

第 501 回 生存圏シンポジウム

第 17 回
MUレーダー・赤道大気レーダー
シンポジウム

2023年9月19日・20日

京都大学生存圏研究所

はじめに

滋賀県甲賀市信楽町に位置する MU レーダーは、完成当初の 1984 年から全国共同利用に供され、広範な学問分野に渡る多くの成果を上げ続けている。2004 年に導入された「MU レーダー観測強化システム」では、レーダーイメージング観測が可能になるなど、常に世界で最も高機能な大型大気レーダーの一つとして活躍を続けている。MU レーダーは、電気・電子・情報・通信分野の世界最大の学会である IEEE (Institute of Electrical and Electronics Engineers) より IEEE マイルストーンに認定され、また電子情報通信学会マイルストーンと電気学会「でんきの礎」にも選定された。2017 年には学内予算により「MU レーダー高感度観測システム」が整備され、送受信制御ユニットなどの一部を更新、受信感度が向上しており、益々その活躍が期待されている。

一方、インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置する赤道大気レーダー (EAR) は、2000 年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、京都大学生存圏研究所 (RISH) とインドネシア国立研究革新庁 (BRIN) (旧 航空宇宙庁 (LAPAN)) との協同運用により長期連続観測が続けられている。2001～2006 年度に実施された科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合 (CPEA)」において、その中核設備として利用され、2005 年度から EAR 及びその関連設備の共同利用を開始した。当初から国際共同利用にも供しており、海外の研究者による共同利用が全課題数の約 3 割を占めている。また、京都大学では、赤道大気レーダーを MU レーダー並に高性能・高機能化するべく赤道 MU レーダー (EMU) を概算要求している。日本学術会議の学術の大型施設計画・大規模研究計画に関するマスタープラン「学術大型研究計画」(マスタープラン 2014・2017・2020) の重点大型研究計画に EMU を主要設備の一つとする「太陽地球系結合過程の研究基盤形成」(2014・2017 は津田敏隆代表、2020 は山極壽一京大総長代表) が選定された。

本年 9 月 19 日・20 日に、第 17 回 MU レーダー・赤道大気レーダーシンポジウムをオンライン開催した。共同利用により得られた研究成果のほか、大気科学・レーダー工学に関連する研究成果、計画について 30 件の研究発表が行われた、特に今回は海外からの発表も多く、外国人による発表が 1/3 を占めており、活発な議論が行われた。

2023 年 9 月

京都大学生存圏研究所
MU レーダー/赤道大気レーダー共同利用・共同研究専門委員会
委員長 橋口 浩之

目 次

| | |
|--|----|
| MU レーダー・赤道大気レーダー共同利用の現状 | 1 |
| 橋口浩之(京大 RISH) | |
| MU レーダーを用いた DDMA-MIMO 観測実験:対流圏観測によるビーム幅検証 | 4 |
| 松田知也・橋口浩之(京大 RISH) | |
| 1.3GHz 帯大気レーダーを用いた MIMO レーダーの開発 | 7 |
| 石井佑奈・橋口浩之(京大 RISH) | |
| 赤道大気レーダ/MU レーダと下部対流圏レーダを組み合わせた降水雲内の 大気鉛直流の推定 | 15 |
| 戸田望・重尚一(京大理)・橋口浩之(京大 RISH)・西憲敬(福岡大理)・Christopher R. Williams (Univ. of Colorado Boulder, USA) | |
| PANSY レーダーによる流星風長期連続観測 | 18 |
| 堤雅基・橋本大志(極地研)・西村耕司(京大 RISH)・佐藤亨(京大)・高麗正史・佐藤薫 (東大理) | |
| 信楽イオノゾンデ観測を用いた機械学習によるスホラディック E 層の自動検出と統計解析 | 21 |
| 采山裕紀・横山竜宏・劉鵬・山本衛(京大 RISH) | |
| Indirect effect of the Mixed Rossby Gravity waves associated with the Madden-Julian Oscillation on the tropopause inversion layer | 22 |
| Khanifah Afifi (ITB, Indonesia)・Noersomadi (BRIN, Indonesia)・Nurjanna Joko Trilaksono (ITB, Indonesia) | |
| Analysis of frequency and vertical wavenumber spectra of winds and temperature in the upper troposphere-lower stratosphere (UTLS) using superior-vertical-resolution radiosondes observed at the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) observatory | 25 |
| Anis Purwaningsih・Noersomadi (BRIN, Indonesia)・Toshitaka Tsuda (RISH, Kyoto Univ.)・Tiin Sinatra・Halimurrahman・Nani Cholianawati・Asif Awaludin (BRIN, Indonesia) | |
| Comparison of the turbulence echo power by EAR with the refractive index gradient and the atmospheric stability analyzed using hourly radiosondes with 10m vertical resolution | 29 |
| Tiin Sinatra・Noersomadi・Asif Awaludin・Halimurrahman・Nani Cholianawati・Anis Purwaningsih (BRIN, Indonesia)・Toshitaka Tsuda・Hiroyuki Hashiguchi・Hubert Luce (RISH, Kyoto Univ.) | |
| Atmospheric Humidity Estimation From Wind Profiler Radar And Radio Acoustic Sounding System Using Ensemble Learning | 32 |
| Asif Awaludin・Nani Cholianawati・Halimurrahman・Tiin Sinatra・Noersomadi・Anis Purwaningsih (BRIN, Indonesia)・Toshitaka Tsuda・Hiroyuki Hashiguchi (RISH, Kyoto Univ.) | |
| Study on the best-fit Probability Density Function (PDF) Model of the Refractive Index Gradient Profile Using Long-Term Radiosonde Campaign Data in the Equatorial Region | 35 |
| Halimurrahman (BRIN, Indonesia)・Toshitaka Tsuda (RISH, Kyoto Univ.)・Asif | |

| | |
|---|----|
| Awaludin・Noersomadi・Didi Satiadi・Nani Cholianawati・Tiin Sinatra・Anis Purwaningsih (BRIN, Indonesia) | |
| A Relation Between Bending Angle Gradient of GNSS RO and Atmospheric Stability: (Part I) Model study | 38 |
| Toshitaka Tsuda (RISH, Kyoto Univ.)・Nani Cholianawat・Noersomadi (BRIN, Indonesia) | |
| A Relation Between Bending Angle Gradient of GNSS RO and Atmospheric Stability: (Part II) Observational study..... | 45 |
| Noersomadi (BRIN, Indonesia)・Toshitaka Tsuda (RISH, Kyoto Univ.)・Nani Cholianawat (BRIN, Indonesia) | |
| 大気と気象レーダの鉛直方向ドップラー速度観測を組み合わせた降水過程の解析:GPM 主衛星の梅雨期豪雨観測事例..... | 49 |
| 重尚一・戸田望・青木俊輔・清水陸・篠原雅貴・山本実歩・青梨和正(京大理)・後藤悠 介・篠田太郎(名大 ISEE)・矢吹正教・橋口浩之(京大 RISH) | |
| 信楽 MU 観測所で観測した 2023 年冬季降雪事例の解析..... | 52 |
| 篠原雅貴・重尚一・青梨和正(京大理)・鈴木賢士(山口大)・濱田篤(富山大)・金子有 紀・久保田拓志(JAXA)・尾上万里子(Stony Brook 大)・橋口浩之(京大 RISH) | |
| MU レーダーと MRR によるブライツバンドの同時観測 | 57 |
| 佐伯悠太郎・下舞豊志 (島根大自然科学) | |
| 衛星回線における近年の降雨減衰時間率の増加の特徴について..... | 63 |
| 前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大) | |
| 航空機監視装置から得られる風情報の補正手法の開発に向けて..... | 68 |
| 吉原貴之・瀬之口敦・毛塚敦・齋藤享・古賀禎(電子航法研) | |
| 深紫外光源を用いた気温ラマンライダーの開発..... | 71 |
| 矢吹正教(京大 RISH)・松木一人・内保裕一・竹内栄治・長谷川壽一(英弘精機) | |
| 赤道域対流圏・成層圏エアロゾルのライダー観測..... | 73 |
| 柴田泰邦・阿保真・長澤親生(都立大) | |
| MU レーダーによる効率的なスペースデブリの観測手法..... | 75 |
| 森本太郎 (SWxC・京大理附属天文台) | |
| 1.3GHz 帯大気レーダーを用いたアダプティブクラッター抑圧の開発..... | 77 |
| 木村侑希大・西村耕司・橋口浩之(京大 RISH) | |
| Estimating the Cross-Radial Wind Velocity based on the Spectral Observation Theory for Atmospheric Radar..... | 83 |
| Chuai Erlu・Koji Nishimura・Hiroyuki Hashiguchi (RISH, Kyoto Univ.) | |
| On the turbulent layer depth dependence of TKE dissipation rate from LQ7-WPR and Lidar data analysis..... | 86 |
| Hubert Luce・Masanori Yabuki・Hiroyuki Hashiguchi (RISH, Kyoto Univ.) | |
| 1987～2022 年の MU レーダーデータ統計解析に関する初期結果..... | 90 |
| 内本遥・Hubert Luce・橋口浩之(京大 RISH)・山中大学(神戸大) | |
| 南極昭和基地大型大気レーダーによる電離圏沿磁力線不規則構造の観測..... | 94 |
| 香川大輔(京大理)・橋本大志(極地研)・齋藤昭則(京大理)・西村耕司(京大 RISH) | |
| 高分解能電離圏シミュレーションを用いたプラズマバブル発生の日々変動に関する研究 | 96 |

| | |
|---|-----|
| 湯谷樹生・横山竜宏(京大 RISH) | |
| Equatorial Plasma Bubble Alert System: Equatorial Spread F Auto Detection Method for SEALION Ionogram | 97 |
| Septi Perwitasari・Kornyanat Hozumi・Michi Nishioka (NICT) | |
| Assessing the performance of the double-thin-shell approach with improved resolution for studying nighttime MSTIDs using dual dense GNSS networks in Japan..... | 98 |
| Weizheng Fu・Yuichi Otsuka (ISEE, Nagoya Univ.)・Tatsuhiko Yokoyama・Mamoru Yamamoto (RISH, Kyoto Univ.) | |
| 3-D structure of ionospheric disturbance over Japan after the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai on 15 January 2022 | 101 |
| 斎藤享(電子航法研)・野崎太成・山本衛(京大 RISH)・Nicholas Ssessanga(Univ. of Oslo, Norway) | |

MU レーダー・赤道大気レーダー共同利用の現状

橋口浩之
(京都大学生存圏研究所)

1. はじめに

MU レーダーは 1984 年の完成当初から、また赤道大気レーダー(EAR)も 2005 年から全国(国際)共同利用に供し、多くの研究成果を生み出してきた。当初は異なる共同利用委員会を組織し、課題の審査やレーダー運用等の議論を行ってきたが、2012 年 6 月に両委員会を統合して MU レーダー/赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会(現 MU レーダー/赤道大気レーダー共同利用・共同研究専門委員会)を組織し、2012 年 12 月公募分から共同利用を統一した。本報告では、共同利用の現状について報告する。

2. MU レーダー

MU レーダーは滋賀県甲賀市信楽町に位置する中層・超高層及び下層大気観測用 VHF 帯大型レーダーであり、高度 1~25 km の対流圏・下部成層圏、高度 60~90 km の中間圏及び高度 100~500 km の電離圏領域の観測が可能である。MU レーダーの最大の特徴は、アンテナ素子毎に取り付けた小型半導体送受信機(合計 475 個)を個別制御することにより、1 秒間に 2500 回という高速でレーダービーム方向を変えることが可能であり、また、25 個のサブアレイアンテナに分割して使用することも可能である点である。こうした柔軟なシステム設計のため、開発後約 40 年を経た今も世界で最も高機能な大型大気レーダーの一つとして活躍を続けている。2003 年度には「MU レーダー観測強化システム」が導入され、レーダーイメージング観測などの機能向上が図られた。2016 年度末には全学経費(設備整備経費)により「MU レーダー高感度観測システム」が導入された。送受信制御ユニット、アンテナ素子、およびアンテナ同軸ケーブルの一部が更新され、受信感度が向上(回復)した。2017 年 7 月 17 日に信楽 MU 観測所に落雷があり、MU レーダーも被害を受けた。1 ヶ月ほどで仮復旧したが、完全復旧のため国大協保険により 2018 度末に合成分配器及び分配合成制御器の一部を更新した。2021 年 8 月 23 日に再び落雷があり、MU レーダー超多チャンネルデジタル受信システムが被害を受けた。すぐに仮復旧し、完全復旧のため文部科学省に災害復旧予算を申請し、認められた。本年度中に納入の予定である。

信楽 MU 観測所は、MU レーダーと協同観測するさまざまな大気観測機器の開発フィールドとしても活用されており、例えば、MU レーダーが観測できない高度 2km 以下の風速を測定するために開発された下部対流圏レーダー(LTR)やレンズアンテナウィンドプロファイラ(LQ-7)は、気象庁の全国 33 カ所の現業用ウィンドプロファイラとして採用されている。MU レーダーの標準的な観測モードのデータはホームページ上で逐次公開されている。(MU レーダーホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/mu/>)。

MU レーダーは「世界初のアクティブ・フェーズド・アレイ方式の大気レーダー」として、2014 年 11 月に IEEE マイルストーンに認定された。これは、電気・電子・情報・通信分野の世界最大の学会である IEEE が、IEEE の分野における歴史的偉業に対して認定する賞で、認定されるためには 25 年以上に渡って世の中で高く評価を受けてきたという実績が必要である。最近では、国内で発明された QR コードが認定されている。また、MU レーダーは、電子情報通信学会が創立 100 周年を記念して新たに創設した、電子情報通信学会マイルストーンにも選定された。これは、社会や生活、産業、科学技術の発展に大きな影響を与えた研究開発の偉業を選定し、電子情報通信の研究開発の歴史と意義を振り返ると共に、次の 100 年に向けて更なる革新を起こす次代の研究者や技術者にその創出過程を伝えることを目的としている。さらに、2018 年に電気学会から「でんきの礎」が授与された。

3. 赤道大気レーダー

赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)は、周波数 47MHz、3 素子八木アンテナ 560 本から構成される直径約 110 m の略円形アンテナアレイを備えた、インドネシア共和国のスマトラ島中西部に位置する西スマトラ州コトタバんに 2000 年度末に完成した大型の大気観測用レーダーである。本装置は、小型の送受信モジュールが全ての八木アンテナの直下に備えられたアクティブ・フェーズド・アレイ構成をとっており、総送信出力が 100 kW、アンテナビーム方向を天頂角 30 度以内の範囲で自由に設定し、送信パルス毎に変えることができ、赤道域に設置されている大気レーダーの中で世界最高性能を誇っている。EAR はインドネシア国立研究革新庁(BRIN) (旧 航空宇宙庁(LAPAN))との密接な連携のもとで運営されており、2001 年 7 月からまで長期連続観測を続けてきた。EAR 観測データの 10 分平均値はホームページ上で逐次公開されている。(EAR ホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>)。2019 年 9 月 29 日に赤道大気観測所近傍に落雷があり、赤道大気レーダーも被害を受けた。11 月初めに仮復旧したが、完全復旧のため文部科学省に災害復旧予算を申請し、認められた。落雷の影響と思われるが、2020 年 4 月中旬から電波を送信できなくなり、観測を中断している。今年度中に故障装置を更新し、復旧を目指している。

EAR は MU レーダーに比べて送信出力が 1/10 であり、中間圏や電離圏の IS 観測を行うには感度が不足している。また、受信チャンネルは 1 個のみであるため、空間領域のイメージング観測ができないなど、機能面でも MU レーダーに劣っている。下層大気で発生した大気波動が上方へ伝搬し、上層大気の運動を変化させる様子など、大気の構造・運動の解明をより一層進めるため、MU レーダーと同等の感度・機能を有する「赤道 MU レーダー(EMU)」の新設を概算要求している。この EMU を主要設備の一つとする大型研究計画「太陽地球系結合過程の研究基盤構築」は日本学術会議のマスタープラン 2014・2017・2020 の重点大型研究計画の一つとして採択された(2014・2017 代表: 津田敏隆, 2020 代表: 山極壽一京大総長)。「未来の学術振興構想」の策定に向けた「学術の中長期研究戦略」に応募し、さらに文部科学省の「ロードマップ 2023」にも申請中である。

4. 共同利用の概要と現在までの推移

MU レーダーは、アジア域最大規模の大気観測用大型レーダーであり、高度 2 km の対流圏から、高度 400 km の超高層大気(熱圏・電離圏)にいたる大気の運動、大気循環を観測する。1984 年の完成以来、全国共同利用に供され、超高層物理学、気象学、天文学、電気、電子工学、宇宙物理学など広範な分野に渡って多くの成果を上げている。図 1 にこれまでの

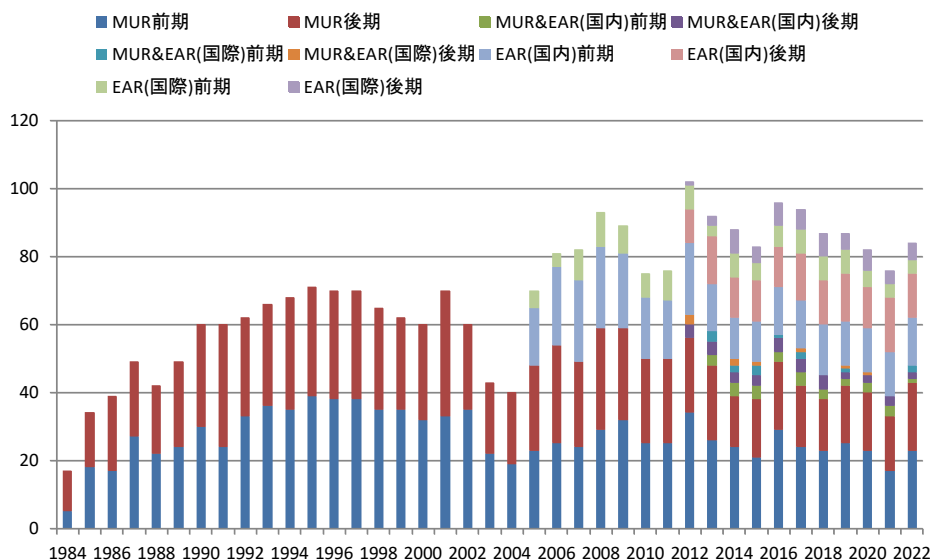


図 1. MU レーダー・赤道大気レーダー共同利用の課題件数の年次推移

共同利用課題数の推移を赤道大気レーダー共同利用の課題数とともに示す。また、図 2 に MU レーダーの観測時間の推移を示す。2022 年度には、キャンペーン(長期間)観測課題として、前期に Hubert Luce 教授代表の「Measurements of atmospheric parameters from a Doppler Lidar, MU radar and LQ7 wind profiler」と、前・後期に重尚一准教授代表の「層状性降水域における固体降水粒子の観測」が実施された。観測データのうち標準観測については観測後直ちに、その他の観測については1年を経過したデータを「生存圏データベース共同利用」の一環として共同利用に供している。

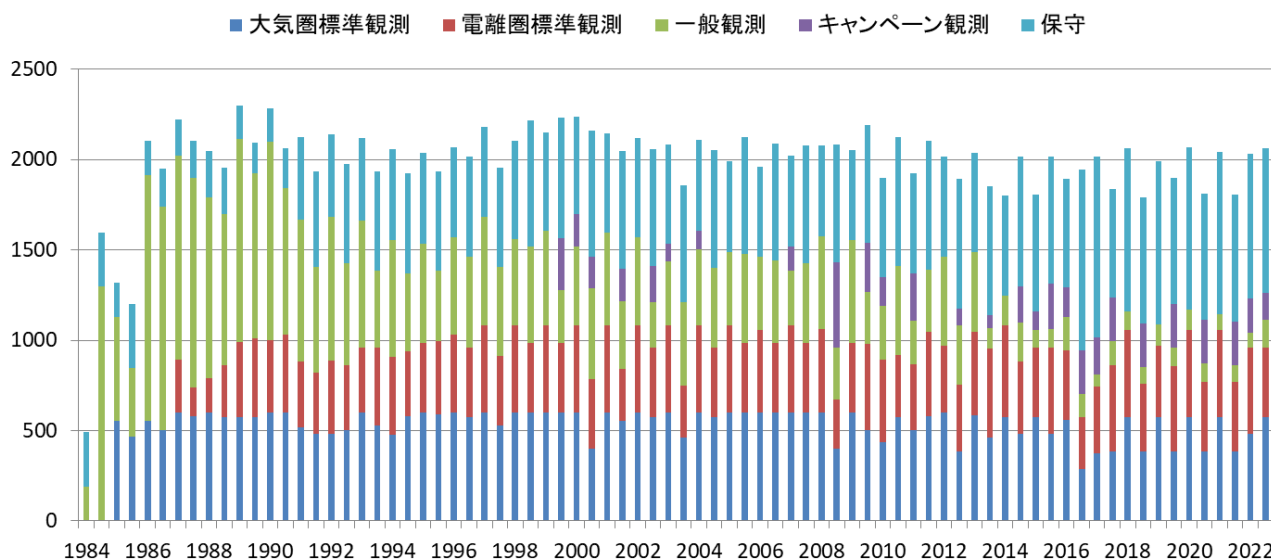


図 2. MU レーダー共同利用の観測時間の半年毎の推移。

一方、EAR は、本研究所の重要な海外拠点として、国内外の研究者との共同研究によって生存圏の科学を推進するという大きな役割を担っている。同時にインドネシアおよび周辺諸国における研究啓発の拠点として、教育・セミナーのための利用も想定される。EAR は 2005 年度から全国国際共同利用を開始した。EAR の共同利用については、開始当初の議論から以下のような性格付けが行われてきた。(1) EAR の共同利用は、施設が外国に位置することから必然的に「全国」「国際」型が重なった形態をとること、(2) 「国際」対応について、当初2年間は、利用者を原則として日本及びインドネシアからに限定して開始し、2007 年度から本格的な全国国際共同利用施設として運営すること、(3) 共同利用は学術目的とし、海外からの利用者の資格は個別に判断すること等である。また、EAR 共同利用には、EAR を直接利用するものの他、EAR サイトへの機器の持込み観測、すなわち観測場所としての利用も含まれる。実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。

MU レーダー及び赤道大気レーダーによって得られたデータは、IUGONET プロジェクト「超高層大気長期変動の全球地上ネットワーク観測・研究」(<http://www.iugonet.org/>)によって、メタデータ・データベースが整備され、また解析ソフトウェア SPEDAS/UDAS/M-UDAS により簡単に図をプロットできる環境も構築されている。MU レーダー・赤道大気レーダーのデータベースの重要性が認められ、生存圏研究所は 2016 年 3 月に ISC(国際学術会議)の WDS(世界科学データシステム)の Regular Member に認定され、2023 年 4 月に更新された。MU レーダー及び赤道大気レーダーの全国国際共同利用はこれまで順調に推移しており、今後は MU レーダー・赤道大気レーダーを含む国際レーダーネットワークによる研究が一層進むものと期待される。

MUレーダーを用いた DDMA-MIMO観測実験 —対流圏観測によるビーム幅検証—

松田 知也、橋口 浩之
(京大生 生存圏研究所)

目次

- 1. 研究の背景
- 2. MIMOレーダーの原理
- 3. MUレーダーを用いたDDMA-MIMO方式について
- 4. 対流圏観測によるビーム幅検証
- 5. まとめ

1. 研究の背景

昨今の局地的大雨や竜巻等突風の被害の甚大化→急速に発生・発達する大気現象を極めて高い時空間分解能で観測する技術がさらに重要となってきた



<https://www.jj.com/journal/2020/03/05009628&g=eco&g=0200305a43&rel=rv>

気象レーダーのフェーズドアレイ化により、パラボラアンテナでは実現できなかった、最短で10秒という短い時間で全天をスキャンすることが可能→極めて高い時空間分解能データの提供が高度な防災気象情報につながる



<https://www.gho.mitsubishielectric.co.jp/gho/pdf/2019/1907113.pdf>

1. 研究の背景

・フェーズドアレイレーダーはアンテナ素子数(=送受信機数)が多く、一般的な普及にはコスト削減が必要
・コスト削減のために素子数を削減すると、必要な角度分解能が低下し、空間情報が劣化してしまう

・通信分野で用いられているMIMO(Multiple-Input Multiple-Output)技術をレーダーに応用すると、実開口面から拡大することが可能=MIMOレーダーによる仮想開口化
・レーダーに必要とされる角度分解能を実開口を縮小しても実現することが可能
→MIMO方式採用により、角度分解能を維持したままレーダーのコスト削減に寄与



Davis, M. S. MIMO radar. In: Mols, W. L., and Scher, J. A. (Eds.) Principles of Modern Radar: Advanced Techniques, Raleigh, NC: Sci-Tech Publishing, 2012, pp. 113-145.

2.MIMOレーダーの原理

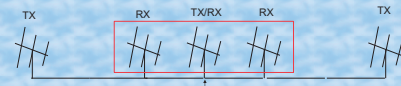
- ・直交性(Orthogonality)のある複数の送信信号を同時に送信し、複数の受信機で受信
- ・送信信号を同一と見なすことにより受信仮想開口を形成(Virtual array)
- ・仮想開口は実際のアンテナサイズより大きい=物理開口よりも狭いビーム幅を形成できる
- 角度分解能を保ったまま物理開口を小さくすることも可能=コスト削減に寄与

| Type | SISO (Single-Input Single-Output) | SIMO (Single-Input Multiple-Output) | MIMO (Multiple-Input Multiple-Output) |
|---------------|---|---|--|
| Configuration | -Single Antenna -Single receiver/Antenna | -Single Antenna (radiation) -Multiple receivers/Antennas | -Multiple transmitters/Antennas (radiations) -Multiple receivers/Antennas |
| Ex. | -Weather radar (with a parabolic antenna) -Wind profiler radar | -Phased array weather radar -MU radar(*) | -MU radar (大気レーダーで唯一MIMO処理が可能なシステム) |
| Image | | | |

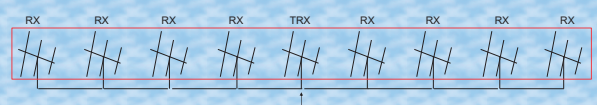
2.MIMOレーダーの原理

(送信=M=3,受信=N=3,送信/受信アンテナ一対、一次元アレイ)

Steering vector



MIMO channel matrix



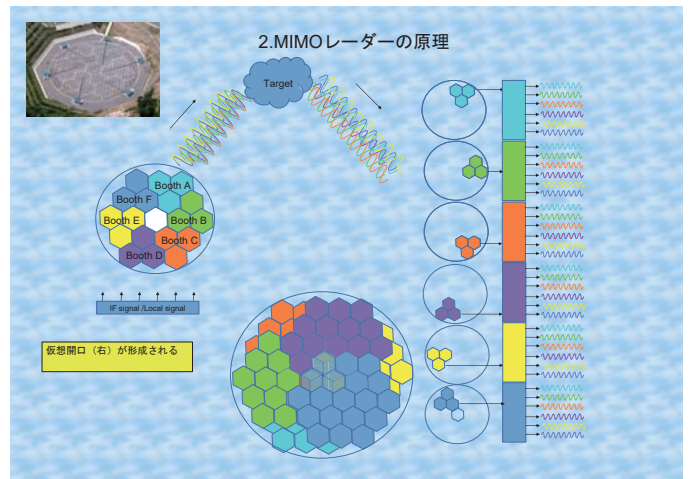
Davis, M. S. MIMO radar. In: Mols, W. L., and Scher, J. A. (Eds.) Principles of Modern Radar: Advanced Techniques, Raleigh, NC: Sci-Tech Publishing, 2012, pp. 113-145.

MIMO virtual array

2.MIMOレーダーの原理

| 方式 | Time division multiple access (TDMA) | Frequency division multiple access (FDMA) =Fast-time MIMO | Doppler division multiple access (DDMA) =Slow-time MIMO | Code Division multiple access (CDMA) |
|------|--------------------------------------|--|--|---|
| 長所 | ・高い直交性を確保 ・ハードウェア構築が容易 | ・高い直交性を確保 | ・高い直交性を確保 ・ハードウェア構築が容易 | ・適度な直交性 (パルス波形/送信信号の線形性に依存) |
| 受入条件 | ・タイムロス ・相関時間の低下 | ・高いレンジサイドローブ ・ターゲットの周波数特性の考慮 | ・広いアンビグイティレンジ (unambiguity range) | ・システム構造が複雑 ・高いレンジサイドローブ (※完全コンプリメンタリ符号により解決可) |
| 回路構成 | | | | |

ナイキスト速度が確保しやすいVHF帯はDDMAが適している。
DDMAはMUレーダーでもすぐに実現可能(他の方法はシステムの改造が必要)

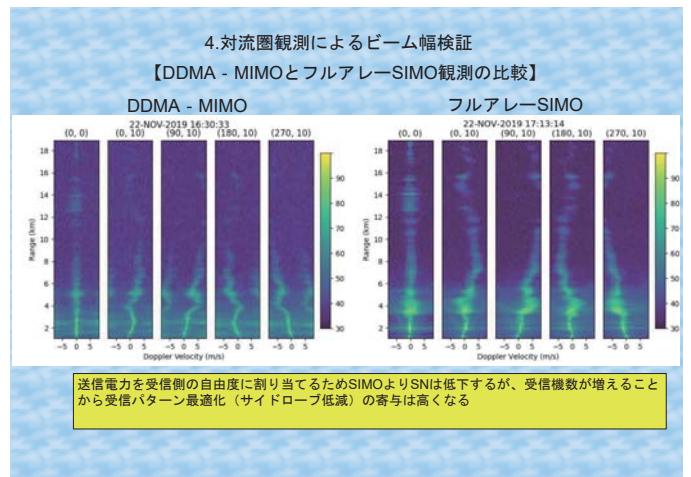
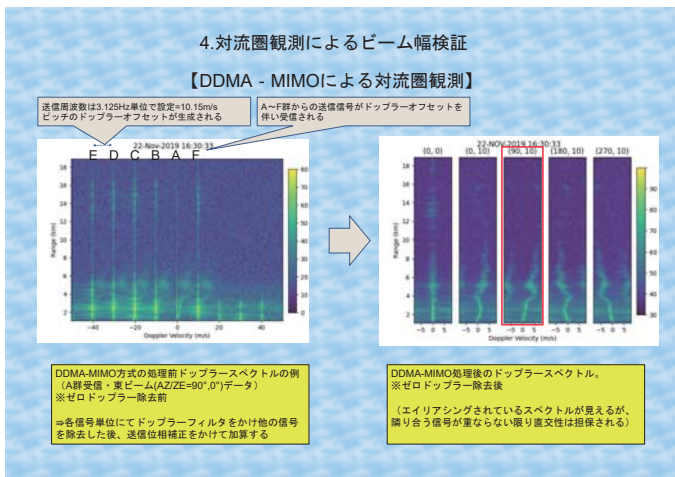
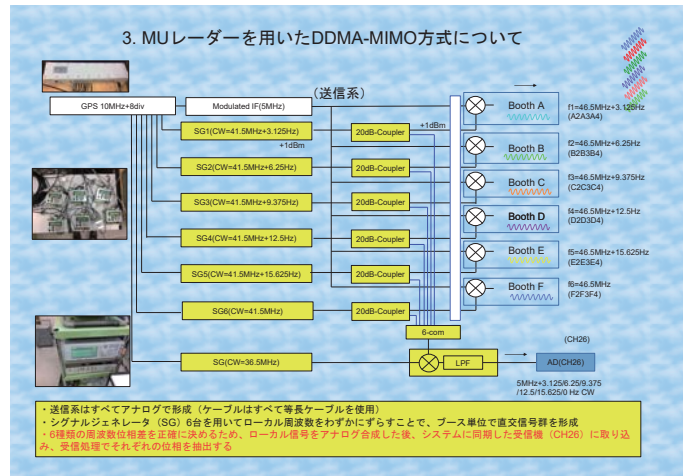


2.MIMOレーダーの原理

MIMOレーダは送信のリソースを受信に割り当てることになる⇒送信開口は制限
→「ブロードビーム送信/受信DBF」との親和性が高い

A/B/C/D/E/Fそれぞれ直交する送信信号を送出
⇒それぞれが独立した送信装置とみなされる
⇒ビーム合成は行われない

直交信号 (M=6) に比例して受信機数増加
受信機の位置は直交信号の送信機の位置により相対的に決まる



4.対流圏観測によるビーム幅検証

レーダーで観測されたスペクトル幅はビームブロードニングの影響を強く受ける
=レーダービーム幅(送受) x 水平風速により、観測値は大きく変動する

レーダー観測によって得られるスペクトル幅(半値幅) 乱流によるスペクトル幅 ビームブロードニングによるスペクトル広がり

$$\sigma_{\frac{1}{2}}^2 = \sigma_{\frac{1}{2}^{turb}}^2 + \sigma_{\frac{1}{2}^B}^2$$

$$\approx \sigma_{\frac{1}{2}^{turb}}^2 + \theta_{\frac{1}{2}}^2 V_h^2$$

レーダービーム幅(送受) x 水平風速

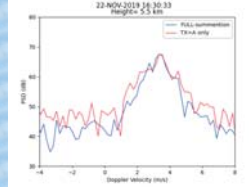
※シャープブロードニング、時間変動ブロードニングの影響は考察対象外としている

W. K. Hocking, "Measurement of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar techniques: A review," Radio Sci., vol. 20, no. 6, pp. 1403-1422, 1985.
S. Fukao and K. Hamazu, Radar for meteorological and atmospheric observations. Springer, 2014.

4.対流圏観測によるビーム幅検証

SIMO観測とMIMO観測の受信開口面積の違い=受信ビーム幅の差であるため同一観測データを用いて、SIMO観測(物理開口)、MIMO観測(仮想開口)におけるスペクトル幅の違いを確認した。

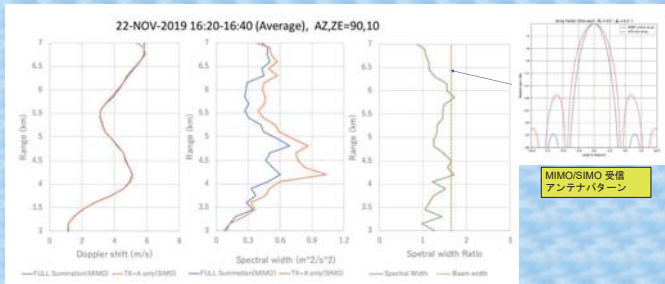
| 観測モード | SIMO (Single-Input Multiple-Output) | MIMO (Multiple-Input Multiple-Output) | 備考 |
|-------|-------------------------------------|---|-------------------------------|
| 日時 | 2019/11/22 1620-1640 | 同左 | 同じデータを使用 |
| 送信 | A2A3A4のみ (19x3=57本) | A2A3A4/B2B3B4/C2C3C4/D2D3D4/E2E3E4/F2F3F4 | 送信ビーム幅は同じ |
| 受信 | 全群 (=475本) | 全群 (=475本) x 6 =2,850本 | 直交する送信機数 (M=6) x 受信機数 (N=475) |



(観測パラメータ)
IP=400us, NCOH=0, NBEAM=5, NFFT=512, NNCH=7, SPAN014
(Total time=14.608 seconds Observation)
PW=1us, IPR=SPAN0
Nyquist Freq =15.625kHz (Nyquist velocity=50.368m/s)

4.対流圏観測によるビーム幅検証

・スペクトル幅はビーム幅が狭いほど小さい結果
・SIMO/MIMO観測から得られたスペクトル幅の比は、受信パターンの比と良い一致を見た
→MIMO仮想開口形成が対流圏観測に適用できている



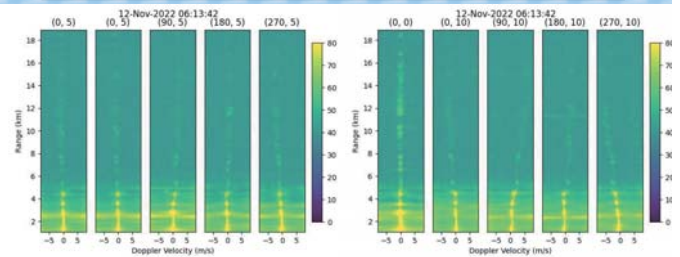
算出されたドップラー速度：両者一致

スペクトル幅 全般的にMIMO方式の方が小さく算出されている

スペクトル幅の比 (SIMO/MIMO) : (虚線は受信ビーム幅の比)
 $\frac{\sigma_{\frac{1}{2}^{turb}}^2}{\sigma_{\frac{1}{2}^{turb}}^2} / \frac{\theta_{\frac{1}{2}}^2}{\theta_{\frac{1}{2}}^2} = 1.65$

4.対流圏観測によるビーム幅検証

・MIMOによる受信開口形成は、送信=ブロードビーム、受信=DBFのシステムとの相性が良い→MIMOによる高い方位分解能が活用できる



送信：天頂ビーム
受信：DBFにて算出 (ZE=5°)

送信：5ビーム (天頂+東西南北)
受信：各ビームごと

5.まとめ

- ・DDMA-MIMO方式による対流圏エコーを観測した。
- ・仮想開口の効果を確認するため、実開口におけるスペクトル幅と仮想開口におけるスペクトル幅を比較することで、MIMOによる仮想開口が対流圏エコーにおいても有効であることを確認した。
- ・定量的検証をさらにすすめ、MIMO方式における大気レーダー適用に関する問題点の有無を確認する。

(今後の予定)

- ・CDMA-MIMO方式によるMIMO観測
- ・DDMA/CDMA組み合わせ (Ex.DDMA=6CH x CDMA=3CH =18CH)
- ・DBFによる風速成分抽出

1.3GHz 帯大気レーダーを用いた MIMO レーダーの開発

石井佑奈・橋口浩之 (京大 RISH)

1 研究背景・目的

高い時空間分解能で大気を観測するため、フェーズドアレイレーダーへの需要が高まっている。しかしフェーズドアレイレーダーはアンテナ素子数が多く運用機として普及させるにはアンテナ数削減による低コスト化が課題となっている。解決策として、MIMO レーダー技術によってレーダー開口面積を仮想的に大きくできる。先行研究において VHF 帯の MU レーダーで開発中 [1] であり、本研究ではより高周波の 1.3GHz 帯 LQ-7 大気レーダーへの MIMO レーダー技術の適用可能性を実証することを目的とする。

2 研究内容

2.1 MIMO 処理手法

MIMO 処理による仮想開口拡大のイメージを図 1 に示す。MIMO 観測を行うためには各アンテナから直交する信号を送信する。本研究では、各アンテナからの送信周波数を少しずつずらし、各受信機でドップラー周波数領域で分離する DDMA-MIMO 方式を用いる。分離した信号を位相を揃えて合成することで仮想アレイの開口が拡大する。[1]

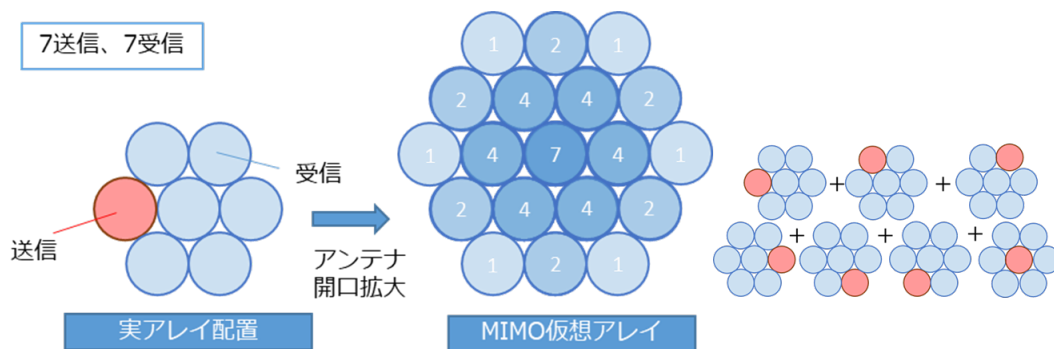


図 1: 実アレイ配置と仮想アレイ配置

MIMO 観測を行う LQ-7 レーダーの観測系を図 2 に示す。ローカル信号の周波数を少しずつずらし、IF パルス信号と混合して各アンテナから送信する。LQ-7 はチャンネル数が 1 と自由度が

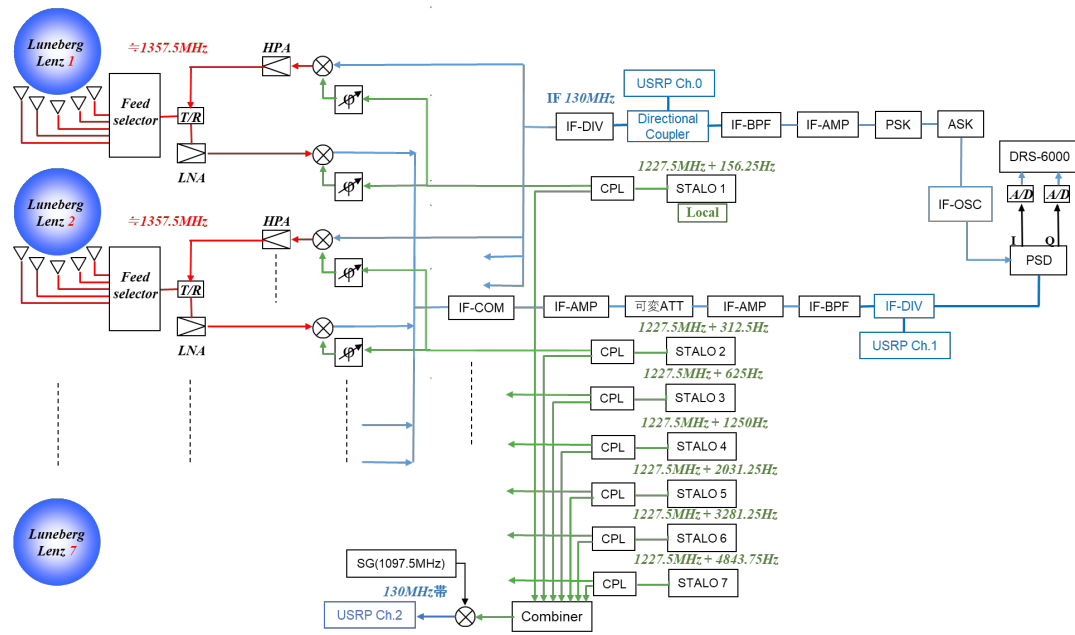


図 2: LQ-7 MIMO 観測系

少ないため、ソフトウェア無線機 (USRP) を使った多チャンネルシステムを構築している. ch.0 に送信, ch.1 に受信信号が入る. また,DDMA のため各アンテナの正確な周波数シフト量を知る必要があり, ch.2 にローカル信号の合成を記録しておく. ch.1 は送信-受信の組み合わせ 49 種類の信号が合成していることとなる. これを分離するため, アンテナ毎の Local 周波数を単純に等間隔とせず, TX-RX の周波数の組み合わせを一意にすることで, 1ch 受信機で RX アンテナを区別するという手法をとった. 図 3 に示すように 7 つのローカル周波数を $[1\ 2\ 4\ 8\ 13\ 21\ 31]\Delta f$ だけずらすことで, 対角項を除いて, それぞれの送受周波数差すべてがユニークとなるようにした.

| | RX1 (1) | RX2 (2) | RX3 (4) | RX4 (8) | RX5 (13) | RX6 (21) | RX7 (31) |
|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| TX1 (1) | 0 | 1 | 3 | 7 | 12 | 20 | 30 |
| TX2 (2) | -1 | 0 | 2 | 6 | 11 | 19 | 29 |
| TX3 (4) | -3 | -2 | 0 | 4 | 9 | 17 | 27 |
| TX4 (8) | -7 | -6 | -4 | 0 | 5 | 13 | 23 |
| TX5 (13) | -12 | -11 | -9 | -5 | 0 | 8 | 18 |
| TX6 (21) | -20 | -19 | -17 | -13 | -8 | 0 | 10 |
| TX7 (31) | -30 | -29 | -27 | -23 | -18 | -10 | 0 |

図 3: MIMO レーダーの周波数設定

この方法の信号処理手順について, ローカル信号 (ch.2) は 7 波の合成となっており, 0Hz 付近にシフトしてローパスフィルタで取り出すことで 7 波の周波数 f_i と初期位相 θ_i を求めた. すなわち, 分離後の Local 信号を $P_{1L}(t), P_{2L}(t), \dots, P_{7L}(t)$ とするとき, $P_{iL}(t) = \exp(j(2\pi f_i t + \theta_i))$ としている. 次にこの値を用いて MIMO 分離を行う. 例えば, TX1, RX2 の受信データを取り出すには式

(1) とし, ローパスフィルタで所望信号のみ取り出す.

$$S'(t) = S(t)P_{2L}(t)P_{1L}^*(t_{Tx}) \quad (1)$$

ただし,* は 複素共役, t_{Tx} は当該受信信号に対する送信パルス時間である. MIMO 分離された全ての信号をコヒーレントに合成する.

2.2 パルス圧縮符号の問題点とその解決策

パルス圧縮符号を用いた場合, 通常欠偶領域 (Truncated Range) が存在し, レーダーアンテナからパルス幅に相当する距離までは送信波と散乱信号が混在するため復号ができない領域となり, 不要なレンジサイドローブが生じる. スパノ符号 [2] により欠偶領域でも復号が可能で下部領域でも観測ができることから, 当初,LQ-7 でも標準的に使用されているスパノ符号を採用して観測実験を行っていたが, 復号後のピークが不要な位置に立ち, 信号分離が上手くいかないという問題があったため, この原因を考察した.

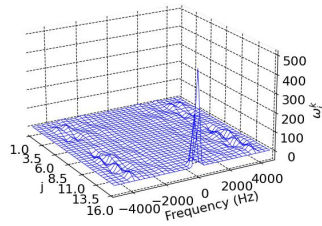
ここで, k 番目のパルス P_k に対してレンジゲート G_j でサンプリングされた複素受信信号データ系列 v_j^k は, 各レンジの散乱体積からの複素信号データが均一であるとして

$$v_j^k = \sum_{m=1}^N c_{N-m}^k \quad (1 \leq j \leq R, 0 \leq k < S) \quad (2)$$

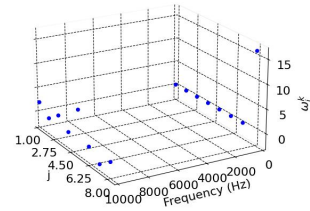
で表される. この送信パルス P_k に対してサンプリングされた複素受信データ系列 $\{v_1^k, v_2^k, \dots, v_N^k, \dots, v_R^k\}$ の復号データ系列 $\{\omega_1^k, \omega_2^k, \dots, \omega_N^k, \dots, \omega_R^k\}$ は

$$\omega_j^k = \begin{cases} \sum_{m=1}^j c_{m+N-j}^{k*} v_m^k & 1 \leq j \leq N-1, \\ \sum_{m=1}^N c_m^{k*} v_{m-N+j}^k & N \leq j \leq R. \end{cases} \quad (3)$$

で与えられる. 上添字*は複素共役を示す. スパノ符号の場合にサンプリングされた複素信号データ系列 v_j^k の復号データ系列 ω_j^k を周波数軸で計算した結果を図 4a に示す. データ系列が 0 でない値を持つとき, レンジサイドローブとなる. この場合 $\pm 5\text{kHz}$ に渡る複数の周波数においてサイドローブがあり,DDMA-MIMO の使用する周波数 $[1 \ 2 \ 4 \ 8 \ 13 \ 21 \ 31]\Delta f(156.25 \text{ Hz})$ と干渉することから, 不要なピークとなっていたことが分かった. 一方, 図 4b に,2 系列のコンプリメンタリ符号の周波数特性を示す. この場合サイドローブが立つのは 0Hz と 10000Hz の二か所だけであり, この間の帯域がすべて DDMA として使用可能となる. 以上の結果から原因がスパノ符号の符号サイドローブの周波数特性によるものであると分かった. 7 チャンネルを使うと, スパノと DDMA の良い周波数の組み合わせがあるが, ハード面で複雑化し, コスト削減という本研究の目的にそぐわない. 以上を踏まえて解決策として, コンプリメンタリ符号を使い, 欠偶領域となる高度はシングルパルスで観測することとした.



(a) 16 ビットスパン符号 (IPP=100 μ s)



(b) 8 ビットコンプリメンタリ符号 (IPP=50 μ s)

図 4: 符号の周波数特性

2.3 観測結果

パルス圧縮方式を 8 ビット,IPP=50 μ s のコンプリメンタリ符号とし,IF 周波数 130 MHz, Local 周波数 1227.5 MHz+ シフト量, サブパルス幅 1 μ s として MIMO 観測を行った結果を図 5 に示す. MIMO 合成したドップラースペクトルを得ることができた.

