

第182回生存圏シンポジウム

第5回赤道大気レーダーシンポジウム

平成23年9月8日・9日

京大大学生存圏研究所

はじめに

赤道大気レーダー (EAR) は、平成 12 年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、インドネシア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置している。京都大学生存圏研究所 (RISH) とインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) との協同運用により長期連続観測が続けられており、13~18 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てきた。生存圏研究所では 17 年度から EAR とその関連設備の全国国際共同利用を開始した。国内はもとより、海外の研究者も活発に共同利用研究を行っており、共同利用課題の約 3 割が海外からのものである。平成 23 年 9 月 8 日・9 日には、京都大学宇治キャンパスにある宇治おうばくプラザにおいて第 5 回赤道大気レーダーシンポジウムを開催し、共同利用により得られた研究成果のほか、熱帯大気に関連する研究成果や計画について 17 件の研究発表があり、活発な議論が行われた。EAR が完成から 10 周年を迎えたことを記念して、平成 23 年 9 月 22 日にジャカルタにおいて記念式典・祝賀パーティが開催された。式典では、Suharna Surapranata インドネシア研究技術 (RISTEK) 大臣、鹿取克章 駐インドネシア特命全権大使 (島田順二 公使による代読)、澤川和宏 文部科学省研究振興局学術機関課長、塩田浩平 京都大学理事・副学長らから、祝辞が述べられた。その後、2 日間にわたって開催された記念国際シンポジウムでは、16 件の口頭発表と 34 件のポスター発表が行われ、これまでの研究成果がレビューされるとともに、最新の研究成果や今後の研究計画について活発な議論がなされた。益々共同利用研究が活発化し、関連研究分野の発展に大きなインパクトを与えるものと期待している。

平成 24 年 1 月

京都大学生存圏研究所

赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会

委員長 橋口 浩之

目 次

赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状	1
橋口浩之 (京大 RISH)	
「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」プロジェクトの現状報告 2011	4
山本衛・橋口浩之・山本真之 (京大 RISH)・大塚雄一 (名大 STE)・長妻努・ 津川卓也 (NICT)・Sri Kaloka(LAPAN, インドネシア)	
インドネシア・コタババンにおける沿磁力線不規則構造のレーダー観測	9
大塚雄一 (名大 STE)・西岡未知 (NICT)・塩川和夫 (名大 STE)・山本衛 (京大 RISH)・ Effendy(LAPAN, インドネシア)	
インドネシアの VHF レーダおよび SEALION 観測網データを用いた真夜中過ぎ電離圏擾乱の 研究	14
西岡未知 (NICT)・大塚雄一 (名大 STE)・津川卓也 (NICT)・塩川和夫 (名大 STE)	
大気光撮像による赤道域での中規模伝搬性電離圏擾乱と中間圏大気重力波の同時観測	17
福島大祐・塩川和夫・大塚雄一 (名大 STE)・西岡未知 (NICT)	
西スマトラ山岳地域における季節内変動に関連した降水システムの特徴	21
柴垣佳明 (大阪電通大)・橋口浩之 (京大 RISH)・下舞豊志・古津年章 (島根大)・ 濱田純一・森修一・山中大学 (JAMSTEC)・深尾昌一郎 (福井工大)	
赤道大気レーダー・偏光ライダーによる層状性降水の詳細観測	26
山本真之・橋口浩之・妻鹿友昭 (京大 RISH)・柴田泰邦・阿保真 (首都大)・ 下舞豊志 (島根大)・柴垣佳明 (大阪電通大)・山本衛 (京大 RISH)・ 山中大学 (JAMSTEC)・深尾昌一郎 (福井工大)・Timbul Manik(LAPAN, インドネシア)	
熱帯対流圏界面領域の赤道ケルビン波通過にともなう雲頂高度の変動について	28
鈴木順子 (JAMSTEC)・藤原正智 (北大)・濱田篤 (東大)・稲飯洋一 (東北大)・ 山口潤 (JAXA)・城岡竜一 (JAMSTEC)・長谷部文雄 (北大)・鷹野敏明 (千葉大)	
赤道波動擾乱の等価深度による降水特性の違い	34
安永数明 (JAMSTEC)	
スマトラ島西岸沖の多雨要因についての考察	38
櫻井南海子 (NIED)・森修一 (JAMSTEC)・川島正行・藤吉康志 (北大低温研)・ 濱田純一 (JAMSTEC)・Wendi Harjupa(LAPAN)・橋口浩之 (京大 RISH)・ Fadli Syamsdin(BPPT)・松本淳 (首都大, JAMSTEC)・山中大学 (JAMSTEC, 神大理)	
航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発	42
橋口浩之・山本衛・東邦昭 (京大 RISH)・川村誠治 (NICT)・足立アホロ (気象研)・ 梶原佑介・別所康太郎 (気象庁/気象研)・黒須政信 (日本航空)	
1.3GHz 帯ウィンドプロファイラによる航空路上の乱気流監視の可能性	46
梶原佑介 (気象庁/気象研)・橋口浩之・山本衛・東邦昭 (京大 RISH)・川村誠治 (NICT)・ 足立アホロ (気象研)・別所康太郎 (気象庁/気象研)・黒須政信 (日本航空)	

衛星通信回線の降雨減衰統計の長期変動特性と赤道域気候変動について	52
前川泰之・柴垣佳明 (大阪電通大)・佐藤亨 (京大情報学)・山本衛・ 橋口浩之 (京大 RISH)・深尾昌一郎 (福井工大)	
Statistical Analysis of Precipitation Propagation over Indonesia Based on Infrared Brightness Temperatures Observation	57
Marzuki (京大 RISH, アンダラス大), H. Hashiguchi, M.K. Yamamoto (京大 RISH), M.D. Yamanaka, and S. Mori (JAMSTEC)	
EAR および BLR を用いたインドネシア域の雨滴粒径分布高度プロファイルの季節内変動 ..	62
浅越章宏・古津年章・下舞豊志 (島根大)・橋口浩之 (京大 RISH)・藤吉康志 (北大低温研)	
赤道域対流圏界面領域オゾンの高分解能観測用ライダーの開発	68
長澤親生・柴田泰邦・阿保真 (首都大)	
熱帯対流圏界面遷移層における準定在的な東西非一様温度場の成層圏準二年周期振動にとも なう変動	71
西本絵梨子・塩谷雅人 (京大 RISH)	
熱帯対流圏界面・遷移層での大規模な東進擾乱とオゾン変動との関係	77
小石和成・塩谷雅人 (京大 RISH)・鈴木順子 (JAMSTEC)	

赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状

橋口浩之

(京都大学生存圏研究所)

1. 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 はインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との密接な連携のもとで運営されており、図 1 に示すように、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/>)。

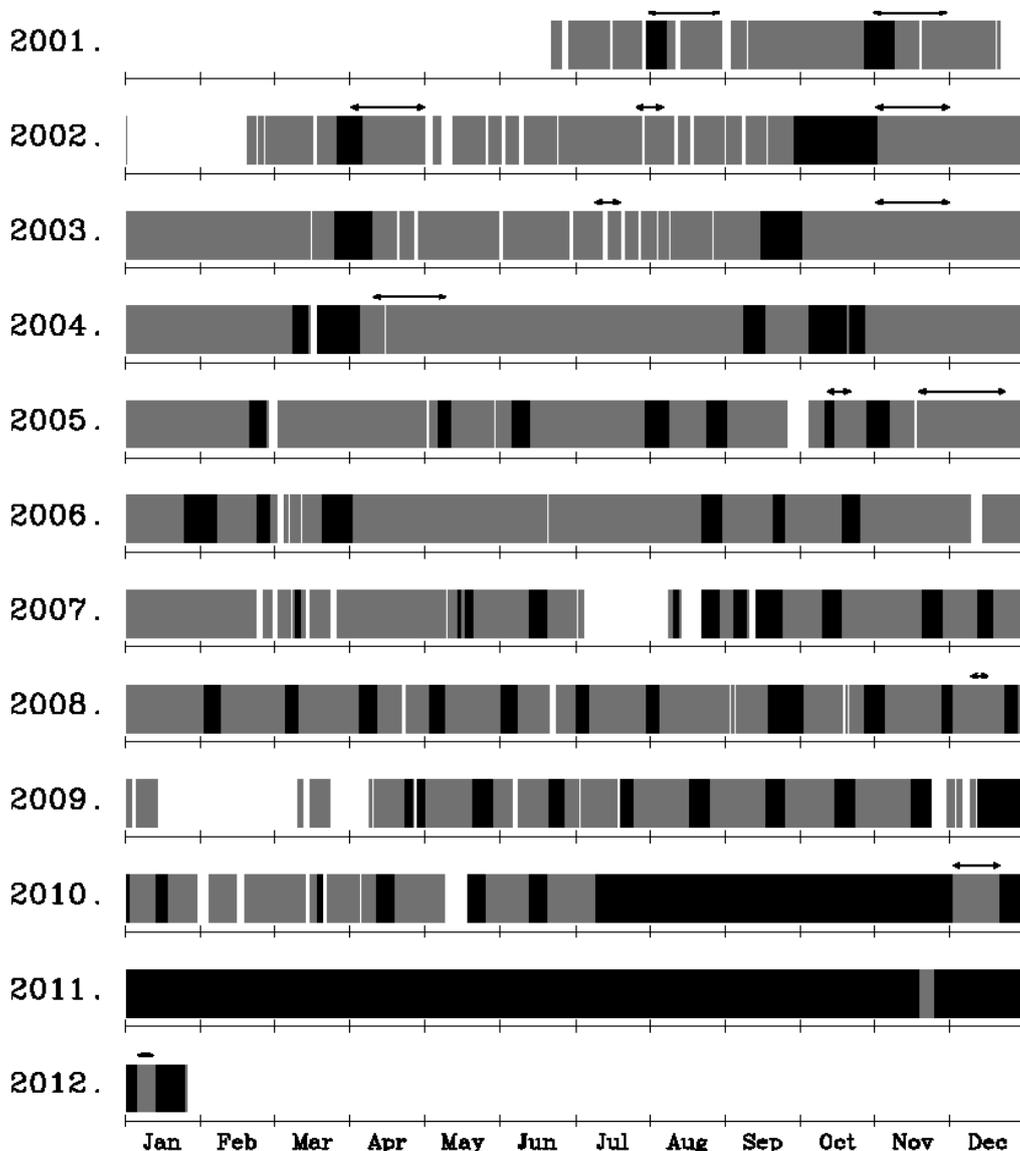


図 1 赤道大気レーダーの長期連続観測状況。通常は高度 20km までの標準観測を継続している。色の濃い部分は電離圏観測に対応する。

また矢印はラジオゾンデ観測の実施期間を示す。

2. 共同利用の概要と現在までの推移

本研究所の重要な海外拠点として、EAR は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 は平成 17 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、平成 19 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ち込み観測、すなわち観測場所としての利用も含まれる。

実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。図 2 に平成 17 年度から本年度までの共同利用課題件数の推移を示す。赤道大気レーダー全国国際共同利用はこれまで順調に推移してきたと言ってよい。

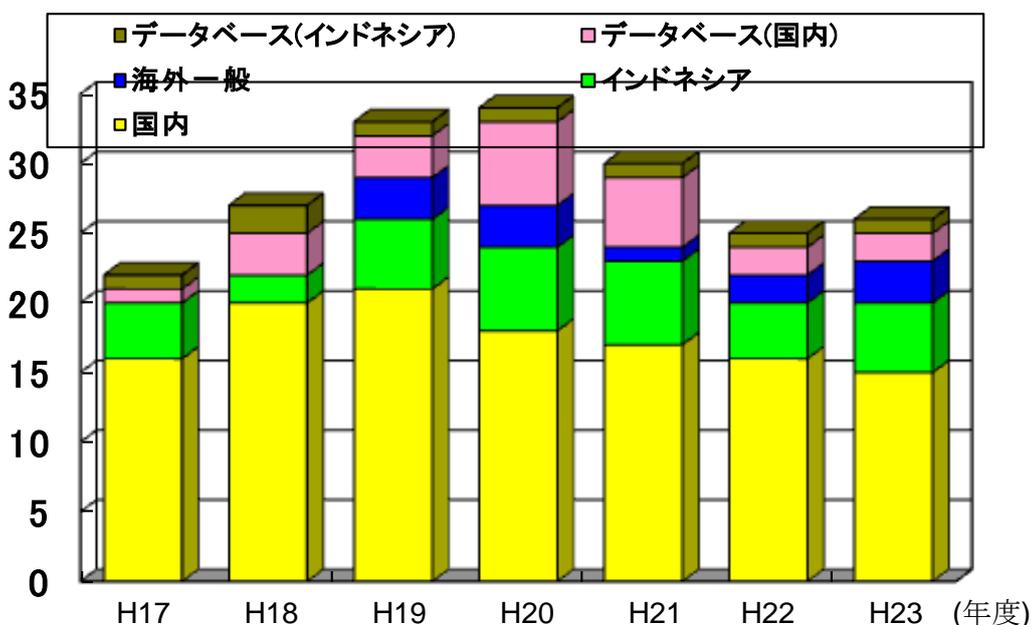


図 2 赤道大気レーダー全国国際共同利用の課題件数の推移。

3. 赤道大気レーダー及び関連プロジェクトの成果

図 3 に赤道大気レーダー及び関連プロジェクトによる発表論文の累積数を示す。2007 年 3 月まで科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合(CPEA)」が実施されたが、その後も発表論文数の伸びは順調で、2011 年 9 月現在 264 編に達している。赤道大気レーダーを中心とする関連研究は順調に進捗していると言える。

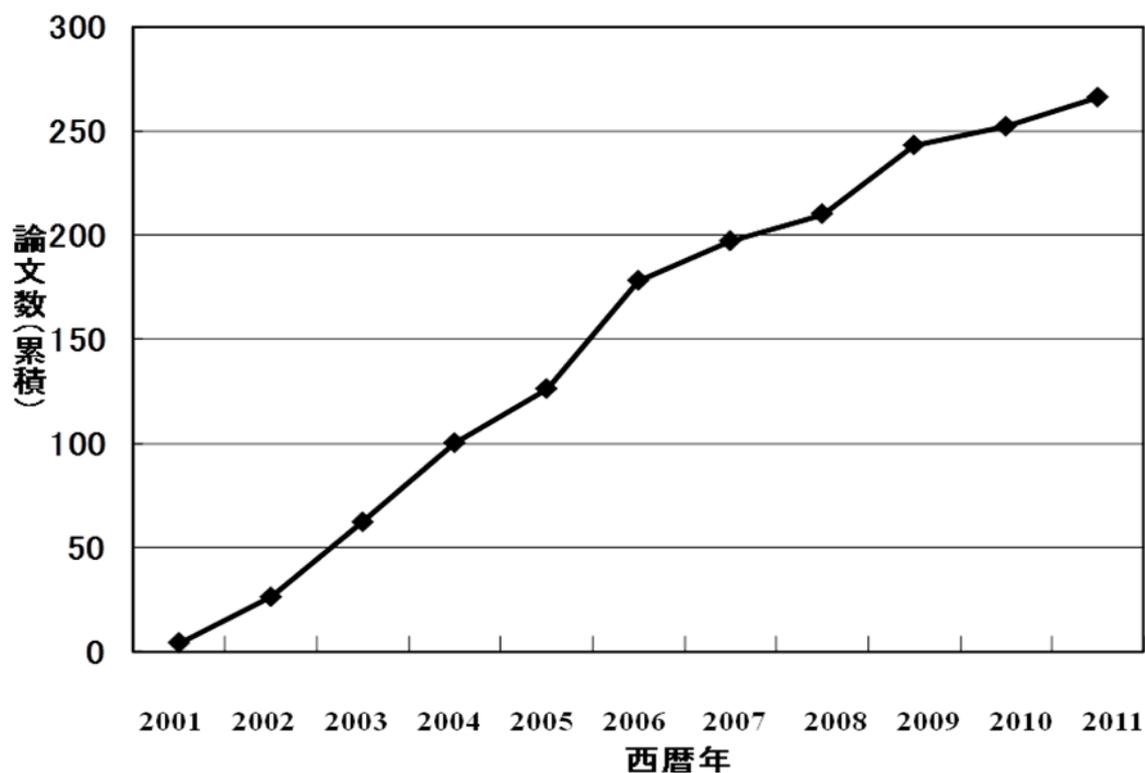


図3 赤道大気レーダー及び関連プロジェクトによる発表論文数

4. 赤道大気観測所インターネット回線の高速化

赤道大気観測所ではこれまで衛星回線によりインターネット接続を行い、観測データの転送や観測機器のリモート制御等を行なってきた。2012年1月からスंगाイペアで中継してブキティンギのプロバイダーまで無線LANで接続する方法に変更し、通信速度が1Mbpsに高速化されるとともに、衛星回線特有の遅延が解消された。

「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」
プロジェクトの現状報告 2011

山本衛・橋口浩之・山本真之（京都大学生存圏研究所）
大塚雄一（名古屋大学太陽地球環境研究所）
長妻努・津川卓也（情報通信研究機構）
Sri Kaloka（インドネシア航空宇宙庁）

1. はじめに

「宇宙天気」は超高層大気から地球周辺の宇宙空間の環境を研究し予報を目指す領域であり、通信・測位・環境計測・資源探査・科学研究等を支える衛星システムの安定に資する。インドネシア共和国は、赤道全周の1/8にわたる領域に分布する広大な島嶼国であるため、通信や衛星システム利用の重要性には言を待たない。地方間の通信は今でも短波通信に頼る部分が多く、古典的な問題も残っている。そのため宇宙天気に対する関心が、政府レベルで高まっている。これに対応して、インドネシア航空宇宙庁（略称 LAPAN）は宇宙天気研究を全力で推進し始めている。

インドネシアにおける宇宙天気研究に対する熱意の高まりと EAR という国際的に第一級の装置を用いた研究成果を背景として、京都大学生存圏研究所（略称 RISH）は、名古屋大学太陽地球環境研究所（略称 STEL）および NICT とともに、LAPAN をカウンターパートとして、科学技術戦略推進費（旧 科学技術振興調整費）（国際共同研究の推進）「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」（平成 22～24 年度の 3 年計画）を推進中である[1]。本稿では、この課題の現状について報告する。

2. 研究内容

本課題は、日本とインドネシアの 2 国間協力により、同国の宇宙天気研究の水準を飛躍的に向上することを目的としている。最終的な目標は同国の宇宙天気サービスの実現である。これらに向け、具体的には、既存の観測施設をフル活用したインドネシア地域の観測強化、地域特有の諸現象に関する最先端の科学成果の追求、さらに、宇宙天気サービスを実現するための諸機能（データ収集と分析、先進的な実施機関との協調、衛星環境情報の配布等）に向けた基盤整備を進める。

なお本研究に関わる主たる観測装置は、RISH がインドネシア・スマトラ島に有する赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR) [2]、STEL が EAR 観測所を含む世界各国に展開中の超高層大気イメージングシステム(Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI) [3]、NICT のイオノゾンデを中心とする東南アジア電離圏観測網(SouthEast Asia Low-latitude Ionospheric Network; SEALION) [4]、衛星ビーコン観測用デジタル受信機 GNU Radio Beacon Receiver (GRBR)観測網[5]である。なお本課題の採択時に「既存のデータとの連携や、インドネシア以外の国との連携も視野に入れて展開することが望まれる。」とのコメントを得ているため、本研究はインドネシア共和国には限らず、タイ、ベトナム等を含む東南アジア域において実施されている。

インドネシアの宇宙天気研究を推進し、公共サービスの実現に近づくためには、まず地域における観測の強化を通じた研究成果の積み上げが必要不可欠である。更に宇宙天気サービスの体制作りの点では、我が国からの技術支援が重要である。これらを実現するため、本研究では以下の3つの研究項目を設定して研究を進める。

研究項目1「EAR 観測所における宇宙天気の観測強化と低緯度超高層大気現象の研究」:日本側が主導する項目であって、EAR 及び EAR 観測所設置の OMTI、SEALION 機器による長期連続観測を実施し、低緯度に特有の超高層大気擾乱について、LAPAN と共に一級の研究成果を追求する。LAPAN は観測装置の運営に協力し、データ解析と研究に参加する。

研究項目2「インドネシア地域の宇宙天気観測ネットワークの整備」:両国が共同して取り組む項目である。LAPAN 自身が推進中の観測点ネットワーク構築に協力し、GRBR を各地に設置する。インドネシア地域で他の機関が実施している GPS 観測データの収集等を通じて、地域の宇宙天気研究に使える観測データの量と品質を向上させる。

研究項目3「インドネシア共和国の宇宙天気サービスに向けた基盤整備」:LAPAN が主導する項目である。LAPAN は宇宙天気サービスに向けた組織整備、国際連携網の整備、国内の需要掘り起こしを推進する。本研究では、毎年1回、国際ワークショップをインドネシアで開催し本研究の研究成果について議論する。日本側が持つ宇宙天気サービスの知識と技術について講習する。

3. 進捗状況

赤道大気レーダーによる宇宙天気の観測強化と低緯度電離圏研究

EAR はこれまで対流圏・成層圏下部の観測を連続的に行ってきたが、本課題のための長期連続観測を2010年7月9日に開始した(図1)。新観測モードでは、以下の通り3種類の観測を組み合わせたものであって、日中と夜間で切り替える。

EAR 新観測モード(日中・夜間 切替え)

日中:電離圏高度150km エコー観測

電離圏E領域イレギュラリティエコー観測

対流圏・成層圏下部風速観測

夜間:電離圏スプレッドF エコー観測

電離圏E領域イレギュラリティエコー観測

対流圏・成層圏下部風速観測

新観測モードの観測時間は、開始から平成22年度末までの総観測時間の89パーセントを占めた。

インドネシア地域の衛星ビーコン観測網整備

GRBR について、データ解析機能を更に向上させ、新しい受信機ボード WBX の利用プ

プログラムを開発した。装置をインドネシアに送付して設置作業を促した結果、LAPAN 自身によってポンチアナ観測所に設置が行われた。また広域観測網の充実を目指して、ベトナムのフーツイ、ケニアのナイロビ、エチオピアのバヒルダールに衛星ビーコン受信機を設置した（他の研究経費による）。日本側協力機関による広域観測網の充実も顕著であり、名古屋大学太陽地球環境研究所および（独）情報通信研究機構がタイ・フィリピン等にも観測網を広げている。研究面では、低緯度電離圏観測衛星 C/NOFS から地上までの全電子数の経度分布について統計解析を進めた。東西波長数百 km のいわゆる Large Scale Wave Structure (LSWS) とプラズマバブルの関係について、強いプラズマバブル発生時には LSWS の強度が増すことを見出した。

インドネシアの宇宙天気サービスに向けた基盤整備

2010 年 12 月 1～3 日の期間にインドネシア・バンドンの LAPAN 研究所において、本研究課題による初めての国際ワークショップ 2010 International Workshop on Space Weather in Indonesia を開催した。日本・インドネシア・マレーシア・インド・オーストラリアから合計 106 名の参加者を得て活発な議論が行われたが、特徴的なことは、LAPAN 研究者が以前に比べて遙かに積極的に日本側参加者に議論を求める姿であった。ワークショップの 3 日目には、アジア＝オセアニア地域の宇宙天気研究の実務について議論を行い、関係機関の連携を深めることで合意した。現在、NICT が主唱する形で Asia-Oceania Space Weather Alliance (AOSWA) が形成されつつある [6]。

4. 研究成果

本課題に関連する多くの論文が公表されつつある。ESF の発生原因のひとつとして、電離圏下部が東西方向に波長数百 km で波状構造を示す、Large Scale Wave Structure (LSWS) が注目されている。GRBR 観測網と低緯度電離圏観測衛星 C/NOFS からのビーコン電波を地上の GRBR 観測網で受信することで LSWS が検出可能であり、これと ESF の関連に関する論文が多く公表されている ([7], [8], [9], [10])。また C/NOFS 衛星の直接観測と EAR 観測の組合せを用いて、太陽活動度の極小期に出現するとされる、夜半過ぎに発生する ESF についても研究成果を公表した ([11], [12])。更に磁気嵐発生時の低緯度電離圏の応答に関する論文 ([13], [14], [15]) や、成層圏突然昇温が低緯度電離圏に与える影響についての論文 [16] が公表された。

4. おわりに

本課題では、発足当初より、インドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との合意文書の取交わり、EAR による宇宙天気に関する長期連続観測の開始、インドネシア地域の観測データネットワーク整備、衛星ビーコン受信機の整備と配置開始（広域観測網の充実を含む）、インドネシアにおける宇宙天気国際ワークショップの開催等を進めてきた。研究成果も順調に出つつあるため、進捗は順調であるといえる。本課題の現況は、ホームページ (<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/isw/>) から公表している。

- [1] 科学技術振興調整費「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」
<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/isw/>
- [2] 赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR)
<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>
- [3] 超高層大気イメージングシステム (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI)
<http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/>
- [4] 東南アジア電離圏観測網 (SouthEast Asia Low-latitude IONospheric Network; SEALION)
<http://wdc.nict.go.jp/IONO2/SEALION/>
- [5] GNU Radio Beacon Receiver (GRBR), <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/digitalbeacon/>
- [6] Asia-Oceania Space Weather Alliance, <http://aoswa.nict.go.jp/>
- [7] Thampi, S. V., N. Balan, C.-H. Lin, H. Liu, and M. Yamamoto, Mid-latitude Summer Night time Anomaly (MSNA) Observations and Model Simulations, *Ann. Geophys.*, 29, 157-165, 2011.
- [8] Tsunoda, R. T., M. Yamamoto, T. Tsugawa, T. L. Hoang, S. Tulasi Ram, S. V. Thampi, H. D. Chau, and T. Nagatsuma, On seeding, large-scale wave structure, equatorial spread F, and scintillations over Vietnam, *Geophysical Research Letters*, 38, L20102, doi:10.1029/2011GL049173, 2011.
- [9] Sudarsanam, Tulasi Ram, M. Yamamoto, H. Liu, B. Veenadhari and S. Alex, Comment on "Westward electric field penetration to the dayside equatorial ionosphere during the main phase of the geomagnetic storm on 22 July 2009, *Journal of Geophysical Research*, 116, A06315, doi:10.1029/2011JA016634, 2011.
- [10] Sudarsanam, Tulasi Ram, M. Yamamoto, R. T. Tsunoda and S. V. Thampi, On the application of differential phase measurements to study the zonal large scale wave structure (LSWS) in the ionospheric electron content, *Radio Science*, Radio Science, 2011RS004870, in press, 2012.
- [11] Yokoyama, T., M. Yamamoto, Y. Otsuka, M. Nishioka, T. Tsugawa, S. Watanabe, and R. F. Pfaff, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 1. Equatorial Atmosphere Radar and GPS-TEC observations in Indonesia, *J. Geophys. Res.*, 116, A11325, doi:10.1029/2011JA016797, 2011.
- [12] Yokoyama, T., R. F. Pfaff, P. A. Roddy, M. Yamamoto, and Y. Otsuka, On post-midnight low-latitude ionospheric irregularities during solar minimum: 2. C/NOFS observations and comparison with Equatorial Atmosphere Radar, *J. Geophys. Res.*, 116, A11326, doi:10.1029/2011JA016798, 2011.
- [13] N. Balan, M. Yamamoto, V. Sreeja, I. S. Batista, K. J. W. Lynn, M. A. Abdu, S. Ravindran, T. Kikuchi, Y. Otsuka, K. Shokawa and S. Alex, A statistical study of the response of dayside equatorial F2 layer 2 to the main phase of intense geomagnetic storms, *J. Geophys. Res.*, 116, A03323, doi:10.1029/2010JA016001, 2011.
- [14] Balan, N., M. Yamamoto, J. Y. Liu, Y. Otsuka, H. Liu, and H. Luhr, New aspects of thermospheric and ionospheric storms revealed by CHAMP, *J. Geophys. Res.*, 116, A07305, doi:10.1029/2010JA016399, 2011.

- [15] Liu H., and M. Yamamoto, Weakening of the mid-latitude summer night anomaly during geomagnetic storms, *Earth Planets and Space*, 63(4), 371-375, 2011.
- [16] Liu, H., M. Yamamoto, S. Tulasi Ram, T. Tsugawa, Y. Otsuka, C. Stolle, E. Doornbos, K. Yumoto, and T. Nagatsuma, Equatorial electrodynamic and neutral background in the Asian sector during the 2009 stratospheric sudden warming, *J. Geophys. Res.*, 116, A08308, doi:10.1029/2011JA016607, 2011.

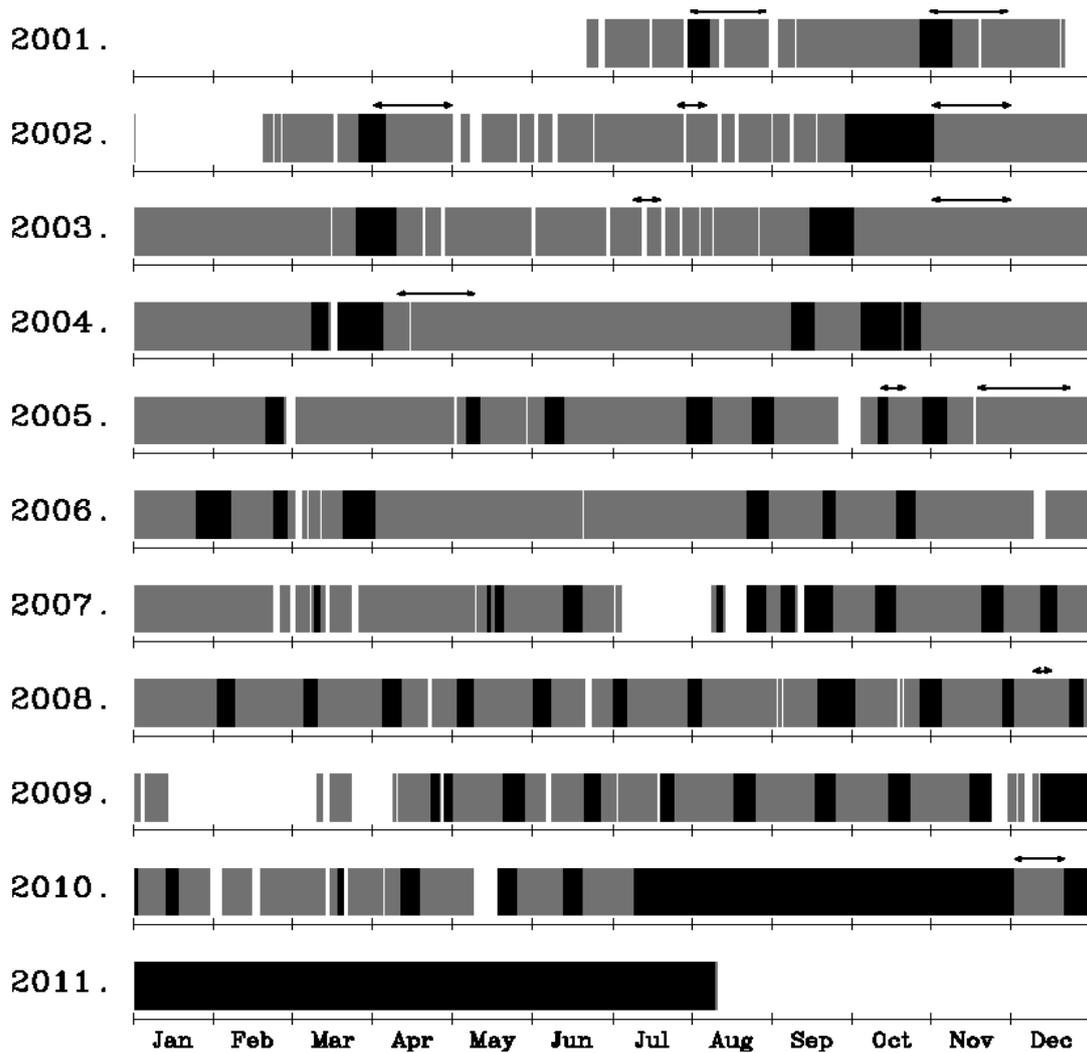


図1 EAR 完成以来の観測状況。薄い色は大気観測モード、濃い色は電離圏観測を含む観測モードに対応している。2010年7月以降は本課題に関する観測を継続している。

インドネシア・コトタバンにおける 沿磁力線不規則構造のレーダー観測

大塚雄一、西岡未知*、塩川和夫 (名大 STEL) 、
山本衛 (京大 RISH)、Effendy (LAPAN)
(* 現在、NICT)

1. はじめに

インドネシア・スマトラ島のコトタバンに赤道大気レーダー (EAR) が 2001 年に建設され、東南アジア域において初めて赤道域 F 領域 FAI の観測が開始され、これまでにプラズマバブルに伴う F 領域 FAI などが観測されてきた [例えば、Fukao *et al.*, 2003]。EAR サイトは、地理的には赤道直下に位置するが、地磁気緯度は 10°S であり地磁気的には”低緯度”にあたる。2005 年には、赤道大気レーダーサイトに送信周波数 30.8MHz のレーダー設置され、E 及び F 領域 FAI の連続観測が開始された。本講演では、30.8MHz のレーダーによって観測された E・F 両領域 FAI の統計解析結果を紹介する。

2. VHF レーダーによる連続観測

名古屋大学太陽地球環境研究所によって、2005 年に EAR サイトに設置された VHF レーダーは、18 本の 3 素子八木アンテナから成り、その尖頭電力は 20kW である [Otsuka *et al.*, 2009]。本レーダーは、電波の位相を制御することにより、ビームを 9 方向に走査することができる。ビームが磁力線に直交するように、ビームの天頂角を 20° としている。ビーム幅は、方位角方向には 12° 、天頂角方向には 40° である。この VHF レーダーは、定常的に E 及び F 領域の FAI 観測を切替えている。どちらの観測モードにおいても、FAI の時間・空間変化を分離して観測するため、通常観測では、ビームを 5 方向に走査している。E 領域 (F 領域) FAI 観測のレンジ及び時間分解能は、それぞれ 1.2km (19.2km)、1 分 (4 分) である。

3. 真夜中過ぎ F 領域 FAI

2006 年から 2010 年に VHF レーダーによって観測された F 領域 FAI のデータを解析し、FAI エコー発生の季節・地方時変化を調べた。本研究では、高度 200km から 540km までの SN 比を平均した。図 1 に、南向きビームで得られた FAI エコー強度の季節・地方時変化を示す。図中の黒い部分は、データ欠測を表す。図より、FAI エコーは、2006 年 3-5 月の真夜中前と各年における 5-8 月の真夜中過ぎに頻繁に観測されていることが分かる。また、真夜中過ぎの FAI エコーは、真夜中前のものに比べて SN 比が小さい。プラズマバブルは、インドネシア域では春・秋に発生頻度が高い [Tsunoda, 1985; Maruyama and Matuura, 1984] ことから、真夜中前の FAI は、プラズマバブルに起因するものと考えられる。しかし、真夜中過ぎの FAI は、プラズマバブルの発生頻度が低い季節に多く観測されている。さらに、通常、プラズマバブルに伴う FAI は、拡散によって真夜中頃には消滅するため、真夜中以降に観測されることは稀である。このことから、5-8 月の真夜中過ぎに観測された FAI は、プラズマバブルに伴うものとは異なると考えられる。また、

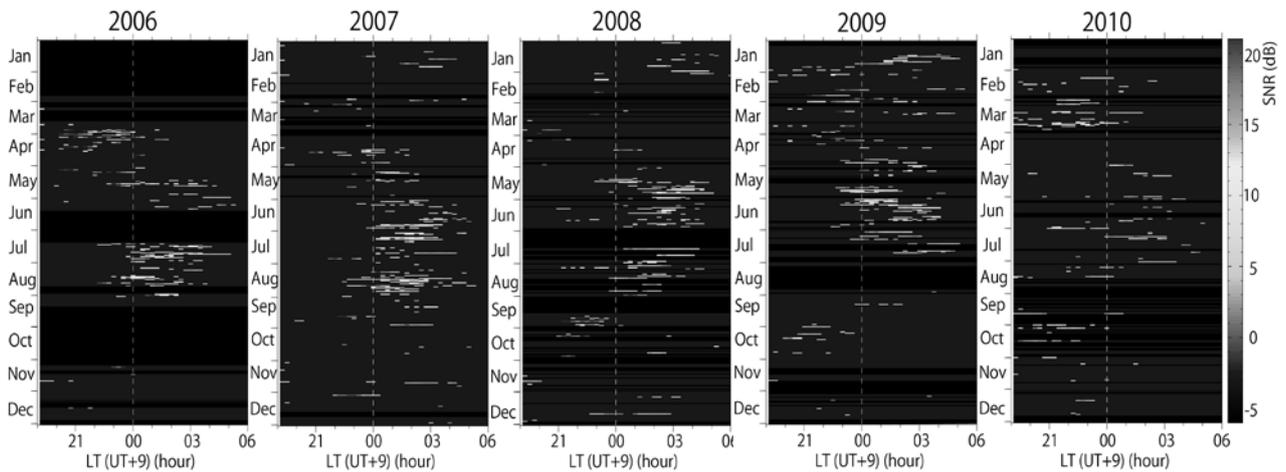


図 1: インドネシア・コタババンにおいて VHF レーダーで観測された 2006-2010 年における F 領域 FAI エコーの SN 比の地方時・季節変化。高度 200km から 540km の SN 比を平均した。

