第 451回生存圏シンポジウム

第 15 回 MUレーダー・赤道大気レーダー シンポジウム

2021年9月9日·10日

京都大学生存圈研究所

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 ネシア国家研究イノベーション庁・航空宇宙研究機構(LAPAN/BRIN)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。EARの完成から20周年を記念して、2021年 9月20日・21日に、赤道大気レーダー20周年記念式典・シンポジウムがオンラインで開催 された。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9日・10日に、第15回 MU レーダー・赤道大気レーダーシンポジウムを開催した。昨年同様、新型コロナウィルス(COVID-19)の感染拡大防止のためオンラインで開催した。 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 画について海外からも含め29件の研究発表があり、活発な議論が行われた。

2021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・共同研究拠点専門委員会 委員長 山本 衛

MU レーダー・赤道大気レーダー共同利用の現状
山本衛・橋口浩之(京大 RISH)
航空機監視装置から得られる高頻度気象情報の誤差評価と補正手法の開発4
吉原貴之・瀬之口敦・毛塚敦・齋藤享・古賀禎(ENRI)
航空管制通信利用による海大陸における稠密気象データ取得の試み8
森修一(JAMSTEC)・橋本大志(極地研)・虫明一彦(いろはプロジェクト)・Reni
Sulistyowati (BPPT, Indonesia)
MU レーダー外付け受信専用アンテナを用いたアダプティブクラッター抑圧シス
テムの開発
矢吹諒・橋口浩之・寺田一生・山本衛 (京大 RISH)
複数の GNSS を活用する電離圏全電子数観測システムの開発とその性能
河上晃治(京大 RISH)·齋藤享(電子航法研)·山本衛(京大 RISH)
MU レーダーによる電子密度の長期統計解析と信楽イオノゾンデ自動読み取りシステムの
開発
増田秀人・横山竜宏・山本衛(京大 RISH)
インドネシアにおけるプラズマバブルとドリフト速度の GPS 観測
大塚雄一(名大 ISEE)・Prayitno Abadi (LAPAN)・Kornyanat Hozumi (NICT)
地上多点ネットワークに基づく超高層大気変動の緯度間結合の観測的研究計画32
塩川和夫·大塚雄一·西谷望·能勢正仁·野澤悟徳·大山伸一郎(名大 ISEE)·吉川顕
正(九大 ICSWSE)·藤本晶子(九工大)·横山竜宏·山本衛(京大 RISH)
GEONET ROTI を用いた Es 層の構造・特性の解析
齋藤享(電子航法研)·細川敬祐·坂井純·冨澤一郎(電通大)
フィリピン・メトロマニラにおけるプレモンスーン期の強雨出現の特徴
浜田純一(都立大)·久保田尚之(北大)·松本淳(都立大)·佐藤光輝·高橋幸弘(北大)·
Glenn Vincent (フィリピン ASTI)
南極昭和基地大型大気レーダーを用いた気象再解析データ中の大気重力波再現性の検
証
富川喜弘(極地研)・吉田理人(総研大)・江尻省(極地研)・高麗正史・佐藤薫(東大理)
EAR 建設構想の初心に還る:地球の鼓動を聴く
山中大学(地球研)
SEALION Project Overview: Toward the Development of Plasma Bubble Alert System ···· 48
Kornyanat Hozumi · Septi Perwitasari · Shinichi Hama · Kenji Nakayama · Michi Nishioka ·
Takahiro Naoi · Takuya Tsugawa (NICT) · Pornchai Supnithi · Napat Tongkasem ·
Phimmasone Thammavongsy (KMITL, Thailand) • Punyawi Jamjareegulgarn (KMITL
PCC, Thailand) • Susumu Saito (ENRI) • Yuchi Otsuka (ISEE, Nagoya Univ.)
Development of an Autonomous Equatorial Spread-F Detection Method for SEALION Plasma
Bubble Alert System
Septi Perwitasari•Kornyanat Hozumi (NICT)

目 次

New ionospheric 3D tomography analysis with combined GEONET and ionosonde data 53
Nicholas Ssessanga · Mamoru Yamamoto (RISH, Kyoto Univ.) · Susumu Saito (ENRI)
3-D imaging of daytime mid-latitude sporadic E over Japan with ground-based GNSS data \cdots 57
Weizheng Fu, Nicholas Ssessanga, Tatsuhiro Yokoyama, Mamoru Yamamoto (RISH,
Kyoto Univ.)
Wavelet Coherence Analysis of Cumulus Cloud and Local Thermal in the Boundary Layer
Using Multiple Instruments ······ 60
Ginaldi Ari Nugroho (Graduate School of Engineering, Kyoto Univ.)•Kosei Yamaguchi•
Eiichi Nakakita (DPRI, Kyoto Univ.)•Masayuki K. Yamamoto•Seiji Kawamura•Hironori
Iwai (NICT)
TKE dissipation rate ϵ estimated from MU radar, LQ7 wind profiler, UAV and balloon data:
Statistics and case studies from ShUREX campaigns
Hubert Luce · Hiroyuki Hashiguchi (RISH, Kyoto Univ.) · Laskhmi Kantha · Abhiram
Doddi · Dale Lawrence (Univ. of Colorado Boulder, USA) · Masanori Yabuki (RISH,
Kyoto Univ.)
衛星回線における降雨減衰量と雨域移動速度の関係69
前川泰之·柴垣佳明(大阪電通大)
赤道大気レーダー観測に基づいた西スマトラ山岳域での下層風速場の違いによる対流活
動の特徴について
柴垣佳明(大阪電気大)・橋口浩之(京大 RISH)・下舞豊志(島根大)・山中大学(地球研)
インドネシアにおけるライダーを用いた煙霧観測手法の検討
柴田泰邦・Isam Ebisawa KUSWAN・阿保真(都立大)
衛星ビーコン観測によるスポラディック E 層の構造の研究80
高橋透·斎藤享(電子航法研)
赤道プラズマバブルに繋がりうる電離圏の長波長変動の観測86
寺田一生・山本衛(京大 RISH)
観測ロケット搭載用の2周波ビーコン送信機とアンテナの開発91
山本衛・黒川浩規(京大 RISH)
X-band weather radar observations in the east coast of Sumatra: Statistical analysis of diurnal
cycle of rainfall (スマトラ東部沿岸地域における X バンド気象レーダー観測 -降雨日周期
の統計的分析-)
小川まり子(京大東南研)・山中大学(地球研)・Awaluddin・Arief Darmawan・Reni Sulistyowati
(BPPT, Indonesia) · Albertus Sulaiman (LIPI, Indonesia) · 甲山治(地球研 · 京大東南研)
高知市における雨滴粒度分布の特徴及びウインドプロファイラとの比較 98
中陽(高知大院)・村田文絵(高知大理工)
コトタバンにおける GPM/DPR と地上観測の降水強度比較101
丸本将大・下舞豊志(島根大自然科学)
MU レーダーを用いた DDMA-MIMO 観測実験105
松田知也・越田雅大・橋口浩之(京大 RISH)
赤道大気レーダーで観測されたプラズマバブルと150km エコーの長期統計解析108
横山竜宏(京大 RISH)・杉野創(京大情報)・高木理絵子・劉鵬・山本衛(京大 RISH)

MU レーダー・赤道大気レーダー共同利用の現状

山本衛・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(2020 年より MU レー ダー/赤道大気レーダー共同利用・共同研究拠点専門委員会)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35年以上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。すぐに仮復旧したが、完全復旧の方法について検討中 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 カ所の現業用ウイ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。また、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ンに 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 インドネシア国家研究イノベーション庁・航空宇宙研究機構(LAPAN/BRIN)との密接な連携 のもとで運営されており、2001 年 7 月から現在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。また、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。出張修理が必要であるが、渡航制限が続 いているため、復旧に時間を要している。

EAR の完成から 20 周年を記念して、2021 年 9 月 20 日・20 日に、生存圏研究所と LAPAN/BRIN の共催により、赤道大気レーダー20 周年記念行事がオンラインで行われた。 Laksana Tri Handoko BRIN 長官、湊長博京都大学総長らが祝辞を述べた。

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」(代表:津田敏隆)は日本学術会議のマスタープラン 2014・2017 の重点大型研究計画の一つとして採択された。さらに、マスタープラン 2020 に、 山極壽一京大総長を代表者として応募し、重点大型研究計画の一つとして採択された。

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、



2

電子工学、宇宙物理学など広範な分野にわたる多くの成果を上げている。図1にこれまでの 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。2017年2~4月にはMUレーダー高感度観測システ ムの整備のため、共同利用観測を休止した。2020年度には、キャンペーン(長期間)観測課題 として、後期に佐藤薫教授代表の「国際大型大気レーダーネットワーク同時観測」を実施し 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。



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

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 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きており、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。



航空機監視装置から得られる高頻度気象情報 の誤差評価と補正手法の開発

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

2021/09/09 第15回MUR/EARシンポジウム

内容

- DAPsデータから得られた風向・風速の誤差評価
 MUレーダー(MUR)データとの比較検証

2

4

まとめと今後の計画
 風向・風速の誤差要因と補正手法開発に向けて

2021/09/09 第15回MUR/EARシンポジウム



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 *いわゆるADS-B				
10	データリンク能力通報	0	0		
17	主要BDS能力通報	0	0		
20	航空機便名	0	0		
40	選択垂直方向意図(MCP/FCU選択高度,気圧設定値など) O				
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)		0		
60	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 2021/09/09 第15回MURIEARシンポジウム					



















DAPsによる風向・風速の誤差評価 SSR-S調布実験局: MURから半径20km内



DAPsによる風向・風速の誤差評価 WAM: MURから半径20km内



DAPsによる風向・風速の誤差評価 MUR観測との比較のまとめ

		東西方向		南北方向	
		Bias	Sigma	Bias	Sigma
200 0 四本日	100km	1.459	4.711	1.253	4.749
35K-3調冊向	20km	0.916	3.654	1.009	3.977
10/0.04	100km	1.313	5.179	0.509	5.129
VVAIVI	20km	1.189	3.932	0.321	4.146
 MUレーダーデータの風速を直値とした比較検証 単位:m/s 					単位:m/s
 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3倍、半径20kmで約5倍) 前回までの解析で課題となっていたデータの空間的な偏存を解消 					
 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				ŧ	
- 分散:東西及び南北方向ともに4m/s程度					
2021/09/09		第15回MUR/EA	ARシンポジウム		

まとめと今後の予定

- 複数の航空機監視装置のDAPsから風向・風速を推定

 従来のSSR-S調布実験局データに加えて、WAMデータを利用
 WAMデータ・データ偏在の解消(MUR西側、低高度でも取得)、データ数の 飛躍的増加
- パ理的増加
 MUレーダーデータの風速を真値とした検証

 最終的に東西方向で1.2m/s程度のバイアス誤差が残った
 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を行っている。
 (4, 2012) は、2012
 (4, 2012) は、2012
 (4, 2012) は、2012
 (5, 2012)
 (5, 2012)
 (5, 2012)
- - 今後、MURの風向・風速を使用して磁方位のオフセットを推定する手法を試 みる予定 _
- 今後の計画
- 夜の計画 幾何学的高度(GNSS高度、WAMによる推定高度)の利用:観測値としての 気圧も利用 ・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 長期データの解析(一定高度を飛行する航空機)と、発展性(高度変化を伴う 航空機)
 - ・ 高度変化した航空機の風向・風速データの補正と利用
 ・ BDS 4,0、5,0、6,0の受信時刻差(代表値:10秒)による影響

18

第15回MUR/EARシンポジウム 2021/09/09

謝辞

本研究で用いた以下のデータをご提供ください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

参照文献

- ・ 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 回飛行機シンボジウム 3C03,高松市,2013年11月

 ・高橋他(2018)、磁気図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

2021/09/09

第15回MUR/EARシンポジウム

森修一(JAMSTEC)・橋本大志(極地研)・虫明一彦(いろはプロジェクト) Reni Sulistyowati (BPPT, Indonesia)

1. 背景

- ・これまで約20年間、インドネシア 陸域(や海洋地球研究船「みら い」船上)で数多くの集中観測を 実施し、毎回極めて大量の観測 消耗品(ゾンデ送信機、ゴム気球 等)を用い現地に広く廃棄してき たこと、大変心苦しいものあり。
- ・近年の環境問題対策はもちろん、 ますます削減されていく研究予 算対策や、「観測に出たがらない 若者」対策からも、省資源化/低 予算化/省力化が可能な持続的 な観測手法が求められている。



航空管制通信利用による海大陸における 稠密気象データ取得の試み

- 1. 背景(cont.)
- ・現代では無数の航空機が地球 上空を24時間飛行しており、(彼 らにとっても気象情報は必須で あるが)飛行ルート上の気象を 時々刻々計測していることから、 その一部はWMOの定める AMDAR(Aircraft Meteorological Data Relay)プロトコルによりGTS 経由で世界の気象機関に配信され、現業予報や研究に利用され ている(コロナ禍による飛行数激 減で予報精度悪化はニュースで も話題となった).



WMO, "AMDAR newsletter", https://sites.google.com/a/wmo.int/amdar-news-andevents/newsletters/volume-19-may-2020, 28/09/2020

航空管制通信利用による海大陸における 々取得の An ALEDAR covinition 6 f October 21, 2018 shows east northeast winds at 31 knots WMO航空機観測気象データ中継 システム(AMDAR)観測結果の一例 (2016/10/21, ホノルル空港離陸1機 のデータ) WMO Aircraft Observations & AMDAR -**News and Events** https://sites.google.com/a/wmo.int/amdarnews-and-events/newsletters/volume-15-april-2018 NOAA/ESRL/GSD the Bahr as. Philos s, Virgin and Canary Islands, Mauritius and oth ction, turbulence and low level wind she rd Mamrosh, U.S. National Weather Service, Green Bay, Waco エアデータ明朝 (東京航空計器 https://www.tkk-air.co.jp/aerospace/air-data.html)

航空管制通信利用による海大陸における 稠密気象データ取得の試み

- 1. 背景(cont.)
- ・しかしながら、AMDAR機材の 導入経費や地上への通信費は エアライン負担であり、そのコス トが大きいことから、東南アジア に数多いLCC等のキャリアでは 対応していない機材が大半で、 大量の有用な航空機観測デー タが利用されておらず、大変もっ たいない状況にある.



03 May 2020 15 00 00 – 64 May 2020 15 24 18 (122910 etc leaded, 11284 in range, 11217 shown) WMO, "AMDAR newsletter", https://sites.google.com/a/wmo.int /amdar-news-and-events/newsletters/volume-19-may-2020, 28/09/2020

2. 目的と期待される成果

- ・オープン&ビッグデータである航空機 ADS-B信号を最大活用し、高層気象観 測データの時空間密度が低いインドネ シア海大陸域において、省力低予算か つ環境負荷の少ない代替高層気象観 測手法の開発を目指す.
- ・これまで陸上のみの現業ゾンデ観測に 対し、代替データを海洋上でも広く得る ことができ、かつ、1日2回の現業観測 データが高時間分解能のデータに代替 される(離着陸頻度には依存)ことから、 メン気象研究への貢献が期待できる(水 蒸気量に関しては別途検討).
- ・特に航空/海上交通が輻輳する多島海 域等では、これら交通機関に対する気 象災害リスク軽減や最適航路選択によ る経済運航への貢献も期待できるかも



インドネシアBMKGラジオゾンデ観測地点(上図,青 四角)およびADS-B搭載航空機の飛行状況例 (Flight Radar 24より).

航空管制通信利用による海大陸における 稠密気象データ取得の試み

3. 研究手法と計画

- ・ADS-B信号には航空機の姿勢や動揺等 により幅広いスペクトルのノイズあり、風 向/風速/気温の再構築には現業ゾンデ 観測による検証と品質管理が必須.
- ・最終的には、EAR観測所近傍のパダン 空港も含めたインドネシアBMKG現業ゾ ンデ観測所への設置し、現業ゾンデ観測 データによる風向風速気温プロファイル の比較検証を行う計画.
- ・現在はADS-B受信機開発および取得 データ検証の段階で、日本国内における航空機運航におけるADS-B信号の配信概念図(情報 運用評価を実施中.



通信審議会 情報通信技術分科会 航空無線通信 委員会 報告「ADS-B係る無線設備の技術的条件」よ Ŋ).

•科研費(挑戦/萌芽, 2020-2022年度)

「航空機ビッグデータ活用による環境低負荷な高層気象代替観測技術の開発」 ・JAM内では「民間航空機/商船オープン&ビッグデータ活用による環境低負荷な代替 大気海洋観測技術の開発(MaCAN : Maritime Continent automatic dependent Airsea observation Network) 」として細々と実施中.

2.1 Wind Speed and Direction

From the Mode-S BDS50 message (International Civil Aviation Organization, 2004), the following data is available (de Haan, et al., 2013; Royal Netherlands Meteorological Institute, 2013):

- . **True Airspeed**
- Ground Speed
- **True Track Angle**

From the BDS60 message, the following data is available:

Magnetic Heading

Once the Magnetic Heading has been corrected for the local difference between Magnetic North and True North (NOAA: National Centers for Environmental Information, 2016), the Wind Speed and Direction can be calculated according to Figure 1.



(Vû, H. V., 2018: ADS-B and Mode S Data for Aviation Meteorology and Aircraft Performance Modelling. doi: 10.13140/RG.2.2.29307.36646/1)

Figure 1: Wind Speed and Direction can be calculated from the difference of the Ground Speed and True Airspeed vectors

(Body, D. 2016: "Deriving Meteorological Data from free-to-air Mode-S broadcasts in an Australian Context", CIMO TECO 2016)

航空管制通信利用による海大陸における 稠密気象データ取得の試み

2.2 Temperature

The Mode-S BDS60 report also contains the Mach (number) M. Since $M = \frac{v_{aircraft}}{v_{aircraft}}$ (1) where vaircraft is the airspeed of the aircraft and cair is the speed of sound in air. Also $c_{air} = 331.3 1 + \frac{1}{273.15}$ (2)where T is the air temperature in degrees Celsius. Substituting for Car and rearranging gives $T = 273.15 \left[\left(\frac{v_{aircraft}}{331.3M} \right) \right]$ -1 (3) (Body, D. 2016: "Deriving Meteorological Data from free-to-air Mode-S broadcasts in an Australian Context", CIMO TECO 2016) ENGINE MACH NAV VIB(N1) 260 240

TERR STD GW 132213 LBS 14

(A320 Displays and Panels http://www.a320dp.com/A320 DP/menu.html)











- まとめ
- ・インドネシアなど海外陸上における研究用集中ゾンデ観測の省力・省 資源化および低予算化を目指し,航空管制用ADS-B/Mode-Sデータ 受信による代替観測手段を検討中.
- ・まずは、国内数ヶ所にADS-B受信機を設置し、当該データの連続受信および気象データ(風向/風速/気温)の時空間変動をモニター中.
- ・計算された気象データには明らかなエラー値も多く、先行研究も勘案 しつつ、特に上昇降下中の機体姿勢などエラーの原因を調査予定.
- ・コロナ禍明けにはパダン,ジャカルタ,デンパサールなどBMKG Meteorological Station(ゾンデ観測地点)に受信機を設置し,同地点 同時観測に基づきデータQCを進め,実利用への可否を検討したい.

•謝辞

ADS-B/Mode-S利用研究の先達であるENRI吉原さんグループには, 大変お世話になっており感謝しております. 今後は共同研究を御一 緒して頂く予定で, どうぞ引き続きよろしくお願い致します.

MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム

MUレーダー外付け受信専用アンテナを 用いたアダプティブクラッター抑圧システムの開発

矢吹 諒、橋口 浩之、 寺田一生、山本 衛

京都大学生存圈研究所(RISH)

2021/9/9



Directionally Constrained Minimization of Power D DCMP(方向拘束付き出力電力最小化法) 所望方向(θ₀, φ₀)への応答は保持 =所望波方向 妨害波方向にヌル(出力電力最小化) • ↓=干渉波方向 DCMPの原理 minimize $\left(P = \frac{1}{2} \mathbf{W}^{\mathrm{H}} \mathbf{R} \mathbf{W}\right)$ subject to $\mathbf{C}_{R}^{T} \mathbf{W}_{1}^{*} = 1$ $W = \frac{K}{C^{H}R^{-1}C}$ $\lambda/2$ 0 受信信号相関行列 $\mathbf{R} = E[\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathrm{H}}]$ -20 [gp] $\cdots x_1 x_M^*$ $x_1 x_1^*$ $x_1 x_2^*$ -40 $x_2 x_1^* \quad x_2 x_2^*$ = E٩. ÷ ; $\begin{bmatrix} x_M x_1^* & x_M x_2^* & \cdots & x_M x_M^* \end{bmatrix}$ -60 方向拘束 Angle [deg] $\mathbf{C} = \mathbf{A}(\theta_0, \phi_0)$

Norm Constrained DCMP



原理式 $\underset{\mathbf{W}}{\text{minimize}} \left(P = \frac{1}{2} \mathbf{W}^{\text{H}} \mathbf{R} \mathbf{W} \right)$ subject to $\mathbf{\hat{C}}^{\mathrm{T}}\mathbf{W}^{*} = 1$ $\|\mathbf{W}\|^2 \le U$ $\mathbf{R} = E[\mathbf{X}\mathbf{X}^{\mathbf{H}} + \alpha\mathbf{I}]$

相関行列 R X C 受信信号 方向拘束; $\mathbf{C} = \mathbf{A}(\theta, \phi)$ W U 最適ウェイトベクトル ノルム拘束値 疑似雑音 α

研究目的

 Gain-weighted NC-DC ・所望方向のゲインが低 ルのみが上昇する →所望方向に対するゲイ: 	MP いアンテナを同等に扱うとノイズレベ ン比を予め方向拘束に組み込む
$\hat{\mathbf{C}} = \frac{\sqrt{M}}{\mathbf{W}} \sqrt{\mathbf{G}(\theta_0, \phi_0)} \circ \mathbf{C}$	$\mathbf{G}(\theta_0,\phi_0) = [\mathbf{G}_1(\theta_0,\phi_0),\mathbf{G}_2(\theta_0,\phi_0),\cdots]$
$\left\ \sqrt{\mathbf{G}(\theta_0,\phi_0)}\right\ ^{\sqrt{1-C(\theta_0+\theta_0)}}$	$\mathbf{G}_{l}(heta_{0}, \phi_{0})$: i番目の素子の所望方向ゲイン
研究目的 外付けアンテナによる クラッターエコー サ 大気エ	SN比の劣化の少ない抑圧手法 ペインアレイ ->高利得 大気エコーの観測 サブアレイ ->低利得無指向性 クラッターの抑圧

MUレーダー(滋賀県甲賀市信楽町)の概要

■MUレーダー

- VHF帯: 46.5MHz
 VHF帯: 46.5MHz
 475本の3素子直交八木アンテナからなるフェーズドアレイアンテナ
 19本をノンアダプティブ加算し、1チャンネルとした 25自由度のアダプティブ信号処理が可能

20日田度のアタノティク信号処理かり能 外付けアンテナ ・アンテナの信号はLNA(リミッター,BPF)で増幅後、同軸ケーブルで観測室へ ・観測室にてLNAで増幅後、MUレーダー受信システムの入力信号(中間周波数 5MHz)に変換



MUレーダーと外付けアンテナ(2021/3/19まで) Ch.26 4 Main 25 channel Ν Ch.27 南方向に山があるため L feere . 外付けアンテナを設置で STP きない Ch.29 Ch.28

検討した抑圧手法(method1-5)と用いたアンテナ



外付けアンテナの効果

□ (East beam 2019/1/5 16:01)

- Method1 ->常に高い抑圧度、SN比の劣化が見られる Method3 ->単純合成のためSN比の劣化が見られない、抑圧が不十分な時があ .

. 。 抑圧が不十分な原因: ①外付けアンテナ位置の偏り(北)から南を観測できていない ②クラッターの発生方向により、レンジが変化する



レンジずれの原因



クラッター(北): 外付けアンテナがメインアンテナより前に受信 クラッター(南): 外付けアンテナがメインアンテナより後に受信

本研究では受信データを(-2,2)の範囲で時系列シフト ->総当たり的にレンジずれを解消する

レンジ最適化の実装



レンジ最適化(シフト処理)

- □シフト処理の方法
- まず、アンテナ1本ずつで確認 外付けアンテナのデータを総当たり的にシフトする
- (クラッターは漏れ出たビームの反射波なので方向、タイミング不明) □ 抑圧度Zの定義
- S_W(0)とS_{NA}(0)の比を抑圧度とする(W:最適ウェイト) $\frac{S_{W}(0)}{S_{NA}(0)}$ $S_{NA}(0)$ が小さい(元々クラッターがない) と抑圧度が低く算出。 Z = 1(S_{NA}(0) <= 10・Noise_{NA})のデータは 抑圧度の評価から除外 Nonadaptive NC-DCMP



レンジ最適化(アンテナ)

- ■(南ビーム 2020/11/14 07:14)(1データ:1分) X-axis:シフト範囲 (-2から2まで0.1間隔)
 - Y-axis:距離
 - 1シフトは150mに対応 (MUレーダー)
 - 最適シフト量はクラッター源の方向に依存(クラッター源は不明) = 距離ごと、外付けアンテナごとに総当たりで最適化 Method3はN⁴の計算量が必要 ->



レンジ最適化(組み合わせ最適化)

□抑圧結果(Method3)

- レンジ最適化の効果は高かった(青->赤)
 - 計算コストは課題(1分のデータに1分弱)
 - (並列化で実用可能だが、組み合わせ最適化を行わない方法あり)



隣接レンジ信号を加えたNC-DCMP

■隣接レンジ信号を用いたMethod3

- シフトした外付けアンテナのデータ = レンジのずれた仮想チャンネル
- ・ Gain weighted NC-DCMP (1+5×4 チャンネル)
 - (シフト範囲 (-2,2),間隔1の時)

• 抑圧度、SN比は組み合わせ最適化に劣らず、計算時間は短い(4秒)



隣接レンジ信号を加えたNC-DCMP

■隣接レンジ信号を用いたMethod3

- シフトした外付けアンテナのデータ = レンジのずれた仮想チャンネル
- ・ Gain weighted NC-DCMP (1+5×4 チャンネル) (シフト範囲 (-2,2),間隔1の時)

• 抑圧度、SN比は組み合わせ最適化に劣らず、計算時間は短い(4秒)



Future plan

□アンテナ位置の最適化

- ・ 時間コスト的に実用可能なMethodを見つけられた
- インプログラムに実装(済)、実時間処理出来ているか確認
- 南方向のクラッターを観測できていないかもしれない
- ->アンテナ位置を動かしながら、抑圧度が良くなるように調節

■Equational Atmospheric Radar(EAR)への適用

- EAR(赤道大気レーダー)はVHF-band active phase-array radar (インドネシアの西スマトラ)
- MU radarと似ているが受信チャンネルが1つのみ
- ・ EARではUniversal Software Radio Peripheral X300 (USRP X300)とGNU Radio softwareを使用したマルチチャンネル受 信システムを開発中

- H Hashiguchi, T. Manjo, and M. Yamamoto, Development of Middle and Upper atmosphere radar real-time processing system with adaptive clutter rejection. Radio Sci., 53. doi:10.1002/2017RS006417.2018.

 +田一生, MUレーダー外付け受信専用アンテナを用いたアダブティブクラッター抑圧手法の研究、平成30年度京都 大学工学部電気者テン学科学生論文.

 JK線基3. MU レーダー実時間アダブライブラッター抑圧システムの開発、平成21年度京都大学情報学研究科通 信情報ンステム専攻を主協文.
 N. A. M. Aris, H. Hashiguchi, and M. Yamamoto. Development of Software-Defined Multichannel Receiver for EAR, Radio Sci., 54. 617-578. doi:10.1002/2019R50006817.2018. 人保田匡亮. MULーダーナを用いた実時間航空機クラッター抑圧に関する研究、平成29年度京都大学情報学研究科通 遺信情報ンステム専攻を主協文.
 N. A. M. Aris, H. Hashiguchi, and M. Yamamoto, Evaluation of EAR spaced-antenna performance using multiple receiving anternas orientations, Radio Sci., 55. e2019RS0007049. doi:10.1029/2019RS007049.2020. Nor Aclan Inio Mold Aris, Development of Software-Defined Multichannel Receiver for Equatorial Atmosphere Radar (EAR), 471.14度京都大学情報学研究科通信情報システム専攻博士論文. Kamio, K. K. Mishimura, and T. Stol. (2014). Adaptive sidelobe control for clutter rejection of atmospheric radars. Ann. Geophys. 22. 4005-4012. Nishimura, K. K. Stol. 2004. Adaptive sidelobe Cancellation Technique for Accurate Vertical Wind Measurements with Multichannel MST Radar, J. Atmos. Ocean. 28, 1789-1775. Hashimoto, K. K. Nishimura, and T. Sato (2014). Adaptive Sidelobe Cancellation Technique for Atmospheric Radars Containing Arrays with Mouniform Gain, EICE Trans. Commun. E99-8.2533-2591. Hashimoto, T. K. Nishimura, and T. Sato (2014). Adaptive Sidelobe Cancellation Technique for Atmospheric Radars Containing Arrays with Multichanel MST Radar, J. Atmos. Cean.eliston Technique for Atmospheric Radars Containing Arrays with Multichanel MST Radar, J. Kutter rejection on atmospheric Radars Containing Arrays with Multichanel MST Radar, J. Matter Sidelobea. Tech., 29, 1789-1775. Hashimator, K. Nishimura, And T. Sato (2016). Adaptive Sidelobea Cancellation Technique for Atmospheric Radars Containing Arrays with Multichanel MST Radar, J. Kutter rejection on atmospheric radars, Raf#Y#

- 研究科通信情報システム専攻博士論文

複数のGNSSを活用する

電離圏全電子数観測システムの開発とその性能

第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンボジウム 第451回生存権シンボジウム 河上晃治(京大RISH)・斎藤亭(電子航法研究所)・山本衛(京大RISH)

2021/09/09

目次

1

1.研究背景と目的
2.TEC観測の原理
3.手法
3-1.TEC導出
3-2.評価
4.結果
5.まとめと展望

1.背景と目的 —TEC観測—

背景

-



電離圏では大気の一部が電離しており、電子密度が活発に変動する 電子の分布によって、電波の反射・吸収・遅延を引き起こす GNSS、衛星放送、短波通信等を利用したシステムの障害要因となる 電離圏電子密度の観測・解析・予測モデル構築が必要

電離圏の観測(TEC観測)には二周波受信モジュールが必要だが,非常に高価

■● 近年,他用途で安価なモジュール(F9Pモジュール)が登場

■ TEC観測における精度は不明



1.背景と目的 —TEC観測— 目的

F9PモジュールのTEC観測における精度を明らかにする モジュールの内部構造が明らかにされていないため、実際に TEC観測システムを開発しTEC観測を行うことで性能を評価する F9Pモジュールは複数のGNSSに対応しており、TEC観測に用いられれば 安価に大量のデータを収集することが可能になるため F9Pモジュールを想定した自律TEC観測システムの構築を目指している 2

4

6

	単位系
	$f : [H_2] = [\frac{1}{s}]$
2.1 EC 航州 D/标理	N : $[\frac{1}{m^2}]$
	$40.3: \left[\frac{C^2}{r^F}\right] = \left[\frac{m^3}{r^2}\right]$
TEC(総電子数)	
衛星-受信機間で電波が通過した電子の総数	$\delta I : [\frac{x^2 - m^2}{1}] = [m]$
TECの導出	z ²
電離圏による電波遅延距離量 δIは 周波数 f とTEC値 N に依存し $\delta I = \frac{40.3}{f^2} N$	で表される
衛星の信号から衛星-受信機間の擬似距離 ρが求められ,	
主にるIと真の距離 r,対流圏遅延距離項 T,時計誤差距離項 cot を用いて / =	$r + T + c\delta t + \delta I$ で構成される
▶ 二周波を同時に受信し、それぞれから求めた擬似距離の差をとることで周波	数非依存項r, T, cðt が削除され
$f_2^2 = f_1^2$ and the expectation of the set of the	
$\rho_1 - \rho_2 = \delta I_1 - \delta I_2 = \frac{\delta I_2 - \delta I_2}{f_2^2 f_2^2} 40.3N$ からTEC値Nが求められる	



識別することで受信時刻を求め衛星送信時刻との差に光速を乗算することで導出される $\rho = c(t^s - t_i)$ ($t^:$ 衛星送信時刻, t_i :受信機受信時刻)





OZSS est Dif 3-1.TECの導出 ーサイクルスリップ検出ー 3-1.TECの導出 ―結果①-最小二乗法による位相飛びの検出・補正 低仰角(<30度)衛星の除去 サイクルスリップ検出 過去10個(10s)分の位相データを多項式近似し,次の位相を推測 QZSS PhaseTEC QZSS PhaseTEC QZSS PhaseTEC 181 182 183 14111 14112 14212 14212 14212 14311 14412 14412 14412 14412 14412 14412 15012 15012 15012 15012 15012 15012 15012 15012 15012 15012 15012 推測値とデータとの差が閾値を超えれば, サイクルスリップが発生 1440, 1470, 1470, 1480, 1590, 1500,1 215 ╈ データを推測値に置き換えて 位相飛びを補正する 0.50 位相デ 推測値の変動 タの変 9 10



3-2.評価

F9Pモジュールの処理結果を国土地理院のGEONET受信基地局が提供するデータの処理結果と 比較することによって評価を行う /データは2020年9月1~10日に宇治で観測されたもの 、 GEONET受信機とF9Pの観測地点間距離は約3kmで、観測高度を考えると影響は無視できる。 GEONET受信機のサイクルスリップは補正できていないため, 処理結果に飛びが残っている → 比較結果にも飛びが残っている

これまでの処理ではまだハードウェア起因の衛星/受信機計器バイアスが残っているが, 適当な衛星についてF9Pの初期値をGEONETの初期値に合わせることによって F9Pの受信機バイアスを消去して比較した(衛星バイアスは共通)







4.結果(TEC値の差の絶対値)

各衛星のGEONET-F9P間の差(絶対値)の平均値は
• 最大で8.61TECU

٠	最小	、で0	.56TI	ECU	

13

平均差の各GNSSにおける平均はともに

• 2TECU程度 これらの差はコードTECへのフィッティング差

の影響が大きいと思われる

→ アンテナのマルチパス耐性等が関与し得る

	最大平均差 (TECU)	平均平均差 (TECU)	最小平均差 (TECU)
GPS 21 sats)	6.10	2.18	0.56
Galileo 19 sats)	8.61	2.16	0.74
QZSS (4 sats)	2.50	1.93	0.87

16

14

5.まとめと展望

本研究では安価なF9PモジュールのTEC観測精度の評価に取り組んだ. 国土地理院のGEONET受信機の結果に対して, 平均して2TECU程度の差があることが わかった.これは分野によっては実用に耐えうる精度だと思われる. 将来的にこのモジュールを用いた,自律的にリアルタイムTEC観測及びデータの蓄積 を行うシステムを構築する予定である.

その上で,計器バイアス推定機構等の実装が必要である.また現状のTEC補正方法で はリアルタイム性が得られないため,別の手法を取り入れる必要がある. このシステムによって,電離圏観測の数居を下げ,電離圏観測分野の更なる活性化が 期待される.

MUレーダーによる 電子密度の長期統計解析と 信楽イオノゾンデ 自動読み取りシステムの開発

增田秀人[†] 横山竜宏[†] 山本衛[†] *京都大学生存圈研究所

MUレーダーによる電子密度の長期統計解析

アウトライン •背景 • 先行研究 •目的 原理・方法 •結果

背景

 電離圏の概要 D領域・E領域・F領域に分類され、 これらの領域や電子密度分布は周 期的・不規則的に変化する →変動によって異なった電波の反 射や吸収・遅延等を引き起こす
 電離圏の社会との関わり 短波通信や無線通信 衛星運用 航空機の運行などの航法



MUレーダー

- 電離圏観測の手段の一つで ある非干渉散乱(IS)レーダー
- ・ 1986 年からIS レーダーとし て現在まで定常的に電離圏 の観測
- 電子・イオン温度、イオン ドリフト及びエコーパワー を定常的に観測・記録



MUレーダー

先行研究と本研究の目的

• 先行研究

- 最大11年分(太陽活動)一周期に当たる)のデータを用いた解析 電子・イオン温度の日変化の調査,経験モデルとの比較、電子密度との相関[1] F領域子午面大気風速や中緯度F領域電場について[2,3]
 - [1]川村誠司,MUレーダー観測に基づくF領域プラズマ温度/イオン組成に関する研究 [2]大塚雄一,MUレーダー観測に基づくF領域で場の研究。 [3]川村誠司,MUレーダー観測に基づくF領域子午面中性大気風速の研究

•本研究の目的

- MUレーダーの観測開始からの34年分のデータを用いて解析を行うこと で、長期的な電離圏の特性を明らかにする ・特にエコー強度、すなわち電子密度に焦点を当てた

原理·方法

R, P_s, T_r が与えられる

・電子密度は観測データからどのように得られるか? $P_{S} = C \frac{N_{e}}{R^{2}(1+T_{r})}$

N,:電子密度
Ps: 散乱電力 (エコーパワー)
C:レーダーシステムに依存する定数
R:散乱体積までの距離
T,: 電子温度とイオン温度の比

各時刻におけるエコー強度の最大値が情報通信研究機構 (NICT)のイオノゾンデにより得られた国分寺でのF2層臨界 周波数ƒ₆F₂に対応すると仮定して、各時刻におけるCを求め

原理·方法

・プラズマ周波数と電子密度の関係 $\omega^2 = (2\pi f)^2 = \frac{ne^2}{m\epsilon}$ $\omega^2 = (2\pi f)^2 = \frac{ne^2}{m\epsilon}$ (2)

f_oF₂とエコーパワーの対応

- エコーパワーは100kmから500kmの高度の中で探す
- ・最大電子密度は、 $P_s R^2 (1 + T_r)$ が最大となるような 高度のエコーパワーに対応させる

結果

- 各年ごとの電子密度に関するIRIモデルとの比較
- ・電子密度の平均日変化
- •太陽活動と電子密度の関係
- レーダー定数Cの変化

各年ごとのIRIモデルとの比較

各年ごとに、時刻と高度での年間の平均を取り比較を行った



全体的に最大電子密度となる高度はIRIより低く出ている

電子密度の平均日変化





電子密度の平均日変化 ・地磁気活動依存性

左が地磁気擾乱時,右が地磁気静穏時









*レーダーシステムの更新での処理系の違いによる数値表現の変化 で大きく変わっているように見える

信楽イオノグラム自動読み取り

アウトライン ・背景 ・原理・方法

・原理・方

• 結果

信楽イオノグラム自動読み取り

•背景

「
育売
- 信楽で観測されたイオノグラムのデータは2001年以降はデジタル化さ
れているがそれ以前のデータはデジタル化されていない
- 画像データから信楽でのf₆F₆を読み取れるようになると現時点で用い
ている国分寺のf₆F₆のデータを用いないで済み、より正確な電子密度を
再現できる可能性がある
-その他のイオノゾンデ観測にも応用可能

原理·方法



画像の前処理

■ はいかってす。
 ● 高さ357km-363kmに現れる横方向のノイズを除去
 ● 周波数ごとに4次の多項式フィッティングを行い、生データとの差分を取る

• 周波数ことに4次の多項式フィッティンクを行い、生テータとの差分を取る







機械学習の結果

• Mask R-CNNによるラベル付け画像100枚での学習結果



2016 1/1 9:15の観測画像に対する予測結果

学習過程での損失関数が大きく 予測もうまくいっていない →学習させる画像の枚数を増やす・ パラメータを調整するなどで より精度を上げていく

まとめ

- 国分寺のf₀F₂を用いることでレーダーシステムに依存する定数 を求め、MUレーダーで観測されたエコー強度から電子密度の 絶対値へと較正を行った
- •得られた電子密度の結果をモデルと比較した
- ・今後は信楽の画像データからfoF2を得られるようにしていく

インドネシアにおけるプラズマバブルとドリフト速度の GPS 観測

*大塚雄一(名大 ISEE)、Prayitno Abadi (LAPAN)、 Kornyanat Hozumi (NICT)