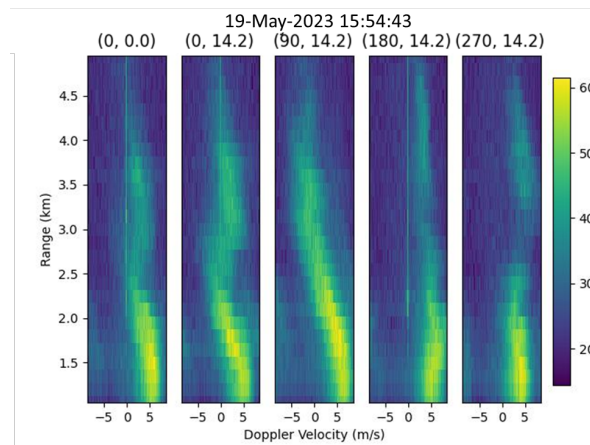


図 5: MIMO 合成後のドップラースペクトルの例

ここで,MIMO モードでの観測結果の妥当性を評価するため,LQ-7 のビームパターンと観測ドップラースペクトルとを比較する. LQ-7 はアンテナ間隔 $d=0.9\text{m}$ で, エレメントファクタは半値幅 15.8° のガウス関数で近似される. このようにエレメントファクタが狭いためその影響が大きい. 7 つのアンテナのビームが合成されたアレイファクタと, アレイファクタにエレメントファクタを掛け合わせた結果を図 6 に示す. 続いて,(a) 単一アンテナを用いた SISO 観測 (b)MIMO モードのそれぞれでビームパターンを計算し, 観測結果と比較する. それぞれのビームは,

$$\begin{aligned}
 & (a) \text{アレイファクタ (アンテナ 1 個)}^2 * \text{エレメントファクタ}^2 \\
 & (b) \text{アレイファクタ (アンテナ 7 個)}^2 * \text{エレメントファクタ}^2
 \end{aligned} \tag{4}$$

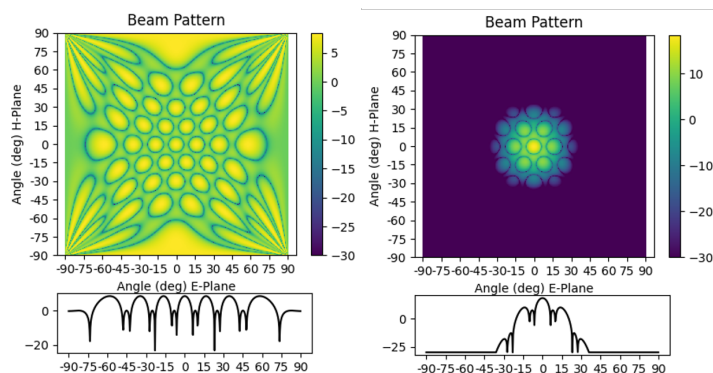


図 6: (左)LQ-7 MIMO のアレイファクタ (往復) と (右) エlementファクタを考慮した往復ビームパターン

と計算できる. ただし式 (b) について, MIMO は送受合わせて計算しないと意味がないため, 単純にアレイファクタの 2 乗では求めることができないことに注意が必要である. 一方, 観測結果について, 1 つのアンテナでの送受は, 対角項を除く独立な 1 アンテナ送信, 1 アンテナ受信のドップラーパワースペクトルを非対角項数 (42) 足し合わせ, 非対角項数で割ることで 1 つのアンテナの送受のパワーを計算したものであり, MIMO モードとは非対角項およびコヒーレントに合成されたままで分離されていない対角項成分 1 つをコヒーレントに足し合わせることで MIMO モードでの 7 アンテナ送信, 7 アンテナ受信の 49 の信号を合成したものである. ビームパターンと観測結果とをノイズレベルを合わせて比較した結果を図 7 に示す. ビームパターンを比較すると MIMO モードの方が

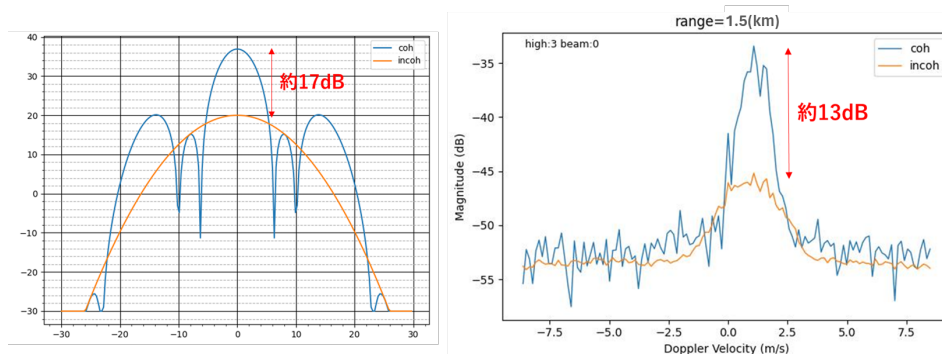


図 7: ビームパターンと観測ドップラーспекトルの比較

約 17dB ピーク電力が大きくなっている. これは MIMO モードの場合, 送受信アンテナの自由度 =49 倍 (=17dB) になるためである. 観測結果では MIMO モードの方が約 13dB 高くなっている. 理論のゲインの値が取れていない原因は考察中だが, 分離後の個々のノイズレベルやパワーが揃っていないため合成後のゲインが下がっている可能性がある. 今後, ビーム幅の比較などさらに評価を行っていく.

2.4 ビームステアリング

ここまでの検討で MIMO レーダーとして機能していることが確認できた。ここで、MIMO モードで運用する利点として送信、受信の両方でビームが振れることがあげられる。このため、通常モードでの観測と比較して分解能が向上することが期待される。ここで MIMO レーダーでのポストビームステアリング結果について示す。ビームステアリングでは合成された信号 y は重みベクトル W と受信信号ベクトル X の内積により計算される。

$$y(\mathbf{k}, t) = W(\mathbf{k})^H X(t) \quad (5)$$

Θ 方向にアンテナビームをステアリングしたとする。LQ-7 レーダーは 2 次元アレイ配置であり、この場合、所望方向への \mathbf{k} ベクトルは以下のように計算される。

$$\mathbf{k} = 2\pi/\lambda (\sin \theta \sin \varphi \quad \sin \theta \cos \varphi \quad \cos \theta) \quad (6)$$

また、MIMO の場合各送受信アンテナの組み合わせ毎にポジションベクトルをとる必要があり、ポジションベクトルと \mathbf{k} ベクトルの内積をとりステアリングベクトルを計算することで重みベクトル W が得られる。送信アンテナ i 、受信アンテナ j のポジションベクトルを d_{ij} とすると、重みベクトルは

$$W(\mathbf{k}) = [exp(j\mathbf{k} \cdot \mathbf{d}_{11}) \quad exp(j\mathbf{k} \cdot \mathbf{d}_{12}) \quad \cdots \quad exp(j\mathbf{k} \cdot \mathbf{d}_{77})]^T \quad (7)$$

と表せる。単純なフーリエビームステアリングの方法ではビームパワーは 7×7 次元の共分散行列 R_{xx} を用いて以下のように計算できる。

$$P_{out}(\mathbf{k}) = \frac{1}{2} \langle y(\mathbf{k}, t) \cdot y^*(\mathbf{k}, t) \rangle = \frac{1}{2} W(\mathbf{k})^H \cdot R_{xx} \cdot W(\mathbf{k}) \quad (8)$$

ビーム走査における天頂角 θ とビームパターンとの関係を図 8 に示す。LQ-7 レーダーはアンテナ間隔が 4.07λ とおおいいため、ビームを傾ける角度は、 λ に対して制約され、 $\frac{1}{2} \sin^{-1} \left(\frac{\lambda}{0.9} \right)$ までしか傾けることができないため、天頂角は最大 7° となる。このグラフに示されるように 7.8° を超えるとサイドローブの方が大きくなってしまふ。また、天頂角を大きくするほどメインローブのゲインは減少する。そのため、LQ-7 ではビームステアリングで振れる角度は 4° 程度と、かなり小さくなる。走査角度ごとのドップラー速度を計算するため、モーメント法によりピーク位置を計算する。ここで、ビーム方向を傾けるとサイドローブが大きくなるため、算出される角度は想定した角度よりも小さくなる。さらに、推定した角度を用いて、ドップラー速度を計算する。ドップラー速度は、ドップラーспекトルから大気エコーのピークで求められる。ドップラーспекトルの各周波数成分からノイズ値を引き、ガウスフィッティングによりピーク値を算出し、南北風、東西風を計算することで水平風の風向と風速が算出される。各視線ドップラー速度はレーダーに近づく方向を正とする。5 ビーム観測の場合、鉛直ドップラー速度を v_z 、ビーム天頂角を θ 、北方向ドップラー速度 v_n 、南方向ドップラー速度 v_s と東方向ドップラー速度 v_e 、西方向ドップラー速度 v_w すると南北風、東西

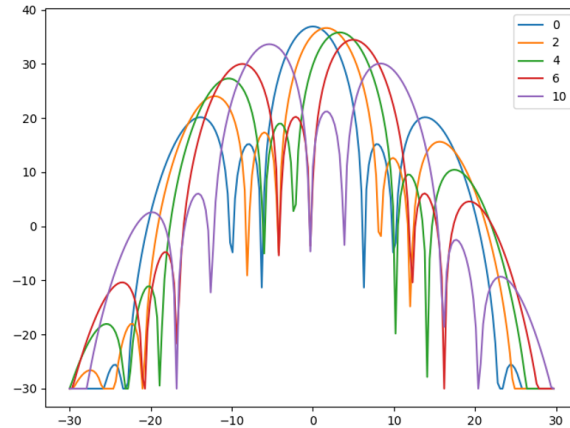


図 8: 天頂角とビームパターンの関係

風はそれぞれ,

$$v_{s \rightarrow n} = \frac{v_s - v_n}{2 \sin \theta} \quad (9)$$

$$v_{w \rightarrow e} = \frac{v_w - v_e}{2 \sin \theta} \quad (10)$$

と表される. ドップラー速度は鉛直風速 V_z と水平風速 V を用いて

$$v_{Doppler} = v_z \cos \theta - v \sin \theta \quad (11)$$

と表される. 図 9 にビームステアリング結果を示す. -6° から 6° まで, 3° 間隔で傾けた. 図は高度 1.5 km でのドップラー速度の断面図で, 期待されるドップラー速度を線で表している. 6° 傾けた場合はサイドローブが大きく, エコーが二重に見えている. -3° , 3° の場合について, 0° と比較すると図 8 で予想されたようにパワーが低くなっているが, それぞれドップラー速度方向に振れていることが分かる. 今後, 詳細にビームパターンとの比較など検討を進める予定である. また, Capon 法を用いたビームステアリングにより, さらに MIMO 観測結果の評価を行っていく.

3 まとめと今後の課題

LQ-7 を用いて DDMA-MIMO レーダーの実証実験を行い, コンプリメンタリ符号を用いて MIMO 合成後のドップラースペクトルを得ることができた. 今後は SISO との切替観測を行い結果を比較する. レーダーのビーム幅は開口直径 (開口面積の平方根) に反比例し, MIMO 処理により LQ-7 レーダーの開口は図 1 のように約 2.7 倍になると期待されており MIMO 観測のビーム幅は SISO 観測の $1/\sqrt{2.7} = 0.6$ 倍になることを目標として仮想開口拡大によるビーム幅縮小の定量評価を行う. また, 処理の高速化も課題の 1 つである.

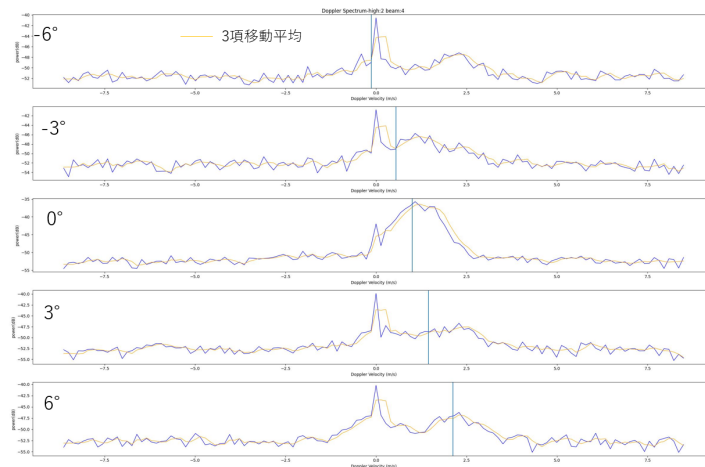


図 9: ビームステアリング結果

参考文献

- [1] T.Matsuda and H.hashiguchi., *DDMA-MIMO Observations With the MU Radar: Validation by Measuring a Beam Broadening Effect*, IEEE J. of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, vol. 16,pp. 3083-3091, 2023.
- [2] Spano E. and O.Ghebrebrhan., *Sequences of complementary codes for the optimum decoding of truncated ranges and high sidelobe suppression factors for ST/MST radar systems*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 34,pp. 330-345, 1996.

2023年9月19日
第17回MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム
第501回生存圏シンポジウム

赤道大気レーダ / MUレーダと
下部対流圏レーダを組み合わせた
降水雲内の大気鉛直流の推定

戸田望*・重尚一(京大理)・
橋口浩之(京大RISH)・西憲敬(福岡大理)・
Christopher R. Williams (Univ. of Colorado Boulder, USA)

背景

大気鉛直流

- 降水雲の熱力学的な性質に関わる基本的なパラメータ (Mori et al., 2006)
- 降水種類の判定に重要な要素である (Houze, 2014)
 - 層状性: $0 < |w| \ll V_{terminal}$
 - 対流性: $0 < V_{terminal} \lesssim |w|$
- 大気レーダによる観測 (深尾・浜津, 2005)
 - 1.3GHz帯 (BLR): 雨天時の鉛直流観測が困難
 - 50MHz帯 (EAR / MU): 降水時にも観測可能



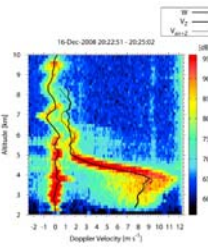
2

背景・目的

50MHz帯レーダを用いた鉛直流の推定

- 鉛直流、降水粒子の二種類のピークを観測
 - 分離して解析する必要がある
- 赤道大気レーダ(EAR)による鉛直流を用いた研究
 - Nishi et al. (2007), Mega et al. (2012) 等
 - 二つのピークを目視・手動で分離
 - 長期の解析には不向きである

本研究の目的:
降水時の鉛直流を機械的に推定する



3

Outline

- 大気レーダ (EAR) を用いた鉛直流の推定
- 降水粒子が推定に与える影響
- 下部対流圏レーダを組み合わせた解析
 - Williams (2012), Williams (2018) の手法
 - 上記を組み合わせた推定: 本研究で用いる手法
 - 先行研究の事例との比較
- 活用事例の検討
- まとめ

4

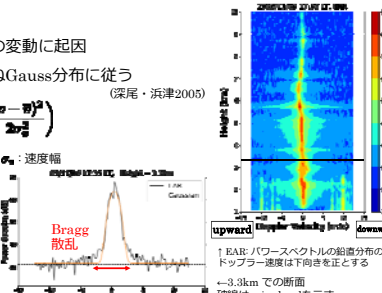
鉛直流の推定

- Bragg 散乱の観測:
 - 大気乱流による誘電率の変動に起因
 - パワースペクトルは概ねGauss分布に従う (深尾・浜津2005)

$$S_k(v) = \frac{A_0}{\sqrt{2\pi}\sigma_v} \exp\left(-\frac{(v-\bar{v})^2}{2\sigma_v^2}\right)$$

A_0 : 振幅, \bar{v} : 平均ドップラー速度, σ_v : 速度幅

- フィッティングにより鉛直流の推定値(\bar{v})を求める

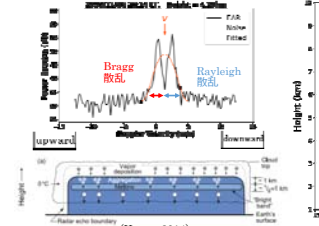


5

降水粒子の影響 - 1

- 降水時は、降水粒子によるRayleigh散乱も観測
- 鉛直流の推定値が下降流側にずれる

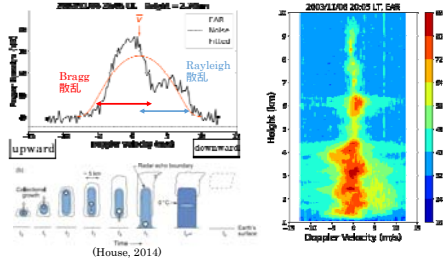
層状性の事例



6

降水粒子の影響 -2

対流性の事例

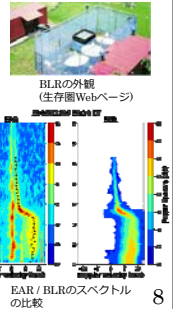


7

降水粒子のピークを除く手法

先行研究

- Williams (2012):
 - 近傍に設置された高周波のレーダを併用して解析する
 - 本研究では、境界層レーダ(BLR): 1.3 GHz を用いる
 - Williams (2018):
 - 単一のレーダによる解析
 - 閾値を定めて“peaks”と“valleys”を検出する
- 以下では、**W12** 及び **W18** と表記する



8

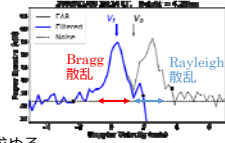
先行研究 (W12) の概要

BLRを用い、Rayleigh散乱のピークを取り除く

- ① BLRの (Rayleigh 散乱)のスペクトルから weighting function を作成
- ② EAR のスペクトルにフィルタをかける
- ③ フィッティングで鉛直流(平均ドップラー速度)を求める

$$W_{\text{Rayleigh}}(v) = 1 \text{ (pure Bragg)} \sim 0 \text{ (pure Rayleigh)}$$

$$S_{\text{filtered}}(v) = W_{\text{Rayleigh}}(v) \cdot S_{\text{EAR}}(v)$$

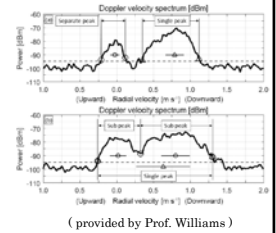


9

先行研究 (W18) の概要

複数のピークを検出する

- Single Peak :
 1. 最大値からノイズレベルにまでスペクトルを下げる
 2. 両側を端点とする
- Separate Peak :
 1. 見つけたSingle Peakの全てのスペクトルをノイズレベル値に設定する
 2. ノイズレベル以上のピークを繰り返し探す
- Sub Peaks :
 1. “valley”の閾値を定義する
 2. “valley”の深さがしきい値より大きければ、谷の底を端点とする

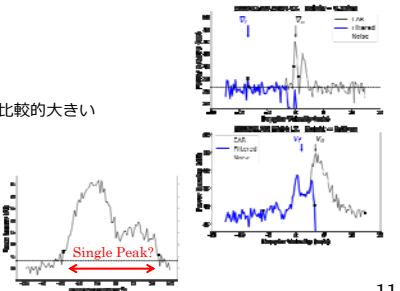


10

先行研究 (W12 & W18)

推定に不備があった事例

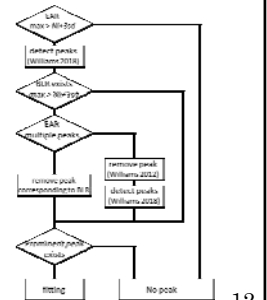
- W12
 - 2つのピークが近接
 - Rayleigh散乱のピークが比較的大きい
 - 層状性の事例に多い
- W18
 - “valley” が不明瞭
 - 対流性の事例に多い



11

本研究で用いる手法

- W12とW18の組み合わせ
- 疑似的に“層状”、“対流”を判定して場合分け
 - > 明瞭なピークが複数: “層状性”
 1. **W18**でピークを検出
 2. BLRと同じ位置のピークを除く
 - > (降水があるか)明瞭なピークが1個: “対流性”
 1. **W12**の方法でフィルタをかける
 2. **W18**でピークを検出



12

EAR単独での推定との比較

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

解析期間:
2003/11/6, 2008/12/16

- 目視による推定を行った先行研究あり
 - 2003年: Nishi et al. (2007)
 - 2008年: Mega et al. (2012)
- 鉛直流モードのスペクトルを解析

層状性

対流性

13

目視による推定との比較 -1

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

- 概ね目視による推定値に近い値となっている

目視による推定

(Mega et al., 2012)

本研究の手法(機械的な推定)

(a) 目視による推定

(Nishi et al., 2007)

本研究の手法

※赤色(正值)が上昇流

14

目視による推定との比較 -2

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

(機械的に推定した値)
—
(目視による推定値)

※ 時間・空間方向共に線形補間して計算

対流性 ← Local Time → 層状性

15

活用事例の検討 -1

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

マッデン・ジュリアン振動 (MJO)

カリマンタン島上のPhase 4では層状性降水が卓越するが、... MJOの典型的な降水構造として知られている対流圏界面にまで到達するような背の高い層状性ではない ...むしろ ... そこまで背の高い層状性雲であると考えられる。(Katoh, 2023)

- MJO対流活発域の中心部はEARの上空を通過
- Darwinのレーダを用いた鉛直流と対流システムの研究はある(例: Schumacher et al., 2015)が、EARを用いたMJOの研究は少ない
 - EARを用い、MJOが継続するメカニズムの検討を行う
 - Darwinのレーダとの複合解析

(Wheeler and McBride, 2012)

16

活用事例の検討 -2

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

MUレーダとLQ-7 (またはMRR)による鉛直流の推定

明日(9/18)発表予定

大気と気象レーダの鉛直方向 Doppler 速度観測を組み合わせる降水構造の解析: GPM主観望の極点観測用観測事例
観測→ 中気象・降水観測・降水観測・降水観測・降水観測(山本実希・菅野和正(京大))・佐藤悠介・藤田光樹(大研E1)・矢野正典・樋口悠之(大研E1)

down up

+

estimated mean doppler velocity

●: no peak

100m

(生存圏Webページ)

↑ LQ-7 (1.3GHz)
← MRR (24.2 GHz)

17

まとめ

物理気候学研究室
Theory Physics Laboratory

W12とW18を組み合わせた鉛直流の機械的な推定

- 概ね目視による推定と同様の結果
- 特に降水がない時刻の解析にはさらなる検討が必要
- 今回示した解析には鉛直流モードのデータを使用
 - 通常観測モードの場合は要検討

今後の予定

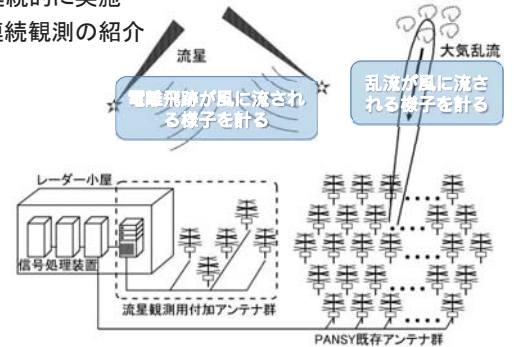
- 品質管理(時間・高度方向の連続性)
- 本研究の手法による推定値を教師データとした機械学習
- MJOに関する解析
- MUとLQ-7 (またはMRR) を用いた解析

18



目的/概要

- PANSYレーダーの定常的な中間圏乱流観測と相補的な流星エコー観測を、**定常観測の副産物**として行う
- 数年にわたる試験・調整を経て、2021年3月から連続的に実施
- 1年間を超えた連続観測の紹介



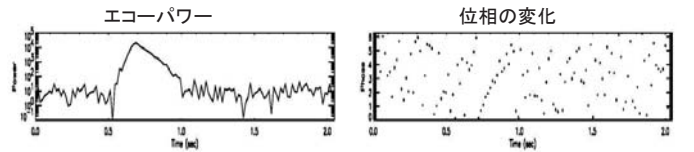
流星風観測 vs. MSTレーダー中間圏乱流観測

| | 流星 | 中間圏乱流観測 |
|----------|---------------------------|------------------------|
| 観測される物理量 | 水平風速 温度情報 | 鉛直含む3次元風速 乱流強度 |
| 地方時依存性 | ○ 昼夜連続 | △ 昼間のみ (極域夏期は連続) |
| 時間空間分解能 | △ 小スケールの 大気重力波に対しては不十分 | ◎ 小スケールの 重力波に対しても十分 |

両方いっしょにできれば、◎

観測される流星エコーの例

VHFレーダーだと数百m秒程度で消える



ここで流星が飛び込んで、大気を電離。フレネル反射が起こり強いエコーが受信される。電離飛跡は分子拡散を受けて径方向に広がり、指数関数的にエコー強度が減衰。減衰時定数より分子拡散(正確には両極性拡散係数)が推定できる。→ 温度情報源

電離飛跡は熱平衡後、周囲の風に流されるので、エコーはドップラーシフトを受ける。風速の視線方向への投影成分が測定される

先行研究

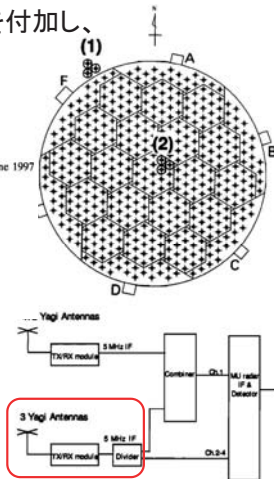
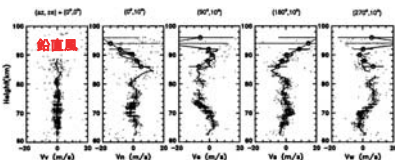
MULレーダーに受信専用システムを付加し、中間圏乱流観測の副産物として流星風観測を実施

Radio Science, Volume 32, Number 3, Pages 1203-1214, May-June 1997

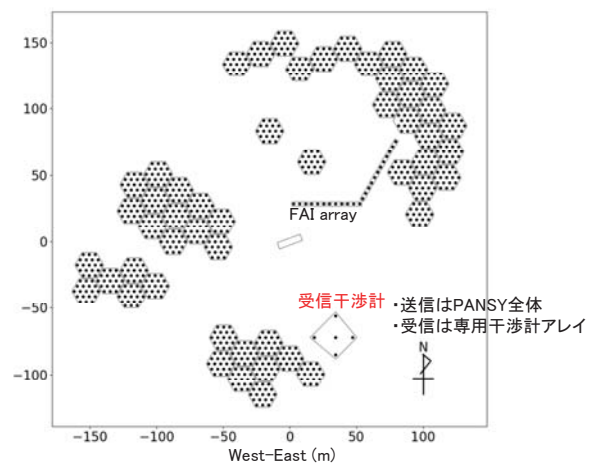
Development of an external interferometer for meteor wind observation attached to the MU radar

Takuji Nakamura and Toshitaka Tsuda
Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University, Kyoto, Japan

Masaki Tsutsumi
National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan



PANSYレーダーアンテナ配置



流星エコー受信専用付加アンテナ 2019/Jan/27

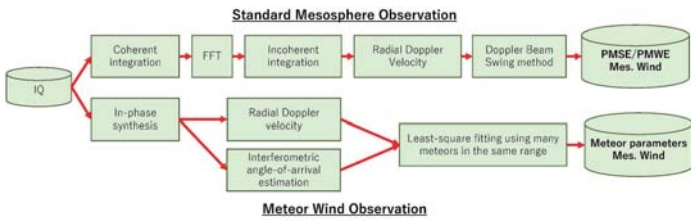


観測パラメーターなど ()内は、夏モード(12-2月)

- MST観測中に流星専用付加アンテナ5本で受信
- 定常観測開始: 2021年3月12日
- パルス繰り返し間隔: 1.6 msec (0.8 msec)
- コヒーレント積分回数: 2回 (4回)
- ビーム方向: 5方向
- 各ビームごとの時系列記録間隔: 1.6x2x5=16 ms (0.8x4x5=16 ms)
- レンジ分解能: 0.6 km (0.3 km)
- サンプルレンジ: 39.6~207 km (39.6~105.3 km)
- 流星エコー検出:
準リアルタイムで5チャンネルを位相合成し、仮想的に受信ビームを振り回して検出。MU/流星と同様の手法

Signal processing diagram

Process signal from PANSY and meteor arrays simultaneously

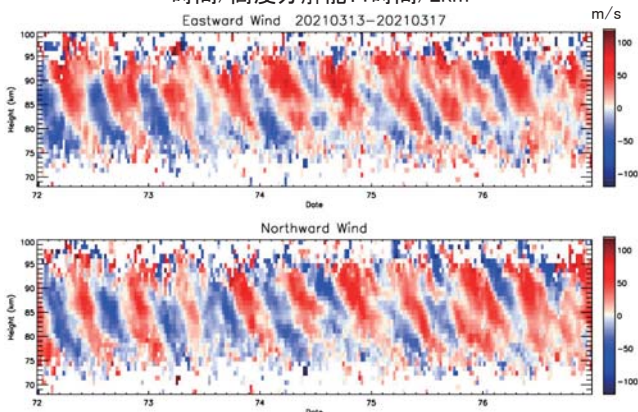


コヒーレント積分後の信号から、流星エコーをオンライン検出して記録し、以降の風速・温度観測に使用

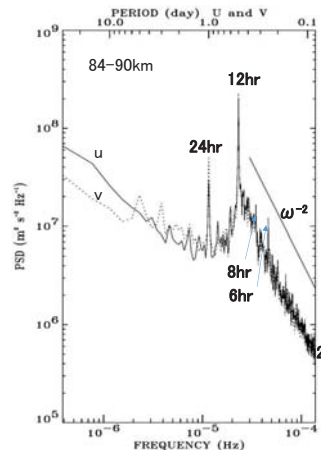


風速推定例

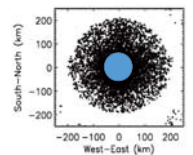
5日分: 13-17/March/2021
時間/高度分解能: 1時間/2km



1年間(2021年3月~2022年2月)のデータによる 周波数スペクトル 高度: 84-90 km



水平平滑化をできるだけ避けるため、PANSY上空の水平約100km以内のデータ(距離105km以下)のエコーのみ使用



- 潮汐波成分(24hr, 12hr, 8hr, 6hrなど)にピーク。特に12hr成分が顕著
- 重力波領域(慣性周期約13時間)は、概ね ω^{-2} の傾き。ただし水平平滑化の効果は、高周波数域でまだ若干あると考えられる

まとめ

- 付加受信システムによるPANSY流星エコー観測を、2021年3月に開始。2年半にわたり順調に連続データを蓄積中
- 一般的な流星レーダーに劣らない能力を持ち、中間圏乱流観測の強化への寄与が期待できる
 - 高度域: 70~95 kmの昼夜連続観測
 - 時間/高度分解能: 1時間/2 km程度
- 周期2時間程度以上の大気波動の解析が可能

次のステップ

- 相関解析手法[Vierinen+, 2019,2023; Hocking,2005]による、**分解能の高い風速・温度場の統計的性質の解析(周波数および波数スペクトル解析)にトライ**

信楽イオノゾンデ観測を用いた機械学習によるスプラディックE層の自動検出と統計解析

京大大学生存圏研究所
 采山裕紀・横山竜宏・劉鵬・山本衛

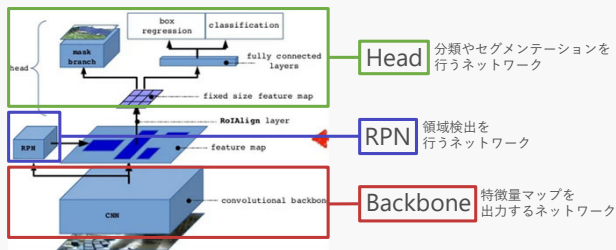
研究目的

自動検出の必要性

- 観測技術の発展により、訓練を要する読み取り専門家の人員不足が危ぶまれている。
- また、パラメータ読取りのリアルタイム性が求められるようになり、機械的な検出が必要不可欠となっている。
- パラメータ読取りを自動で行うことで、膨大なデータの統計を取ることが可能となり、物理現象として発生傾向の予測を可能にしていく。

提案手法

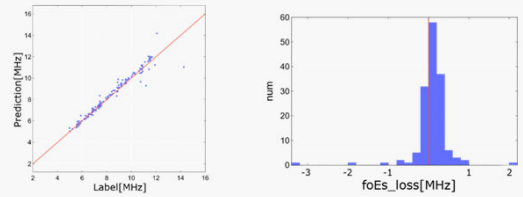
Mask R-CNNの構成



研究結果

学習したモデルの妥当性評価

- 検証用に用意していた信楽のデータ (2010年8月)

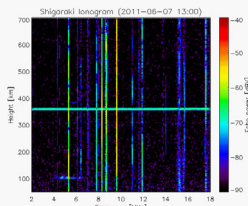


→平均誤差は0.24MHz、画像では7ピクセル

研究結果

2011年と2014年の再調査

依然として発生割合は低い問題について、再調査を行った



2011年6月では上図のように極端に測定強度が低く、イオノゾンデに問題がある可能性
 2014年6月でも同様の現象が観測された → この2か月は統計解析から除外

まとめ・今後の予定

- スプラディックE層の人的読取には数的・時間的限界がある。
 →機械学習による自動検出を実装。
- 用いる機械学習はインスタンスセグメンテーションを行うMask R-CNN(CNNをベースとした領域検出)。
- 信楽と国分寺のイオノグラムを用いてモデルの妥当性を評価。
- 統計解析を行う上で、異常な値を示す月が存在する。
- 2011年および2014年の6月は測定強度が低いことが判明した。
- 以降は上記二か月の値を用いず統計解析を行う。



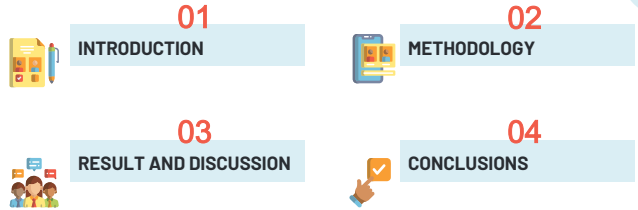
Indirect Effect Of The Mixed Rossby Gravity Waves Associated With The Madden-Julian Oscillation On The Tropopause Inversion Layer

Khanifah Afifi¹⁾, Noersomadi²⁾, and Nurjanna Joko Trilaksono¹⁾

¹⁾Faculty of Earth Sciences and Technology, Bandung Institute of Technology (ITB)
²⁾Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency, (BRIN)

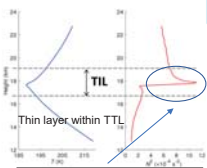
Presented on: MU EAR Symposium 2023
September 19-20th 2023

Outline



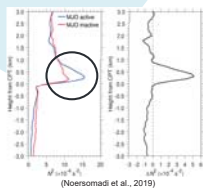
INTRODUCTION

The Tropical Tropopause Layer (TTL) is located at an altitude of 14 – 18.5 km (Fueglistaler et al., 2009) → the boundary between the troposphere and the stratosphere, where exchange processes of atmospheric constituents occur that influence global climate.



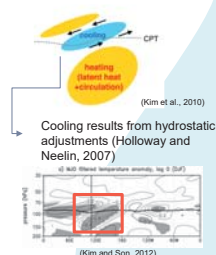
Static stability influences atmospheric wave dispersion relations (Grise et al., 2010).

Further studies related to TS are needed to understand the parameterization of atmospheric wave propagation.

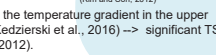


Noersomadi et al., (2019)
Active MJO phase → TS strengthening

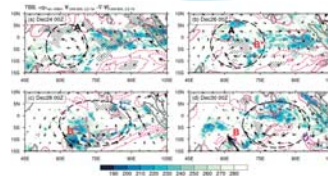
The temperature dipole structure modifies the temperature gradient in the upper troposphere-lower stratosphere (UTLS) (Kedzierski et al., 2016) → significant TS fluctuations at the equator (Kim and Son, 2012).



Cooling results from hydrostatic adjustments (Holloway and Neelin, 2007)



INTRODUCTION



Takasuka et al. (2019) → show that high-frequency meridional wind circulation associated with the MRG can intensify the MJO convective cloud growth process through moisture convergence.

The influence of the MRG associated with the MJO on TS fluctuations is still unclear.

Noersomadi et al. (2019)

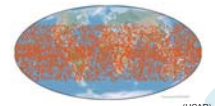
COSMIC-1

- Polar inclination angle 72°
- ~ 1,500 – 2,000 occultation profiles per day (Anthes, 2011)



COSMIC-2

- Polar inclination angle 24°
- ~ 4,000 – 6,000 occultation profiles per day (Schreiner et al., 2020)



Opportunities to conduct further research on UTLS dynamics on short-term time scales and global space scales with higher spatial resolution.

DATA

Global Navigation Satellite System Radio Occultation (GNSS-RD) Constellation Observing System for Meteorology Ionosphere and Climate (COSMIC-2):

- Used to determine the N^2 profile, TS, and integrated water vapor (IWV).
- Vertical resolution: 100 m
- <https://cdaac-www.cosmic.ucar.edu/>

NCEP/NCAR Reanalysis Meridional Wind Data:

- Used to see the influence of winds in the upper troposphere on TS variations
- Spatial resolution 2.5° x 2.5°
- 17 pressure levels from 1000 hPa to 10 hPa
- <https://cds.climate.copernicus.eu/>

Period: January 2020 – December 2022

Outgoing Longwave Radiation (OLR) Data :

- Daily average data
- Used to identify the MJO, MRGW, and proxies for convection
- Spatial resolution 2.5° x 2.5°
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) website

RMM MJO Index Data:

- Identify active MJO phases
- RMM1 and RMM2
- <http://www.bom.gov.au/climate/mjo>

METHODOLOGY

Identification of MJO Events and MRG Waves

MJO

→ Using RMM1 and RMM2 indices.

$$Amplitudo = \sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$$

→ The MJO phenomenon is categorized as being in the active phase if the amplitude value is ≥ 1 in phases 3, 4, and 5. (Wheeler and Hendon, 2004)

MRG

Using the WK99 wave number filtering method (Wheeler and Kiladis, 1999), filtered using the NCAR Command Language (NCL) "kf-filter" function (Schreck, 2009)

COSMIC-2 Data Preprocessing

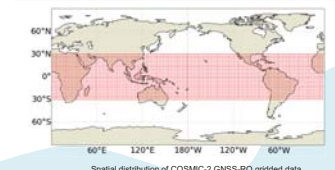
COSMIC-2 data with varying resolution in space and time

↓

Data at 30°N - 30°S are gridded every day on a regular grid, resolution 2.5° x 2.5° (longitude x latitude)

↓

COSMIC-2 grid data is in the form of a space-time array



METHODOLOGY

Tropopause Sharpness Calculation

→ Static stability is calculated as:

$$N^2 = \frac{g}{T} \left[\frac{g}{c_p} + \frac{\partial T}{\partial z} \right]$$

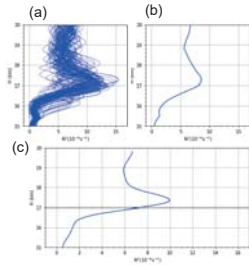
c_p = specific heat of dry air at constant pressure (1.004 J K⁻¹ kg⁻¹)
 $\partial T/\partial z$ = temperature gradient

N^2 data were averaged with tropopause height as a reference (Birner et al., 2002). CPT is an appropriate reference for the tropopause in tropical regions (Kim & Alexander, 2015)

→ Tropopause sharpness is calculated as follows:

$$TS = (\max N^2_{i+1}) - (\min N^2_{i-1})$$

The difference between the maximum value of static stability in the region 1 km above the CPT and the minimum value of static stability in the region 1 km below the CPT (Noersomadi et al., 2019)



(a) Image of 104 N^2 profiles from individual RO event on November 10, 2020, at 5°N-5°S and 90°W-140°E.
 (b) Mean N^2 in conventional height (H) coordinates.
 (c) Mean N^2 relative to CPT height (Dotted black line indicates the mean CPT height)

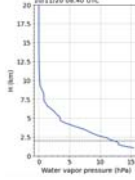
Integrated Water Vapor Calculation

IWV: the total amount of water vapor in the vertical atmospheric column
 Derived from the variable vapor pressure (e)

$$q = \frac{0.622 \times e}{p - (0.378 \times e)} \quad IWV = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q dp$$

q = specific humidity, p = surface pressure

The integration process is calculated from 2 km to 20 km



COSMIC-2 profile penetration does not always reach the surface level

Water vapor pressure profile on November 10, 2020, at 8:40 UTC (Dotted black line shows height 2 km)

METHODOLOGY

Composite Analysis of Relative Longitude

- Conducted to analyze the persistence of MRG associated with the MJO in the study area
- Relative longitude ($x_r = 0^\circ$) → location where the OLR anomaly value reaches a minimum (convection peak) between 60° and 180° E.
- The TS composite and supporting variables were averaged based on x_r .

Daily Lag Composite Analysis

- Daily lag composite analysis was carried out for the influence of MRG associated with the MJO on TS.
- Composite analysis was carried out with a lag range of -10 to a lag of +10 days.
- Lag 0 is the first day of each active MJO phase 3 event.

Result & Discussion

1. Horizontal Structure of Tropopause Sharpness

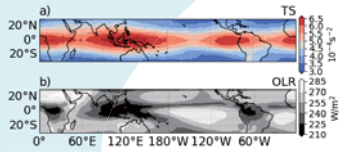


Figure 1. Spatial distribution of annual mean of (a) tropopause sharpness and (b) OLR during 2020-2022

- High average TS > 6.5 × 10⁻⁴s⁻² corresponds to low OLR values < 210 W/m², characterizing the presence of convective clouds as a source of equatorial wave propagation.
- There is a relationship between equatorial waves and TS globally.

2. Identify Active MJO Phase Events

| Table 1. Time of occurrence of active MJO phase | | | |
|---|---------------------|----|--------------------|
| No | Event Date | No | Event Date |
| 1 | 1-11 Mar 2020 | 12 | 3-22 Jul 2021 |
| 2 | 21 Mar-5 Apr 2020 | 13 | 6 Sept-14 Oct 2021 |
| 3 | 25 Apr-3 May 2020 | 14 | 5 Nov-1 Dec 2021 |
| 4 | 20-23 May 2020 | 15 | 15-22 Feb 2022 |
| 5 | 29 Jul-9 Aug 2020 | 16 | 18-24 Mar 2022 |
| 6 | 31 Aug-18 Sept 2020 | 17 | 9-12 May 2022 |
| 7 | 12-23 Okt 2020 | 18 | 28 Jun-15 Jul 2022 |
| 8 | 21 Nov-19 Des 2020 | 19 | 2-7 Aug 2022 |
| 9 | 6-17 Jan 2021 | 20 | 15-21 Nov 2022 |
| 10 | 25 Mar-5 Apr 2021 | 21 | 6-28 Des 2022 |
| 11 | 8-25 May 2021 | | |

- We identified a total of 21 active MJO cases.

3. Case Study of Tropopause Sharpness Response to MRG and MJO

Table 2. Selected MJO events for case study

| MJO Cases | Event Date |
|-----------|---------------------|
| MJO1 | 31 Aug-18 Sept 2020 |
| MJO2 | 12-23 Okt 2020 |
| MJO3 | 21 Nov-19 Des 2020 |

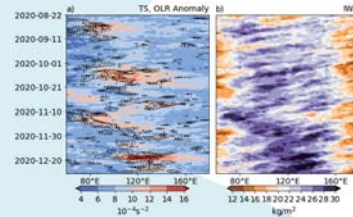


Figure 2. Time versus longitude diagram of (a) tropopause sharpness (shaded), OLR anomaly (black dot contour with a contour interval of 10 W/m², only negative anomalies are shown), (b) integrated water vapor (shaded) above 10°N-10°S during 22 Aug-31 Dec 2020

- The TS (up to 16 × 10⁻⁴s⁻²) showed an eastward propagation associated with negative OLR anomalies and large water vapor content (> 30 kg/m²) during the active MJO event.
- The TS value related to eastward MJO propagation is greater than the TS value related to westward MRG propagation.

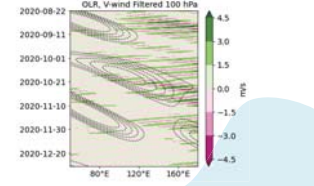


Figure 3. Time versus longitude (Hovmöller) diagram of meridional wind anomaly data at 100 hPa (shaded) and OLR anomalies (black dot contour with a contour interval of 2 W/m², only negative anomalies are shown) filtered above 10°N-10°S during 22 Aug-31 Dec 2020

Result & Discussion

3. Case Study of Tropopause Sharpness Response to MRG and MJO

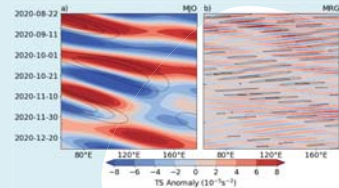


Figure 4. Hovmöller diagram of filtered TS anomaly (shaded), filtered OLR anomaly (black dot contour with a contour interval of 4 W/m², only negative anomalies are shown) above 10°N-10°S during 22 Aug-31 Dec 2020 for (a) MJO and (b) MRG.

- The strengthening of TS in the MJO filter results is clearly associated with the propagation of organized convection eastward from the western region of the Indian Ocean towards the western Pacific Ocean.
- The strengthening of TS in the MRG filter results is associated with the westward propagation of the wet phase MRG.
- The TS strengthening in the wet phase MRG is less intense than in the active MJO phase.

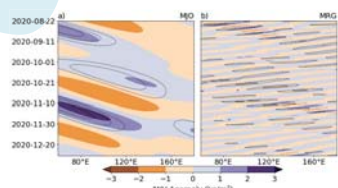


Figure 5. Hovmöller diagram of filtered integrated water vapor anomaly (shaded), filtered OLR anomaly (black dot contour with a contour interval of 4 W/m², only negative anomalies are shown) above 10°N-10°S during 22 Aug-31 Dec 2020 for (a) MJO and (b) MRG.

The propagation of MRG convection to the west, before the propagation of MJO convection to the east, corresponds to an increase in water vapor content, which can help the process of organized convective cloud growth.

3. Case Study of Tropopause Sharpness Response to MRG and MJO

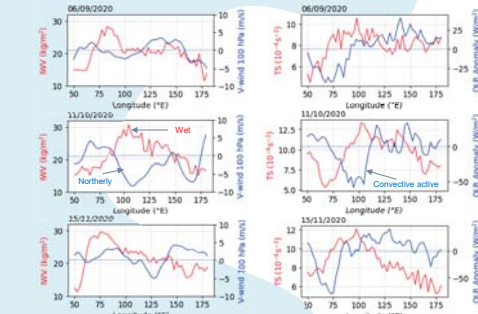
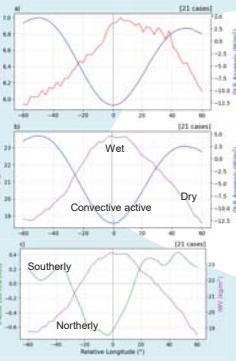


Figure 6. Longitudinal distribution of NW (red) and V-wind at the 100 hPa level (blue), as well as TS (red) and OLR (blue) anomalies.

Result & Discussion

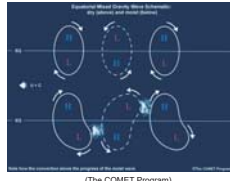
- The change of V-wind direction in the upper troposphere are located in the west of the maximum IWV.
- The maximum peak of the TS value is tilted toward east of the minimum OLR anomalies.
- The change of southerly to northerly wind, associated with the organized convective growth and high moisture (wet condition) in the troposphere, then it will increase the TS.

4. MRG Associated with the MJO Modulation on Tropopause Sharpness



- The TS value reached a maximum of about $7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ at 10° east of the convection center.
- The large IWV (high moisture) coincided with minimum value of the OLR anomaly.
- We observed the change of southerlies to northerlies around 30° west side of the convection center and change of northerlies to southerlies around 15° east side of the convection center.

Result & Discussion



Meridional wind variations associated with MRG → induce increased water vapor and trigger the growth of MJO convective clouds (negative OLR anomaly) → increasing TS related to sharp gradient temperature near the tropopause.

Figure 7. Composite variations related to relative longitude of (a) TS and OLR anomalies, (b) IWV and OLR anomalies, (c) V-wind at 100 hPa, and IWV. 0° indicates the location of the minimum OLR anomaly.

4. MRG Associated with the MJO Modulation on Tropopause Sharpness

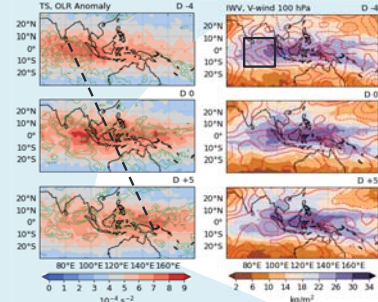


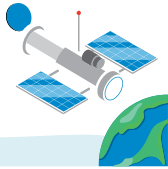
Figure 9. Composite spatial distribution of TS (shaded) and OLR anomalies (point contour, contour interval 5 Wm^2 , only negative anomalies are shown) (a), integrated water vapor (shaded) and meridional wind at the 100 hPa level (contour) (b). The line shows the evolution from D -4 to D +5 of the MJO peak.

Result & Discussion

- The eastward propagation of TS clearly corresponds to the propagation of MJO convection from the Indian Ocean towards the Pacific Ocean.
- Organized strong convection reaches the upper troposphere and tends to increase the temperature gradient in TTL (Noersomadi et al., 2019).
- The change of meridional wind component before the MJO around 90° E was followed by high moisture to the east.

CONCLUSIONS

- The growth of organized large-scale convective clouds associated with the MJO is more dominant in influencing TS than that of small-scale convective clouds associated with the MRG. MJO can strengthen TS up to $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$, while MRG is only around $4-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$.
- MRG associated with the MJO can indirectly modulate TS. The change in the meridional wind component from southerlies to northerlies in the upper troposphere, which propagates westward associated with the MRG, increases humidity in the troposphere and generates the growth of convective clouds in the east, which is associated with MJO. Large-scale convective clouds associated with the MJO will increase the TS until it reaches a maximum value of $7.25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ east of the convection center.