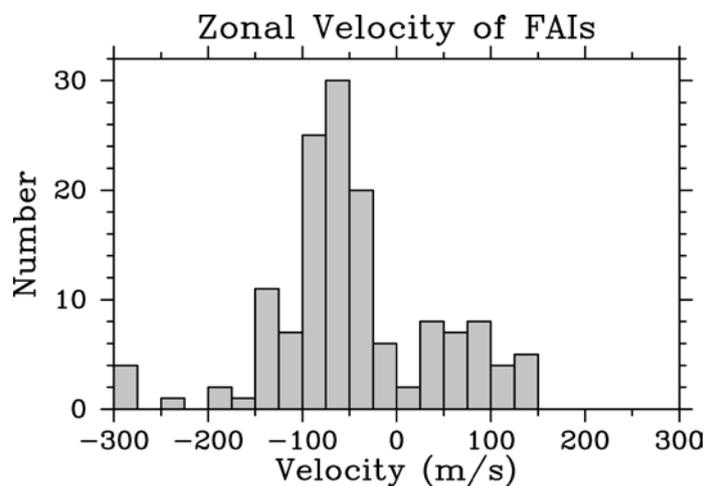


図 2: 2006-2010 年の 5-8 月に観測された、真夜中過ぎ FAI の東西伝搬速度(東向きが正)の頻度分布。

図 1 より、2010 年における真夜中過ぎ FAI エコーの発生頻度は、2006-2009 年に比べて若干低下している傾向が見られる。2010 年には太陽活動が上昇し始めており、真夜中過ぎ FAI エコーの発生頻度が太陽活動と逆相関の関係にあることが示唆される。

5 方向のレーダー・ビームで観測された FAI の発生時刻の時間差から、FAI の東西方向の伝搬速度を求めた。図 2 に、2006-2010 年の 5-8 月に観測された、真夜中過ぎ FAI の東西伝搬速度の頻度分布を示す。観測された真夜中過ぎ FAI のうち、46%は西向きに、14%は東向きに伝搬することが分かった。残りの 40%は、FAI 発生にビーム間の時間差が顕著で無く、伝搬速度が決められなかったものである。赤道域における F 領域プラズマのドリフト速度は、平均的には、夜間において東向きである。成長し終えたプラズマバブルは、背景のプラズマとほぼ同じ速度で伝搬すると考えられることから、平均的には、プラズマバブルは夜間を通して東向きに伝搬するはずである。

しかし、本研究の結果は、真夜中過ぎ FAI は西向きに伝搬するものが多いことを示しており、FAI がプラズマバブルに伴って発生しているという考え方に反する。一方、中緯度では、電離圏電子密度の波状構造である中規模伝搬性電離圏擾乱 (MSTID) に伴って FAI が発生している。この中緯度における MSTID 及び FAI は、北(南)半球において南西(北西)方向に伝搬する。真夜中過ぎの FAI が西方向に伝搬するものが多いことから、中緯度の MSTID 及び FAI がコトタバン(地磁気緯度 10 度)においても発生している可能性が考えられる。

4. E 領域 FAI

VHF レーダーによって観測された E 領域 FAI のデータを解析し、FAI エコー発生の高度、季節、地方時変化を調べた。季節を夏(5-8 月)、冬(11-2 月)、分点時(3-4, 9-10 月)に分類して求めた、E 領域 FAI エコー発生頻度の地方時・高度変化を図 3 に示す。図より、FAI エコーは顕著な地方時依存性を示し、午前中(7-12LT)及び日没後から真夜中にかけて(18-24LT)に発生頻度が高いことが分かる。午前中に発生する FAI エコーは、時間とともに高度が下がる傾向が見られる。FAI エコーは、7LT において高度約 100km にあり、9LT では高度約 90km にあることから、FAI エコーが下降する位相速度は 5km/h と見積もられる。同様の傾向は、約 12 時間後の 19-24LT にも見られ、半日周期の大気潮汐波が FAI 発生に関係している可能性が示唆される。

図 4 に、南向きのレーダービームにおいて得られたドップラー速度の地方時・高度変化を示す。ここでは、2007 年一年間に得られたドップラー速度を平均した。また、東西に走査したレーダービームで得られたドップラー速度から磁力線直交東西成分を求めた(図 5)。ドップラー速度は、日中において上向き、夜間では下向きとなることが分かる。また、ドップラー速度の東西成分は、高度 94km を境にエコー領域の上部と下部とで方向が異なることが分かる。エコー領域上部では、日中は西向き、夜間は東向きとなっており、F 領域における電場による ExB ドリフトと同様の傾向を示している。一方、エコー領域の下部では、ドップラー速度の向きは反転している。これらの結果は、低高度においてプラズマは、中性大気との衝突によってほぼ中性大気と同じ速度で動くが、高高度では衝突周波数が小さくなるため、電場による ExB ドリフトの影響が強く表れるためと考えられる。

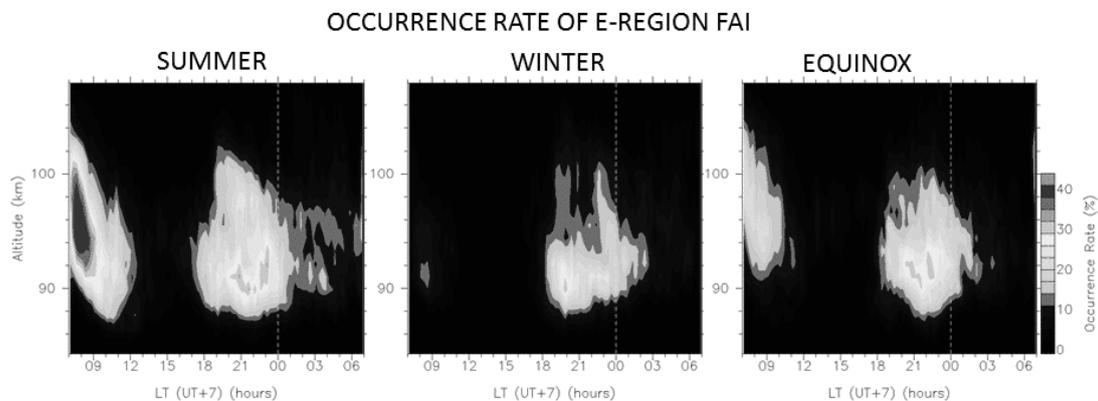


図 3: インドネシア・コトタバンにおいて VHF レーダーで観測された 2007 年における E 領域 FAI エコー発生頻度の地方時・高度変化。左から、夏(5-8 月)、冬(11-2 月)、分点時(3-4, 9-10 月)の結果。

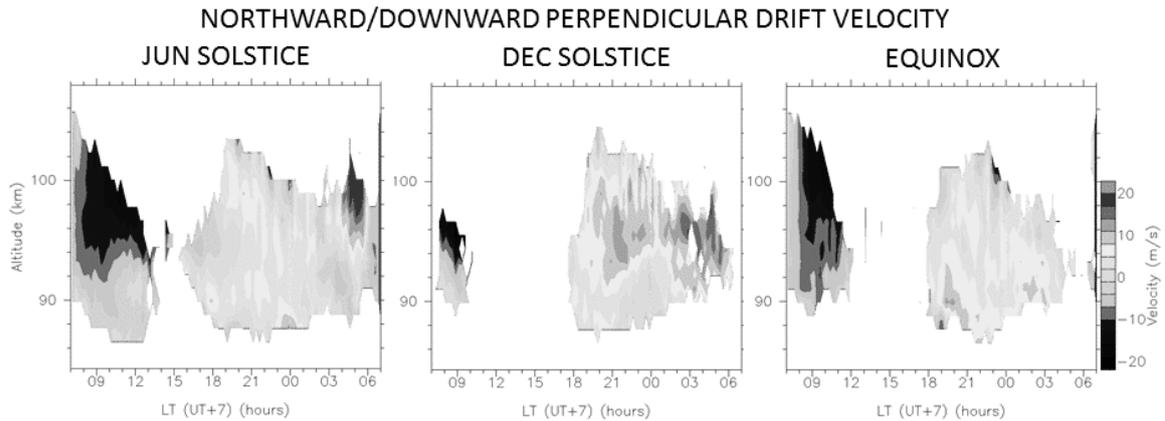


図 4: インドネシア・コトタバンにおいて VHF レーダーで観測された 2007 年における E 領域 FAI エコーの磁力線直交北/下向きドップラー速度の地方時・高度変化。左から、夏(5-8月)、冬(11-2月)、分点時(3-4, 9-10月)の結果。

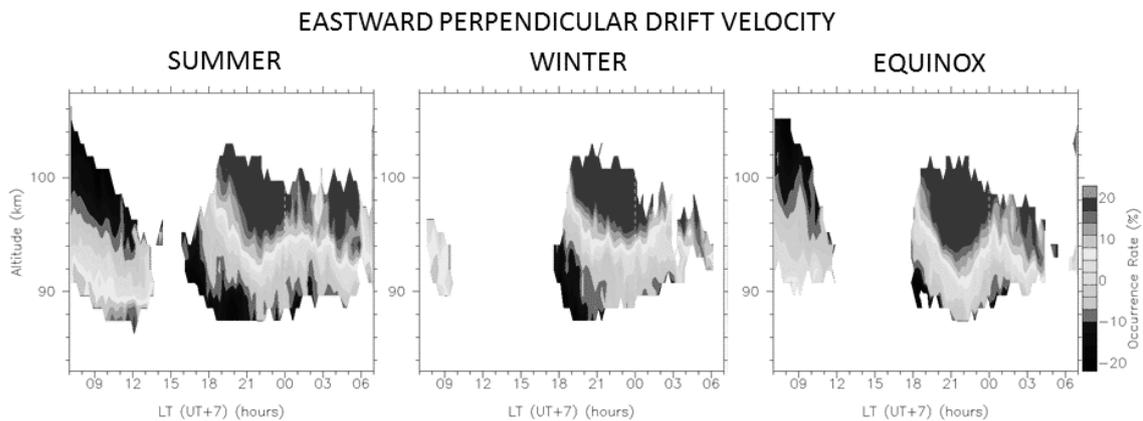


図 5: インドネシア・コトタバンにおいて VHF レーダーで観測された 2007 年における E 領域 FAI エコーの東向きドップラー速度の地方時・高度変化。左から、夏(5-8月)、冬(11-2月)、分点時(3-4, 9-10月)の結果。

5. まとめ

2006 年 2 月から EAR サイトにおいて 30.8 MHz レーダーによる E 及び F 領域 FAI の連続観測を行い、以下の結果を得た。

- 5-8 月の真夜中過ぎ (00-05 LT) に F 領域 FAI の発生頻度が高く、西向きに伝搬するものが多いことが明らかになった。この伝搬方向は、中緯度における MSTID 及びそれに伴う FAI の伝搬方向と一致しており、コトタバンの緯度(磁気緯度 10 度)においても中緯度の MSTID 及び FAI が発生している可能性が考えられる。
- E 領域 FAI の発生頻度には、半日周期の傾向が見られた。ドップラー速度は、高度約 94km 以上では昼間に西向き及び上向き、夜間に東向き及び下向きであり、電離圏電場による $E \times B$ ドリフトの方向に一致することが明らかになった。

参考文献

- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagino, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- Maruyama, T. and N. Matuura, Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,903-10,912, 1984.
- Otsuka, Y., T. Ogawa, and Effendy, VHF radar observations of nighttime F-region field-aligned irregularities over Kototabang, Indonesia, *Earth Planets Space*, 61, 4, 431-437, 2009.
- Tsunoda, R. T., Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity, *J. Geophys. Res.*, 90, 447-456, 1985.

インドネシアの VHF レーダおよび SEALION 観測網データを用いた 真夜中過ぎ電離圏擾乱の研究

西岡未知¹・大塚雄一²・津川卓也¹・塩川和夫²

1. 情報通信研究機構 電磁波計測研究所、2. 名古屋大学 太陽地球環境研究所

1. 導入

低緯度電離圏 F 領域に出現する電離圏擾乱として広く知られているのは日没に頻出するプラズマバブルであるが、近年の低太陽活動時において真夜中過ぎに電離圏擾乱が頻出している。この真夜中過ぎ電離圏擾乱の研究はほとんど行われておらず、その成因は明らかになっていない。そこで本研究では、2006年2月からインドネシアで連続観測を行っている 30.8MHz レーダーのデータを用い、真夜中過ぎ電離圏擾乱の出現特性を明らかにする。また、東南アジアに展開される電離圏観測網 (SouthEast Asia Low-latitude IOnospheric NEtwork; SEALION) のイオノゾンデを用いて、真夜中過ぎ電離圏擾乱の発生と電離圏高度の変化を調べ、真夜中過ぎ電離圏擾乱の成因について議論する。

2. データ

本研究では、インドネシア・コッタバン (0.20S, 100.32E, 磁気緯度 10.4S) に設置された 30.8MHz の VHF レーダー及びタイ・チュンポン (10.7N, 99.4E, 磁気緯度 3.3N) に設置された FW-CM イオノゾンデのデータを用いた。30.8MHz レーダーは、ブラック散乱を利用し、電波の半波長に相当する 10m スケールの沿磁力線電離圏不規則構造 (Field-aligned Irregularity; FAI) を観測する。F 領域 FAI の観測には南東-南西方向の 5 ビームを使用し、東西方向の空間分布を明らかにする。また、チュンポンは、コッタバンとほぼ同じ経度帯の磁気赤道付近に位置する。チュンポンで得られるイオノグラムから読み取られる foF2 と M3000F2 指数を用い、電離圏ピーク高度 hpF を求め[Shimazaki, 1955]、FAI 出現との関係を調べた。

3. 結果

VHF レーダーによる FAI 観測データを解析することにより、真夜中過ぎ電離圏擾乱の出現特性を統計的に調べた結果を 3.1 に示す。続いて、FAI の出現時における電離圏高度の変化の事例解析及び統計解析結果を 3.2 と 3.3 にそれぞれ示す。

3.1. 真夜中過ぎ擾乱出現の出現特性

図 1 に、2006-2010 年における F 領域 FAI 出現の季節-地方時依存性を示す。高度 200 km から 540 km の範囲で 0dB 以上の S/N 比を高度方向に積分した。無地の灰色の部分は FAI が出現していなかったこと、無地の黒色の部分は FAI が出現していたことを示す。斜線の部分はデータ欠測の期間を示す。また、各年の下に、太陽活動度の指数である F_{10.7} 指数を示した。

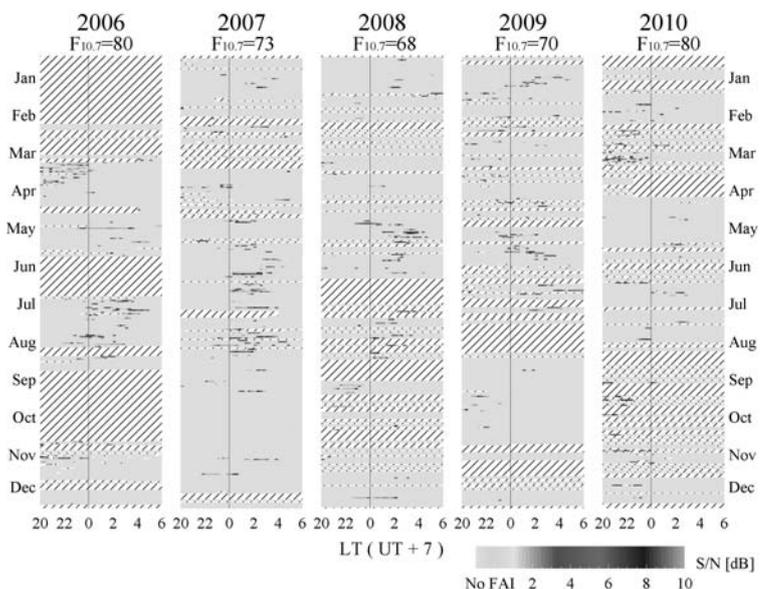
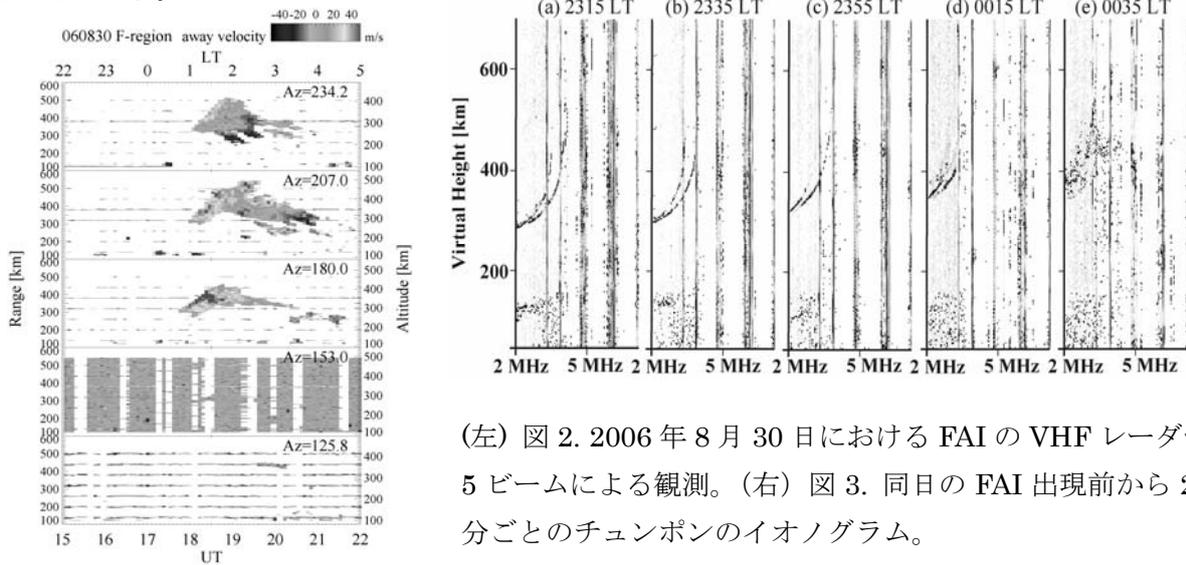


図 1. 2006-2010 年における FAI 出現の季節-地方時依存性

図1より、真夜中過ぎ FAI は5月-8月に出現のピークを迎えることがわかる。また、太陽活動度が極端に低かった2007-2009年において出現率がより高いことから、真夜中過ぎ FAI の出現率は太陽活動度と逆相関であることがわかる。

3.2. 真夜中過ぎ擾乱の発生と電離圏高度の変化-----事例研究-----

事例として、2006年8月30日の晩に発生したFAIと、FAI出現前後の電離圏高度変化を図2と図3にそれぞれ示す。



(左) 図2. 2006年8月30日におけるFAIのVHFレーダー5ビームによる観測。(右) 図3. 同日のFAI出現前から20分ごとのチュンポンのイオノグラム。

真夜中過ぎの0時30分過ぎに南方向にFAIが出現し、西に伝搬しているのがわかる。図3に示すイオノグラムによって電離圏ピーク高度 h_pF を調べると、23時15分に308km、FAI出現直前の0時15分に326kmであったことがわかる。このように、FAI出現に先だって電離圏高度の上昇が見られた。FAI出現前の電離圏高度上昇は、他の多数の事例にも見られた。

3.3. 真夜中過ぎ擾乱の発生と電離圏高度の変化-----統計研究-----

図4にチュンボンにおける電離圏ピーク高度の季節・地方時依存性を示す。電離圏ピーク高度が高くなる時期は、分点時の20-22時および5-8月の21-2時であることがわかる。前者はPre-reversal enhancementによるものである一方、後者は真夜中FAIが出現しやすい時期と一致する。真夜中過ぎの電離圏ピーク高度の増大と真夜中過ぎ電離圏擾乱の出現に因果関係について次章で考察する。

4. 考察

電離圏高度が上昇するとRayleigh-Taylor不安定性が高まり、プラズマバブルに伴うFAIが出現しやすい。真夜中過ぎの電離圏高度上昇がRayleigh-Taylor不安定性を引き起こし真夜中過ぎ擾乱が出現した可能性が考えられるが、真夜中過ぎの電離圏高度上昇がRayleigh-Taylor不安定性を引き起

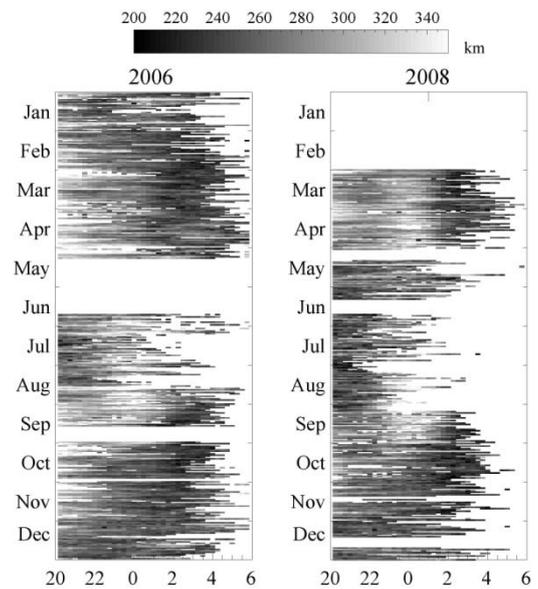


図4. 2006・2008年のチュンボンにおける電離圏ピーク高度の季節・地方時依存性

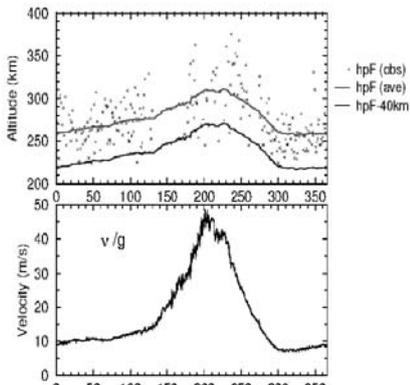


図 5. 2006 年のチュンボンにおける電離圏ピーク高度（上段）とモデル計算による Rayleigh-Taylor 不安定性の成長率（下段）

し得るのかを定量的に考察する。

図 5 に上段に、2006 年 1 年間における地方時 0 時の電離圏ピーク高度を+印で示した。日々変動は大きいですが、夏至にかけて電離圏ピーク高度が上昇していることがわかる。hpF(ave)の曲線で示すのが、電離圏ピーク高度の 3 か月の移動平均をとったもので、夏至の時期は他の時期に比べて 30 kmほど高度が上昇していることがわかる。

Rayleigh-Taylor 不安定の成長率は、次式で与えられる。

$$\gamma = -\left(\frac{E_0}{B} + \frac{g}{v_{lm}}\right) \cdot \frac{1}{n_{i0}} \frac{\partial n_{i0}}{\partial y}$$

ここで、E は東向き電離圏電場、B は地球磁場、g は重力加速度、v はイオン-中性大気衝突周波数、n は背景のプラズマ密度を示し、y は鉛直方向にとっている。E/B と g/v は電離圏電場ドリフトと重力

ドリフトの効果を示している。重力ドリフトはイオン-中性大気の衝突周波数に依存するが、電離圏高度が変化すると中性大気の密度が指数関数的に変化するため、イオン-中性大気の衝突周波数・重力ドリフトの効果も指数関数的に変化する。図 5 の下段に、モデル計算による電離圏下部での重力ドリフトを示す。電離圏下部とは、hpF(ave)の 40km 下の高度、と定義した。電場ドリフトの値は、夏至付近で 40m/s と、夏至意外の季節と比べて 30m/s も大きくなっていることがわかる。電場ドリフトは年間を通じて -10 - -20m/s の範囲である。したがって、夏至において Rayleigh-Taylor 不安定性の成長率は、電場ドリフトによって高められた、と解釈することができる。

5. まとめ

本研究では 2006 年 2 月からインドネシアで連続観測を行っている 30.8MHz レーダーのデータを用い、真夜中過ぎ電離圏擾乱の出現特性を明らかにした。また、SEALION のイオノゾンデを用いて、真夜中過ぎ電離圏擾乱の発生と電離圏高度の変化を調べたところ、以下のことがわかった。

1. 真夜中すぎ電離圏擾乱の出現率は、5-8 月に最も高く、太陽活動度と逆相関であった。
2. 真夜中過ぎ擾乱が出現する数時間前から電離圏高度が上昇している例が何例も見られた。
3. 電離圏ピーク高度の上昇は、低太陽活動時の 5-8 月に顕著であった。これは高度真夜中 FAI の出現特性と同じである。
4. 真夜中の電離圏ピーク高度の上昇によって R・T 不安定性が高まり、真夜中過ぎ電離圏擾乱が発生したと考えられる。

大気光撮像による赤道域での中規模伝搬性電離圏擾乱と 中間圏大気重力波の同時観測

○福島大祐・塩川和夫・大塚雄一(名大 STE 研)・西岡未知(NICT)

Simultaneous airglow observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances and
mesospheric gravity waves at equatorial latitudes

○D. Fukushima, K. Shiokawa, Y. Otsuka (STEL, Nagoya University), M. Nishioka (NICT)

1. Introduction

私たちは、インドネシア・コタバン(100.3E, 0.2S, MLAT: 10.6S)において、2002年10月より高感度全天カメラを用いた夜間大気光観測を行ってきた。この観測では、波長 630.0nm の大気光を撮像している。この 630nm 大気光は高度 200-300km の電離圏 F 層下部に発光層を持っており、 O^+ と O_2 の反応によって発光する。発光層の高度が下がると、 O^+ と反応する O_2 の密度が増加するため、630nm 大気光の強度は増加する。

これまでコタバンでの夜間大気光観測では、中規模伝搬性電離圏擾乱(MSTID)、プラズマバブル、赤道異常が観測されている。本研究の先行研究である Shiokawa et al. (2006)では2002年10月-2004年10月の2年間の大気光観測において、主に南(極方向)へと伝搬するMSTIDが観測されている。コタバンで観測されたMSTIDは、東西方向の位相面を持ち、南へと伝搬しているものが多く見られた。このことから観測されたMSTIDの発生要因は下層大気で発生した大気重力波であると示唆されている。下層大気からの大気重力波は、F層のプラズマを磁力線に沿って振動させる。このプラズマの振動は高度方向の成分と緯度方向の成分を持っており、その結果、緯度方向に大気光変動が起こり、MSTIDとして観測されると考えられる。

しかし、これまでの観測では中間圏大気重力波とMSTIDとの関係は調べられていなかった。本研究では、2010年12月10日に観測されたMSTIDについて、中間圏に発光層を持つOH大気光の画像を用いて、MSTIDに対応する大気重力波が中間圏高度で見られるかどうかを調べた。また、ファブリ・ペロー干渉計(FPI)で観測された熱圏中性風速データを用いて、MSTIDが大気重力波の分散関係式を満たしているかどうかを調べた。

2. 観測

本研究では、2010年12月10日にインドネシア・コタバンにて高感度全天カメラによって観測された大気光画像を用いた。用いた大気光は、630nm 大気光(発光高度:250km)、及びOH大気光(発光高度:86km)である。図1は2010年12月10日の630nm 大気光の時間断面図(keogram)である。図1(a)のkeogram中には、大気光強度が300R以上の領域が15-18UTに見られるが、これは電子密度が非常に大きくなった赤道異常に相当する領域である。図1(b)、1(c)は1時間における移動平均を引いて30-60分程度の周期を持つ

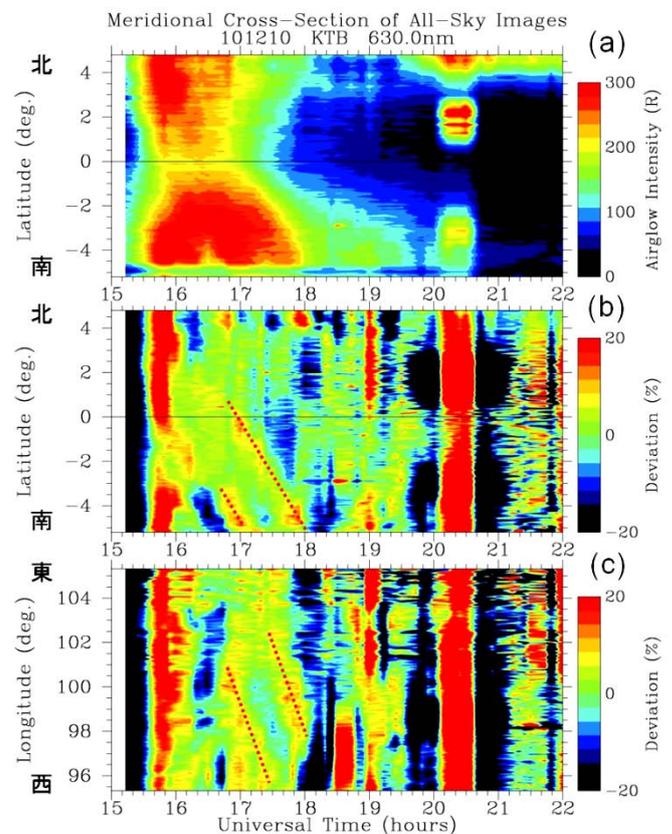


図1. 2010年12月10日に観測された大気光画像における時間断面図(keogram)。(a)絶対大気光強度の南北断面 keogram、(b)1時間の移動平均を引いた南北断面 keogram、(c)1時間の移動平均を引いた東西断面 keogram。

MSTID を見やすくした keogram である。これらの keogram 中には、16-18UT (23-01LT) にかけて MSTID が見られる。図 1(b) の keogram より、緯度方向の伝搬方向は南向き、図 1(c) の keogram より、経度方向の伝搬方向は西向きであることがわかる。観測された大気光画像より、MSTID の波面は、東南東-西北西方向、伝搬方向は南南西であった。keogram より求めた MSTID の水平位相速度、周期、水平波長はそれぞれ 143m/s、50 分、428km であった。

3. 考察

3.1. 大気重力波の分散関係式

以下の式は大気重力波の分散関係式である [Hines, 1960]。

$$m^2 = \frac{N^2}{(u-c)^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (1)$$

$m(=2\pi/\lambda_z)$ 、 $k(=2\pi/\lambda_h)$ 、 c 、 u 、 N 、 H はそれぞれ鉛直方向の波数、水平方向の波数、波の水平位相速度、背景風の速度、ブラント・バイサラ振動数、スケールハイトである。観測された MSTID が大気重力波によるものならば、この分散関係式を満たしていなければならない。ここで波は鉛直波長が 0 より大きくなければ高度方向へと伝搬していくことができず、潰れてしまう。すなわち、波が伝搬できる条件は、 m^2 が正であり、(1) 式の右辺が 0 より大きいという条件になる。(1) 式の u に FPI で観測された熱圏中性風速の値を用いた。MSTID が観測された時間帯の北向き中性風速は -10-10m/s、東向き中性風速は 50-80m/s であった。これらの値より MSTID の伝搬方向(南南西向き)の風速を求めたところ -40-10m/s となり、この値を u とした。また、波の位相速度と水平波長は keogram から求めた値を使用し、ブラント・バイサラ振動数とスケールハイトはそれぞれ $2\pi/12\text{min}$ 、45km という熱圏の典型的な値を用いた。これらの値を(1)式の分散関係式に代入すると、MSTID が観測された時間帯の全てで右辺は 0 より大きくなり伝搬条件を満たしていた。また、分散関係式より鉛直波長を求めたところ 120-140km となった。630nm 発光層の厚さは約 100km であるため、約 130km 程度の鉛直波長を持った波は 630nm 大気光強度の変動を与えることができ、熱圏の重力波として存在できると考えられる。

さらに、この波が中間圏界面高度で伝搬可能であるかを調べるために、ブラント・バイサラ振動数とスケールハイトをそれぞれ $2\pi/5\text{min}$ 、6km という中間圏の典型的な値に変えて分散関係式に代入した。しかし、高度 90km 付近の中間圏における背景風のデータが得られなかったため、伝搬条件を満たす背景風 u の範囲を算出したところ、 u が -104-390m/s の範囲で条件を満たしていた。コタババンに設置されている流星レーダーで観測された 12 月 10 日付近の中性風のデータより、中間圏界面付近の中性風は $\pm 100\text{m/s}$ 以下であると考えることができる。以上のことから、熱圏で観測された波は、大気重力波として中間圏から熱圏へと直接伝搬できると示唆される。

3.2. OH 発光の大気光画像との比較

実際に高度 90km の中間圏界面付近で大気重力波が見られるかを調べるために、OH 大気光画像と 630nm 大気光画像との比較解析を行った。図 2(a) は 630nm 大気光の南北断面 keogram であり、図 1(b) と同じ図である。図 2(b) は OH 大気光の南北断面 keogram である。図 2(a) において MSTID が観測された時間帯とほぼ同じ時間帯に図 2(b) 中にも南向き成分を持った波が見られる。また、OH 大気光の東西断面 keogram 中には西向き成分を持った波が見られる。OH 大気光の keogram から求めた波の水平位相速度、周期、水平波長はそれぞれ 145m/s、45 分、391km であ

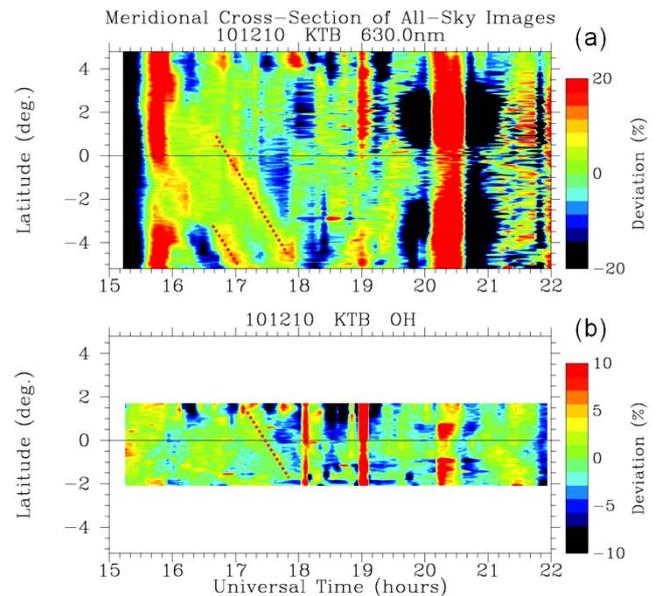


図 2. 2010 年 12 月 10 日に観測された(a)630nm 大気光画像の南北断面 keogram と、(b) OH 大気光画像の南北断面 keogram。ともに 1 時間の移動平均を引いた keogram である。

った。この波は観測された MSTID と同程度の水平位相速度、周期、水平波長であることから、MSTID を発生させている大気重力波に対応する波であると考えられる。

3.3. 対流圏の対流活動分布との比較

中間圏で観測された大気重力波の発生高度を調べるために、雲頂温度を用いて対流圏の対流活動分布を解析した。図 3 は MSTID が観測された時間帯の 2 時間前の時間帯の雲頂温度の平均を地理座標にプロットしたものである。図 3 において雲頂温度が低いところは雲が発達しており、対流活動が活発であるところである。逆に雲頂温度が高いところは雲がほとんど発達しておらず、対流活動が活発ではないところである。対流圏で発生した大気重力波は、発生源から同心円状に伝搬するため、大気重力波により発生した MSTID の伝搬方向は、大気重力波の発生源と MSTID の観測点との位置関係に依存するはずである。この日観測された MSTID の伝搬方向は南南西であり、この伝搬方向から推測される大気重力波の発生源はコタバンの北北東である。図 3 においてコタバンの北北東の雲頂温度は 260-280K と高く、対流活動が活発ではないことを示している。このことから、MSTID を発生させている大気重力波は、対流圏の対流活動から発生しているわけではないと考えられる。

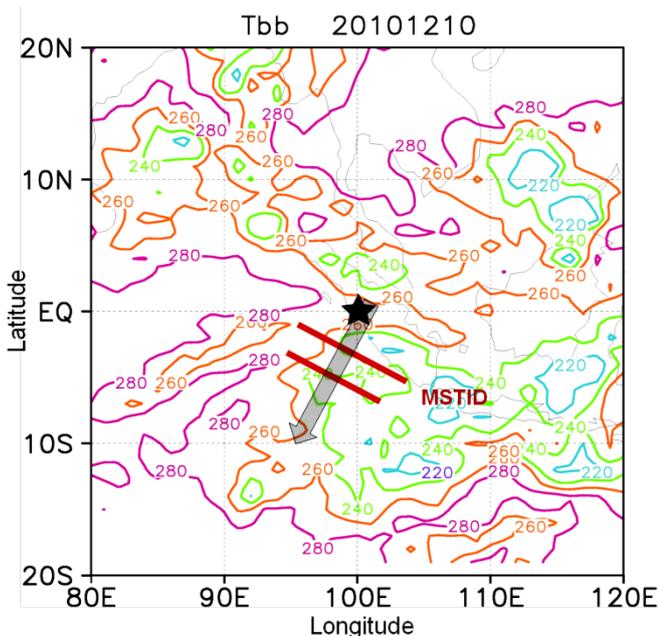


図 3. 2010 年 12 月 10 日 14-16UT の雲頂温度。MSTID が観測された時間帯の 2 時間前の時間帯の雲頂温度の平均。図の中心はコタバンを示している。

3.4. 赤道異常との関係

2010 年 12 月 10 日に観測された MSTID は、電子密度が高い赤道異常の中で観測された。図 4 はこの日のコタバンの経度における全電子数 (TEC) の緯度変化を示したものである。図 4 において、緯度-5 度付近と 25 度付近の TEC の値が高くなっている。これは南北両半球それぞれに分布する赤道異常に相当する。この日は、南半球側の赤道異常 (緯度-5 度付近) が北半球側の赤道異常 (緯度 25 度付近) よりも非常に電子密度が高くなっていることがわかる。南半球側の増大した赤道異常は、図 1(a) の keogram 中において、18UT 以前の緯度 0 度以南の大気光の増光としてはっきりと見ることができる。MSTID はこの増大した南半球側の赤道異常の中で観測されていた。大気重力波は波長が短いほど高い高度へと伝搬することはできない [Vadas, 2006]。今回観測された 428km の水平波長を持つ MSTID は、コタバんで観測された MSTID の平均水平波長 700-800km に比べて短いため、大気重力波により発生している MSTID ならば、熱圏で観測されにくいはずである。しかし、非常に電子密度が高くなった赤道異常の中では 630nm 発光層の高さが下がっているため、波長の短い大気重力波でも発光層の高度へと伝搬し、MSTID として観測されたと推測される。

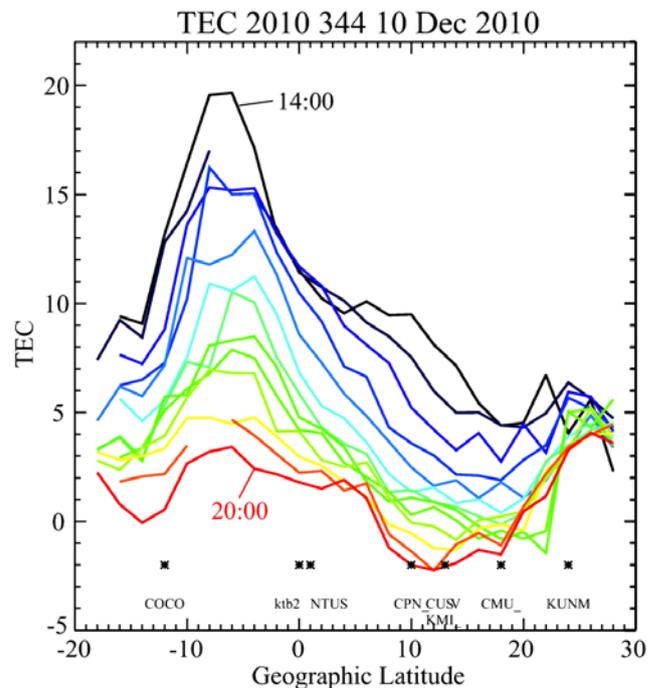


図 4. 2010 年 12 月 10 日の全電子数 (TEC) のコタバンの経度における緯度変化。14-20UT の 30 分毎の平均を示している。

4. まとめ

2010年12月10日に観測されたMSTIDは東南東-西北西方向の波面をもち、16-18UTにかけて南南西へと伝搬していた。観測されたMSTIDが大気重力波により発生していると仮定し、大気重力波の分散関係式に各パラメータを代入したところ、熱圏での伝搬条件を満たしていた。分散関係式より鉛直波長を求めたところ約130kmであったため、630nm大気光強度の変動を与えることができ、熱圏の重力波として存在できると考えられる。また、中間圏OH発光の大気光画像中にMSTIDと同程度の水平位相速度、周期、水平波長をもつ大気重力波が見られたが、この大気重力波の発生源方向の対流圏には、活発な対流活動は見られなかった。このことから観測されたMSTIDは、対流圏から中間圏界面の間で発生した大気重力波が熱圏へと伝搬することによって発生していると示唆される。

謝辞

大気光観測を行うにあたって、高感度全天カメラの開発及び整備を行って頂きました名古屋大学太陽地球環境研究所の技術職員の皆様に深く感謝致します。コタバンでの大気光観測は、京都大学生存圏研究所(RISH)及びインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)の協力のもと行われています。

参考文献

Hines, C. O. (1960), Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, 38, 1441– 1481.

