

第105回生存圏シンポジウム

# 第2回赤道大気レーダーシンポジウム

平成20年9月25日・26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きた。EAR は、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)」(13~18 年度) 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。年々共同利用課題数も増加しており、国内外の研究者が活発に共同利用研究を行っている。平成 20 年 9 月 25 日・26 日には、京都大学宇治キャンパスにある木質ホールにおいて第 2 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 29 件の研究発表を得た。本報告書からも明らかのように、EAR そのものを用いた研究で多くの成果が挙げられているのはもちろん、そこから派生した多くの関連研究が着実に進捗している。本年度末には EAR 装置の主に受信系の改修が行われ、受信感度の向上が期待される。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 21 年 2 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 山本 衛

## 目 次

赤道大気レーダー全国・国際共同利用の現状 .....	1
山本衛・橋口浩之 (京大 RISH)	
南大西洋収束帯の形成に及ぼすブラジル高原の影響 .....	4
児玉安正・佐川智孝 (弘前大理工)・吉兼隆生 (FRCGC-JAMSTEC)	
EAR で観測された UTLS 鉛直流変動の日周変化 .....	8
古津年章 (島根大総合理工)・児玉安正 (弘前大理工)・柴垣佳明 (大阪電通大)・ 下舞豊志 (島根大総合理工)・川島正行 (北大低温研)	
西太平洋の熱帯対流圏界層 (TTL) における Cirrus の観測 .....	15
藤原正智 (北大環境)・岩崎杉紀 (防衛大)・清水厚 (環境研)・稲飯洋一 (北大環境)・ 塩谷雅人 (京大 RISH)・長谷部文雄 (北大環境)・松井一郎・杉本伸夫 (環境研)・ 岡本創 (東北大理)・西憲敬・濱田篤 (京大理)・坂崎貴俊 (北大環境)・ 米山邦夫 (IORGC-JAMSTEC)	
全球非静力学大気モデルを用いた対流圏界面領域の解析 .....	21
久保川陽呂鎮・藤原正智 (北大環境)・那須野智江 (FRCGC-JAMSTEC)・ 佐藤正樹 (東大 CCSR/FRCGC-JAMSTEC)	
インド洋域における上部対流圏循環の鉛直微細構造 .....	28
西憲敬 (京大理)・西本絵梨子・塩谷雅人 (京大 RISH)・林寛生 (JAXA)・ 高島久洋 (FRCGC-JAMSTEC)・津田敏隆 (京大 RISH)	
Diurnal variations in precipitable water observed by shipborne GPS over the tropical Indian Ocean .....	34
安永数明・藤田実季子 (IORGC-JAMSTEC)・牛山朋来 (農業環境技術研究所)・ 米山邦夫 (IORGC-JAMSTEC)・高藪縁 (東大 CCSR/IORGC-JAMSTEC)・ 吉崎正憲 (IORGC-JAMSTEC)	
赤道域における雷活動の観測 —科学目標とシステムの緒元— .....	38
足立透・山本衛・橋口浩之 (京大 RISH)・森修一・櫻井南海子 (IORGC-JAMSTEC)・ 大矢浩代 (千葉大工)・土屋史紀・高橋幸弘 (東北大理)	
マルチスタティックシステムで観測された局所風速場の変動 .....	46
西村耕司 (情報・システム研究機構)・佐藤亨 (京大情報学)	
ラジオメーターとラジオゾンデによる水蒸気密度観測結果の比較 .....	50
下舞豊志・佐藤玄一・古津年章 (島根大総合理工)	
Comparison study of lower-tropospheric horizontal wind over West Sumatra, Indonesia using NCEP/NCAR reanalysis, operational radiosonde, and the Equatorial Atmosphere Radar ...	53
Tri Handoko Seto (京大 RISH/BPPT, インドネシア)・田畑悦和・山本真之・ 橋口浩之 (京大 RISH)	

ポンティアナにおけるラジオゾンデ観測の初期解析結果 .....	57
田畑悦和・橋口浩之・山本真之・山本衛 (京大 RISH)・柴垣佳明 (大阪電通大)・ 下舞豊志 (島根大総合理工)・山中大学・森修一 (IORGC-JAMSTEC)・ Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・Timbul Manik・ Erlansyah(LAPAN, インドネシア)	
赤道域観測気象学の現状と今後 .....	63
山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)	
JSPS アジアアフリカ学術基盤形成事業 Asia-Africa Science Platform ”Elucidation of ground-based atmosphere observation network in equatorial Asia”の活動報告 .....	73
津田敏隆・堀之内武 (京大 RISH)・藤吉康志 (北大低温研)・山本真之・ 古本淳一 (京大 RISH)・岩崎杉紀 (防衛大)・中村卓司 (京大 RISH)	
温帯および赤道域における衛星回線降雨減衰の周波数スケーリング特性 .....	78
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 (京大 RISH/東海大)	
CloudSat 雲レーダ観測を用いた静止衛星 Split-window 観測による熱帯域上層雲の種別および 物理・光学量の推定 .....	83
濱田篤・西憲敬 (京大理)	
CloudSat・CALIPSO・赤道大気レーダーで観測された対流雲の解析 .....	90
植松明久 (NICT)・妻鹿友昭・山本真之・橋口浩之 (京大 RISH)・ 下舞豊志 (島根大総合理工)・阿保真 (首都大)・大野裕一 (NICT)・ 山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)	
赤道大気レーダー (EAR) による対流雲内の鉛直流観測 .....	97
妻鹿友昭・山本真之・橋口浩之 (京大 RISH)・植松明久 (NICT)・ 山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)・山本衛 (京大 RISH)	
西スマトラ山岳地域における降水活動と下層風との関係 .....	103
柴垣佳明 (大阪電通大)・古津年章・下舞豊志 (島根大総合理工)・橋口浩之 (京大 RISH)・ 濱田純一・森修一 (IORGC-JAMSTEC)・山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)・ 深尾昌一郎 (京大 RISH/東海大)	
HARIMAU2006 期間中に観測された日周期で移動する降水システムの内部構造及び移動メカ ニズムについて .....	108
櫻井南海子・森修一 (IORGC-JAMSTEC)・川島正行・藤吉康志 (北大低温研)・ 大井正行 ((株) ジェイ・ツー)・濱田純一 (IORGC-JAMSTEC)・筆保弘徳 (IPRC)・ 田畑悦和 (京大 RISH)・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・ Emrizal(BMG, インドネシア)・山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)・ 松本淳 (首都大/IORGC-JAMSTEC)	
西スマトラにみる降水日変化の地理的分布 .....	114
上米良秀行・増田耕一・森修一・濱田純一・櫻井南海子 (IORGC-JAMSTEC)・ 松本淳 (首都大/IORGC-JAMSTEC)・山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)	

スマトラ島周辺の降水特性と対流季節内変動との関連 .....	118
濱田純一・森修一・櫻井南海子 (IORGC-JAMSTEC)・	
山中大学 (IORGC-JAMSTEC/神大理)・松本淳 (首都大/IORGC-JAMSTEC)・	
Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)	
赤道ライダーによる雲と成層圏エアロゾルの長期観測 .....	123
阿保真・長澤親生・柴田泰邦 (首都大)	
スプラディック Na 層発生頻度のグローバル分布と Ca イオンのライダー観測 .....	127
長澤親生・阿保真・柴田泰邦 (首都大)	
EAR 関連観測で明らかとなった赤道プラズマ不安定の時間・空間構造 .....	131
深尾昌一郎 (京大 RISH/東海大)・横山竜宏 (コーネル大)・大塚雄一 (名大 STE)・	
山本衛 (京大 RISH)	
Propagation of gravity waves to the thermosphere: Basic understanding on saturation, breaking, instability and viscous dissipation of gravity waves .....	139
加藤進 (京大名誉教授)	
インドネシアにおける沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測 .....	146
大塚雄一・水谷徳仁・塩川和夫 (名大 STE)・丸山隆・石井守・小川忠彦 (NICT)・	
Effendy(LAPAN, インドネシア)	
赤道大気レーダーで昼間に観測された高度 150km の沿磁力線不規則構造 .....	151
水谷徳仁・大塚雄一・塩川和夫 (名大 STE)・横山竜宏 (コーネル大)・	
山本衛 (京大 RISH)・A.K. Patra(NARL, インド)・丸山隆・石井守 (NICT)	
Equatorial electrojet parameters along 210° magnetic meridian using a thick shell model format: Preliminary results .....	159
A. B. Rabi(u)(Space Physics Lab., Dept. of Physics, Federal University of Technology, Akure, Nigeria)・K. Yumoto(九大 SERC)・K. Shiokawa(名大 STE)・	
A. Fujimoto(九大 SERC)	
低緯度電離圏-熱圏システムの春/秋非対称性とプラズマバブル: 赤道横断風効果の証拠 .....	167
丸山隆 (NICT)・斉藤享 (ENRI)・川村眞文 (NICT)・野崎憲朗 (TELEC)・	
J. Krall (NRL)・J. D. Huba (NRL)	

# 赤道大気レーダー全国・国際共同利用の現状

山本衛・橋口浩之  
(京都大学生存圏研究所)

## 1. 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タババンに 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/>)。

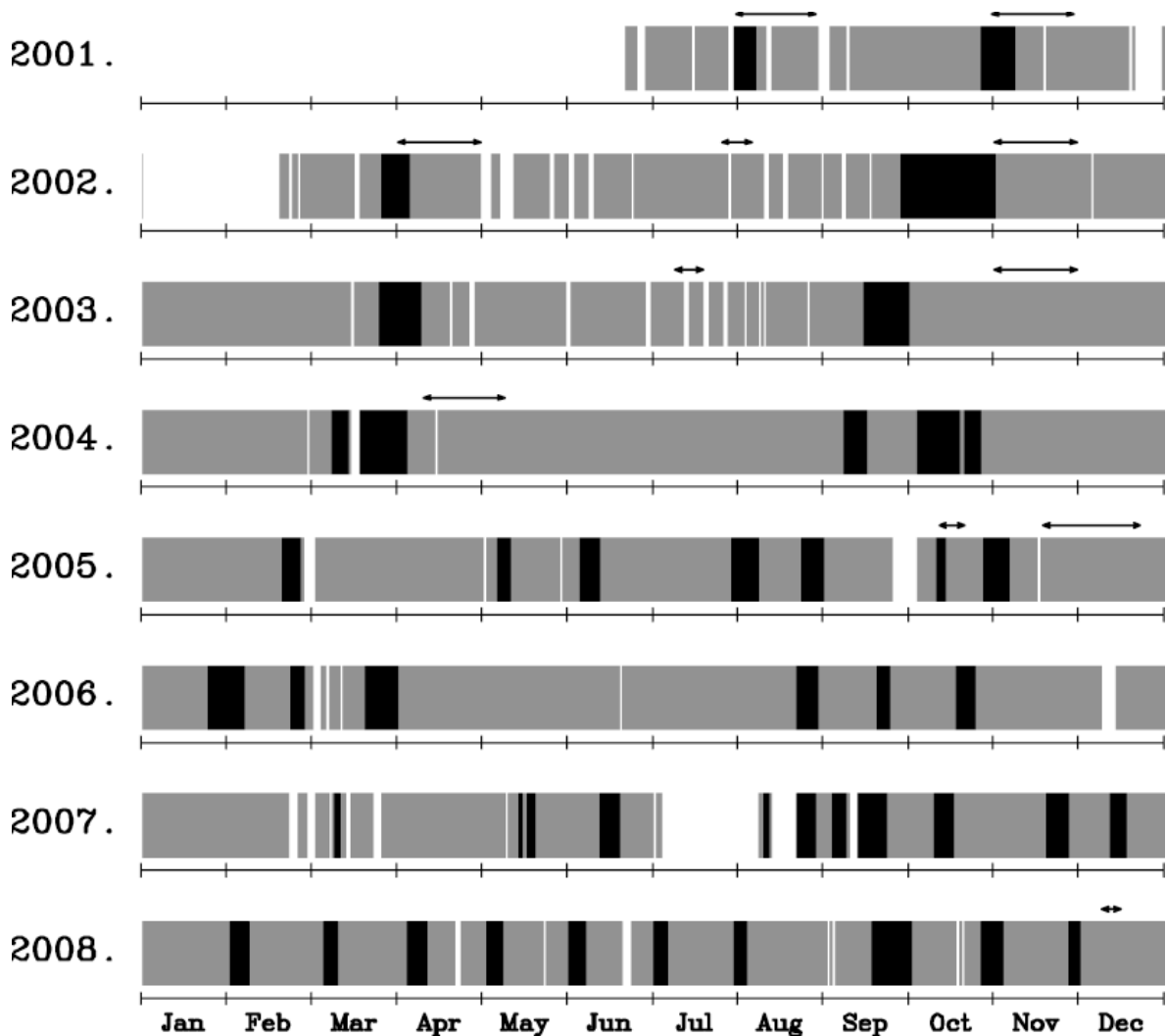


図 1 赤道大気レーダーの長期連続観測状況。通常は高度 20km までの標準観測を継続している。色の濃い部分は電離圏観測に対応する。また矢印はラジオゾンデ観測の実施期間を示す。

## 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、(4) 有料利用については当面は行わないこと等である。また、EAR 共同利用には、EAR を直接利用するものの他、EAR サイトへの機器の持込み観測、すなわち観測場所としての利用も含まれる。

実際の観測実施については、EAR の特性を考慮し、課題をいくつかのグループに分けてスケジュールする方式を取っている。また予算の許す範囲において、EAR までの旅費(日本人研究者については日本から、インドネシア人研究者についてはインドネシア国内旅費)を支給している。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。年々課題件数は増加しており、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。

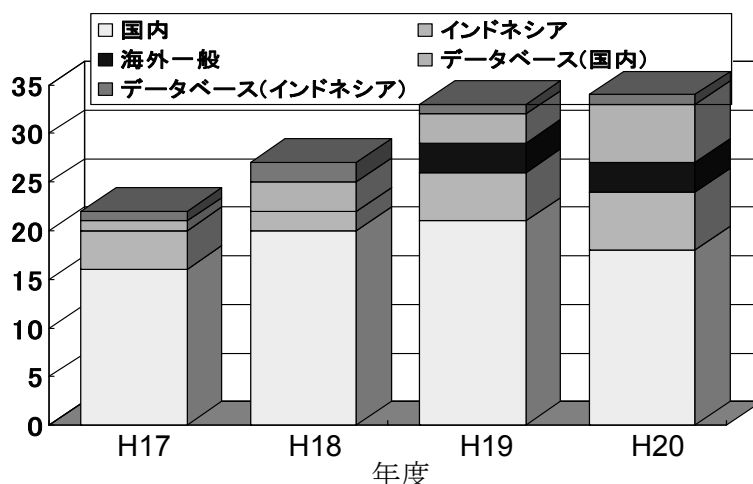


図 2 赤道大気レーダー全国・国際共同利用の課題件数の推移。

## 3. 赤道大気レーダーの改修

本年度には京都大学の全学協力経費(設備整備)を得て、赤道大気レーダー装置の改修を実施する。図 3 に示すように改修は大きく 3 つに分けられる。(a) 全送受信モジュール(560 台)の内部の回路を変更することにより、送受信モジュールの高感度化とともに耐雷性能を向上させる。(b) 電源収容架から各アンテナに向かう同軸ケーブル 560 本を更新し、同時にネズミ食害への対策も講じる。(c) その後、毎年実施しているシステム全体の保守点検を実施する。これらの対策によって、EAR は完成当初の感度を取り戻すことになる。改修のため、本年度は 1 月中旬から 3 月中旬まで共同利用観測を休止する。

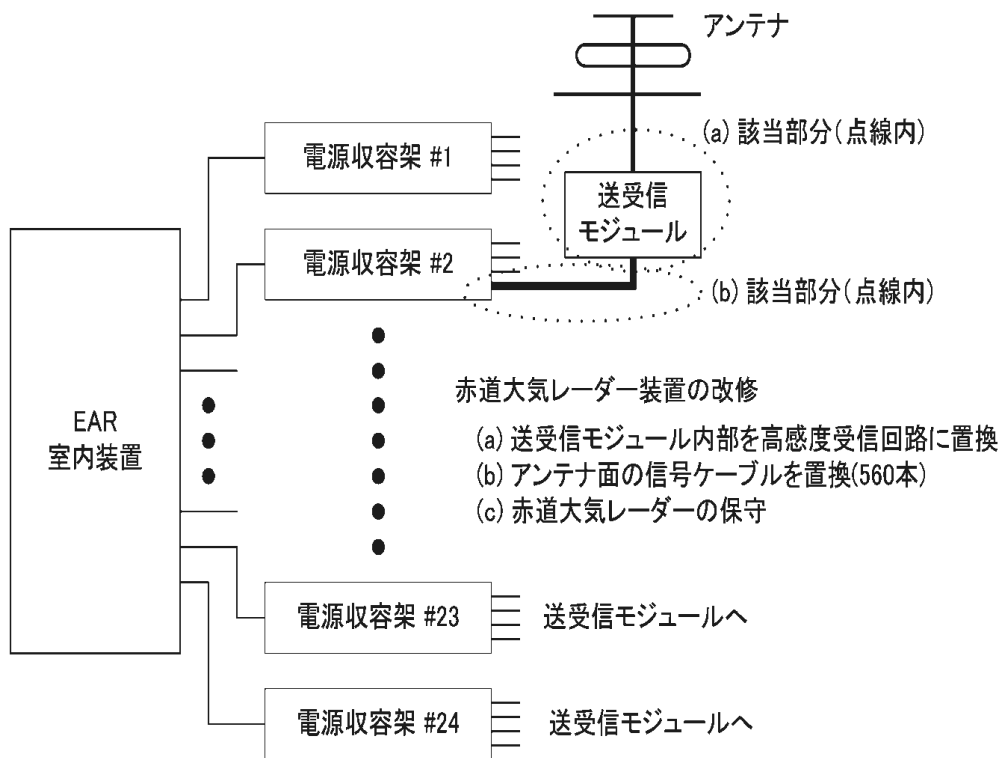


図3 赤道大気レーダー装置の改修



## 南大西洋収束帯の形成に及ぼすブラジル高原の影響

児玉安正・佐川智孝（弘前大院・理工）・吉兼隆生（FRCGC/JAMSTEC）

### 1. はじめに

南大西洋収束帯(SACZ)は、南半球の夏季にアマゾンからブラジル南東部を通して南大西洋に伸びる降水帯である。SACZ がもたらす降水はブラジルの貴重な水資源（水力発電にも利用）となっている。SACZ の亜熱帯域の部分は、SPCZ や梅雨前線帯と類似の性質を有する亜熱帯収束帯（Kodama 1992）の一つである。これら3つの亜熱帯収束帯の中で、SACZ の特異な性質として、その位置が比較的一定している(Diaz and Aceituno 2003)ことが指摘できる。梅雨前線帯では、季節進行に伴って位置が北上することが、SPCZ では ENSO に伴って東西方向に大きくシフトすることが知られている。これに対して SACZ では、2つの現れやすい位置、すなわちブラジル高原と通る位置と、ラプラタ川河口を通る位置が指摘されており(Nogues-Paegle and Mo 1997)、そのうちブラジル高原を通る位置に現れやすい。ブラジル高原は、ブラジル南東部にあり、南大西洋に面する標高 1000m 程度の高原であり、1000km スケールの広がり起伏に富んだ地形で特徴づけられる。SACZ とブラジル高原の位置関係は、高原が SACZ の形成に及ぼす大きな影響を示唆する。本研究では、ブラジル高原の影響を明らかにすることを目的として、長期間のデータの統計解析と数値実験を行った。

### 2. 統計解析

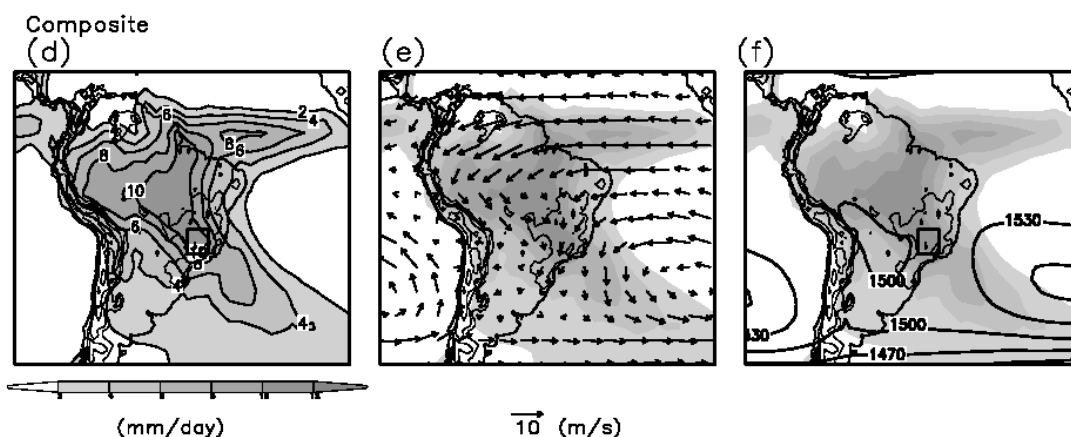


図1 ブラジル高原上の基準域（図中の四角枠）で降水が基準値（8mm/day）以上であった17ヶ月についてコンポジットされた降水分布(d), 850hPa風(e), 850hPa高度(f)

27年間1月と2月、54ヶ月間の月平均 CMAP の降水データと NCEP/NCAR データを用いて統計解析を行った。SACZ はブラジル高原を通る位置にあるときに、最も大西洋上ま

で長く発達することが確認された。また SACZ がブラジル高原を通る位置にあるとき、ブラジル高原の南西側で下層に低気圧性循環が現れること(図 1)、渦度収支解析の結果から、ブラジル高原付近に維持される上昇流がその南西側に低気圧循環を作っていることがわかった。この低気圧性循環は、SACZ に向かう西風を作り、SACZ における下層の収束を強める働きをしていた。

### 3. 数値実験

SACZ の数値実験はすでいくつか行われているが、本研究はそれらよりも高い空間分解能(25km)で実験を行うことを特徴とした。これは、ブラジル高原の細かな起伏に富んだ地形を再現するためである。数値モデルは RAMS (領域大気モデル) を筑波大学陸域環境研究センター (TERC) で改良した TERC-RAMS を用い、計算領域は南米大陸を取り巻く領域 (図 2)、11 日間のスピニアップ後の、1985 年 1 月の 1 ヶ月間の積分結果を解析した。境界条件と初期条件は 6 時間毎の NCEP-NCAR 再解析データを用いた。実験の対象とした期間は、SACZ が活発でブラジル高原を通る気候学的な位置にほぼ停滞していた。次表に行った感度実験の条件を示す。

名称	水平分解能	標準実験(Cntl)からの変更箇所
Cntl	25km	なし
Low-reso.	150km	分解能を下げる
Reduced topo.	25km	ブラジル高原の標高を半分にする
Stop rain	25km	ブラジル高原付近の降水を止める

Cntl (図 2) では、ブラジル高原を通る SACZ がほぼ再現された。ブラジル高原の南西側にできる下層の低気圧性循環も実況よりも弱いながらも再現された。その他の実験では、いずれもブラジル高原の南西側の低気圧性循環が弱まり、SACZ は本来に位置よりも降水も弱まった(図 3,4)。このことから、低気圧性循環の再現には高い分解能でブラジル高原の地形を表現することが必要であること、また分解能を高く保ってもブラジル高原の降水を止めると低気圧性循環を含む循環場が変わることから、ブラジル高原の力学的効果よりもブラジル高原が維持・強化する降水に伴う潜熱加熱が循環場の維持に重要であることが示唆された。

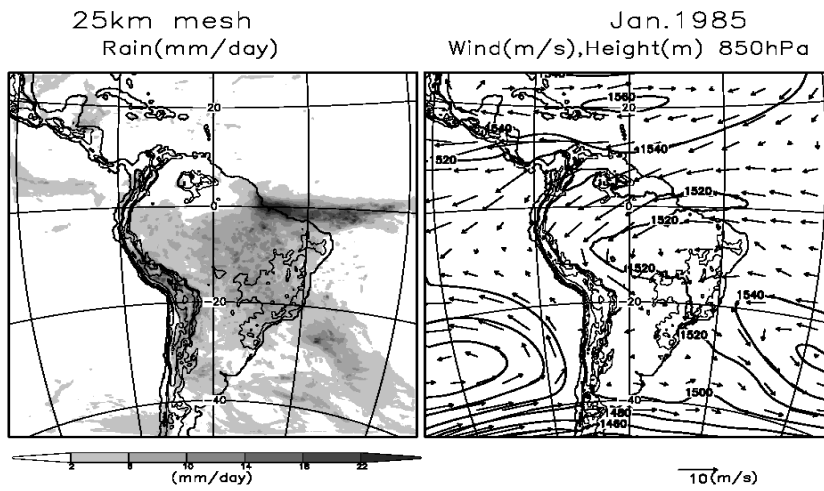


図2 Cntlの1ヶ月平均値。降水強度(左) 850hPaの高度と風(右)

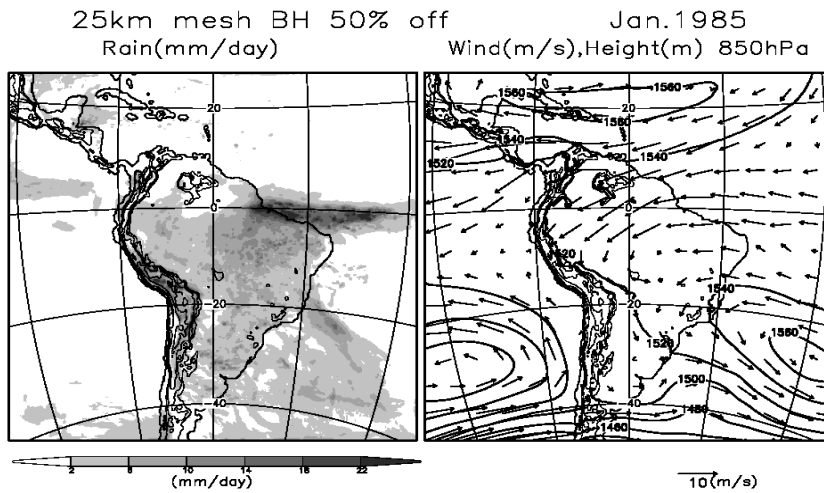


図3 図2とおなじ、ただし Reduced topo.の1ヶ月平均値。

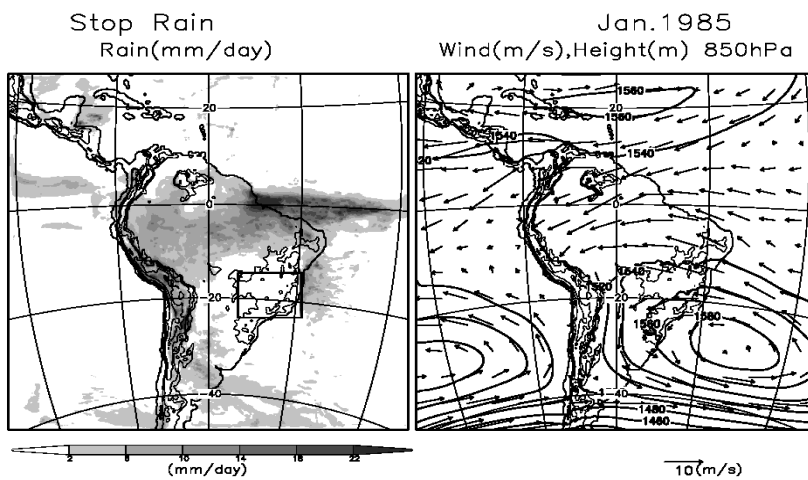


図4 図2とおなじ。ただし Stop rainの1ヶ月平均値。

#### 4. まとめ

長期間のデータ解析から、ブラジル高原付近の降水が、高原南東側の大気下層の低気圧性循環や、海上を含む SACZ の活動と相関があることがわかった。この低気圧性循環は SACZ の下層収束を強め、SACZ の活動に寄与していた。

1985 年 1 月を対象とした数値実験では、SACZ と周辺の循環をほぼ再現できた。ブラジル高原付近の降水を止めるとブラジル高原南東側の低気圧性循環は消えた。ブラジル高原の標高を下げたり、細かな地形の表現を悪くするなどすると、ブラジル高原付近の降水が弱まり、低気圧性循環や SACZ が弱まった。

渦度収支解析により、ブラジル高原付近の降水がその西側に低気圧性循環を作ることが示された。ブラジル高原は降水を励起し、その降水が作る熱的循環（低気圧性循環）が SACZ を強化すると考えられる。

#### 文献

Diaz, A., and P. Aceituno, 2003: Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. *J. Climate*, **16**, 3171-3185.

Kodama, Y.-M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813-836.

Nogues-Paegle, J., and K.-C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.

# EAR で観測された UTLS 鉛直流変動の日周変化

古津年章<sup>1</sup>・児玉安正<sup>2</sup>・柴垣佳明<sup>3</sup>・下舞豊志<sup>1</sup>・川島正行<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 島根大学, <sup>2</sup> 弘前大学, <sup>3</sup> 大阪電気通信大学, <sup>4</sup> 北大低温科学研究所

## 1. まえがき

これまで、熱帯域における上部対流圏・下部成層圏 (UTLS) の重力波の発生や伝播の研究は多く行われてきた (Tsuda et al. 1994; Dutta et al. 1999; Alexander et al. 2000; Dhaka et al. 2003; Alexander et al. 2004; Alexander et al. 2006). しかしそれらの多くは比較的短期間のイベント解析から数ヶ月間のものであった. 最近, Alexander et al. (2008)や Dutta et al. (2008) はコトタバンやガダンキの大気レーダデータを用いて長期間の鉛直流や運動量解析を行ったが, それらは月平均など比較的長期の統計量の解析であった.

本論文では, 赤道大気レーダ (EAR) で観測される UTLS の長期間の鉛直流データを用い, 対流活動から励起される周期 12 時間以下の短周期擾乱について, それらの日周変化に注目する (Kozu et al. 2008). これによって, 対流活動による短周期重力波の発生・伝播について考察を試みる. 日周変化に注目するのは, これまでのデータ解析により, コトタバでは午後の対流活動が卓越し, 顕著な降水日周変化が認められることによる (Kozu et al. 2006). また関連して季節内変化についても調べる. これは, 赤道大気上下結合 (CPEA) プロジェクトの第 1 回キャンペーン (2004 年 4~5 月) のデータ解析から, MJO の対流活発期と不活発期で降雨の構造, 雷発生頻度, 雨滴粒径分布などに大きな変化がみられ (Kawashima et al. 2006; Kodama et al. 2006; Kozu et al. 2005), UTLS の重力波励起特性の違いに興味を持たれたからである.

コトタバにおける対流活動の高度を考慮すると, 上部対流圏では, 鉛直流変動は重力波によるものと, 対流活動に伴う様々な擾乱の混合であり, その一部が下部成層圏 (18km 程度) の変動に繋がると考えられる. ただし, 背の高い対流の場合, 対流活動によって直接引き起こされる擾乱が, 下部成層圏でも現れる可能性があることに注意が必要である.

## 2. 使用した機器とデータ

本論文で主に使用するものは, コトタバ EAR 観測所 (0.2°S, 100.32°E, 865 m ASL) に設置されてある EAR および X バンド降雨レーダのデータである. また, 大規模擾乱の指標として, OLR anomaly を使用する.

EAR の鉛直風データは, 特に 14~16km 付近で観測できない時間帯が多い (Alexander et al. 2008) ので, ここでは, UT のデータとして, 11km, 12km, 13km (ASL), LS のデータとして, 17km, 18km, 19km の UT, LS それぞれ 3 つの高度から求めた鉛直流変動  $w'$  の分散を主に解析する. 場合によっては, 12km および 18km 単一高度のデータの解析も併用する.

一方, Xバンド降雨レーダデータは, 3km CAPPI の Z 因子から,  $Z = 200R^{1.6}$  の関係式を使って降雨強度 R に変換し, 半径 60km の円形領域における平均降雨強度を求める. これを, EAR 周辺の対流活動の指標として用いる. また, OLR anomaly は, NOAA から提供された元データを BMRC で anomaly に変換したもの (BMRC の Dr. M. Wheeler から提供された) を用いている. 1999 年から 2006 年までの OLR anomaly をペリオドグラム解析した結果を図 1 に示す. これは 36 回のインコヒーレント平均をしたものであり, 変動係数は約 17% と見積もられる. 従って 30~40 日のピーク (MJO に対応) と 10 日付近のピークは, 統計的に有意と考えられる. そのため, 以降, 大規模擾乱場の指標として, 9 日の LPF をかけた OLR anomaly を用いることとする.

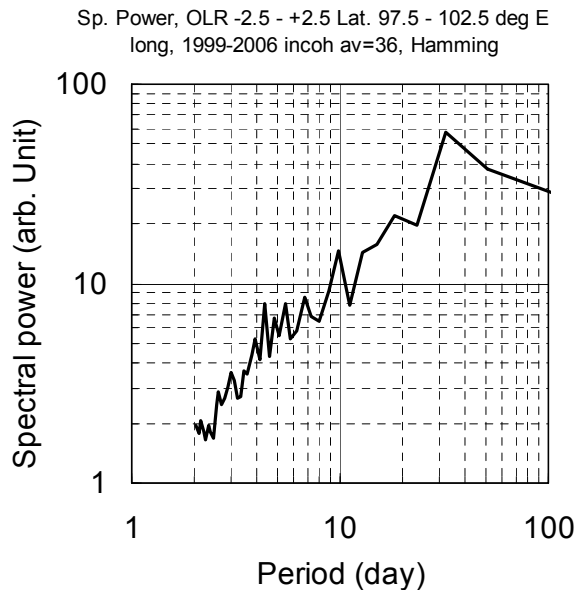


図 1. OLR anomaly のペリオドグラム (1999~2006 ; 緯度 2.5°S~2.5°N, 経度 97.5°E~102.5°E の範囲の平均) . (Kozu et al. 2008)

### 3. UTLS 鉛直変動分散 ( $\overline{w'^2}$ ) の統計的特性

#### 3.1 概要

図 2 に, 11~13km と 17~19km における  $\overline{w'^2}$  の長期変動を, 1 日毎の OLR anomaly とともに示す.  $\overline{w'^2}$  は, 午前 (0~12LT) の  $\overline{w'^2}$  と午後 (12~24LT) の  $\overline{w'^2}$  に分けて示している. すなわち 1 日毎に午前と午後の 2 つの  $\overline{w'^2}$  が計算され, 図 2 は, その長期変動を示したものである. これにより,  $\overline{w'^2}$  の日周変化と季節内変動, 日々の短期変動などの概要を同時に見ることができる. 図 2 の(a)と(b)は, 2004 年の後半における変動を, それぞれ 11~13km, 17~19km について示したものである. これらの図から,  $\overline{w'^2}$  は日々大きく変動していること, 一般に午後の  $\overline{w'^2}$  が午前の  $\overline{w'^2}$  より大きいことがわかる. 日々の短期変動を抑えて, 季節内変動を見やすくしたものが図 2(c)であり, 2004 年 1 年間の変動を示してある. 図 2(c) から, 明らかに  $\overline{w'^2}$  は季節内変動を伴っていること, しかし, 必ずしもそれは OLR anomaly と相関がよくないことが示唆される. UT における  $\overline{w'^2}$  の日周変化については, CPEA-I キャンペーン (2004 年 4~5 月) のデータを使って, Alexander et al. (2006) がその存在を示したが, 今回はもっと長期に渡り, その特性を調べることにする.

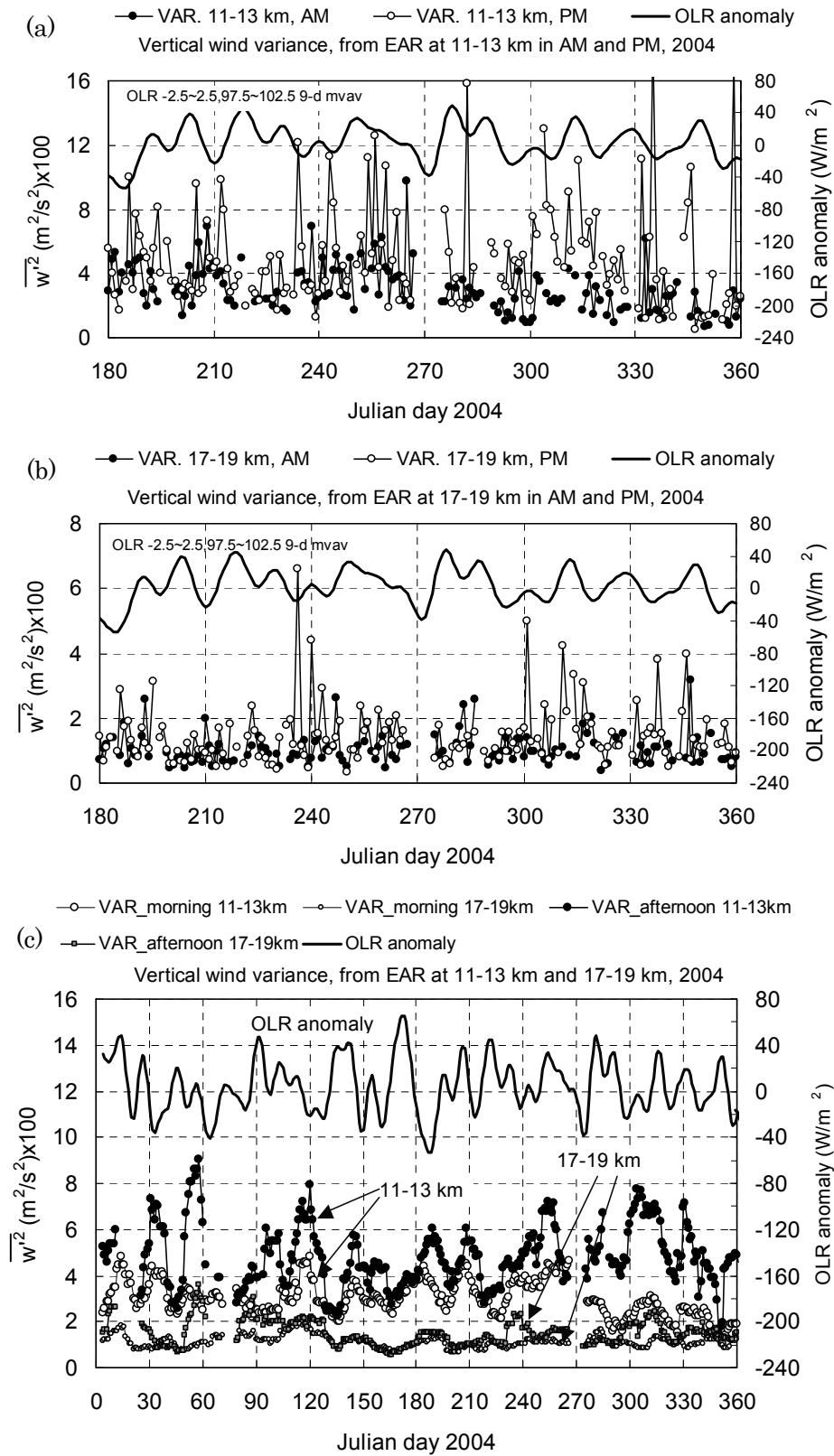


図 2.  $\overline{w'^2}$  と OLR anomaly の長期変動 : (a) 11 ~ 13km  $\overline{w'^2}$ , 2004 年後半. (b) 17~19km  $\overline{w'^2}$ , 2004 年後半. (c) 11~13km と 17~19km.  $\overline{w'^2}$  に 9 日移動平均, 2004 年. (Kozu et al. 2008)

### 3.2 日周変化

予備的な解析として、まず1日のなかの6時間スロットをとり、その中心時刻を2時間づつずらせながら、 $\overline{w'^2}$  の変化を調べた。その結果、12LT を境にして、 $\overline{w'^2}$  の大きさが明確に変化することが判明した (Kozu et al. 2008)。従って、以下の解析では0~12LT と 12~24LT の2つの時間帯に分けた  $\overline{w'^2}$  の性質を調べることにする。

図3は、2004年4月から2005年3月までの1年間における、降雨レーダから求めた半日・領域平均降雨強度 ( $R_{av}$ ) と  $\overline{w'^2}$  の相関を示したものである。

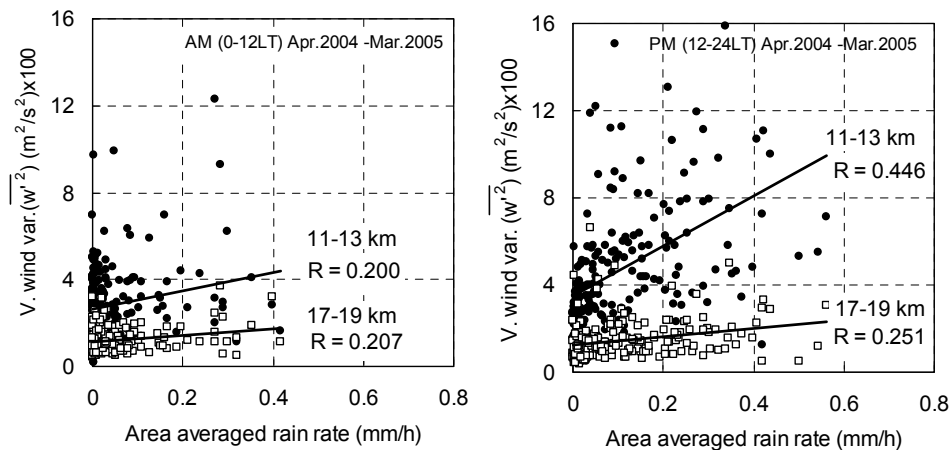


図3.  $\overline{w'^2}$  と時空間平均降雨強度 ( $R_{av}$ ) の相関：左図は午前、右図は午後。期間2004年4月~2005年3月。(Kozu et al. 2008)

明らかに、午後の方が降雨強度が大きく、特に11~13kmにおいて相関係数が大きくなっていることがわかる。17~19kmについては、午後の相関係数は午前に比べて若干高い程度であり、0.2~0.25と値としては低くなっている。これは、EAR周辺の対流活動に起因する擾乱以外の要因が、LTでは大きくなっているためと考えられる。しかし、相関係数の区間推定を行うと、95%信頼区間において、相関係数はいずれの場合も正になっており、EAR周辺の降雨の影響が示唆される。また、 $\overline{w'^2}$  の累積分布を、2003年から2005年の3年間で行った結果から、 $\overline{w'^2}$  の中央値 (median) は、12kmの午前と午後でそれぞれ、 $2.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $3.6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、また18kmの午前と午後でそれぞれ、 $0.9 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $1.2 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ であった。午前  $\overline{w'^2}$  に対する午後  $\overline{w'^2}$  の割合は、12kmにおいて1.5、18kmにおいて1.3と、若干12kmの方が大きい。これは、12kmにおいて、日周変化の大きな対流活動の影響を直接受けるためと考えられる。

### 3.3 季節内変化

前述のように、この論文では9日のLPFをかけたOLR anomalyを、対規模対流活動の活発さの指標として用いる。OLR anomalyが $+10 \text{ W/m}^2$ より大きなきを「OLR不活発期」、 $-10 \text{ W/m}^2$ より小さなきを「OLR活発期」と呼ぶことにする。これまでの観測研究結果から、MJOの活発、不活発期に対応する降雨特性の変化 (Kawashima et al. 2006; Kodama et al.



2006; Kozu et al. 2005; Morita and Takayabu 2006) に加えて, 更に短周期の大規模擾乱 (SCC) に対応する降雨特性の変化も報告されている (Shibagaki et al. 2006). 従って OLR の活発期, 不活発期に対応する  $\overline{w'^2}$  やその日周変化の変動も興味を持たれるところである. しかし, 単純に OLR anomaly と  $\overline{w'^2}$  の相関をとってみたところ, ほとんど無相関であることがわかった.

そのため, 図 3 で示したような, 降雨強度と  $\overline{w'^2}$  の相関を, OLR 活発期, 不活発期に分けて調べてみた. その結果を図 4 に示す.

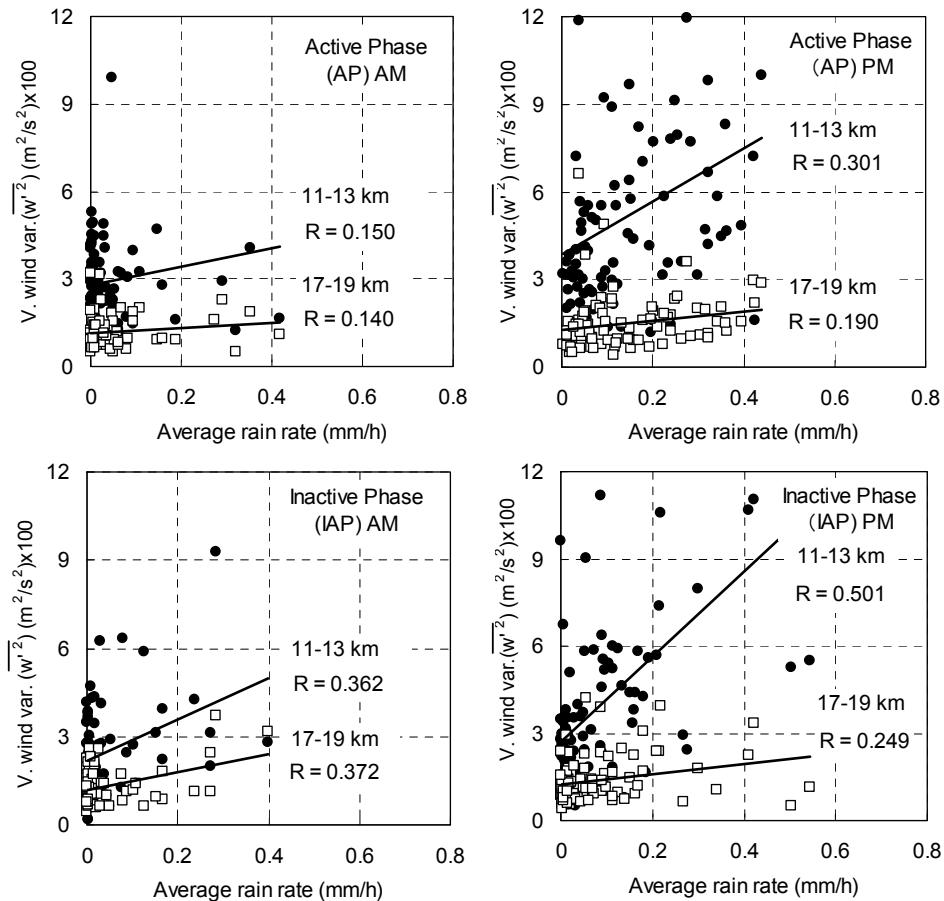


図 4. OLR 活発期(AP)と不活発期(IAP)に分けた  $\overline{w'^2}$  と時空間平均降雨強度 ( $R_{av}$ ) の相関: 上図は AP, 下図は IAP, 左図は午前, 右図は午後. 期間 2004 年 4 月~2005 年 3 月. (Kozu et al. 2008)

まず, 降雨強度を比較すると, 明らかに午後の方が降雨強度が大きいことがわかる. また午前では, OLR 活発期, 不活発期の差は見られないが, 午後では, 活発期には全般に降雨強度が大きいのにに対して, 不活発期には, 数例の強い降雨強度が見られる. 次に,  $\overline{w'^2}$  との相関係数を考察する. 相関係数の検定を行うと, OLR 活発期の午前と, OLR 活発期午後の 17~19km では, 無相関の仮説を否定することができなかった. 一方, OLR 不活発期には, 全てのケースで, 相関は統計的に有意であるという結果が得られた. これは, OLR 不活発期において, EAR 周辺の対流活動による UTLS 鉛直流擾乱が, より明らかであることを示

唆している。また、OLR 不活発期の方が OLR 活発期より相関係数が若干高いのは、不活発期の方が、UT から LS への重力波伝搬がより明確であること、あるいは、OLR 不活発期において、より背の高い対流が 17~19km 擾乱を大きくさせていることを示唆している。

#### 4. まとめ

EAR で観測された UTLS の鉛直流変動分散  $\overline{w'^2}$  を、EAR 周辺の対流活動との関連性について調べた。対流活動の指標としては、X バンド降雨レーダから求められた 3kmCAPPI データを降雨強度に変換し、半径 60km の円形領域・半日（午前あるいは午後）平均の降雨強度を用いた。3 年間の長期データを解析した結果、午後の  $\overline{w'^2}$  は午前の  $\overline{w'^2}$  の 1.3~1.5 倍と明らかに午後の方が鉛直流擾乱が大きいことがわかった。また 1 年間のデータの解析から、降雨強度と  $\overline{w'^2}$  の相関も午後の方が高いことがわかった。更に 9 日の LPF をかけた OLR anomaly を基準にした“OLR 活発期”および“OLR 不活発期”に分けて、降雨強度と  $\overline{w'^2}$  の相関を調べた結果、OLR 不活発期の方が相関が若干高いことがわかった。これは、OLR 不活発期において、EAR 周辺の対流活動が、より明確に  $\overline{w'^2}$  に現れることを示唆している。このように、OLR 活発期と不活発期において、若干の  $\overline{w'^2}$  特性の違いがみられた。しかし、 $\overline{w'^2}$  自体の大きさを比べると、その違いは小さく、少なくともコトタバンにおいては、活発期と不活発期において、降雨特性にかなりの違いが認められるのに対して、 $\overline{w'^2}$  の大きさは同程度と結論づけられる。しかし、このような季節内変動特性は、コトタバンのような山岳域以外、例えば海上や平坦な陸地ではかなり異なることが予想され、海洋大陸では、場所によって、異なる日周変化・季節内変化を示す鉛直流擾乱・短周期重力波励起が生じていることが示唆される。

#### 謝辞

ご教示頂いた京都大学 深尾昌一郎名誉教授、津田敏隆教授、Dr. S. P. Alexander（当時）に深謝する。また、EAR データの扱いについてご教示頂いた 橋口浩之准教授に深謝する。本研究は、科学研究費補助金 特定領域「赤道大気上下結合」の元で実施された。

#### 参考文献

- Alexander, M. J., H. H. Bares, and L. Pfister, Tropical stratospheric gravity wave activity and relationship to clouds, *J. Geophys. Res.*, **105**, 22,299- 22,309, 2000.
- Alexander, M. J., P. T. May, and J. H. Beres, Gravity wave generated by convection in the Darwin area during the Darwin Area Wave Experiment, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004JD004729, 2004.
- Alexander, S. P., T. Tsuda, J. Furumoto, T. Shimomai, T. Kozu, and M. Kawashima, A statistical overview of tropospheric convection during CPEA campaign, *J. Meteor. Soc. Japan, CPEA Special Issue*, **84A**, 57-93, 2006.

- Alexander, S. P., T. Tsuda, Y. Shibagaki, and T. Kozu, Seasonal gravity wave activity observed with the Equatorial Atmosphere Radar and its relation to rainfall information from the Tropical Rainfall Measuring Mission, *J. Geophys. Res.*, **113**, D02104, doi:10.1029/2007JD008777, 2008.
- Dhaka, S. K., M. Takahashi, Y. Kawatani, S. Malik, Y. Shibagaki, and S. Fukao, Observations of deep convective updrafts in tropical convection and their role in the generation of gravity waves, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1185-1199, 2003.
- Dutta, G., B. Bapiraju, P. Balasubrahmanyam, and H. A. Basha, VHF radar observations of gravity waves at a low latitude, *Ann. Geophysicae*, **17**, 1012-1019, 1999.
- Dutta, G., T. Tsuda, P. V. Kumar, M. C. A. Kumar, S. P. Alexander, and T. Kozu, Seasonal variation of short-period (<2 h) gravity wave activity over Gadanki, India (13.5°N, 79.2°E), *J. Geophys. Res.*, **113**, D14103, doi:10.1029/2007JD009178, 2008.
- Kawashima, M., Y. Fujiyoshi, M. Ohi, T. Honda, T. Kozu, T. Shimomai, and H. Hashiguchi, Overview of Doppler radar observations of precipitating cloud systems in Sumatera Island during CPEA-IOP'04, *J. Meteor. Soc. Japan, CPEA Special Issue*, **84A**, 33-56, 2006.
- Kodama, Y. -M., M. Tokuda, and F. Murata, Convective activity over the Indonesian Maritime Continent during CPEA-I as evaluated by lightning activity and Q1 and Q2 profiles, *J. Meteor. Soc. Japan, CPEA Special Issue*, **84A**, 133-149, 2006.
- Kozu, T., T. Shimomai, Zainul Akramin, Marzuki, Y. Shibagaki, and H. Hashiguchi, Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia, *Geophys. Res. Letters*, **32**, L07803, doi:10.1029/2004GL022340, 2005.
- Kozu, T., K. K. Reddy, S. Mori, M. Thurai, J. T. Ong, D. N. Rao, and T. Shimomai, Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region, *J. Meteor. Soc. Japan, CPEA Special Issue*, **84A**, 195-209, 2006.
- Kozu, T., Y-M. Kodama, Y. Shibagaki, T. Shimomai, M. Kawashima, and S. P. Alexander, Diurnal and intraseasonal variation of UTLS vertical wind disturbance in the equatorial region and its relation to tropospheric convective activities, *Earth, Planets and Space*, accepted, 2008.
- Morita, J., Y. N. Takayabu, S. Shige, and Y. Kodama, Analysis of rainfall characteristics of the Madden-Julian oscillation using TRMM satellite data, *Dyn. Atmosph. Ocea.*, **42**, 107-126, 2006.
- Shibagaki, Y., T. Shimomai, T. Kozu, S. Mori, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, S. Fukao, and M. D. Yamanaka, Multi-scale aspects convective systems associated with intraseasonal oscillation over the Indonesian Maritime Continent, *Mon. Wea. Review*, **134**, 1682 -1696, 2006.
- Tsuda, T., Y. Murayama, H. Wiryosumarto, S. B. Harijono, and S. Kato, Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia, 2, characteristics of gravity waves, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10,507-10,516, 1994.

## 西太平洋の熱帯対流圏界層 (TTL) における Cirrus の観測

藤原正智 (北海道大学)、岩崎杉紀 (防衛大学校)、清水厚 (国立環境研究所)、  
稲飯洋一 (北海道大学)、塩谷雅人 (京都大学)、長谷部文雄 (北海道大学)、  
松井一郎・杉本伸夫 (国立環境研究所)、岡本創 (東北大学)、西憲敬・濱田篤 (京都大学)、  
坂崎貴俊 (北海道大学)、米山邦夫 (海洋研究開発機構)

### 1. はじめに

熱帯対流圏界層 (Tropical Tropopause Layer, TTL) は、対流圏の空気が成層圏へ侵入する主たる入口であり、成層圏光化学の初期条件をあたえる領域である。歴史的に、水蒸気濃度を成層圏の値にまでしぼる過程、脱水過程、が注目されており、効率的な脱水過程を伴う輸送過程が生じているはずであるという観点で、TTL における輸送過程・力学過程の議論がなされてきている [e.g., Holton et al., 1995]。しかし、どのような輸送過程・力学過程がどの程度脱水に効いているか、いまだに解かれていない。TTL における Cirrus は、脱水過程の生成物であると同時に、他方で放射過程を通して鉛直流をコントロールしていると考えられ、Cirrus が逆に脱水効率をコントロールしている面もある [e.g., Corti et al., 2006]。また、熱帯大気全体の放射収支に関わっているとの議論もある [e.g., Comstock et al., 2002]。しかし、観測・解析がまだ少なく、変動の様子や変動メカニズムについて理解が進んでいるとは言いがたい。そこで、本研究では、海洋研究開発機構の海洋地球研究船“みらい”による熱帯西太平洋 3 航海のライダー観測データの解析を行い、大規模気象場との関係を詳しく論じた [Fujiwara et al., 2008]。

### 2. 観測とデータ

国立環境研究所では、2 波長 (1064 nm、532 nm) を持ち偏光測定 (532 nm) も可能なライダーを“みらい”に設置し、いくつかの観測航海で運用している [e.g., Sugimoto et al., 2002]。このライダーにより、熱帯西太平洋で 3 回の集中観測がおこなわれた。“みらい”観測航海番号 MR01-K05 (以後 MR01) は 2.0N、138.0E にて 2001 年の 11 月から 12 月、MR02-K06 (以後 MR02) は 2.0N、138.5E にて 2002 年の 11 月から 12 月、MR04-08 (以後 MR04) は 7.5N、134.0E にて 2004 年 12 月から 2005 年 1 月であった。各観測期間中、船はほぼこれらの定点にいた。ライダー観測は、各観測航海中の約 1 ヶ月間、昼夜を問わず連続で行われた。本研究では、1 時間平均・鉛直 150 m 平均した 1064nm レーザー光に対する粒子後方散乱係数を、雲の有無の判定に使用する。なお、ライダーの感度は MR01 から MR04 にかけて高くなっており、MR04 ほど薄い雲に感度がある。厚い雲に関しては、データの質に航海間の違いはない。船上においては、各観測期間中、1 日 8 回、3 時間おきの定常ラジオゾンデ観測も行われた。MR01 と MR02 では Vaisala 社の RS80H が、MR04 では Vaisala 社の RS92 が使用された。オリジナルのデータを鉛直 10 m ごとに標準化した上で解析に用いる。さらに、ヨーロッパ中長期予報センター (ECMWF) の客観解析データや、米国海洋大気庁 (NOAA) による外向き赤外放射データ、および、静止気象衛星による黒体放射輝度温度データを、気象場の解析に用いる。

### 3. 観測結果の概要

図1、図2、図3にそれぞれMR01、MR02、MR03における1064nmの粒子後方散乱係数の時間高度断面図を示す。対流圏界面の位置と、4本の温位レベルも示す。温位350KはTTLの下端のひとつの指標である。なお、対流圏下層・中層に分厚い雲が存在した場合、レーザー光の減衰によってTTLの高度域にあるCirrusがライダーデータには見えていない可能性がある。今回は、ある閾値より大きい後方散乱係数値を持つ雲層があった場合、その上空の観測は欠損と考慮して、薄い灰色で塗っている。

MR01 (図1) においては、TTLには基本的に雲が存在せず、いくつかいわゆるSub-Visual Cirrus (SVC、光学的厚さが0.03未満と定義)が観測された。この航海のSVCについては、Iwasaki et al. [2004]によりすでに詳しい報告がなされている。MR02 (図2) においては、TTLの温度構造が20日周期程度で大きく変動しており、観測期間半ばごろに圏界面がジャンプしているのがみてとれる。これは典型的な赤道ケルビン波伝播のシグナルである。TTLのCirrusは、この力学場の変動に対応した変動を示している。MR04 (図3) においては、Cirrusは12月21日ごろに出現し、その後、分厚い“visual”な、目に見える雲が出現している。観測された後方散乱係数分布から見積もった光学的厚さは0.1から0.3程度であった。さらに、1月上旬には、夜の早い時間帯から明け方にかけてTTL上部から高度10km付近へと落下する(落下速度10cm/s程度)という準定常な日変動が観測された。

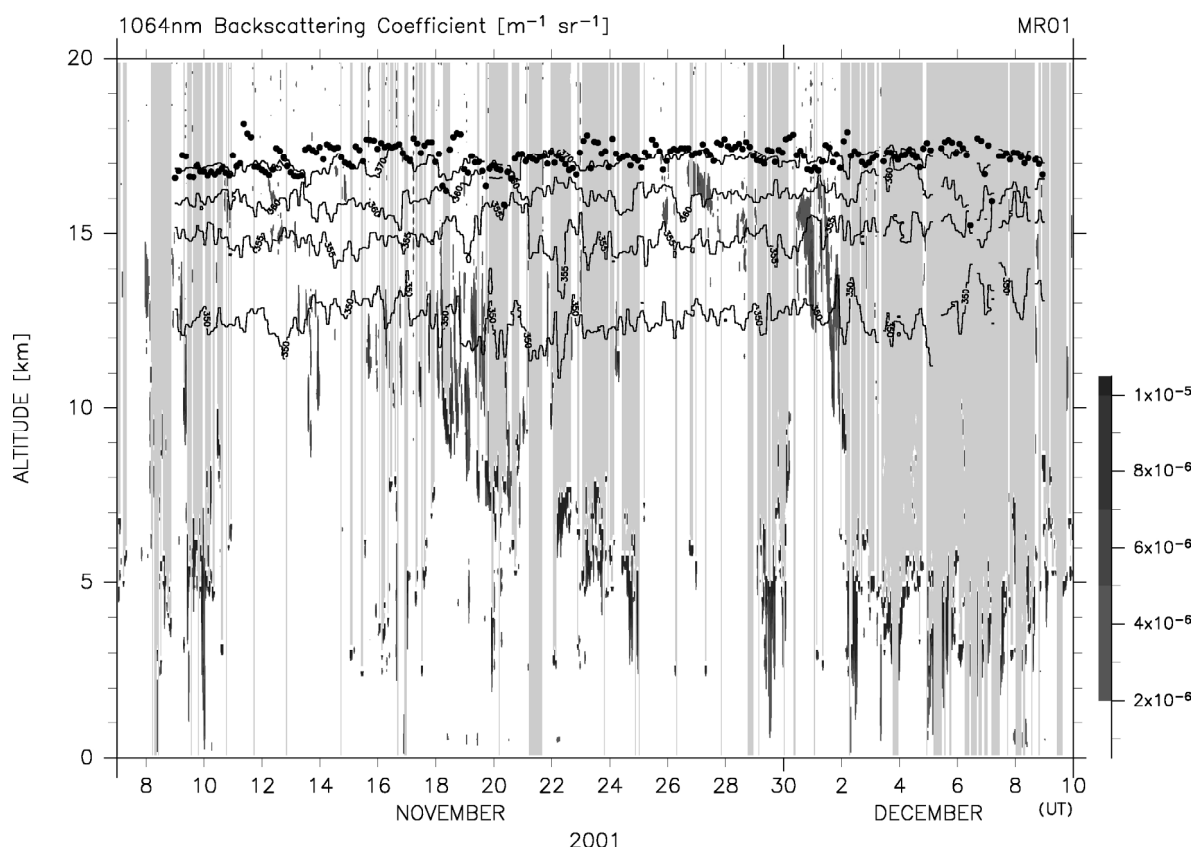


図1. 2001年の観測(MR01)における、雲(1064nmのレーザー光に対する粒子後方散乱係数 $\beta$ )の時間高度断面図。黒い点は、気温極小で定義した対流圏界面の位置、4本の曲線は、下から上へ、温位線350K、355K、360K、370K。下層や中層に積雲等が存在した期間については、欠損扱いとしてある(薄い灰色の矩形領域)。