Thanks



CREDITS: This presentation template was created by **Slidesgo**, and includes icons by **Flaticon**, and Infographics & images by **Freepik**

Analysis of frequency and vertical wavenumber spectra of winds and temperature in the upper troposphere-lower stratosphere (UTLS) using superior temporal-vertical-resolution radiosondes observed at the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) observatory

Anis Purwaningsih¹, Noersomadi¹, Toshitaka Tsuda², Tiin Sinatra¹, Halimurrahman¹,
Nani Cholianawati¹, Asif Awaludin¹

¹Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency (BRIN),
Indonesia

²Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

**Email: anis.purwaningsih@brin.go.id*

EXTENDED ABSTRACT

Atmospheric waves contribute to transport momentum flux and kinetic energy across the atmosphere, horizontally and vertically. Especially equatorial waves (Kelvin wave, Mixed Rossby gravity wave), diurnal tides, and gravity waves (GWs) have essential roles in the exchange of flux and energy along altitude. GWs are excited by mechanisms such as orographic effects, convection in the tropics, and other meteorological disturbances (e.g., Tsuda, 2014). GWs are also found to be associated with sub-tropical jet streams (Murayama et al 1994), typhoon intensifications (Kim et al 2014), and tropical depressions (Das et.al, 2010). Moreover, the convectively coupled atmospheric Kelvin wave is the most prominent source of synoptic-scale rainfall variability in the tropics and water vapor transport and mixing (Schreck III CJ, 2015, Tsuda, 1994). Kelvin waves excite cyclogenesis (Schreck III CJ, 2015, Shin and Khouider B, 2021), and the development of El Niño events (Schreck III CJ, 2015). Furthermore, the diurnal tide is also a prominent wave in the equator, which is excited by the absorption of solar radiation, by large-scale latent heat release associated with deep convective activity in the troposphere, by the interaction between gravity waves and tides (Miyahara and Miyoshi, 1997, Hagan and Roble, 2001, McLandress, 2001, McLandress and Ward, 1994). Thus, understanding the features and behavior of these waves helps understand the energy and momentum flux exchange triggered by these waves, especially in the tropics. This research aimed to investigate and analyze the frequency and vertical wavenumber spectra of wind velocity and temperature over Kototabang, Indonesia. For the vertical wavenumber spectra, we are interested in analyzing the spectra slope to determine the GW regime and turbulence.

We observed profiles of temperature (T) and horizontal wind velocity (u and v) with a 10-m height resolution using the GPS radiosondes from 24 November 2005 to 22 December 2005 at the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) site at Kototabang, West Sumatera, Indonesia (100.32°E, 0.204°S). Radiosondes were launched every 6 hours, and seven special campaigns with hourly soundings were embedded for 25-30 hours. Figure 1 represents the anomaly of T , u , and v data after removing the mean during the campaign, which generally show disturbance in a form of downward propagation due to atmospheric waves in the stratosphere. Perturbations are also recognized across the tropopause and in the troposphere. By using the

Fast Fourier Transform (FFT), we investigated characteristics of the frequency and vertical wavenumber spectra of T , u , and v perturbations at 6-16 km in the troposphere and up to 30 km in the lower stratosphere. The height range of spectral analysis (time-domain analysis) was set as 19-30 km with a thickness of about 5.5 km. Moreover, for calculating the vertical wavenumber spectra (spatial domain analysis) of T , we applied FFT over 6-16 km and compared the observed spectra's slope to the spectra slope model for GWs (Smith et al 1987, Tsuda, 2014).

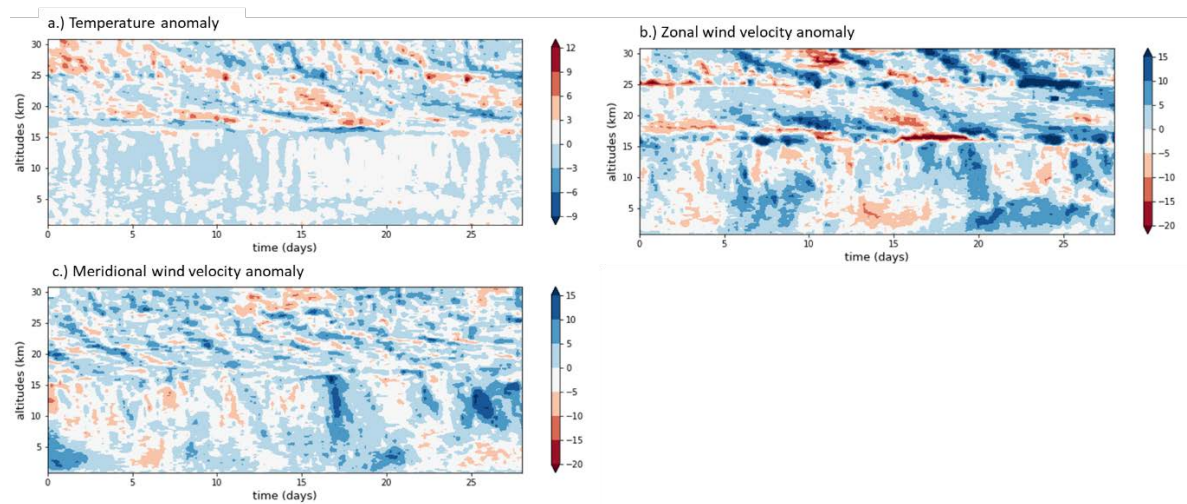


Figure 1. Anomalies of a) Temperature (T), b) zonal wind velocity (u) and c) meridional wind velocity (v) from Radiosondes data during the campaign period from November 24, 2005.

Results indicate that T , u , and v represent the overlapping atmospheric waves, showing the highest energy at a wavelength with wave periods of 2-7 days (Figure 2). In addition, the Kelvin wave (10-14.5 days) is identified from T and u , but it does not appear to be involved in the v (Wallace J and Kousky 1968) (Figure 2). Moreover, the Diurnal tides appear from T and u above 24km (denoted by yellow rectangles in Figure 2). While v does not represent this tide shown by periodicity less than 1 day (red ellipse mark in Figure 2-c and dashed line in Figure 2e). The diurnal tide seemed to show the hemispheric symmetry relative to the equator because the diurnal signal only appears in u , but no clear spectral peak for v (red dashed line in Figure 2d-2e).

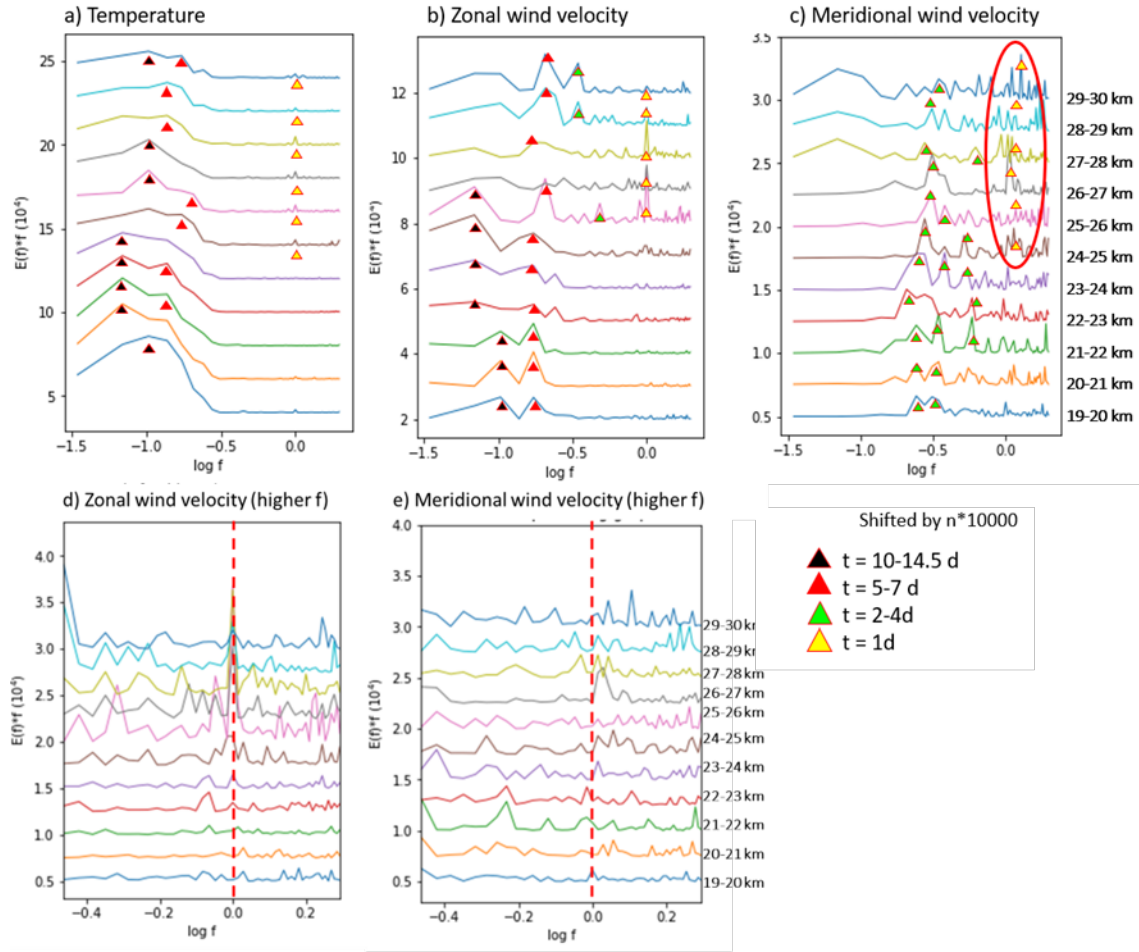


Figure 2. Frequency spectra of T , u , and v over 19-30 km from 6-hourly radiosondes data retrieved from 24 November 2005 - 22 December 2005. Panels d) and e) are the close-up of the spectra at high frequencies, to emphasize the 24-hour component (diurnal tide) denoted by the red dashed line.

In the troposphere, we are interested in the regime change from GWs to atmospheric turbulence, by investigating the slopes of vertical wavenumber spectra. Basu and Holtslag, (2022) explained the scaling regimes of atmospheric turbulence. In general, mesoscale perturbations are affected by GWs, and the spectra in the normal log-log plots between wavenumber (m) and the power spectral density follow the saturated spectrum of GWs (m^{-3}). While perturbations at high wavenumbers are expected to be attributed to the 3-dimensional isotropic turbulence, which follows $m^{-5/3}$. The intersection between these two lines may represent the outer scale of turbulence. Results indicate that the wavenumber spectra follow the slope of GWs from approximately 2×10^{-3} to 5×10^{-3} cycle/m and follow the 3D isotropic turbulence from 5×10^{-3} to 2.25×10^{-4} cycle/m. Figure 3 suggests that the wavelength of about 200 m is the outer scale of the turbulence regime. This finding is consistent with the result by Wilson et al., (2014), who found the outer scale is more than 100m. Furthermore, over 6-16 km indicates the high mixing activity over this altitude range, indicating the high turbulence activity over this altitude.

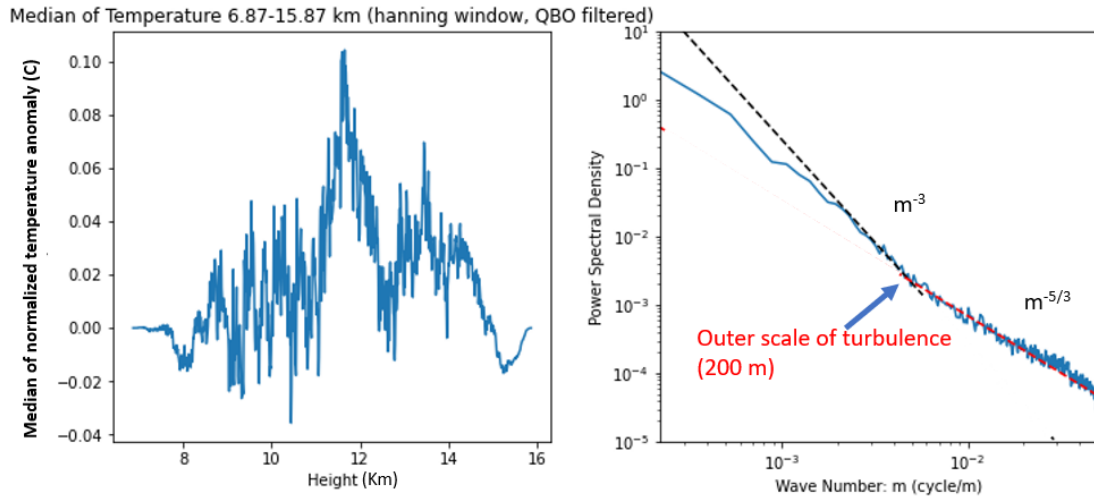




Figure 3. The median of normalized temperature anomaly (left) and vertical wavenumber of temperature (right) over 6-16 km from the 6-hourly radiosondes data retrieved from 24 November 2005 - 22 December 2005.

Summary

We investigated and analyzed the frequency and vertical wavenumber spectra of u , v , and T from radiosondes data retrieved from 24 November 2005 to 22 December 2005, over Kototabang, Indonesia. For analysis of the vertical wavenumber spectra, we are interested in analyzing the spectra slope to determine the GW regime and turbulence. Results indicate that T , u , and v represent the overlapping atmospheric waves, showing the highest energy at a wavelength with wave periods of 2-7 days. The Kelvin wave (10-14.5 days) is identified from T and u , but it does not appear to be involved in the v . Moreover, the Diurnal tides appear from T and u above 24km, and no clear spectral peak for v , showing the hemispheric symmetry relative to the equator. Results for the vertical wavenumber spectra indicate that the wavenumber spectra follow the slope of GWs and the 3D isotropic turbulence with the outer scale of the turbulence regime is 200 m wavelength.

Comparison of the Turbulence Echo Power by EAR with the Refractive Index Gradient and the Atmospheric Stability Analyzed using Hourly Radiosondes with 10 m Vertical Sampling

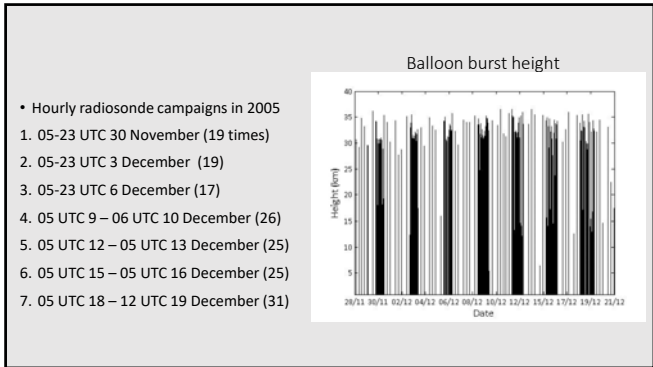
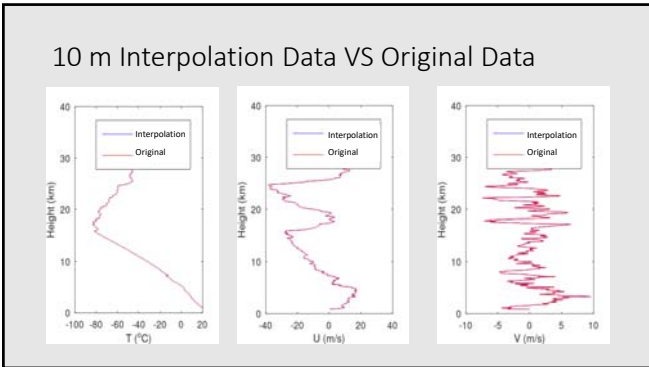
Tiin Sinatra¹, Noersomadi¹, Asif Awaludin¹, Halimurrahman¹, Nani Chollianawati¹, Anis Purwaningsih¹, Toshitaka Tsuda², Hiroyuki Hashiguchi², Hubert Luce²

¹Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency (BRIN), Bandung, Indonesia
²Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

Introduction

- Radiosondes were launched hourly for 19-30 times during the CPEA campaign in November to December 2005 at the EAR site at Kototabang, West Sumatera, Indonesia (100.32°E, 0.20°S). (Fukao, 2006)
- We sampled profiles of temperature (T), relative humidity, pressure, and horizontal wind velocity (U) every 2 seconds, corresponding to about 10 m, because the balloon ascending speed was about 5 m/s.
- We applied a linear interpolation to get uniform height interval of 10 m.
- We investigate time-height variations of the turbulence echo power, focusing on a relation between the radar reflectivity (η) and the background refractive index gradient $dn/dz = M$ as well as the behavior of atmospheric turbulence.
- In the lower troposphere,

$$M = -77.6 \times 10^{-6} \frac{p}{T} \left(\frac{N^2}{g} + 15600 \frac{q}{T} \frac{N^2}{g} - \frac{7800}{T} \frac{dq}{dT} \right)$$
 (Ottersten, 1969), where N is the Brunt-Vaisala frequency.

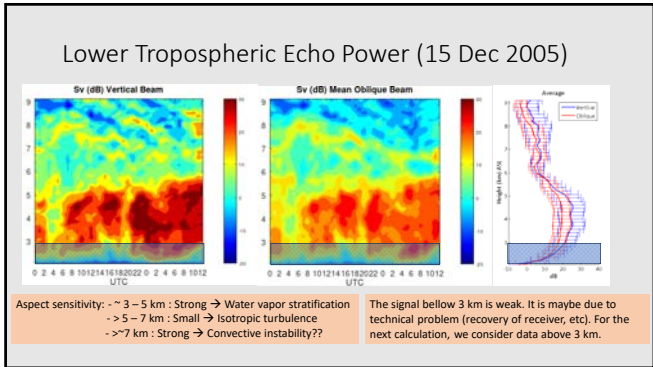


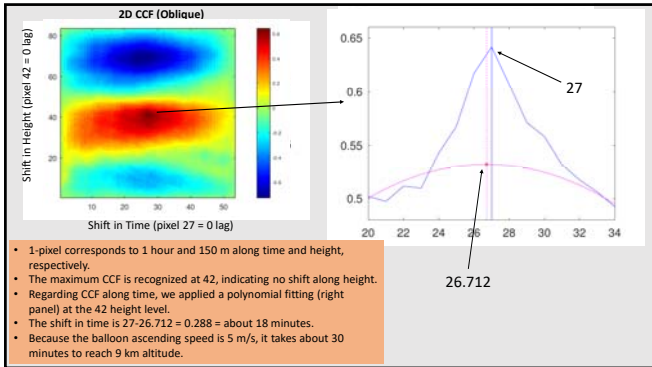
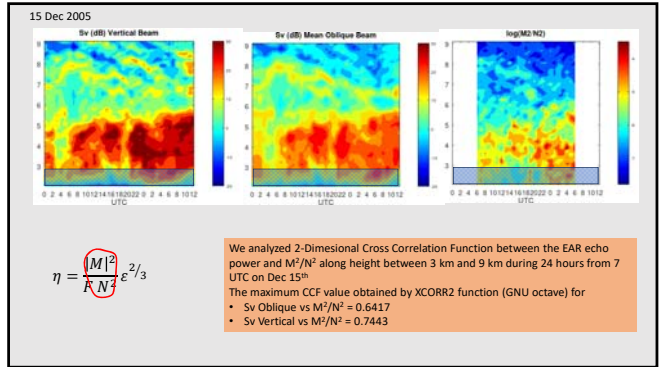
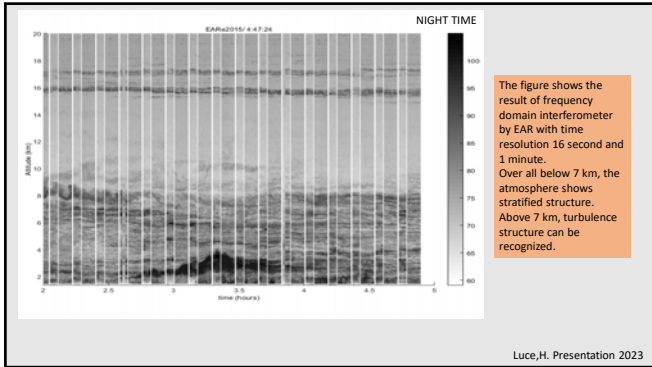
Echo Power with EAR

- This study intend to calculate correlation between η and M^2/N^2 in the lower troposphere

$$\eta = \frac{M^2}{RN^2} e^{2r/3} \rightarrow \text{Turbulence (R)}$$

- $\eta \sim S_v$, where S_v is normalized signal to noise ratio compensating for the range-squared effect.
- $S_v = \left(\frac{P_v}{P_N} \right) \left(\frac{r}{10} \right)^2$, where P_v is echo power, P_N is noise level.





Richardson Number

The Richardson number is the ratio of these two processes.

$$N^2 = \frac{g}{T_v} \left[\frac{dT_v}{dz} + \frac{g}{c_p} \right]$$

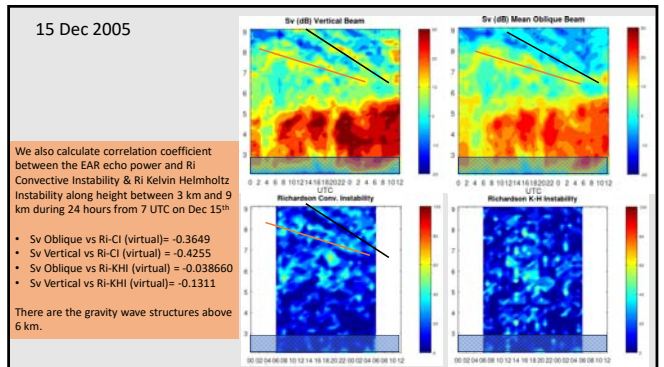
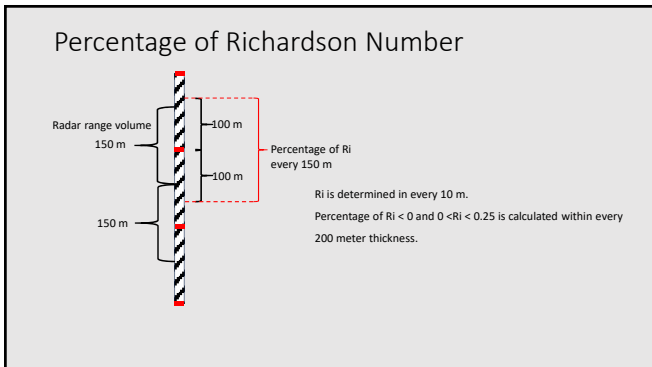
$$dU = \left[\frac{du}{dz} \right]^2 + \left[\frac{dv}{dz} \right]^2$$

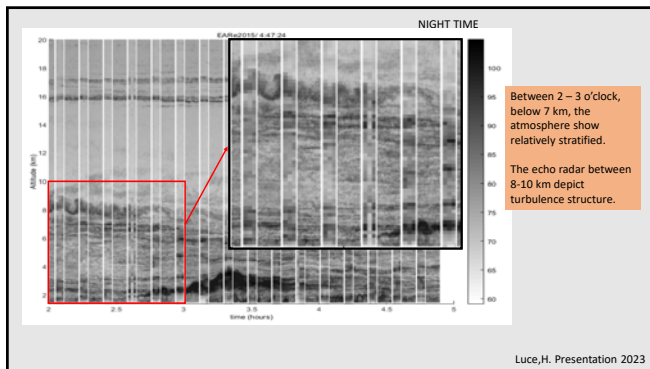
$$Ri = \frac{N^2}{dU}$$

Kelvin-Helmholtz instability (Ri-KHD) : $0 < Ri < 0.25$
Convective instability (Ri-CI): $Ri < 0$

| Classification | Richardson number | Comment |
|----------------|-------------------|---|
| Stable | $Ri > 0.25$ | No vertical mixing, winds weak, strong inversion, mechanical turbulence damped, negligible spreading of smoke plume |
| Stable | $0 < Ri < 0.25$ | Mechanical turbulence weakened by stable stratification |
| Neutral | $Ri = 0$ | Mechanical turbulence only |
| Unstable | $-0.03 < Ri < 0$ | Mechanical turbulence and convection |
| Unstable | $Ri < -0.04$ | Convection predominant, winds weak, strong vertical motion, smoke rapidly spreading vertically and horizontally |

Schnelle, K. B. (2003)





Summary

- We investigated time-height variations of the turbulence echo power observed with the equatorial atmosphere radar (EAR) focusing on a relation between the radar reflectivity (η) and the background refractive index gradient $dn/dz = M$ as well as the behavior of atmospheric turbulence.
- The hourly radiosondes showed that η below about 7 km correlated with M^2/N^2 , which largely depends on dq/dz .
- We calculated the occurrence percentage of Ri-CI and Ri-KH, which showed height progression in association with increase in η above > 6 km altitude, where dq/dz was small.
- The results on 15 December 2005 showed that the percentage of Ri-CI showed time-height variations which could be associated with increase in η above > 7 km altitude.

Atmospheric Humidity Estimation From Wind Profiler Radar And Radio Acoustic Sounding System Using Ensemble Learning

Asif Awaludin¹, Nani Cholianawati¹, Halimurrahman¹, Tiin Sinatra¹, Noersomadi¹, Anis Purwaningsih¹, Toshitaka Tsuda², Hiroyuki Hashiguchi²

¹Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency (BRIN), Bandung, Indonesia

²Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

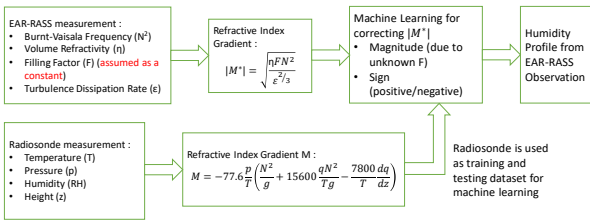
1

Introduction

- Humidity retrieval from Wind Profiler and RASS measurement require calculation of refractive index gradient (M)
- However, the retrieved M is in an absolute value and the Filling Factor (F) of turbulence is unknown
- Several methods have been proposed to obtain specific humidity (q) from wind profiler and RASS measurement, such as
 - determine the sign of M using empirical threshold and time continuity (Furumoto et al., 2006), and
 - using ensemble learning to derive the q profile directly from I/Q or moment data without requiring temperature as an input feature (Amaireh et al., 2023)
- This research propose a method to determine the sign of M and correcting its magnitude using ensemble learning

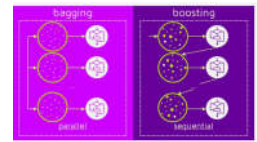
2

The proposed method



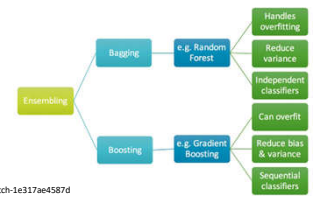
3

Ensemble Learning



Bagging is a simple ensemble learning technique consisting of many independent predictors and combining them using some model averaging techniques. (e.g. weighted average, majority vote, or normal average)

Boosting is an ensemble technique in which the predictors are not made independently, but sequentially.

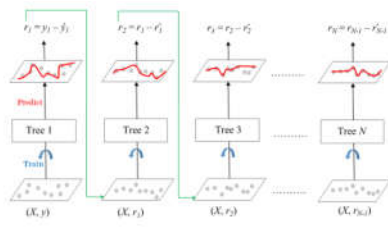


Source : <https://blog.mileview.com/gradient-boosting-from-scratch-1e317ae4587d>

4

Gradient Boosted Trees based on CART (Classification and Regression Trees)

- Combines several weak learners into strong learners,
- each new model is trained to minimize the loss function such as MSE or cross-entropy of the previous model using gradient descent.



X : feature matrix
y : labels
 \hat{y}_n : the predicted labels
 r_n : residual errors r_n .

5

Datasets

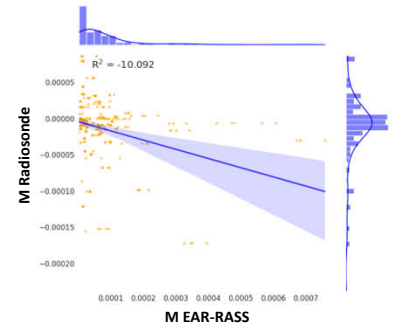
| Date | Time | |
|------------------|----------|------------|
| | EAR-RASS | Radiosonde |
| 31 August 2016 | 00:02:00 | 00:26:53 |
| 1 September 2016 | 00:01:56 | 00:08:05 |

6

Results : Implementation of Ensemble Learning

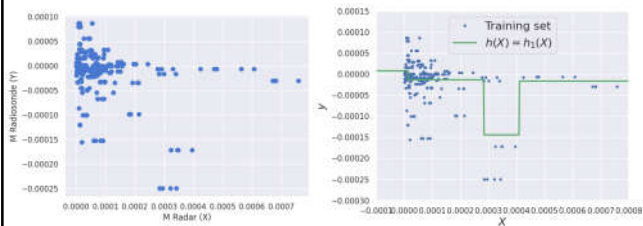
7

- The M data of EAR-RASS mostly has a negative value
- The correlation of M Radiosonde and M EAR-RASS in this study has $R^2 = -10$



8

Results : Prediction by first model

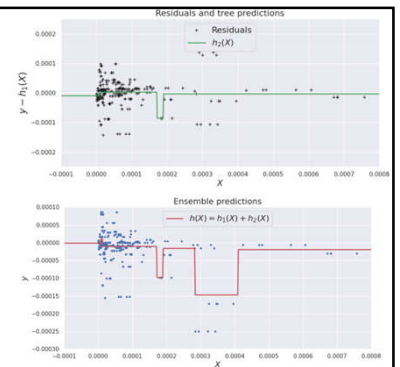


9

Results : Ensemble consisting of two trees

We can get the predictions from the ensemble by simply summing the predictions across all trees

From the figure, we see that the ensemble's predictions have improved compared to the first model

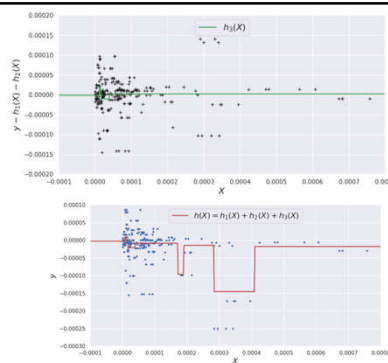


10

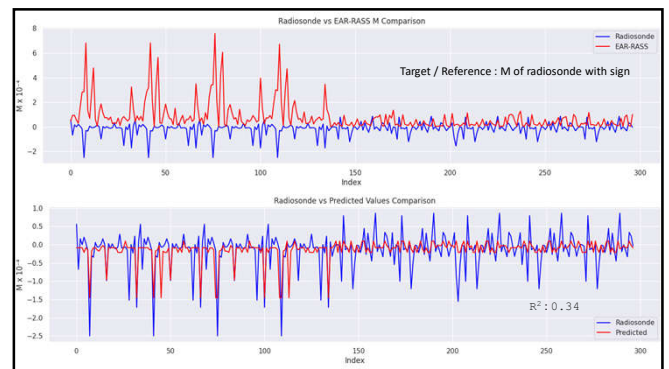
Results : Ensemble consisting of three decision tree models.

We can get the predictions from the ensemble by simply summing the predictions across all trees

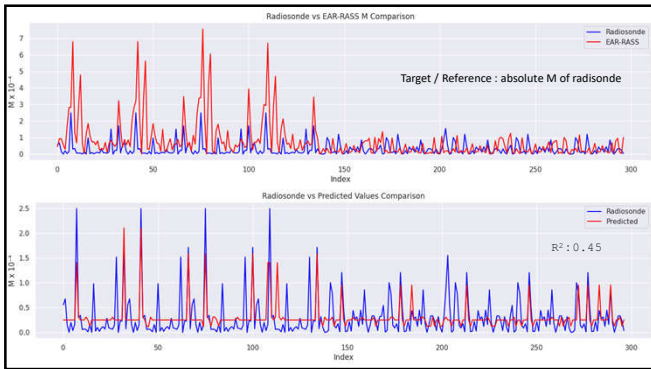
As promised, adding more models to the ensemble improves the predictions (at least qualitatively)



11



12



13

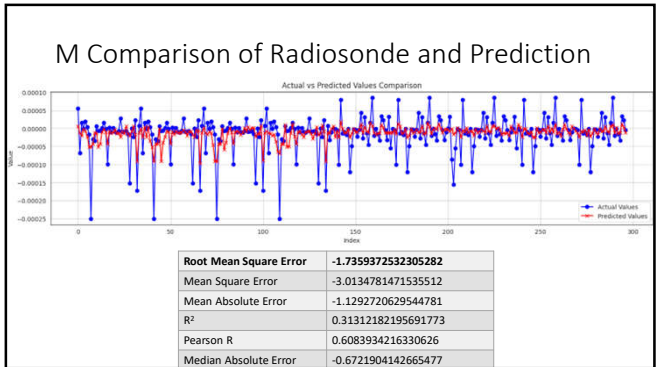
Results : Implementation of Single Regression Model

14

Performance Comparison of Several Regression Models

| Model | score_train | score_val | pred_time_train | pred_time_val | F1_score | pred_time_train_ensemble | pred_time_val_ensemble | F1_score_ensemble | stack_rank | can_refer | F1_order |
|-----------------------|-------------|-----------|-----------------|---------------|-----------|--------------------------|------------------------|-------------------|------------|-----------|----------|
| WeightedClas | -1.280224 | -2.225227 | 0.020240 | 0.020207 | 0.005043 | 0.020241 | 0.020207 | 0.005027 | 1 | True | 2 |
| ExtraTreeMSE | -1.280523 | -2.237591 | 0.021124 | 0.017103 | 0.012042 | 0.021124 | 0.017103 | 0.012043 | 1 | True | 7 |
| RandomForest | -1.287984 | -2.276439 | 0.026481 | 0.017777 | 0.017776 | 0.026481 | 0.017777 | 0.017776 | 1 | True | 6 |
| XGBoostMSE | -1.679128 | -1.679113 | 0.023662 | 0.007739 | 0.009274 | 0.023662 | 0.007739 | 0.009274 | 1 | True | 1 |
| KNN | -1.688887 | -1.701913 | 0.018172 | 0.028462 | 0.007072 | 0.018172 | 0.028462 | 0.007072 | 1 | True | 8 |
| logisticRegression_L3 | -1.720227 | -1.854269 | 0.018462 | 0.011179 | 20.112063 | 0.018462 | 0.009423 | 0.277050 | 2 | True | 10 |
| LightGBMLarge | -1.819176 | -1.818466 | 0.023284 | 0.003346 | 0.004444 | 0.023284 | 0.003346 | 0.004444 | 1 | True | 11 |
| LightGBM | -1.889386 | -1.747020 | 0.017824 | 0.008476 | 1.691181 | 0.017824 | 0.008476 | 1.691181 | 1 | True | 4 |
| CartBoost | -1.889416 | -1.781354 | 0.018181 | 0.000366 | 0.278236 | 0.018181 | 0.000366 | 0.278236 | 1 | True | 5 |
| LightGBMCT | -1.872844 | -1.738847 | 0.002715 | 0.000326 | 1.854628 | 0.002714 | 0.000326 | 1.854628 | 1 | True | 3 |
| NeuralNetBasic | -1.938122 | -1.707393 | 0.020986 | 0.012824 | 11.077780 | 0.020986 | 0.012824 | 11.077780 | 1 | True | 9 |
| NeuralNetSim | -2.004270 | -1.816243 | 0.007786 | 0.001200 | 0.144443 | 0.007786 | 0.001200 | 0.144443 | 1 | True | 10 |

15



16

Summary

Two machine-learning models have been implemented to correct the magnitude of M obtained from EAR-RASS measurement

- The M data of EAR-RASS and Radissonde in this study has $R^2 = -10$
- Gradient Boosting with an ensemble of 3 decision tree models is able to register R^2 of 0.45
- KNeighborsDist (the best among the regression models) is able to register R^2 of 0.31
- The improvement will be made by
 - increase the number of tree models in the Gradient Boosting ensemble model
 - correcting the magnitude and sign of M separately
 - Increase the number of data

17

Study on the best-fit Probability Density Function (PDF) Model of the Refractive Index Gradient Profile Using Long-Term Radiosonde Campaign Data in the Equatorial Region

Halimurrahman¹, Toshitaka Tsuda², Asif Awaludin¹, Noersomadi¹, Didi Satiadi¹, Nani Cholianawati¹, Tiin Sinatra¹, Anis Purwaningsih¹

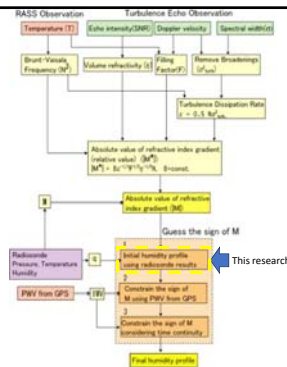
- 1) Research Center for Climate and Atmosphere, BRIN, Indonesia;
- 2) RISH, Kyoto University, Japan

hal001@brin.go.id

RISH Symposium, 19 September 2023

Introduction

- We study the possibility of determining a humidity profile using the wind profiler radar (WPR), such as Equatorial Atmosphere Radar (EAR), combined with a radio acoustic sounding system (RASS) (Tsuda, 2001; Furumoto, 2003)
- The refractive index fluctuation by turbulence and thermodynamic properties such as pressure, temperature, and humidity influence the clear-air scattering of electromagnetic waves.
- From the Doppler spectra, we can derive the refractive index gradient (M) magnitude as shown in the figure.
- Here, determination of the sign of M is a critical issue.
- Using the archived radiosonde database, we study the statistical distribution of M in Indonesia.
- This study can potentially apply to machine learning (neural network) for predicting the sign of M.

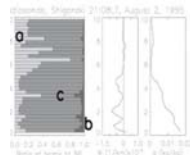


The vertical gradient of refractive index (M)

$$M = -77.6 \times 10^{-6} \frac{p}{T} \left(\frac{N^2}{g} + 15600 \frac{q}{T} \frac{N^2}{g} - \frac{7800}{T} \frac{dq}{dz} \right)$$

(Tsuda et al., 2001)

p: pressure (hPa), T: temperature (K), N²: the squared Brunt-Väisälä frequency; q: water vapor humidity (kg kg⁻¹)



The value of M is significantly influenced by dq/dz

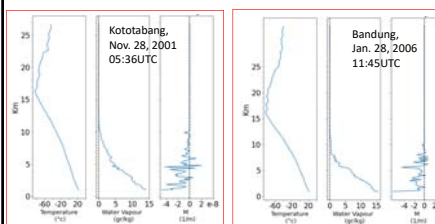
The methodology of Best-fit Probability Density Function (PDF) Model of M Profile Using Long-Term Radiosonde Campaign Data in the Equatorial Region:

1. Collect radiosonde campaign data from IUGONET Kyoto Univ.
2. Calculate M with resampled radiosonde data
3. Classify M calculations based on the Indonesia climate variability
4. Calculate the best-fit PDF model for M populations
5. Analysis (seasons, MJO)

The resampled radiosonde data is organised into altitude bins with 100-meter intervals for each radiosonde. This data allows us to calculate M within a range of altitudes from 1 km to 10 km, with increments of 1 km in height.

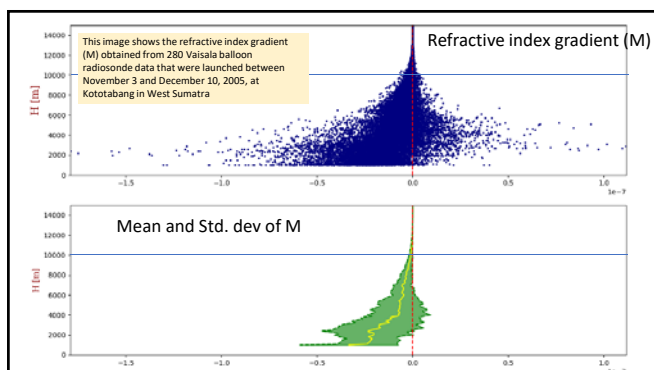
Radiosonde Observation Data in Indonesia based on IUGONET RISH, Kyoto Univ.

- Kototabang (2107 launch): 1998, 2000, 2001, 2002, 2004, 2005, 2008, 2010, 2012
- Bandung (1545 launch): 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 2000, 2004, 2006, 2013

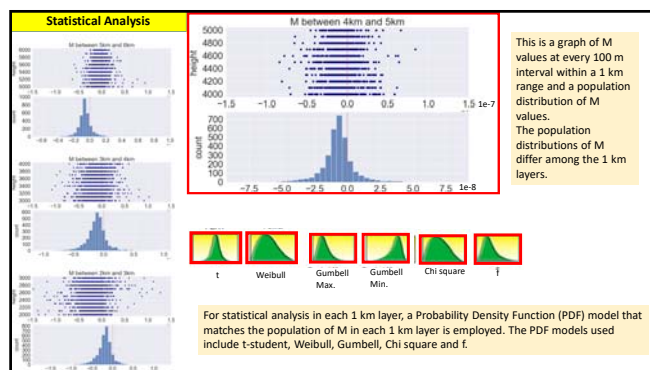


The images are plots of data from one of the launches in Kototabang and Bandung for temperature and water vapour variables. M is the result of calculations for the refractive index gradient.

The M value is typically negative because it represents the comparison between two different water vapour levels, where the upper part is generally smaller than the lower part. Positive values occur due to disturbances, causing the comparison between two water vapour levels where the upper part is greater than the lower part.

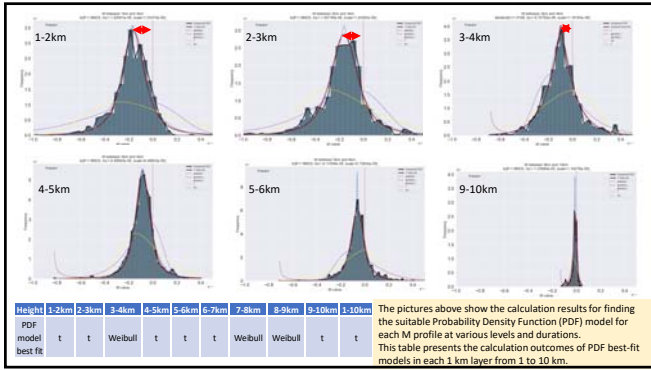


This image shows the refractive index gradient (M) obtained from 280 Vaisala balloon radiosonde data that were launched between November 3 and December 10, 2005, at Kototabang in West Sumatra



This is a graph of M values at every 100 m interval within a 1 km range and a population distribution of M values. The population distributions of M differ among the 1 km layers.

For statistical analysis in each 1 km layer, a Probability Density Function (PDF) model that matches the population of M in each 1 km layer is employed. The PDF models used include t-student, Weibull, Gumbell, Chi square and f.



Climate Variability of Indonesia

Based on Indonesia's meteorological climatology authority (BMKG), Indonesia exhibits three primary climate variabilities: equatorial, monsoonal, and local. Bandung is in a monsoonal region, while Kototabang is in an equatorial zone. Global and regional phenomena that influence climate variability include the Madden-Julian Oscillation (MJO), Dipole Mode Index, El Niño-Southern Oscillation (ENSO), and tropical cyclones.

The Madden-Julian Oscillation (MJO) is an atmospheric phenomenon characterised by eastward-moving disturbances involving clouds, rainfall, winds, and pressure patterns. It traverses tropical regions, including the Indonesian maritime area, and typically completes an entire cycle, returning to its initial starting point within an average timeframe of 30 to 60 days (Wheeler, M. C., & Hendon, H. H. (2004)).

In this study, we focus on seasons and the MJO effect only.

Classification for M Population based on season types

To analyse the PDF best-fit model for the population of M, we classified the Kototabang and Bandung radiosonde data based on Indonesia's climate variability. Here are the results of the classification.

In Kototabang, West Sumatera, 2107 launches and categorized into 14 groups based on seasonal types.

| Height | 1998 | 2000 | 2001 | 2002 | 2004 | 2005 | 2008 | 2010 | 2012 | | | | | |
|----------|----------|------|------|---------------|----------|------|----------|------|----------|----------|------|------|------|----|
| Months | Sep, Oct | Dec | May | Jun, Jul, Aug | Oct, Nov | Apr | Jul, Aug | Nov | Apr, May | Nov, Dec | Dec | Jan | Dec | |
| Seasons | Wet2 | Wet2 | Wet1 | Dry2 | Wet2 | Wet1 | Dry2 | Wet2 | Wet1 | Wet2 | Wet2 | Dry1 | Wet2 | |
| Launches | 37 | 74 | 87 | 234 | 178 | 166 | 43 | 178 | 137 | 290 | 17 | 42 | 16 | 8 |
| list | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |

In Bandung, West Java, 1545 launches and categorized into 24 groups based on seasonal types.

| Height | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1999 | 2000 | 2004 | 2005 | 2006 | 2013 | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|-----|----|----|----|
| Months | Nov | Dec | Jan | Mar | Apr | May | Jun | Jul | Aug | Sep | Oct | Nov | Dec | Jan | Feb | Mar | | | | | | | | |
| Seasons | T2 | W2 | W1 | T1 | T2 | W2 | W1 | T1 | D | T2 | W2 | W1 | T1 | T2 | W2 | T1 | W1 | W1 | T1 | | | | | |
| Launches | 14 | 59 | 183 | 147 | 42 | 31 | 41 | 80 | 87 | 88 | 30 | 49 | 80 | 79 | 87 | 30 | 50 | 11 | 31 | 71 | 122 | 56 | 47 | 30 |
| list | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |

Assessing the Best Fit PDF models

We perform best-fit model processing and compare between seasons for the PDF models using the Gumbel, student-t, Chi, Weibull, and f models. The results are displayed in the table.

>> Wet seasons (W2) for Kototabang

| Height | 1998 | 2000 | 2001 | 2002 | 2005 | 2008 | 2010 | 2012 | %W | %T | %G_L | W2 |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-----|
| 1-2km | t | t | t | W | t | W | G_L | G_L | 0.25 | 0.50 | 0.25 | t |
| 2-3km | t | t | t | t | t | W | W | W | 0.25 | 0.625 | 0.125 | t |
| 3-4km | t | W | t | W | t | W | W | t | 0.5 | 0.5 | 0 | t/W |
| 4-5km | t | t | t | t | t | W | t | W | 0.25 | 0.75 | 0 | t |
| 5-6km | t | t | t | W | t | t | t | t | 0.25 | 0.75 | 0 | t |
| 6-7km | t | t | W | W | t | W | t | W | 0.5 | 0.5 | 0 | t/W |
| 7-8km | W | W | W | W | t | t | t | t | 0.5 | 0.5 | 0 | t/W |
| 8-9km | t | W | t | t | t | W | W | W | 0.5 | 0.5 | 0 | t/W |
| 9-10km | t | t | W | W | t | t | t | W | 0.375 | 0.625 | 0 | t |

Number of launches: 37, 74, 176, 178, 284, 17, 42, 8
 Month(s): Sep, Oct; Des; Nov; Nov; Nov; Des; Des; Dec; Dec; Dec; Wet2; Wet2; Wet2; Wet2; Wet2; Wet2; Wet2

t: Student-t; W: Weibull; G_L: Gumbell-left

The PDF models predominantly show the student-t and Weibull models, with Gumbel appearing less frequently. In contrast, the Chi and f models do not appear. The last three columns depict the calculated percentage of each model's occurrence, while the final column signifies the most frequently appearing model, thereby representing the respective season under consideration.

Comparing Best Fit PDF model during Dry-2 season (D2) in Kototabang, West Sumatera

| Height | 2001 | 2002 | 2012 | %W | %T | %G_L | Dry |
|--------|------|------|------|------|------|------|-----|
| 1-2km | W | W | G_L | 0.67 | 0.00 | 0.33 | W |
| 2-3km | t | W | W | 0.67 | 0.33 | 0 | W |
| 3-4km | W | t | W | 0.67 | 0.33 | 0 | W |
| 4-5km | t | t | W | 0.33 | 0.67 | 0 | t |
| 5-6km | t | t | t | 0 | 1 | 0 | t |
| 6-7km | t | t | W | 0.33 | 0.67 | 0 | t |
| 7-8km | W | W | W | 1 | 0 | 0 | W |
| 8-9km | W | W | t | 0.67 | 0.33 | 0 | W |
| 9-10km | t | t | t | 0 | 1 | 0 | t |

In the table above, it can be observed that during the dry season in Kototabang, the most commonly occurring best-fit PDF model is the Weibull distribution at altitudes ranging from 1-4 km. Furthermore, at altitudes ranging from 4-7 km, the student-t PDF model is observed to be the most prevalent distribution t.

Comparing the Best Fit PDF models between seasons >>Kototabang, West Sumatera

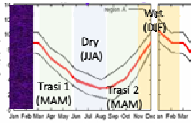
| Height | D1 | W1 | D2 | W2 |
|--------|-----|----|----|-----|
| 1-2km | G_L | W | W | t |
| 2-3km | W | W | W | t |
| 3-4km | W | t | W | t/W |
| 4-5km | t | t | t | t |
| 5-6km | t | W | t | t |
| 6-7km | W | W | t | t/W |
| 7-8km | W | t | W | t/W |
| 8-9km | t | t | W | t/W |
| 9-10km | t | t | t | t |

After comparing the best-fit PDF models for the refractive index gradient (M) profile in Kototabang during both the dry and wet seasons, it was determined that the Weibull PDF model is the most suitable for levels 1-3 km. However, for levels 4-5 km and 9-10 km, the student-t model was found to be the best-fit model.

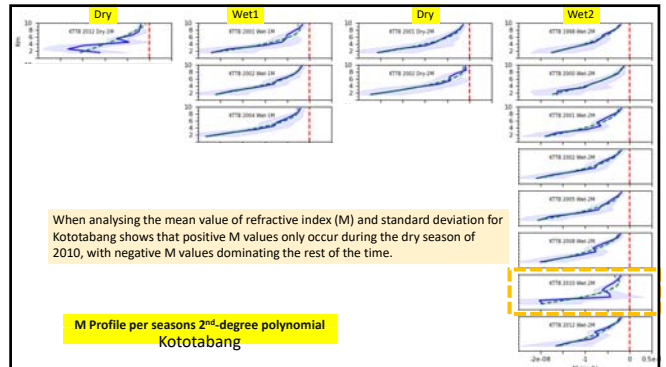
Comparing the Best Fit PDF models between seasons

>>Bandung, West Java

| Height | T1 | Dry | T2 | W |
|----------|-----|-----|----|-----|
| 1 - 2km | W/T | T | T | T |
| 2 - 3km | W/T | T | T | T |
| 3 - 4km | T | T | T | T |
| 4 - 5km | T | T | T | T |
| 5 - 6km | W/T | T | T | T |
| 6 - 7km | W/T | T | T | T |
| 7 - 8km | W/T | T | T | T |
| 8 - 9km | W | T | T | T |
| 9 - 10km | W | W/T | W | W/T |

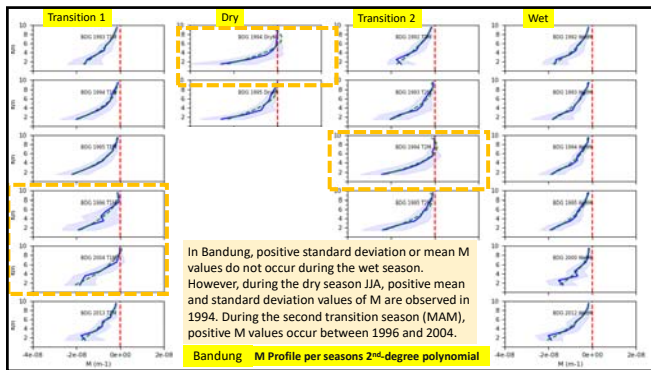


The best-fit PDF models for Bandung across different seasons finds that the student-t PDF model has a significant influence on most height layers from 1 to 7 km during the wet season (DJF), the dry season (JJA), and Transition 2 (SON). For the transitional-1seasons (MAM), the Weibull and student-t PDF models are equally prevalent in heights ranging from 1 to 7 km, each occurring 50% of the time. Notably, the student-t model dominates at heights of 4-5 km.