Shiokawa, K., Y. Otsuka, and T. Ogawa (2006), Quasiperiodic southward moving waves in 630-nm airglow images in the equatorial thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 111, A06301, doi: 10.1029/2005JA011406.

Vadas, S. L. (2006), Horizontal and vertical propagation and dissipation of gravity waves in the thermosphere from lower atmospheric and thermospheric sources, *J. Geophys. Res.*, 112, A06305, doi: 10.1029/2006JA011845.

西スマトラ山岳地域における季節内変動に関連した降水システムの特徴

柴垣佳明¹・橋口浩之²・下舞豊志³・古津年章³・

濱田純一⁴・森修一⁴・山中大学⁴・深尾昌一郎⁵

(1: 大阪電通大, 2: 京大 RISH, 3: 島根大, 4: JAMSTEC, 5: 福井工大)

1. はじめに

インドネシア海大陸は、世界で最も対流活動の活発な地域のひとつであり、太陽日射加熱によって日周期の積雲対流が支配的である。特に、40 万 km² 以上の面積を持つスマトラ島・カリマンタン島・ニューギニア島の海岸線付近では日変化に伴う対流活動が顕著である (例えば、Mori et al., 2004)。その中でも、インドネシア海大陸西端に位置する西スマトラの対流活動は、東インド洋から東進する季節内変動(ISV)の大規模環境場によって強く影響を受ける。本研究では、このような ISV の環境場に関連した日周期対流システムの特徴を明らかにするために、西スマトラ州・コトタバン(KT; 100.3° E, 0.2° S)の赤道大気レーダー・気象レーダーの長期観測データの解析を行った。EAR(降雨レーダー)データの解析期間は 2001(2002)~2010 年である。

2. ISV 対流活動

本研究では、まず KT における 2001~2010 年の地上降水量・風速場の ISV 特性を調べた。ISV の検出には、バンドパスフィルタを用いて、OLR (Outgoing Longwave Radiation) データの 30~60 日周期成分を抽出した。解析には、5 W/m² 以上の振幅を持つ ISV 活発期 (66 事例)・不活発期 (65 事例) を用いた。図 1 は、ISV 位相に伴う地上降水量、中層高度 (8~10 km 平均)の鉛直流変動(W²)、下層高度(2 km)での東西風の平均値を示す。横軸は ISV 位相であり、-180~0° が不活発期、0~180° が活発期を表す。日中に発生する積雲対流の環境場を調べるために、鉛直流・東西風データは 12~19 時の降水積算量が 20 mm 以上観測された日のみを用いた。この図から、ISV 不活発期の位相 -80° から降水量が増え始め、活発期の位相 40~100° で 10~12 mm まで増えている(図 1a)。このような降水量の増加に対応して、不活発期の後半から活発期にかけて中層の鉛直流変動が大きくなり、積雲対流の活動が活発であったことがわかる(図 1b)。また、対流形成に関係する下層風は、変動幅 -5~5 m/s と小さな値を示し、このような弱い風速場の中で対流が発生していた(図 1c)。

3. 西スマトラ山岳域の対流システム

次に、気象レーダーデータを用いて、2002~2010 年に KT で日中に 20 mm 以上の降水量が観測された 70 事例の対流システムについて解析を行った。ここでは、高度 3 km においてレーダーから半径 30 km 以内 (山岳地域) に対流エコー(≧40 dBZ)の面積が 50 km² 以上出現したトータル時間を調べた。また、それぞれの対流エコーの時空間変化の特徴から、

対流タイプを表 1 のように 1) 短寿命メソ γ スケール対流システム($M\gamma$ CS)・2) 長寿命 $M\gamma$ CS・3) 短寿命 $M\beta$ CS・4) 長寿命 $M\beta$ CS の 4 タイプに分類した。また、対流 (強エコー) がみられない低エコーの出現事例については、0) 層状性降水タイプとした。

図 2 は、対流タイプ毎の ISV 位相とトータル出現時間との関係を示す。この図から、4) 長寿命 $M\beta$ CS のほとんどは位相 $0\sim 100^\circ$ の ISV 活発期に発生し、3) 短寿命 $M\beta$ CS の多くは、それ以外の位相で発生していた。2) 長寿命 $M\gamma$ CS は図 1 の大きな鉛直変動がみられる位相で多く発生していた。1) 短寿命 $M\gamma$ CS は ISV 不活発期・活発期前半に一様に分布し、0) 層状性降水タイプは活発期後半に発生していた。

対流発生時の下層環境場の特徴を調べるために、図 3 に対流タイプ毎の高度 2 km の東西風日平均と対流システムのトータル出現時間との関係を示す。4) 長寿命 $M\beta$ CS では、 ± 2 m/s の環境場の中で発生していた。一方、他の対流タイプの多くは、弱い東風フェーズで形成していた。また、0) 層状性降水システムは、比較的強い西風フェーズで発生しており、西スマトラ山脈の西斜面での地形性上昇流に起因するものと考えられる(例えば、Shibagaki et al., 2006)。

ここで、対流タイプ毎の典型的な下層での東西風変化偏差の日変化を図 4 に示す。4) 長寿命・3) 短寿命 $M\beta$ CS では降水時に東風から西風偏差に変化している。これは、ISV 環境場の東風成分と局地循環の西風成分の収束が対流システムの組織化に大きく寄与し、下層風収束場の振る舞いによって持続時間が異なることを表す。2) 長寿命 $M\gamma$ CS では、降水時間に短時間の大きな西風偏差がみられる。これは周辺の成熟期セルからの発散風を表し、環境場との収束等によって新しい対流セルの形成に寄与していると考えられる。1) 短寿命 $M\gamma$ CS では、特に顕著な風速変化がみられなかった。

最後に、4) 長寿命 $M\beta$ CS の下層～中層の風速分布を調べたところ、対流システムの構造は、鉛直シアが弱いときはスーパーセル型、シアが弱いときは複数の 1) 短寿命 $M\gamma$ CS から成るマルチセル型の特徴を示していた (図省略)。

4. まとめ

EAR・気象レーダー・地上降雨の長期観測データを用いて、KT での ISV の環境場に関連したメソスケール対流システムの特徴を調べた。KT 周辺の山岳域で組織化する対流は、水平スケール・持続時間から、4 タイプ(長・短寿命 $M\beta$ CS、長・短寿命 $M\gamma$ CS)に分けることができた。これらの対流システムの組織化・持続は、下層風速の振る舞いと密接に関係していた。特に、ISV の活発期前半 (大規模対流システム前面) には、山岳地域で局地循環に対応した顕著な下層風速の日周期変化がみられ、組織化した対流システムが形成されていた。

参考文献

- Mori, S., J. Hamada, Yudi I. T., 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**, 2021-2039.
- Shibagaki Y., T. Kozu, T. Shimomai, S. Mori, F. Murata, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi and S. Fukao, 2006: Evolution of a super cloud cluster and the associated wind fields observed over the Indonesian Maritime Continent during the first CPEA campaign, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 19-31

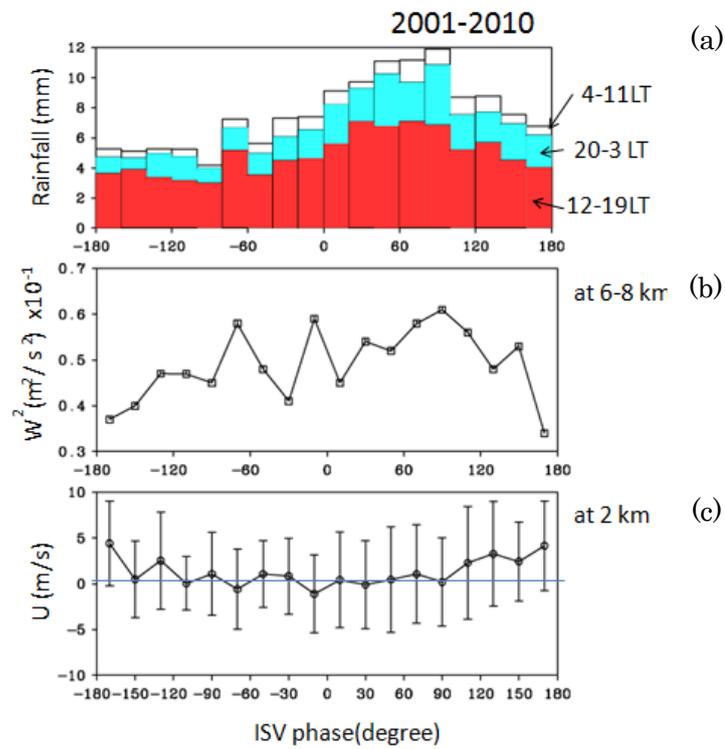


図 1: 2001~2010 年の ISV 位相に伴う a) 地上降水量、b) 高度 8~10km の鉛直速度変動(W^2)、c) 高度 2km の東西風の平均値。

表 1: 対流システムの分類。

対流システム	持続時間	水平スケール
4. 長寿命 $M\beta$ CS	≥ 3 時間	≥ 20 km
3. 短寿命 $M\beta$ CS	< 3 時間	≥ 20 km
2. 長寿命 $M\gamma$ CS	≥ 2 時間	< 20 km
1. 短寿命 $M\gamma$ CS	< 2 時間	< 20 km

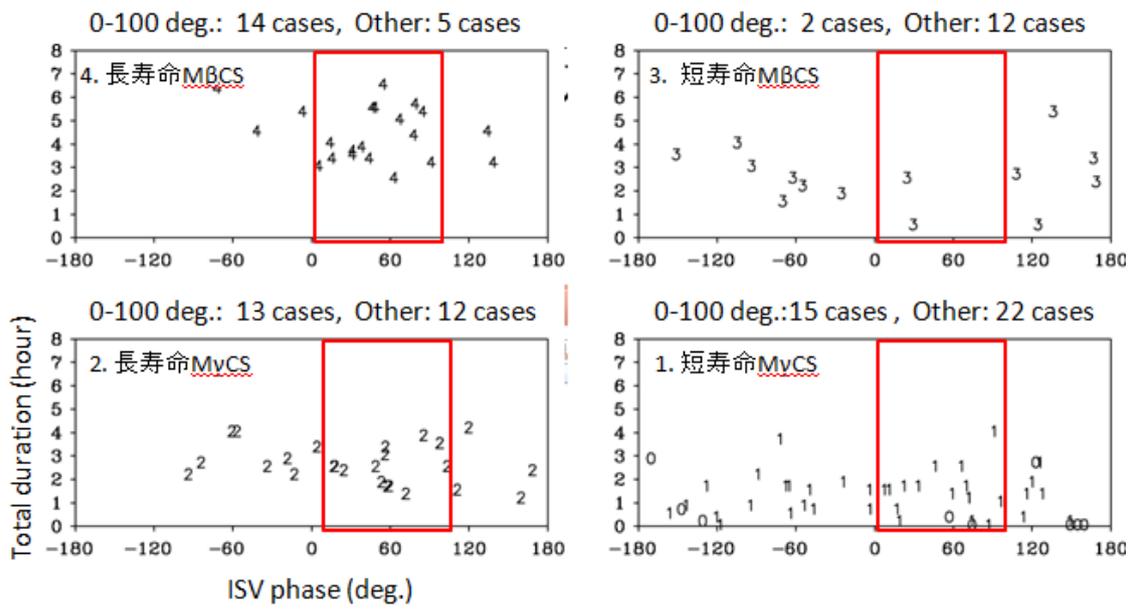


図 2: 対流タイプ毎のトータル出現時間と ISV 位相との関係。

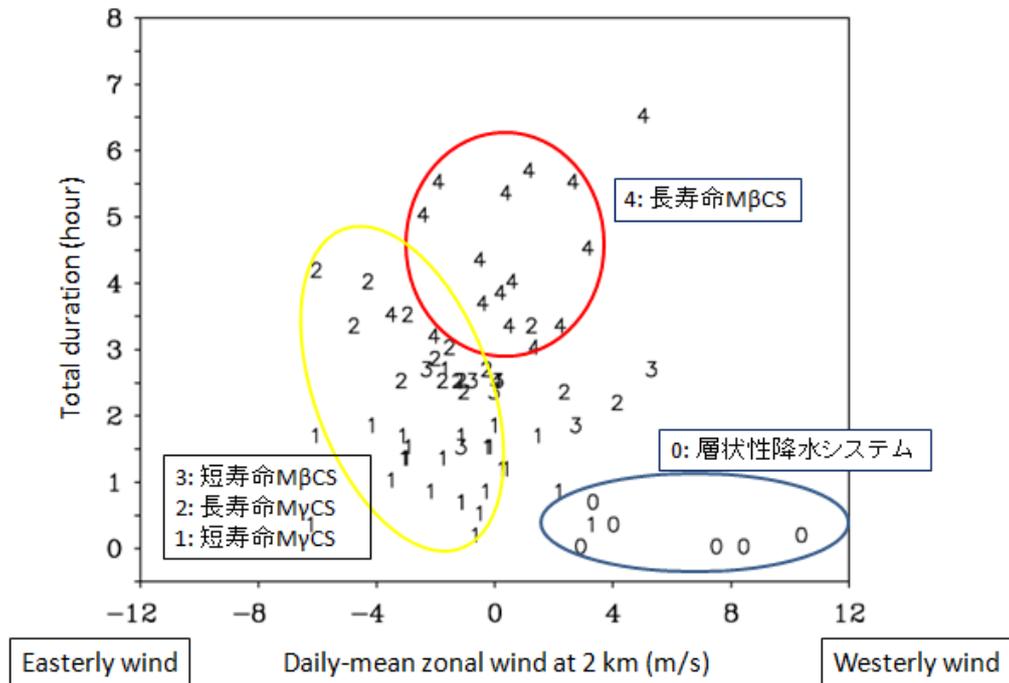


図 3: 対流毎の東西風(高度 2 km)の日平均と対流トータル出現時間。

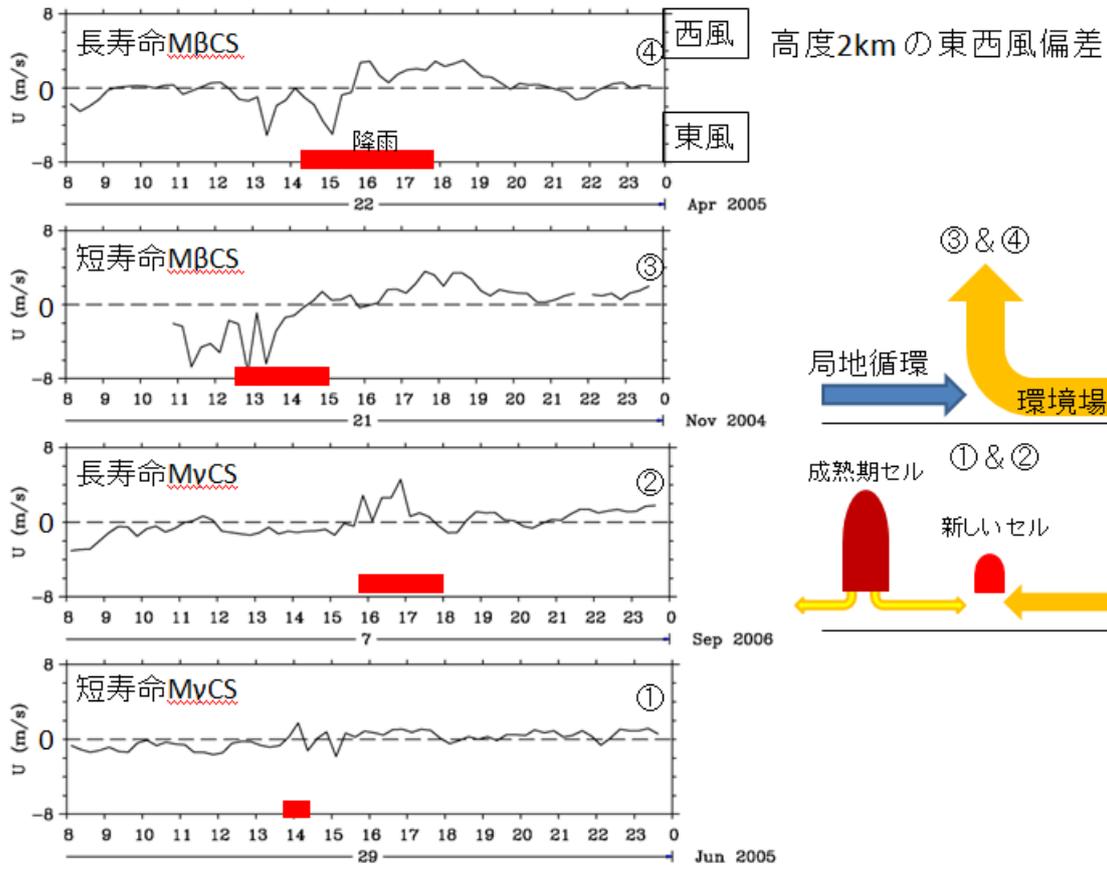


図 4: 各対流タイプ発生時の下層東西風偏差の時間変化。

赤道大気レーダー・偏光ライダーによる層状性降水の詳細観測

Simultaneous measurement of vertical air velocity, particle fall velocity, and hydrometeor sphericity in stratiform precipitation using the Equatorial Atmosphere Radar and 532-nm polarization lidar

山本真之¹, 橋口浩之¹, 妻鹿友昭¹, 柴田泰邦², 阿保 真², 下舞豊志³, 柴垣佳明⁴,
山本衛¹, 山中大学^{5,6,7}, 深尾 昌一郎⁸, Timbul Manik⁹

M. K. Yamamoto, T. Mega, M. Abo, Y. Shibata, H. Hashiguchi, N. Nishi, T. Shimomai, Y. Shibagaki,
M. Yamamoto, M. D. Yamanaka, and S. Fukao

1:京大大学生存圏研究所, 2:首都大学東京システムデザイン学部, 3:島根大学総合理工学部,

4:大阪電気通信大学, 5:海洋研究開発機構, 6: SATREPS-MCCOE Promotion Office,

7:神戸大学理学研究科, 8:福井工業大学, 9:インドネシア航空宇宙庁

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

2: Faculty of System Design, Tokyo Metropolitan University,

3: Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University,

4: Faculty of Information and Communication Engineering, Osaka Electro-Communication University,

5: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 6: SATREPS-MCCOE Promotion Office,

7: Graduate School of Science, Kobe University, 8: Fukui University of Technology,

9: National Institute of Aeronautics and Space, Indonesia

Abstract

Results from simultaneous measurements of vertical air velocity (W), particle fall velocity, and hydrometeor sphericity in stratiform precipitation are reported for the first time. A case of decaying stratiform precipitation on 8 December 2008 (case A) and that of active stratiform precipitation on 16 December 2008 (case B) observed at Sumatra, Indonesia (0.2°S, 100.32°E) are described. A 47-MHz wind profiling radar measured W and reflectivity-weighted particle fall velocity relative to the air (V_z) simultaneously. Upward W above the melting layer (ML) in the case B ($> 0.2 \text{ m s}^{-1}$) was greater than the case A ($< 0.1 \text{ m s}^{-1}$). V_z at 300 m above the 0 °C altitude in the case B (1.6 m s^{-1}) was greater than that in the case A (1.3 m s^{-1}). The thickness of ML in the case B (900 m) was greater than the case A (300 m). The results suggest that the size growth of hydrometeors under the presence of upward W contributed to the formation of thicker ML in the case B. Lidar measured an increase of linear depolarization ratio (δ) and lidar dark band in the ML, and their thickness were consistent with the ML thickness determined by V_z . δ of raindrops was 0.08-0.10 in the case B, while it was close to zero in the case A. Multiple scattering occurred under the presence of large-sized raindrops explains the δ increase in the case B. In the case B, a dip of δ was measured at the bottom of ML.

1. はじめに

層状性降水内の降水粒子は落下しながら凝結・併合等により成長し、0°C 高度に達すると降水粒子が融解し雨滴となる。層状性降水の上層に存在する上昇流は、昇華等を通じ雲水量や降水粒子サイズを増大させる主要な要因である。そのため、大気鉛直方向の運動である鉛直流(W)の測定は層状性降水の理解に不可欠である。また、空気に対する降水粒子の落下速度の測定には、正確な W の同時測定が不可欠である。赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) などの 50 MHz 帯大気レーダーは、降水内の鉛直流と降水粒子を同時に観測できる唯一の測器である。また、偏光ライダーにより測定できる偏光解消度 (δ) は、降水粒子の相や非球形性を知る指標となる。本発表ではインドネシア・スマトラ島の赤道大気観測所(南緯 0.20°, 東経 100.32°)において運用されている赤道大気レーダー (EAR) と偏光ライダーの観測結果を示す。

2. 観測データ

生存圏研究所とインドネシア航空宇宙庁が運用する赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) は、VHF 帯 (47 MHz) の中心周波数で運用されるドップラーレーダーである。EAR は、温度や水蒸気変動に起因する屈折率擾乱からエコーを受信し、エコーの周波数パワースペクトルからドップラーシフトを計測することで風速を測定する。そのため、鉛直向きビームで測定されたドップラーシフトから得られる鉛直流 (W) を、雲の内外を問わず観測可能である。また、強い降水に対しては、降水粒子からのレイリー散乱エコーを受信することで、雨滴散乱強度で重みづけされた地面に対する降水粒子落下速度 ($V_{z+\text{air}}$) を測定することが可能である。雨滴散乱強度で重みづけされた空気に対する降水粒子落下速度 (V_z) は、 $V_z = V_{z+\text{air}} - W$ により得ることが可能である。

首都大学東京が赤道大気観測所において運用する多目的ライダーにおいて、2008年に設置された対流圏下層及び中層観測用の偏光解消度観測チャンネルの受信散乱強度 (P) と偏光解消度 (δ) の観測データを用いた。測定データの鉛直分解能は 30 m、時間分解能は 1 分である。

3. 観測結果

図に観測結果を示す。この観測期間においては、地表の雨量計において 2 mm h^{-1} を超える継続的な降雨が観測された。図 a に示す W において、高度約 6.0 km 以上では上昇流である。また、高度約 5.0 km 以下で下降流が卓越している。ラジオゾンデ観測から見積もった 0°C 高度は約 4.9 km であった(図なし)。図 b に示す V_z は高度 4.9 km を境に高度の低下とともに増大し、高度 4.0 km で約 7.6 m s^{-1} となる。この V_z の増大は雪片の融解に伴うものである。高度 4.9 km から V_z の観測上限高度である 8.4 km において、 V_z は高度の低下とともに増大する。上昇流が存在する高度 6.0 km 以上では加熱を伴う昇華等が、上昇流が存在しない高度 $4.9\text{-}6.0 \text{ km}$ では併合が雪片のサイズ増大に寄与したと考えられる。雨滴によるレーザー光の減衰のため P 及び δ は高度 5.0 km 以上における測定データが十分得られていないが、高度 $4.0\text{-}4.4 \text{ km}$ における P の極小や融解層高度である高度 $4.0\text{-}4.9 \text{ km}$ における δ の増大は、それぞれライダーダークバンド・雪片への雨滴の付着という融解層の特徴を捉えている。

レーザー光は鉛直方向を指向しているため鏡面反射が卓越すること、望遠鏡の視野が 0.5 mrad と小さいために多重散乱が抑圧されることを考えると、高度 4.0 km 以下の雨滴における δ は 0 に近いことが期待される。しかし、高度 4.0 km 以下の雨滴における δ は、 $0.08\text{-}0.10$ と大きい。これは、雨滴における δ がほぼ 0 であった 12 月 8 日のケースとは異なる特徴である(図なし)。雨滴のサイズが比較的大きい(Marshall-Palmer 分布を仮定した推定で雨滴粒径分布の中央値が 1.1 mm) ために卓越する多重散乱が、雨滴における δ の増大に寄与した可能性が示唆される。また、融解層の下端である高度 4.0 km 付近で δ は極小を持つ。融解層内において下端で極小となるのは、サイズの大きな雪片がその融解の最終段階で分裂して非球形度の小さい融解粒子になることで説明できる。雨滴で発生する強い球面波は融解中の粒子よりも大きな散乱強度を持つため(図 c)、強い多重散乱を引き起こす原因となる。雨滴におけるより強い多重散乱は、雨滴の δ が融解層下端における δ よりも大きいことを説明できる。

本稿で示した観測結果は、鉛直流・降水粒子落下速度を測定できる大気レーダーと降水粒子の相や形状に関する情報を得られるライダーの同時観測が、降雨に関する有用な情報を提供できることを示している。本稿で示した結果が今後の in-situ 観測を含むさらなる大規模な観測の実施に繋がり、降水粒子の形状・成長と鉛直流との関連における定量的理解の飛躍的発展が達成されることを期待している。

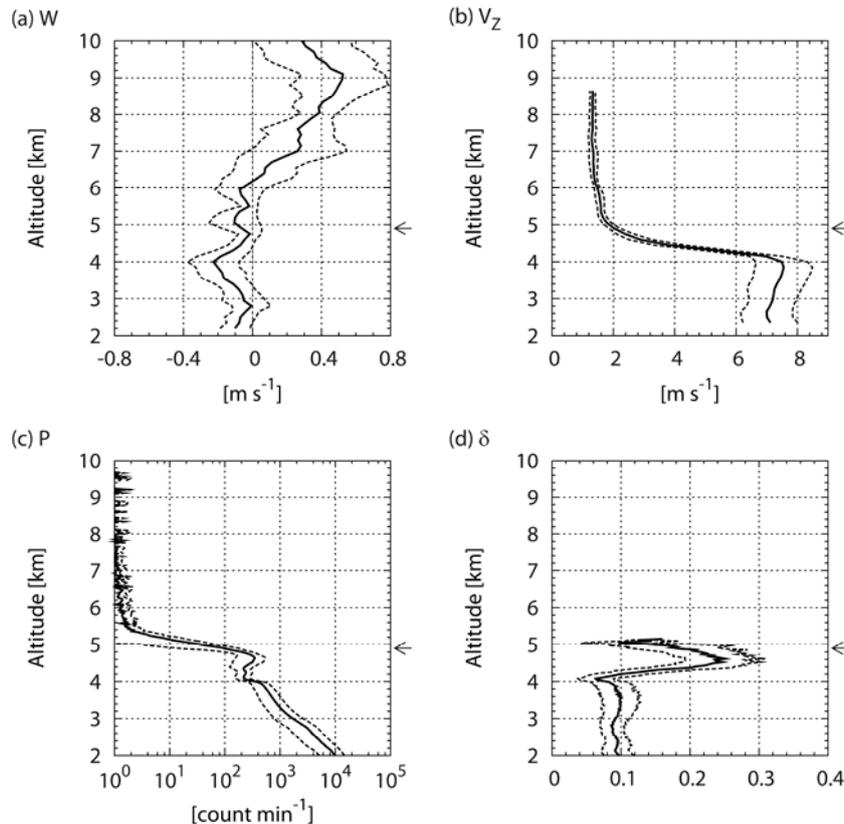


Fig. : Altitude profile of (a) W , (b) V_z , (c) P , and (d) δ averaged from 2014 to 2141 LST on 16 December 2008. Positive W values indicate that wind velocity is upward, and positive V_z values indicate that hydrometeors fall toward the ground. Arrows at the right of each panel show the altitude of 0°C estimated by the radiosonde soundings. The thick curves show the average values, and the dotted curves on the both sides of the averaged values show disturbance determined by the standard deviation.

熱帯対流圏界面領域の赤道ケルビン波通過にともなう雲頂高度の変動について

鈴木順子¹, 藤原正智², 濱田篤³, 稲飯洋一⁴, 山口潤⁵, 城岡竜一¹, 長谷部文雄², 鷹野敏明⁶

1: JAMSETC, 2: 北海道大学, 3: 東京大学, 4: 東北大学, 5: JAXA, 6: 千葉大学

1. Introduction

Clouds of various types are frequent in the tropical tropopause layer (TTL) and play a critical role in the dehydration of the stratosphere (Fueglistaler et al. 2009) and troposphere-tostratosphere transport by modulating the local radiative heat balance (Corti et al. 2006). These clouds in the TTL may also contribute to the radiative budget of the tropical atmosphere (e.g., McFarquhar et al. 2000). The variability of TTL clouds depends on cloud microphysics (Peter et al. 2006), cloud dynamics (Boehm et al. 1999), and large-scale dynamics (Fujiwara et al. 2009).

On synoptic to subseasonal time scales, equatorial Kelvin waves are one of the most influential disturbances in the TTL (Suzuki and Shiotani 2008; Suzuki et al. 2010), significantly affecting the cirrus variability there (Boehm and Verlinde 2000; Immler et al. 2008; Fujiwara et al. 2009). Ground-based lidar and cloud radar measurements are useful for studying clouds in the TTL at high temporal and vertical resolutions; however, it is difficult to measure the horizontal distribution of cloud layers. Satellite-borne lidar and radar measurements satellites, it is difficult to detect the temporal evolution of clouds at sub-diurnal time scales. Infrared brightness temperature (T_b) data from geostationary satellites have been used to estimate the cloud top height in the tropics over a wide area at a high temporal resolution. However, it is known that, even for deep convective clouds, the estimated cloud top height (CTH) has negative biases compared with lidar measurements (Sherwood et al. 2004).

Recently, Hamada and Nishi (2010) (hereafter referred to as HN10) constructed a look-up table for estimating the CTH by regressing the echo-top heights measured with the CloudSat satellite cloud radar over T_b measurements at 10.8 μ m and 12 μ m with the geostationary satellite MTSAT-1R (covering $\sim 70^\circ$ E to $\sim 150^\circ$ W at a spatial resolution of 0.05°). The vertical temperature profiles, such as those obtained by radiosonde measurements and analysis data, were not used in constructing the table. This table can be adapted for all upper clouds, including non-precipitating clouds. This new CTH dataset makes it possible to monitor a particular cloud system over a time interval of 1 hour.

In this study, we investigate a case of CTH variations associated with the passage of Kelvin waves in the TTL over the tropical Indian Ocean in October–December 2006. We use the CTH data based on HN10 taken during the Mirai Indian Ocean cruise for the Study of the MJO-convection Onset (MISMO) field experiment (Yoneyama et al. 2008). In this campaign, regular 3-hourly radiosoundings, 15 chilled-mirror hygrometer soundings, and continuous 95-GHz cloud

radar measurements were conducted on the R/V *Mirai*. We first compare the satellite-based CTH data with the ship-borne cloud radar data. Then, we present the longitudinal and temporal variability of the CTH in association with Kelvin waves over the tropical Indian Ocean, where the Kelvin wave activity is highest in the TTL throughout the year (Suzuki and Shiotani 2008).

2. Data

During the MISMO field campaign from late October to early December 2006, the research vessel *Mirai* sailed in the Indian Ocean, between 4.0° S– 3.0° N and 78.8° E– 82.2° E during 22–27 October, stayed at 0° N, 80.5° E from 28 October to 21 November, and then cruised to Singapore at 103° E (Yoneyama et al. 2008). On the vessel, Vaisala RS92 radiosondes were launched regularly at 3-hourly intervals, and 15 Meteolabor Snow White chilledmirror hygrometers were launched. The relative humidity over ice (RHi) in the upper troposphere was calculated using the Frostpoint temperature measured with the Snow White hygrometers and the air temperature measured with the Vaisala RS80 radiosonde, which is directly attached to the Snow White hygrometers. The RHi measurements have an accuracy of ~ 1 – 2% in the tropical upper troposphere (Fujiwara et al. 2003). In addition, the Frequency-Modulated, Continuous-Wave (FMCW), 95-GHz cloud-profiling radar “FALCON-I” of Chiba University was continuously operated on the vessel. For comparison with the CTH, the 95-GHz radar reflectivity in dB units was averaged for 60 minutes and for 183 m in the vertical direction, and the echo-top height was defined as the highest point where the echo reflectivity becomes -30 dBZe (Horie et al. 2000; Takano et al. 2008; Yamaguchi et al. 2009).

The CTH data based on HN10 are available over the area between $\sim 70^{\circ}$ E and $\sim 160^{\circ}$ E at a spatial resolution of 0.05° and a time resolution of 1 hour. The uncertainty of the CTH for upper tropospheric clouds is < 1 km at $T_b < 240$ K (above ~ 12.5 km), estimated from the standard deviation of the height difference between MTSAT-1R and CloudSat. We note that the uncertainty in CTH is large for thin cirrus clouds with an optical thickness of ≤ 2.5 . We further define the CTH occurrence frequency (CTHOF) for each area of 9.95° latitude and 10° longitude centered at the location of the R/V *Mirai* in each vertical 0.5-km bin as N/N_{all} , where N_{all} is the number of total measurements (excluding missing measurements) in the area, and N is the number of grid points within that area where the CTH lies within the vertical bin. For instance, a CTHOF of 0.5 (= 50%) at 14.0 km means that a half of the 9.95° latitude– 10° longitude area is occupied by clouds with tops between 13.75 and 14.25 km.

To investigate the relationship between the CTHOF variability and large-scale disturbances, we also analyzed temperature data at 150 hPa (~ 14.2 km) from the 6-hourly global operational analysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), which were originally gridded at 1.125° in both longitude and latitude. We note that the time axes of Figs. 1, 2 and 4 go from right to left to show the zonal structure of eastward-moving disturbances; that is, equatorial Kelvin waves.

3. Results and discussion

Figure 1 shows the time–altitude distributions of the 95–GHz cloud radar reflectivity in units of dB (dBZe) over the R/V *Mirai* and the satellite–based CTH at the grid point nearest to the vessel. At 10–15 km, the satellite–based CTH corresponds well with the radar echo top height (the boundary between the colored and noncolored regions), although the location of the satellite observation grid may be up to ~ 4 km away from the vessel. A scatter plot for the satellite–based CTH versus the radar echo top height (not shown) indicates that there is ~ 1.47 km positive estimation bias for the satellite–based CTH and the standard deviation of the difference between the two heights is ~ 1.53 km. The two heights agree quite well from 26 October to 2 November and after 28 November, when the center and western side of large–scale convection passed over the vessel (Yoneyama et al. 2008). From 12 UTC 31 October to 1 November, the radar echo top height was around 10–13 km, showing cirrus cloud existence, as there was no echo below these signals. In some cases, the CTH was higher than the radar echo top. For example, during 10–11 November and 24–26 November, the CTH showed scatter over the vessel. This was caused by a remnant from an active convective system that came close to the vessel (confirmed by the MTSAT–1R data). At that time, the radar echo measurements were temporally disappearing.

