

小型ラマンライダーによる沖縄亜熱帯域での水蒸気観測

佐藤 陽介[†] 中村 卓司[†] 津田 敏隆[†] 佐藤 晋介^{††} 佐竹 誠^{††} 村山 泰啓^{††}
京都大学 生存圏研究所[†] 情報通信研究機構^{††}

1 研究背景及び目的

大気中に含まれる水蒸気は潜熱による熱輸送や雲の生成、降雨など気象に与える影響が大きい微量成分である。しかし、その時間空間分布は激しく変動するため長時間・空間分解能での観測が必要である。京都大学生存圏研究所では様々な場所におけるデータ取得を目的として、屋外でのフィールド観測と室内からの無人定常観測の双方を可能とする小型のラマンライダーの開発に取り組んできた。本研究では開発された小型ラマンライダーを沖縄に移設し、安定な無人定常観測システムを構築することで水蒸気が豊富に含まれる亜熱帯域における大量の水蒸気データを蓄積し、その変動特性の解析を行うことを目的とする。

また、近年グローバルな気象観測技術として、GPS 掩蔽観測が注目を集めている。本研究では得られたライダー観測データと COSMIC 衛星の GPS 掩蔽観測から推定される水蒸気データの比較・検証も行う。

2 ライダー観測システム

ライダーとはレーザー光を送信して大気から返ってくる散乱光を受信することにより大気構造を測定するリモートセンシング機器である。また、ラマンライダーは分子固有の波長シフトを受けた散乱光を取り出すことで所望の大気成分の距離分布を測定可能としている。

観測に用いる小型ラマンライダーのブロック図を図 1 に示す。波長 532 nm, 30 mJ, 20 Hz 出力の Q スイッチパルス Nd:YAG レーザーを送信して、雲や大気中を漂う微粒子（エアロゾル）からの散乱である弾性散乱（532 nm）、N₂ 振動ラマン散乱（607 nm）、H₂O 振動ラマン散乱（660 nm）を 35.5 cm 径のシュミットカセグレンを用いて受信し、フィルタを通してそれぞれを分光計測する。

大気中に含まれる窒素分子の比は対流圏内ではほぼ一定としてみなせるので、窒素ラマン散乱信号を大気からのリファレンス信号として扱う。水蒸気ラマン散乱信号

と窒素ラマン散乱信号の比をとり、他の測器との比較により実際の物理量との較正係数を求め、乗算することで水蒸気混合比を導出できる。一方、弾性散乱信号と窒素ラマン散乱信号との比をとり、適切な較正係数をかけることで、雲やエアロゾルの量を示す後方散乱比を導出できる。

同ライダーは、2006 年 4 月から NiCT 沖縄亜熱帯計測技術センターで試験観測を開始し（仰角 60 度で射出）、機器の安定動作を確認した後、2006 年 9 月に同センターの大宜味大気観測施設に移設し無人で観測を行っている（仰角 45 度で射出）。観測拠点周辺図を図 2 に示す。観測は、PC 制御で毎夜自動観測を行い、昼間にネットワークを経由してデータを京都大学宇治キャンパスまで自動転送するよう設定した。機器の操作や監視は、現地の制御用 PC や Web カメラを介して遠隔地から可能であるが、さらに PC が停止するトラブルを避けるために、2006 年 11 月にはリモート制御可能な電源の系統を増やして、PC 自体も遠隔リブートをかけられるように改良し安定な動作を続けている。観測では、30 分の積分時間で高度 3 km 程度までの水蒸気および後方散乱比の高度プロファイルを取得している。その観測結果は、www.rish.kyoto-u.ac.jp/geoss/lidar/okinawa に 1 日毎のコンター図とプロファイルとして掲載するようにした。

3 GPS 掩蔽観測

GPS は、正確な原子時計を搭載した約 30 機の衛星が高度約 2 万 km から送信する電波を受信して測位するシステムである。GPS 衛星の電波を低軌道（LEO: Low Earth Orbit）衛星で受信することで、衛星が地球の陰に隠される（または現れる）際に大気をかすめてくる電波の位相遅延を計測して、大気の屈折率高度分布を導出し、さらに温度や湿度の気象観測が可能となる。本研究では COSMIC 衛星により観測される GPS 掩蔽観測データについて、当研究室でも開発を行なっている最新の高分解能の解析法を用いた結果の地上検証をラマンラ

