



特集 ライダー観測 I

研究船「みらい」における 洋上水蒸気のライダー観測

勝俣 昌己^{*1},谷口 京子¹,西澤 智明² ¹海洋研究開発機構 (〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15) ²国立環境研究所 (〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2)

Observing moisture in the marine atmosphere using lidars on board the research vessel *Mirai*: A review

Masaki Katsumata^{*1}, Kyoko Taniguchi¹, and Tomoaki Nishizawa²

¹Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Natsushima-cho 2–15, Yokosuka 237–0061 Japan ²National Institute for Environmental Studies (NIES), Onogawa 16–2, Tsukuba 305–8506 Japan

(Received December 9, 2021; revised February 8, 2022; accepted February 9, 2022)

The moisture in the marine lower troposphere is closely related to the weather and climate system. To measure it to resolve the meso-scale variation, we tried to utilize the lidar systems on board the research vessel *Mirai*. The first observation was made during the CINDY2011 field campaign in the Indian Ocean by adding the capability of retrieving Raman scattering at 660 nm onto a high-spectral resolution lidar. The obtained data successfully revealed the vertical transport of the moisture by cumulus quantitatively. The success was followed by the Raman lidar system based on the Mie-scattering onboard lidar. With the help of the dense radiosonde launches, the lidar (especially signals from 355-nm laser) successfully retrieved the moisture in the marine atmospheric boundary layer (MABL) with error comparable to the natural spatiotemporal variation. The case study demonstrated the capability to capture the meso-scale patches of moist / dry MABL. Possible future improvements are also discussed.

キーワード:水蒸気,海洋上,船舶搭載ライダー **Key Words**: moisture, marine, shipboard lidar

1. はじめに

大気中の水蒸気は、その時空間変動や液相・固相への相変化を通じて循環し(水循環)、また放射・熱・ 運動等のエネルギー循環をも司る、地球システムにおいて鍵となるパラメータである。地球上で最大の水蒸 気供給源は海洋表面であるが、その供給量は時空間的に偏在している¹⁾.一方で大気中の水蒸気を消費する 活発な降水も同じく偏在している^{1,2,3)}.加えて降水システムに伴う循環や混合は、降水域への水蒸気の水 平移流や、対流等による水蒸気の鉛直輸送などを通し、時空間的に水蒸気分布を大きく変化させる.この過 程の理解には、洋上大気中の水蒸気量の時空間分布の把握が肝要である.

洋上大気を鉛直方向に見た場合、より大量の水蒸気を含むのが対流圏下層である.これは大雑把に、海面から数百メートル程度の厚さをもつ「洋上大気混合層(Marine Atmospheric Boundary Layer; MABL)」と、そ





の上空の「自由大気」とに分けられる.このうち特に対流圏下層の自由大気の水蒸気量変化は、大気全体の 鉛直積算水蒸気量(可降水量)の変化の大部分を支配している⁴⁾.また、自由大気下層の水蒸気量の多寡 が、組織化した雲・降水システムの発達・衰弱に重要と指摘されている⁵⁾.一方 MABL は、鉛直方向にお いては、海洋から水蒸気供給を受けつつ、一方で自由大気への水蒸気供給源となっている.海洋からの水蒸 気供給量すなわち「潜熱フラックス」は、MABL 内の水蒸気量そのものにも依存する⁶⁾.また、MABL と その直上の自由大気との水蒸気輸送も同様に両層の水蒸気量にも依存すると考えられている⁷⁾.海面熱フ ラックスの変動においては雲システムに伴う短時間変動が重要視されており^{8,9)},1時間未満の細かい時間 分解能のデータが求められている.また水平方向においては、MABL 内での水蒸気水平移流が組織化した 降水帯への水蒸気供給源となっている(例えば、ITCZ²⁾、梅雨前線・線状降水帯¹⁰⁾、沿岸降水帯³⁾、台 風¹¹⁾、など).つまり、これら対流圏下層における水蒸気量変動を把握することは、近傍の降水システムの 理解や予報・予測に不可欠である.

このように重要な水蒸気量分布だが,海洋上での観測には多くの制約がつきまとう.人工衛星からは水蒸 気量の面的な分布を得ることができる¹²⁾が,対流圏下層の水蒸気情報を得るには(現時点での技術では) 低軌道衛星からの観測が必要であり,降水システムの盛衰を解像できる数時間以下の時間分解能の観測は困 難である.また鉛直分布,特にMABL内の情報を直接得ることも難しい.このため,対流圏下層の水蒸気 量の鉛直分布を十分な時間分解能で得る為には地球表面からの観測が必要となる.しかし島嶼は存在点が限 られ,かつ地形の影響もあるために観測点として不十分であり,観測地点を柔軟に選択可能なプラット フォーム,すなわち船舶やブイなどからの計測が望ましい.

船舶からの水蒸気量計測を長年担ってきたのは、気球にセンサーを取り付けて上昇させる「ラジオゾン デ」である.この最もクラシックな観測手段は、センサーの進化により、現在に至るまでも最も高精度な観 測手段として多用されている¹³⁾.しかしラジオゾンデ観測にはバルーン・センサー・ガス(水素・ヘリウ ム等)等の消耗品、アンテナ・受信機・放球場所等の設備、そして(多くの場合)人手が必要であり、観測 間隔は最短でも(降水雲の典型的な時間変化を解像できない)数時間が限界である.そこで高時間分解能を より簡易に実現可能な代替手段として、地上据付型リモートセンシングの開発が進められている.例えば受 動型としては、地上設置型マイクロ波放射計、測位衛星(GPS等.以後総称してGNSSとする)電波の遅 延量計測などが船舶搭載で試みられてきた.しかし受動型リモートセンシングでの鉛直分布観測手段の多く は未だ開発途上である.このため、洋上で水蒸気量の鉛直分布を十分な時間分解能で得るには、距離方向の 分布計測が可能な能動型リモートセンシング機器が有望である.

