

ラマン・ミーライダーと MU レーダー周波数干渉
イメーシングの同時観測による対流圏内散乱層の特性の研究

Observations of tropospheric scattering layers with a Raman/Mie lidar and the MU
radar frequency interferometric imaging (FII) mode

中村卓司¹, 高井智明^{1,2}, Hubert Luce³, Gernot Hassenpflug⁴, 山本衛¹, 津田敏隆¹
T. Nakamura¹, T. Takai^{1, 2}, H. Luce³, G. Hassenpflug⁴, M. Yamamoto¹, T. Tsuda¹
京大生生存圏研究所¹, 現・デンソー², Toulon 大学³, 情報通信研究機構⁴
RISH, Kyoto University¹, Denso², University of Toulon³, NICT⁴

Abstract

We have carried out simultaneous high-resolution lidar and radar observations, and compared the scattering layers observed with the both equipment. A Raman/Mie/Rayleigh lidar at Shigaraki MU observatory, Shigaraki, Japan (34.9N, 136.1E) with a Nd:YAG laser with 532 nm wavelength was used as a lidar system. Two elastic channels (532 nm) for Mie/Rayleigh scatter, two channels for pure rotational scatter, and another channel for water vapor vibrational Raman scatter are equipped with a height and time resolution of 9 m and 10 sec. The MU radar (Middle- and Upper-atmosphere Radar) with 1 MW peak power at 46.5 MHz was utilized as a VHF radar. Frequency domain Interferometric Imaging (FII) technique with five frequencies between 46.0 and 47.0 MHz was used to improve height resolutions. Distribution of radar reflectivity was estimated with the Capon method, which provides a height resolution of 20 - 30 m. Temporal resolution was about 5 - 15 sec. The scattering layers with the radar were compared with a various parameters derived from the lidar. Among them, vertical gradient of backscatter ratio corresponded well with the radar reflectivity. Similarly, vertical gradient of water vapor mixing ratio correlated well with the radar reflectivity. The time height variation of peak of these gradient with the lidar agreed well with the excursion of the peak of radar signal intensity. The height difference between the peaks by two techniques was within 30 m. This suggests that refractive index gradient affects the existence of radar scattering layer significantly. A finding of very good correlation between the vertical gradient of lidar backscatter ratio and the radar reflectivity suggests the capability of FII imaging technique to trace the layered structure. Also stressed is a possibility of studying tropospheric layered structure by combined radar and lidar measurement.

1. はじめに

温室効果ガス、オゾン破壊物質など地球大気環境変化を引き起こす物質の大気上方への輸送・循環には、大気乱流による拡散が重要な役割を果たすが、このような大気の微細な構造の観測は遅れており、高い時間空間分解能で連続観測できる技術であるレーダーやライダーの応用が注目されている。大気の屈折率は、大気圧、大気温度、水蒸気圧及び電子密度の関数として表されるが、大気乱流によってこれらの値が変動することによる屈折率の変動のうち、その空間スケールが送信波長の半波長程度のものが大気レーダーの散乱体である。一方ライダーが観測対象とするのは、送信光の大気構成分子、水蒸気分子、エアロゾル及び雲粒子などによる弾性又は非弾性散乱による後方散乱光である。本研究では、最新

の手法を用いた高分解能な大気レーダー観測で得られる乱流散乱層データについて、ライダーにおける観測データとの比較によりその構造や変動を明らかにする。

2. 観測

信楽MU 観測所の大型ラマン/ミー/レイリーライダーは、Nd:YAG レーザーの2 倍高調波(波長532nm、600mJ 50Hz 出力) を送信部に使用している。口径82cm の大型望遠鏡で受信された散乱光はレイリー・ミー散乱信号(532nm)、水蒸気ラマン散乱信号(660nm) 及び回転ラマン散乱信号(529nm、531nm) に分光後、それぞれ光電子増倍管で受光する。データ取得装置では最大9m の高度分解能で、アナログ計測及び光子計数の2種の方法で観測結果を同時に記録する[1]。受信信号から、後方散乱比、水蒸気混合比及び大気温度などが求められる。エアロゾルや雲粒子からのミー散乱光は、高い時間高度分解能の観測が可能であり、これらの粒子をトレーサとして大気乱流の構造を解析することが期待できる。MUライダーは中心周波数46.5Mz、出力1MW、アンテナ開口面積8330m² であり、2004 年にMUライダー観測強化システムとして、25ch のデジタル受信機システムを装備した。本研究では、この新システムの送受信周波数を変化させる機能を用いて、干渉計映像法(FII; Frequency domain Interferometric Imaging) [2] による乱流観測を行った。送信は、46.0、46.25、46.5、46.75、47.0MHz の5 周波で、パルス幅1 μ 秒、16 ビットのSpano 符号列による2 値符号位相変調信号を用いた。受信信号に対しCapon 法を適用することにより、高度分解能150m の各レンジゲート内におけるエコー強度分布が推定された。この方法により、SN 比が10dB 以上であれば、高度分解能は30m 程度まで改善できることが確認されている[3]。