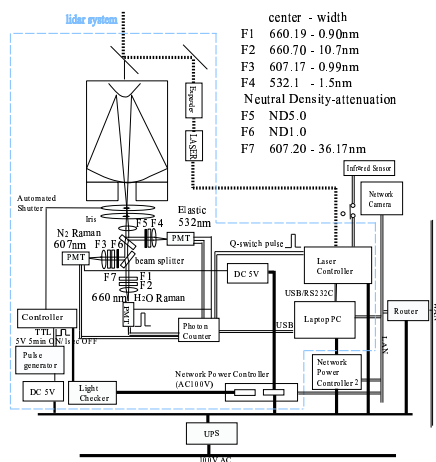


図 1 ライダーシステムブロック図

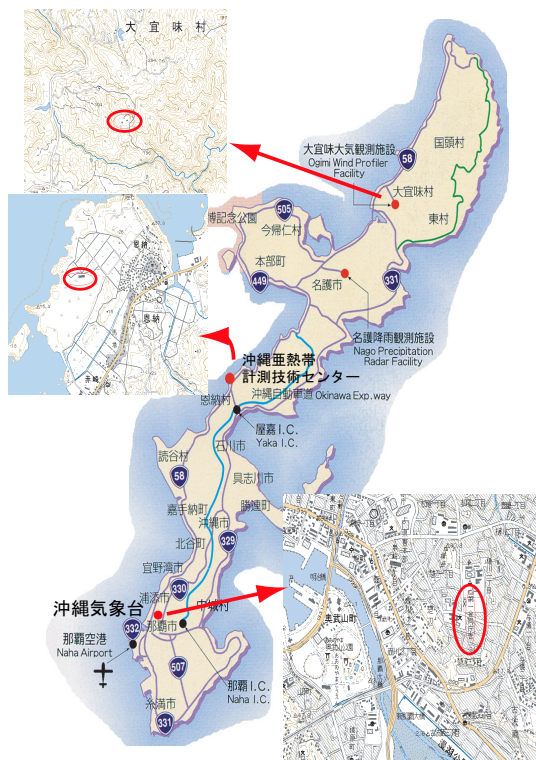


図 2 観測拠点周辺図

ライダー観測で行なった。

4 観測結果

図 3 に 2006 年 11 月 8 日に観測拠点において放球したラジオゾンデとライダー観測の比較例を示す。ラジオゾンデは 21LT に同観測施設にて放球したものであり、ライダーは 21 時からの 1 時間平均データを使用した。ラジオゾンデとライダーの水蒸気の高度プロファイルはよく一致しており正確な観測ができていることを確認した。これまでの観測で夏季に水蒸気が多く、冬季に

少ない季節変化（図 4）や夜間の水蒸気変動、日々の変化などが後方散乱比による雲・エアロゾルの消長とともに観測されている（図 5）。夜間の水蒸気と後方散乱比の時間高度変化を見ると、高度 1～1.5 km 程度においてどちらも急激な高度変化があり、この高度域が境界層上端であると考えられる。2006 年の 5 月から 2007 年の 12 月までの観測結果について、図 5 のように境界層上端を捉えていると思われる例について調べると、約半数についてはこの境界層上端と考えられる高度域にほとんど時間変化がなかった。このことは、昼間の境界層の乱流で上昇した水蒸気が、夜間には乱流拡散や相転移することなくそのまま滞留することが多いことを示唆している。

また、那覇において気象庁が 21 時に定時放球しているラジオゾンデとほぼ同時刻のライダーデータの差とライダーの夜間の水蒸気変動量をみることで、水蒸気の空間変動と時間変動の相関性について調べた。観測拠点と那覇は約 70 km 離れた位置にある。2006 年 9 月-2007 年 3 月の結果を図 6 に、2007 年 4 月-9 月の結果を図 7 に示す。冬季を含む期間では、空間差が大きいほど時間変化が大きい正の相関が顕著に見られたが、夏季を含む期間においては比湿の変動幅はほぼ同じだが相関は小さいことが示された。つまり冬季における水蒸気の変動要因としては、地表面の違いからくる地域差の寄与は小さく、移流による寄与が大きいことが示唆される。逆に夏季における水蒸気の変動要因は移流の寄与よりも地表面の違いや局所的な乱流の寄与が大きいことが示唆される。