上記のような状況を鑑みると、洋上大気、特に対流圏下層での水蒸気量の観測の為に、適切なプラット フォームと、そこに搭載するセンサーを揃えることが必要と考えられる.この要請に対し、我々は、海洋研 究開発機構(以下 JAMSTEC)の研究船「みらい」というプラットフォームと、「ライダー」というセン サーを選択し、その組み合わせによる水蒸気観測を進めてきた、本稿では、その研究の経緯についてレ ビューする.

2. 前段階:「みらい」での水蒸気観測とミー散乱ライダー観測

海洋地球研究船「みらい」(Fig. 1)は 1998年の就航から現在(2021年)まで,研究船としては大型の船 体や長期航海能力(最長で1.5ヶ月無寄港)を活かした観測航海を,熱帯から極地に至る広い海域で実施し てきた.大型の船体は船体動揺が小さく,搭載機材の観測精度向上に資する.また,広い機材設置スペース は多彩な観測機材の同時搭載・運用も可能とする.観測項目の一つとして,洋上大気中の水蒸気量の観測も 多くの航海で実施されてきた.主な手段は,就航から現在に至るまで,ラジオゾンデを用いた鉛直分布観測 である.集中観測では3時間毎を1~2ヶ月継続する高頻度観測も実施されてきた.観測データからは,熱 帯での典型的な水蒸気鉛直分布⁴⁾や,熱帯や極地での降水システム中での水蒸気変動^{14,15)}等が得られてい る.2006年頃からは,GNSSの伝播遅延を利用した鉛直積算水蒸気量(可降水量)観測が船上でも可能に なった¹⁶⁾.更に,マイクロ波放射計の観測も試みられた¹⁷⁾.しかしいずれの観測も,水蒸気の鉛直分布を, 1時間以下の時間分解能で,安定的に取得することには成功していない.

一方でミー散乱ライダーは、対象こそ水蒸気ではなく雲やエアロゾルではあるが、「みらい」就航当初から鉛直分布を1時間以下の分解能で観測してきた.ライダー観測は国立環境研究所(以下 NIES)を主体と







Fig. 1 Photo of the research vessel (R/V) "*Mirai*". The blue and red broken circles indicate the locations where lidar systems were (are) installed: Blue is for special container including HSRL (see section 3), while red is for "*Mirai* lidar" in the radiosonde container (see section 4).

したグループによって 1999 年から始められ¹⁸⁾, その後に続く多くの航海で連続観測が実施された. 当初数 年はライダー専用コンテナを「みらい」甲板(Fig. 1 青丸)に置くスタイルであり,同じコンテナ内に雲 レーダーを設置した同時観測も行われた¹⁹⁾. 2003 年度からはコンパクト化したシステムを新たに「みらい」 ラジオゾンデ放球コンテナ(Fig. 1 赤丸)内に構築し,専門家の乗船を必ずしも必要としない観測態勢へと 移行した. これらの観測では長期間連続かつ安定したデータの取得に成功し,多くの成果をもたらした. 例 えば,西太平洋におけるエアロゾル南北分布の平均的描像の観測的明示²⁰⁾,肉眼では見えない巻雲の観 測²¹⁾,気温 0℃高度近辺に特徴的に現れる雲の発見²²⁾,等が挙げられる. これらの安定稼働と研究の実績 が,後の「みらい」船上でのライダー水蒸気観測の礎石となる.

3. ラマンライダーによる水蒸気観測 I: CINDY プロジェクト

「みらい」は 2011 年,熱帯インド洋での国際大気海洋観測プロジェクトである「CINDY2011」に参加した^{23,24)}. その際の「みらい」CINDY 航海に,NIES は新たに高スペクトル分解ライダー (high-spectral resolution lidar; HSRL)を投入した.

CINDY2011の主目的は、マッデン・ジュリアン振動(Madden-Julian Oscillation; MJO)と呼ばれる組織化 した雲群のインド洋での発生機構の解明であった.水蒸気の蓄積の重要性を指摘した事前の解析結果²⁵⁾か ら、水蒸気は最重要観測項目の一つであった.一方、HSRLの当初の主観測対象は MJO に伴うエアロゾル や雲の分布であった.しかし、航海の準備段階において著者(勝俣・西澤)は、HSRL に水蒸気ラマン散乱 の計測チャンネルを増設し、水蒸気量の鉛直分布を高い時間分解能で計測するアイディアに辿り着いた.検 討の結果、HSRL に 660 nm の受信チャンネルを付加して稼働させることに成功した²⁶⁾. この際の HSRL の 外観を Fig. 2 に示す.