Figure 2 shows the variability of the dynamical field measured with the regular radiosounding onboard the R/V *Mirai*. We observe that a zonal wind transition from easterly to westerly occurred at 16.5 km around 29 October down to 12 km around 3 November, when the isentropes showed downward motion from the tropopause to the mid–troposphere. This disturbance had a zonal wind amplitude of ~ 20 m s^{−1} at 14.5 km with a period of about two weeks (the period can be estimated from the half wavelength between the two zero curves in the zonal wind anomaly plot at ~ 14.5 km on 25 and 31 November). The vertical wavelength, λ_z , was estimated as ~ 8 km (the region from 14 km to 18 km on 1 November corresponds to half the wavelength). There was no substantial meridional–wind component corresponding to the zonal wind oscillation (not shown). These meteorological characteristics correspond to those of equatorial Kelvin waves. From the linear wave theory, the zonal phase speed was roughly estimated as 15 m s^{−1} and the zonal wavelength was roughly estimated as 1.8×10^4 km using the values, $\lambda_z = 8$ km, $U = 0$ m s^{−1} and $N = 1.18 \times 10^{-2}$ s^{−1}, where U is the background (constant) zonal wind and N is the Brunt–Väisälä (buoyancy) frequency around 14.2 km (~ 150 hPa). Figure 3 shows the longitude–time distribution of a temperature anomaly at 150 hPa (~ 14.2 km) using ECMWF data. The anomaly arises with respect to the temporal average between 22 October and 10 November. Figure 3 indicates a warm anomaly that moved eastward over the equatorial Indian Ocean from 31 October to 6 November at a zonal phase speed of ~ 15 m s^{−1}, coinciding with the descending isentropes observed over the R/V *Mirai* in Fig. 2 and corresponding to the value estimated using the linear wave theory.

To focus on the CTH variability associated with large–scale dynamics, we here use the

CTHOF data defined in Section 2. Figure 4 shows the time–altitude distributions of CTHOF, potential temperature, and RH_i over the R/V *Mirai*, focusing the period and altitude region on the zone where a packet of Kelvin waves is observed in Fig. 2. Large values of CTHOF are found at 13 km intermittently from 29 October to 2 November, suggesting that clouds with tops at 13 km were dominant during this period. After 31 October, there were fewer upper tropospheric clouds with tops reaching 15 km. The large CTHOF seen around 14 km on 1 November shows the cirrus clouds as described for Fig. 1.

The positive potential temperature anomaly in Fig. 4 corresponds to the warm phase of Kelvin waves. The largest potential temperature change was ~ 9 K at 15.5 km around 31 October, when the zonal wind anomaly was 0 m s^{-1} , as shown in Fig. 2. The phase difference between potential temperature and zonal wind satisfies the property of Kelvin wave. We observe in Fig. 4 that the 2.5% CTHOF regions descend with time, being co-located with positive potential temperature anomalies. Temperature inversions are observed along the line from 17.5 km on 29 October to 13 km on 2 November, coinciding with the ~ 0 K potential temperature anomaly and the 2.5% CTHOF region. This indicates that the lower boundary of the warm phase of Kelvin waves forms a temperature inversion layer, preventing moist convections and associated clouds from penetrating higher altitudes (estimated clouds types in Fig. 1). The diurnal changes of the CTHOF are largest at 13 km as $\sim 3\%$ and the peak of diurnal cycle is around 12 UTC (~ 17 local time).

Figure 4 also shows RH_i profiles on 30 October and 1 November. On 30 October, very low RH_i values were found around 15.5 km. These were located within the warm phase of Kelvin waves. On 1 November, the minimum RH_i region had moved to 14–15.5 km, coincident with the positive temperature anomaly. The inversion layers are found at the lower edge of the very low RH_i region in both profiles, and the high RH_i region just below the inversions corresponds to the upper tropospheric clouds shown in the CTHOF data.

Figure 3 also shows the Hovmöller diagram of the CTHOF anomaly at 14 km. The negative CTHOF anomaly falling to -6% at 80.5° E from 31 October to 6 November coincides with the warm phase of the Kelvin waves (see also Fig. 4). The diurnal changes of the CTHOF at 14 km reached up to 1.5% in Fig. 4. Therefore, the CTHOF changes associated with the Kelvin waves were much larger than the diurnal changes in CTHOF at 80.5° E . The warm anomaly propagated further eastward and reached when the CTHOF fell to -6% . During 14–17 November, negative CTHOF anomalies are continuously observed around 150° E even after the warm phase of Kelvin waves has passed. This suggests that the cloud–top height does not recover even if the temperature becomes colder again. We also see that another warm anomaly at 80.5° E around 13–14 November propagated eastward and reached 150° E , where negative CTHOF anomalies coexisted. The CTHOF variability was weak at $120\text{--}140^\circ \text{ E}$ throughout this period; active convective clouds such as those reaching 14 km were rare in the region (not shown).

The two cases above suggest that TTL clouds are effectively suppressed by the warm phases of equatorial Kelvin waves. Note that a small region about the ratio of the CTHOF at 14.5

km divided by the CTHOF at 13 km where the ratio was less than 0.4 propagated eastward with the warm phase of the Kelvin wave at 150 hPa (not shown). Therefore, the negative CTHOF anomaly at 14 km (N14km/Nall; Fig. 3) was not caused by the increasing number of total clouds (Nall). At the same, the decrease in N14.5km is greater than in N13km. Kelvin waves frequently propagate around 100 hPa (~16.5 km) in the eastern hemisphere but usually around 150 hPa (~14.2 km) and below in the western hemisphere (Suzuki et al. 2010). Therefore we expect that a large variability in the TTL clouds could be observed at higher altitudes in the eastern hemisphere than in the western hemisphere.

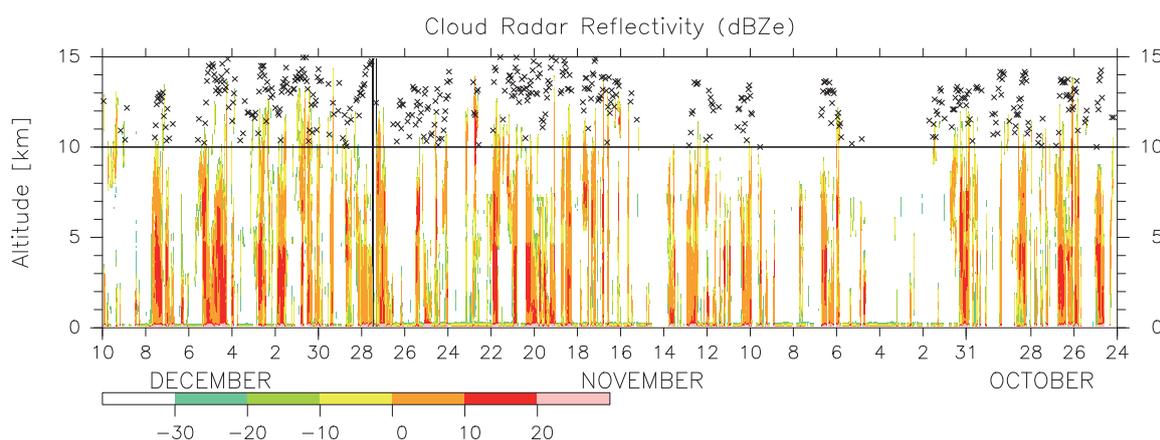


Figure 1: Time–altitude distribution of radar reflectivity in units of dB (dBZe) over the R/V *Mirai* during the MISMO campaign between 24 October and 10 December 2006. Regions with ≥ -30 dBZe are colored. Missing measurements (around 27 November) are shown in dark gray. The location of the CTH using HN10 data at the grid point closest to the vessel at each time from 10 to 15 km is indicated by a black cross. The horizontal lines denote the 10–km height. Note that the time axis goes from right to left.

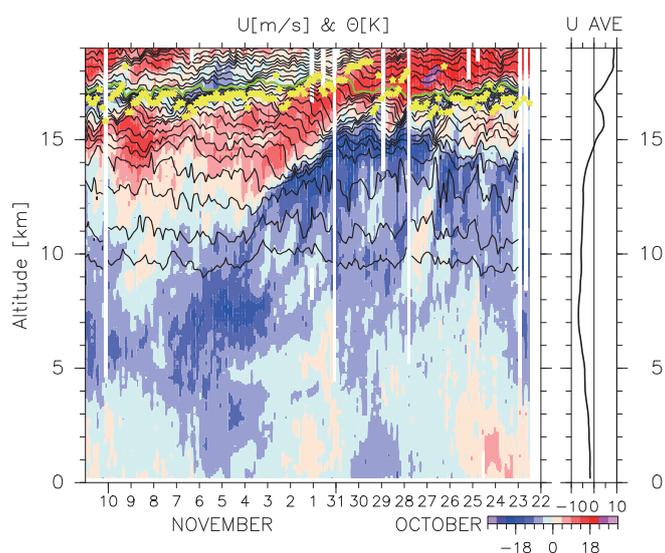


Figure 2. (Left) Time–altitude distributions of zonal wind anomaly (shades) and potential temperature (contours: 3–K interval at 342–390 K, 6–K interval at 390–450 K and a light green line for 390 K) measured with the regular radiosounding onboard the vessel *Mirai*. Stars indicate the location of the tropopause. The zonal wind anomaly is with respect to the temporal average between 22 October and 10 November. Note that the time axis goes from right to left. (Right) The average zonal wind profile during the period from 22 October and 11 November.

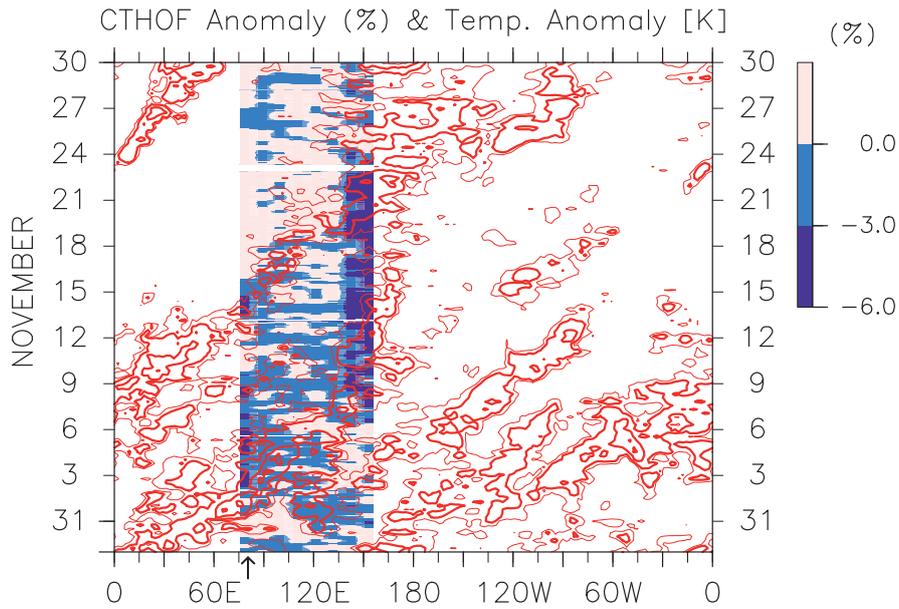


Figure 3. Longitude–time distribution of the CTHOF anomaly at 14 km (shades, %) and the temperature anomaly at 150 hPa (contours: 0, 0.5, 1.5 and 2.5 K, only for warm anomalies). The anomaly is with respect to the temporal average from 22 October to 10 November. The arrow indicates the location of the vessel *Mirai* in Figures 2 and 4.

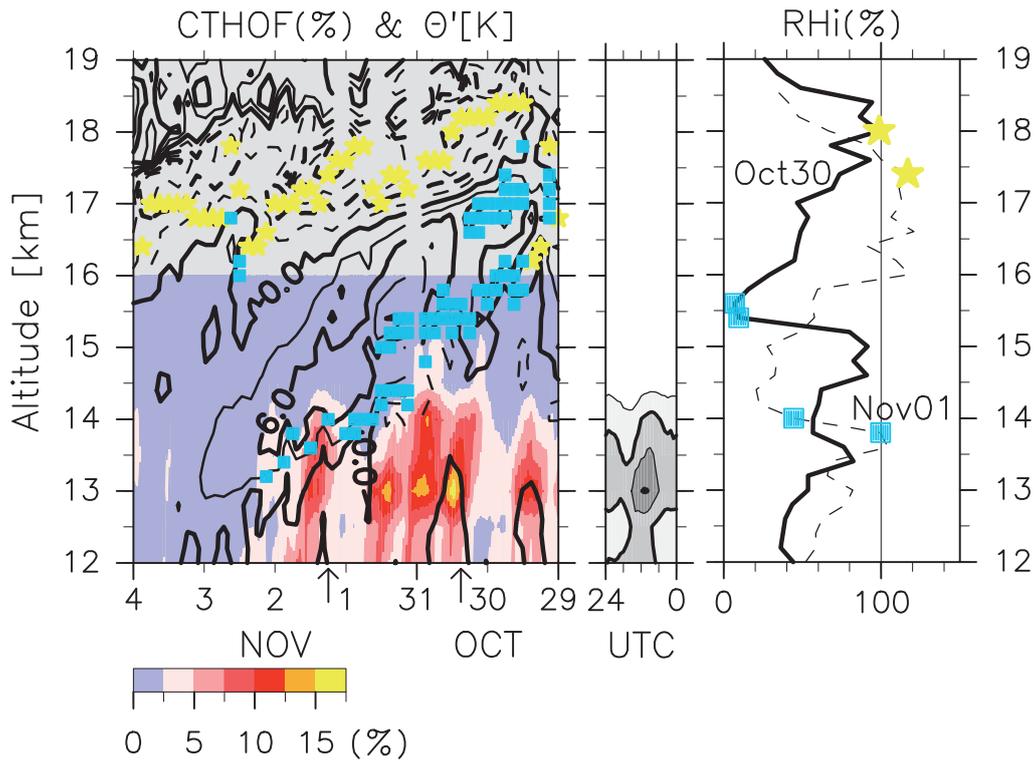


Figure 4. (Left) Time–altitude distributions of the CTHOF (shade, %) and potential temperature anomaly (contours: 3-K interval) from 29 October to 3 November. Stars and squares indicate the locations of the tropopause and the lower boundary of the inversion layer ($dT/dz > 0 \text{ K km}^{-1}$), respectively. The potential temperature anomaly is with respect to the temporal average between 22 October and 10 November. Note that the time axis goes from right to left. (Center) Time–altitude distribution of the CTHOF diurnal variation estimated between 22 October and 10 November (contours and shading are 2, 4, 6 and 8%). (Right) Profiles of relative humidity over ice (%) on 30 October (solid curve) and 1 November (dotted curve). Stars and squares are the same as those in the left panel.

赤道波動擾乱の等価深度による降水特性の違い

安永 数明 (海洋研究開発機構)

1. 研究背景

熱帯域において対流活動は、赤道波動擾乱に大きく影響を受けることが知られている（例えば、Takayabu (1994)や Wheeler and Kiladis (1999)など）。図1は、主にマイクロ波から見積もられた降水の波数一周波数空間でのパワースペクトルである（ただし、表示は見やすさのために、Hendon and Wheeler (2008) による“signal strength”を使用している）。図には、等価深度 8, 12, 25, 50, 90 m に対応する分散曲線が引いてあるが、パワースペクトルの極大は、どの波動擾乱もおおよそ 25m のところに存在する。この特徴は、特に Kelvin、WIGn1、EIGn0、WIGn2 の波動擾乱で顕著である。等価深度 25m は、熱帯で観測される一般的な成層状態を仮定すると、実際の鉛直スケールでは約 10km に対応する。一方で、対流活動の鉛直スケールは 20–26km（半波長で 10km–13km 程度）であり、熱帯の波動擾乱が、対流による大気加熱をエネルギー源として駆動されているとすると、鉛直スケールが合わない。その不一致を説明する説は、大まかに2つある。1つは、波動擾乱の基本場の成層状態として湿潤中立に近いものを考えることで説明できるとするものであり、もう1つは波動擾乱が、対流と言うよりは対流の後に発達する層状性の降水に伴う加熱によって駆動されていると考えるものである。層状性の降水に伴う加熱は、鉛直スケールが小さく（1波長で 10–13km 程度）、等価深度 25m の実際の鉛直スケールである 10km と良く一致する。この後者の説が正しいなら、加熱の鉛直スケールが、波動擾乱の等価深度を決定する上で決定的に重要と言うことになる。しかし加熱の鉛直スケールと、波動擾乱の等価深度の関係について調べた研究はない。そのため、本研究では、加熱の鉛直スケールの1つの目安として降水特性に注目し、波動擾乱の等価深度と降水特性との関係について調べた。

2. 使用データ及び研究手法

本研究では、マイクロ波から見積もった降水(TRMM-3B42)を、波動擾乱の位相や振幅を定義のために使用した。TRMM-3B42 (version 6)は、東西には地球1周、南北には南緯 50 度から北緯 50 度までの範囲を 0.25 度の解像度で、1998 年から現在まで 3 時間毎の降水分布を提供している（詳細は、Huffman et al. 2007）。また、実際の波動擾乱に伴う降水変化に関しては、TRMM-PR (2A23、2A25) のプロダクトを使用した。

本研究では、1998 年から 2009 年まで 12 年間の赤道上（南緯 15 度–北緯 15 度）のデータに関して、波動擾乱の位相や振幅に対してのコンポジット解析を行った。降水アノマリは、赤道に対しての対称成分・非対称成分に対して、それぞれ各経度の平均値と季節変動を除いたもので定義した。また、それぞれの波動擾乱に伴う降水アノマリの時間一経度変動は、波数一周波数空間におけるフィルタリングを、降水アノマリに対して行い、それを実空間へ戻すことで得た。図1では、波動擾乱に伴う降水アノマリを得るのに使用したフィルタリング領域も表示している (ERn1: $n = 1$ equatorial Rossby wave, Kelvin: Kelvin wave, WIGn1: $n = 1$ westward inertial gravity wave, MRG: mixed Rossby–gravity wave, EIGn0: $n = 0$ eastward

inertial gravity wave, WIGn2: $n = 2$ westward inertial gravity wave)。

波動擾乱の位相と振幅に関しては、得られた波動擾乱の各経度、時間の降水アノマリと降水アノマリを時間微分を使って定義した。すなわち波の位相に関しては、2つの変動量のTangentの逆関数(arctangent)、振幅に関しては2つの変動量の2乗和で定義されている。この詳細に関しては、Yasunaga and Mapes (2011)に述べられている。

次節では、特に等価深度 25m 付近に極大を持つ Kelvin、WIGn1、EIGn0、WIG n2 に関するコンポジット解析を行った結果について示す。それぞれの波動擾乱に関して、深い等価深度に相当する部分と、浅い等価深度に相当する部分に分けるために、上で述べたフィルタリング操作のところでは、等価深度 25m の線に沿って2つの領域に分けて、それぞれに対して別な波動擾乱としてコンポジット解析を行った。

3. 結果とまとめ

図 2 は、それぞれの波動擾乱によって、対流性降水と層状性降水が、どの程度変調受けるかを表している。これらは、それぞれの波動擾乱の抑制期と最盛期の、それぞれの降水の差と解釈しても良い(図 3)。また比較のために、図 2a では変動量は、全降水の変動量で正規化してあり、図 2b では、層状性降水の変動量を、対流性降水の変動量で正規化してある。

それぞれ、等価深度の浅い成分の方が、深い成分に比べて、層状性降水の変動量が大きくなっており、逆に対流性降水の変動量は、同じか小さくなっていることが分かる(図 2a)。この結果を反映して、両者の比で見ると(図 2b)、等価深度の浅い成分の方が、深い成分に比べて、層状性降水の変動量が大きくなっている。このことは、浅い等価深度の成分では、より層状性降水(即ち加熱)の重要性が高いことを意味しているのかもしれない。この結果自体は、加熱の鉛直プロファイルが、擾乱の位相速度を決定する上で重要である、という考えと矛盾はしない。しかし、エラーバー自体は、重なり合っているため、より慎重な解析を今後も重ねる必要がある。

References

- Hendon, H. H., and M. C. Wheeler, 2008: Some Space-Time Spectral Analyses of Tropical Convection and Planetary-Scale Waves. *J. Atmos. Sci.*, 65, 2936-2948.
- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, D. B. Wolff, R. F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. P. Bowman, and E. F. Stocker, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38-55.
- Takayabu, Y. N., 1994: Large-Scale Cloud Disturbances Associated with Equatorial Waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 433-449.
- Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively Coupled Equatorial Waves: Analysis of Clouds and Temperature in the Wavenumber-Frequency Domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, 374-399.
- Yasunaga, K. and B. Mapes, 2011: Differences between more-divergent vs. more-rotational types of Convectively Coupled Equatorial Waves. Part II: Composite Analysis based on space-time filtering, *J. Atmos. Sci.*, in printing.

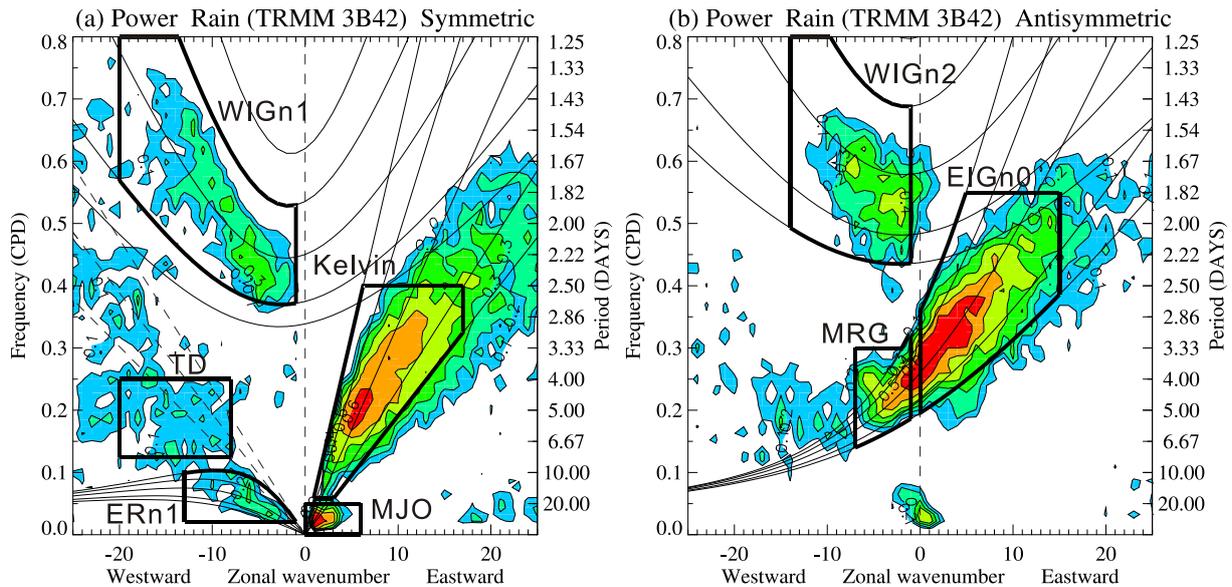


図1 : 15°S–15°N の赤道帯における降水(TRMM-3B42)のパワースペクトル。(a)赤道対称成分と (b)非対称成分。x 軸、y 軸は、それぞれ波数 (正が東向き、負が西向きを表す) と周波数。等価深度 8, 12, 25, 50, 90 m に対応する分散曲線が、以下の波について、図中実線で描かれている (Kelvin, $n = 1$ equatorial Rossby (ERn1), $n = 1$ and $n = 2$ westward inertial gravity (WIGn1, WIGn2), $n = 0$ eastward inertial gravity (EIGn0), and mixed Rossby–gravity (MRG) waves)。また(a)において、破線は位相速度 7.0, 9.0, 11.0 ms^{-1} を表す。太い実線の囲いは、波動擾乱に伴う降水アノマリを分離するために使用したフィルタリング領域を表す。

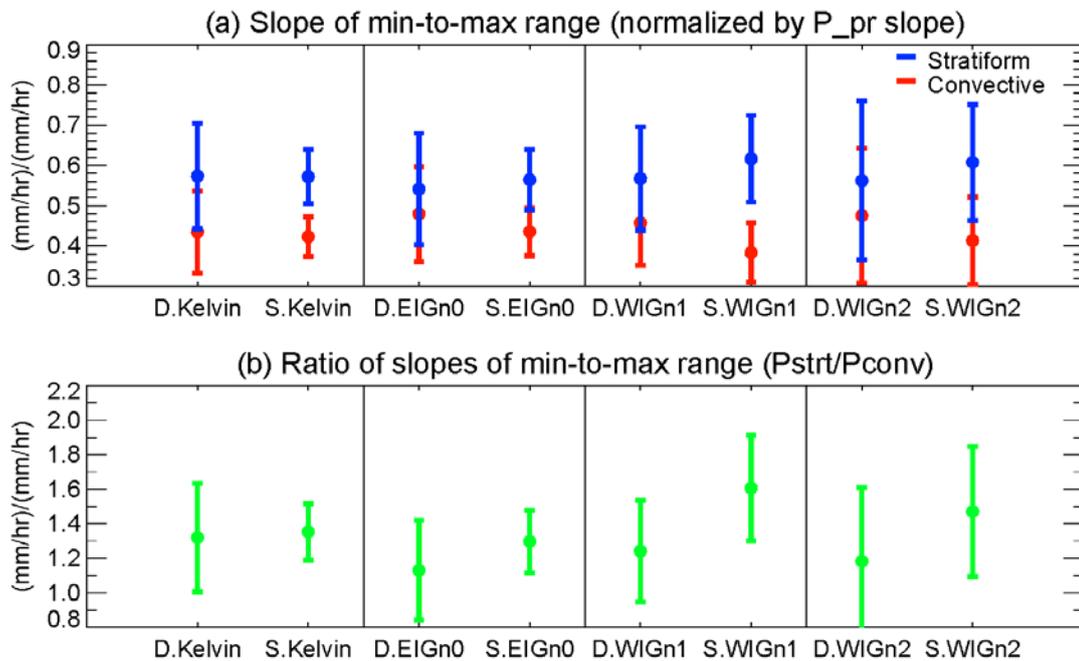


図2 : 対流性降水と層状性降水の波動擾乱による変調。(a)全降水量に対する割合(赤: 対流性降水、青: 層状性降水)と(b)対流性降水に対する層状性降水の変調の割合を表す。X 軸に波動擾乱の種類を図1に挙げた短縮形で表す。また D と S の頭文字は、それぞれ等価深度の深い成分と浅い成分であることを示す。エラーバーは、90%有意の範囲を示す。

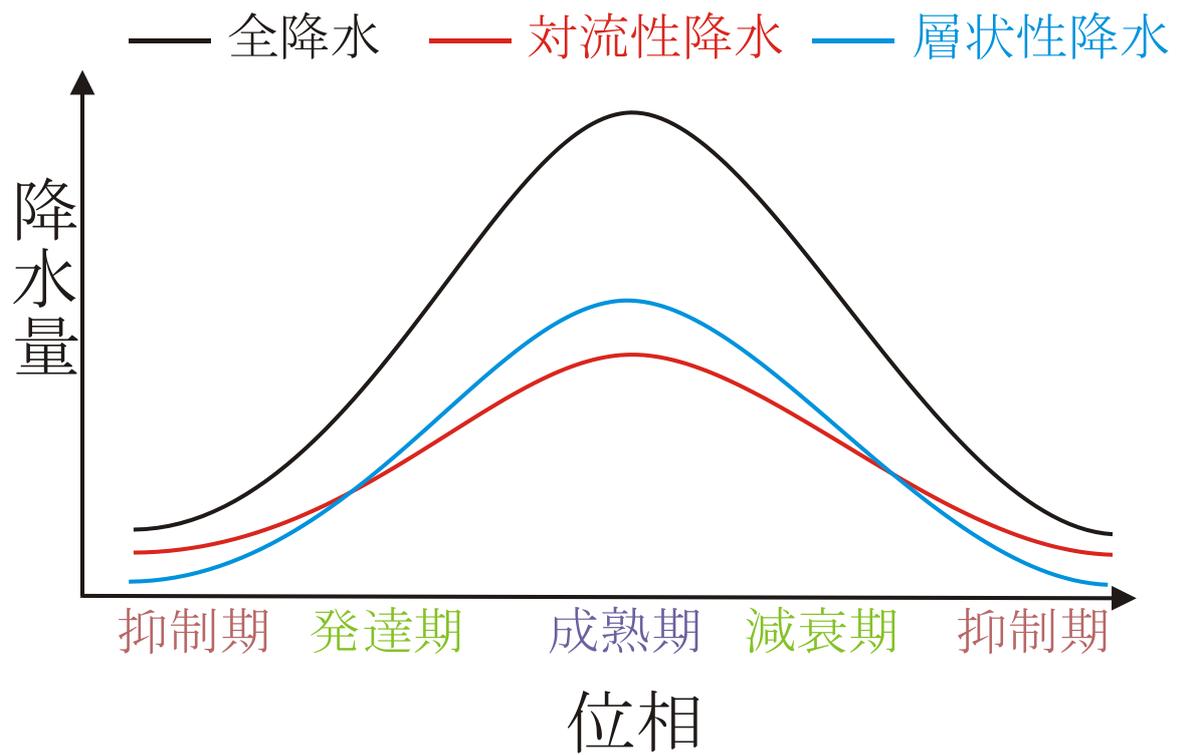


図3：波動擾乱による、対流性降水と層状性降水の変動の概念図。図2で示した降水の変調は、波動擾乱の抑制期と最盛期の、それぞれの降水の差と解釈できる。

スマトラ島西岸沖の多雨要因についての考察

櫻井南海子 (NIED)・森修一 (JAMSTEC)・川島正行・藤吉康志 (北大低温研)・
濱田純一 (JAMSTEC)・Wendi Harjupa (LAPAN)・橋口浩之 (京大生存圏)・
Fadli Syamsudin (BPPT)・松本淳 (首都大, JAMSTEC)・
山中大学 (JAMSTEC, 神戸大理)

1. はじめに

インドネシア海洋大陸は、世界で有数の多雨域であり、活発な対流活動によって多量の潜熱、顕熱を大気に放出するため、大気大循環の駆動源として重要な役割を果たしている。この地域では、スマトラ島西岸沖、カリマンタン島上及び北西岸沖、ニューギニア島上といった、島の上やその周辺海域で特に降水量が多い (Mori et al. 2004)。島上や周辺海域での対流活動は日周期変化が卓越している。スマトラ島西岸沖の多雨は夜間に多くもたらされ、それは、日中にスマトラ島で発生した降水システムが沖へ移動することによると Wu et al. (2009) で報告されている。しかし、陸上で発生した降水システムが海上に移動しただけでは、スマトラ島西岸沖の多雨は説明出来ておらず、他の原因が付加されていると考えられる。そこで、本研究では2つの要因を考えた。

・ Sakurai et al. (2011) では、陸上から海上へ移動した降水システムが海上で他のシステムと組織化して、陸上のものより大きくなることを示した。このことから、海上では陸上より大きい降水システムが多く発生し、スマトラ島西岸沖多雨をもたらすのではないかと考えた。しかし、Sakurai et al. (2011) では一事例を示しただけであり、これが一般的な特徴が明らかにする必要がある。

・ もう一つは、図 1.1 で示される様に、スマトラ島西岸沖では、陸上から海上に移動してきた降水システムとは別に、広い範囲に渡って長時間停滞するエコーが存在することである。この停滞するエコーもスマトラ島西岸沖の多雨要因の一つではないかと考えた。しかし、この停滞するエコーはどんな降水システムから成っているのか分からない。よって、本研究では、スマトラ島西岸沖の多雨要因を考察するために、以下の2点について調べた。

- (1) 陸上と海上の降水システムの大きさを統計的に調べ、比較する。
- (2) 夜間、海上で広範囲に長期間停滞するエコーの実態を明らかにする。

2. データ及び解析手法

使用したデータは、MIA と TIKU に設置した X バンドドップラーレーダー (XDR) の反射強度とドップラー速度である (図 2.1)。解析期間は、集中観測 HARIMAU2006 の 2006 年 10 月 26 日から 11 月 27 日である。三次元風速場の算出には、ドップラー速度の三次元格子データから三次元変分法によって風を推定する Shimizu et al. (2009) の方法を用いた。

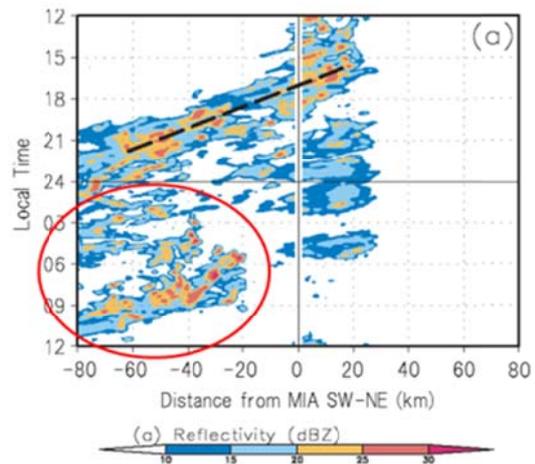


図 1.1 Mori et al. (2011) より加筆。HARIMAU2006 期間の高度 2km における平均反射強度のホフメラー図。

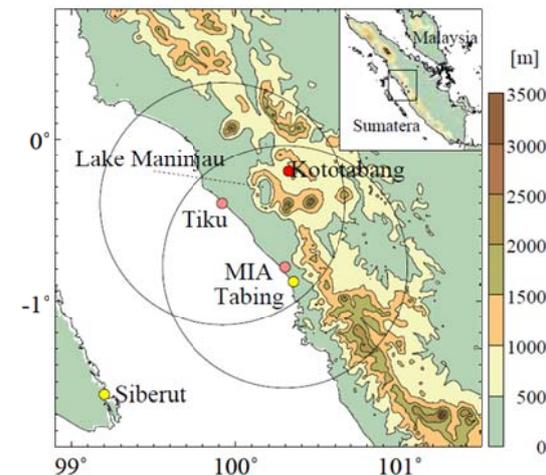


図 2.1 スマトラ島西岸域の地形と観測測器の設置場所を示す。Tiku と MIA の丸印は XDR

の設置場所を示し、黒色の円は、それぞれの XDR の観測範囲を示す。

3. 海上と陸上の降水システムの大きさ (面積) の統計

降水システムの大きさを統計的に調べるため、MIA に設置した XDR の反射強度を用いて、高度 3km において 30dBZ で閉じる領域を一つの降水システムと定義し、降水システムの面積、個数を陸上と海上に分けて調べた。高度 3km を選んだ理由は、降水システムの大きさが地形の影響 (山のシャドウ) をあまり受けず、0°C 層から離れていてブライトバンドを捉える可能性が低いからである。陸上では 19,065 個の降水システムが観測され、一方、海上では 13,682 個が観測された。降水システムの平均面積は陸上で 149 km²であったのに対し、海上では 189 km²と陸上の降水システムの平均面積より大きい結果が得られた。

次に、面積の大きい降水システム (40²km²以上) は海上でいつ多く観測されるかを調べた。図 3.1 は、昼間 (07 - 18LST) と夜間 (19 - 06LST) それぞれにおいて、面積毎に降水システムの個数を示したグラフである。昼間は陸上の方が海上より降水システムの個数が多い特徴がある。一方、夜間では、陸上より海上で降水システムの個数が多い。また、面積の大きい降水システムの個数は昼夜ともに海上で多く、夜間でより個数が多い結果が得られた。これらの結果から、陸上より海上で面積の大きい降水システムが発生すること、そして面積の大きい降水システムは夜間に発生し易いことが統計的に示された。

4. 夜間海上で停滞するエコーの実態

夜間に海上で停滞するエコーの実態を調べるために、MIA XDR の反射強度データを使って、スマトラ島西岸に直交する方向に切った面での反射強度のホフメラー図 (図 4.1) を用いて、夜間に広い範囲に長時間広がったエコーが観測された日を抽出し、その時の降水システムについて調べた。抽出した事例は、2006 年 11 月 3、9、15、18、23、26 日の 00 時を含む夜間に観測された降水システムである。これらの降水システムに共通していたのは、スマトラ島西岸沖約 40 から 80km 辺りで、新しい対流セルを岸側に生成しつつ降水システムは沖へ移動するバックビルディング型 (BB 型) の降水システムで

あった。抽出した 6 事例のうち、11 月 23 日について内部構造を調べた (図 4.2)。この事例では、BB 型降水システムが約 5 時間持続して沖に停滞した。降水システム内部の下層 1.5km では東西方向の風の収束が見られ、北側の対流セルほど上昇流が支配的で、新しい対流セルであることが降水システムの鉛直断面図からも分かる (図 4.2)。高度 2km より上層では東西風成分が卓越しており、この東風によって降水システムが沖へ移流されたと考えられる (図 4.2 の右下図)。

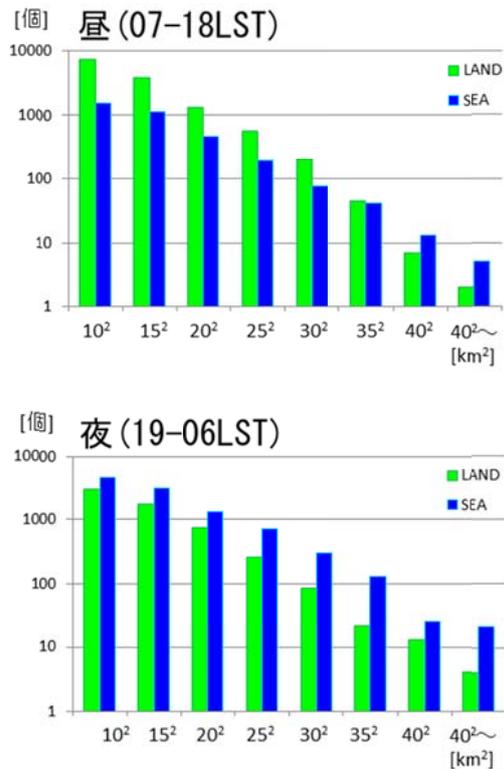


図 3.1 昼間と夜間それぞれの面積毎の降水システムの個数。

5. まとめ

HARIMAU2006 観測データを用いて、スマトラ島西岸沖で多雨になる要因について考察した。

- 1 目の要因として、降水システムの組織化などによって、陸上より海上の降水システムが大きいのではないかと考えた。これについては、降水システムの面積を統計的に調べ、夜間は陸上より海上で降水システムの面積が大きいことを示した。
- 2 目の要因として、西岸沖で夜間に長時間停滞するエコーの存在を指摘した。このエコーの実態は、沖へ移動しながら

ら岸側に新しい対流セルを形成するバックビルディング型の降水システムが発生し、数時間維持しているということ を明らかにした。今回の解析期間(約1ヶ月間)では、6事例が観測された。今後の課題として、今回調べた2点が海上の降水量に大きく寄与しているのかを明らかにする必要がある。また、バックビルディング型の降水システムの発生・維持機構についても明らかにする必要がある。

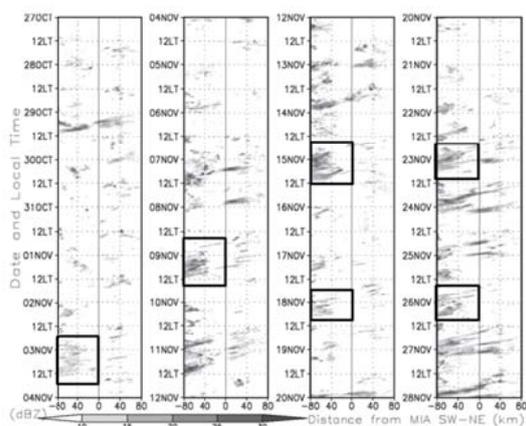


図 4.1 Mori et al. (2011)より加筆。スマトラ島西岸を直交する方向で切った反射強度のホフメラー図。黒色の四角は夜間に海上で広い範囲にエコーが長時間広がった事例を示す。

6. 参考文献

Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesia maritime continent observed by TRMM Satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea.*

Rev., **132**, 2021-2039.