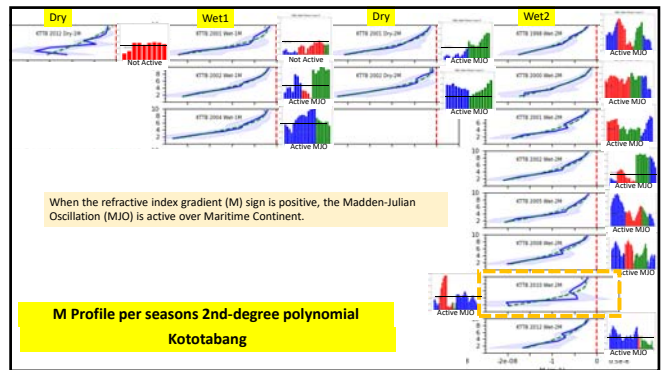
When analysing the mean value of refractive index (M) and standard deviation for Kototabang shows that positive M values only occur during the dry season of 2010, with negative M values dominating the rest of the time.

M Profile per seasons 2nd-degree polynomial Kototabang



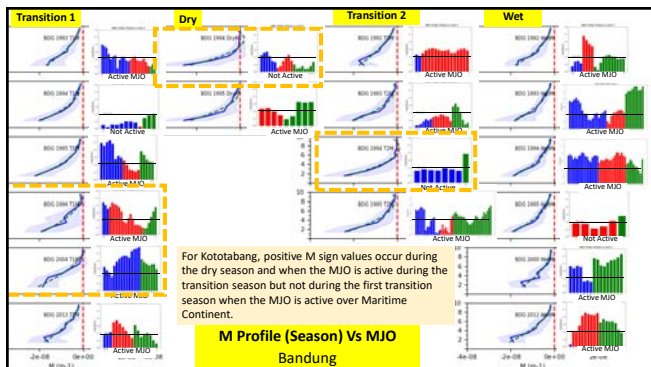
In Bandung, positive standard deviation or mean M values do not occur during the wet season. However, during the dry season JJA, positive mean and standard deviation values of M are observed in 1994. During the second transition season (MAM), positive M values occur between 1996 and 2004.

Bandung M Profile per seasons 2nd-degree polynomial



When the refractive index gradient (M) sign is positive, the Madden-Julian Oscillation (MJO) is active over Maritime Continent.

M Profile per seasons 2nd-degree polynomial Kototabang



For Kototabang, positive M sign values occur during the dry season and when the MJO is active during the transition season but not during the first transition season when the MJO is active over Maritime Continent.

M Profile (Season) Vs MJO Bandung

Summary

- The occurrence of a positive M sign in Bandung is more pronounced compared to Kototabang.
- In the case of Bandung, the PDF model for wet season (DJF), dry season (JJA) and Transition 2 (SON) at height layers between 1 to 7 km dominated by the t-student distribution. Conversely, in the Transition 1 season (MAM), both Weibull and t-student PDF models provide the best fit. Interestingly, the altitude range of 3-5 km consistently exhibits a dominance of the t-student model.
- In contrast, for Kototabang, the Weibull PDF model appears to describe M during the dry and wet seasons for level 1-3km layers. However, in the 4-5 km and 9-10 km altitude ranges, the student-t model prevails throughout all seasons.
- The variability in the vertical gradient of the refractive index (M) is influenced by location, seasons, and the MJO phenomena. For the subsequent work in machine learning methods, notably Neural Network Analysis, the recommended sign of M is a function of location, height, seasons, and the MJO phenomenon.

**A Relation Between Bending Angle Gradient of GNSS RO and
Atmospheric Stability: (Part I) Model study**

Toshitaka Tsuda¹⁾, Nani Cholianawati²⁾, Noersomadi²⁾

1) Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

2) National Research and Innovation Agency (BRIN), Indonesian

We investigated characteristics of the bending angle, α in GNSS radio occultation (RO), focusing on a relation between the height derivative of the bending angle, $d\alpha/dz$ with the refractive index gradient, dn/dz .

We created a model profile of n for a dry atmosphere at 0-110 km, referring to the temperature profile, T published by NOAA. We assume horizontally uniform atmospheric layers with a height interval of 100 m. The Abel inversion is commonly used to relate between α and n . However, it does not provide the shape of the ray path. Therefore, we developed a simple ray tracing model, where the ray bending is approximated by a circle within each atmospheric layer with a thickness of 100 m. Curvature of the ray is calculated, referring to the general relation between the impact parameter and dn/dz (Lehn, 1985). By connecting partial ray paths at interface of the spheres, a smooth ray path is constructed for the tangent height ranging from 100 m above the ground up to 70 km altitude every 100 m. The ray tracing model is consistent with the Abel inversion results. We found that 1/3, 1/2 and 4/5 of α is attributed to the height range about 1 km, 2 km and 7 km just above the tangent point, respectively.

A good correlation between dn/dz and $d\alpha/dz$ is recognized. Because dn/dz in a dry atmosphere largely depends on the Brunt-Väisälä frequency squared, $d\alpha/dz$ can be utilized as a measure of atmospheric stability. When retrieving GNSS RO results, the observed α is optimized by referring to a model atmosphere at high altitudes in order to suppress the effects of ionospheric noise. This procedure may induce to some extent artificial modification of α . Our study suggests that α without the optimization is useful for detecting atmospheric thermal structure at high altitude. Results by using actual GNSS RO data with COSMIC are presented in a companion paper (Noersomadi et al., this issue).

A Relation Between Bending Angle Gradient of GNSS RO and Atmospheric Stability: (Part I) Model study

Toshitaka Tsuda¹⁾, Nani Cholianawati²⁾, Noersomadi²⁾

1) Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH),
Kyoto University, Japan

2) Research Center for Climate and Atmosphere,
National Research and Innovation Agency (BRIN), Indonesia

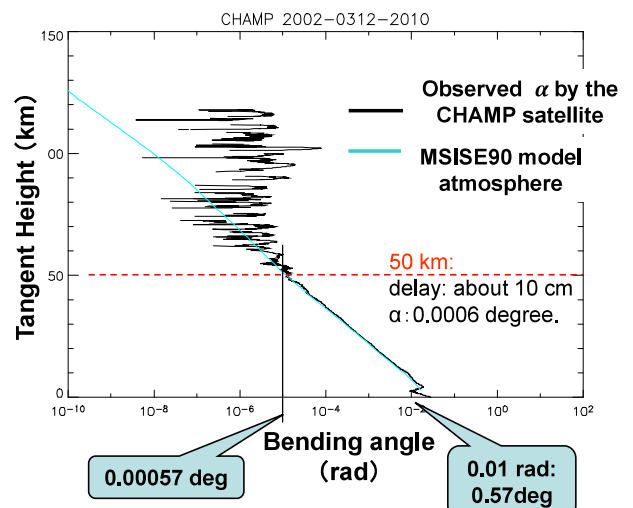


Optimization of the bending angle (α) 1/3

- The bending angle α due to neutral atmosphere exponentially decrease as the tangent altitude goes higher. On the other hand, the effects of ionospheric noises grow considerably larger above about 50 km.
- Then, the relative magnitude of α becomes smaller than the ionospheric noises, and it is difficult to accurately determine the α profiles at high altitudes.
- However, the Abel transform requires integral up to the top altitude where α is practically zero (about 140 km).
- For obtaining a reasonable α profile, a model atmosphere, such as MSISE90 is incorporated, whose weighting becomes large at high altitudes. Above about 50 km α is largely inferred by the model.
- This optimized α profile is used for the Abel inversion.
- Thus, at high altitudes the retrieved T profile may not reflect structure and variations of the real atmosphere, but it is significantly affected by the model atmosphere.

Abel transform: Eq. (1)

$$\ln n(a) = \frac{1}{\pi} \int_a^{\infty} \frac{\alpha(\xi)}{\sqrt{(\xi^2 - a^2)}} d\xi$$



Scope and Objectives

- ✓ The Abel inversion is commonly employed in GNSS RO missions, which is very useful in retrieving the refractive index (n) from the bending angle (α).
- ✓ Note, however, that the optimization procedure of α at high altitude (above about 40-60 km) may distort the original temperature structure and perturbations.
- ✓ Because the Abel transform does not provide the shape of the ray path, we developed a simple ray tracing model, where the ray bending is approximated by a circle within each atmospheric layer with a thickness of 100 m. Curvature of the ray is obtained by referring to the general relation between the impact parameter and dn/dz (Lehn, 1985).
- ✓ By connecting partial ray, a smooth ray path is constructed in the altitude range from 100 m above the ground up to 70 km. (The α profile is consistent with the Abel inversion results.)
- ✓ We investigate characteristics of the profiles of α , $d\alpha/dz$, dn/dz and d^2n/dz^2 .
- ✓ We are particularly interested in a comparison between $d\alpha/dz$ and dn/dz , where the latter is related to the atmospheric stability. Then, we will look for a possibility to utilize α for investigation of the thermal structure of the atmosphere.

A Model of Refractive Index 1/2

- We constructed a model profile of the refractive index (n) in a height range from the ground to 110 km with an interval of 100m.
- Three atmospheric parameters are required for n as follows:

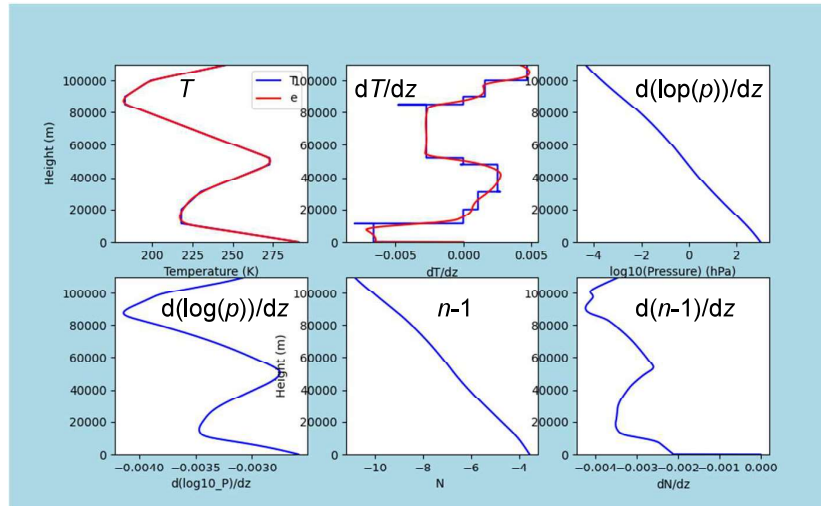
$$(n - 1) \times 10^6 = N = \left(\frac{77.6}{T}\right) \left[p + \left(\frac{4810e}{T}\right)\right] \quad (2)$$

where, p (hPa) and T (K) are the atmospheric pressure and temperature, and N is called the refractivity (Ottersten, 1969).

- We remove the third term in Eq. (2) for simplicity in the dry atmosphere above about 10 km. Then, Eq. (2) becomes proportional to the atmospheric density.
- We took a model profile of T at middle latitudes published by NOAA, where the T values are defined as a linear function or a constant in several height segments (<https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere/layers>).
- Although the NOAA model shows a seamless T profile, its height derivative is not continuous at the interface altitudes, which makes a discontinuity when calculating the refractive index gradient. Therefore, we applied a Spline smoothing on the T profile.
- We further calculated the pressure (p) profile, assuming the hydrostatic relation between p and T then, we obtained n from the ground to 110 km with a height interval of 50 m.

A Model of Refractive Index 2/2

- The top-left panel shows T with a height interval of 50 m, where the blue line (not clearly seen because of overplotting) is the original T provided by NOAA, and the red curve is a profile after applying the Spline fitting.
- The original dT/dz (top-middle panel) shows a step-wise structure, while the red curve is continuous.
- The bottom-left panel shows $d(\log p)/dz$, whose height variation is significantly affected by T . Height variation of dn/dz (bottom-right) is also characterized by T .
- For testing sensitivity of n due to T perturbations, two n models are generated by adding the sinusoidal T variations at 40-55 km with the wavelength of 7.5 km and T' magnitude of 5 K. The other model includes T' at 12-28 km with the wavelength of 4 km and the magnitude of 3K.



- Model profiles of the temperature (T) (top-left), dT/dz (top-middle), $\log(p)$ (top-right), $d(\log(p))/dz$ (bottom-left), $(n-1)$ (bottom-middle), and $d(n-1)/dz$ (bottom-right).
- For T and dT/dz , the original NOAA model is plotted in blue, and red line shows profiles after applying a Spline smoothing. (Note that the Spline smoothing is not applied for p and N profiles, because negative values are sometimes produced at high altitudes, and Spline curve may not follow well the exponential decrease in p and N .)

Onion-peel model for ray bending

- Here, we investigate the shape of the bending ray path in the atmosphere.
- With the **fundamental Snell's law**, we can compute an approximate path length (L) in each sphere. Then, we compare between $L \times dn/dz$ and $d\alpha/dz$.
- The bending angle of ray path is generally obtained by the Fermat's theorem, in which the refractive index gradient plays an essential role. When the refractive index shows a linear height gradient in a homogeneous atmosphere, the derivative of α is related to dn/dz as follows:

$$d\alpha = \frac{1}{n} \cos(\alpha) \left(\frac{dn}{dz} \right) ds = \cos \alpha \frac{1}{n} \frac{dn}{dz} \frac{dz}{\sin \alpha} \quad (3)$$

- Note that ds is the distance along the ray path, which can be re-written as $ds \sin \alpha = dz$ when the ray path is a straight line. Then, the following related is obtained.

$$\tan \alpha \frac{d\alpha}{dz} = \frac{1}{n} \frac{dn}{dz} \quad (4)$$

- Because n is at most 1.0004 near the ground, so it can be approximated as 1.0 above about 10 km. Eq. (4) can also be derived by adopting the Snell's law.

- We now consider **ds is not a straight line, but it is approximated by a part of a circle.**
- We adopt an onion-peel model, assuming overlying concentric thin homogeneous atmospheric layers.
- When a ray passes through a stratified atmosphere, the following well-known relation is generally satisfied.

$$n \sin(\theta) = a \quad (5)$$

where θ is the angle between the ray and the vertical, and a is a constant for the ray, which is called the impact parameter. Lehn (1985) derived **the curvature of the ray** as

$$\kappa = - \frac{\sin \theta}{n} \frac{dn}{dz} \quad (6)$$

- We calculate the shape of ray path within each thin atmospheric layer, having a constant refractive index gradient.

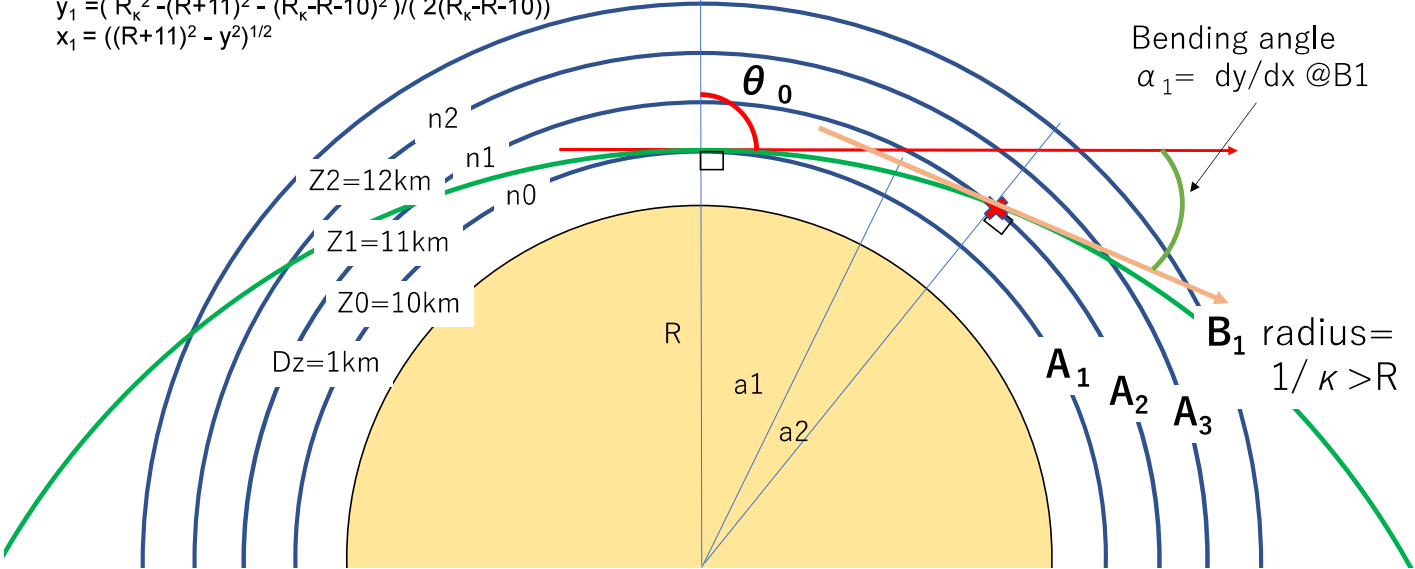
Bending of Ray Path (1/5)

Consider two concentric spheres A1 and A2 with their radius, $R+10\text{km}$ and $R+11\text{km}$. Note $R=6310\text{km}$ is the Earth's radius. Assuming refractive index n_0 and n_1 , we determine the curvature (κ) of ray path at the tangent point on A1 (Lehn, 1985). Another sphere B1 (green) with radius $=R_\kappa$ ($1/\kappa > 6300\text{ km}$) is touching A1 at the tangent point (B1 is concentric with A1). Solve a crossing point (X) between B1 and A2.

A1: $x^2+y^2=(R+10\text{km})^2$ (not used), A2: $x^2+y^2=(R+11\text{km})^2$, B1: $x^2+(R_\kappa-(R+10)+y)^2=R_\kappa^2$
 A2 $\rightarrow x^2 = (R+11)^2 - y^2$, \rightarrow B1 $\rightarrow (R+11)^2 - y^2 + (R_\kappa-R-10)^2 + 2(R_\kappa-R-10)y + y^2 = R_\kappa^2$

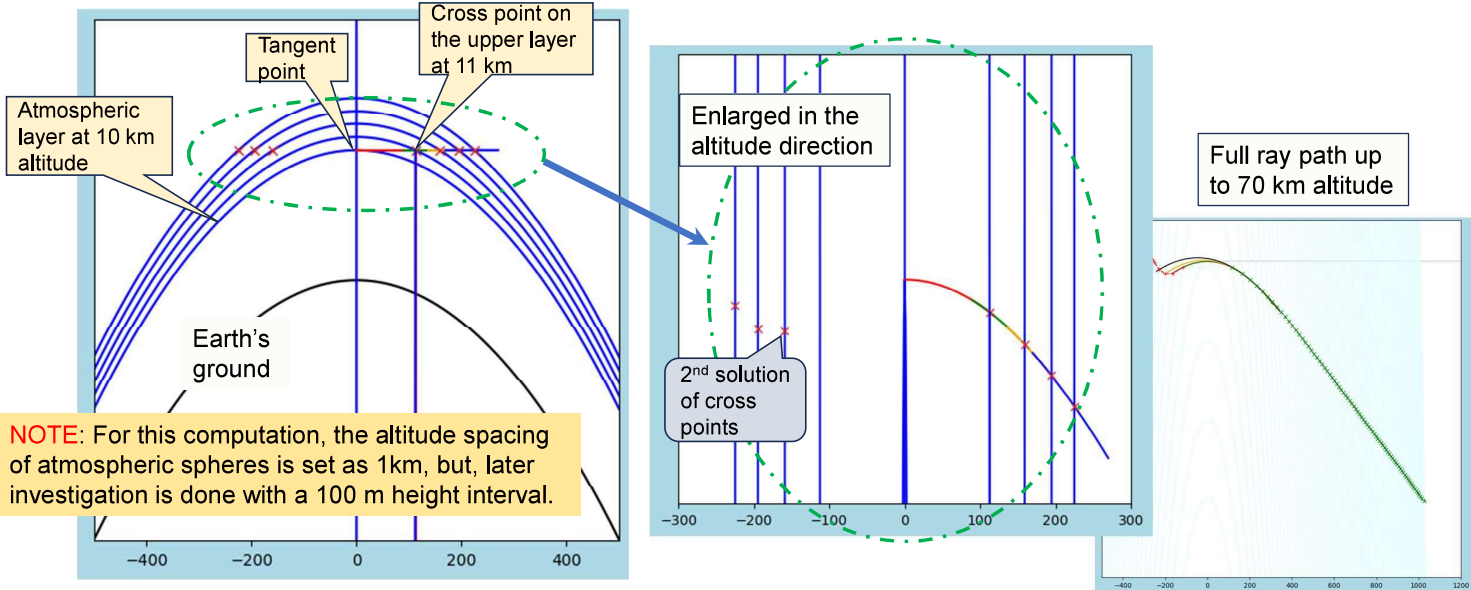
At the crossing point (X): $2(R_\kappa-R-10)y = -(R+11)^2 - (R_\kappa-R-10)^2 + R_\kappa^2$

$y_1 = (R_\kappa^2 - (R+11)^2 - (R_\kappa-R-10)^2) / (2(R_\kappa-R-10))$
 $x_1 = ((R+11)^2 - y_1^2)^{1/2}$

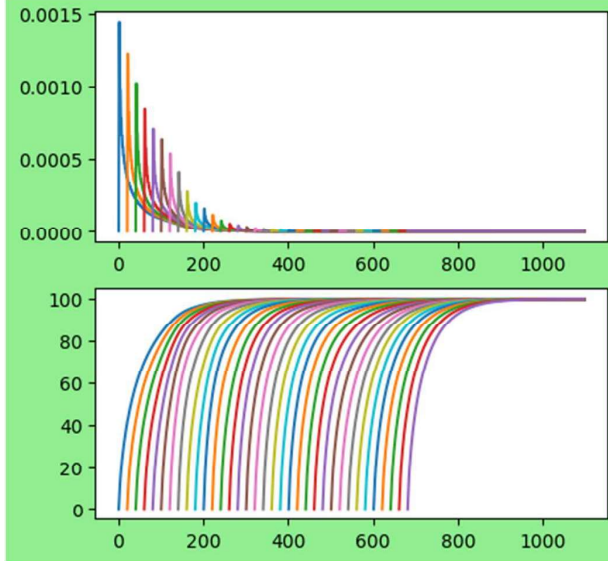


Shape of Ray Path

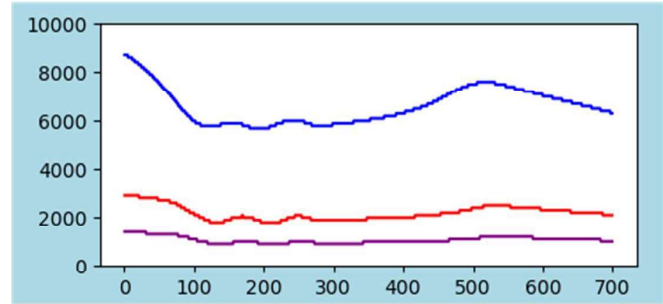
- We assume a GNSS radio ray passing through the Earth's atmosphere at 10 km altitude (tangent height).
- Then, we calculate curvature of the ray in the 10-11 km layer, using a model refractive index, and find a crossing point on the overlying sphere at 11 km altitude.
- Repeat the computation every 1 km until 14 km. The result shows a smoothly connected ray path.



Partial bending along height



A weighing function (top), indicating contribution of the partial bending angle to the total bending. Accumulation of partial bending in % (bottom) as function of altitude. Horizontal axis is the number of spheres with an interval of 100m, and the plots are shown every 20 tangent heights from 0 to 70km altitude.

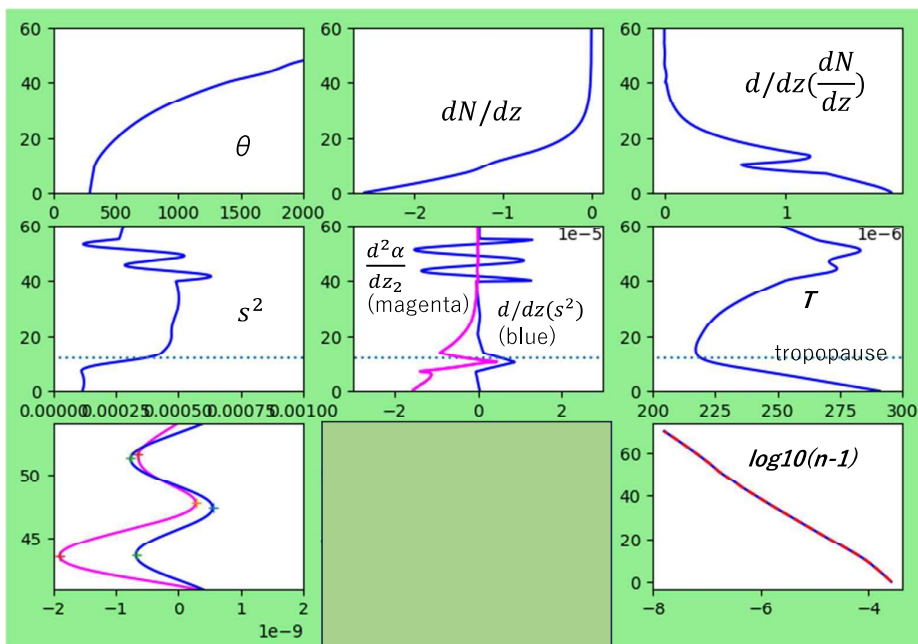


The altitude above the tangent point where the accumulated angle exceeds 33 % of the total bending angle (purple), 50%(red) and 80%(blue). Horizontal axis is plotted in unit of 100m in 0-70km, while the vertical axis in m, i.e. 0-10km.

- Because GNSS RO is the limb scanning observation, its **weighting function has a sharp peak at the tangent altitude**, and it decreases nearly exponentially along height.
- The thickness within which the **integrated partial bending angle** exceeds 33%, 50% and 80% of the final bending angle is about 1 km, 2 km and 7 km, respectively.
- **About half of the total bending angle is accumulated in a few km.** Therefore, the shape of the ray in a thin layer just above the tangent point is very important to determine the behavior of the bending angle in GNSS RO.

Comparison between the bending angle and refractive index (BV frequency) Results (A): T' at 40-55 km, profiles

Various parameters related to the bending angle and refractive index are compared. Note that **s** denotes the Brunt-Vaisala frequency, and **N** indicates refractivity, i.e., **n-1**.

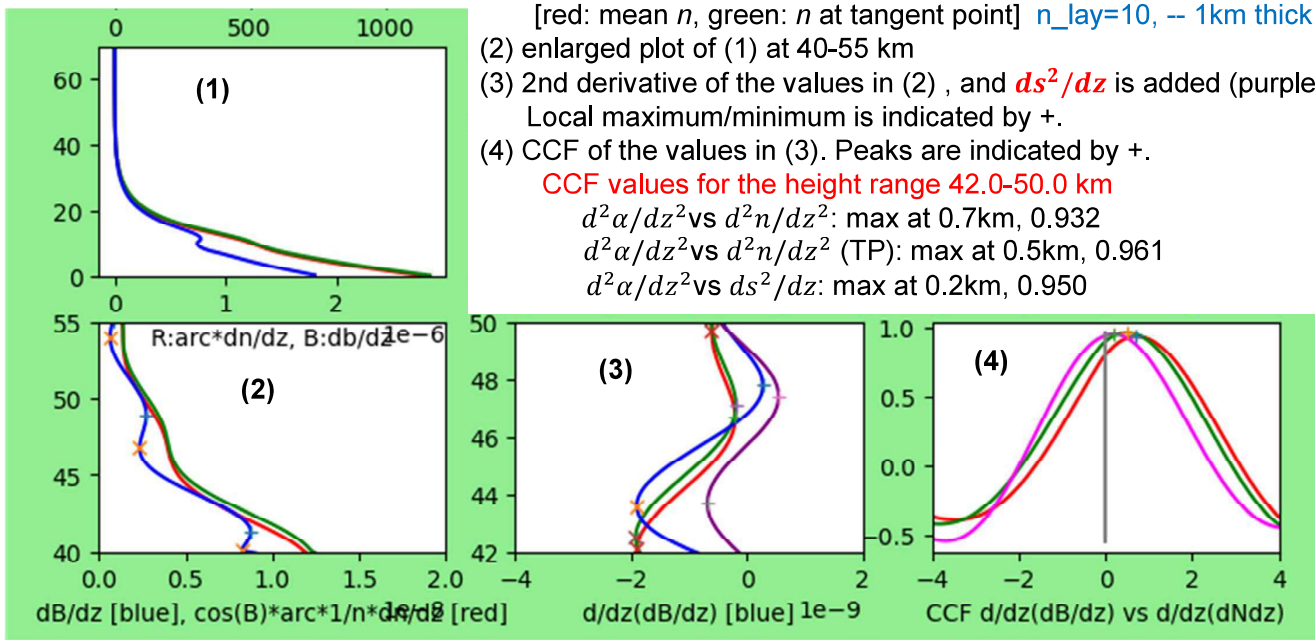


Top-left: θ potential temperature
Top-center: dN/dz
Top-right: d^2N/dz^2

Middle-left: s^2 (Brunt Vaisala frequency squared)
Middle-center: ds^2/dz [blue] and $-d^2\alpha/dz^2$ [magenta]
Middle-right: T temperature (dotted line indicates LRT at 11.75 km)

Bottom-left: enlarged plot of middle-center at 35-60km, where $d/dz(s^2)*0.01$ is plotted.
Bottom-center: N/A
Bottom-right: $\log_{10}(n-1)$

CCF analysis, T' at 40-55 km



Summary

- ✓ Regarding GNSS RO (radio occultation), we investigated characteristics the bending angle (α) and its height derivative ($d\alpha/dz$), focusing on a relation with the refractive index gradient (dn/dz) and the atmospheric stability (Brunst-Vaisala frequency squared; s^2 .)
- ✓ First, we created a model of n at 0-110 km in a dry atmosphere (humidity is neglected for simplicity), referring to the temperature profile, T published by NOAA. We assume horizontally uniform atmospheric layers with a height interval of 100 m (the model values are given every 50 m for computation of height derivatives).
- ✓ Although the Abel inversion relates α and n , it does not provide the shape of the ray path. Therefore, we developed a simple ray tracing model, where the ray bending is approximated by a circle within each atmospheric layer. Curvature of the ray is obtained from a relation between the impact parameter and dn/dz .
- ✓ By connecting partial pay, a smooth ray path is constructed in a height range from 0.1 km to 70 km altitudes every 100 m. The α profile is consistent with the Abel inversion results.
- ✓ We found that about 1/3, 1/2 and 4/5 of α is contributed from the height range about 1 km, 2 km and 7 km just above the tangent point, respectively.
- ✓ A reasonably good correlation between dn/dz and $d\alpha/dz$ is recognized.
- ✓ We found that $d^2\alpha/dz^2$ and ds^2/dz shows a remarkable correlation.
- ✓ Because dn/dz in a dry atmosphere largely depends on s^2 , $d\alpha/dz$ could be utilized as a measure of the atmospheric stability.
- ✓ In a normal GNSS RO retrieval, the observed α is optimized by mixing with a model atmosphere at high altitudes in order to suppress the effects of the ionospheric noise. This procedure may induce to some extent artificial modification of α . Our study suggests that α without the optimization is useful for detecting atmospheric thermal structure at high altitude, such as the stratopause.

**A relation between bending angle gradient of GNSSRO and atmospheric stability:
(Part II) Observation study**

Noersomadi¹⁾, Toshitaka Tsuda²⁾ and Nani Cholianawati¹⁾

¹⁾ Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency (BRIN),
Indonesia

²⁾ Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

Abstract

This study focus on the relation between the vertical derivative of the total bending angle, $d\alpha/dz$ with the refractive index gradient, dn/dz . We analyzed the ionospheric corrected bending angle and retrieved refractive index observed with the GNSS RO COSMIC and the refractive index derived from observed temperature, pressure, and humidity by radiosonde. The collocated COSMIC and radiosonde measurement showed good agreement of refractive index profiles with ratio ≈ 1 and slightly fluctuations below 10 km which due to humidity variation. We investigated the $d\alpha/dz$ and dn/dz profiles around the tropopause region. The local minima both of $d\alpha/dz$ and dn/dz are related to the height of tropopause. We also analyzed the vertical derivative of the Brunt Vaissala frequency squared (dS'/dz) derived using the temperature profiles. We found that the peak of negative of second derivative of bending angle, $-d^2\alpha/dz^2$ agreed very well with the peak of dS'/dz . The cross correlation between $-d^2\alpha/dz^2$ and dS'/dz at 12 – 20 km altitude range shows 0.8 with lag of 0.1 km. This study suggests that the observed bending angle, which is related to radio wave propagation, is useful for investigating the atmospheric structure around the boundaries, such tropopause and stratopause.



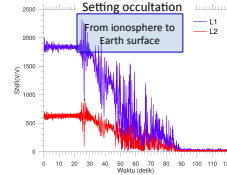
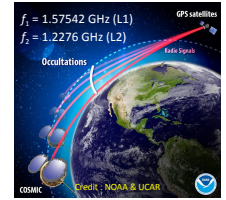
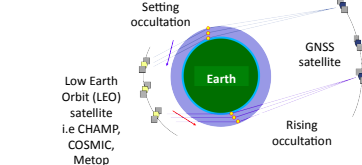
A relation between bending angle gradient of GNSSRO and atmospheric stability: (Part II) Observation study

Noersomadi¹⁾, Toshitaka Tsuda²⁾, Nani Chollianawati³⁾

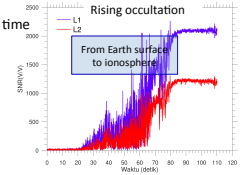
¹⁾Research Center for Climate and Atmosphere, National Research and Innovation Agency (BRIN), Indonesia
²⁾Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan

MU-EAR Symposium 2023
 19-20 September 2023

GNSSRO observation technique



Signal to Noise Ratio (SNR) vs time
 An example of atmospheric excess phase of L1 and L2 for the case **setting** and **rising** occultation



Noersomadi dan Andarini (2021)

Time variation of ray path penetrating the ionosphere and atmosphere
 ray bending angle/ Bending angle profile
 Refractive index (n)
 Then atmospheric profiles (pressure, temperature, humidity)

$$\alpha = -2a \int_a^{\infty} \frac{1}{n \sqrt{n^2 r^2 - a^2}} \frac{dn}{dr} dr$$

Bending angle

$$n(\alpha) = \exp \left(\frac{1}{\pi} \int_a^{\infty} \frac{\alpha(a)}{\sqrt{a^2 - x^2}} da \right)$$

Refractive index

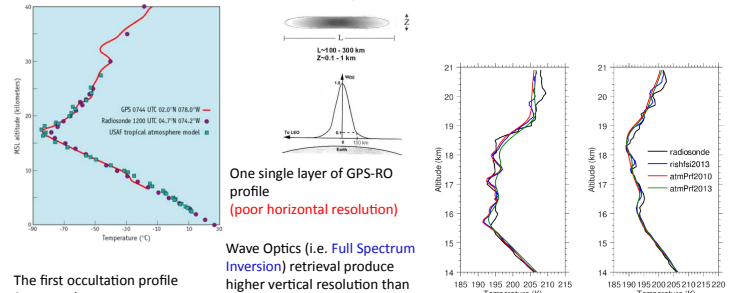
$$(n-1) \times 10^6 = k_1 P / T_d + k_2 e / T_w^2$$

$k_1 = 77,6$ [K/hPa] and $k_2 = 3,73 \times 10^6$ [K²/hPa] (Aoyama, et al., 2004)
 P : dry Pressure; T_d : dry temperature; e : water vapor pressure; T_w : wet temperature

For the dry atmosphere, the second term can be neglected. Therefore, T_d is derived by applying the equation of state ($p = \rho RT$) and assuming in the hydrostatic balance ($p = -\rho g dz$).

In the lower troposphere, T_w and e are retrieved using initial condition from the numerical weather prediction model, such as ECMWF. (Melbourne, 2004)

Observed Atmospheric Volume



The first occultation profile from GPS/MET 16 April 1995 over Ecuador at 07:44 UTC (Anthes, AMT 2011)

Wave Optics (i.e. Full Spectrum Inversion) retrieval produce higher vertical resolution than conventional Geometrical Optics (Tsuda et al., AMT 2011; Noersomadi and Tsuda, EPS 2017)

Left : 25 October 2011
 Right : 8 February 2012

Fermat's theorem: For propagation of light, the path length becomes minimum.
Ray Tracing: When a plane wave propagates in inhomogeneous medium at the velocity v , propagation direction (normal to the plane wave) changes in an infinitesimal time Δt by $\Delta \theta = -\partial n / \partial x \Delta x$ (derivative is taken parallel to the wave front).
 Considering group velocity $v = c/n$ (c: speed of light), v varies depending on the gradient of n , along the wave front.
 $\Delta s = v \Delta t$
 $\Delta s \sin \alpha = \Delta z$
 Using a unit vector in the propagation direction $\mathbf{T} = \mathbf{e}_r / n$ ($\mathbf{T} \times \nabla n$)
 The resulting bending angle can be obtained by the following integration.
 $\alpha = \int \mathbf{T} \times \nabla n ds$
 When n is discontinuous, we apply Snell's law. Using a unit vector \mathbf{N} normal to the discontinuity, $n(\mathbf{T} \times \mathbf{N})$ must be continuous across the boundary.
 $n_1 \sin \alpha_1 = n_2 \sin \alpha_2$

$$d\alpha = (\mathbf{T} \times \nabla n) / n ds = \sin(\pi/2 + \alpha) \times (dn/dz) / n \times ds = \cos \alpha \times (dn/dz) / n \times (dz / \sin(\alpha))$$

$$\tan(\alpha) \times d\alpha / dz = (dn/dz) / n = M / n$$

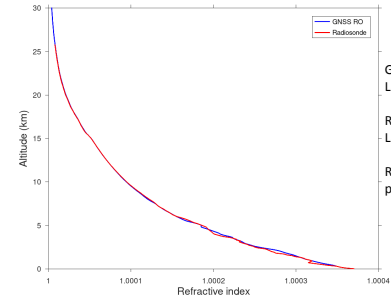
Here, \mathbf{T} is unit vector. For the stratified layer in the upper troposphere and lower stratosphere $n \approx 1$

then
 $(\tan \alpha) da / dz \approx dn / dz = M$

Please note that here α shows a local bending angle.

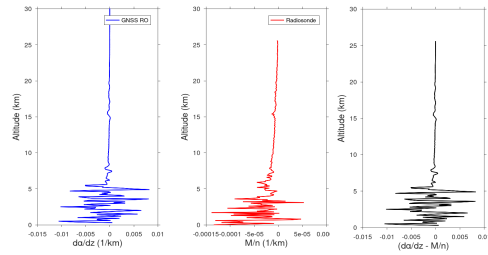
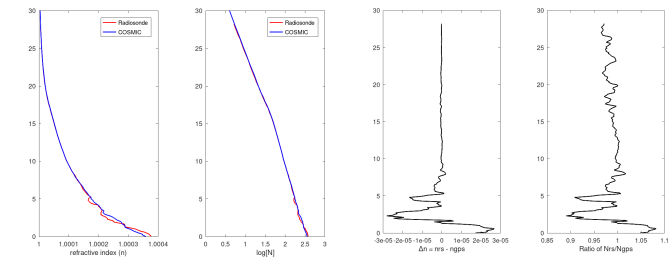
The total bending angle is obtained by integrating the ray path towards the GNSS and the ray path towards the LEO.

We derive refractive index from observed pressure, temperature and humidity by radiosonde to compare refractive index profile by GNSSRO.



GNSS RO : COSMIC1 atmPrf 2011-10-06 12:10:49 UT
 Lat 0.40125N, Lon 100.5912E
 Radiosonde : launched at Padang 2011-10-06 11:30:00 UT
 Lat -0.884N, Lon 100.353E
 Refractive index of radiosonde is obtained using observed pressure, temperature and relative humidity data.

We derive refractive index from observed pressure, temperature and humidity by radiosonde to compare refractive index profile by GNSSRO.

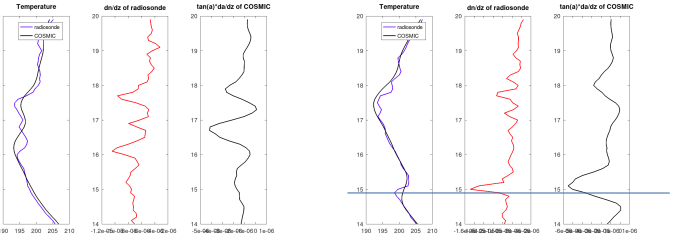
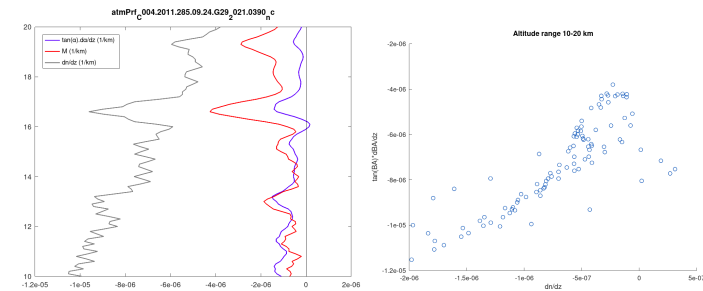


da/dz is determined from Bending angle profile by COSMIC1 (Ionosphere-corrected bending angle)
Unit of da/dz is (1/km) after dividing with π radian.
 M is dn/dz , obtained from refractive index profile by radiosonde.

$$M = -77.6 \times 10^{-6} p T^{-2} (1 + 15600 q T^{-1}) \cdot \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma - \frac{7800}{1 + 15600 q T^{-1}} \frac{dq}{dz} \right)$$

Ottersten (Radio Science, 1969)

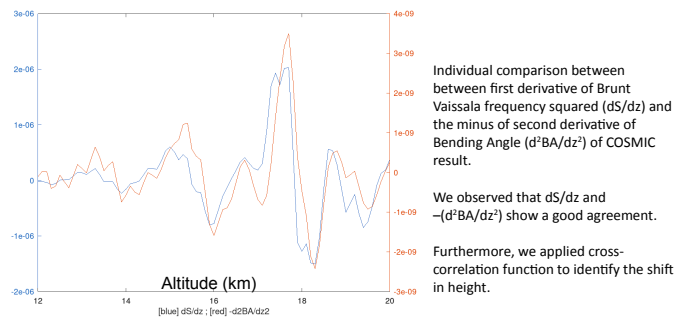
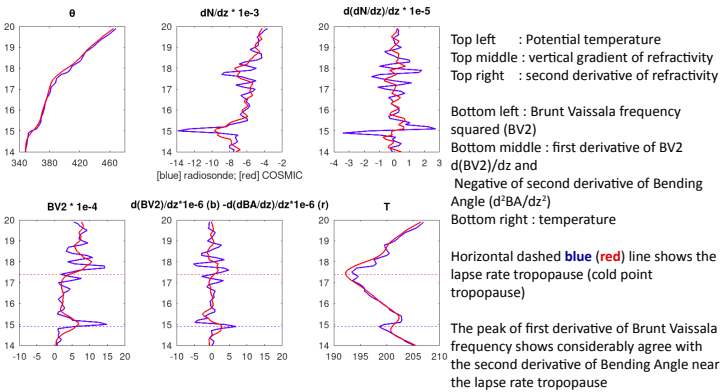
Please note that here α shows a total bending angle



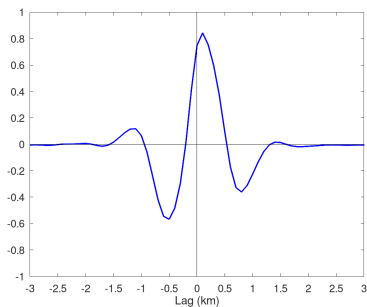
Individual comparison between radiosonde and COSMIC profile

We observed that dn/dz and $\tan(\alpha) \cdot da/dz$ are related to the tropopause height with about 0.1 to 0.2 km height shift.

Here we can see the relation between the thermal tropopause (related to temperature) and the radio tropopause (related to radio wave) (Rao et al., GRL 2007).



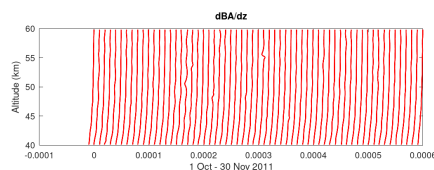
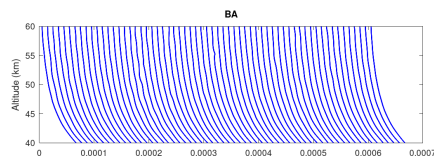
We applied cross correlation function (CCF) between first derivative of Brunt Vaissala frequency (dS/dz) and the second derivative of Bending Angle (d^2BA/dz^2) from 23,085 of COSMIC profiles. The mean max CCF shows 0.84 at 0.1 km shift.



(Top)
Zonal mean bending angle (BAmean) at 40-60 km altitude.

(Bottom)
Vertical gradient of BAmean

Fluctuations around 50-55 km indicate wave activity in the upper stratosphere ???

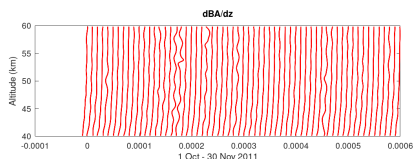
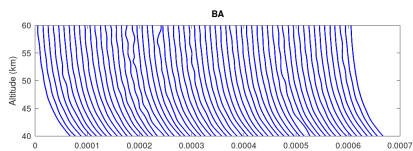


Number of COSMIC profiles is 60-130 per day within 10S-10N.

(Top)
The mean bending angle (BAmean) at 40-60 km altitude within 80-160E and 10S-10N.

(Bottom)
Vertical gradient of BAmean

Fluctuations around 50-55 km indicate wave activity in the upper stratosphere ???



Number of COSMIC profiles is 20-30 per day within 80-160E and 10S-10N.

Summary

We have investigated the comparison between vertical gradient of refractive index observed with radiosonde and vertical gradient of total bending angle with COSMIC.

We observed that dn/dz and $\tan(\alpha) \cdot da/dz$ are related to the tropopause height with about 0.1 to 0.2 km height shift.

We found that the first derivative of Brunt Vaissala frequency squared (dS/dz) and the minus of second derivative of Bending Angle ($-d^2BA/dz^2$) show a good correlation 0.84 with 0.1 km height shift.

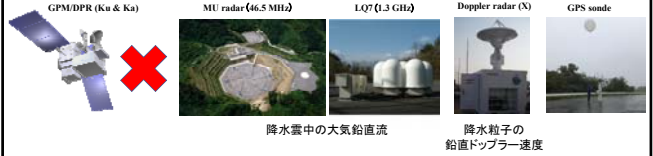
We also show the mean bending angle at 40-60 km altitude range. The results are still questionable about wave activity in the upper stratosphere.