Bellenger et al. (2015)²⁷⁾は、この 660 nm チャンネルの受信信号強度を水蒸気分子量に変換し、ラジオゾン デ観測から得られた平均的な乾燥空気密度との比をとることで、気象学で一般的に用いられる「水蒸気混合 比」に換算した. ライダーで得られた水蒸気混合比とラジオゾンデで得られた水蒸気混合比との比較結果が Fig. 3 である. 両データの高度毎の変動範囲は良く一致しており (Fig. 3(a))、その両者の相関係数も高度 1~4 km で 0.7 以上であった (Fig. 3(b)). また高度 3.5 km 以下では相対誤差が 5% 以下に抑えられていた (Fig. 3(c)). これらの結果からは、対流圏下層、特にライダーのオーバーラップ高度以高である自由大気の 部分において、ライダーの水蒸気混合比はラジオゾンデ観測値に匹敵する十分な精度のデータであったこと がわかる. 微弱なラマン散乱信号を観測可能なのは夜間のみであったが、このような高時間分解能の鉛直分 布観測データ (1 分毎・90 m 毎)を海上で得られたのは世界初であった.

更に Bellenger *et al.* (2015)²⁷⁾では、このライダー観測データの長所である高い時間分解能を活かし、ライ ダー観測水蒸気混合比の時間変化を、「みらい」直近の雲や降水の出現と関連付けて解析を行なった. Fig. 4 (a) は浅い積雲(降雨レーダーの観測エコー頂高度が4km以下)が上空を通過する前後1時間づつ(計2 時間)における、ライダー観測水蒸気混合比の変化を示している.積雲が上空に存在した前後において、水







Fig. 2 Photo of high-spectral resolution lidar (HSRL) on board R/V *Mirai* during MR11-07 (CINDY2011 cruise), for outlook (upper) and inside (lower) of the system container.

蒸気混合比は MABL を含む高度 1 km の大気最下層で減少,高度 1 km~4 km の自由大気で増加している. 過去の研究では,MJO などの組織化した雲群については,発生・発達の前に対流圏下層の湿潤化が起こり, それが浅い積雲を伴っている,との結果が示されている^{28,29)}が,それは数百 km の空間を平均した変化傾向 であった.この研究では,平均像とはいえ,1つの積雲に伴う水蒸気増加が定量的に示されており,かつ雲 量も同時に示されている (Fig.4(b)).これらの結果から,従来研究における数百 km スケールの水蒸気変 化の多くの割合を浅い積雲が担っていることが定量的に示された.個々の積雲がどの程度の湿潤化をもたら すのかを観測的かつ定量的に明示した研究は,高い時間・鉛直分解能のライダー水蒸気データを用いたこの 研究が世界初であった.





Fig. 3 (a) Distributions of the water vapor mixing ratios (in g kg⁻¹) from HSRL (colors) and from radiosonde (black dots). (b) Proportions of HSRL data that are removed for being outside the range of values observed by the radiosonde (black) and the correlation between the remaining (quality-controlled) HSRL data and collocating radiosonde-derived data (red). (c) Mean relative difference between the HSRL-derived and radiosonde-derived data (solid) and the corresponding standard deviation (dashed). The relative difference is defined as (q(HSRL) - q(radiosonde))/[(q(HSRL) + q(radiosonde))/2], where q(x) is the water vapor mixing ratio derived by the method *x*. Quoted from Bellenger *et al.* (2015) (© American Meteorological Society).



Fig. 4 (a) Time-height composites of HSRL-derived mean moisture anomalies (colors; in g kg⁻¹ day⁻¹) around shallow convective cloud cooccurrences of at least 2 min (260 cases). The small (large) dots show where the anomalies are different from zero at the 95% (99%) level. The black curve (above the abscissa) is the mean convective cloud cover (proportion of clouds with cloud-base height lower than 1.2 km using the ceilometer). (b) Mean instantaneous moisture tendency profile $(\partial q/\partial t_{cloud})$; solid thick line) associated with shallow convective cloud occurrence. This tendency is computed from (a) on a 25-min interval centered on lag 0 [time interval highlighted in (a) by vertical lines] and vertically averaged every 500 m. The error bars are the standard deviation of the moisture tendencies within each 500-m bin. Also superimposed is the normalized distribution of the ceilometer-derived cloud-base heights lower than 1.2 km (dotted) and radar-derived convective echo tops (dashed with plus signs). Quoted from Bellenger *et al.* (2015) (© American Meteorological Society).





4. ラマンライダーによる水蒸気観測Ⅱ:定常的な船上観測に向けて

残念ながら前節で述べた HSRL の「みらい」搭載は CINDY 航海限りであり,加えて,各航海で連続観測 を行なってきた NIES によるミー散乱ライダー観測も,2013 年度を以って一旦終了することとなった.この 状況を受け,2014 年度からは,JAMSTEC と NIES との共同研究という新たな態勢でミー散乱ライダー観測 を実施することとなった.機材は前年までのミー散乱ライダー(ゾンデコンテナ設置型)の構成を踏襲し, 新たに調達したパーツ類で組み上げ,そこにラマン散乱計測による水蒸気計測機能を付加することとなっ た.この新たな"「みらい」ライダー"は、2014 年度から観測運用を開始し、改良を施しつつ現在(2022 年)まで観測を継続している.本節ではこの「みらい」ライダーによる水蒸気観測結果^{30,31)}について紹介 する.