Mori, S., J.-I. Hamada, N. Sakurai, H. Fudeyasu, M. Kawashima, H. Hashiguchi, F. Syamsudin, A. A. Arbain, R. Sulistyowati, J. Matsumoto, and M. D. Yamanaka, 2011: Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia, observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 61-81.

Sakurai, N., S. Mori, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, J.-I. Hamada, S. Shimizu, H. Fudeyasu, Y. Tabata, W. Harjupa, H. Hashiguchi, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, Emrizal, F. Syamsudin, 2011: Migration process and 3D wind field of precipitation systems associated with a diurnal cycle in West Sumatera: Dual Doppler radar analysis during the HARIMAU2006 Campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 341-361.

Shimizu, S., H. Uyeda, Q. Moteki, T. Maesaka, Y. Takaya, K. Akaeda, T. Kato, and M. Yoshizaki, 2008: Structure and formation mechanism on the 24 May 2000 supercell-like storm developing in a moist environment over the Kanto Plain, Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2389-2407.

Wu, P., M. Hara, J.-I. Hamada, M. D. Yamanaka, and F. Kimura, 2009: Why a large amount of rain falls over the sea in the vicinity of western Sumatera Island during nighttime. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 1345-1361.

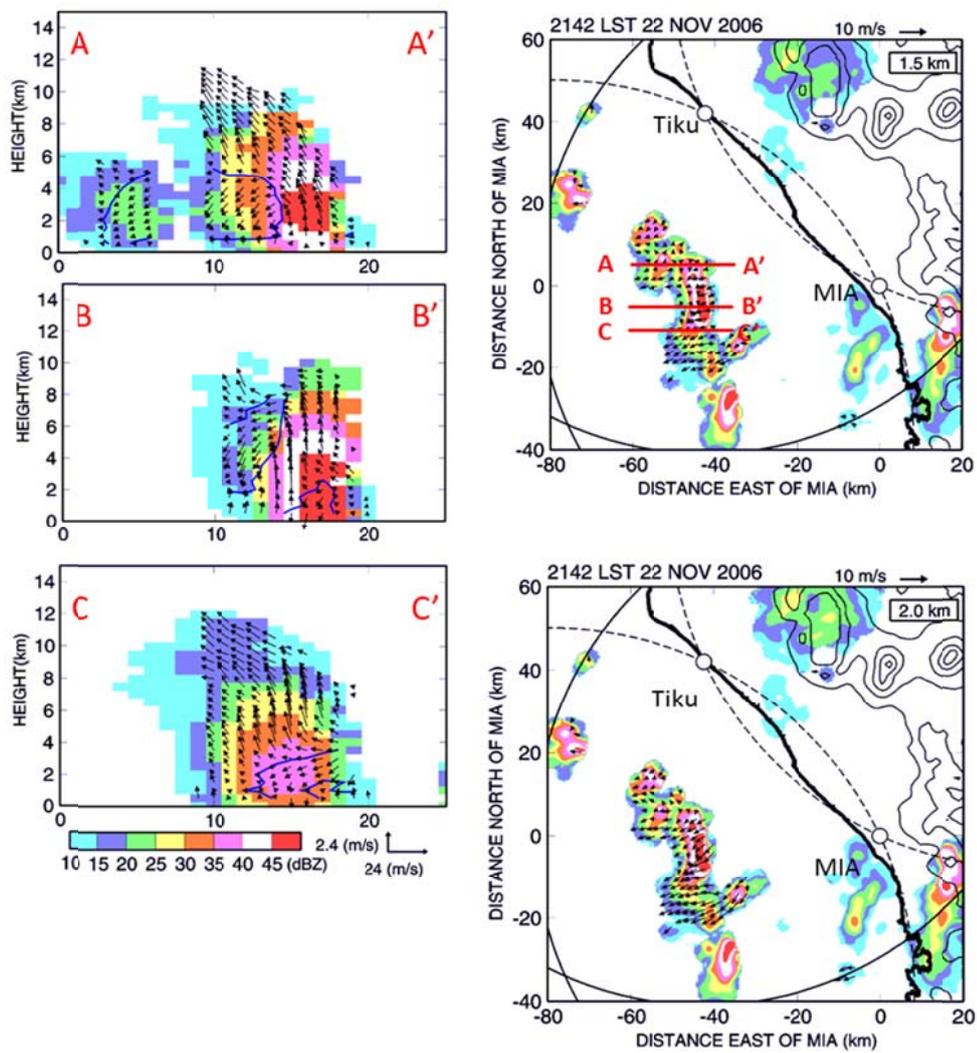


図 4.2 高度 1.5km (右上図) と 2.0km (右下図) の反射強度と水平風と AA'、BB'、CC'における反射強度と風の鉛直断面図 (左図)。

航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる 乱気流検出・予測技術の開発

橋口浩之¹・山本衛¹・東邦昭¹・川村誠治²・足立アホロ³・
梶原佑介^{4,3}・別所康太郎^{4,3}・黒須政信⁵

1: 京大生存圏研究所, 2: 情報通信研究機構, 3: 気象庁気象研究所,
4: 気象庁観測部, 5: 日本航空

1. はじめに

グローバル化の進展とともに、航空機による旅客・輸送需要が増大しており、我が国でも東京国際空港の再拡張事業や成田国際空港の滑走路延長事業等による航空交通量の大幅な増大・過密化が見込まれている。このような状況の下、航空機の安全運航を維持していくことは最重要課題となっている。

航空機の運航に重大な支障をもたらす要因として、種々の気象現象が挙げられる。中でも大気中の乱気流(ウィンドシアアを含む)は、航空機自体に防止装置が装備可能な着氷現象などとは異なり、機体の改良・改善で対処しうるものではなく、基本的には回避するしか方法がないものである。国土交通省運輸安全委員会が報告された2000～2009年の大型機での事故例を表1に示すが、この期間中に発生した事故全体の半数以上で乱気流が原因であり、負傷者数も重傷者の6割、軽傷者の3割を乱気流によるものが占めている。現状では乱気流の観測データはパイロットからの機上気象報告(Pilot Weather Report; PIREP)のみであるが、PIREPはパイロットの主観も入り、かつ常時ある地点・高度を観測できるものではない。このため、精密に乱気流の有無を常時把握できる新たな観測機器の開発が待たれている。一方、各種の乱気流予測技術は、このPIREPデータに基づいて開発されており、その予測精度にはまだ改善の余地があると言える。

そこで、2011年7月に鉄道・運輸機構「運輸分野における基礎的研究推進制度」により、「航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発」プロジェクトを開始した。本研究では、図1に示すように、地上から航空機の巡航高度までの観測が可能な次世代ウィンドプロファイラのプロトタイプを開発し、リモートセンシングによる乱気流検出技術の確立を目指している。さらにそのウィンドプロファイラの観測データを検証データとして、乱気流の予測精度を向上させ、航空機事故防止の礎となることを目的とする。

本研究により得られた成果は、将来、気象庁などで現業で気象観測に使われるウィンドプロファイラ網に組み込まれ、大気監視・乱気流観測の一翼を担うことになると期待される。さらに、乱気流の予測精度が向上することで、航空機の安全な運航に寄与することが期待される。本報告では、プロジェクトの概要について紹介する。

表1. 2000～2009年の大型機での事故件数と負傷者数

事故件数	うち乱気流によるものの件数	負傷者数		うち乱気流によるものの負傷者数	
		重傷	軽傷	重傷	軽傷
27件	15件	32人	173人	20人	57人

2. 次世代ウィンドプロファイラの開発

2.1 中型ウィンドプロファイラの開発

ウィンドプロファイラは、地上から上空に向けて電波を発射し、大気中の屈折率の乱れなどによって散乱されて戻ってくる電波を受信・処理することで、上空の風向風速等を高時間分解能で測定する気象リモートセンシング観測機器の一つである。現在、気象庁が大気の常時監視に運用している現業用ウィンドプロファイラでは、平均的な観測可能高度は約3~5km 以下に限られ、高々度の乾燥した領域ではデータが得られにくい[Ishihara et al., 2006]。このため、航路上の乱気流を直接観測するには不十分なものとなっている。

この現状を打破するため、次世代のウィンドプロファイラを開発し、高々度・乾燥域での観測を可能とする。具体的には、現業用ウィンドプロファイラと同等の性能を有する、既有的の研究所

小型ウィンドプロファイラ2台を合成・改修し、送信出力及び送信パルス幅の増大による高出力化とアンテナサイズの拡大及びパルス圧縮の多ビット化による高感度化を施した次世代の中型ウィンドプロファイラを開発する。

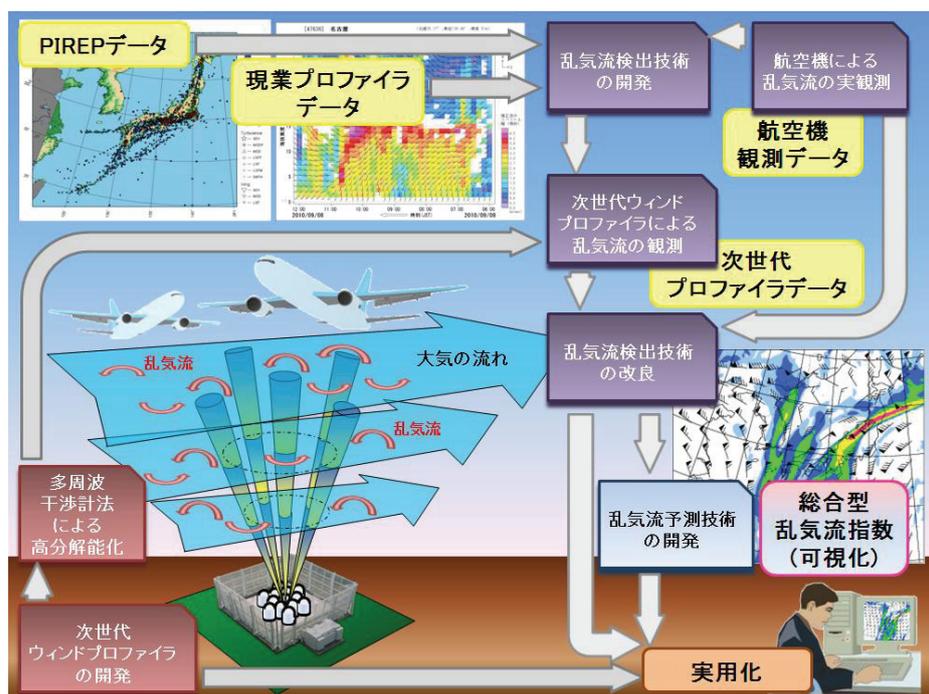


図 1. 本プロジェクトの概要

2.2 多周波干渉計法による高分解能化

上記で開発する中型ウィンドプロファイラでは、高々度まで観測するため、送信パルス幅を増大させる。単一の周波数を用いる通常のパルスレーダーでは、高度分解能はパルス幅で規定されるため、送信パルス幅の増大は高度分解能の低下につながる。これを解決するため、送信周波数をパルス毎に切り替え、多周波干渉計法(レーダーイメージング法)により、高度分解能を向上させる技術を適用する[Luce et al., 2001]。これは、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差の情報を利用することで、送信パルス幅より細かい高度分解能を得る手法である。これにより、短パルスの既存ウィンドプロファイラよりもむしろ高度分解能を向上させることが可能となる。以上により、現業用のウィンドプロファイラでは難しかった高々度・乾燥域での大気観測が優れた高度分解能で行われることになり、高度 10km 程度までの乱気流の常時監視が可能となる。

3. 乱気流検出技術の開発

3.1 現業用ウィンドプロファイラ観測データを用いた乱気流検出技術の開発

ウィンドプロファイラが大気から得る情報には、主に散乱体のドップラー速度、受信強度、ス

ペクトル幅の3つがある。ドップラー速度からは鉛直流を含む風速三成分が、受信強度からは降水の有無等が分かるが、スペクトル幅は散乱体の運動のばらつきを示す指標であり、乱気流の強さに関する情報が得られる。スペクトル幅は乱気流のほか、ウィンドプロファイラから発射する電波のビームに広がりがあること等、様々な要因により広がることが知られているが、これらを適切に補正することで、乱気流の寄与を推定することが可能である。本研究では、気象庁の現業用ウィンドプロファイラの低高度における観測データを利用し、スペクトル幅を適切に補正して、まず、低高度で乱気流を検出する手法を開発する。また、PIREP による乱気流の情報を用いて、開発された検出技術の検証を試みる。気象庁のウィンドプロファイラは全国 31 ヶ所に設置されており、10 年程度の連続観測データが存在するため、様々な状況に対応した開発・検証が可能である[梶原他, 本報告書]。

3.2 航空機による乱気流の実観測

上記で検証に用いる PIREP は、機上のパイロットからの主観に基づく気象通報であり、通報される乱気流の強度・場所・高度・時間には誤差が含まれる。一方、航空機には機体に各種のセンサーが設置されており、その位置や時刻、気圧高度、風向、風速、鉛直加速度、前後方向の加速度、左右方向の加速度、ヘディング、上昇速度、ピッチ角、ロール角、ドリフト角といったデータが記録されている。これらのデータからは、飛行中の機体の揺れの程度、すなわちその空域の乱気流の強さなどを客観的に推定することができる。そこで PIREP で乱気流があったと報告された事例について、これらの航空機観測データを収集・保存し、PIREP データの精度評価を行う。また、ウィンドプロファイラによる乱気流推定結果そのものとも比較し、その乱気流検出技術の検証を行う。

3.3 次世代ウィンドプロファイラ観測データを用いた乱気流検出技術の改良

2 節で述べた次世代ウィンドプロファイラを用いて、連続観測を実施し、この観測データを用いて、乱気流検出技術の改良や次節で述べる予測技術の改良を行う。また、GPS ラジオゾンデなどとの比較観測を実施し、ウィンドプロファイラの性能評価を行う。次世代ウィンドプロファイラの設置場所は、小金井市の情報通信研究機構を想定している。この近傍の空域では 2008 年度から横田基地に関わる分が一部開放され、羽田・成田空港を離着陸する旅客機と、巡航高度で通過する旅客機からの PIREP が高度 2-10km に満遍なく分布するようになった(図 2)。この豊富な PIREP データを検証に用いて、3.1 節で開発された低高度での乱気流検出技術を大幅に改良し、低高度から高々度まで対応した次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出を可能にする。この際、航空機による乱気流の実観測データを用いた検出技術の精度評価もあわせて実施する。検出技術の改良後、次世代ウィンドプロファイラで得られた観測データを再解析し、次世代ウィンドプロファイラによる乱気流観測データセットを作成する。このデータセットを用いて、次の予測技術の改良を行う。

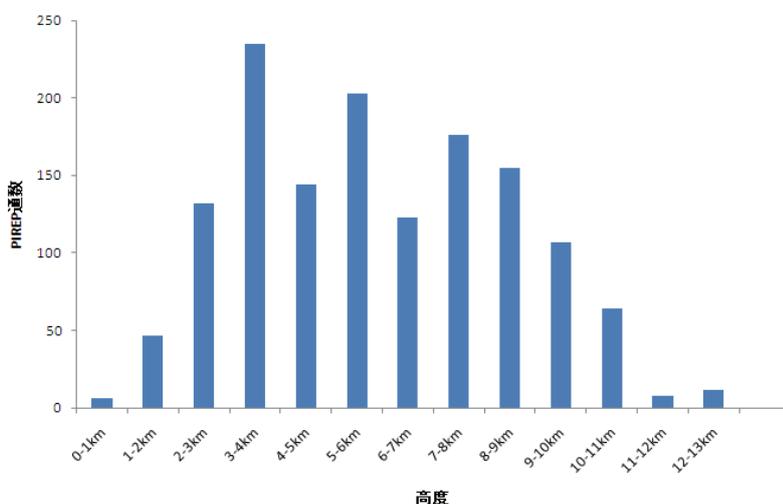


図 2. 設置予定地付近で通報された PIREP の高度分布 (2010 年)

4. 次世代ウィンドプロファイラによる乱気流観測データを用いた乱気流予測技術の開発

これまで、各国で気象数値予報モデルの結果を利用した様々な乱気流予測技術が開発されてきた。この開発の際、検証用データとして PIREP が用いられているが、PIREP には様々な誤差が含まれていることが知られている。また PIREP を検証用データとして使う上で最も注意すべきことは、PIREP は航空機が通過したある高度・時刻での乱気流の情報でしかなく、PIREP 通報がない高度・時刻では乱気流の有無が不明という点である。

本研究では、次世代ウィンドプロファイラの観測から、高々度・乾燥域においても、定常的に乱気流の有無が判別できるようになる。乱気流の発生には、KH(シア不安定)波・対流雲・山岳波・中層雲・トランスバースバンドといった様々な要因が考えられる。本研究では、まず気象庁が実際に運用しているメソスケール気象予測モデルの結果から、その要因別に予測指数を作成する。その上で、次世代ウィンドプロファイラによる観測データセットを検証データとして用いることで、それらの指数を統計的に組み合わせ、総合的な指数とする。これにより、データセット中の高々度・乾燥域での乱気流の有無を反映した、気象予測モデルを用いた乱気流予測技術が確立される。

5. まとめ

本研究の次世代ウィンドプロファイラ開発で得られた成果が気象庁の次世代大気監視システムに組み込まれることで、システムの観測範囲は高々度・乾燥域まで拡大し、高度分解能も向上するなど、乱気流に限らず通常の気象データの観測能力・精度も大幅に向上することが期待される。これにより、より詳細な風の鉛直分布データが気象庁の観測データ解析システムに組み込まれ、航空機や船舶などの安全運航・運行に必要な風の実況監視の精度向上に役立てられる。さらに、風の分布は、例えば湿度を含んだ大気の収束や発散をもたらすなど降雨の発生にも深く関わっている。このため、観測データの解析結果を数値予報システムの初期値とすることで、風をはじめとした気象予報全体の精度も向上する。この結果、航空機・船舶などの運航・運行における安全性のみならず、その定時制・経済性も向上することが見込まれる。これにより、物流における自然災害の被害軽減・防止につながり、その効率性も改善されると期待される。

謝辞

本研究は、独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構「運輸分野における基礎的研究推進制度」による支援を受けています。

参考文献

- Ishihara, M., Y. Kato, T Abo, K. Kobayashi and Y. Izumikawa, Characteristics and performance of the operational wind profiler network of the Japan Meteorological Agency, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 1085-1096, 2006.
- Luce H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal, and M. Crochet, A frequency radar interferometric imaging technique applied with high resolution methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **63**, 221-234, 2001.

1.3GHz 帯ウィンドプロファイラによる

航空路上の乱気流監視の可能性

梶原佑介（気象庁/気象研）・橋口浩之・山本衛・東邦昭（京大 RISH）・川村誠治（NICT）・足立アホロ（気象研）・別所康太郎（気象庁/気象研）・黒須政信（日本航空）

1. はじめに

2011年7月に京都大学、(独)情報通信研究機構及び気象研究所の3機関により、「航空安全運航のための次世代ウィンドプロファイラによる乱気流検出・予測技術の開発」と題した共同研究を開始した。気象研究所では、このうち乱気流検出・予測技術の開発を担当しており、本稿ではその初期成果について報告する。

そもそも、航空機が遭遇する乱気流の主な原因は、航空機と同程度のスケール（商用航空機の場合 30~80m 程度）の乱流による鉛直突風と言われている（橋本・鈴木, 2009）。また、又吉(2009)によれば、大型航空機において上下加速度変化を最大にする風の周期は、計算上 4~6 秒程度であり、航空機の巡航速度を 250m/s と仮定するとこれに相当するスケールは最大 1500m 程度となることから、航空機よりやや大きいスケールの風の乱れも乱気流の一要因となっている。一方、Pinus et al. (1967) では、様々な航空機観測による結果をまとめ、乱気流中のパワースペクトルは、Kolmogorov の 5/3 乗則に従い、乱気流が強いほど大きくなることを示した。実際に航空機を揺らすスケールはケースバイケースであると考えられるが、上記のことから少なくとも乱気流の強さと慣性小領域内の乱流の強さには相関があることが推測できる。

一方、ウィンドプロファイラ（以下、WPR という。）は、ドップラー速度を求める過程において、スペクトル幅と呼ばれる散乱体の運動のバラつきを表す量を得ることができる。1.3GHz 帯の WPR では、ブラッグ散乱及びレイリー散乱によるエコーが得られ、その散乱体はそれぞれ屈折率の揺らぎ、降水粒子であるが、どちらの場合においても背景風によって流されていることから、乱流が強い（エネルギー消散率が大きい）ほどスペクトル幅は広がることとなる。

以上のことより、乱気流の強さと WPR で得られたスペクトル幅の間には相関があることが予想されるが、スペクトル幅は乱流のほか様々な要因により広がる性質（ブロードニング）がある。以下では、気象庁の WPR 観測網（WINDAS）による観測データから、これらを適切に補正する方法について検討した結果と、補正後のスペクトル幅と乱気流を比較した結果を示す。

2. スペクトル幅の補正

スペクトル幅の補正方法については、各種提案がされているが（例えば、Hocking(1985), Nastrom(1997)など）、ブラッグ散乱の場合、WPR から発射する電波のビームに広がりがあることが主な要因となっている（ビームブロードニング；深尾・浜津, 2009）。風速の視線方向成分の鉛直シアーに伴うブロードニングも必ずしも無視できるわけではないが、WINDAS の性能では高高度のデータがまばらにしか得られずシアーの強さを測れない場合も多いため、今回はビームブロードニングのみ Hocking(1985)に従い補正することとした。補正式は次式による。

$$\sigma'_{obs} = \sqrt{\sigma_{obs}^2 - \left(\frac{1}{\sqrt{2}} \theta_{1/2} V_h \right)^2} \quad (1)$$

σ_{obs} : 観測されたスペクトル幅（両側半値幅）
 $\theta_{1/2}$: 片道のビーム幅(rad), V_h : 水平風速(m/s)
ただし、根号の中が負になった場合は $\sigma_{cor}=0$ m/s とした。

当初、WINDAS におけるビーム幅を設計値の 4.0° と仮定してスペクトル幅の補正を行ったが、上空の強風域で補正後の値がほとんど 0m/s になってしまうなど、補正が過剰という印象があった。その原因としてビーム幅が設計値どおりではない可能性が挙げられる。大気レーダーにおいてビーム幅を直接測る方法として、月面反射を利用する方法（Fukao et al., 1985）などが知られているが、WINDAS では送信出力が小さく適用は難しい。そこで、長期間の観測データから統計的な手法によ

りビーム幅を推定する方法を考案した。手順を以下に示す。

- ①ある地点における 1 年間の全高度の観測データを用い、風速毎のスペクトル幅の出現頻度をプロットする。
- ②長期間の観測データを集めれば、出現しやすいスペクトル幅の値はビームブロードニングに最も影響されると考えられる。よって、以下に掲げた式(2)を①でプロットした出現頻度図にフィッティングさせることにより、ビーム幅 $\theta_{1/2}$ と乱流による寄与 σ_{turb} (を高度平均した値) が推定できる。ただし、風速が小さいところでは、乱流の影響が相対的に大きくなり、また風速が大きいところでは観測データの出現頻度が落ちるため、風速 30~50m/s 程度の領域で評価をする。

$$\sigma_{obs} \cong \sqrt{\sigma_{turb}^2 + \left(\frac{1}{\sqrt{2}}\theta_{1/2}V_h\right)^2} \quad (2)$$

実際の適用例を図 1 に示した。図 1 から分かるとおり、風速が大きくなればなるほど出現しやすいスペクトル幅は大きくなり、式(2)できれいにフィッティングできることが分かる。この例では、ビーム幅はおよそ 3.1° 、高度平均した乱流の寄与分は 0.6m/s となり、設計値の 4.0° より小さい値となった。全ての観測局においても同様に調査した結果を表 1 にまとめる。レドーム観測局ではおよそ 3.1° 、屋外に設置された観測局ではおよそ 3.2° といずれも設計値より小さな値が得られたため、製造業者にビーム幅の再検証を求めたところ、設計上も 3.1° であったことが判明した。また、名瀬、大分、水戸では他の観測局より値が大きい傾向が見られた。これは、ビーム制御が若干狂っている可能性があるとの見解を業者より受けているが、現在調査中である。レドームと屋外タイプで微妙に値が異なる理由については、クラッタフェンスの形状や RF ケーブルの温度特性が影響している可能性が挙げられるが、詳細は不明である。なお、 σ_{turb} は大多数の観測局で 0.6m/s (一部観測局で 0.4~0.5m/s) 程度となった。以降のビームブロードニングの補正には、表 1 にまとめたビーム幅の値を使用する。

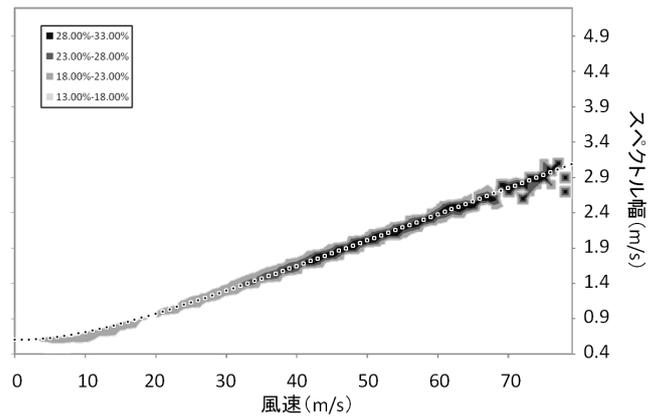


図 1 2006 年の帯広観測局における風速毎のスペクトル幅出現頻度図
濃色は出現頻度の大きい領域を、点線はこれにフィッティングした結果を表す。

表 1 各観測局における推定したビーム幅の値

観測局	推定ビーム幅
レドーム観測局 (留萌、帯広、室蘭、宮古、酒田、福井、高田、河口湖、鳥取)	~ 3.1°
屋外観測局	~ 3.2°
名瀬	3.5°
大分	3.6°
水戸	4.0°

3. 非降雨時のスペクトル幅と乱気流の対応

2008~2010 年において、WINDAS の観測局近傍で通報された PIREP (PIlot REPort; 電文形式のパイロットからの乱気流報告) の乱気流強度と、ビームブロードニングを補正したスペクトル幅 (以下、補正スペクトル幅という。) を比較した。ただし、 -2.0m/s 以下の鉛直速度が得られた場合、降雨の影響を受けていると判断し、比較対象から除いた。なお、スペクトル幅データは東西南北方向のビームの 10 分平均値を使用し、PIREP の誤差を考慮し、通報された時刻・高度の前後 10 分、隣接高度を含む計 9 個のデータの最大値をとった。

図 2 に WPR から 15km 以内で起こった乱気流の場合に比較した結果を示す。この図から、強い乱気流ほど補正スペクトル幅が大きい方へ分布がシフトしており、中間値も大きい様子が分かる。また、並以上の乱気流では 3 割程度は観測データが得られておらず、乱気流が弱いほど観測データが無い割合が多くなる様子が見られた (図 3)。なお、図 2 においては、並以上の乱気流

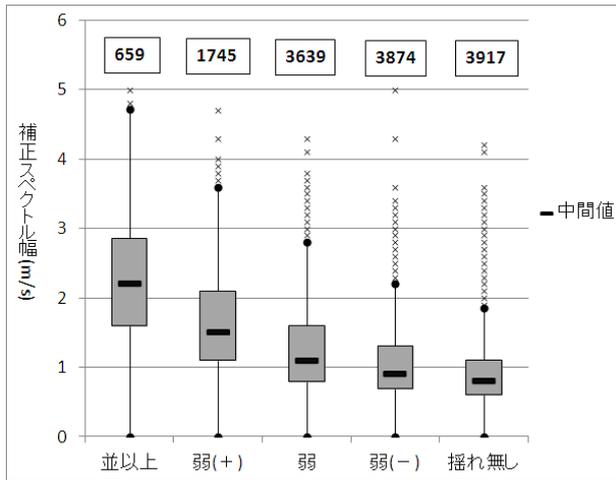


図2 乱気流強度毎の補正スペクトル幅の分布 (箱ひげ図)

データを小さい順に並べた際に、25~75%にあたる範囲を箱で、箱の長さの1.5倍以内にある値を箱から伸びるひげで、外れ値は×で表した。なお、図中の数字は事例数を表す。

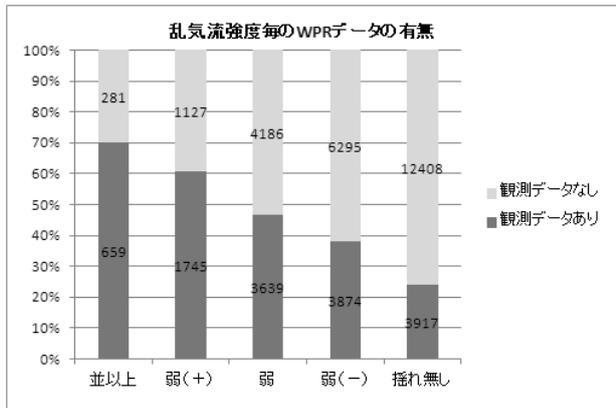


図3 乱気流強度毎の観測データの有無の割合

図中の数字は事例数を表す。

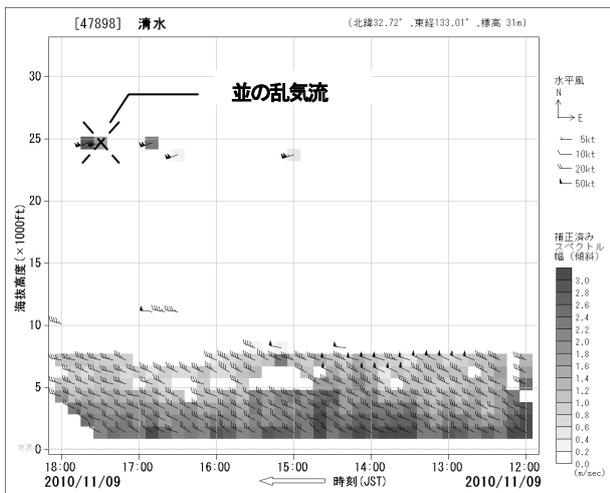


図4 補正スペクトル幅の時間高度断面図 (清水観測局, 2010/11/09)。

があってもスペクトル幅の値が小さい事例や揺れがなくてもスペクトル幅が大きい事例もいくつか見られる。これは、乱気流が局地的に発生していたためや、PIREPで通報された位置や時刻に誤差があったためと考えられる。

図4には清水観測局の上空で晴天乱気流と思われるPIREPが通報された頃の補正スペクトル幅を示した。通報された時刻・高度(17:39; 25,000~26,000ft)で大きめの値が得られている。また、並以上の乱気流が多発しているにもかかわらず、観測ができない事例もあった(図略)。ラジオゾンデによる観測データ等によると(図略)、乱気流が起きている層では鉛直シアーは大きいものの、25,000ft以上の高高度にあり、かつ湿度が低かった。このように低湿度かつ高高度の場合、乱流が強くて受信強度が弱く、WINDASでは観測ができないことがあることが分かった。

4. 降雨時の補正方法の検討

1.3GHz帯ウィンドプロファイラの場合、降水がある層では大気からの微弱なエコーは降水粒子からの強力なエコーにほぼかき消されているが、降水粒子は乱流により揺らいでいるため、降水エコーのスペクトル幅からも乱流による寄与を取り出すことができる。ただし、特に雨からのエコーの場合、粒径分布による落下速度の違いによりスペクトル幅が大きくなるため、この補正が不可欠である。降水の影響がある場合のスペクトル幅は式(3)で与えられる。根号内の第1項は乱流の寄与、第2項は降水の寄与である。

$$\sigma'_{obs} = \sqrt{\sigma_{turb}^2 + (\sigma_{rain} \cos \theta)^2} \quad (3)$$

σ'_{obs} : ビームブロードニングを補正したスペクトル幅の観測値

θ : 天頂角 (9.8°)

粒径分布は高度や緯度、降水のタイプなど様々な要因によって変わり、地上では2DVD(2-D Video Disdrometer)により観測する方法があるが、上空ではリモートセンシングによる手法が一般的で、降水エコーしか得られない気象レーダーにおいても、偏波パラメータから粒径分布を求める手法(Brandes et al., 2003)などが提案されている。しかし、WINDASの場合、偏波機能は無く、受信強度についても降雨時には下層で受信機が飽和してしまい信頼性に欠けるため、

補正に利用できるデータは雨の落下速度のデータのみである。落下速度から降雨によるブロードニングの量 σ_{rain} を算出する式は、粒径分布として修正ガンマ分布 (Ulbrich, 1983) を仮定すると、式(4)のとおり与えられる (深尾・浜津(2009)の(6.15)式から。ただし、速度幅からスペクトル幅へ変換するため、 $2\sqrt{2\ln 2}$ (=2.35) を掛けている)。

$$\sigma_{rain} = 24.25 \sqrt{\left(\frac{\Lambda}{\Lambda + 1200}\right)^{\mu+7} - \left(\frac{\Lambda}{\Lambda + 600}\right)^{2\mu+14}} \quad (4)$$

μ : shape parameter Λ : slope parameter

ここで、 Λ は雨の落下速度 w から式(5)により求めることができる (深尾・浜津(2009)の(6.13)式から)。ただし、落下速度は標準大気における地上との密度比で補正し、大気鉛直速度は 0m/s と仮定する (この仮定は層状性降水では概ね成り立つと考えられる; Houze, 1989)。

$$w = -9.65 + 10.3 \left(\frac{\Lambda}{\Lambda + 600}\right)^{\mu+7} \quad (5)$$

しかし、 μ は未知の量であり、何らかの仮定なくして上記による補正は不可能である。実際に μ をこれまでの研究観測から得られている現実的な値 (0~8) を仮定して降水によるブロードニングの量を式(4)・(5)から見積もり、式(3)からスペクトル幅の観測値とうち

乱流による寄与分との関係を落下速度別に図示した (図 5)。この図から、落下速度が小さい時 (例えば $w=-2.0$ m/s) には μ の違いによる差は小さいものの、落下速度が大きくなるとその差が大きくなるのが分かる。本稿ではまず μ を 8 に固定し、補正を行うこととした。ただし、式(3)に一部線形近似を加え、式(6)の形で補正を行った。これは、スペクトル幅が小さい時に、補正量が大きすぎる傾向が見られたことへの便宜的な措置である。m,b は図 5 における $\sigma_{turb}=2.5$ m/s での接線の傾きと切片である (式略)。

$$\sigma_{turb} = \frac{\sigma'_{obs} - b}{m} \quad (6)$$

上式から、降雨中で報じられた並以上の乱気流事例 79 件に対して補正を行なったところ、表 2 のとおり非降雨時の値に比べて大きな値となった。このことより、補正量が不十分であることが考えられる。そこで、線形近似の傾き m に補正係数 (1.34) を掛けることにより、この差を合わせることとした。その補正による結果を図 6 に示す。13,000ft 以下のスペクトル幅の大きい (濃色に塗られた) 部分が補正により小さくなったが、10,000~13,000ft では一部大きいまま残っている。このとき WPR 周辺で報じられた PIREP データから、実際にスペクトル幅が大きい部分で軽度~並程度の乱