1. はじめに

本研究では、プラズマバブルとよばれる、電離圏電子密度が局所的に減少する現象を 研究対象とする。プラズマバブルの内部には、電子密度の不規則構造が発生するため、 プラズマバブル内部を通る電波は影響を受け、受信強度の変動が起こることがある。こ の現象はシンチレーションとよばれている。本研究では、GPS 受信機で観測されたシ ンチレーションのデータを解析し、プラズマバブル発生の春と秋の違いを議論する。通 常、電離圏、特に電離圏電子密度は太陽天頂角に依存するため、春と秋は同じであると 考えることが多いが、本研究では、春と秋との違いに注目し、その背景にある物理を議 論したいと考えている。

先行研究である Otsuka et al. (2006)は、2003-2004 年の2年間にインドネシア・コ トタバンの GPS 受信機で観測されたシンチレーション・データを解析し、秋よりも春 にシンチレーションの発生頻度が高いことを示すとともに、東向きのドリフト速度(下 向き電場による東向きのプラズマの E×Bドリフトに対応する)が、プラズマバブルが 発生する日没直後では、春の方が秋よりも大きいことを示している。さらに、Otsuka et al. (2006)では、Farley et al. (1986)によって提唱された日没時の東向き電場増大の メカニズムを介して、東向き熱圏中性大気風速の春・秋非対称性がプラズマバブル発生 の春・秋非対称性の原因である可能性を示した。一方、Maruyama et al. (2009)は、南 北方向の熱圏中性大気風速の春・秋非対称性が、電子密度の緯度分布の南北非対称性を つくることにより、プラズマバブルの原因であるレーリー・テーラー不安定の成長率の 春・秋非対称性を引き起こすと説明した。このように、東南アジア域において、秋より も春にプラズマバブルの発生頻度が高いことは明らかであるが、その原因は未だ解明さ れていない。

本研究では、解析するデータの期間を増やし、2003-2016 年にインドネシア・コトタ バンに設置された GPS 受信機で得られた東西ドリフト速度に加え、磁気赤道付近に位 置するチュンポン、バクリウ、セブに設置されたイオノゾンデで観測された F 層高度か ら導出される上向きのドリフト速度及び電子密度に対応する foF2 について、春・秋非 対称と、これらの太陽活動度依存性を調べ、プラズマバブル発生頻度の春・秋非対称性 の原因を議論する。

2. 観測

人工衛星から送信された電波は、電離圏通って地上で受信される。電離圏に電子密度 の疎密構造ができると、電波が回折されるため、受信時には、回折された電波が重ね合



図 1:2003-2016 年にインドネシア・コトタバンにおける GPS 観 測で得られたシンチレーション指数 S4 の地方時・季節変化。

わされ、信号強度が変動するシンチレーションが起こる。赤道域では、プラズマバブル 内部に発生する電子密度擾乱によりシンチレーションが発生するため、シンチレーショ ンは、プラズマバブル発生の存在を検出する指標となる。さらに、電離圏擾乱が移動す ると、このシンチレーションのパターンも移動するため、地上において多点で観測する ことにより、シンチレーションを起こす電離圏擾乱の移動速度を測定することができる。 そこで、コトタバンの赤道大気レーダー・サイトに、相互間距離約 100 m で三点にア ンテナを設置し、その信号強度変動の相互相関から、電子密度擾乱、特にこの場合は、 プラズマバブルの移動速度を測定してきた。磁力線が南北に伸びているため、磁力線に 直交する方向である東西方向のドリフト速度を測定することができる(Otsuka et al., 2006; Abadi et al., 2017)。

また、本研究では、情報通信研究機構が整備している SEALION(Southeast Asia Lowlatitude Ionospheric Network)のイオノゾンデ・データを使用した。磁気赤道付近に位 置するチュンポン、バクリウ、セブのデータを用いる。 それぞれの観測点において、 F領域下部の高度を表す h'F の時間変化から鉛直方向のドリフト速度を導出する。この 速度は、東向き電場による上向きの **E**×**B**ドリフト相当する。

3. 結果

図1に、2003 年から 2016 年までにインドネシア・コトタバンにおける GPS 観測で 得られたシンチレーション指数 S4 の地方時・季節変化を示す。シンチレーション発生 頻度の年変化は、太陽活動度による違いで、太陽活動度が高いときにシンチレーション が発生し、太陽活動が低いときは殆ど発生していない。通常、シンチレーションは、春 と秋の日没時から真夜中過ぎにかけて発生するが、春と秋とを比較すると、春の方が秋 よりも発生頻度が高いことが分かる。Otsuka et al. (2006)では、2003-2004 年のデータを 示していたが、次の太陽活動周期でも同じ傾 向が見られることが分かる。

一方、東向きのドリフト速度(下向き電場に よるドリフトに相当)について、春・秋非対称 性を調べる。2003年から2016年までのデー タを、春(3,4月)と秋(9,10月)とに分け、それ ぞれ平均し、地方時変化として図2に示す。 先行研究と同様に、春の方が秋よりも東向き ドリフト速度が大きいことが分かる。ドリフ ト速度の平均を求めるために用いたデータの 日数は、春と秋においてそれぞれ192日と 184日である。春と秋の平均のF10.7指数の 値は、122.6と125.1であり、太陽活動度によ るデータの片寄りは無視できると考える。



図 2: 2003 年から 2016 年までにインド ネシア・コトタバンにおける GPS 観 測で得られた春(赤線)と秋(黒線)に おける平均東向きドリフト速度の地 方時変化。

しかし、東向きのドリフト速度の値は、太陽活動度に依存するため(Fejer et al., 1991)、 太陽活動度依存性を調べた。図3に、日没直後の19-22時に観測された東向きドリフ ト速度のF10.7 依存性を春(左)と秋(右)に分けて示す。図中の赤線は、直線近似したも のである。春では、太陽活動度が上昇するにつれてドリフト速度が大きくなる傾向が顕 著にみられるが、秋では、太陽活動度による違いは顕著ではない。この太陽活動度に対 する依存性の春・秋における違いにより、高太陽活動期において春の方が秋よりもドリ フト速度が大きいという春・秋非対称が顕著になる。



図 3: 2003-2016 年にインドネシア・コトタバンに設置された GPS 受信機で 観測された東向きドリフト速度の春(左)と秋(右)における太陽活動度(F10.7) 依存性。

図4に、磁気赤道付近のイオノゾンデ観測から得られた鉛直上向きのドリフト速度の 太陽活動度依存性を示す。東向きドリフト速度と同様に、春では、太陽活動度が上昇す るにつれてドリフト速度も大きくなっているが、秋ではこの傾向は顕著ではない。これ らの結果は、上向きドリフト速度と東向きドリフト速度、つまり、日没時の東向き電場 と下向き電場に、密接な関係があることを示唆している。

このような電場の春・秋非対称性の原因を明らかにするため、F 領域における電子密 度についても同様に、太陽活動度依存性を調べた。鉛直ドリフト速度と同様、磁気赤道 付近のイオノゾンデで観測された foF2 の太陽活動度依存性を図 5 に示す。foF2 につい ても、東西及び鉛直ドリフト速度と同様、太陽活動度依存性が春において顕著に見られ、 秋ではあまり顕著ではないという意傾向が見られており、ドリフト速度、つまりは電場 の生成に F 領域の電子密度が関係していると考えられる。また、このような foF2 の太 陽活動度依存性から、太陽活動度が高い期間において、春における foF2 が秋よりも大 きいことが分かる。



図 4: 磁気赤道付近に位置するイオノゾンデで観測された h'F から導出された 上向きドリフト速度の春(左)と秋(右)における太陽活動度(F10.7)依存性。



図 5: 磁気赤道付近に位置するイオノゾンデで観測された foF2 の春(左)と秋 (右)における太陽活動度(F10.7)依存性。

4. 考察

電場の生成メカニズムである F 層ダイナモと F 領域における電子密度との関係について考える。赤道域において、日没時には東向きの中性風が吹く。東向き中性風(U)は磁力線を横切って吹くため、イオンは、U×B方向にローレンツ力によって動くため上向きの電流が生じる。しかし、夜間では、E 領域の電子密度が小さくなるため、F 領域の電流は流れることができず、電流Jはゼロとなる。このため、J がゼロとなるような電場 E が作られる。この電場 E が F 層ダイナモ電場であり、E = -U×Bとなる。ここまでは F 領域だけを考慮していたが、E 領域の寄与があると(あるいは、F 領域の電子密度が低く、E 領域の導電率を無視できない場合)、電流 J が E 領域にも流れる。この場合、ダイナモでできる電場Eは、E 領域と F 領域における Pedersen 導電率をそれぞ

 $h\Sigma_{E}$ 、 Σ_{F} すると、 $\mathbf{E} = \frac{\Sigma_{F}}{\Sigma_{E} + \Sigma_{F}} (-\mathbf{U} \times \mathbf{B})$ と表される(例えば、Heelis, 2004)。従って、E領

域におる導電率 Σ_E が大きい場合、ダイナモ電場 E は、F 領域だけで生成される場合よりも小さくなる。よって、F 領域の電子密度が高い春では、F 領域におけるダイナモ作用で比較的大きな電場ができるが、秋では、F 領域電子密度が小さく、E 領域の寄与により、比較的小さな電場になると考えられる。

5. まとめ

本研究では、2003-2016年に、インドネシア・コトタバンに設置された GPS 受信 機で得られたシンチレーション発生頻度及び東西ドリフト速度に加えて、磁気赤道付近 に位置するチュンポン、バクリウ、セブに設置されたイオノゾンデで観測された F 領域 下部高度から導出される上向きのドリフト速度及び電子密度のデータを解析した。この 結果、シンチレーションつまりプラズマブルが、秋よりも春において発生頻度が高いと いう春・秋非対称が確認され、東向き・上向きドリフト速度、及び F 領域電子密度が、 春において秋よりも大きいことが明らかになった。また、これらの太陽活動度依存性に ついても、秋よりも春において顕著であることが明らかになった。これらの結果に基づ き、春では、F 領域電子密度が高いため、F 層ダイナモが効果的に働き、強い電場が作 られ、プラズマバブルがより発生しやすいと考えられる。よって、プラズマバブル発生 頻度の春秋非対称性は、電子密度の春秋非対称性に起因することが示唆される。

References

- Abadi, P., Y. Otsuka, K. Shiokawa, A. Husin, H. Liu, and S. Saito (2017), Equinoctial asymmetry in the zonal distribution of scintillation as observed by GPS receivers in Indonesia, J. Geophys. Res. Space Physics, 122, doi:10.1002/2017JA024146, 2017.
- Farley, D.T., E. Bonelli, B.G. Fejer, and M.F. Larsen, The prereversal of the zonal electric field in the equatorial ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 91, 13,723–13,728, 1986.

Fejer, B. G., E. R. de Paula, S. A. González, and R. F. Woodman, Average vertical and

zonal F region plasma drifts over Jicamarca, *J. Geophys. Res.*, 96(A8), 13901–13906, doi:10.1029/91JA01171, 1991.

- Heelis, R. A., Electrodynamics in the low and middle latitude ionosphere: a tutorial, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 66, 10, 825-838, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.034, 2004.
- Maruyama, T., Saito, S., Kawamura, M., Nozaki, K., Krall, J., and Huba, J. D.: Equinoctial asymmetry of a low-latitude ionosphere-thermosphere system and equatorial irregularities: evidence for meridional wind control, *Ann. Geophys.*, 27, 2027–2034, doi:10.5194/angeo-27-2027-2009, 2009.
- Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa, Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 343-351, 2006.



新規採択の科研費(基盤A)によるアジア・アフリカ域でのMTI緯度間結合の観測計画 タイトル:地上多点ネットワークに基づく超高層大気変動の緯度間結合の観測的研究 科研費 基盤A 期間:2021-2025 代表:塩川和夫 研究分担者:大塚雄一、西谷望、能勢正仁、野澤悟徳、大山伸一郎、吉川顕正、 藤本晶子、横山竜宏 磁気圏 放射線帯 南北半球の プラズマシート 電気的結合 磁気圏衛星 プラズマ圏 GNSS衛星 磁気圏からの エネルギー流入 低高度衛星 電離場変動 **P** <<<<<))))))))))))))))) 超高層大気 伝搬性大気擾乱(大気波動) 電離圏 オーロラ and allow 大気加熱 🗧 地表からの 大気波動 高緯度 中緯度 赤道

2




















8

MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム、2021年9月9日





ENRI

11

GPS

GLONASS

Galileo

Beidou

QZSS

となっている。

Es層GNSSネットワーク観測:まとめ

- * Es層は電波利用上障害となる可能性があり、発生予測が望まれる
- * GNSSネットワーク観測によるEs層の検出手法の確立
- 波面、移動速度の推定が自動的に可能
- 波面、移動速度情報から微細構造の推定も可能
- 波面、移動速度に地域特性あり
- * Es層モデル計算の進歩
- GAIAモデルを用いたEs層構造の詳細解析
- * モデル計算とGNSSネットワーク観測結果の比較
- 微細構造は再現できるか?→モデル計算の検証
- 波面、移動速度の地域特性は再現できるか?→波源の特定、発生予測

ENRI

第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンボジウム、2021年9月9日 10

GEONETを用いたEs層観測における課題



* 夜間のEs層不規則構造と、F領域MSTID不規則構造の分離

- 衛星数の増加による観測密度増加、低仰角衛星を用いた観測範囲の拡大
- - 第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム、2021年9月9日

8.1 UT [Hour]

3.2

8.3

7/5 2021年9日9日



- 尾性能が高いなどの利点がある。
- GPS L2P(Y)は軍事用信号を工夫して追尾しているため、これらが弱い ンポジウム 2021年0日0日





フィリピン・メトロマニラにおける プレモンスーン期の強雨出現の特徴

<u>浜田純一</u>¹・久保田尚之²・松本淳¹ 佐藤光輝²・高橋幸弘²・Glenn Vincent³ (I:東京都立大,2:北海道大,3:フィリピン ASTI)

<u> 発表内容:</u>

- フィリピンにおける気象観測網の構築:
 メトロマニラ稠密地上気象観測網(@SATREPS-ULAT)
- 解析結果報告(メトロマニラ気象観測,2019.5-6月):
 プレモンスーン期の強雨出現状況と雷活動の特徴



(ULAT web site@ASTI: https://asti.dost.gov.ph/projects/ulat/)



JJA <u>16 14 12 10 6 4 4 2 0 2 4 6 8 10 12 14 16 JJF 10m/s</u> Fix. 7. Differences of TRMM PR rainfall and QuBSCAT winds between boreal winter and boreal summer (DIF minus JA). Warm color are the boreal summer monsoon regime and cool colors are the boreal winter monson regime. See text for details. (Chang et al. 2005, J. Climate)

<u>島嶼上の山岳地形の風上側で降水が卓越する傾向:</u> 夏季南西モンスーン期・南シナ海側 ⇔ 冬季北東モンスーン期・太平洋側

背景:フィリピンにおけるモンスーン降水季節変化



FIGURE 1 Topographic map of the Philippines showing the grid points used for making the time latitude cross sections in Figures 4 and 9 (red and blad ends denote the west and east coasts, respectively) [Correction added on 28 May 2020, after finst online publication: Figure 1 legend and caption were previously incorrect and have been updated in this version.]



FIGURE 10 Schematic diagram indicating the seasonal change processes of wind and rainfall in the Philippines on the work (a) and east b) coastait regions. Biot (red) dividing line indicates the extent of NW (SW) monsoon. In the realm of the other wind regimes, major wind directions are labelled. Paie (dark) bios shadings are for rainly period exceeding 4 (16) mm/day

(Matsumoto et al. 2020, Int. J. Climatol.)



背景:メトロマニラにおける降水特性の季節変化

研究目的

メトロマニラに稠密な地上気象・雷観測網を構築し、局地 循環がより卓越すると考えられる、プレモンスーン期の強 雨出現の動態把握を行うこと。

観測・解析データ

- <u>解析期間:2019年5月~6月</u>
- <u>地上気象観測:</u>
 - メトロマニラ内、P-POTEKA22地点
- ・<u>雷観測:</u> Washington Univ. 落雷位置評定データ (WWLLN),
- メトロマニラ及び周辺域
- 高層気象観測:
 PAGASA Tanay 観測所 (121.36E, 14.56N), 00Z観測





フィリピンにおける地上気象・雷観測網の構築 メトロマニラ稠密地上気象観測網: P-POTEKA 50地点



P-POTEKA 35地点の設置完了、連続観測実施(2020年6月までに)。
 日本・フィリピンのデータサーバーへ|分毎にデータ送信・モニタリング。
 新型コロナウィルス感染拡大に伴い、機器設置・保守作業は中断中(今秋再開予定)。

メトロマニラにおける降水・気温季節変化



 北半球夏季(南西モンスーン期)に極大を持つ年周期が卓越。
 南西モンスーン期の降水活動は2020年に比べ、2019年が顕著。 プレモンスーン期は同程度の降水。 解析結果:降水・雷活動の日々変動, 2019.05-06









解析結果:5/26の強雨・多発雷事例





解析結果:地上気象変動の地域差(沿岸~内陸域)



解析結果まとめ

<u>2019年5~6月のプレモンスーン期のメトロマニラ:</u> 強雨出現状況(日変化・地域性):

- 16時~20時頃の強雨出現頻度の極大
- 降水分布の偏り(北部/南部/全域等)⇔ 雷活動との関連
- メトロマニラ北部及び東部内陸部(南部)で多雨(少雨)傾向 電活動:
- 発雷数が日々変動し、日々の空間分布に多様性
- 北東(北)→南西(南)方向の発雷域の日変化移動が相対的に顕著
- 弱風時に発雷数が増加する傾向(大気鉛直構造、安定度について要確認)

今後の課題・予定

- プレモンスーン期の強雨・多発雷発生事例の比較・検討
- 強雨の発生場所・タイミングを決める要因検討: 雷活動、局地循環
- 降水雲の発生・発達、移動特性の把握:現地気象レーダーデータ入手

2021年9月9日 第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンポジウム

南極昭和基地大型大気レーダーを用いた気象 再解析データ中の大気重力波再現性の検証

富川喜弘(極地研)、吉田理人(総研大)、 江尻省(極地研)、高麗正史(東大院理)、 佐藤薫 (東大院理)



第IX期重点研究観測(H28-R3)の目的

【南極大気精密観測から探る全球大気システムの研究】 PANSYフルシステムによるXI期6か年連続観測の実施。これを軸に

- ・ <u>昭和基地での種々の光学・電波同時観測</u>の実施
- ・ 世界初全球大型レーダーネットワーク観測(国内外機関との協同) ・高解像度大気大循環モデルの活用(★CRESTと連動)
- 1. 大気大循環メカニズムの解明(南極重力波特性の解明を含む)
- 2. 太陽地球系としての地球外環境に対する極域大気の応答の解明
- 3. 電波・光学同時観測の充実による大気現象変動の多角的理解
- 4. 国際協同ネットワーク観測と高解像大気大循環モデルとの結合による総合研究
- ★参考:CREST「大型大気レーダー国際共同観測データと高解像大気大循環モデルの融合によ 参考:CREST |大型大気レーダー国際共同観測データと高解像大気(准環モデルの融合による大気脂層構造の解明) (佐藤薫代美) (これは観測を含まない) ・ハイトップ大気大循環モデルを用いた<u>対流圏・成層圏・中間圏・下部熱圏のデータ同化ス キームの開発と現実大気の生球グリッドデータの作成</u> これを初期値とした現実大気の生現功高解像大気大殖環による重力波再現実験 ・大気の階層構造と南極大気上下結合、南北両半球大気結合の定量的解明

第IX期重点研究観測のスケジュール

隊次	58	59	60	61	62	63
PANSY		1	全群連続通	年観測		
レイリー・	アレキサン	ドライトレ	_+ /			
共鳴散乱ライダー						
MFレーダー 大気光観測		MFレーダ-	-+イメーシ	×−+0H	回転温度	\longrightarrow
ミリ波	オゾン	or NO		オゾン	NO CO 🖪	同時観測
「一切」						
高エネルギー粒子	高速カメラ	+スペクト	ログラフ+・	イメージン	グリオメー	a .
国際協同観測	*	*	*	*	*	*
		MST			MST+I	
		季節変化			年々変化	

第X期重点研究観測(R4-9)の構成

<メインテーマ>

過去と現在の南極から探る将来の地球環境システム



PANSYレーダーによる大気重力波研究

▶第IX期に解明された重力波の特に重要な特徴

- 対流圏・成層圏観測1年分のデータ解析により ・近慣性重力波(Sato et al., 1997; 2000)が普遍的に存在 する(Minamihara et al., 2019)
- ・重力波のIntermittencyは対流圏で高く成層圏で低い (Minamihara et al., 2020)
- ・1年間に2度、きわめて強い重力波を伴う極端イベントが 発生した(同上)