大気と気象レーダの鉛直方向ドップラー速度観測を組み合わせた降水過程の解析: GPM主衛星の梅雨期豪雨観測事例

*重尚一, 戸田望, 青木俊輔, 清水陸, 篠原雅貴, 山本実歩, 青梨和正 (京大理), 後藤悠介, 篠田太郎 (名大宇宙地球環境研), 矢吹正教, 橋口浩之 (京大生存研)

はじめに

- ・層状性降水過程 (=弱い上昇流の下での固体降水粒子の成長) の解明を目的に、GPM/DPRのMU通過時における層状性降水を狙って鉛直ドップラー観測を始めた。
- ・層状性降水のGPM/DPRとの同時観測の機会にはまだ恵まれていないが、梅雨期豪雨観測事例の同時観測に恵まれたので、この事例について報告する。



(研究種目) 基礎研究 (A)
 (研究期間) 2022年度-2024年度
 (研究課題名) レーダリモートセンシングを駆使した層状性降水過程の解明
 (研究代表者) 重尚一
 (研究分担者) 高敷緑さん, 高橋暢宏さん, 橋口浩之さん, 篠田太郎さん, 岩波越さん, 鈴木賢士さん, 濱田篤さん

佐藤亨先生TRMM共同研究成果報告書(2001年3月)

2 TRMM/MUレーダ同時観測結果の評価

2.1 降雨同時観測とそのデータ

TRMM PRの地上観測を目的として1998年4月から、TRMM衛星通過時にMUレーダによる定常的観測を開始した。MUレーダの同時観測は、TRMM衛星が地上上空を通過する予選時間の1時間前から30分前の30分間の平均降雨強度が0.5mm/h以上であり、その時の地上気温が12度以上である場合に、予選通過時刻の前後10分間19ビーム法を用いたTRMM地上校正モードの観測を行う。地上気温の条件はMUレーダの電圧観測高度が1.5kmであるため、雨雲からのエコーを観測するためには、観測高度がそれより高いことが必要であるという要請に基づく。

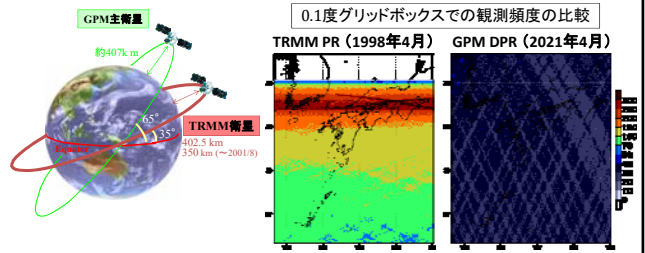
1998年4月から開始した定常的観測において、この条件を満たし、かつ正常に観測が行えたのは16回であった。表1に一覧を示す。

表1: TRMM/MU同時観測データ一覧

| No. | Date | TRMM Apogee (JST) | MU Obs (JST) | Rain Rate (mm/h) |
|-----|-----------|-------------------|-------------------|------------------|
| 1 | 23-Apr-98 | 23:36:29 | 23:51:03-23:58:22 | 0.5-1.7 |
| 2 | 15-May-98 | 15:03:19 | 14:58:23-15:06:30 | 0.5-1.0 |
| 3 | 09-Jun-98 | 23:42:13 | 23:32:35-23:40:00 | 1.5-2.8 |
| 4 | 16-Jul-98 | 06:18:28 | 06:13:24-06:27:21 | 1.7-2.1 |
| 5 | 29-Jul-98 | 21:28:23 | 21:23:38-21:34:11 | 7.7-11.6 |
| 6 | 21-Sep-98 | 17:37:08 | 17:30:03-17:41:07 | 0.1-1.1 |
| 7 | 07-Oct-98 | 06:32:32 | 05:27:07-05:37:48 | 1.1-1.8 |
| 8 | 07-Oct-98 | 11:08:18 | 11:06:51-11:16:46 | 1.1-1.8 |
| 9 | 16-Oct-98 | 06:42:33 | 06:30:51-06:40:23 | 1.6-2.7 |
| 10 | 26-Oct-98 | 01:20:03 | 01:08:24-02:10:18 | 0.4-0.7 |
| 11 | 24-May-99 | 10:57:02 | 10:50:58-10:58:19 | 0.0-0.0 |
| 12 | 24-May-99 | 12:33:28 | 12:29:51-12:37:08 | 0.0-0.0 |
| 13 | 27-May-99 | 05:55:36 | 05:58:25-09:10:10 | 0.0-0.0 |
| 14 | 27-May-99 | 00:32:14 | 00:29:08-03:27:01 | 0.1-1.0 |
| 15 | 17-Jun-99 | 22:33:37 | 22:30:47-22:32:58 | 0.1-4.2 |
| 16 | 23-Jun-99 | 20:00:58 | 19:58:24-20:01:56 | 0.3-1.8 |

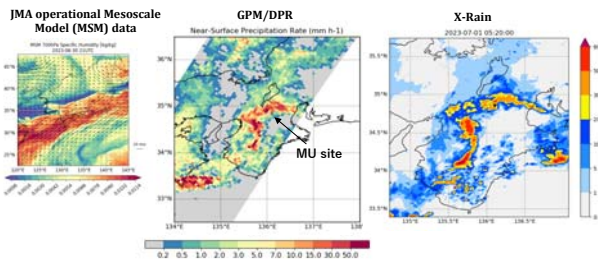
TRMM PRとMUレーダが同時に降雨を観測できる機会は大変少ない。

TRMM PR(軌道傾斜角35度) vs. GPM DPR(軌道傾斜角65度)

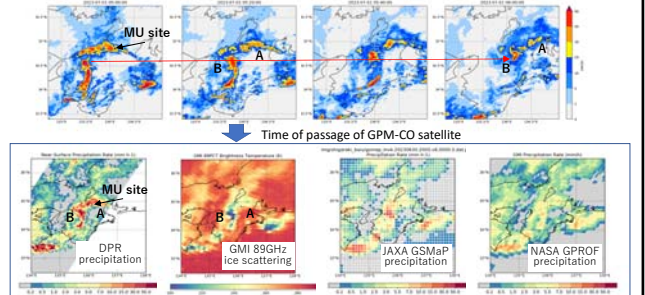


広瀬正史さん(名城大)作成データベースより
<https://www.rain-clim.com/gallery.html>

GPM/DPR observation on June 30 2023 at 201952 UTC (July 1 2023 at 051952 JST)

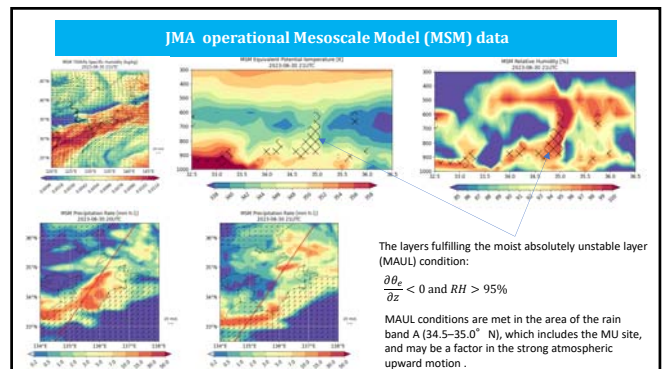
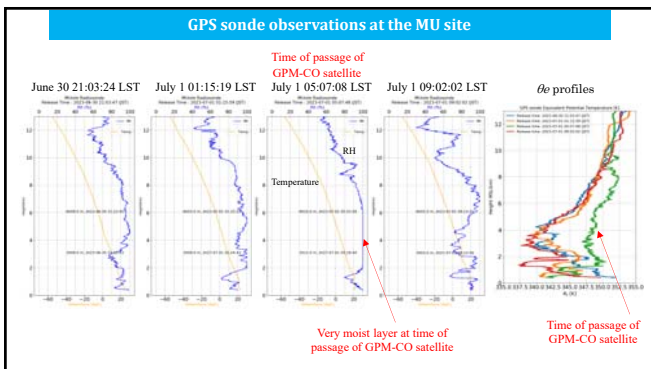
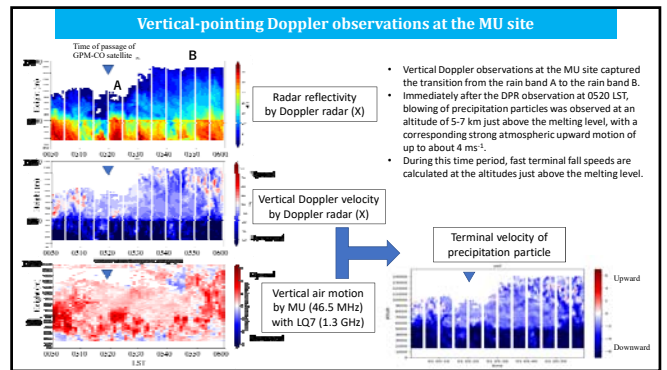
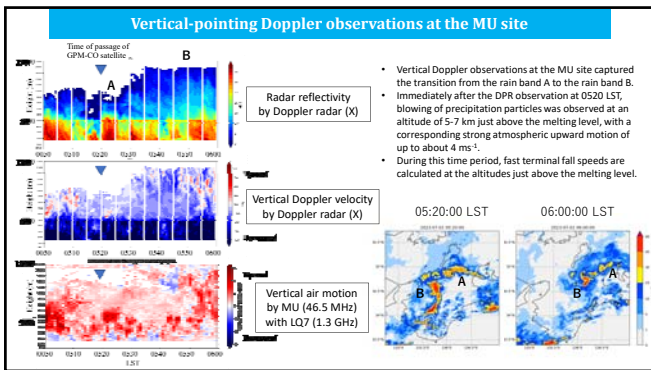
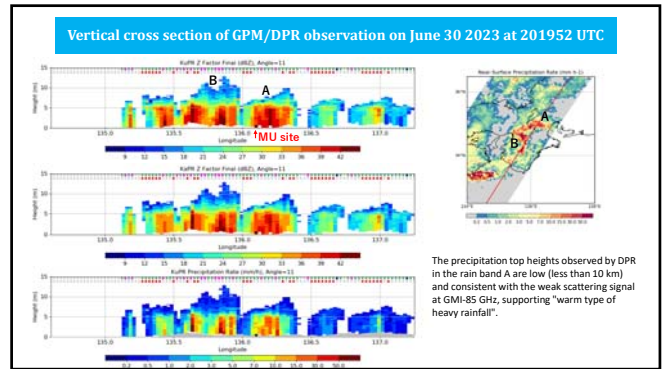
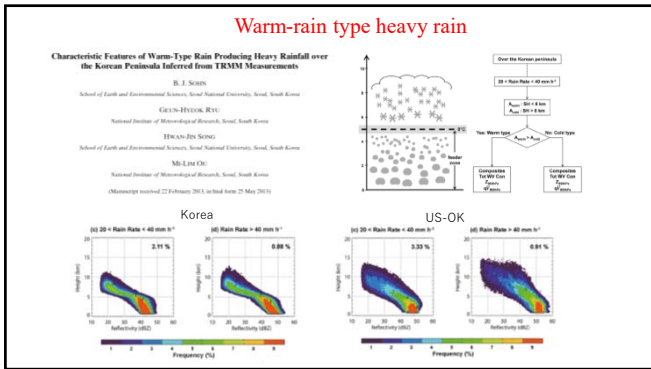


Continuous observation by ground-based radar network (X-Rain)



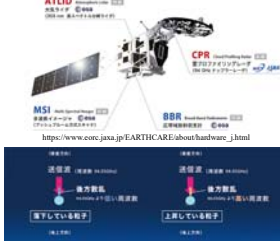
- The MU radar/X-band radar observed the rain band A when the GPM-CO satellite passed by, followed by the rain band B.
- The rain band A had a very weak scattered signal at GMI 89 GHz, indicating "warm-rain type heavy rain".

Warm-rain type heavy rain



間もなく始まる衛星ドップラー観測時代

EarthCARE (2024年4月打ち上げ予定)
JAXA W帯ドップラーレーダ



AOS (2029年打ち上げ予定)
JAXA Ku帯ドップラーレーダ
NASA Ka or W帯ドップラーレーダ



まとめ

- 2023年7月1日早朝（日本時間）のGPM/DPRのMU通過時に鉛直ドップラー観測した梅雨期豪雨事例を解析した。
- GPM/DPRのMU通過時に鉛直ドップラー観測した降雨バンドは、降水頂が高度10 km以下で、GMI 89 GHzの水散乱も非常に弱く、「暖かいタイプ豪雨」であった。
- 「暖かいタイプ豪雨」という概念から予想された下層よりも、融解層直上の高度5-7kmで約4 ms⁻¹の上昇流が観測され、対応して降水粒子の吹き上げが観測された。
- GPM/DPRのMU通過時のゾンデ観測による、相対湿度100%の層が高度2-6kmにあった。
- 気象庁メソ解析から診断された湿潤絶対不安定層（MAUL）が、融解層直上の強い上昇流の原因と推測される。

謝辞：
休日にもかかわらずMU観測を実施して下さいました葛江氏と虫明氏に感謝いたします。

MU・EARシンポジウム

信楽MU観測所で観測した2023年冬季降雪事例の解析

The estimation of ice particle types using vertically pointing Micro Rain Radar, MU radar and G-PIMMS

2023/09/20

*篠原雅貴, 重尚一, 青梨和正 (京大理),
鈴木賢士 (山口大), 濱田篤 (富山大), 金子有紀, 久保田拓志 (JAXA),
尾上万里子 (Stony Brook大), 橋口浩之 (京大生存研)

背景



2023年1月25日の豪雪の日に山科駅付近で立ち往生した電車から降りる乗客ら

<https://www.yomiuri.co.jp/national/20230125-0Y1150114/>
(retrieved on 2023.12.12.)

現在降水過程において固体粒子の微物理過程に関して理解が不足している。

水では(水滴と異なり)形状、密度、方向などが様々であり、観測が難しいことがその一因となっている

このことは

- ・ 降雪の予報 (Oue et al., 2021)
- ・ 衛星観測による降水量推定

などに不確実性をもたらしめている

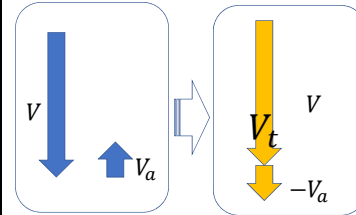
本研究では鉛直上方に向けたレーダーを用いて固体降水粒子タイプの推定を行うことを目的とする

本日の内容

1. $Z_e - V_t$ 関係に関する先行研究
2. MRR, MUレーダーを用いた粒子推定とG-PIMMSデータでの検証
3. 機械学習による粒子判別法の開発 (途中経過)

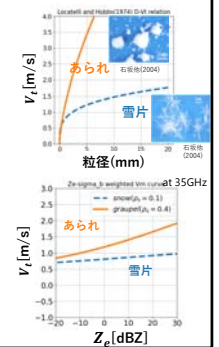
降水粒子の終端落下速度

MRR or Xバンドレーダーで観測される鉛直ドップラー速度: V
大気鉛直速度: V_a

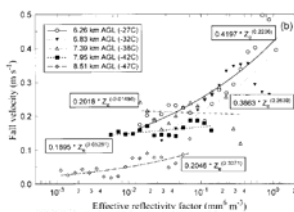


粒子の終端落下速度

$$V_t = V - V_a$$

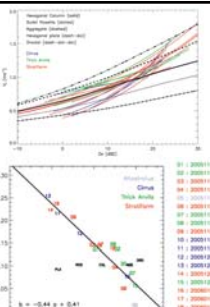


先行研究
 $Z_e - V_t$ 関係



Case of long lived cirrus
Orr and Kropff(1999)

$$V_t = aZ_e^b$$



Case of cirrus, thick anvils, stratiform
Protat and Williams(2011)

目的

- ・ MRRとMUレーダーを用いた降水雲中での固体降水粒子タイプの推定
- ・ G-PIMMSで地上観測された粒子画像を用いたレーダーによる推定結果の検証
- ・ (固体降水粒子タイプの要因についての考察)

信楽MU観測所



2022-2023冬季の顕著な降雪事例
 ① 2023/1/24 ~ 1/25
 ② 2023/2/14 ~ 2/15

観測機器: レーダー

MUレーダー



マイクロレインレーダ(MRR-2)



| | MUレーダー | | マイクロレインレーダ(MRR-2) |
|--------|--|----------------|--|
| 周波数 | 46.5 MHz (VHF帯) | 周波数 | 24.230 GHz (Kバンド) |
| 観測方向 | 天頂方向と天頂角10°での東西南北の計5方向 | Operation Mode | FMCW |
| 最低観測高度 | 1050 [m](地上高) | 最低観測高度 | 200[m](地上高) |
| 高度分解能 | 150 [m] | 高度分解能 | 200 [m] |
| 時間分解能 | 1 ~ 2分 | 時間分解能 | 10 [s] |
| 観測量 | ・ドップラー速度(鉛直・水平) ・エコー強度 (・スペクトル幅) | 観測量 | ・レーダ反射強度 ・ドップラー速度 (Maahn and Kollias(2012)の手法で雷観測用の補正を行った) |

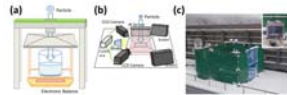
観測機器: 地上観測測器

レーザー式ディストロメーター (Parsivel2)

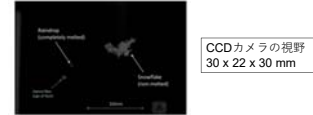


- ・ MU観測所に設置
- ・ 降水粒子の粒径と速度を観測

地上設置型降水粒子撮像・重量計測システム (G-PIMMS)



内部には2台のカメラと電子天秤が設置されている

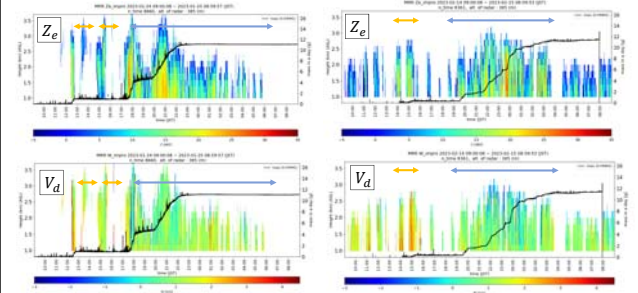


CCDカメラの視野 30 x 22 x 30 mm

2023年冬季の降雪事例

1/24, 2/14の概況

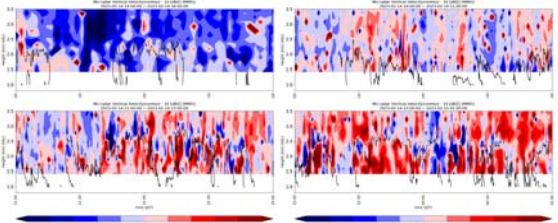
1/24 MRR 時間高度断面 2/14 実線 G-PIMMS累積質量



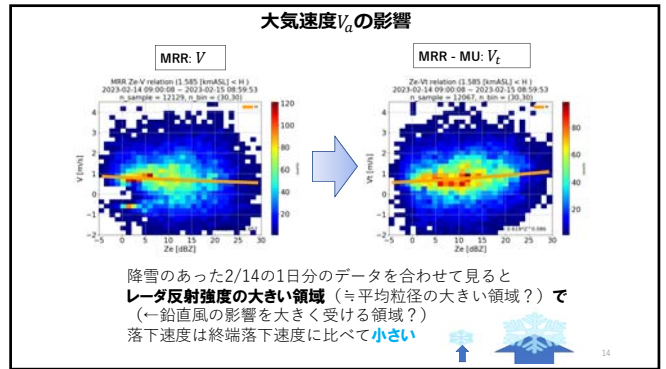
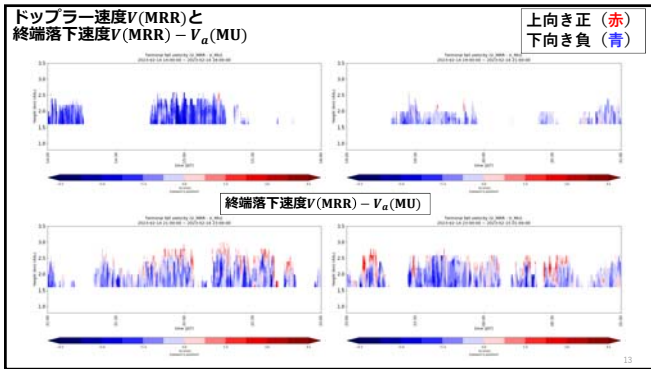
- 日中、短時間の降水で比較的大きい落下速度が観測された
- 両日とも、夜間には強度が変化しながらも断続的にエコーが見られた

2/14 MUレーダー 鉛直ドップラー速度 (≒鉛直大気速度)

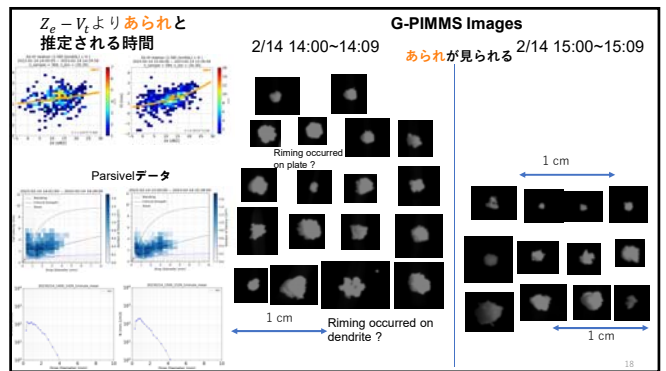
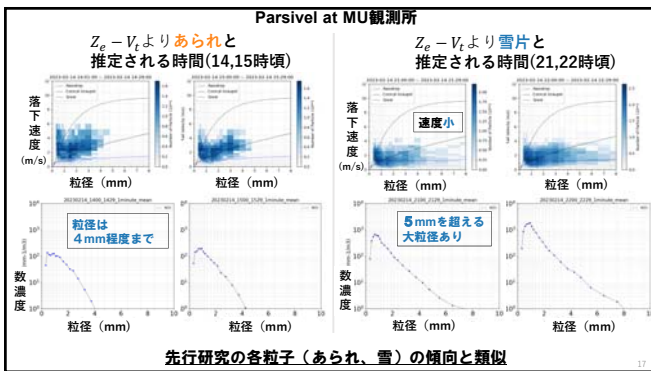
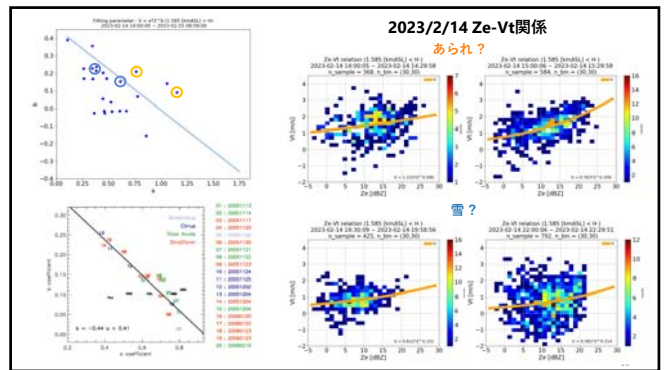
上向き正 (赤)
黒実線: MRR Z 10dBZ

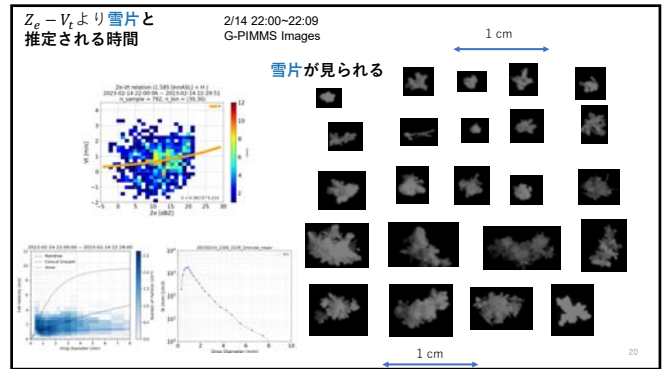
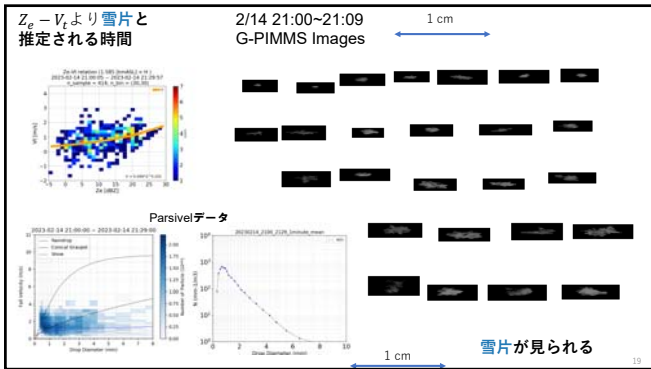


- 2/14 14~16時にかけては下降流域が多い
- 21:30以降ではMRRのエコー領域と上昇流域に対応が見られる
- 夜間は特に対流性の降雪だったか



結果 : $Z_e - V_t$ 関係と地上観測結果





レーダによる粒子タイプ推定の検証に向けて

→機械学習による地上観測画像の粒子タイプ分類

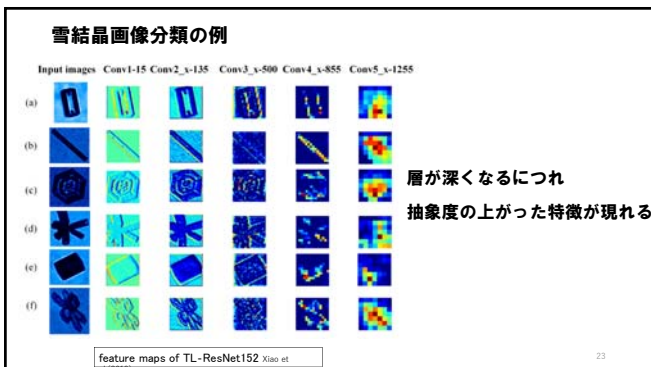
21

畳み込みニューラルネットワーク (Convolutional Neural Network)

- 教師あり機械学習の1種
- 画像分類によく用いられる
- 畳み込み演算、プーリングを繰り返し、最後に全結合層を経て分類結果を出力

✓ データ駆動であり、学習の段階では教師データを利用して損失関数を最小化するように学習を進めパラメータを決定する

22



G-PIMMSデータの場合：画像の前処理

目的

- 1 画像内に2個以上の粒子があるものを除く
- 縞模様の除去
- 位置の自由度を減らす
- 粒子の存在しない領域を減らす

処理手順

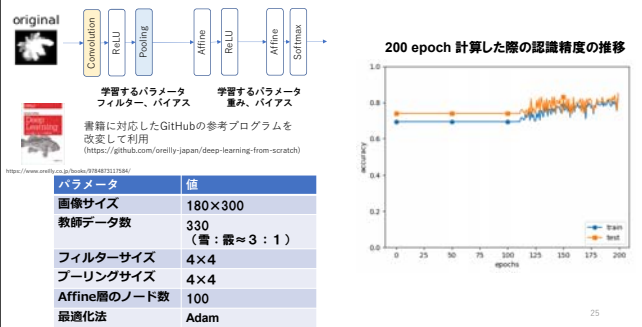
- ラベル、ファイバーのマスク
- 粒子画像のclosing
- (2値化画像より) 連続領域(blob)検出
- 粒子部分の切り出し
- 左上に切り出した領域を再配置

(富山大 濱田先生より頂いたプログラムを参考としています)

1 cm

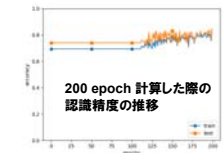
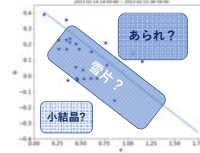
24

CNNの実装：結果



まとめ

- $Z_e - V_t$ 関係の違いと粒子タイプの対応を調べた
- $Z_e - V_t$ 関係のフィッティングパラメータ a, b ($V_t = aZ_e^b$)が推定に利用できる可能性
- 比較的浅いCNNでも一定、粒子判定できることがわかった



MU レーダーと MRR によるブライトバンドの同時観測

佐伯悠太郎・下舞豊志（島根大学大学院 自然科学研究科）

1. 背景

現在、レーダーを用いた降雨観測は世界中で行われており、気象予測などに必要不可欠なものとなっている。しかし、レーダーを用いて降雨観測を行う際にブライトバンド現象が融解層付近で観測されることがあり、この現象が降雨観測に誤差を与える原因の一つとなっている。

また、ブライトバンドの特徴を調査することで、降雨観測の誤差を減らすことに繋がると考えた。さらに、大気動きを考慮することで雨粒の実際の速度を求めることでも、降雨観測の誤差を減らすことに繋がると考えた。

2. 目的

本研究では降雨観測の精度向上につなげるために、マイクロレインレーダー（MRR）によって観測されたデータから、ブライトバンドの特徴を調査し、MRRとMUレーダー(MUR)のデータを比較し、雨の強さと大気動きの関連性をみつけることを目的とする。

3. 原理

3.1. ブライトバンド

融解層では、上層の雪片や下層の雨粒よりも強いエコーが観測される。この強いエコーが観測される層を「ブライトバンド」という。

このブライトバンドは、広い範囲で弱い雨が降る層状性降雨の場合に発生しやすい、狭い範囲で強い雨が降る対流性降雨の場合は対流によって雨粒が上下の運動をするため発生しないといった特徴がある。

3.2. ブライトバンドが発生している時間の決定方法

ブライトバンドが見られる高度付近で、

- ① ある高度の Z_e の値がその上下の Z_e の値よりも大きく 20dBZ 以上である
- ② 一時間以上連続して①の条件を満たす

この2つの条件を満たすとブライトバンドが発生しているとみなす。

3.3. 大気風速

ブライトバンドが発生している場合、雨粒の上下の運動は小さいため、大気鉛直流は 0m/s に近い値を示すと考えられる。しかし、大気鉛直流のデータにもブライトバンドと似たような帯状の下降流が見られた。これは、大気データを処理する際に雨のエコーを除去できなかった可能性が考えられる。

4. 使用データ

信楽 MU 観測所に設置された MRR と MUR で観測されたデータのうち、

- ① ブライトバンドが観測され、
- ② 大気風速のデータがある日

のデータを使用した。使用できた日は、表 1 に示す 8 日間である。

表 1 使用した日付

| 日付 | |
|------------------|-----------------|
| 2013 年 6 月 26 日 | 2014 年 4 月 18 日 |
| 2013 年 10 月 15 日 | 2014 年 5 月 12 日 |
| 2013 年 10 月 16 日 | 2014 年 5 月 14 日 |
| 2014 年 3 月 13 日 | 2016 年 4 月 14 日 |

5. 研究方法

5.1. 大気鉛直流の高度変化

3.3 項で述べたように、雨の速度と大気速度がほぼ同じになり、除去できなかった可能性がある。そこで、ブライトバンドが発生している時間で、大気風速の値が下向きに強くなっている部分をエラーとして外し、直線で補正する。この補正が妥当であるかを検討・判断する。

図 1 にある時間での大気鉛直流の高度変化を示す。赤線が MUR で観測された大気風速であり、青線が補正した大気風速である。

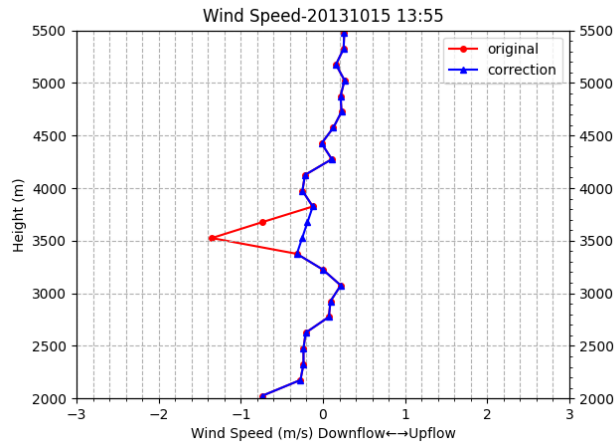


図1 大気鉛直流の高度変化

5.2. 時間・高度変化の比較

「ブライトバンドが発生している高度」と「雨のエコーを除去できなかった可能性が考えられる帯状の高度」には差があるため、その差を調べる。図2に高度を揃えた等価レーダー反射因子と大気鉛直流の時間・高度断面図を示す。

本研究では、ブライトバンドのピークの高度を「ブライトバンドが発生した高度」補正した高度の中央値を「大気鉛直流を補正した高度」としている。図3にとある時間の等価レーダー反射因子と大気鉛直流の高度変化を示す。矢印で示している箇所が本研究で決めた高度である。

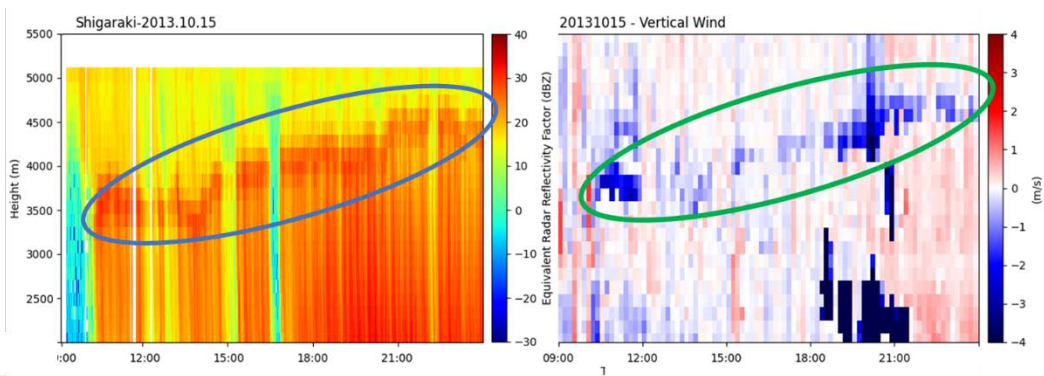


図2 高度を揃えた等価レーダー反射因子と大気鉛直流の時間・高度断面図

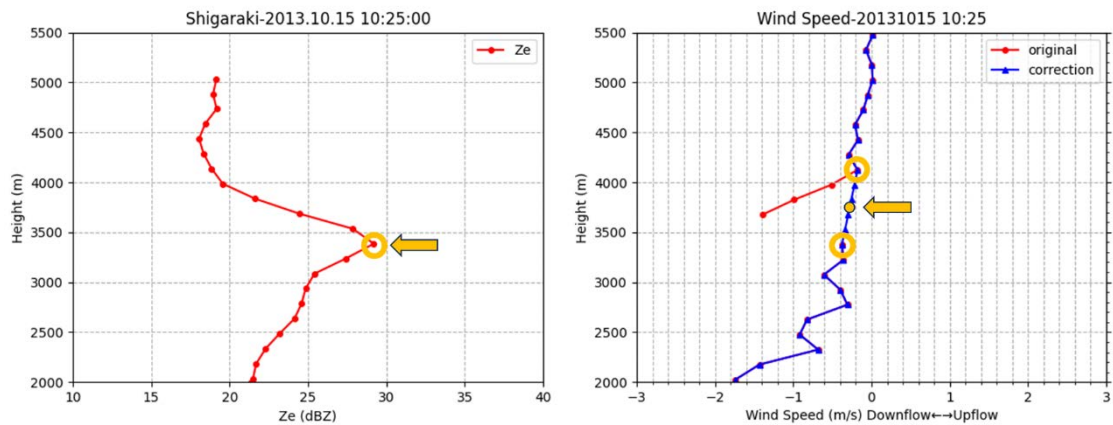


図3 等価レーダー反射因子と大気鉛直流の高度変化

6. 結果

6.1. 大気風速の補正結果

大気風速を直線で補正すると、帯状の下降流がなくなったが、高度 2000m 付近から強い下降流がみられる場合は、0m/s 付近での補正ができず、図4のように大きい値を示す下降流が残ってしまった。

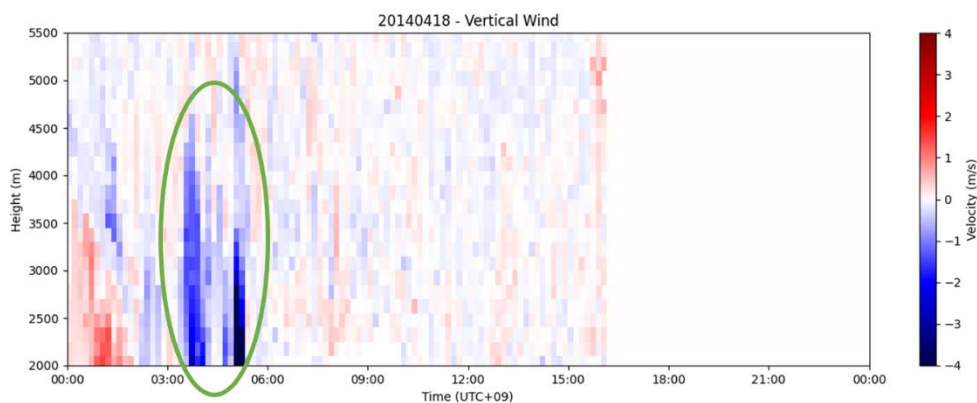


図4 補正後の大きい値を示す下降流が残った例

6.2. 高度の差を調べた結果

「ブライトバンドが発生している高度」と「雨のエコーを除去できなかった可能性が考えられる帯状の高度」の差を調べた結果、図5のような統計となり、200m 以上 300m 未満が最も多く観測された。そのことから、帯状の下降流はブライトバンドの高度より、200～300m ほど上空に多く発生していることが分かる。

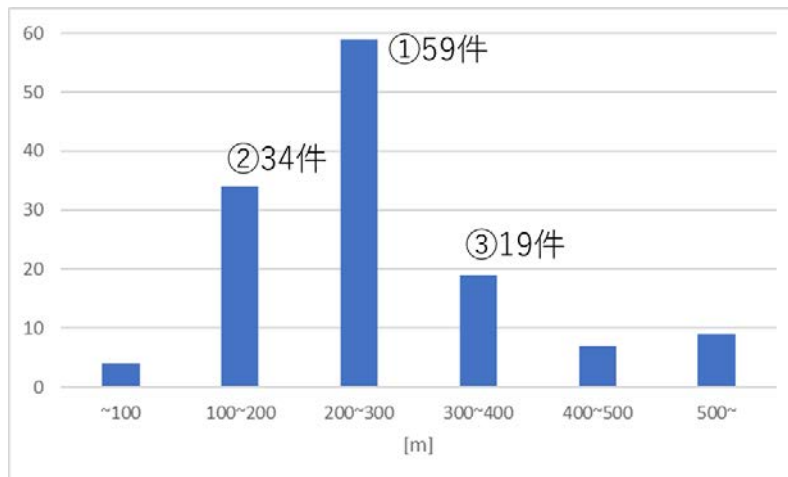


図5 高度の差の統計

7. まとめ

雨の速度と大気の色度がほぼ同じになり、除去できなかった可能性がある部分を直線で補正したが、高度 2000m 付近から強い下降流がみられる場合は補正ができなかったことから、「雨のエコーを除去できなかった可能性」の検討は、大気風速のスペクトルを調べる必要がある。

また、帯状の下降流はブライツバンドの高度より、200~300m ほど上空に多く発生しているため、大気風速のスペクトルなど今後調査・検討をするための、調べる範囲を絞ることができた。

8. スペクトルの確認

7 項に大気風速のスペクトルを調べる必要があると述べたため、スペクトルの確認を始めた。2013 年 10 月 15 日 12 時 29 分において、4 箇所の高度のスペクトルを表示した結果として高度 2.5km と 3.6km のスペクトルをそれぞれ図 6、図 7 に示す。

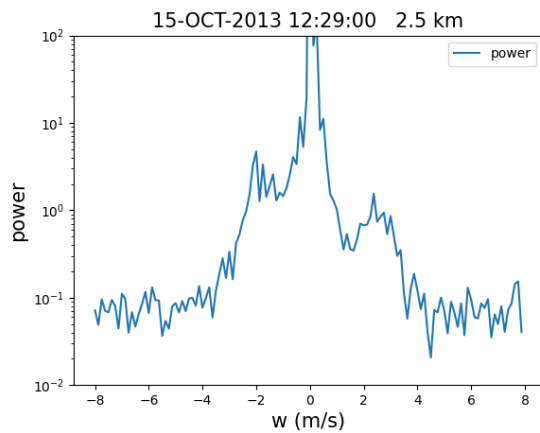


図6 高度2.5kmのスペクトル

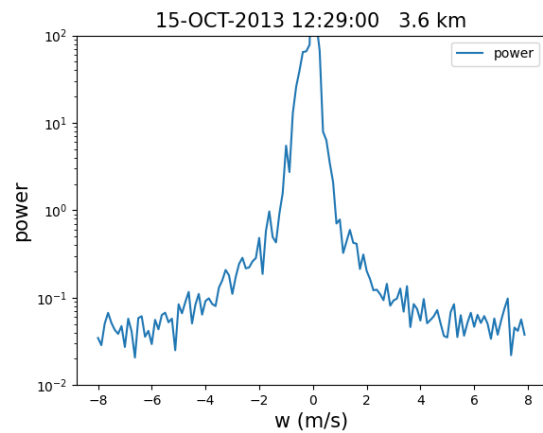


図7 高度3.6kmのスペクトル

9. 今後の研究

今後は、「大気風速が 0m/s 付近」と「直線で補正した部分」の等価レーダー反射因子の値を比較し、ブライトバンド発生時の降雨と大気風速の関係を調べることや、大気風速を処理する前のデータであるスペクトルから調査して、雨のエコーを除去できなかった可能性の比較・検討を行っていく必要がある。

また、図6に示した2.5kmのスペクトルから形が崩れているため、丁寧にフィッティングしてみる必要があるとも考える。

10. 謝辞

MUレーダーのデータを提供して頂いた京都大学生存圏研究所信楽MU観測所の方々に深く感謝致します。

衛星回線における近年の降雨減衰時間率の増加の特徴について

前川泰之・柴垣佳明（大阪電気通信大学）

1. はじめに

近年衛星通信や衛星放送に対して、Ku 帯(14/12GHz)やさらに高い Ka 帯(30/20GHz)の利用が進んでおり、そのためにはこれらの周波数帯で大きくなる降雨減衰の発生時間率を正しく評価する必要がある[1]、[2]。降雨減衰予測に対しては、降雨強度累積時間率 0.01%値から求める方法が ITU-R 勧告等で通常用いられるが[3]、衛星回線では地上の降雨強度のみならず、上空の降雨高度の変化に伴う雨域等価通路長の変動にも注意する必要がある。

大阪電気通信大学では、Ka 帯通信衛星電波(19.45 GHz、右旋偏波、仰角 49.5°:以下 CS と称す)に加えて、Ku 帯放送衛星電波(11.84 GHz、右旋偏波、仰角 41.3°:以下 BS と称す)の降雨減衰を過去32年間(1988-2019)本学の寝屋川実験局で1分降雨強度とともに連続的に長期間測定を行った。そして、これらのデータに長期にわたって見られる雨域等価通路長の統計的な変動について研究を行ってきた[4]。前回の報告では、雨域等価通路長の年変動の増加が太平洋沿岸の海面温度の上昇に起因しており、さらに太平洋熱帯域のエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けていることを指摘した。さらに2006年以降のさらなる増大にはインド洋インド洋ダイポールモード現象もあわせて関与している可能性を述べた[5]。

本研究では2006年前後における各年の雨域等価通路長と各種降雨タイプの時間率と、年間降雨強度や海面温度との関係をさらに詳しく調査したので、報告する。

2. BS 降雨減衰の長期変動特性

図1は1988年から2019年の32年間に測定された各年の(a)降水量、(b)降雨強度、および(c)BS電波の降雨減衰の年間時間率である。年間時間率は0.1、0.03、0.01%値について示してある。図1より2006年以後は(a)年間降水量が少し増加傾向にあり、(b)降雨強度の年間発生時間率0.1、0.03、および0.01%の値も増加傾向にあることが分かる。さらに(c)降雨減衰の同じ年間時間率の値も同様に増加傾向にあり、特に値の大きい0.01%値ではその傾向が著しいことが分かる。この降雨強度と降雨減衰の0.01%に対する増加率の差異は、これらの0.01%を基準にして計算されるITU-R 予測値との誤差となり、2006以後1.5倍程度大きくなっている。

図2は1988年から2019年に32年間にわたって大阪電気通信大学(寝屋川市)測定された各年の(a)BS電波降雨減衰の等価通路長、(b)降雨時地上気温(5~10月)、(c)台風・夕立等の熱帯性対流性降雨の発生率、および(d)日本近海の海面温度の偏差(実線)とインド洋ダイポールモード指数(点線)を比較したものである[6]、[7]。図2(a)と(b)より、等価通路長と地上気温は2007年以降に段階的な顕著な増加を示すことが分かり、気象状況等の変化が示唆される。また、前述の様に2006年までは(a)等価通路長は(b)地上気温、(c)対流性降雨発生率、および(d)日本近海の海面温度と良い相関を示し、エルニーニョ・ラニーニャ現象とも対応が見られるが、2007年以降はこれらの間の関係性があまり明白でなくなり、これらの他になんらかの要因が新たに加わっている可能性がある。その一つとして、図3(d)に点線で示したように、インド洋西部の海面温度上昇にともなうインド洋ダイポールモード指数の増加による正のモードの出現が、2007年以降極めて頻繁に発生するようになったことが挙げられる。詳しいメカニズムはまだ不明な点が多いが、前述の2006年までの太平洋赤道域のエルニーニョ・ラニーニャ現象とともに、2006年以降は日本の気候変動への影響が増加している可能性がある。その結果、最近の衛星電波降雨減衰の等価通路長の増加による年間時間率増大等にも関係していると十分考えられる。

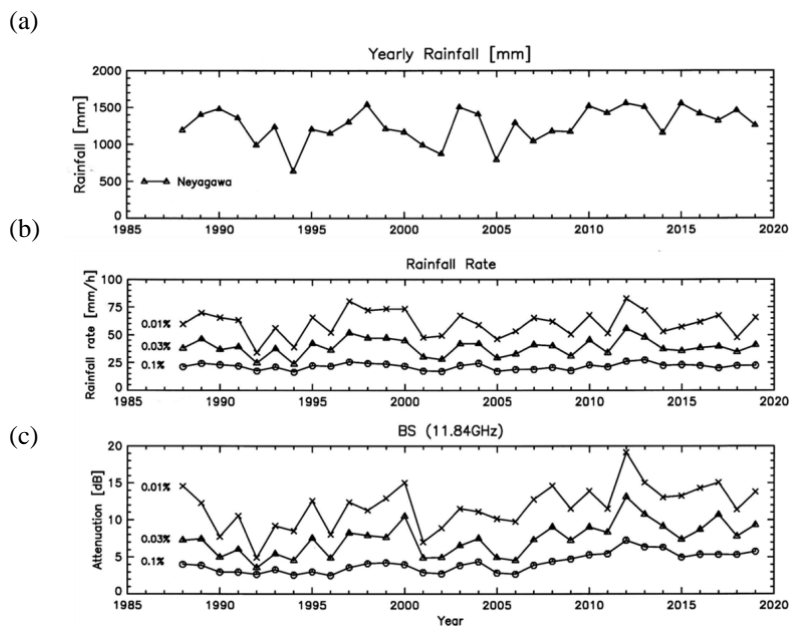


図1. 1988年から2019年の間に大阪電気通信大学(寝屋川市)で測定された(a)年間降水量、(b)降雨強度の年間時間率 0.1, 0.03, および 0.01%値、および(c)BS 電波の降雨減衰の同時間率値。

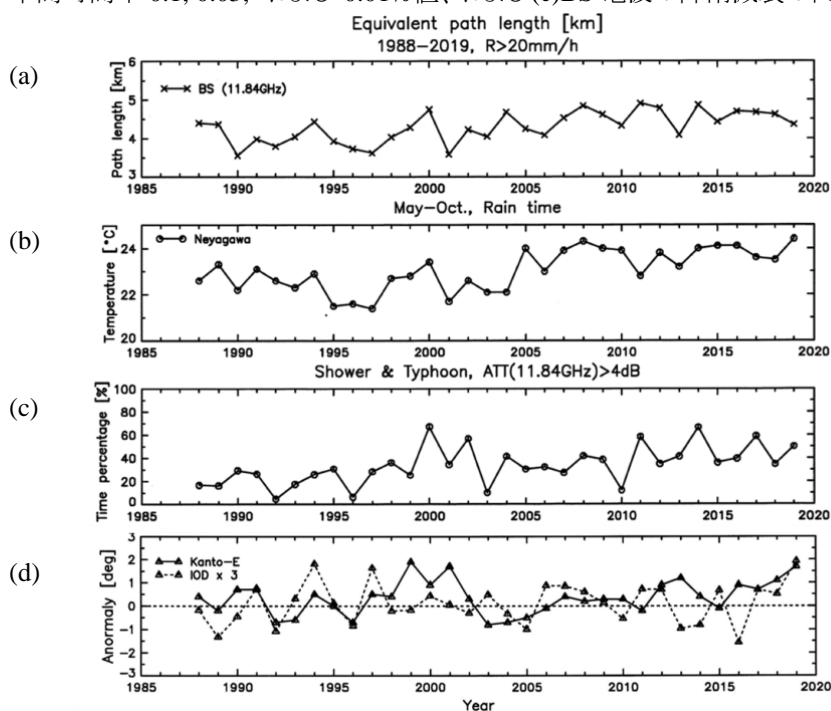


図2. 1988~2019年における (a)BS 電波降雨減衰の等価通路長、(b)降雨時地上気温(5~10月)、(c)対流性降雨発生率、および(d)日本近海の海面温度の偏差(実線)とインド洋ダイポールモード指数(点線)

3. 2006 年前後の降雨減衰特性

図3は、(a) 2006年以前の降雨期間と (b) 2007年以降の降雨期間における平均地上気温に対するKuバンドBS降雨減衰の年間雨域等価経路長の相関図を示す。図3(a)から2006年以前では、点線で示すように雨域等価経路長は地上温度とよく相関しており、気温が21.5℃から24℃に上昇すると、雨域等価通

路長は平均して約 3.7 km から 4.5 km に増加する。しかし、2007 年以降、図 3 (b) では、地表温度が約 23 °C を超えると、雨域等価経路長は 4.5 km 付近に留まり、それらに明確な相関関係がないことが分る。

また、図 4 に、(a) 2006 年以前と (b) 2007 年以降における、夕立と台風等の対流性降雨の年間発生時間率に対する雨域等価経路長の相関図を示す。図 4 (a) から 2006 年以前では、雨域等価経路長は同様に対流性降雨発生時間率が約 3 % から 65 % に増加すると約 3.7 km から 4.5 km に増加することが分る。しかし、2007 年以降、図 4 (b) は、同発生時間率が 10 ~ 65 % まで変化しても、雨域等価経路長とは目に見える相関関係なく 4.5 km 付近にとどまっていることが示される。

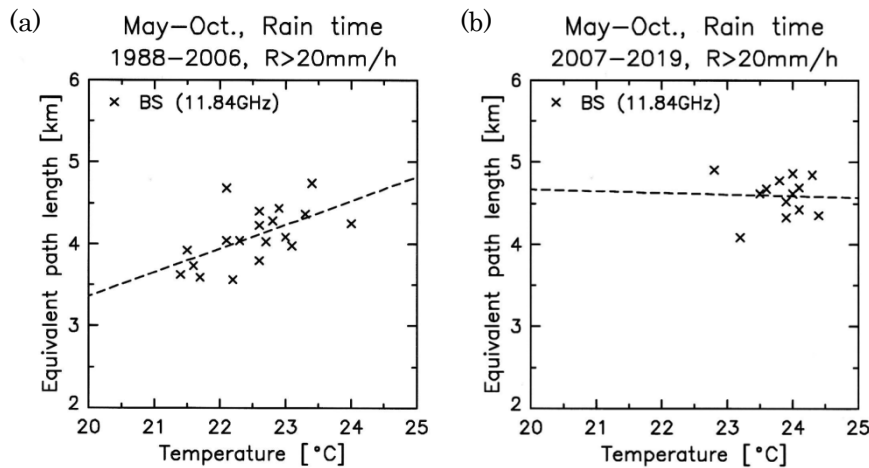


図 3. (a) 2006 年以前と (b) 2007 年以降 (b) の降雨時間における平均地上温度に対する Ku バンド BS 降雨減衰の年間雨域等価経路長の相関図。