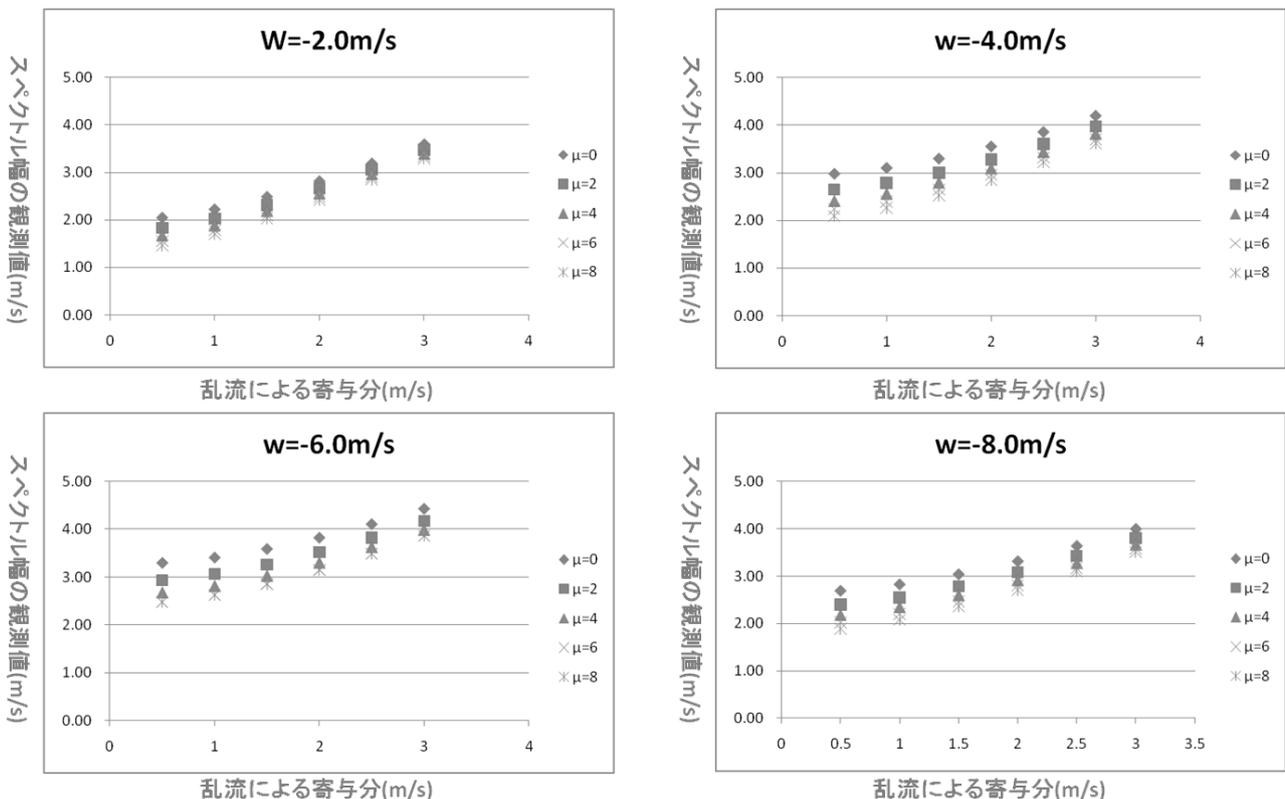


図 5 落下速度別の、スペクトル幅の観測値とうち乱流による寄与分との関係

気流が報じられているため、ある程度妥当な補正結果が得られたと考えられる。ただ、補正係数を掛ける必要性が明らかでなく、PIREP データは誤差を大きく含む場合があり比較データとして必ずしも適切でないといった問題もあり、より妥当な仮定と正確な評価の方法を検討する必要がある。評価については、レイリー散乱とブラッグ散乱によるエコーの両方を受信できる400MHz帯WPRによる観測データの利用やフライトデータを使用した比較が考えられる。特に前者の方法では図5の関係が実際に成り立っているか観測データにより評価できるため、有効である可能性が高い。

表2 WPRから10km以内で並以上の乱気流が通報された際のスペクトル幅の平均値

(平均値の算出に使用した事例数は、降雨時79件、非降雨時287件)

降雨補正前	降雨補正後	非降雨時
3.65m/s	3.10m/s	2.32m/s

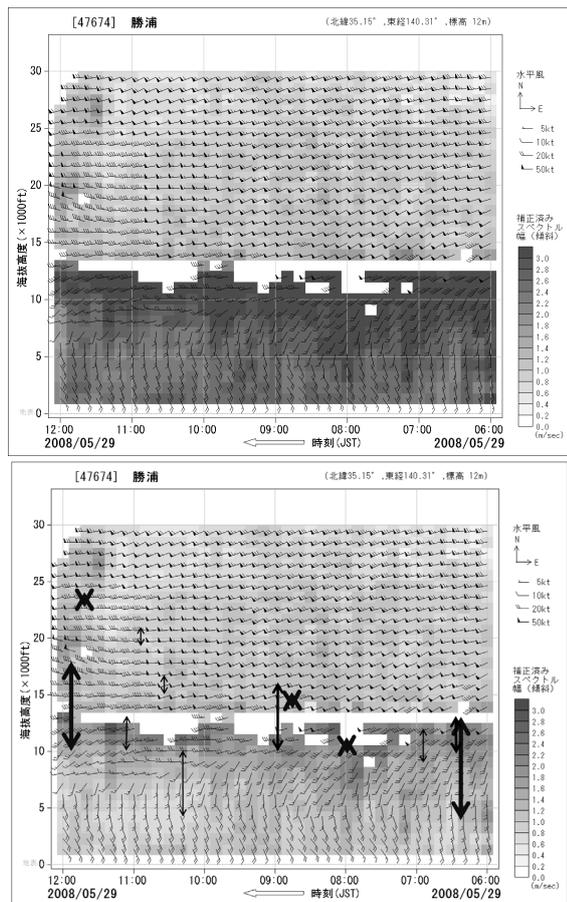


図6 降雨補正前(上)と降雨補正後(下)のスペクトル幅の時間高度断面図(層状性降水の例)

下図にはWPRから±0.5度以内で通報されたPIREPによる乱気流の強さ及び高度を矢印で表わす。矢印が太いほど強い乱気流である。

5. まとめと今後の展望

WPRにより得られたスペクトル幅とPIREPで通報された乱気流の強度を比較するため、まずビームブロードニングの補正に必要なビーム幅を検証した。WINDASにより得られた観測データに統計的な手法を適用して3.1°~3.2°のビーム幅の値が得られ、この数値を用いて非降雨時の乱気流事例における比較を実施したところ、スペクトル幅の大きさと乱気流の強さとの間に良い対応を見ることができた。ただし、低湿度かつ高高度で観測データが得られにくい場合もあり、共同研究における次世代WPRの開発により克服されることが期待される。

また、降雨時についても、粒径分布を仮定することによりスペクトル幅の補正を試み、ある程度妥当な初期結果を得ることができた。ただし、仮定が妥当であるかどうかの検証や比較が不十分であり、今後、さらなる検討を進めていきたいと考えている。また、航空気象分野で乱気流の強度を示す指標としても用いられ始めてきているEddy (Energy) Dissipation Rateへの変換も検討していきたい。

謝辞

本研究は、(独)鉄道建設・運輸施設整備支援機構の「運輸分野における基礎的研究推進制度」による支援を受けています。

参考文献

- 橋本梅治・鈴木義男, 2009: 新しい航空気象(改訂13版), クライム気象図書出版, 772pp.
- 深尾昌一郎・浜津享助, 2009: 気象と大気のレーダリモートセンシング(改訂第2版), 京都大学学術出版会, 502pp.
- 又吉直樹, 2009: 飛行機の揺れについて, 第4回航空気象シンポジウム参考資料, 41-62.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator, *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660
- Fukao, S., T. Sato, and S. Kato, 1985: Monitoring of the MU radar antenna pattern by satellite

- OHZORA (EXOS-C), *J. Geomag. Geoelectr.*, **37**, 431-441.
- Hocking, W. K., 1985: Measurement of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar techniques: a review, *Radio Sci.*, **20**, 1403-1422.
- Houze, 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 425-461.
- Nastrom, G. D., 1997: Doppler radar spectral width broadening due to beamwidth and wind shear, *Ann. Geophys.*, **15**, 786-796.
- Pinus, N. Z., Reiter, E. R., Shur, G. N. & Vinnichenko, N. K., 1967: Power spectra of turbulence in the free atmosphere, *Tellus*, **19**, 206-213.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrops size distribution, *J. Climate Appl., Meteor.*, **22**, 1764-1775.

衛星通信回線の降雨減衰統計の長期変動特性と赤道域気候変動について

前川泰之・柴垣佳明(大阪電気通信大学)

佐藤亨(京都大学大学院情報学研究科)

山本衛・橋口浩之(京都大学生存圏研究所)

深尾昌一郎(福井工業大学)

1. はじめに

近年衛星通信回線では、10GHz以上の周波数の電波が盛んに用いられる傾向にあるが、この様なより周波数の高い電波は降雨による影響を受けやすいという問題点が存在する⁽¹⁾。このため東南アジア等の多雨地域においては、その回線品質を詳しく調査して信頼性の高い運用方法を確立することが急務である。本研究では、京都大学生存圏研究所(RISH、京都府宇治市)と赤道大気レーダー(EAR、インドネシア西スマトラ州)で2002年9月から2006年9月までの4年間にわたって取得したスーパーバードC号機(軌道位置144°E)のKu帯上下回線(14/12GHz)における降雨減衰測定値⁽²⁾を用い、それらの降雨減衰統計の年変化と降雨時の年平均地上気温との関連について温帯と赤道域に共通して見られる特徴に着目してさらに解析を行った。そして、大阪電気通信大学(OECU、大阪府寝屋川市)で過去20年以上にわたって行われたKa帯通信衛星電波(CS、19.45GHz)とKu帯放送衛星電波(BS、11.84GHz)の降雨減衰長期観測で明らかにされた年変動特性^{(4),(5)}を参照し、エルニーニョやラニーニャ等の赤道域気候変動が温帯での降雨減衰統計にも影響を及ぼしている可能性について報告する。

2. 降雨減衰統計の年変動と地上気温との関係

図1は、EARとRISHで2003年から2006年の各年に測定された降雨強度と降雨減衰の等確率値⁽³⁾を用いて、降雨強度20mm/h以上の場合について求めた(a)雨域等価通路長の年変化と、降雨時の(b)地上気温の年平均値を比較したものである。各年の雨域等価通路長は両局とも上下回線の平均値である。RISHの地上気温については大阪電気通信大学(OECU、南西約20km)で測定された値を用いてある。ここで地上気温を求める期間はEARでは1年の全期間であるが、RISH(OECU)では降雨減衰が集中して観測される5月から10月に限定してある。また各降雨強度に対する14/12GHz帯での単位距離当たりの減衰量(減衰係数: $\alpha = aR^b$ [dB/km])は最近のITU-R勧告による値を用いてある⁽⁶⁾。一方、図2はこのようにして4年間にわたって求めた(a)RISHと(b)EARにおける雨域等価通路長と地上気温の関係をさらに相関図で示したものである。

図1と図2からRISHとEARいずれも雨域等価通路長と地上気温の年平均値の間にはそれぞれ相関関係があり、期間は4年間程度ではあるがそれらの相関係数は0.8前後に上がることが分る。しかし前回も述べた通り、地上気温が上昇する割合(たとえば20~25°Cでは1.25倍)以上に雨域等価通路長が増大する傾向にあることがあり、各年とも気温の上昇と伴って0°C高度による降雨高度のみならず、降水雲自体の水平・垂直スケール等も増大する傾向にあることが示唆される⁽⁴⁾。また、年変動の期間に関しては、2003以前は“エルニーニョ”期間、2006以降は“ラニーニャ”期間に対応し、それぞれ地上気温と雨域等価通路長がRISHとEARいずれにおいても減少と増

加の傾向を概して示すことは注目される。

今回このことをさらに長期にわたって確認するために、図3に大阪電気通信大学(OECU)において1986年から2006年の間の各年において、同様に20mm/h以上の降雨強度に対して得られた平均雨域等価通路長の年変動を、(a)Ka帯減衰量と(b)Ku帯減衰量について示す。また図3(c)に各年の5月から10月の降雨減衰が集中して発生する期間に得られた降雨時の地上気温の平均値を示す。さらに図4にはこれらの各周波数帯の雨域等価通路長と地上気温との間の相関図を示す。ここで(a)がKa帯、(b)がKu帯の場合である。図4より、20年間以上の長期にわたる各年の雨域等価通路長と降雨時地上気温の間においても明らかに正の相関があり、その相関係数は0.6程度となることから、両者の間に関係性があることが示される。

地上気温が上昇すると降雨高度がそれにほぼ比例して上昇することはレーダーによるブライトバンド高度の測定等によってよく知られているが、ここでも年間の雨域等価通路長の平均値が地上気温に伴う降雨高度のみで決まり地上気温にほぼ比例するならば、図4においての地上気温が20℃から25℃まで上昇したときに雨域等価通路長はちょうど $5/4=1.25$ 倍に増加するはずである。ところが図6(a)と(b)の回帰直線からKa帯とKu帯の減衰量いずれの場合も雨域等価通路長はこの間約1.5倍前後の増加傾向を示すことが分り、降雨高度の上昇効果だけではこれの半分程度しか説明できない。従ってここではむしろ、地上気温が高くなる夏季に多く発生する夕立による雷雨や台風の襲来等の、より水平・垂直スケールの大きい降雨タイプの影響がやはり考えられる。

3. 降雨タイプと雨域等価通路長の関係

図5はOECUでの(a)Ka帯減衰量と(b)Ku帯減衰量について、各降雨強度に対する雨域等価通路長をそれぞれ夕立や台風による降雨事象(○印)とそれ以外の温暖、寒冷、および停滞前線による降雨事象(△印)に分けて示したものである。ここで夕立による降雨については、主として夏季において天気図では低気圧や前線が大阪府を含む近畿地方に存在しないときに1時間程度の短時間の間に発生した大量の降水と減衰を伴う降雨事象を対象としている。また台風については、台風が近畿地方に襲来したときの他に、まだ南海上にあるときに近畿地方の停滞前線等に接近してこれらを刺激することにより同様の降雨減衰を発生させたときも、台風の影響に該当する降雨事象としてそれらに含めている。図5より、時間率が0.01%以上の60mm/h程度までの降雨強度については、Ka帯とKu帯いずれも夕立や台風による降雨に対しては5km以上の雨域等価通路長を示すのに対し、それ以外の場合の雨域等価通路長は4km程度に留まることが分かる。ただし、20mm/h以下の降雨強度については前述のよう大気や雲あるいはアンテナ面等による減衰の効果で、雨域等価通路長が見かけ上さらに長くなる傾向があるので、この範囲の値は除去してある。またKu帯のBSの方の仰角が幾分低いいため、その分雨域等価通路長が少し長くなる傾向がある。

以上のように、Ka帯とKu帯の両周波数とも夕立と台風以外の温暖、寒冷、および停滞前線による降雨事象について過去約20年間の平均雨域等価通路長を降雨強度20mm/h以上で計算すると約4kmに過ぎないのに対し、これを逆に夕立と台風のみ降雨に対して同様に計算すると約5km程度まで増大することから、各年の雨域等価通路長の変動をこれらの降雨タイプの発生する割合で説明できる可能性がある。そこで図6に、これらのいわば夏季特有の熱帯性降雨によって各年に発生した降雨減衰の時間的割合をKa帯で10dBの減衰量をしきい値としてカウントした

場合に、この時間的割合と各周波数帯の雨域等価通路長との間の相関図を示す。(a)が Ka 帯、(b)が Ku 帯の場合である。図 6 より、各年の夏季に夕立や台風により減衰が発生する時間的な割合と年平均雨域等価通路長の間にはやはり高い相関があり、これらの熱帯性降雨の特性がさらに雨域等価通路長を増大させる原因であるといえる。この様に夕立や台風による降雨により雨域等価通路長が Ka 帯と Ku 帯ともちょうど約 4 km から 5 km 程度まで増大する特徴が示され

4. エルニーニョ監視域区域の海面水温との関係

第 2 章では雨域等価通路長と降雨時地上気温の 2003～2006 年での年変動は赤道域 (EAR) および温帯 (RISH、OECU) の両方において相関が示され、その前後のエルニーニョやラニーニャ期間との関係がともに示唆された。また第 3 章では OECU (大阪府寝屋川市) での 20 年以上にわたる雨域等価通路長と降雨時地上気温においてこの相関性はその長期統計によって実証され、雨域等価通路長の増大は夏季に夕立や台風によって発生する降雨減衰の年間時間率の増大に起因することが示された。これらの対流性および熱帯性の降雨は熱帯アジア地方をはじめ日本においても一般にエルニーニョよりもラニーニャ期間に増大するとされており⁽⁷⁾、例えば先ほどあげた 2006 年 (2005 年秋～06 春) の他、1988 年春～89 春、95 年夏～95/96 年冬、および 98 年夏～2000 年春の様な気象庁発表⁽⁷⁾によるラニーニャ期間には図 5 の Ka 帯、Ku 帯雨域等価通路長および降雨時地上気温の年平均値は確かに増大する傾向にある。ところが 1986 年秋～87/88 年冬、91 年春～92 年夏、97 年春～98 年春、および 2002 年夏～02/03 年冬のような同エルニーニョ期間にはこれらは主として減少の傾向にあり、エルニーニョやラニーニャ期間の移り変わりによる赤道域気候変動がこれらの雨域等価通路長等の降雨減衰統計にも影響を与えている可能性がある。

このことを確かめるために、実際に米国 NOAA により公表されているエルニーニョ監視区域 Nino3.4 region (5° N-5° S、120-170° W)の海面水温⁽⁸⁾が入手できたので、図 7 と図 8 において、それぞれ Ka 帯および Ku 帯の場合について、図 5 と同様に各年の(a)夕立や台風による降雨と(b)それ以外の温暖、寒冷、および停滞前線による降雨の減衰発生時間と同海面水温の偏差の年平均値との相関を調べた結果を示す。図 7 の Ka 帯は 10dB、図 8 の Ku 帯は 4dB 以上の降雨減衰がそれぞれ発生した年間時間数(分)で縦軸を表してある。図 7 と図 8 より Ka 帯と Ku 帯いずれも(a)の夕立や台風で発生する降雨減衰の年間発生時間数の場合はエルニーニョ監視区域の海面水温と 0.6 前後の相関が認められ、しかも温度偏差が下降するラニーニャ期間ほど顕著に増大するので、前章で述べたようにラニーニャ期間に雨域等価通路長が増大する傾向をよく説明出来ることが分る。

5. おわりに

2003 年から 2006 年の 4 年間に京都大学生存圏研究所 (RISH) と赤道大気レーダー (EAR) で測定された Ku 帯(14/12GHz)衛星回線の降雨減衰統計の年変動について調査を行ったところ、温帯と赤道域いずれも雨域等価通路長(同じ降雨雨強度対する減衰統計の変化)に著しい年変動が存在し、降雨時(20mm/h 以上)の地上気温の年平均値との間に有意な相関関係が認められた。ただし、この年変動は地上気温による 0°C 高度の変化に伴う降雨高度以上の大きさを示し、“エルニーニョ”や“ラニーニャ”等の気候変動による降水雲の活動等とも関連している可能性が示され

た。このことはさらに過去 20 年以上の長期間にわたって大阪電気通信大学 (OECU) で Ka 帯と Ku 帯の 2 周波を用いて行われた降雨減衰観測において、各年の夕立や台風による減衰発生時間とエルニーニョ監視区域の海面水温との相関関係を、両者の年平均値から直接求めることによつて確かめることが出来た。

謝 辞 EAR の雨量データをご提供頂いた島根大学の研究グループに感謝致します。

参考文献

- (1) 飯田尚志、“ウェーブサミット講座:衛星通信”、オーム社、1997.
- (2) Y. Maekawa, T. Fujiwara, Y. Shibagaki, T. Sato, M. Yamamoto, H. Hasiguchi, S. Fukao, “Effects of tropical rainfall to the Ku-band satellite communications links at the Equatorial Atmosphere Radar Observatory,” J. Meteor. Soc. Japan, vol. 84A, pp.211-225, 2006.
- (3) 前川泰之、柴垣佳明、佐藤亨、山本衛、橋口浩之、深尾昌一郎、“赤道域および温帯対流圏における Ku 帯衛星通信電波の降雨減衰特性”、第 23 回大気圏シンポジウム、1-3、2009.
- (4) 前川泰之、“Ka 帯および Ku 帯衛星回線の降雨減衰特性の長期統計結果について、” 信学技報、A・P2008-75, 2008.
- (5) Y. Maekawa, “Rain attenuation statistics and yearly variability of Ka and Ku band satellite signals obtained for twenty years in Japan”, 2010 International symposium on Antennas and Propagation (ISAP 2010), Macau, China, Nov. 23-26, 2010.
- (6) “Propagation data and prediction methods required for the design of earth-space telecommunication systems,” Geneva, ITU-R Recommendation P618-8, 2005.
- (7) http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html
- (8) http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

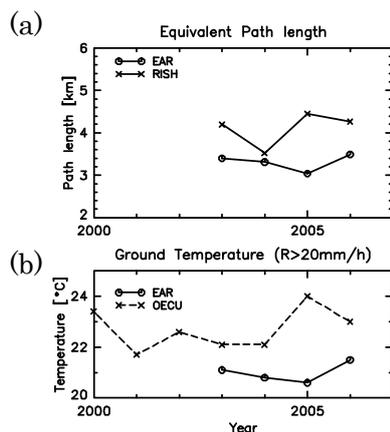


図 1. (a)雨域等価通路長と(b)地上気温の年変化。

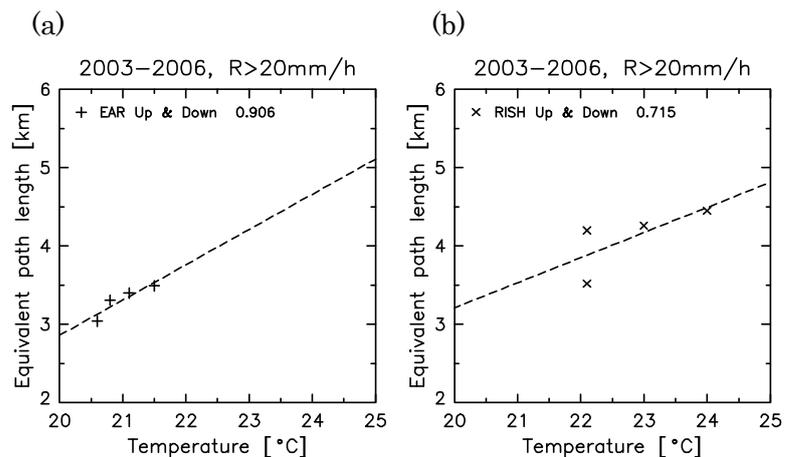


図 2. (a)RISH と(b)EAR における同相関図。

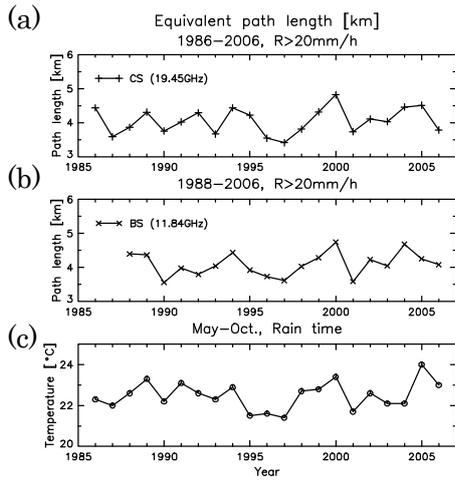


図3. (a)Ka帯と(b)Ku帯雨域等価通路長と(c)地上気温の年変化。

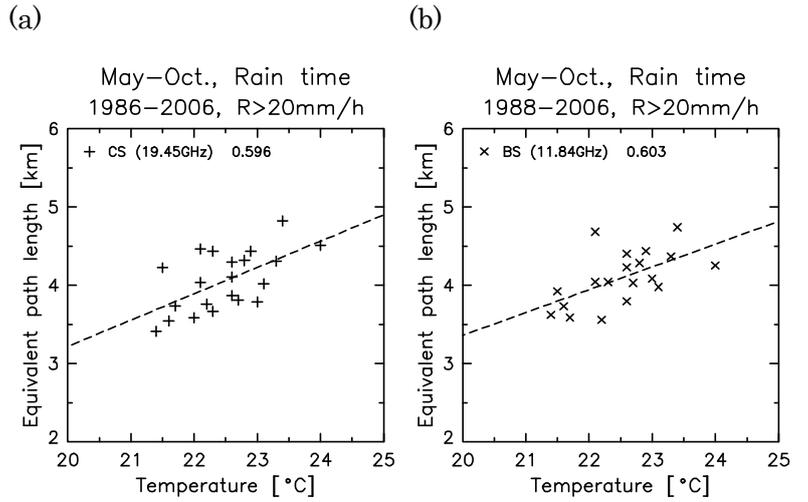


図4. OECUでの(a)Ka帯と(b)Ku帯における同相関図。

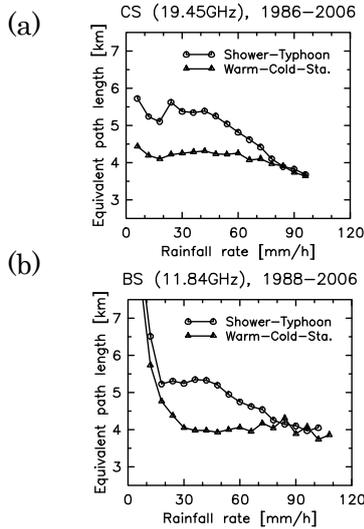


図5. (a)Ka帯と(b)Ku帯の降雨タイプ別での雨域等価通路長分布。

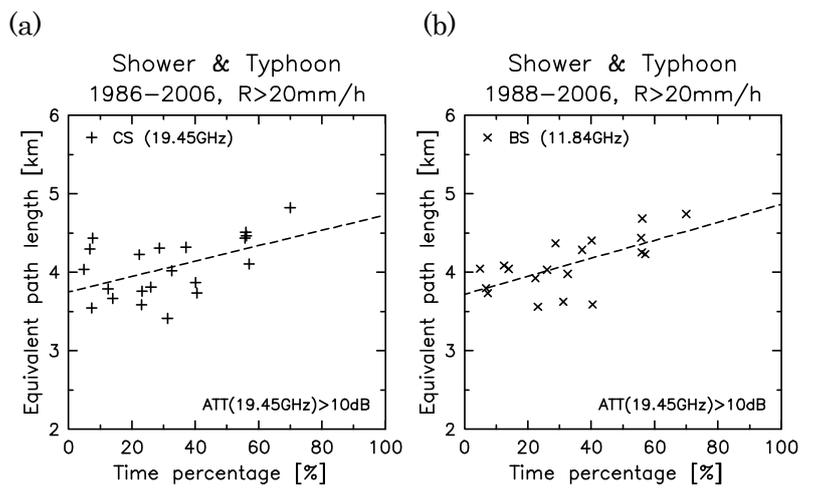


図6. (a)Ka帯と(b)Ku帯での夕立・台風の割合と雨域等価通路長の関係。

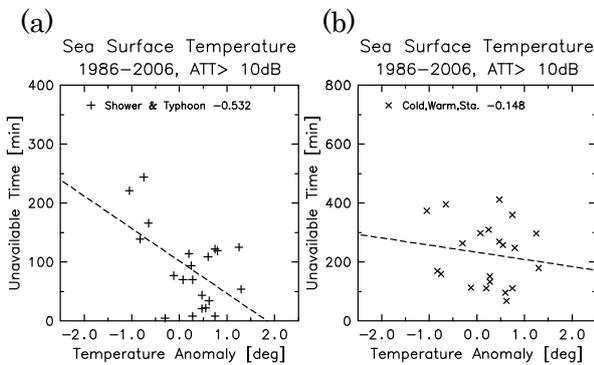


図7. (a)夕立・台風と(b)その他のKa帯降雨減衰年間発生時間とエルニーニョ監視区域海面。

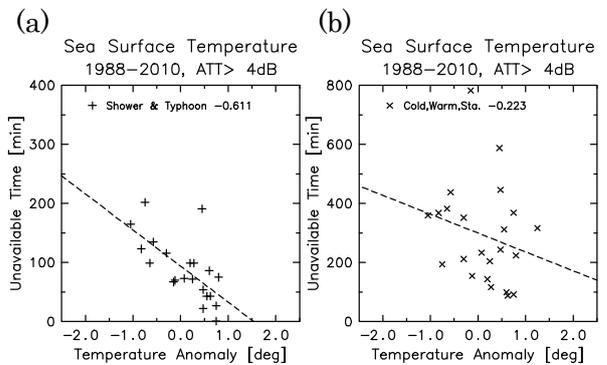


図8. 同Ku帯。

Statistical Analysis of Precipitation Propagation over Indonesia Based on Infrared Brightness Temperatures Observation

Marzuki^{1,3}, Hiroyuki Hashiguchi¹, Masayuki K. Yamamoto¹, Manabu D. Yamanaka², Shuichi Mori²

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

²Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japan

³Department of Physics, Andalas University, Indonesia

1 Introduction

Indonesian maritime continent (IMC) is one of the most active convection region in the world and it plays important role for the earth's climate system globally [1]. Convective system over this region shows several natural variabilities with various time scales such as diurnal, intraseasonal and seasonal variations [2],[3]. Such variations indicate and involve the precipitation propagation. However, detailed analysis about the precipitation propagation over the IMC such as zonal distance (span), duration and the propagation speed has not yet been conducted. This study provides a preliminary result of this issue. The result can serve as a combined statistical-dynamical methods to improve the weather forecast, once the mechanism for propagation and regeneration of precipitation are understood and adequately represented in forecast models.

spatial resolution of $0.05^\circ \times 0.05^\circ$. The IR T_b is usually less correlated with rainfall amount (or rainfall rate) with respect to radar reflectivity and does not always indicate active deep convection. Thus, we need to threshold T_b to screen out ground temperature and discriminate deep convective cloud, so that T_b can serve as a proxy for rainfall. In this study, we employed the threshold method proposed by [4] in which they averaged $T_b < 0^\circ\text{C}$ and all T_b s exceed 0°C were replaced by 0°C before the averages were made. To estimate the zonal distance (span), duration, and propagation speed of the cloud episode, a 2D-autocorrelation function was applied to the Hovmöller diagram of IR T_b as proposed by [5]. Harmonic decomposition of frequency diagram of cloud occurrence was also employed to quantify the diurnal and semidiurnal component of the convective cycle.

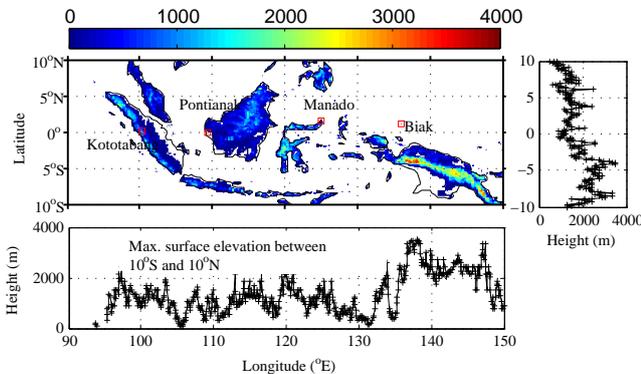


Figure 1: Computational domain for satellite Hovmöller diagrams and topography (m) in Indonesia along with the maximum elevation (m) along latitude (below) and longitude strip (right).

2 Data and Methodology

The region of interest lies between 10°S – 10°N latitude and 90°E – 150°E longitude (Fig. 1). Hourly infrared (IR) brightness temperature (T_b) within the above region observed by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS), Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-9), Multifunctional Transport Satellites (MTSAT-1) during 2001-2010 were used. The IR images have a

3 Results

3.1 Example of coherent cloud

Figure 2 shows the example of coherent cloud during 10 April to 9 May 2004. During this period, the first campaign of Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA) was conducted [6]. The campaign period can be divided into two intraseasonal variation (ISV) phases, i.e., inactive (10-22 April) and active phases (23 April-9 May)[3]. The ISV phase during this campaign was associated with the Madden-Julian Oscillation (MJO). In the inactive phase, a variation of clouds with a period of several days was observed over Indian ocean and reached Sumatra on 15 April. Another cloud was also observed over Sumatra on 18 April. During the active phase, three eastward-propagating super cloud cluster (SCCs), i.e., SCC-1, SCC-2 and SCC-3, reaching Sumatra on 23 April, 29 April, and 05 May, respectively, were visible. The SCC-1 and SCC-2 became obscure to the east of Sumatra, while SCC-3 was observed until 130°E . Eastward- and westward-moving streak are clearly observed in Fig. 2 with the number of westward-moving streak are larger than that of eastward-moving one. Moreover, westward- and eastward-moving streak are visible in the entire region of the IMC. However, more streaks are visible around the western IMC which is related to the SCCs frequently originated from the Indian ocean.

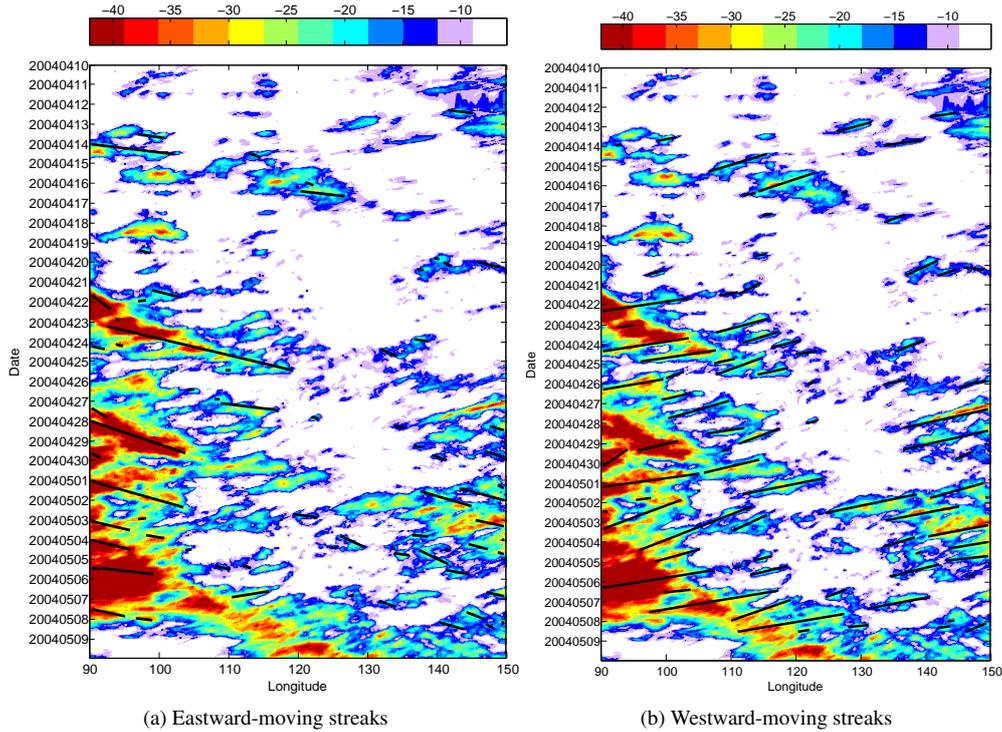


Figure 2: Sample Hövmoller diagram of T_b during 10 April-9 May 2004. Straight black lines denote examples of the contiguous fits of maximum coefficient larger than 0.35. One unit of longitudinal and time dimension is 0.05° and 1 hour, respectively.

3.2 Diurnal frequency

Diurnal frequency in Hövmoller diagram of T_b from all data (2001-2010) is shown in Fig. 3. The diurnal cycle is repeated (one on top of the other) for clarity. Coherent patterns of diurnal frequency diagram can represent "phase-locked" occurrence of cold cloud tops and thus rainfall. The interaction of elevated topography and the diurnal heating cycle is evident across all bands. There are several identified maxima, i.e., in Indian ocean, Sumatra and Kalimantan. In Indian ocean, the cloud propagates westward, but some clouds which are close to the coastline of Sumatra propagates eastward. In Sumatra, westward and eastward moving cloud are observed in which at the western Sumatra the clouds move westward to the offshore region and some of them reach the Indian ocean, while at the eastern Sumatra they moves eastward to the Malacca Strait around 08-12 UTC and some reach Kalimantan. Westward and eastward-moving maxima are also apparent in Kalimantan (110-120°E). Although it is not as strong as in Sumatra and Kalimantan, diurnal maxima is also observed in Papua island.

In general, the cloud percentage decreased toward the east with the smallest cloud percentage at 120°-130°E, consistent with the westerly regimes corresponding to the periods of active convection over the IMC as reflected in the large-scale upper-level divergence and wetter conditions around Sumatra, Borneo and some part of Sulawesi island [7]. The diurnal cycle of precipitation can be further inferred from the Fourier harmonic decompositions of wave numbers 0-2 for several longitudinal bands (Fig. 4). Diurnal variations were evident across all longitudes, but farther to

the east the amplitude of diurnal variation became smaller.

3.3 Statistical features

3.3.1 Zonal-phase speed

Fig. 5 shows the scatter plot of span versus duration. For cold cloud streaks spanning >1000 km and >20 h duration, the median zonal phase speed of 14.5 and 15.4 m s^{-1} for eastward and westward-moving streaks, were found. The phase speed particularly for eastward-moving streak is in line with that over North America (14 m s^{-1} , [5]). The large majority of the events are enclosed between 7 and 30 m s^{-1} as also found by [5]. The similarity of the phase speed in this study with that of North America may reflect the similarity of the convection generation and evolution. The most convective episodes in the US are triggered along mountain rain as also observed over the IMC such as over Sumatra, Kalimantan and Papua island.

3.3.2 Recurrence frequency

For the ten years period, the recurrence frequency, which was categories from 1 event per day to 1 event per month was summarized in Tables 1. The concept of recurrence frequency can be found in [5]. For eastward case, the mean value of span and duration vary between 273 km/4.7 h of the 1 per day category to 1702 km/32 h of the 1 per month systems, with the 1 per week category spanning 1082 km and lasting 19 h. For westward case, the values vary between 638 km/11.2h of the 1 per day category to 2746 km/49 h of the 1 per month systems and when the period of recurrence

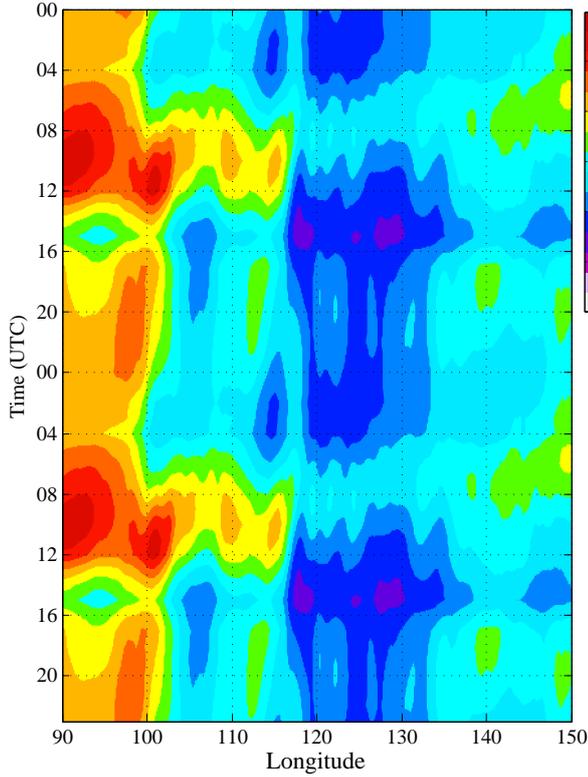


Figure 3: Hovmöller diagram of the percentage of cloud occurrence ($T_b < 241$ K) for all data (2001-2010) on diurnal basis. The diurnal cycle is repeated (one on top of the other) for clarity.

was 1 per week, the streaks started to exceed more than 1977 km and 33.9 h. The span and duration of eastward is smaller than those of westward-moving streak. Mean of cloud streak zonal span and duration at different recurrence frequency thresholds for eastward-moving events identified in this work are different from those of the previous studies while those of westward moving event are very similar to those of East Asia [4], a bit shorter in span and duration than the ones over the US [5].