中間圏夏季観測3年分のデータ解析により -長周期の重力波が運動量輸送を担う(Sato et al.,2017)

≻ 第X期の計画

PANSYレーダーフルシステムによる対流圏・成層圏・中間 圏の長期(11年)観測データを用いて重力波の特性解明を 行う。流星観測が軌道に乗れば冬季中間圏重力波の研究 も進める。

- **視点1**:クライマトロジー(統計的有意な重力波パラメータ、 Intermittency等の季節変化)
- 視点2:極端イベントの発生原因
- 視点3:年々変動(季節変化、太陽11年周期への同期)
- 視点4:その他発見的研究



2015 図16 周期時間~1日の鉛直風擾乱のGini係数(大きな値ほ どIntermittencyが高い)。成層圏より対流圏のほうが Intermittencyが高い。4月と8月に極端イベントが発生し ている(



高度 94-88km(における(左)水平風および(右)運動量ス ラックスの周波数スペクトル。緑:2015-16、青:2014-15 黒:2013-14の夏。1時間~1日の周期成分が大きなフ ラックスを伴う(Sato et al. 2017)。

南極の大気重力波観測の重要性

- ・冬季にホットスポットがあり、
 世界で最も活発
- 衛星観測では全周波数帯の重 力波を捉えられない
- モデル間で重力波効果の不確 実性大(<<
 重力波パラメタリ ゼーションの非現実的な仮 定)

⇒南極で全周期帯の重力波を捉 える観測が必要



気象再解析データ中の大気重力波

気象再解析データ (ERA5)

- 数値予報モデルに観測データを同化して得られる全球気象 データ
- •長周期・長波長の慣性重力波は部分的に表現可能



使用データと解析手法 0° > 使用データ:三次元風速データ 90°W > 再解析:ERA5 90°W > 規測場所:昭和基地(695,40E) 90°W > 対象期間:2016年1月1日~3月31日 180° > 解析手法:ホドグラフ解析 (周期・波長等のパラメータを推定) 180° > 解析対象:対流圏・成層圏の慣性重力波 (慣性周期約13時間@695) (慣性周期約13時間@695) > 周期4-24時間、鉛直波長0.8-8kmの擾乱を抽出し、PANSYと ERA5で同じイベントを捉えた例を解析

<u>1月の風速擾乱</u>





3月の風速擾乱



3/13	水平風振幅 [m/s]	縦横比	水平波長 [km]	鉛直群速度 の向き
PANSY	3.1	0.48	94	\checkmark
ERA5	2.4	0.50	111	\downarrow
3/21	水平風振幅	縦横比	水平波長	鉛直群速度の向き

	[m/s]		[km]	の向き
PANSY	7.5	0.80	500	\uparrow
ERA5	3.7	0.89	900	\uparrow

絶対運動量フラックスの推定手法

①ホドグラフで得られたパラメータから算出 $\tilde{\rho}\tilde{u}\tilde{w}/2$ \tilde{u} は波数ベクトル方向の風速振幅、 $\tilde{w} = -\frac{k}{m}\frac{N^2}{N^2-\tilde{\omega}^2}\tilde{u}$ ②風速擾乱から算出 $\sqrt{(\overline{\rho u'w'})^2 + (\overline{\rho v'w'})^2}$ $\sqrt{(\frac{(\bar{\rho}u1')^2 - (\bar{\rho}u2')^2}{2\sin 20^\circ}}^2$ $\chi_{\text{incent & Reid (1983)}}$ ここで、u1', u2', v1', v2'は各視線速度の擾乱成分

各事例の比較

事例		手法① [mPa]	手法② [mPa]	手法③ [mPa]	水平風 振幅	鉛直風 振幅
1/13	PANSY	14		71	0	\cap
5.85-7.95km	ERA5	48	57		0	0
3/13	PANSY	71		23	0	~
5.70-8.10km	ERA5	40	2.4		0	^
3/21	PANSY	21		61	~	×
15.75-16.95km	ERA5	3.9	3.5			

水平風・鉛直風振幅共に再現できている例(1/13) ⇒運動量フラックスもPANSY・ERA5で整合的

水平風and/or鉛直風振幅が再現できていない例(3/13,3/21) ⇒ERA5は運動量フラックスを過小評価

<u>まとめ</u>

PANSYレーダーのデータを用いて、気象再解析データ(ERA5) における昭和基地上空対流圏・成層圏の慣性重力波の再現性 を検証

•過去の研究では慣性周期付近のスペクトルは比較的再現

- ・慣性重力波であっても、再現できるケース、水平風and/or鉛 直風振幅を再現できないケースがあり、事例による →事例ごとに水平風と鉛直風で再現性が異なる
- ・重力波の運動量フラックスは、上記の再現性に依存
- 今後は、解析期間を通年に拡張し、重力波再現性の高度・季節依存性や、再現できる・できない原因を明らかにする







り、現地研究者や技術者の支援を得たりすることも必 要である。さらにカウンターパートとして現地研究

者・技術者の育成も求められる。また諸々の交渉にも 多くの時間を割かねばならない,等々.研究者といっ

て "サイエンス"だけやっているわけには行かない。

力学的動機:波動平均流相互作用,大気海洋相互作用

●工学的動機:鉛直・時間高分解能.3次元風速.・・・ ●社会的動機:天気予報,気候・環境予測,国際協力

深尾昌一郎,2011:.京都大学がインドネシア赤道上に 大型レーダーを建設した経緯. 天気,58,183-200

●地理的動機:中層大気,赤道域

深 尾 昌一郎*

1950~70年代「中高緯度」中層大気観測(松野太郎・島崎達夫「成階面と中間面の大気」1981)

しかし決して誰も"潰れて"はいけない. このため に,必要なプロジェクトマネジメントを関係者で上手 く分担し、かつ各自がそれぞれの分野で国際級の学術 る. 例えば、装置の保守や大掛かりな修理も研究者が 自ら出向いてやらねばならない。装置を日本から現地 成果を出せる仕組みを持つことが絶対に必要である。 に持ち込むに際して分厚い書類の作成を求められるこ ともある。当然観測に自ら出向いてデータを取得した

CPEA の推進に当っては、インドネシア共和国の 政府研究機関、研究者技術者から多大な協力を得てい る.特にインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)は、京 都大学生存圏研究所との間に MOU を締結し EAR の 運営を共同で行っている. LAPAN は EAR サイトの 隣に独自に観測所を建設し,常駐のオペレータを雇い 入れて EAR の共同運用に当っている.また CPEA の推進に関しても広範な協力を得ている.さらに同国 の科学技術応用評価庁 (BPPT) や気象庁 (BMG) とも密接な関係を保ち、特に観測キャンペ ンの実施 に関して研究協力を仰いでいる。一方, CPEA の活 動は, インドネシア側にも好影響を与えており, 2004 年度から、LAPAN を中心に自前で比較的規模の大 きな研究費を獲得し、日本側の真のカウンターパート として研究活性化を果たしつつある。

第二次大戦前の「海大陸」観測は当時としては密

- 仏教国Srivijaya (室利仏逝) The first use of the name Sumatra occurred in 1017.
- 大航海時代(貿易風, モンスーン, 日周期の再認識)



(Loeb, 1935)

- 蘭による雨量観測網(19世紀東インド2千点)(Können et al., 1998)
- 国際電信網(Kelvin卿, 1866~70)⇒Krakatau (Krakatoa)噴火(1883)





- 日本陸軍気象部(1942~45; Makassar, Bandung)(山本晴彦, 2015)
- 独立⇒日本賠償(1958~70)⇒政権・通貨危機 戦後の「空白」



器4.2 ロケットブンデ, ISレーダー, 流星レーダー という3種の観測手段による風温観測の例(他山, 1991) 東西風道の高度分布を示す, IS レーダーが高い分解語 をもつことに注意。

このように大出力で感旋のよいレーダーを用いて電離層の観測をしていたと ろ、電子密度の低いD個城からは自由電子による数乱でなく中性大気の乱れ この、現子密度の強いの関係からは自由男子による整点でなく中陸大気の見れ に総因する数長――最速や内部進力彼によって密定の不均へ、したがって最近 第の不均ーポンクられ、それによって電話が構成される――による電話が受信 され、ISレーダーは電線層のみでなく、中層大気の観測にも有用であることお

RAN TERE



第5.20 中型大型中では水平スケールに比べて前点スケールの小さを洗道を読が求越していることを示す写真(Marshall, 1969)、20 km 任ど離れて打ちあげた熟価所の時で、高度は20~75 km の第 点 点は発売の2分後、右は4分後の注意:請加力向に置かの登録が2つの間時で面ので良く一致し てあっそれたかきまたご素品が30 km 時でくち返ってあることを引いていた。

砕波 ⇒ 乱流,平均流加速

ったい構造をした内部(慣性)重力) - abg/ac か入さ 1/4 となりうる ーニレーも重要な教習をもつとう である、現在、名<u>古屋大学のグループによってこのような風の</u>厳重 <u>発生状態の大電バルーンによる観測が進められており</u>、近い将来 (創着が与えられるであろう、













С





赤道上の海岸線分布と東西向運動量鉛直束の「帯状均質化」 「海岸存在率」αは経度(λ)の関数で積分内に入れねばならないが・・・



● 西岸が東岸よりCDC少し強い方が、東西方向重力波運動量(加速)均等化



温帯企業依存でない熱帯国自身の技術開発

10-

eflectivity [m"

Radar

10-1 Radio

12

oto U (1992 et al. 1995

iency .

113° E





人口4位 GDP16位 ASEAN本部

G20非G7(中・印・尼・伯・韓・露・豪 墨・サウジ・土・アルゼンチン・南ア) •

まとめ: 地球の鼓動は聴けているか (「初心」から変わったこと、変わっていないこと)

- ●「鼓動」: 海岸(海陸温度差)を中心とする日(自転)周期 地表不均一による天文的(非超高層的)強制,規則的降雨
- 力学: 「鼓動」の伝播(海陸「双方向」重力波) 海陸共存による成層圏経年変動(OBO)の頑健化
- ●気候:「鼓動」の変調(季節(公転)・経年/全球変動) 海洋(ENSO, IOD)/陸面変化が日周期を通じて反映
- 工学: 多様な観測とモデルのさらなる結合 客観解析の精緻化・有用性(特に赤道域)
- 社会:赤道国開発の赤道用機器・解析技術 高度な防災 (温暖化により中緯度へも逆輸出)



-ダー・赤道大気レーダーシンポジウム September 10th, 2021, 10:00-10:20

SEALION Project Overview: Toward the Development of Plasma Bubble Alert System

Kornyanat (Kukkai) Hozumi (NICT, Japan),

S. Perwitasari, S. Hama, K. Nakayama, M. Nishioka, T. Naoi, T. Tsugawa (NICT, Japan), P. Supnithi, N. Tongkasem, P. Thammavongsy (KMITL, Thailand), P. Jamjareegulgarn (KMITL PCC, Thailand), S. Saito (ENRI, Japan), and Y. Otsuka (ISEE, Nagoya Univ., Japan)



EPB (Equatorial Plasma Bubble)

- EPB distorts the passing-trough signals.
 It is one of the sources of largest error of GNSS positioning in lowlatitude region due to spatial gradient of TEC and GNSS scintillation.



NICTchannel: Getting to know equatorial plasma bubble and its effect URL: https://www.youtube.com/watch?v=M9WRXHJPiOk





NICT New VHF radar at Chumphon, Thailand





NCP Comparison with ground-based observations 28th February 2020 VHF radar echo GPS-based ROTI Ionosonde echo 0.8 0.6 400 0.0 The EPB developed its structure to higher 12:0 UT altitude 01-00 07:00 19:00 LT (UT+7hours) At Chumphon (10.7ºN, 99.4ºE), At Chiangmai (18.8ºN, 98.9ºE), spread F was detected by ionosonde from 13:40 UTC drastic fluctuation of GPS-ROTI was noticed ·00 LITC (22.00 I from 14:30 UTC (21:30 LT). (20:40 LT) HE VHF UHF 11



<image><list-item><list-item>

13

SEALION: https://aer-nc-web.nict.go.jp/sealion,



49

Development of an Autonomous Equatorial Spread-F Detection Method for SEALION Plasma Bubble Alert System

- Septi Perwitasari¹, Kornyanat Hozumi¹
 National Institute of Information and Communications
 technology
- NIC

INTRODUCTION



- SEALION is an ionospheric observation network in the Southeast Asia that has been on operation since 2003
- SEALION has 5 FMCW ionosonde: Chiang Mai (CMU), Chumphon (CPN), Kototabang(KTB), CEBU and BacLieu (BCL)
- Information on day-to-day and short variability of Equatorial Spread-F (ESF)/plasma bubble are important for space weather service.
- Strong correlation between ESF and GPS scintillation (Alfonsi et al., 2013, Anderson et al., 2017)

Real time (nowcast) and forecast of ESF are crucial.

INTRODUCTION

EQUATORIAL SPREAD-F



ESF types observed by ionosonde (Piggott and Rawer, 1972)-*URSI Handbook of Ionogram* Interpretation and Reduction.

- Range Spread-F (Q); the diffusion is pronounced in the altitude direction and independent of frequency
- Frequency Spread-F (F): the diffusion is swept upward which make it difficult to determine the critical frequency of F2 layer
- Mixed type (M): classified when range and frequency types are present at the same time.
- Strong Spread-F (SSF)-Shi et al., 2011: extended range spread on F layer echo traces that significantly extend beyond the local foF2 (~20 MHz) and lasts > 2hr



PURPOSE OF RESEARCH



DATA AND METHODOLOGY





NOISE REMOVAL METHOD

4th degree polynomial fit to remove the stripe noise
3x3 median filter to remove the random noise





PRELIMINARY RESULT: OUTPUT



PRELIMINARY RESULT: DISCREPANCY



PRELIMINARY RESULT: STATISTICAL RESULT



PRELIMINARY RESULT: STATISTICAL RESULT



• CMU ionogram 2009-2013



Significant increase of activity during high solar activity



Summary and Future Works

- · We have developed an automatic detection method for SEALION lonogram.
- · The method has been applied to CMU ionogram data.
- The results have been validated with the manual scaling of CMU's spread-F data (CPN validation is underway).
- The preliminary result shows ~90% and 88% match for F and Q type, respectively using March and September equinoxes data.
- Discrepancy is caused by the false negative (highly difused ESF) and false positive (multiple echo of trace).
- 5-years statistical study has been done using 2009-2013 CMU data.

Summary and Future Works

- Seasonal dependence shows the highes activity during Spring Equinox and the lowest during summer soltice.
- The local time variation shows the activity is higher during pre-midnight.
- Both seasonal and local time variation show a positive correlation with solar activity.
- Compare with scintillation data (s4).
- · Apply method to other SEALION stations.
- Explore the possibility of using h'F data for ESF prediction (Redmon et al., 2010).





Briefly about the technique

Broken down into two steps

Tomography
 Data Assimilation

 $STEC = \int_{R_1}^{T_2} nds$ Use <u>constrained least-squar</u> the 3-D electron density field aphy (CIT) to (STEC $J(\vec{n}) = \|A\vec{n} - \vec{Y} + A^{ba}$ $STECs = \vec{Y} = \mathbf{A}\vec{n} + \vec{\varepsilon}$ 000 km 10 000 km s 125°E 5000 km 3 000 km step 100 km 100 km step 900 km 50 km step 600 km 20 km step 80 km 60°N R 110°E 160°E 10°N Saito et al. 2017











Geomagnetic Storm performance analysis: => Modified tomography results					
75.0 5	75.5 76.0	2015 Day 76.5	of year (DOY) 77.0 77.5	78.0	78.5
600				OK426(26.68*, 128.1	5') (Mag Lat: 17/43')
200	Machan	the second	ANNA MAN	- Phone and a	-200
400 200	many		hatoman	II433(33.43),126.30	") (Mag Lat: 24.04") 0
(IIII) 400 200	man	Contraction	man fred on w	10336635.71-139.4	97 (Mag Lat: 27,187) 0 6
400 200	mm and	1 may	-	10437(37.14",127.5	1) (Mag Lat: 27.00°) 0 -200
600 - 400 - 200 -	man			WESTERS IN TATE	739 (Mag Lati 36.759) 0 114 10 86 4 2 200 mHz
00 ⁰⁰ 12 ⁰⁰	60,00 out	J. ⁰⁰ 6 ⁰ Time	\$ ⁹ \$ ¹ (UT-LT-9)	100 CD	12:00
The onset of the storm occurred when the East Asian sector was on the day-side.					
At OK426 station that is located geomagnetically in low latitudes, there is a slight noticeable instantaneous					
uplift (marked with a grey arrow) of the peak densities to altitudes above the 300 km baseline.					
Most probably due to geomagnetic storm induced eastward prompt penetration electric fields (PPEF)					



















Conclusion and future work

- A tomography-ionosonde data assimilated technique has been developed for a better specification
 of the regional 3-D ionosphere electron density field.
- The mandatory positivity constraint is asserted by assuming that ionosphere densities are better described by a log-normal distribution.
- The 3-D electron density reconstructions have been compared to observations covering both bottom (ground-based ionosonde) and topside (space-borne satellites) ionosphere.
- The results clearly demonstrate that the proposed tomography-ionosonde data assimilated is a good
 candidate for a better specification of the regional 3-D ionosphere electron density field.
- future work As algorithm development moves forward, and more data sources become abundant, we expect to further improve fidelity through the following future works/steps.
- Include radio occultation (RO) data in the analysis. RO data are expected to introduce the missing
 information that covers the ionosphere in a tangential geometry. In addition, RO data will help to cove
 remote areas, specifically over the low and equatorial latitudes, where the distribution of ionosondes
 and ground GNSS receivers are significantly lacking.
- Include Swarm in-situ densities to cover the F-region topside structure.

Reterences:

Bust, G. S., Garner, T. W., and Gaussiran II, T. L. Ionospheric Data Assimilation Three-Dimensional(IDA3D): A Global, Multisensor, Electron Density Specification Algorithm. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, 2004, A11312. doi.org/10.1029/2003JA010234

Saito, S., Suzuki, S., Yamamoto, M., Saito, A., & Chen, C. H. Real-time ionosphere monitoring by three-dimensional tomography over Japan. Navigation: Journal of the Institute of Navigation, Vol. 64, No 4, 2017, pp. 495-504. doi.org/10.1002/navi.213

Seemala, G. K., Yamamoto, M., Saito, A., and Chen, C.H. Three-Dimensional GPS Ionospheric Tomograhy over Japan using Constrained Least Squares. Journal of Geophysical Research Space Physics, Vol.119, 2014, pp. 3044–3052. doi.org/10.1002/2013JA019582

Ssessanga N, Yamamoto M, Saito S. Assessing the performance of a Northeast Asia Japan-centered 3-D ionosphere specification technique during the 2015 St. Patrick's day solar storm. Earth and Planetary Science (2021a). doi: 10.1186/s40623-021-01447-8

Ssessanga, N., Yamamoto, M., Saito, S., Saito, A., Nishioka M., Complementing regional ground GNSS-STEC computerized ionospheric tomography (CIT) with ionosonde data assimilation. GPS solutions, Vol. 25, No 93. 2021b. doi: 10.1007/s10291-021-01133-y



EAR-MUR symposium, Kyoto, September, 2021 3-D imaging of daytime mid-latitude sporadic E over Japan with ground-based GNSS data



Weizheng Fu, Nicholas Ssessanga, Tatsuhiro Yokoyama, Mamoru Yamamoto Research Institute for Sustainable Humanosphere. Kyoto University, Uji, Kyoto, Japan (E-mail: fu.weizheng.40y@st.kyoto-u.ac.jp)

Introduction

Sporadic-E (Es) is electron density inhomogeneities manifested in the ionospheric E-region.

At mid-latitudes, Es is suggested to occur due to reinforced metallic (of meteoric origin) ionization in an altitude range from 95 to 120 km above the ground.