COSMIC 衛星による掩蔽観測データ（以下、COSMIC(UCAR) とする）との比較は、高度 3 km 以下で衛星観測地点とライダー観測拠点の距離が 100km 以下の例が、2006 年 9 月以降 2007 年 6 月まで 11 例観測されている。その 1 例として図 8 に 2006 年 12 月 8 日における COSMIC(UCAR) とライダーデータの比較例を示す。COSMIC(UCAR) とライダーは基本的にはよく一致するが、高度 1.7～2.2 km においては大きな差が見られる。そこで図 9 に示すこの日の水蒸気および後方散乱比の時間高度変化を見てみると、掩蔽観測があった 27 時付近において水蒸気の増加がライダーで捉えられている。このような水蒸気の増加は他の時間帯には捉えられておらず、局所的なものであると考えられる。このことから、掩蔽観測では総観規模 100 km 程度の水蒸気変動を捉えるには十分な精度があるのではないかと考えられるが、局地的な水蒸気の変化を捉えるほどの水平分解能はなく、より詳細な水蒸気変動を捉えるには、ライダーなどの地上観測が重要となることが示唆される。

さらに 11 例の同時観測結果から COSMIC/GPS 掩蔽観測から推定される水蒸気混合比のバイアスの有無を調べた．図 10 の上段には個別プロファイルのライダーとの差を示し，下段にはそれらを平均したものの高度プロファイルを示す．空間変動量の大きさを考慮に入れてバイアスの有無を判断する．図 6, 7 より求められる空間変動量の平均値は約 1.65 g/kg となる．比較可能なイベント数は多くても 6~8 例となっているので，6 例の平均を考えると，ライダーとの差が $1.65/\sqrt{6} = 0.67 \text{ g/kg}$ 程度に収まっていれば空間変動量の範囲内であると考えられる．そこで，下段の COSMIC(UCAR) とライダーとの差の平均値を見ると， 0.6 g/kg 程度正の偏差が見られる．さきほどの空間変動量の値と比べると，COSMIC(UCAR) とライダーの差はほぼ空間変動量と同程度となっており，バイアスはほとんどないと考えられる．現在の比較可能な観測例は 11 例と少なく，さらにライダーの観測精度に制限をかけると，実際に比較可能なプロファイル例は 6~8 例程度となってしまう，掩蔽観測より推定される水蒸気プロファイルの精度の正確な検証を行うのに十分な統計精度は確保できない．今後比較例を増やしてさらに議論することが望まれる．

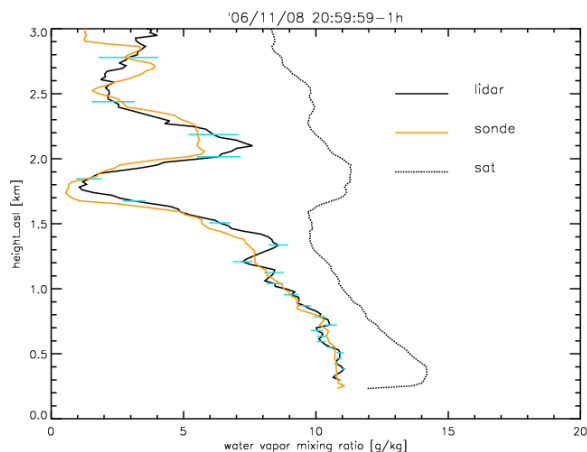


図 3 ライダーとラジオゾンデの比較．ラジオゾンデ(橙線)は，2006 年 11 月 8 日の 21 時に NICT 大宜味で放球したもので，ライダー(黒線)は 21 時から 1 時間平均データを使用．点線はラジオゾンデのデータから導出した飽和水蒸気量．