「みらい」ライダーの2021年時点でのシステム構成をFig.5に,主な仕様をTable 1に示す.レーザーの 送信波は1064 nm,532 nm,355 nm の3 波長で,時間幅5 ns のパルスを繰り返し周波数10 Hz で天頂方向 に射出する.大気中で散乱された信号は,20 cm 径の望遠鏡を通った後,ダイクロイックミラーによって7 波長に分けられ,各波長の受光部へ送られる.(加えて,近距離観測用の5 cm 径望遠鏡を通して,532 nm の信号を受信している.)このうち,408 nm (355 nm 射出光に対する水蒸気ラマン散乱光の観測用)の受光 部は2017年に追加されたものであり,それ以前は水蒸気ラマン散乱は660 nm のみで観測されていた.一 方,607 nm 及び387 nm において窒素ラマン散乱信号の測定チャンネルを設けた.これにより(CINDY 観 測当時はゾンデ観測から仮定していた)乾燥大気の密度を随時観測すること,及び,水蒸気ラマン信号と窒 素ラマン信号との比を取ることにより,信号の減衰等の影響を軽減することを目論んだ.

受信信号から水蒸気混合比を得る為には,求める水蒸気混合比と,観測される信号強度との間には,以下の関係を仮定した.

$$q_{l}(r) = K(r) \frac{O_{WV}(r) S_{WV}(r) T_{WV}(r)}{O_{N2}(r) S_{N2}(r) T_{N2}(r)}$$
(1)

式中の記号は以下を表す: $q_l(r)$ はレンジ距離 r におけるライダー測定水蒸気混合比, $O_x(r)$ は散乱体 x (x は水蒸気 [wv] または窒素 [N2]) に対するビーム重なり分布を表す関数, $S_x(r)$ は散乱体 x に対するラマン後方散乱強度, $T_x(r)$ は散乱体 x に対する,散乱体から受光部までの大気の透明度,そして,K(r)は,



Fig. 5 Schematic diagram of the *Mirai* Raman-Mie lidar observation system. Quoted from the supplement for Katsumata *et al.* (2020) (licensed under CC BY 4.0).





Table 1System specification of the Mirai Raman-Mie lidar observation system.Quoted from the supplement for Katsumata et al. (2020)(licensed under CC BY 4.0).

Transmitter		
Laser	Nd:YAG Quantel BrilliantEazy	
Wavelength	1064 nm, 532 nm, 355 nm	
Repetition rate	10 Hz	
Pulse duration	5 ns	
Power (Nominal)	100 mJ (1064 nm), 100 mJ (532 nm), 50 mJ (355 nm)	
Beam expander	DWBX-10.0-5x-1064/532, BXUV-10.0-5x-355	
Photodiode	Hamamatsu	
Receiver		
Telescopes	20 cm diameter telescope, Celestron C8	
	5 cm diameter telescope,	
Detectors		
1064 nm	Licel APD-1.0 (MR15-04), APD-3.0 (MR17-08)	
532 nm	Hamamatsu H10721-20	
355 nm	Hamamatsu H10721-210	
660 nm	PMT, Licel R9880U-20	
607 nm	PMT, Licel R9880U-110	
408 nm	PMT, Licel R9880U-113	
387 nm	PMT, Licel R9880U-110	
Recorders		
A/D converter	Turtle TUSB-0261ADMH	
Transient recorder	Licel TR40-80-12bit	

観測された水蒸気ラマン信号と窒素ラマン信号の比(右辺の後半部分 $\frac{O_{wv}(r) S_{wv}(r) T_{wv}(r)}{O_{N2}(r) S_{N2}(r) T_{N2}(r)}$,以下 Signal

Ratio (*SR*(*r*)) と称する) を水蒸気混合比に換算するための係数, である.

今回紹介する研究においては、まず「みらい」ライダーの水蒸気観測に対するパフォーマンスを示すことを目的として、複雑な物理過程を省略し、ラジオゾンデ観測結果とライダー観測値を統計的に合わせ込むことで*q*₁を求めた.その処理は以下の3段階に分けられる:(1)得られた観測値全てを用いた*SR*の時間-レンジ距離分布の算出、(2)ラジオゾンデで観測された水蒸気混合比(*q*_{rs})と、同時刻の*SR*とのペアを用いた、レンジ距離毎の*K*(*r*)の算出、そして(3)得られた*K*(*r*)を用いた全ての*SR*からの*q*₁の算出、である.

処理(1)において、式中の $S_x(r)$ は、各チャンネルの光子カウントを用いた、後述の処理の為にラマン及 びミー散乱の両方の信号を用いるため、全てのチャンネルのデータをレンジ距離方向に 30 m 毎のデータに 変換した.まず有効かつ十分な信号強度のデータとして、以下の 2 つの基準を満たすものを解析対象とし た.1つは光子数が 10 個以上であること、もう1つは(ラマン信号検知可能な最大高度を遥かに超える) 高度 7.5 km 以遠のデータを背景信号と見做し、それよりも強い信号であること、である、背景信号は各観 測時刻毎に算出し、刻々と変化する月光や各種照明光の影響を考慮した.更に、1064 nm チャンネルのミー 散乱信号で雲や雨が存在すると判定されたレンジ距離以遠のデータを処理対象から外した.Tx(r)は、乾燥 大気の気体減衰係数から算出した.大気の鉛直構造は、標準大気データベース CIRA86³²⁾を参照し、「みら い」の位置・日付を内挿して求めた、計算の単純化の為,Tx(r)の計算ではエアロゾルや水蒸気の影響は考 慮から外した. $O_{xr}(r)$ は、水蒸気と窒素で同じ値であること、すなわち、 $O_{wv}(r)/O_{N2}(r) = 1$ を仮定した.こ れらの単純化により無視された要素の影響は、統計的に算出されるK(r)に非明示的に含まれると想定した.