Swartz W. E, Kelley M. C. Aponte N. E-and F-region coupling between an intense sporadic E layer and a mesoscale traveling another distributional (Cli/Annales geophysicae. Copernicus GmbH 2:009, 27(6): 2472–2482. Kurihara J, Koizumi-Kurihara Y, Iwagami N, et al. Horitontal structure of sporadic E layer observed with a rocket-borne maenedium (bio integration of composite) a search "Source Procession". 2010. 113(12):

Observation with GNSS

The advent and advances of GNSS (Global Navigation Satellite System) technology have offered cost-effective ways of probing the ionosphere at a broader horizontal scale and higher temporal resolution.



Step-1: F region reconstruction

The computerized ionospheric tomography (CIT) approach in our analysis follows the voxelbased model. Given m measurements and n voxels:

 $y_i = \sum_{j=0}^n a_{ij} x_j + e_i,$

 $\vec{Y} = A\vec{X} + \vec{E}$ (matrix form)

Multiplicative algebraic reconstruction technique (MART) is used to solve **ill-posed** and **ill-conditioned** problems, due to the characteristics of converging rapidly and nonnegative solutions.

$$x_j^{k+1} = x_j^k \left(\frac{y_i}{\langle \vec{a}_i, \vec{X}^k \rangle}\right)^{\lambda_k a_{ij}/||a_{ij}||}, j=1,2,3...,N$$

where \vec{a}_i stands for the ith row vector in matrix **A**, x_j^k is the jth unknown at the kth iteration, $< \vec{a}_i, \vec{X}^k >$ is simulated TEC for the ith ray, and λ_k is the relaxation factor in range $0 < \lambda_k < 1$.



Data

- More than 1200 GNSS receivers distributed over Japan area;
- Four ionosondes locate in Kokubunji, Yamagawa, Okinawa and Wakkanai.

Calibrated initial guess

The computational procedure in MART requires an initial guess ($\vec{X_0}$), which highly influences the fidelity and the rate of convergence.

Assume the 3-D regional ionosphere is assumed to be spanned by a set of empirical orthogonal functions (EOFs) Φ , and the ensembles are generated from IRI-2016 model (refer to Ssessanga et al., JGR, 2017).

Set $\vec{X}_0 = \Phi \vec{b}$, then \vec{X}_0 in matrix equation $\vec{Y} = A \vec{X}_0 + \vec{E}$ can be calculated as:



Validated by COSMIC occultation

Traces of COSMIC occultation tangent points, and black stars are locations of maximum electron density along each trace.



Comparison of results in reconstruction and IRI model and COSMIC occultation.

Step-2: E region reconstruction

Based on the results in Step-1, the residuals after deducting the F-region contribution to TEC are utilized in reconstructing the E-region, extending 80–180 km in altitude: $STEC_{\rm E} \approx STEC - STEC_{\rm F}$

EOFs are introduced to vertically constrain the solution, different electron density ensembles are generated based on a Chapman model function:

 $N_e = N_m * \exp(0.5 * (1 - \frac{h - h_m}{H} - \exp(-\frac{h - h_m}{H})))$

 N_m (intensity) and h_m (height) were randomly drafted from different Gaussian distributions of different ionosonde datasets (covering 30 days at the required epoch).



The largest three EOFs at 17:30 LT on DOY 141, 2010.

Step-2: E region reconstruction

Introduce a scale factor to determine the exact altitude of electron density peak $P_i = e^{-EOF(i hr) i / SF}$

Singular Value Decomposition (SVD) is used to solve the matrix equation:





Simulation

A simulation is performed to validate this algorithm and assess which area has better fidelity.

- Real observations: 17:30 LT, DOY 141, 2010
- foEs: 20 MHz
- hmEs: 106 km
 Minimum distance: ~1°
- Resolution in E-region
- reconstruction: 0.4° in horizontal, 1 km in altitude, 1.5 min in time.



Results at 16:30–18:00 LT, DOY 135, 2020



Results on DOY 151, 2007



Location of Kokubunji ionosonde

Es layer variation





Time-dependent EOFs are able to constrain the solution in E region vertically, with a mean error of ~4 km.

Yellow triangles represent hmEs observed by Kokubunji ionosonde, white dashed lines show the reconstructed Es layer variation with time, the length of the error bars indicate standard deviation corresponding to the ensemble used in generating the EOFs applied for a particular epoch.

Concluding marks

- 1. High spatiotemporal resolution 3-D structures of daytime Es over Japan are reconstructed from ground-based GNSS TEC.
- Time-dependent empirical orthogonal functions based on ionosonde observations are used to vertically constrain the E region solution.
- 3. For the first time, CIT based on ground-based GNSS TEC is shown to reproduce the Es-layer altitude time variation.

15th Symposium on MU Radar and Equatorial Atmosphere Radar

WAVELET COHERENCE ANALYSIS OF CUMULUS CLOUD AND LOCAL THERMAL IN THE BOUNDARY LAYER USING MULTIPLE INSTRUMENTS

Ginaldi Ari Nugroho⁽¹⁾, Kosei Yamaguchi⁽²⁾, Eiichi Nakakita⁽²⁾, Masayuki K. Yamamoto⁽³⁾, Seiji Kawamura⁽³⁾, Hironori Iwai⁽³⁾

Graduate School of Engineering, Kyoto University, Kyoto, Japan
 Disaster Prevention Research Institute, Kyoto, Japan
 National Institute of Information and Communications Technology, Tokyo, Japan

Outline

- Background and Objective
- Methodology
- Result
- Summary and Future works

Background : Urban Flash Flood



This is a camera footage of Flash flood caused by short period of localized heavy rainfall.

This flash flood occur in the river side in Toga river, Kobe ,Japan (July 28, 2008).

An investigation of early warning is necessary to reduce the risk of casualty

Research Objective



Research Objective



Methodology

Local thermal from BLR and cloud images from timelapse cameras are used in this study. Both of the data are then compared using wavelet coherence to analyze the relationship between these two variables





Methodology

Ka-band radar and Doppler Lidar are also used to observed the first echo and the vorticity. Small size cumulus cloud is harder to detected by Ka-band radar. That is why, we could not observe the first echo. However, vorticity could be observed from Doppler Lidar.



Methodology: Research Location



Instrument : BLR BLR (Boundary Layer Radar) Height -1.2 -0.6 [1-50] -0.6 <u>Updraft</u> --1.2 Downdraft 0.3 Time 09.00 09.05 09.10 09.15 Time interval 8 second Range sampling interval 30 meter Max height Observation 5.7 Km Ground interference filter Adaptive Clutter Suppression BLR Range Imaging (RIM) and OS (Oversampling) Fine resolution technique

Instrument : Time Lapse Camera

Wavelet Coherence



Instrument : Doppler Lidar



(1)



In phase-Anti phase explanation

Result : Schematic Flow of the calculation





TKE dissipation rate ε estimated from MU radar, LQ7 wind profiler, UAV and balloon data: Statistics and case studies from ShUREX campaigns.

Hubert Luce¹, Hiroyuki Hashiguchi¹, Laskhmi Kantha², Abhiram Doddi², Dale Lawrence², Masanori Yabuki¹

¹Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Uji, Japan ²Engineering Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder, Colorado, USA

1. Introduction.

In the present study, we describe an update of experimental and theoretical results on TKE dissipation rate ε estimated from MU radar, LQ7 wind profiler and UAV measurements collected during the ShUREX (Shigaraki UAV, Radar Experiment) campaigns (2015-2017) at Shigaraki MU observatory. The MU radar was operating in range imaging mode and the LQ7 was operating wind profiler in routine mode. Among other devices, the DataHawk UAVs are mainly equipped with highly sensitive Pitot velocity sensor to measure accurate ε profiles (Lawrence and Balsley, 2013), used as a reference for comparisons with the other instruments. On some occasions, we made almost simultaneous radiosonde measurements.

2. Processing methods.

The basic principles used to estimate ε from the data of each instrument are described without going into detail about the methods, as they have been described many times (e.g Luce et al. 2018).

2.1 From UAV data.

The first step consists in estimating the one-dimensional longitudinal frequency spectrum $S_U(f)$ of relative winds U. Then, when an inertial subrange whose theoretical expression is $S_U(f) = 0.5 \varepsilon^{2/3} (\overline{U}/2\pi)^{2/3} f^{-5/3}$ is detected, its level α_U is estimated and compared to the theoretical one to deduce ε (see Luce et al. 2018, for more details):

$$\varepsilon_{UAV} = \frac{2\pi}{\overline{U}} \left(\frac{\alpha_U}{0.5}\right)^{3/2} \quad (1)$$

2.2 From radar data.

The radar method consists in relating ε to the variance σ_t^2 of the Doppler spectrum peak corrected for non-turbulent contributions. Essentially, two models are commonly used, but many variations exist (e.g. Luce et al. 2018). The first expression is (e.g., Weinstock, 1981; Hocking et al., 2016):

$$\varepsilon_N \approx 0.5\sigma_t^3 / L_B = 0.5\sigma_t^2 N$$
 (2)

where the index *N* refers to the dependence of ε on the Brunt-Vaisala frequency *N*, a measure of the background static stability. This model is referred as the WH model. $L_B = \sqrt{\langle w^2 \rangle}/N$ is the buoyancy scale, where $\langle w^2 \rangle$ is the variance of the vertical wind fluctuations, and is said to represent the maximum size of the turbulent eddies in stratified conditions. The WH model (1) is expected to be valid when the $L_B < 2a, 2b$, i.e. the transverse and longitudinal size of the radar resolution volume, respectively. If this is the case, $\sigma_t \approx \sqrt{\langle w^2 \rangle}$. The second expression is: $\varepsilon_R = \sigma_t^3/L_C$ (3) where the index R refers to "radar" and L_c is a undefined characteristic scale. Expression (2)

where the index R refers to "radar" and L_c is a undefined characteristic scale. Expression (2) can be derived from dimensional analysis. It is expected to be verified when $L_B > 2a, 2b$. Because the radar resolution volume filters out the contribution of the largest eddies to the radial wind fluctuations, we should have $\sigma_t < \sqrt{\langle w^2 \rangle}$. For $L_B \gg 2a, 2b$, the so-called Labitt formulation, with many variations, can be obtained and L_c can be expressed in terms of 2a, 2b and a horizontal scale L = VT where V is the horizontal wind and T the acquisition time of each Doppler spectrum (e.g. White et al. 1999).

During the ShUREX campaigns, the MU radar For the comparisons with the LQ7 data, we used the routine observation data collected during the last ShUREX campaign in 2017 averaged over 10 minutes made available on the RISH website (www.rish.kyoto-u.ac.jp/radar-group/blr/shigaraki/data/).

2.3 From radiosonde data.

For clear air conditions, the first step consists in sorting the potential temperature θ profile calculated from temperature and pressure measured by the radiosonde. The Thorpe scale L_T is defined as the root mean square of the vertical adiabatic displacements in each detected turbulent layer. It is then assumed that L_T can be assimilated to the Ozmidov scale of turbulence $L_{0z} = \sqrt{\varepsilon/N^3}$ so that:

$$\varepsilon_{Thorpe} \approx N^3 L_T^2$$
 (4)

3. Comparison results.

3.1 Statistical results.

The top panel of Figure 1 shows a scatter plot of ε_{UAV} vs σ_t^3 measured by the MU radar and the histogram of the ratio $\varepsilon_{UAV}/\sigma_t^3 = L_c$ (after Luce et al., 2018). The bottom panel shows the corresponding scatter plot and histogram for the LQ7 data collected in 2017. The statistics are based on 52 profiles during ascents and descents collected from 24 UAV flights. The LQ7 wind profiler variances were averaged over 20 or 30 min (corresponding to averaging two or three profiles) during the UAV flights according to the duration of the ascents or descents. The variance σ_t^2 was estimated by using the data from the vertical beam or from an average of the data from the oblique beams. For both cases, we applied a beam-broadening (BB) correction only. We verified that the shear-broadening (SB) contribution was negligible for the data from oblique beams. More globally, because measurements were made during weak winds (<10-15 m/s, due to UAV flight constraints) and low altitudes ($\leq 4.0 \text{ km}$), BB and SB corrections were weak for most cases (not shown). Certainly, these favorable conditions contributed to the success of the comparisons; the literature has often emphasized the difficulty of correcting for variance in high winds and shear.

The scatter around the thick black line shows that ε_{UAV} is proportional to σ_t^3 , without any ambiguity for $\varepsilon_{UAV} > 10^{-4} m^2 s^{-3}$ (or $0.1 mWkg^{-1}$). For smaller values of ε_{UAV} (emphasized by the red ellipses), the scatter deviates considerably from the σ_t^3 law. This deviation corresponds to a strong overestimate of ε when ε_{UAV} is minimum (as in Figure 5 below the altitude of ~2.0 km). This issue is usually observed when the winds are very weak (less than 1-3 m/s, not shown), suggesting a broadening of the spectral width due to merging of the atmospheric echo and (residual) clutter echo. The scatter plot for $\varepsilon_{UAV} < 10^{-4} m^2 s^{-3}$ is thus likely not due to a deficiency of the σ_t^3 model.

The histogram of L_c shows a peaked distribution around ~60 m for the MU radar and ~75 m for the LQ7 wind profiler (median values after removing as much as possible the corrupted values in the red ellipses). Thus, the same model (3) works for both radars with almost the same value of L_c . This result is consistent with the fact that the parameters that may affect the spectral width measurements were very similar for both radars during the ShUREX campaigns: The effective acquisition time for one spectrum was 12.4 s and 11.8 s for the MU radar and LQ7 wind profiler, respectively. The range resolutions $2b = \Delta r$ of the MU radar and LQ7 wind profiler were 150 m and 100 m and their transverse resolutions $2a = 2\theta_0 z$ (θ_0 : half-width half power beam aperture) at $z \sim 2000 m$ were 100 m and 150 m. This means that $\varepsilon_R = \sigma_t^3/L_c$ with L_c of the order of 60-70 m can be used for any wind profiler or ST radar with similar beam aperture and range resolution. The scope of the σ_t^3 model goes beyond that of the MU radar and LQ7 wind profiler.

Comparing (3) with (2) leads to an apparent buoyancy scale L_B of the order of 30-35 m. This apparent buoyancy scale is much smaller than 2a, 2b (100-150 m) so that a σ_t^2 dependence of ε should be observed. *This paradox needs to be explained*.



Figure 1: Scatter plot of ε_{UAV} vs σ_t^3 and histogram of L_c for the MU radar (top panel) and the LQ7 wind profiler (bottom panel). The thick solid line suggests a σ_t^3 dependence. For easy reference, the σ_t^2 tendency is shown by the blue line. The mean and median values of L_c are calculated after removing as much as possible the values surrounded by the red ellipses, suspected to be due to radar instrumental errors.

3.2 Can the paradox be explained by a theoretically revised expression of ε ?

Expression (2) is valid for N > 0 but if N tends to 0, then ε tends to 0. This cannot be not true because ε is not 0 for neutral conditions even if the buoyancy term of the TKE budget equation is 0 (in steady state, TKE dissipation is in equilibrium with the shear production). Therefore, expression (2) should correspond to an asymptotic form of a more general expression. From theoretical derivations made by Basu and Holtslag (2021, submitted) based on energy budget equations for revising Tatarski's (1961) theory on C_T^2 expressions, a new theoretical expression of ε reads:

$$\varepsilon = 0.64 \left(\frac{1 - R_f}{Ri}\right)^{1/2} \langle w^2 \rangle N \quad (5)$$

With respect to (2), this expression includes a multiplicative term that depends on the flux and gradient Richardson numbers R_f and $Ri = N^2/S^2$ (where S is the vertical shear of the horizontal wind). The multiplicative term makes a strong difference with the WH model because it makes ε to depend on Ri. Because R_f is expected to vary between 0 (when $Ri \rightarrow 0$) and 0.25-0.33 for large Ri's, the R_f dependence is less important and can be neglected to a first approximation. For nearly neutral conditions $(Ri \rightarrow 0)$, $\varepsilon \rightarrow 0.64 \langle w^2 \rangle S$ and for strongly stratified turbulence $(Ri \rightarrow 1)$, then the asymptotic expression becomes virtually identical to the expression (2) of the WH model $\varepsilon \rightarrow 0.5\sigma_t^2 N$ ($\langle w^2 \rangle = \sigma_t^2$). For Ri > 1, turbulence cannot be sustained due to increasing buoyancy force and cannot be observed in steady state. That is why Ri = 1 should be considered as an upper limit.

These new theoretical derivations show that the WH model is valid for strongly stratified conditions only, while turbulence is generally observed for *Ri* less than the critical value, i.e.

0.25. The asymptotic expression for small Ri's was confirmed from DNS up to Ri = 0.2 at least by Basu et al. (2020). Consequently, the σ_t^3 model may be explained by an incorrect modelling of ε for weakly stratified conditions. Expression (3) should be compared to expression (5). Neglecting R_f, we get $L_C = \sqrt{Ri} L_B/0.64$ instead of $L_C = L_B/0.5$ from expression (2). If $Ri \sim 0.12$ then $L_B \sim 130 \ m \gtrsim 2a$, 2b, consistent with a σ_t^3 law. Further research on expression (5) is needed because it cannot be simply reconciled with the spectral approaches used to derive expression (2). However, it opens new insights on the topic. 3.3 Case studies.

Figure 2 shows comparisons between vertical profiles of ε_{LQ7} using expression (3) with $L_C = 75 m$ (red lines: from routine 10-min averaged data, green lines: from raw spectra using an independent algorithm used for MU radar data) and ε_{UAV} (blue lines: UAV ascents, black lines: UAV descents) for three consecutive UAV flights (called DH62, 63, 64) during a Convective Boundary Layer (CBL) event. The agreement between ε_{LQ7} and ε_{UAV} is good in level and shape in the CBL and is also significant above CBL: ε_{LQ7} is not defined when ε_{UAV} is very low and is consistent with ε_{UAV} for thin and isolated layers, e.g. around 2600 m for DH62 and 2300 m for DH64. Incidentally, the agreement between two independent algorithms for retrieving spectral widths indicates that calculations are reliable.



Figure 2: Comparisons of vertical profiles of ε_{UAV} (blue –ascent- and black –descent- lines), $\varepsilon_{R(LQ7)}$ (red and green lines) obtained from three consecutive UAV flights (DH62, 63 and 64) during ShUREX2017. The red curves were obtained from 10-min averaged data and the green curves from processing of the raw spectra used for the MU radar.

Figure 3 shows ε_{UAV} (blue –descent- and black –ascent- lines), $\varepsilon_{R(LQ7)}$ (red lines) and $\varepsilon_{R(MU)}$ (green lines) profiles for one UAV flight (FLT15) during ShUREX2016. The comparisons $\varepsilon_{R(LQ7)}$ are absolute because the data were not included in the statistics shown in Fig. 1. ε is maximum around 2700 m where a convective instability likely due to radiative cooling at a cloud top occurred (unpublished study). Again, there is a good agreement between the three estimates, both in shape and level, except above the altitude of 3000 m where a deep minimum of ε_{UAV} is observed during the descent.

The top panel of Figure 4 shows the time-height cross-section of Signal to Noise Ratio (SNR) from LQ7 wind profiler at vertical incidence on 18 June 2017 from 13:30 LT to 17:30 LT at a time resolution of \sim 12 sec (every 1 min). The bottom panel shows the corresponding cross-section of MU radar echo power at vertical incidence in range imaging mode. In the LQ7 wind profiler image, there is: (1) a persistent enhanced echo layer (noted TL) around the altitude of 2000 m whose origin is unclear; (2) a second turbulent layer (noted KHI) due to a KH instability

around the altitude of 3500 m; (3) a third turbulent layer (noted MCT) due to a MCT (Mid-level Cloud Based instability) around the altitude of 4500 m. TL is not visible in the MU radar image due to the presence of stable layers producing stronger echoes at VHF at the bottom of the layer. However, the three persistent layers are associated with enhanced MU and LQ7 radar spectral width (not shown). The signature of the echoes produced by the UAV (DH35) can be clearly seen between 14:40 LT and 15:40 LT, especially in the MU radar image. The altitude of the radiosonde launched soon after DH35 versus time is indicated in the bottom panel of Fig. 4. DH35 crossed TL twice during the first ascent (~15:00 LT) and the last descent (~15:30 LT), and crossed KHI four times, but could not sample MCT. The radiosonde crossed the three layers.

