MU レーダーとレイリー／ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測

山本 真之[1], 岸 豊久[1], 中村 卓司[1], 山本 衛[1], 橋口 浩之[1], 深尾 昌一郎[1,3], 西 憲敬[2]
[1]: 京大生存研, [2]: 京大理, [3]: 東海大総合科学技術研究所

1　研究の背景及び目的

対流圏全体にわたり様々な時間及び空間スケールで存在する雲は，日傘効果や温室効果を通じて地球の放射収支に大きな影響を与える．しかし，雲が大気の放射収支に与えるインパクトは未だに定量化が進んでいない．そのため，雲が大気の放射収支に与えるインパクトは，気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第 4 次評価報告書において、地球温暖化の予測における最も不確定な要因とされている．対流圏上層に存在する氷雲（巻雲）は，他の雲と異なり温室効果による気温上昇の効果が日傘効果による気温低下を上回る．そのため，地球環境予測の面から、巻雲の全球規模の分布を知るとともに，巻雲に関連する微物理過程及び力学過程を定量的に解明することが必要である．巻雲の全球分布は，近年観測を開始した CloudSat 衛星搭載の 95GHz 帯ミリ波レーダーや、CALIPSO 衛星や GLAS 衛星に搭載されたライダーにより、その解明が進められている．その一方で，巻雲に関連する力学過程，雲微物理過程の解明には，時間及び鉛直分解能に優れた地上からの観測が重要である．

ライダーは，レーザー光を大気中に送信し、大気分子や雲粒からの散乱光を受信する．そのため、巻雲の時間高度分布や微物理量を導出可能な優れた観測機器である．大気レーダーは，送信波長の半分のスケールを持つ屈折率擾乱に起因する散乱信号を受信し，その散乱信号のドップラーシフトから大気風速を計測する．そのため，雲の内外を問わず大気風速の観測が可能である。特に、大気の鉛直方向の風速（鉛直流）を計測可能であること，また数分，数 100 m より良い時間及び鉛直分解能で風速観測が可能であることは，他の観測機器にはない大きな特長である．中でも、MST（Mesosphere-Stratosphere-Troposphere）レーダーと呼ばれる対流圏から中間圏までを観測対象とした大型の大気レーダーは，巻雲の存在する上部対流圏においても、高い時間・鉛直分解能で風速が観測可能な優れた特長を持つ．

滋賀県甲賀市信楽町の信楽 MU 観測所（東経 136 度 06 分，北緯 34 度 51 分）は，VHF 帯（46.5MHz）で運用される MST レーダーである MU レーダーと、レイリー/ラマンライダーが設置されており，2004 年の 11 月に巻雲の観測キャンペーンが実施された．本報告では，滋賀県甲賀市信楽町の信楽 MU 観測所（東経 136 度 06 分，北緯 34 度 51 分）に設置された MU レーダーと, レイリー/ラマンライダーで得られた観測データを用いた解析結果を示す．

2　観測機器

2.1　VHF 帯ドップラーレーダー（MU レーダー）

MU レーダーは，中心周波数 46.5 MHz，直径 103 m の円内に配置された 475 本の 3 素子八木アンテナで構成されたアクティブ・フェーズド・アレイ・アンテナを有する MST レーダーである．ピーク送信出力は 1MW（最大 duty 比 5 %）である [*Fukao et al.*, 1985a, b]．観測では，鉛直と東西南北にそれぞれ天頂角 10° の計 5 方向にレーダービームを指向することにより，鉛直流と水平風（東西風・南北風）を計測した．観測に用いた鉛直分解能は 150 m である．本報告では 12 分の時間平均を行った観測データを示す．