処理(2) でのK(r)の算出には、専用のデータを準備した、ライダーデータは、SR(r)を、時間方向に10 分間、レンジ距離方向に120mの移動平均をとり、ノイズを軽減させた、 $q_{rs}(r)$ についても、ライダーのレ ンジ距離方向に同様の移動平均処理を施した、この $q_l(r) \ge q_{rs}(r)$ の組み合わせからK(r)を算出した、K(r)はラジオゾンデの観測回数分存在するため、各レンジ距離r毎にK(r)の中央値を求め、それを最終的なK



(*r*)とした.

処理 (3) では、処理 (2) で算出した K(r)を用いて、SR(r)を $q_l(r)$ に変換した. SR(r)は、時間方向に 1 分間、レンジ距離方向に 30 m の範囲の平均値であり、変換後の ql(r)も同じ時空間分解能である. この ql(r)を、1/8 秒毎に観測されている船体傾斜を考慮し高度への変換を行い、同時に時空間方向の平滑化(時 間方向に 10 分間、高度方向に 120 m の範囲)を行なった. 平滑化の際、対象時空間範囲のデータ点のうち 2/3 が有効な $q_l(r)$ の場合のみ、平滑化後のグリッドに有効データを与えた.

以上の処理を,2015年のMR15-04 航海,及び,2017年のMR17-08 航海の観測データに対して施した. どちらの航海も,海大陸観測強化年(Years of the Maritime Continent; YMC)³³⁾の集中観測として,インドネ シア・スマトラ島の西岸沖合で実施され,その間,「みらい」ライダーの連続観測,及び3時間毎のラジオ ゾンデ観測が実施された^{34,35)}.

 q_l の算出に使用した観測データの期間,数などをTable 2 に示す. q_l について,本稿では以後,532 nm 送 信波に対する 660 nm (水蒸気ラマン)及び 607 nm (窒素ラマン)の受信信号を用いた水蒸気混合比を q_{1532} ,355 nm 送信波に対する 408 nm (水蒸気ラマン)及び 387 nm (窒素ラマン)の受信信号を用いた水蒸 気混合比を q_{1355} ,とそれぞれ呼称する. MR17-08 航海では,4つのラマン信号受信チャンネルを稼働させ ており、 q_{1532} 及び q_{1355} の両方を算出した.一方 MR15-04 では 408 nm チャンネルが未整備だったため、 q_{1532} のみを算出した.また、ライダー観測の鉛直分解能も航海毎・チャンネル毎に異なる.一方、真値とし て用いるラジオゾンデも、両航海で使用した型式が異なっている.この2タイプのラジオゾンデ間の相対湿 度の誤差は約 2% であり³⁶⁾、公称誤差も 1% 異なる.これらを鑑み、K(r)の算出は、航海毎、波長毎に行 なった.K(r)の算出には、対象期間に取得されたラジオゾンデデータを全て利用し、精度の最大化を図った.

Name of Cruise		MR15-04	MR17-08	
Period for the analyses in the present study		Nov. 23 – Dec. 17, 2015 (25 days)	Nov. 30 – Dec. 13, 2017 (14 days) ¹	
Lidar data	Available q_l products	<i>q</i> 1532	<i>q</i> 1532, <i>q</i> 1355	
Radiosonde data	Number of profiles when q_l is available	92	56	
	Type of sensor	RS92-SGP, Vaisala	RS41, Vaisala	
	Nominal accuracy of relative humidity ²	5 %	4 %	

Table 2 Summary of data used to estimate K(r) and to compare q_l and q_{rs} . Quoted from Katsumata *et al.* (2020) (licensed under CC BY 4.0).

¹Data after December 13, 2017 are omitted from the analyses in the present study due to insufficient quality of raw data from *Mirai* lidar.

²According to the manufacturer, as in Kawai *et al.* (2017).

ライダー算出の水蒸気混合比と、ラジオゾンデ観測のそれを比較する.まず全データを散布図で比較した のが Fig. 6 である.MR17-08 については、 q_{1532} 、 q_{1355} の両方共に、相関係数は約 0.9、二乗平均差(RMSD) は約 0.5 g/kg(絶対量の約 3%)であった.この RMSD は MABL 内の水蒸気の空間変動^{37,38)}と同程度であ り、ラジオゾンデとライダーとの水平位置差で誤差の大部分が説明できると考えられる.一方 MR15-04 の q_{1532} は、相関係数は約 0.67 に、RMSD は 1.2 g/kg(絶対量の約 7%)であった.この航海毎の差は、 MR17-08 航海の方が生データの鉛直分解能が細かく、1 点の q_1 を算出するのに使われた生データの数が多 い(単純計算で 2 倍)ことが原因と考えられる.一方、差異の高度分布を示したのが Fig. 7 である. MR17-08 については、 q_{1355} は高度 0.85 km 程度まで、 q_{1532} は高度 0.45 km 程度まで得られている.航海期間 中の平均的な MABL の厚さは 0.6 km 程度までであったが、その高度範囲内では、 $|q_l - q_{rs}|$ は 0.7 g/kg 以下 (絶対量の 5% 以下)に抑えられている.一方 MR15-04 の q_{1532} の RMSD は 1.0 g/kg 程度以上となってい た.但し、いずれの q_l においても、目立つバイアス誤差はみられなかった.