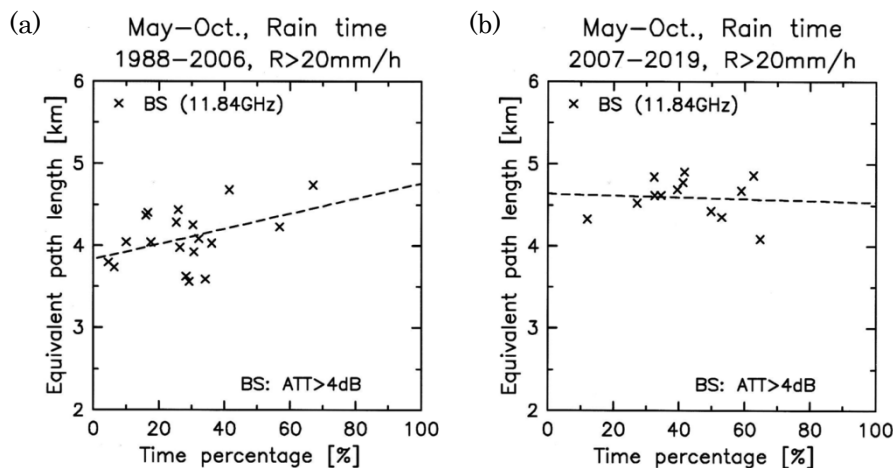


図 4. (a) 2006 年以前と (b) 2007 年以降 (b) の夕立や台風等の対流性降雨年間発生率に対する Ku バンド BS 降雨減衰の年間雨域等価経路長の相関図。

図 5 に、2006 年以前の太平洋沿岸の海面水温異常に対する (a) 夕立と台風、(b) 温暖前線、寒冷前線、停滞前線に対する 4 dB 以上の Ku バンド BS 降雨減衰の発生時間の相関図を示す。図 5 より、海面水温の年平均偏差は、(a) 夕立やや台風による降雨減衰の発生時間とよく相関を示すが、(b) 温暖前線、寒冷前線、停滞前線による降雨減衰の発生時間とは相関を示さないが分る。

一方、図 6 は、太平洋沿岸の海面水温異常に対する、(a) 夕立と台風、(b) 温暖前線、寒冷前線、停滞前線に対する BS 降雨減衰の発生時間の相関図を示す。図 5 とは対照的に、図 6 からは、(a) 夕立と台風、(b)

温暖前線、寒冷前線、停滞前線の両方の場合において、海面水温の年間偏差が発生時間とよい相関を示すことが分る。これは、日本沿岸付近の海面水温の異常が、熱帯型の夕立や台風だけでなく、温帯の温暖前線や寒冷前線、亜熱帯の停滞前線にも影響を与えていることを意味する。この様に全般的に、最近では太平洋からの夏季モンスーンの影響がさらに強まっている可能性が示唆される。

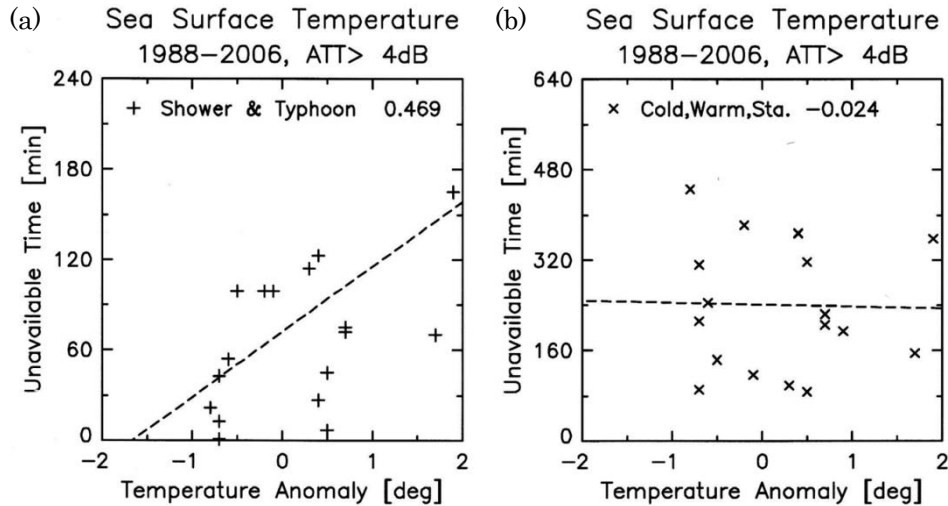


図5. 2006年以前の太平洋沿岸の海面水温異常に対する、(a) 夕立と台風、(b)温暖前線、寒冷前線、停滞前線の場合におけるBS電波の4dB以上の降雨減衰発生時間の相関図。

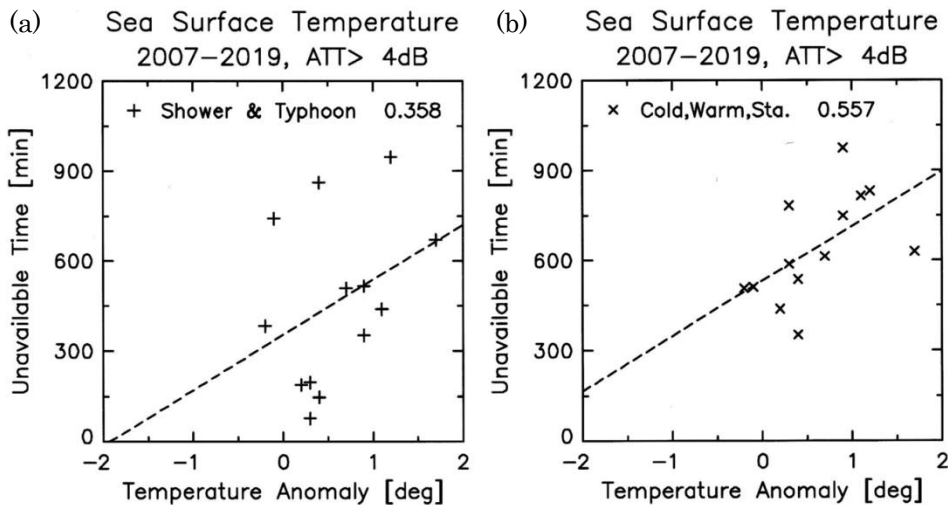


図6. 2007年以降の太平洋沿岸の海面水温異常に対する、(a) 夕立と台風、(b)温暖前線、寒冷前線、停滞前線の場合におけるBS電波の4dB以上の降雨減衰発生時間の相関図。

4. おわりに

1988年から2019年にかけて大阪電気通信大学(大阪府寝屋川市)において30年間以上にわたって測定されたKu帯放送衛星(BS)電波等の降雨減衰データを用いて、最近の降雨減衰統計の増加と雨域等価通路長の著しい増大等の要因についてその発生状況について述べた。その原因として、2006年までの太平洋赤道域のエルニーニョ・ラニーニャ現象とともに、インド洋インド洋ダイポールモード現象が関与している可能性を述べた。その結果、太平洋沿岸の海面水温の上昇が2006年以前は夕立や台風等の熱帯性の対流性降雨に

影響を与えるだけであったが、2007 年以降は、寒冷前線や温暖前線を伴う温帯低気圧や梅雨前線や秋雨前線を引き起こす亜熱帯性の停滞前線をふくめたすべての降雨に影響を与えていることが分った。

参考文献

- [1] Y. Karasawa and Y. Maekawa, “Ka-band earth-space propagation research in Japan,” Proc. IEEE, vol.85, no.6, pp.821-841, June 1997.
- [2] S. Nakazawa, S. Tanaka, and K. Shogen, “A method to transform rainfall rate to rain attenuation and its application to 21 GHz band satellite,” IEICE Trans. on Commun., vol.E91-B, no.6, pp.1806-1811, 2008.
- [3] “Propagation data and prediction methods required for the design of earth-space telecommunication systems,” Geneva, ITU-R Recommendation P618-8, 2005.
- [4] 前川泰之、招待論文:30 年間の長期観測に基づく衛星通信伝搬路における降雨減衰特性の研究、電子情報通信学会論文誌 B、Vol.J103-B、No.11、pp.481-490、2020.
- [5] 前川泰之、柴垣佳明、“衛星回線における近年の降雨減衰時間率の増加について”、第 16 回 MU レーダー・赤道レーダーシンポジウム、京大大学生存圏研究所、2021 年 9 月.
- [6] https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/climate/glb_warm/ind_trend.html
- [7] https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/climate/iod/iod_data.html



航空機監視装置から得られる風情報の補正手法の開発に向けて

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所
電子航法研究所 (ENRI)

吉原貴之・瀬之口敦・毛塚敦・齋藤享・古賀禎

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

1

内容

- 背景
 - 航空機の4次元航法と気象
- DAPs (Downlink Aircraft Parameters) データ
 - 航空機の動態情報: 大気温度、風向・風速の推定
- 航空機監視装置によるDAPsデータ
 - SSR (二次監視レーダ) モードS実験局
 - WAM (Wide Area Multilateration)
- これまでの解析
 - DAPsデータから得られた風向・風速
 - MUレーダー (MUR) データとの比較検証
- R5年度の予定
 - 風向・風速の補正方法開発に向けて
 - 気温、GNSS高度と組合せた気圧高度の利用

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

2

背景: トrajekトリ管理に向けて 4次元航法に基づく航空機の運航と気象

時間を含めたGate-to-Gateの最適な飛行経路 (トラジェクトリ) に基づく連航
・GNSSの普及により航空機3次元位置、時間を正確に把握可能となった
・気象は到着予測時刻の正確性に影響

気象情報利用の2つの視点

<ナウキャスト的利用>
航空機がもつ気象情報を短時間予測・検証して交通流制御等に利用

<数値モデルによる予測精度の向上>
観測の高度化
→ 予測精度向上
→ 高度化した気象予測情報を
トラジェクトリ予測に利用



2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

3

DAPs (Downlink Aircraft Parameters) 航空機監視装置によるデータ通信機能

航空機毎への個別質問・応答、定型ショートメッセージ (地上側で種別指定可)

| メッセージ種別 (255個, 56bit長) | | 欧州義務化 | |
|------------------------|--|-------|-----|
| 番号 | 内容 | ELS | EHS |
| 05 | 拡張スキッタ・位置 | | |
| 10 | データリンク能力通報 | ○ | ○ |
| 17 | 主要BDS能力通報 | ○ | ○ |
| 20 | 航空機便名 | ○ | ○ |
| 40 | 選択垂直方向意図 (MCP/FCU選択高度、気圧設定値など) | | ○ |
| 44 | 気象通報・基本情報 | | |
| 45 | 気象通報・ハザード情報 | | |
| 50 | 経路および旋回通報 (ロール角、真トラック角、対地速度、真トラック角変化率、真対気速度) | | ○ |
| 60 | 機首方位および速度通報 (機首磁方位、指示対気速度、マッハ数、気圧高度変化率、慣性垂直速度) | | ○ |

ダウンリンク情報から風向・風速、温度を推定可能

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

4

航空機の動態情報と気象情報の抽出 大気温度、風向・風速の推定

(1) 大気温度の推定

マッハ数と真対気速度から、外気温を得る

$$T = \frac{1}{\gamma R} \left(\frac{V_{TAS}}{M} \right)^2$$

赤字のパラメータ: 取得率が低い

(2) 東西・南北風速の推定

① 国土地理院の磁気偏角の近似式を用いて磁方位を真方位に補正する

$$\Psi_{HDG} = \Psi_{MAG} - (D2015)$$

$$D2015 = 7^{\circ}57.201' + 18.750' \Delta\phi - 6.761' \Delta\lambda - 0.059' \Delta\phi^2 - 0.014' \Delta\phi \Delta\lambda + 0.579' \Delta\lambda^2$$

ただし、 $\Delta\phi = \phi - 37^{\circ}N$, $\Delta\lambda = \lambda - 138^{\circ}E$

② 対地速度から真対気速度を差し引くことで、東西風速・南北風速を得る

$$W_N = V_{GS} \cdot \sin \Psi_{TRUK} - V_{TAS} \cdot \sin \Psi_{HDG}$$

$$W_E = V_{GS} \cdot \cos \Psi_{TRUK} - V_{TAS} \cdot \cos \Psi_{HDG}$$

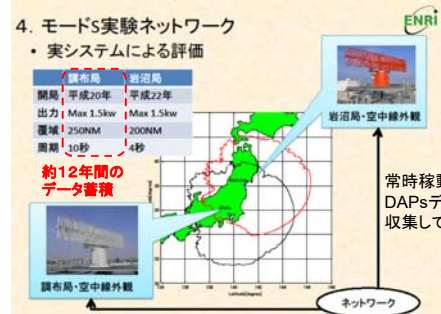
参考文献: "SSRモードS監視データを用いた気象予報データの解析評価", 第51回飛行機シンポジウム, 2013年11月. 高橋他, "磁気偏角2015.0年値の作成", 国土地理院時報No.130, 2018年2月.

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

5

航空機監視装置 (1): SSRモードS 調布実験局 (ENRI)



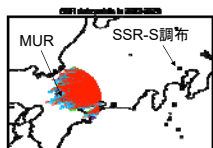
古賀他, "SSRモードSのネットワーク技術について", 第12回電子航法研究所研究発表会, 2012年
2023/09/20 第17回MUR/EARシンポジウム

2023/09/20

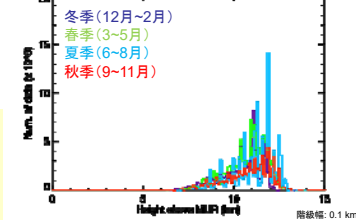
第17回MUR/EARシンポジウム

6

航空機監視装置(1): SSRモードS 調布実験局(ENRI)



Num. of SSR data for each height bin of 0.1km (2013-2020): JRA5



- データ概要
 - 2013年~2020年
 - データ数(半径100km) 388,758 (2014, 2015, 2016年で93%)
- データの空間分布
 - MURの西側にない
 - 高度に限定 (MUR上空7~14km)

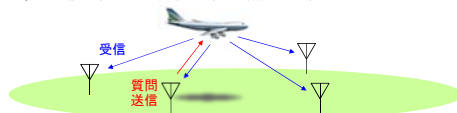
2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

7

航空機監視装置(2): WAM Wide Area Multilateration

- 広域マルチラテレーション
 - 航空機から送信される信号(SSR応答信号、ADS-B信号)を複数の位置が既知である受信局で受信し、その時刻差から航空機位置を推定
 - 無指向性アンテナによるDAPs質問機能
- 国土交通省航空局が航空路における航空機監視のためにWAMを整備
 - 電子航法研究所は中部・近畿・瀬戸DAPsデータをご提供いただいている
 - MUR対流圏・成層圏観測(標準)期間(2020年4月以降)
 - SSR-S調布実験局によるDAPsデータと異なる点
 - MUR近辺でも比較的低高度まで取得
 - 風向・風速の推定に必要な航空機の動態情報に関連するメッセージ(BDS 4.0, 5.0, 6.0)の受信に時間差が存在(多くの場合は揃うのに10秒かかる)



2023/09/20

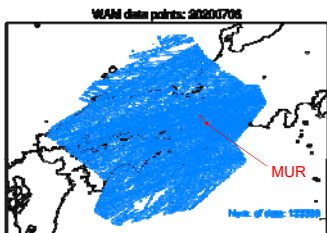
第17回MUR/EARシンポジウム

8

航空機監視装置(2): WAM

2020年7月8日の例

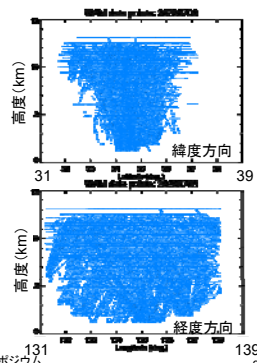
- 風向・風速推定できたデータ数: 133,536



2023/09/20

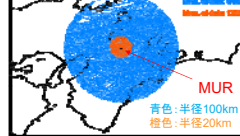
第17回MUR/EARシンポジウム

9



航空機監視装置(2): WAM

2020年7月8日の例

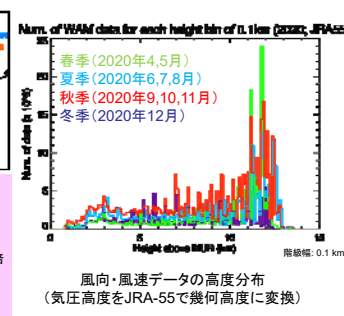


- データ概要
 - 2020年4月~12月(46日)
 - データ数(半径100km) 1,066,805
 - SSR実験局データセットの(2013年~2020年)の約2.7倍
- データの空間分布
 - MURの西側にも存在
 - MUR上空1~14km

2023/09/20

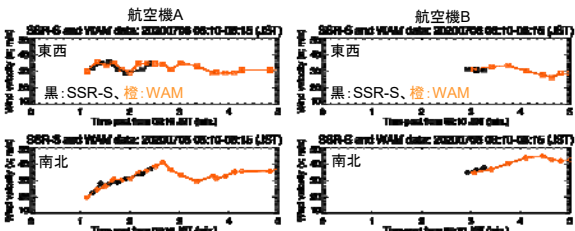
第17回MUR/EARシンポジウム

10



これまでの解析

SSRモードSとWAMの東西・南北方向の風速比較例



- 2020年7月8日の2例(航空機A、航空機B)
 - それぞれ同一航空機のデータを比較
 - SSRモードS: 必要なメッセージを同時取得
 - WAM: 必要なメッセージが揃うのに多くの場合10秒かかる

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

11

これまでの解析

DAPsによる風向・風速のMURとの比較

- DAPsデータ
 - SSRモードS: 2013年~2020年
 - WAM: 2020年4月~12月(46日)
- MURレーダー(MUR)データ
 - 対流圏・成層圏観測(標準)
- 比較手順
 - 水平方向: MURから半径100km, 20km以内のWAMデータを対象
 - 高さ方向: DAPs風情報に近接する高度2点のMURデータの内挿(MUR風観測データの近接高度2点が欠損の場合は比較せず)
 - 時刻: DAPs風情報に近接する時刻のデータ(±5分以内)と比較
 - DAPsの風速推定値が150m/sを超えたデータは異常値として排除
- 航空機高度の算出方法
 - JRA-55の等圧面高度推定値で計算

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

12

これまでの解析 MUR観測との比較のまとめ

| | | 東西方向 | | 南北方向 | |
|----------------|-------------------|-------|-------|-------|-------|
| | | Bias | Sigma | Bias | Sigma |
| SSRモードS 調布局 | 100km | 1.459 | 4.711 | 1.253 | 4.749 |
| | 20km (上昇・下降除く) | 0.916 | 3.654 | 1.009 | 3.977 |
| WAM | 100km | 1.313 | 5.179 | 0.509 | 5.129 |
| | 20km (上昇・下降除く) | 1.189 | 3.932 | 0.321 | 4.146 |

単位: m/s

- MURレーダーデータの風速を真値とした比較検証
 - WAM/DAPsの利用により、従来のSSR-S/DAPsによる解析よりもデータ数を増加(半径100kmで約2.7倍、半径20kmで約4.9倍)
- 誤差の見積
 - バイアス誤差: 東西方向で1.2m/s程度、南北方向で0.3m/s程度
 - 分散: 東西及び南北方向とも4m/s程度
- Haan (2011) は、磁方位のオフセットから生じる風速誤差について補正

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

13

R5年度の予定 風向・風速の補正方法開発に向けて

- MURレーダーの風向・風速を真値として
 - DAPsデータから風向・風速を推定する際に、航空機個体毎に磁方位のオフセット誤差を未知数として取り扱う
 - 航空機個体毎のオフセット誤差はデータベース化し、風向・風速推定の補正情報として活用
- DAPsメッセージの質問順序やタイミングの違いによる風向・風速に与える誤差評価
 - SSRモードSとWAM結果の統計的な比較検証
 - 質問順序や風向・風速推定に必要な情報の受信タイミングの違い等が風向・風速推定値に及ぼす影響を評価
 - WAMにおける風向・風速の推定に適した質問手順検討

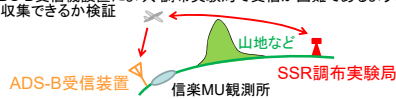
2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

14

R5年度の予定 気温、GNSS高度と組合せた気圧高度の利用

- 他の気象情報の抽出
 - DAPsデータに含まれる気温を利用
 - 幾何高度を気圧高度と組み合わせる気圧高度を得る
 - これまで未実施であった信楽MU観測所へのADS-B受信機の設定・ADS-B受信機を用いたGNSS高度の取得
 - WAMにより推定された幾何高度の利用
- SSRの覆域
 - 信楽MU観測所は調布SSR実験局の覆域端に位置
 - 上記のADS-B受信機設置により、調布実験局で受信が困難であるような応答信号も収集できるか検証



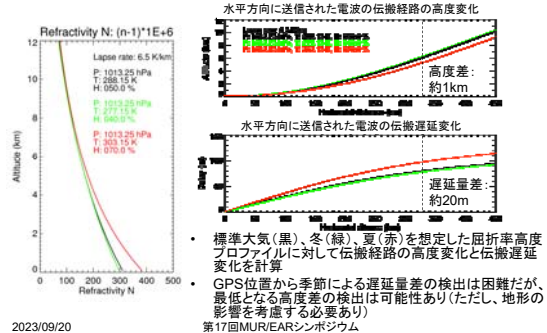
- 大気屈折率分布の季節変化による覆域変化

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

15

R5年度の予定 大気屈折率分布の季節変化による覆域変化



2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

16

まとめ

- 航空機監視装置のDAPsデータから風向・風速、温度が得られる
 - SSRモードS調布実験局データ(MURの東側、高高度)
 - WAMデータ: データの空間的偏りを解消し、データ数が飛躍的に増加
- これまでの解析
 - 同一航空機についてSSRモードS、WAMから得られた風向・風速データの比較(事例解析)
 - 傾向は一致、数m/sの乖離が見られる時刻もあった
 - メッセージ取得にかかるタイミング、時間間隔が異なる
 - MURレーダーデータの風速を真値とした検証
 - バイアス誤差: 東西方向で1.2m/s程度、南北方向で0.3m/s程度
 - 分散: 東西及び南北方向とも4m/s程度
- R5年度の予定
 - MURレーダーの風向・風速を真値として、風向・風速推定における航空機個体毎の磁方位オフセット誤差の同時推定とデータベース化
 - SSRモードSとWAM結果の統計的な比較検証: DAPsメッセージの質問順序やタイミングの違いによる風向・風速に与える誤差評価
 - 幾何学的な高度(GNSS高度、WAMによる推定高度)の利用: 観測時間、高度含む観測位置、気圧、温度、風向・風速のデータセット

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

17

謝辞

- 本研究で用いた以下のデータをご提供いただきましたことに深く感謝を申し上げます
- WAMデータは国土交通省航空局交通管制部からご提供いただきました
 - MUR観測データは京都大学生存圏研究所からご提供いただきました
 - 気象庁55年長期再解析データ(JRA-55)データセットは京都大学生存圏研究所の生存圏データベースを通して気象庁から提供されたものを使用させていただきました

参考文献

- 重富他(2013), SSRモードS監視データを用いた気象予報データの評価解析, 第51回飛行機シンポジウム 3C03, 高松市, 2013年11月
- 高橋他(2018), 磁気圏2015.0年値の作成, 国土地理院時報No.130, 2018年2月
- S. de Haan (2011), High-resolution wind and temperature observations from aircraft tracked by Mode-S air traffic control radar, J. Geophys. Res., 116, D10111, doi:10.1029/2010JD015264

2023/09/20

第17回MUR/EARシンポジウム

18

深紫外光源を用いた気温ラマンライダーの開発

矢吹 正教¹、松木 一人²、内保 裕一²、竹内 栄治²、長谷川 壽一²

¹京都大学生存圏研究所

²英弘精機株式会社

1. はじめに

気象水災害をもたらす線状降水帯などの大気現象の理解およびその予測精度の向上のためは、高い時間分解能での気温と水蒸気の定量計測が重要である。本グループでは、京都大学生存圏研究所 信楽 MU 観測所において、2014年より気温・水蒸気の昼夜連続計測が可能なラマンライダーの開発を進めてきた¹⁾。うち水蒸気計測部については、森林域での通年観測や対流圏オゾン濃度の高い都市部での観測を通じて、長期運用の実証および精度検証を行ってきた^{2,3)}。気温計測部では、純回転ラマンスペクトルのストークスとアンチストークスの両方をアレイ検出器で取得する多波長検出方式を採用している。これにより、レーザー波長精度や検出波長調整に起因する計測波長誤差に対するロバスト性が向上するため、シーダーが搭載されていないレーザーでも気温計測が可能となる。一方で、気温推定のためには回転ラマン散乱光の強度に比べて数桁以上大きい弾性散乱光の除去が大きな課題となっていた。回転ラマン散乱光に検出用に開発したダブルモノクロメータ方式の多波長検出器と計測例を紹介する。また、気温計測機能の強化の一環として進めている、気温の高精度推定や可測高度範囲の拡大に寄与することが期待される受光光学系の最適化手法について紹介する。

2. ラマンライダーおよび多波長分光検出器の概要

図1に、ラマンライダーの概要を示す。光源には波長 266 nm の Nd:YAG レーザー（パルスエネルギー：20-30 mJ，繰り返し周波数：10 Hz）を用いた。波長 266 nm を含む深紫外波長は、ライダー観測における背景光雑音の主な要因となる太陽放射の影響の少ないソーラーブラインド領域であり、昼夜連続の観測に適した波長帯である。大気からの散乱光は、口径 350 mm の望遠鏡で受光し偏光子で2成分に分岐する。そのうち、弾性散乱の少ない偏光成分を回転ラマンスペクトル計測（気温計測）に、多い偏光成分を振動ラマン散乱計測（水蒸気計測）に使用する。深紫外領域は対流圏オゾンによる影響を受けるため、対流圏オゾン補正用に酸素分子の振動ラマン信号を同時に検出する^{4,5)}。また、このオゾン補正用信号をラマン差分吸収ライダー手法に適用することで、副次的にオゾン濃度プロファイルも同時に推定できることも本ライダーの特徴である。

図2に、開発した多波長分光検出器の概要を示す。分光部は刻線密度の異なる2つの回折格子によるダブルモノクロメータで構成され、受光面にアレイ検出器を配している。また純回転ラマンスペクトル中央の強い弾性散乱光は偏光子と分光器内に設置した空間フィルターにより取り除くことで、弾性散乱光に起因した迷光の影響を 10^{-7} 以下にまで減衰させることができた。図3に本受光システムを用いて計測したライダーとゾンデの観測例を示す。高度 150 m から約 1000 m まで整合する結果が得られた。

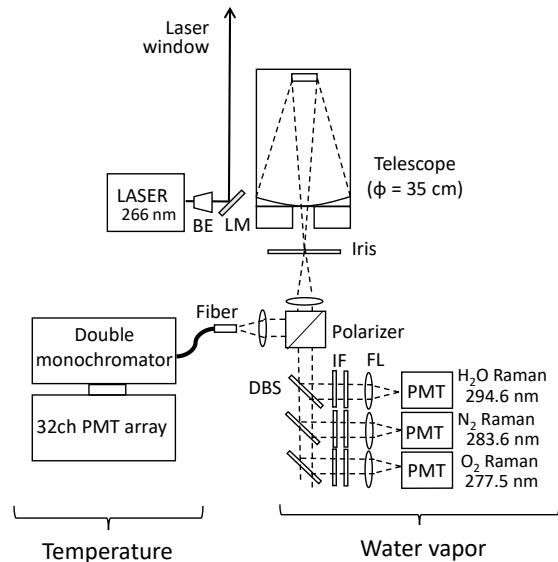


Fig.1 Schematic setup of Raman lidar. (BE: beam expander, LM: laser mirror, FL: focusing lens; ND: neutral density filter; DBS: dichroic beam splitter; IF: interference filter; PMT: photomultiplier tube).

また、気温計測機能の強化の一環として進めている、気温の高精度推定や可測高度範囲の拡大に寄与することが期待される受光光学系の最適化手法を開発している。アレイ検出器により高感度の多チャンネル光子計測を実現しているが、複数の PMT を組み合わせて多チャンネル化した場合と異なる考慮すべき課題がいくつかある。一つは、全チャンネルで同一のダイナミックレンジとなることであり、波長（チャンネル）間で強度差の大きい信号を同時に計測しながら、距離方向に減衰する信号を広範囲に取得することが難しい。また、隣接チャンネル間で約 3% のクロストークが発生することも無視できず、スペクトル形状が同じであってもその強度が異なると不感時間の補正率が異なるため、クロストーク補正後の挙動に違いが生じる。そこで、本研究では、非球面レンズを用いて敢えて歪曲収差を生じさせて、信号の強い波長領域を分散、信号の弱い波長領域を集合するような波長分解能を不等間隔にする光学系を考えた（図 4）。チャンネル間の信号強度差を小さくすれば、クロストークによる影響は相互にある程度相殺され、また PMT のダイナミックレンジを距離減衰方向に有効に活用できる利点がある。波長分解能の最適な条件は、計測対象の気温（スペクトル形状）で決まるため、現在、中緯度域での計測を想定した最適なりレー光学系の実装に取り組んでいる。

謝 辞

本稿で引用している気温ライダー地上校正装置の一部は、元京都大学生存圏研究所・藤田陽一郎氏が開発に携わりました。本研究の一部は、公益財団法人東京都中小企業振興公社「平成 30 年度 新製品・技術開発助成事業」、新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）「平成 25 年度 イノベーション実用化ベンチャー支援事業」の一環として行われた。

参考文献

- 1) 矢吹ら, 第 32 回レーザーセンシングシンポジウム (飛騨高山) (2014.9.4-5) P-16.
- 2) Yabuki, M. et al., EPJ Web of Conferences 237 (2020) 03001.
- 3) Uchiho, Y. et al., 30th International Laser Radar Conference (ILRC 30, online) (2022.6.26-7.1).
- 4) Renaut, D. et al., Opt. Lett., 5, 232 (1980).
- 5) Lazzarotto, B. et al., Appl. Optics, 40, 2985 (2001).

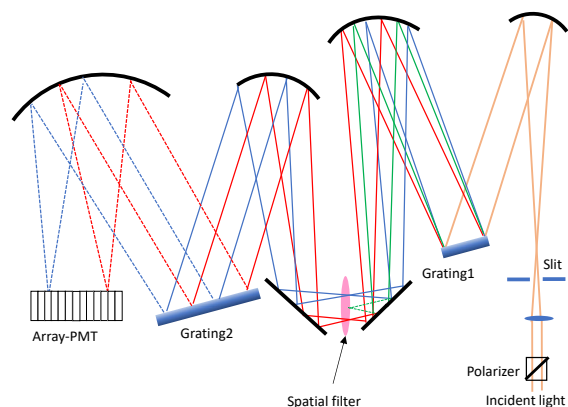


Fig. 2 optical design of the double-grating spectrometer for the rotational Raman lidar.

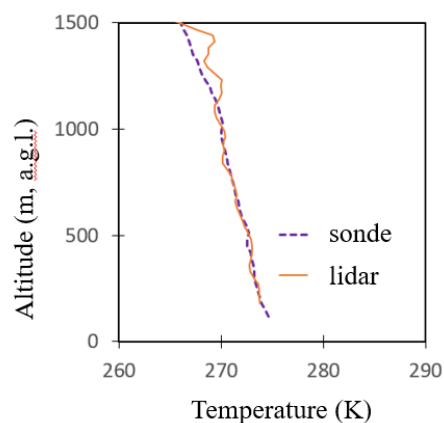


Fig. 3 Example of the temperature profiles observed by radiosonde and lidar (8:00 – 8:15JST on Dec. 5, 2019, Shigaraki).

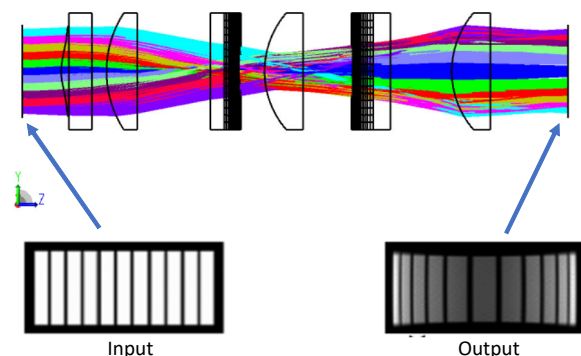


Fig. 4 Optical design of the relay lens for changing the wavelength resolution of spectrometer to unequal intervals.

赤道域対流圏・成層圏エアロゾルのライダー観測

柴田泰邦、阿保 真、長澤親生

東京都立大学

1. はじめに

我々はインドネシア・コトタバンにおいて、各種ライダー観測を行っている¹⁾。特にミーライダーによる対流圏および成層圏の雲・エアロゾル観測は2004年から長期にわたって行っているが、データ収集用PCやAD変換器、フotonカウンタなどのライダー観測装置は、基本的に更新されていない。COVID-19の影響で2020年から3年ほど渡航できない期間があったので、その間にデータ取得システムの更新作業に取り掛かった。新しいデータ取得システムは、市販のUSBオシロスコープを使い、アナログ・フotonカウントの両方のデータ取得に同時対応できるMatlabベースのソフトウェアを独自に開発した。

赤道直下にあるライダー観測所は中層雲やシーラスが発生しやすいため、成層圏エアロゾル観測において有効データの取得率はそれほど高くない。そこで、NOAAが公開している外向き長波長放射量(Outgoing Longwave Radiation; OLR)を利用して、パルス繰り返し周波数を自動制御し、レーザの寿命を延ばす取り組みを新たに検討している。本講演では、USBオシロスコープを利用した新しいデータ取得システムと、OLRデータを利用したレーザパルス繰り返し周波数の自動制御システムを紹介する。

2. 新しいライダーデータ取得システム

図1に新しいデータ取得システムの概略図と観測ソフトの画面を示す。市販の4ch USBオシロスコープ(Picoscope 5444D)を利用し、ライダー信号取得、信号処理、データ保存はMatlabで開発したオリジナルソフトによって実行される。パルストリガごとに14bit, 62.5 MS/s (サンプリング間隔16 ns、距離分解能2.4 m相当)でライダー信号を取得する。フotonカウント観測の場合、設定した閾値電圧を超える立ち上がり波形を検出してパルスカウントし、10 bin分を足し合わせて距離分解能24 mでのフoton数として保存する。アナログ観測の場合は、距離分解能24 mで移動平均されたデータが保存される。観測中は4ch分のライダー信号のグラフを表示させ、2秒ごとに更新している。

2023年2月27日から成層圏観測を再開した。図2に2022年2月3日にNASA Calipsoで観測された波長532nmの後方散乱係数分

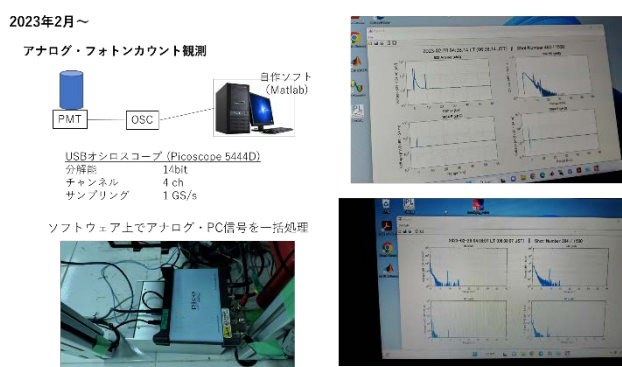


図1 2023年3月に更新したライダーデータ取得システム

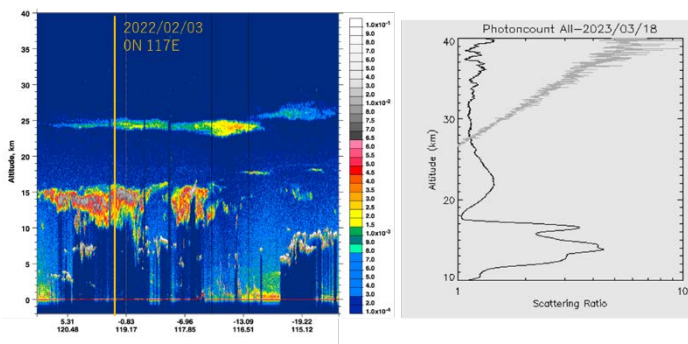


図2 左: Calipsoの後方散乱係数プロファイル(2022/2/3)、右: Kototabangでの散乱比(2023/2/27~3/18)

布と、2023年2月27日から3月18日までに成層圏ライダー観測で得られた散乱比の平均プロファイルを示す。Calipso データで高度 25 km 付近に見えるエアロゾル層は、同年 1 月 15 日に噴火したトンガ・フンガ火山 (20.5S, 175.4W) の噴煙である。ライダーの散乱比でも高度 22 km 付近をピークにエアロゾルが観測されており、噴火から約 1 年経過しても Kototabang 上空でトンガ・フンガ火山由来のエアロゾルが存在していると推察される。

3. レーザトリガ周波数の自動制御

Kototabang はシーラスや中層雲が発生しやすく、また、スコールが多いため、成層圏エアロゾル観測において有効なデータの取得率はそれほど高くない。現在のライダー観測は 5 Hz のパルス繰り返しで行っているが、出来るだけ無駄打ちを避けたい。そこで、NOAA が公開している外向き長波長放射量 (Outgoing Longwave Radiation; OLR)²⁾ を利用して、パルス繰り返し周波数を自動制御し、SN 向上とレーザの寿命を延ばす取り組みを新たに検討している。図 3 に 2023 年 2 月 25 日から約 4 か月間の 5S~5N, 100E での OLR Anomaly の過去 3 日分平均値とライダー観測日 (○と×) の関係を示す。○は高度 30 km での誤差が 10% 以内、×は誤差が 10% 以上あった日を示す (印のない日は、観測中断)。この図から、OLR Anomaly がプラスの期間は概ね高度 30 km まで高い SN でライダー観測ができていることが分かる。このことから毎日 1 回 OLR データを NOAA のデータベースから取得し、OLR Anomaly > 20 であればパルス繰り返しを 10 Hz、OLR Anomaly > 0 で 5 Hz、OLR Anomaly < 0 で 1 Hz (煙霧観測用に) とする案を検討している。さらに、現地に雨センサーを設置し、雨が降ればパルス繰り返しを 0 Hz (レーザ発振停止) にすることも併せて検討している。開発環境はインターネット回線の利用、レーザトリガ信号出力、雨センサー信号入力 of 各機能を備えた Raspberry Pi 4 をベースに試作中である。

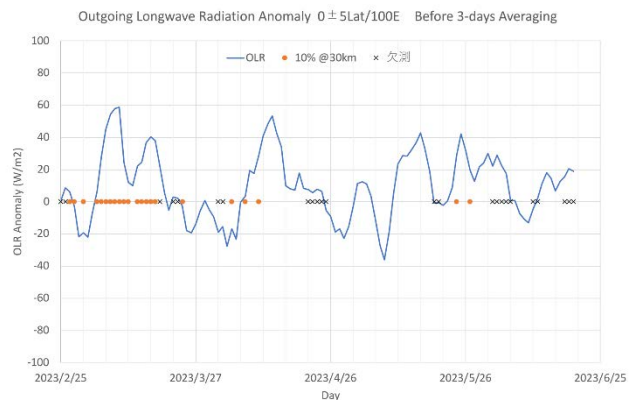


図 3 5S~5N, 100E での OLR Anomaly の過去 3 日分平均値とライダー観測日 (○と×) の関係

4. まとめ

従来のデータ取得システムは古くなり、COVID-19 の影響で更新が遅れていたが、2023 年 2 月の渡航時に、USB オシロスコープを利用したアナログ・フォトンカウント兼用の新システムに更新した。2022 年 1 月 15 日に噴火したトンガ・フンガ火山由来と思われる成層圏エアロゾルが、2023 年 3 月のライダー観測において高度 22 km 付近で観測されている。また、成層圏エアロゾル観測において OLR を利用してパルス繰り返し周波数を制御する手法を考案した。分厚いシーラスが出現したときや雨天時での無駄打ちを避けつつ、データの取得率の向上と SN の改善が期待される。

- 1) M. Abo, Y. Shibata, C. Nagasawa, EPJ Web of Conferences. Vol. 176. EDP Sciences, 2018.
- 2) アメリカ海洋大気庁, 外向き長波放射量 (<https://psl.noaa.gov/map/clim/olr.shtml>)

MUレーダーによる効率的な スペースデブリの観測手法

SWxC・理学研究所附属天文台

森本 太郎

本発表ではスペースデブリを「デブリ」と記述します

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

Agenda

観測の狙いと、観測概要についてご紹介する

1. SWxCのご紹介
2. 観測と研究の目的
3. MUレーダーを用いた観測方法
4. 観測データ紹介
5. まとめ・今後の研究の方向

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

SWxC (Space Weather Company) のご紹介

宇宙環境予測ニーズは宇宙活動の機会とともに増え、宇宙開発の進展とともに高度化・多様化・複雑化する

- ◆ **人間の宇宙活動が増増 ⇒ 宇宙環境予測ニーズが高まる**
 - 宇宙天気イベントによる衛星不具合は立証済
※ 過去の衛星のうち約9%の衛星に不具合が発生し、その10%は**放射線・フレア・太陽嵐などが原因で検出**
 - 今後10年で6,000機以上の人工衛星(大半はLEO)を打ち上げ予定(**衛星運用の効率化/高度化が必要**)
 - マジョリティを占めるLEOは、宇宙天気イベントに対して脆弱(**大量損失/寿命短縮リスクを軽減**)
 - **宇宙空間有人活動**(宇宙旅行・深宇宙活動)において、**放射線防護技術は必須**
- ◆ **今後、宇宙開発が進むにつれて、予測ニーズが高度化/多様化**
 - **衛星の自律運用確保**
 - **資金機密分野における高信頼度な衛星軌道維持技術**
 - 航空、Power Grid、ドローン、Fintechなど、**リアルタイム**な通信ニーズが拡大
- ◆ **宇宙環境予測技術は、今後さらに進歩**
 - **衛星宇宙**などの新たな手法で、より大規模なビッグデータ解析が可能
 - 太陽惑星間空間**データの質と量の向上**(観測衛星数の増加と、ミッション機器の測定精度の向上)
 - 米国・中国・欧州・日本の**宇宙天気の研究が活性化**(研究者数の増加/研究論文/研究会の増加)
 - 「宇宙天気予報」を踏う**スタートアップが活動開始(決壊/検出)**

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

SWxC (Space Weather Company) のご紹介

高まる宇宙環境予測ニーズを捉え、必要な技術の開発と、京大・日本の知財の利活用を推進したい

宇宙天気予報
放射線予報
軌道予報
フレア予報

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

Agenda

1. SWxCのご紹介
2. 観測と研究の目的
3. MUレーダーを用いた観測方法
4. 観測データ紹介
5. まとめ・今後の研究の方向

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

研究の動機

デブリ急増時代に向けて宇宙環境予測と人工衛星・デブリの軌道予測には質の高いデータを大量に用意する必要がある。

トレードオフ=軌道データの信頼性と正確性

- 信頼性: できるだけ多くの人工衛星・デブリを短期間で観測する
- 正確性: 導出される軌道の正確性

デブリの表面積の増加(1960~2020)

デブリの分裂イベント数の推移(把握されている)範囲

https://www.esa.int/Space_Safety/Space_Debris/The_current_state_of_space_debris

Copyright © 2019 Space Weather company(SWxC) Inc. All Rights Reserved. SWxC, its logo, and the Data and Test logo are trademarks of SWxC.

近年のスペースデブリ観測を取り巻く環境

公的データソースに加えて、民間の参入により軌道データの取得・解析・モニタリング・販売等の分野に注目が集まっている

公的データソース

国や研究機関が観測し、公開しているデータソース。米国DoDが運用するCSPOC(Combined Space Operations Center)が提供するTLE(Two Line Element)情報が代表。
国内では、JAXAのレーダーと可視光を用いた観測網(追跡ネットワーク技術センター)を運用している。

TLEによる軌道描画 (CeresTrak)

JAXA追跡ネットワーク

民間データソース

地上・宇宙空間から人工衛星・デブリの軌道を観測しデータを提供する。LeoLabs社が代表的。
それ以外にも、軌道のデータを集約して、衛星運用事業者等に販売する企業(Privateer社など)も近年数社設立されている。

LEOLABS社のPhased Arrayアンテナレーダー観測

Privateer Space社Webページ

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.

MUレーダーを用いたデブリ軌道推定の代表的観測研究

単一のデブリの軌道決定の正確性を高めるMUレーダーによる観測研究は過去に何度か実践されている

MUレーダーによるスペースデブリ軌道特定手法の高精度化に関する研究

鳥居氏 修士論文 (2019)

複数のビームを用いてデブリを観測し、Herrick-Gibbs法による軌道の初期推定と、Gauss-Newton法による収束計算することで、デブリの軌道決定精度を向上する手法について論じている。

デブリ (NORAD ID 25400) の観測による軌道決定

Shape & Orbit Estimation Techniques for Space Debris Observation Using MU Radar

Kieda et al. (2017)

複数ビームを用いた軌道推定に加え、観測データからドップラント量を算出することで、デブリの形状・回転速度の推定した。

SPWD法を用いたデブリ(OAQ-3)の回転・大きさ(左)と、複数Beamを用いた軌道推定手法

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.

Agenda

1. SWxCのご紹介
2. 観測と研究の目的
3. MUレーダーを用いた観測方法
4. 観測データ紹介
5. まとめ・今後の研究の方向

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.

観測パラメータ

網羅性と正確性のトレードオフを調査するため、HPBW(Half Power Bandwidth)を変えた2つの観測パラメータセットを用いて観測を行った。

| 観測パラメータ(観測日で異なるパラメータは赤字) | 2023-05-22観測 | 2023-05-26観測 |
|--------------------------|----------------------|----------------------|
| レンジ分解能 | 4800 [m] | 4800 [m] |
| データ数 | 1 | 1 |
| パルス幅 | 32 [usec] | 32 [usec] |
| Rmin | 700.05 [km] | 700.05 [km] |
| IPP | 8320 [usec] | 8320 [usec] |
| パルス符号列 | 13 Bit Barker | 13 Bit Barker |
| HPBW | 3.6 [deg] | 6.0 [deg] |
| ビーム方向 | 50 本 | 37 本 |
| ビーム時間分解能 | 416 [msec] | 308 [msec] |
| 観測開始時間 | 12:49:20 JST (約330秒) | 12:51:08 JST (約270秒) |

5/22観測 (左) と5/26観測 (右) のビーム方向

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.

観測対象

デブリ (NORAD ID:25400) を中心に複数のデブリを観測

- 観測可能な時間帯にできるだけ多くのRSOを観測できる時刻を選択
- 軌道推定精度の比較のため、2観測日で同一デブリを観測

5/22に4 RSO、5/26に1 RSOが観測された

| 2023-05-22 観測対象RSO | | | 2023-05-22 観測対象RSO | | |
|--------------------|-------------|------|--------------------|-------------|------|
| NORAD ID | Type | Size | NORAD ID | Type | Size |
| 04638 | Debris | M | 04759 | Debris | S |
| 04919 | Debris | S | 12715 | Debris | M |
| 16408 | Payload | L | 25400 | Rocket Body | L |
| 24907 | Payload | L | 30327 | Debris | S |
| 25400 | Rocket Body | L | 32177 | Debris | S |
| 26932 | Payload | M | 32431 | Debris | S |
| 30724 | Debris | S | 42994 | Rocket Body | L |
| 34431 | Debris | S | 52665 | Payload | L |
| 42115 | Debris | S | 54253 | Unknown | M |
| 42218 | Debris | S | | | |
| 42503 | Debris | S | | | |
| 42803 | Payload | L | | | |
| 42845 | Payload | L | | | |
| 47008 | Debris | S | | | |
| 48578 | Payload | L | | | |
| 48728 | Debris | S | | | |
| 54042 | Payload | L | | | |
| 54043 | Payload | L | | | |

Sizeは、NORAD TLEIに記載されているサイズ分類。

- 赤字は、MUレーダー観測で番号が得られたRSO
- 灰色は、高度が観測Range外

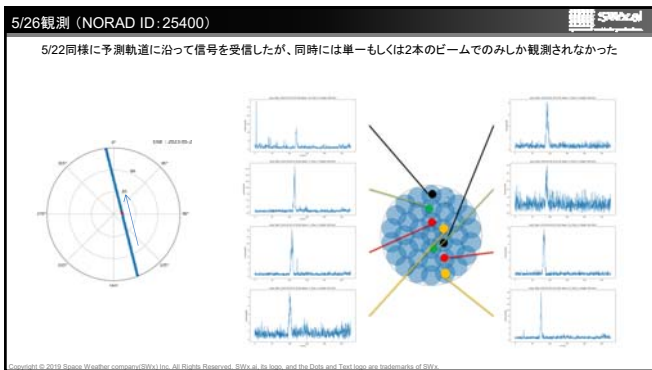
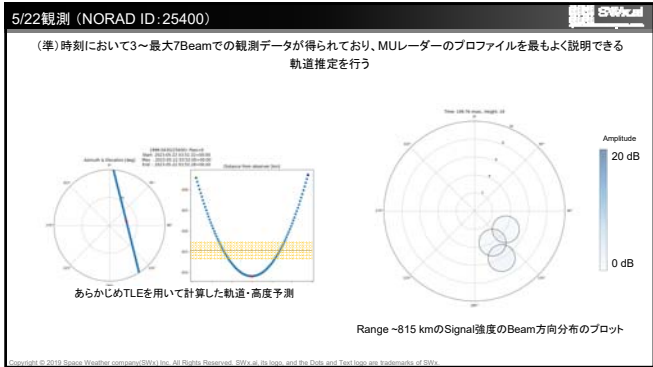
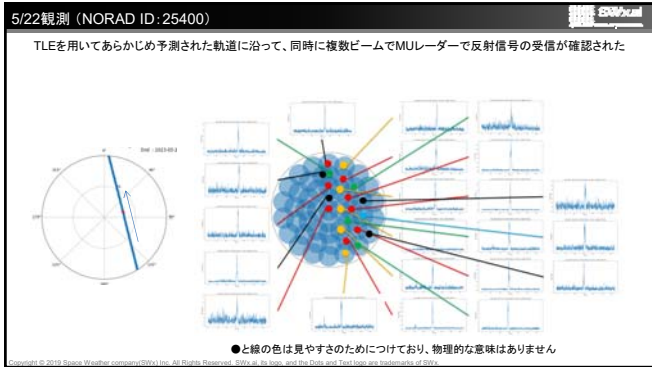
RSO=Residual Space Object

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.