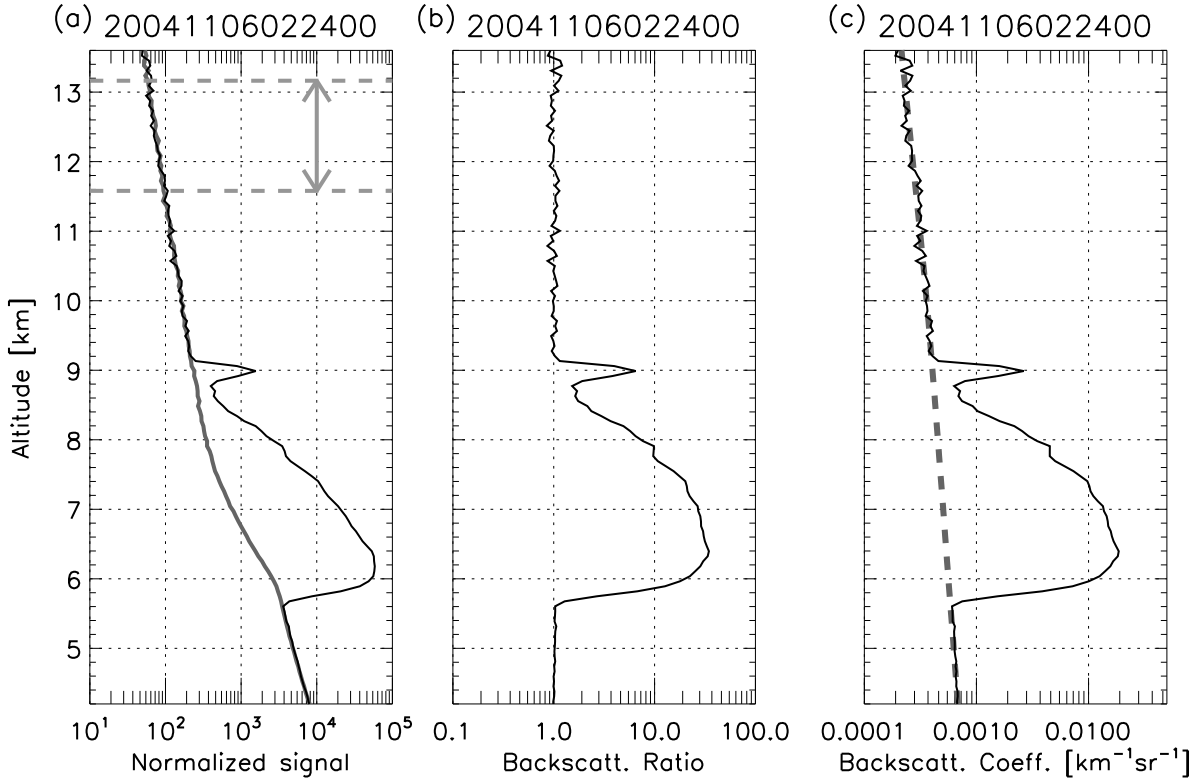

図 1: 2004 年 11 月 6 日 0224 LST から 0236 LST にレイリー/ラマンライダーで観測された（a）P_{ref}（灰色実線）及び $K_{\mathrm{R}} \times P_{\mathrm{el}}$（黒色点線）の高度プロファイル,（b）後方散乱比 $R(z)$ の高度プロファイル，及び（c）ライダーで観測された後方散乱係数 $\beta(z)$（実線）及びラジオゾンデ観測から得られた大気分子 $\beta_{\mathrm{air}}(z)$（点線）の高度プロファイル.（a）において灰色の矢印で示した高度範囲は，K_{R} を算出するために P_{ref} 及び P_{el} の高度平均を行った範囲（11.58–13.16 km）を示す.

2.2　レイリー／ラマンライダー

信楽 MU 観測所のレイリー／ラマンライダーの送信波長は 532.25 nm であり，1 回あたり 600 mJ のパルス出力を行っている．受信系としては、弾性散乱・回転ラマン散乱・水蒸気振動ラマン散乱に対するチャンネルを備えている．回転ラマン散乱の受信においては，大気分子に対するラマン散乱の温度特性が異なる 2 つのチャンネル（531.14 nm 及び 528.76 nm）を有している．この 2 つのチャンネルの受信信号を組み合わせることにより，温度の計測が可能であるほか、ラマン散乱による受信信号の強度が温度に依存しないラマン散乱参照信号 P_{ref} が算出可能である [*Behrendt et al.*, 2004]．2 つのラマン散乱を組み合わせることにより得られる P_{ref} と，弾性チャンネルの信号強度 P_{el} の高度プロファイルを用いて後方散乱係数（β）の高度プロファイルを導出した．観測で用いた鉛直分解能は 72 m である．本報告では 12 分の時間平均を行った観測データを示す.