取得されたデータと実現象との対応を見るため、ケーススタディを行なった(Fig. 8). 先に示したように q_{1355} (Fig. 8(b))の方が q_{1532} (Fig. 8(a))よりも高高度までデータが得られている.一方、両方で共通に、









Fig. 6 Scatter plots comparing lidar-derived water vapor mixing ratio q_l (in ordinate) and radiosonde-observed one q_{rs} (in abscissa). (a) q_{l532} for MR15–04, (b) q_{l532} for MR17–08, and (c) q_{l355} for MR17–08, respectively. "points", "RMSD" and "cor" stand for number of data points, root mean square difference, and correlation coefficient, respectively. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).

12-14 UTC 付近と, 20-22 UTC 付近に, q1 の急激な変化が捉えられている.

まず 14 UTC 付近では、MABL 内での q_l が大きくなり、かつ q_l の高い層が厚くなっている。14 UTC の直前にはデータ欠測が起きている。船上雨量計では雨を検知していないが、これは海面まで達しないような雲・降水による遮蔽と考えられる。この欠測前の数時間(1030 UTC 頃~1400 UTC 頃)、気温の低下(Fig. 8 (c))、湿度・水蒸気量の上昇(Fig. 8(d))があり、その変化の開始・終了時刻には風が変化していた(Fig. 8(e)). これらから、 q_l で捉えられた 14 UTC 前後の変化は、メソスケールで広がる冷湿域、すなわちコールドプールの端の通過に伴うと考えられる。

一方 20 UTC 前後では、 q_l が一旦欠損した後、1 時間以上にわたって q_l が低下し MABL が消失している (Fig. 8(a)).欠損期間は、強いミー散乱シグナル(Fig. 8(f))として検知される雲底が、高度 0.7 km 付近か ら徐々に上昇に転ずるタイミングに相当し、また、弱い縦長のシグナルとして検知される降雨も見られる (降雨は船上雨量計でも検知されている(Fig. 8(d))).船上観測では、気温の降下(Fig. 8(c))、水蒸気混合 比の低下(Fig. 8(d))、そして風速の上昇(Fig. 8(e))が検知されている。気温と水蒸気混合比はその後、 q_l が回復し MABL のが再び認められるようになる 2130 UTC 過ぎにかけてゆっくりと回復した.この低 q_l の 期間、「みらい」搭載の降雨レーダー画像では、北西-南東方向に伸びる線状の降水帯の上空通過と、その後 面(南西側)に広がる層状性降水域が見られた.これら観測データから、1900 UTC 頃~2130 UTC 頃の q_l の低下は、メソスケール降水システムによる大気の鉛直混合に伴って海面付近まで下降した上空の乾燥空 気³⁹⁾を捉えたと考えられる.





Fig. 7 Comparison of the vertical profiles of water vapor mixing ratio. Panels in the left column ((a), (d) and (g)) are for the averaged profile of q_l (red) and q_{rs} at corresponding time (black). Panels in the middle column are for the $q_l - q_{rs}$, as in the average (thick black), average \pm standard deviation (gray), median (thick red), and 1st and 3rd quartiles (thin red), respectively. Panels in the right column are number of available pairs of q_l and q_{rs} . Top panels are for q_{l532} in MR17–08, and bottom panels are for q_{l355} in MR17–08. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).





Fig. 8 Observed time series on Dec. 12, 2017 (in UTC). (a–b) Time-height cross section of lidar-derived water vapor mixing ratio, for (a) q_{1532} and (b) q_{1355} . White color indicates the location where data is unavailable. (c–e) Surface meteorological parameters obtained by instruments onboard R/V *Mirai*, for (c) pressure (blue) and temperature (red), (d) rainrate (red), relative humidity (blue) and water vapor mixing ratio (green), and (e) wind speed (black), zonal wind speed (red), meridional wind speed (blue) and wind vector at every hour. (f) time-height cross section of the normalized backscatter signal received at 1064 nm. Quoted from Katsumata *et al.* (2021) (licensed under CC BY 4.0).

これらの結果から、「みらい」ライダーは、MABL 及びその直上の自由大気の一部について、メソスケー ル現象を解像できる細かい時間分解能での水蒸気変動を観測できることが示された.「みらい」ライダーは 2015 年以降現在(2021年)に至るまで観測を継続しており、多彩な大気海洋状況下における MABL の変動 特性の解明が期待される.



5. まとめと今後

本稿では研究船「みらい」におけるライダー水蒸気観測について、これまでの結果をレビューした. 観測 データは着実に蓄積されてきており、これを活かしたメソスケール・雲スケールの水蒸気変動の研究の進展 と、それに係る気象・気候システムの解明が期待される.

一方で、今後に残された問題点や要改善点も多い、4章で述べた「みらい」ライダーの水蒸気算出法で は、海域状況等の外部条件やライダー調整状況などの内部条件が異なる場合の精度やその改善方法の検討が 必要であり、常時取得されている海上気象データ(湿度,気温等)や、同時取得されているライダーのミー 散乱データ(強度・偏光解像度等)等を更に利用した改良が望ましい.一方、新たな水蒸気観測用ライダー の利用も考える必要がある.本稿で紹介したシステムはいずれも設計済のライダーに対してラマン信号受信 チャンネルを付加したものであり、水蒸気観測を主目的として設計されたシステムでは、データ品質や取得 高度範囲の改善、現状では難しい昼間の観測データの取得、などが期待される.例えば可搬型ラマンライ ダーでも水蒸気観測専用のシステムでは夜間は高度5km以上、昼間は高度1km以上までの観測実績があ る⁴⁰⁾.また差分吸収ライダー(Differential absorption lidar; DIAL)も観測実績を重ねている^{41,42)}.日変化が 重要と言われる海洋上で昼夜を問わない連続観測データは重要である.今後、品質・時空間範囲・時空間分 解能の向上した海上水蒸気データの取得・蓄積による、気象・気候システムの理解進展や予報・予測能力向 上が期待される.