3.3.3 Longitudinal dependence

Finally, the longitudinal dependence of the number of cold cloud systems during the observation period is shown in Fig. 6, divided into three space time and three speed time categories. The figures refer to the number of streaks in each category within a 2.5 longitude strip. We plot the number of the streak originated within the strip. The largest number of westward-moving streaks is originated from the Indian ocean, consistent with Fig. 3. While large number of eastward-moving streaks is originated from Papua, Sumatra and Kalimantan.

4 Conclusions and future work

In summary, in the present study we have used brightness temperature observations in 2001-2010 to compile a climatology of cloud episodes such as zonal span, duration, and propagation speed. In the longitude-time Hövmoller

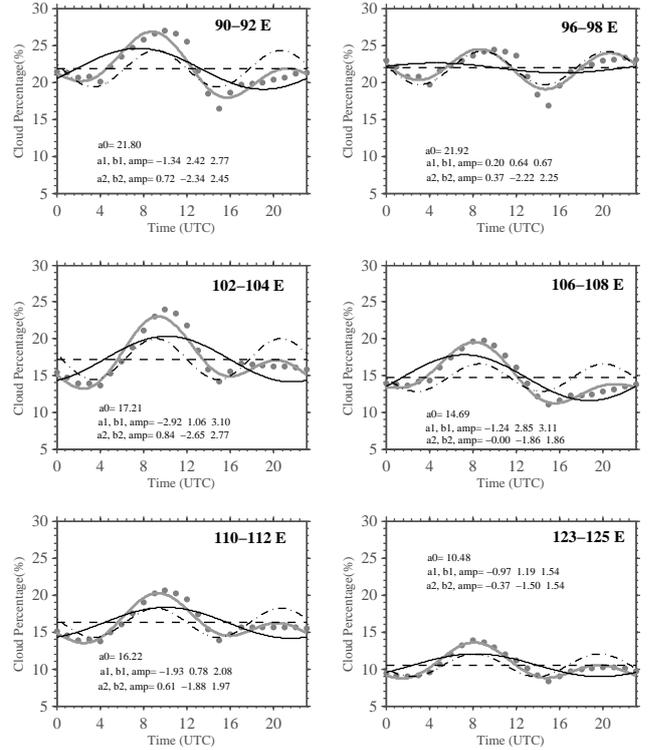


Figure 4: Fourier decomposition (wavenumbers 0-2) of the percentage of cloud occurrence in Fig. 3, for several longitudinal bands. Dotted, thin solid, dashed, and thick solid lines represent wave numbers 0 (mean), 1 (diurnal), 2 (semidiurnal), and their summation, respectively, while open circles depict original data before decomposition. The coefficients and amplitude for each wavenumber are listed.

space, clouds exhibited coherent patterns that propagates westward and eastward. The number of westward moving streaks is larger than that of eastward moving ones with the ratio of 1.5 with westward-moving streak moving faster. For cold cloud streaks spanning >1000 km and >20 h duration, the median zonal phase speed of 14.5 and 15.4 m s^{-1} for eastward and westward-moving streaks, were found. Diurnal variations were evident across all longitudes, but farther to the east the amplitude of diurnal variation became smaller. This study reinforces the fact about the interaction of elevated topography and the diurnal heating cycle over the IMC which has been found by some investigators. Some improvement are being conducted to deal with several issues such as the physical basis behind the present results, latitudinal effect (analysis for northern and southern sector of IMC which is divided by the equator), and comparing the current result with the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).

Acknowledgment: The authors wish to recognize the substantial contribution of Mr. J. Tuttle and Dr. R. Carbone of National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. Comments and suggestions from them are also greatly appreciated. The satellites to collect the data of brightness temperature are operated by the Japanese Meteorological Agency (JMA) and the data was obtained from Kochi University, Japan. Dr. Marzuki is under finan-

Table 1: Zonal span (km, top row) and duration (h, bottom row) at different recurrence frequency for westward- and eastward-moving events. CB02 and WG04 denote the values from previous studies reported by [5] and [4], respectively.

Recurrence freq.	Years											Prev. studies	
	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	Mean	CB02	WG04
<i>Westward-moving streaks</i>													
No.	1065	858	1055	920	945	1033	1104	1304	1084	1178	1054.6		
1 day ⁻¹	687	495	594	566	577	572	726	808	654	698	638	838	620
	12	9	11	10	10	10	13	14	11	12	11.2	18.5	11.6
1 (2 days) ⁻¹	1199	847	995	1017	1050	1012	1188	1259	1133	1177	1088	1250	1009
	21	15	17	17	18	17	21	22	20	21	18.9	24.5	17.5
2 week ⁻¹	1639	1215	1424	1430	1490	1424	1666	1655	1573	1743	1526	1588	1328
	30	22	24	24	26	24	29	29	25	29	26.2	30.5	22
1 week ⁻¹	2205	1545	1853	1875	1903	1886	2134	2035	1980	2354	1977	2000	1707
	40	29	33	31	32	30	36	38	32	38	33.9	40.3	26.6
2 month ⁻¹	2645	1958	2205	2282	2277	2282	2431	2453	2266	2838	2364	2325	2179
	46	37	41	42	38	39	43	44	42	48	42	49	34.3
1 month ⁻¹	2948	2464	2849	2590	2700	2579	2805	2706	2579	3234	2746	2500	2664
	54	45	47	49	45	46	53	50	48	54	49.1	55.5	39.1
<i>Eastward-moving streaks</i>													
No.	809	587	660	678	659	685	801	856	803	663	720.1		
1 day ⁻¹	336	198	248	248	259	237	292	330	319	264	273	838	620
	6	3	4	5	4	4	5	6	6	4	4.7	18.5	11.6
1 (2 days) ⁻¹	567	413	490	495	512	462	523	600	534	484	507.7	1250	1009
	11	8	8	9	9	8	9	11	9	8	9	24.5	17.5
2 week ⁻¹	831	605	809	776	765	715	759	930	831	721	773.9	1588	1328
	16	11	13	13	13	12	13	15	13	13	13.2	30.5	22
1 week ⁻¹	1205	820	1073	1089	1062	1018	1040	1326	1106	1084	1081.9	2000	1707
	22	16	18	19	19	18	19	21	19	19	19	40.3	26.6
2 month ⁻¹	1700	1100	1403	1469	1469	1320	1320	1595	1463	1452	1428.9	2325	2179
	30	22	22	25	27	25	24	28	25	26	25.4	49	34.3
1 month ⁻¹	1986	1337	1590	1799	1766	1474	1601	1887	1788	1799	1702.3	2500	2664
	36	31	29	33	32	30	29	30	33	35	31.8	55.5	39.1

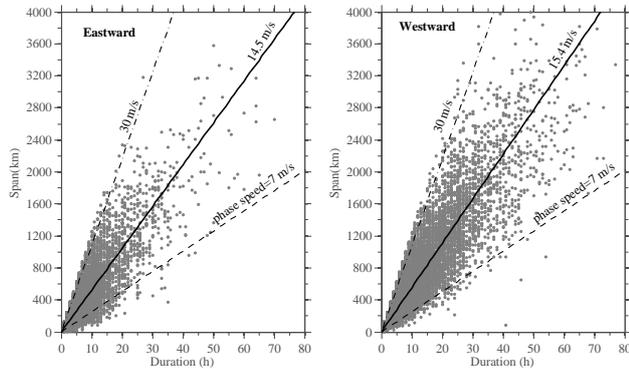


Figure 5: Scatter plot of zonal span (km) vs duration (h) of cloud streaks for 10 years data over the analysis domain. The thick solid line indicates the median phase speed of the streaks longer than 1000 km and lasting more than 20 h. The dashed lines at 7 and 30 m s⁻¹ constant phase speed encompass the majority of "long" events over the IMC.

cial support of Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) Postdoctoral Fellowship Program for Foreign Researchers.

References

- [1] Ramage, C. S., Role of a tropical maritime continent in the atmospheric circulation, *Mon. Wea. Rev.*, 1968, 96, 365-370.
- [2] Mori, S., H. Jun-Ichi, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi and T. Sribimawati, Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian Maritime Continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, *Mon. Wea. Rev.*, 2004, 132, 2021-2039.
- [3] Shibagaki, Y., T. Kozu, T. Shimomai, S. Mori, F. Murata, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi and S. Fukao, Evolution of a super cloud cluster and the associated wind fields observed over the Indonesian maritime continent during the first CPEA Campaign, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 19-31, 2006.
- [4] Wang, C-C., GT-J. Chen and R. E. Carbone, A climatology of warmseason cloud patterns over east Asia based on GMS infrared brightness temperature observations, *Mon. Wea. Rev.*, 2004, 132, 1606-1629.
- [5] Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. A. Ahijevych, S. B. Trier, Inferences of Predictability Associated with

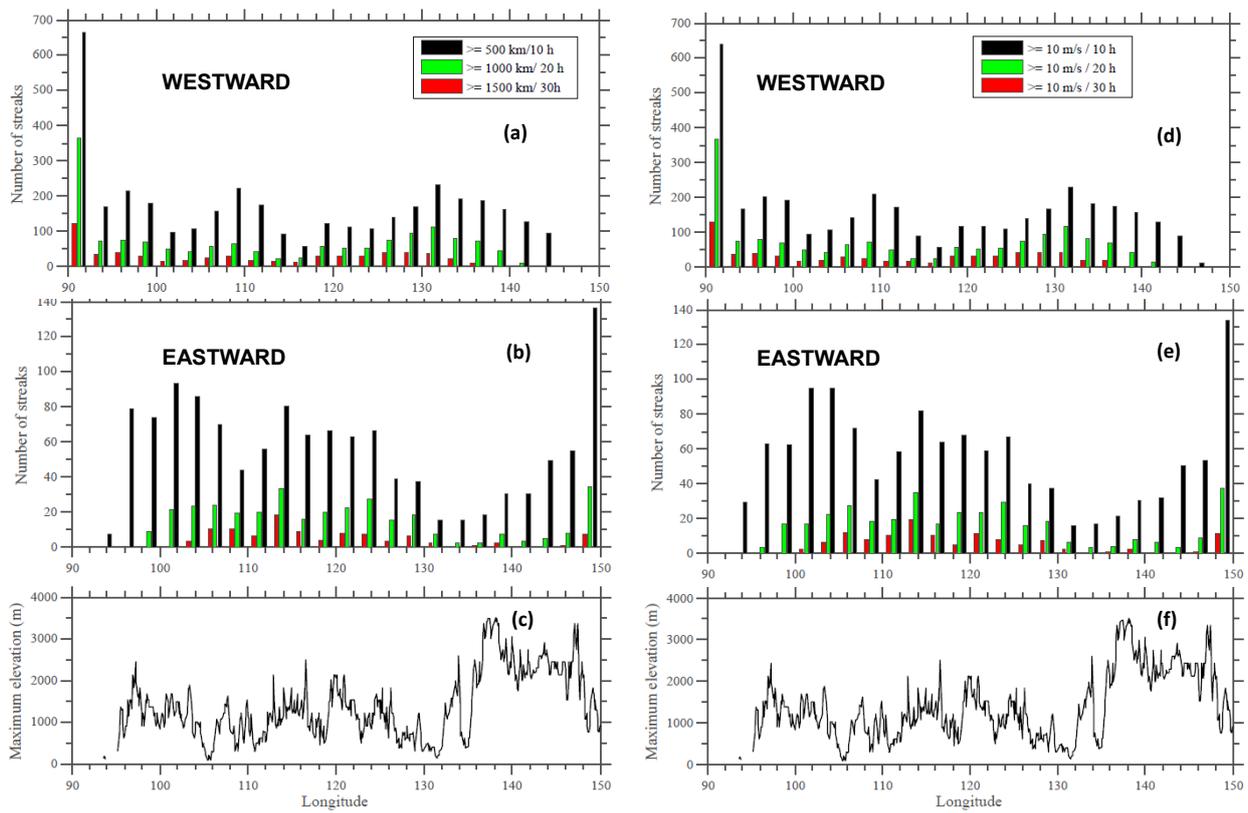


Figure 6: Number of streaks of the period 2001-2010, belonging to three space time and three speed time categories. The domain is divided into 2.5° longitude strips.

Warm Season Precipitation Episodes, *J. Atmos. Sci.*, 59, 2002.

[6] Fukao, S., Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview, *J.Meteor.Soc.Japan*, 8A, 1-18, 2006.

[7] Ishikawa, H. and T. Yasunari, Time-pace Characteristics of Diurnal Rainfall over Borneo and Surrounding Oceans as Observed by TRMM-PR, *J. Atmos. Sci.*, 2006, 19, 1238-1260.

EAR および BLR を用いた インドネシア域の雨滴粒径分布高度プロファイルの季節内変動

浅越章宏¹, 古津年章¹, 下舞豊志¹, 橋口浩之², 藤吉康志³

(¹島根大学 総合理工学部,²京都大学 生存圏研究所,³北海道大学 低温科学研究所)

1. はじめに

降水の降雨レーダにおいて降雨強度の推定は、気象学や水文学で重要である。しかし、直接観測することはできないため、降雨レーダから直接測定できるレーダ反射因子から降雨強度を推定する。このときに推定精度に雨滴粒径分布(DSD)が影響してくるため、DSDの推定が重要になる。またDSDは降雨強度の推定の以外に、雲物理学の有用な資料となる。なぜなら、DSDが降雨粒子の凝結、蒸発、衝突による併合・分裂過程の帰結として観測されるものであるからである。

今までも季節内変動やSCCの通過と共に、降雨特性が変化することはよく知られている。(e.g. Kawashima et al. 2006; Kodama et al. 2006)そのため、DSDも変化していくと考えられる。今までの研究でDSDから求めることのできるパラメータ ΔZ_{MP} は地上のディストロメータを用いて季節内変動中に変化があることが確認されたが、そのデータは降雨強度の強い雨のみを用いたものである。(Kozu et al. 2005; Marzuki et al. 2010)

これまでの研究ではDSDパラメータである μ や ΔZ_{MP} の高度プロファイル、降雨強度の弱い雨での特徴は明らかとなっていない。そのために我々は μ や ΔZ_{MP} の変化を明らかにするためにEARとBLRを用いる2周波法を開発した。2周波法でインドネシア域の季節内変動中のDSDを推定し、DSDパラメータである μ 、 ΔZ_{MP} の高度プロファイルを求め、季節内変動期間の降雨特性を考察する。

2. 雨滴粒径分布推定方法

2.1 雨滴粒径分布推定原理

本研究ではEAR, BLRで観測されるドップラースペクトルをレーダ方程式に基づくモデル関数で表現し、その関数が観測スペクトルに適合するように各パラメータを非線形最小二乗法によって決定することでDSD推定を行なっている。

レーダで観測を行なう際、大気乱流があれば乱流により観測スペクトルは乱され、広がってしまう。この広がり、上昇または下降気流がある場合は左右にシフトし、大気の大気乱流が強くなるほど広がりは大きくなる。

大気乱流によるドップラースペクトル $S_r(v)$ はガウス関数を用いて

$$S_r(v) = p_0 \exp\left[-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (1)$$

でモデル化する。上式において p_0 はピーク値を、 w は大気スペクトルの平均値を、 σ は大気スペクトルの標準偏差を、 v はドップラー速度を表す。

また、降雨によるスペクトル $S_p(v)$ はガンマ関数を用いて

$$S_p(v) = C \cdot N(D) D^6 \left| \frac{d[v(D)]}{dD} \right|^{-1} \quad (2)$$

で表される。ここで D は雨滴直径、 $v(D)$ は雨滴の終端落下速度である。また、雨滴は大気乱流によって更に上下運動が変調されるため $S_t(v)$ が必要である。これらより、降雨時に観測されるドップラースペクトル $S(v)$ は

$$S(v) = S_t(v) + S_p(v) * S_0(v) + P_n \quad (3)$$

と表される。 P_n はノイズを、 $*$ は畳み込みを表す。 $S_0(v)$ は規格化した大気スペクトルを表し、次のように表される。

$$S_0(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (4)$$

また、観測データは有限区間なので、フーリエ変換するとスペクトルは歪んでしまう。そこで、この影響を考慮するために窓関数 $W(v)$ を用いる。観測スペクトルは時間領域では窓関数(矩形窓)とフェーザの時系列との積で求められるので、周波数領域では畳み込みとなる。

$$\begin{aligned} S'(v) &= (S_t(v) + S_p(v) * S_0(v) + P_n) * W(v) \\ &= S(v) * W(v) \end{aligned} \quad (5)$$

式(1)、(2)、(3)、(4)、(5)よりレーダによる観測スペクトルは式(2.7)のようになる。

$$\begin{aligned} S'(v) &= W(v) * \left\{ p_0 \exp\left[-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right] \right. \\ &\quad \left. + C m_6 \Lambda^{7+\mu} D^{\mu+6} \exp[-\Lambda D] \left| \frac{dv(D)}{dD} \right|^{-1} * \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right] + P_n \right\} \end{aligned} \quad (6)$$

2.2 雨滴粒径分布推定(1周波法)

まず初期値を決め、式(6)に代入する。次に非線形最小二乗法を用いて観測スペクトルのパラメータを推定する。式(6)において未知のパラメータは $[P_0, w, \sigma, P_n, m_6, \Lambda, \mu]$ の7つである。このうち μ を固定した状態で、残りのパラメータ6つを非線形最小二乗法により観測スペクトルに適合するように求める。この作業を μ の値を0~10の間で変更させながら繰り返して、観測スペクトルと推定したスペクトルの残差二乗和が最小となる組み合わせを選択する。

最後に、求めた降雨パラメータ $[m_6, \Lambda, \mu]$ を式(7)に代入することでDSDを求める。

$$N(D) = m_6 \Lambda^{\mu+7} D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (7)$$

2.3 雨滴粒径分布推定(2周波法)

1周波法ではEARで大気と降雨のドップラースペクトルを観測するのに対し、2周波法では

EAR で大気、BLR で降雨のドップラースペクトルを観測して DSD 推定をする。

まず、初期値を EAR と BLR の 2 つのレーダから得る。EAR の観測スペクトルから大気パラメータとノイズのみ観測する。このときに用いるモデル関数は、式(6)から降雨スペクトルを除いた式(8)を用いる。

$$S'(v) = W(v) * \left\{ p_0 \exp\left[-\frac{(v - w_e)^2}{2\sigma_e^2}\right] + P_{ne} \right\} \quad (8)$$

w_e は大気スペクトルの平均値、 σ_e は大気スペクトルの標準偏差、 P_{ne} は EAR スペクトルのノイズをそれぞれ示す。

次に、BLR では降雨パラメータとノイズの観測をする。その時、モデル関数は式(9)を用いる。

$$S(v) = W(v) * \left\{ C m_6 \Lambda^{7+\mu} D^{\mu+6} \exp[-\Lambda D] \left| \frac{dv(D)}{dD} \right|^{-1} * \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_b} \exp\left[-\frac{(v - w_b)^2}{2\sigma_b^2}\right] + P_{nb} \right\} \quad (9)$$

式(9)で、 w_b は降雨スペクトルの平均値であり w_e と同様の値を用いる。 σ_b は降雨スペクトルの標準偏差、 P_{nb} は BLR スペクトルのノイズをそれぞれ示す。

EAR ではモデル関数の式(8)の未知のパラメータ [w_e 、 σ_e 、 p_0 、 P_{ne}] を推定する。 w_e 、 σ_e から w_b 、 σ_b を求めるが、 σ_e から σ_b を求めるためにビームブロードニングの補正を行なう必要がある。次に BLR のモデル関数の式(9)で未知のパラメータ [m_6 、 Λ 、 μ 、 P_{nb}] を推定する。この作業を μ の値を 0~10 の間で変更させながら繰り返して、観測スペクトルと推定したスペクトルの残差二乗和が最小となる組み合わせを選択し、決まったパラメータを式(7)に代入することで DSD を求めた。

3. 1 周波法と 2 周波法の比較

1 周波法と 2 周波法は RMS 誤差が最小となる μ を選択するのが、2 つの手法では μ の変化に対する RMS 誤差の変化は異なる。図 1 に 2 つの手法による μ に対する RMS 誤差の変化を示す。

15th April 2004 20:25

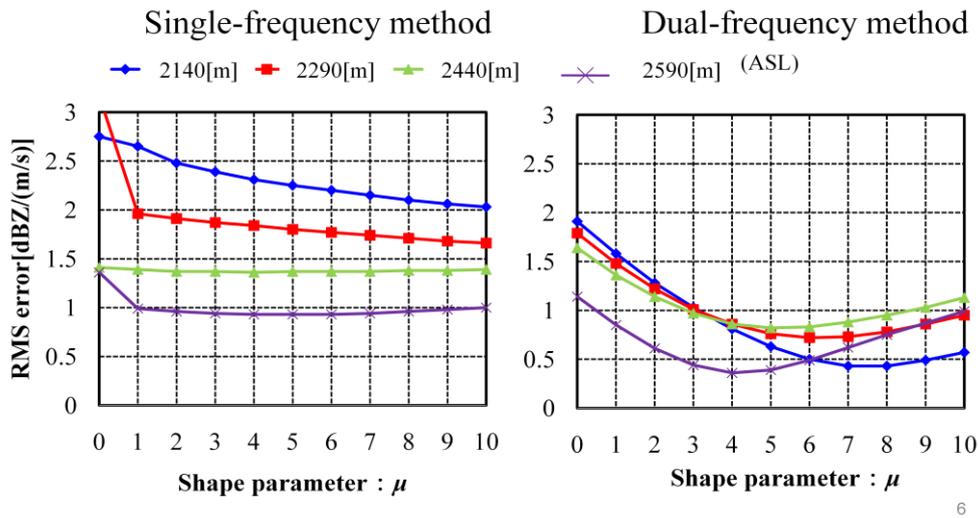


図1 1周波法と2周波法の μ とRMS誤差の関係(例)

図1より1周波法では各 μ に対するRMS誤差の変化は少なく、2周波法ではRMS誤差が大きく変化していることから2周波法による μ の選択のほうが1周波法より正確であることがいえる。

4. ΔZ_{MP}

ΔZ_{MP} はマーシャルパルマー分布のZ-R関係($Z=200R^{1.6}$)からどれほど離れているのかを示す。その式を式(10)に示す。

$$\Delta Z_{MP} = dBZ(est'd) - 10 \log_{10}(200R_{est'd}^{1.6}) \quad (10)$$

ΔZ_{MP} はマーシャルパルマー分布のZ-R関係が適応できるかどうか以外に、平均粒径の指標としても考えることができることがわかっている。(Kozu et al, 2005)

5. 観測データ

今回使用したデータは、2004年4~5月初旬、インドネシアコトタバンに季節内変動が生じた期間のもので、後半(MJO活発期)に、3回のSCCの通過がある。

6. 解析結果

4月から5月頃にかけて降雨強度が弱い場合(3mm/h未満)、降雨強度が強い場合(3mm/h以上)で分類した μ 、 Z_{MP} の日周平均の高度プロファイルをコンター図で図2、3に示す。コンター図の下に示す図はインドネシア域のTBBの変化からSCCの動きを示したもので、東経100度にあるコトタバンに4月19日頃、4月24日頃、および4月29日頃にSCCが通過しているのがわかる。

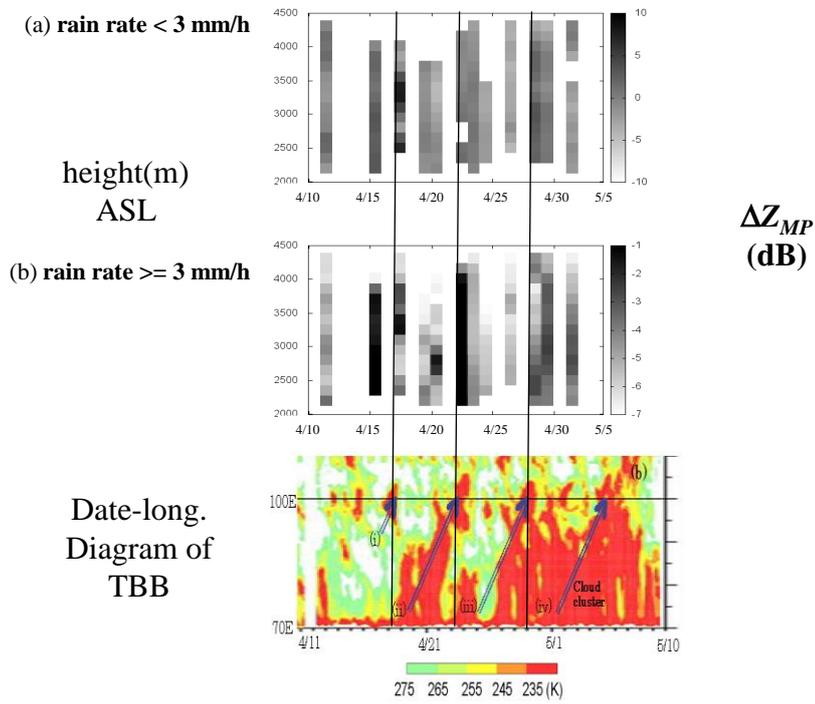


図 2 降雨強度による ΔZ_{MP} の日周平均

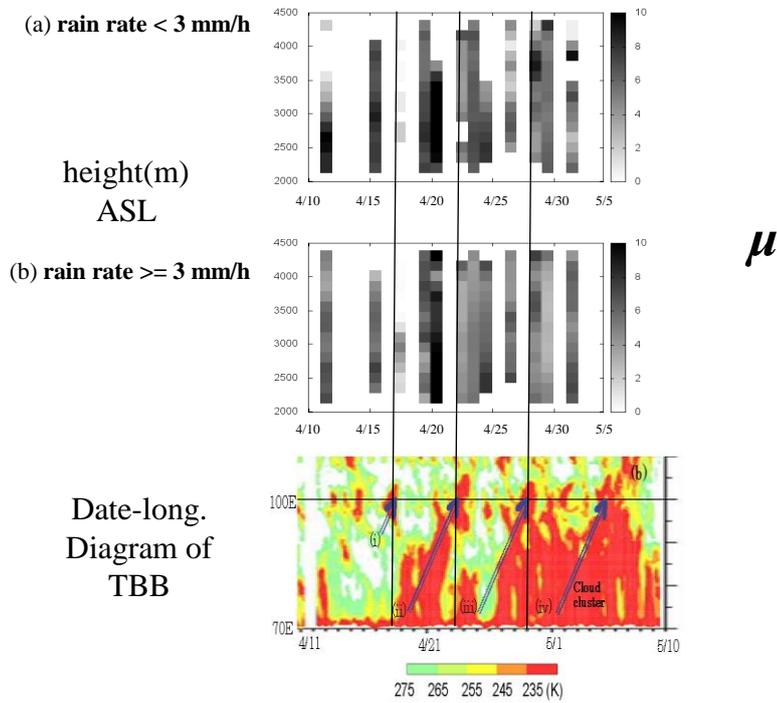


図 3 降雨強度による μ の日周平均

図 2(a)から降雨強度が弱い場合では SCC が通過後に ΔZ_{MP} が減少していることがわかる。よって降雨の平均粒径が小さくなっていることが推測でき、SCC 通過後は雨滴の分裂により直径の小さい雨滴が増えたことが考察できる。また高度が低くなるに伴い、 ΔZ_{MP} は増加している。

図 2(b)から降雨強度の強い場合でも図 2 と同様の傾向がみえる。SCC の通過による ΔZ_{MP} が減少、高度が低くなるに伴い、 ΔZ_{MP} は増加する。また、この傾向は降雨強度が強い場合に顕著にあらわれている。

図 3(a)より降雨強度が弱い場合の μ は SCC の通過後に増加する傾向にある。 μ の増加から小雨滴及び大雨滴は減少傾向にあることがわかるため、SCC 通過後に雨滴の蒸発や分裂が活発化していることが示唆される。また、高度が高くなるに伴い μ は減少している。

図 3(b)では降雨強度が弱い場合と同様の傾向がみえる。SCC の通過後の増加、高度が高くなると減少する。また、降雨強度が強いほうが μ の変化は顕著に表れている。

7. まとめ

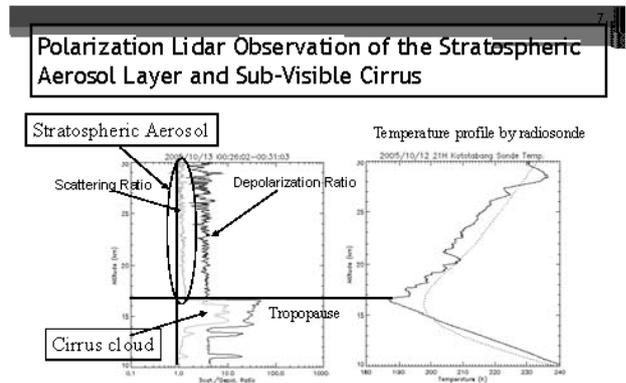
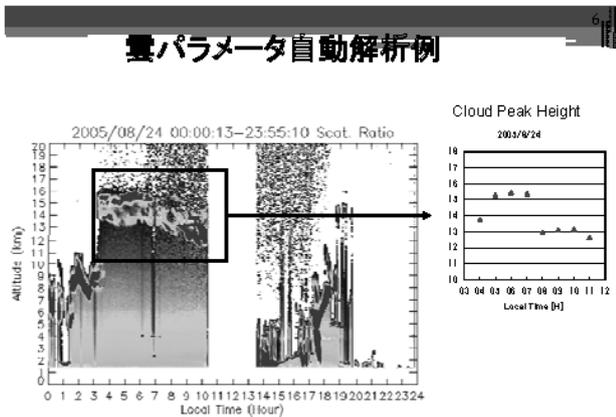
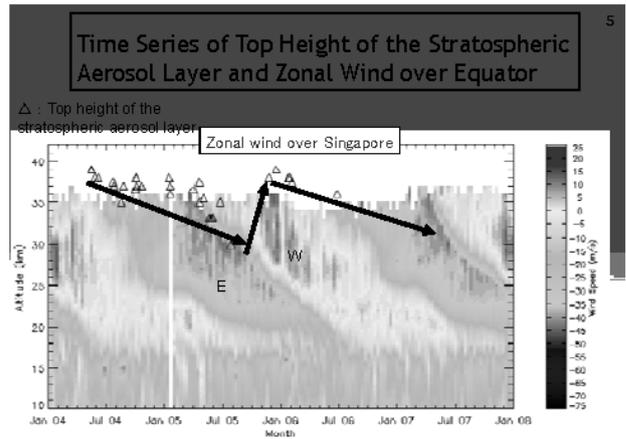
DSD 推定のために 2 周波法を開発し、降雨強度の弱い場合、強い場合に分けて μ 、 ΔZ_{MP} の高度プロファイル調べた。季節内変動中では降雨強度が弱い場合でも降雨強度が強い場合と同様の傾向が μ 、 ΔZ_{MP} どちらにもみられ、どちらにも高度依存性があることが分かった。このような DSD パラメータプロファイルと同時に、気温、湿度、風速などを同時解析することで雲物理学的な考察ができると考えられる。今後は、このような雲物理的解析と共に他の季節内変動期間についても DSD 特性を調べてゆきたい。

参考文献

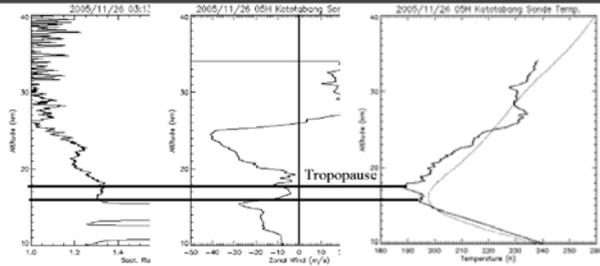
- T. Kozu et al. "Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia", GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, 32, 4 (2003).
- Maruzuki et al. "Raindrop size distributions of convective rain over equatorial Indonesia during the first CPEA campaign", Atmospheric Research, 10 (2010).
- F. Reggano et al. "Raindrop size distribution observed with the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) during the Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA-I) observation campaign", Radio science, 41, 15 (2006).

赤道域対流圏界面領域オゾンの高分解能観測用ライダーの開発

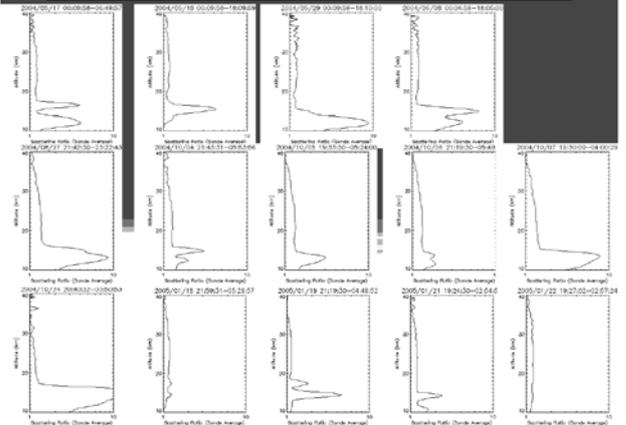
長澤親生、柴田泰邦、阿保 真
 首都大学東京



Tropopause and Stratospheric Aerosol Layer



Stratospheric Aerosol Layer over the Equator



オゾンDIAL

◎赤道域での無人観測を目的としたオゾン濃度分布測定用DIALの送信レーザーの検討。

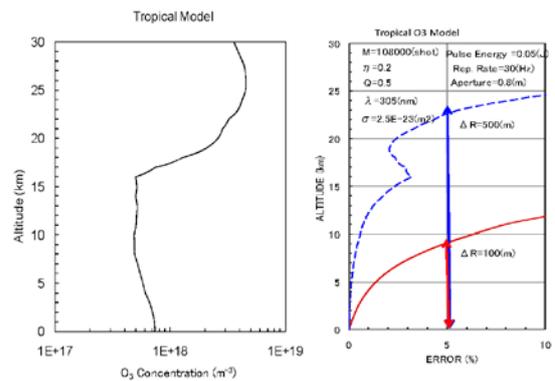
◆これまでのオゾンDIALに用いられてきたレーザー

- エキシマレーザー
希ガスやハロゲン、混合ガスを利用したレーザー（例：XeCl）。
- 色素レーザー
液体レーザーの一種で色素の種類や溶液の濃度を変えることで発振波長を変える。
- 誘導ラマンレーザー
ラマン効果を利用したレーザー（例：CO₂、N₂セルなど）。

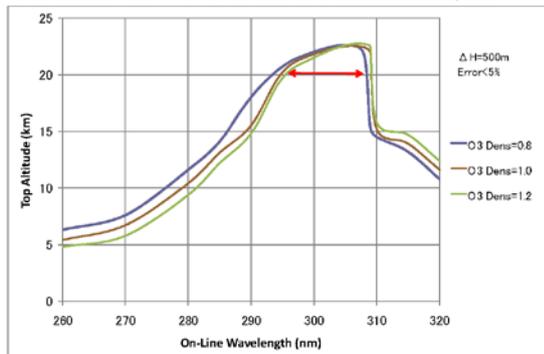
↓
メンテナンスが必要なため、遠隔地からの無人測定には不向き。

↓
◎Nd:YAGレーザー、非線形光学結晶を用いた、全固体紫外レーザーの開発

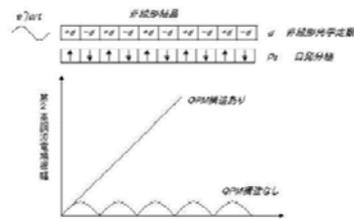
オゾンDIALの測定精度のシミュレーション結果



精度5%以内で測定可能な上限高度のON波長依存性（オゾン濃度がモデルに対して±20%変動した場合）



QPMデバイス



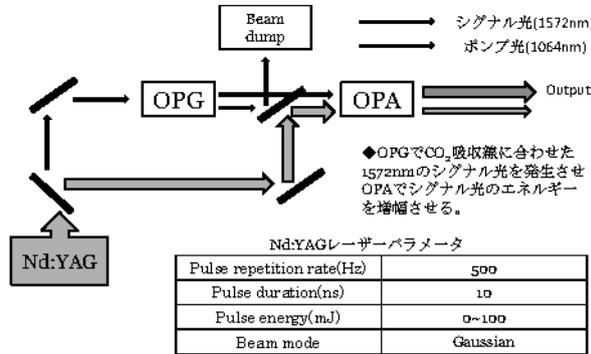
分極反転結晶を用いた擬似位相整合の原理

- L: コヒーレント長
- Λ: 分極反転周期
- Λ=2L

◆位相整合が満たされていない場合、光は増幅と減衰を繰り返す。

◆結晶をコヒーレント長の2倍を周期とし、分極を反転させることで振幅の増幅を維持できる。

OPG (Optical Parametric generator) + OPA (Optical Parametric Amplifier) システム



誘導ラマンレーザー法との比較

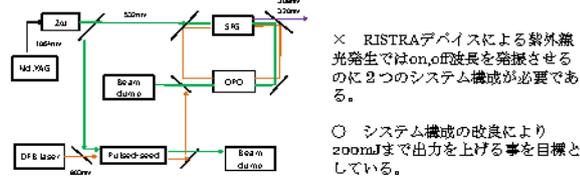


- on, off同時発振可能
- × 波長チューニング不可
- × 遠隔地からの無人測定には不向き

	Raman cell	QPM device
Output wavelength(nm)	276,287,299	289,317
Pulse repetition rate(Hz)	10	500
Pulse duration(ns)	4~6	10
Beam diameter(mm)	40	2.8
Output pulse energy(mJ)	13(276nm), 287nm), 5(299nm)	26(289nm), 37(317nm)
Conversion efficiency(%)	9(276nm, 287nm), 3(299nm)	26(289nm), 37(317nm)

参考: (Narashima Narazawa, Tomohiro Nagai, Tetsuo Sakai, and Yasuo Hirose, "The pusher ozone differential-absorption lidar using stimulated Raman Scattering in carbon dioxide" as April 2007, Vol.46, No.4 APPLIED OPTICS)

RISTRA (Rotated Image Singly Resonant Twisted Rectangle) デバイス法との比較



	RISTRA	QPM device
Output wavelength(nm)	308, 320	289, 317
Pulse repetition rate(Hz)	50	500
Pulse duration(ns)	22	10
Output pulse energy(mJ)	10	26(289 nm), 37(317 nm)
Conversion efficiency (%)	10	26(289 nm), 37(317 nm)

参考: (Narashima S. Prasad, Upendra N. Singh, Darrell J. Armstrong, "All-solid-state UV transmitter development for ozone sensing applications" 19th Coherent Laser Radar Conference)

まとめ

・赤道域対流圏界面の無人オゾンDIAL用レーザーとして、メンテナンスの容易な全固体紫外レーザーの開発を行っている。

・計算機シミュレーションにより従来から用いられてきた他のオゾンDIAL用レーザーとの比較を行った。他の手法では出力が10mJ、変換効率が10%程度だが、本研究で提案した手法では出力が26~37mJ、変換効率が26~37%である。

熱帯対流圏界面遷移層における準定在的な東西非一様温度場の成層圏準二年周期振動にともなう変動

* 西本絵梨子・塩谷雅人
(京都大学・生存圏研究所)

1 はじめに

熱帯対流圏界面遷移層 (Tropical Tropopause Layer; TTL) 内の高度 100hPa では、赤道上の冷温偏差が亜熱帯域まで南西・北西に伸びた馬蹄形状の温度構造が準定在的に存在し、特に北半球夏季と南半球夏季に顕著に見られる (図 2, 3)。馬蹄形温度構造は、Matsuno-Gill パターンと呼ばれる赤道近くにある熱源により励起された特徴的な定常解に類似している。Matsuno-Gill パターンは西側のロスビー波動的な構造と東側のケルビン波動的な構造の重ね合わせとして理解できる構造をしている [Gill, 1980]。

馬蹄形温度構造は、北半球夏季には 2 つのモンスーン域 (南アジア, 北太平洋), 南半球夏季にはオーストラリアモンスーン域の積雲活動によって励起され、北半球夏季にはそれぞれのモンスーン域の積雲活動によって励起された 2 つの馬蹄形温度構造が重ね合わさることで東西に広い温度分布を構成していると考えられる (Nishimoto and Shiotani, submitted)。上記の研究から、これらの馬蹄形温度構造は、エルニーニョ・南方振動 (El Niño/Southern Oscillation; ENSO) と関係した積雲活動の変動をうけて経年変動していることもわかった。特に南半球夏季には、エルニーニョの年に積雲活動が日付変更線あたりまで移動するのに伴ない、馬蹄形温度構造も東に移動していることが確認された。

熱帯域において他に顕著な年々変動として、約 2 年の周期で赤道下部成層圏の帯状平均東西風が振動する、準二年周期振動 (Quasi-Biannual Oscillation; QBO) がある。本講演では、赤道下部成層圏の背景東西風において顕著な年々変動である準 2 年周期振動 (QBO) と、TTL 上部から下部成層圏における東西非一様な温度構造の経年変動との関係についての初期的な解析結果について述べる。

2 データ

本解析には 1979 年 1 月から 2002 年 8 月について、ERA-40 の温度場と東西風のデータを 100, 70, 50 hPa の 3 層もちいた。また、70, 50 hPa における赤道東西風が西 (東) 風のときを西 (東) 風位相とした。

3 解析手法

Matsuno-Gill パターンとの類推から馬蹄形温度構造の指標値として、ロスビー波動的な応答とケルビン波動的な応答を表わす指標値をそれぞれ定義する。図 1 に馬蹄形温度構造の模式図とそれぞれの指標値の説明を示す。これらの指標値の詳しい説明は Nishimoto and Shiotani,

submitted を参照のこと .