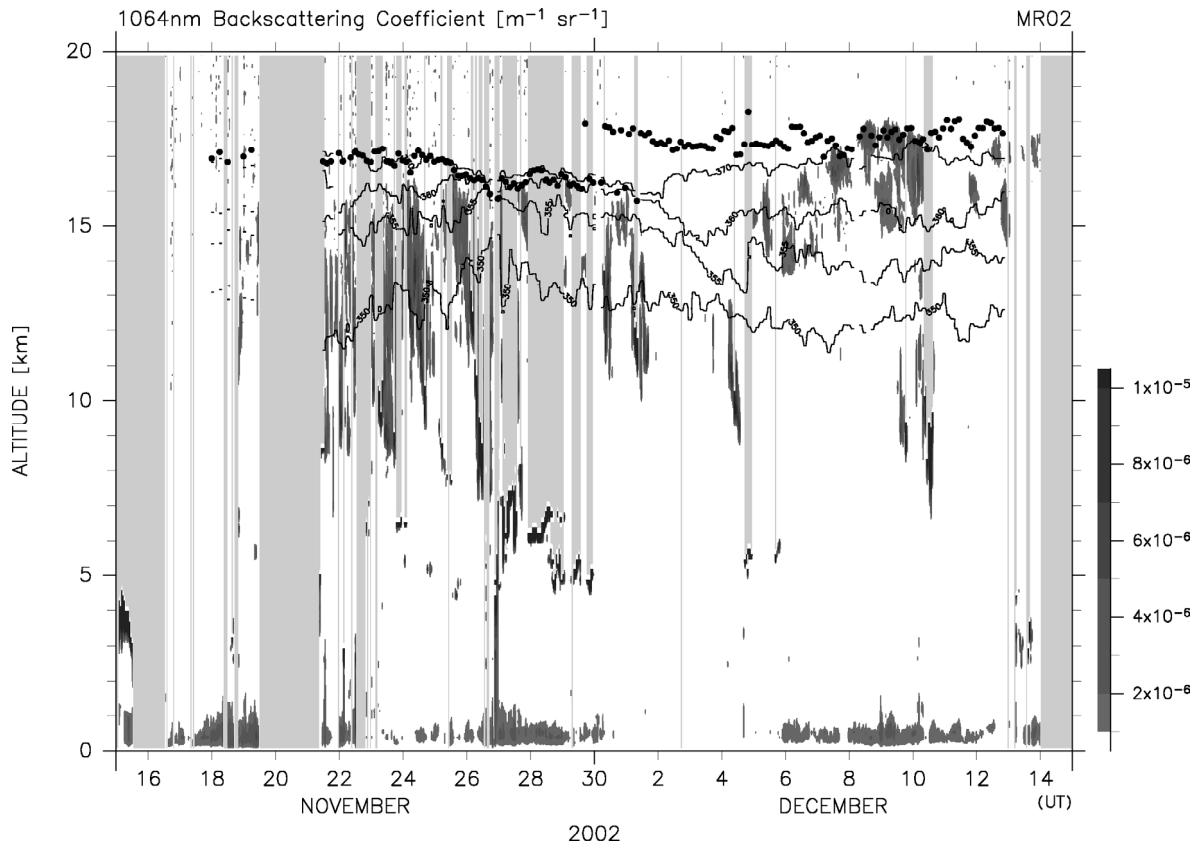


図 2. 図 1 と同様、ただし、2002 年の観測 (MR02)。

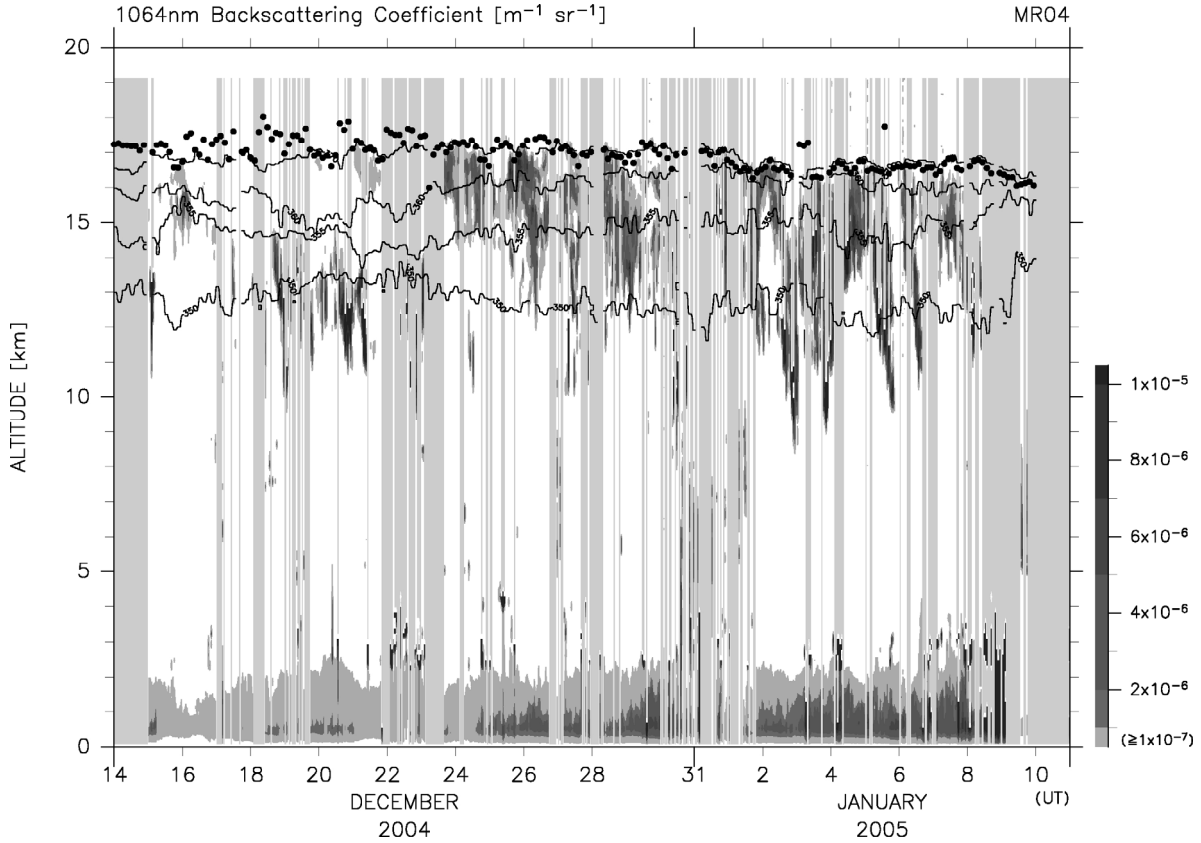


図 3. 図 1 と同様、ただし、2004-2005 年の観測 (MR04)。

次に、各観測航海期間における、TTL 内の大規模気象場・擾乱活動の特徴を、ECMWF 客観解析データに基づいてまとめておく。まず全体としては、TTL ではどの航海期間においても大規模な東進する擾乱が卓越しており、ほとんどが赤道ケルビン波であると考えられる。MR01 においては、船の経度帯の TTL では、気温が比較的コンスタントに低く、東に進むシグナルはあまり明瞭ではなかった。MR02 においては、明瞭な大規模東進波が見えており、観測期間半ばの雲のない領域は、波の暖位相部に対応していた。MR04 においては、東進波はややゆがんでいたものの、雲が出現した 12 月 21 日ごろに波の寒位相部が船上空に到達していた。1 月に入ると、ふたたび波の暖位相部が船上空にやってきたが、ライダー観測によると TTL 内にはむしろより分厚い雲が出現していた。次の節では、各航海で観測された TTL の Cirrus の変動をもたらした力学過程について詳しく議論していく。

#### 4. 観測結果の解釈

##### 4-1. 2001 年の観測 (MR01)

MR01 における問題は、なぜ TTL 内には基本的に雲がなかったのか、ということである。TTL 上部において流跡線解析を行ったところ、しばしば北半球中緯度の下部成層圏からの移流があったことが分かった。空気塊の気温履歴を調べたところ、特に観測期間後半で、空気塊の気温値が低く、かつ、1 日から 1.5 日以内に大きな気温低下を経験していることが分かった。しかし、ライダー観測によれば、このような気温履歴は Cirrus 形成には効果的ではなかった。さらに、ポテンシャル渦度分布の解析を行ったところ、成層圏空気の指標である 2 pv-unit ( $\text{pv-unit} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) の等値線が、MR01 においては他の観測期間に比べて、船周辺上空に多く分布していたことがわかった。つまり、MR01 では、北半球中緯度の下部成層圏からの乾燥した空気塊の輸送が頻繁にあり、このことが、この時期 TTL 内に雲がほとんど存在しなかったことの原因となったと考えられる。

##### 4-2. 2002 年の観測 (MR02)

MR02 のラジオゾンデデータによる気温偏差と東西風偏差を調べたところ、周期 20 日程度の非常に明瞭な振動が見てとれた。観測データから読み取った波の各種パラメータは、赤道ケルビン波の線形理論によく合うことが分かった。従って、TTL に大きな変調をもたらした擾乱は赤道ケルビン波であると言える。TTL 内の雲は、ケルビン波の寒位相部に選択的に出現していたわけである。Boehm and Verlinde [2000]や Immler et al. [2008]により報告されているケルビン波事例に比べて、振幅がはるかに大きかったのがその特徴である。

##### 4-3. 2004-2005 年の観測 (MR04)

MR04 における問題は 2 つあって、ひとつは、なぜ TTL に分厚い Cirrus が出現したのか、もうひとつは、特に 1 月に見られた準定常な日変動のメカニズムはなにか、である。まず、第 1 の問題については、静止気象衛星の黒体放射輝度温度データを用いて熱帯西太平洋域の背の高い積雲の頻度分布と船上空からの後方流跡線とを比較した。その結果、この期間、組織化した積雲群がジャワ島からニューギニア島上をゆっくりと東進して、熱帯南西太平洋 (South Pacific Convergence Zone、SPCZ の領域)

に到達しており、船で観測された分厚い目に見える **Cirrus** は、**SPCZ** 領域の組織化した積雲群を起源として、1日から1.5日程度でTTL内を水平輸送されてきた湿潤な空気によるものということが分かった。つまり、一般に熱帯の積雲群システムは、TTLの高度域に赤道ケルビン波と赤道ロスビー波を励起するわけであるが、ここでは、赤道ロスビー波が特定の位相部において水蒸気や雲粒子をより高緯度へと輸送する、というプロセスを実際に観測したということである。

一方、第2の問題、準定常な日変動（夜間にTTL上部から10 km付近にかけて落下）のメカニズムについては、2つの可能性がある。ひとつは、**SPCZ**の対流活動の日変動（明け方に極大）の影響が水平移流中にも保存されて船上空の**Cirrus**変動として観測されたという可能性である。しかしながら、観測点とそこにおける水の供給源である**SPCZ**との距離は2000 kmかそれ以上あり、かつ、TTL内の水平風には強い鉛直シア（たとえば、16 kmで東南東の風30 m/s、14 kmで東南東の風20 m/s）と大きな時間変動（1-2日程度の周期で風速10 m/s程度の変動）が見られるため、実際に数値にあたってみると、観測点においてローカルタイムに強く固定されたような**Cirrus**変動を作るのは容易ではないことが分かる。**SPCZ**領域はあくまで飽和に近い大変湿った空気を定常的に船上空の地点へ供給したのだと考える方が適切かもしれない。もうひとつの可能性は、大気潮汐 [e.g., Alexander and Tsuda, 2008; Zeng et al., 2008] や24時間周期重力波 [Kawatani et al., 2003] にともなうローカルな気温の日変動によるものである。実際に、ラジオゾンデデータを用いて気温の日変動・日内変動を調べたところ、12月30日から1月10日においては、地表から高度23kmまで明瞭な日変動が観測された。その振幅と位相によると、中上部対流圏と下部成層圏については **migrating diurnal tide** と解釈された。対流圏界面領域においては、振幅が非常に大きく位相も異なるため、**SPCZ**領域における日周期対流活動により励起された24時間周期重力波が関わっている可能性が示唆された。このような気温変動が、次のような形で**Cirrus**変動に寄与した可能性がある。すなわち、日中には圏界面付近は気温極小となっておりこれが**Cirrus**形成をうながしたが、下部TTLでは暖偏差となっていたので、雲は圏界面付近にとどまった。一方、夜間は、圏界面付近は気温極大となっていたのでここでは**Cirrus**は形成されにくかったが、下部TTLは寒偏差だったので、落下してきた雲粒子は維持された。これらにより、夜の早い時間帯から明け方にかけてTTL上部から高度10 km付近へ**Cirrus**の落下が生じていたことが定性的には説明される。ただし、下部TTLにおける日変動の振幅は平均して0.2-0.4 Kであり、対流圏界面領域でも1 K程度であったため、ローカルな気温の日変動だけで完全に説明するのも容易ではないと考えられる。完全に説明するためには、これら、水平移流・気温日変動といった力学過程に加えて、雲微物理過程と放射過程も考慮する必要がある。

## 5. 結論

海洋地球研究船“みらい”搭載のライダーおよびラジオゾンデによる熱帯西太平洋域での3回の観測航海により、大規模な気象場の観点において、TTLの**Cirrus**の生成消滅を支配する力学過程として次のものがあることが分かった：(1) 積雲対流によるTTLへの水蒸気、雲粒子の鉛直輸送、(2) 水平風による、水蒸気、雲粒子の水平輸送・水平移流（例えば、赤道ロスビー波が作る水平風場）、(3) 大規模な気温・鉛直流変動（特に赤道ケルビン波に伴う力学場変動）、(4) 中緯度下部成層圏からの水平輸送。MR01では(4)が、MR02では(3)が、MR04では(3)（12月下旬）および(1)・(2)（1月上旬）が重要であった。さらに、特にMR04で観測されたTTLの**Cirrus**の日変動は、新しい重要な発見であ



り、TTL 内での脱水効率に大きく影響している可能性がある。そのメカニズムについてはまだ確定的なことはいえないが、水蒸気供給源における対流活動の日周期性の水平移流過程に加えて、大気潮汐や日周期対流により励起される 24 時間周期重力波が関わっている可能性がある。なお、今回の 3 観測で見られた輸送過程・力学過程は、TTL の Cirrus 変動に関わる主要な過程を網羅していると考えられる。

## 参考文献

- Alexander, S. P., and T. Tsuda (2008), Observations of the diurnal tide during seven intensive radiosonde campaigns in Australia and Indonesia, *J. Geophys. Res.*, 113, D04109, doi:10.1029/2007JD008717.
- Boehm, M. T., and J. Verlinde (2000), Stratospheric influence on upper tropospheric tropical cirrus, *Geophys. Res. Lett.*, 27(19), 3209-3212, 10.1029/2000GL011678.
- Comstock J. M., T. P. Ackerman, and G. G. Mace (2002), Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru Island: Cloud statistics and radiative impacts, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 4714, doi:10.1029/2002JD002203.
- Corti, T., B. P. Luo, Q. Fu, H. V $\infty$ mel, and T. Peter (2006), The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2539-2547.
- Fujiwara, M., S. Iwasaki, A. Shimizu, Y. Inai, M. Shiotani, F. Hasebe, I. Matsui, N. Sugimoto, H. Okamoto, N. Nishi, A. Hamada, T. Sakazaki, and K. Yoneyama, Cirrus observations in the Tropical Tropopause Layer over the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, submitted, August 2008.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33(4), 403-439.
- Immler, F., K. Krueger, S. Tegtmeier, M. Fujiwara, P. Fortuin, G. Verver, and O. Schrems (2007), Cirrus clouds, humidity, and dehydration in the tropical tropopause layer observed at Paramaribo, Suriname (5.8N, 55.2W), *J. Geophys. Res.*, 112, D03209, doi:10.1029/2006JD007440.
- Iwasaki, S., Y. Tsushima, R. Shirooka, M. Katsumata, K. Yoneyama, I. Matsui, A. Shimizu, N. Sugimoto, A. Kamei, H. Kuroiwa, H. Kumagai, and H. Okamoto (2004), Subvisual cirrus cloud observations using a 1064-nm lidar, a 95 GHz cloud radar, and radiosondes in the warm pool region, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09103, doi:10.1029/2003GL019377.
- Kawatani, Y., S. K. Dhaka, M. Takahashi, and T. Tsuda (2003), Large potential energy of gravity waves over a smooth surface with little convection: Simulation and observation, *Geophys. Res. Lett.*, 30(8), 1438, doi:10.1029/2003GL016960.
- Sugimoto, N., I. Matsui, A. Shimizu, I. Uno, K. Asai, T. Endoh, and T. Nakajima (2002), Observation of dust and anthropogenic aerosol plumes in the Northwest Pacific with a two-wavelength polarization lidar on board the research vessel Mirai, *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 1901, doi:10.1029/2002GL015112.
- Zeng, Z., W. Randel, S. Sokolovskiy, C. Deser, Y.-H. Kuo, M. Hagan, J. Du, and W. Ward (2008), Detection of migrating diurnal tide in the tropical upper troposphere and lower stratosphere using the Challenging Minisatellite Payload radio occultation data, *J. Geophys. Res.*, 113, D03102, doi:10.1029/2007JD008725.

# 全球非静力学大気モデルを用いた 対流圏界面領域の解析

久保川陽呂鎮、藤原正智 (北大院 環境)

那須野 智江 (FRCGC)

佐藤正樹 (東大 CCSR/FRCGC)

## 1. はじめに

熱帯対流圏界面領域は (Tropical Tropopause Layer, TTL) は対流圏から成層圏に空気塊 (水蒸気を含む) が流入する際の主たる入口である。成層圏オゾンに影響を与える水蒸気混合比値は、TTL 内の力学場や輸送場から影響を受ける。これら力学場・輸送場は、メソスケール擾乱 (対流雲; 重力波) から総観規模スケール (赤道ケルビン波; Matsuno-Gill パターン) の擾乱によって支配されている。本研究の目的は、これらスケールの異なるプロセスが TTL 内の水蒸気混合比値に与える効果を、それぞれ定量的に評価することにある。この目的の為に小さなスケールの擾乱と大きなスケールの擾乱を同時に表現する必要があるが、これまでの既存のモデルではそれが不可能であった。しかし、近年そのような状況を打破するモデルが現れた。それが本研究で使用するモデル Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM) である。地球シミュレーター上での数値実験を念頭に地球環境フロンティアセンターで開発された NICAM は、数 km という高い水平解像度で、かつ全球にデータがあるため、上記のスケールの異なる擾乱の効果を同時に評価することができる。

本研究では、水惑星条件下で計算された出力データを使用し、以下のことを議論する。(1) 雲頂高度の統計的解析、(2) TTL 内で卓越する擾乱、そして、(3) TTL 内の水蒸気変動に関してである。

## 2. データ

NICAM は非静力学方程式系を使用し、積雲パラメタリゼーションを使用しない。格子モデルであり、高次の正 20 面体格子を使用している。この格子を使用する利点は、極領域で格子幅が狭くならない為、CFL 条件によって計算時間ステップを極端に短くする必要がないことにある (Tomita, and Satoh, 2004)。水平解像度は地球シミュレーター上で計算する場合、14km, 7km, 3.5km と、非常に細かくすることができるため、10 km 以下の対流雲から数 1000 km の組織化した雲群まで同時にシミュレートできる。モデルのトップは高度 40 km で、全 54 層で構成されている。鉛直解像度は上部対流圏で約 700 m である。雲微物理過程としては、雲水、雲氷、雨、雪を凝結物として扱っている (Grabowski, 1998)。

今回は水惑星実験のアウトプットデータの解析結果を示す。水惑星実験の SST 分布は帯状一様で、赤道で最大 27 ° C、緯度と共に減少する分布である。太陽放射は常に春分/秋分を仮定している。

モデルの積分においては、CCSR/NIES/FRCGC version 5.7 (Numaguti et al., 1997; K-1 Model Developers, 2004) の T42L59 解像度の大気大循環モデルを 3.5 年積分した最後の 3 年間の帯状平均気候値を 14 km 格子の初期値として与え、90 日間積分させる。最初の 60 日間はスピニングアップで、最後の 30 日間を解析に使用する。また、この 60 日目のデータを 7

km 格子の初期値として代入し、30日間積分させる。この30日データは解析に使用する。7 km 格子データの20日目、つまり最初から数えると80日目のデータを3.5 km 格子の初期値として与え、10日間積分する。3.5 km 格子で3次元データが出力されているのは、ちょうど真中の5日目、つまり最初から数えると85日目のみである。またこれはsnapshot データしかない。今回はこの85日目 (以後 DAY85) の3次元 snapshot データと7.0 km 格子データを解析した結果を示す。

まず、雲の場を示す。図1は3.5 km 格子データのOLRの水平分布図(左)と7.0 km 格子データのOLRの時間経度断面図と(右)を示している。7.0 km 時系列データを見ると、DAY 0に、経度 $0^{\circ}$ – $30^{\circ}$ Eに水平スケール3000 km程度の東進している雲群がある。この雲はDAY 28に $0^{\circ}$ で消えている。便宜上、ここではスーパークラウドクラスター(Super Cloud Cluster A; SCC-A)と呼ぶ。それに対して、DAY 14にSCC-Aの東側に同じ程度のスケールの雲群が現れている(SCC-B)。同じデータを使用した先行研究 Nasuno et al. [2007]によると、この雲群は西向きに伝播している500 kmスケールのクラウドクラスターで構成されており、Nakazawa [1988]で示された階層的な構造を示している。これは、このモデルが現実的な熱帯の対流雲を再現していることを意味している。DAY 22にSCC-Bの東側に、東進しているメソスケールの雲が現れている。この雲はスーパー・コンベクティブ・システム(Super Convective System; SCS)と呼ぶ。この雲は大きな2つの積乱雲で構成された背の高い対流雲である。

### 3. 結果

#### 3.1 雲頂高度の統計的解析

この節では、主に3.5 km 格子で得られたデータを用いる。図は示さないが、SCC-Aの雲頂は主に高度8 km以上に達しており、場所によっては高度14 kmにも達する。SCC-Bも同様に雲頂が高度8 km以上であり、場所によっては高度16 kmにも達する。雲群の西側よりも東側の方が特に雲頂が高い。これは新しく活発な雲が雲群の東側に作られている特徴をよく表している。SCSは高度14 km以上の積乱雲で、場所によっては高度18 kmにも達し、局所的な対流圏界面をオーバーシュートしている。図2は、対流活動が活発な領域( $-180^{\circ}$ – $180^{\circ}$ ,  $5^{\circ}$ S– $5^{\circ}$ N,)内で平均した気温、気温の鉛直変化率、そしてこの領域内の雲頂高度の頻度の高度分布図である。最小気温は高度18.2 kmにあり(最小気温で定義した対流圏界面高度に対応)、現実大気に比べ1 km程高い。気温減率のプロファイルよりTTL下端境界高度(最小気温減率(Lapse Rate Minimum; LRM)で定義)は11.2 kmであることがわかる。雲頂高度の頻度は、高度2 km付近と12–14 km付近の2つのピーク(bimodal構造)を示している。前者は貿易風逆転層、後者はTTL下端境界高度の安定層の存在に対応していると考えられる(増大している気温減率に対応)。ここで、雲は全凝結物(雲(水+氷)+雪+雨) $\geq 0.01$  g/kgで定義した。図は示さないが、7.0 km 時系列データでは、5 km付近に3つめのピークが現れ(約2%の頻度)、trimodal構造を示す日もある。これらの結果は、雲頂高度の分布が現実的な大気をよく再現していることを示している。高度11.2 kmを越える雲頂高度は25.3%、そして高度18.2 kmを越える頻度は0.14%である。高い頻度で平均的なTTL領域内に雲が侵入していることがわかる。これらの雲の多くは対流圏中/下層に雲底をもつ対流雲であった。これは、図2(中)の図からも明確である。図2(右)は対流活発域内の鉛直流の絶対値 $|w|$ の高度に対する頻度分布図である。10  $ms^{-1}$  越える強い鉛直流

(上昇流に対応)は0.001%の頻度で高度16 km、そして $1\text{ ms}^{-1}$ を越える鉛直流は0.1%の頻度で高度16 kmに見られる。この結果は、高度16 km以上では $10\text{ ms}^{-1}$ を越える強い鉛直流は統計的にほとんど存在しないことを示している。このモデルの熱帯上部対流圏の水平風は約 $15\text{ ms}^{-1}$ であるので、TTLを鉛直流に比べ水平風が卓越している領域という本来の意味で捉えるならば、16 kmがTTL下端境界高度に対応すると考えられる。これは気温減率で定義したTTL下端境界高度より4-5 km高い。これらの結果は、対流雲がTTL内の力学・脱水に影響する可能性を示している。

## 6.2 TTL内で卓越する擾乱

次にTTL内で卓越する擾乱を調べる。ただし、紙面の都合上、7.0 km格子データを使用して得られた結果のみを記述する。図3は平均的な対流圏界面高度である高度18.2 kmの帯状平均からの気温偏差(左)と水蒸気混合値(右)の時間経度断面図を示している(どちらも $5^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{N}$ 平均している)。気温の暖/寒偏差、そして高/低水蒸気混合比領域は東進している。図中の太線は図1(右)で示したSCC-A、SCC-B、そしてSCSの軌跡であるが、気温等のシグナルの方がわずかに位相が速い。このシグナルは赤道ケルビン波の位相構造を満たしており、雲によって生成された偏差成分ではないことがわかった。また、低水蒸気混合比領域は赤道ケルビン波の冷位相部(凝結脱水)ではなく、暖位相部に対応し東進している。なぜ、低い水蒸気混合比が赤道ケルビン波の暖位相部に対応しているのかは、3.3-2節で述べる。

## 3.3 TTL内の水蒸気変動

### 3.3-1 TTL内の水蒸気混合比値の問題(3.5 km格子データを使用)

図4は領域平均した水蒸気混合比(実線)、飽和水蒸気混合値(破線)の鉛直分布図である。全体領域(左)、ケルビン波の寒位相部(中)、そしてケルビン波の暖位相部(右)の3つの領域全てで圏界面は未飽和となっている。現実大気では、水蒸気混合比値は圏界面付近で極小をとり、成層圏より上層でわずかに増加していく分布となっている。しかし、モデルの水蒸気混合比値は成層圏より上層で更に減少している。このモデルでは、ケルビン波が圏界面付近の気温に支配的であったため、その寒位相部では凝結脱水が生じていることが期待されたが、上述したようにここでも未飽和であった。むしろケルビン波の暖位相部の方が圏界面付近は乾燥していることがわかる。全体領域における平均的な水蒸気混合比値は圏界面付近で $4-5 \times 10^{-7}\text{ kg/kg}$ であるが、これほど乾燥した空気を凝結脱水で生成するには、100 hPaであれば、174 K以下の低温領域が必要である。図は示さないが、これほどの低温な領域はモデルの中でも極めて少ない領域でしかみられない( $15^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{N}$ ,  $-180^{\circ}$ - $180^{\circ}$ の0.01%程度の領域)。これらは、初期値の成層圏の水蒸気混合比が極めて乾燥していることに依存していることがわかった。つまり、成層圏の乾燥空気は対流圏界面付近の気温によって調節されておらず、積分時間が短いことに起因して初期値に引っ張られている。この様な問題は、Mote et al., 1994でも議論されており、モデルを用いて圏界面付近の水蒸気混合比値を議論することの難しさを示している。

### 3.3-2 TTL内の水蒸気変動(7.0 km時系列データを使用)

図5(a)(b)はそれぞれ図3(左)で示した、double/single Kelvin waves 領域において、ケルビン波の高温偏差に伴い変動する水蒸気を平均的に調べるために、double Kelvin waves 領域( $65^{\circ}\text{E}$ - $130^{\circ}\text{E}$ ; 462地点)とsingle Kelvin waves 領域( $-180^{\circ}$ - $50^{\circ}\text{W}$ ; 925地点)において、

各経度で帯状平均からの気温偏差が+2 Kの高温偏差を示した時間から前後6日ずつコンポジットした結果である。水蒸気混合値の最小値は double/single Kelvin waves 領域で、それぞれ lag +12時間、lag day +1 に生じていることがわかる。特に、前者では lag day +5 でも再び極小の水蒸気混合比値が生じている。しかし、両領域とも最小に達した後、すぐに水蒸気混合比値の増加が見られる。しかし、lag day -4 における値と比較して両領域ともわずかに水蒸気混合比値が減少していることがわかる。

それぞれの最小の水蒸気混合比値が生じている時、図5(c)(d)を見ると、成層圏から暖かい空気が移流していることがわかる。これはケルビン波の下方変位の位相に伴い成層圏から暖かい空気が移流した時期と対応している。3.3-1節で述べた様に、このモデルでの成層圏は初期値に依存し極めて、そして非現実的に乾燥しているため、ケルビン波の下方変位の位相に伴い成層圏から乾燥空気が上部対流圏に輸送された地点(ケルビン波の暖位相部)では、水蒸気混合比は極めて低くなってしまっている。このモデルのケルビン波の寒位相部で凝結脱水が議論できないのも、成層圏からの乾燥空気の輸送に伴い、上部対流圏が乾燥していることが原因となっている。図6の水蒸気混合比値の鉛直分布を見ると、成層圏からの乾燥空気の移流を顕著に表しているが、最小の水蒸気混合比値は成層圏から来ているわけではなく、高度17-18 kmに位置している。この時期、この高度では極めて強い西風が生じている。この最小の水蒸気混合比値の生成には、強い西風に伴う移流の効果が影響しているのではないかと考えられる。成層圏からの乾燥空気の移流と強い西風の影響の2つの効果の兼ね合いが最小の水蒸気混合比値を生成していると考えられる。ただし、最小の水蒸気混合比値を迎えた後、再び水蒸気混合比値が増加していることを考えるとケルビン波はブレーキングして不可逆な乾燥空気の輸送を行なったわけではなく、大きな鉛直変位を生じさせただけだと考えられる。しかし、上述したように lag day-4 に比べケルビン波の通過後水蒸気量は減っているため、移流の効果があれば、ブレーキングによる不可逆輸送なしでも水蒸気量を減少(どこか別の領域へ輸送するだけだが)させる可能性を持っているのかも知れない。これが、移流による効果であるかは早急に確認する必要がある。

#### 4. まとめ

NICAMの水惑星実験、3.5 km格子データと7.0 km格子データを解析し、以下の結果を得た。

- 平均的なTTLに侵入する対流雲は対流活発領域の25.3%、そして高度18.2 kmを越える頻度は0.14%であった。
- TTL内では赤道ケルビン波が卓越しており、TTL内の気温場や水蒸気場に対して支配的であった。
- 最小の水蒸気混合比値は、ケルビン波の下方変位の位相に伴い、成層圏から乾燥空気が流入することでもたらされていた。また、ここでは極めて強い西風が生じており、これが移流の効果で水蒸気量に影響している可能性がある。

#### References:

- Grabowski W. W. (1998), Toward Cloud Resolving Modeling of Large-Scale Tropical Circulations: A Simple Cloud Microphysics Parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 55, 3283-3298.
- K-1 Model Developers (2004), K-1 coupled GCM (MIROC) description. Tech. Rep. 1, Center for Climate System Research University of Tokyo, Tokyo, Japan, 34 pp.
- Mote, P. W., J. R. Holton, and B. A. Boville (1994), Characteristics of stratosphere-troposphere exchange in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 99(D8), 16,815-16,829.

- Nakazawa, T. (1988), Tropical Super Clusters within Intraseasonal Variations over the Western Pacific, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 66(6), 823–839.
- Nasuno, T., Tomita, H., Iga, S., Miura, H., Satoh, M. (2007), Multi-scale organization of convection simulated with explicit cloud processes on an aquaplanet, *J. Atmos. Sci.*, 64, 1902–1921.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi (1997), Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model. CGER's Supercomputer, Monogr, Rep., Vol.3, National Institute for Environmental Studies, 1–48.
- Tomita, H., and M. Satoh (2004), A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using the icosahedral grid. *Fluid Dyn. Res.*, 34, 357–400.

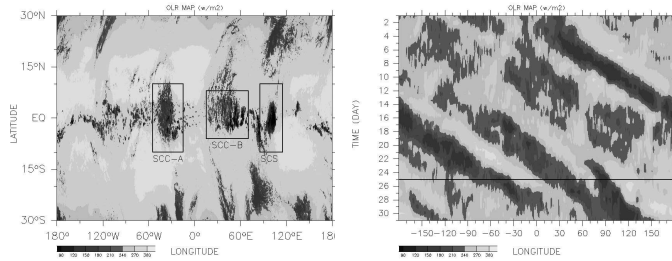


図 1 : (左)3.5km 格子データを使用した OLR の水平分布図。図中の SCC-A、SCC-B、SCS については本文参照。(右) 7.0 km 格子データを用いて 5°S–5°N 平均した OLR の時間経度断面図。day 25 に線を引いている。

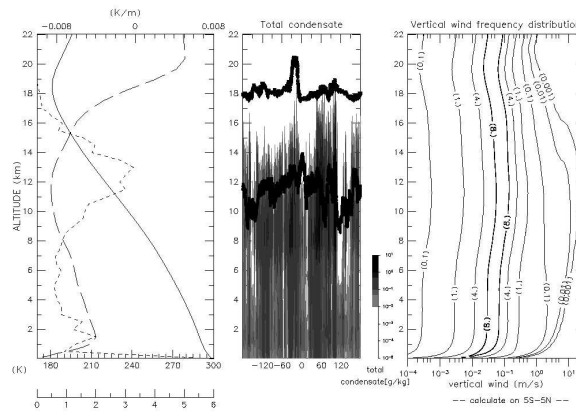


図 2 : (左) 対流活発域 (文中参照) で平均した気温 (実線; 下軸に対応)、気温減率 (短い破線; 上軸に対応) と、対流活発域での雲頂高度の頻度 (長い破線; 2 番目の下軸に対応)。 (中) 5°S–5°N 平均した全凝結物 (文中参照) の経度高度断面図 (色付)。高度 18 km 付近の線は WMO の定義に従って決めた対流圏界面高度、そして高度 11 km 付近の線は最小気温減率で定義した TTL 下端境界高度。(右) 対流活発域内での鉛直流の絶対値の高度に対する頻度分布。

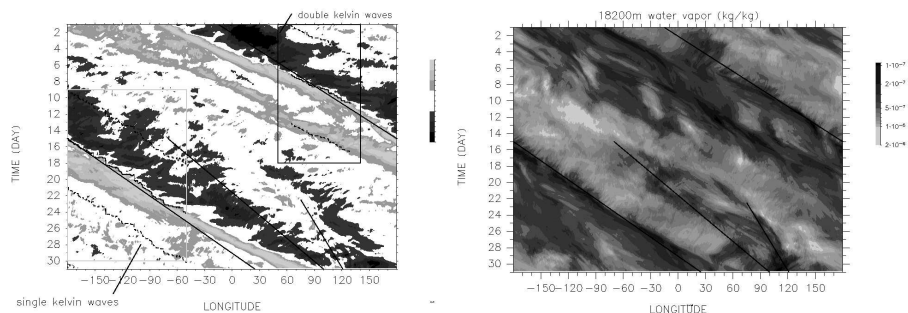


図3：(左) 高度 18200 m の  $5^{\circ}\text{S}$ – $5^{\circ}\text{N}$  平均した気温から帯状平均を引いた偏差の経度時間断面図 (色付)。太い実線は、図 1 (右) で示した SCC-A、SCC-B、そして SCS の軌跡に対応。細かい実線と点線は図 5,6 で示すコンポジット解析の中心を表したもの (右) 高度 18200 m の  $5^{\circ}\text{S}$ – $5^{\circ}\text{N}$  平均した水蒸気混合比値の経度時間断面図 (色付)。太い実線は (左) と同じ。

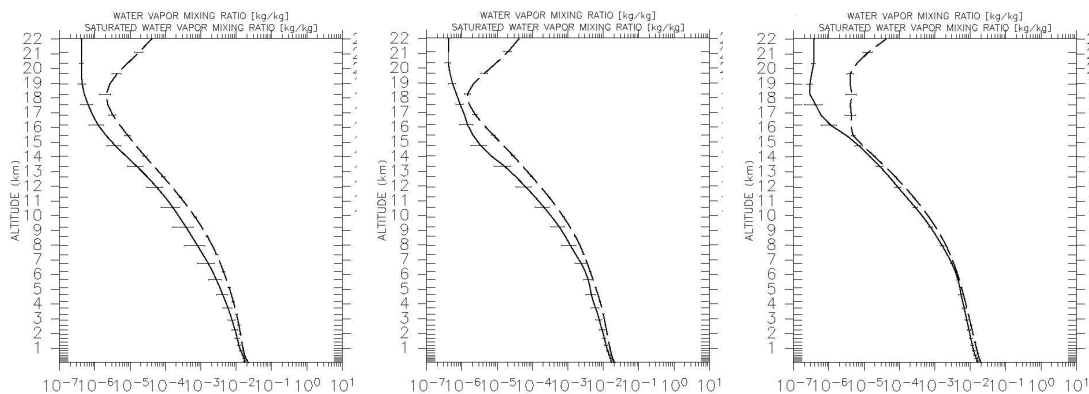


図4：領域平均した水蒸気混合比 (実線)、飽和水蒸気混合値 (破線) の鉛直分布図。1 標準偏差によるエラーバーを記述。(左) 全体領域 ( $-180^{\circ}$  –  $180^{\circ}$ ,  $4^{\circ}\text{S}$ – $4^{\circ}\text{N}$ )、(中) ケルビン波の寒位相部 ( $45^{\circ}\text{W}$ – $25^{\circ}\text{W}$ ,  $4^{\circ}\text{S}$ – $4^{\circ}\text{N}$ )、(右) ケルビン波の暖位相部 ( $0^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{E}$ ,  $4^{\circ}\text{S}$ – $4^{\circ}\text{N}$ )

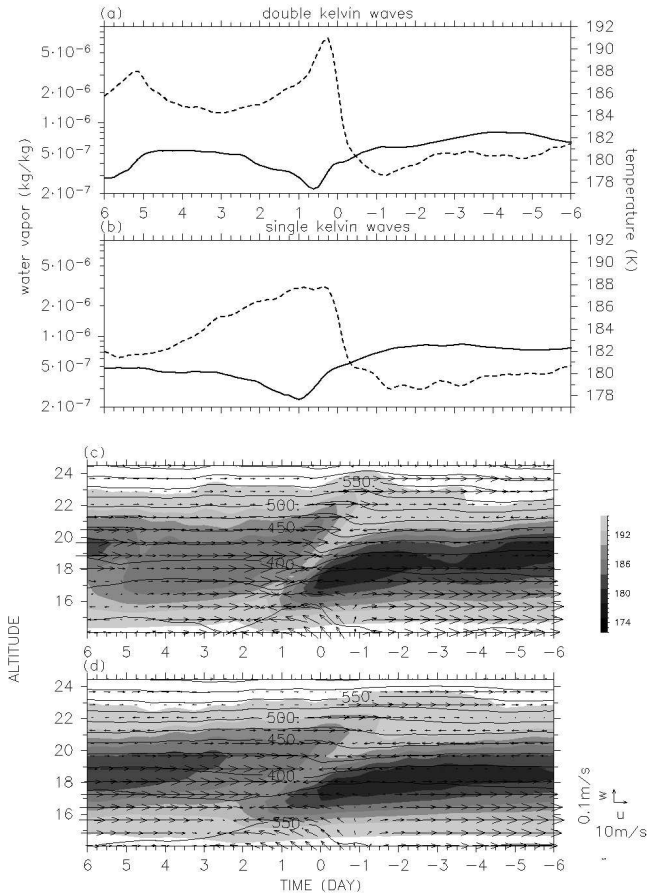


図 5 : (a) 高度 18200 m における水蒸気 (実線 ; 縦軸 (左)), 気温 (点線 ; 縦軸 (右)) の時間変化。double Kelvin waves 領域。 (b) (a) と同じ。ただし、single Kelvin waves 領域。 (c) 気温 (色付)、温位 (等値線)、風 (u;w、矢羽) の時間高度断面図。double Kelvin waves 領域。 (d) (c) と同じ。ただし、single Kelvin waves 領域

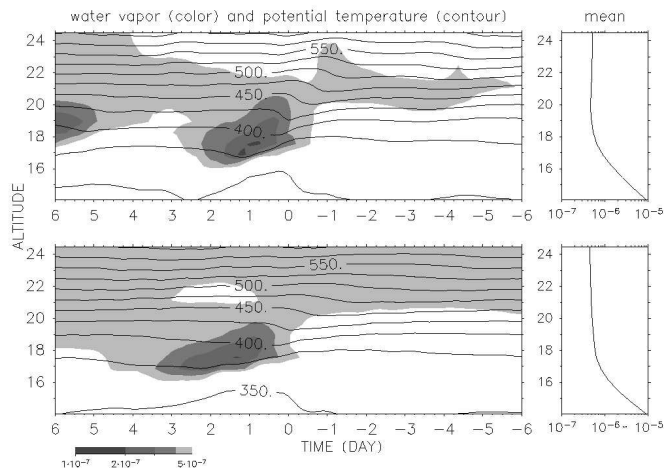


図 6 : (上左) 図 4 (c) と同じ。ただし、水蒸気混合比値 ( $5 \times 10^{-7} \text{ kg/kg}$  以下の領域を色付)。 double Kelvin waves 領域に対応。 (上右) 左図の水蒸気混合比値を lag day-6 - lag day+6 まで時間平均した高度分布図。 (下左) と (下右) はそれぞれ上と同じ。ただし、single Kelvin waves 領域に対応。



# インド洋域における上部対流圏循環の鉛直微細構造

\*西 憲敬<sup>1</sup>・西本 絵梨子<sup>2</sup>・塩谷 雅人<sup>2</sup>・林 寛生<sup>3</sup>・高島 久洋<sup>4</sup>・津田 敏隆<sup>2</sup>  
(1:京都大院・理 2:京都大・生存圏 3: JAXA 4:FRCGC/JAMSTEC)

## 1. はじめに

北半球夏季のモンスーン領域である赤道西インド洋において興味深い準定在温度構造を見いだした。赤道領域では、コリオリ力が小さいために、強い温度勾配を維持することは難しい。しかし、それでも局地的には独特な温度分布を作り出すことはできて、これらは波動伝播や物質輸送の観点から重要である。

2006年に運用開始した衛星 COSMIC は GPS 測位を用いた掩蔽法による温度データを提供する(Anthes et al. 2008)。COSMIC は、6個の低軌道衛星が投入されているために、以前よりはるかに多数の観測を行うことができる。この報告では、COSMIC 温度データを中心に、客観解析を併用することにより、西インド洋でみいだされた安定層の特徴と、それをとりまく循環構造について述べる。

## 2. データ

衛星COSMICによる掩蔽法観測で得られたNOAA提供の乾燥温度(Dry Temperature: 2006-2007)を用いる。この温度は、屈折率の変化が湿度や電離層のゆらぎではなく、温度だけによると仮定して求めたものである。また、客観解析データは、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)の再解析: ERA-40 (1979 - 2001)およびCOSMIC観測期間に当たる同センター作成の通常解析を用いる。ECMWF通常解析には、2006年12月以降COSMIC衛星による観測が同化されている。

## 3. 結果

### 3-1. COSMIC データによる温度構造

Fig.1 は、2007年における赤道上、高度 14.5-15km(約 150hPa)における、大きな静的安定度が観測される頻度を示す経度・季節分布である。北半球夏季の西部インド洋に安定層が非常に多数検出される。また同じ季節の 300-360E 付近や、北半球冬季の西太平洋付近にも安定層がやや多数検出されている。興味深いことは、冬と夏にのみ検出数の多い経度があり、春と秋にはないことである。

このような安定層の発生は、その場所で平均的に安定度が大きくなって起こるし、また擾乱規模が大きくなることによっても起こる。実際、この高度では大きな振幅をもつ波動が卓越しており、温度場の経度時間断面では(not shown)、東進するケルビンモードが卓越している (Suzuki and Shiotani 2008)。しかし、今回解析の主題としている準定常な東西温度勾配もこれに重なるように

してはっきりと認められる。安定層発生の頻度だけでなく、平均的な性的安定度の分布図も、ほぼ同様の分布を示している(not shown)。

準定在温度構造の鉛直構造を調べた。**Fig.2** は、2007 年 7-8 月平均の赤道における鉛直温度勾配である。安定層は水平ではなく、東西に傾いた構造にみえている。16 km 付近では 100E 付近が最も安定であるが、高度が下がるにつれて次第に西へと移っていき、くさび形に対流圏へと食い込み、14km では 50E 付近にみとめられる。平均期間をいくらか長短してもこの構造はほとんど変化しない(not shown)ことから、このパターンは移動性擾乱によるものではなく、主に定常成分からできていると考えられる。また、温度の帯状平均からの偏差の経度時間断面を書くと、高温偏差が安定層の上側に検出されている(not shown)。

緯度方向の構造についても調べた。**Fig.3** は、2007 年 7-8 月における 60E での鉛直温度勾配である。**Fig.2** に見られた安定領域が赤道上高度 14-15 km 付近に認められるが、この安定領域は北半球側でやや高高度、南半球側で低高度になるように、図上で斜めに位置しているようだ。特に北半球側ではチベット高気圧の中心付近である 30N の 19 km までつながっているようにさえ見える。

### 3-2. 客観解析データでの特徴

前節で述べた安定層の鉛直微細構造の詳細は、鉛直分解能の粗い客観解析ではとらえられないが、それでもそのおおよその構造や他の物理量との関係は解析できる。

**Fig.4** は、7 月における 100hPa での気候値(1979-2001)の月平均温度である。赤道上の 60E 付近にコンパクトな島状の高温域が認められる。類似の構造は北半球の冬の西太平洋にも弱いながら見られるが、春秋にはみられない(not shown)。時期的、経度的にモンスーン領域のみに認められることから、モンスーン循環との関係がうかがわれる。

次に、気候値での赤道上の鉛直構造を調べる(**Fig.5**)。温度場では、150hPa より上の 50-100E 付近に帯状平均からの高温偏差が認められ、150hPa 以下には低温偏差が検出される。この両者は、前節で COSMIC データを使って認められた安定層を形成している。高温偏差は 150hPa から 70hPa へと高度が上がるごとに東へ遷移しており、前節の解析と整合的である。

このような傾いた構造は高度場でもまた顕著で、60E, 150-200hPa 付近にある低圧偏差の中心をブーメラン型の中心として、低圧偏差の中心が東へ行くにつれて、上および下へと伸びている。この低気圧偏差は静力学の関係により、上に述べたこの領域での温度構造と整合的である。

高度偏差が最大になる 150hPa は、東風モンスーンジェットが最大になる高さでもある。この高度において高度と風の間関係を考える。低圧偏差は強い東風の西端付近(50E)に認められるが、これは年々の変化を見ても堅固な特徴である。モ

ンスーンジェットはその中心緯度における亜熱帯ではさらに西側、アフリカ方面まで吹き続けているが、赤道付近では 50E 付近以西ではごく弱い。この風分布と温度・高度場の島状構造とは密接な関係があるに違いない。

#### 4. 議論とまとめ

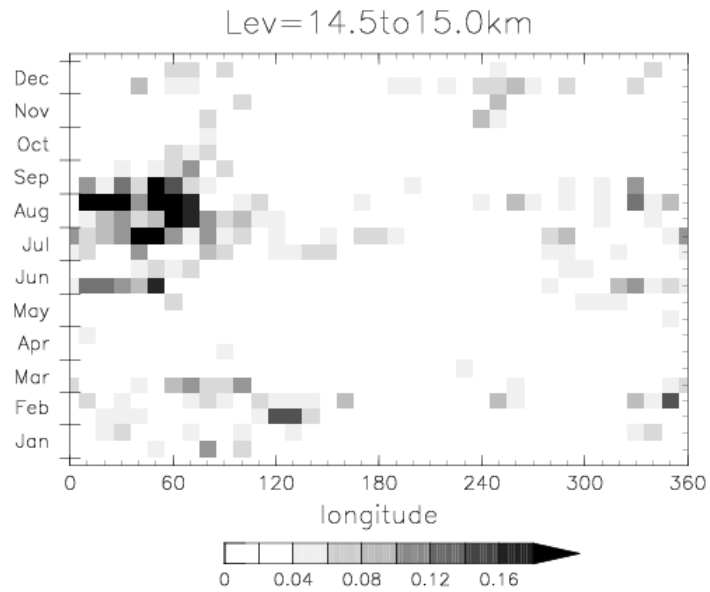
衛星 COSMIC による GPS 掩蔽法を用いて、対流圏上部での準定在な安定層の構造を調べた。その結果、赤道西インド洋で、北半球の夏に、水平から傾いた薄い安定層を見いだした。安定層は成層圏からくさび形のように対流圏へとつながっているように見え、赤道上で最も顕著であり、高度が下がるほど西に位置していた。

この安定層の上下にはそれぞれ高温・低温偏差がある。客観解析を用いた解析によると、その中間にあたるほぼ安定層の高度に低圧偏差がある。これらの偏差は赤道西インド洋付近に孤立した構造となって認められていた。また、この低圧偏差は東風モンスーンジェットの強風域西端付近にあった。

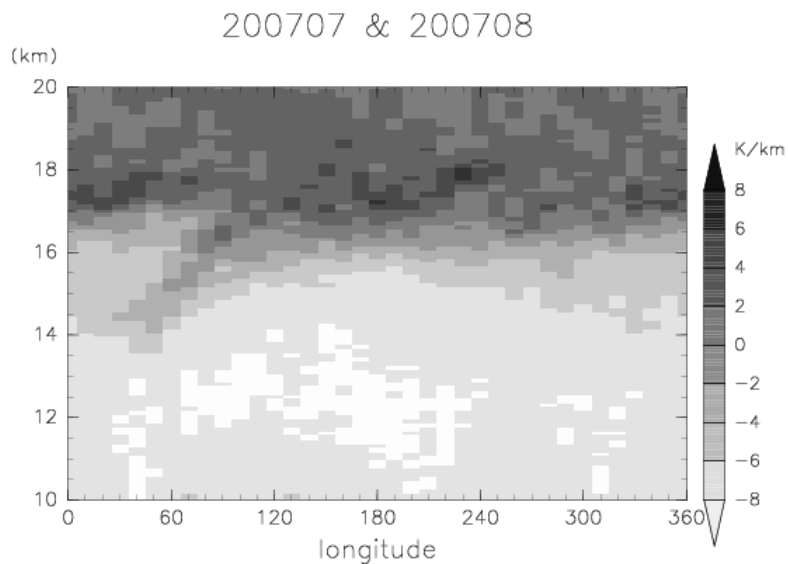
これらの安定層を中心とする一連の循環場の構造の成因について考察を行った。赤道から離れた場所に加熱強制を置いた簡単な数値実験によって、類似の島状を示す低圧域構造が赤道上にみられている例もあるため(Norton 2006)、温度・高度場におけるこの構造は、赤道から離れた強制に対する定常応答問題として理解できるのではないかと思われる。しかし、温度偏差が最大になる経度を決める要因や、COSMIC で観測された安定層の傾きはそれだけでは簡単に説明されない。チベット高気圧をもたらず現実的地形や、より精密な平均風分布を考えることによって説明可能かもしれないし、またモンスーン東風中に定在可能な東進赤道捕捉波を合わせ考えることが必要なのかもしれない。これらをさらに解明するためには、より現実的な数値実験が必要であろう。

#### References

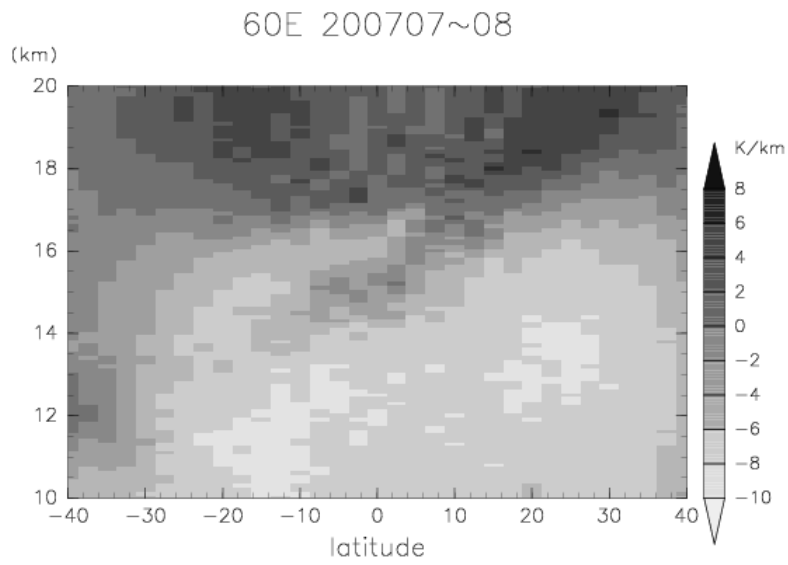
- Anthes, R.A., P.A. Bernhardt, Y. Chen, L. Cucurull, K.F. Dymond, D. Ector, S.B. Healy, S.P. Ho, D.C. Hunt, Y.H. Kuo, H. Liu, K. Manning, C. McCormick, T.K. Meehan, W.J. Randel, C. Rocken, W.S. Schreiner, S.V. Sokolovskiy, S. Syndergaard, D.C. Thompson, K.E. Trenberth, T.K. Wee, N.L. Yen, and Z. Zeng, 2008: The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 313–333.
- Norton, W. A., 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part-II: Model Results. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 420-1431.
- Suzuki, J., and M. Shiotani (2008), Space-time variability of equatorial Kelvin waves and intraseasonal oscillations around the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, **113**, D16110, doi:10.1029/2007JD009456.



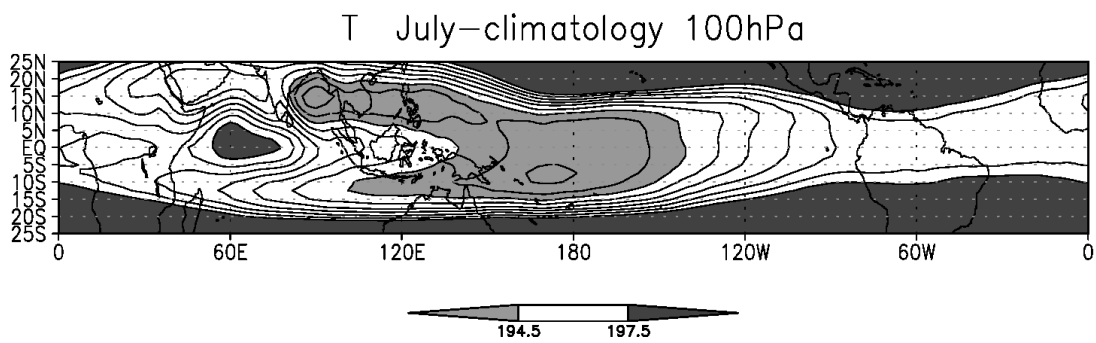
**Fig.1** COSMIC データによる, 2007 年の赤道域(2.5S-2.5N)での高度 14.5-15km における, 大きな静的安定度 $[dT/dz > 0]$ の半月ごとの平均出現回数. 経度  $10^\circ$  x 緯度  $2.5^\circ$  のグリッドで高度分解能 0.1km での各 6 層(14.5,14.6,...,15.0km)において  $dT/dz$  を計算し, このうち 1 層でも  $dT/dz > 0$  となれば 1 とカウントし, 緯度時間平均している.



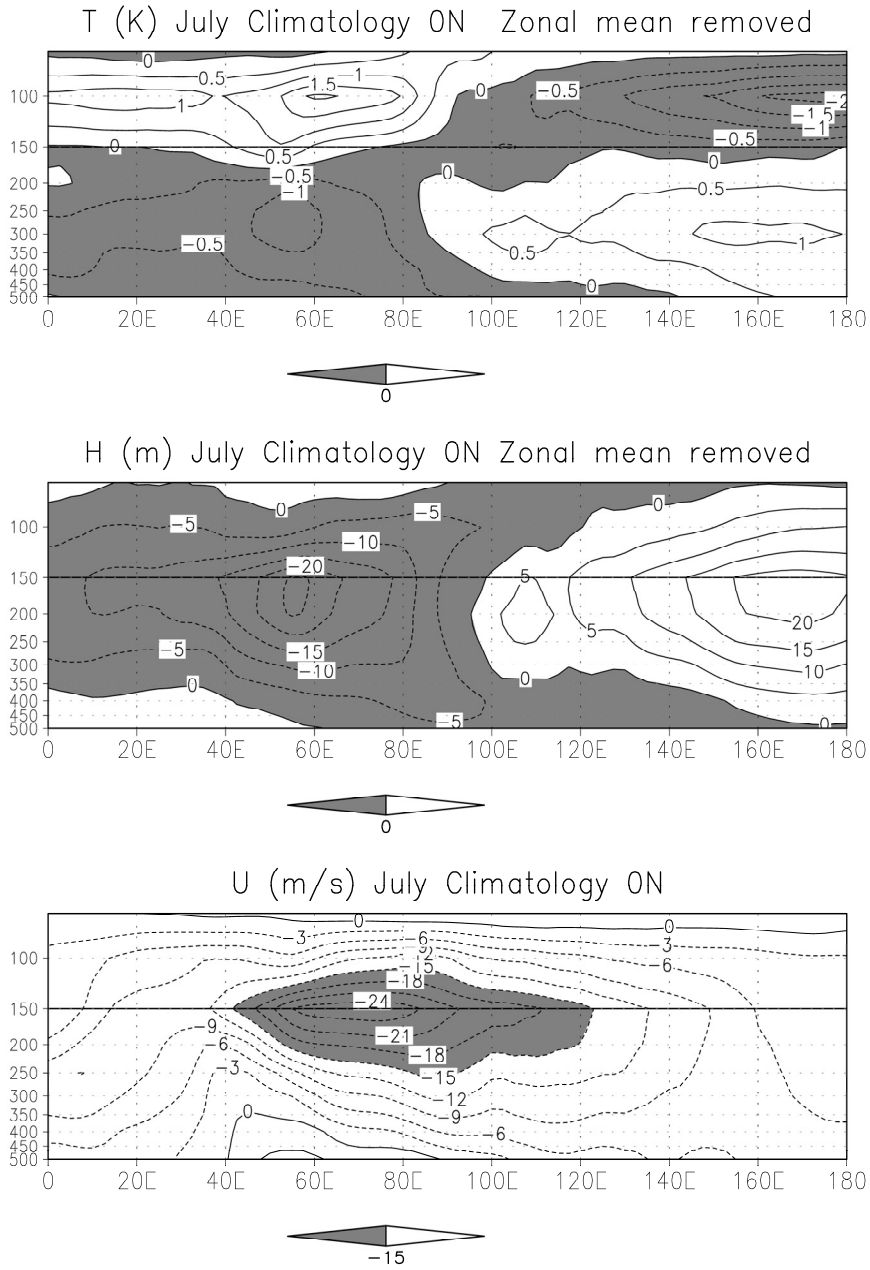
**Fig.2** COSMIC データによる, 2007 年 7-8 月, 赤道域(2.5S-2.5N)における平均鉛直温度勾配(K/km)の経度高度断面.



**Fig.3** COSMIC データによる，2007 年 7-8 月，経度 60 度における平均鉛直温度勾配 (K/km)の緯度高度断面.



**Fig.4** 気候値(1979-2001)7月の月平均温度(K). 等値線間隔は0.5Kで、197.5K以上は省略されている.



**Fig.5** 赤道上 7 月気候値(1979-2001)における(上)温度の帯状平均からの偏差(K), (中)高度の帯状平均からの偏差(m), (下)東西風(m/s)の経度高度断面 (ERA-40).

# Diurnal variations in precipitable water observed by shipborne GPS over the tropical Indian Ocean

Kazuaki YASUNAGA<sup>1</sup>, Mikiko FUJITA<sup>1</sup>, Tomoki USHIYAMA<sup>2</sup>, Kunio YONEYAMA<sup>1</sup>, Yukari N. TAKAYABU<sup>1</sup>, and Masanori YOSHIZAKI<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (IORGC/JAMSTEC), Yokosuka, Japan*

<sup>2</sup>*National Institute for Agro-Environmental Sciences, Tsukuba, Japan*

## Abstract

The present paper investigates the relationship between the skin sea surface temperature (SST<sub>skin</sub>) and precipitable water (PW) observed over the tropical Indian Ocean. PW is derived from shipborne Global Positioning System (GPS) data.

Composite diurnal variations show that the afternoon peak in PW and convective activity are associated with a pronounced increase in SST<sub>skin</sub> during the undisturbed period. Variations in water vapor and temperature profiles indicate that mixed-layer growth and moisture transport by dry convection associated with SST<sub>skin</sub> rise play a critical role in the observed PW increase.

## 1. Introduction

The sea surface provides sensible and latent heat to the atmosphere, and variations in sea surface temperature (SST) have a large impact on weather and climate. Temporal variations in SST occur at various scales ranging from 24 h to several years. The SST diurnal cycle, resulting from radiative forcing by the sun, is one of the most fundamental and pronounced cycles.

SST diurnal variations are prominent in undisturbed (mainly clear), light-wind conditions (e.g., Johnson et al. 1999). Light wind condition indicates suppressed turbulence; accordingly, it is likely that turbulent heat transfer from the ocean to the atmosphere is inhibited during undisturbed periods and that at such times the atmosphere is not significantly influenced by SST diurnal variations. However, it has been reported that the diurnal amplitude of the skin SST (SST<sub>skin</sub>) exceeds 5 K in an extreme case, and can lead to an increase in net surface heat flux from the ocean of 50–60 Wm<sup>-2</sup> during the daytime (Kawai and Wada 2007).

It is well known that over tropical oceanic regions free from continental influence, convective activity peaks in both the afternoon and early morning during the undisturbed period, whereas it shows a diurnal cycle with a peak in the early morning during the convectively active period. Therefore, it is considered that the enhanced heat flux associated with large diurnal SST rise plays a role in driving convection during the undisturbed period (e.g., Webster et al. 1996; Chen and Houze 1997; Sui et al. 1997; Sui et al. 1998; Johnson et al. 2001).

The sensible and latent heats provided from the ocean directly affect the structure of the atmospheric mixed layer and water-vapor content in the lower troposphere. It is therefore necessary to investigate changes in these heat transfers related to the diurnal SST variation in order to understand the impact of this

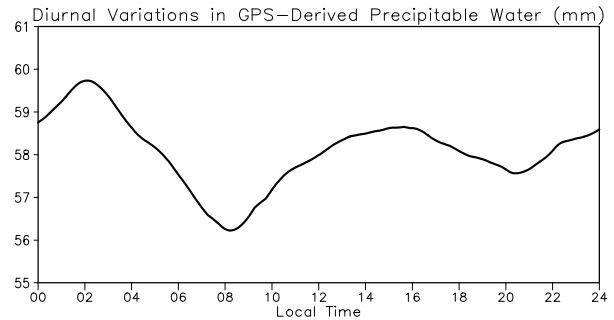


Fig. 1. Diurnal variations in GPS-derived PW observed during MISMO. A 2-hour running mean is adopted to smooth the data.

variation on convective activity during the undisturbed period; however, only a few papers have studied the evolution of the atmospheric mixed layer over the tropical open ocean during undisturbed conditions (Serra et al. 1997; Parsons et al. 2000; Johnson et al. 2001). Moreover, no previous investigation has reported details of diurnal variations in moisture, partly because of the difficulties involved in undertaking precise observations of water vapor over the open ocean.

Some radiosonde humidity sensors continue to suffer from dry bias, especially during the daytime of the undisturbed period (e.g., Vömel et al. 2007; Yoneyama et al. 2008a), and temporal resolution is usually insufficient (four times per day) to enable a detailed examination of diurnal variations. PW can be retrieved from GPS observations with high accuracy and high temporal resolution (e.g., Rocken et al. 1993). Accordingly, thousands of ground-based GPS sites have been established all over the world. It has also been shown that PW derived from shipborne GPS is of similarly high quality to ground-based GPS (e.g., Rocken et al. 2005; Fujita et al. 2008).

The present study arose from a field experiment conducted in the central equatorial Indian Ocean during October–December 2006 aboard the research vessel *Mirai* of the Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (The *Mirai* Indian Ocean cruise for the Study of the MJO-convection Onset (MISMO); Yoneyama et al. 2008b). During the intensive observation period (IOP), the diurnal variation in GPS-derived PW showed a clear maximum in the afternoon (Fig. 1). The present investigation examines the influence of the SST diurnal variation on the afternoon peak PW (The predawn peak is not focused on, although the peak is also prominent). To the best of our knowledge, this is the first paper to accurately describe diurnal variations in water vapor over the open ocean.

The remainder of the paper is organized as follows. In Section 2, we present a brief description of the data and meteorological conditions during the observation period. A composite analysis is undertaken in Section 3 to examine the influence of SST on PW variations.

Corresponding author: Kazuaki Yasunaga, Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (IORGC/JAMSTEC), Yokosuka, 237-0061, Japan. E-mail: [yasunaga@jamstec.go.jp](mailto:yasunaga@jamstec.go.jp).  
©2008, the Meteorological Society of Japan.

Diurnal variations in rainfall and development of the mixed layer are also considered. The main results of the present study are summarized in Section 4.

## 2. Data sources

The data utilized in the present study were obtained by stationary observations over the Indian Ocean (around 0°NS, 80.5°E) from 26 October to 23 November 2006 (29 days) during the MISMO observational campaign. During the IOP, various measurements were conducted in addition to the monitoring of surface meteorological conditions. C-band Doppler radar was operated to obtain the spatial and temporal distribution of rainfall within a 160-km range every 10 minutes. Atmospheric sounding by radiosonde was carried out every 3 hours (02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, and 23 LT), and PW was measured using a shipborne GPS (Fujita et al. 2008). An infrared sea-surface temperature autonomous radiometer (ISAR) instrument was mounted on top of the ship's foremast to measure sea skin, sky, and tow internal blackbody temperatures using a narrow field-of-view IR radiometer (Donlon et al. 2008). Individual samples of ISAR were taken every 2 to 3 seconds; an entire sweep required about 3 minutes. Samples were processed to a standard 10-min averaging time.

Figure 2 shows the infrared equivalent blackbody temperature (TBB) measured by METEOSAT during the IOP. Westward- and eastward-propagating convective areas reached the observational site during the first and second halves of the IOP, respectively. According to Madden-Julian Oscillation (MJO) monitoring undertaken by the National Oceanic and Atmospheric Administration/Physical Sciences Division, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>), eastward-propagating convective areas in the late IOP are identified as an MJO signal. The MISMO observational campaign corresponds to the transition period from the MJO inactive phase to the active phase.

## 3. Results

### 3.1. Diurnal variations in SST<sub>skin</sub> and rainfall

During the convectively suppressed period, the SST exhibits prominent diurnal variations (Fig. 3). Diurnal variations in SST<sub>skin</sub> observed using the ISAR instrument are especially pronounced, with the amplitude exceeding 1.5 K on occasion. To clarify the role of SST<sub>skin</sub> in the PW afternoon peak, we sample 9 days with either prominent or negligible SST<sub>skin</sub> diurnal variations (red and blue dots in Fig. 3).

Figure 4 shows the composite of the SST<sub>skin</sub> diurnal variation. In the case with prominent SST<sub>skin</sub> diurnal variation, SST<sub>skin</sub> peaks at around 1400 LT and the mean amplitude is about 1.5 K. In the case with negligible SST<sub>skin</sub> diurnal variation, the amplitude is 0.2 K or less. Figure 5 shows the composite diurnal variation in the coverage of C-band radar echo for reflectivity factors of >15 dBZ at 3 km within a radius of 160 km. Radar echo is classified as either convective or stratiform type following the method proposed by Steiner et al. (1995). When the SST<sub>skin</sub> diurnal variation is prominent, the convective- and stratiform-type echo coverages show major peaks in the afternoon (Fig. 5a); in contrast, when the variations are negligible, major peaks are found in the predawn (Fig. 5b). These results agree with those obtained in previous works (e.g., Sui et al. 1997).

### 3.2. Diurnal variations in PW

Figure 6 shows the composite diurnal variation in the GPS-derived PW. In the case of prominent SST<sub>skin</sub>

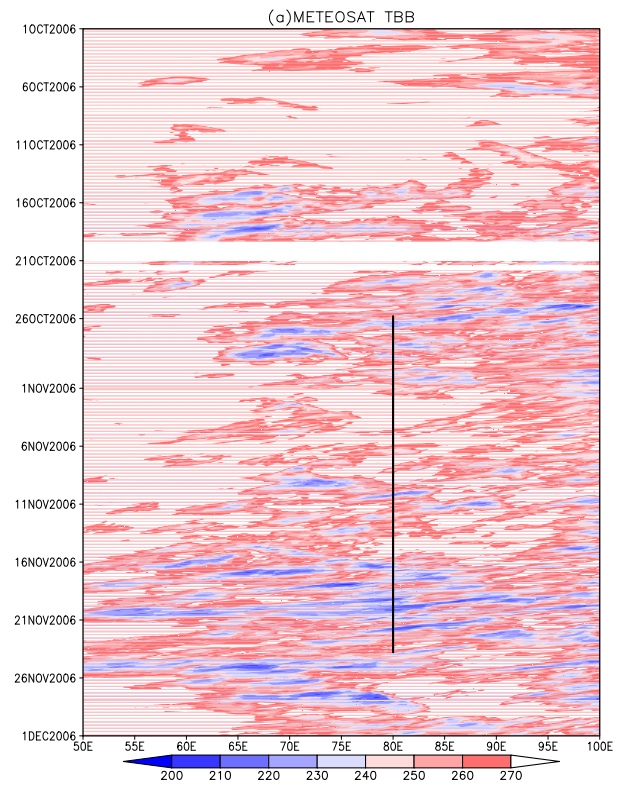


Fig. 2. Time-longitude cross-section of infrared equivalent blackbody temperature. Solid line indicates the longitude of R/V *Mirai* during the IOP.