謝 辞

「みらい」就航以来,ライダー観測に御尽力いただいた各位,特に松井一郎氏(前・NIES;現・MSS), 清水厚氏(NIES),杉本伸夫氏(NIES)に感謝します.

引用文献

- 1) Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, F. Fasullo, 2007: Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *J. Hydrometeor.*, **8**, 758–769, doi:10.1175/JHM600.1.
- Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, N. G. Andronova, 2010: Tropospheric water vapor, convection and climate. *Rev. Geophys.*, 48, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301.
- Ogino, S.-Y., M. D. Yamanaka, S. Mori, J. Matsumoto, 2017: Tropical coastal dehydrator in global atmospheric water circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11636–11643, doi:10.1002/2017Gl075760.
- Yoneyama, K., 2003: Moisture variability over the tropical western Pacific ocean. J. Meteor. Soc. Japan, 81, 317–337, doi:10.2151/jmsj. 81.317.
- Takemi, T., O. Hirayama, C. Liu, 2004: Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary Layer Meteor.*, 9, 91–112, doi:10.1007/ BF00232256.
- de Szoeke, S. P. 2018: Variations of the moist static energy budget of the tropical Indian Ocean atmospheric boundary layer. J. Atmos. Sci., 75, 1545–1551, doi:10.1175/JAS-D-17–0345.1.
- 8) Jabouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 816–837, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0816:MOSFBA>2.0.CO;2.
- 9) Yokoi, S., M. Katsumata, K. Yoneyama, 2014: Variability in surface meteorology and air-sea fluxes due to cumulus convective systems observed during CINDY/DYNAMO. J. Geophys. Res. Atmos., 119, 2064–2078, doi:10.1002/2013JD020621.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-Kousuitai", causing localized heavy rain in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485–509, doi:10.2151/jmsj. 2020–029.
- 11) Fujiwara, K. R. Kawamura, H. Hirata, T. Kawano, M. Kato, T. Shinoda, 2017: A positive feedback process between tropical cyclone intensity and the moisture conveyor belt assessed with Lagrangian diagnositics. J. Geophys. Res.: Atmos., 122, 12502–12521, doi:10.1002/2017JD027557.
- 12) Wentz, F. J., 2015: A 17-yr climate record of environmental parameters derived from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) microwave imager. J. Climate, 28, 6882–6902, doi:10.1175/JCLI-D-15–0155.1.
- 13) 藤原正智, 2011:気候監視のための新しい高層気象観測ネットワーク GRUAN. 天気, 58, 679-695.
- Katsumata, M., K. Yoneyama, 2004: Internal structure of ITCZ mesoscale convective systems and relative environmental factors in the western Pacific: An observational case study. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 1035–1056, doi:10.2151/jmsj.2004.1035.