The left panel of Figure 5 shows the Ri profile estimated from radiosonde data at a vertical resolution of 20 m. TL, KHI and MCT coincide well with fluctuating and small (<0.25) Ri values confirming their turbulent nature. The wind speed profiles measured by the radiosonde and the LQ7 wind profiler coincide very well indicating that dynamic conditions similar to those observed by the radars and the UAV were met by the radiosonde.

The right panel of Figure 5 shows ε_{UAV} (blue –descent- and black –ascent- lines), $\varepsilon_{R(LQ7)}$ (red and green lines) and $\varepsilon_{R(MU)}$ (pink lines) profiles using different time averaging methods. They agree well on the entire height of observations above the altitude of 2000 m. Therefore, in addition to providing good results for CBL (Fig. 2) and cloud top convective instabilities (Fig. 3), the model (3) also works for convective and shear instabilities in the free atmosphere in clear air conditions. The results with the Thorpe method (expression 4) from radiosondes show an underestimation by one order of magnitude in KHI and MCT, but the agreement is good in TL. The application of the σ_t^2 model (2) to KHI and MCT reveals similar dissipation rate values to Thorpe's method (not shown). Therefore, good comparisons between Thorpe's method and the WH model, as found by previous studies for MCT layers (e.g. Wilson et al., 2014) do not ensure that these formulations are correct.



Figure 3: Comparisons of vertical profiles of ε_{UAV} (blue –descent- and black –ascent- lines), $\varepsilon_{R(LQ7)}$ (red lines) and $\varepsilon_{R(MU)}$ (green lines) profiles obtained from FLT15 flight during ShUREX2016.

4. Conclusions.

1) The σ^3 model of TKE dissipation rate was found to be applicable to both MU radar data and to LQ7 wind profiler data collected in routine mode. Therefore, ε can be a potential deliverable of WPR- LQ7 for climatological studies, at least for $\varepsilon_{UAV} > 0.1 \ mW/kg$. 2) The apparent paradox of the σ_t^3 model (i.e. a σ_t^3 dependence for conditions subject to a σ_t^2 dependence) may be due to the fact that the WH model is only an asymptotic form of a more general expression that mainly includes a Ri dependence. 3) The case studies illustrated the good performance of MU radar and WPR LQ7 for retrieving ε_{UAV} from convective and shear generated turbulence. The results obtained with Thorpe's method from the balloon data are more puzzling and need to be clarified by additional studies.



Figure 4: (Top) Time-height cross-section of Signal to Noise Ratio (SNR) from LQ7 wind profiler at vertical incidence on 18 June 2017 from 13:30 LT to 17:30 LT at a time resolution of ~12 sec (every 1 min). (Bottom) the corresponding cross-section of MU radar echo power at vertical incidence in range imaging mode.



Figure 5: (Left) Richardson number profile estimated at a vertical resolution from the radiosonde data and wind profile measured by LQ7 wind profiler (red) and the radiosonde (cyan). (Right) ε_{UAV} (blue –descent- and black – ascent- lines), $\varepsilon_{R(LQ7)}$ (red and green lines) and $\varepsilon_{R(MU)}$ (pink lines) profiles using different time averaging methods. The results obtained with Thorpe's method are represented by the cyan colored segments.

References

Basu S, Holstlag A, submitted, Env Fluid Mech, 2021.

Basu S, He P, DeMarco AW, Bound-Layer Met, 178:167–184, 2021.

Hocking WK, Röttger J, Palmer RD, Sato T, Chilson PB, Atmospheric radar. Cambridge University Press, 2016. **Lawrence** DA, Balsley BB, *J Atmos Ocean Technol*, 30:2352–2366, 2013.

Luce H, Kantha L, Hashiguchi H, Lawrence D, Doddi A, Earth, Planet and Space, 70:207, 2018.

Tatarski I, Wave propagation in a turbulent medium Translated by R. A. Silvermann. Graw-Hill, New York, 1961.

Weinstock J, J Atmos Sci, 38:880-883, 1981.

White AB, Lataitis RJ, Lawrence RS, J Atmos Sci, 16:1967–1972, 1999.

Wilson R, Luce H, Hashiguchi H, Nishi N, Yabuki M, J Atm Sol Terr Phys, 118: 78-89, , 2014.
衛星回線における降雨減衰量と雨域移動速度の関係

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]-[3]。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[4]、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[5]。前回の報告では台風等の熱帯性降雨が降雨減衰特性に及ぼす影響に着目し、台風接近時に 特徴的に現れる雨域等価通路長の変動について、台風の通過方向に伴う風向の変化の観点から検討を 加えた[6]。今回さらに台風以外の、寒冷前線、温暖前線、停滞前線等による降雨についても、アメダスに よる地上風速に加えて上空の雨域移動に伴う上層風の効果を考慮することで、雨域等価通路長等の降 雨減衰特性に対する影響を調査したので報告する。

2. 地上風速および雨域移動速度との関係

本章では最初に、2002 年から 2014 年の間に測定された BS 電波降雨減衰の降雨事象毎における雨 域等価通路長と、アメダスによる地上風速および BS 電波3地点観測による雨域移動速度との関係を調査 した。まず図1は(a)枚方アメダスによる地上風速[7]と(b)大阪電気通信大学寝屋川学舎(寝屋川市)、京 都大学生存圏研究所(宇治市)、および信楽 MU 観測所(甲賀市)での BS 電波3地点観測[8]より推定さ れた雨域移動にともなう上層風の分布を示す。



図1. 2002 年から 2014 年の間に測定された(a) 枚方アメダスによる地上風速と(b) BS 電波 3 地点観測による雨域移動速度。

図1(a)より地上アメダスによる風速は、台風以外のこられの前線通過時は概して5m/s 以下と小さく、風向としては淀川に沿った大阪平野に対して北東および南西方向が多いことが分かる[9]。一方図1(b)より、BS 電波3地点観測による上層の雨域移動速度は数 m/s から 30 m/s までの広い範囲に分布し、風向は東向き成分が多いことが分かる。

次に、図2に BS 電波の降雨減衰の雨域等価通路長と、(a)アメダスによる地上風速の風向、および (b)BS 電波3地点観測による雨域移動速度の風向との関係を示す。風向は北向きを 0°として、時計回り で示す。また図中の点線は、BS 電波の方位角方向(220.1°)とその反対方向(40.1°)をそれぞれ示す。

図2より、雨域等価通路長はアメダスによる地上風速とBS 電波3地点観測による上層の雨域移動速度のいずれとも明らかな関連性を示さず、台風通過時の様に[6]、風向がBS電波の方位角方向に近づくほど増大するという傾向は存在しない。なお雨域等価通路長は統計的な精度を上げるため、降雨強度が15mm/h 以上で30 分以上継続した降雨事象について求めてある。



図2. (a)アメダスによる地上風速の風向、および(b)BS 電波3地点観測による雨域移動速度の風向と、 BS 電波の降雨減衰の雨域等価通路長の関係。

さらに図3は、(a)地上アメダスによる風速と(b)BS 電波3地点観測による上層の雨域移動速度を BS 電 波の方位角方向成分に投影して雨域等価通路長と比較した結果をそれぞれ示す。図中の実線および点 線のカーブは降雨高度を3~7km、雨滴の落下速度を6m/s と仮定した場合に、衛星電波到来方向に おいて風速による雨滴の水平方向の移流を考慮して雨域等価通路長を推定した計算値である[6]。



図3. (a)アメダスによる地上風速、および(b)BS 電波3地点観測による雨域移動速度のBS 電波伝搬路方向成分と、降雨減衰の雨域等価通路長の関係。

図3(a)より、アメダスによる地上風速の衛星電波伝搬路に沿った成分は±5m/s 以下であり、雨域等価 通路長の増減に対する影響は明らかに認められない。一方、図3(b)より、BS 電波3地点観測による雨域 移動速度の衛星電波伝搬路に沿った成分は5m/s から-25m/s に達して BS 電波の到来方向の逆向き (北東方向)に増大するが、それに応じた雨域等価通路長の増大はやはり認められない。つまり、衛星伝 搬路に対する影響に関しては、地上風速は過小評価であるのに対し、上層の雨域移動では過大評価に なることを意味すると言える。

3. 地上風速と雨域移動速度の平均値との関係

前章の結果から、地上風速は電波伝搬路への影響に関しては値が小さく、雨域移動速度による上層 風は値が大きすぎることが示唆されたので、本章では、それらの中間の高度における水平風速の影響に ついて考察する。一般に地上から上空に向かういわゆる「境界層」では風速が上昇することが知られてお り、このことは本学における降雨減衰測定時においても、京都大学の信楽 MU レーダーよる上層風の同 時観測で確認されている[10]。ここではそれらの観測結果に基づき、簡単な一次近似により、地上風速と 雨域移動速度による上層風の「平均値」を用いて、伝搬路に対する風速の影響を評価する。

図4は地上風速と雨域移動速度の平均値の衛星伝搬路方向成分と雨域等価通路長の関係を示す。こ こで風速の平均は風向を含めてベクトル的に行っている。また実線および点線によるカーブは、同様に 雨滴の水平移流を考慮して雨域等価通路長を推定した計算値を示す。

図4より地上風速と雨域移動速度の平均値を用いると、雨域等価通路長の測定値と計算値は降雨高度が3~7kmの場合に対して良い一致を示すことが分かる。従って、一次近似ではあるが地上風速と高度約4km付近の雨域移動速度による上層風から推定した高度約2km付近の境界層に相当する風速を用いて、伝搬路への影響に関する計算を行うことの妥当性が示されたと言える。



図4. アメダスによる地上風速とBS 電波3地点観測による雨域移動速度の平均値のBS 電波伝搬路方向 成分と、降雨減衰の雨域等価通路長の関係。

同様に、図5(a)は JCSAT-3 (SKP、方位角 193.2°) および(b)は Superbird-C (SBC、方位角 165.5°)の Ku 帯電波の降雨減衰を 2004 年から 2014 年の間に大阪電気通信大学の測定した値 から算出した雨域等価通路長と、地上風速と雨域移動速度の平均値の衛星伝搬路方向成分との関係 を示す。図5より、この様に電波到来方向の方位角が異なる他の衛星伝搬路に対しても、同時期に観測さ れた降雨事象毎の雨域等価通路長の測定値と図中に実線と点線で示した計算値の間には良い一致が存在することが分かる。またこれらの衛星の雨域等価通路長はそれぞれの電波到来方向の方位角に地 上風速と雨域移動速度の平均値が一致するときに、やはり最大となることが示されている。



図 5. (a) JCSAT-3 および(b) Superbird-C の雨域等価通路長と、アメダスによる地上風速と BS 電波 3 地点観測による雨域移動速度の平均値の各電波伝搬路方向成分の関係。

4. 雨域等価通路長の長期統計との関係

最後に本章では、BSとCSのそれぞれ 1988~2019年および 1986~2006年にわたる長期観測 データを用いて、各種前線について雨域等価通路長に対する上空の風速の影響を検討した。図6 (a)にBS電波、(b)にCS電波に関する測定結果を示す。雨域等価通路長については、さらに統計 的な精度を上げるため、20mm/h以上の降雨強度が 60分(1時間)以上続いた降雨事象を選んで ある。また、雨域移動速度に関しては天気図から読み取った前線や低気圧の移動速度をもちいて 上層風を推定し、地上風速との平均を行った。寒冷前線や温暖前線は前線の通過速度、停滞前線 やその他の降雨事象は低気圧中心の移動速度を用いた。



図 6. (a)BS と(b)CS の長期観測データを用いた上空の風速の伝搬路方向成分と雨域等価通路長の関係。

図6より BS 電波と CS 電波の雨域等価通路長はいずれも上空の風速の電波路方向成分の影響 を計算値に従って受けていることが分かる。また 2006 年までの CS 電波の雨域等価通路長の測定 値はそれ以降の測定値も含む BS 電波の値に比べて概して短いことが示される。

そこで雨域等価通路長の長期的な変動特性を明らかにするため、図 6(a)の BS 電波の雨域等価 通路長の測定値 L_v に対し、図中の実線と点線で示される降雨高度 H の算出を逆に行った。そし て BS の衛星仰角 $\phi = 41.3^{\circ}$ を用いて、 $L = H/\sin\phi$ により水平風速の影響を受けない本来の傾斜伝 搬路長の導出を試みた[11]。この様にして得られた雨域等価通路長の測定値 L_v と本来の傾斜伝搬 路長 L の長期的な分布と変動を図 7 (a)、(b)にそれぞれ示す。いずれも 2006 年を境に増加がみ られる。



図7.1988 年から 2019 年までの長期にわたって降雨事象毎に得られた BS 電波の(a)雨域等価通路長と (b)水平風の影響を取り除いた傾斜伝搬路長。

ここで降雨高度 H はほぼ 0°C高度に相当し、地上気温 T とほぼ H ≈ T/6 の関係にあるので、傾斜伝 搬路長は地上気温により、 $L = H/\sin 41.3^\circ \approx 0.3T$ [km] と近似される。図8に、(a)寒冷前線と(b)停滞前 線の場合の降雨事象毎の傾斜伝搬路長の計算値と地上気温の平均値の関係を、それぞれ示す。図 中の点線は地上気温により傾斜伝搬路長の推定値である。また測定点は 2006 年以前 (×印) と それ以降 (〇印) で区別してある。図8より、寒冷前線と停滞前線のいずれの場合も、2006 年以 前には傾斜伝搬路長は地上気温による推定値をほとんどが下回るものの、2006 年以降には地上気 温による推定値を上回るものもあることが示される。



図8. (a)寒冷前線と(b)停滞前線の場合の傾斜伝搬路長の計算値と地上気温の関係。

そこでその割合を明らかにするために、図9に傾斜伝搬路長の計算値をその時の地上気温によ る予測値で規格化を行い、その比率の分布を(a)寒冷前線と(b)停滞前線による降雨事象別に示す。 図9より、いずれの前線も2006年以前には傾斜伝搬路長で示される雨域は0℃高度のほぼ70% に収まっていたものが、2006年以降には雨域は0℃高度の90%程度にまで平均として達するよう になり、かなりの割合で100%を超える降雨事象も現れてくることが分かる。この傾向は寒冷前 線で特に著しく、対流性降雨の増加に関連するものと言える。



図8. (a)寒冷前線と(b)停滞前線における地上気温の予測値で規格化した傾斜伝搬路長の計算値。

6. 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、台風以外の寒冷前線や停滞前線 による降雨事象に対する上空の水平風速が等価通路長に影響について検証した。また、水平風速の影 響を除いた傾斜伝搬路長と地上気温から推定される降雨高度の関係について検証し、2006 年以降に雨 域が占める割合が著しく増大していることを指摘した。

参考文献

- H. Fukuchi, T. Kozu, K. Nakamura. J. Awaka, H. Inomata, and Y. Otsu, "Centimeter wave propagation experiments using the beacon signals of CS and BSE satellite," IEEE Trans. Antennas Propagat., vol. AP-31, no.4, pp.603-613, July 1983.
- [2] Y. Karasawa and Y. Maekawa, "Ka-band earth-space propagation research in Japan," Proc. IEEE, vol.85, no.6, pp.821-841, June 1997.
- [3] 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.
- [4] "Propagation data and prediction methods required for the design of earth-space telecommunication systems," Geneva, ITU-R Recommendation P618-8, 2005.
- [5] Y.Maekawa, A study on long-term rain attenuation characteristics in Ka and Ku band satellite communications, Proc. of The 29th AIAA ICSSC-2011, ICSSC-17-1, Nara, Nov.-Dec. 2011.
- [6] 前川泰之、佐々木駿一、柴垣佳明、"Ku帯衛星通信回線の台風通過時における降雨減衰特性"、第13回 MUレーダー・赤道レーダーシンポジウム、京都大学生存圏研究所、2019年9月.
- [7] http://www.jma.go.jp/jp/amedas/.
- [8] Y. Maekawa, T. Nakatani, Y. Shibagaki, and T Hatsuda, "A study on site diversity techniques related to rain area motion using Ku-band satellite signals," IEICE Trans. on Commun., vol. B91-B, no. 6, pp.1812-1818, Jun. 2008.
- [9] Y. Inamori, Y. Shibagaki, and Y. Maekawa, "Rain attenuation characteristics of Ku-band satellite signals in relation to the wind velocities observed on the ground," Proc. of ISAP 2012, 4D3-4, P0235, Nagoya, Japan, Oct. 29-Nov.2, 2012.
- [10] M. Noyama, Y. Shibagaki, and Y. Maekawa, "Rain attenuation characteristics of Ku-Band satellite signals related to radar observations of the wind velocities at rain height," Proc. of The 29th AIAA ICSSC-2011, ICSSC-17-2, Nara, Nov. -Dec. 2011.
- [11] Y. Maekawa and Y. Shibagaki, "Relationship between rain attenuation characteristics and rain area distribution on the propagation path of satellite communications links," JCSAT-2021, Oct. 2021.

2001-2020年に観測されたEARサイトの地上降水量 🥑 🗱 🧱 👪



赤道大気レーダー観測に基づいた西スマトラ山岳域での 下層風速場の違いによる対流活動の特徴について



柴垣佳明(大阪電気通信大学) 橋口浩之(京都大学生存圏研究所) 下舞豊志(島根大学) 山中大学(総合地球環境学研究所)









解析に用いたデータ	>000 P044 大阪電気通信大学	雲活動分布と	- 東西風高周
気象衛星観測データ: ・OLR:1日間隔 全球2.5°×2.5° NOAAサイト公開データを使用 ・GMS IR1:1時間間隔 0.05°×0.05°(経度70°~160°E) 高知大学気象頁サイト公開データを使用		正のIOD現象 発生時	real control (ce3.)
赤道大気レーダー観測データ: 鉛直流・南北風・東西風 高度2~16 km 5分平均 地上降雨観測データ(赤道大気レーダーサイト):		平常時	The function of the function o
MAWS (2001~2002) ORG (2002~2015) PARSIVEL(2016~2020) 1分間隔		負のIOD現象 発生時	20 00 02 02 04 05 00 00 02 00 00 00 00 00 00 00 00 00 00

















下層東西風と日雨量の関係

平常時

500

400

î

Rain 002

100

12 18

正のIOD現象発生時

500

400

Rain 800

100

-18-12 -6 0 6 U (m/s) 2008 F03.48 大阪電気通信大学

負のIOD現象発生時

ПЧ

-6 0 6 U (m/s)

13

500

400

300

100

0

Rain

-6 0 6 12 18 U (m/s)

高度2.0kmでの東西風





まとめ	2013年 404年8 大阪電気通信大学 And their change date service

インド洋ダイポールモード現象に伴う下層風速場の違いに よる西スマトラ山岳域での対流活動の特徴を調べた。

- 正のIOD現象発生時には、下層で東風が卓越し、雲活動は弱いが、積雲対流に伴う上昇流域や降水活動がみられた。
- 平常時には、季節内変動に伴う下層風変化や雲活動に対応した 上昇流域と降水活動が確認された。
- 負のIOD現象発生時には、下層で西風が強まり、雲活動は活発 であったが、鉛直方向に延びる上昇流域や降水活動はあまりみ られなかった。

18

インドネシアにおけるライダーを用いた煙霧観測手法の検討

柴田泰邦, Isam Ebisawa KUSWAN, 阿保 真

東京都立大学

1. はじめに

近年、インドネシアでは野焼きによる森林火災や泥炭地火災から煙霧が多く発生しており、国際問題にま で発展している。煙霧によって航空便の運休や、学校の臨時休校などの影響が出ており、さらに大気汚染の 悪化から、短期的または長期的に人体に健康被害を与える。煙霧の広がりを粒跡線解析によって推定する研 究¹⁾や、衛星観測によってホットスポットの特定や煙霧の広がりが広域観測されている^{2,3)}。しかし、衛星観 測は熱帯特有の雲の多さによって観測頻度が十分ではない。そこで我々は、インドネシア・Kototabang に既 設のミーライダーを改良し、地上から煙霧を観測することにより衛星観測や粒跡線解析の補完を行う方法を 検討している。ミーライダーは上空の雲やエアロゾルの分布を容易に観測できるが、視程が数百 m 程度にも なる濃い煙霧を地上から正確に測定するためには、様々な工夫を必要とする。