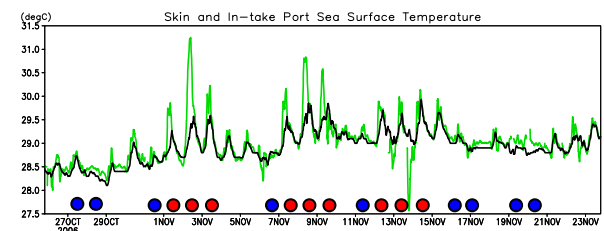


Fig. 3. Evolution of SST<sub>skin</sub> (green line) and intake port sea-surface temperature (black). SST<sub>skin</sub> was measured using the ISAR instrument (see Section 2). A 2-hour running mean is adopted to smooth the data.

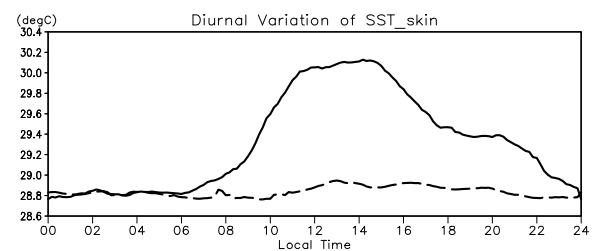


Fig. 4. Composite diurnal variations in SST<sub>skin</sub>. Solid and dashed lines represent cases with prominent and negligible diurnal variations in SST<sub>skin</sub>, respectively. A 2-hour running mean is adopted to smooth the data.

diurnal variation, PW shows a pronounced peak around 16 LT, and the amplitude is 1.5–2 mm. In contrast, no clear peak is found in the afternoon in the case of negligible SST<sub>skin</sub> diurnal variation. The error involved in GPS-derived PW is about 1 mm (Fujita et al. 2008), meaning that the amplitude obtained in the case of prominent SST<sub>skin</sub> diurnal variation is likely to be



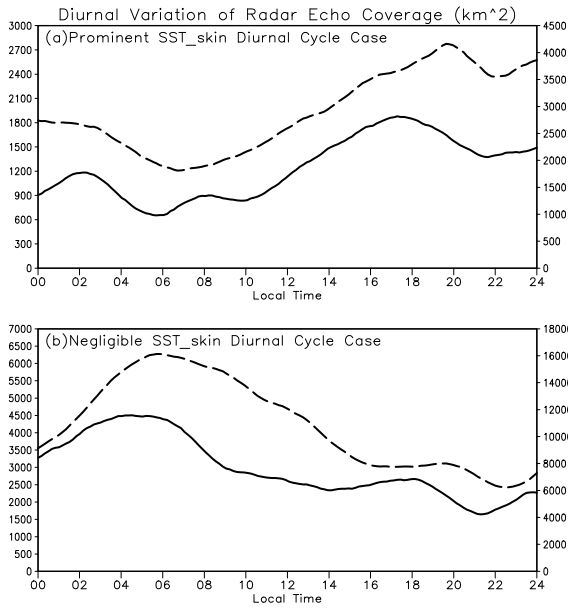


Fig. 5. Composite diurnal variations in radar echo coverage for cases with (a) prominent and (b) negligible diurnal variations in SST<sub>skin</sub>. In each panel, solid and dashed lines represent variations in convective- (left axis) and stratiform-type (right axis) echo coverage, respectively. A 2-hour running mean is adopted to smooth the data.

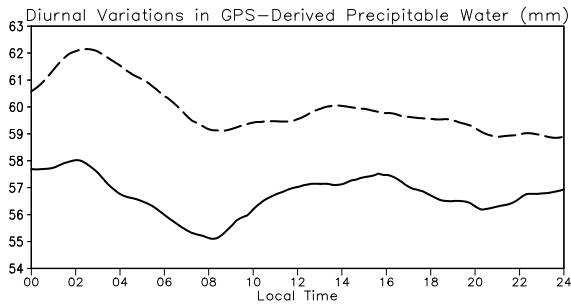


Fig. 6. Composite diurnal variations in PW for cases with prominent (solid line) and negligible (dashed line) diurnal variations in SST<sub>skin</sub>. A 2-hour running mean is adopted to smooth the data.

significant.

At times when SST<sub>skin</sub> diurnal variation is prominent, the convective-type echoes coverage peaks at around 17 LT, following the PW maximum, and the peak of stratiform-type echo coverage follows the convective-type peak (Figs. 5 and 6). The observed sequence of development strongly supports the proposal that SST<sub>skin</sub> diurnal variation controls afternoon convective activity over the open ocean during the undisturbed period, as discussed in previous works (e.g., Webster et al. 1996; Chen and Houze 1997; Sui et al. 1997; Sui et al. 1998; Johnson et al. 2001). PW shows a minimum at the peak time of stratiform-type echo coverage, resulting from the consumption of water vapor by rain production.

### 3.3. Vertical transport of water vapor and development of the atmospheric mixed layer

Figure 7a shows radiosonde-derived diurnal variations in the vapor mixing ratio in the case of prominent SST<sub>skin</sub> diurnal variation. The vapor-mixing-ratio data are corrected, making use of the Meteorolabor Snow White chilled-mirror dew/frost-point hygrometers (see Yoneyama et al. 2008a). The water vapor starts to increase at around

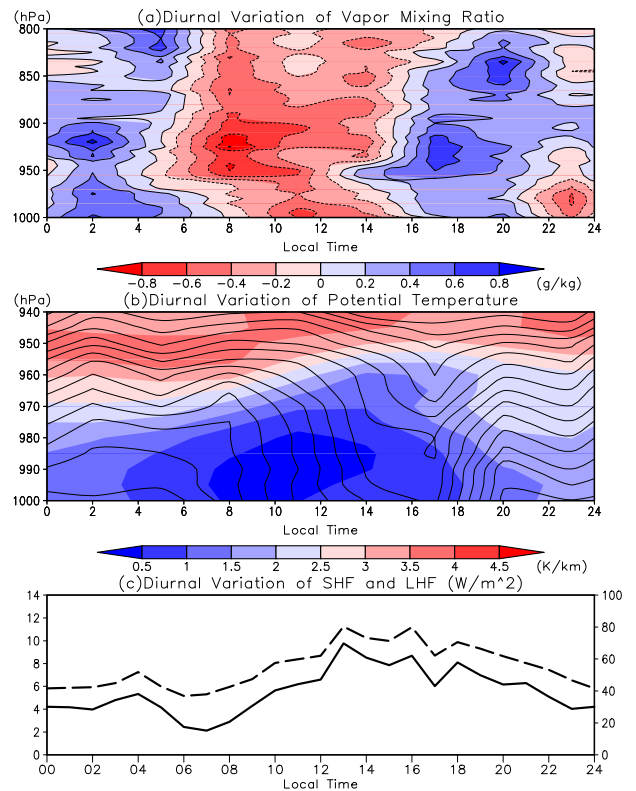


Fig. 7. Composite diurnal variations in water-mixing-ratio anomaly (a), potential temperature (b), and heat flux (c) for cases with prominent diurnal variations in SST<sub>skin</sub>. In panel (a), the daily mean value is subtracted to obtain the anomaly. In panel (b), the contour interval is 0.1 K, and the color-shaded area shows the vertical gradient of potential temperature (K/km). In panel (c), the solid and dashed lines represent sensible (left axis) and latent heat flux (right axis), respectively.

the 950 hPa level at 14 LT, while a dry anomaly is found near the surface. The positive anomaly area is extended to the 900 hPa level at 17 LT, associated with the PW peak and development of convection (Figs. 5a and 6). Following further upward extension of the positive anomaly area, the vertical transport of water vapor ceases, in agreement with observed variations in radar echo coverage (Fig. 5a).

The vertical gradient of potential temperature can be considered an indicator of the mixed layer. When the SST<sub>skin</sub> diurnal variation is prominent, temperature in the lower troposphere increases after sunrise (Fig. 7b). Associated with this temperature increase, the mixed layer extends upward, reaching a maximum at around 14 LT. The development of the mixed layer corresponds to the PW increase (Fig. 6). The deepened mixed layer is maintained until 17 LT, when a peak is observed in convective-type radar echo coverage. The distinct diurnal variation in the mixed layer is similar to that over land, and the SST<sub>skin</sub> diurnal variation is likely to exert a strong influence on the development of the mixed layer, as discussed by Johnson et al. (2001).

The level at which water vapor starts to increase (around 950 hPa in Fig. 7a) is situated just above the top of the mixed layer (around 950–960 hPa). This coincidence indicates that dry convection in the mixed layer is responsible for the moisture increase at the 950 hPa level, which is also consistent with the dry anomaly observed near the surface. Moisture supply from the ocean would immediately counteract the dry anomaly near the surface. A rough estimate can

account for the observed PW increase of 2 mm. In this calculation, the change in the mixed-layer depth and mean vapor-mixing ratio in the mixed layer are assumed to be 100 m and  $1.7 \text{ g kg}^{-1}$ , respectively. Therefore, growth of the mixed layer and moisture transport by dry convection (and immediate moisture supply from the surface) associated with SSTskin rise play a critical role in the afternoon PW peak during the undisturbed condition.

The sensible and latent heat fluxes show a clear diurnal cycle (Fig. 7c); however, our rough estimate indicates that the value of latent heat flux ( $40\text{--}80 \text{ W m}^{-2}$ ) over 6 hours (08–16 LT) yields a PW increase (0.35–0.7 mm) that is too small to account for the observed increase (1.5–2 mm). The sensible heat flux provided over 6 hours ( $2\text{--}8 \text{ W m}^{-2}$ ;  $-0.1$  to  $0.5 \text{ K}$ ) is also smaller than the temperature increase (about  $0.6 \text{ K}$ ) in the mixed layer. In the calculation, the mixed-layer depth is assumed to be 300 m (from Fig. 7b), and the surface fluxes were obtained according to the techniques of Fairall et al. (1996). The parameterization might tend to underestimate surface fluxes in the undisturbed condition. Further investigation is needed to evaluate the relative contributions of large-scale convergence and surface fluxes to the evening PW peak.

#### 4. Summary

The present investigation focused on the evening PW maximum observed over the tropical Indian Ocean during MISMO, a field experiment conducted in the central equatorial Indian Ocean during October–December 2006 aboard the research vessel Mirai. PW was derived from shipborne GPS. This is the first paper to accurately describe diurnal variations in water vapor over the tropical open ocean.

During MISMO, a pronounced diurnal cycle in SSTskin was found in the undisturbed condition. To clarify the role of SSTskin in the evening peak of PW and radar echo coverage, we sampled 9 days with either prominent or negligible diurnal variations in SSTskin. Composite analysis clearly demonstrated that the evening peak in PW and development of convection are associated with a pronounced increase in SSTskin during the undisturbed period.

Radiosonde-derived variations in the vapor mixing ratio and temperature in the mixed layer indicated that mixed-layer growth and moisture transport by dry convection associated with SSTskin rise play a critical role in the evening peak of PW; however, the surface fluxes calculated using the techniques of Fairall et al. (1996) cannot completely account for the observed increase in water vapor and temperature. Further investigations are required to assess the relative contributions of large-scale convergence and surface fluxes to the evening PW peak.

#### Acknowledgments

We'd like to express our sincere thanks to Captain M. Akamine and his crew for their skillful operation of the R/V MIRAI. Technical staffs of Global Ocean Development Inc. are also acknowledged for their continuous support for meteorological observations.

#### References

Chen, S. S. and R. A. Houze Jr., 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical

- pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 357–388.
- Donlon, C., I. S. Robinson, M. Reynolds, W. Wimmer, G. Fisher, R. Edwards, and T. J. Nightingale, 2008: An Infrared Sea Surface Temperature Autonomous Radiometer (ISAR) for Deployment aboard Volunteer Observing Ships (VOS). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 93–113.
- Fujita, M., F. Kimura, K. Yoneyama, and M. Yoshizaki, 2008: Verification of precipitable water vapor estimated from shipborne GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, in printing.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal Characteristics of Tropical Convection. *J. Clim.*, 12, 2397–2418.
- Johnson, R. H., P. E. Ciesielski, and J. A. Cotturone, 2001: Multiscale Variability of the Atmospheric Mixed Layer over the Western Pacific Warm Pool. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2729–2750.
- Kawai, Y. and A. Wada, 2007: Diurnal Sea Surface Temperature Variation and Its Impact on the Atmosphere and Ocean: A Review. *Journal of Oceanography*, 63, 721–744.
- Parsons, D. B., J.-L. Redelsperger, and K. Yoneyama, 2000: The evolution of the tropical western Pacific atmosphere-ocean system following the arrival of a dry intrusion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 517–548.
- Rocken, C., R. Ware, T. V. Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis, and S. Businger, 1993: Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2631–2634.
- Rocken, C., J. Johnson, T. V. Hove, and T. Iwabuchi, 2005: Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12813, doi:10.1029/2005GL022573.
- Serra, Y. L., D. P. Rogers, D. E. Hagan, C. A. Friehe, R. L. Grossman, R. A. Weller, and S. Anderson, 1997: Atmospheric boundary layer over the central and western equatorial Pacific Ocean observed during COARE and CEPEX. *Journal of Geophysical Research*, 102, 23217–23237.
- Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *J. Appl. Meteor.*, 34, 1978–2007.
- Sui, C. H., K. M. Lau, Y. N. Takayabu, and D. A. Short, 1997: Diurnal Variations in Tropical Oceanic Cumulus Convection during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 54, 639–655.
- Sui, C. H., X. Li, and K. M. Lau, 1998: Radiative-Convective Processes in Simulated Diurnal Variations of Tropical Oceanic Convection. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2345–2357.
- Vömel, H., H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, Vald, J. s, Kyr, E., R. Kivi, W. Stolz, G. Peng, and J. A. Diaz, 2007: Radiation Dry Bias of the Vaisala RS92 Humidity Sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24, 953–963.
- Webster, P. J., C. A. Clayson, and J. A. Curry, 1996: Clouds, Radiation, and the Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Tropical Western Pacific. *J. Clim.*, 9, 1712–1730.
- Yoneyama, K., M. Fujita, N. Sato, M. Fujiwara, Y. Inai, and F. Hasebe, 2008a: Correction for Radiation Dry Bias Found in RS92 Radiosonde Data during the MISMO Field Experiment. *SOLA*, 4, 13–16.
- Yoneyama, K., Y. Masumoto, Y. Kuroda, M. Katsumata, K. Mizuno, Y. N. Takayabu, M. Yoshizaki, A. Shareef, Y. Fujiyoshi, M. J. McPhaden, V. S. N. Murty, R. Shirooka, K. Yasunaga, H. Yamada, N. Sato, T. Ushiyama, Q. Moteki, A. Seiki, M. Fujita, K. Ando, H. Hase, I. Ueki, T. Horii, C. Yokoyama, and T. Miyak, 2008b: MISMO Field Experiment in the Equatorial Indian Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, in printing.

# 赤道域における雷活動の観測 – 科学目標とシステムの緒元 -

足立透・山本衛・橋口浩之（京大R I S H）  
森修一・櫻井南海子（J A M S T E C）  
大矢浩代（千葉大工）、土屋史紀・高橋幸弘（東北大理）

## 1. 背景

近年の衛星光学観測は雷放電とその上空に発生する超高層放電現象（スプライト、エルブス、ブルージェットなど）のグローバルな描像を明らかにしてきた。MicroLab-1 衛星に搭載された OTD (Optical Transient Detector) は、Nadir 指向の昼夜を問わない観測により、中央アフリカ、南北アメリカ、東南アジアの陸域に雷活動度が極めて高いことを明らかにした [Christian et al., 2003]。さらに、FORMOSAT-2 衛星搭載の ISUAL (Imager for Sprites and Upper Atmospheric Lightning) は真夜中の地方時におけるリム観測を行い、雷と超高層放電現象を分離して、両者のグローバルな発生分布をとらえた [Chen et al., 2008]。その結果、真夜中の雷活動は、陸域だけでなく東南アジアを中心とする周辺海域においても高いことが明らかになったほか、スプライトはアフリカの陸域で発生しやすいのに対して、エルブスは東南アジア周辺海域で発生しやすいという新たな特徴が捉えられた。このように、東南アジアは雷放電とその上空に発生する超高層放電現象の活動度が極めて高く、地球大気圏の電氣的結合を捉える上で極めて重要な地域である。しかしながら、本領域に特化した観測ネットワークは存在しないため、雷関連現象の日変化・季節変化といった基本情報さえも十分に明らかにされていない。そこで、本研究では、東南アジア域における雷放電の連続的なモニタリングを目的として、光学・電磁波観測ネットワークの構築を進めている。

## 2. 科学目標

本研究で観測対象とする雷放電は、電磁場を介して大気圏～電離圏～磁気圏間を結合する現象である（図1を参照）。これらの電氣的結合を解明する上で東南アジアが最も重要な領域の1つであることは、先に述べた近年の衛星観測によって明らかにされた雷現象の発生分布が如実に示している。また、赤道大気レーダーを始めとする様々な気象・電離圏観測装置が手広く展開されているという事実も、多圏間の結合過程を解明する上で大きな利点であり、東南アジア域における共同統合観測は極めて重要な手段である。ここでは、本研究で構築する雷観測ネットワークと他の観測装置を用いた総括的な観測研究によって目指すサイエンスをまとめる。

### (1) 対流圏における現象： 気象場と雷放電の結合関係

過去の雷放電の観測は、高い観測技術や研究体制が整備されている先進国に集中していた。米国に設置された雷観測ネットワーク NLDN とレーダーやゾンデを用いた多角的な気象観測研究は、雷放電の発生と強い関係性を持つ気象パラメータを徐々に明らかにしつつある。これらの観測事実と高いシミュレーション技術を組み合わせられてきた雷発生予報は、実用精度を目指して改良が重ねられている。しかしながら、その予測精度は十分な高さに達してはおらず、雲の生成・発達を支配する力学・熱力学と雷放電の発生を決定づける電気力学との変換過程が十分

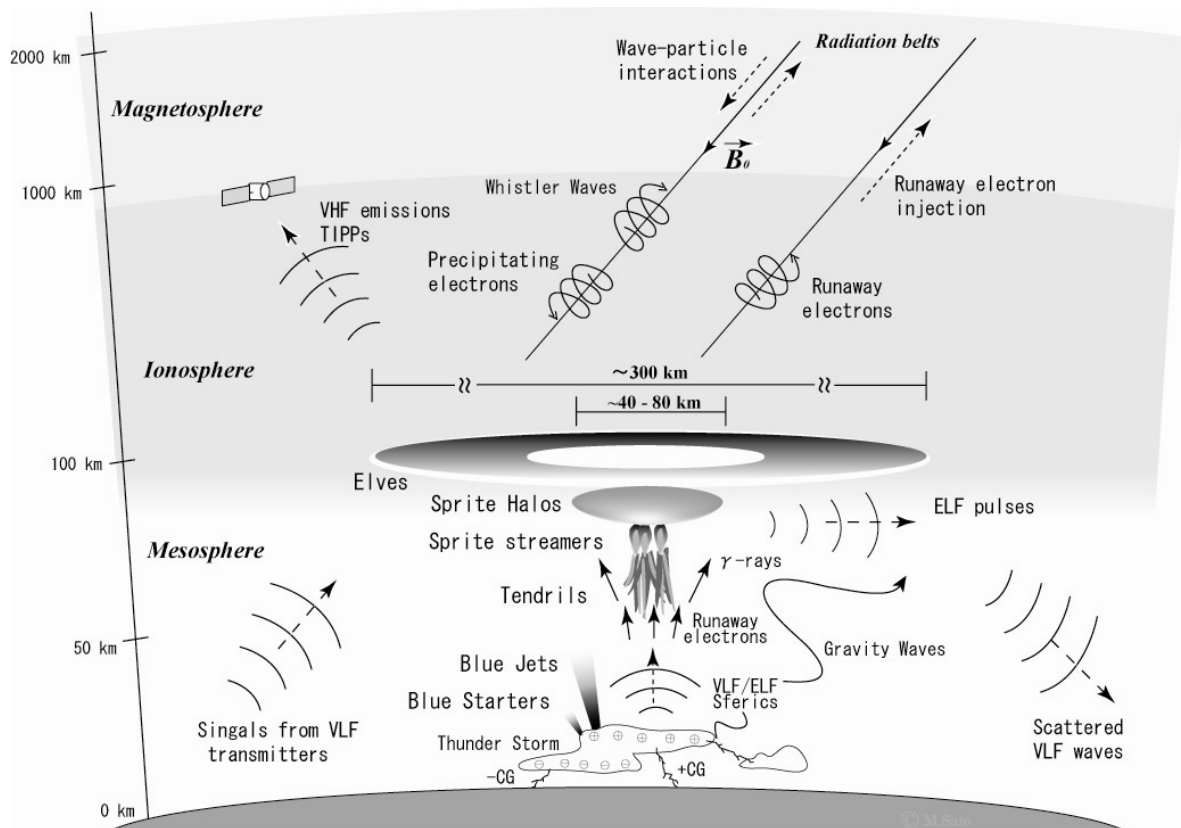


図1. 雷放電に関連する諸現象

に理解されていない点が、最大の要因であると考えられる。この意味で、これまで集中的に観測されてきた中緯度と全く異なった環境である赤道域で、気象場と雷放電の関係性を詳細に観測・解析することは本質的な手段と考えられる。例えば、インドネシアに設置された赤道大気レーダーや JAMSTEC が推進する海大陸観測研究計画との連携観測は、風速場・雲内降水構造といった単一雷雲内の気象場と雷放電の関係性を解明する上で極めて有効であると期待される。さらに、気象衛星データを用いたより大規模なスケールでの総括解析によって、Madden-Julian Oscillation を始めとする様々な時間変動現象や、台風や熱帯低気圧、Mesoscale Convective Complex といったメソスケールの気象場との関わりについても、東南アジア全域を一手に観測することで見えてくる重要な課題である。

## (2) 中層・超高層大気における現象： スプライト、エルブスなど

スプライトやエルブスといった超高層放電現象は、雷放電が中層・超高層大気と電気的結合関係にあることの表れである [Adachi et al., 2008]。近年の FORMOSAT-2 衛星による光学観測は、超高層放電現象が過去の予想を大きく上回る頻度で東南アジア域に発生している事実を明らかにした [Chen et al., 2008]。東南アジア域における目立った特徴の1つとして、スプライトよりもエルブスの方が発生しやすいという点が挙げられる。両者ともに雷雲地上間雷放電に起因する現象であるため、それらの発生割合が地域によって大きく異なることはあまり自明なことではなく、過去には想像さえされていなかった。雷放電による静電場がスプライトの駆動源であり、電磁波がエルブスの駆動源であるという事実を考慮すれば、エルブスの方が発生しやすいという観測結果は、東南アジア域の雷放電が高い電流の時間変化を有するということが示唆される。しかしながら、東南アジアに展開された雷観測網はこれまでになく、そのような示唆を裏付ける観測事実は得られていない。本研究で整備される電磁波観測装置は、極性や電流値などの雷放電の電気的特

性を押さえることが可能であり、静電場や電磁波を介した対流圏と中・超高層大気の電氣的結合の全容を解明する上で、本質的な役割を果たすことができる。さらに、光学観測装置を併せて配備することで、ある領域におけるスプライト・エルブスの発生頻度の時間変動を追うことが可能である。例えば、スプライトとエルブスの発生数や発生比率といった基本的特徴を捉え、中緯度領域における観測結果と比較解析することも、静電場と電磁波を介する電氣的結合の描像をグローバルに理解する上で重要な観測研究となる。

### (3) 電離圏における現象： 下部電離圏擾乱

VLF帯における標準電波を連続的にモニターすると、そのパワーと位相が急激に変調を受けることがある。このような変調は20世紀半ばに発見され、その主な原因の1つとして雷放電による作用が確かめられてきた [Sampath et al., 2000]。雷放電の放射する電磁波の一部は、ホイッスラー波として電離圏から磁気圏へと抜け、波動粒子相互作用を介して放射線内帯に分布する高エネルギーの電子を降下し、強い電離作用をもたらす。このような間接的作用の他にも、エルブスで視認することができるように、雷放電による電磁波が下部電離圏を直接電離する作用も存在する。これらによる電離圏擾乱は標準電波のモニタリングで捉えられているが、実のところどの程度の電離度を有するのかは定かでない。過去の数値計算によれば、中緯度における1つの雷雲上空で1桁程度の電子密度増減が示唆されており、それを信じれば、より雷活動度の高い赤道域では、1桁以上の密度変動が存在することになる。この予測を確かめるために、本研究の電磁波観測装置では雷起源の電磁波に加えて標準電波の観測も行う。EARと標準電波を用いた電離圏の同時観測は、雷に起因する下部電離圏擾乱の実体を明らかにする上で有効な手段と考えられる。実際、中緯度においては、MUレーダーを用いた電離圏観測によって雷放電に同期した電離圏エコー増大現象が捉えられており、その強度は1桁程度と見積もられている。EARのパワーはMUと比べて低いが、東南アジアではエルブスの方が発生しやすいという事実から、本領域の雷が極めて強い電磁放射を有することが示唆されるため、同様の観測が成立すると考えられる。

### (4) 磁気圏における現象： 放射線内帯電子、TGF

磁気圏側から見ると雷放電は放射線内帯電子の生成項としても消滅項としても働く。消滅項としては、上述のホイッスラー波による波動粒子相互作用を介した電子降下が挙げられる。生成項としては、雷放電の印加する静電場によって加速された逃走電子が磁気圏へと抜けるプロセスが考えられる。この場合、宇宙線によって事前に高いエネルギーを有する電子が地球大気圏に存在することが前提条件である。近年、大気圏での逃走電子加速に関連すると考えられる、地球起源のガンマ線放射 (TGF) の存在が確かめられている。CGRO衛星に搭載されたBATSE観測器は地球方向から飛来するガンマ線を捉え、その検出緯度・経度分布がTRMM衛星搭載のLISによって観測された雷発生分布と極めてよく対応することを確かめた [Smith et al., 2005]。この観測事実は、雷放電に関連した制動放射がTGFの成因であることを示唆するが、そのような制動放射が雷放電のどのプロセスに起因するのか、また、スプライトなどの超高層放電現象に起因するのか否か、といった問題を解明するに至っていない。その原因として、雷活動の高い赤道域において定常的な雷観測ネットワークが稼働していないことが挙げられる。TGFそのものは発生頻度の極めて低い現象であるため、それに関連する雷放電とその上空の超高層放電現象を同時に捉えるには、高い検出率や位置・時刻精度で雷放電の連続観測を行う必要がある。本研究の雷観測ネットワークはこの観点における要求を満たすものとして設計されている。また、近い将来に打ち上げが予定されている、Sprite-satやASIMなどの小型衛星や、国際宇宙ステーションの曝露部に搭載予定のGLIMSは、TGF・雷放電・スプライトの統合観測を予定している。それらと共同で観測を行うことで、TGFと雷放電の結合関係の解明を目指す。



図 2. VLF 観測ネットワークの構成

### 3. 観測ネットワーク

雷放電や超高層放電現象は強い発光と電磁放射を伴う過渡現象であり、光学・電磁波観測装置を組み合わせた統合観測は本質的な研究手段である。このうち光学観測は、鉛直伝搬を有する雷雲地上間放電のみならず、主に水平に伝搬する雲内放電も捉えることが可能であるため、トータルとしての雷雲の電気的活動度を見積もることに役立つ。可視範囲は数 100 km と比較的狭いが、検出精度は高く、100%に近い検出効率で雷現象を捉えることができるため、単一雷雲規模のモニタリングに有効である。さらに、広視野での撮像を行うことで、雷雲上空に発生する超高層放電現象も同時に捉えられることが特色である。一方で、導体である地面に設置された電磁波観測装置は、主に雷雲地上間放電を観測する。過渡現象である雷放電は広い周波数帯に渡る電磁放射を伴うが、このうち VLF 帯(ここでは 3-30 kHz)の電磁波は地上・電離層間の導波管を長距離伝搬し、その到達距離は 10,000 km にも上る。従って、地上光学観測では不可能な、東南アジア全域をカバーする広域モニタリングが可能となる。本研究では、両者の利点を相補的に生かした観測ネットワーク(図 2 を参照)を構築する。

本研究で設置する電磁波観測センサーは、モノポールアンテナ、ダイポールアンテナ、および直交ループアンテナである(図 3 を参照)。これらのアンテナを台湾・台南(23.00° N, 120.22° E)、タイ・サラブリ(15.2° N, 102.6° E)、インドネシア・ポンティアナ(0.03° N, 109.3° E)の 3 か所に設置し、VLF 帯電磁波の電場・磁場成分を計測する。屋外に 3 種類の電磁波観測用アンテナを設置し、プリアンプによって増幅されたシグナルを屋内へと引き込む。これらのうち、直交ループアンテナは雷から放射された VLF 電波の東西・南北方向の磁場成分を観測し、ダイポールアンテナとモノポールアンテナは、それぞれ雷電波と標準時刻電波の電場成分を観測する。屋内に設置されたメインアンプを通じた観測シグナルは、GPS 時刻信号とともに 3 台のパーソナル・コンピュータ(PC)によって記録される(表 1 を参照)。このうちの 1 台が、雷モニタリングに用いられる。この PC はダイポールアンテナと直交ループアンテナによって検出された雷電波の電磁場成分を記録し、東南アジア域に発生する雷放電の発生位置と時刻の推定を行う。100 kHz の高い時間分解能でアナログ/デジタル変換を行うため、雷の検出時刻及び検出位置の精度は高く、それぞれ数 10 マイクロ秒及び数 10 km と見込まれる。さらに、40 kHz までの高い周波数成分を観測するため、周波数解析を行うことでピーク電流値などの雷放電物理量の導出が可能である。また、高い時間分解能を保ちつつデータ量を抑えて長期の無人観測を実現するため、電波の強度がある閾値を超えるイベントのみを記録する。過去の衛星観測に基づいた試算によれば、1 日当たりの雷イベント数は数 100 例、そのデータ量は 1.4GB に上ることが予想される。



図3. 観測システムの写真。(左) モノポールアンテナおよびダイポールアンテナ。(中) 直交ループアンテナ。(右) データ記録系

表1. VLF 観測システムの緒元

	Dipole Antenna	Orthogonal Loop Antennas		Monopole Antenna
Observation target	E-field of lightning atmospherics	B-field of lightning atmospherics		E-field of standard-time radio waves
Size of ant. Element	2 m length	1 m x 1m square		2 m length
Obs. Frequency	1-40 kHz	100 Hz - 40 kHz	100 Hz - 10 kHz	40,60 kHz etc
Recording system	PC 1 (Desktop)		PC2 (Desktop)	PC3 (Laptop)
Sampling	100 kHz, 16-bit resolution		20 kHz, 16-bit	200 kHz, 16-bit
Data amount	~500 GB/year (4 MB/record)		215 GB/year	15 GB/year
Power	Average: ~400 W (max: 800 W)			

VLF 電磁波観測と並行して、本研究では既存の CCD カメラとデータ取得システムを組合せた撮像システムを赤道大気レーダーから南に約 75 km 離れた Padang に設置し、周辺域に発生する単一雷雲スケールの雷モニタリングを行う。図4に示す通り、Padang 空港の近くに海洋研究開発機構 (JAMSTEC) の有する MIA レーダーサイトが存在し、半径数 100 km における降水強度の観測を行っている。赤道大気レーダーはこの MIA・X バンドレーダーの観測範囲に位置しており、両者の相補的な観測により、当該領域における降水と風速場の時空間構造を詳細に捉えることができる。本研究の雷観測カメラは MIA レーダーサイトに設置し、赤道大気レーダーの位置する方角を観測する (図5を参照)。それぞれのレーダーによって得られる気象データと本カメラによって得られる雷光データを解析することで、雷活動と降水構造・風速場との関係を詳細に捉える。カメラシステムは超小型高感度 CCD カメラ、GPS アンテナ及び受信装置、ビデオタイムインサータ、ビデオデッキからなり、その諸元を表2に示す。観測する赤道大気レーダーの方角には一般住居区域が広がっており、夜間観測の障害となる街灯などの人工光が存在する。ターゲットである雷光は街灯に比べて十分に明るい現象ではあるが、観測条件をできる限り向上させるため、カメラの前方にマスクの役割を果たす構造物を配置し、夜間の雷光検出能力を高める工夫を施す。また、光学系にカメラと連動して自動的に絞り調整を行う非球面レンズを用いたため、昼夜を問わない観測が可能である。データ記録装置として使用した HDD ビデオレコーダーは 500GB の大きなデータ容量を有し、観測画像を MPEG-4 圧縮して保存するため、数カ月にわたる夜間連続観測が可能である。また、雷光などの強い発光現象がある時のみデータを記録する、トリガー記録モードを併用した観測を行う場合には、1年以上メンテナンスがいらぬ観測も実現可能である。



図4. MIA・EAR レーダーサイトの位置 (左) と MIA サイトの外観 (右)

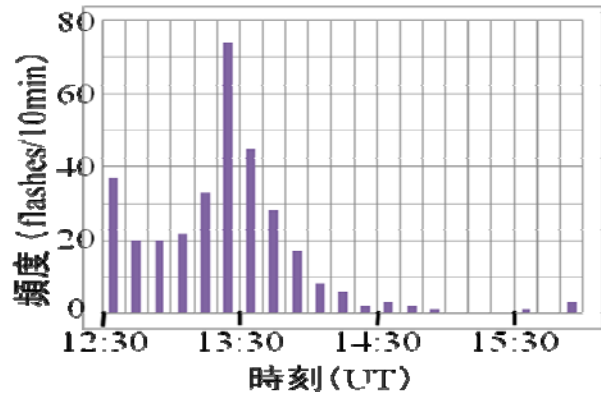


図5. MIA サイトに設置されたカメラの外観 (左) とテスト観測で得られた雷活動の推移 (右)

表2. 撮像観測システムの緒元

Observation target	Lightning flash (IC & CC & CG)
Field of View	57 deg (hor) x 43 deg (ver)
Number of Pixels	720 pxls (hor) x 480 pxls (ver)
Sampling frequency	30 frames per second
Data storage	500 GB

表3. これまでの経過と今後の予定 (2008年10月現在).

Year	2007		2008												2009		
	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3
Preparation	→	→		←→ SaraBuri		←→ SaraBuri					←→ Pontianak						
Installation	←→ Tainan	←→ Padang												←→ SaraBuri	←→ Pontianak		
Observation			→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→	→
Maintenance											←→ Padang	←→ Tainan					



#### 4. 全体の計画と進捗状況

表3にこれまでの経過と今後のスケジュールを示す。2007年度に機器開発を終えたのち、Tainan サイトへの電磁波観測装置の設置、および Padang サイトへの光学観測装置の設置を行い、現在に至るまで観測を継続している。SaraBuri 及び Pontianak サイトに関しては、ノイズ調査を既に終了しており、設置に向けた手続きを進めているところである。今後、必要なインフラの整備を行ったうえで、SaraBuri への設置は2009年1月に、Pontianak への設置は2009年2月に行い、2008年度内の完成を目指している。

これまでに設置が終了しているサイトは、Tainan (電磁波観測装置) と Padang (光学観測装置) である。2007年12月27-30日にかけて、台湾・台南市にある国立成功大学 (NCKU) の理学部棟屋上に VLF 帯電磁場観測装置の設置を行った。試験観測も兼ねていたため、モノポール・ダイポール型電場アンテナとループ型磁場アンテナの1成分のみを壁面に固定し、雷放電や標準電波の受信強度を1年弱に渡って調査した。1日に100例近いデータが得られることもあるが、しばしば高いノイズによって S/N が著しく落ちることが明らかになった。NCKU が市内中心部に位置し、付近に強いノイズ源が存在することが原因と考えられるため、2008年5月と9月に郊外の別の観測候補地を調査した。その結果、市街地から30 km ほど離れた市立青草國小学校の屋上を利用することが可能であり、ノイズレベルも十分低いことが確かめられた。現在、2008年11月下旬に機器メンテナンスを兼ねた移設作業の実施を予定している。一方で、2008年1月27日から2月2日の期間に、インドネシア西スマトラ州パダン市にある JAMSTEC・MIA レーダーサイトに小型カメラを設置した。MIA レーダーサイトには X バンドドップラーレーダーと、全天天候カメラ、地上気象観測装置が設営されており、気象場と雷放電の関係を詳細に観測することが可能である。本研究のカメラは観測コンテナの屋根に設置し、EAR の位置する北方向をこれまでに約半年に渡って観測してきた。2008年9月には観測データを回収し、現在、雷自動検出装置を用いた解析を行っている。

#### 5. まとめ

本研究では、世界有数の雷活動を有する東南アジアに光学・VLF 電波観測網を構築し、雷放電が担う大気圏～電離圏～磁気圏間の電気的結合過程の解明を目指す。VLF 帯の電波観測ネットワークは Tainan, SaraBuri, Pontianak の3地点からなり、各地点にモノポールアンテナ、ダイポールアンテナ、および直交ループアンテナを設置する。それぞれのアンテナで捉えられた雷・標準電波の電磁場成分を記録し、雷放電の広域モニタリングと下部電離圏変動の観測を行う。一方で、Padang に設置された小型カメラは、雷光と TLE の光学観測を行う。カメラは赤道大気レーダー(EAR)の上空をモニターし、それによって得られる雷や TLE と、EAR や MIA レーダーで観測される気象場や電離圏現象との関連を明らかにする。

現在、カメラと1組の VLF システム(Tainan) の設置が終了し、観測を継続中である。今後、SaraBuri と Pontianak の設置作業を進め、2008年度内のネットワーク化を目指す。

#### 6. 謝辞

VLF 観測装置の構築は、科学研究費補助金(特別推進研究:19002002)の研究助成を受けて進められている。また、小型カメラの設置は、京都大学グローバル COE プログラム「生存基盤持続型の発展を目指す地域研究拠点」の研究助成を受けて行われた。

#### 参考文献

- Adachi T, Hiraki Y, Yamamoto K, Takahashi Y, Fukunishi H, Hsu R R, Su H T, Chen B, Mende S B, Frey H U, Lee L C (2008), Electric fields and electron energies in sprites and temporal evolutions of lightning charge moment, *J. Phys. D.*, 41, 234010.  
Chen, A. B., Y. Lee, R. Chou, E. L. Tsai, C. Kuo, C. Chiang, R. Hsu, H. Su, L. Lee, S. B. Mende, H. U. Frey, H.

- Fukunishi, and Y. Takahashi (2008), Global distributions and occurrence rates of transient luminous events, *J. Geophys. Res.*, 113,A08306, doi:10.1029/2008JA013101.
- Christian, H. J., B. J. Blakeslee, D. J. Boccippio, W. L. Boeck, D. E. Buechler, K. T. Driscoll, S. J. Goodman, J. M. Hall, W. J. Koshak, D. M. Mach, and M. F. Stewart (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4005, doi:10.1029/2002JD002347.
- Sampath, H. T., U. S. Inan, and M. P. Johnson (2000), Recovery signatures and occurrence properties of lightning-associated subionospheric VLF perturbations, *J. Geophys. Res.*, 105, 183-191.
- Smith, D. M., L. I. Lopez, R. P. Lin, C. P. Barrington-Leigh (2005), Terrestrial gamma-ray flashes observed up to 20 MeV, *Science*, 307, 1085.

# マルチスタティックシステムで観測された局所風速場の変動

西村耕司（情報・システム研究機構）、佐藤亨（京都大学・情報学）

## 1. はじめに

大気レーダーによる風速観測では、風速の通常視線方向成分のみが観測されるため、適当な空間一様性の仮定の下に3次元風速の推定が行われる。外部に2点の受信サイトを設けマルチスタティックレーダーとすることにより、従来より高い空間分解能で風速場を推定することが可能となる。2005年12月のCPEA-IIキャンペーンの一環として赤道大気レーダーにおいてマルチスタティック観測が実施された。データ処理は各地点における観測データからアダプティブアレイ信号処理を用いて個別にドップラー速度を導出し、3地点のデータを合わせて3次元風速場を求める。これまで口頭で行った発表のデータに関して処理上の問題が判明したため、今回問題を改めた結果について報告する。

## 2. データの検証

3次元風速データの解析に先立って、データの精度検証を行う必要があるが、外部に求められる参照データが存在しない。そのため、ここで得られたデータの相互比較を行うことにより検証を行う。まず、レーダーの一巡のビーム走査中、複数回観測する天頂方向について独立のデータとみなし、これらを比較することによりランダム誤差成分の大きさについて比較する。以下で示すデータは、高度分解能約300m（150mサンプルに対し3点のメディアンフィルタ+0.25・0.5・0.25のローパスフィルタ）、時間分解能15分である。

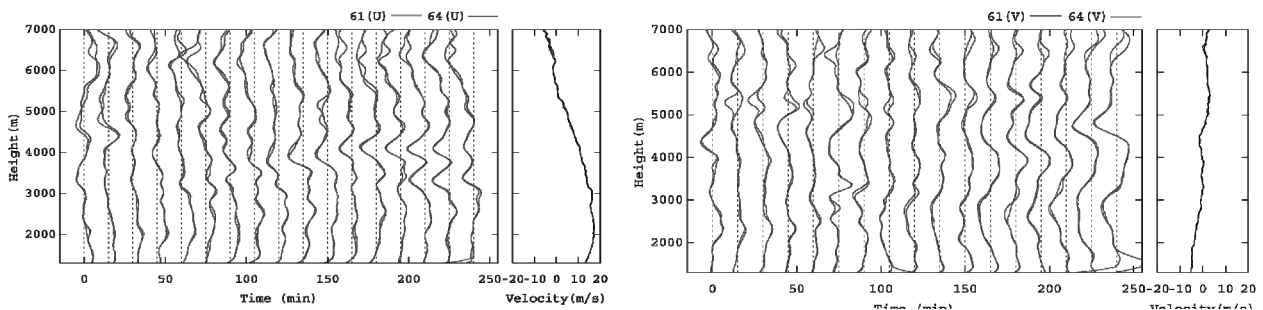


図1.（左）2回の天頂方向ビームで観測される東西風成分。赤線：ビーム1、青線：ビーム4。（右）同南北風成分。

図1に2回の鉛直ビーム観測（図中61、64はそれぞれ6ビームモード1番、6ビームモード4番を意味する）における風速プロファイルを示す。各時刻におけるプロファイルは15分間の風速の平均値であり、表示期間中の平均値は各図の右側の囲みに示す。風速スケール5m/sが時間スケール15分に対応する。各図中、特に3000mより上の高度において、これから議論する波状の空間変動が見えているが、これらの振幅に対して61（赤線）-64（青線）間の差は全体で有意に小さい。ただし、2000m以下および5000m以上の一部においては、比較的大きい不一致が見られる。これは、5000m以上の高高度に関してはSN比の低下によるランダム誤差、2000m以下の低高度部分に関しては、受信アレイで行うアダプティブクラッタ抑圧の、所望方向とクラッタ方向が接近することによる信号分離度の低下に起因する非ランダム誤差によるものである。議論を煩雑にしないため、以下使用する

データ領域は2000mから5000mに限定するものとする。この領域において不一致は最大でも0.5m/s程度である。

### 3. 風速場の空間不均一性

最初に、マルチスタティック観測で得られた結果を、通常使用されているモノスタティック観測による結果と比較する。モノスタティック観測については東、西、南および北方向ビームの観測から計算される水平成分、マルチスタティック観測については鉛直ビームで観測される水平成分を示す。マルチスタティックシステムはその一部としてモノスタティックシステムを含んでいるが、それぞれ異なるビーム方向のデータを利用するためデータは独立である。図2. にそれぞれの手法で観測された15分ごとの水平風プロファイルを示す。各図中右側のインセットは表示期間における時間平均値である。

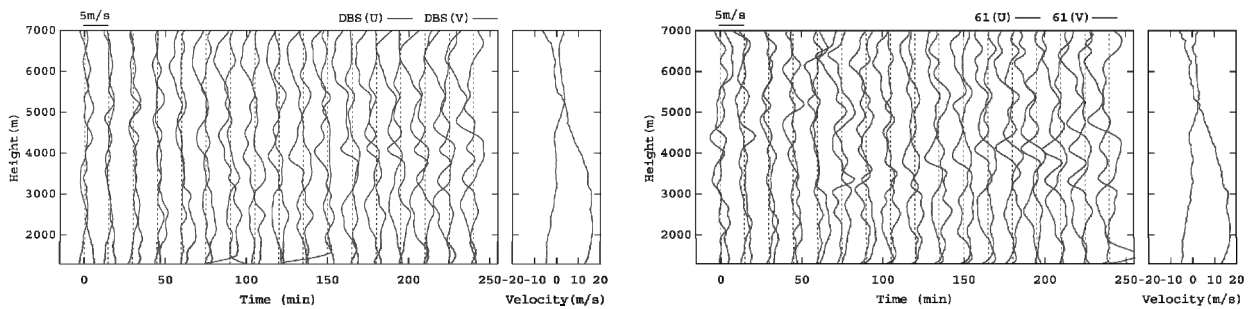


図2. (左) モノスタティック観測 (DBS 法) で得られた水平風プロファイル。赤線：東西風、青線：南北風。(右) 同マルチスタティック観測によるもの。時間および風速スケールは図1に同じ。

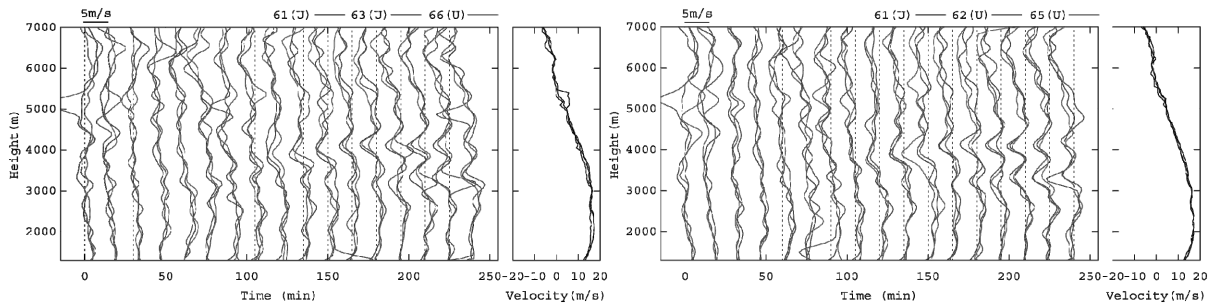


図3. マルチスタティック観測で得られた (左図) ビーム1 (赤：鉛直)、3 (青：東向き)、6 (緑：西向き) および (右図) ビーム1 (赤：鉛直)、2 (青：北)、5 (緑：南) に沿った東西風プロファイル。時間および風速スケールは図1に同じ。

2000m から 5000m の高度について比較すると、ほぼ全ての時間にわたりマルチスタティック観測によるプロファイルの振幅がモノスタティック観測によるものよりも大きいことが分かる。平均風についてはそのような違いは見られない。つまりこのことは、平均的には空間の同じ点を観測しているため差はないが、レーダーがビームを走査する空間内で風速場は一様でなく、モノスタティック側のデータではこの不均一な場を平均しているということを意味すると考えられる。

図2において、の時間軸100から200分、高度4000m付近のプロファイルに着目すると、高度方向に大きく風速ベクトルの変化する部分が存在する。空間変化が大きいためマルチスタティックシステ

ムを用いて観測した場合、ビーム間で不均一が観測されることが期待される。図3に対応するマルチスタティックで観測された、鉛直と東西ビーム（左）および南北ビーム（右）に沿った東西風プロファイルを示す。当該時間、高度部分を見ると、特に西-鉛直-東ビーム間において風速の差が現れており、高度方向に対して位相差を持つ波状構造に見える。また、時間軸0から60分の高度2000から4000m付近においては、振幅は小さいが位相差の大きい波状のゆらぎが観測されている。各ビームの天頂角は（鉛直以外）10度なので、これらビーム間の水平距離は高度2000mにおいて約700m、高度4000mでも約1400mと空間スケールは非常に小さく、15分の平均時間にわたりこの構造を維持していることから山岳に起因する重力波が観測されているものと推測される。

しかし図2において、特に150分以降を見ると、波長の長い波と短い波が重ね合わせになっていることが分かる。そこで重畳された波長の異なる複数の波に対し、サブバンドフィルタ（足し合わせるもとに戻るフィルタ）による分解を行う。波長400m以下、400~1200m、1200m以上と帯域を3分割し、長波長側2つの帯域に対応するプロファイルを図4に示す。

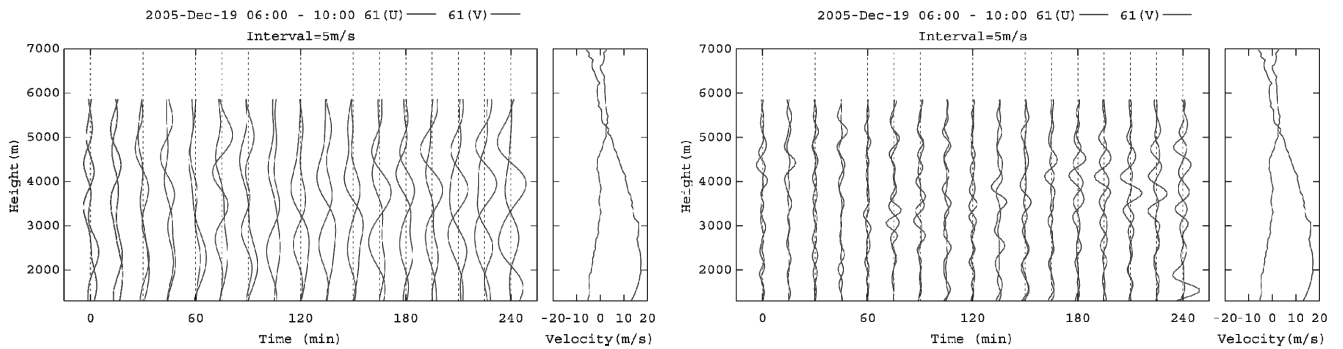


図4. サブバンド分解された鉛直方向ビームで観測された東西風（赤線）および南北風（青線）プロファイル。波長1200m以上（左）と400m~1200m（右）に対応。時間および風速スケールは図1に同じ。

波長1200m以上（左）および400m以上1200m以下（右）の2つの帯域において振幅は概ね同程度であり、完全ではないが比較的単色性の高い波形が得られていることが分かる。これらの波の空間的構造を見るため、北向き、鉛直、南向きの各ビームでの風速ホドグラフを図5に示す。各パネル内では3つの連続する15分平均値をプロットしている。各パネルにおいて高度方向に位相が変化する波形を呈しているが、左上のパネルを除くと時間変化はあまり大きくなく、地面に対して概ね固定されている。長波長側（上段）と短波長側（下段）では、振幅の長軸は異なる方向を示しており、これらの波が異なる位置に波源を持つものであることが分かる。短波長側では、3つのビーム間で良く似た形状になっているため、一つの波が卓越していると考えられる。長波長側のプロットでは、単色性があまりよくないため3つのビーム間で形状が異なっているが、観測位置による波の位相差がはっきりと現れている。よって、これらの波が分離できれば、3次元的な位相構造が分かるため、波面の傾きと伝播方向が直接計算可能である。

### 3. まとめ

5000m以下の低高度において、水平スケール約1000m程度の狭い領域内で風速場に非一様性が存在することが確認された。ここで見られた非一様性は山岳波に起因すると考えられるが、マルチスタティック観測により3次元的な風速場構造が得られている。観測されたプロファイルは楕円偏波であり、

また偏波方向も波数により異なるなど複数の波を重畳したものであるが、適切に分解することによりそれぞれの波面などが直接得られると考えられる。

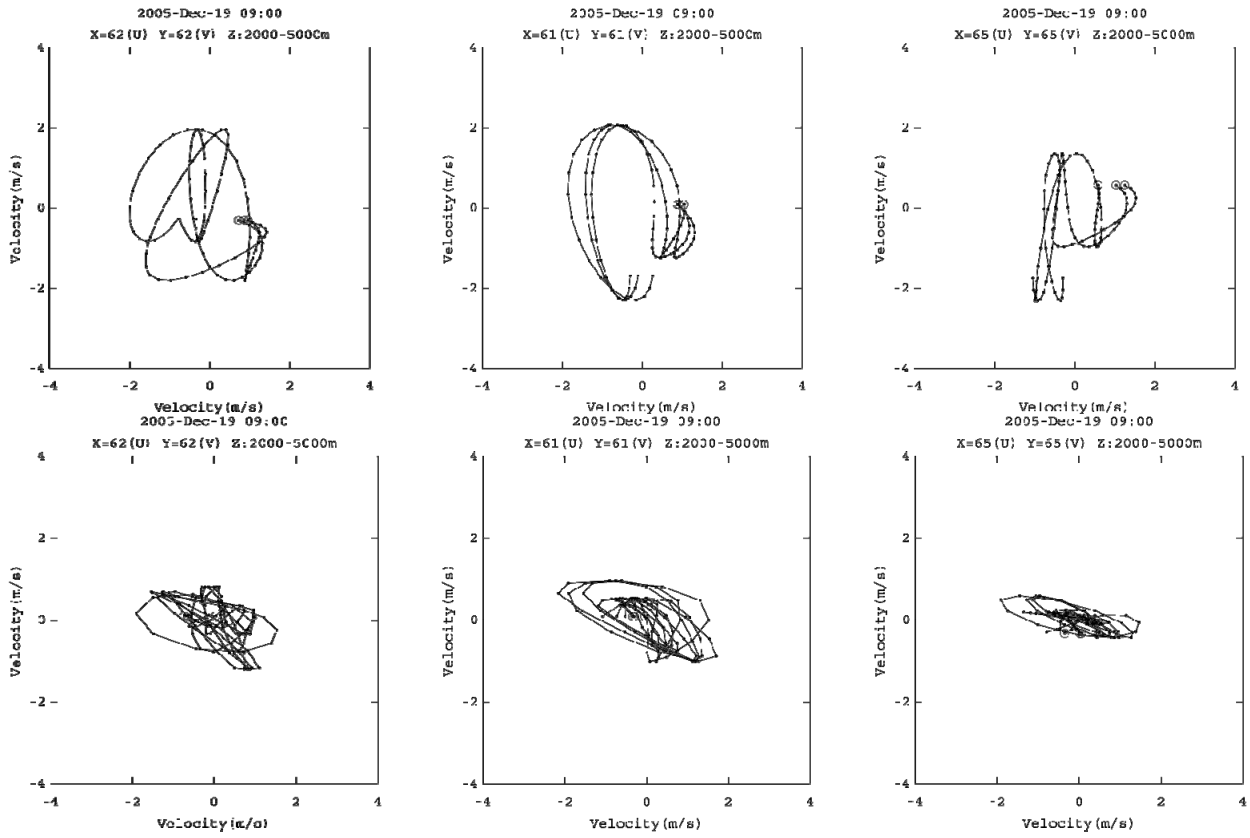


図5. 波長 1200m 以上（上段）および波長 400m から 1200m（下段）に対応する風速のホドグラフ。図4の時間軸 180分と前後±15分の3プロファイルに対応。ビーム方向は北向き（左）、鉛直（中央）および南向き（右）。ホドグラフ始点（○印）は高度 2000m、終点は 5000m。スケールは縦横共に±4m/s。

## ラジオメーターとラジオゾンデによる水蒸気密度観測結果の比較

下舞豊志・佐藤玄一・古津年章(島根大学・総合理工学部)

我々は、対流圏内水蒸気の振舞を高時間分解能で観測するために、2002年3月にコトタバに水蒸気ラジオメーターを設置し、水蒸気密度プロファイルの連続観測を行っている。時間分解能約3分、高度10kmまでの水蒸気密度プロファイルがこれまでほぼ連続で得られている。

ラジオメーターの観測値は輝度温度であり、ニューラルネット法を用いたリトリバル法により水蒸気密度を得ることが出来るが、得られた水蒸気密度の推定精度に関しては、これまで十分に行って来ていなかった。そこで今回は、ラジオゾンデ観測による水蒸気密度の直接観測結果との比較を行い、水蒸気密度の推定精度について検証を試みた。

用いたラジオゾンデ観測データは、2004年4-5月、2005年11-12月にそれぞれ一ヶ月集中して行われたキャンペーン観測データである。ラジオゾンデ観測からは相対湿度、気温、気圧データが得られるが、水蒸気密度に換算して比較を行った。ここで、ラジオゾンデは放球後30分前後でラジオメーターの観測高度限界である高度10kmに到達するが、今回は対流圏下部のデータに着目するために、ラジオメーター観測値については、ラジオゾンデ放球後15分間の平均値を用いて比較を行った。また、6時間毎(00Z, 06Z, 12Z, 18Z)のデータのみを用いた。

それぞれのプロファイルと比較すると、ラジオメーター観測値とラジオゾンデ観測値には多少の差がみられるが、ラジオゾンデの観測精度、ラジオゾンデが風で流されるために位置が変化すること、ラジオメーター観測は水平方向の一様性を仮定した平均的なプロファイル推定であることを勘案すると、十分な推定精度が得られていると考えられる。

第1回、第2回の観測キャンペーンそれぞれにおいて、ラジオゾンデ観測値を基準として全期間を平均したrms誤差プロファイルは、地表付近を除いて $1.5 \text{ g/m}^3$ 以内であった。この結果から、Solheim *et al.* (1998)による北米大陸における報告と比較して十分妥当な観測精度が得られていると考えられる。

ただし、平均プロファイルと比較すると、高度に依存したバイアスの存在が示唆される。今後はこの結果を用いてリトリバルのチューニングが可能かどうか検討を行う予定である。

ラジオメーターとラジオゾンデによる  
水蒸気密度観測結果の比較

下舞豊志, 佐藤玄一, 古津年章  
鳥根大学総合理工学部

第2回赤道大気レーダーシンポジウム

コタバンにおける水蒸気密度観測



WVP-1500 (Radiometrics)

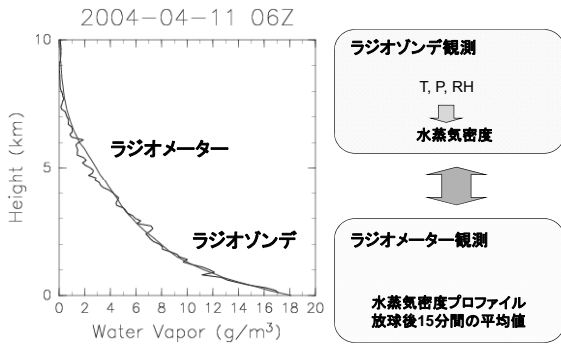
- 水蒸気密度プロファイル(0-10km)
- 時間分解能約3分

2002年3月より連続観測

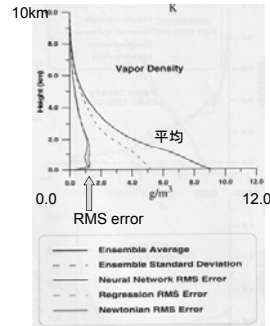
5周波における輝度温度測定から  
ニューラルネットを用いたリトリーバルにより  
水蒸気密度推定

観測精度は??

ラジオメーター観測とラジオゾンデ観測の比較例

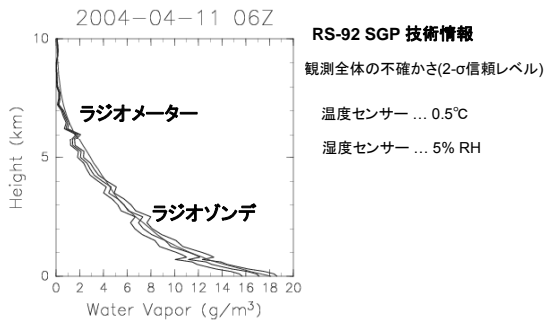


ラジオメーターの観測精度

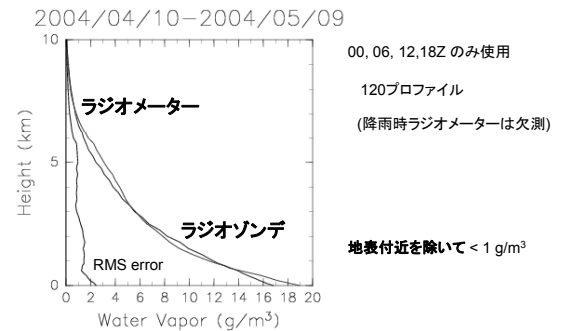


Solheim et al., Radio Sci. 1998

ラジオゾンデの観測精度

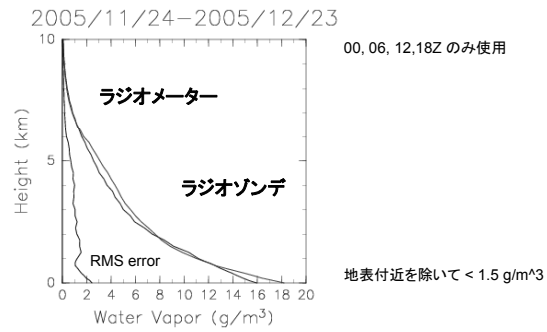


CPEA-I (2004/04/10-2004/05/09)

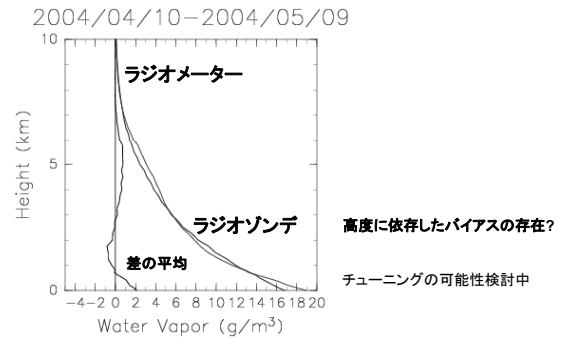




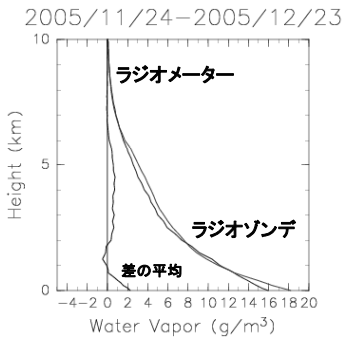
CPEA-II (2005/11/24-2005/12/23)



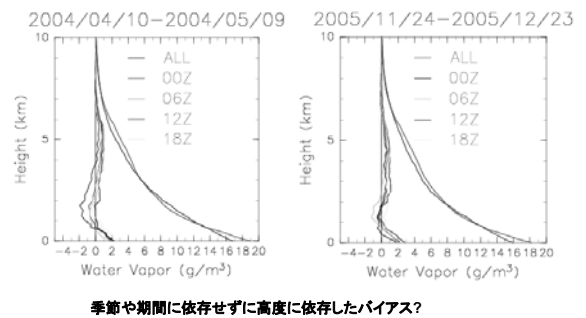
CPEA-I (2004/04/10-2004/05/09)



CPEA-II (2005/11/24-2005/12/23)



LT依存?



現状

ラジオメーターとラジオゾンデ観測による  
水蒸気密度プロファイルの比較

RMSで概ね  $1.5 \text{ g/m}^3$  以内の差がみられる

ラジオゾンデの観測精度と比較しても十分な観測精度

高度に依存したバイアスの存在

ニューラルネットのチューニングによる改善の可能性?

# Comparison study of lower-tropospheric horizontal wind over West Sumatra, Indonesia using NCEP/NCAR reanalysis, operational radiosonde, and the Equatorial Atmosphere Radar

Tri Handoko Seto<sup>1,2</sup>, Y. Tabata<sup>1</sup>, M. K. Yamamoto<sup>1</sup>, and H. Hashiguchi<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan

<sup>2</sup>Agency for the Assessment and Application of Technology, Indonesia

## 1. Introduction

The Indonesian Maritime Continent (hereafter IMC) is mainly composed of five large islands (Java, Sumatra, Borneo, Sulawesi, and Papua) and many small islands surrounded by the sea with high surface temperature. Due to local circulations caused by its topography, IMC is one of the regions where deep cumulus convection occurs most frequently (e.g., Yamanaka et al., 2008). Because cumulus activity over the Indian Ocean, IMC, and the western Pacific is also modulated by synoptic-scale disturbances such as intra-seasonal variation (ISV), many studies have investigated synoptic-scale wind disturbances over it using global objective analyses (e.g., Matthews, 2000). However, over IMC, atmospheric observations used as inputs of objective reanalysis are sparse. Though IMC has longitudinal extension of ~4000 km, only 12 radiosonde observation sites cover this region (Yamanaka et al., 2008; Okamoto et al., 2003). Therefore the wind quality over IMC reproduced in objective reanalysis needs to be examined by observational data.

At West Sumatra, there is radiosonde observation site (Padang; 0.88°S, 100.35°E, 3 m above sea level) as well as VHF-wind-profiling-radar site (Kototabang; 0.20°S, 100.32°E, 865 m above sea level). Radiosonde data observed at Padang are reported through Global Telecommunication System (GTS) and hence have chances to be assimilated in objective reanalyses. Sumatra is located at the eastern edge of the Indian Ocean and has a high mountain range along its southwestern coastline. Nitta et al. (1992) reported that this topography prohibits smooth eastward propagation of cumulus activity and lower-tropospheric westerlies associated with ISV. Murata et al. (2006) also reported that dry intrusion from Indian Ocean suppressed convection over Sumatra. Therefore knowing wind variations over Sumatra is important to understand the ISV behavior. In this study, using observed horizontal winds, it is demonstrated that wind observations over Sumatra contribute to improve wind quality reproduced in National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis.