- Inoue, J., M. E. Hori, Y. Tachibana, T. Kikuchi, 2010: A polar low embedded in a blocking high over the Pacific Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14808, doi:10.1029/2010GL043946.
- 16) Fujita, M., F. Kimura, K. Yoneyama, M. Yoshizaki, 2008: Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L13803, doi:10.1029/2008GL033764.
- 17) 篠田太郎,米山邦夫,勝俣昌己, Randolph Ware,中村健治,2004:「みらい」に搭載されたマイクロ波放射計に よる熱帯海洋上の気温と水蒸気混合比の鉛直プロファイル観測.日本気象学会2004年秋季大会,P327.
- 18) Sugimoto, N., I. Matsui, Z. Liu, A. Shimizu, I. Tamamushi, K. Asai, 2000: Observation of aerosols and clouds using two-wavelength polarization lidar during the Nauru99 experiment. 海と空, **76**, 93–98.
- 19) Okamoto, H., T. Nishizawa, T. Takemura, H. Kumagai, H. Kuroiwa, N. Sugimoto, I. Matsui, A. Shimizu, S. Emori, A. Kamei, and T. Nakajima, 2007: Vertical cloud structure observed from shipborne radar and lidar: Midlatitude case study during the MR01/K02 cruise of the research vessel Mirai, *J. Geophys. Res.*, **112** (D08), D08216, doi:10.1029/2006JD007628.
- 20) Sugimoto, N., I. Matsui, Z. Liu, A. Shimizu, K. Asai, K. Yoneyama, M. Katsumata, 2001: Latitudinal distrivution of aerosols and clouds in the western Pacific observed with a lidar on board the research vessel Mirai. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4187– 4190.
- 21) Iwasaki, S., Y. Tsushima, R. Shirooka, M. Katsumata, K. Yoneyama, I. Matsui, A. Shimizu, N. Sugimoto, A. Kamei, H. Kuroiwa, H. Kumagai, H. Okamoto, 2004: Subvisual cirrus clouds observation with the 1064-nm lidar, the 95-GHz cloud radar, and radiosondes on the warm pool, *Geophys. Res. Lett.*, **31** (9), L09103, doi: 10.1029/2003GL019377.
- 22) Yasunaga, K., K. Yoneyama, H. Kubota, H. Okamoto, A. Shimizu, H. Kumagai, M. Katsumata, N. Sugimoto, I. Matsui, 2006: Melting layer cloud observed during R/V Mirai cruise MR01-K05, *J. Atmos. Sci.*, 63 (11), 3020–3032, doi: 10.1175/JAS3779.1.
- 23) Yoneyama, K., C. Zhang, C. N. Long, 2013: Tracking pulses of the Madden-Julian Oscillation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94, 1871–1891, doi:10.1175/BAMS-D-12-00157.1.
- 24) JAMSTEC, 2011: R/V Mirai Cruise Report MR11-07. (Available at http://www.godac.jamstec.go.jp/)
- 25) Katsumata, M., R. Johnson, P. Ciesielski, 2009: Observed synoptic-scale variability during the developing phase of an ISO over the Indian Ocean during MISMO. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3434–3448, doi:10.1175/2009JAS3003.1
- 26) Nishizawa, T., N. Sugimoto, I. Matsui, T. Takano, 2012: Development of two-wavelength high-spectral-resolution lidar and application to shipborne measurements. *Proc. 26th Int. Laser Radar Conf.*, Porto Helli, Greece, 147–150.
- 27) Bellenger, H., K. Yoneyama, M. Katsumata, T. Nishizawa, K. Yasunaga, R. Shirooka, 2015: Observation of moisture tendencies related to shallow convection, J. Atmos. Sci., 72, 641–659. doi:10.1175/JAS-D-14-0042.1
- 28) Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. J. Climate, 12, 2397–2418, doi: 10.1175/1520–0442 (1999)012<2397:TCOTC>2.0.CO;2.
- 29) Katsumata, M., H. Yamada, H. Kubota, Q. Moteki, R. Shirooka, 2013: Observed evolution of northward-propagating intraseasonal variation over the western Pacific: A case study in boreal early summer. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 690–706, doi:10.1175/ MWR-D-12-00011.1.
- 30) Katsumata, M., K. Taniguchi, T. Nishizawa, 2020: An attempt to retrieve continuous water vapor profiles in marine lower troposphere using shipboard Raman / Mie lidar system. SOLA, 16A, 6–11, doi:10.2151/sola.16A-002
- 31) Katsumata, M., K. Taniguchi, T. Nishizawa, 2021: Corrigendum: "An attempt to retrieve continuous water vapor profiles in marine lower troposphere using shipboard Raman / Mie lidar system". SOLA, 17, c1-c4, doi:10.2151/sola.2021-022
- 32) Fleming, E. L., S. Chandra, M. R. Schoeberl, J. J. Barnett, 1988: Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height, and pressure for 0–120 km, NASA Tech. Memo. NASA TM-100697, 85 pp. doi:10.1016/0273-1177 (90)90230-W.
- 33) Yoneyama, K., and C. Zhang, 2020: Years of the Maritime Continent. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL087182. doi:10.1029/2020GL087182.
- 34) JAMSTEC and BPPT, 2016: MR15-04 cruise report. (Available online at http://www.godac.jamstec.go.jp/)
- 35) JAMSTEC and BPPT, 2018: MR17-08 cruise report. (Available online at http://www.godac.jamstec.go.jp/)
- 36) Kawai, Y., M. Katsumata, K. Oshima, M. E. Hori, J. Inoue, 2017: Comparison of Vaisala radiosondes RS41 and RS92 launched over the oceans from the Arctic to the tropics. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 2485–2498, doi:10.5194/amt-10-2485-2017.
- 37) Fabry, 2006: The spatial variability of moisture in the boundary layer and its effect on convection initiation: Project-long characterization. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 79–91, doi:10.1175/MWR3055.1.
- 38) Shinoda, T., A. Higuchi, K. Tsuboki, T. Hiyama, H. Tanaka, S. Endo, H. Minda, H. Uyeda, K. Nakamura, 2009: Structure of convective circulation in the atmospheric boundary layer over the northwestern Pacific Ocean under a subtropical high. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 979–996, doi:10.2151/jmsj.87.979.
- 39) Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568–1589. doi:10.1175/1520-0493(1977)105<1568:MACDAD>2.0.CO;2
- 40) Sakai, T., T. Nagai, T. Izumi, S. Yoshida, Y. Shoji, 2019: Automated compact mobile Raman lidar for water vapor measure-



ment: Instrument description and validation by comparison with radiosonde, GNSS, and high-resolution objective analysis. *Atmos. Meas. Tech.*, **12**, 313–326, doi:10.5194/amt-12–313–2019.

- 41) Abo, M., T. Sakai, P. P. L. Hoai, Y. Shibata, C. Nagasawa, 2018: Measurements of water vapor profiles with compact DIAL in the Tokyo metropolitan area. *EPJ Web Conf.*, **176**, 04015, doi:10.1051/epjconf/201817604015.
- 42) Newsom, R. K., D. D. Turner, R. Lehtinen, C. Munkel, J. Kallio, R. Roininen, 2020: Evaluation of a compact broardband differential absorption lidar for routine water vapor profiling in the atmospheric boundary layer. J. Atmos. Oceanic Technol., 37, 47–65, doi:10.1175/JTECH-D-18-0102.1.

勝俣昌己

1998年北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻にて博士(理学)取得.日本学術振興会特別研究員を経て, 1999年より海洋科学技術センター(現・海洋研究開発機構)研究員.2007~2008年,米コロラド州立大客員研究員. 雲・降水システム及び大気海洋相互作用を研究対象とし,主に研究船「みらい」や島嶼域での現場観測研究に従事.