構造に変形することを示唆している．より定量的な議論は，今後の検討で実施する予定である．

4 まとめと今後の課題

大気レーダーと偏光ライダーの集中観測であるCLEAR期間中に見られた、融解層より高い高度で 10 cm s^{-1} 程度の弱い上昇流を持つ2008年12月8日の層状性降雨の事例と， 20 cm s^{-1} – 40 cm s^{-1} の比較的大きい上昇流を持つ2008年12月16日の事例を示した．上昇流が比較的大きい12月16日の事例においては，融解層はより大きい厚さを持ち、さらにと融解層においてより大きいLDRが観測された．また，融解層以下の高度における雨滴の粒径はより大であった．これらの観測事実は、大きい上昇流が雲粒の凝結や氷晶・雪片の併合成長を促進し，非球形性と粒径の大きい氷晶・雪片の生成に寄与したことを示している．今後はEARから得られる凝結物の落下速度のデータを解析し，雪片や氷晶の形状や粒径の高度プロファイルの推定に繋げたい．

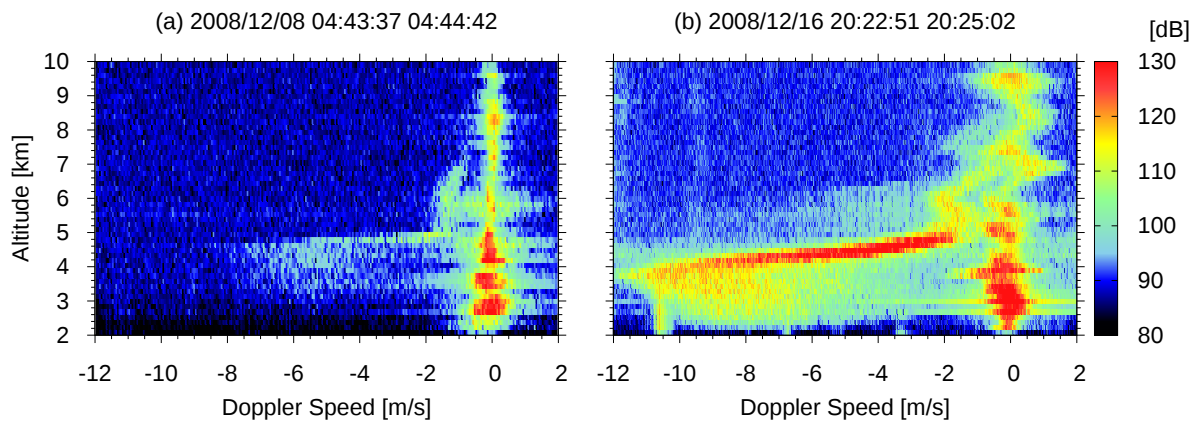


図5 EARによる鉛直流・雲粒・降雨の鉛直ビームのドップラースペクトル．(a) 12月8日 0443 LT–0444 LT，(b) 12月16日 2022 LT–2025 LTの観測事例をそれぞれ示す．

参考文献

- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, Equatorial Atmosphere Radar(EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- Houze, R. A., *Cloud Dynamics*, pp. 196–220, Academic Press, 1993.
- Pruppacher, H. R., and R. L. Pitter, A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops, *Journal of the atmospheric sciences*, 28, 86–94, 1971.
- Sassen, K., The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72(12), 1848–1866, 1991.
- Sassen, K., J. R. Campbell, J. Zhu, P. Kollias, M. Shupe, and C. Williams, Lidar and triple-wavelength doppler radar measurements of the melting layer: A revised model for dark- and brightband phenomena, *J. Appl. Meteorol.*, 44(3), 301–312, doi:10.1175/JAM-2197.1, 2005.
- Sato, T., H. Doji, H. Iwai, I. Kimura, S. Fukao, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Computer processing for deriving drop-size distributions and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *Radio Sci.*, 25(5), 961–973, 1990.
- 阿保真, 長澤親生, 柴田泰邦, 赤道域に設置した多目的ライダーシステム, 日本リモートセンシング学会誌, 26(1), 45–51, 2006.