3. 観測結果

3.1 2005年11月の観測結果

2005 年11 月14 日夜間に行なった同時観測では、MU レーダーは、鉛直及び天頂角10度のビームによる30 分間のFII 法による乱流観測と、5 ビームDBS 法(150m分解能)による5 分間の風速観測が繰り返された。FII 法では高度1.225km から20.275km の範囲を、時間分解能8.2 秒で観測した。ライダーは30秒、9m の分解能で観測を行った。この分解能で、後方散乱比は高度約10km まで相対誤差20%以内で観測できた。ライダーでは高高度観測に適した光子計数法と低高度での信号検出のためのアナログ計測法によるデータ取得結果を結合した。

高度7-10kmには顕著な雲とその激しい時間変化が見られた。レーダーエコーと後方散乱比に共通して、周期5 分程度で時間とともに下降する構造が見られた。ライダーによる温度プロファイルから得られたブラントバイサラ振動数の二乗値は、比較した高度域において常に負であり、時間とともに減少していることが分かった。以上により、対流不安定による擾乱がレーダー及びライダー双方で観測されたことが示唆された。なおこのときの水平風の鉛直シアはケルビンヘルムホルツ不安定が起るほど大きくなかったことも、この結果と矛盾がなかった。

また、レーダーにおいて高度2-3km に複数の層構造(図1) が見られる30 分間のデータに着目した。ライダー受信データから、後方散乱比、水蒸気混合比、それらの高度勾配、さらに大気温度の時間高度変化を求めて比較した。その結果図2 に示す、後方散乱比の高度勾配に見られる層の時間高度変化が、図1 と極めて類似していた。またそれらが極大値をとる高度は、層によって異なるずれがあるものの30m 以内の高度差でほぼ一致していた(図3)。この約2 時間後のデータでは、高度3km 付近のレーダー散乱層と水蒸気高度勾配との間に、類似する時間高度変化があった。

3.2 2006年6月の観測結果

2006年6月6日、7日の二夜の同時観測では透過率が小さい厚い雲が低高度に少なく、2005年11月と比較してライダー観測においてより多くの層状の散乱領域が観測された。またMUレーダーでの観測パラメータが変更され、FII法による乱流観測が262分間連続で行われたことにより、長時間(200分程度)に亘って3.1で見られた対応関係が持続することが確認された(図4)。限られたサンプルによる2005年11月の考察を支持するこの結果は、FII法による大気レーダー観測結果に対しCapon法を適用して導出したエコー強度分布が、従来の観測よりも時間的に連続して高い高度分解能を実現しており、またその微細な時間高度変化が物理現象と対応していることを示している。

以上では大気レーダーにおける鉛直ビームのみを用いて解析を行った。2006年6月の観測結果については50MHz帯レーダーにおける受信エコー強度の天頂角依存性を考慮するため、天頂角 $10\pm$ ビームにおけるイメージング結果をも用いて解析した。この結果、等方性乱流からのエコーが卓越すると推測される高度領域においても、ライダー散乱層とのよい一致を確認した。本解析において、ライダーによる水蒸気混合比の高度勾配とレーダーエコー層との時間連続的な一致が確認されたが、この一致よりも広い高度範囲においてライダーによる後方散乱比の高度勾配とレーダーエコー層との詳細な一致が初めて見出された。これは吸湿性のあるエアロゾルにおいては、相対湿度が100%以下であっても相対湿度とエアロゾルの粒径との間に正の相関があること[4]から説明できると考えられる。

4. まとめ

高高度時間分解能のレーダー及びライダー観測で得られた、散乱層の層構造を比較し、その時間高度変化の対応関係をはじめて詳細にとらえた。対流圏下部で、ライダーによる後方散乱比と水蒸気混合比の高度勾配が大きい層と、レーダー散乱層の対応を明らかにすると共に、対流圏上部では雲付近の対流不安定を伴う変動を捉えた。今後さらにレーダー輝度分布のスペクトル幅から、乱流強度を見積もる予定である。またライダーの分光計を改良して、下層まで大気温度を正確に観測できるようにすることで、より詳細に乱流層の構造が解明されるものと思われる。

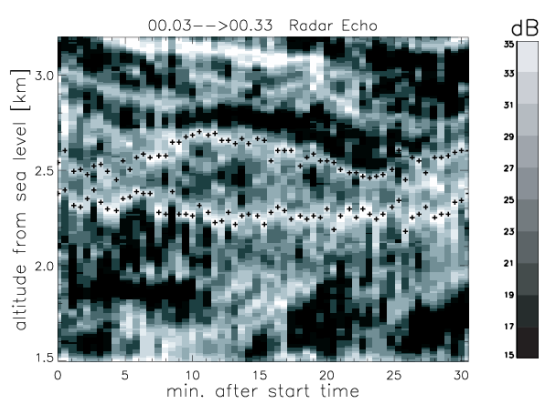


Figure 1. Echo intensity observed by FII mode with the MU radar between 00:03 and 00:33 on November 15, 2005. Peak intensity is shown by + symbols.