2. 煙霧観測に特化した偏光ライダーの検討

ライダーはレーザー光と受信鏡視野が完全に重なる高度(重なり関数 O(z) = 1)より手前の大気情報を得ることが困難である。そこで、送受信を近接させるか、同軸にすることで低高度から O(z)を1にする手法が一般的である。Kototabangのライダー観測施設の屋根には天窓(50×50 cm)が1.8m 間隔で3か所設置されている。現在は、対流圏及び成層圏の雲・エアロゾルを観測するために、波長 532nm,出力10mJの Nd:YAGレーザーと口径 35cmの望遠鏡を用い、隣り合う天窓を送信用と受信用に分けている⁴⁾。煙霧観測を地上から行う場合、同じ天窓を送受信に使って送受信を10cm まで近接させる。現状と煙霧観測用の重なり関数 O(z)の計算結果を図1に示す。ここでΦは受信鏡の視野角、θはレーザー光の広がり角、δはレーザーと受信鏡の視野角との傾斜角である。過去のミーライダー観測から、煙霧は地上から概ね高さ2km付近まで達することが分かっている。現状は、高度1km程度でレーザーと受信鏡の視野が重なりはじめ、高度2km程度でご全に重なっており、煙霧を観測することはできない。これに対し、煙霧用の配置では、高度80mからレーザー光と受信鏡の視野が重なりはじめ、高度150m程度でO(z)が1となり送受信が完全に重なる。

図2に煙霧観測に特化した偏光ライダーシステムの計画図を示す。光源のレーザーは既設のものを使い、 受信系を新たに増設する。ライダー信号は距離の2乗に反比例するので、近距離からの受信信号は非常に強 くなる。そこで、受信信号を90%:10% に分け、ダイナミックレンジを広く取る。90%系統は主に高さ500m 以上を、10%系統は高さ500m以下を観測する。また、Kototabangのライダー観測所では明け方に霧が発生す ることがある。そこで、受信系に偏光チャンネルを付加することで球形粒子(霧、雨)と非球形粒子(煙霧) を区別する。



図1 現状のミーライダーの重なり関数と煙霧用 ライダーの重なり関数



図2 煙霧観測に特化した偏光ライダーの計画図

3. 信号解析手法の検討

ミー散乱ライダーの信号解析手法には一般的に Forward インバージョン法と Klett インバージョン法の 2 種類がある^{5,6)}。Forward インバージョン法は近距離に境 界条件を置いて遠方へ積分する方法である。Klett インバ ージョン法は境界条件を遠方において手前に積分する方 法である。通常のライダー観測は主に高高度の有効な観 測データがあるため、Klett インバージョン法のような遠 方に境界条件を置くことが可能である。しかし、本研究で は煙霧を対象とするため、SN が悪い高高度のデータを用 いる Klett インバージョン法は不利であると推測できる。 図3に地上から高度2kmまで煙霧を仮定した大気モデル を用い、Forward インバージョン法と Klett インバージョ ン法による消散係数をシミュレーションした結果を示 す。ここで Forward インバージョン法の境界高度を 200 m とし、モデルと同じ消散係数を初期値として与えた。Klett インバージョン法の境界高度は遠方の 3000 m とし、エア ロゾルフリー(大気分子のみ)の消散係数を初期値として 与えた。Klett インバージョン法では消散係数の初期値が 正しく与えられていないため、モデルに対して大きく誤 差が出る。一方、Forward インバージョン法は初期値が正 確なので、煙霧を正確に再現できている。実際のライダー





観測では、地上の消散係数を視程計により計測し、Forward インバージョン法の初期値として利用する予定 である。

4. まとめ

インドネシア・Kototabang に既設のミーライダーに、煙霧を観測するための受信系を新たに増設する計画 について報告した。送受信に同じ天窓を使うことで、高さ150m 付近からライダー信号を得ることができる。 また、偏光チャンネルを付加することで霧と煙霧を区別する。Forward インバージョン法によるライダー信 号解析では地上付近の消散係数が必要となるので、視程計を設置する予定である。

参考文献

- 1) N. H. Hanafi, M. H. Hassim, Z. Z. Noor: J. Eng. Technol. Sci., 50 (2018) 818.
- 2) I. S. Sitanggang, A. D. Asti, L. Syaufina, H. Khotimah: In 2017 International Conference on Electrical Engineering and Computer Science (ICECOS) (2017) 149.
- 3) N. A. A. Abd Latiff, T. Machimura: Int. J. GEOMATE, 14 (2017) 15.
- 4) 阿保真,長澤親生,柴田泰邦:日本リモートセンシング学会誌 26 (2006) 45.
- 5) F. G. Fernald, B. M. Herman, J. A. Reagan: J. Appl. Meteorol., 11 (1972) 482.
- 6) J. D. Klett: Appl. Opt., 20 (1981) 211.

衛星ビーコン観測による スポラディックE層の構造の研究

高橋透¹,斎藤享¹ 1. 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

Ionospheric Irregularity at Polar Region



Hosokawa et al., 2016



- ・衛星通信の障害となる電離圏イレギュラリ ティは電離圏の密度勾配、シア、オーロラ 粒子の降り込み(極域)など様々な原因で 生成される。
- ・ポーラーパッチの後縁では数100 kmから数 10 kmスケールのイレギュラリティがカメ ラによって観測(Hosokawa et al, 2016)。
- ・オーロラの粒子降下の構造によって直接的 に10数 kmスケールのイレギュラリティが 生成(Kelly et al., 1982; LabBell and Kintner, 1989)。

Ionospheric Irregularity at Polar Region



- ・kmスケールのイレギュラリティはmスケールのイレギュラリ ティの生成に寄与しているのではないか? (Moen et al., GRL 2012)
- ・磁力線を介したE-F領域のカップリングにより、イレギュラ リティの振幅が小さい領域の下部のE層で電気伝導度の上昇 が観測された。これは、E-F層カップリングによるShort CircuitでF層のイレギュラリティの成長が抑制されたことが 示唆される。(Takahashi et al., Submitted to JGR, 2021)
- ・複数のスケールのイレギュラリティを同時に観測する必要がある。(マルチスケール観測)

Multi-scale Observation



科研費若手研究課題

衛星測位精度改善に向けた電離圏擾乱の発生予測: マルチスケール観測の実現

- ・ソフトウェア受信機を用いて衛星Beacon(150,400 MHz)を受信し、電離圏全電子数及び、シンチレーションの観測がされてきた (Yamamoto, 2008)。
- ・ソフトウェア受信機で1 kmスケールのシンチレーションを観測し、
 既存のGPS受信機で観測された数100 mスケールのシンチレーションと比較することで、イレギュラリティの発生メカニズム特に、スケールごとの発生特性を明らかにする。
- ・ソフトウェア受信機を低緯度から高緯度に設置し、それぞれの緯度帯
 におけるイレギュラリティの発生特性を調査する。
- ・所期の目的としてはシンチレーションの発生率の高い極域(スピッツ ベルゲン)または石垣島に設置する予定であった。現在は調布で開発 を行っている。
- ・調布でスポラディックE層によるシンチレーションをターゲットとして観測を開始した。

Scintillation of VHF satellite signal



- ・ROTI mapでEs層の水平伝搬速度が導出される。TECと比較することでEs層の空間構造が見積もられる。これにより、衛星シグナルがEs層に対してどのように交差したかわかる。
- ・ソフトウェア受信機で観測されたシンチレーションとROTI mapを比較する。

Beacon Receiver



・GRBR-2 (Yamamoto et al., ICGPSRO 2020, 2020)を基本設計とした。

・2021年8月4日から150 MHz帯の衛星ビーコンの受信を開始。

・DMSP-F15及びZhanzheng-1からの信号を受信。

・8月24日から400 MHz帯の受信を開始。

Beacon Receiver





Case Study on 14 Aug. 2021



- ・8月14日にZhagzheng-1が5:26:15 UTから5:37:20 UTにかけてENRI上空を通過した。この衛星は仰 角36度まで登った。
- ・この中で200 sから500 sで信号が観測された。



Beacon Data and ROTI Map





Problems to be Solved

受信できている衛星数が少ない。

現在、調布で観測できているのはDMSP-F15とZhangzheng-1の みである。時折、他の衛星(狙っていない)から放送されていると 思われる信号を受信することがあるので、おそらく信号を出してい る衛星は他にもいるのではないか。また、NOAA衛星の受信にも挑 戦する予定である。

信号が途中から受信され始める。

信号が途中(天頂付近)から受信され始める。または、反対に天 頂付近で信号が受信できなくなることがある。おそらく信号処理に 原因があると思われるが、今のところ不明。

400 MHz帯が受信できていない。

Signal Generatorで信号を入力するとUSRPで受信できる。しかし、実際に衛星からの信号を受信できたことは今の所ない。



Summary

- ・GPS受信機とソフトウェア受信機を組み合わせたマルチスケール観測を低緯度から高緯度で行い、それぞれの緯 度帯におけるイレギュラリティーのスケールごとの発達を調査し、その発生メカニズムと発生予測が行えるよう になることを目的としている。
- ・マルチスケール観測は低緯度から高緯度で行う予定であり、現在、石垣島、ロングイヤビンに設置することを予定している。
- ・2021年8月4日から中緯度に位置する調布ではEs層によるシンチレーションをターゲットとしてテスト観測 (150 MHzのみ)を実施した。DMSP-F15とZhngzheng-1からの信号を受信した。8月24日以降から400 MHz帯の受信実験も行なっている。
- ・8月14日にZhangzheng-1の信号強度にシンチレーションと思われる揺らぎを観測した。ROTI mapではEs層 が観測されていたものの、衛星信号のIPPとEs層の位置が一致せず、Es層からの影響ではなく何らか他の影響に よるものと考えられる。(調布におけるマルチパスの条件を見積もる必要がある。)





















パンコクの全衛星パス(2020/2)	727衛星パス
2観測点法	481衛星パス
TEC平均値から	203衛星パス
Error	43衛星パス

20

2観測点法のデータ数

絶対TECが算出できた衛星パスが94パーセントになって データ数が大きく増えた









まとめと課題	
・まとめ COSMIC-2衛星の観測TECからバイアス推定し、絶対TECを算出した 絶対TECからLSWSを観測できた 衛星が観測できた時間帯は20分に一度程度の頻度でLSWSが観測できた	
・絶対TEC算出の課題 2観測点でマッチングするパスのみ絶対TECが求められるため 使われない(マッチングできなかった)衛星パスデータが多く存在する →TEC平均値を用いた手法で一応解決	
・LSWS観測の課題 窓関数などのパラメータなどの検討	

観測ロケット搭載用の2周波ビーコン送信機とアンテナの開発

山本衛・黒川浩規(京大 RISH)

X-band weather radar observations in the east coast of Sumatra: Statistical analysis of diurnal cycle of rainfall

Mariko Ogawa^{*1}, Manabu D. Yamanaka², Awaluddin Awaluddin³, Arief Darmawan³, Reni Sulistyowati³, Albertus Sulaiman⁴, Osamu Kozan^{1,2} ¹Center for Southeast Asian Studies (CSEAS), Kyoto University, Japan ²Research Institute for Humanity and Nature (RIHN), Japan ³Agency for the Assessment and Application of Technology (BPPT), Indonesia ⁴Research Center for Physics, Indonesian Institutes of Sciences (LIPI), Indonesia

1. Introduction

In tropical peatlands distributed in lowlands along the coast of Southeast Asia, accurate realtime rainfall for each region leads to understand the water balance and fire hazards for land to be managed in each area (e.g., Yamanaka et al., 2008). Compact X-band dual-polarization radars have been installed in Indonesia for disaster prevention against heavy rains and volcanic debris flows (Hapsari et al., 2019 and Syarifuddin et al., 2019). Although this compact X-band dualpolarization radar covers a smaller area than GSMaP and BMKG C-band radar (single polarization) network, the temporal and spatial resolutions are about 1 minute and 100 m, respectively, thus more accurate rainfall observation with high spatiotemporal resolution can be expected.

Tropical coastal rainfall is varied dominantly with a diurnal cycle, which is typical in Indonesia (Yamanaka, 2016; Yamanaka et al., 2018). Satellite observation of diurnal cycle of rainfall in Indonesia by using TRMM (Mori et al., 2004) shows more rainfall in the evening than in the morning over the land regions of relatively large islands, and more rainfall in the morning than in the evening over the coastal sea regions surrounding the islands. Furthermore, the rain area moves from west to east across central Sumatra Island.

In the east coast of Sumatra where peatlands are widespread, Kozan (2012) showed the diurnal cycle of rainfall and the maximum hourly rainfall after midnight by using one rain gauge installed in Bukit Batu village. Marzuki et al. (2021) used 229 BMKG rain gauges installed throughout Sumatra to perform cluster analysis in terms of rain for amount, intensity, duration, and frequency to determine the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall. However, since the density of the BMKG rain gauge network in the eastern part of Sumatra is lower than that in the western part, the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall in the eastern part of Sumatra still include uncertainties.

The purpose of this study is to understand the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall and the movement of rain by using a compact X-band dual-polarization radar observed from February 2020 to June 2021 over Bengkalis Island, Riau province. This article is the first scientific report on weather radar observations just at the eastern coast of Sumatra. Firstly, this study verifies accuracy of radar estimation of rainfall by comparing the average hourly rainfall calculated from the radar with accumulated rainfall measured by 5 rain gauges. Secondly, in order to discuss the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall, the above-mentioned average hourly rainfall calculated from the radar during observation period, is re-averaged each local time zone from 0:00 to 23:00.

2. Instrument and Methodology

2.1 Furuno radar

A compact type X-band dual-polarization radar, WR-2100 developed by Furuno Electric. Co.,

LTD. (for simplicity, Furuno radar), was installed in February 2020 at Bengkalis State Islamic College (STAIN Bengkalis) in Bengkalis Island, Riau province (1.29 °N, 102.07 °E). Figure 2 shows the study area. Furuno radar specifications are listed in Table 1.



Table 1. Specifications of Furuno radar WR 2100.

Parameter	Description
Transmitter	Solid state 200 W per channel (H V)
Polarity	Dual polarimetric horizontal (H) and vertical (V)
Pulses	PRF 600-2500 Hz Width 0 1-5 0 us
Antenna	$0.75 \text{ m} \varnothing 2.7^{\circ}$ beam width
Antenna gain	33 0 dBi
Operating Frequency	9 47 GHz
Wavelength	3.3 cm
Scan mode	PPI CAPPI RHI
Maximum distance disnlay	50 km
Maximum unstance unsplay Maximum range fixed observation level	30 km
Deta Output	Deflectivity Intensity Z_{ii} (dD7)
Data Output	Differential reflectivity Z_{H} (dDZ),
	Differential reflectivity $-Z_{dr}$ (uD),
	Doppler velocity $-V_D(\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^2)$,
	Doppler velocity spectrum width - σ_{VD} (m . s ⁻¹)
	Specific differential phase shift – K_{DP} (°km)
	Copolar correlation coefficient - ρ_{HV}
	Rainfall intensity – R (mm . h^{-1}),
	Cross polarization difference phase - Φ_{DP}

Source: Furuno, WR 2100 operator manual handbook

2.2 Radar preprocessing and rainfall estimation algorithms

Radar data is converted from polar to cartesian coordinates. 100 m grid cell is determined by calculating weighted average using all data values within a search radius of 1km. Radar rainfall estimation in this study uses radar parameters, $Z_{\rm H}$ and $K_{\rm DP}$ by using a method of Park et al. (2005). Before the calculation of $K_{\rm DP}$, observed phase information is smoothed by iterative filter method (Hubbert and Bringi, 1995) to retrieve Φ_{DP} . In addition, attenuation correction using Bringi and Chandrasekar (2001) is performed as a process before estimating rainfall by using radar.

2.3 Average hourly rainfall

Scanning radar data every 10 minutes is applied to the calculation of average hourly rainfall only when 6 samples of radar data per hour are observed. This study uses radar mode of plan position indicator (PPI) with 4°elevation angle. Furthermore, in order to investigate the regional

characteristics of the diurnal cycle of rainfall, the above-mentioned average hourly rainfall of 10 mm or more during observation period is re-averaged each local time zone from 0:00 to 23:00 only when 3 or more samples each radar grid are obtained.

3. Observation and Data

This study analyzes 213 days rainfall data during radar observation period from February 15, 2020 to June 3, 2021, excepting days when radar operations were stopped due to electrical and PC system problems. In November 2020, lead-acid batteries and generator were installed with automatic transfer switch to maintain continuous power supply.

Figure 3 shows rain event detected by Furuno during the period 23:00-23:50 LT on March 5, 2020. Rain area with more than 50 mm/h of rainfall as radar instantaneous values is moving from west to east over Bengkalis Island. Here, it is noted that this rainfall was estimated using Marshall and Palmer (1948) method. Figure 4 indicates some hourly rainfall data obtained from GSMaP from 20:00 LT on March 5, 2020 to 04:59 LT on March 6, 2020, including the rain event detected by Furuno. According to Figure 4, rain areas cross Sumatra from west to east. These rain movements focusing on the large spatial scale of Sumatra and the small scale over Bengkalis, correspond to Mori et al. (2014) and Kozan (2012), respectively.



Figure 3. Instantaneous values of rainfall detected by Furuno during the period 23:00-23:50 LT on March 5, 2020.



Figure 4. Some hourly rainfall data obtained from GSMaP from 20:00 LT on March 5, 2020 to 04:59 LT on March 6, 2020. Source: GSMaP.

4. Result and Discussion

4.1 Evaluation of rainfall estimation by Furuno

Average hourly rainfall calculated from Furuno was compared with accumulated rainfall measured by 5 rain gauge stations (Table 2 and Figure 5). Point data was extracted from PPI data with the same latitude and longitude as the ground rain gauge. Some samples at two stations, No. 6 and 7, have extremely underestimated rainfall data (figure not shown) due to radar processing. These two sites are located at the edge of the radar coverage area. From Table 2, the coefficient of determination varies from 0.4 to 0.9 except for two stations, No. 6 and 7. The slopes of regression line varies from 0.6 to 2 at the three stations, No. 3-5. The coefficient of determination does not correspond to the distance from radar. For example, for station No. 3 which is located about 30 km from the radar site, the radar detects precipitation particles at about 2 km altitude. This analysis for evaluation of radar rainfall does not take into consideration the time resolution of data, altitude of data extracted, and presence or absence of melting layer. Syarifuddin et al. (2020) showed that the correlation coefficient is over 0.9 between amount of rain measured by rain gauge and radar estimated rainfall using Park et al. (2005). They interpolated Furuno radar data using CAPPI (multiple PPI data with different elevation angles), extracted the radar grid at a constant altitude of 500 m and confirmed the precipitation system and melting layer through radiosonde data and radar parameters, Z_{DR} and ρ_{HV} .

No. Name of rain gauge stations Name of district Location (Longitude, Latitude) R ² (Furuno vs rain gauge) 1 BRG_147205_01 MEDANG KAMPAI 101.545258, 1.625935 - 2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93						
gauge stations district (Longitude, Latitude) (Furuno vs rain gauge) 1 BRG_147205_01 MEDANG KAMPAI 101.545258, 1.625935 - 2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93	No.	Name of rain	Name of	Location	R ²	
I BRG_147205_01 MEDANG KAMPAI 101.545258, 1.625935 - 2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93		gauge stations	district	(Longitude, Latitude)	(Furuno vs	6 7 2
1 BRG_147205_01 MEDANG KAMPAI 101.545258, 1.625935 - 2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93					rain gauge)	3
KAMPAI KAMPAI 2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93	1	BRG_147205_01	MEDANG	101.545258, 1.625935	-	
2 BRG_140301_01 BENGKALIS 102.099167, 1.519444 - 3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93 4 PRO_140312_01 GLAXK KEON 100.050022, 1.2400322 0.44			KAMPAI			
3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93	2	BRG_140301_01	BENGKALIS	102.099167, 1.519444	-	
3 BRG_140302_02 BANTAN 102.433056, 1.516389 0.93 1 4 PR0_140312_01 CLAXK KEON 100.050020_1_040020_ 0.44 1						
	3	BRG_140302_02	BANTAN	102.433056, 1.516389	0.93	
4 BRG_140312_01 SIAK KECIL 102.062222, 1.240833 0.44 December 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	4	BRG_140312_01	SIAK KECIL	102.062222, 1.240833	0.44	2
				-		4
5 BRG_140312_02 SIAK KECIL 102.039343, 1.114076 0.80	5	BRG_140312_02	SIAK KECIL	102.039343, 1.114076	0.80	
			DENIOLALIO	100 000107 1 5 17 100	0.0001	
6 Perapat lunggal BENGKALIS 102.029137, 1.547426 0.0001	6	Perapat Tunggal	BENGKALIS	102.029137, 1.547426	0.0001	3
7 Selatbaru BENGKALIS 102.231427, 1.564642 0.07 Source: Google map	7	Selatbaru	BENGKALIS	102.231427. 1.564642	0.07	Source: Google map
Figure 5 Pain gauge area				, ,		Figure 5 Pain gauge area

1 able 2. Locations of fam gauge stations	Table 2.	Locations	of rain	gauge	stations	5.
---	----------	-----------	---------	-------	----------	----

*No. 1 and 2 are out or radar coverage area.