Agenda

1. SWxCのご紹介
2. 観測と研究の目的
3. MUレーダーを用いた観測方法
4. 観測データ紹介
5. まとめ・今後の研究の方向

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Data and Tool logo are trademarks of SWX.



- Agenda
1. SWxCのご紹介
 2. 観測と研究の目的
 3. MULレーダーを用いた観測方法
 4. 観測データ紹介
 5. まとめ・今後の研究の方向
- Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Logo and Test logo are trademarks of SWX.

まとめ・今後の研究

網羅性・正確性を高める1st Party Dataが重要であり、将来的にレーダーの開発も視野に研究を進めたい。
レーダーのハードウェア・制御ソフトにご知見のある方に、今後アドバイス・ご協力をいただけるとありがたいです。

■まとめ

- ✓ 網羅性と正確性を両立する観測手法を見出すため、MULレーダーを用いて、ビームHPBWを変え、多数Beam観測を行った。
- ✓ その結果、軌道推定に必要なデータが得られた

■今後の研究

過去の研究に習い、今回の観測データを用いた軌道推定を行い、

- HPBWの違い
- 軌道推定に使用するBeam数の違い

による、軌道決定精度への影響を求める予定である。

■お問い合わせ先

現研究を継続し、デブリの発見・追跡に適したレーダー観測システム・観測方法について研究を重ねたいと考えている。
我々の活動や、レーダーのハードウェア・制御ソフトウェアにご知見のある方は、ぜひご連絡ください。

連絡先: taro.morimoto@kwasan.kyoto-u.ac.jp

Copyright © 2019 Space Weather company(SWX) Inc. All Rights Reserved. SWX is its logo, and the Logo and Test logo are trademarks of SWX.

1.3GHz 帯大気レーダーを用いた アダプティブクラッター抑圧の開発

木村 侑希大・西村耕司・橋口浩之（京都大学 生存圏研究所）

1 研究背景・目的

大気レーダー観測において、風や乱流などを観測するための大気エコー以外に、山や飛行機から反射したクラッターエコーも同時に受信される。このクラッターエコーは大気エコーよりも強大であるため、しばしば観測の障害となる。この問題の解決策として、本研究では 1.3GHz 帯大気レーダー LQ-7 の周辺に受信専用外付けアンテナを設置して、アダプティブクラッター抑圧を行うことを目的とする。

2 研究内容

2.1 LQ-7 とその観測系



図 1: 1.3GHz 帯ウインドプロファイラ LQ-7



図 2: ソフトウェア無線機 USRP X300

1.3GHz 帯大気レーダー LQ-7(図 1)[1] は、滋賀県甲賀市信楽町にある信楽 MU 観測所に設置されているウインドプロファイラレーダーであり、主に地表から約 5km までの下部対流圏における大気乱流を観測する。アンテナはルネバルグレンズアンテナ 7 個を用いたアクティブフェーズドアレイアンテナであり、送信信号は局部発振周波数 1.2275GHz と中間周波数信号 130MHz が混合されている。また、ビーム方向は天頂と東西南北の 5 方向である。

LQ-7 は単一の受信チャンネルしか持たないが、ソフトウェア無線機 USRP X300(図 2) を用いたデジタル受信機開発により、多チャンネル受信が可能である [2]。本研究では、LQ-7 からの受信信号と外付けアンテナからの受信信号の両方をソフトウェア無線機を通して取得している。

2.2 DCMP 法によるクラッター抑圧

DCMP(Directionally Constrained Minimization of Power) 法は所望波到来方向を既知という前提で、その到来方向の電力を一定に保つという方向拘束条件のもとで、出力電力を最小化する方法である。これにより、拘束条件で保たれた所望波成分はそのまま、出力電力最小化によりその他の妨害波が抑圧される。本研究の場合、各アンテナ素子の信号を合成する際に適切なウェイトをかけることで抑圧を実現できる。ここで、N 本で構成さ

れるアレーアンテナがある場合, 受信信号 y は,

$$y = \omega_1^* x_1 + \omega_2^* x_2 + \cdots + \omega_N^* x_N = W^H X \quad (1)$$

$$W^T = (w_1, w_2, \cdots, w_N), \quad (2)$$

$$X^T = (x_1, x_2, \cdots, x_N) \quad (3)$$

で与えられる. ただし, W, X はそれぞれ複素ウェイトベクトル, 複素入力ベクトルであり, $*, H, T$ はそれぞれ複素共役, 複素共役転置作用素, 転置作用素である. 出力電力 P_{out} は,

$$P_{out} = \frac{1}{2} W^H R_{xx} W \quad (4)$$

と表される. ただし, R_{xx} は X の共分散行列である. 所望波方向のステアリングベクトルを C とすると, 方向拘束条件は

$$C^H W = N \quad (5)$$

である. 今回は外付けアンテナの所望方向の感度が無いため, LQ-7 のみを 1 として $C = (1, 0, 0, 0)$ とする. この条件の下で P_{out} を最小にする W が DCMP 法の解である. 解 W_c は Lagrange の未定乗数法を用いて以下の式で表される.

$$W_c = \frac{R_{xx}^{-1} C}{C^H R_{xx}^{-1} C} N \quad (6)$$

3 実験結果

3.1 観測と信号処理

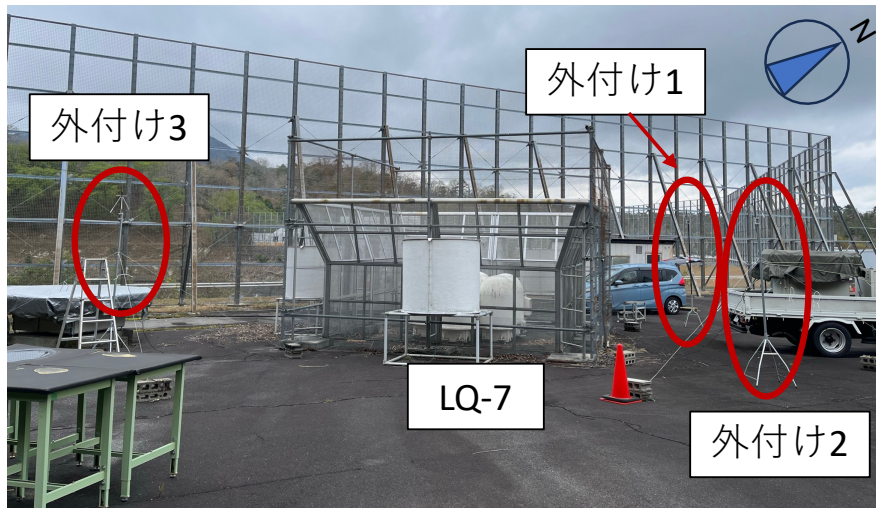


図 3: 1.3GHz 帯大気レーダー LQ-7 と外付けアンテナの配置

LQ-7 の周りに 3 本の外付けアンテナを配置した (図 3). 外付けアンテナは鉛直方向に感度が無く, 水平方向に無指向性なため, クラッター成分のみを受信する. LQ-7 と外付けアンテナ 3 本から成る合計 4 チャンネルを使用する.

観測の条件を以下に記す. 送信波はサブパルス幅 $1\mu s$ の 16bit Spano 符号, IPP は $100\mu s$, コヒーレント積分 64 回であり, 8192 回のパルス送信ごとにビーム方向が順に切り替わる. 各アンテナから受信した信号はサンプリングしたのちパルス復号を行い, 64 回ずつコヒーレント積分する. その後, FFT でドップラースペクトルを求め, 14 回ずつインコヒーレント積分を行う. その際, DCMP 処理はコヒーレント積分後に行われる.

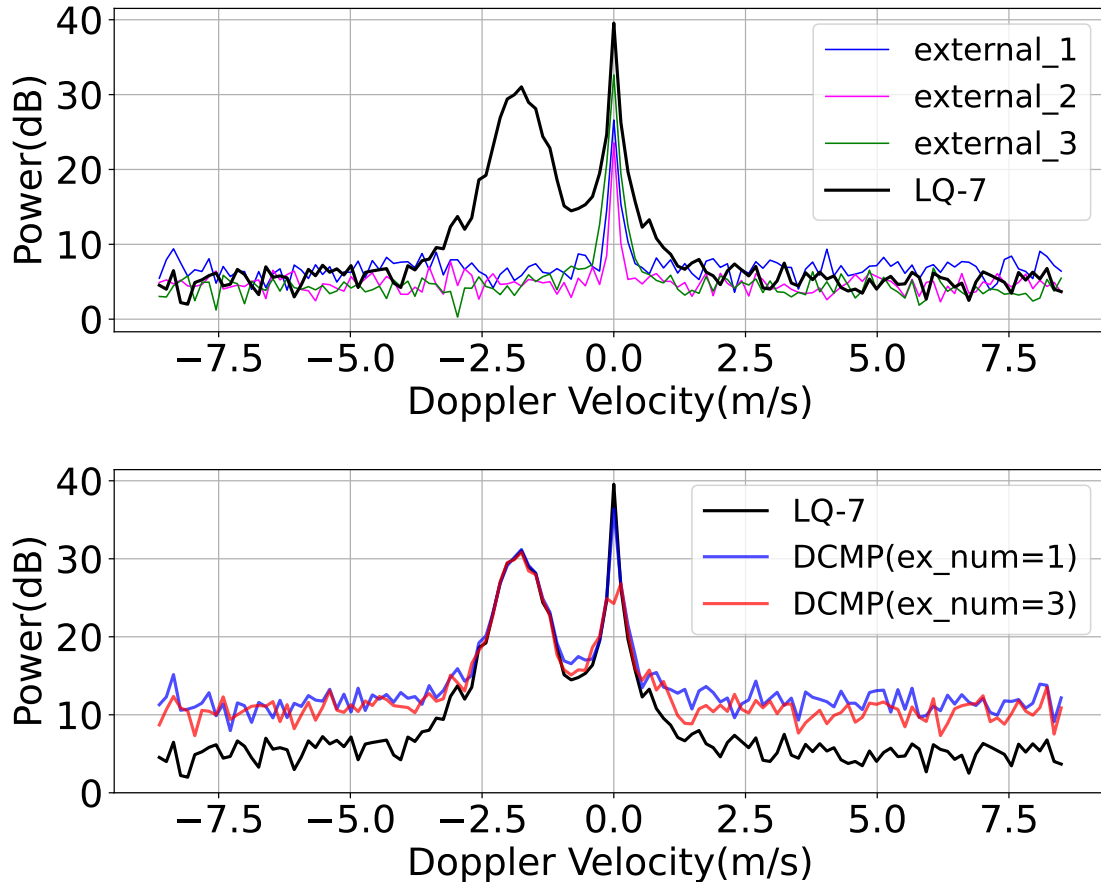


図 4: 2023 年 4 月 19 日 13 時 45 分, 高度 2.4km で各アンテナから得られたドップラースペクトル (上) と, 外付けアンテナ 1 本と 3 本の場合の DCMP 法の適用結果 (下)

3.2 クラッター抑圧の結果

各アンテナからの受信信号のノイズレベルを揃えたドップラースペクトルと DCMP 法の適用結果を図 4 に示す。LQ-7 でドップラー速度 -2.0m/s 付近で大気エコーが観測されている。ドップラー速度 0m/s の強いエコーがクラッターエコーである。外付けアンテナはいずれもドップラー速度が 0m/s にのみエコーがあることからクラッター成分のみを受信している。

DCMP 法を適用した場合のエコーについて、大気エコーの形状は大きく変化せずに保たれており、外付けアンテナが 1 本の場合はクラッターがほとんど抑圧されていないが、外付けアンテナを 3 本にすることでよりクラッターを抑圧できている。しかし、全体のノイズレベルが高くなり、クラッター抑圧も十分ではないためさらなる改善が必要である。今回は DCMP 法において時系列のサンプル数 128 点ごとに DCMP 法を適用しているが、MU レーダーを用いた先行研究では抑圧過多によりクラッターエコーはノイズレベル以下まで抑圧される [3]。

クラッター抑圧が不十分な原因として、LQ-7 のクラッター対ノイズ比 C/N が外付けアンテナの C/N より大きいことが挙げられる。図 4 では、LQ-7 と外付けアンテナで C/N が 10~15dB の差があり、これにより抑圧が不十分になっていると考えられる。

4 クラッターフェンスの考察

前節までの結果から、クラッター抑圧度を向上させる手法の一つとして、LQ-7 のクラッターエコーの C/N を下げる事が挙げられる。LQ-7 はレーダー周辺にクラッターフェンスを設置しており、周辺地形などから到来するクラッターエコーを遮断する役割を持つ。図 4 のように、LQ-7 の場合は 2013 年 5 月頃にクラッターフェンスが設置されており、また 2014 年秋頃に追加でクラッターフェンスが増設された。最初に設置されたフェンス



図 5: LQ-7 に設置されているクラッターフェンス

にテーパーがつけられているのに比べて、増設されたクラッターフェンスは地面に垂直に設置されており、フェンスの一番上には金属製のパイプがあるため、回折によりクラッターエコーに悪影響を及ぼしている可能性があった。そこで、増設クラッターフェンスの上部を撤去して観測されたクラッターエコーの変化を調べた。

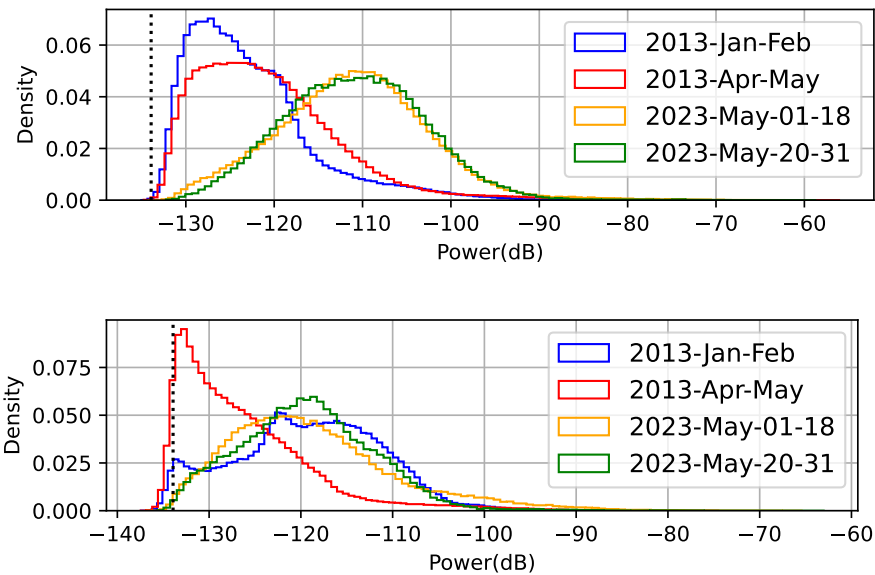


図 6: 高度 0.6km から 1.0km(上) と高度 2.0km から 2.4km(下) で、LQ-7 による天頂方向の DC 成分 (クラッター成分) の観測結果のヒストグラム。黒色の破線はノイズレベルであり、それぞれの期間は、2013 年 1 月から 2 月はクラッターフェンスなし、2013 年 4 月から 5 月はクラッターフェンス設置後、2023 年 5 月 1 日から 5 月 18 日は増設分のクラッターフェンスあり、2023 年 5 月 20 日から 5 月 31 日は増設分のクラッターフェンスの上部撤去後の観測データである。

LQ-7 の観測データを用いて、クラッターフェンスの状態が変化した前後の期間で信号の DC 成分を比較したヒストグラムを図 6 に示す。強いクラッターエコーが観測されていない高度 0.6km から 1.0km(図 6(上)) では、増設分のフェンス撤去前後の 2023 年 5 月 1 日から 18 日と 2023 年 5 月 20 日から 31 日でほぼ変化していないことがわかる。強度の弱いクラッターの場合は増設分のクラッターフェンスによる影響は少ない。また、クラッターフェンスを設置していない 2013 年 1 月から 2 月に比べて設置後の 2013 年 4 月から 5 月の方がクラッターは増加傾向である。これは弱いクラッターエコーの場合はフェンス設置による効果が得られずに、むしろクラッターエコーを受信している。

強いクラッターエコーが観測される高度 2.0km から 2.4km(図 6(下)) では、増設分のフェンス撤去前後の 2023

年5月1日から18日と2023年5月20日から31日でクラッターエコーが増加している。本研究では高度2kmから3km付近のクラッター抑圧を目的としていることから、増設分のフェンス撤去によりC/Nはやや悪化した結果になっている。また、2013年1月から2月と2013年4月から5月を比較すると、強いクラッターエコーの場合はクラッターフェンスの設置によりクラッターを十分遮断できていることが確認できる。

増設分のクラッターフェンス撤去によりクラッターエコーのC/Nが抑えられることを期待したが、今回の結果ではわずかに悪化傾向になった。今後はさらにクラッターの解析を進める予定である。

5 まとめと今後の計画

LQ-7の周辺に受信専用アンテナを設置し、クラッター抑圧できたが、まだ抑圧度は十分ではない。アンテナを増やすことでDCMP法を解く際の自由度が増すため、よりクラッターが抑圧されると考えられる。しかしながら、LQ-7のC/Nが外付けアンテナのC/Nより大きいと、抑圧度を向上させる上で問題になっている可能性がある。今後、アンテナをさらに追加してクラッターエコーの抑圧度向上を図る。アンテナ設置に関して受信機のチャンネル数に限りがあるため、1つの受信チャンネルにローカル周波数をずらした複数のアンテナ信号を合成させ、デジタル信号処理で分離することで等価的に多チャンネル受信を行う予定である。

また、クラッターフェンスの増設分を一部撤去してクラッターエコーの変化を確認したが、撤去前後の比較ではやや悪化傾向という結果になった。今後はより長期間の観測結果を用いた比較をして、クラッターフェンス撤去による変化を解析する予定である。最終的な目標として、実時間でクラッター抑圧処理が行えるようなシステム開発を目指す。

References

- [1] 今井克之, 中川貴央, 橋口浩之: 電波レンズ搭載型対流圏ウィンドプロファイラレーダー (WPR LQ-7) の開発, SEI テクニカルレビュー 64 (2007)
- [2] 脇阪洋平: ソフトウェア無線技術を用いたウィンドプロファイラ用デジタル受信機の開発, 京都大学大学院情報学研究科通信情報システム専攻修士論文 (2011).
- [3] 万城 孝弘: MU レーダー実時間アダプティブクラッター抑圧システムの開発, 京都大学大学院情報学研究科通信情報システム専攻修士論文 (2016).



Estimating the Cross-Radial Wind Velocity based on the Spectral Observation Theory for Atmospheric Radar

Erlu Chuai¹, Koji Nishimura¹, Hiroyuki Hashiguchi¹

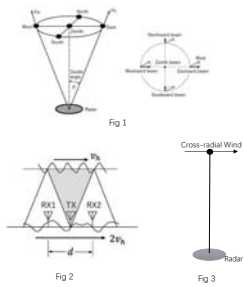
¹Kyoto University, Kyoto, Japan

2023/09/20

Outline

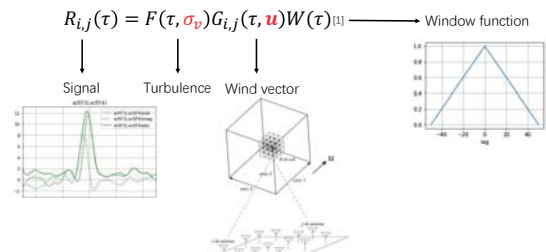
- Background
- Investigation of Spectral Observation Theory(SOT) and Radar Inversion
- Comparison between Radar Inversion and FCA (Full Correlation Analysis)
- Improvement of FCA
- Summary

Background



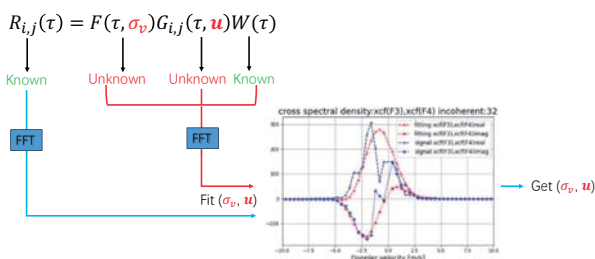
1. Conventional wind measurement is DBS(Doppler Beam Swinging), which estimates wind velocity by the geometric relationship between wind velocity and doppler velocity.
2. We plan to realize a high-resolution 3D wind field measurement for small spatial scale dynamics of the atmosphere without beam scanning.
3. SA(Space Antenna) method could reach that goal but with unknown basis.
4. Now we develop a new method to measure cross-radial velocity based on Spectral Observation Theory, which is called Radar Inversion.

Spectral Observation Theory



[1] Nishimura, Koji, et al. "Spectral observation theory and beam deconvolution algorithm for atmospheric radar." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 58.10 (2020): 6767-6775.

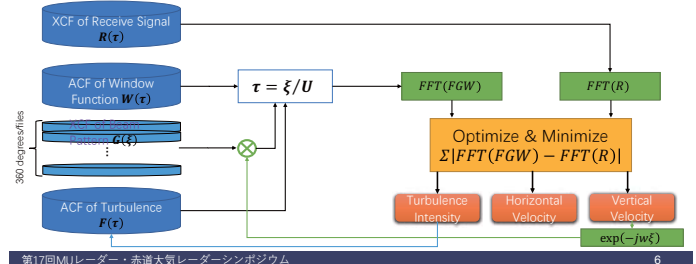
Spectral Observation Theory



Radar Inversion

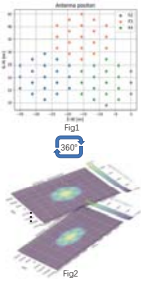
Algorithm Flowchart

Radar observation equation: $R(\tau) = F(\tau)G(\tau)W(\tau)$



Radar Inversion

Here we take 3 subarrays' Radar Inversion as an example.



1. Generate receive signal: $R(t, F_2, F_3, F_4)$
2. Generate 3 subarrays beam pattern G (360 files)
3. Calculate XCF of signal and beam pattern $F_2 \& F_3, F_2 \& F_4, F_3 \& F_4$
4. Calculate FFT of those parts
5. Use optimization library function (Python, leastsq) to calculate an optimized result.

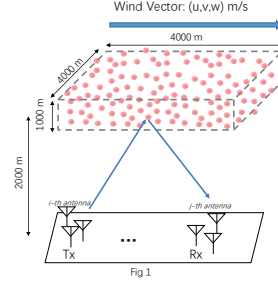
$$\min[\sum RMSE(F_2 \& F_3) + RMSE(F_2 \& F_4) + RMSE(F_3 \& F_4)]$$

Optimized Result : (u,v,w) and turbulence σ

$$\begin{cases} R_{F_2, F_3}(t) = F(t, \sigma_s) G_{F_2, F_3}(\frac{\xi}{|W|}) W(t) \\ R_{F_2, F_4}(t) = F(t, \sigma_s) G_{F_2, F_4}(\frac{\xi}{|W|}) W(t) \\ R_{F_3, F_4}(t) = F(t, \sigma_s) G_{F_3, F_4}(\frac{\xi}{|W|}) W(t) \end{cases}$$

Numerical Simulations of Radar Inversion

We produce numerical simulations to develop Radar Inversion and verify it.

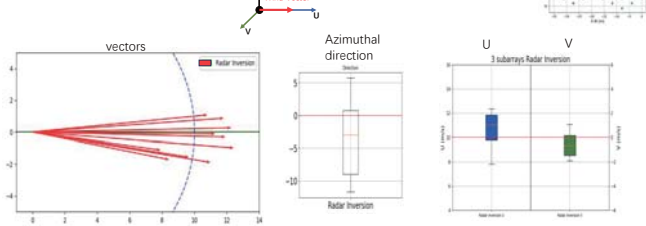


| Items | Settings |
|--------------------|-----------------------------------|
| x-axis range (E-W) | -2000 < x < 2000 (m) |
| y-axis range (S-N) | -2000 < y < 2000 (m) |
| z-axis range | 1500 < z < 2500 (m) |
| Wind velocity | $\vec{v} = (u, v, w) \text{ m/s}$ |
| Wind variance | $\sigma = 0.5 \text{ m/s}$ |
| Tx, Rx | i, j arrays |
| Scatter number | 10^8 |

Radar Inversion with 3 subarrays

Simulation of RI with 3 subarrays

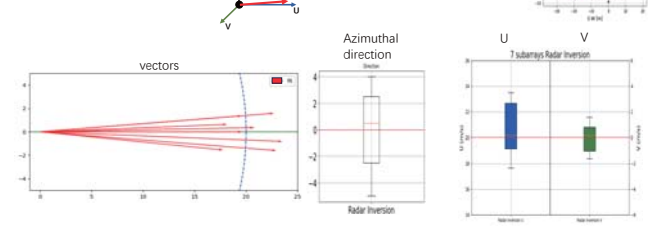
Set (u,v,w) = (10,0,0) m/s



Radar Inversion with 7 subarrays

Simulation of RI with 7 subarrays

Set (u,v,w) = (20,0,1) m/s

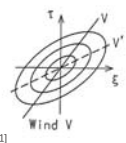
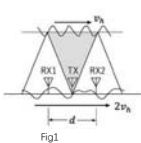


Spaced Antenna as conventional method

FCA algorithm (FCA1)

Correlation function of radar echo could be expressed as the ellipsoid equation.

Wind velocity could be calculated by the speed of the ground diffraction pattern.



$$\rho(\xi, \eta, \tau) = \rho(a\xi^2 + b\eta^2 + \tau^2 + 2f\xi\tau + 2g\eta\tau + 2h\xi\eta)$$

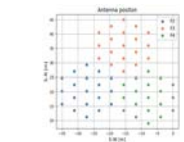
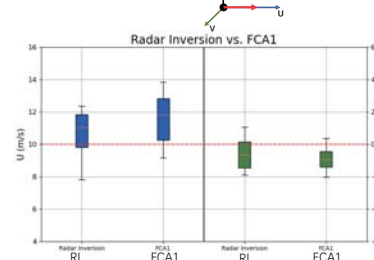
$$\begin{cases} \tau_{12}^2 = -f\xi_{12} - g\eta_{12}, \\ \tau_{23}^2 = -f\xi_{23} - g\eta_{23}, \\ \tau_{31}^2 = -f\xi_{31} - g\eta_{31}, \\ \tau_{12}^2 = a\xi_{12}^2 + b\eta_{12}^2 + 2h\xi_{12}\eta_{12}, \\ \tau_{23}^2 = a\xi_{23}^2 + b\eta_{23}^2 + 2h\xi_{23}\eta_{23}, \\ \tau_{31}^2 = a\xi_{31}^2 + b\eta_{31}^2 + 2h\xi_{31}\eta_{31}, \\ v_x = (hg - hf)/(ab - h^2), \\ v_y = (hf - ag)/(ab - h^2). \end{cases}$$

[1] Briggs, B. H. "The analysis of spaced sensor records by correlation techniques." Handbook for MAP, Vol. 13, 166-186. SCOSTEP Secretariat, Dept. Elec. Eng., Univ. Illinois 61801

Compare RI & FCA1

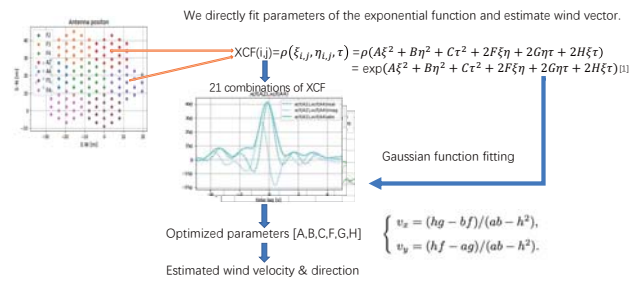
Simulation of RI and FCA1 with 3 subarrays

Set (u,v,w) = (10,0,0) m/s



Radar Inversion is closer to the truth.
Radar Inversion > FCA1

Improved FCA algorithm (FCA2)

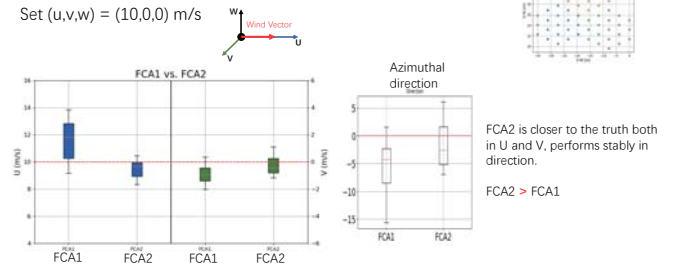


[1] Briggs, B. H., and R. A. Vincent. "Spaced-antenna analysis in the frequency domain." *Radio Science* 27.02 (1992): 117-129.

FCA Results

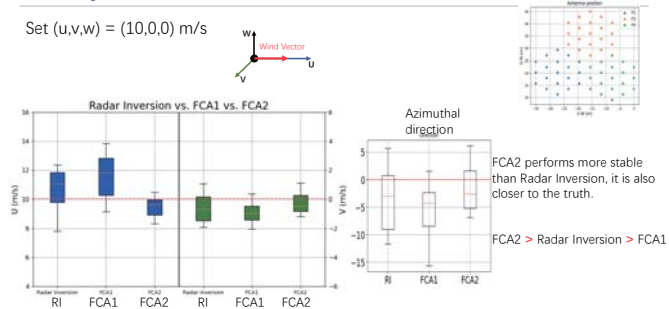
Compare between two FCA methods

Set (u,v,w) = (10,0,0) m/s




Compare FCA & Radar Inversion

Set (u,v,w) = (10,0,0) m/s



Summary

- ❑ Radar Inversion enables to accurately estimate wind vector based on SOT with multiple subarrays.
- ❑ We developed FCA2, which shows the better performance than the conventional FCA (FCA1).
- ❑ Quantitative comparison shows RI performs better than FCA1 but not than FCA2.
- ❑ We will focus on theoretical consideration of the reasons, and try to figure out what the optimal RI algorithm is.


 Joint Usage / Research Center
 Kyoto University
 Research Institute for Sustainable Humankind

On the turbulent layer depth dependence of TKE dissipation rate from LQ7-WPR and Lidar data analysis.

Hubert LUCE, Masanori YABUKI, Hiroyuki HASHIGUCHI
 Reserach Institute for Sustainable Humankind (RISH), Kyoto University, Japan

Acknowledgment: The Doppler lidar data were provided by EKO Instrument Co. LTD

1

Outlines

Luce et al. (EPS, 2018) established an empirical model of TKE dissipation rate ϵ :

$\epsilon_{Lout} = \sigma_t^2 / L_{out}$ with $\langle L_{out} \rangle \sim 70 \text{ m}$ (A)

from comparisons between MU radar and UAV (in-situ) data (*Kantha et al., EPS, 2017*)

(1) We tested the relevance of (A) from data collected with a UHF wind profiler (LQ7-WPR) and a Doppler Lidar.

(2) To specify the model's performance, it is necessary to physically interpret $\langle L_{out} \rangle$.

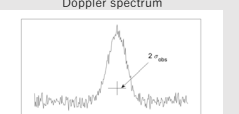
2

1

2

1. The currently used model to estimate TKE dissipation rate ϵ from Doppler radar data

Doppler spectrum



$\sigma_t^2 \approx \sigma_{obs}^2 - \sigma_{dirt}^2 - \text{turbulent}$

$S(k)$ vs k plot showing a slope of $-2/3$

$k_B = 2\pi/L_B$ Turbulence spectrum

(Weinstock, 1981; Hocking, 1983, ...; 2016)

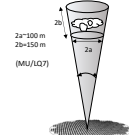
For stably stratified turbulence

$\epsilon_N \approx C \sigma_t^2 / L_B = C \sigma_t^2 N$

$C = 0.5 \pm 0.25$ (Hocking et al., 2016)

$L_B = \sigma_t / N$; Buoyancy scale

Valid if $L_B < 2a, 2b$



3

3

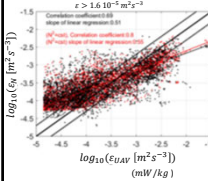
Assessment of the model with the MU radar and UAV (DataHawk) data

Luce et al. (EPS, 2018)

MU radar

$\epsilon_N \approx 0.5 \sigma_t^2 N$ ($= 0.5 \sigma_t^2 / L_B$)

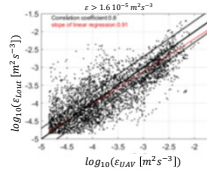
$\epsilon > 1.6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$



(from dimensional analysis)

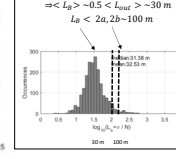
$\epsilon_{Lout} = \sigma_t^2 / L_{out}$

$\epsilon > 1.6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$



| | |
|---------------------------|----------------------|
| $\langle L_{out} \rangle$ | |
| All data | $\sim 70 \text{ m}$ |
| In CBL | $\sim 140 \text{ m}$ |





$\Rightarrow \langle L_B \rangle \sim 0.5 < L_{out} > \sim 30 \text{ m}$
 $L_B < 2a, 2b \sim 100 \text{ m}$



The conditions for a σ_t^2 law are verified but a σ_t^2 law is observed. \Rightarrow PARADOX!

4

4

| | |
|--|--|
| $\epsilon_N \approx 0.5 \sigma_t^2 N$ Based on physical models  | $\epsilon_{Lout} = \sigma_t^2 / L_{out} (\sim 70 \text{ m})$ Empirical model  |
| Disagreement with in-situ estimates  | Agreement with in-situ estimates  |

→ An interpretation of $\langle L_{out} \rangle \sim 70 \text{ m}$ must be found
 Is it related to radar parameters or to atmospheric turbulence properties?

$\epsilon_{Labitt} = \sigma_t^2 / I(\Delta r, \theta_0)$ (Labitt, 1979)

5

5

Assessment of the model with LQ7-WPR and UAV (DataHawk) data

Luce et al. (2023a, AMT)

(c) slope 0.5

$\log_{10}(\epsilon_{Lout} = 0.5 \sigma_t^2 N)$ vs $\log_{10}(\epsilon_{UAV})$

$R=0.66$

(a) slope 1.01

$\log_{10}(\epsilon_{Lout} = \sigma_t^2 / L_{out})$ vs $\log_{10}(\epsilon_{UAV})$

$R=0.66$

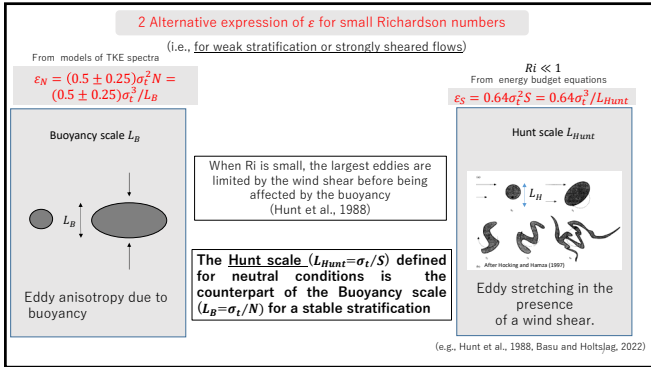
Exactly the same (quantitative) trends with the LQ7-WPR

$\epsilon_{Lout} = \sigma_t^2 / L_{out}$
 $(L_{out} \sim 70 \text{ m})$

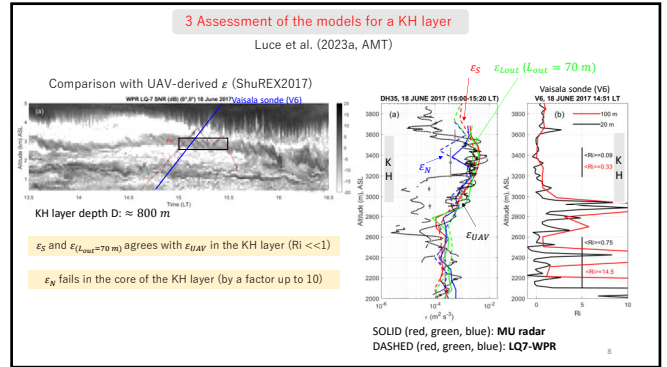
| | MU radar (during the campaigns) | WPR-LQ-7 (routine mode) |
|--|------------------------------------|--|
| Acquisition time (s) (for one profile) | 24.57 every 12.3 s | 0.66 s (every 3.3 s) × NINCOH(18) = 11.8 s over 59 s |
| Range resolution (m) | 150 | 100 |
| Transverse resolution (m) (at $r=2000 \text{ m}$) | ~ 100 | ~ 150 |

6

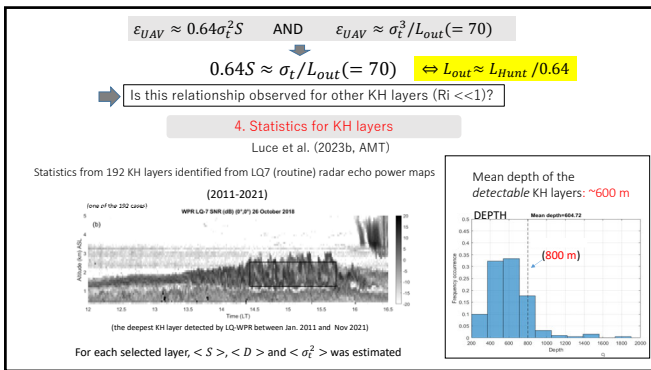
6



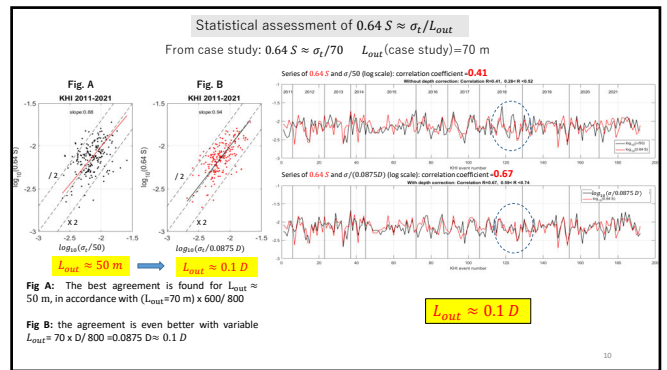
7



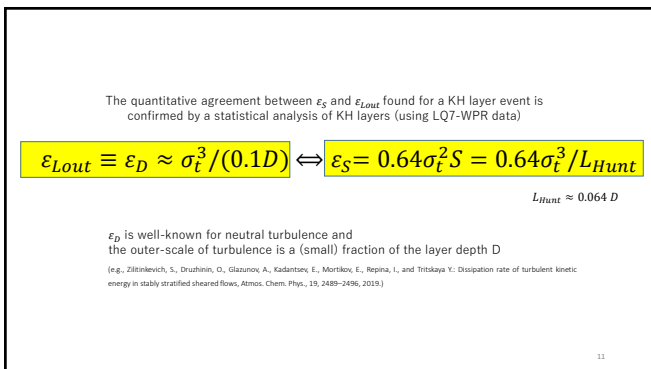
8



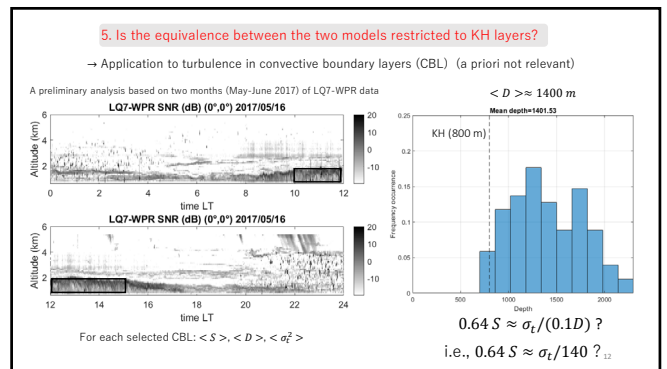
9



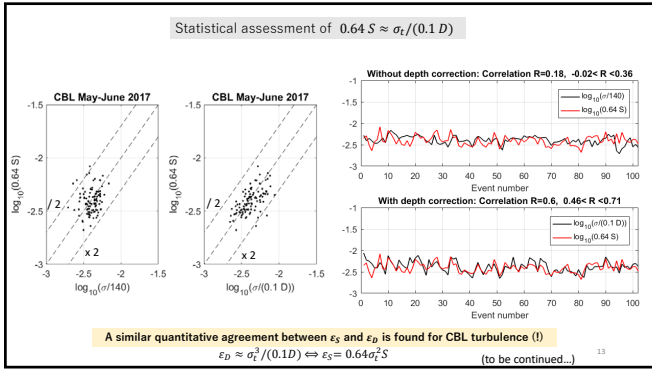
10



11



12



13

6. Comparisons LQ7-WPR / Doppler Lidar

Two major issues:

- (1) No range overlap between LQ7-WPR and the Doppler lidar -> In principle, comparisons are not possible, except when CBL depth exceed >> 400 m)
- (2) The Doppler Lidar spectral width is not available -> direct comparisons of the models are not possible.

Shigaraki observations: 20 Aug-16 Sep 2022

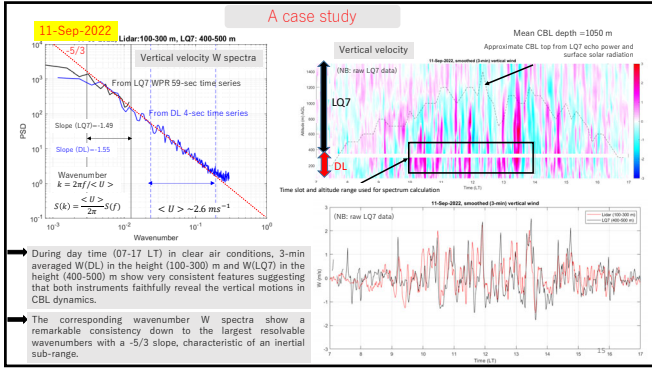
a WindCube v2 Infrared Doppler Lidar, manufactured by Leosphere and provided by EKO Instruments Co., Ltd. (Japan)

Doppler Lidar (40-300 m) $\Delta x(DL) = 20$ m $\Delta t = 4$ sec

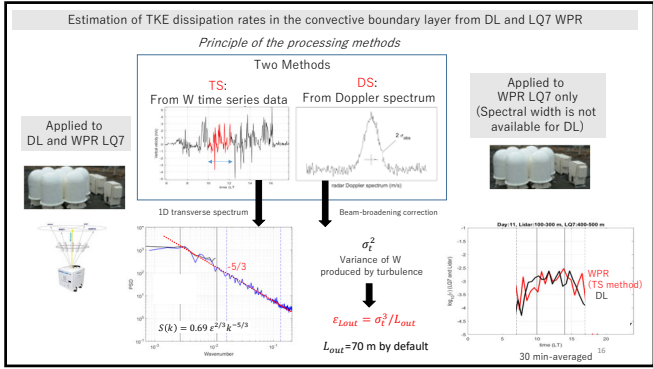
1357 MHz LQ7 wind profiler (400 m-...) $\Delta t = 59$ sec

$\Delta x(WPR) = 100$ m (transverse resolution: ~30-35 m at 400-500 m AGL)

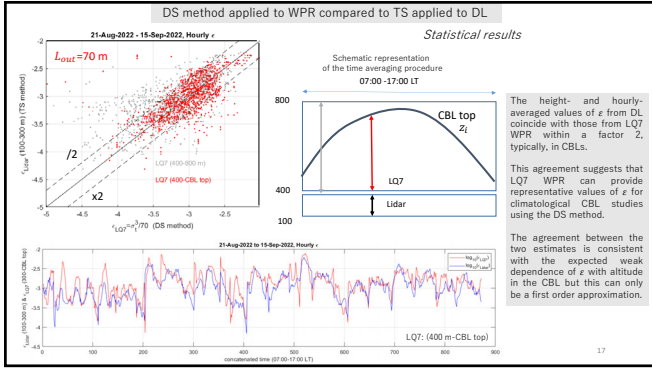
14



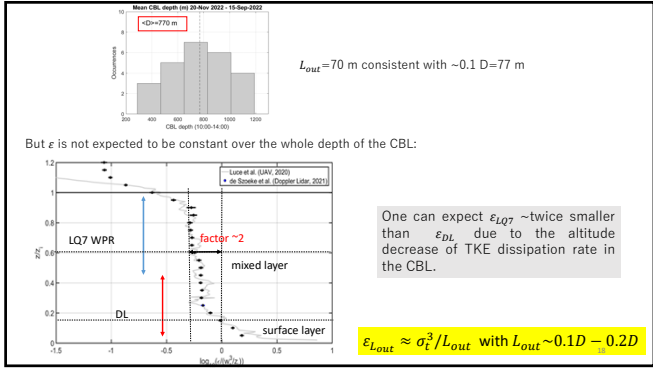
15



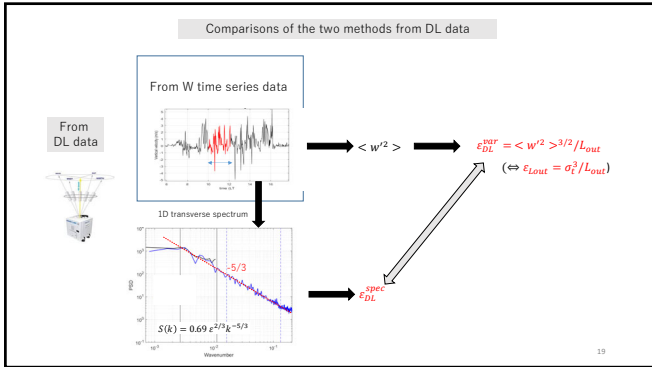
16



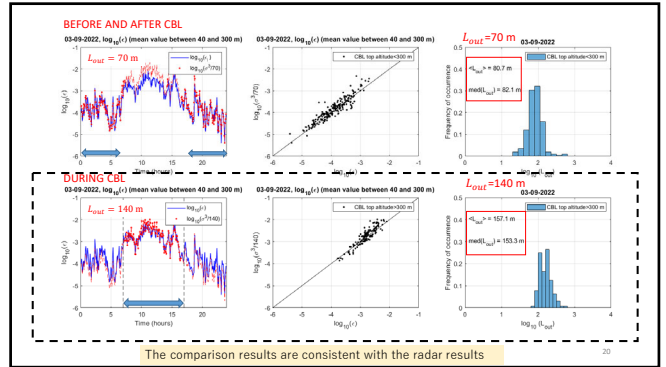
17



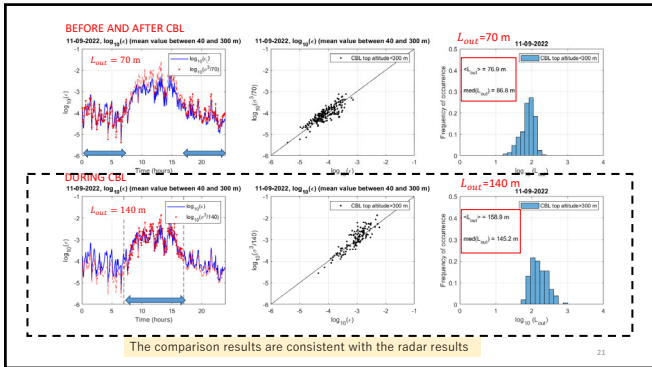
18



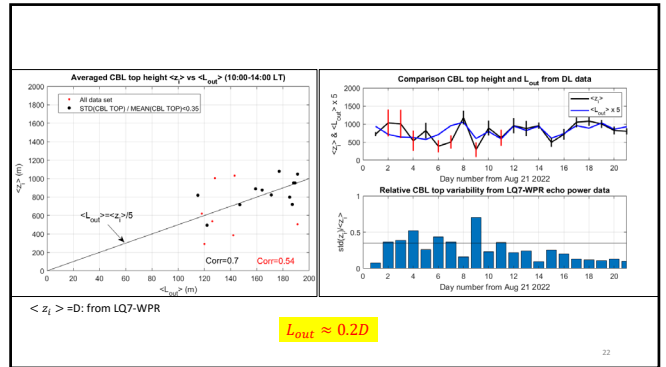
19



20



21



22

Conclusions


About: $\varepsilon_{Lout} = \sigma_D^3 / L_{out}$

Our studies suggest that:

- (1) $\langle L_{out} \rangle$ is related to the depth D of the turbulent layers detected by the radars

$$\varepsilon_{Lout} \sim \varepsilon_D = \sigma_D^3 / (0.1D) \text{ for KH layers}$$
- (2) The model ε_D is equivalent to $\varepsilon_S = 0.64\sigma_D^2 S$ valid for low Ri values ($\ll 1$)
- (3) The two models ε_D and ε_S seem to be valid for both KH and CBL (convective) turbulence according to studies with LQ7-WPR (more analyses are needed).
- (4) $\varepsilon_D = \sigma_D^2 / (\alpha D)$ with $\alpha(z) = 0.1-0.2$ for CBLs according to comparisons with Doppler Lidar data.