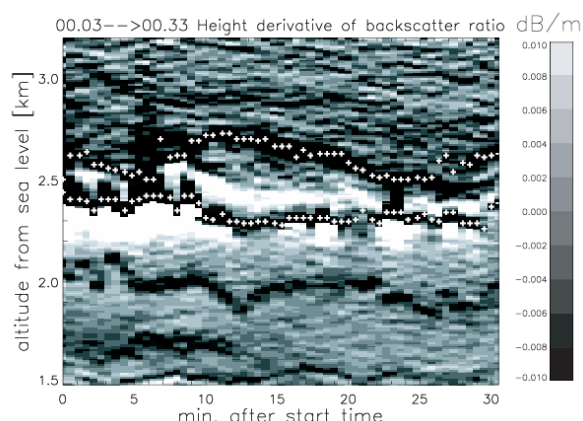


Figure 2. Vertical gradient of backscatter ratio by lidar for the same time period. + denotes maximum of the gradient.

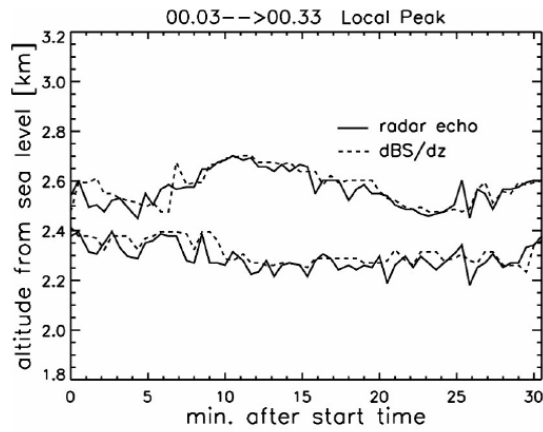


Figure 3. Comparison of the peak altitudes of radar echo intensity (solid) and gradient of backscatter ratio (dotted) shown in Figure 1 and 2.

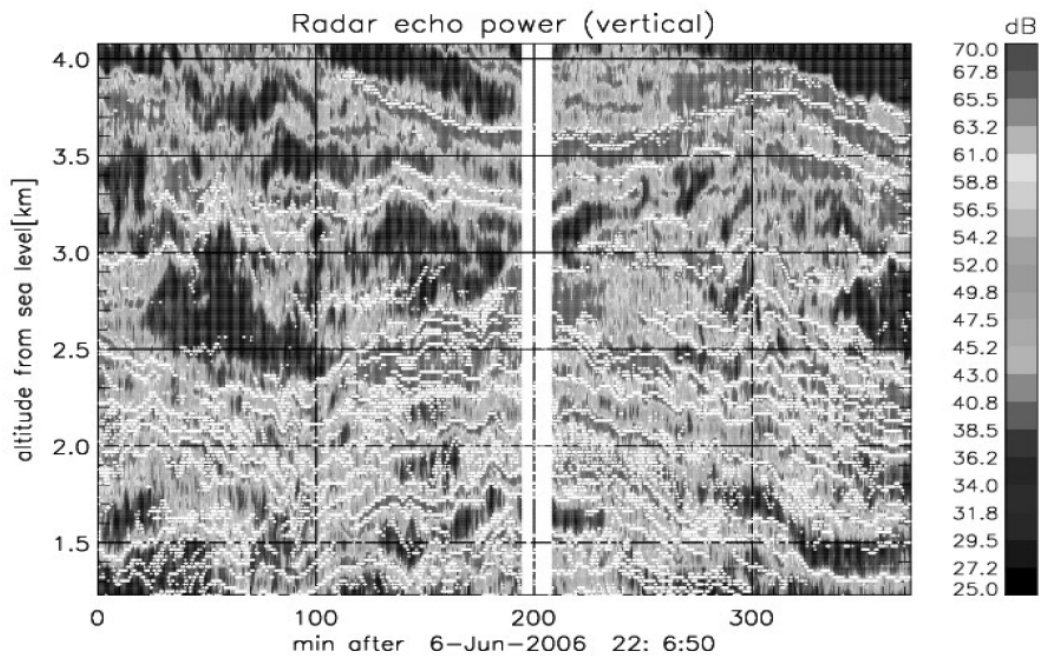


Figure 4. Radar echo intensity shown by black and white level with the peak height of gradient of backscatter ratio (white symbols) observed between 22:06 on June 6 and 04:14 on June 7, 2006.

参考文献

- [1] Behrendt, A., T. Nakamura, T. Tsuda, *Applied Optics*, 43, 14, 2930-2939, 2004.
- [2] Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. He'lal, et M. Crochet, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63, 221-234, 2001.
- [3] Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto and S. Fukao, *Ann. Geophys.*, 25, 47-57, 2007.
- [4] Patterson, EM., B. Marshall and K. Rahn, *Atmospheric Environment*, 16, 12, 2967-2977, 1982.