3　観測結果

3.1　ライダーによる後方散乱係数 β の導出

β の算出のため，最初に大気中の雲粒あるいはエアロゾルによるレイリー散乱強度と大気分子によるラマン散乱強度の比（後方散乱比 $R(z)$）を求めた．ここで，z は高度を示す．$P_{\mathrm{ref}}(z)$ は温

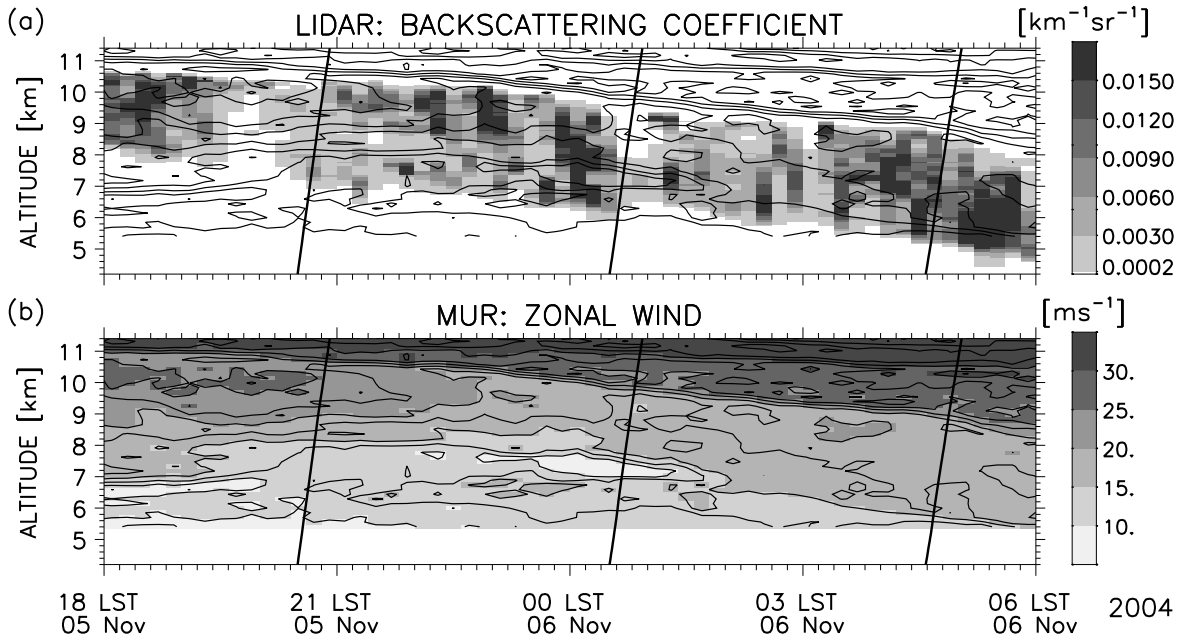

図 2: 2004 年 11 月 5 日 1800 LST から 6 日 0600 LST における（a）レイリー/ラマンライダーで観測された β_c, (b）MU レーダーで観測された東西風の時間高度断面図．細い実線は 2.5 ms^{-1} 毎の東西風の等高値線を示す．3 つの太い実線は信楽 MU 観測所から放球されたラジオゾンデの高度を示している．

度依存性がないため、$P_{ref}(z)$ を決定する大気分子からのラマン散乱強度は，大気分子の数密度で決定される．また，弾性散乱チャンネルにおいて，エアロゾル及び雲粒が存在しない高度では大気分子によるレイリー散乱信号のみが受信される．大気分子によるレイリー散乱は温度依存性がないため、その強度は大気分子の数密度で決定される．$R(z)$ を求めるため，雲粒やエアロゾルが存在しない雲頂より高い高度で $P_{el}(z)$ と $P_{ref}(z)$ の大きさが等しくなるような、$P_{el}(z)$ に乗じる定数 K_R を決定した．K_R を $P_{el}(z)$ に乗じることにより，$P_{ref}(z)$ を大気分子からのレイリー散乱強度を示す指標として用いることが可能である．すなわち，$K_R \times P_{el}(z)/P_{ref}(z)$ を計算することにより，$R(z)$ を算出可能である．図 1a に，$P_{ref}(z)$ と $K_R \times P_{el}(z)$ の高度プロファイルの一例を示す．本例における K_R は 2.58 である．また，図 1b に，$P_{ref}(z)$ と $P_{el}(z)$ から得られた $R(z)$ の高度プロファイルの一例を示す．