5 まとめ

京大生存圏研究所により開発されたライダーシステムを沖縄亜熱帯域に移設し，安定な長期定常観測システムを構築した．その結果，様々な時間スケールにおけ

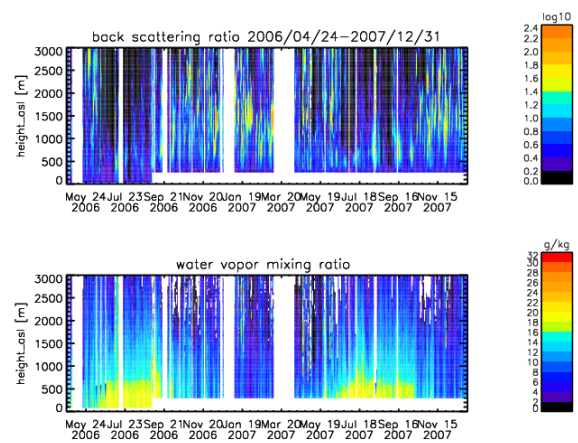


図 4 後方散乱比と水蒸気混合比の夜間平均値の年周変化．2006 年 4 月 24 日から 2007 年 12 月 31 日の期間について，それぞれ夜間平均したデータを使用．

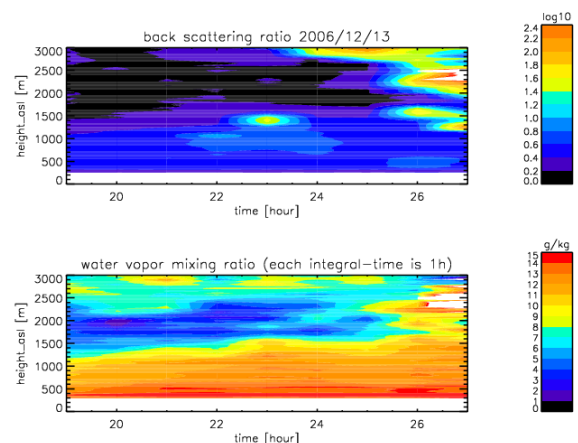


図 5 2006 年 12 月 13 日の後方散乱比と水蒸気混合比の夜間変化．時間分解能は 1 時間．

る高度約 3km 程度までの水蒸気および後方散乱比の高度プロファイルを大量に取得し，データベースを作成した．得られたデータから水蒸気の空間・時間変動の相関性について調べ，季節による差異があることを示した．また，ライダーデータと COSMIC 衛星データとの比較を行う際には，水蒸気の空間変動量の多寡を考慮に入れて比較することが重要であると考えられる．さらに，観測された空間変動の大きさから，地表に近い下部対流圏・境界層内の水蒸気についてライダーなどによる地上からの観測が重要であることが示唆される．

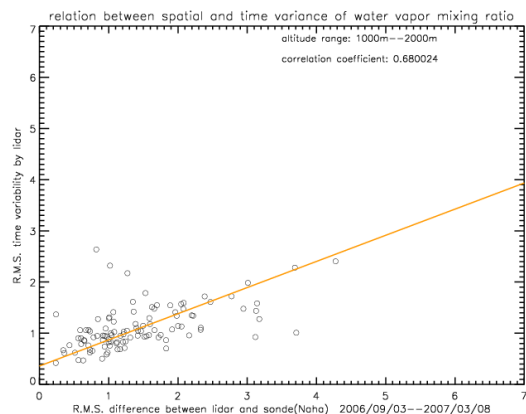


図6 2006年9月3日から2007年3月8日の水蒸気の空間変動と時間変動の相関図。横軸はLT21時に那覇で放球されるラジオゾンデとLT21~22時の1時間平均のライダーの水蒸気量の差の比較高度域における自乗平均平方根(R.M.S.)。縦軸はライダーによる水蒸気1時間平均値の標準偏差の比較高度域におけるR.M.S. 相関係数は0.68