まずロスビー波的な応答の指標値として , 赤道での温度の南北曲率から計算される HSI-R を , 次式に示すように経度 x と時間 t の関数として定義する .

$$\text{HSI-R}(x, t) = \frac{T_N(x, t) + T_S(x, t)}{2} - T_{Eq}(x, t),$$

ここで , $T_{Eq}(x, t)$ は赤道上での温度であり , $T_N(x, t)$ と $T_S(x, t)$ はそれぞれ北半球亜熱帯 (10-15°N) と南半球亜熱帯 (10-15°S) における温度である . 温度場がロスビー波的な構造をしているとき , HSI-R は負の値をとる .

つぎにケルビン波的な応答の指標値として , 赤道上での温度の東西勾配から計算される HSI-K を , 次式に示すように経度 x と時間 t の関数として定義する .

$$\text{HSI-K}(x, t) = T_{Eq}(x + \Delta x/2, t) - T_{Eq}(x - \Delta x/2, t).$$

温度場がケルビン波的な構造をしているとき , HSI-K は負の値をとる . ここでは Δx は 20° とした .

4 結果

4.1 水平温度分布

図 2 は , 南半球夏季 QBO 西風位相時 (1985 年 12 月-1986 年 2 月) と東風位相時 (1996 年 12 月-1997 年 2 月) における 100 , 70 , 50 hPa での東西平均風の緯度分布と水平温度分布を示す . なお , これらの期間は ENSO 平年である . 東西風 , 温度場ともに QBO 位相による差異は 100 hPa では見られず , 70 hPa 以上で顕著であることがわかる . 帯状平均温度場について 70 hPa 以上では , QBO 西風位相時には熱帯域 (10°N-10°S) では高温 , 亜熱帯域 (10-20°N/S) では低温となっている . これは温度風の関係から , QBO 西風シアーに伴う熱帯域での下降流 , 亜熱帯域での上昇流による断熱効果で説明できる [Plum and Bell, 1982] . また , 東風位相時にはその逆のセンスとなっている .

東西非一様温度場に注目すると , 100 hPa で熱帯域の 150°E 付近が低温となっており , その低温域は 120°E 付近でその西に位置する相対的な高温偏差を南北に取り囲むように伸びた馬蹄形状となっている . QBO 西風位相時の 70 hPa において亜熱帯域 (20°N/°S) の 90°E-150°W に存在する低温域は , 馬蹄形構造のロスビー波に相当すると考えられる . いっぽう , ケルビン波に相当すると考えられる赤道上的東西温度勾配は , 70 hPa では 100 hPa に比べてなだらかになっている . 50 hPa では , 赤道域はほぼ東西一様となっている一方で , 亜熱帯域では東西非一様な温度分布が確認できる . QBO 東風位相時には , 70 hPa において赤道上 150°E 付近で東西温度勾配が急である . いっぽう , ロスビー波に相当する亜熱帯域の低温は 100 hPa に比べて , その特徴ははっきりしない . 50 hPa では , 亜熱帯域はほぼ東西一様である一方 , 赤道上では東西温度勾配が認められる .

北半球夏季 (図 3) においても南半球夏季と同様の特徴が確認できる . 100 hPa においては 2 つの馬蹄形温度構造が重なり合った構造をしていると考えられ [Nishimoto and Shiotani,

submitted], それぞれのロスビー波に相当する応答が亜熱帯域 60°E 付近と 90°E 付近に形成されている。70 hPa 以上においては, QBO 西風位相時にはロスビー波に相当する両半球亜熱帯域の冷温域が 50 hPa まで確認でき, 東風位相時 (1994 年 6-8 月) にはケルビン波に相当する赤道上の東西温度勾配が弱いながらも 50 hPa まで確認できる。しかし, 南半球夏季とちがって, 東風位相時にロスビー波に相当する北半球の低温域が 70 hPa においても顕著である。

4.2 鉛直分布

図 4 に南半球夏季 (左)QBO 西風, (右) 東風位相時における, (上) ロスビー波応答の指標値である HSI-R と (下) ケルビン波応答の指標値である HSI-K の経度・高度分布を示す。100 hPa において HSI-R と HSI-K はともに 120°E あたりで最小値を取り, 前述のように西風・東風位相の差異は見られない。

HSI-R は, 70 hPa では西風位相時には 120-180°E あたりで強い負の値を取る。いっぽう東風位相時には, 西風位相時と比べて HSI-R が負となる領域は狭く値も弱い。50 hPa 以上では西風位相時には $HSI-R < 0$, 東風位相時には $HSI-R > 0$ で東西一様な特徴が顕著となる。これは前述の QBO の帯状一様場への影響 [Plum and Bell, 1982] の特徴を強く表わしていると考えられる。HSI-K は, 70 hPa ではどちらの位相時も 150°E あたりで最小値を取るが, 特に東風位相時のときに強い。上記の結果から西風位相時にはロスビー波的な応答が, 東風位相時にはケルビン波的な応答が顕著に鉛直伝搬する可能性が示唆される。

北半球夏季 (図 5) においても, 南半球夏季と同様の鉛直伝搬の特徴が確認できる。100 hPa において, HSI-R は 45-135°E で, HSI-K は 60-180°E で強い負の値を取る。HSI-K は, 90°E あたりと 135-150°E あたりの 2 つのピークをもち, 東風位相時 (1994 年 6-8 月) には西のピークが強く東のピークが弱い。HSI-R が負の領域においても, 東風位相時には東側の 90-135°E で値が弱い。70 hPa 以上においては, 西風位相時にはロスビー波的な応答が, 東風位相時にはケルビン波的な応答が顕著にみられる。

5 まとめ

以上より, 準定在的な馬蹄形温度構造において, QBO 西風位相時にはロスビー波相当部分が, 東風位相時にはケルビン波相当部分が鉛直伝播する傾向があることがわかった。この背景風とロスビー波・ケルビン波の伝播特性の関係は, 短周期の振動においては力学方程式から導かれるようなよく知られた関係であるが, このような準定在的な場において成り立つ関係であるかは知られていない。温度場の帯状平均成分は, Plum and Bell [1982] が示したように, 東西背景風の鉛直シアーから導かれる温度風の関係によって大部分が説明できる。そのため, 今後は上記のような帯状平均成分を分離した解析を行なう予定である。

参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 447-462.
- Nishimoto, E. and Shiotani, M., 2011: Seasonal and interannual variability in the temperature structure around the tropical tropopause and its relationship with convective activities. *Submitted*.
- Plumb, R. A. and Bell, R. C., 1982: A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **108**, 335-352.

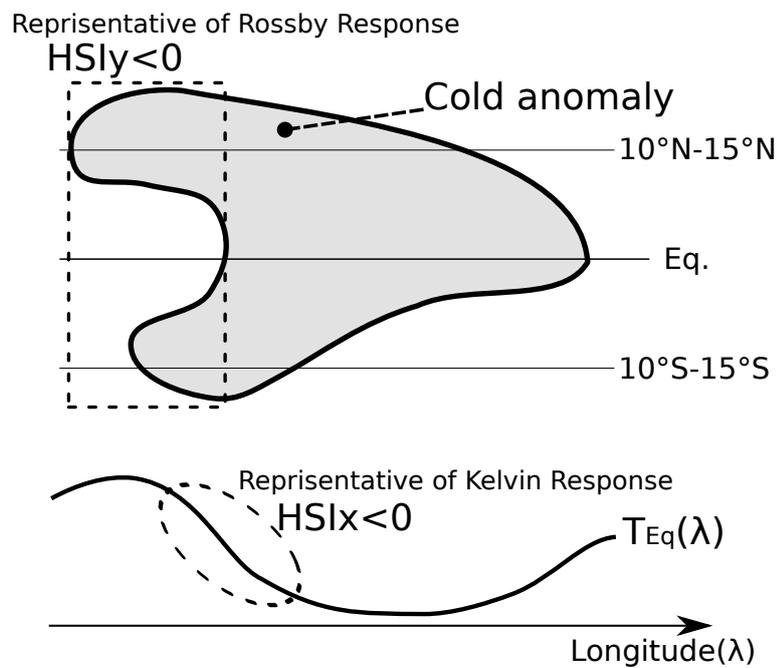


図 1: 馬蹄形温度構造の模式図 .

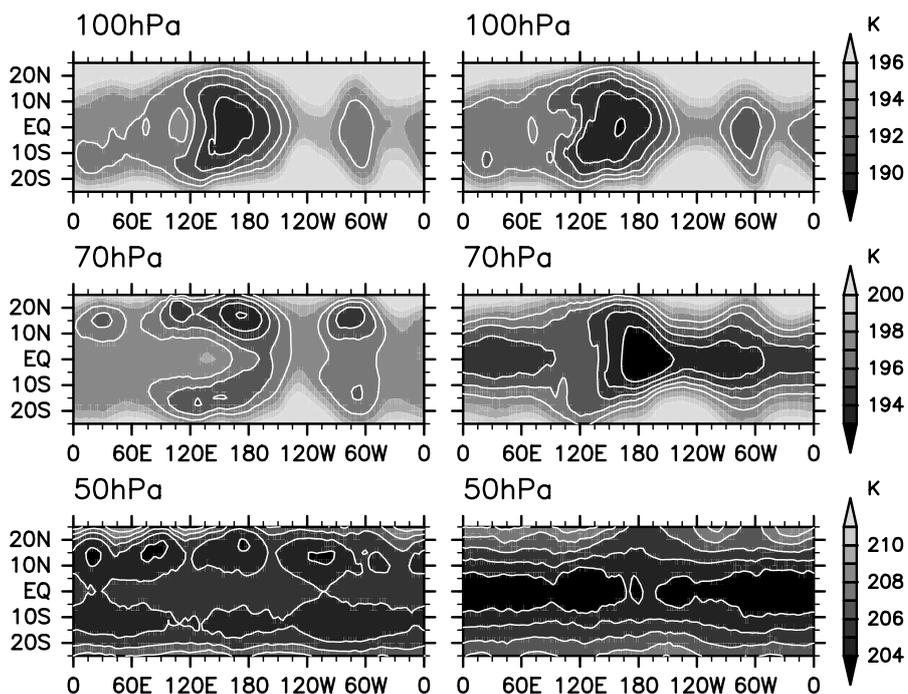


図 2: 南半球夏季 (左)QBO 西風位相 (1985 年 12 月-1986 年 2 月), (右) 東風位相時 (1996 年 12 月-1997 年 2 月) における, (a) 東西平均風の緯度分布 (単位 m/s) と (b) 水平温度分布 (単位 K) . (上)100 hPa , (中)70 hPa , (下)50 hPa .

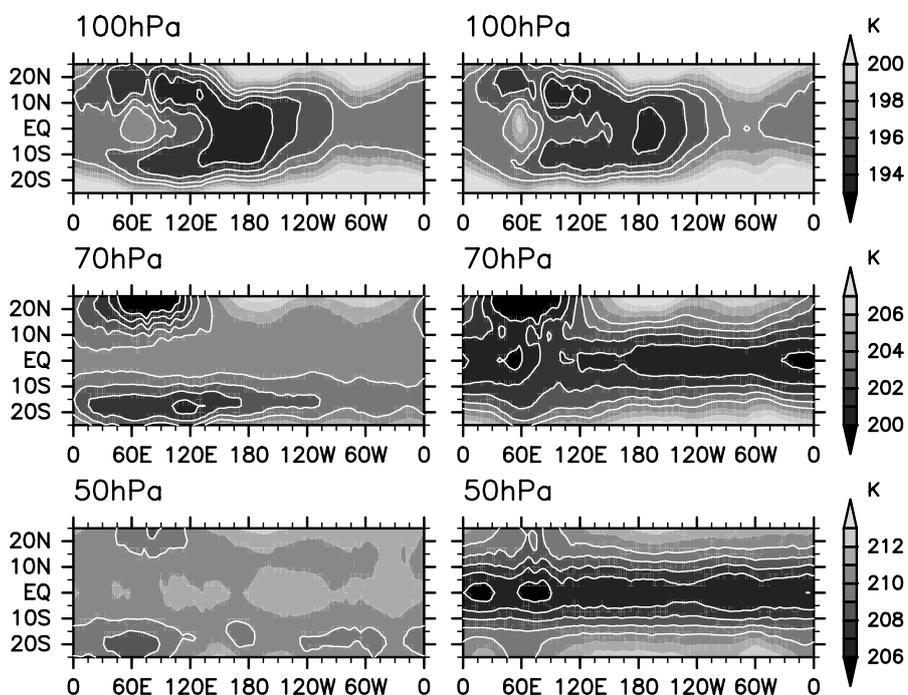


図 3: 図 2 と同じ . ただし北半球夏季における (左) 西風位相時 (1985 年 6-8 月) , (右) 東風位相時 (1994 年 6-8 月) .

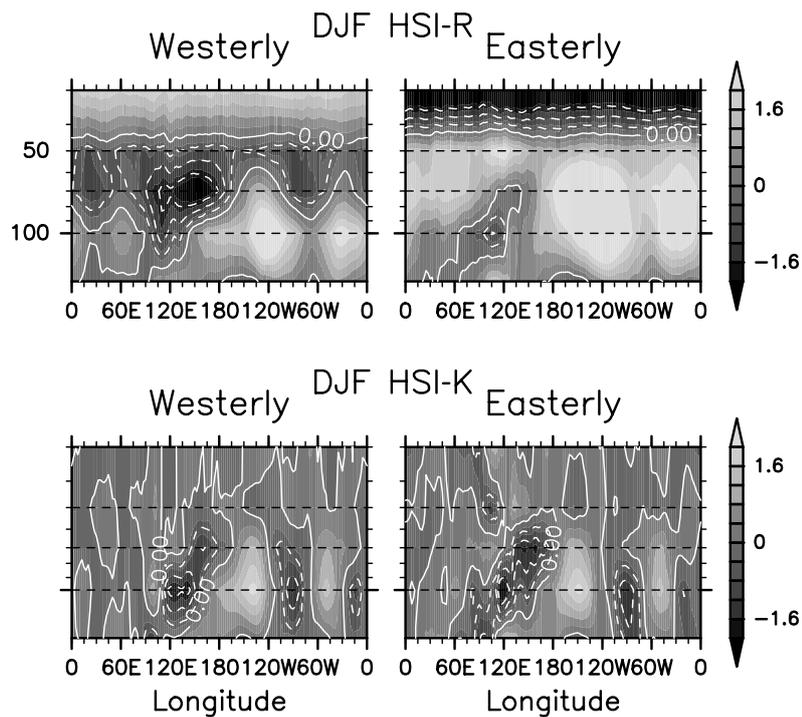


図 4: 南半球夏季 (左)QBO 西風位相 (1985 年 12 月-1986 年 2 月), (右) 東風位相時 (1996 年 12 月-1997 年 2 月) における, (上)HSI-R, (下)HSI-K の経度-高度断面. コンター間隔 0.3, 0 以下の値にのみ.

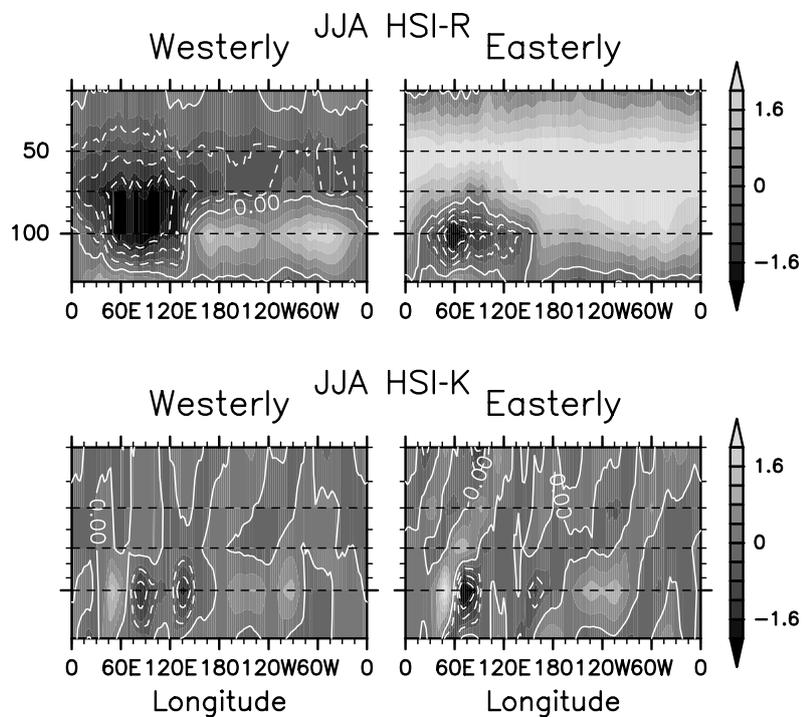


図 5: 図 4 と同じ. ただし北半球夏季における (左) 西風位相時 (1985 年 6-8 月), (右) 東風位相時 (1994 年 6-8 月).

熱帯対流圏界面・遷移層での 大規模な東進擾乱とオゾン変動との関係

* 小石 和成¹・塩谷 雅人¹・鈴木 順子²

1:京都大学/生存圏研究所 2:JAMSTEC

1. 研究の背景

最近, *Flannaghan and Fueglistaler (2011)* は拡散係数に着目した研究から, 熱帯対流圏界面領域を伝播するケルビン波と関連して鉛直シアの強まる領域で, 乱流混合が現れることを指摘した. このような大規模な波動と関連した混合プロセスについては, *Fujiwara et al. (1998, 2003)* が観測的な証拠を示しているが, これまで力学的な波の構造とオゾン変動との関係性は殆ど調べられていない. これは衛星からは混合プロセスを明らかにするほどの高度分解能がなく (> 2 km), いっぽう高度分解のよいオゾンゾンデの観測 (< 2 km) が空間的にも時間的にも不均質にしか行われていないためである. そこで, 本研究ではこれらの短所を補うために, まず再解析データ (ERA-Interim) からケルビン波シグナルを抽出し, ケルビン波が通過した観測点におけるオゾンゾンデデータを合成解析することで擾乱と関連したオゾン変動の特徴を記述する. また, 通常の解析で用いられてきた高度座標では, 温位面のゆらぎによる影響を大きく受けるため, ここでは温位座標を利用することで非保存過程からの輸送量を明らかにする.

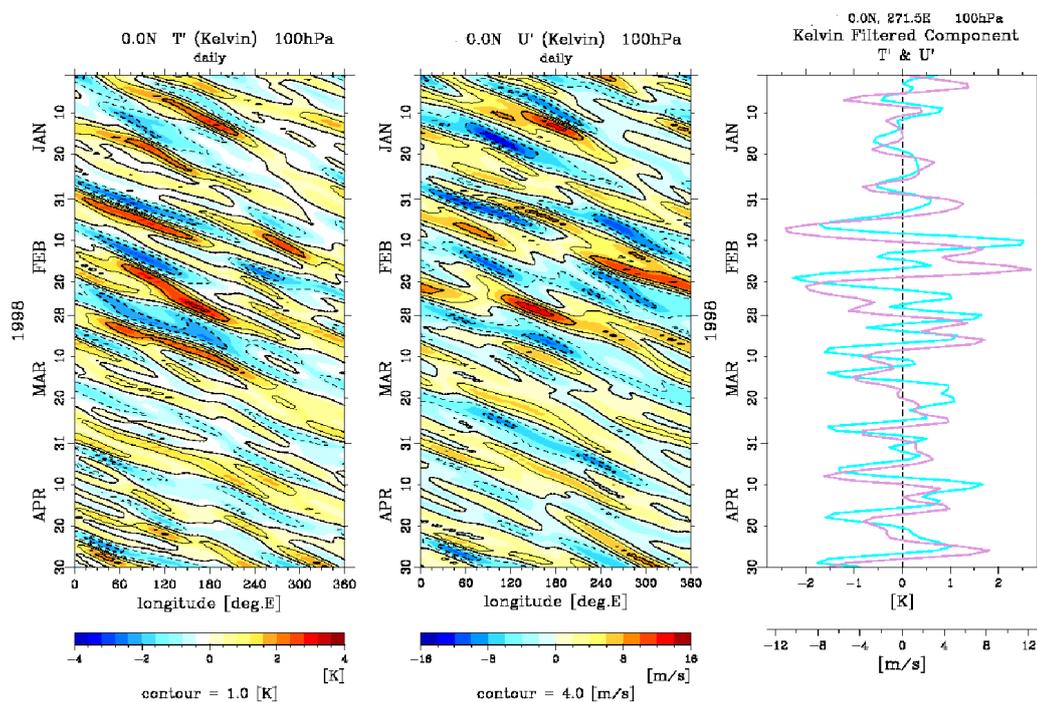


図 1. ERA-Interim から得られた 100 hPa でケルビン波フィルターをかけた (左) 温度偏差の時間経度断面, (中央) 東西風偏差の時間経度断面, (右) 温度・東西風偏差の時系列 (緯度 0.0°N, 経度 271.5°E).

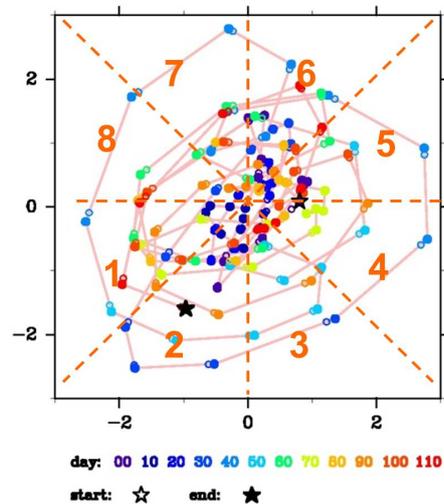


図 2. ERA-Interim から得られた緯度 0.0°N 、経度 271.5°E での温度偏差と東西風偏差の (左図) 位相空間でのトラジェクトリー．色付きの丸印 () は 1 日毎の位相空間上での座標の位置を示している．トラジェクトリーの時間発展が分かるように色なしの丸印 () は 1 日前の座標がどちらの方向にあったかを表したもの．図中の点線と数字は位相を区分する領域を表す．

2. データと解析手法

SHADOZ (Southern Hemisphere ADitional OZonesondes) が取得しているオゾンゾンデデータを用いた．熱帯域 ± 10 度の緯度範囲内にある 10 観測点で得られた 1998 年から 2009 年までの 12 年分のデータ (合計 3264 のプロファイル) を利用した．オゾンと温度は、鉛直解像度 0.2 km で整理して、高い鉛直分解能での微量成分の特徴を記述した．また、風の観測は全ての観測点で行われていないため、今回は結果を示さない．大規模場での力学的な構造からケルビン波を抽出する際には、ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) 提供の ERA-Interim 客観再解析データの温度と東西風を SHADOZ と同期で使用した．具体的な解析の手順は以下の通りである．

まず、対流圏界面の高度におよそ相当する 100 hPa (約 16.5 km) での温度・東西風データに対してケルビン波フィルターを適用した．フィルタリングの閾値は *Suzuki and Shiotani (2008)* と同様で、東西波数 $1\sim 10$ 、周期 $4\sim 23$ 日、等価深度 $8\sim 240\text{ m}$ とした．図 1 には、1998 年 1 月から 4 月の赤道上での温度と東西風のケルビン波成分を取り出した例を示している．右図は、緯度 0.0°N 、経度 271.5°E での時系列である．ここに見られるように、ある地点上でみたケルビン波の温度偏差 (水色) は東西風偏差 (紫色) に対しておよそ $1/4$ 周期先行している．そのため、横軸に温度偏差、縦軸に東西風偏差をとった位相空間では時間方向に反時計回転する軌跡が描かれる (図 2)．このダイアグラムは 図 1 (右図) で示した 4 ヶ月分のデータについて、時間の古い (新しい) ものを寒色 (暖色) で示したものであり、ここから反時計回りのトラジェクトーが得られ東進擾乱と分かる．波の位相と振幅は、この位相空間上のある時刻の角度と絶対値として求めた．なお位相は 8 つの領域に区分して、温度偏差の最大値を位相領域の 4, 5 となるように定めた．以上の操作から、各経度毎に 8 つの位相を判定した時系列データを作り、それぞれの位相に対応する SHADOZ のオゾンゾンデデータを合成することで、ケルビン波が通過する際の位相毎の温度とオゾンの鉛直構造を記述した．

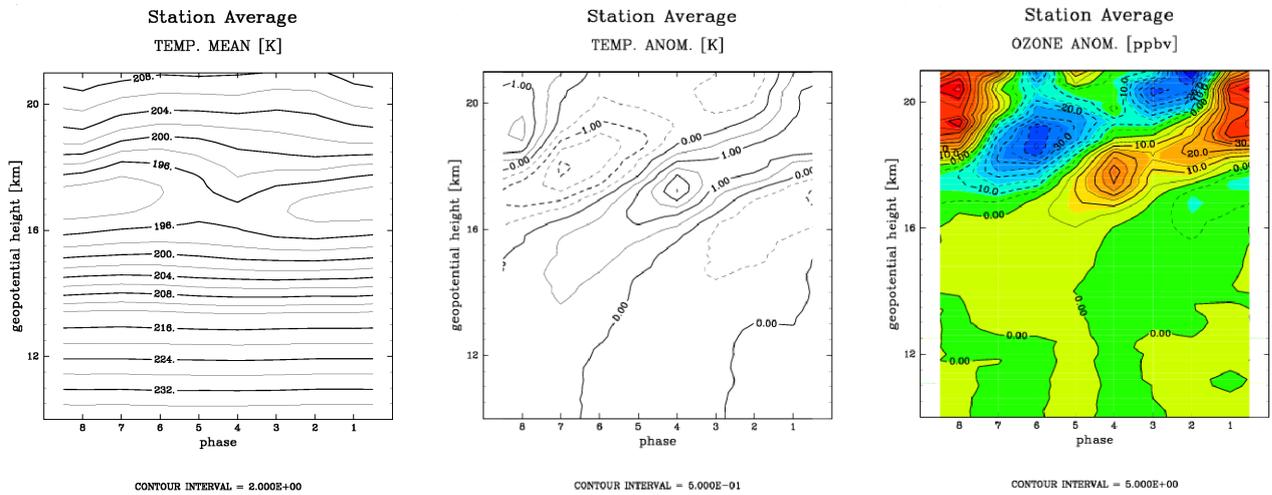


図 3. SHADOZ データを用いた高度座標上での温度（左・中央）、オゾン（右）の合成解析図．左図は絶対値での温度を表し、中図および右図は各々、高度平均値を差し引いた温度およびオゾンの偏差を表している．コンター間隔はそれぞれ 0.5 K と 5 ppbv ．

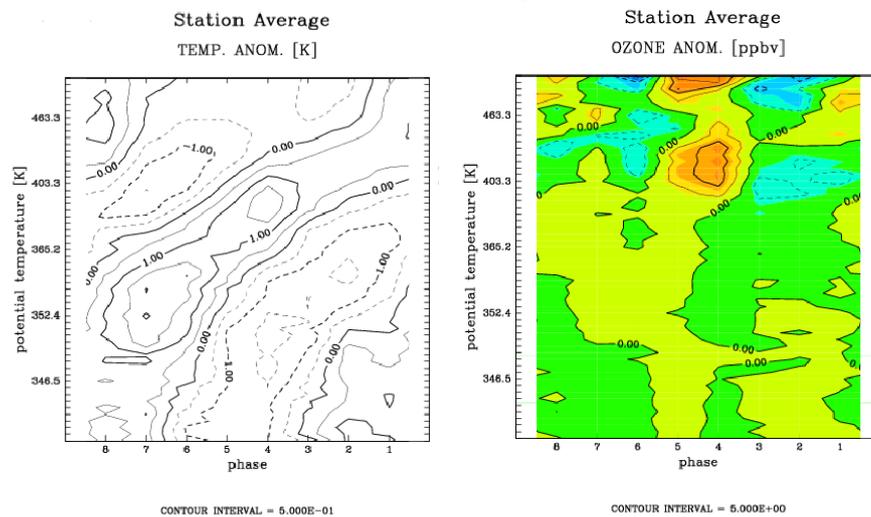


図 4. SHADOZ データを用いた温位座標上での温度（左）、オゾン（右）の合成解析図．左図および右図は各々、温位平均値を差し引いた温度およびオゾンの偏差を表している．コンター間隔はそれぞれ 0.5 K と 5 ppbv ．

3．高度座標での結果

図 3（左図）には、先の手続きにより求めた東進擾乱の各位相での温度の鉛直プロファイルを示す．高度 17 km 付近には、温度の極小点がみられここが対流圏界面にあたるのが分かる．また位相の時間発展に沿ってみると（図の右から左にかけて）位相 1 では温度の冷たい領域がみられ位相 4-5 において暖かな領域が現れて再び位相 8 にかけて温度が冷たくなる様子がみて取れる．これらの波の構造を見るために高度平均値を差し引いた温度偏差の断面が図 3（中図）になる．ここでは時間とともに温度の山と谷が下方伝播していくパターンが明瞭なことが分かる．図 3（右図）は同様にして高度平均を差し引いたオゾン偏差を示している．オゾンについても温度と同様に下方伝播するシグ

ナルがみられ、両者が同位相の変化パターンを持つことが分かる。これは温度場に揺らぎがみられる際に、温位面が沈降（上昇）することによってオゾンの鉛直勾配を反映して、オゾンが増加（減少）する結果であると考えられる。

4. 温位座標での結果

さきに見たような高度座標上での鉛直移流には、温位面の揺らぎに伴う保存的なオゾン輸送が内包されている。そこで、鉛直混合などの非保存的な寄与を知るために、次に温位座標において同様の解析を行った。図4は温位面上での平均値を差し引いた温度偏差（左図）とオゾン偏差（右図）を表している。いま左図の温度偏差には下方伝播する様子がみられているが、右図のオゾン偏差では明瞭な下方伝播はみられていない。さらに、温位座標での420 K付近に着目すると、位相4から5にかけて高濃度のオゾンが現れており、純粋な移流だけでは保存するはずの混合比が非保存となっていることが分かる。この高度・温位のどちらの座標上でもみられるオゾンの増加領域は、まさにこの位相で鉛直混合が起きている可能性を示唆する。また、東進擾乱が1周期の波を打つ間にオゾンの増大が一ヶ所だけみられる特徴は（ケルビン波の温度と東西風との位相関係から期待される）温度の極大・極小の二ヶ所で鉛直シアーが強まる構造とは異なっている。しかしながら、*Flannaghan and Fueglistaler (2011)*で示された拡散係数の大きくなる暖偏差の領域（彼らのFigure 2）をよく見ると、確かに温度極大・極小の二点というよりは温度の極大付近の一点で混合の影響が大きい。これは図3や図4での温度の最大振幅が、谷に比べて山（すなわち暖偏差）の方がより大きいことと関係しているのかもしれない。このような偏った波の構造が、碎波へと移れば、オゾンや熱の混合過程へとリンクするといえる。

5. まとめ

本研究では、ERA-Interimの再解析データを用いて圏界面付近の東進波動を抽出して、これらの擾乱が通過する際にオゾンの鉛直分布がいかに変調するかを詳しく調べた。高度座標においては、温度の高度平均値を差し引いた偏差として明瞭な下方伝播のシグナルが得られた。このとき、オゾンにもin-phaseの変動が確認された。これは温位面が上下方向に変位することによる移流効果であると考えられる。温位座標において、同様の解析を行ったところ、温位面上での平均値を差し引いた偏差からはオゾンについて下方伝播する特徴はみられなかった。しかしながら、圏界面よりも1.5 kmほど上層の420 K面においては、温度の暖偏差となる位相付近で（東西風のシアーが大きくなる領域で）オゾンの増加する様子がみられた。このオゾン増加は、温位面をまたいで輸送される影響をみているものであり、碎波に伴う混合効果を表している可能性がある。また、*Flannaghan and Fueglistaler (2011)*で示された結果とも整合的な特徴をしていた。*Nishi et al. (2007)*ではケルビン波の振幅が増幅する局面があると指摘しているが、本研究で得られた結果はこのような波の変形とオゾンの混合過程との関係を示唆する。今後は、鉛直シアーの強さや波の振幅との関連から、オゾンゾンデ観測にみられる圏界面領域での混合メカニズムを調べたい。

参考文献

- [1] Flannaghan, T. J. and S. Fueglistaler (2011), Kelvin waves and shear flow turbulent mixing in the TTL in (re)analysis data, *Geophysical Research Letters*, 38, L02801, doi:10.1029/2010GL045524.

- [2] Fujiwara, M., K. Kita, and T. Ogawa (1998), Stratosphere-troposphere exchange of ozone associated with the equatorial Kelvin wave as observed with ozonesondes and rawinsondes, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103(D15), 19173-19182.
- [3] Fujiwara, M., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Horinouchi, and S. Fukao (2003), Turbulence at the tropopause due to breaking Kelvin waves observed by the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophysical Research Letters*, 30, 1171, doi:10.1029/2002GL016278.
- [4] Nishi, N., J. Suzuki, A. Hamada, and M. Shiotani (2007), Rapid Transitions in Zonal Wind Around the Tropical Tropopause and their Relation to the Amplified Equatorial Kelvin Waves, *Sola*, 3, 13-16.
- [5] Suzuki, J., and M. Shiotani (2008), Space-time variability of equatorial Kelvin waves and intraseasonal oscillations around the tropical tropopause, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D16) doi:10.1029/2007JD009456.