$\beta(z)$ は，$R(z)$ に大気分子の後方散乱係数度 $\beta_{air}(z)$ を乗じることにより算出した．$\beta_{air}(z)$ は，大気分子の数密度 $N(z)$ に ”(大気分子の後方散乱断面積)/(4π)“を乗じることにより求めた．$N(z)$ は，2004 年 11 月 5 日 1800 LST から 6 日 0600 LST にかけて信楽 MU 観測所で 3 回放球されたラジオゾンデの気圧及び温度の平均値の高度プロファイルを用いて算出した（図 2）．図 1c に $\beta(z)$ と $\beta_{air}(z)$ の高度プロファイルの一例を示す．

3.2 巻雲の雲頂付近における風速の時間高度変動

図 2 に 2004 年 11 月 5 日 1800 LST から 6 日 0600 LST の期間においてライダーで観測された雲の後方散乱係数 β_c（$= \beta - \beta_{air}$）と MU レーダーで観測された東西風の時間高度断面図を示す．雲頂高度を決定する β_c の閾値は 0.0002 sr km^{-1} とした．この値は，背景雑音により影響を排除するように決定されたが，閾値を 0.0001 sr km^{-1} としても本報告における議論の本質に影響はない．巻雲の雲頂高度は 5 日 1900 LST では 10.5 km である．雲頂高度は 2100 LST 付近では 10.3 km で

あるが、時間の経過とともに次第に低下し，6 日 0000 LST 付近では 9.8 km，0500 LST 付近では 8.5 km となる．時間の経過に伴う雲頂高度の低下と，西風が 25 m s^{-1} 以上となる下端の高度の低下はよく対応していた．西風は雲頂すぐ上（数 100 m）の高度で，高度とともに西風が増加する大きな鉛直シアーを示し，雲頂の 1 km より上ではほぼ常に 25 m s^{-1} より大きい．NCEP/NCAR 再解析で得られた大規模場の解析より，巻雲の雲頂より上で観測された 25 m s^{-1} 以上の大きい西風は、亜熱帯ジェットであることが示唆された（図なし）．そのため，巻雲の雲頂高度と東西風が増加する高度の一致は，空気塊の変化によるものと示唆される．すなわち，比較的西風が弱く湿っている（雲が存在する）高度領域と，その上方の亜熱帯ジェットに伴う西風が強い高度領域の境界付近に巻雲の雲頂が存在していたと考えられる．しかし，時間分解能が 6 時間で、高度分解能が 1 km より悪い再解析データでは，図 2 で示すような高い時間高度変化を再現することは不可能である．信楽 MU 観測所における MU レーダーとライダーの観測結果は、大規模な気象場の中で発生する細かな時間高度変動を捉えることに成功している．

観測期間（2004 年 11 月 5 日 1800 LST から 6 日 0600 LST）における雲頂から 0–1 km の範囲での鉛直流の平均値と標準偏差は，それぞれ –0.01 m s^{-1} と 0.07 m s^{-1} であった．細かな時間変動は存在するものの、12 分平均を行った鉛直流はほぼ ±0.1 m s^{-1} の範囲にあり，巻雲内の鉛直流変動は小さく活発な積雲対流が存在しなかったことを示していた．

4　まとめ

本報告では，信楽 MU 観測所に設置された VHF 帯 MST レーダー（MU レーダー）とレイリー/ラマンライダーの観測結果を用いることにより，ライダーによる雲微物理量導出の一例を示すとともに、中緯度域における巻雲内及び周辺の風速変動の詳細を初めて示した。VHF 帯 MST レーダーとライダーは，その送信波長が大きく異なることから大気中の散乱対象が異なる．そのため，VHF 帯 MST レーダーとライダーを組み合わせた観測は巻雲内及びその周辺の風速分布と，巻雲の光学的特性を知る上で有用である．今後の更なるデータ解析と観測により，巻雲に関連する力学過程と雲微物理過程を明らかにしていきたい．

参考文献

[1] Fukao, S., T. Sato, T. Tsuda, S. Kato, K. Wakasugi and T. Makihira: The MU radar with an active phased array system: 1. Antenna and power amplifiers., *Radio Sci.*, Vol. 20, pp. 1155–1168 (1985a).

[2] Fukao, S., T. Tsuda, T. Sato, S. Kato, K. Wakasugi and T. Makihira: The MU radar with an active phased array system: 2. In-house equipment., *Radio Sci.*, Vol. 20, pp. 1169–1176 (1985b).

[3] Behrendt, A., T. Nakamura and T.Tuda: Combined temperature lidar for mesurement in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, *Appl. Opt.*, Vol. 43, pp. 2930–2939 (2004).