## 2. Data and analysis method

Zonal and meridional winds analyzed in NCEP/NCAR reanalysis have time and horizontal resolutions of 6 hours and 2.5° x 2.5°, respectively. For details of NCEP/NCAR reanalysis, see Kalnay et al. (1996). The level of 700 hPa, at which lower-tropospheric wind is strongest and dominantly changes with intraseasonal scale (30-60 days), was selected. Horizontal wind data at the closest grid (0°, 100°E) to radiosonde and radar sites were used for the analysis. NCEP/NCAR reanalysis is useful to know statistical feature of synoptic-scale phenomena in and around the IMC like intraseasonal variation (ISV) (e.g., Jones and Carvalho, 2006). Radiosonde data at Padang available from National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL) database were used. Number of radiosonde data reported through GTS during 2001-2007 is listed in Table 1. 1562 observations were reported during 2001-2007, but only radiosonde data at 00 Z were used before 2005 because most of the observations at 12 Z were carried out by pilot balloons. Radiosonde data both at 00 Z and 12 Z were used after 2005. Okamoto et al. (2003) reported that radiosonde winds reported through GTS contain unrealistic winds. Because unrealistic winds exceeding 50 m/s were also found in the dataset used (not shown), screening of radiosonde data was carried out. By removing wind data where difference between radiosonde wind and wind analyzed by NCEP/NCAR reanalysis (hereafter analyzed wind) exceeded 10 m/s, 27 radiosondes data were removed from our dataset (Table 1). In 110 radiosonde reports, data at 700 hPa were not recorded.

Table 1. Radiosonde observations at Padang during 2001-2007. 'Reported' is number of data reported through GTS. 'No 700 hPa' is number of data which do not have available data at 700 hPa. 'Screened' is number of data screened. 'Available' is number of data available for data analysis.

Year	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	Total
Reported	74	94	96	36	112	495	655	1562
No 700 hPa	4	7	4	1	13	39	42	110
Screened	3	2	1	0	1	15	5	27
Available	67	85	91	35	98	441	608	1425

A VHF wind profiling radar, referred to as the Equatorial Atmosphere Radar (hereafter EAR), is operated with a center frequency of 47.0 MHz. For details of the EAR, see Fukao et al. (2003). One beam of the EAR is pointed vertically and four others are tilted to the north, east, south, and west with zenith angles of 10° to observe vertical and horizontal wind velocities. In the standard observation, time and altitude resolutions are ~90 sec and 150 m, respectively. To compare 700 hPa winds obtained by NCEP/NCAR reanalysis and radiosondes, zonal and meridional wind observed by the EAR were averaged over 2.8-3.5 km altitudes and every 6 hours. 6-hour averaging was selected to match the time resolution of NCEP/NCAR reanalysis. Average of geopotential height of 700 hPa level was ~3.15 km. Note that changing altitude average (to 3.0-3.3 km) did not significantly change findings in this study. The EAR has been continuously operated since July 2001 except some data gaps due to power failures or system troubles.

### 3. Result

Horizontal winds observed by the EAR and by radiosondes were compared to examine their differences. The distance between observation sites is ~100 km. Fig. 1 shows scatterplots of zonal and meridional wind observed by radiosondes and the EAR. For zonal wind, correlation coefficient and slope of radiosonde to the EAR were 0.87 and 1.04, respectively. For meridional wind, they were 0.74 and 0.75, respectively. This result indicates that horizontal winds observed by radiosondes and the EAR show good agreement, and hence horizontal wind observed by the EAR can be used as a proxy of winds around 0°, 100°E. Previous studies have shown that zonal wind observed at Kototabang is modulated by synoptic-scale disturbances such as ISV (Seto et al., 2004; Seto et al., 2006; Shibagaki et al., 2006). It is noted that meridional wind observed by radiosondes is considerably larger than that by the EAR. Due to the fact that amplitude of meridional wind was smaller than that of zonal wind, contributions of local-scale phenomena would be greater for meridional wind than zonal wind.

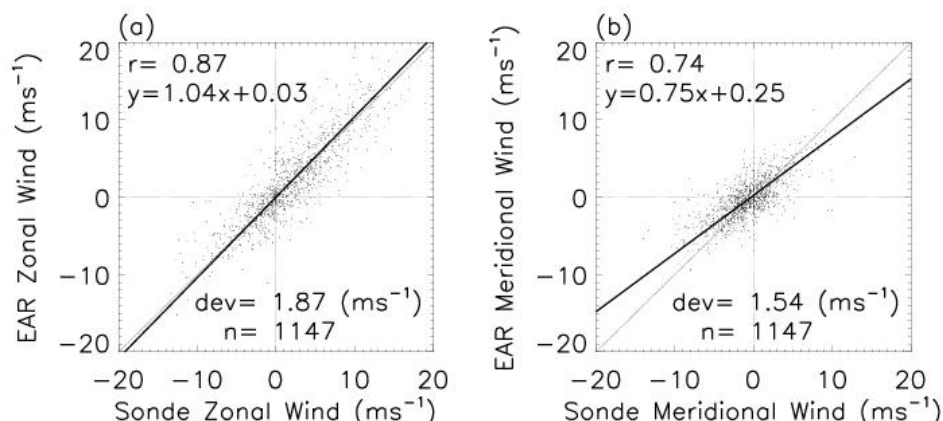


Fig. 1. Scatterplots of (a) zonal and (b) meridional winds observed by radiosondes and the EAR.  $r$  is correlation coefficient,  $dev$  is standard deviation of distances of data points from the regression line, and  $n$  is number of data.

Analyzed wind is compared with that observed by the EAR. Fig. 2 shows scatterplots of zonal and meridional wind between the EAR and NCEP/NCAR reanalysis. It can be seen that there

is a good correlation between them. For zonal wind, correlation coefficient and slope of the EAR to NCEP/NCAR reanalysis were 0.84 and 0.74, respectively. For meridional wind, they were 0.69 and 0.88, respectively. These results indicate that analyzed wind is smaller than observed wind.

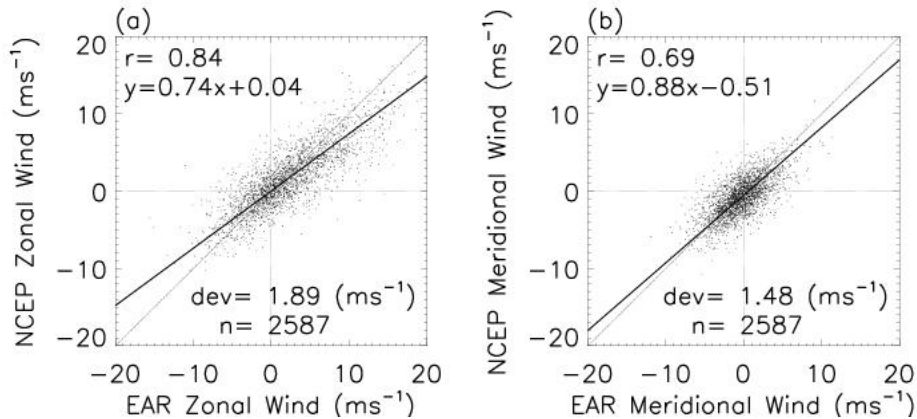


Fig. 2. Same as Fig. 1 except for winds observed by the EAR and reproduced in NCEP/NCAR reanalysis.

Fortunately, two observation sites exist near 0°N, 100°E, and only radiosonde data at Padang had chances to be assimilated to NCEP/NCAR reanalysis. Relationships of wind observed by the EAR and analyzed wind were investigated by separating the period when radiosonde soundings at Padang were reported (Period A) from the period when radiosonde soundings at Padang were not reported (Period B). Fig. 3 shows scatterplots of zonal wind by the EAR and by NCEP/NCAR reanalysis in Periods A and B. Correlation coefficient in Period A (0.90) was better than that in period B (0.79). Slope in Period A (0.82) was better than that in Period B (0.66). Standard deviation in Period A (1.58 m/s) was better than that in Period B (2.07 m/s).

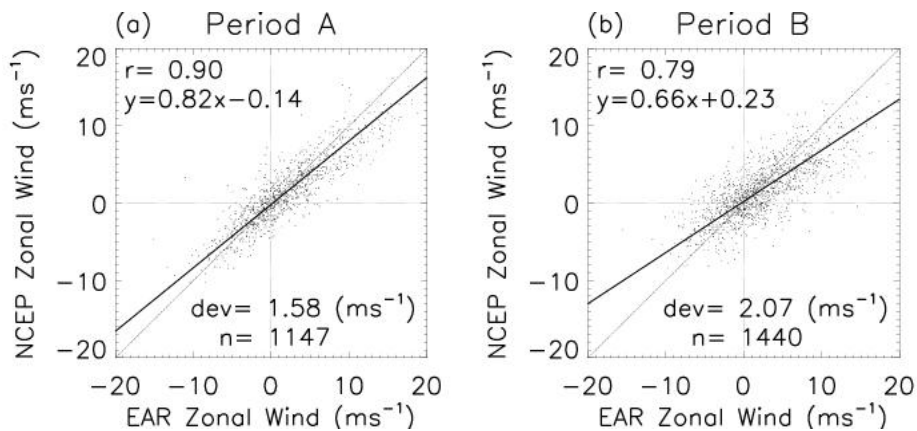


Fig. 3. Scatterplots of (a) zonal and (b) meridional winds by the EAR and NCEP/NCAR reanalysis in Periods (a) A and (b) B.

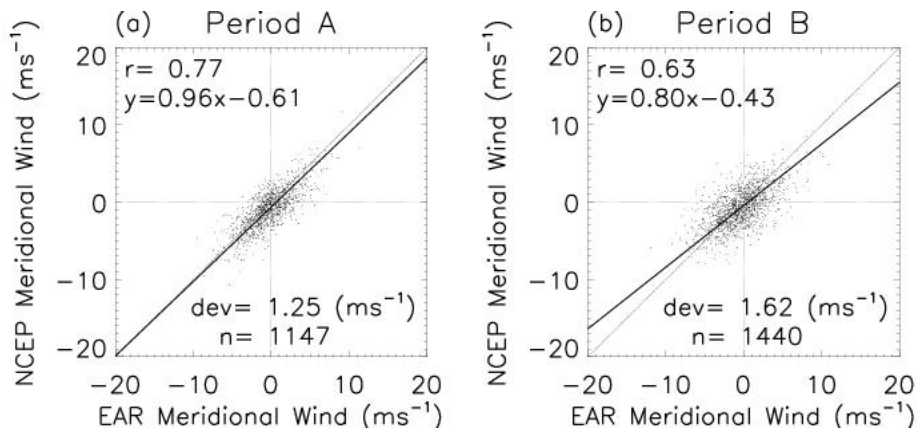


Fig. 4. Same as Fig. 3 except for meridional wind.

Fig. 4 shows scatterplots of meridional wind by the EAR and by NCEP/NCAR reanalysis in Periods A and B. Coefficient correlation in Period A (0.77) was better than that in period B (0.63). Slope in Period A (0.96) was better than that in Period B (0.80). Standard deviation in Period A (1.25 m/s) was better than Period B (1.62 m/s). These results indicate that assimilating radiosonde data to NCEP/NCAR reanalysis contributes to improve wind quality of NCEP/NCAR reanalysis at West Sumatra, though Schafer et al. (2003) have suggested that different spatial and temporal characteristics of observed and analyzed wind cause discrepancy between them.

#### 4. Summary

Horizontal wind at 700 hPa over West Sumatra analyzed by NCEP/NCAR reanalysis was compared with wind observed by a VHF radar at Kototabang during 2001-2007. Radiosonde data at Padang, near radar site, were reported through GTS and had chances to be assimilated in NCEP/NCAR reanalysis. To examine if radiosonde observations at Padang improve wind quality of NCEP/NCAR reanalysis, dataset of radar wind were divided into the period when radiosonde observations were reported though GTS (Period A) and when they were not reported (Period B). For Periods A and B, NCEP/NCAR-reanalysis wind was compared with radar wind. In Period A, both zonal and meridional winds showed better correlation coefficients (0.90 and 0.77) than in Period B (0.79 and 0.63). Amplitudes of NCEP/NCAR-reanalysis zonal and meridional wind in Period A were 82% and 96% of EAR winds, respectively and hence showed a better agreement than in Period B (66% and 80%). These results indicate that wind observations at West Sumatra contribute to improve wind quality of NCEP/NCAR reanalysis there.

#### Bibliography

- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, 2003: Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, **38**, 1053, doi: 10.1029/2002RS002767.
- Jones, C. and Carvalho, L. M. V., 2006: Changes in the activity of the Madden-Julian oscillation during 1958--2004, *J. Climate.*, **19**, 6353-6370.
- Kalnay, E. and Co-authors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Matthews, A. J., 2000: Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2637-2652.
- Murata, F., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, M. Kudsy, T. Sribimawati, B. Suhardi, and Emrizal, 2006: Dry intrusions following eastward-propagating synoptic-scale cloud system over Sumatera island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 277-294.
- Nitta, Ts., T. Mizuno, and K. Takahashi, 1992: Multiscale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Nino, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 447-466.
- Okamoto, N., M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, H. Hashiguchi, N. Nishi, T. Sribimawati, and A. Numaguti, 2003: Seasonal variations of tropospheric wind over Indonesia: Comparison between collected operational rawinsonde data and NCEP reanalysis for 1992--99, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 829-850.
- Seto, T. H., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2004: Convective activities associated with intraseasonal variation over Sumatera, Indonesia observed with the equatorial atmosphere radar, *Ann. Geophys.*, **22**, 3899-3916.
- Seto, T. H., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, S. Fukao, M. Abo, T. Kozu, and M. Kudsy, 2006: Observational study on westerly wind burst over Sumatra, Indonesia by the equatorial Atmosphere Radar -A case study during the first CPEA campaign-, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 95-112.
- Shibagaki, Y., T. Kozu, T. Shimomai, S. Mori, F. Murata, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2006b: 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.
- Yamanaka, M. D., and Co-authors, 2008: HARIMAU Radar-profiler network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention, *J. Disaster Res.*, **3**, 78-88.

# ポンティアナにおけるラジオゾンデ観測の初期解析結果

田畑悦和<sup>1</sup>, 橋口浩之<sup>1</sup>, 山本真之<sup>1</sup>, 山本衛<sup>1</sup>, 柴垣佳明<sup>2</sup>,  
下舞豊志<sup>3</sup>, 山中大学<sup>4</sup>, 森修一<sup>4</sup>, Fadli Syamsudin<sup>5</sup>, Timbul Manik<sup>6</sup>, Erlansyah<sup>6</sup>

1: 京大生存研, 2: 大阪電通大, 3: 島根大理工, 4: 海洋研究開発機構,  
5: BPPT, Indonesia, 6: LAPAN, Indonesia

## 1 研究の背景及び目的

インドネシア海洋大陸は、世界最高の海水面温度により水蒸気供給が豊富で、さらに強い太陽放射加熱により世界で最も対流活動の活発な地域の一つであり、大気大循環の駆動源の役割を果たしている。海洋大陸では日周期の対流活動が最も卓越し、とりわけ大きな島とその周辺の海域で活発である (Nitta and Sekine 1994)。海洋大陸は東西 5000 km にも及び、日周期の対流活動が地域によって多種多様であることが指摘されている。スマトラ島では山岳部に 15–20LT 頃に発生した雲システムが分断されて東北方向と南西方向に移動することが知られている (Mori et al. 2004, Sakurai et al. 2005)。

海洋大陸の対流活動に大きな影響を与える要因として周期 30–60 日の季節内変動 (ISV) が挙げられる。季節内変動活発期に通過するインド洋から東進してきた超雲団は、海洋大陸の複雑な地形やそれに起因する日周期の対流活動によって変調される。スマトラ島やジャワ島では赤道大気レーダーをはじめとする観測機器が整備されており、CPEA-I キャンペーンなどにより超雲団変調の様子等が研究されてきた (Fukao 2006)。一方、スマトラ島以東の赤道域においては観測データの不足により研究は進んでいない。

「地球観測システム構築推進プラン」の「海大陸レーダーネットワーク構築 (Hydrometeorological Array for ISV-Monsoon Automonitoring: HARIMAU)」では、赤道上に西からカリマンタン島のポンティアナ、スラウェシ島のマナド、ニューギニア島の北の島であるピアクにウィンドプロファイラー網を展開して、これまでの観測の空白域を補完して季節内変動の解明と全球気候予測精度の向上に貢献する事を目指している。ポンティアナ、ピアク、マナドの順にそれぞれ 2007 年 2 月、2007 年 3 月、2008 年 9 月にウィンドプロファイラーの設置を完了して、連続観測を開始している。また、ポンティアナとピアクでは 2008 年 3 月から MAWS による連続観測を行っている。設置したウィンドプロファイラーは時間高度分解能がそれぞれ 1 分と 100 m で、高度 4 km まで概ね連続したデータが取得できる。降雨時には降雨からのエコーを受け、高度 4 km 以上のデータも取得可能である。

設置したウィンドプロファイラーデータや気象衛星データを用いたこれまでの研究により、ポンティアナとピアクでの雲システム・降水・風速変動に関する日変化の様相が明らかになってきた (e.g. 田畑他、2007)。ウィンドプロファイラーでは測定できない気温・湿度等の日変化の様相を調べるためにポンティアナでラジオゾンデ観測を実施した。2008 年 8 月 21 日 3 UT から 27 日 0 UT まで 3 時間毎に放球した。以下ではこのラジオゾンデ観測における初期解析結果を述べる。

## 2 結果

今回注目した物理量は水蒸気混合比である。スマトラ島コトタバンにおける水蒸気混合比の日変化に関する研究として Wu et al. (2003) がある。可降水量が 15–18 LT ごろに最大となり、地上気象観測により算出した地表水蒸気混合比（以下、混合比）のピークもその時間帯になることを述べているが、ポンティアナにおける様相はそれとは違ったものであった。2008 年 3 月–8 月における地表混合比および降水強度の日変化コンポジットを図 1 に示す。混合比の第 1 ピークが 8–9 LT で、第 2 ピークが 16–17 LT 頃である。降水強度のピークは 15–16 LT であり、第 2 ピークは降水がもたらすものと考えられる。

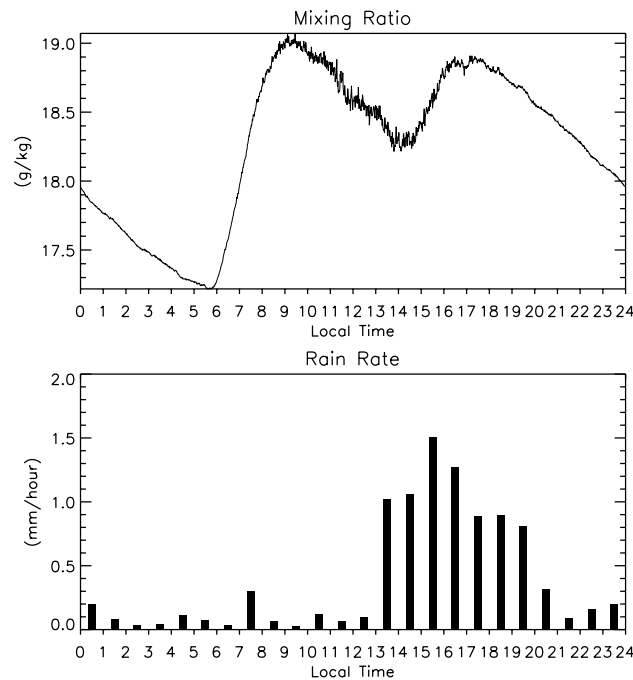


図 1: ポンティアナにおける地表混合比(上)と降水強度(下)の日変化コンポジット。データ期間は 2008 年 3 月 17 日から 8 月 31 日。

観測期間中に同じような地表混合比の日変化を示した日は 8 月 21 日である。その日の地表混合比及び降水強度を図 2 に示す。地表混合比は 8–9 LT にピークを持った後に短周期変動しながら 16 LT にかけて徐々に減少し、その後 16 LT からの降水により増加している様子が分かる。8–9 LT までの地表混合比の増加は日射による地表の水分が蒸発したためと考えられる。

この日の 9:30、12:30、15:30 LT のラジオゾンデ観測による温位、水蒸気混合比を図 3 に示す。9:30 LT では高度約 500 m、12:30・15:30 LT では高度 1 km 強より下で温位がほぼ一定に保たれており、混合層に対応すると考えられる。ウィンドプロファイラーによるエコー強度 (SN 比) のデータを図 4 に示す。エコー強度のピークから推定される混合層の上端高度はラジオゾンデ観測による温位の高度プロファイルから推定されるそれとほぼ一致している。

また、12:30・15:30 LT 放球の観測データによる水蒸気混合比の高度プロファイルは温位プロファイルと同様に混合層中ではほぼ一定になっており、9:30 LT のデータに比べて

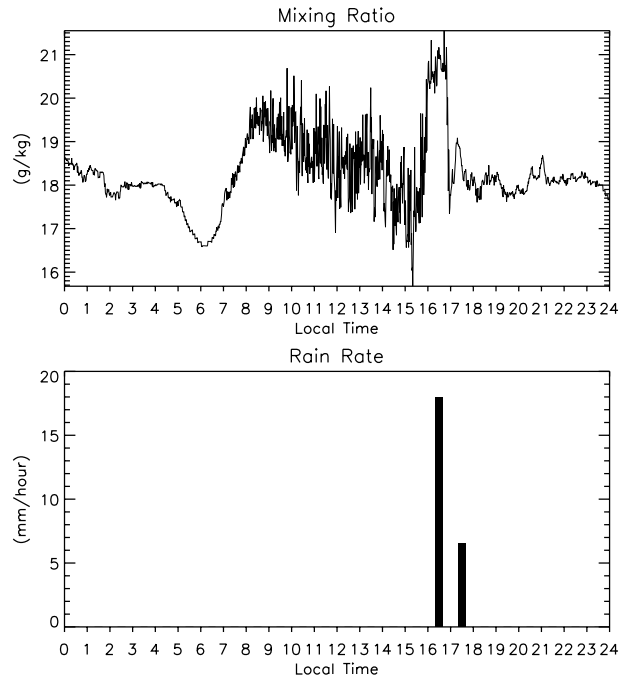


図 2: 2008 年 8 月 21 日ポンティアナの地表混合比 (上) と降水強度 (下)。

地表付近では低く、高度 1 km 付近では高くなっている。このことは混合層により地表付近の水蒸気混合比の高い層が水蒸気混合比の低い上層と混じり合うために、地表混合比が低下することを示唆する。

8-9 LT ごろに地表混合比のピークを持つのはラジオゾンデ観測期間中では 21 日のみであった。他の日の水蒸気のふるまいについて調べた。2008 年 8 月の気象衛星 MTSAT-1R による雲頂温度時間経度断面図を図 5 に示す。観測期間中には東進擾乱の通過があり、23 日頃にポンティアナを通過している。この東進擾乱は個々の雲クラスターは西進するが全体としては東進するという Nakazawa (1988) で述べられている構造をしていた。21 日から 26 日まで、9:30 LT のラジオゾンデ観測データによる水蒸気混合比を図 6 に示す。22 日以降は混合層の上層で水蒸気混合比が増大している様子が分かるが、これは東進擾乱の影響と考えられる。このために 22 日以降は混合層の発達による地表水蒸気混合比の減少が抑制されたと考えられる。

### 3 まとめ

カリマンタン島ポンティアナにおいて 8 月 21 日から 27 日までラジオゾンデを放球し、ウィンドプロファイラーとの同時観測を行った。ポンティアナのこれまでの地上気象観測より地表混合比は 8-9 LT と 16-17 LT にピークを持つことが分かった。16-17 LT のピークは降水によると考えられる。8-9 LT のピークは日射による地表水分の蒸発と、その後混合層の発達により上層の水蒸気混合比の低い層と混じり合うことが原因と考えられる。8 月 21 日の観測データはそのことを示唆するものであった。22-26 日は東進擾乱の影響で上層が湿り、混合による地表混合比減少が抑制されたと考えられる。



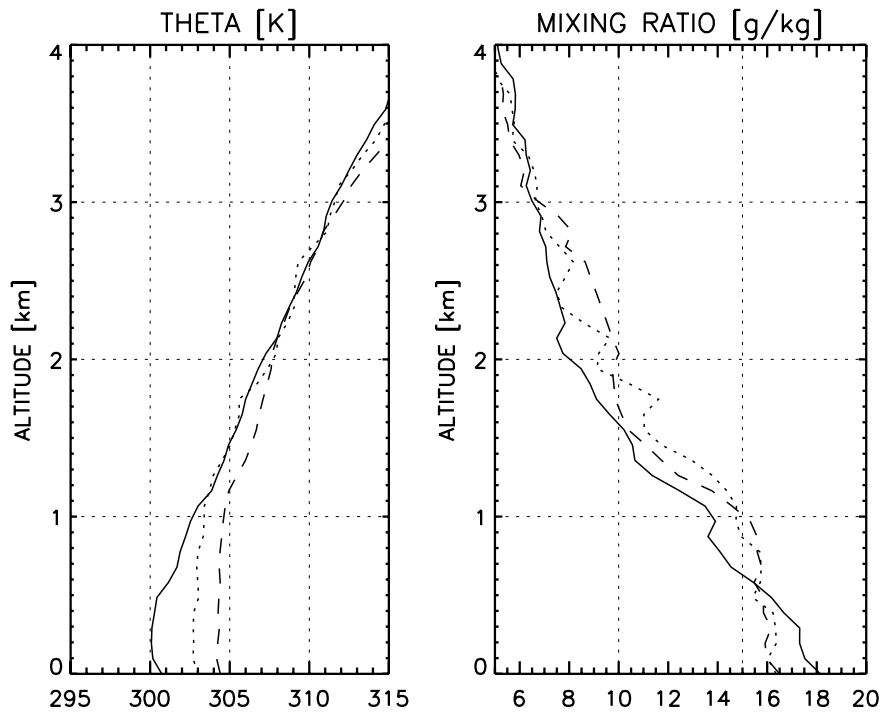


図 3: 2008 年 8 月 21 日のポンティアナにおけるラジオゾンデ観測による温位 (左) と水蒸気混合比 (右) の高度プロファイル。実線、点線、破線はそれぞれ 9:30、12:30、15:30 LT のデータを表す。

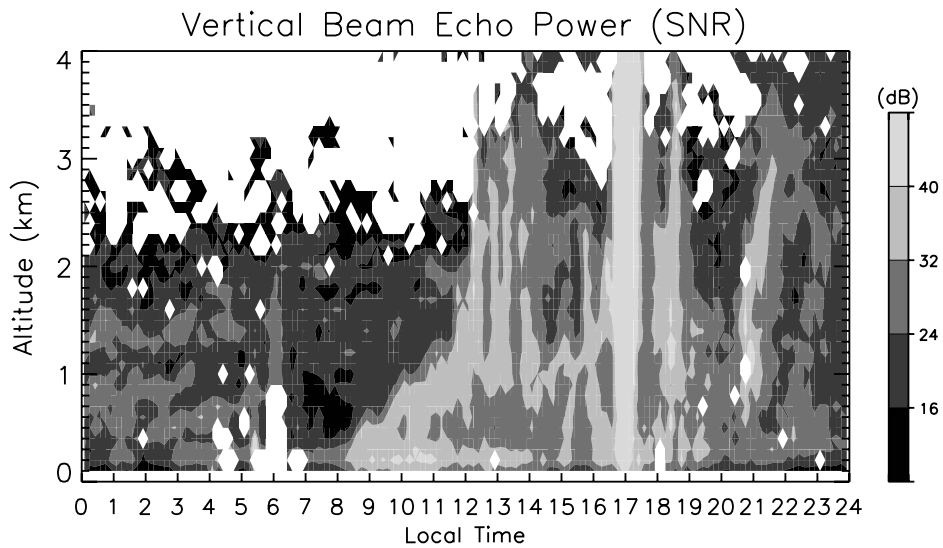


図 4: 2008 年 8 月 21 日ポンティアナにおけるウィンドプロファイラーによるエコー強度 (SN 比)。17 LT 付近の強いエコーは降水エコーである。

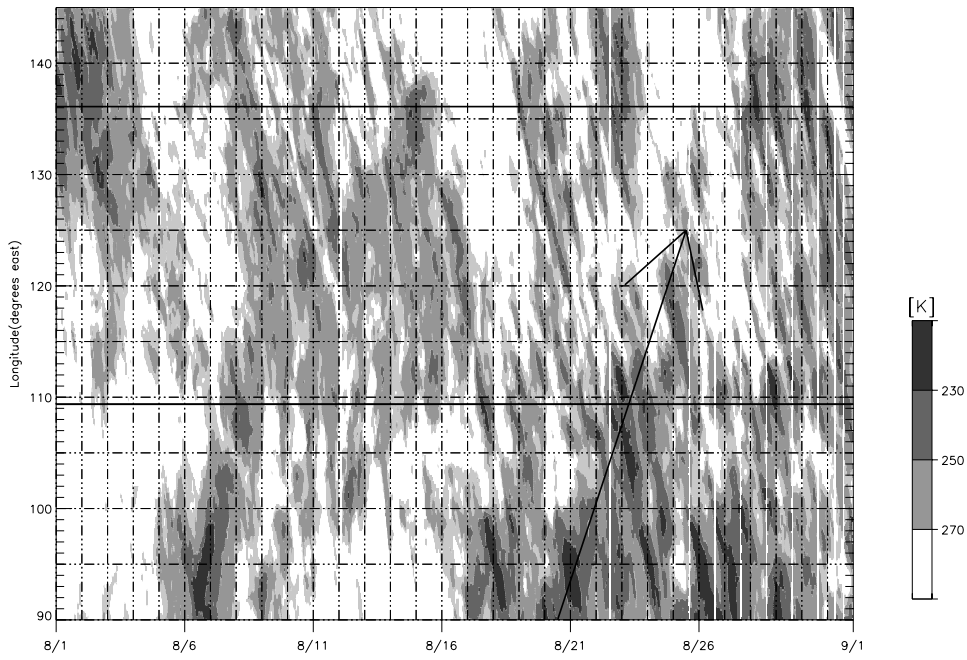


図 5: 2008 年 8 月の気象衛星による雲頂温度時間経度断面図。南緯 2.5 度から北緯 2.5 度まで平均した。横軸の日付はその日の 00 UT を表す。

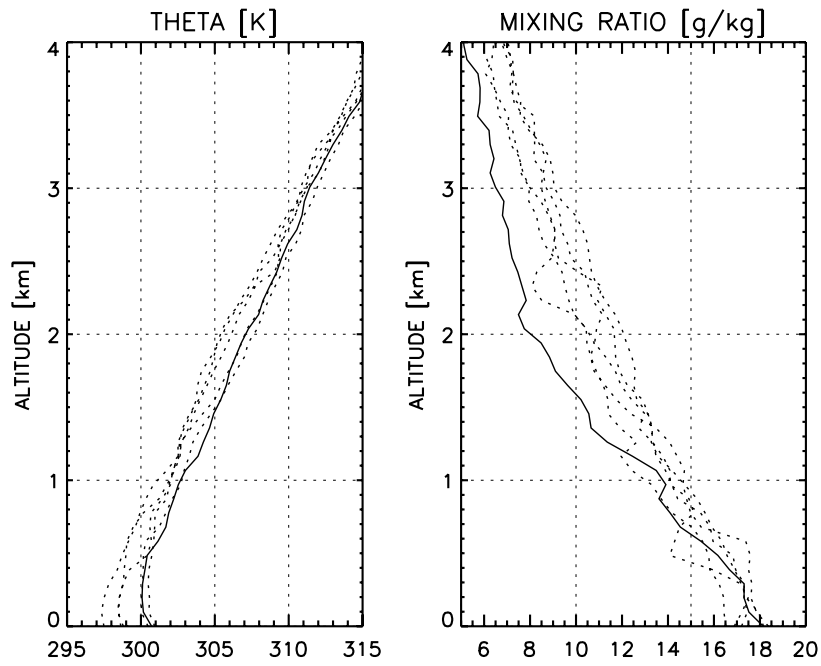


図 6: 2008 年 8 月 21 から 26 日の 9:30 LT (24 日のみ 10:08 LT) のポンティアナにおけるラジオゾンデ観測データによる水蒸気混合比(左)と降水強度(右)の高度プロファイル。実線は 21 日のデータ、点線は 22 日から 26 日のデータ。

## 参考文献

- Fukao, S., Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 1–18, 2006.
- Mori, S., J.-I. Hamada, Y.I. Tauhid, M.D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai and T. Sribimawati, Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatra Island, Indonesia Maritime Continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2021–2039, 2004.
- Nakazawa, T., Tropical super cluster within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 823–839, 1988.
- Nitta, Ts., and S. Sekine, Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 627–641, 1994.
- Sakurai, N., F. Murata, M.D. Yamanaka, S. Mori, J.-I. Hamada, H. Hashiguchi, Y.I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatra Island, *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 835–850, 2005.
- 田畑悦和・橋口浩之・山本真之・山本衛・柴垣佳明・下舞豊志・山中大学・森修一・Fadli Syamsudin・Timbul Manik、HARIMAUにおけるウィンドプロファイラーによる観測結果、第1回赤道大気レーダーシンポジウムプロシーディング、59–64、2007.
- Wu, P., J.-I. Hamada, S. Mori, Y.I. Tauhid, M.D. Yamanaka, and F. Kimura, 2003: Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island. *J. Appl. Meteor.*, 42, 1107–1115.

# 赤道域観測気象学の現状と今後

山中 大学

海洋研究開発機構地球環境観測研究センター

mdy@jamastec. go. jp

## 1. はじめに

前回の報告書(山中, 2007)では, 現在進行中の「地球観測システム構築推進プラン・海大陸レーダーネットワーク構築」(JEPP-HARIMAU, 平成 17~21 年度)の科学的・社会的意義と, それらを踏まえての「海大陸センター」などの拠点建設や観測ネットワーク拡大に関する将来展望を述べた。しかし今回は筆者が当日欠席(橋口准教授代読)のため講演では HARIMAU 計画の現状紹介が主になったので, 今回は改めて赤道域観測気象学全体の現状と展望について話させて頂きたい。

HARIMAU を含め日本の JEPP 諸計画などにより, またさらに大きなこととしてアジア諸国の目覚ましい発展により, かつてアジアと周辺海域に広大に存在した観測空白域・予報不確実域の補完が進められつつある。これに加えて地球シミュレーターなどを用いた高分解能モデルの発展もあり, 中高緯度では大循環(準地衡風渦)が雲を作るのに対して, 低緯度では対流雲が大循環を作る(松野氏)という新たな気象学の骨格も確立されつつある。この見方では, 陸のない「水惑星」でも大気海洋相互作用で作られる雲集団の季節内変動や経年変動(ENSO など)が赤道域気象学の本質であるということになるが, それでは陸に存在意義はないのか? そもそも海洋上(最多湿)でも大陸上(最高温)でもない海大陸に世界最活発な雲活動や最多雨になるのは何故なのか? さらに, 古典的(中緯度対象の)気象学教科書では晴天日に卓越するとされる日周期海陸風循環が, 雨季の悪点日に顕著になる(その結果, 熱帯には熱帯夜はない!)のは何故か? それらの謎については, まだ十分に答えられていないのが赤道域気象学の現状である。

一方, アジア諸国はそれぞれ急速に発展して, 自国さらには海外観測や国際拠点設置も開始している。従ってそれら各国との役割分担(予算面も含む)が可能となってきた反面, 当然ながら日本の研究者だけがたとえ研究目的にせよ自分の目的だけで観測を行うことは不可能になってきている。このような状況で今後のアジアを中心とした赤道域観測をどう計画・実現していくべきかが考えどころである。

## 2. 観測的空白の補完

まだ 10 年も経たない 2000 年頃の天気図などで官署気象観測の入電状況を見ると, そのさらに数年前の GAME の頃と基本的に変わず, インドネシアなど東南アジア, 中国でもチベットなど周辺部, さらにインド洋上などに広大な空白域が広がっているのがわかる。これらの観測的空白を補完することが, 2005 年に開始された「地球観測 10 年計画」(GEOSS)前半の最大の目標であり, そのために日本政府が策定したのが JEPP の諸計画であった。その一つが筆者らの HARIMAU で, 2006 年 10 月にスマトラ島 Padang (MIA), 2007 年 9 月にジャワ島 Jakarta (Serpong)に気象レーダーを, また当シンポジウム主宰の京都大学の橋口准教授らの協力で 2007 年 2 月にカリマンタン島 Pontianak,

同年 3 月にパプア州 Biak, そして 2008 年 10 月にスラウェシ島 Manado にウインドプロファイラを設置し, 海大陸の 5 大島嶼の全てに観測点を配したネットワークが完成した(図 1).

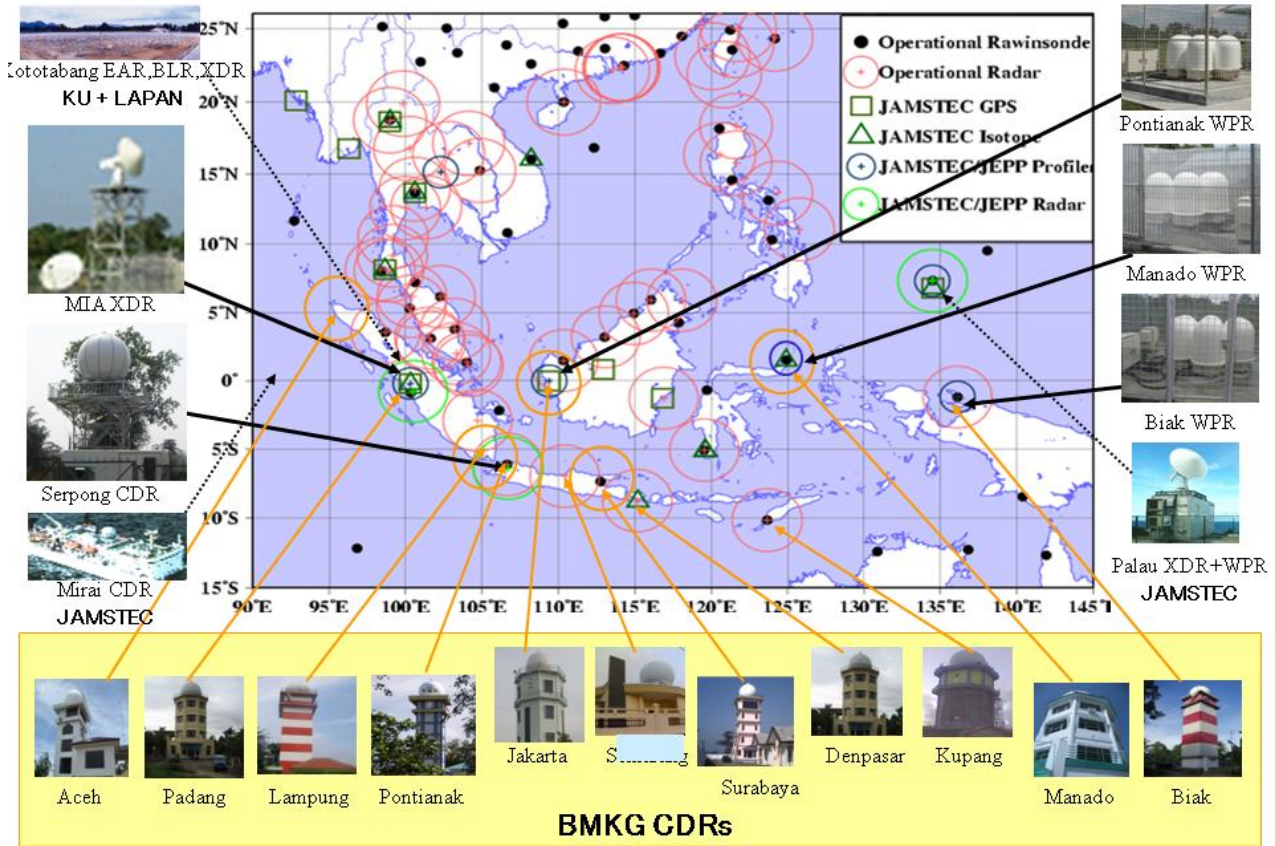


図 1. 海大陸レーダーネットワーク(HARIMAU)と関連の観測網(Yamanaka et al., 2007 を改変).

HARIMAU は, 科学的には世界気候研究計画(WCRP)の一副計画として松本淳首都大教授(海洋研究開発機構兼務)らが進めているモンスーンアジア水文気候研究計画(MAHASRI)の一部でもある. この MAHASRI を構成する, あるいはこれらと連携する形で中国・インド・台湾・韓国・ベトナム・タイ・マレーシアなどの諸国の官署や研究機関も観測を充実させつつあり, これら全てが協力してアジアモンスーン観測年(AMY)と称する共同観測を 2008~10 年にかけて実施しつつある. インドネシア気象地球物理庁(BMG)でも HARIMAU を補完するように, 気象レーダーを 7ヶ所建設した. またタイ気象局(TMD)では HARIMAU のものを参考にして, 気象レーダー観測結果をリアルタイムで示すウェブサイトを構築した. これらのように, 間接的な刺激も観測網の拡充には重要である.

### 3. 地球規模気候における赤道域沿海域の重要性

気象学・気候学の教科書(例えば Palmén and Newton, 1969, Fig. 2.3; Peixoto and Oort, 1992, Fig. 7.25; Hartmann, 1994, Fig. 5.2)に出ている降水量の緯度分布の図(その多くは実に古い 1930 年代の極めて限られた観測に基づく文献による(増田, 2001)のであるが, どうやら最近の数値予報モデルの結果などでも大差ないようであることに正直驚かされる)では, 最大は赤道域にあり 2,000 mm/year ほどである(図 2). この雨を雲内で生成する際に解放された潜熱は $(2.5 \cdot 10^6 \text{ J/kg} \times 1.0 \cdot 10^3$

$\text{kg/m}^3 \times 2.0 \text{ m} / (86400 \text{ s} \times 365) = 1.6 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ , 大気加熱率は  $1.6 \times 10^2 \text{ W/m}^2 / (1.0 \cdot 10^3 \text{ J/K/kg} \times 1.0 \cdot 10^3 \text{ hPa} / 9.8 \text{ m/s}^2) = 1.6 \times 10^{-5} \text{ J/s} = 1.4 \text{ K/day}$  となり, 日射(太陽定数)の1割強に達する. この言わば地球規模の気候を支える赤道域の雨量  $2,000 \text{ mm/year}$  (毎日全域で均質に降るなら  $5.5 \text{ mm/day}$ , 雨天日が1年の半分と雨域が赤道上の半分とかだと  $11 \text{ mm/日}$ の降雨強度に相当)が現実はどう降って(毎年その程度に維持されて)いるかは極めて大事な問題である.

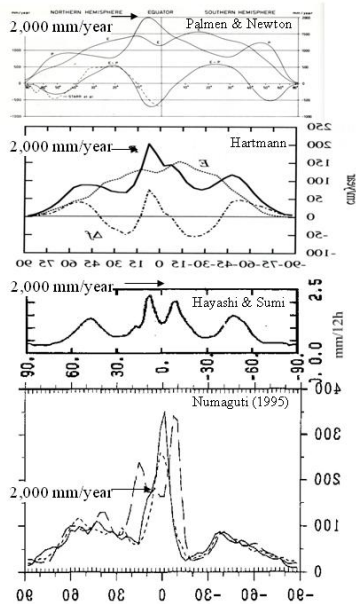


図 2. 降水量の緯度分布  
(本文参照)

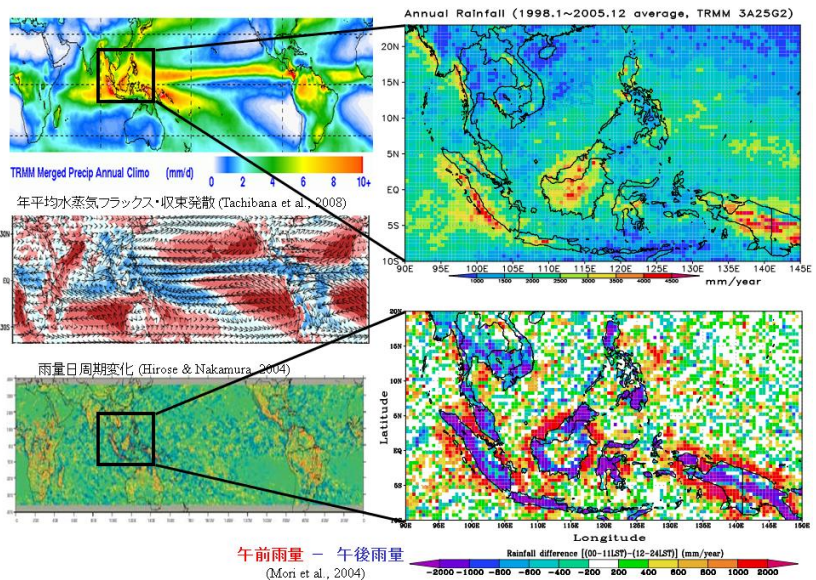


図 3. 降水量, 気柱水蒸気量水平フラックス・収束発散  
降水量日変化の地理的分布

そのような最多雨な赤道域の中でも, 最も多雨あるいは対流雲活動が最も活発な地域はインドネシア「海大陸」である(図 3) (観測点ごとに記録された年雨量ではヒマラヤ東部南麓のインド・メガラヤのチェラプンジが地球上最大ということになっているが, ある程度広い面積を持つ地域として見れば断然最多雨なのは海大陸である). この事実は, 海大陸周辺の高い海面水温つまり豊富な水蒸気供給(蒸発)量によるとして説明されることが多いが, 雨量・雲活動の最大は warm water pool 中心の上にはなく海大陸を中心として存在する. そもそも赤道大気は条件付不安定で, 雲ができれば自発的に対流が生じるが, その雲を作るには上昇気流つまり対流が必要である. この paradoxical な状況を解決するために, 雲より大規模な大気運動を考える第 2 種条件付不安定(CISK)や, 海洋から大気への水蒸気供給と大気運動による海水収束を結合した大気海洋相互作用がある. しかしそれら大気・海洋のみ考える「水惑星」的な解では, 子午面(Hadley)循環上昇流域つまり ITCZ は一様定常ではなく東進 Kelvin 波(波長数千 km, 周期数十日)的な季節内変動あるいは超雲団(super-cluster)となり(Hayashi and Sumi, 1986) (図 2), また赤道から赤道変形半径(約  $1000 \text{ km} \approx$  緯度約  $10$  度)程度離れると熱帯低気圧も生じる. これらのうち Hadley 循環は帯状平均しても残るが, 他は全て transient で長期間(例えば 1 年)平均した地理的分布の極大は説明できない(図 2).

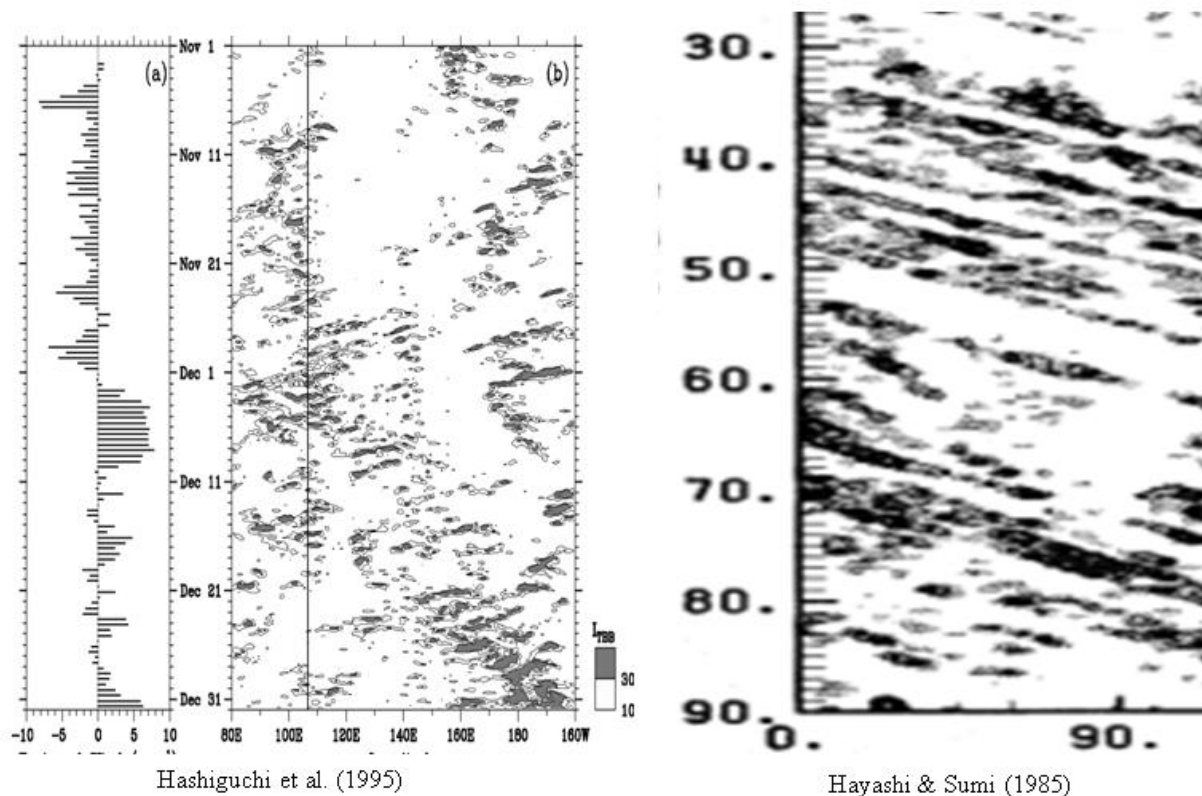


図 4. 季節内変動の観測例(左)と「水惑星」モデル(右)の比較

前述のような「水惑星」で自発的に作るのとは異なる、日射加熱のもつ自転(1 太陽日)・公転(1 太陽年)周期を反映したモードが、海面より熱容量の小さい陸面によって強制的に作られる。年周期としては、モンスーンと総称される大陸・大洋間の循環が(海陸を無視した夏・冬半球間の子午面循環よりも顕著に)引き起こされる。また日周期としては、海岸線に沿った(幅±百 km 程度の)海陸風循環(や山麓沿いの山谷風循環、もし山脈が海岸に近接すると両者が合体したもの)が(海陸を無視した昼・夜半球間の大気潮汐よりも顕著に)起きる。赤道域では日射加熱関数を反映して日周期が年周期よりも強く、また水平渦運動(鉛直渦度)がない赤道域では最も顕著な循環である。

日周期海陸風循環は、小学校の教科書にもある通り、日射(正確には赤外放射を引いた正味放射)だけを考える限り、乾季の晴天日に卓越するはずである。しかし現実の地球赤道域では、むしろ雨季の雨天日に顕著であるというパラドックスが存在する。陸面上で午後に生じる雲は夕方～夜間に強い雨を降らせ、この「打ち水」の作用で陸面を急速に冷却し、雲の原因であった海陸間の温度差を夜半頃までにほぼ解消する(Wu et al., 2008) (図 5) (そのため、熱帯には熱帯夜はない!)。雨は大気中の浮遊物質も洗い流すので、翌朝には陸面の空は完全にクリアーになり、日射を最大限に受け取る準備が整う。この赤道域の日変化では、雲・降水すなわち湿潤過程は、CISK のような加熱(潜熱放出)あるいは不安定化作用だけでなく、強雨による冷却あるいは安定化の役割も果たすことが重要である。これにより雲は自分自身を含め大気状態を翌朝までにリセットし、この毎朝リセットされることこそが日周期変化が現れる本質的な原因になっているのである(このリセットが不完全になるのが季節内変動とも言える)。以上の赤道域特有の日変化を考えることにより、雨季のピークがほぼ太陽高度最高(赤道周辺なので天頂となる)の季節と一致することも説明できる(図 6)。

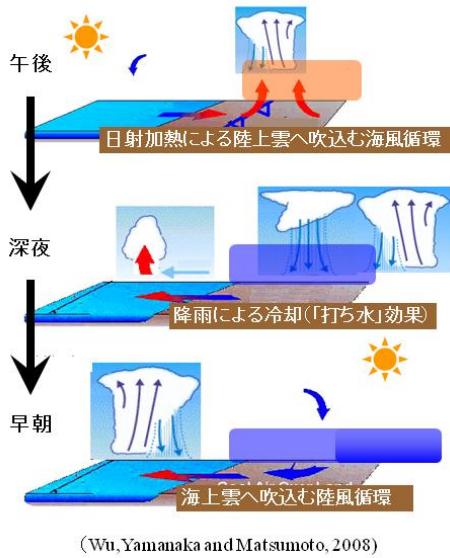


図 5. 日変化 (Wu et al., 2008)

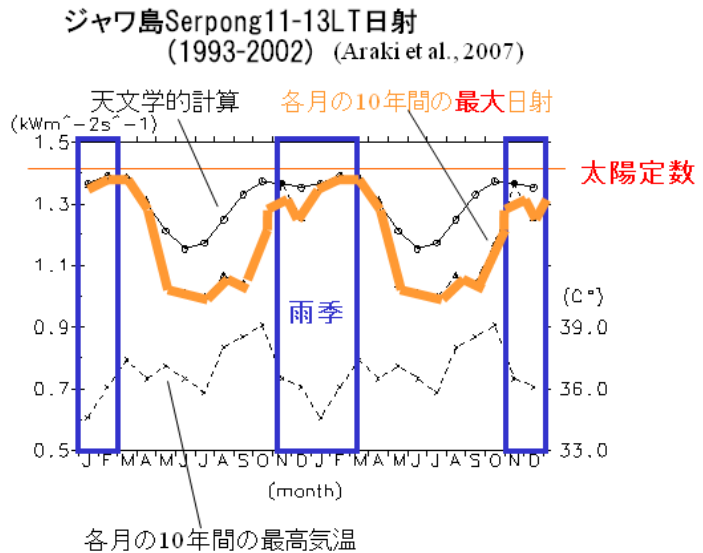


図 6. 日変化 (Araki, 2007)

かくして海大陸上では主に日変化により、量的には世界最大の雨が降る。TRMM による 10 年平均 (積算) 値による海大陸域の年雨量と日変化 (図 2) の分布 (Mori et al., 2004) では、スマトラ西岸 (およびミャンマー～マレー) では海岸線に沿った極大域が明瞭に見られる。カリマンタン、ジャワ、パプア (およびフィリピン諸島) などでは、4500mm 以上の多雨域は島の中央部の山地にも点在するが、年雨量 3000mm 程度の等値線は海岸線を取囲むように存在している。TRMM による観測は時間的に不連続 (各地域につき日に数回程度) であり、内陸部 (山陰など) の観測精度の問題もある。一方、古くからの官署観測点での雨量の長期間統計 (多くは月雨量, 近年の一部は日雨量) では海岸線付近に複雑な年雨量分布が見られ、これは観測点が海岸線付近の人口密集域に偏在していることが影響しているはずであるが、これに基づいて作られた各緯度帯平均雨量は前述のように最近の数値予報モデルの結果と近い値であり、「大気大循環に必要な」赤道での雨は海岸線に集中している (内陸の雨の効果は局所的にキャンセルしている) のではないかという推論が成り立つ。GMS 雲頂高度 (1 時間ごと) で海岸線を中心とした日変化の雲が支配的である (Nitta et al., 1994; Ohsawa et al., 2001; Sakurai et al., 2005) が、雲頂高度をそのまま雨量に換算するには限界がある。このようにこれまでの広域観測手段にはそれぞれ問題点が存在し、熱帯域の雨量分布はまだ精確には観測できていないというべきで、究極的には「レーダーアメダス」のような観測で (少なくとも海岸線地帯を) 覆い尽くす必要がある。図 2 には年平均で見た水蒸気フラックスも示されており、海洋上の熱帯収束帯 (ITCZ) や南米・アフリカという真の大陸上での収束が顕著に見え、海大陸上でも収束は見えるが飛び抜けて顕著ではないが、これも海大陸域の降雨をもたらす水蒸気の大部分は日周期で地上と大気とを往復しているからであると理解できる。



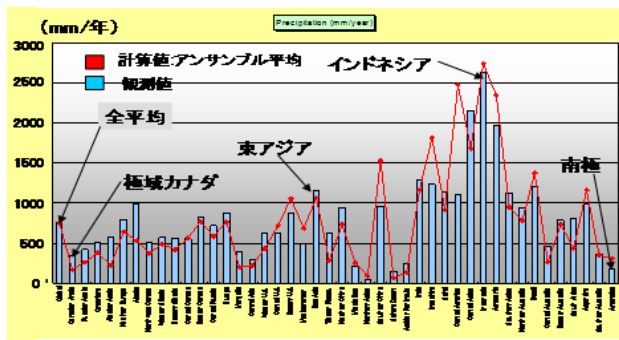
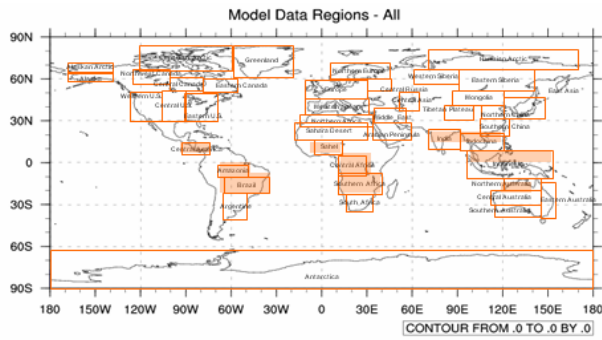


図 7. 地球上(主に陸上)43 地域(左)の年雨量について, 電中研グループが地球シミュレータ上の NCAR-CCSM3 の 600 年 (1870~2450)ランで計算した結果と観測結果の比較(右)  
(丸山他, 2000; Yoshida et al., 2005)

表 1. 図 7 の赤道 10 地域における海岸線長と雨量

地域	緯度 (deg N)	経度 (deg E)	陸面積 (万km <sup>2</sup> )	海岸線長 (百km)	観測雨量 (mm/年)	計算雨量 (mm/年)
India	10 - 24	71 - 91	144.5	39	1,289	1,158
Indochina	9 - 21	91 - 121	145.0	79	1,237	1,816
Sahel	6 - 16	-5 - 13	180.0	5	1,132	921
Central America	6 - 15	-93 - -74	47.5	46	1,105	2,474
Central Africa	-9 - -4	11 - 29	227.0	6	2,158	1,684
<b>Indonesia</b>	<b>-10 - 9</b>	<b>96 - 153</b>	<b>242.5</b>	<b>333</b>	<b>2,632</b>	<b>2,737</b>
Amazonia	-10 - -1	-69 - -49	180.0	0	1,974	2,342
Southern Africa	-23 - -7	11 - 40	410.5	33	1,132	947
Northern Australia	-20 - -10	120 - 145	136.5	65	947	789
Brazil	-22 - -10	-65 - -34	311.5	15	1,211	1,382

地球1周(400百km)の8割強

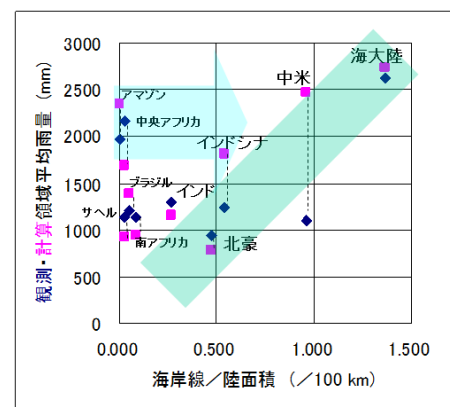


図 8. 表 1 に示した 10 地域における領域雨量の観測値 ■ および計算値 ◇  
(丸山他, 2000; Yoshida et al., 2005) と海岸線密度との相関

赤道域の降雨が主に海岸線地帯を中心に日周期で生じているとすれば, かつ生じている雲がいつでもどこでも同じようなものであれば, ある地域の雨量は海岸線の長さが長いほど多いことが予想される. これを観測とモデルの両方で調べてみたところ(表 1), 地球上各地域の領域年雨量の観測値・モデル計算値と海岸線密度(海岸線長÷陸地面積)との間には,

$$\text{領域雨量(mm/年)} = 2000 \text{ (mm/年} \cdot \text{百 km)} \times [\text{海岸線(百 km)} / \text{陸面積(万平方 km)}]$$

あるいは

$$\text{陸面積(万平方 km)} \times \text{領域雨量(mm/年)} = 2000 \text{ (mm/年} \cdot \text{百 km)} \times \text{海岸線(百 km)}$$

のような関係が近似的に得られる(図 8). 海岸線がない(ので図ではずれている)内陸のコンゴ盆地やアマゾン湿原も, 適当な等高線(に沿う山谷風循環)を考えれば上式の関係に乗る. 上式の係数 2000 mm/年  $\div$  5.5 mm/日は赤道域の帯状平均年雨量にほぼ等しく, 赤道域の年総雨量(陸面積  $\times$  領域年雨量)は, 赤道一周と等価な長さの海岸線(あるいは急峻地形を囲む等高線)沿いの雲では

ば説明できる. 上の第 2 式は, 海岸線という閉曲線を通して海から内陸に(あるいは, ある等高線を通して平野から山岳域に)侵入する水フラックスに関する Gauss の定理であるから, 必ずしも海岸線に限らず島内(大陸内)でそれに見合う雨が降っていればよいということかもしれない.

以上から, 条件付不安定で大規模渦のない赤道域下層大気における, 雲の最も主要な発生源は日周期海陸風循環(あるいは急峻地形に伴う山谷風循環)である. 結果的に海岸線最長のインドネシア海大陸が地球最多雨となる, と言える. このようなかなり短周期・小規模な現象を観測できるようなレーダーなどの展開が必至であることが, めて認識できた.

#### 4. 今後の赤道域気象観測

東南アジア各国(特にタイ・マレーシア・インドネシア・ベトナム)は, 特にここ数年, 自国による気象観測・データ管理を拡充させつつある. 10 年前の経済危機が嘘だったような経済発展の著しさもあるが, IPCC や GEOSS など気候・環境関係の国際的取組に貢献することで国家的ステータスを上げようという意識の高まり(インドネシアが 2007 年 12 月のバリ COP13 後に気象地球物理庁(BMG)を気候関係を中心に予算的・人的に倍増させ気象気候地球物理庁(BMKG)としたり, 2010 年初頭に日本以外で初開催となる GEOSS アジア太平洋シンポジウムを招致しようとしているなど), さらに特に帰国した元日本留学生の活躍・昇進(タイの気象局長官には東大・沖研で学位を取った Somchai Baimuong 氏が内定するなど)も特筆すべき要素であろう. インドネシアで筆者らが HARIMAU 計画で始めた気象レーダー画像の実時間インターネット公開も, これに刺激を受けたタイ気象局が日本のレーダーアメダス的なもののネット公開を実現しつつある(と前述の Somchai 次期長官自身が述懐していたのは嘘ではないと思っている).

また, 中・印・台は 10 年前までなら日本しかできなかった海外観測を実施できるようになり(MAHASRI/AMY ではむしろそれらが中心になっていると言って過言でない), 韓国は APEC 気候センター(APCC)を運営し, シンガポールは AOGS の準固定的な開催国となり ASEAN 全域の数値予報なども行いつつある. これら各国との役割分担として, 日本は単なる観測実施からさらに一歩進んだデータ統合, 観測・モデル結合, 官署・研究機関の連携・協力において具体的な施策を打ち出さねばならない. 特に, 基礎科学的側面と応用的側面の両立, ともすれば研究費獲得と引き換えに利用される側に回ってしまいやすい社会的・政治的な圧力を, 逆に利用して大気物理・化学研究や観測技術開発の発展に向けていくことは, 我々日本の研究者が率先して考え, アジア各国の研究者たちをリードして実行していかなければならないと考える.