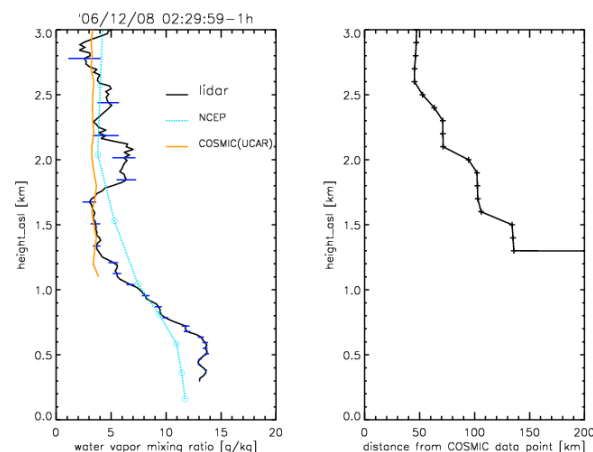


図8 左図はライダーと2006年12月7日26時58分のCOSMICの比較例。黒：ライダー(2時半からの1時間平均), 青：推定誤差, 水色点線：NCEP, 橙：COSMIC(UCAR)。なお, NCEPデータについてはデータ点を丸で示した。右図は各高度の掩蔽観測点とライダー観測拠点の距離を示している。

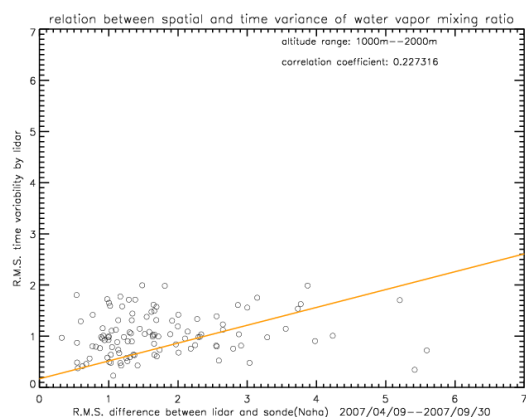


図7 図6と同様。ただし, 2007年4月9日から2007年9月30日のデータによる。相関係数は0.23

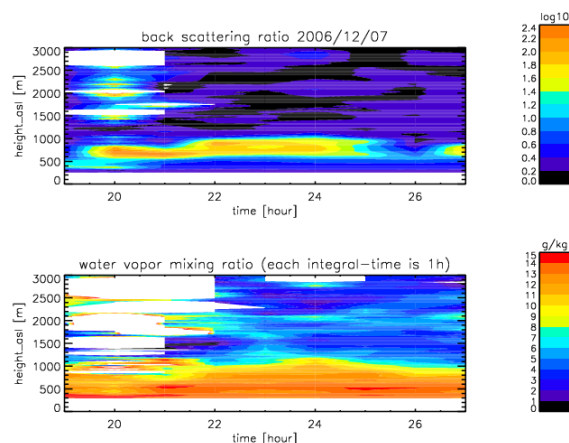


図9 2006年12月7日夜間の後方散乱比と水蒸気混合比の時間高度変化。時間分解能は1時間。

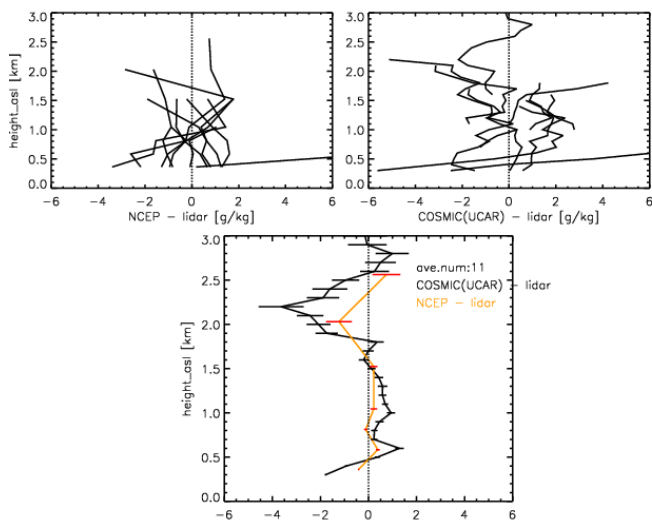


図 10 上段は NCEP , COSMIC(UCAR) とライダーの個別プロファイルの差の高度プロファイル . 下段はライダーと各種データの差の掩蔽 1 ~ 11 の平均の高度プロファイル . 各データ点における推定誤差を横線で示す , 黒 : COSMIC(UCAR) とライダーの差の 11 例平均 , 橙 : NCEP とライダーの差の 11 例平均