23


 Joint Usage / Research Center
 Kyoto University
Research Institute for Sustainable Humansphere

1987～2022年のMUレーダーデータ統計解析に関する初期結果

内本遥¹, Luce Hubert¹, 橋口浩之¹, 山中大学²

1: 京都大学 生存圏研究所
 2: 神戸大学

概要

1) 重要な問い: 大気乱流は気候変動の影響を受けて強まるのか、それとも弱まるのか?

MUレーダーデータベース(1987-2022)を用いて、日本上空の大気変数(風、ウィンドシア、大気乱流パラメータなど)の傾向を特定することができるか:

(A)対流圏と成層圏の風、ウィンドシア、大気乱流パラメータに気候変動が及ぼす可能性のある影響を明らかにする。
 (B)関西エリア (高度2~12km) における航空リスクの推移を把握する。
 (1986年から2023年までの傾向に基づいて将来の航空乱気流への影響を推測する。)

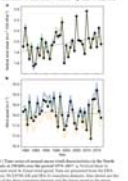
MUレーダーデータの予備的な解析結果を発表する:

- 1987年以降に取得されたデータの簡単な「現状報告」
- 35年間のデータに基づく**測定パラメータの季節変動**の広範な分析
- MUレーダーと気象庁ラジオゾンデによる同期間の観測における風の傾向(200hPa)の解析

LETTER 2019

Increased shear in the North Atlantic upper-level jet streams over the past four decades

東西風シア(UU/θz)の増加



250 hPa (~10 km)

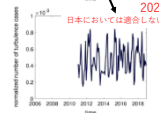
LETTERS

Intensification of winter transatlantic jet turbulence in response to climate change 2013

“over the last 20 years, all cruise altitudes within 50-70°N and 10-60°W in winter, most cases of turbulence increases show a 30-40% increase in the median strength of turbulence and a 60-70% increase in the frequency of occurrence of moderate to severe turbulence. Our results suggest that climate change will lead to denser transatlantic flights by the middle of this century.”

乱気流現象の発生は、過去40年間に北大西洋上で増加した。今後、気候変動に伴うジェット気流の強まりにより、中緯度域で劇的に増加すると予想されている。(例: Williams and Joshi, Nature, 2013)

しかし:



日本においては適合しない

重要な問い

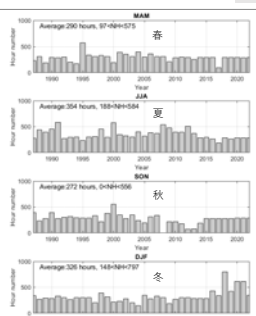
大気乱流は気候変動の影響を受けて強まるのか、それとも弱まるのか?

MU レーダー (VHF帯: 46.5MHz)



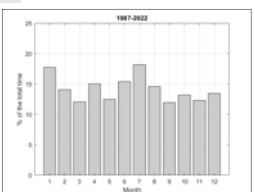
- STモード: 高度2kmの対流圏から、高度20kmの成層圏下部にいたる大気の変動や循環を観測
- 1987～2022年の観測データベース(GRATMAC)
- 5つのビーム方向(鉛直ビームと4つ(N/E/S/W)の斜め(天頂角10°)ビーム)
- 距離分解能: 150m
- 時間分解能: 10分平均
- パラメータ: エコパワー、視線風、スペクトル幅、鉛直風、水平風

季節ごとの観測データ量の傾向



MAM: Average 290 Hours, 57-90h=273
 JJA: Average 354 Hours, 183-54h=504
 SON: Average 272 Hours, 0-43h=106
 DJF: Average 326 Hours, 143-54h=737

(2) 有効データ数

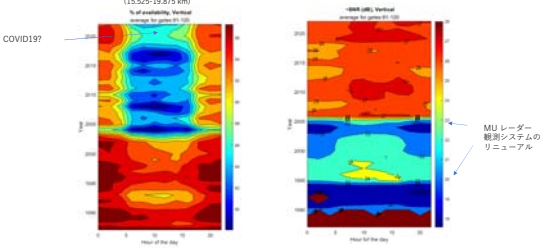


- 月ごとの観測時間数の変動による偏りを避けるため、月平均のパラメータを計算している。
- 平均して、ランダムなタイムサンプリングにより、各月の12~17%の時間(最小は3月、最大は7月)に観測が行われた。

→統計および傾向への影響はあるか?

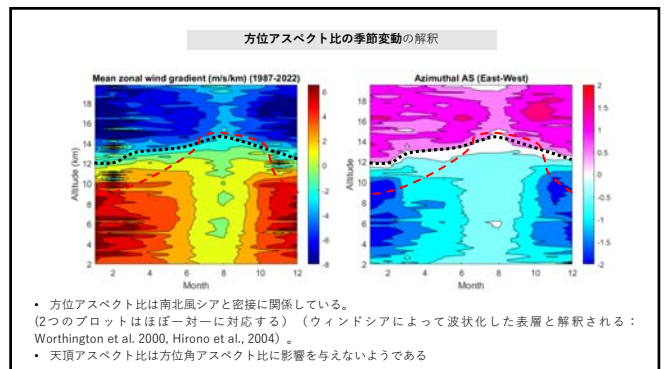
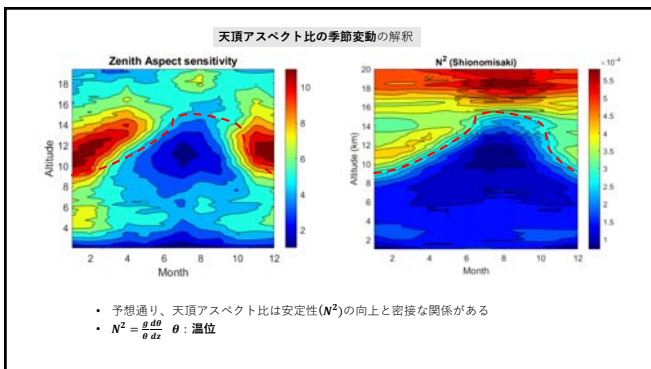
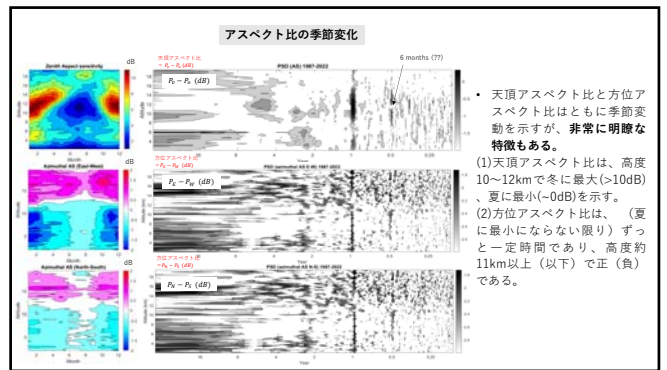
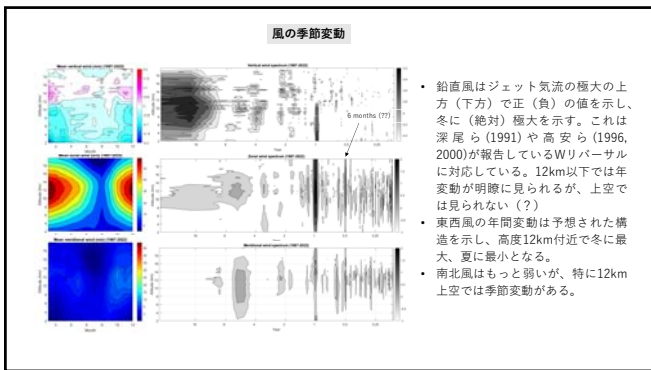
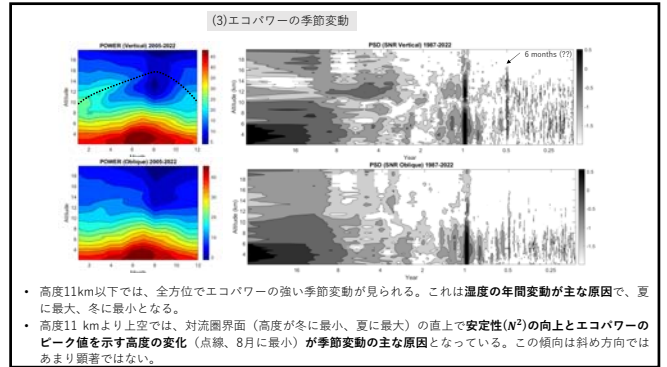
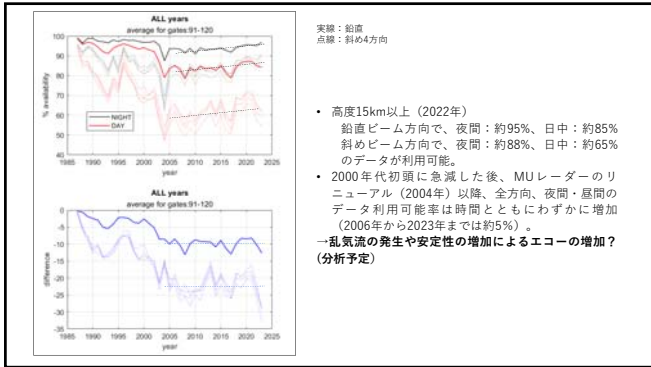
(2) 有効データ量に関する情報

有効データの割合の傾向

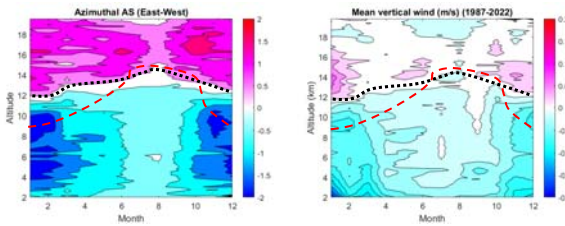


- 高度11km以下では、99%の時間(昼夜)データが利用可能(図なし)
- 高度15km以上では、昼夜のSNRが改善されたにもかかわらず、2004年のMUレーダーのリニューアル以降、日中のデータ利用率が大幅に低下した。

→飛行機エコノミー除去のベストトレードオフ?



方位角アスペクト比と鉛直風

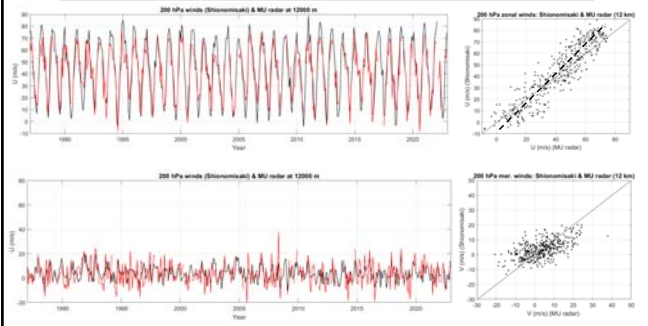


- 方位角アスペクト比と鉛直風の間には非常に密接な関係がある。
(先行研究をもとに、より詳細な分析を行う必要がある)

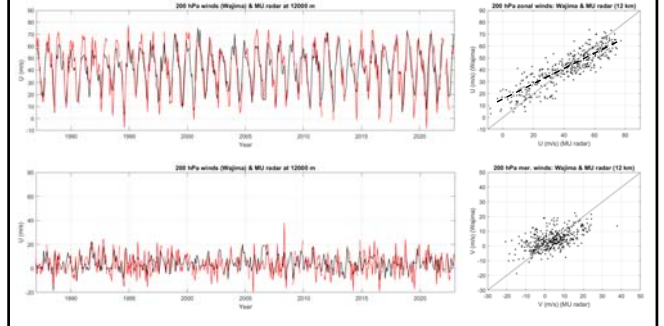
4) 風の傾向の比較



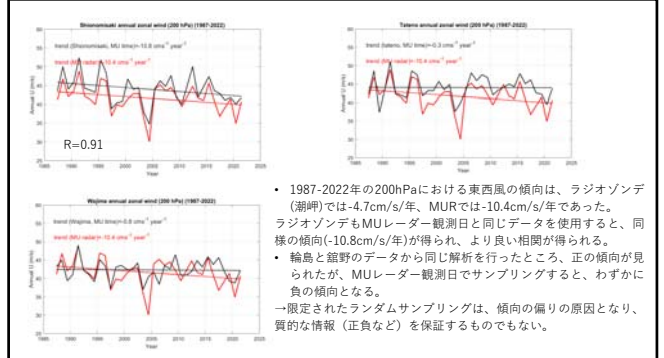
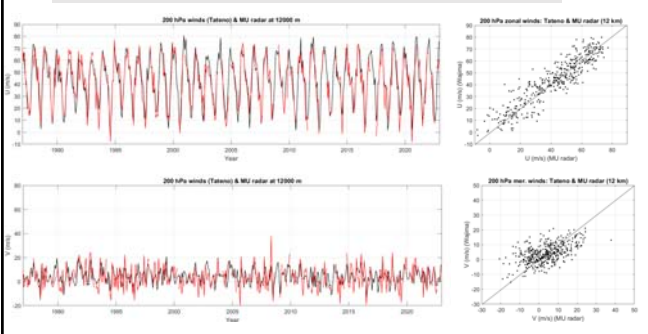
MUレーダーと1日2回のラジオゾンデによる月別風観測 (潮岬, 33° 27.1'N/135° 45.7'E)



MUレーダーと1日2回のラジオゾンデによる月別風観測 (輪島, 37° 23.5'N/136° 53.7'E)



MUレーダーと1日2回のラジオゾンデによる月別風観測 (館野, 36° 03.5'N/140° 07.5'E)



- 1987-2022年の200hPaにおける東西風の傾向は、ラジオゾンデ(潮岬)では-4.7cm/s/年、MURでは-10.4cm/s/年であった。ラジオゾンデもMUレーダー観測日と同じデータを使用すると、同様の傾向(-10.8cm/s/年)が得られ、より良い相関が得られる。
- 輪島と館野のデータから同じ解析を行ったところ、正の傾向が見られたが、MUレーダー観測日でサンプリングすると、わずかに負の傾向となる。
- 一限定されたランダムサンプリングは、傾向の偏りの原因となり、質的な情報(正負など)を保証するものでもない。

まとめ

- 1) MUレーダーデータの利用可能性を分析し、今後の分析結果の解釈に役立てる。
 - 測定は月に12~17%の割合で行われた。
 - 日中の高度15km以上では10%(V)、23%(O)のデータ利用率の低下が観測された。
- 2) 35年間のデータに基づくレーダー観測値（エコパワー、アスペクト比、風）の季節変動の解析は、よく知られた特徴を確認し、これらの観測値間の統計的関係を明らかにする可能性がある（今後より詳細に分析する予定）。
- 3) 同じ観測期間のMUレーダーと気象庁ラジオゾンデの両データを用いて200hPaの風の傾向を解析したところ、レーダーの限られた時間サンプリングが風データに与える影響が大きく、誤った結論を導く可能性があることが明らかになった。データ解析の際はこの影響を考慮しなければならない。

南極昭和基地大型大気レーダーによる 電離圏沿磁力線不規則構造の観測

Imaging Observation of Ionospheric Field Aligned Irregularities
by the PANSY radar at Antarctic Syowa Station

2023/9/20 MU・EARシンポジウム

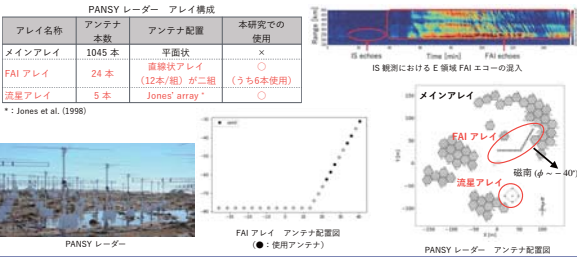
香川大輔¹、橋本大志²、齊藤昭則¹、西村耕司³

1: 京都大学大学院理学研究科、2: 国立極地研究所、3: 京都大学生存圏研究所

南極昭和基地大型大気レーダー (PANSY レーダー)

Program of Antarctic Syowa MST/IS radar (69.01°S, 39.59°E)

- VHF帯 (47MHz) フェーズドアレイレーダーで、電離圏電子密度 (Incoherent Scatter; IS) 観測が可能
- Hashimoto et al. (2019) では、この IS 観測における FAI エコー混入による干渉を除去するため、FAI アレイを用いた多チャンネル信号処理技術を開発し、IS エコーと FAI エコーを分離した
→ FAI 観測に主眼を置いて同様の手法を用いれば、E 領域 FAI の運動を観測することが可能



2023/9/20 MU・EARシンポジウム

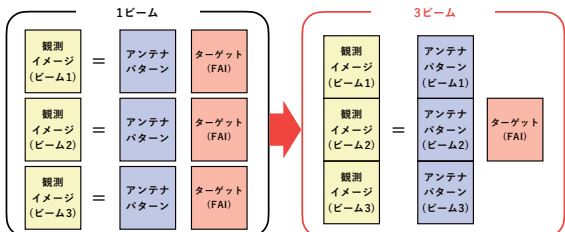
3

逆問題の定式化

観測イメージから FAI 空間構造を推定する逆問題において、サイドローブ形状の異なる3つの送信ビーム全てで一貫する解を探索することで、偽像を防ぐことができる

$$y = Hx$$

観測イメージ (既知) アンテナパターン (既知) ターゲット (未知)

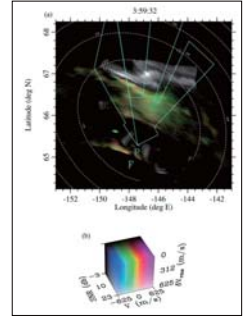


2023/9/20 MU・EARシンポジウム

5

研究対象

- 沿磁力線不規則構造 (Field Aligned Irregularity; FAI)
 - プラズマ密度の疎密構造が磁力線直交方向にできる現象
 - プラズマ不安定性 (e.g. Farley-Buneman 不安定、gradient drift 不安定) により引き起こされる
 - 電場やプラズマ密度勾配によりプラズマ不安定性が発生する [Hysell et al. (2000)]
 - FAI がレーダー電波の半波長の空間スケールを持つ場合、レーダー電波はコヒーレント散乱を起こし、地磁気の磁力線とレーダー電波が直交するところで強い反射波 (エコー) を生じる



Alaska の Homer レーダー (30MHz) による、北極域 (64°-68° Lat.) E 領域 FAI の観測 [Hysell et al. (2012), Figure 3]

2023/9/20 MU・EARシンポジウム

2

研究の背景・目的・方法

背景

- 南極域では、SuperDARN により E 領域 FAI の二次元構造観測が行われていたが、現在は行われておらず、FAI の詳細な二次元構造も明らかになっていない
- PANSY レーダーでは、E 領域 FAI の解析に主眼を置いた研究はされてこなかった

目的

- PANSY レーダーによる E 領域 FAI のイメージング観測を行い、FAI の発生・消滅、空間構造を調べる

方法

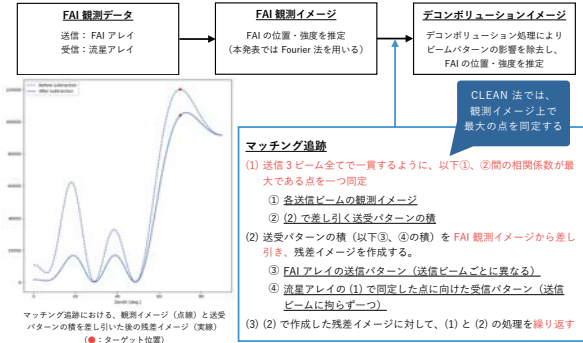
- FAI の真の空間構造を推定するため、アンテナパターンの影響を抑えつつ高分解能にイメージングできる手法を適用する
- PANSY レーダーでの FAI 観測には FAI アレイと流星アレイを用いることができるが、アンテナ素子間隔が大きくグレーティングローブが発生するため、FAI の空間構造推定に不確実性が生じる
- まず CLEAN 法という、観測イメージの強度が最大となる点に着目したデコンボリューションを行ったが、グレーティングローブ等のアンテナパターンの影響を抑えられず、FAI の空間構造を正しく推定できなかった
- 逆問題の定式化を行い、また手法としてマッチング追跡を採用したため、本発表ではそのシミュレーション結果を示す

2023/9/20 MU・EARシンポジウム

4

手法: マッチング追跡

デコンボリューション処理手順



2023/9/20 MU・EARシンポジウム

6

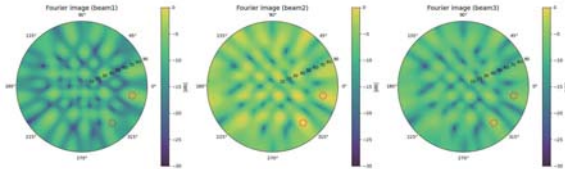
シミュレーション

- 各送信ビームに対して、Fourier法によりターゲットの位置・強度を推定する
- Fourierイメージに対してマッチング追跡によりデコンボリューション処理を行い、アンテナパターンの影響を抑圧してターゲットの位置・強度を推定する

シミュレーション条件

| | |
|---------|--|
| FAI アレイ | Beam1 : $(\phi, \theta) = (-40^\circ, 60^\circ)$ |
| 送信ビーム方向 | Beam2 : $(\phi, \theta) = (-30^\circ, 60^\circ)$ |
| | Beam3 : $(\phi, \theta) = (-20^\circ, 60^\circ)$ |
| 分解能 | $\Delta\phi = \Delta\theta = 1^\circ$ |
| ターゲット形状 | 点 (ϕ, θ) |

ϕ : Azimuth, θ : Zenith



Fourier法によるZenith-Azimuth-Intensityプロット (○: ターゲット位置)

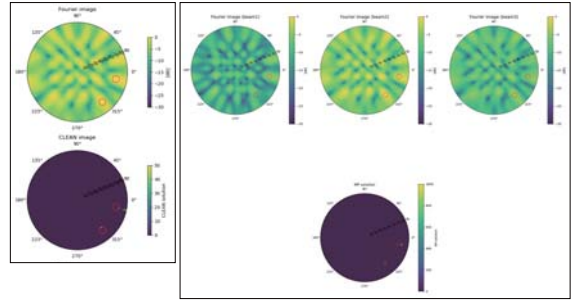
2023/9/20 MU・EARシンポジウム

7

シミュレーション結果

CLEAN法による結果(左)とマッチング追跡による結果(右)。(○: ターゲット位置)

CLEAN法ではターゲットの位置以外においても解が検出されているのに対し、マッチング追跡では概ねターゲットの位置において解が検出され、ターゲット位置推定の精度が向上したことがわかる。



2023/9/20 MU・EARシンポジウム

8

まとめ

- 本研究の目的は、PANSYレーダーによるE領域FAIのイメージング観測を行い、FAIの発生・消滅、また空間構造について調べることである
- しかし、使用アレイのアンテナ配置ではグレーティングローブが生じるため、空間構造の推定に不確実性が発生するという課題がある
- これまではCLEAN法に基づき観測イメージの強度が最大となる点のみに着目していたが、アンテナパターンに起因する偽像を抑圧しきれなかった
- 本発表では、観測イメージと最も相関係数の大きい送受パターンの積を差し引く**マッチング追跡**に基づいたデコンボリューションを行った
- その結果、シミュレーションにより、**偽像を抑圧し、かつ高分解能にFAIの空間分布を推定できることを確認した**
- 今後は本発表で報告した方法を実データに適用し、FAIの空間構造推定を行う

2023/9/20 MU・EARシンポジウム

9

高分解能電離圏シミュレーションを用いた
プラズマバブル発生の日々変動に関する研究

湯谷樹生・横山竜宏(京大 RISH)

Equatorial Plasma Bubble Alert System: Equatorial Spread F
Auto Detection Method for SEALION Ionogram

Septi Perwitasari • Kornyanat Hozumi • Michi Nishioka (NICT)

Assessing the performance of the double-thin-shell approach with improved resolution for studying nighttime MSTIDs using dual dense GNSS networks in Japan

Weizheng Fu¹, Yuichi Otsuka¹, Tatsuhiko Yokoyama², Mamoru Yamamoto²
 (E-mail: fu.weizheng@isee.nagoya-u.ac.jp)

¹Institute for Space-Earth Environmental Research (ISEE), Nagoya University, Nagoya, Japan
²Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Uji, Japan

Introduction

Medium-scale traveling ionospheric disturbances (MSTIDs) are a common type of mid-latitude ionospheric irregularity that manifests as wave-like plasma density perturbations in the F region with horizontal wavelengths of a few hundred kilometers.

MSTIDs at **daytime** and **nighttime** show different characteristics:

Daytime midlatitude MSTIDs:

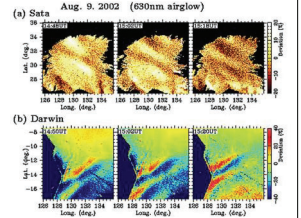
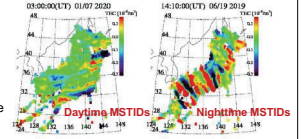
1. Southward (or SE) propagation
2. Maximum occurrence in winter
3. Atmospheric gravity waves (AGWs) are the most possible causes

Nighttime midlatitude MSTIDs:

1. Simultaneous occurrence in geomagnetic conjugate regions
2. NW-SE (NE-SW) alignment in the N(S) hemisphere
3. Equator-westward propagation
4. Usually accompanied by a sporadic E (Es) layer
5. Max in summer, followed by winter



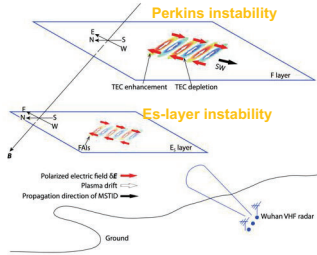
The generation of nighttime midlatitude MSTIDs can be explained by **electrodynamic forces**



Otsuka et al. (2004), Geophysical Research Letters, 31(15).

Nighttime E-F Coupling

Previous theoretical analysis suggests the generation and propagation of nighttime MSTIDs have a significant connection to the **sporadic E (Es)** layer in the **E region**, which influence the F-region MSTIDs through an **electrodynamic coupled effect along the geomagnetic field line**, known as **E-F coupling**. Furthermore, this electrodynamic force and map to the opposite hemisphere and causes **interhemispheric coupling**.



In the E-F coupling process, MSTIDs and Es layers **share common propagation parameters** and related to each other via a **magnetic field line**.

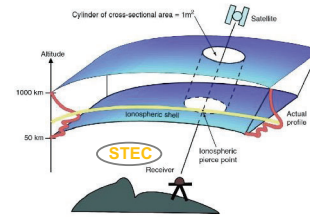
Key question:
 What are the **causes and effects** in the electrodynamic coupling?

Yet, the challenge remains that no existing methods allow for the **direct observation of Es structures** on a scale of hundreds of kilometers during nighttime MSTID event.

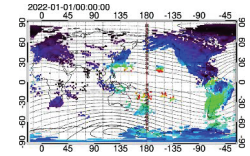
Ionospheric Sounding with GNSS

Ionospheric sounding techniques, including radar, ionosonde, satellites, are **limited in observation coverage or spatiotemporal resolution** in the study of nighttime E-F coupling process, particularly for the E region.

The cost-effectiveness and rapid development of the **GNSS** infrastructure, has effectively **broadened the spatial and temporal scales** over which ionosphere dynamics are probed.



Total electron content (TEC) is one of the most important parameters in the ionospheric study. With the development of GNSS, TEC can be measured economically and effectively.



However, the commonly used **single-thin-shell model** only provides **2-D horizontal information** on ionospheric dynamics. Its exploitation in the E-F coupling process is difficult.

Double-Thin-Shell Model

To analyze the **E-F coupling**, a direct, continuous, and broad distribution of electron densities in **both E and F regions** is required.

Assume perturbations mainly exist in **E and F regions**

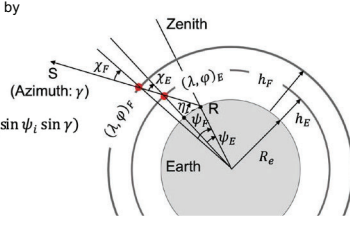
A **double-thin-shell model** is introduced to provide information in different layers

Obtain **TEC perturbations (TECPs)** by using detrend method (a running average of 30-min window)

$$TECP^S = TECP_E^S + TECP_F^S$$

$$\begin{cases} \lambda_i = \arcsin(\sin \lambda_R \cos \psi_i + \cos \lambda_R \sin \psi_i \sin \gamma) \\ \varphi_i = \varphi_R + \arcsin\left(\frac{\sin \psi_i \sin \gamma}{\cos \lambda_i}\right) \\ \chi_i = \arcsin\left(\frac{R_e}{R_e + h_i} \cos \eta\right) \\ \psi_i = \frac{\pi}{2} - \eta - \chi_i \end{cases}$$

$$TECP_i^S = TECP_i^V / \cos \chi_i \quad (i=E, F)$$



Shell height: 100 km (E) and 300 km (F)
 Resolution: 0.15° (E) and 0.5° (F); 2 min

Matrix Equation

We assumed the ionosphere in the double-thin-shell model, the **vertical TECPs within a cell in each shell were assumed to be uniform**.

For each epoch, with all the slant TECs from GNSS observations ($M > 10000, N > 5000$), a mixed determined system of the linear equations can be constructed:

$$\begin{bmatrix} 0 & \dots & \dots & \dots \\ \sec \chi_{E(j-1)k} & 0 & \dots & \dots \\ 0 & \sec \chi_{Ejk} & 0 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & \sec \chi_{F(j,k+1)} & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix}_{M \times N} \begin{bmatrix} x_1 \\ \dots \\ x_n \\ \dots \\ x_N \end{bmatrix}_{N \times 1} = \begin{bmatrix} \dots \\ TECP^{S(j-1)k} \\ TECP^{Sjk} \\ \dots \\ TECP^{Sj(k+1)} \\ \dots \end{bmatrix}_{M \times 1}$$

$$A \vec{x} + \vec{E} = \vec{Y}$$

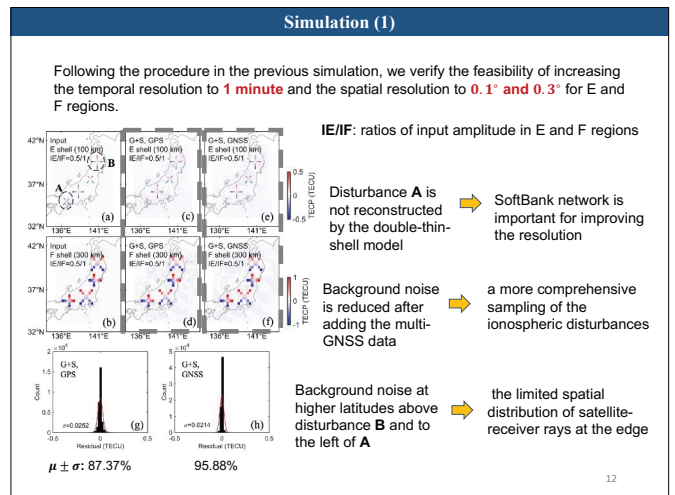
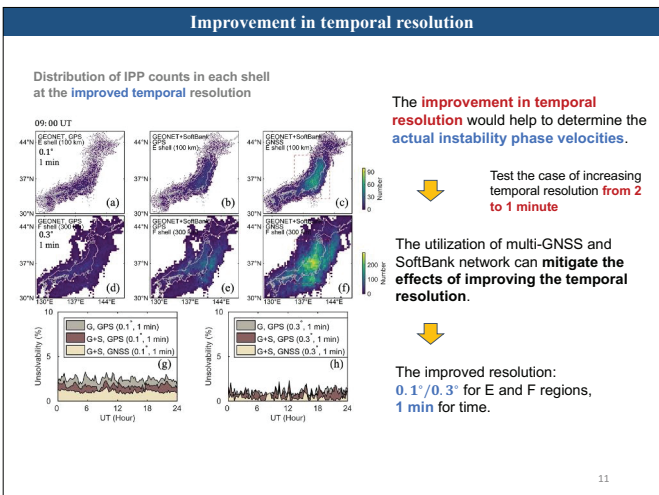
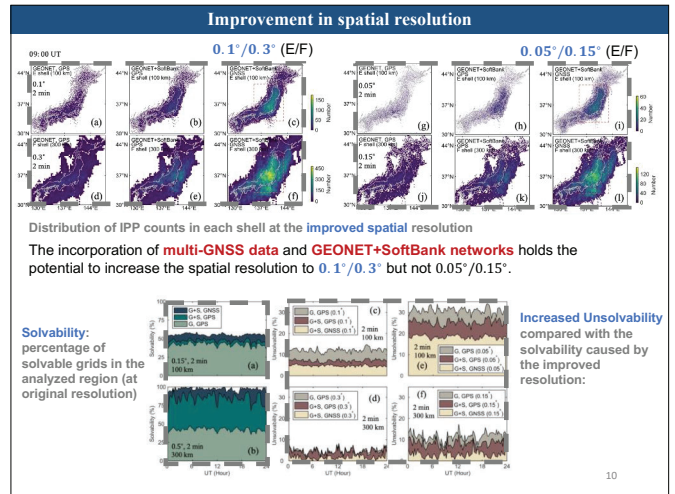
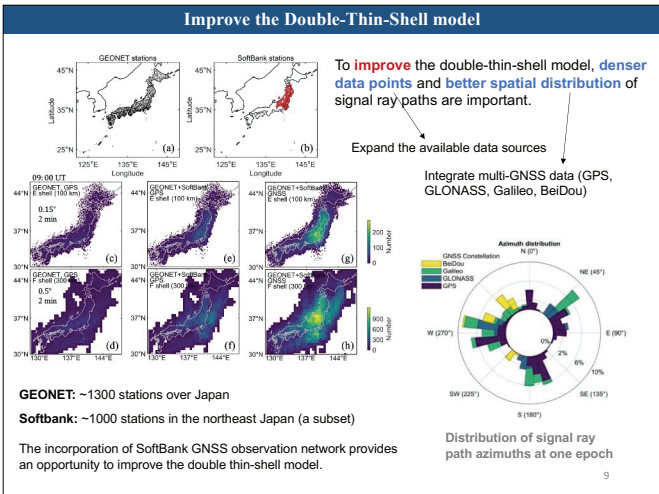
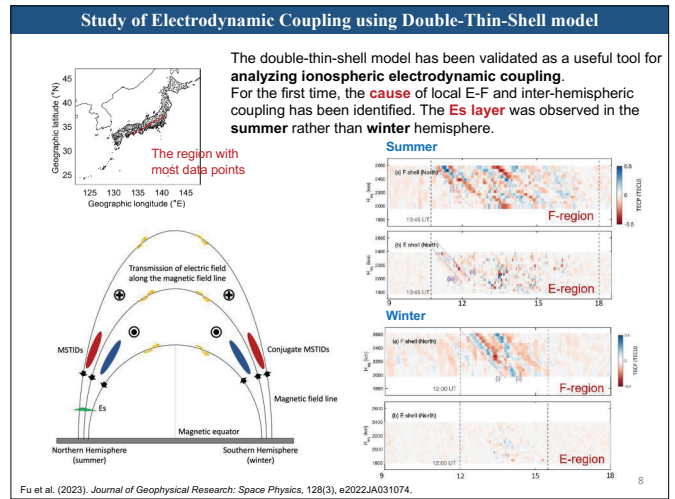
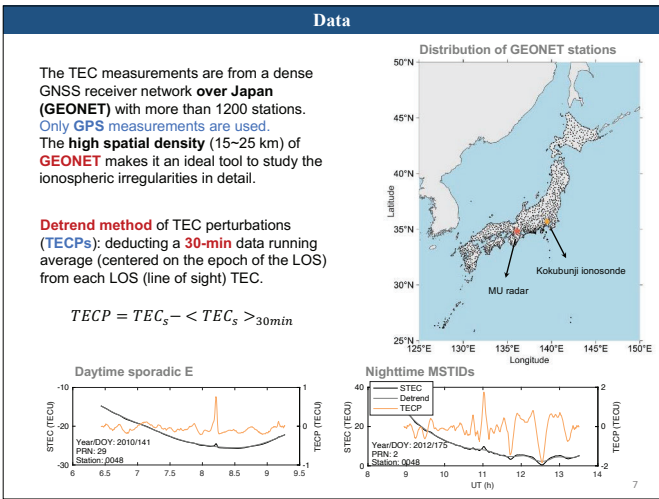
$$A = U D V^T$$

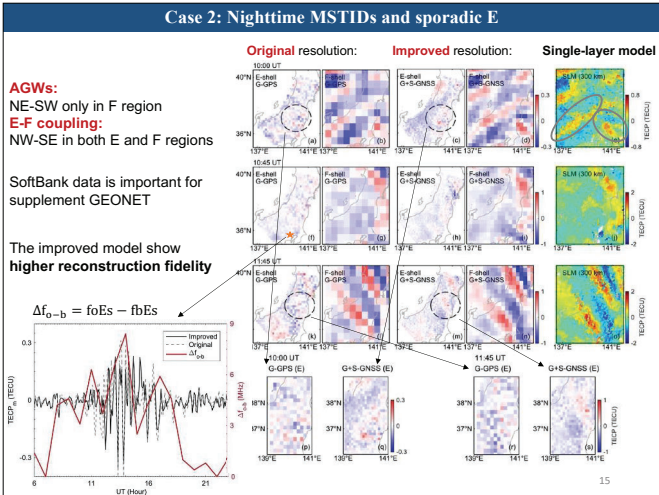
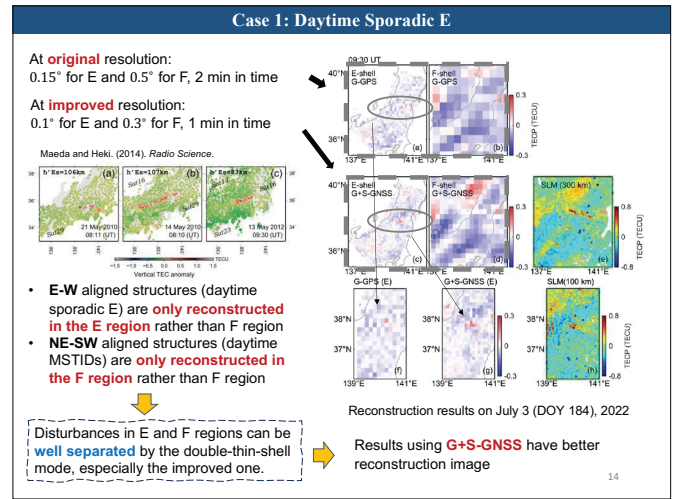
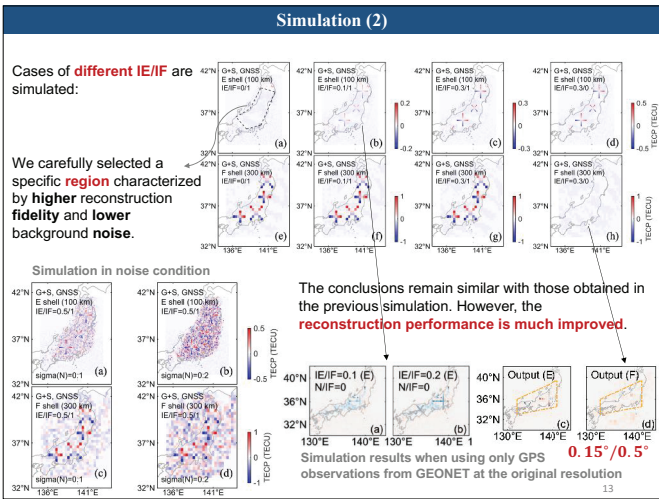
$$\vec{x} \approx V_r D_r^{-1} U_r^T \vec{Y}$$

x_n represents the TEC perturbation in grid block n .

Here, **Singular Value Decomposition (SVD)** is used to solve this matrix equation.

An r -dimensional sub-space of singular vectors is used to represent $A \approx U_r D_r V_r^T$ with a representation of **95%** of the total variance.





- ### Concluding marks
- The **double-thin-shell approach** has been verified as a useful tool for studying the MSTIDs.
 - The incorporation of **multi-GNSS** observation data and **SoftBank network** holds significant potential for **improving the double-thin-shell model** and advancing our understanding of MSTIDs.
 - The longitudinal and latitudinal resolution improves from **0.15° to 0.1°** in the E region, and from **0.5° to 0.3°** in the F region. The temporal resolution has been refined from **2 minutes to 1 minute**.
 - The **background noise** is greatly **reduced**, more than doubling the E-region reconstruction performance even at improved resolution.
 - The improved model shows the capability of analyzing MSTIDs in **complex background conditions**.

Thank you for your listening!

3-D structure of ionospheric disturbance over Japan after the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai on 15 January 2022

^{1,*}Susumu Saito, ²Taisei Nozaki, ³Nicholas Ssessanga, ²Mamoru Yamamoto
¹Electronic Navigation Research Institute, National Institute of Maritime, Port and Aviation Technology, Japan
²Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan
³4-D Space, University of Oslo, Norway

- * Overview
- * Ionospheric disturbances over Japan following the Tonga eruption
 - dTEC
 - ROTI
 - Absolute TEC
- * Three dimensional structure of the ionospheric disturbance
 - GNSS-based ionospheric 3-D tomography aided by ionosonde measurements
 - Electron density profiles based on the GNSS tomography
- * Discussion
 - Possible mechanisms of the ionospheric disturbance

1

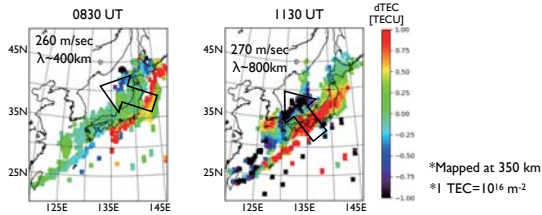
MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

2

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

Traveling ionospheric disturbances over Japan

- * Two series of TIDs
 - 08–11 UT: Much earlier than the arrival of atmospheric pressure waves on the ground
 - 11–13 UT: Coinciding with the arrival of atmospheric pressure waves



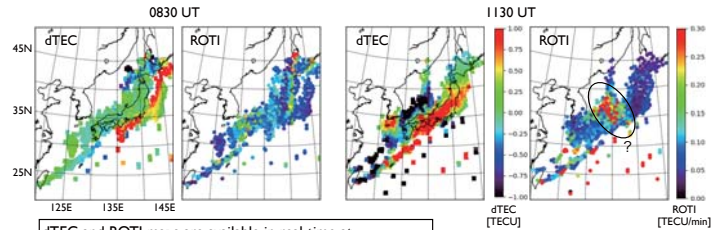
Saito, S. (2022), Ionospheric disturbances observed over Japan following the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai on 15 January 2022, Earth Planets Space, 74, doi:10.1186/s40623-022-01619-0

4

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

Ionospheric irregularities associated with the TIDs

- * 08–11 UT
 - ROTI enhancement aligned with the TID structures
- * 11–13 UT
 - Strong ROTI enhancement but not aligned with the TID structures

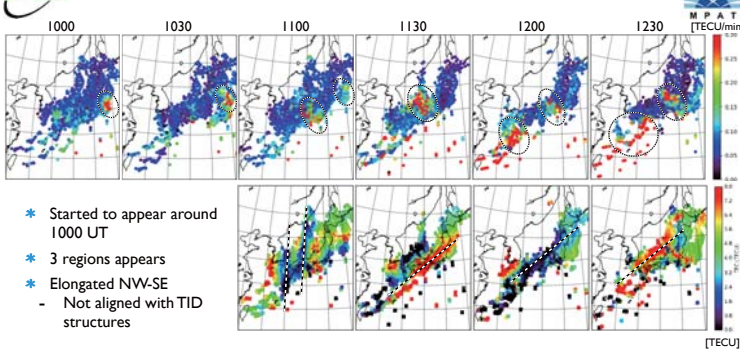


dTEC and ROTI maps are available in real-time at https://www.enri.go.jp/cnspub/susaito/rocket/recent_roti.html

5

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

ROTI enhancement

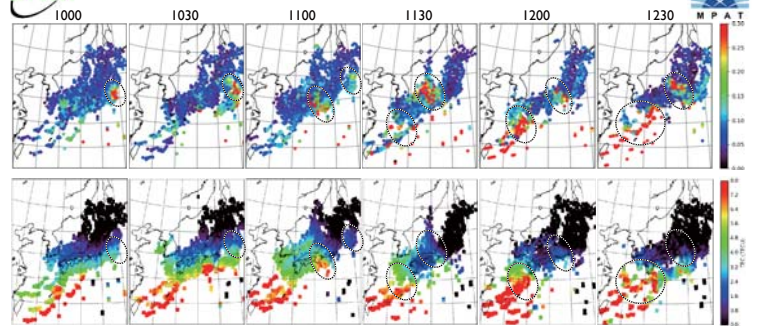


- * Started to appear around 1000 UT
- * 3 regions appears
- * Elongated NW-SE
 - Not aligned with TID structures

6

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

ROTI and absolute TEC

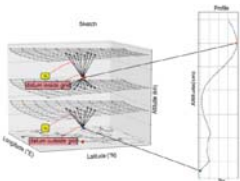


- * ROTI enhancement and TEC enhancement were collocated.

7

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

3-D ionospheric density by tomography

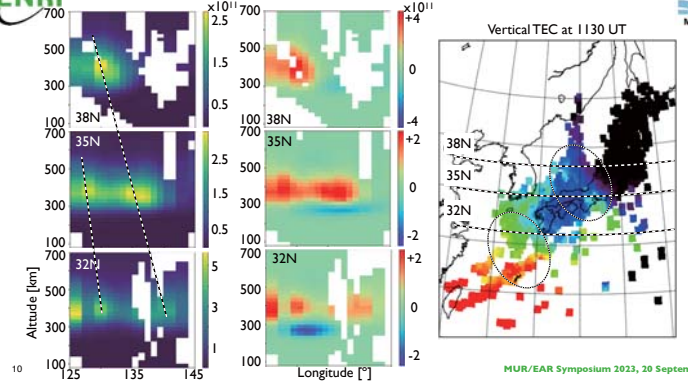


- * GNSS network-based tomography + assimilation of ionosonde data
 - Based on Ssessanga et al. [2021] with improvements (Details are presented in ST05-001 on Friday.)
- * GNSS
 - Real-time data from 200 stations
 - Sampling rate: 1 Hz
- * Ionosonde
 - Data from 4 ionosondes in Japan operated by NICT
 - Near Real-time (~2 min latency) auto-scaled parameters
 - foF2, hpF2
 - Every 15 minutes with a few minutes delay

Ssessanga, N., Yamamoto, M., Saito, S. et al. Complementing regional ground GNSS-TEC computerized ionospheric tomography (CIT) with ionosonde data assimilation. GPS Solut., 25, 93 (2021). <https://doi.org/10.1007/s10291-021-01133-y>

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

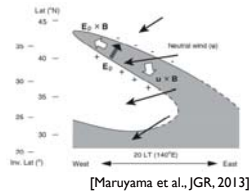
3-D ionospheric density distribution by GNSS tomography



MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

3-D structure of the ionospheric disturbances

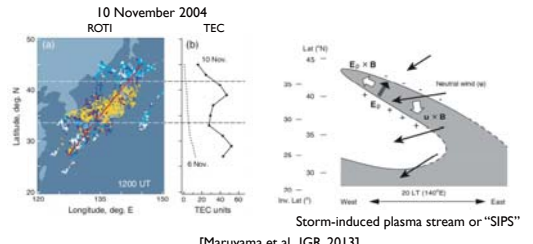
- * Horizontal
 - Elongated from NW to SE
 - (38N, 132E)-(32N, 142E), (35N, 127E)-(27N, 130E)
- * Vertical
 - Enhancement around an altitude of 400 km
 - Decrease around an altitude of 270 km
 - ➡ The ionosphere was lifted up.
 - Amplitude of enhancement is greater than the amplitude of decrease
 - It was after sunset.
 - ➡ Denser ionospheric plasma should be transported from higher density region
- * The structure is consistent with the model proposed by Maruyama et al. [2013].



[Maruyama et al., JGR, 2013]

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

Similar event (10 November 2004)



[Maruyama et al., JGR, 2013]

- * NW-SE elongated TEC enhancement and irregularities embedded in it.
- * Around the peak of severe geomagnetic storm (Dst -263 nT), while it was in the recovery phase of minor geomagnetic storm.
- * Some mechanisms to enhance westward neutral wind is necessary.

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

Summary (1)

- * Ionospheric irregularities were observed after the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai on 15 January 2022.
 - 08-11 UT: Enhanced ROTI along the TID structure
 - 11-13 UT: Strongly enhanced ROTI not aligned with the TID structure
- * Regions of strongly enhanced ROTI
 - Elongated in NW-SE
 - coincided with TEC enhancements
- * 3-D ionospheric density structure behind the ionospheric anomaly are investigated by a GNSS tomography
 - Elongated from NW to SE
 - Elevated ionospheric peak height
 - More enhancement than decrease at lower altitudes
- * Small-scale sharp ionospheric density depletions were embedded in the region of ionospheric density enhancement
 - Plasma bubble-like depletions accompanying ROTI enhancement

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023

Summary (2)

- * Observed structures of the ionospheric disturbances resembles the ROTI and TEC enhancement event on 10 November 2004 reported by Maruyama et al. (2013).
 - NW-SE elongated structure of electron density enhancement
 - Small-scale irregularities coinciding with the electron density enhancement
- * Enhanced westward wind and eastward polarization electric field is important in the model by Maruyama et al. (2013)
 - Consistent with the observation
 - Elevated ionospheric peak height
 - Transport of denser ionospheric plasma from the equatorial ionization anomaly crest
 - Plasma bubble like depletions and small-scale irregularities only within the electron density region
- * Neutral wind data (observations/simulations) are important to understand the mechanism of the ionospheric disturbance observed after the eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai

MUR/EAR Symposium 2023, 20 September 2023