まさにこのタイミングを見計らったように, 文科省は外務省と連携して「地球規模課題」の解決への貢献を目指した「科学技術外交」の推進に関するいくつかの施策(競争的資金制度)を開始した. その一つはアジア・アフリカ諸国に学術コミュニティを形成するためのワークショップ開催など機動的学術交流を支援するもの(日本学術振興会(JSPS)に委託して運用)で, 当シンポジウム関係者としては津田敏隆京大教授代表の課題が採択されている. また振興調整費(先発のものとしては余田成男京大教授代表で気象研と共同しての非静力学モデルのインドネシア等への実装などがある)においてもアジア・アフリカ諸国の先端学術機関とのイコールパートナーシップ的共同研究や日本の先端的科学者派遣(いずれも科学技術振興機構(JST)が管理運用し, 後者は国際協力機構(JICA)が

現地予算を負担)などが新たに打ち出されている。そして平成 20 年度からは、より本格的な JST-JICA 連携による「地球規模課題対応国際科学技術協力事業」の募集が開始された。

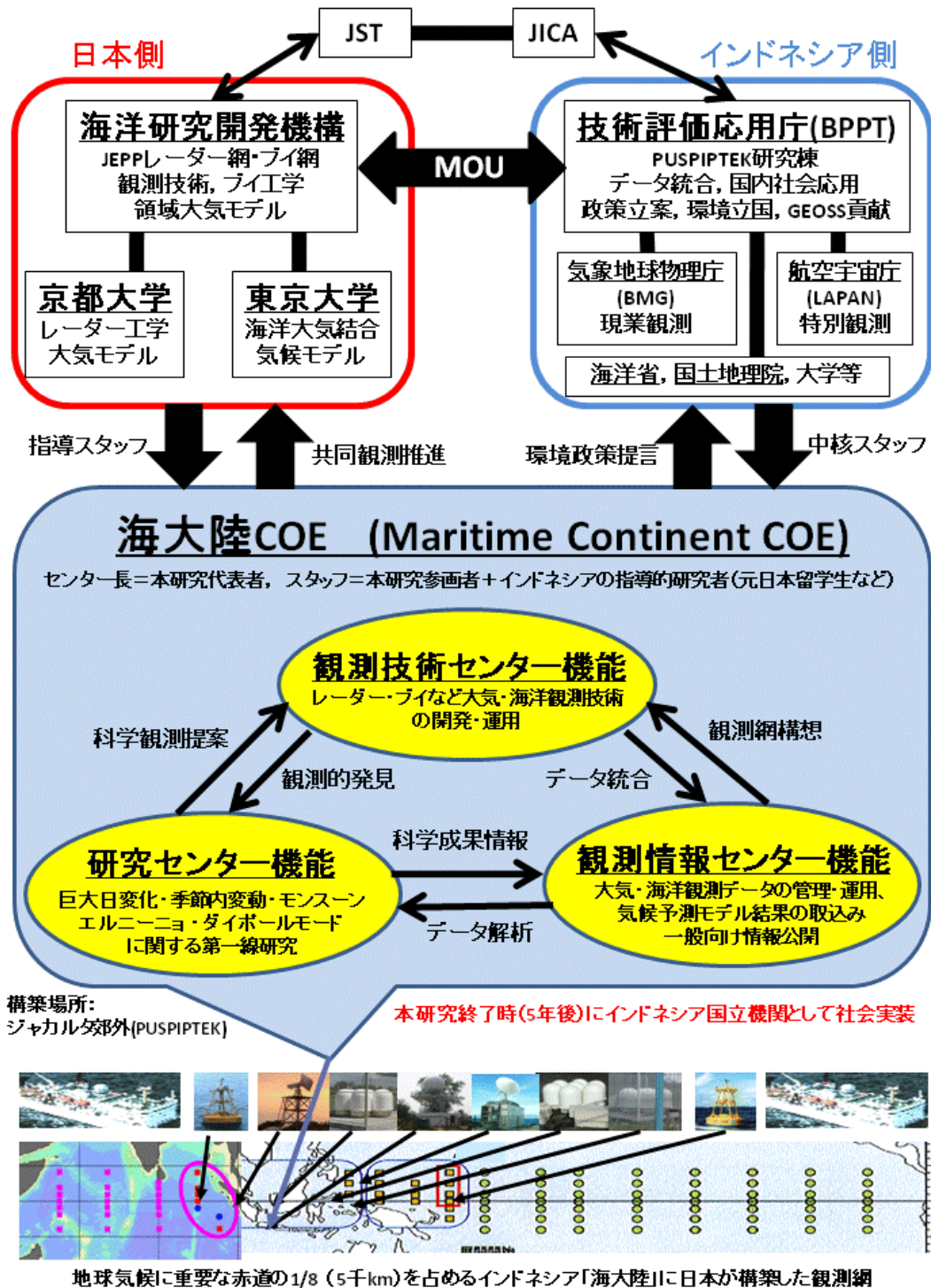


図 9. JST-JICA 連携事業に提案中の「海大陸 COE」構想

上記の最後の JST-JICA 連携事業は、日本側は JST の競争的研究費制度、相手国側は JICA による ODA のそれぞれのルールに則って応募し、両方で採択されたものが実施される。募集テーマとしては環境・エネルギー、防災、感染症に絞られ、初年度については 10 倍を越す競争率の中から、

我々に比較的近い地域・課題としては、タイにおける気候変動に伴う水資源・水循環問題への先端的科学技術を用いた適応策を掲げた沖大幹東大教授代表の課題が採択された。これは、同教授代表の JEPP 課題(3年計画で19年度までで終了)で構築した観測網・研究成果を社会実装するものであり、IPCC や GEOSS にも配慮した確かに採択されてしかるべきものである。同時に応募した筆者らのインドネシアに先端的な大気科学の COE を構築する課題(山中, 2007 参照)は残念ながら JST 側で選択されず不採択となったが、引き続き21年度分に新たに海洋グループと共同し、やはり JEPP の2課題(筆者代表の HARIMAU, 水野恵介海洋研究開発機構プログラムディレクター代表のブイ網構築, 何れも21年度までの5年計画)を発展させた観測・研究・データ管理の3部門を具体的に打ち出し、終了後にはインドネシア国立研究機関に移管することも明確に述べて再応募中である(図9)。本稿執筆時点でまだ結果は明らかでないが、是非とも実現したいと考えている。

以上のように進展著しいアジア以外の赤道域のうち、中南米についてはブラジル・メキシコなどが、アジアにおける中・印と並んで着実に発展しつつある。それに比べて、赤道洋上、赤道アフリカは今なお立ち遅れている。洋上については、90年代 TOGA-COARE で日米協力により構築した赤道太平洋ブイ網に加え、水野 JEPP により印度洋ブイ網が構築されたが予算削減や海賊による妨害などで東端の数点にとどまっております、またこれと観測船や島嶼上の観測を加えた季節内変動集中観測(MISMO)も米山邦夫海洋研究開発機構サブリーダーらにより実施されている(Yoneyama et al., 2008)が短期間に限られている。一方、アフリカについては、GEOSS で欧州諸国により JEPP や JST-JICA 連携と似た趣旨の事業が進められており、南アフリカなど元々比較的科学的技術水準の高い僅かな国・地域ではうまくいきつつあるが、赤道付近の諸国では政治・経済的不安定により全く手がつけられていない地域が広大に存在している。米国が一時代前の力をなくしている今、既に中国などが手掛けつつあるような形の対アフリカ協力を、日本も本格的にやらねばならなくなっていると思われる。

## 5. おわりに

本稿では、シンポジウム当日にお話しした内容を、構成は維持しつつ、その後の発展も含めて述べるように努めた。過去20年間は大気海洋相互作用つまり海洋のみの「水惑星」でも起きる季節内変動が専らイメージされてきたが、最近のインドネシア「海大陸」の観測で陸域、特に海岸線地帯の海陸風の日周期変化(とそれに次ぐ大陸・海洋間および両半球間のモンスーンつまり年周期変化)が少なくとも赤道域降雨においてはより本質的であることが明らかになってきた。中高緯度ではほとんど表舞台には現れない日周期変化のような短周期的・局地的な現象が、全球的な水循環・気候に本質的な役割を果たすことは、30年前に指摘された中間圏・成層圏における内部重力波の役割にも似た側面を持っている。これら小規模な現象を検出できる観測網(およびそのような分解能をもつモデルも)を、赤道上にはまだまだ構築して行かねばならない。幸いアジア諸国の著しい発展や、日本における科学技術外交の重視があるので、筆者は極めて楽観的な見通しを持っている。

**謝辞:** 橋口浩之京大准教授、森修一海洋研究開発機構サブリーダーをはじめとする HARIMAU 研究グループ各位、および下記文献の著者ら多くの関係者に深甚の謝意を表す。

## 文 献

- Araki, R., 2007: A climatological study on diurnal cycles of wind and cloud activity in Jawa Island, Doctoral Dissertation, Graduate School of Science and Technology, Kobe University.
- Hartmann, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*, Academic Press, 408pp.
- Hashiguchi, H., T. Tsuda, S. Fukao, M. D. Yamanaka, S. W. B. Harijono and H. Wirjosumarto, 1995: Boundary layer radar observations of the passage of the convection center over Serpong, Indonesia (6°S, 107°E) during the TOGA-COARE intensive observation period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 535–548.
- Hayashi, Y.-Y., and A. Sumi, 1986: The 30-40 day oscillation simulated in an “aqua-planet” model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 451-467.
- 増田 耕一, 2001: 降水量の全球規模の格子点データ, 地球フロンティア研究システム広域水循環グループ勉強会資料, <http://web.sfc.keio.ac.jp/~masudako/memo/globdata/precip.html>
- Mori, S., J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal rainfall peak migrations around Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021–2039.
- Nitta, Ts., and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627–641.
- Ohsawa, T., H. Ueda, T. Hayashi, A. Watanabe and J. Matsumoto, 2001: Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333–352.
- Palmén, E., and C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*, Academic Press, 603 pp.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*, American Institute of Physics, 520pp.
- Sakurai, N., F. Murata, M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, J.-I. Hamada, Y.-I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, 2005: Diurnal cycle of migration of convective cloud systems over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 835–850.
- Wu, P.-M., M. D. Yamanaka and J. Matsumoto, 2008: The formation of nocturnal rainfall offshore from convection over western Kalimantan (Borneo) Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86A**, 187–203.
- 山中大学, 2007: JEPPを超えて: 「海大陸センター」・「拡大HARIMAUレーダー網」計画. 第85回生存圏シンポジウム・第1回赤道大気レーダーシンポジウム報告書, 71-82.
- Yamanaka, M. D., S. Mori, Wu P.-M., Hamada J.-I., N. Sakurai, H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, Y. Shibagaki, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, T. Shimomai, T. Manik, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, F. Syamsudin, Y. S. Djajadihardia, and J. T. Anggadiredja, 2008: HARIMAU radar-profiler network over Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *J. Disaster Res.*, **3**, 78–88.
- Yoneyama, K., Y. Masumoto, Y. Kuroda, M. Katsumata, K. Mizuno, Y. N. Takayabu, M. Yoshizaki, A. Shareef, Y. Fujiyoshi, M. J. McPhaden, V. S. N. Murty, R. Shirooka, K. Yasunaga, H. Yamada, N. Sato, T. Ushiyama, Q. Moteki, A. Seiki, M. Fujita, K. Ando, H. Hase, I. Ueki, T. Horii, C. Yokoyama and T. Miyakawa, 2008: MISMO field experiment in the equatorial Indian Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 1889-1903.

**JSPS アジアアフリカ学術基盤形成事業 Asia-Africa Science Platform**  
**“Elucidation of ground-based atmosphere observation network in equatorial Asia”の活動報告**

津田敏隆\*・堀之内武\*・藤吉康志(北大低温研)・山本真之\*・古本淳一\*・岩崎  
杉紀(防衛大)・中村卓司\*      (\* : 京大 RISH)

## はじめに

平成20年度より3年間の予定で、標記の課題で日本学術振興会のアジアアフリカ学術基盤形成事業 Asia-Africa Science Platform に採択され、教育・研究プログラムを実施している。相手国はインドネシアおよびインドであり、さらにタイ、ベトナムより参加を得ている。国内では多機関から多数の研究者に分担いただいているが、本発表は、主に本年度の活動報告ということで、著者を限らせていただいた。

本課題は、下記のような問題意識のもと、東南・南アジア域で大気研究の今後の継続的な発展をもたらすべく企画したものである（応募書類より引用する）。

赤道域の大気圏は地球環境変動を駆動する大変重要な役割を果たしている。京都大学・生存研をはじめ多くの日本人研究グループが、赤道大気圏の力学過程、化学組成、電磁気現象の地上観測を国際共同で1980年代末より既に20年近く展開してきている。主な対象国はインドネシア、インド、ベトナム、タイなどのアジア諸国で、太平洋からインド洋にまたがる赤道域に広く展開している。

従来の「国際共同研究」では観測装置類を日本からアジア諸国に持込み、観測実施について各国の協力を得ていた。また、観測データは共有するにしても、高度なデータ解析および先端的研究課題の追求は主に日本側で行われた。その結果、先進国と発展途上国との間の「南北問題」が地球科学の分野にも生じかねない。

本研究提案「赤道大気圏のアジア域地上観測ネットワーク構築（Elucidation of ground-based atmosphere observation network in equatorial Asia）」では、この状況を改善すべく、赤道大気圏の重要性に関するセミナーを開催して先端研究課題の動向を共に議論し、観測結果の科学的解釈について共同研究を行う。同時に大気圏の様々な地上観測装置ならびにデータ処理・解析に関する技術移転を進める。これらの交流を統合して、各国に研究グループおよび研究指導者を育成し、こられを束ねて各国間の研究連携を深めるべく国際ネットワークを構築する。最終的に、各国の研究者の自発的意思により赤道大気圏の観測的研究が立案・実施され、独自の科学的成果を世界に発信できることを目指す。

本事業を実施し発展させることにより、アジア域において大気圏観測ネットワークを長期継続的に展開し、地球環境変化に重要な役割を果たしている赤道大気の振る舞いを国際共同研究する高度人材ネットワークが創成されると期待される。

以上の問題意識は、本事業の理念に合致するものである。その趣旨を募集要項からの抜粋

で記す。

独立行政法人日本学術振興会（Japan Society for the Promotion of Science: JSPS）は、アジア・アフリカ地域における諸課題の解決に資するため、我が国の研究機関が主導的役割を果たし、アジア・アフリカ諸国の研究拠点機関（以下、「拠点機関」といいます。）との持続的な協力関係を構築することにより、当該分野に関する中核的研究拠点の構築とともに若手研究者の育成を目指して、アジア・アフリカ学術基盤形成事業を実施します。本事業においては、我が国とアジア・アフリカ諸国の拠点機関が、「共同研究」、「学会会合（セミナー）」、「研究者交流」を効果的に組み合わせて実施するものとします。なお、本事業による支援期間終了後も、拠点機関においては、我が国とアジア・アフリカ諸国における中核的研究拠点として継続的な活動を実施することが期待されています。

## 本課題の体制

本課題は日本および相手国2国（インドネシア、インド）それぞれについて、拠点機関・参加機関・協力機関より構成される。各国の拠点機関はそれぞれ、京大生存圏研究所、LAPAN（インドネシア航空宇宙庁）、NARL（インド国立大気物理研究所）である。

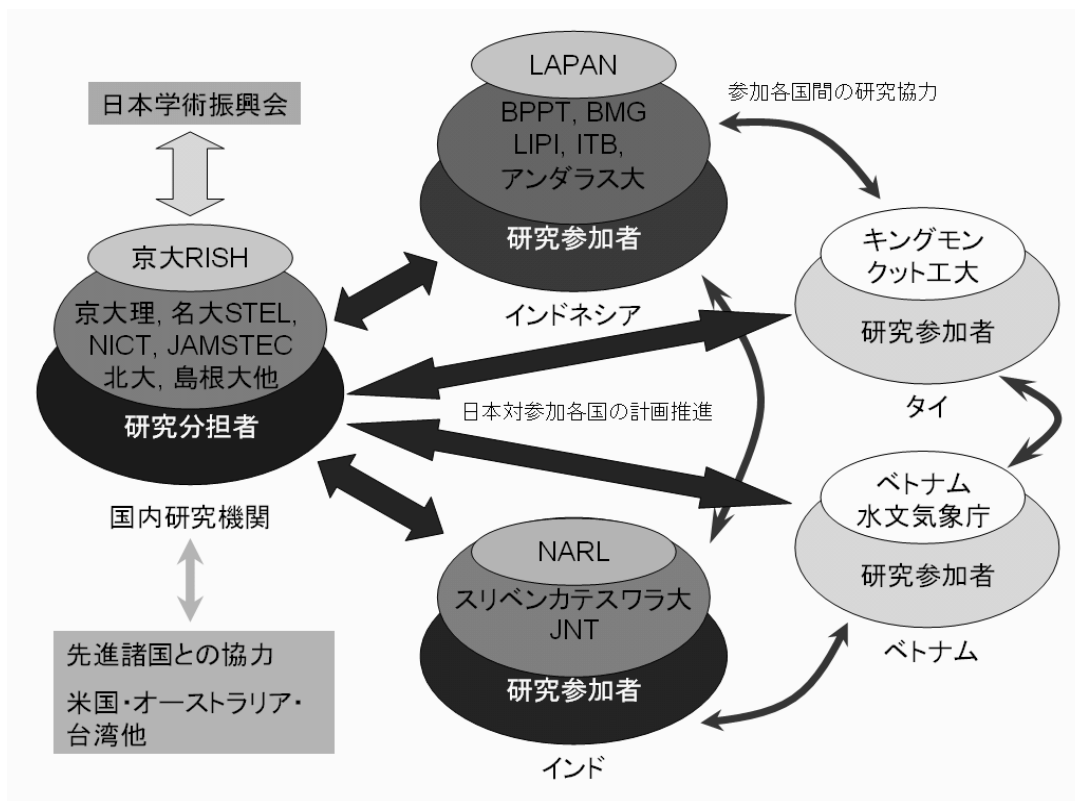


図1 本課題の体制

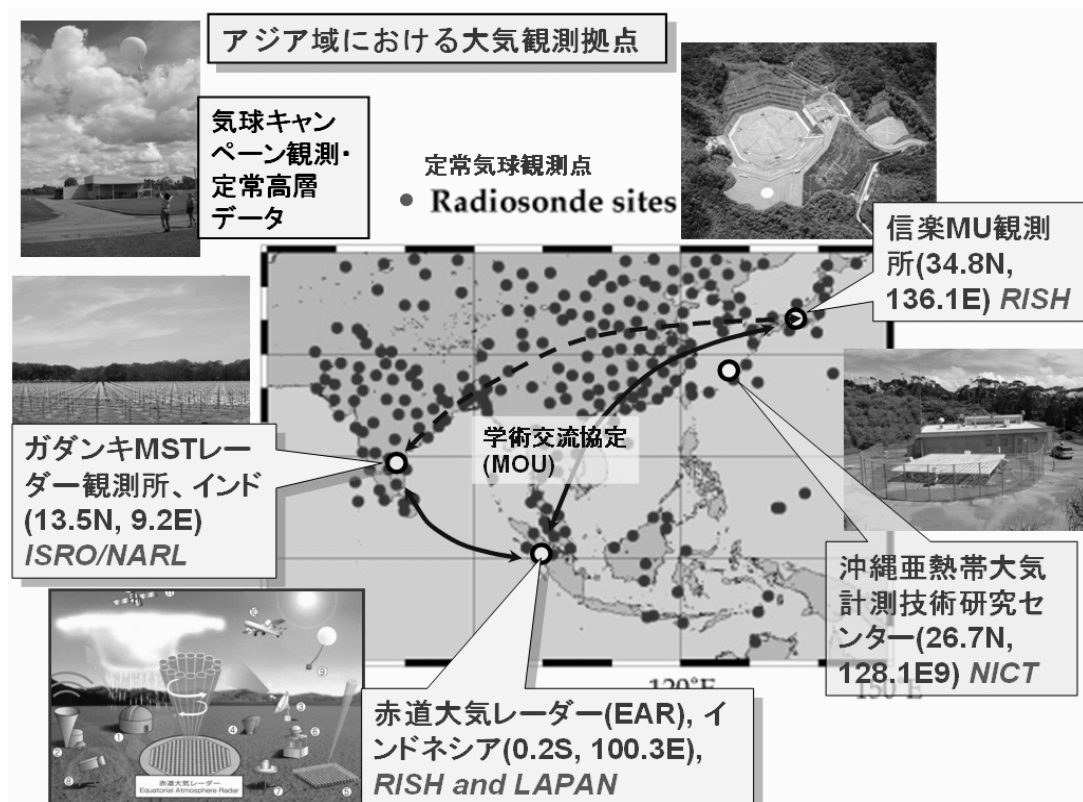


図2 本課題に係る大気観測拠点

拠点機関以外の主な参加・協力機関は次のようになる。

- 日本：名古屋大学太陽地球環境研究所 (STEL)、北海道大学環境科学院、同低温科学研究所、島根大学総合理工学部、大阪電気通信大学、(独)情報通信研究機構 (NICT)、(独)海洋研究開発機構 (JAMSTEC)、防衛大学校
- インドネシア：インドネシア科学技術応用評価庁 (BPPT)、インドネシア気象庁 (BMG)、バンドン工科大学 (ITB)、アンダラス(Andalus)大学、インドネシア科学院 (LIPI)
- インド：ベンカテスワラ (Sri Venkateswara) 大学、JNT(Jawharlal Nehru Technological)大学
- タイ：キングモンクット工科大学ラカバン校
- ベトナム：ベトナム水門気象庁
- 

図1に本課題の体制を示す。また、図2に本課題に係る大気観測拠点を示す。

本課題では、ホームページ (<http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/radar-group/aaplat/>) を開設し、普及と課題内での意思疎通を図っている。



## 本年度の活動

本年度は次の教育プログラムを実施する。インドネシアにて集中講義を8月と11月に実施する（8月は実施済み）。各回、1週間にわたり、日本側の講師が講義を行う。また、8月の講義を受け、10月にスマトラ島の赤道大気レーダー(EAR)観測所にて、EARを使った実習を行う。さらに、3月にインドネシアにてワークショップを予定している。それぞれの内容を下に記す。

Lecture series 1 Aug 11-15

Theme: Cloud science and radar observation of the atmosphere

Lecture 1a: Prof. Yashushi Fujiyoshi, “A short course in cloud science”

Lecture 1b: Dr. Masayuki Yamamoto, “Radar observation of the atmosphere”

On-site training Oct 14-17

Theme: Wind and temperature observations using the Equatorial Atmosphere Radar

Lecturer: Dr. Junichi Furumoto

Lecture series 2 Nov 10-14

Theme: Optical observation of clouds and the atmosphere

Lecture 2a: Dr. Suginori Iwasaki, “Optical observation of clouds”



図3 2008年8月のバンドンでの集中講義でのスナップ写真

Lecture 2b: Prof. Takuji Nakamura, “Optical observation of the atmosphere”

Workshop Mar 2-6

Joint program with the JSPS program “Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia”, lead by Prof. Shigeo Yoden

図3に8月の集中講義時の写真を掲載する。

共同研究プログラムとしては次を予定している／実施済みである。

- MU レーダー／中性大気  
Anandan (NARL, India) & Tsuda, Furumoto (RISH) 2008年7月 (実施済み)  
テーマ：3D wind imaging and momentum flux measurement by using MU radar
- MU レーダー／電離圏  
Patra (NARL, India) & Yamamoto (RISH)
- 雲観測  
インドネシア・藤吉 (北大) : tbd

## 今後の計画

21,22年度は次のようなプログラムを実施することを検討している。

- (1) 講義： H21、H22年度とも H20年度と同様に集中講義をインドネシア（バンドン、ジャカルタ）で開催。
- (2) 共同研究： MU レーダー、EAR の国際共同利用を促進
- (3) シンポジウム（検討中）

H21年度： 11月に京都で国際シンポジウムを開催（京都大学シンポジウムに申請予定） International Symposium on Radar and Modeling Studies of the Atmosphere (tentative) LAPAN, NARL, Oklahoma-U

H22年度： AOGS (Hyderabad, Aug 2010)の前後に NARL (Tirupati)でワークショップを開催。WINDS を利用し、NARL-京大-バンドン工大間でTV会議を実施。

# 温帯および赤道域における衛星回線降雨減衰の周波数スケーリング特性

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(東海大/京大 RISH)

## 1 . はじめに

近年衛星通信回線は、従来から用いられているC帯(6/4GHz)に加えて10GHz以上の周波数を盛んに用いる傾向にあるが、周波数が10GHz以上の電波は降雨による影響を受けやすいため、その効率的な回線設計や運用のためには、降雨の影響を詳細に把握する必要がある<sup>(1)</sup>。特に最近では東南アジア等の多雨地域においても、大容量伝送が可能なKu帯等10GHz以上の周波数を用いた衛星通信回線の急速な利用の拡大が見込まれており、その回線品質の調査が急務である。

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2003年から2006年の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を用い、温帯および赤道域での同帯域における各種周波数スケーリング法の推定精度についてそれぞれの実測値による検証を行った<sup>(2)</sup>。さらに、2008年新たにスーパーバードC号機のすぐ近くの軌道(143°E)に打ち上げられたKa帯(30/20GHz)のWINDSの上下回線における降雨減衰推量の推定を試みたので報告する。

## 2 . Ku帯における周波数スケーリング精度の検証

図1はRISH(日本)で主に夏季に測定されたKu帯スーパーバードCの上下回線における降雨減衰1分値を、瞬時値同士比較したものである。図中の細線は代表的な3種の雨滴粒径分布(DSD)である、Joss-drizzle型(Jd:霧雨型)、Marshall-Palmer型(MP:標準型)、Joss-thunderstorm型(Jt:雷雨型)による理論値である<sup>(1)</sup>。図1より、かなりばらつきはあるが、測定点は3種の理論値付近に分布し、また降雨事象毎に特徴的なDSDとの対応を示すことがわかる。また全般的に20dB以上の高減衰時にはJt型に近づく傾向がある。一方、EAR(インドネシア)においては、対流性の降水雲が単独で存在するときはJd型、複数存在するときはJt型の降雨減衰比が多くなることが以前に示されている<sup>(3)</sup>。

以上の結果に基づき、2003~2006年にRISHとEARで測定されたすべての降雨事象について、各事象に該当するDSDを上記の3種から図1に示した理論値と比較して選び出し、下り回線減衰量から上り回線減衰量を1分毎に推定を行った。得られた推定値を上り回線の実測値と比較したものを、累積時間率分布の形でそれぞれ図2(a)、(b)に示す。また同図にDSDを一律MP型とした場合とITU-R法による予測結果<sup>(4)</sup>も同様に示す。図2より、各々事象毎に該当するDSDを用いた方が統計的に最も推定精度がよいことが分かり、その特徴は15dB以上の高減衰時に特に顕著である。また各降雨事象における瞬時値同士の対応もより正確になるといえる。

### 3 . Ku 帯から Ka 帯に対する周波数スケーリング精度の検証

Ka 帯における降雨減衰に関しては、まだ WINDS の電波を直接用いた測定値は得られていないものの、大阪電気通信大学(OECU、寝屋川市)において過去 21 年間にわたって CS-2、CS-3、および N-STAR のビーコン波(19.45GHz、右旋円偏波、仰角 49.5°)の降雨減衰測定が行われている<sup>(5)</sup>。Ka 帯下り回線の測定値の例として、図 3 に 2003~2006 年の同時期に測定された N-STAR ビーコン波の降雨減衰累積時間率分布を、同時期に OECU で測定された BS 電波(11.84 GHz、右旋円偏波、仰角 41.4°)とともに示す。また図中の点線は、図 2 と同様に各降雨事象について、それぞれに該当する DSD を Jt、MP、Jd の 3 種から選んで Ku 帯の BS 減衰量から Ka 帯の N-STAR の減衰量を 1 分毎に推定し、N-STAR の実測値と比較したものである。また同図に DSD を一律 MP 型とした場合と ITU-R 法による予測結果<sup>(4)</sup>も同様に示してある。図 3 より、Ku 帯から Ka 帯に対する周波数スケーリングに関しても、少なくとも Ka 帯の下り回線(20GHz 帯)の実測値に関してはこれらの予測法を用いて精度よく Ku 帯から推定可能であることが分かり、各々の降雨事象毎に該当する DSD を用いた方がやはり統計的に最も推定精度がよいことが示されたといえる。ただし、BS と N-STAR は、軌道位置がそれぞれ東経 110°と 132°(2003~2005 年は N-STARa、2006 年は N-STARb で 136°)かなり離れており、方位角が 30°以上異なるため、減衰量の 1 分間隔における瞬時値同志は対応せず、図 1 の様に直接比較出来ない。

### 4 . Ka 帯の WINDS 上下回線降雨減衰量の推定

以上に述べた周波数スケーリング法を用い、RISH および EAR における Ku 帯のスーパーバード上下回線降雨減衰量の測定値から Ka 帯の WINDS 上下回線における降雨減衰量の推定を行った例を図 4 (a)、(b)にそれぞれ示す。WINDS の上下回線の周波数に関しては、いずれも中継器の帯域中央の値として、それぞれ、28.05GHz と 18.25GHz を用いた。また偏波面は RISH では近畿地区の固定ビーム(MBA)、EAR では太平洋上のスキャンングスポットビーム(APAA)をそれぞれ想定して、それぞれ RISH の上下回線は水平偏波、EAR の上下回線は垂直偏波とした<sup>(6)</sup>。図 4 (a)は 2004 年 8 月 17 日の RISH における測定値、図 4 (b)は 2006 年 9 月 16 日の EAR における測定値に基づく WINDS 上下回線における Ka 帯減衰量を推定値であり、DSD はそれぞれ RISH ではこの日は Jt 型、EAR では Jd 型を Ku 帯上下回線の減衰比から判断して用いている。RISH と EAR いずれの降雨事象もこれらの日は 90mm/h 前後の激しい降雨が観測されており、Ku 帯の上下回線減衰量も 15~20dB 程度に達するが、図 4 より Ka 帯上下回線の減衰量はさらに 30~75dB 程度にまで達することが示される。

この様にして推定を行った Ka 帯 WINDS 上下回線の RISH と EAR における降雨減衰量を、2003~2006 年に観測された全降雨事象についてそれぞれの DSD を用いて推定を行い累積時間率分布の形で表したものを、図 5 (a)、(b)にそれぞれ示す。また図中の点線は、RISH と EAR における 1 分降雨強度の 0.01 値である 60mm/h、および 85mm/h をそれぞれ用いて、ITU-R 法により Ka 帯上下回線減衰量を求めた結果<sup>(4)</sup>である。図 5 より、両観測地点における Ka 帯上下回線減衰量の Ku 帯からの推定値は、いずれも降雨強度を用いた ITU-R 法ともよく一致することが分かる。EAR では 0.01%以下の減衰量が ITU-R 法に比べかなり減少する傾向があるが、これは Ku

帯においても同様に見られる傾向であり、このような高減衰域では対流性降雨が赤道域では局在することの影響が現れているといえる。また、RISHのような温帯域においても、Ka帯の減衰量の0.01%値は上下回線でそれぞれ約50dBと25dB、0.001%では約80dBと40dB付近に達することが示され、これらの値はITU-R法によってもほぼ予測される値であることが分かる。また下り回線の0.01%値を含めた約0.004%付近までの累積時間率分布に関しては、図3で示したOECUにおけるN-STARビーコン波による実測値ともほぼ一致すると言える。

## 5. おわりに

本報告では、まずKu帯のスーパーバード上下回線(14/12GHz)の降雨減衰量を、RISHとEARで2003~2006年にかけて測定したデータを用い、Ku帯の下り回線減衰量から上り回線減衰量を各種周波数スケール法により用いて求める際の推定精度の検証を、本測定による数少ないKu帯上り回線の実測値を用いて行った。さらにKu帯下り回線からKa帯下り回線(20GHz帯)の周波数スケール法の推定精度に関しても、同時期の長期にわたる本学(OECU)でのKa帯下り回線実測値により検証した。その結果、ITU-R法や、雨滴粒径分布(DSD)を一律Marshall-Palmer(MP)型としたときもかなりの周波数スケール法精度が得られるものの、やはり降雨事象ごとに該当するDSDを理論値と比較して選出した方が、より周波数スケール法精度が向上し、特にRISHとEAR両地点においても高減衰時の特徴がより正確に求められることが示された。

以上のKu帯上下回線とKa帯下り回線の実測値に基づく検証結果により、最近スーパーバードとほぼ同じ軌道位置で運用を開始したKa帯WINDSの上下回線減衰量の推定を試みた。その結果2003~2006年のEARとRISH両地点の降雨強度0.01%値を用いたITU-R法による同周波数帯の降雨減衰予測値の累積時間率分布とも極めてよい一致が見られ、WINDS上下回線の分単位あるいは秒単位の降雨減衰量を精度よく推定できる可能性が示された。今後さらに降雨減衰統計の年変動や最悪月累積時間率を求めるとともに、瞬時値における推定値を用いた時刻別の日周変動や継続時間率分布あるいは減衰変化速度(フェードスロープ)等のより詳細な特性も解析を進める予定である。

## 参考文献

- (1) 飯田尚志, “衛星通信”, オーム社, 430p., 1977.
- (2) 前川他, 電子情報通信学会ソサイエティ大会, B-1-13, 2008.
- (3) Maekawa et.al., *J.Meteor. Soc. Japan*, Vol.84A, pp.211-225, 2006.
- (4) ITU-R, Recommendation P618-8, 2005.
- (5) 前川泰之, 電子情報通信学会技術研究報告, AP08-75, 2008
- (6) “WINDS 利用実験の手引き(第2版)”, 衛星アプリケーション実験推進会議、総務省、2006.

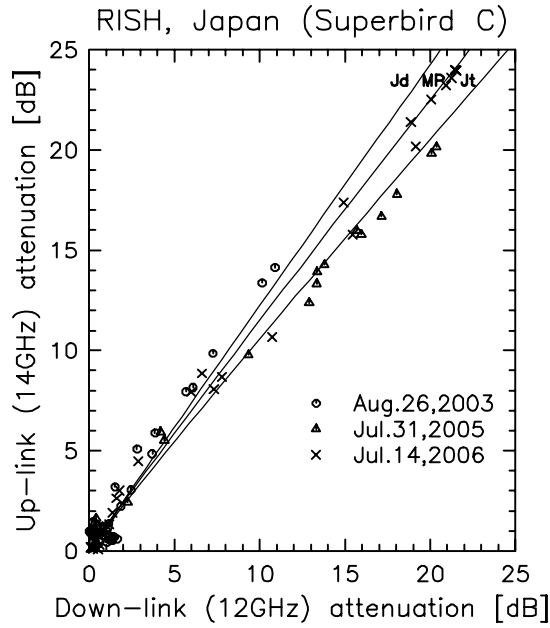


図1 . RISH における Ku 帯上下回線の降雨減衰量の比較例

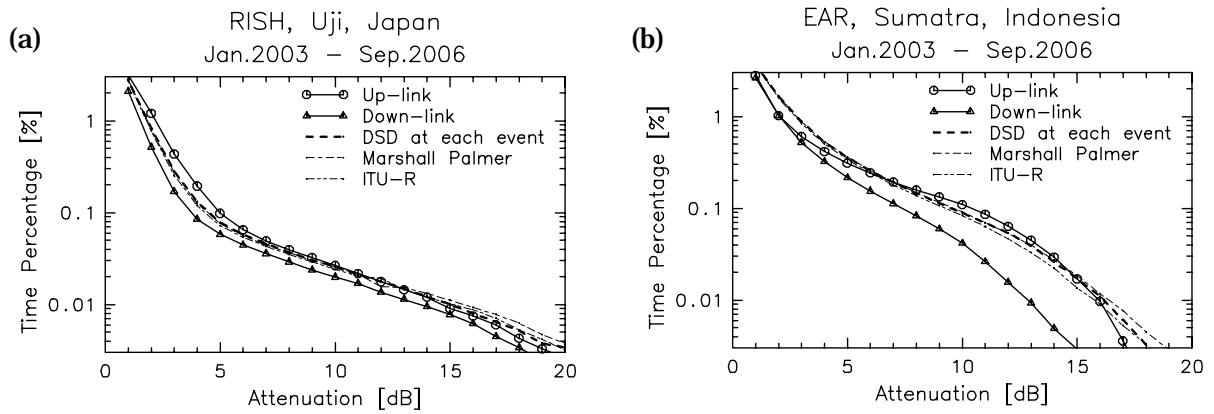


図2 . (a)RISH と(b)EAR における Ku 帯上下回線の降雨減衰累積時間率分布と各種周波数スケールリング法との比較

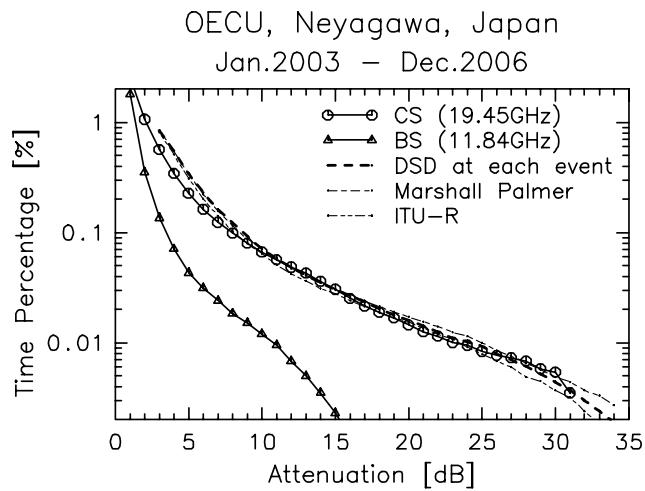


図3 . OECU での Ku 帯と Ka 帯降雨減衰量の比較例

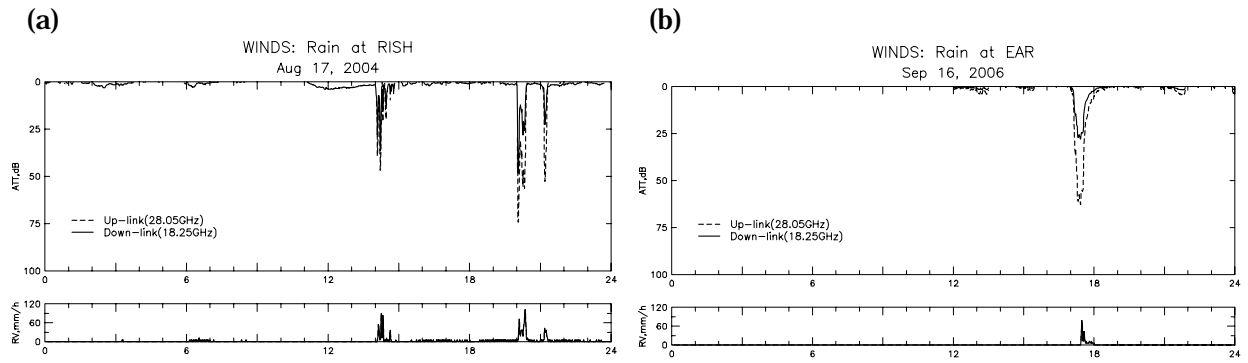


図 4 . (a)RISH と(b)EAR における Ka 帯 WINDS の上下回線降雨減衰量の推定例

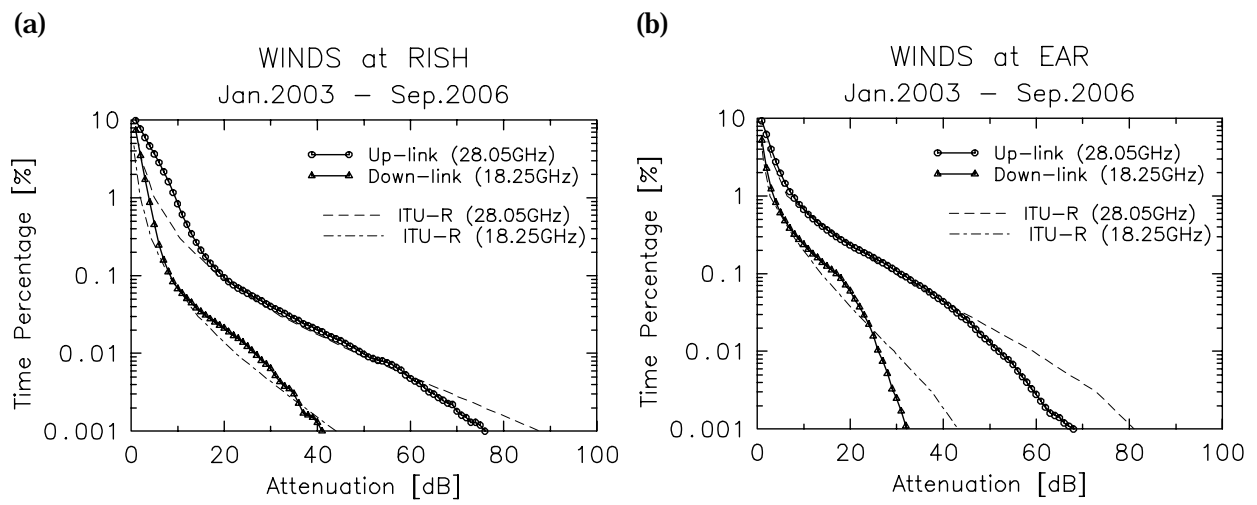


図 5 . (a)RISH と(b)EAR における Ka 帯 WINDS の上下回線降雨減衰推定値の累積時間率分布

# CloudSat 雲レーダ観測を用いた静止衛星 Split-window 観測による 熱帯域上層雲の種別および物理・光学量の推定

\*濱田 篤・西 憲敬 (京都大院・理)

## 1. はじめに

熱帯域の深い積雲活動は、上部対流圏に大きく広がる層状性の雲域を伴うことが良く知られている (e.g., Houze 1997). これら層状性の雲域 (以降は Upper-Tropospheric Stratiform Cloud; UTSC と呼ぶ) は、一般に降水を伴う乱層雲域と、降水を伴わない巻雲性の雲域で構成されている.

UTSC は地球の放射収支に重要な役割を果たしている. UTSC は太陽光を遮って雲下の大気を冷却すると同時に、地球放射を吸収して大気を加熱する. 正味の雲強制力は雲の高度・光学の厚さ・雲氷粒径分布などに強く依存する (Hartmann et al. 2001) ため、これらの量の精度良い推定が求められている. UTSC はまた、上部対流圏の水蒸気量の維持にも重要な役割を果たしている (e.g., Su et al. 2006). 熱帯の積雲システムが対流圏水蒸気量の高度分布に与える影響を評価するためには、UTSC の存在高度および雲水量の時空間発展に関する知識が必要である.

熱帯域の積雲システムはしばしば千 km を超える水平スケールを持ち、寿命も 1 日を超えることがある (e.g., Chen and Houze 1997). そのため、UTSC を伴う積雲システムの時間発展を記述するには、視野の広い静止衛星による、昼夜いずれでも適用可能な赤外観測が最も有効である. 既往の研究では、UTSC の生成源となる積雲活動を同定するために赤外単一チャンネルの輝度温度 ( $T_B$ ) 観測が用いられてきた (e.g., Udelhofen and Hartmann 1995; Mace et al. 2006). しかし赤外単一チャンネル  $T_B$  では、降水性 UTSC と光学的に厚い非降水性 UTSC の区別、また光学的に薄い UTSC と中・下層雲の区別が困難である.

静止衛星観測に適用でき、昼夜を問わず利用できる雲頂高度や光学の厚さの推定手法の一つに、赤外窓領域の  $10.8 \mu\text{m}$  と  $12 \mu\text{m}$  の  $T_B$  (以降それぞれ  $T_1$ ,  $T_2$  と表記) 観測を用いる split-window 法 (Inoue 1985, 1987) がある. 地表面と幾何的な厚みのない単層の「雲」だけを考慮した、単純化された平行平板放射伝達モデル (以後は単純化モデル

と呼ぶ) では、「雲」の高度と光学的厚さは  $T_1$  と  $\Delta T := T_1 - T_2$  の関数となる (e.g., Cooper et al. 2003). このことを利用して、split-window  $T_B$  観測を用いた雲種判別手法 (Inoue 1987) や、雲頂高度や光学の厚さを推定する手法 (e.g., Minnis et al. 1995) が数多く提案されてきた. しかし単純化モデルは、例えば雲氷有効半径や形状などのパラメータに非常に敏感であり (Stephens and Kummerow 2007)、観測データによる検証が求められている.

雲氷の観測は降水粒子に比べて難しいため、これまで UTSC の観測は狭い地理領域または短い期間に限定されていた. 近年利用可能になった雲レーダはミリ波帯 (波長  $\sim 3 \text{ mm}$ ; 周波数  $\sim 95 \text{ GHz}$ ) の観測によって、光学的に厚い UTSC の内部構造を観測できる. Hamada et al. (2008) は船舶搭載雲レーダ観測を用いて、静止衛星 GMS-5 split-window  $T_B$  による熱帯域上層雲の雲頂高度推定テーブルを示した. しかし、雲レーダは降雨によって強く減衰されるために、雲下からの観測では降水雲の雲頂高度が決定できなかった. 2006 年 4 月に打ち上げられた CloudSat 衛星 (Stephens et al. 2002) による雲レーダ観測を用いれば、降水の有無に関係なく雲頂高度が推定できる. 本研究では、CloudSat 衛星による 2 年間の雲レーダ観測を用いて、観測によって検証された静止衛星 MTSAT-1R split-window  $T_B$  による雲種分類および雲頂高度・光学の厚さの推定テーブルを示す.

## 2. 使用データおよび解析手法

運輸多目的衛星 1 号 (MTSAT-1R) による、赤外第 1, 第 2 チャンネルの輝度温度 ( $T_B$ ) 観測を用いた. 各チャンネルの応答関数は、それぞれ  $10.8 \mu\text{m}$  および  $12 \mu\text{m}$  付近を中心とした赤外窓領域に位置している. 以降、第 1, 第 2 チャンネル  $T_B$  をそれぞれ  $T_1$ ,  $T_2$  と表記する. また、 $T_B$  の差  $T_1 - T_2$  を  $\Delta T$  と定義し、 $T_1$  および  $\Delta T$  の 2 変数による推定を行う. オリジナルデータの水平解像度は、衛星直下 ( $140^\circ\text{E}$ ,  $0^\circ\text{N}$ ) で  $\sim 4 \text{ km}$  である. 本研究では  $0.05^\circ$  格子の毎時データを用いた. 輝度温度解像度は  $300 \text{ K}$  付近で  $\sim 0.1 \text{ K}$  で、低温になるほど粗く



なり、210 K 付近では  $\sim 0.3$  K である。

また、極軌道衛星 CloudSat による雲レーダ観測も用いた。観測は衛星直下のみ行われ、footprint の大きさは  $\sim 1.4 \times \sim 2.5$  km、鉛直解像度は  $\sim 240$  m である。CloudSat は太陽同期の極軌道衛星であるため、観測時刻は 01:30 および 13:30 太陽時に限られる。本研究では、コロラド州立大学が提供するデータのうち、2B-GEOPROF から雲レーダ反射強度 ( $Z_e$ )・雲マスク・海陸フラグ、2B-CLDCLASS から雲種、2B-TAU から光学的厚さ ( $\tau_{vis}$ ) データを用いた。

解析期間は 2006 年 7 月初めから 2008 年 6 月末までの 2 年間、解析領域は  $100^\circ\text{E}-180^\circ\text{E}$ ,  $25^\circ\text{S}-25^\circ\text{N}$  の、海洋大陸域および中西部赤道太平洋域である。

解析期間および領域において、MTSAT-1R との観測時間差が 60 秒以内であるような CloudSat 観測を抽出する。複数が該当する場合は、各観測量の時間平均を計算する。また、対応する  $T_1$  および  $\Delta T$  を、周囲 4 点の  $T_1$ ,  $T_2$  から線形内挿して計算する。このようにして得られた MTSAT-1R および CloudSat の観測データの組 (以降はサンプルと呼ぶ) は 131185 組であった。

得られた各サンプルは、それらに含まれる 2B-CLDCLASS の雲種 (巻雲, 高層雲, 高積雲, 層雲, 層積雲, 積雲, 乱層雲, 深い対流雲, 雲なし; CloudSat project 2007) を用いて、次の 4 つのカテゴリ (以降は雲種と呼ぶ) に分類される。

1. 非降水上層雲 (H-NR-type): 乱層雲および深い対流雲が存在せず、かつ巻雲・高層雲・高積雲のいずれかが存在する
2. 非降水下層雲 (L-NR-type): 層雲・層積雲・積雲のいずれかだけが存在する
3. 降水雲 (R-type): 乱層雲または深い対流雲が存在する
4. 晴天 (C-type): 雲なし

分類された H-NR, L-NR, R, C-type のサンプル数は、それぞれ 43925, 18838, 11247, 57175 であった。

### 3. 結果

#### 3.1. 各雲種の $T_1$ - $\Delta T$ 空間分布および存在比率

各雲種の  $T_1$ - $\Delta T$  空間内における存在比率を次のように定義する。まず、各雲種に属するサンプルの  $T_1$ - $\Delta T$  空間における 2 変数確率密度関数 (PDF) を計算する。本研究では、1 次元 Epanechnikov カーネルを  $T_1$  と  $\Delta T$  の両方向に用いたノンパラメトリック法 (Silverman 1986) によって PDF を

計算した。PDF 推定における平滑化定数は最尤クロスバリデーション法で計算し、計算された平滑化定数 ( $h_{T_1}$ ,  $h_{\Delta T}$ ) は、H-NR, L-NR, R, C-type のそれぞれについて (1.61, 0.20), (1.25, 0.29), (3.14, 0.25), (1.12 K, 0.30 K) であった。得られた PDF を用いて、各雲種の  $T_1$ - $\Delta T$  空間における存在比率  $\text{OCR}_k(T_1, \Delta T)$  を次のように定義する。

$$\text{OCR}_k(T_1, \Delta T) = \frac{N_k \text{PDF}_k(T_1, \Delta T)}{\sum_i N_i \text{PDF}_i(T_1, \Delta T)} \quad (1)$$

添字  $k, i$  は雲種を、 $N$  は各雲種のサンプル数を表す。

Fig. 1 に、H-NR, R, C-type に関する 2 変数 PDF の  $T_1$ - $\Delta T$  分布を示す。H-NR-type のサンプル (陰影) は  $T_1$ ,  $\Delta T$  いずれの方向にも広く分布している。 $\Delta T$  軸に沿った分布の中心位置は  $T_1$  によって変化しており、 $T_1 = 277$  K 付近で最も大きく  $\Delta T \approx 3.5$  K で、そこから  $T_1$  が増える又は減るにつれて小さくなる。R-type のサンプル (実線) は、 $T_1$  方向には広く分布しており、H-NR-type よりも低い  $T_1$  値を示す傾向にある。 $\Delta T$  軸方向には H-NR-type に比べて幅の狭い分布を示しており、 $\Delta T$  軸に沿った分布中心は  $T_1 = 200$  K 付近で  $\sim 0$  K に位置し、 $T_1$  が増えるにつれて高くなっている。C-type のサンプル (破線) は、殆どが  $T_1 > 270$  K の領域に分布している。 $\Delta T$  方向には、H-NR-type と同程度に幅広く分布している。L-NR-type のサンプル (示さず) は、 $T_1$  が高く  $\Delta T$  の小さな狭い領域に分布している。

Fig. 1 には負の  $\Delta T$  を持つサンプルが多く見られることに注意しておく。 $\Delta T < 0$  であるようなサンプルは全ての雲種で見られ、 $T_1$  が低いほど負に大きな  $\Delta T$  値が多く見られる。単純化モデルでは負の  $\Delta T$  を説明できないが、split-window 帯で氷と逆の吸収特性を持つ物質は負の  $\Delta T$  を作り得る (e.g., Chepfer et al. 2007)。しかし、MTSAT-1R の較正誤差が大きい可能性があるため (図略)、慎重な検討が必要である。

H-NR および R-type のサンプルに関する、特に  $\Delta T$  方向の分布の違いは、MTSAT-1R split-window  $T_B$  観測による非降水 UTSC の検出能力を示唆する。Fig. 2 に、(1) 式で求めた H-NR および R-type の存在比率を示す。H-NR-type の存在比率 (Fig. 2a) は、 $T_1 < 270$  K の領域では  $\Delta T$  が大きくなるほど高くなる傾向を示す。80% を超える高い存在比率は、 $220 < T_1 < 270$  K の  $\Delta T$  が大きな領域で見られる。存在比率は  $T_1 > 280$  K

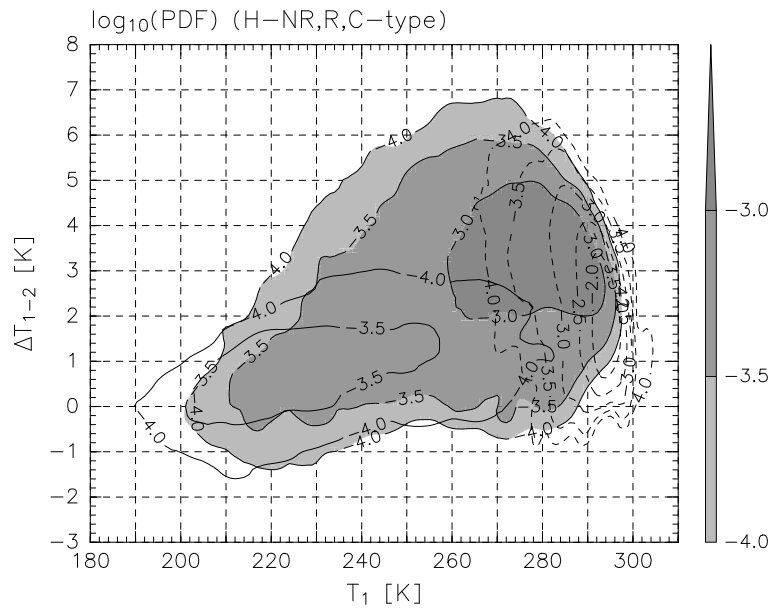


Fig. 1 雲レーダ観測から決定された雲種のうち、H-NR-type (陰影)、R-type (実線) および C-type (破線) に属するサンプルの 2 変数確率密度関数 PDF( $T_1$ ,  $\Delta T$ ) . 横軸は  $T_1$  , 縦軸は  $\Delta T$  を表す . PDF は常用対数で、 $-4$  から  $0.5$  おきの等値線で示している .

の領域では下落しているが、これは主に C-type または L-type に属するサンプル数が多いためである (Fig. 1) . Fig. 2 において、特に 50 % 前後の等値線が  $T_1$  の低い領域で  $T_1$  軸に平行でないことは注目すべき特徴である . これまでは、 $T_1$  に対して一定の  $\Delta T$  が巻雲を検出するための閾値として用いられてきた (e.g., Luo et al. 2002) . 本研究における観測に基づいた結果は、 $\Delta T$  の閾値を  $T_1$  に関して一定ではなく  $T_1$  の関数とすることで、雲種判別精度が向上することを示唆している .

R-type の存在比率 (Fig. 2b) は、一般に  $T_1$  が低く  $\Delta T$  が小さな領域で高い値を示す傾向にある .  $T_1 > 220$  K では存在比率は  $\Delta T$  に依存しており、 $\Delta T$  が小さいほど高い値を示す傾向にある . この事実は、split-window  $T_B$  が、例えば GPI (GOES Precipitation Index; Arkin and Meisner 1987) のような赤外単一チャンネル法よりも有効に熱帯の降雨を推定できることを示唆している .

### 3.2. 雲頂高度の推定

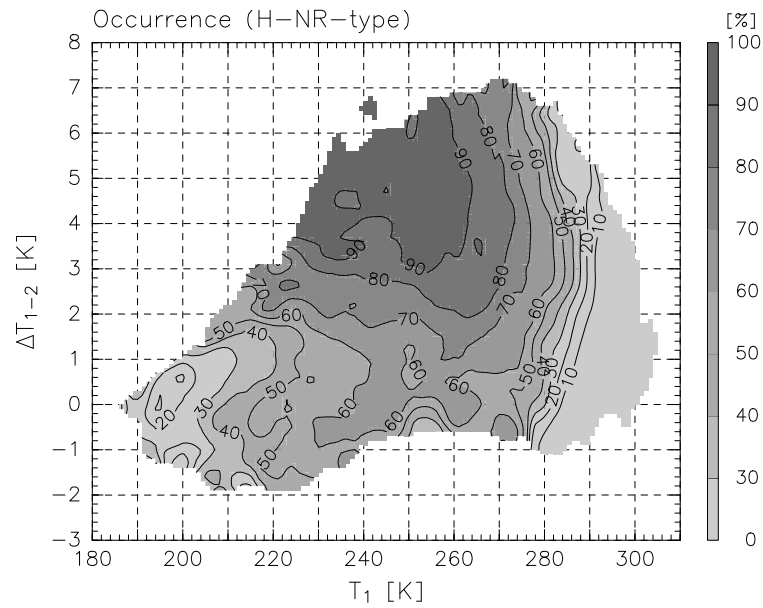
熱帯域積雲活動に伴う上層雲の雲頂高度 ( $z_T$ ) を MTSAT-1R split-window  $T_B$  で推定するために、H-NR および R-type に属するサンプルのレーダエコー頂を  $T_1$  と  $\Delta T$  で回帰した . 推定には Nadaraya-Watson estimator によるノンパラメトリック回帰 (Scott 1992) を用いた . カーネルは PDF 推定に用いたものと同じである . 平滑化定数

は最小 2 乗クロスバリデーション法 (Scott 1992) を用いて改めて計算し、計算された平滑化定数は (2.15 K, 0.25 K) であった .

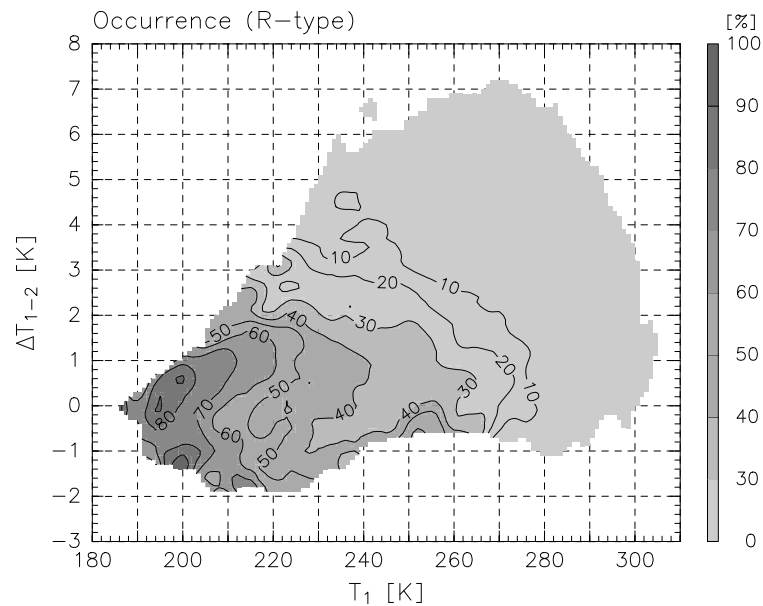
Fig. 3a に  $z_T$  の推定結果を示す .  $z_T$  の推定値 (陰影) は、一般に  $T_1$  が低く  $\Delta T$  が大きいほど高い値を示す傾向にある . この結果は、単純化モデルから推測される特徴と定性的には矛盾がない . 推定値の等値線は、 $T_1$  が高く  $\Delta T$  が小さな領域を除いたほぼ全域で、明らかに鉛直から右に傾いている . 推定値は  $\Delta T$  方向に大きく変化し、 $T_1 = 255$  K 付近での  $\Delta T$  方向の変化幅は 3 km を超えている .

$z_T$  の標準偏差 (Fig. 3a; 破線) は一般に推定値が高いほど小さくなる傾向を示す . 推定値が 11 km 以上の領域では、標準偏差は最大でも 1.0 km 未満である . Fig. 3b に、 $T_1 = 240$  K での  $z_T$  推定結果およびサンプルの分布を示す .  $z_T$  推定値は  $\Delta T$  によって大きく変化しており、split-window  $T_B$  が上層雲の雲頂高度を有効に推定できることを示している .

$\Delta T = 0$  付近での  $z_T$  推定値は興味深い特徴を示す . 単純化モデルでは、 $\Delta T$  の零値は雲が無限大の光学的厚さを持ち、雲頂温度が  $T_1$  に等しいことを意味する . しかし (水蒸気効果が無視できるほど十分に)  $T_1$  が低い領域でさえ、 $z_T$  の推定値は気候値の気温プロファイルから予想される値よりもかなり高い . 例えば気温 220 K は高度約 12.5 km に対応するが、 $T_1 = 220$  K,  $\Delta T = 0$  K における  $z_T$  推定



(a) H-NR-type



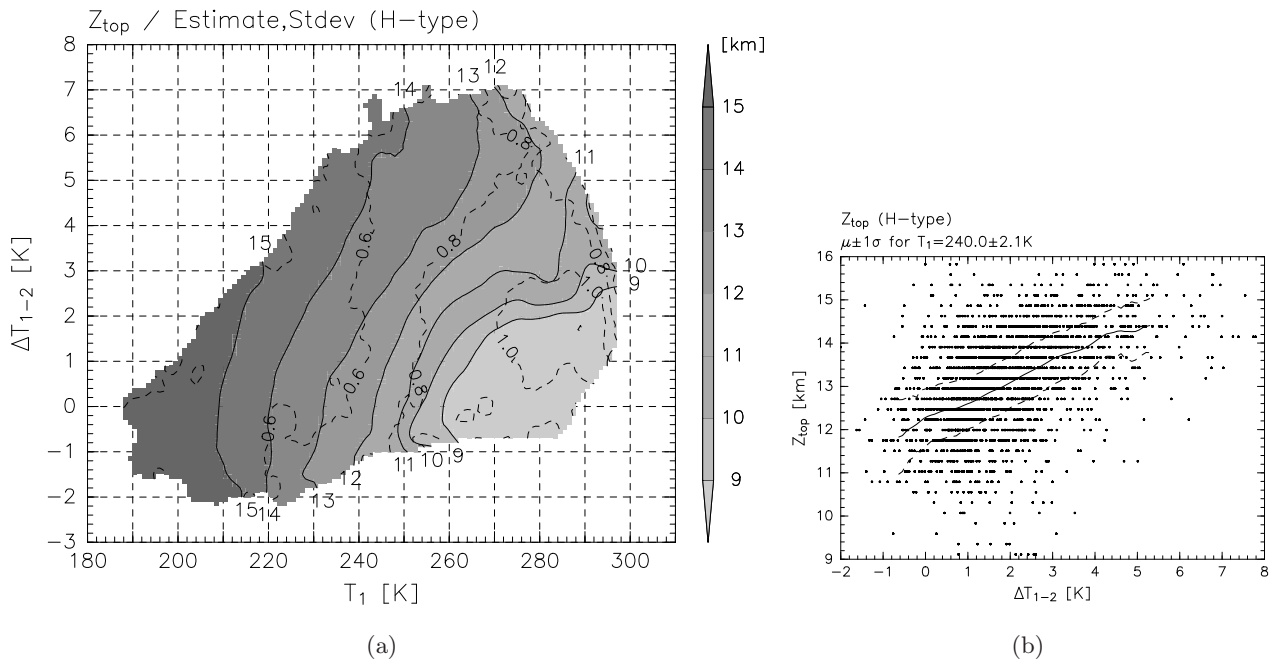
(b) R-type

**Fig. 2** (a) H-NR-type および (b) R-type に関する,  $T_1$ - $\Delta T$  空間における存在比率 (定義は本文を参照). 等値線間隔は 10% で, 各雲種の PDF (Fig. 1) の和  $\log(\sum_k \text{PDF}_k)$  が  $-4.3$  を超える部分のみ示している.

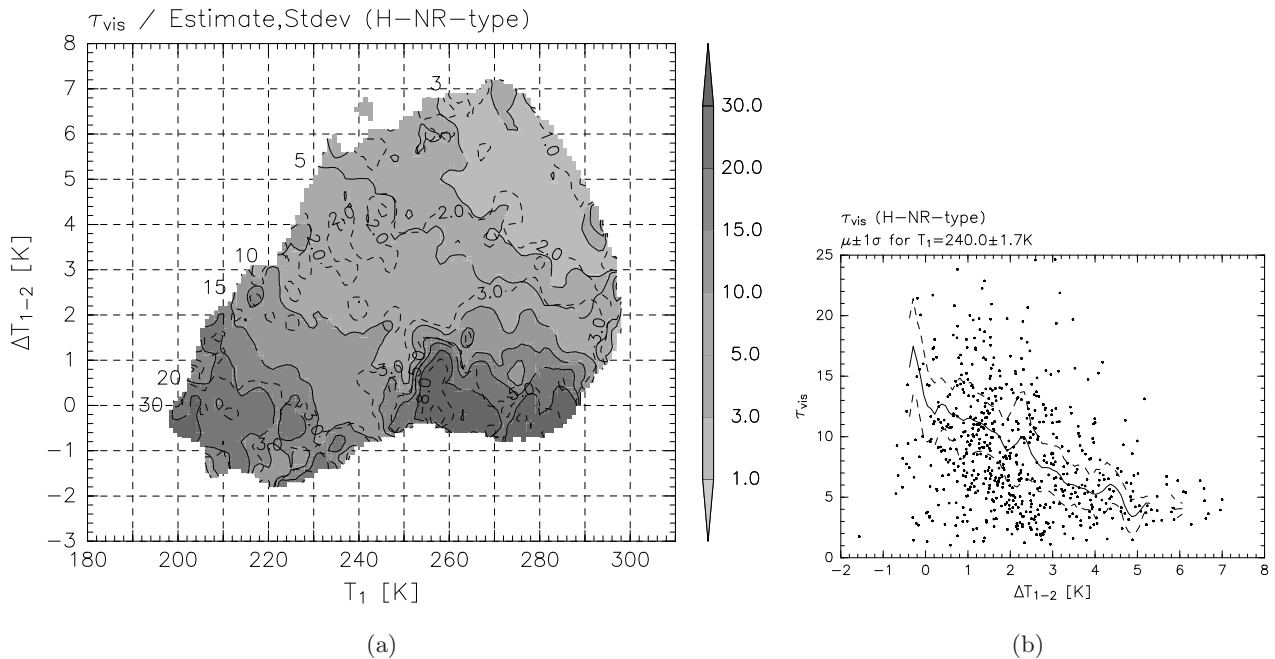
値はそれよりも約 1.5 km も高い. Sherwood et al. (2004) は, 静止衛星 GOES-8 による  $T_1$  観測と航空機ライダー観測を組み合わせると同様の結果を示している. Split-window  $T_B$  を用いた場合でも, 同様の現象が赤道太平洋域において普遍的に見られることが示された.

Fig. 3a に示された  $z_T$  推定結果から,  $T_1$  と等しい気温を持つ高度を雲頂高度とする赤外単一  $T_B$  に

よる推定法 (例えば ISCCP (Rossow and Schiffer 1991) の夜間データ) は,  $\Delta T$  の大きな上層雲の雲頂高度を著しく過小評価してしまうことが分かる. さらに,  $\Delta T = 0$  K における  $z_T$  推定値が単純化モデルによる推定値よりも高いことは, 赤外単一チャンネル法が光学的に非常に厚い乱層雲や積乱雲の雲頂高度も過小評価してしまうことを示唆している.