*Rainfall data is collected every 10 minutes.

*Data is sent to BRG(No. 1-5) server and SESAME(No. 6-7) server.

*SESAME means sensory data transmission service assisted by Midori Engineering Lab.

4.2 Regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall

Figure 6 shows average hourly rainfall during the observation period in each time zone from 0:00 to 23:00 LT. Rain areas cover both sea areas and land areas near the sea relatively from night to Sunrise (20-6LT), Heavy rain areas of about 50 mm or more cross Bengkalis Island from west to east after midnight from 0am to 3am LT. The time when such heavy rainfall is observed is similar to the result of Kozan (2012). On the other hand, rain areas are relatively distributed over land before noon to before sunset (10-16LT). Heavy rain areas of about 50 mm or more move from north to south over Bengkalis Island during the time. This analysis results indices that land-sea breeze circulating type is dominant in Bengkalis Island area.



Figure 6. Average hourly rainfall derived from Furuno radar during the observation period in each time zone from 0:00 to 23:00 LT. Source: Google Map.

5. Conclusions

In order to understand the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall and the movement of rain over the east coast of Sumatra, Furuno radar, a compact X-band dual-polarization radar with high spatiotemporal resolution was used from February 2020 to June 2021 in Bengkalis Island, Riau province.

Firstly, Furuno radar was verified by comparing average hourly rainfall observed by Furuno with accumulated rainfall measured by 5 rain gauge stations. The coefficient of determination varies from 0.4 to 0.9.

Secondly, this study showed qualitatively the regional characteristics of the diurnal cycle of rainfall and the movement of rain. As the results of calculation for average hourly rainfall derived from Furuno radar during the observation period in each time zone from 0:00 to 23:00 LT, rain areas (land and sea) and rain movements were explained in terms of the night time (20-6LT) and daytime (10-16LT) of time zone. This analysis results indices that land-sea breeze circulating type is dominant in Bengkalis Island area.

Radars may be applied also to watch the top of a smoke layer when there are no raindrops (Rahman et al., 2021), which is caused by peatland development and makes many environmental issues locally and globally (Kozan, 2012).

Acknowledgments

The work was supported by JSPS KAKENHI Grant Numbers 19KK0106 and Research Project "Toward the Regeneration of Tropical Peatland Societies: Building an International Research Network on Paludiculture and Sustainable Peatland Management" of RIHN. Rain gauge data in stations of Perapat Tunggal and Selatbaru was provided by Assoc. Prof. Koichi Yamamoto, Yamaguchi University.

References

Bringi V.N and V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*. Cambridge University Press, United Kingdom.

- Hapsari, R. I., S.Oishi, M. Syarifuddin, R. A. Asmara, and D. Legono, 2019: X-MP Radar for Developing a Lahar Rainfall Threshold for the Merapi Volcano Using a Bayesian Approach. J. Disaster Res., 14(5), 811-828. doi: 10.20965/jdr.2019.p0811
- Hubbert, J. and V. N. Bringi, 1995: An Iterative Filtering Technique for the Analysis of Copolar Differential Phase and Dual-Frequency Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12(3), 643-648. doi: 10.1175/1520-0426(1995)012<0643:AIFTFT>2.0.CO;2
- Kozan, O., 2012: Precipitation and groundwater variations in peat swamps. *Studies on Sustainable Humanosphere*, 4, 271-287. (in Japanese)
- Kubota, T., K. Aonashi, T. Ushio, S. Shige, Y. N. Takayabu, M. Kachi, Y. Arai, T. Tashima, T. Masaki, N. Kawamoto, T. Mega, M. K. Yamamoto, A. Hamada, M. Yamaji, G. Liu and R. Oki, 2020: Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) products in the GPM era. *Satellite precipitation measurement*, Springer. doi:10.1007/978-3-030-24568-9 20
- Marshall, J.S. and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J Meteor*. 5(4), 154-166. doi: 10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2
- Marzuki M., K. Suryanti, H. Yusnaini, F. Tangang, R. Muharsyah, M. Vonnisa, and D. Devianto, 2021: Diurnal variation of precipitation from the perspectives of precipitation amount, intensity and duration over Sumatra from rain gauge observations. *Int. J. Climatol.*, 41(21). doi: 10.1002/joc.7078
- Mori, S., Hamada J.-I., Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, 132(8), 2021-2039. doi: 10.1175/1520-0493(2004)132<2021:DLRPMO>2.0.CO;2
- Rahman, M. A., D. S. Nugroho, M. D. Yamanaka, M. Kawasaki, O. Kozan, M. Ohashi, H. Hashiguchi and S. Mori, 2021: Weather radar detection of planetary boundary layer and smoke layer top of peatland fire in Central Kalimantan, Indonesia. *Sci. Rep.*, 11, 367. doi:10.1038/s41598-020-79486-6
- Syarifuddin, M., S. Oishi, R. I. Hapsari, J. Shiokawa, H. G. Mawandha, and M. Iguchi, 2019: Estimating the Volcanic Ash Fall Rate from the Mount Sinabung Eruption on February 19, 2018 Using Weather Radar. J. Disaster Res., 14(1), 135-150. doi: 10.20965/jdr.2019.p0135
- Syarifuddin, M., M. Ogawa, H. Nakamichi, S. Oishi, and M. Iguchi, 2020: Performance of a small-compact X-MP radar to monitor extreme rainfall event on 7 July 2018. *In Proceedings of the 22nd IAHR-APD Congress 2020*, 1-8.
- Yamanaka, M. D., 2016: Physical climatology of Indonesian maritime continent: An outline to comprehend observational studies. *Atmos. Res.*, 178-179, 231-259. doi:10.1016/j.atmosres.2016.03.017
- Yamanaka, M. D., H. Hashiguchi, S. Mori, P.-M. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, Hamada J.-I., M. K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y. S. Djajadihardja, and J. T. Anggadiredja, 2008: HARIMAU Radar-Profiler Network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS Early Achievement for Hydrological Cycle and Disaster Prevention. J. Disaster Res., 3(1), 78-88. doi:10.20965/jdr.2008.p0078
- Yamanaka, M. D., S.-Y. Ogino, P.-M. Wu, J.-I. Hamada, S. Mori, J. Matsumoto and F. Syamsudin, 2018: Maritime continent coastlines controlling Earth's climate. *Prog. Earth Planet Sci.*, 5(21), 1-28.

高知市における雨滴粒度分布の特徴 及びウインドプロファイラとの比較

*中陽(高知大院)・村田 文絵(高知大理工)

はじめに

雨滴粒度分布(DSD:Drop Size Distribution)

単位体積中に存在する雨滴の粒径ごとの雨滴数濃度 →ある大きさの雨粒がどれくらい存在するかを示す

 $N(D) = N_0 D^{\mu} exp(-\Lambda D)$ (Ulbrich 1983 & 4))



雨滴粒度分布を知る意味

- ・レーダー降水強度推定の精度向上 レーダー反射因子…粒径Dの6乗の和に比例 降水強度…粒径Dの3乗の和に比例
- ・豪雨の形成過程を知る手がかり

 雲微物理過程の最終的なもの=雨滴粒度分布
 →雲内の構造を知るために必要

学部卒論の要約

高知市五台山にOTT社の雨滴粒度分布計Parsivel²を設置し 2016~2018の三年間の観測データを以下の3点で分類し解析

- ・降水強度
- ・気象庁全国合成レーダーより降雨頂高度のデータ

(降水雲の特徴として使用) エー

・季節

<u>融解層の有無</u>による雨滴の生成過程の違いによって、 DSDの特徴に違いが生まれるのではないか





第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンボジウム







→ 降水強度が強い場合での2つの雨滴数ピークの原因か

第15回MUレーダー・赤道大気レーダーシンボジウム

本研究の目的

<u>卒論</u>

<u>融解層の有無</u>→DSDの特徴に影響を及ぼす? 問題点:融解層を4kmと決めて解析 →融解層の定義が必要

<u>本研究の目的</u>

ウインドプロファイラの鉛直流を用いて融解層を定義し、 融解層の有無によるDSDの特徴の違いを得る



暖かい雨の判断

- ・低い高度(融解層高度より下)から
 降水開始
- ・融解層より上で負の鉛直流速がない
 (=融解層より下で雨滴生成)

→②<u>暖かい雨</u>(図中の赤丸)









降水の前後や途中でみられた現象





まとめ

本研究では高知市で観測した雨滴粒度分布を、ウインドプロファイ ラにて判別した融解層の有無での解析を進めた。

①融解層を伴う層状性降水

D_mは1~2mm程度、log₁₀N_wは3.5~4程度→学部卒論と同様の結果 →<u>定性的な判断や観測地点のずれ</u>により、対流性が混在? →<u>定量的な判断の模索が必要</u>

②暖かい雨

D_mは1mm未満、log₁₀N_wは4~5程度 →Dolan et al.(2018)や学部卒論と同様の結果

・ 融解層を含む降水の前後、途中に粒径の小さい雨粒が急増 →環境場や他事例との比較で要因を追求

第15回MUレーダー・赤近大気レーダーシンボジウム

コトタバンにおける GPM/DPRと地上観測の降水強度比較

2021年9月10日(金)

島根大学大学院 自然科学研究科 遠隔計測研究室

丸本 将大 下舞豊志

研究の背景(1)

・GPMによる降雨観測によって 3時間ごとの全球降水マップが公開されている



高精度の全球降雨観測が実現している

・より高い時間分解能・空間分解能データへの社会的要求





時間的・空間的に合わせるのが難しい

先行研究について(3)

松江市におけるGPM/DPRとディスドロメータの降水強度比較





降雨の強いスポットとLPMの観測地点がマッチしていなかった と思われる

目的

- ① 一地点における地上観測データ
- ② 人工衛星搭載降雨レーダによる三次元降雨観測データ

①②について比較を行う

降雨強度推定アルゴリズムの有効性について 定量的に議論することが目的



・コトタバンに設置されている機器の観測データ ・GPM/DPRの三次元降雨観測データ

計19件

※ D:雨滴直径 [mm]

使用データ(1)

コトタバンにおいて

期間:2014年3月~2016年12月

条件1:GPM/DPRで降雨が観測された日のデータを使用 ※降水フラグが確認できる

条件2:条件1のデータのうち、コトタバンの観測データが とれていること(日付、時間)

条件1,2が満たされているものについて解析を試みた

使用データ(2)

① 2014年~2016年、GPMで降水フラグが確認されたデータ

2014年 4件 2015年 4件 2016年 11件

② スキャンした日・時間帯のデータがないものが数件

2016年 3件

①+② 解析に使えそうなデータ

計16件



比較結果(1)

2014年3月~2016年12月の16件にて解析

・GPMDPRと地上観測の双方で降雨が観測 11件

・地上観測では、ほぼ降雨が観測できない 2件

・0℃高度のDSDパラメータが取れていないデータ 3件 ※解析できなかったので、省きました



・10分後~16分後までの間では近い値を示している



比較結果(4)



2016年3月8日の結果

・地上観測ではほぼ雨が観測されていない ・GPM/DPRの降水強度が1.0 mm/h 以下の日に見られた





・大きく値が離れることは少ないように見えた

・いずれのデータともGPM/DPRの降水強度が大きい傾向

まとめ

・コトタバンにおける 2014年3月~2016年12月の GPM/DPR
 と地上観測の降水強度について解析を行った

・それぞれのデータ比較した結果、評価を行うことが 困難であると改めて示された

・降水強度について時間平均をとると近い値が示されていると思われる

・そして、コトタバンにおいては GPM の降水強度が 地上観測機器の降水強度より大きくなる傾向が見られた 謝辞

本研究は

京都大学生存圏研究所信楽MU観測所・赤道大気観測所 共同利用研究により実施されました

19

また、GPM/DPR観測データは宇宙航空研究開発機構 (JAXA)より提供を受けました

ここに深く御礼申し上げます








	2.MIMOL	レーダーの原理	1
	送信アンテナ3、受信 (ステアリングベ	アンテナ3の場合 ベクトルあり)	
Transmit $\mathbf{x}(t, \theta) = \mathbf{a}(\theta)^{\mathrm{T}} \mathbf{\phi}(t)$	Receive $\mathbf{y}(t, \theta_0) = \alpha \mathbf{b}(\theta_0)$	$\mathbf{a}(\mathbf{\theta})^{\mathrm{T}}\mathbf{\phi}(t)$	$\begin{array}{l} \text{signal processing} \\ \mathbf{Z}(\tau, \theta_0) \!=\! \alpha \underline{\mathbf{b}(\theta_0) \mathbf{a}(\theta_0)^T} \mathbf{R}_{\pmb{\varphi}}(\tau) \end{array}$
Transmitters $a_1(0)\phi_1(t)$ $a_2(0)\phi_2(t)$	Target Mining	Receivers (matched fill $b_1(\theta) \phi_2(-t) = b_1(\theta) \phi_3(-t) = b_1(\theta) \phi_3(-$	$\begin{array}{c} MMO \text{ channel matrix } & MMO \text{ steering vector} \\ \mathbf{z}(\tau, \theta_0) \equiv Vec\left[\mathbf{Z}(\tau, \theta_0)\right] \\ \end{array}$
$a_3(\theta)\phi_3(t)$	white	$b_{2}(\theta) \begin{pmatrix} \psi_{2}(-t) \\ \phi_{3}(-t) \end{pmatrix} \\ \downarrow \\ b_{3}(\theta) & \phi_{2}^{*}(-t) \end{pmatrix} \\ \phi_{3}^{*}(-t) + \phi_{3}^$	$\rightarrow \qquad \qquad$

2.MIMOレーダーの原理 例2 (送信=M=3,受信=N=3, 送信/受信アンテナー部別、 一次元アレー) $\begin{bmatrix} \exp(jk-1d(\sin\theta-\sin\theta_{0})) \\ \exp(jk-\theta_{0}) \\ \exp(jk-\theta_{0}) \\ \exp(jk-\theta_{0}) \end{bmatrix}$ Steering vecto **b**(θ): RX ΤХ R TX/RX # # H HMIMO channel matrix $-\sin \theta_0$) $-\sin \theta_0$) $-\sin \theta_0$) exp(-exp(-exp(--jk · 2d -jk · 3d -jk · 4d 0d(sin 0 + MIMO virtual array Davis, M. S. MIMO radia: In Melvin, W. L Publishing, 2012, pp. 119–145.

b (θ) a (θ) ^T (The MIMO channel matrix) 仮想アレイの位置およびピーム方向を決める 行列(ベクトル)。 ↑	R _v (て) (The MIMO signal correlation matrix) 送信信号間のレンジレスポンス (相関)。 MIMO レーダの性能を決定する。 相互相関成分ゼロの場合に理想的なMIMO特性を 得ることが可能。				
$\mathbf{Z}(\tau, \theta_0) = \alpha \mathbf{b}(\theta_0) \mathbf{a}(\theta_0)^T \mathbf{R}_{\mathbf{b}}(\tau)$	R _{\$ ij} ($(\tau) \equiv \int_{-\infty}^{\infty} \phi$	$\phi_i(\tau)\phi_j^*(\tau)$	-t) d $t=0$	
$\underline{\mathbf{z}(\tau, \theta_0)} \equiv \operatorname{Vec} [\mathbf{Z}(\tau, \theta_0)]$	$\mathbf{R}_{igodoldsymbol{\phi}}(\tau) =$	$R_{\phi_{11}}(\tau) = 0$	$\begin{matrix} 0\\ R_{\phi 22}(\tau)\\ 0 \end{matrix}$	$\begin{array}{c} 0\\ 0\\ R \end{array}$	0
$\mathbf{z}(\tau, \theta)$ (output vector of data samples) 仮想受信アンテナ列を形成する	(Range re	0 sponse of) I		0 signal correl	$R_{\phi MM}(\tau)$ ation matrix









4. DDMA-MIMO適用のための技術課題と解決策	4. DDMA-MIMO適用
技術課題1. 周波数設定精度】	アナログ合成信号
シグナルジェネレータ(SC)6合への設定:Local=41.5MEx+2.125Ex x n (n=0,1,2,3,4,5) MIMOによるレーダー動作を行う場合、送信信号は独立信号と見なすため各々の送信出力の 初期位租住職力え必要はないが、送信信号の位相情報は受信ビーム形成に寄与するため 送信時の位相情報を入手しておく必要がある。 SGが出力崩疾を保証できないオーダー(のonHarであるため、SG設定値ではなく、実測値を 用いて信号処理を行い精度を担保する必要がある。 【 解決策】 送信信号を別の受信機を用いて受信することで、振幅・位相情報を記録する	【構成】 ・ ホジステムではRF出力ではなく、Local信号形 (Fr信号は各信号に対して共通であり、振幅 ・ 空ぎCHとなるCH26のみを使用。 ・ AD変換の入力はFr=SMH2であるため、アナC IF信号に変換してからCH26に入力。
【技術課題2.受信機数の増大対策】 一般的にコスト制約の観点から、1レーダーシステムに配置する受信機数は必要最小限とすることが理想 MUレーダーの場合、25CH+追加4CHの構成。(本構成で必要とされる6CHに対して2CH不足) 独立した送信機数分の専用受信機を準備することはジステム構成上型けたい	 【処理の流れ】 6波の合成信号に対してモデル関数を設定 (各信号における、振幅・周波数・初期位相 ・CH26で得られた観測値に対して、モデル関数 パラメータを抽出
	・得られたパラメータを活用し、以下の処理を









まとめ
・DDMA-MIMO方式における送信位相を正確に記録するため、冗長な受 信機を活用した。
ー、冗長な受信機数を節約するため6波を1つの受信機で受信し、デジタル 処理で分離した。
・送信周波数差を正確に導出するため、初期値算出、特に周波数分解能 以下の精度が必要な周波数の初期値算出方法を工夫し、高い精度でデータ
を取得出来ることを確認し、DDMA-MIMO観測に適用した。
・ 用度分解能回上に関する定量評価 ・ SNに関する定量評価
・クラッタエコーの多重受信等による劣化対応
 他方式の検討(CDMA) MUMO士をレーダー / 気色レーダー & の適用理論まとめ

赤道大気レーダーで観測されたプラズマバブル と150kmエコーの長期統計解析

横山 竜宏⁽¹⁾, 杉野 創⁽²⁾, 高木 理絵子⁽¹⁾, 劉 鵬⁽¹⁾, 山本 衛⁽¹⁾

> ⁽¹⁾京都大学生存圈研究所 ⁽²⁾京都大学情報学研究科



2001年より観測開始。高い時空間分解能で観測を継続。夜間のF領域観測に対して機械学習により判定。90%以上の正答率。



- 観測初期は、フラスマハフル活発期の春と秋を中心 に実施。2007年から150kmエコーの観測を開始。
- 2010年以降はほぼ連続的に実施。



• 150-km echoes have been known in the equatorial region since 1970s. They have necklace shape around noon and narrow spectral width.











• On the eclipse day (Dec. 26, 2019, low EUV, low Kp), 150-km echoes were high expected.





Evaluation of Detection Model						
	観測 予測	現象有り	現象無し	合計		
	現象有り 現象無し	180 9	13 181	193 190		
	合計	189	194	383		

- 1日の中での発生の有無のみの判定。
- 90%以上の正答率を達成。





低太陽活動期の夏のエコーは、GPSシンチレーションを伴わない。高太陽活動期のプラズマバブルとは本質的に違う現象の可能性も。

Summary

- Occurrence rate of 150-km echoes shows anticorrelation with both EUV and Kp.
- It is likely that the solar eclipse prevented 150-km echoes on the eclipse day.
- Seasonal variation of plasma bubbles show clear solar activity dependence.
- Summer echoes during low solar activity period may be intrinsically different from normal plasma bubbles.
- Occurrence time period can be detected by machine learning in the future.