**Fig. 3** (a) H-NR-type および R-type に属するサンプルのレーダエコー頂を  $T_1$  および  $\Delta T$  で回帰して得られた、雲頂高度  $z_T$  の推定値（陰影）および標準偏差（破線）．推定値は図右に示した陰影で示し、標準偏差は 0.2 km 間隔の等値線で示している．H-NR-type および R-type の PDF ( Fig. 1 ) の和  $\log(\text{PDF}_{\text{H-NR}} + \text{PDF}_{\text{R}})$  が  $-4.3$  を超える部分のみ示している．  
 (b)  $T_1 = 240$  K における  $z_T$  推定値および標準偏差 ( $\pm 1\sigma$ ) を実線および破線で、また回帰に用いられたサンプルの分布を黒点で示した図．



**Fig. 4** (a) H-NR-type に属するサンプルの光学的厚さを  $T_1$  および  $\Delta T$  で回帰して得られた、光学的厚さ  $\tau_{\text{vis}}$  の推定値（陰影）および標準偏差（破線）．推定値は図の右に示す陰影で示し、標準偏差は 1, 2, 3, 5, 8 の等値線で示している．H-NR-type の  $\log(\text{PDF}_{\text{H-NR}})$  が  $-4.3$  を超える部分のみ示している．  
 (b)  $T_1 = 240$  K における  $\tau_{\text{vis}}$  推定値および標準偏差 ( $\pm 1\sigma$ ) を実線および破線で、また回帰に用いられたサンプルの分布を黒点で示した図．

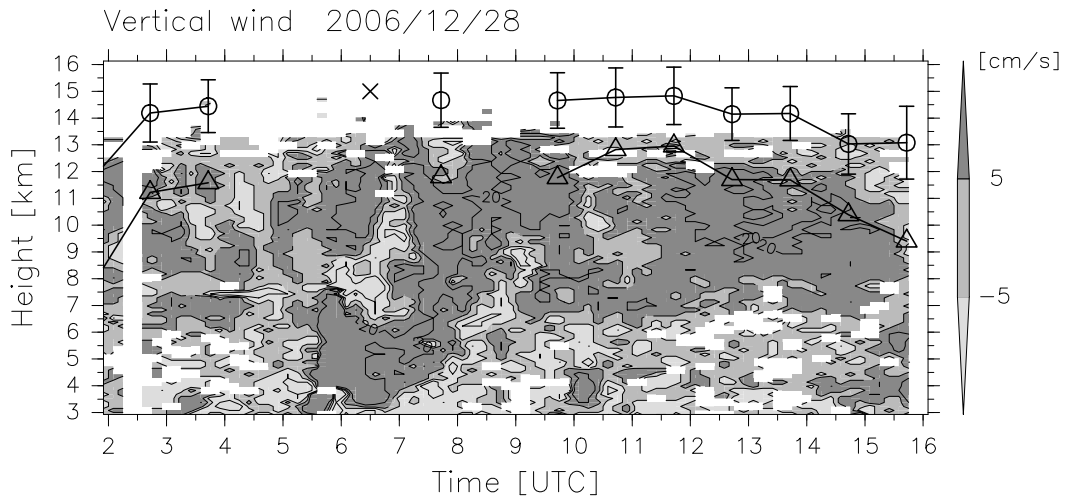


Fig. 5 2006年12月28日における、赤道大気レーダ（EAR）標準観測による鉛直流の時間-高度断面図．鉛直流の値は図右に示した陰影、および $\pm 5$ 、 $\pm 20 \text{ cm s}^{-1}$ の等値線で示している．○印およびエラーバーは本手法による雲頂高度推定値および標準偏差（ $\pm 2\sigma$ ）を、△印は赤外1チャンネル法による雲頂高度推定値の時系列を示す．×印はEAR直近を通過した時刻におけるCloudSat雲レーダエコー頂を示す．

### 3.3. 光学的厚さの推定

雲頂高度推定と同様の手法を用いて、MTSAT-1R split-window  $T_B$  による光学的厚さ  $\tau_{\text{vis}}$  の推定結果を Fig. 4 に示す．雲レーダは降雨によって強い減衰を受けるため、ここではH-NR-typeのサンプルだけを用いた結果を示す．回帰には、各サンプルにおける最上層の雲エコー層の光学的厚さを用いた．推定における平滑化定数は (1.27 K, 0.25 K) であった．

$\tau_{\text{vis}}$  推定値（陰影）は、一般に  $T_1$  が低く  $\Delta T$  が小さいほど大きくなる傾向を示す．この結果は、単純化モデルから推測される特徴と定性的には矛盾がない． $T_1 > 250 \text{ K}$ ,  $\Delta T < 2 \text{ K}$  の領域は、例外的に  $\tau_{\text{vis}}$  の推定値が大きくなっている． $\tau_{\text{vis}}$  推定値の等値線は一部を除いて鉛直から左に傾いており、split-window  $T_B$  による推定の有効性を示している．

$\tau_{\text{vis}}$  の標準偏差（破線）は、一般に  $\Delta T$  が大きいほど小さくなる傾向を示す．標準偏差は推定値に対して20から60%程度となっている．Fig. 4bに、 $T_1 = 240 \text{ K}$  での  $\tau_{\text{vis}}$  推定結果およびサンプルの分布を示す． $\tau_{\text{vis}}$  推定値は  $\Delta T$  によって大きく変化しており、split-window  $T_B$  によって上層雲の光学的厚さが有効に推定できることが示唆される．

### 4. 適用例

本研究の結果で示された雲頂高度推定の適用例を示す．Fig. 5は、2006年12月28日における赤道大気レーダ（EAR）標準観測による鉛直流の時間-高

度断面図である．EAR直近のMTSAT-1R  $T_B$  観測（毎時43分頃）を用いて、本研究の手法（Fig. 3a）による雲頂高度推定値を○印およびエラーバー（ $\pm 2\sigma$ ）で、また赤外1チャンネル法による雲頂高度推定値を△印で示した．EAR付近は06 UTC頃に発達した積雲システムが通過し、10 UTC以降は乱層雲とみられる厚い上層層状雲に覆われていた（図略）．Nishi et al. (2007) は同様の事例において、乱層雲内の鉛直流分布に関する詳細な解析を行っている．赤外1チャンネル法による推定では、ほとんどの時刻で雲頂高度よりも上に上昇流が存在するという結果になるが、本手法による推定値は全て上昇流の上端よりも高く、より自然な結果を与えている．×印は、CloudSat衛星がEAR付近を通過した時刻（14:30太陽時）における雲レーダエコー頂を示している．同時刻直近の  $T_B$  観測は欠測であったが、08 UTCの推定値から本手法の有効性が示唆される．

### 5. おわりに

静止衛星 MTSAT-1R split-window  $T_B$  による、熱帯域の積雲活動に伴う非降水性上層層状雲（UTSC）および降水雲の判別テーブルを示した．さらに、雲頂高度および光学的厚さの推定テーブルを示した．CloudSat衛星による2年間の雲レーダ観測を用いて、観測によって検証された推定テーブルが得られた．

雲レーダ観測から雲種を決定し、MTSAT-1Rの

$T_1$  および  $\Delta T$  観測値を 2 変数とした空間分布を示した．非降水性 UTSC (H-NR-type) のサンプルは  $T_1$ - $\Delta T$  空間の広い範囲に分布する一方で，降水雲 (R-type) のサンプルは  $\Delta T$  が小さな領域に分布する傾向にあった．この結果，特に  $\Delta T$  が大きな領域で，非降水性 UTSC の存在比率が高い値を示していた．非降水性 UTSC と降水雲を判別するための閾値は，これまで用いられてきた  $T_1$  について定数ではなく依存していることを示唆している．

上層雲の雲頂高度の推定値は，概ね  $T_1$  が低く  $\Delta T$  が大きいほど高くなる傾向を示していた．推定誤差は 11 km 以上の雲について最大でも 1 km 未満であった． $\Delta T$  方向の変化幅は  $T_1 = 250$  K 付近で数 km に達しており，雲頂高度推定に  $\Delta T$  の情報が有効であることが示された．

非降水性 UTSC の光学的厚さの推定値は，概ね  $T_1$  が低く  $\Delta T$  が小さいほど大きくなる傾向を示していた．推定誤差は推定値に対して 20 から 60% 程度であった．推定値は  $\Delta T$  によって大きく変化しており，光学的厚さの推定においても  $\Delta T$  の情報が有効であることが示された．

#### Acknowledgments

MTSAT-1R データの利用に際し，京都大学防災研究所の石川裕彦教授，奥勇一郎氏にご協力を頂いた．

#### References

Arkin, P. A., and B. N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982–84. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51–74.

Chen, S. S., and R. A. Houze, Jr., 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 357–388.

Chepfer, H., P. Minnis, P. Dubuisson, M. Chiriaco, S. Sun-Mack, and E. D. Rivière, 2007: Nitric acid particles in cold thick ice clouds observed at global scale: Link with lightning, temperature, and upper tropospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2005JD006602.

CloudSat project, 2007: *Level 2 Cloud Scenario Classification Product Process Description and Interface Control Document*. 50 pp.

Cooper, S. J., T. S. L'Ecuyer, and G. L. Stephens, 2003: The impact of explicit cloud boundary information on ice cloud microphysical property retrievals from infrared radiances. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002611.

Hamada, A., N. Nishi, S. Iwasaki, Y. Ohno, H. Kumagai, and H. Okamoto, 2008: Cloud type and top height estimation for tropical upper-tropospheric clouds using GMS-5 split-window measurements combined with cloud radar measurements. *SOLA*, **4**, 57–60.

Hartmann, D., J. R. Holton, and Q. Fu, 2001: The heat balance of the tropical tropopause, cirrus, and stratospheric dehydration. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1969–1972.

Houze, R. A., Jr., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179–2196.

Inoue, T., 1985: On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the  $10\mu\text{m}$  window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 88–99.

—, 1987: A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3991–4000.

Luo, Z., W. B. Rossow, T. Inoue, and C. J. Stubenrauch, 2002: Did the eruption of the Mt. Pinatubo volcano affect cirrus properties? *J. Climate*, **15**, 2806–2820.

Mace, G. G., M. Deng, B. Soden, and E. Zipser, 2006: Association of tropical cirrus in the 10–15-km layer with deep convective sources: An observational study combining millimeter radar data and satellite-derived trajectories. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 480–503.

Minnis, P., D. F. Young, D. P. Kratz, J. James A. Coakley, M. D. King, D. P. Garber, P. W. Heck, S. Mayor, and R. F. Arduini, 1995: Clouds and the earth's radiant energy system (CERES) algorithm theoretical basis document, Volume III: Cloud analyses and radiance inversions (subsystem 4). *Cloud Optical Property Retrieval (Subsystem 4.3)*, volume 3, pages 135–176.

Nishi, N., M. K. Yamamoto, T. Shimomai, A. Hamada, and S. Fukao, 2007: Fine structure of vertical motion in the stratiform precipitation region observed by a VHF doppler radar installed in sumatra, indonesia. *J. Appl. Meteor. Climate*, **46**, 522–537.

Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2–20.

Scott, D. W., 1992: *Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization*. Wiley-Interscience Publication, 317 pp.

Sherwood, S. C., J.-H. Chae, P. Minnis, and M. McGill, 2004: Underestimation of deep convective cloud tops by thermal imagery. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL019699.

Silverman, B. W., 1986: *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman & Hall, 175 pp.

Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and The CloudSat Science Team, 2002: The CloudSat mission and the A-TRAIN. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1771–1790.

—, and C. D. Kummerow, 2007: The remote sensing of clouds and precipitation from space: A review. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3742–3765.

Su, H., W. G. Read, J. H. Jiang, J. W. Waters, D. L. Wu, and E. J. Fetzer, 2006: Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection: New evidence from Aura MLS. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 10.1029/2005GL025505.

Udelhofen, P. M., and D. Hartmann, 1995: Influence of tropical cloud systems on the relative humidity in the upper troposphere. *J. Geophys. Res.*, **100**, 7423–7440.

# CloudSat・CALIPSO・赤道大気レーダーで観測された対流雲の解析

植松明久<sup>1</sup>・妻鹿友昭<sup>2</sup>・山本真之<sup>2</sup>・橋口浩之<sup>2</sup>・下舞豊志<sup>3</sup>・阿保真<sup>4</sup>・大野裕一<sup>1</sup>・山中大学<sup>5</sup>

<sup>1</sup> 情報通信研究機構・<sup>2</sup> 京都大学生存圏研究所・<sup>3</sup> 島根大学総合理工学部・

<sup>4</sup> 首都大学システムデザイン学部・<sup>5</sup> 海洋研究開発機構

## 1. はじめに

インドネシア海大陸は地球上で最も対流の活発な領域であり(Ramage, 1968)、なかでもスマトラ島は日周期変動に伴って生じる地形や海陸風の影響を受けた積雲対流が活発に生じている(Mori et al. 2004, Arakawa et al. 2006)。一方、積雲対流に伴う対流雲の力学的・微物理特徴を理解するには、下層の降水の振る舞いのみならず、雲上層部の構造や背景風を観測することが重要である。地上観測用の雲レーダーやライダーは雲粒子を高い時間・空間分解能で観測することが可能であるが、下層における降水粒子などの減衰の影響を受けるため、降雨を伴う対流雲の上層部を観測することは難しい。

CloudSat 衛星に搭載されている 94GHz 雲レーダーは直下を観測し、下層の降雨粒子の減衰を受けることなく雲上部を観測することが可能である。CloudSat はスマトラ島の山岳地帯を 14 時(地方時)頃に 16 日周期で通過し、昼間における地形性などの対流雲の発達過程を観測する機会がある。一方赤道大気レーダーはスマトラ島山岳地帯における対流雲内の鉛直流を観測ことができ、降雨時においてもスペクトルを降水と背景大気に分離することにより対流雲の背景大気の鉛直流を知ることができる(Wakasugi et al. 1986)。現在、EarthCARE(Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer)衛星ミッションが欧州宇宙機関(ESA)、宇宙航空研究開発機構(JAXA)及び情報通信研究機構(NICT)によって進められており、搭載される 94GHz 雲レーダーは CloudSat にはないドップラー速度観測機能が搭載されている(Battric et al. 2004)。したがって、対流雲内部の鉛直流を知ることが EarthCARE で観測されるドップラー速度の性質を知る上で重要である。本研究では CloudSat をはじめとする衛星と赤道大気レーダーをはじめとする地上設置型レーダーを組み合わせて、スマトラ島山岳地帯における対流雲の発達過程について議論する。

## 2 観測データ

CloudSat に搭載されている雲レーダー(CPR)は最小観測感度 $-30$ dBZ、積分距離 1.1km、鉛直分解能 500m(240m サンプリング)である(Stephens et al. 2002, Im et al. 2005)。CloudSat 標準データプロダクト 2B-GEOPROF の等価レーダー反射因子( $Z_e$ )データを利用した。また非気象エコーを取り除き、雲エコー領域を決めるために、雲マスクデータを併せて利用した。

赤道大気レーダー(EAR)は周波数 47MHz(波長 6.38m)で、インドネシア西スマトラ州コタバン(南緯 0.2°、東経 100.32°、標高 865m)に設置されている(Fukao et al. 2003)。鉛直流( $W$ )と水平風プロファイルは 90 秒間隔で取得(データサンプリング 82 秒、データ保存 8 秒)し、鉛直分解能

は 150m である。

さらに、EAR サイト近傍の降水雲の分布を調べるため、X バンドレーダーのデータを利用した。X バンドレーダーは周波数 9.74GHz (波長 3.08cm) で、EAR サイト内に設置されている。距離分解能は 500m で、距離 10km における感度は 6.1dBZ である。

また、積雲活動の水平分布を調べるため、MTSAT-1R の IR1 チャンネルの  $T_{BB}$  データを利用した。 $T_{BB}$  から雲の高度を見積もるため、CloudSat 標準データプロダクト ECMWF-AUX の CloudSat 軌道に沿った温度データを取得し、雲高度を計算した。

### 3 解析結果

まず、 $T_{BB}$  データを用いてスマトラ島山岳地帯の雲分布の時間変化を調べた。図 1(a)に地形図を、図 1(b)-(d)に 2007 年 4 月 19 日 12:50(地方時、以下同じ)、13:50、14:50 における  $T_{BB}$  の水平分布を示す。12:50 には、 $T_{BB}$  が 230K 以下の雲は山岳地帯では観測されていない。13:50、すなわち CloudSat が EAR サイト付近を通過した 13 分前には、 $T_{BB}$  が 230K 以下の雲が山岳地帯に発達し始め、 $T_{BB}$  が 220K 以下の雲システムが EAR サイトのすぐ東隣りにあった。14:50 には、雲システムはさらに発達し、山岳地帯の雲の  $T_{BB}$  はさらに低下するとともに 230K 以下の領域はさらに拡大した。しかし、13:50 に EAR サイトのすぐ東隣りにあった雲システムは消滅したか、もしくは移動してなくなった。このように午後に山岳地帯沿いに雲システムが発生することは、スマトラ島山岳地帯における日周期の積雲活動の典型的パターンである(Mori et al. 2004)。

CloudSat は EAR サイトの 4.0km 東側の最近傍点を 14:02:57 に通過した(軌道を図 1(c)に示す)。図 1(e)に CPR で 14:02:27-14:03:25 に観測された  $Z_e$  を示す。図 1(e)を見ると、3 つの降水システムが 1.3°S-0.7°S、0.4°S-0.1°N、0.2°N-0.5°N に存在している。特に、0.4°S-0.1°N には 5dBZ<sub>e</sub> 以上のエコーが高度 11km 付近まで伸びていて、最大で 14.6km(0.26°S)の高度まで伸びている。また、降水システムに加えて、-5dBZ<sub>e</sub> を下回る小さいエコーが高度 10km 以上に存在しており、巻雲が存在すると考えられる。0.2°N-0.5°N では、下層に降水雲、上層に巻雲が存在する 2 層構造を持った雲が観測された。

図 1(e)に、13:50 における  $T_{BB}$  から推定した雲頂高度を併せて示す。 $T_{BB}$  はエコー頂高度よりも常に低くなっているが、これは  $T_{BB}$  から得られる雲高度は完全な黒体ではないからである(Sherwood2004)。例えば、0.4°S-0.1°N に存在する降水システムでは、CPR のエコーが高度 10km まで存在している一方、 $T_{BB}$  から計算した雲高度は CPR のエコー頂高度よりも 1km くらい低くなっている。2 層構造の雲が観測されている 0.2°N-0.5°N では、 $T_{BB}$  で計算した雲頂高度は 6-8km で、下層の降水雲システムの高度に近いが、これは上層に巻雲があるからである。このように、CPR では  $T_{BB}$  では判断できないような複雑な降水システムの鉛直構造を観測できることが示された。

ほぼ同時刻に CALIPSO 衛星搭載ライダーによる観測が実施されていた。図には示さないが、CALIPSO と CPR と比較した結果、CALIPSO のエコー頂高度は CPR とほぼ一致していた。

次に、降水の水平分布と時間変化を調べるため、X バンドレーダーの解析を行った。13:02 に



は、レーダー反射因子( $Z$ )が 30dBZ 以上の降水雲が EAR サイトの 10-30km 北東に存在していた(図には示していない)。 $Z$ が 30dBZ 以上の領域は時間とともに広がり、14:00 頃には EAR サイト周辺を覆うようになった。図 2 に X バンドレーダーで 13:50-14:54 に観測された  $Z$  の分布を示す。但し図 2(a)-(c)は仰角 6.1°、図 2(d)-(f)は仰角 29.6°である。図 1(c)に示したように、13:50 における  $T_{BB}$  は EAR サイトのすぐ東側で 220K 以下となっており、高い雲が存在していることを示している。図 2(a)に示すように、13:50 には、EAR サイト周辺では、 $Z$  が 50dBZ を上回るようなバンド状の降水エコーが北西から南東へ伸びている。バンド状のエコーはゆっくりと西向きに進んで EAR サイトを覆い、14:22 には EAR をまたぐ形でバンド状エコーが存在している(図 2(b))。14:30 を過ぎると強い降水エコーで 50dBZ を上回るものは消え、14:50 には降水エコーのほとんどは 50dBZ を下回っている(図 2(c))。一方高い仰角である 29.6°のデータでは、13:54(図 2(d))や 14:26(図 2(e))においてはバンド状降水エコーがある一方、ブライトバンドは明瞭には存在しない。その後 14:54 になると層状性降雨の指標となるブライトバンドが高度 4.5km に出現した(図 2(f))。また、ブライトバンドより下において、 $Z$  が 50dBZ 以上になっている領域がほぼ消えていることが分かった。14:50 における  $T_{BB}$  によると EAR サイトのすぐ東側の高い雲が消滅し(図 1(d))、この高い雲の消滅と降水システムの消滅が対応している。

対流雲内部における上昇流の様子を調べるため、EAR で観測された  $W$  の解析を行った。図 3 に 14:00-14:27 及び 14:50-15:00 に EAR で観測された  $W$  を示す。EAR サイトの北東に降雨が存在し、X バンドレーダーの  $Z$  が 50dBZ 以上である、14:00-14:09(図 3(a))では主に対流圏の下層においてのみ強い上昇流が存在している。上昇流は時折 4m/s を上回っており、2m/s を上回る上昇流は高度 6km 以下のみ存在している。降水域が西向きに動き、EAR 上空を覆った 14:10 以降においては、6-11km の高度の上昇流が増加していた(図 3(b)-(c))。14:10-14:18 には、2m/s を上回る上昇流は高度 11km まで頻繁に観測され、高度 9-11km では時折 4m/s を上回っていた(図 3(b))。その後高度 5km 以下において上昇流は小さくなり、14:19-14:27 においては、2m/s を上回る上昇流は高度 6.5-11km のみに存在し、上層流の大きさは時折 3m/s を上回っていた(図 3(c))。高度 6.5-11km における上昇流は、14:30 以降は消滅し、層状性降雨(図 2(f))が観測された 14:50-15:00 において上昇流はほとんど観測されず EAR サイトにおいて積雲活動は終息したと考えられる(図 3(d))。このように、EAR で観測された上昇流とバンド状のレーダーエコーがよく対応し、1 時間くらいの時間スケールを持つ降水現象を観測することができた。

さらに、CPR で観測されたエコー頂高度と EAR で観測された風速の高度プロファイルを比較する。14:00-14:27 に EAR で観測された上昇流は高度 11km まで存在し、高度 11km 以上では概ね下降流になっている(図 3(a)-(c))。EAR で観測された東西風は高度 11-12km で強い東西方向の風速シアが存在し、東風は高度 11km 以下ではほとんど 10m/s 以下であるが、高度 11-12km の間で東風の大きさが 5m/s 以上増大している(図には示していない)。一方 CPR では 5dBZ 以上の大きな  $Z_e$  の領域が概ね高度 11km の高度まで到達している(図 1(e))。すなわち、積雲対流が高度 11km まで到達しその高度で東西風の鉛直シアが増え始めている。

局所的には強いエコーはより高い高度まで到達している。 $Z_e$  が 5dBZ<sub>e</sub> を上回っているようなエ

コーは0.16°Sでは高度13.3kmに達しており、0.26°Sでは高度14.6kmまで達している(図1(e))。一方で、CloudSatが通過した14:00-14:09における $W$ は高度11km以上では下降流になっている(図2(a))。このように、5dBZ<sub>e</sub>を上回るエコーが、下降流の存在する高度11-14.6kmにも存在しているが、これは、深い積雲活動の存在がEARサイトの東側に存在しているからだと考えられる(図1(c))。T<sub>BB</sub>の分布を見ると、EARサイトの17km東側において、T<sub>BB</sub>が214.7K、高度に換算して13.0kmになるような高い雲が13:50に存在していた(図1(c))。CPRで観測されているような、高度11kmより上での雲粒子(0.2°S付近)は、EARサイトの東側にある高い雲の内部にある上昇流によって11kmよりも高高度まで達し、東風に流されてEARサイトまで来ていると考えられる。

#### 4 まとめ

CloudSat衛星搭載雲レーダー(CPR)やEARによって、スマトラ島の対流雲の発達過程や鉛直流と雲エコーの対応関係を示した。CPRは気象衛星では観測できないような複雑な断面構造を持つ降水システムの観測を行い、高度11-14.6kmまで到達する対流雲を捉えた(図1(e))。Xバンドレーダーでは降雨を伴うバンド状エコーを観測し(図2)、EARは2m/sを超える大きな上昇流を高度11kmまで観測した(図3)。上昇流の到達高度はCPRで5dBZ以上のZ<sub>e</sub>を観測した最大高度とほぼ同じであった。

このように、衛星搭載レーダーと地上設置型レーダーを組み合わせることは、対流活動の様子を観測する上で有用である。EarthCARE CPRはドップラー速度の観測を行う予定であり、反射強度の重み付けがかかった粒子落下速度と $W$ の和を観測する。将来のアルゴリズム開発では2m/sを上回る上昇流の存在を考慮に入れる必要がある。

過去の研究ではインドネシア海洋大陸における積雲対流は日周期変動のみならず、季節内変動などの大きなスケールの変動によっても影響されている(Yamanaka et al. 2008)。今後観測事例が増えていくに従い、スマトラ島山岳域における対流雲の統計的な特徴についても着目する予定である。

#### 参考文献

- Arakawa, O., and A. Kitoh, 2006: Rainfall diurnal variation over the Indonesian maritime continent simulated by 20 km-mesh GCM. SOLA, 1, 109-112.
- Battrick, B. ed., 2004: EarthCARE - Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer. ESA SP-1279 (1), ESA Publications Division, Noordwijk, The Netherlands.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, 2003: Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first resus. Radio Sci., 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767.
- Im, E., C. Wu, and S. L. Durden, 2005: Cloud Profiling Radar for the CloudSat Mission. IEEE A&E Systems Magazine, 20, 15-18.

- Mori, S., J. I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2021-2039.
- Ramage, C. S., 1968: Role of a tropical "maritime continent" in the atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 365-370.
- Sherwood, S. C., J.-H. Chae, P. Minnis, and M. McGill, 2004: Underestimation of deep convective cloud tops by thermal imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11102, doi:10.1029/2004GL019699.
- Stephens, G. L., and Coauthors, 2002: The CloudSat mission and the A-train. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1771-1990.
- Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, 1986: A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 623-629.
- Yamanaka, M. D., and Coauthors, 2008: HARIMAU Radar Profiler Network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS Early Achievement for Hydrological Cycle and Disaster Prevention. *J. Disaster Res.*, 3, 78-88.

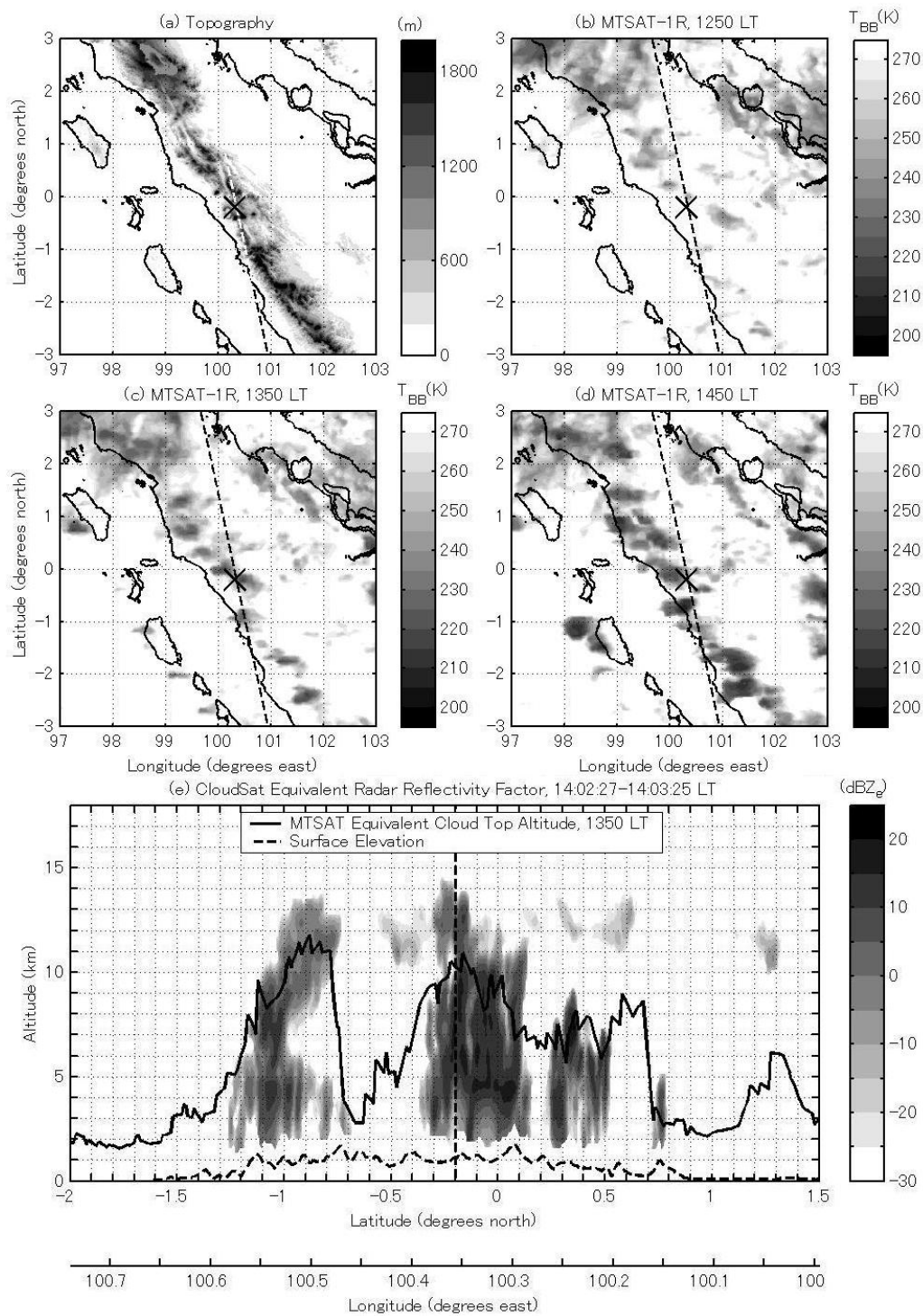


図 1: (a) EAR サイト周辺の標高。CloudSat の軌道を点線で示す。EAR サイトを×印で示す。(b) 2007 年 4 月 19 日 12:50、(c) 13:50、(d) 14:50 に MTSAT-1R で観測された  $T_{BB}$  の分布。(e) 14:02 に CloudSat で観測された等価レーダー反射因子。  $T_{BB}$  から計算した雲高度を実線で示す。

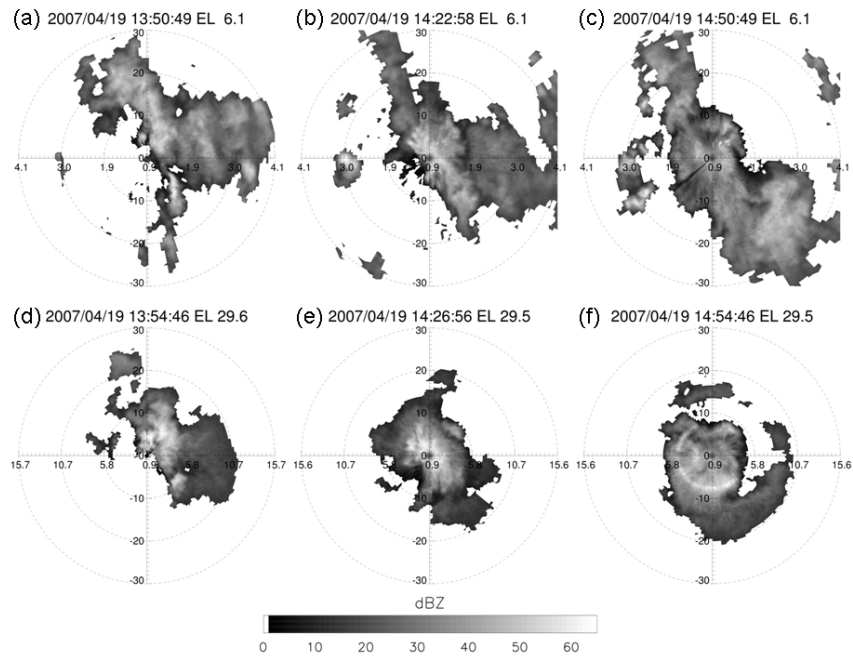


図 2: X バンドレーダーの仰角 6.1°(a-c)、29.6°(d-f)で観測されたレーダー反射因子。(a)13:50、(b) 14:22、(c)14:50、(d)13:54、(e)14:26、(f)14:54。縦軸の数字はレンジ(km)、横軸の数字は標高 (km)を示す。

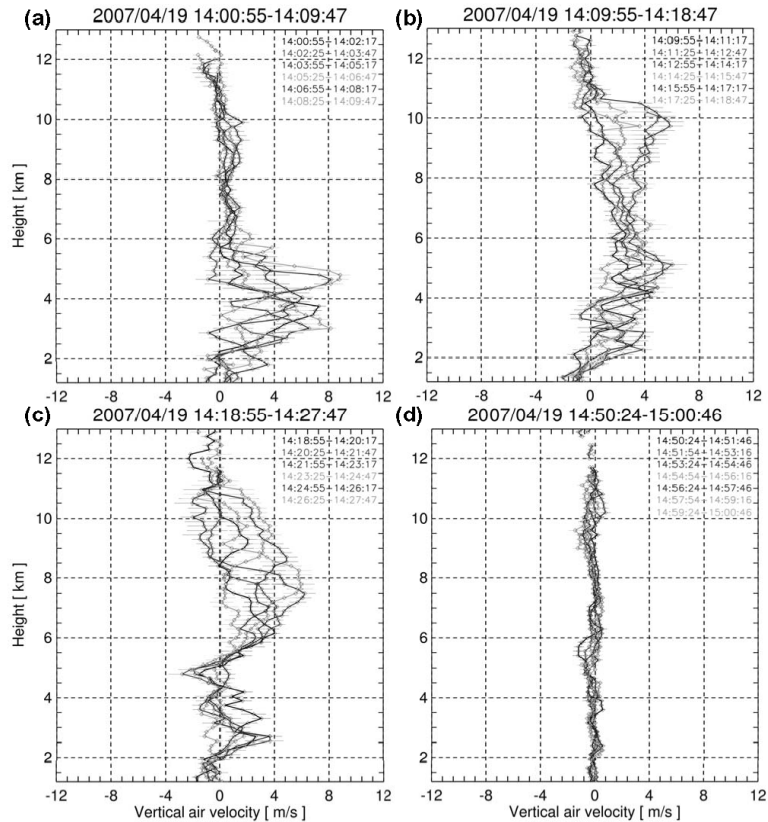


図 3: EAR で観測された鉛直流の高度プロファイル。(a)14:00-14:09、(b)14:09-14:18、(c)14:18-14:27、(d)14:50-15:00。

# 赤道大気レーダー (EAR) による対流雲内の鉛直流観測

妻鹿友昭<sup>1</sup> 山本真之<sup>1</sup> 橋口浩之<sup>1</sup> 植松明久<sup>2</sup> 山中大学<sup>3</sup> 山本衛<sup>1</sup>

(<sup>1</sup> 京都大学生存圏研究所, <sup>2</sup> 情報通信研究機構, <sup>3</sup> 海洋研究開発機構)

## 1 目的

対流圏界面に至る場合もあるほど高い高度まで成長する対流雲は、大気中のエネルギーや物質（水、水蒸気など）を鉛直方向に輸送する最も大きな要因である。背景大気の鉛直方向の運動（鉛直流）は雲の成長速度や到達高度を決定する重要な因子である [1]。計算機シミュレーションにより、鉛直流の速度は推定されているが、裏づけとなる観測データは少ない。鉛直流を連続の式を用いて間接的に推定する手段として、複数地点での気球や気象レーダーによる観測がある。しかし、鉛直流を直接観測する手段は限られ、大気乱流による屈折率の揺らぎからの散乱を用いるウインドプロファイラが有用である。ウインドプロファイラは波長の半分のスケールの屈折率の揺らぎに伴う、ブラック散乱による受信信号から風速を推定する。しかし、比較的小型のウインドプロファイラで広く用いられている 400 MHz 帯や 1.3 GHz 帯は、降水粒子からの散乱が大気の屈折率の揺らぎの散乱よりも卓越するため、降雨時には正確な鉛直流の測定が困難である。50 MHz 帯の周波数を使用する VHF 帯のウインドプロファイラは、降水粒子からの散乱が比較的小さいため、強い降雨時にも受信信号か

ら大気乱流と降水粒子による散乱を分離することができる。このことから数 mm 以上の大きな粒子が多数存在する積乱雲内部でも鉛直流を観測することが可能である。また一般に送信出力やアンテナ径が大きいため、対流圏の上部まで風速の観測が可能である。インド洋から西部太平洋にかけての熱帯域は地球上で最も海面水温が高く、対流活動が非常に活発な地域である。インドネシアのスマトラ島には、VHF 帯の赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) が連続観測中である。EAR の観測データを用いてさまざまな降雨を伴う対流雲中の鉛直流の時間高度変化の詳細から雲の成長と鉛直流の関係を調べることが本研究の目的である。

また、EAR の観測モードの一つに周波数領域干渉計 (FDI) モードがある。EAR の通常観測では分解能はパルスの幅によって決まり、150 m であるが、乱流層は 150m よりも薄い [2][3]。FDI モードではパルス毎に送信周波数を 46.5 MHz から 47.5 MHz まで 250 kHz 毎に変更することで、サンプリング体積以上に分解能を上げることができる。EAR の FDI モードの試験観測結果について報告する。

## 2 鉛直流観測結果

観測例として 2007 年 4 月 19 日の対流性降雨及び、2005 年 10 月 19 日の対流性降雨とその後の層状性降雨の EAR による観測結果を示す。なお、以下の日時は地方時である。

### 2.1 対流性降雨

2007 年 4 月 19 日の事例を示す。EAR サイトに設置の X バンド降雨レーダーの観測結果から、この時の降雨は北西から南東に伸びる帯状であり、北東から南西に進み、13:50 頃から 15:00 頃にかけて EAR 上空を通過した。この降雨は 14:50 頃に層状性降雨となった。

図 1(a)~図 1(c) に鉛直ビームで観測された対流性降雨のドップラースペクトルの鉛直プロファイルを示す。縦軸は海拔高度で示している。図 1(a) は降雨の初期の時間である。高度 2-5 km に降雨が落下する様子が捉えられている。この時、高度 6 km 以下に最大 5 m/s の上昇流が存在する。降雨の落下速度の高度変化は鉛直流のそれとよく対応しており、背景大気に相対的な落下速度はほぼ一定であることが分る。図 1(b) は X バンドレーダーで 60 dBZ 以上の降雨エコーが EAR 上空を通過した時間のプロファイルである。高度 2.5 km から 12 km まで上昇流が存在している。高度 4 km 程度で上昇流の速度が小さくなっているが、この高度は、降雨と乱流のエコーが分離されておらず、鉛直流が正しく推定できていないと考えられる。ま

た、エコーの上端、図 1(a) では高度 10.6 km、図 1(b) では高度 11.5 km、図 1(c) では 9.5 km より上では、下降流が見られる。

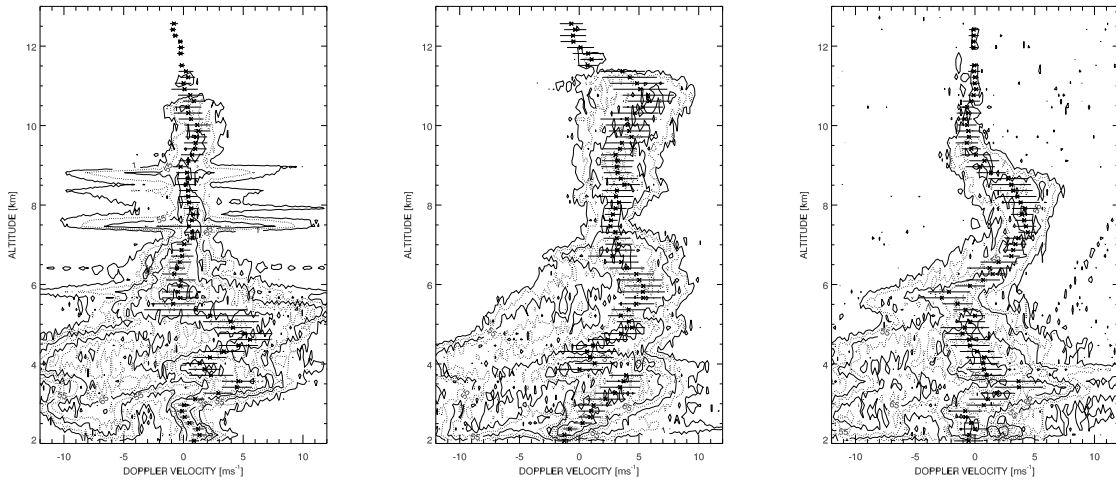
図 2 は図 1 の時間も含めた EAR で観測されたモーメント法で求めた乱流エコーの平均ドップラー速度とスペクトル幅の鉛直プロファイルの時間変化である。図 2(a) では低高度で見られた上昇流が図 2(b) では高度 11 km 以上に広がっている。その後、図 2(c)、(d) では高度 6 km より下で上昇流が収まり、上部だけで上昇流が見られる。この後に全高度で鉛直流が収まり、層状性降雨となった。

別の事例として図 3 に 2005 年 10 月 19 日に観測されたドップラースペクトルを 3 例示す。2007 年 4 月 19 日より弱い降雨の事例であるが、この時の鉛直流の時間変化も同様に、降雨の初期である図 3(a) で下層に上昇流が卓越した後、図 3(b) になると高度 2.5 km から 11 km にわたって上昇流が存在し、図 3(b) では下層から上昇流が収まっていく様子を捉えている。

2005 年 10 月 19 日と 2007 年 4 月 19 日の二事例で対流性降雨の成長と成熟に伴う鉛直風は同様に変化している。まだ解析例は 2 例だが、これらの事例は対流性降雨の雲の発展と雲内部の鉛直流の時間変化の典型的な特徴を表しているかもしれない。

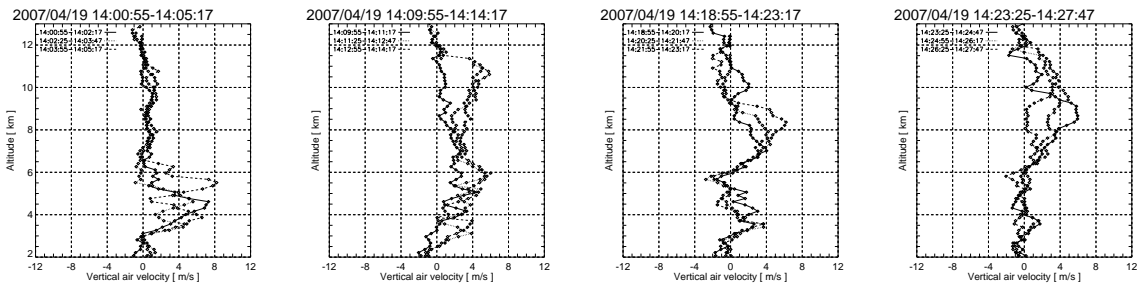
### 2.2 層状性降雨

図 4 に 2005 年 10 月 19 日 19:06:59-19:08:17 に観測された層状性降雨のドップラースペクトルを示す。高度 4.25 km 付近で速度スペクトルが広がる強い散乱が



(a) 14:02:25-14:03:47                      (b) 14:12:55-14:14:17                      (c) 14:20:25-14:21:47

図1 2007年4月19日 各時間に鉛直ビームで得られたドップラースペクトル。Xはモーメント法で求めた乱流散乱エコーの平均ドップラー速度。



(a) 14:00-14:05                      (b) 14:09-14:14                      (c) 14:18-14:23                      (d) 14:23-14:27

図2 2007年4月19日 鉛直流の高度プロファイルの時間変化

あるが、これはブライトバンドである。このブライトバンドの上から高度7 kmにかけて下向きのエコーは氷からのエコーと考えられる。この落下速度は - 1.0 m/s ~ - 3 m/s 程度である。一方、速度が0 m/s 付近は大気からのエコーであり、氷のエコーの上部の高度6 km 付近には上昇流が見られる。ブライトバンドの下には0.6 m/s 程度の上昇流が存在する。降雨によって大

気が引っ張られて起きる下降流と考えられる。また、ブライトバンドは融解層であるので、この高度では氷の融解によって大気を冷却し下降流となると考えられるが、ブライトバンドの高度では0.5 m/s 程度の上昇流が観測された。



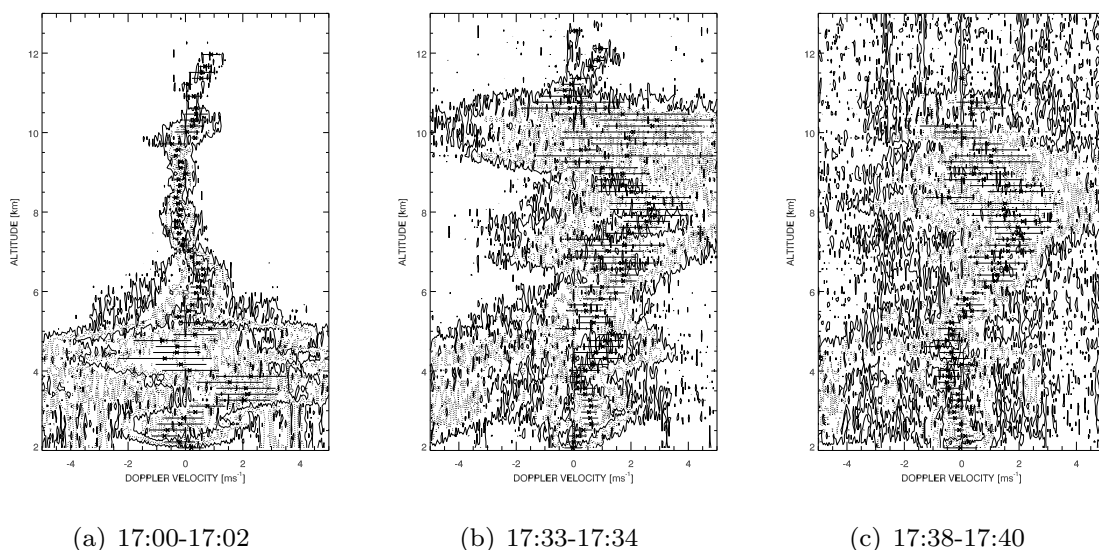


図3 2005年10月19日対流性降雨のドップラースペクトルであることを除いて図1と同じ。

### 3 周波数領域干渉計 (FDI) の検討

FDIは複数の周波数で観測し、サンプリング空間内の位置によって周波数毎に位相が異なる現象を利用してサンプリング空間より高い分解能を得る手法である。位相差は送信時の初期位相とアンテナからの距離で決まるため、FDIでは送信時の初期位相を正しく求める必要がある[4]。通常は、観測データから初期位相を推定する。サンプリング空間中のビームのパルス形状はガウス分布と仮定できる。受信した信号の位相はサンプリング空間の電力密度と散乱断面面積の積の重ね併せたものである。十分に長い時間観測すると、乱流層のような散乱体がサンプリング体積内に出現する確率は一定になる。このため、長時間の観測による位相の頻度分布を取ると、パルスの形状を反映してサンプリング空間の中央を代

表したものになる。具体的には、長期に観測したデータのある周波数間の位相差のヒストグラムのピークがその周波数間の位相差となる。

周波数差毎にまとめた位相差のヒストグラムを図5~図8に示す。観測パラメータが4周波と5周波のデータを含めており、4周波モードでは47250 kHzが存在しないため、図5(c)(d)、図6(b)、図7(a)のデータ数が他より少なくなっている。また、データの観測期間は2008年の10月16日、10月17日、10月21日の3日間の各1時間程度である。10月17日のみ4周波モードで観測された。また、観測最低高度から4レンジは送信信号が漏れ込むため除いてある。ヒストグラムの形状は図8を除いて左右対称な形をしている。ヒストグラムの形はパルスの形と関係することから、周波数が正確に切り替わっておりパ

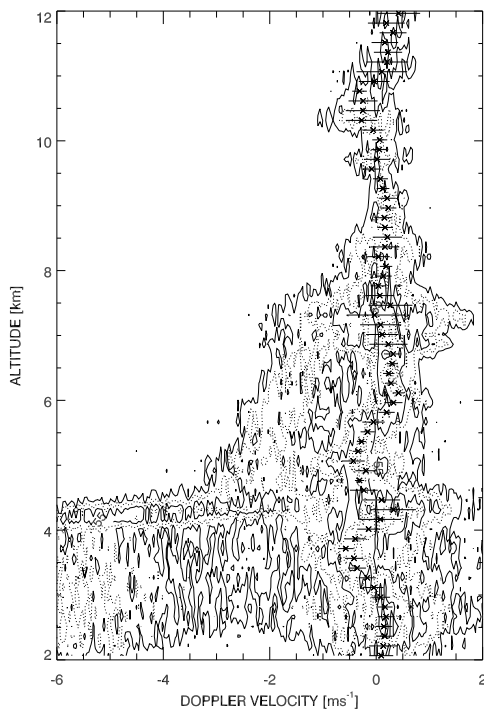
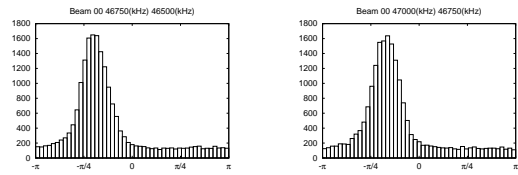
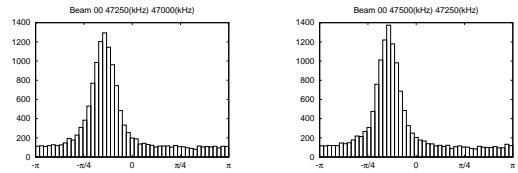


図 4 2005 年 10 月 19 日 19:06:59-19:08:17 層状性降雨のドップラープロファイルであることを除いて図 1 と同じ。

ルスの形がガウス分布の形に近くなっていると考えられる。図 8 の周波数差 1 MHz のヒストグラムでは左右対称にならないのは、周波数差が大きいことからデータの数が足りていないと考えられる。しかし、 $\frac{\pi}{4}$  付近にピークを持つ分布が存在することから、より多くのデータを集めるとこの形状がガウス分布に近づくことが期待できる。周波数差が広がるに従ってヒストグラムの幅が広がっていることも妥当な結果である。

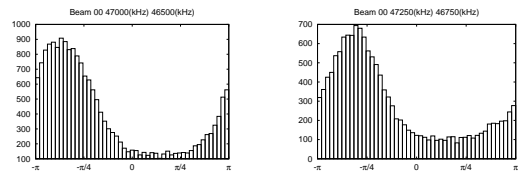


(a) 46500-46750 kHz (b) 46750-47000 kHz

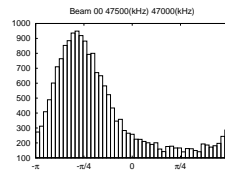


(c) 47000-47250 kHz (d) 47250-47500 kHz

図 5 周波数差が 250 kHz 時の位相差ヒストグラム



(a) 46500-47000 kHz (b) 46750-47250 kHz

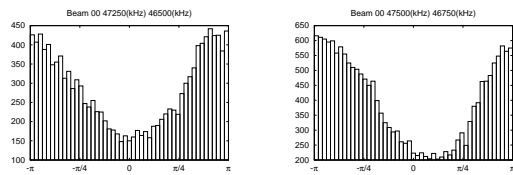


(c) 47000-47500 kHz

図 6 周波数差が 500 kHz 時の位相差ヒストグラム

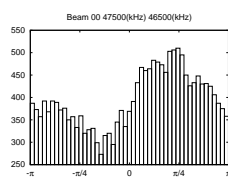
#### 4 まとめと今後の課題

EAR を用いて熱帯の対流性降雨の雲内の鉛直流の観測を行なった。EAR は、対流性降雨中の鉛直流が高度 6 km 以下から高度 12 km まで上昇流の範囲が広がる様子を捉えた。2007 年 4 月 19 日に観測され



(a) 46500-47250 kHz (b) 46750-47500 kHz

図7 周波数差が750 kHz時の位相差ヒストグラム



(a) 46500-47500 kHz

図8 周波数差が1000 kHz時の位相差ヒストグラム

た対流性降雨内の鉛直流はスペクトルの平均（一次モーメント）が8 m/sを超えていた。2005年10月19日の層状性降雨の前の2007年4月19日より弱い対流性降雨内の上昇流の領域でも同様に上昇流の範囲が広がる様子を捉えた。また層状性降雨の雨および雲内の降雨の詳細を述べた。降雨を伴う雲の成長と鉛直流の関係に一般性があるかを調べるためにさらに多くの事例解析が必要である。

EARのFDIについて位相差のヒストグラムを示し、FDI観測の可能性を示した。しかし、図5(a)、(d)のように、周波数が変わると同じ周波数差でも位相差が異っている。これは他の周波数、図6なども同じ傾向を示しており、整合性があるため、FDIを行なうことには本質的な問題では

ないが、RFフィルタの特性が周波数毎に異なることを示しており、この周波数毎の位相特性の違いがFDIに対して問題になるかは今後さらなる検討が必要である。今後、EARの観測データにFDI手法を適用し、乱流層の詳細を明かにしていく。

## 参考文献

- [1] Houze R. A, Cloud Dynamics, Academic Press, 268-273pp. 1993.
- [2] Sato T., and R. F. Woodman, "Fine Altitude Resolution Observations of Stratospheric Turbulent Layers by the Arecibo 430 MHz Radar," *J. Atmos. Sci.*, 39, pp. 2546-2552, 1982.
- [3] Vasseur H. and D. Vanhoenacker, "Characterisation of tropospheric turbulent layers from radiosonde-data," *Electr. Lett.*, 34, pp.318-319, 1998.
- [4] Luce H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal, M. Crochet, "A frequency domain radar interferometric imaging (FII) technique based on high-resolution methods," *J. Atmos. and Sol.-Terr. Phys.*, 63, pp. 221-234, 2001.

# 西スマトラ山岳地域における降水活動と下層風との関係

柴垣佳明(大阪電通大), 古津年章・下舞豊志(島根大), 橋口浩之(京大 RISH), 濱田純一・森修一(JAMSTEC), 山中大学(JAMSTEC/神戸大), 深尾昌一郎(京大 RISH/東海大)

## 1. はじめに

インドネシア海洋大陸は対流活動の活発な地域の一つであり、太陽日射加熱により日周期対流が卓越する。Mori et al. (2004)は TRMM 搭載降雨レーダーデータを用いてスマトラ周辺の降雨分布の日周期特性を調べ、16 時付近には降雨域がスマトラ西部の山岳付近に出現し、4 時付近にはそれがスマトラ西岸の沖合にシフトする大規模降水域の日変化を報告した。また、柴垣他(2008)では、西スマトラ・コトタバンの EAR サイトに設置された X バンド降雨レーダーデータを用いて、スマトラの大規模降水域に伴う山岳地域周辺の日周期特性を調べた。その結果、山岳域では 40dBZ 以上の降雨の最大面積が 18 時頃に現れ、高エコーの出現は山岳域の複雑な風速循環と密接に関係していると考えられた。本研究では、2004~2007 年の 4 年間のコトタバンにおける降雨レーダーと EAR・BLR データを用いて、高エコー出現時の下層風の日変化特性を調べた。

## 2. 観測データ

風速データの解析には、南北風よりも日変化の大きい東西風データを用いた。EAR・BLR によって約 90 秒で得られた東西風データは、1 時間平均後、調和解析が行われ、風速の日平均および 1 日周期成分の振幅と西風の極大時刻が求められた。コトタバンが位置する山岳西部では、下層で西風成分を伴う局地循環が発生すると考えられるため、ここでは西風成分の極大時刻に注目した。また今回解析で用いる高度は、SCC 通過等に伴い東西風が大きく変化する高度 1.9km と日周期変化が顕著な高度 1.3km であり、前者には EAR データ、後者には BLR データを用いた。

降雨レーダーの解析では、高度 3km で半径 30km 以内の山岳地域に高エコー(40dBZ)面積が  $10\text{km}^2$  以上現れた事例を取り扱った。なお、この地域では高エコーは 17 時にピークを持つ日周期変化を示している(参照図 1)。

## 3. 高エコー出現時の下層風の日周期特性

図 2 は、全解析期間と高エコー出現時の高度 1.9km での東西風の日平均と西風成分の極大時刻を示す。全解析期間では西風成分の極大時刻はほぼ全時刻に分布していた。高エコー出現時では平均風が西風の場合は 24 時頃に西風成分の極大が集中し、平均風が東風の場合は 8 時から 4 時に西風成分の極大が分布していた。

次に、高エコーが 13~17 時の間で 1 時間以内、2 時間以内、3 時間以上持続する場合に分け解析を行った(図 3)。その結果、高度 1.9km では高エコーが 1 時間以内の場合、平均風が東風・西風に関係なく 16 時~4 時に西風成分の極大が分布していた。高エコーが 3 時間以上持続する場合、平均風が西風ではイベント数が減少し、東風では 12 時と 24 時頃にそれぞれ西風成分の極大

がみられた。高度 1.3km においては、降水の持続時間が 1 時間以内では上の高度と大きな違いなく、3 時間以上では平均風が東風と西風でそれぞれ 16 時と 24 時頃に西風成分の極大を示していた。ここで、高エコーが 3 時間以上で平均風が東風の場合に注目し、高度 1.3km と 1.9km での西風の極大時刻を比較した(図 3)。その結果から、各降水イベントは以下の 3 グループに分類された。

- 1) グループ A: 午後早くに現れる厚い西風域
- 2) グループ B: 午後に現れる浅い西風域
- 3) グループ C: 夕方から深夜に現れる厚い西風域

各降水イベントの時空間変化を調べたところ、グループ A では複数の孤立した対流セルが、グループ B では複数のセルから構成された対流システムが観測された。グループ C では、一つの大きな対流セルから成る対流システムが確認された(図省略)。

#### 4. 対流システムの鉛直構造

ここでは、降水イベント毎に東西風偏差を求め composite 解析を行った。図 5~7 は、各グループにおける EAR・BLR の東西風偏差の時間・高度変化と各イベントのエコー面積の時間変化である。グループ A では、12~20 時に最下層・下層(高度 4km 以下)で強い西風成分がみられ、これに対応した降水が観測された。最下層・下層と中層・上層(高度 5km 以上)で風向が変わる明瞭な日変化特性が確認された。グループ B では、12~16 時に最下層(高度 1.1~1.6km)に西風成分が現れ、それに少し遅れて降水域が広がっている。中層・上層の風速パターンはグループ A と似ているが、下層(高度 2-4km)では上下の層とは異なった日変化を示していた。グループ C では、SCC に伴う事例を多く取り入れている結果、最下層・下層では長時間にわたり西風成分がみられ、16 時頃の西風成分の強まりに伴い広域降水が観測された。また、この西風領域は他のグループの特徴とは異なり、上層まで広がっていた。

#### 5. まとめ

2004~2007 年に観測された降雨レーダーと EAR・BLR データを用いて、対流性エコーの出現と局地循環の振舞いについて調べた。その結果、複数のメソ $\gamma$ 対流システム、複数のメソ $\gamma$ 対流システムから構成されたメソ $\beta$ 対流システム、孤立したメソ $\beta$ 対流システムのそれぞれの持続過程に適した最下層・下層の東西風成分の振舞いを明らかにすることができた。今後は、さらに個々の降水イベントについて解析を行う予定である。

#### 参考文献:

1. 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.
2. 柴垣佳明(大阪電通大), 古津年章, 下舞豊志, 橋口浩之, 濱田純一, 森修一(JAMSTEC), 山中大学, 深尾昌一郎, 赤道大気レーダー・降雨レーダー観測に基づいた西スマトラの降水特性に関する研究, 第 1 回赤道大気レーダーシンポジウム 報告書 (2008)

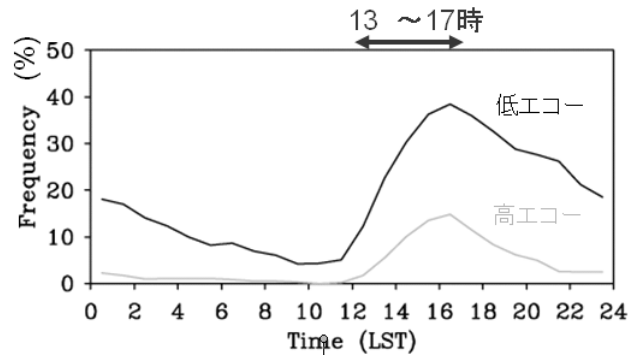


図1: コトタバン周辺で観測された 40dBZ の高エコー面積  $10\text{km}^2$  以上と 20dBZ の低エコー面積  $100\text{km}^2$  の発生率の日変化。

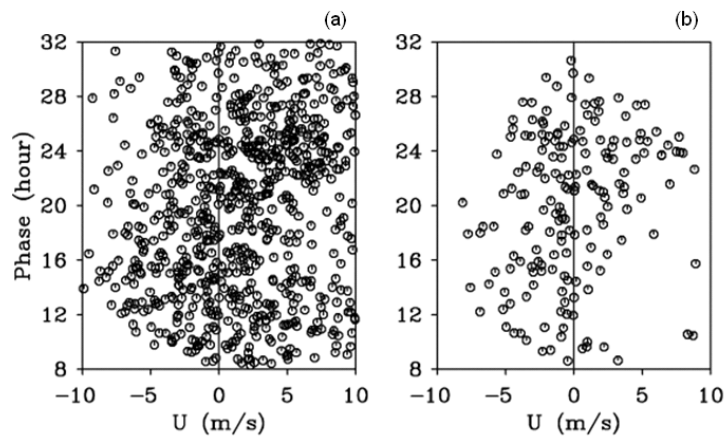


図2: (a)全解析期間と(b)高エコー出現時の高度 1.9km での平均風と西風極大時刻の分布。

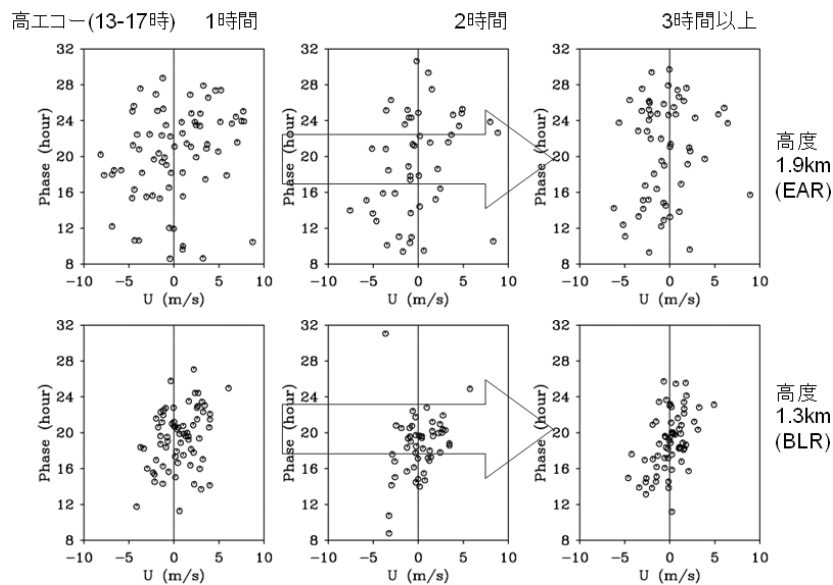


図3: 高エコーの持続時間毎の下層平均風と西風極大時刻との関係。

上図と下図は、それぞれ高度 1.9km と高度 1.3km の東西風分布。

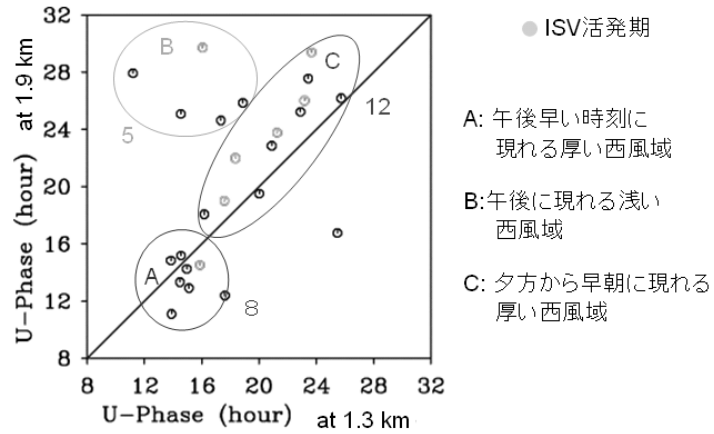


図 4: 高度 1.3km と高度 1.9km の西風極大時刻の関係。

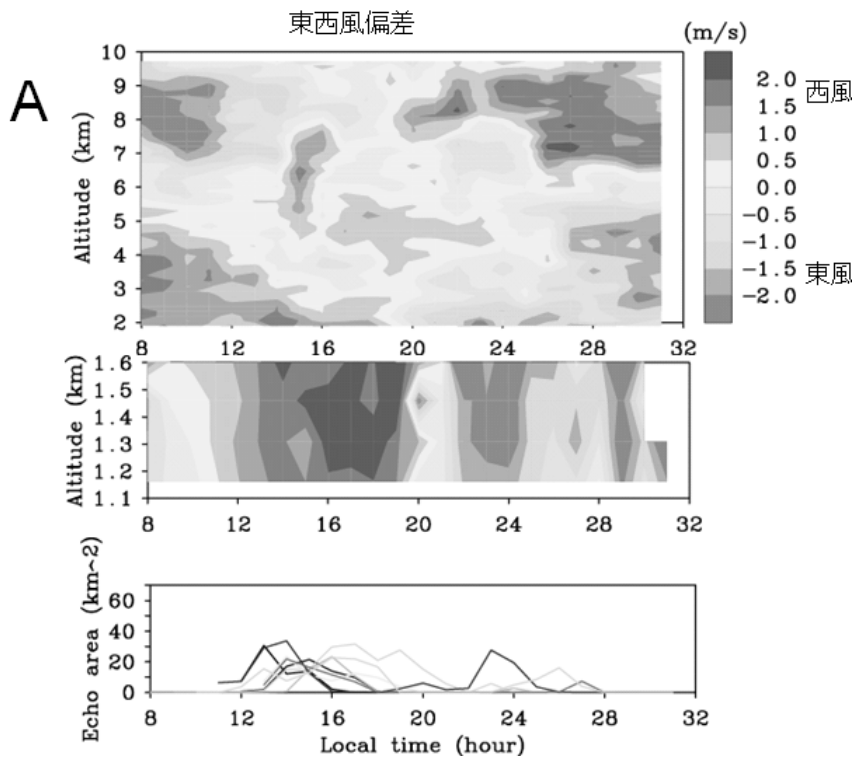


図 5: グループ A の東西風偏差の時間・高度分布と各イベントの高エコー面積の時間変化。

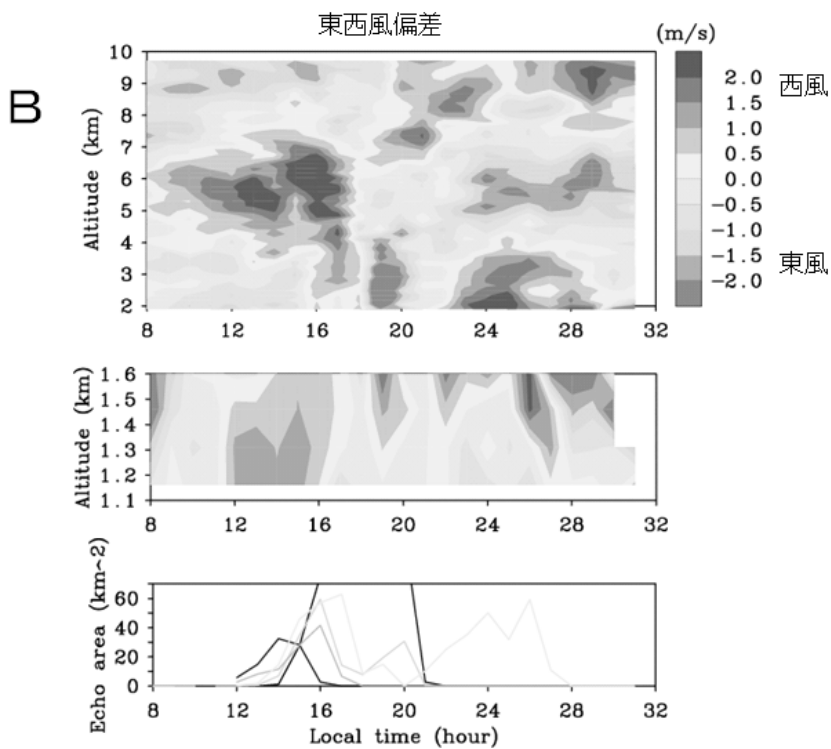


図 6: グループ B の東西風偏差の時間・高度分布と各イベントの高エコー面積の時間変化。

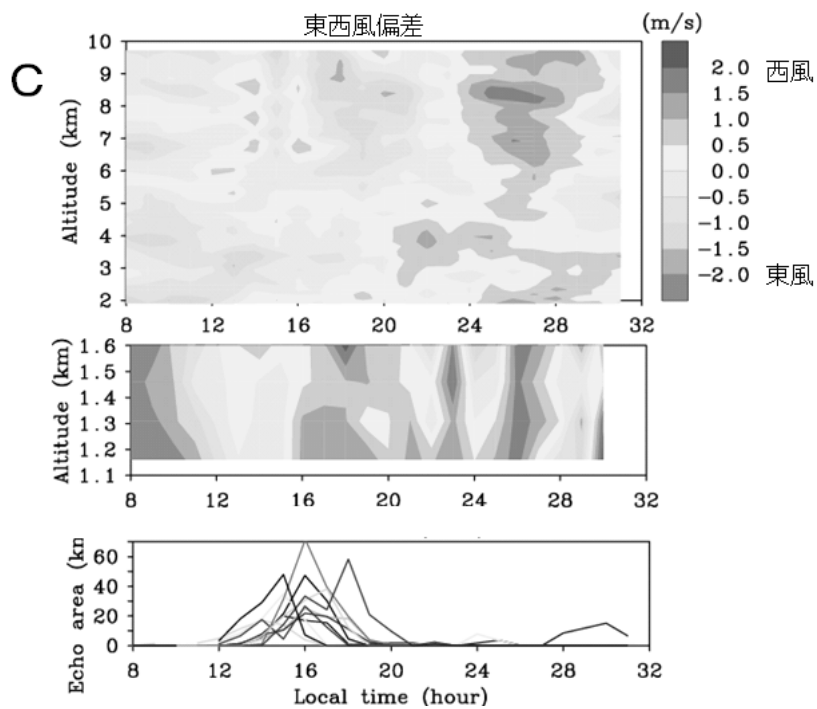


図 7: グループ C の東西風偏差の時間・高度分布と各イベントの高エコー面積の時間変化。



# HARIMAU2006 期間中に観測された日周期で移動する降水システムの内部構造及び移動メカニズムについて

Namiko SAKURAI<sup>1</sup>, S. MORI<sup>1</sup>, M. KAWASHIMA<sup>2</sup>, Y. FUJIYOSHI<sup>2</sup>, M. Ohi<sup>3</sup>,  
HAMADA J.I.<sup>1</sup>, H. FUDEYASU<sup>4</sup>, Y. TABATA<sup>5</sup>, F. SYAMSUDIN<sup>6</sup>, EMRIZAL<sup>7</sup>,  
M. D. YAMANAKA<sup>1,8</sup>, and J. MATSUMOTO<sup>9</sup>,

(1)JAMSTEC/IORGC, (2)Hokkaido University, (3)J-Tsu Co., Ltd.,  
(4)IPRC, (5)Kyoto University, (6)BPPT Indonesia, (7)BMG Indonesia,  
(8)Kobe University, and (9)Tokyo Metropolitan University

## 1. Introduction

Indonesian maritime continent is one of the most rainfall area in the world. Diurnal cycle of convective activity is one of the dominant phenomena in the tropics. There is distinct contrast of rainfall peak time between land and sea: rainfall amount has a peak in the evening over the land, whereas rainfall peak has in the morning over the sea (Mori et al. 2004). The rainfall peak contrast between land and sea is caused by cloud system migration. Convective activity gets intense in the western part of Sumatera Island in the daytime, and cloud systems migrate westward and eastward from the western part of Sumatera Island for several hundred kilometers during the night. Convection is active over the sea around Sumatera Island in the morning.

So far, this diurnal cycle was investigated using mainly satellite data such as TRMM PR data and IR1 data (Mori et al. 2004; Sakurai et al. 2005). These previous studies using long-term data clarified the climatological characteristics of the diurnal cycle over Sumatera Island. Coupling Process of Equatorial Atmosphere project (CPEA) installed an X-band Doppler (XDR) radar in the mountainous area in the west Sumatera, and internal structure of precipitation systems in west Sumatera with high temporal and spatial resolution was investigated (Fukao 2006; Kawashima et al. 2006; Sakurai et al. 2009). However, the XDR did not cover the sea area off the western coast and could not obtain three-dimensional wind field in precipitation systems.

HARIMAU project (Hydrometeorological ARray for ISV-Monsoon AUtomonitoring) has been running since 2005. The HARIMAU project carried out an intensive observation with two X-band Doppler Radars (XDR) and rawinsondes in west Sumatera during October and November, 2006 (Fig.1). The purpose of this study is to understand the migratory and maintenance mechanisms of precipitating cloud systems which migrate westward over Sumatera Island with a diurnal cycle using the HARIMAU data.

## 2. Observation and data description

An intensive observation (so called HARIMAU2006), dual X-band Doppler radar observation and rawinsonde observation, was performed during 26 October and 26 November, 2006 in west Sumatera by JEPP-HARIMAU project (Fig.1).

### 2.1 X-band Doppler Radar (XDR)

An X-band Doppler radar was Installed at MIA (100.30°E, 0.79°S) and another XDR from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, was moved from Sungai Puar (100.41°E, 0.36°S) to Tiku (99.92°E, 0.40°S) in October 2006 by JEPP-HARIMAU project. Dual Doppler radar observation was carried out during HARIMAU2006. Each XDR obtains a volume scan data regarding the reflectivity and Doppler velocity every 6 minute over an 83 km radius. The volume scan data consists of 18 (19) elevation data from 0.5° to 50° at MIA (Tiku).

### 2.2 Rawinsonde

HARIMAU2006 carried out intense rawinsonde observations at Tabing (100.35°E, 0.88°S) for one month (from October 26 to November 26) and Siberut (99.20°E, 1.58°S) for 13 days (from November 3 to November 15) (Fig.1). Tabing and Siberut were located near the western coast of Sumatera Island and the eastern coast of Siberut Island, respectively. Rawinsondes were basically launched 4 times daily at approximately 0030, 0630, 1230, and 1830 LST (LST=UTC+7) during HARIMAU2006, whereas rawinsonde observation was conducted 8 times daily at 0030, 0330, 0630, 0930, 1230, 1530, 1830, and 2130 LST during 4-14, 25, and 26 November, 2006 at Tabing station. Rawinsonde data at Tabing is used for the analysis.

### 2.3 Automatic Weather Station (AWS)

Surface data was obtained during HARIMAU2006 at MIA, Tiku, Tabing (since November, 2001), and Siberut (since September, 2002). AWS at MIA was installed at the end of October, and AWS at Tiku was installed in November 2006. AWS can obtain temperature, relative humidity, pressure, wind speed, and wind direction on the surface ground. Time resolution is 1 minute. Surface wind data at Tiku is used for the analysis.

### 2.4 Multi-functional Transport Satellite (MTSAT)

In this study, the cloud top temperature obtained with MTSAT is analyzed to examine convective activities over the whole of Sumatera Island. Temporal and spatial resolution of the black body temperature ( $T_{BB}$ ) are an hour and  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  grid points, respectively.

### 3. Convective activities over the whole of Sumatera Island

Fig.2 shows horizontal distribution of  $T_{BB}$  on November 10, 2006. Convection got active around 13 LST and cloud systems grew up to several hundred kilometers in horizontal in the west coast of Sumatera Island. The cloud systems migrated westward and the core of the cloud systems reached over the sea off around 20 LST. Around 00 LST on November 11, the core of the cloud systems were over the Mentawai Islands at a distance of about 150 km from the west coast of Sumatera Island.

### 4. Wind Variation

Fig.3 is a height-time cross section of horizontal wind at Tabing during 06:30 LST on November 10 and 03:30 LST on November 11. Local circulation was observed below 2 km in height: westerly (easterly) wind in the daytime (nighttime) below 1 km. From 2 km up to 14 km, easterly wind component was dominant and wind speed was stronger at higher altitude. Above 14 km, wind direction changed and westerly wind was observed.

Fig.4 shows surface wind speed and direction at Tiku site on 10 November, 2006. The surface wind speed increased from 08 LST and had a peak around 16 LST. Maximum wind speed was 7.7 m/s. After 16 LST the surface wind speed decreased. Southwesterly wind blew during 08 and 17 LST and changed to southeasterly after 17 LST. The surface wind seemed to change from sea breeze to land breeze around 17 LST.

### 5. Internal structure and time evolution of migratory precipitation systems

In this section, characteristics of internal structure of precipitation systems in the migratory cloud systems are shown. From 12 LST convective cells developed around Lake Maninjau (LM). The convective cells organized into precipitation systems with a horizontal scale of about 30 km, and the precipitation systems migrated northwestward. The migratory direction of the precipitation systems corresponded with the wind direction at a height of around 2 km (Fig. 5(a)). New convective cells in the precipitation systems generated northeastward, which corresponded to the wind direction below a height of 1 km (Fig.5(b)).

From 16 LST wind direction below a height of about 4 km changed around LM. In the west of LM, the wind direction changed clockwise, on the other hand, wind direction in the south of LM changed counterclockwise (Fig. 6). These winds converged in the southwest of LM. The precipitation systems which migrated northwestward changed the migratory direction and migrated clockwise. After the precipitation systems reached the southwest of LM, they migrated to the sea.

Convective activities got active over the sea from 19 LST. Precipitation systems from the land were accompanied with strong easterly or northeasterly wind in the lower troposphere (Fig.7). Precipitation systems which generated over the sea developed northwestward with southerly or southeasterly wind in

the lower troposphere. The precipitation systems from the land and those developed over the sea organized into larger precipitation system than those over the land. The horizontal scale of the precipitation system was more than 100 km in long axis which was on a parallel with the west coast of Sumatera Island (Fig. 8(a)).

The precipitation system migrated west-southwestward after 19:30 LST (Fig. 8). The migratory speed was about 5 m/s. Echo top height of the precipitation system was about 13 km. Convective precipitation was observed in the leading edge of the precipitation system and stratiform region with updraft from the ground up to 12 km with a horizontal scale of 20 km was observed in the rear of the convective region. Downdraft was observed below 1 km in the leading edge of the precipitation system. An inflow turned to an updraft above a gust front derived from the downdraft (Fig. 8(b)). After 30 minutes (20:24 LST), a downdraft was predominant below 5 km in height in old convective cells and an updraft was observed in new convective cells (Fig. 9(a, b)). The new convective cells developed in front of the old convective cells.

From the rawinsonde data analysis, lifted condensation level (LCL) was about 500 m and level of free convection (LFC) was less than 1 km, which indicates that convection can easily develop if surface wind converges and generates an updraft. Figure 10(upper panel) shows trajectory results of air parcels in developing stage of convective cells. In the developing stage of convective cells, air parcels below 2 km were transported downward, on the other hand, air parcels above 3.5 km were transported to upper troposphere almost vertically.

The convergence in the leading edge of the precipitation system was generated by background wind over the sea (southerly or southeasterly) and gust derived from a downdraft in convective cells in precipitation systems. As a cause of gust in the convective cells, vertical transportation of horizontal momentum is considered. We put air parcels in the dissipating stage of convective cells and traced the air parcels backward and forward each for an hour (Fig. 10(lower panel)). In the dissipating stage of the convective cell, air parcels below 4 km were transported downward and an air parcel at a height of 7 km was transported to upper troposphere (Fig. 10(upper panel)). It is considered that downward transportation of horizontal momentum below 4 km in the dissipating stage of convective cells strengthened the convergence in the leading edge of the convective regions, which contributed to the migration and maintenance of precipitation systems.

### 7. Summary

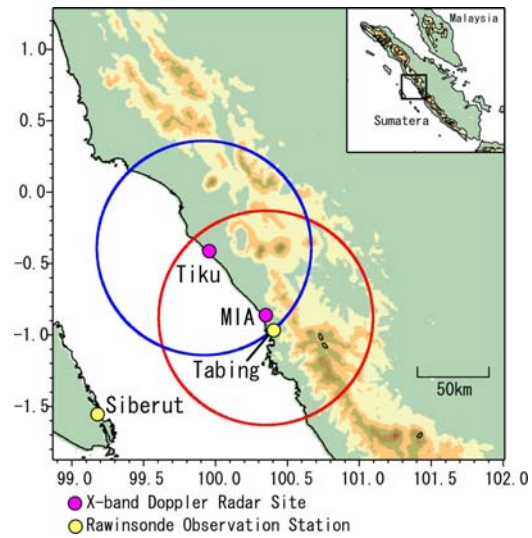
In this study, migratory and maintenance mechanisms of precipitation systems with a diurnal cycle observed over Sumatera Island were examined with dual Doppler radar analysis, rawinsonde, and surface data obtained by HAIMAU2006 and MTSAT data. During 12 LST and 16 LST, new convective cells in precipitation systems over the land were successively generated in sea-breeze front and the precipitation systems were

advected by background wind at a height of around 2 km. During 16 LST and 19 LST, the precipitation systems changed the migratory direction clockwise affected by background wind in the lower troposphere. After the precipitation systems migrated to the sea, they organized with other precipitation systems generated over the sea and became larger precipitation system than those over the land. The precipitation system migrated further offshore at a speed of about 5 m/s, which roughly corresponded to the background wind direction and speed in the lower troposphere.

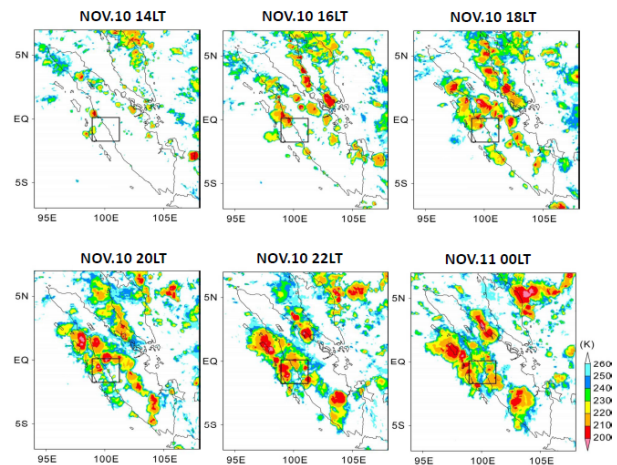
Successive generation of convective cells and an advection by background wind in the lower troposphere are considered as migratory and maintenance mechanisms of precipitation systems over the sea. The convective cells were successively generated by the convergence between a wind over the sea and gust derived from downdraft in dissipating stage of convective cells.

### References

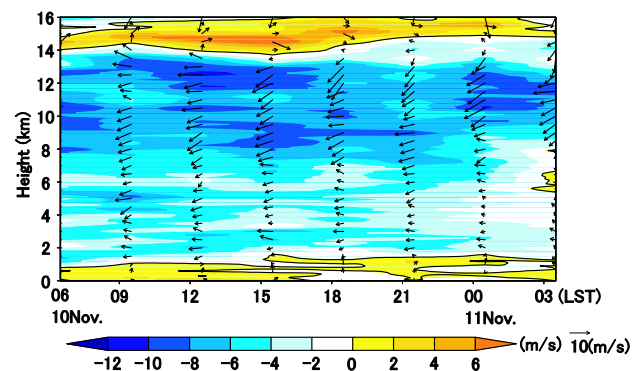
- Arakawa and Kitoh 2005: Rainfall diurnal variation over the Indonesian maritime continent simulated by 20 km-mesh GCM, *SOLA*, **1**, 109-112.
- Fukao S. 2006: Coupling processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A project Overview, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 1-18.
- Kawashima et al. 2006: Overview of Doppler Radar Observations of Precipitating Cloud Systems in Sumatera Island During the First CPEA Campaign, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 33-56.
- Mori et al. 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
- Sakurai et al. 2005: Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatera Island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 461-475.
- Sakurai et al. 2009: Internal structures of migratory cloud systems with diurnal cycle over Sumatera Island during CPEA-I campaign, *J. Meteor. Soc. Japan*, in press.
- Yamanaka et al. 2008: HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention, *J. Disaster Research*, **3**, 78-88.



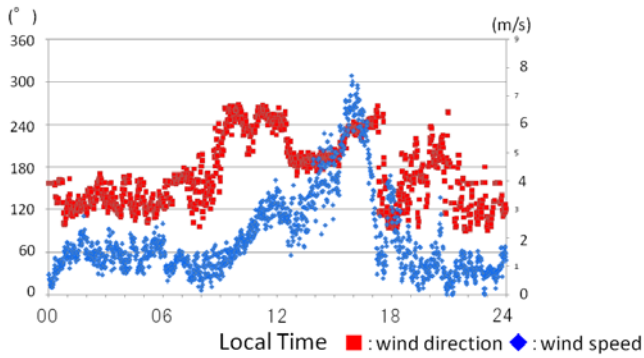
**Fig.1:** Topography and observation stations in west Sumatera. Two circles indicate observational area of XDRs at MIA and Tiku.



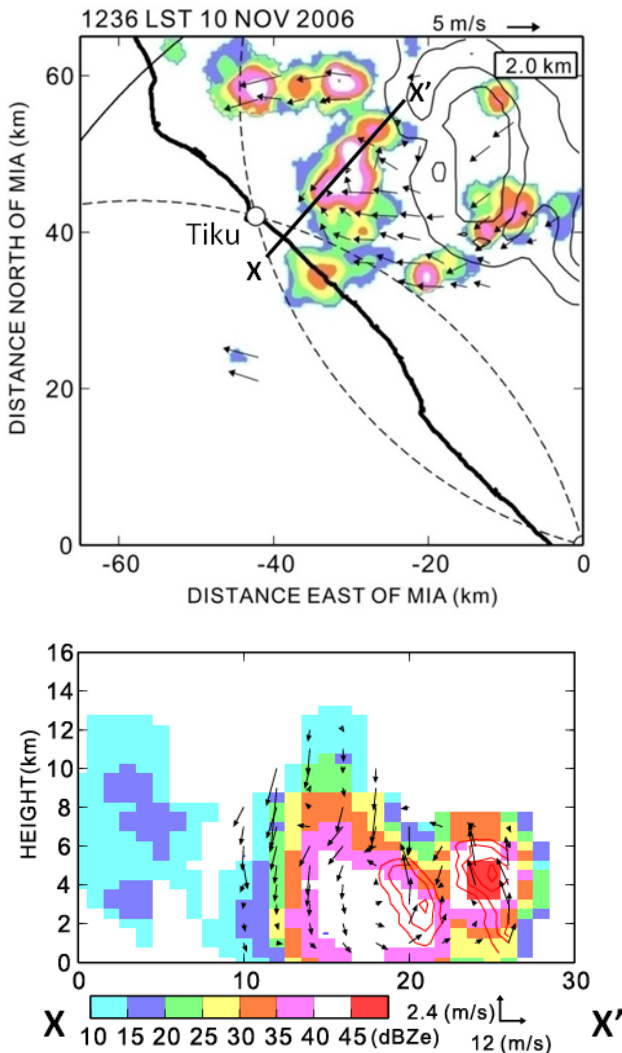
**Fig.2:** Horizontal distribution of  $T_{BB}$  over Sumatera Island on November 10, 2006. Squares in each panel indicate map area of Fig.1.



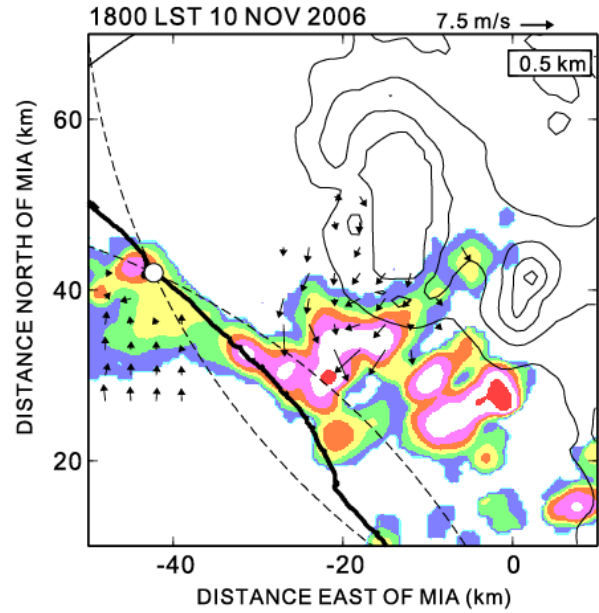
**Fig.3:** Height-time cross section of horizontal velocity from 06:30 LST on November 10 to 03:30 LST on November 11, 2006 observed at Tabing. Shades indicate zonal wind component.



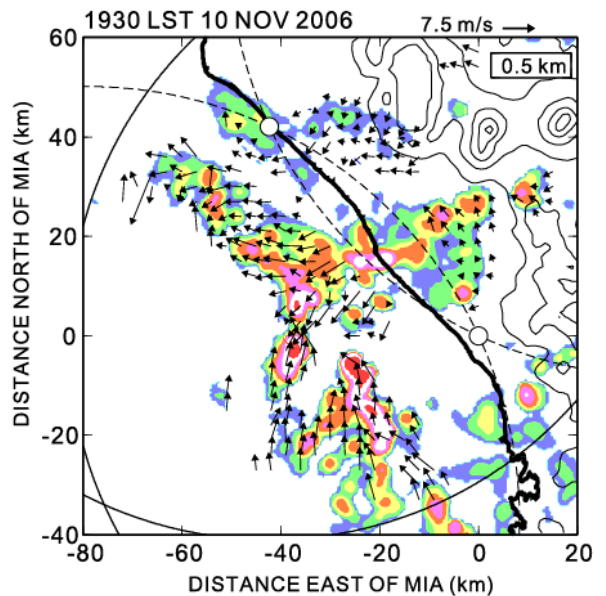
**Fig.4:** Time variation of surface wind direction(■) and speed(◆) at Tiku during 00 LST on November 10 and 00 LST on November 11, 2006.



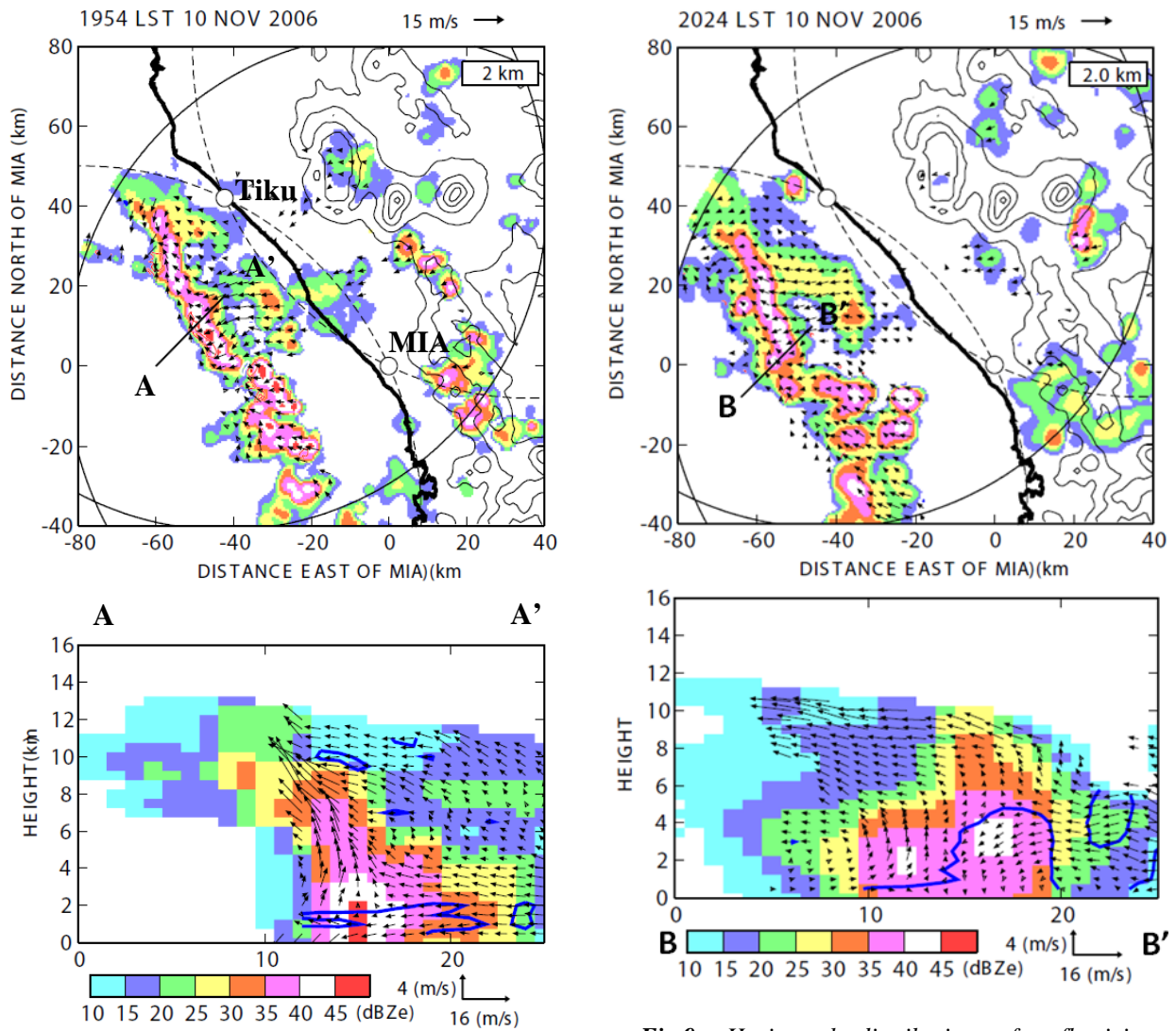
**Fig.5:** Horizontal distribution of reflectivity and horizontal wind at a height of 2.0 km (upper panel) and vertical cross section of reflectivity and wind along XX' line (lower panel) at 12:36 LST on November 10, 2006. Contour in the upper panel indicates the altitude every 500 m.



**Fig.6:** Horizontal distribution of reflectivity and horizontal wind at a height of 0.5 km at 18:00 LST on November 10, 2006.

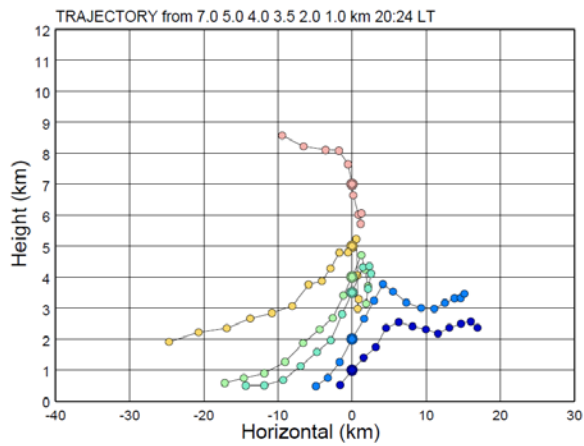
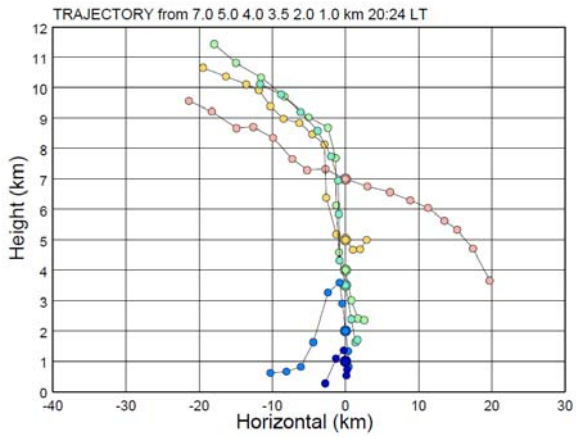


**Fig.7:** Same as Fig.6 but for a height of 0.5 km at 19:30 LST on November 10, 2006.



**Fig.8:** Horizontal distribution of reflectivity and horizontal wind at a height of 2.0 km (upper panel) and vertical cross section of reflectivity and wind along AA' line (lower panel) at 19:54 LST on November 10, 2006. Contour indicates the altitude every 500 m.

**Fig.9:** Horizontal distribution of reflectivity and horizontal wind at a height of 2.0 km (upper panel) and vertical cross section of reflectivity and wind along BB' line (lower panel) at 20:24 LST on November 10, 2006. Contour indicates the altitude every 500 m.



**Fig.10:** Height-zonal cross-section of backward and forward trajectory results of air parcels in a new convective cell (upper panel) and an old convective cell (lower panel). Air parcels were put at a height of 1, 2, 3.5, 4, 5, and 7 km in each convective cell (⊙).

# 西スマトラにみる降水日変化の地理的分布

上米良 秀行<sup>1</sup>・増田 耕一<sup>1</sup>・森 修一<sup>1</sup>・濱田 純一<sup>1</sup>・櫻井 南海子<sup>1</sup>・松本 淳<sup>1,2</sup>・山中 大学<sup>1,3</sup>

(<sup>1</sup>海洋研究開発機構, <sup>2</sup>首都大学東京, <sup>3</sup>神戸大学)

## 1 目的

インドネシア海大陸のうちでもスマトラ島西海岸付近は特に雨量が多いところである。その日変化は海岸や地形と関連した特徴をもつ。これまでに衛星観測に基づく研究が成されてきたが、ここでは、2006年11月ひと月間について、気象レーダーによる観測値を自記雨量計の観測値に基づいて校正した格子型降水量データを作成し、それをもとに海岸付近の半径約80 kmの範囲を詳しくみる。

## 2 格子型降水量データの作成

**使用データ** 地球観測システム構築推進プラン (JEPP) の一課題「海大陸レーダーネットワーク構築 (HARIMAU)」<sup>1</sup> [1] がインドネシアに展開している気象レーダーのうち、西スマトラのミナンカバウ国際空港 (MIA) 近傍に設置された X バンドドップラーレーダー (図 1, 黒の星印) と、海洋研究開発機構が西スマトラに展開している自記雨量計の観測値を用いる。

レーダーの観測値は6分おきに記録される。空中線は6分の間にPPI, 3次元, RHIの順に走査される。ここでは3次元走査 (volume scanning) による観測値を用いる。これは、空中線を一定仰角で方位角方向に1周させる走査を、仰角を変えながら繰り返す方式で、距離分解能は約75 m (パルス幅 0.5  $\mu$ s), 最大観測距離は約83 km (繰返し周波数 1800 Hz), 方位角分解能, ビーム幅は約1度で、低仰角から順に18仰角で観測値が得られる。用いるのは、レーダー方程式に基づいて受信電力から変換された等価レーダー反射因子である。

雨量計の観測値はレーダー視野内5地点で得られる。2地点 (図 1, 黒丸 TK, TB) に自動気象観測装置 (AWS), 残り3地点 (図 1, 黒の三角 TK, SC, PP) に自記雨量計 (ARG) が設置されている。いずれも転倒ます式で、感度は TK (AWS) のみ 0.2 mm その他は 0.5 mm である。AWS の雨量計は転倒ますが動作した回数を1分おきに記録, ARG は転倒ますが動作した時刻を記録する。

**Z-R 変換式の作成** レーダー反射因子  $Z$  ( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ) から降雨強度  $R$  ( $\text{mm h}^{-1}$ ) を求める Z-R 変換式として広く使われる  $Z = 200R^{1.6}$  [2] を、この地域、この期間の観測に適用すると、ひと月の総雨量で72-79%の過小評価となる (表3参照, 説明後述)。そのため、 $Z$

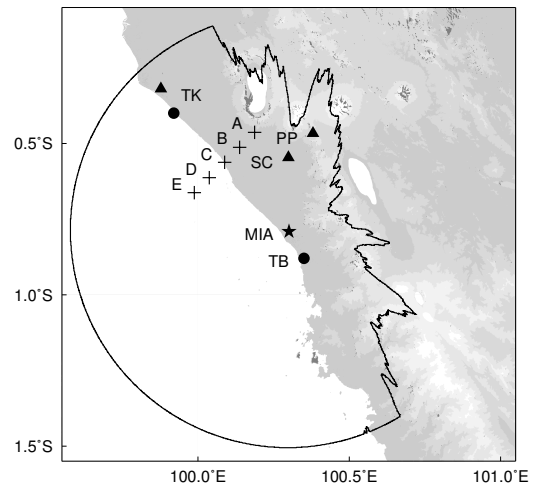


図 1 西スマトラの地図。黒の星印がレーダー、実線で囲まれた半月状の領域が高さ2 kmでの視野。黒丸と黒の三角は雨量計の位置。

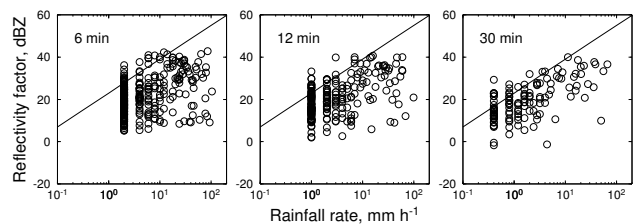


図 2 TK (AWS) 地点について、6分、12分、30分の時間間隔で集計したときの  $Z$  と  $R$  の散布図。実線は  $Z = 200R^{1.6}$  の線 (参考)。

と  $R$  の観測値を比較し、この地域、この期間に適した経験的關係に基づく Z-R 変換式を求める。

$Z$  はもとの極座標から直交座標に変換した500 m格子のCAPPIデータのうち、雨量計の直上のます目の高さ2 kmの値を使用する。 $R$  は全5地点の値を使用する。 $Z$  と  $R$  の比較は、最小の6分という時間間隔でも可能だが、図2に示すように、6分や12分ではZ-R関係のばらつきが大きいので、 $Z$  と  $R$  は30分値に集約して用いることにする。

Z-R 変換式の作成方法として2通りの方法を試し、結果を比較・検討する。ひとつめの方法は、 $Z$  の区間ごとに  $Z$  と  $R$  の代表値を求め、それらをなめらかなつなぐ、層別平均値法 [3] (SM法) を採用する。ただし、文献 [3] にある方法と厳密に同じではない。ここではまず、 $Z$  の2 dBZ刻みの区間ごとに  $R$  の算術平均を求めた ( $Z$  は各区間の中心をとる)。なめらかな曲線とし

<sup>1</sup>[http://www.jamstec.go.jp/iorgc/harimau/HARIMAU\\_jp.html](http://www.jamstec.go.jp/iorgc/harimau/HARIMAU_jp.html)

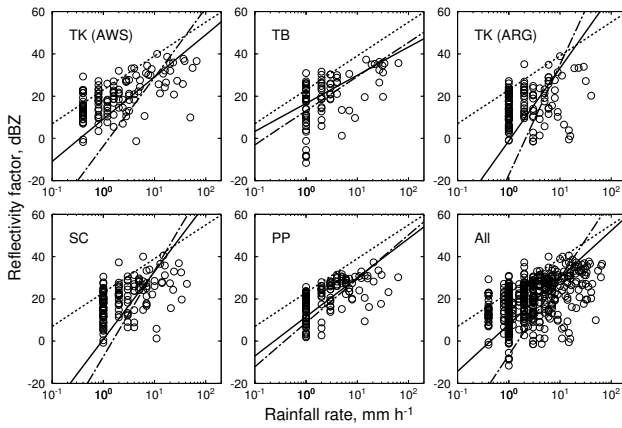


図3 Z と R の散布図. 雨量計観測の地点別と, 全地点の観測値をひとまとめにした場合 (All). 一点鎖線と実線はそれぞれ, SM 法, NL 法により求めた Z-R 関係式の線. 点線は  $Z = 200R^{1.6}$  の線 (参考).

表1 SM 法, NL 法により求めた Z-R 関係式の係数. 雨量計観測の地点別と, 全地点の観測値をひとまとめにした場合 (All).

用いた観測値	SM 法		NL 法	
	a	b	a	b
TK (AWS)	0.429	3.26	8.14	2.00
TB	20.4	1.62	45.8	1.33
TK (ARG)	0.0188	5.22	0.773	3.43
SC	0.188	4.07	1.21	3.21
PP	7.34	2.08	14.2	1.85
全地点 (All)	0.221	3.64	6.21	2.22

ては, 文献 [4] にならって関数形  $Z = aR^b$  を採用し,

$$R = (Z/a)^{1/b} \quad (1)$$

の非線形回帰 (統計解析言語 R [5] の関数 nls (重みつき非線形最小二乗法) を利用) により係数  $a, b$  を求める. もうひとつの方法は, SM 法のように層別に代表値を求めることはせず, Z と R の 30 分値をもとに直接, 式 (1) の非線形回帰を行う方法 (NL 法) を採用する.

**Z-R 変換式の検証** 雨量計観測の 5 つの地点別と, 全地点の観測値をひとまとめにしたもの, 全 6 つの散布図に対して, それぞれ SM 法, NL 法を適用し, 全部で 12 の Z-R 関係式を求めた. 結果を図 3, 表 1 に示す.

つぎに, 雨量計観測による降雨強度  $R_g$  を真値とみなし, レーダーの観測値を Z-R 変換して求めた降雨強度  $R_r$  の真値に対する誤差を評価する. 評価指標としてつぎの 2 つをとりあげる:

$$E_1 = \left[ \frac{\sum (R_r - R_g)^2}{n} \right]^{1/2}, \quad (2)$$

$$E_2 = \sum R_r / \sum R_g - 1. \quad (3)$$

$E_1$  は RMS 誤差 ( $\text{mm h}^{-1}$ ) であり, ひと月間で 30 分

表2 各方式を適用したときの地点別の  $E_1$  ( $\text{mm h}^{-1}$ ). 地点別にみて, 最も大きな誤差には \* を, 最も小さな誤差には \*\* を, 数値の右肩に付した.

Z-R 適用方式	TK (AWS)	TB	TK (ARG)	SC	PP
SM1	9.37	7.68	5.79	6.36	7.27
NL1	9.02**	7.60**	5.71**	6.32**	7.24**
SM5	9.52	8.81	5.84	6.50	7.50
NL5	9.11	8.20	5.87	6.65	7.27
$Z = 200R^{1.6}$	10.89*	10.38*	6.57*	7.34*	8.54*

表3 各方式を適用したときの地点別の  $E_2$ . 数値の右肩に付した \*, \*\* の意味は表 1 に同じ.

Z-R 適用方式	TK (AWS)	TB	TK (ARG)	SC	PP
SM1	.122	-.035**	.165	.104	.062
NL1	-.004**	-.111	-.055**	.000**	-.051
SM5	.092	.073	.221	.304	.264
NL5	-.092	-.092	-.110	.072	.015**
$Z = 200R^{1.6}$	-.760*	-.761*	-.794*	-.723*	-.755*

ごとの降雨強度がどのくらい真値に近いかを意味し, 値が 0 に近いほど望ましい.  $E_2$  は総雨量の相対誤差であり, ひと月の総雨量がどのくらい真値に近い (真値より多い・少ない) かを意味し, こちらも値が 0 に近いほど望ましい.

雨量計観測の地点別に SM 法, NL 法の 2 つの方法で求めた Z-R 関係式を, それぞれの地点に個別に適用する方式を, 便宜上 SM1, NL1 と称する. また, 全地点の観測値をひとまとめにした散布図をもとに 2 つの方法で求めた Z-R 関係式を, 全地点一様に適用する方式を, SM5, NL5 と称する. これら 4 つの方式に,  $Z = 200R^{1.6}$  を適用する方式を加えた, 合計 5 つの方式を各雨量計観測地点に適用し  $E_1, E_2$  を算定した結果をそれぞれ表 2, 3 に示す.

まず, 誤差  $E_1$  について見てみると,  $Z = 200R^{1.6}$  を適用した結果に比べて, SM1, NL1, SM5, NL5 のいずれの方式でも誤差は小さい. しかし, SM 法, NL 法という 2 通りの方法による差, あるいは, 地点別の Z-R 関係式をそれぞれの地点に個別に適用した場合 (SM1, NL1) と, 全地点の観測値による Z-R 関係式を全地点一様に適用した場合 (SM5, NL5) の差は, ほとんどない. つぎに, 誤差  $E_2$  について見てみると,  $Z = 200R^{1.6}$  を適用した結果に比べて, 他のいずれの方式でも誤差は小さいが, SM 法, NL 法という 2 通りの方法による差は明らかで, NL 法を適用する方が誤差はより小さい.

さて, 実際上は, レーダー視野の全域に SM1, NL1



の方式を採用することはできないので、SM5 と NL5 どちらかの方式を選択することになる。  $E_1$  でみると結果にほとんど差はなく、しかし  $E_2$  でみると NL5 方式の方が総じて誤差の小さな変換が成されたので、ここでは、5 地点の観測値をひとまとめにした散布図をもとに NL 法で求めた  $Z-R$  変換式

$$Z = 6.21R^{2.22} \quad (4)$$

をレーダー視野全域に一律に適用する方式を採用する。

**降水量データの作成** レーダービームが地形で遮られるときのデータの欠損を明示するために、格子型標高データに基づいた山かげ評価の手法を開発し、SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) [6] による解像度約 90 m の標高データを用いて、高さ 2 km についての 500 m 格子の山かげマスクデータを作成した。つぎに、500 m 格子の CAPPI データの高さ 2 km の  $Z$  を 30 分値に集約し、式 (4) を用いて  $R$  に変換し、それらを緯度経度 0.025 度のます目ごとに集計して降水量データを作成した。この最後の集計処理で山かげマスクデータを参照し、0.025 度のます目に 1 点でも山かげが存在すると、そのます目の  $R$  は欠損とした。

以上の手順で作成した格子型降水量データ (1.1 版, 通称 WeSRI 1.1) は、ウェブサイト<sup>2</sup> から公開されている。1.1 版は、2006 年 10 月 28 日から 11 月 27 日までのひと月が対象で、時間間隔 30 分、空間間隔緯度経度 0.025 度 (約 2.8 km) の解像度をもつ。

### 3 降水日変化の地理的分布

**方法** WeSRI 1.1 を用いて、2 通りの方法で、西スマトラ海岸付近の 2006 年 11 月ひと月間の平均的な降水日変化の記述を試みる。

まずは、細かな変動成分を取り除いた大まかな降水日変化の特徴を抽出するために、WeSRI 1.1 の各格子点で、1 時間ごとに月平均の降雨強度を求め、その 24 個の値をもとに周期解析を行い、その結果を、海岸線からの距離との関係で観察する。

つぎはより単純に、海岸線からの距離 2 km おき 30 分ごとに月平均の降雨強度を求め、一日のなかの降水分布が、海岸線からの距離に応じてどのように変化するか調べる。

**結果** 降水日変化の例を図 4 に示す。図 1 に示した A から E までの 5 地点について降雨強度の 1/6 日以上の周期の成分を合成したものである。極大は陸上では午後から夕方に現れ、A から C に向かって遅くなる。沿岸の海上では深夜から朝方に現れる。

レーダー視野の全格子点について、1 日周期の正弦

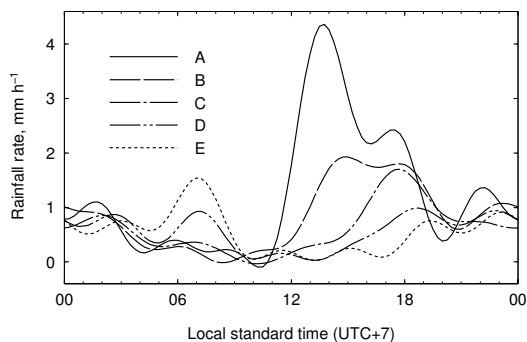


図 4 降水日変化の例。図 1 の地点 A から E. 1/6 日周期成分までの合計。

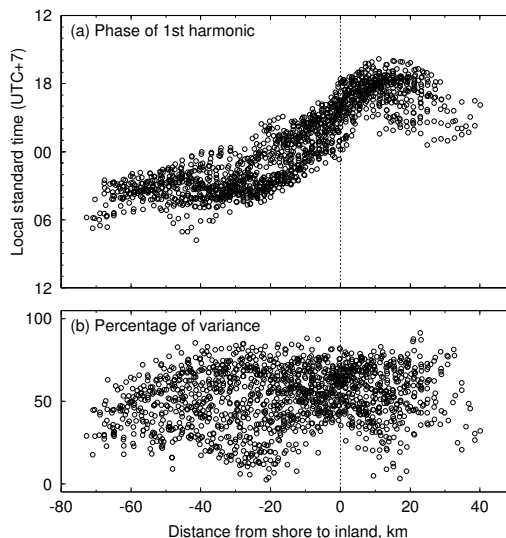


図 5 海岸線からの距離 (横軸, 海側が負, 陸側が正) との関係で見た (a) 降水の 1 日周期成分の位相 (極大の時刻), (b) 1 日周期成分の分散の全分散に対する割合 (%)。

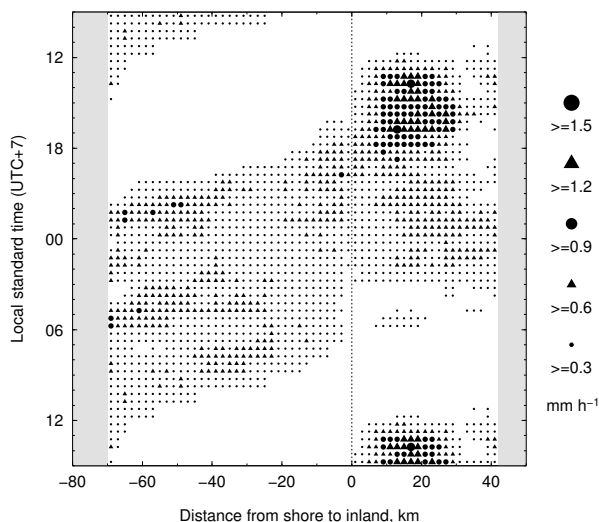


図 6 海岸線からの距離 (横軸, 海側が負, 陸側が正) と、一日のなかの降水分布の関係。凡例の記号は、図中の記号の丁度倍の大きさで示した。

<sup>2</sup><http://www.jamstec.go.jp/j/medid/dias/>

波成分を抽出し、その位相を海岸線からの距離（海側が負、陸側が正）との関係で図 5 (a) に示す。極大の出現時刻は、内陸 10–20 km 付近では夕方、沖合 20–70 km では早朝であり、その間では連続的に変化しているように見える。これは、森ほか [7] が TRMM データ、櫻井ほか [8] が GMS データで示した降水ピークの西向き伝播と対応する。

1 日周期成分の分散の (1 時間ごとのデータの) 全分散に対する割合を図 5 (b) に示す。海岸付近ではおおむね 50 % 以上だが、沖合 20–30 km 付近では 1 日周期が卓越しない地点もあり、そのような地点では、降水の日変化を 1 日周期の正弦波だけで説明することは難しい。

つぎに、海岸線からの距離と一日のなかの降水分布との関係を図 6 に示す。陸上では 10–30 km 付近で強い極大が正午すぎから夕方にかけて現れるが、海上の特に沖合 20–70 km では、複数の極大が夜中の早い時間帯から朝方にかけて現れる。陸上から海上にかけて、雨の降りやすい時間帯は連続的にシフトしているように見えるが、極大の現れ方は必ずしも連続的ではない。

#### 4 今後の予定

降水量データの作成時に、 $Z$  と  $R$  の比較で、地上の雨量計は強い  $R$  を観測しているのに、その上空のレーダー観測からは微弱な  $Z$  しか得られない事例がみられた。WeSRI 1.1 はこれらの事例も含めた統計によっていることに注意する必要がある。これらの事例ではレーダーと目標との間に強い  $Z$  がしばしば現れることが分かっている。これは、 $X$  バンドの電波 (波長約 3 cm) は降雨減衰を受けやすく、途中で強い雨が降ると以遠の雨はレーダーでは探知されにくい [9] ことと整合する。今後、複数レーダーによる強化観測のデータを利用して、降雨減衰の補正またはフラグ付けの方法を検討する。

また、降水量データの作成とその解析の対象期間を全季節に広げることを予定している。データ作成のためには、 $Z$ - $R$  関係の季節性の存否を確認するとともに、海岸、地形、風、降水の種類 (対流性・層状性) などの要因も考慮しながら、 $Z$ - $R$  変換式の改訂を検討する。そうして作成したより長期のデータを用いて、降水日変化と季節内変動との連関を調べる。

**謝辞** 西スマトラでのレーダーと雨量計の観測は、インドネシアの技術評価応用庁 (BPPT) と気象地球物理庁 (BMG) の協力を得て、維持されている。ここに記して謝意を表す。また、WeSRI の作成とその改訂は、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」のうち「データ統合・解析システム」の研究開発の一環でもある。

#### 参考文献

- [1] M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Mori, P.-M. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, J.-I. Hamada, M. K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y. S. Djajadihardja and J. T. Anggadiredja, 2008: HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *Journal of Disaster Research*, **3** (1), 78–88.
- [2] J. S. Marshall, W. Hirschfeld and K. L. S. Gunn, 1955: Advances in radar weather. *Advances in Geophysics*, **2**, 1–56.
- [3] 上林 好之・山口 高志・山本 晃一, 1988: レーダー定数 ( $B$ ,  $\beta$ ) の同定手法の提案. 土木学会論文集, **399** (II-10), 121–130.
- [4] J. S. Marshall, R. C. Langille and W. McK. Palmer, 1947: Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, **4** (6), 186–192.
- [5] The R Development Core Team, 2007: *R: A Language and Environment for Statistical Computing*.
- [6] T. G. Farr, P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank and D. Alsdorf, 2007: The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, **45** (2), RG2004.
- [7] S. Mori, J.-I. Hamada, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent, observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132** (8), 2021–2039.
- [8] N. Sakurai, F. Murata, M. D. Yamanaka, S. Mori, J.-I. Hamada, H. Hashiguchi, Y. I. Tauhid, T. Sribimawati and B. Suhardi, 2005: Diurnal cycle of cloud system migration over Sumatera Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83** (5), 835–850.
- [9] 深尾 昌一郎・浜津 享助, 2005: 気象と大気のレーダーリモートセンシング. 京都大学学術出版会.

# スマトラ島周辺の降水特性と対流季節内変動との関連

浜田純一<sup>1</sup>・森修一<sup>1</sup>・櫻井南海子<sup>1</sup>・山中大学<sup>1</sup>・松本淳<sup>1,2</sup>・Fadli Syamsudin<sup>3</sup>

(1: 海洋研究開発機構・地球環境観測研究センター; 2: 首都大学東京;

3: インドネシア技術評価応用庁)

## 1 背景

Hamada et al. (2008) では、多地点の日雨量観測データに基づく解析より、赤道大気レーダー観測点を含む赤道域西部スマトラにおいて、急峻な脊梁山脈を挟んだ東西で、年降水量に大きなコントラストが見られること（西部海岸域で年間 3000mm を越す多雨に対し、東部内陸域では年間 2000mm 程度の少雨）、また、対流圏下層の風向と降水分布の局地性に強い相関が見られ、脊梁山脈に対して風上側で相対的に降水が卓越することを示している（図 1 に Hamada et al. (2008) で定義された、西スマトラ州で特徴的な降水分布パターンである海岸降水卓越型、及び内陸降水卓越型について示す）。これらの結果は、複雑地形下のインドネシア「海大陸」域において、地形と対流季節内変動等に伴う下層風変動との相互作用の島嶼上の降水分布・変動に与える重要性について示唆しているが、海大陸域で顕著な降水・対流日変化と、降水局地性の関係については十分に示せておらず、今後の検討課題となっている。本研究では、大規模対流季節内変動としての MJO が、スマトラ島周辺の顕著な降水日変化を始めとする降水特性にどのような影響を与えているかを、主として地上の雨量計観測データを基に示すことを目的とする。

## 2 データ及び解析方法

インドネシア気象地球物理庁 (BMG) による 2001 年 5 月から 2004 年 5 月までのスマトラ島及び周辺諸島 14 地点における 3 時間地上雨量データを入手し、解析に用いた。また、JAMSTEC/IORGC により、西スマトラ州内で連続観測が行われている自記雨量計観測データについても、2001 年 11 月から 2007 年 4 月までの 14 地点のデータを解析に用いた。解析では、まず平均の降水日変化の特徴を示すと共に、MJO の位相による降水日変化の特徴の差異をコンポジット解析を行うことにより示した。本研究においては、日変化振幅を平均時間降水強度と最大時間降水強度の差、日変化位相を最大時間降水強度を示す時間帯としてそれぞれ定義した。

また、MJO の指標としては、対流中心域の存在する地域により MJO の位相を 8 つに分類する（西半球・アフリカ: 位相 1,8; インド洋: 位相 2-3; 海大陸: 位相 4-5; 西太平洋: 位相 6-7）、Wheeler and Hendon (2004) による All-season Real-time Multivariate MJO index を用いた<sup>1</sup>。解析では、Wheeler and Hendon (2004) の定義による MJO の振幅が 1.0 以上の日において、各位相における平均日変化を計算し、日変化の特徴の差異を調べた（振幅が 1.0 より小さい場合は、MJO が不明瞭な時期（位相 0）として別途解析）。

## 3 解析結果

図 2 (右) にスマトラ島周辺の BMG 観測地点における平均の降水日変化の特徴を示す。日中後に降水極大がスマトラ島西岸域にみられ、西部山岳域より距離が離れるにつれ、極大時刻が遅くなるなど（周辺諸島において早朝、スマトラ島東部において夜間に極大）、衛星観測で得られている結果と同様の特徴が得られている。また、日変化振幅はスマトラ島西部で大きく、東部で小

<sup>1</sup><http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM/> よりデータを入手した。

さいこと、スマトラ島周辺の小規模諸島でも日変化振幅は大きいことが分かる。図2（左）では、JAMSTEC/IORGCの観測による西スマトラ州内の降水日変化の特徴を示す。ここで、脊梁山脈西側斜面にある地点において、日変化振幅が大きく、降水極大時刻が日中午後に見られること、また、内陸部では日変化振幅が小さい特徴が見られた。

図3にMJOの位相に伴う降水日変化の差異について示す。地域的な違いはそれほど明瞭ではないが、降水量及び降水日変化の振幅はMJOの位相に対応して変化し、特に、東部インド洋上または西部海大陸上にMJOの対流中心が存在するとき(MJO indexの位相3及び4)、多数の地点で日降水量が最大となり、日変化振幅も大きくなっている(14地点中9地点)。日降水量の極値(各観測地点の日降水量上位1%)の出現状況について調べてみても、同様にその多くがインド洋上にMJOが存在する時期(位相2及び3)に集中している。一方、MJOの中心がスマトラ周辺を通過し、東部海大陸域及び西太平洋に位置するときには(位相5及び6)、日降水量が減少し、日変化振幅も平均と比較し小さくなる傾向がある。また、西半球及びアフリカ上にMJOが位置する場合は(位相8及び1)、スマトラ島上の降水日変化に特徴的な変化はみられない。西スマトラ州内の日記雨量計データについても同様な解析を行ったが、脊梁山脈を挟んだ東西差はそれほど明瞭ではなく、他のスマトラ島及び周辺の地点と同様な特徴を示した。

図4にはスマトラ島西岸域のパダンにおける降水日変化のMJOの位相による違いを示す。降水極大時刻がMJO通過前に早く日中午後に見られるのに対し、海大陸域へMJOが東進後は日変化極大時刻が遅くなり(日没後)、日変化振幅も小さくなっていることが分かる。これらの特徴は他の西岸域の地点でも確認される。西スマトラ州内についても、同様にMJOの位相に伴い極大時刻の変化が見られるが、地点差も見られ、今後空間代表性の検討を進めていく必要がある。

## 4 まとめ

本研究においては、スマトラ島及び周辺域の地上雨量観測データを基に、降水日変化とMJOとの関連について、以下のことを明らかにした。

- 降水量及び降水日変化の振幅がMJOの位相に対応して変化することを示した。特に日変化振幅のMJOの位相による偏差が、日降水量偏差の振幅変化よりも大きい。
- MJOの対流中心が東部インド洋上、または西部海大陸上にある時、日変化振幅及び日降水量ともに最大となる地点が多い。一方、西太平洋上に対流中心が移った時、降水活動が弱まる傾向がみられる。
- 日変化の極大時刻がMJOの位相により異なることが、特にスマトラ島西岸の地点でみられる(MJO通過前に日変化振幅が大きく、極大時刻が早い)。

## References

- Hamada, J.-I., M. D. Yamanaka, S. Mori, Y. I. Tauhid and T. Sribimawati, 2008: Differences of rainfall characteristics between coastal and interior areas of central western Sumatera, Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 593–611.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.

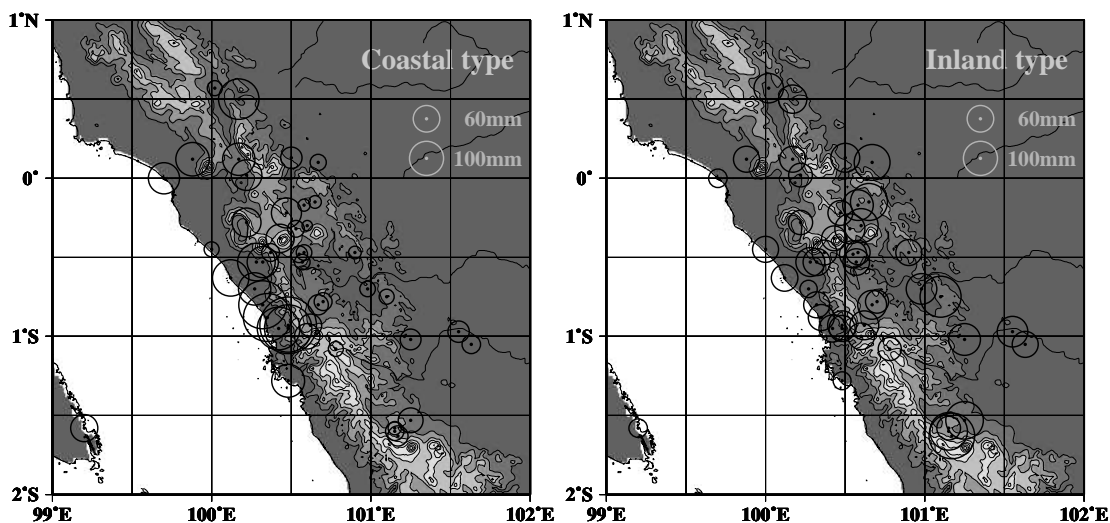


図 1: Hamada et al. (2008) により定義された西スマトラ州における特徴的な半旬降水量分布の内、海岸降水卓越型（左図）と内陸降水卓越型（右図）について示す。

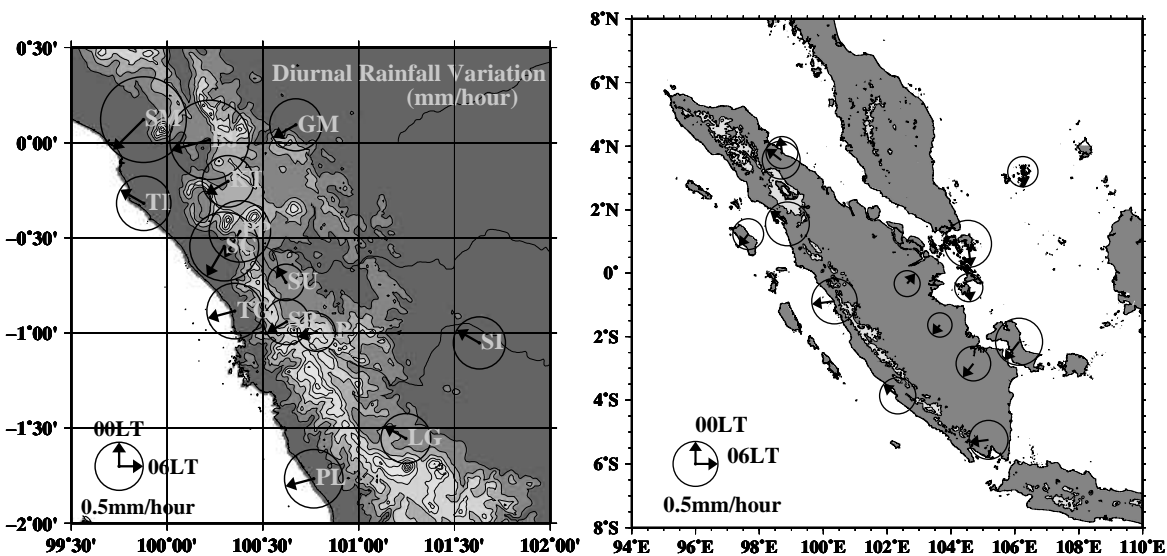


図 2: BMG によるスマトラ島周辺の地上雨量観測地点における解析期間 (2001 年 5 月 ~2004 年 5 月) 平均の降水日変化 (右図)。また、JAMSTEC/IORGC による西スマトラ州内 14 地点の自記雨量計観測 (2001 年 11 月 ~2004 年 12 月) による平均の降水日変化 (左図)。降水日変化の振幅及び位相を、それぞれ矢印の長さ及び向きで示す。

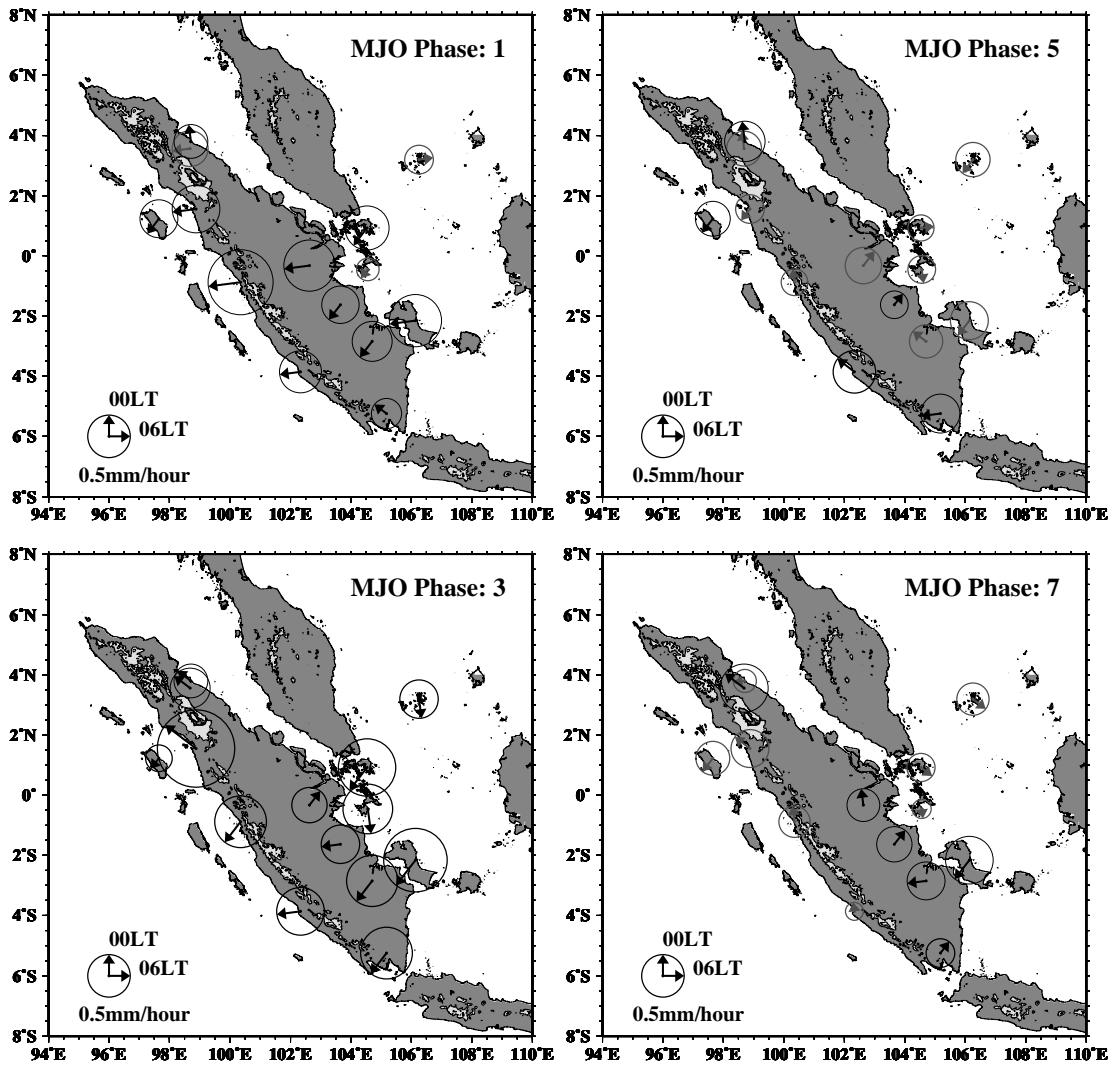


図 3: スマトラ島周辺の地上雨量計観測地点における降水日変化の MJO の位相に伴う変化。MJO の対流中心がアフリカ (位相 1)、東部インド洋 (位相 3)、東部海大陸 (位相 5)、及び西太平洋 (位相 7) に位置する場合について示す。日変化の振幅及び位相を矢印の長さ及び向き、また、平均降水強度が解析期間平均よりも 20% 以上 (以下) の場合は黒い太線 (灰色の線) で示す。

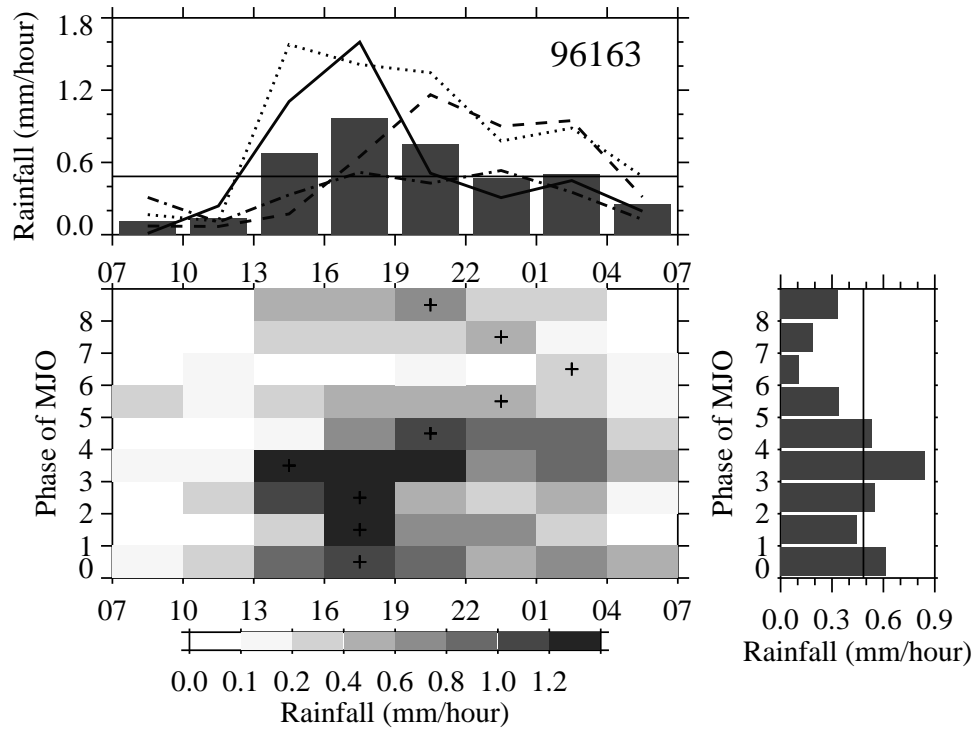


図 4: パダンにおける降水日変化の MJO の位相に伴う差異。下図コンター中の + 印は MJO の各位相における最大の降水量時間帯を示す。上図の太い実線、点線、破線及び一点鎖線は、MJO の対流中心がそれぞれ西部インド洋 (位相 2)、東部インド洋 (位相 3)、西部海大陸 (位相 4) 及び東部海大陸 (位相 5) に位置する時の平均日変化を示す。右図は MJO の各位相における平均降水強度を示す (位相 0 は振幅が 1.0 より小さい MJO 不活発期)。

# 赤道ライダーによる雲と成層圏エアロゾルの長期観測

阿保 真、長澤親生、柴田泰邦

首都大学東京システムデザイン研究科

## 1. はじめに

我々は赤道直下のインドネシア・コトタバン (100.3° E, 0.2° S) において 2004 年 4 月から小型ミーライダーを用いた対流圏エアロゾル及びシーラスを含む雲の連続観測を行っている。また、連続観測ではないが大型ライダーを用いた成層圏エアロゾルの観測も継続して行っている。ここでは、小型ミーライダーの連続観測データから、発生頻度の高い高度 10km 以上の雲のパラメータの解析結果、並びに成層圏エアロゾル層の解析結果について QBO との関係を中心に報告する。

## 2. ミーライダー観測データからの対流圏雲パラメータの解析

波長 532nm のミーライダーは、2004 年 4 月から連続観測を開始し、途中 2005 年 3 月～6 月にレーザーのトラブル、2007 年 4 月～6 月並びに 10 月～11 月にパソコンのトラブルによる欠測があるが、4 年以上連続観測を継続している。図 1 にミーライダーのデータ取得状況を示す。観測は、昼間の 11 時～13 時を除く 22 時間連続で 5 分毎に距離分解能 30m でデータを取得している。

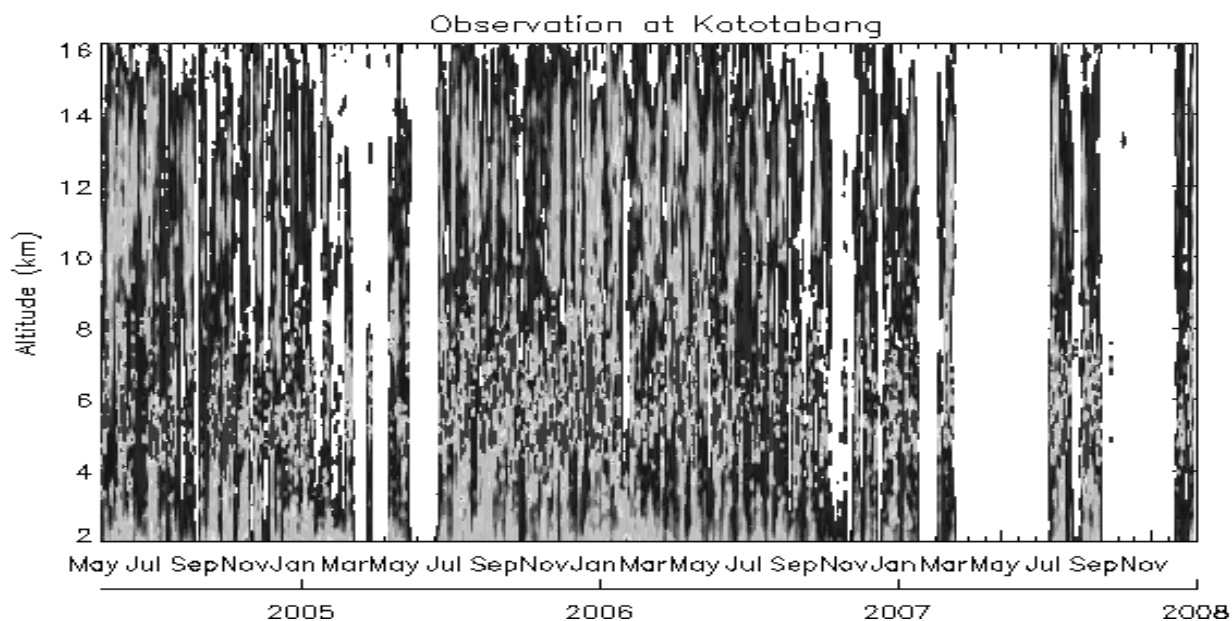


図1 コトタバンのミーライダーデータの取得状況 (2004/5-2008/12)

雲の大まかな発生特性については、高度 5km 以上の観測データから自動処理により雲の有無を検出し、その高度毎の発生頻度を求め、前回の本シンポジウムにて報告している。その結果から、年間を通して高度 10km から 16km の範囲で巻雲の発生頻度が高いが、特に雨季 (10 月～3 月) にその発生頻度が高く、従来熱帯海洋上の高度 5-7km 付近で観測されていた中層雲が、インドネシアの上空においても雨季を中心に発生することが明らかとなった。また、Local Time 特性では昼夜を通して高度 10km 以上の巻雲の発生頻度が高いが、夕方から夜半過ぎに 10km 以下の雲の発生頻度が高くなる。また高度 5-7km 付近の中層雲は夜間を中心に発生することがわかった。



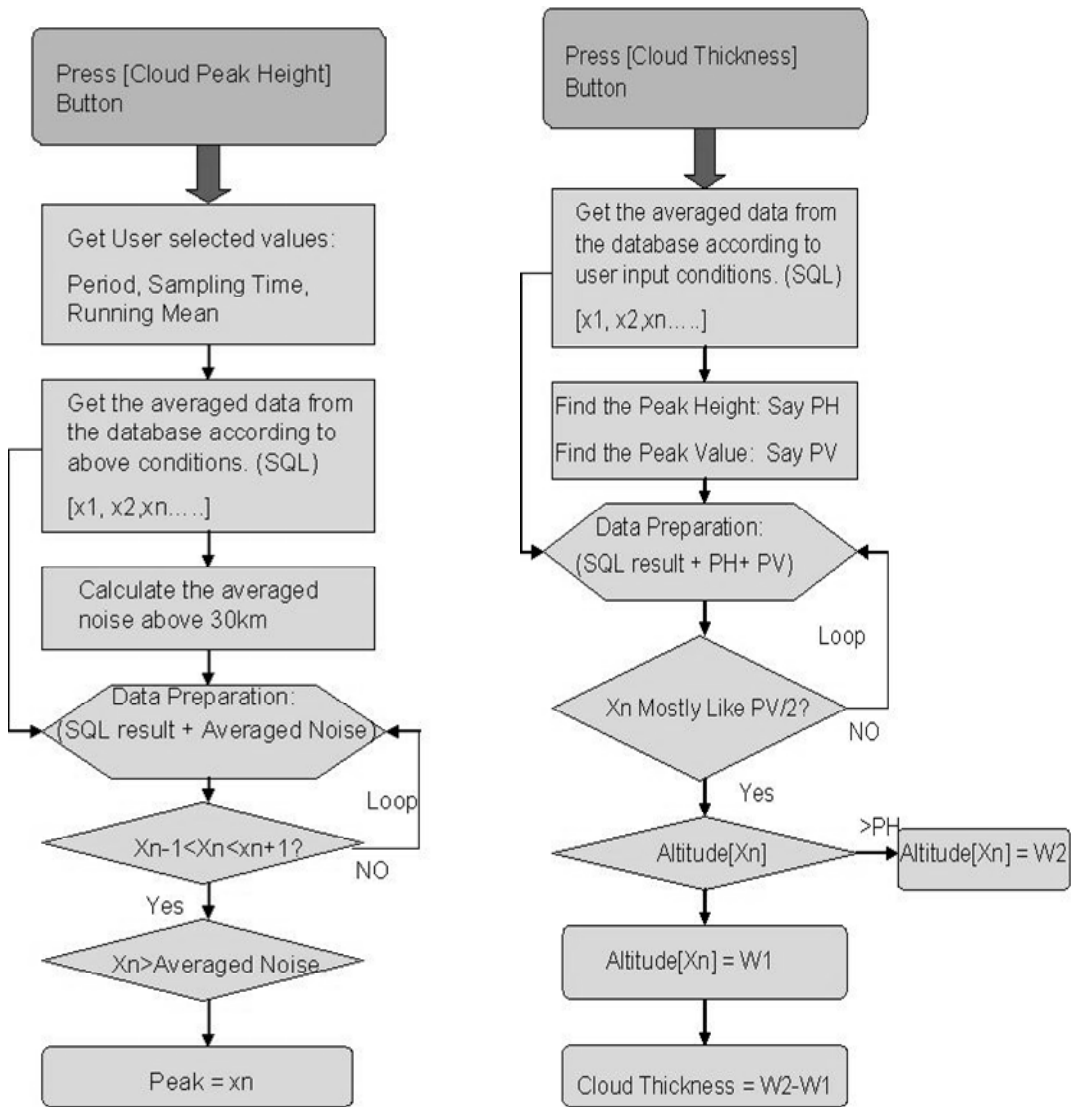


図2 雲パラメータ解析プログラムのフローチャート

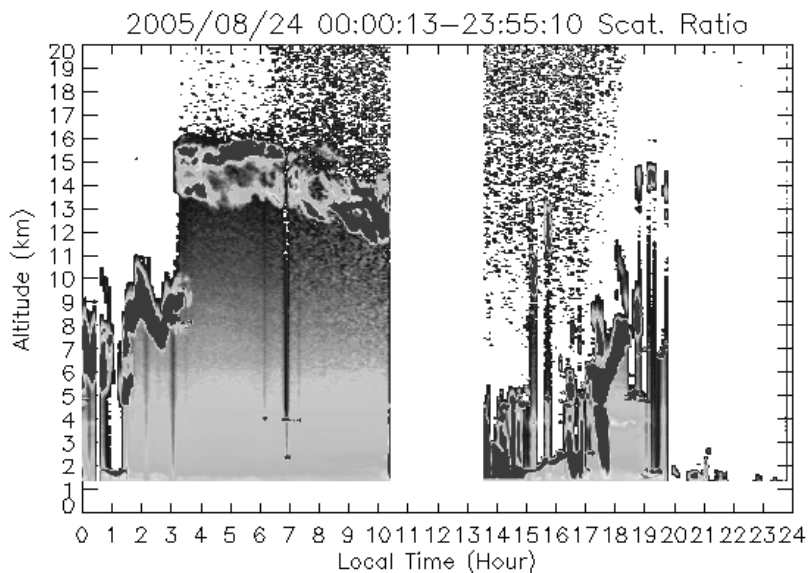


図3 ミーライダーの観測例 (2005/8/24)

今回は、更に解析を進めるために、高度 10km 以上の雲に対して、雲のピーク高度、雲の厚さ、多層構造などを調べた。このために、データベース化したライダーデータにより自動的に求めるプログラムを作成した。図 2 にプログラムのフローチャートを示す。

図 3 に 2005/8/24 のミーライダーの観測例を、図 4 に自動プログラムにより解析された高度 10km 以上の最大のピーク高度の解析例を示す。シーラスの高度、厚さ、多層構造の有無は放射収支の見積りに重要なパラメータであり、観測点の少ない赤道でのこれらのパラメータをデータベース化することが重要である。

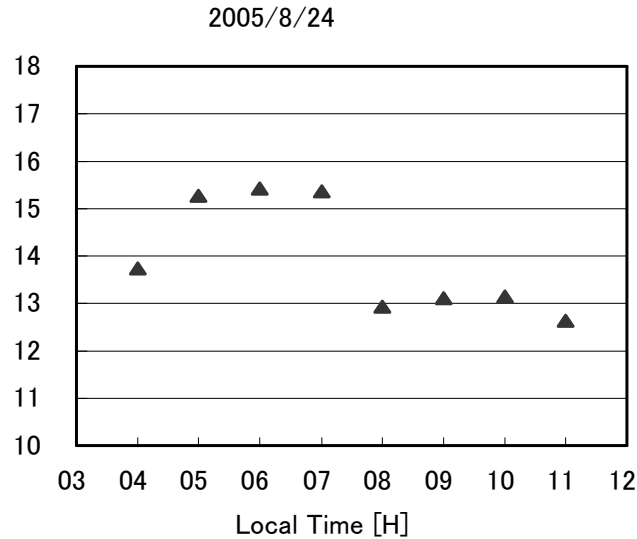


図 4 自動プログラムにより解析された高度 10km 以上の最大のピーク高度の解析例 (2005/8/24)

### 3. 赤道上空の成層圏エアロゾル層の解析

成層圏エアロゾルは、1991 年のピナツボ火山の噴火以後は、減少の一途を辿り現在は定常状態になっている。中緯度成層圏エアロゾル層の分布領域は対流圏界面高度から高度約 30km までであるが、赤道上空の成層圏エアロゾル層は、対流圏界面高度(約 17-18km)から 40km 近くまで分布することがあり、中緯度領域よりも高高度まで分布しているのが一つの特徴である。またシーラスが無い場合には下端が対流圏と連続的につながっているのもう一つの特徴である。図 5 にその例を示す。

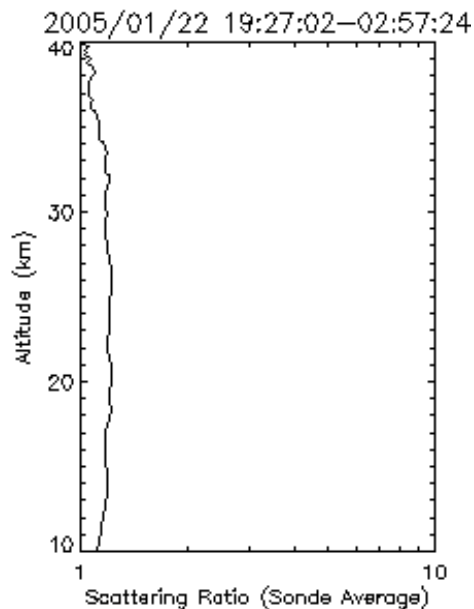


図 5 コトタバン上空の成層圏エアロゾルの観測例 (シーラスのない時)

観測当初の赤道上空の成層圏エアロゾル層の上端高度は 40km 近かったが、その後徐々に高度を下げ 30km まで下がったところで再び 40km まで上昇した。この上端高度の推移は QBO に伴う東西風のウィンドシア高度と連動していることがわかった。図 6 にシンガポールのラジオゾンデ観測による東西風の高度断面図と赤道で観測された成層圏エアロゾル層の上端高度推移を示す。

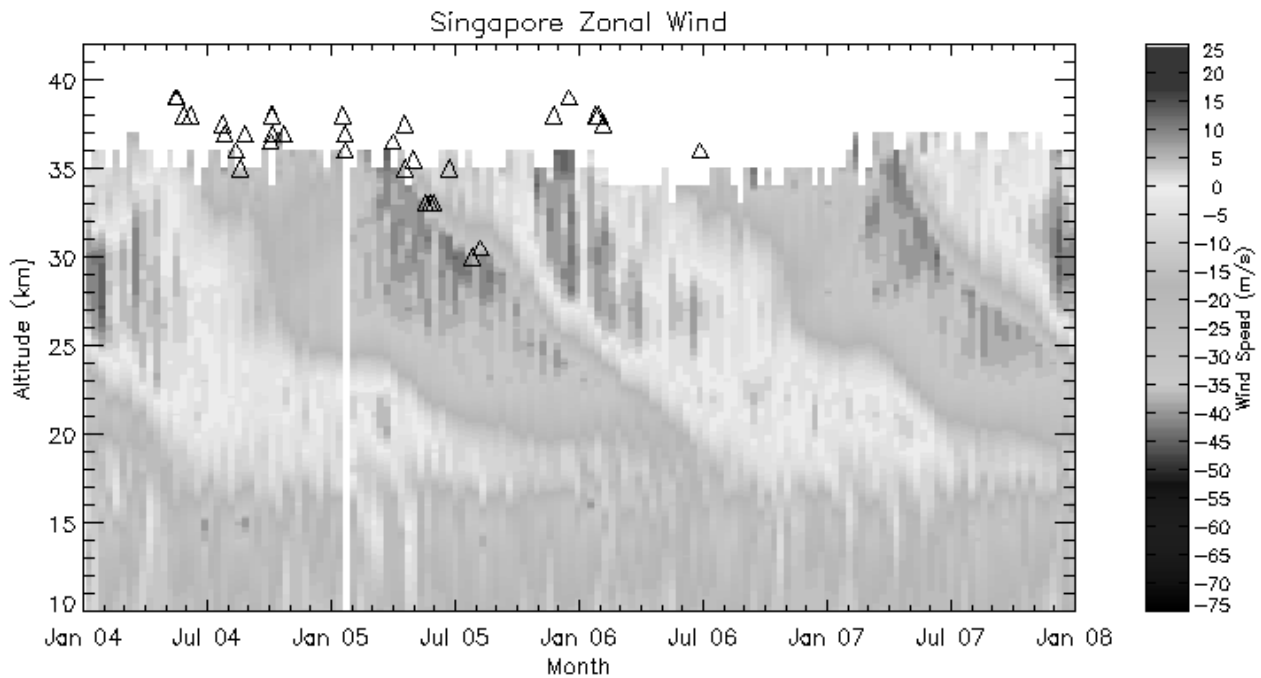


図 6 赤道上空の成層圏エアロゾル層上端高度 (△) の推移と東西風に見られる QBO との関係

#### 4. おわりに

赤道直下のインドネシア・コトタバンで約 4 年間ライダーによるシーラスと成層圏エアロゾルの観測を行ってきた。シーラスについては雲のパラメータを自動的に解析するプログラムを作成した。また赤道上空成層圏エアロゾル層の上端高度は東西風シア高度と良く一致し、QBO との関連が明らかとなった。赤道域での成層圏エアロゾルと QBO の関係は SAGE 衛星観測から火山噴火時のデータでの議論は行われているが (Trepte et al. 1992)、定常状態の成層圏エアロゾルでライダーにより直接観測されたのはこれが初めてである。今後これらの詳細な解析、衛星観測との比較を行う予定である。

# スプラディック Na 層発生頻度のグローバル分布と Ca イオンのライダー観測

長澤親生、阿保 真、柴田泰邦

首都大学東京システムデザイン研究科

## 1. はじめに

我々は中緯度の東京、赤道域のインドネシアにおいて、共鳴散乱ライダーによる中間圏界面領域の Na 層等の金属層の観測を行っている。これらの密度プロファイルには、しばしば層幅が狭くピーク密度の高い sporadic 層が観測される。図 1 にインドネシアでの Na と Fe の sporadic 層の観測例を示す。sporadic Na 層の生成メカニズムとして、wind shear によりイオンまたは charged particle が集まりこれが中性化する説が有力である。その 1 つの根拠として中緯度では sporadic Na 層の発生高度と wind shear 高度の相関が高いことがあげられる。しかし、赤道では夜半前に発生した sporadic Na 層は wind shear との相関が高かったが、夜半後に発生した sporadic Na 層は wind shear との相関が低かった。(Shibata 2006) これらの結果より sporadic Na 層の発生メカニズムが異なることが示唆される。そこで、本講演では、今までに報告された高緯度、中緯度、低緯度合計 19 箇所での Na ライダー観測結果から、sporadic Na 層の発生頻度・季節特性について、緯度・経度並びに磁場の傾角・偏角について整理し、これらを衛星観測データ等と比較し議論する。

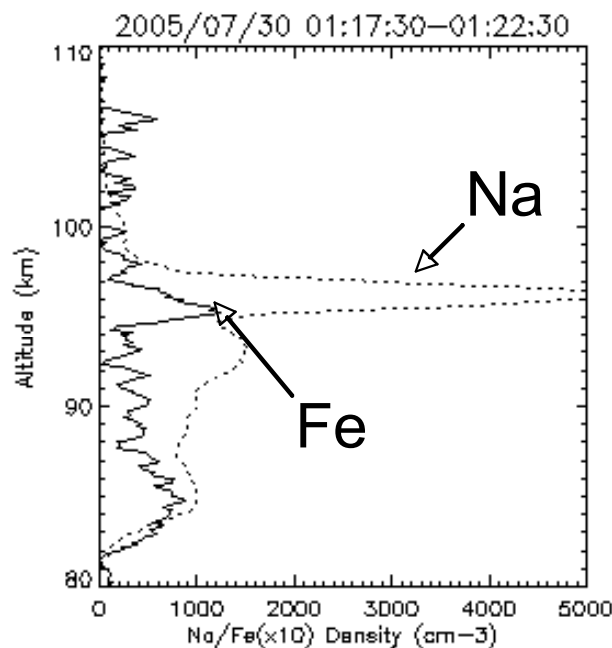


図 1 コトタバんで観測された sporadic Na 層と sporadic Fe 層の同時観測例

## 2. Sporadic Na 層発生頻度のグローバル分布

Sporadic Na 層発生頻度の全球的な比較は Clemesha et al. (1998) により試みられているが、今回はこれにその後観測が報告されている、Wuhan (中国)、Gadanki (インド)、Kototabang (インドネシア) など中低緯度の新たなデータを加えて表 1 並びに図 2 を作成した。表 1 は、報告されている各 Na ライダー観測点の地理緯度・経度、磁場の傾角・偏角、sporadic Na 層の発生頻度を地理緯度北から順に並べたものである。また図 2 は地理緯度・経度座標に各観測点の sporadic Na 層の発生頻度を濃淡で表し、磁場の傾角が  $60^\circ$  以下の範囲を図示したものである。これらより、sporadic Na 層の発生頻度が高いのは北半球の高緯度 ( $>67^\circ$ ) と中低緯度 ( $<35^\circ$ ) であることがわかる。しかし、同じ地理緯度でも南半球では発生頻度が低い。我々は sporadic Na 層の生成に磁気緯度が関係していることを指摘したが、Clemesha も、磁場の傾角が  $0-59^\circ$  又は  $70-90^\circ$  であり、かつ磁場の偏角の大きさが  $11^\circ$  以下である場合に発生頻度が高いこと指摘している (表 1 の網掛け部分)。磁

力線の傾きが関係するのは、電離層の sporadic E 層の生成機構として支持されている wind shear 理論の成立要件を満たすのに必要であるためである。

表 1 各 Na ライダー観測点の地理緯度・経度、磁場の傾角・偏角、sporadic Na 層の発生頻度

Location	Geographic Latitude	Geographic Longitude	Magnetic dip angle	Magnetic declination	Occurrence of Nas	Reference
Heiss Island	80	50	84	27	-	Juramy 1981
Svalbard	78	15	82	1	○	Gardner 1988
Andoya	69	16	78	2	○	Hansen 1990
Sondrestrom	67	-51	75	-40	○	Heinselmann 1998
Poker Flat	65	-147	77	27	△	Collins 1996
Winkefield	54	-1	68	-4	×	Gibson 1971
Haute Provence	44	6	60	-1	×	Megie 1977
Illinois	40	-88	69	-1	×	Senft 1989
Tokyo	35	139	48	-6	○	Nagasawa 1995
Wuhan	31	114	45	-5	○	Yi 2002
Haleakala	21	-156	39	10	◎	Kane 1993
Mauna Kea	20	-155	37	10	◎	Kwon 1988
Arecibo	15	-67	47	-11	◎	Kane 1993
Gadanki	14	79	10	-5	○	Kumar 2007
Kototabang	0	101	-20	-2	○	Shibata 2006
Alcantara	-2	-44	0	-20	△	Clemesha 1998
Sao Jose dos Campos	-23	-46	-31	-19	△	Batista 1989
Syowa	-69	39	-64	-47	-	Nomura 1987
South Pole	-90		-73	-27	-	Collins 1994

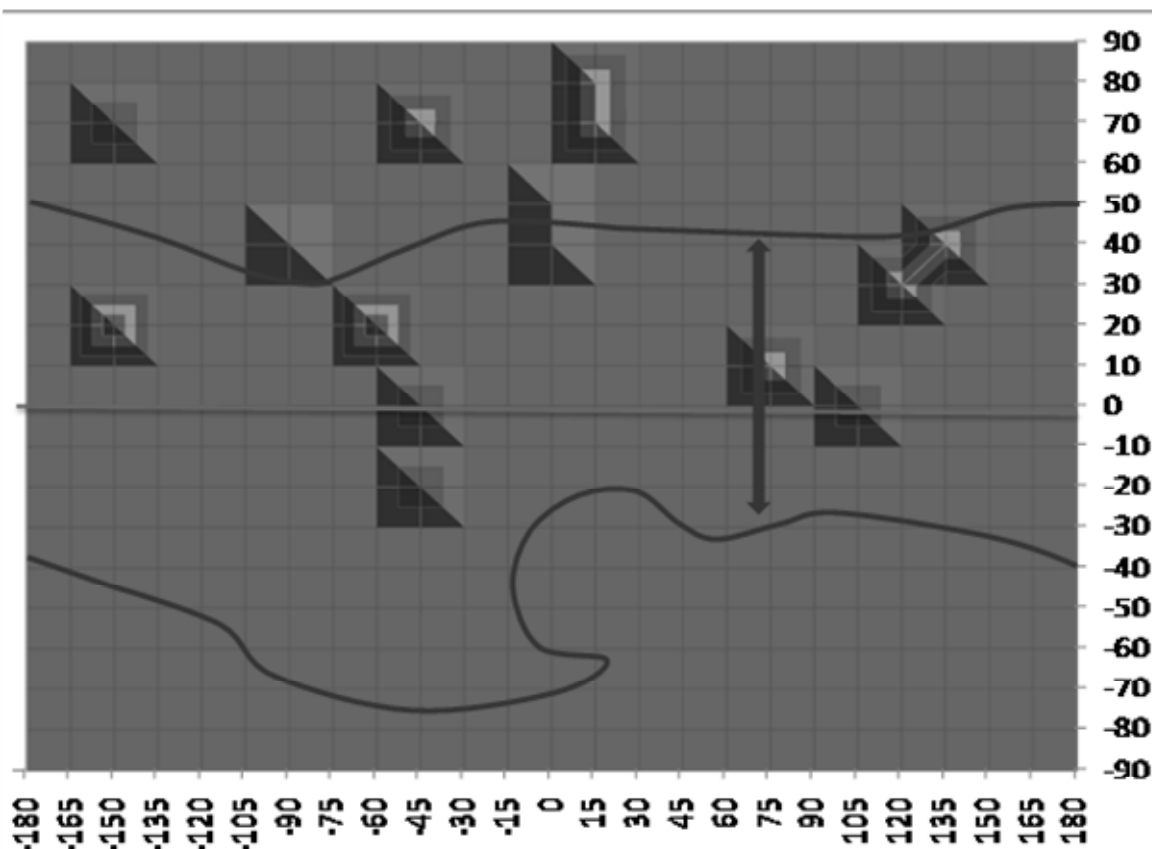


図 2 sporadic Na 層の発生頻度の global 分布 (縦・横軸はそれぞれ地理緯度・経度)

### 3. 衛星観測との比較

Fan et al. (2007)は Odin 衛星による Na の太陽励起光の掩蔽観測から高度分解能 2km で Na 層の高度プロファイルを求め、そこから sporadic Na 層の発生頻度のグローバル分布を求めている。この観測は太陽光を使う測定原理の制約から、観測時間が Local Time の 06 時と 18 時に限定され、さらに 20° より高緯度の冬は観測が出来ない。従って Local Time 特性や季節特性が完全には平均化されていない。この条件をふまえた上で結果を見ると、sporadic Na 層の発生頻度が高い領域は、南半球のアルゼンチン周辺、日付変更線周辺の赤道域、オーストラリア南部の南極域となっている。これらの領域は地上観測のない地点であるが、アルゼンチン周辺は日本に次いで電離層の sporadic E 層の発生頻度が高い領域であり興味深い。一方衛星観測の結果と表 1 の地上観測の結果とは必ずしも対応していない。これは観測時間の問題が大きいと考えられる。例えば東京では夕方や朝方には sporadic Na 層はほとんど発生せず、夜半前に頻繁に発生するため、衛星からの観測では捉えることが出来ていない。

### 4. Ca イオンの観測

sporadic 中性層と電離層の sporadic E 層との関係を観測的に調べるためには、sporadic E 層の構成要素と言われている金属イオンの直接観測が有用である。地上から共鳴散乱ライダーで観測可能な金属イオンは Ca イオンである。我々は Ca イオンのライダー観測を赤道で数回試みているが、天候に恵まれず未だ成功していない。図 3 は東京において観測された Ca イオンの観測例である。高度 102km 附近にシャープな Ca イオン層が観測されている。Ca イオンはほとんどの場合このようにシャープな sporadic 層として観測され、その際に近くの国分寺のアイオノゾンデでは sporadic E 層が観測されている。

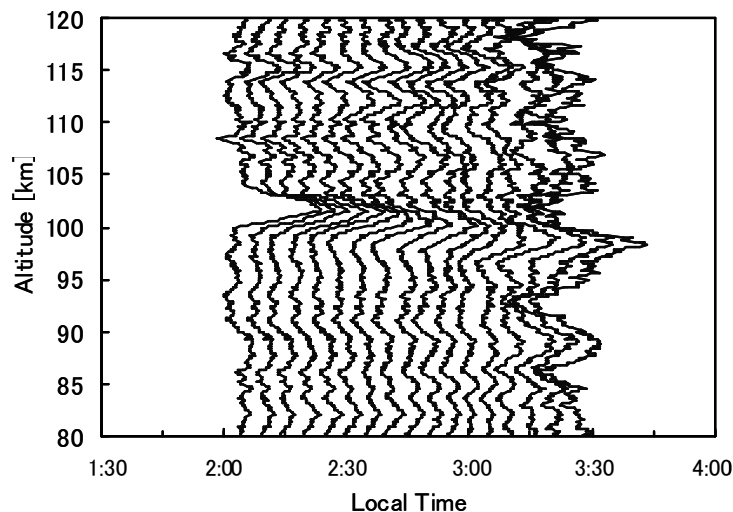


図 3 東京における Ca イオンの観測例 (2008/6/24)

Ca イオンと他の中性金属原子との同時ライダー観測は、世界的にもドイツの Kuhlungsborn や アレシボなど限られた地点でしか行われておらず、sporadic Na 層の発生頻度の高い中緯度や赤道域での観測は少ない。効率よい観測を行うために、我々は現在共鳴散乱ライダーの光源として利用している Ti:Sapphire レーザに替わり、1.5  $\mu\text{m}$  帯 OPO レーザの利用可能性について検討した。従来の Ti:Sapphire レーザ方式では、Nd:YAG(1064nm)→SHG(532nm)→Ti:Sapphire(786nm)→SHG(393nm)のように波長変換を行っている。この方式は Ti:Sapphire 結晶のダメージの問題から励起パワーを大きくできない問題がある。これに対し Nd:YAG(1064nm)→OPO(1572nm)→SHG(786nm)→SHG(393nm)のように波長変換を行うと、高出力の出力が可能となる。表 2 に両者の変換効率の見積を示す。変換効率では大きな差はないが、高出力化が可能である点で、OPO 方式が有利である。我々は現在二酸化炭素測定用の高出力 OPO レーザを開発しており、これを流用することにより、高出力での Ca イオン観測を計画している。

表2 現状の Ti:Sapphire レーザ方式（上）と、計画中の OPO レーザ方式（下）のエネルギー、平均パワー、効率の比較

	Nd:YAG 1064nm	Nd:YAG 532nm	Ti:Sapphire 770nm	Ti:Sapphire 393 / 372nm
Energy (10Hz)	600mJ	300mJ	60mJ	13mJ
Average Power	6.0W	3.0W	0.6W	0.13W
Efficiency		50%	10%	2.2%

	Nd:YAG 1064nm	OPO 1572nm	OPO SHG 786nm	OPO FHG 393nm
Energy (200Hz)	80mJ	20mJ	8mJ	1.3mJ
Average Power	16.0W	4.0W	1.6W	0.26W
Efficiency		25%	10%	1.6%

## 5. まとめ

赤道における観測結果から得られた中間圏 sporadic Na 層の特性は中緯度と異なり、赤道域の sporadic Na 層の発生機構は中緯度と異なることが示唆された。一方 Sporadic Na 層発生頻度の各緯度経度の地上ライダー観測の比較結果並びに全球的な衛星観測結果から、Sporadic Na 層の発生と電離層の sporadic E 層の発生との相関が高いという従来の主張が支持される結果が得られた。しかし、Local Time 特性や季節特性には地域ごとに違いがあり、このあたりに Sporadic Na 層の発生機構の全容解明のヒントが隠されていることが推察される。今後この点を中心に解析を進める。

更に中性スプラディック層とイオンスプラディック層の関係を調べるために Ca イオンのライダー観測が重要であり、共鳴散乱ライダーの光源として利用している Ti:Sapphire レーザに替わり、1.5  $\mu$ m 帯 OPO レーザの利用可能性について検討し、高出力化 OPO レーザが共鳴散乱ライダー用光源として利用可能であることを示した。

## 参考文献

- Clemesha, B. R. et al., J. of Atmos. and Solar-Terr. Phys., **60**, 1773, 1998.  
 Fan, Z. Y. et al., G.R.L. **34**, L15808, 2007.  
 Shibata Y., et al. J. Meteor. Soc. Japan, **84A**, 317, 2006.

# E A R 関連観測で明らかとなった 赤道プラズマ不安定の時間・空間構造

深尾昌一郎<sup>1,2</sup>, 横山竜宏<sup>3</sup>, 大塚雄一<sup>4</sup>, 山本衛<sup>1</sup>

<sup>1</sup>京大生存圏研究所, <sup>2</sup>東海大学総合科学技術研究所

<sup>3</sup>コーネル大学, <sup>4</sup>名古屋大学太陽地球環境研究所

**要旨** 先に実施された文科省科学研究費補助金特定領域研究『赤道大気上下結合 (Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere; 略して CPEA; 2001-2007)』(Fukao, 2006) は赤道域で生起する様々な力学・電磁力学現象を大気上下結合という視点で観測的に解明した。その中心になったのは赤道大気レーダー (EAR) であった。以下では EAR と関連観測により初めて明らかにされた赤道プラズマ不安定の新描像について論じる。

## 1. はじめに

赤道域における最も華々しい現象のひとつに、赤道スプレッド F (ESF; あるいは赤道プラズマバブル (EPB)) をあげる研究者は多いだろう。1976 年、ペルーヒカマルカレーダーで初めて ESF (あるいは EPB) がダイナミックに変動する姿を捉えた高度・時間エコー強度図 (ATI plot) は当時の研究者に大きな衝撃を与えるものであった (Woodman and LaHoz, 1976)。これをもとに ESF (あるいは EPB) の詳細な時間変動が明らかにされてきた (e.g., Kelley, 1989)。しかし ATI plot が鉛直方向固定ビームで得られたことに留意すべきである。ATI plot では時間変動と空間変動を明確には分離できないのである。

京都大学の MU レーダーと赤道大気レーダー (EAR) には民用レーダーとして初めてアクティブ・フェーズド・アレイ方式が採用され、広い空間の高速ビーム走査が可能となった (Fukao et al., 1985a, b; 2003)。ESF/EPB のような電離圏イレギュラリティを観測するためには各観測ビームを地磁気に垂直に向けることが必要である。EAR の場合、その設置場所であるインドネシア共和国西スマトラ州ブキティンギ市近郊コトタバ (Kototabang; 0.2°S, 100.32°E) の Dip latitude が約 10 度であることから、天頂から約 20 度に傾いた面内で ESF/EPB の断面を観ることになる。EAR の視野域は高度とともに扇状に広がり、高度 500km では東西方向に約 500km の広がりをもつ (Fukao et al., 2004)。



## 2. EAR による新しい観測事実

地磁気赤道から離れた場所での観測の妥当性は、EPB の南北対称性を捉えた全天夜光観測の結果が明確に示すところである (Otsuka et al., 2002)。同観測は数 10km 以下の微細構造までもが地磁気に沿って南北に連なっている姿を捉えており、EPB はいわば”金太郎飴”のようにどこでも相似構造をしていると見做せる。

EAR によって ESF の空間構造の仔細な時間変化が捉えられる (Fukao et al., 2004)。それを動画にすることも可能である。地磁気静穏時には一般に、既に大きく成長した EPB (fossil bubble) が EAR の扇状視野域の西端から入り、EAR 視野域内を著しい変動を繰り返しながら東進し、東端から出て行く。一方、EPB が EAR の扇状視野域内で発生すると、これ (fresh bubble) を直接捉えることも可能である。地磁気静穏時に EAR 直上で発生した EPB 約 20 個について調べた結果、過半が磁気赤道上の日没時に発生、残りの一部もそれより前、しかし EAR 直上の日没後に発生することが判明した (Yokoyama et al., 2004)。

バブルが日没時に近いところで発生していることが分かると、ATI plot 上のバブルが fresh bubble であるか fossil bubbles であるか判定できる (Fukao et al., 2006)。またバブルが EAR 扇状視野域をほぼ定速で通過 (ドリフト) することが確認されている。この東西ドリフト速度の地方時変化はかつてヒカマルレーダーで得られた結果とほぼ一致する。この値を使って EPB のそれぞれを想定発生場所まで辿ることができる。図 1 下図の A~D は上図の ATI plot 上の EPB のそれぞれに対応する。発生場所間隔がほぼ等間隔であることから何らかの波の関与が強く示唆される (Fukao et al., 2006)。

EPB が日没近傍で発生することが判明して明らかとなった重要な電離圏変化がある (Fukao et al., 2006)。図 2 は EAR と同じ経度にあるイオノグラム 2 基による 2.5 MHz の高度変化である (Maruyama et al., 2007)。Pre-reversal enhancement (PRE) は EPB が EAR 直上で発生するときに特に強められる (左下図)。しかし fossil bubble が通過しただけではバブルの無い夜と変わらない (右下図)。日没線が通過するのはどの経度でも同じでありながら、バブルの発生は飛び飛びの場所で起こる。これはバブルの発生前に既に電離圏高度が上昇している (従って不安定が進み易い) 場所がほぼ等間隔にできており、そこを日没線が通過するときにバブルが発生するものと推定される。

EAR 観測によりバブルの成長率が初めて定量的に数値モデルと対比された (Yokoyama and Fukao, 2006)。またバブル発生に伴い、E 領域イレギュラリティが消滅する E-F 領域結合 (Patra et al., 2005)、いわゆる 150km エコー (Patra et al., 2006)、E-F valley 領域 イレギュラリティ (Yokoyama et al., 2005)、さらにプラズマ・プロブ (blob; Yokoyama et al., 2007) などが新たに解明された。

## 3. 中緯度プラズマプルーム (plasma plume)

一方、中緯度 F 領域にも巨大なプラズマ・イレギュラリティが発生する。ただし発生は太陽活動が低い時期の夏の夜に限られる。その特徴は北西から南東へ伸びるイレギュラ

リティの帯構造が周期的に出現し、それが南西方向に伝搬することである。また通常大きなドリフト速度を伴っている (Fukao et al., 1991)。これらの特徴から生成機構として Perkins 不安定 (Perkins, 1973) が考えられるがその成長率は小さく、成長を助けるために大気重力波などによる seeding が必要と想定された (Kelley and Fukao, 1991)。レーダーエコーは下層の波状構造上にプラズマ・プリューム (plume ; 泡) ができ、その (前) 壁面に 2 次不安定により生じるイレギュラリティが原因と考えられた (Kelley and Fukao, 1991)。なおプラズマプリュームは強い周波数タイプのスプレッド F に伴って発生していた。

後年中規模 (MS) TID の TEC 観測が進められ、プリュームの帯構造が、伝搬する MSTID の特定位相によく対応することが明らかとなった (図 3 ; Saito et al., 2002)。また、全天夜光観測により夜間の MSTID の帯構造が捉えられるようになり、それと分極電場の対応も明らかにされた (Shiokawa et al., 2003)。DMSF 衛星で観測された電場は全天夜光観測の帯構造にはほぼ垂直であり、東 (西) 向き成分をもつときは MSTID が上昇 (下降) 位相となる。この関係は夜間の MSTID に Perkins 不安定が関与していることを示唆させる (Shiokawa et al., 2003)。観測された分極電場はイレギュラリティの水平ドリフトを生じさせるが、MU レーダーで観測されたドリフトの方向と大きさはこれと矛盾しない (Y. Otsuka, private communication)。

しかしここでも Perkins 不安定の成長率が小さいことが指摘される。最近北海道に設置された SuperDARN の観測から、夜間 MSTID がかなり高緯度から南進を始めることが明らかとなっている。これと中低緯度の TEC あるいは全天夜光観測を重ねると、MSTID は数千キロにもわたって伝搬していることが明らかである (図 4)。Perkins 不安定はその間に十分な大きさに成長することが考えられる。

#### 4. 赤道域におけるプラズマプリューム

図 5 の上図は EAR サイトで 2003 年以降観測されている GPS シンチレーションインデックス (S4) 発生頻度の地方時依存性の季節・年変化を示す。夜半前に発生し、春秋分季に卓越する傾向はこれまでの報告に合致する (Aarons, 1993)。また年々減少しているのは太陽活動度の低下に対応する。

このときの EAR や 2006 年に観測を始めた VHF レーダーエコーを調べると何れも東進していることが分かる。これはシンチレーションの原因が赤道プラズマバブルであることを示す (Otsuka et al., 2008)。

一方、図 5 下図に示すように、VHF レーダーは (春秋分季でなく) 夏期の夜半過ぎからもイレギュラリティを捉えている。過去 2 年間エコー強度は増大の傾向にある。しかしこれがシンチレーションを伴わないことからスプレッド F は周波数タイプと想定される。

EAR や VHF レーダーで観たこのエコーは西進する。明らかに赤道プラズマバブルとは異なるこれらの特徴は中緯度プラズマプリュームのものである。つまりプリュームを伴う MSTID がこの緯度域まで伝搬していると考えられる。

## 5. まとめ

既に夜間 MSTID が常に南北共役であることは明らかとなっている (Otsuka et al., 2004)。これからも MSTID に電場の関与が想定されたが、上述の最近の観測はいずれも Perkins 不安定が両半球で同時に発生していることを示唆するものである。これらからいわゆる中緯度プラズマプルームは、決して中緯度に限定された現象ではなく、MSTID の東西伝搬に伴い、南北の両半球で中低緯度全域にまたがって生成される巨大な結合システムであることが明らかとなった。

## 参考文献

- Aarons, J., 1993: The longitudinal morphology of equatorial F-layer irregularities relative to their occurrence, *Space Sci. Rev.*, 63, 209-243.
- Fukao, S., 2006: Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 1-18.
- Fukao, S., T. Sato, T. Tsuda, S. Kato, K. Wakasugi, and T. Makihira, 1985a: The MU radar with an active phased array system, 1. Antenna and power amplifiers, *Radio Sci.*, 20, 1155-1168.
- Fukao, S., T. Tsuda, T. Sato, S. Kato, K. Wakasugi, and T. Makihira, 1985b: The MU radar with an active phased array system, 2. In-house equipment, *Radio Sci.*, 20, 1169-1176.
- Fukao, S., M. C. Kelley, T. Shirakawa, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, 1991: Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere, 1. Observational results, *J. Geophys. Res.*, 96, 3725-3746.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, 2003: Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System Description and First Results, *Radio Sci.*, 38, 1053, doi:10.1029/2002RS 002767.
- Fukao, S., Y. Ozawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and R. T. Tsunoda, 2004: First observations of the spatial structure of F region 3-m-scale field-aligned irregularities with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, *J. Geophys. Res.*, 109, A02304, doi:10.1029/2003JA010096.
- Fukao, S., T. Yokoyama, T. Tayama, M. Yamamoto, T. Maruyama, and S. Saito, 2006: Eastward traverse of equatorial plasma plumes observed with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, *Ann. Geophys.*, 24, 1411-1418.
- Kelley, M. C., 1989: *The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*, Academic Press, Inc., San Diego, Calif.
- Kelley, M. C., and S. Fukao, 1991: Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere, 2. Theoretical framework, *J. Geophys. Res.*, 96, 3747-3753.
- Maruyama, T., M. Kawamura, S. Saito, K. Nozaki, H. Kato, H. Hemmakorn, T. Boonchuk, T. Komolmis, and C. Ha Duyen, 2007: Low latitude ionosonde network for ionosphere-thermosphere coupling studies, *Ann. Geophys.*, 25, 1569-1577.

- Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, 2002: Geomagnetic conjugate observations of equatorial airglow depletions, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029 /2002GL015347.
- Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, 2004b: Geomagnetic conjugate observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all-sky airglow imagers, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15803, doi:10.1029/2004GL 020262.
- Otsuka, Y., T. Ogawa, and Effendy, 2008: VHF radar observations of nighttime F-region field-aligned irregularities over Kototabang, Indonesia, *Earth, Planets Space*, In press.
- Patra, A. K., T. Yokoyama, M. Yamamoto, S. Saito, T. Maruyama, and S. Fukao, 2005: Disruption of E region echoes observed by the EAR during the development phase of equatorial spread F: a manifestation of electrostatic field coupling, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17104, doi:10.1029/2005GL022868.
- Patra, A. K., T. Yokoyama, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, 2008: Daytime 150-km echoes observed with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06101, doi:10.1029/2007GL033130.
- Perkins, F., 1973: Spread F and ionospheric currents, *J. Geophys. Res.*, 78, 218-226.
- Saito, A., M. Nishimura, M. Yamamoto, S. Fukao, T. Tsugawa, Y. Otsuka, S. Miyazaki, and M. C. Kelley, 2002: Observations of travelling ionospheric disturbances and 3-m scale irregularities in the nighttime F-region ionosphere with the MU radar and a GPS network, *Earth Planes Space*, 54, 31-44.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, C. Ihara, T. Ogawa, and F. J. Rich, 2003b: Ground and satellite observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbance at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, 108, 1145, doi:10.1029/2002JA009639.
- Woodman, R. F., and C. LaHoz, Radar observations of F region equatorial irregularities, *J. Geophys. Res.*, 81, 5447-5466, 1976.
- Yokoyama, T., and S. Fukao, 2006: Upwelling backscatter plumes in growth phase of equatorial spread F observed with the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08104, doi:10.1029/2006GL025680.
- Yokoyama, T., S. Fukao, and M. Yamamoto, 2004: Relationship of the onset of equatorial F-region irregularities with the sunset terminator observed with the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24804, doi:10.1029/2004GL021529.
- Yokoyama, T., A. K. Patra, S. Fukao, and M. Yamamoto, 2005: Ionospheric irregularities in the low-latitude valley region observed with the Equatorial Atmosphere Radar, *J. Geophys. Res.*, 110, A10207, doi:10.1029/2005JA011208.
- Yokoyama, T., S.-Y. Su, and S. Fukao, 2007: Plasma blobs and irregularities concurrently observed by ROCSAT-1 and Equatorial Atmosphere Radar, *J. Geophys. Res.*, 112, A05311, doi:10.1029/2006JA012044.

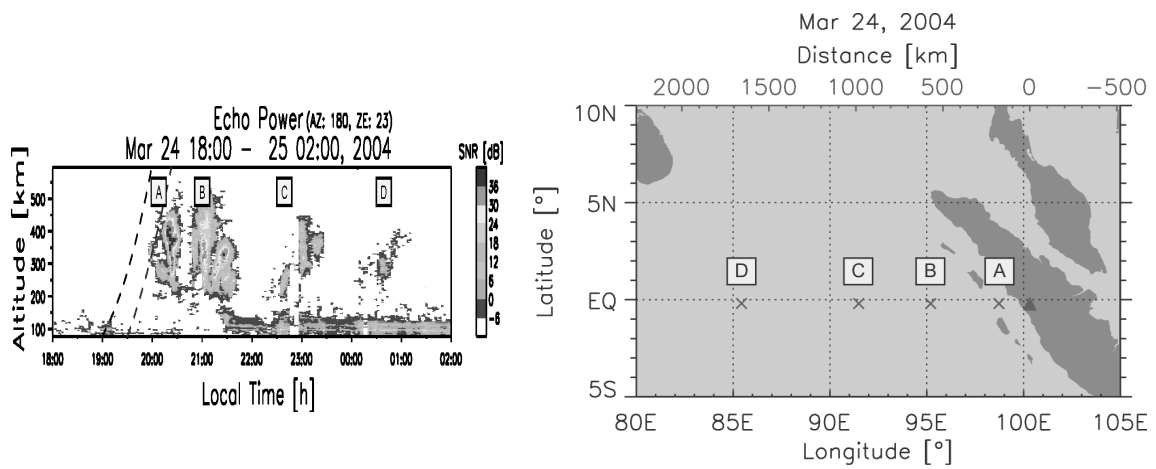


図1 (左図) 赤道大気レーダーが捉えた4つのプラズマバブルを示すATI plot と (右図) 推定されたそれぞれの発生位置 (Fukao et al., 2006)。

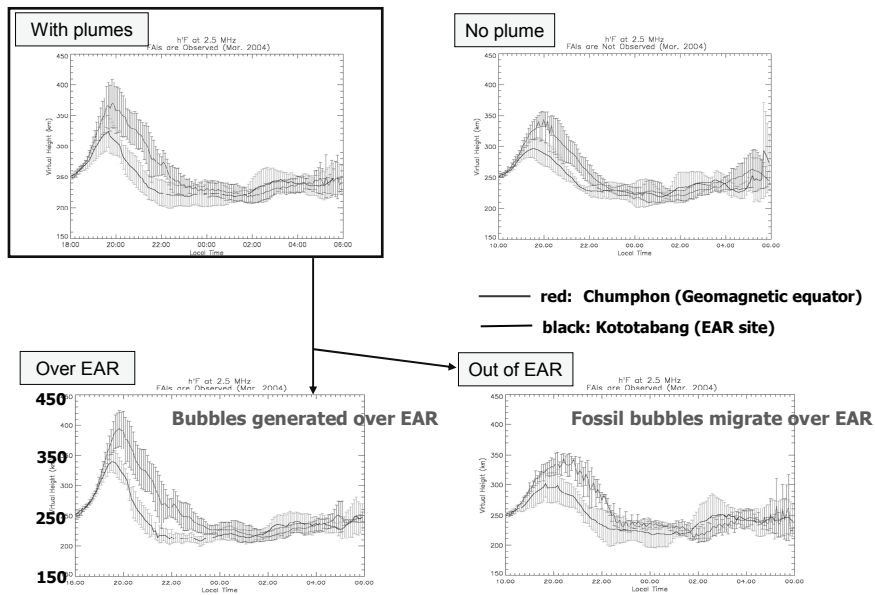


図2 イオノゾンデで観測された2.5 MHz見掛け高度 (2004年3月平均)。プラズマバブルがEAR上空で発生した場合 (左下図) とバブルがEARの西で発生しEAR上を東進した場合 (右下図)。

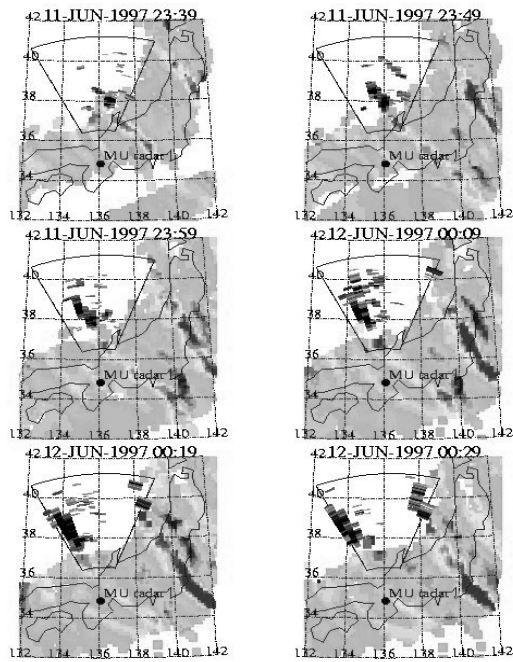


図3 1997年6月12日夜にMUレーダーで観測されたプラズマプリューム（白黒）とGPSネットワークで観測されたTEC変動（カラー）の空間分布。両者の帯構造がよく対応している（Saito et al., 2002）。

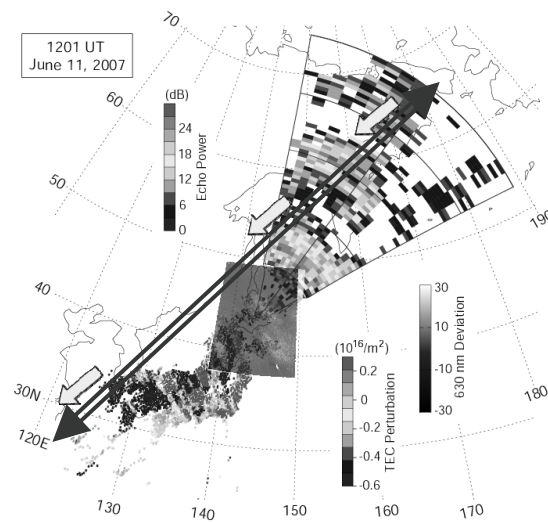


図4 SuperDARN、TEC及び全天夜光観測で捉えられた夜間のMSTIDの伝搬。MSTIDが高緯度で発生し、東シベリア、カムチャッカ、オホーツク海、日本上空を経て南西に伝搬する様子が明らかである（小川忠彦教授による）。

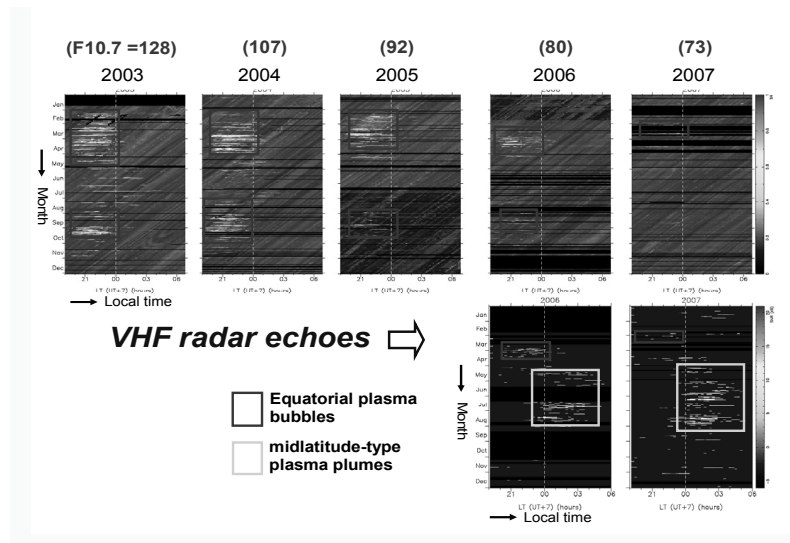


図5 (上図) EAR サイトで観測された GPS シンチレーションインデックス (S4) と VHF レーダーエコー強度の年・季節変化 (大塚雄一博士による)。

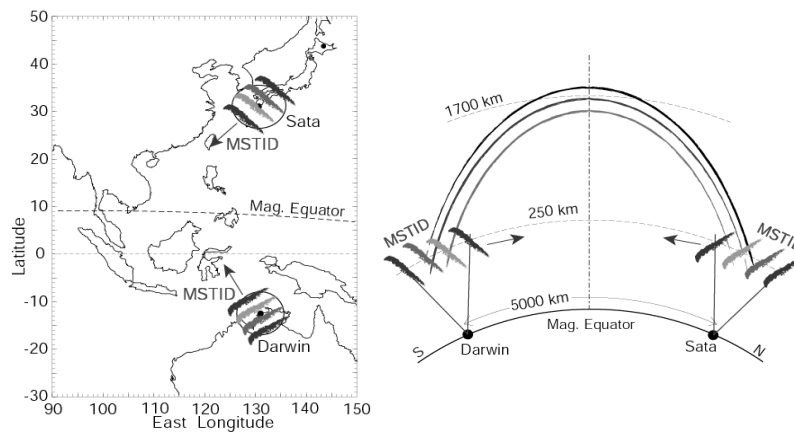


図6 南北半球をそれぞれ対称の構造を保ったまま低緯度側へ伝搬する MSTID の模式図 (小川忠彦教授による)。

# Propagation of gravity waves to the thermosphere: *Basic understanding on saturation, breaking, instability and viscous dissipation of gravity waves*

Susumu Kato (Kyoto University, kato@rish.kyoto-u.ac.jp)

## Abstract

Gravity waves excited near the ground propagate upwards, growing exponentially, but eventually become saturated due to nonlinear effects and also unstable. Further, gravity waves in the thermosphere are affected by viscosity and attenuated. These effects make the propagation of gravity waves complex beyond the mesopause and we understand little as yet about the situation.

It seems significant to discuss basic problems relative to the gravity wave propagation to the thermosphere.

## 1. Introduction

We understand well about gravity waves (GW, hereafter) propagating from the ground up to the mesosphere, thanks to linear theory and radar observation.

However, our understanding on the propagation above the mesosphere is very limited because non-linear and viscous dissipation effects on GW become remarkable with heights. These effects are very difficult to treat but must be better understood since the effects may control GW propagation beyond the mesopause, probably contributing significantly to the thermosphere general circulation. .

We attempt below to discuss the basic problems on the propagation of GW to the thermosphere under non-linear and viscous effects. The relative importance between the two effects varying with altitudes is the main subject of our concern.



## 2. Non-linear and viscous effects.

Non-linear and viscous effects impede the exponential growth of GW during upward propagation. Our discussion on these effects starts with the Navier-Stokes equation. For our purpose viscous effects can be treated simply with the form which is strictly valid for incompressible fluids as follows :

$$DV/Dt = \partial V / \partial t + (V \cdot \nabla) V = \mu \nabla^2 V - (1/\rho) \nabla p + g + F(V_{e,i}) \quad (1)$$

where  $V$  is GW velocity-vector,  $t$  time,  $\rho$  density,  $\mu$  kinematic viscosity,  $p$  pressure and  $g$  gravity;  $F(V_{e,i})$ =collissional force dependent on velocity of ions and electrons,  $V_{i,e}$ , important only in high-latitude thermosphere. For simplification we consider GW , in plane atmosphere, neglecting the Coriolis force effect, propagating horizontally (x-direction) and vertically (z-direction, upwards positive) . Each term containing  $V$  in (1) has the order of magnitude as follows :

$$\begin{aligned} |\partial V_z / \partial t| &\sim |\omega V_z|; & |(V \cdot \nabla) V_z| &\sim |m V_z^2|; \\ |\mu \nabla^2 V_z| &\sim |(k^2 + m^2) \mu V_z| & \sim |m^2 \mu V_z| \end{aligned} \quad (2)$$

where  $\omega$  is frequency,  $k$  and  $m$  wave- number horizontal and vertical respectively;  $k^2 \ll m^2$ .

Due to non-linearity the saturation of velocity occurs (e.g.Kato, 2005) with

$$|V_x| \sim |\omega/k| \text{ or } |V_z| \sim |\omega/m| \quad (2')$$

as obtained by comparison between the linear and non-linear term as given in the first and second relation in (2) ; the viscous effects with

$$|V_z| \sim |m \mu| \quad (3)$$

in the second and third relation in (2).

The saturation of GW velocity implies that the momentum flux of GW ( $\rho$

$\underline{V}$  tends to decrease with height, to be released to background winds for acceleration, either positive- or negative- wise, as in the lower atmosphere with  $\mu = 0$  (e.g. Kato, 2005). Simply regarding the momentum release, in time average, to be a stationary process and also neglecting horizontal convergence of the horizontal momentum flux, we have

$$\underline{D W / D t} = 0 \quad (4)$$

$$\underline{\rho (\underline{V} \cdot \underline{\nabla}) \underline{V}_x} = \underline{\partial (\rho \underline{V}_x \underline{V}_z) / \partial z} \quad (5)$$

$$\underline{\partial U / \partial t} + \underline{\rho^{-1} \partial (\rho \underline{V}_x \underline{V}_z) / \partial z} = 0 \quad (6)$$

where  $W$  is the total velocity of winds plus GW and the under-line shows time-averaging and  $U$  (zonal and x-direction) winds. If the saturation is complete,  $\underline{V}_x \underline{V}_z = \text{constant}$  with  $z$  and (6) gives

$$\underline{\partial U / \partial t} = - \underline{\rho^{-1} \partial (\rho \underline{V}_x \underline{V}_z) / \partial z} = \underline{V_x \underline{V}_z / H} \quad (6')$$

which amounts to numerically 10-50 (m/s/day) which is consistent with radar observation (Nakamura, 1991). Note that we consider  $\underline{V}_x = 10\text{-}50$  (m/s) and  $\underline{V}_z$  to be obtained by the dispersion relation of GW (see (13) below).

Actually, we have an incomplete saturation and  $\mu \neq 0$ , depressing the GW momentum release to the background winds for acceleration. Generally, GW is no stationary process and tends, besides saturation, to break into turbulence for dissipation in the presence of viscosity, as understood by  $\mu \nabla^2 \underline{V} \sim \mu |(\underline{k}^2 + \underline{m}^2) \underline{V}$ , producing all wave numbers in coupling with  $(\underline{V} \cdot \underline{\nabla}) \underline{V}$  in (1).

However, we know little as to how these processes, as the wind acceleration and the breaking into turbulence, do share in receiving the total momentum release from GW. It is likely that the processes should depend on the GW scale; the smaller the GW scale is, the more efficiently the turbulence production goes. The turbulence theory (Batchelor, 1953) shows that the minimum scale of turbulence increases almost inversely-proportional to  $\mu$ . The size of GW, if able to travel upward without being unstable, tends with

height to approach closer the minimum scale of turbulence, eventually entering the viscous range of turbulence spectrum leading to heating. It is important to know that  $\mu$  in the thermosphere attains as huge as  $10^{10}$  times or more than that on the ground..

The saturation and breaking with  $|V_z| \sim |\omega/m|$  in (2') accompany an important thermodynamic process i.e. .initiation of a convective instability since the GW tend to produce a temperature perturbation which can exceed the adiabatic lapse rate  $\Gamma$ . The equation of continuity gives

$$\partial \rho' / \partial t = -\text{div}(\rho V) = (1/2)(\rho_0 V_z/H) \quad (7)$$

which results into

$$|\rho'| = (1/2) (g/C_p) \{ \gamma / (\gamma - 1) \} |V_z| / (\omega T_0) |\rho_0| \quad (8)$$

where  $C_p$ = heat capacity ratio of constant pressure,  $\gamma$ =heat capacity ratio and  $T_0$ =static temperature.

With adiabatic relation as  $T' / T_0 = (\gamma - 1)(\rho' / \rho_0)$ , and  $\Gamma = g/C_p \approx 9.5^\circ$ ,

$$|T'| = (\gamma/2) \Gamma |V_z| / \omega \quad (9)$$

Then, with  $V_z = (2/\gamma) (\omega/m) \approx 1.4 (\omega/m)$  and  $|V_z| \sim |\omega/m|$

$$|\partial T' / \partial z| > |T'|_m = \Gamma \quad (10)$$

showing an initiation of convective instability although actually  $dT_0/dz \sim 6^\circ$  in the lower thermosphere and, accordingly, the instability should occur at higher altitude. Note that instability ( $m^2 < 0$ ) inhibits any further upward propagation of GW whilst viscosity works only for depressing the exponential amplification but allowing propagation. It seems plausible that the instability may contribute to produce isotropic turbulence due to the convective instability which tends to weaken the gravity effect to realize an isotropic velocity field shown in (1).

### 3. Relative importance between saturation-instability and viscous dissipation

We define  $V_S$  and  $V_V$  which are measures for saturation-instability and viscous dissipation, respectively, with the velocity dimension. The two measures are positive and increase exponentially with heights as follows:

$$V_S = |V_z(0)| \exp(z/2H) \quad (11)$$

$$V_V = |m| \mu(0) \exp(z/H). \quad (12)$$

where  $\mu(0) = 2 \cdot 10^{-5}$  (meter<sup>2</sup>/s) by Standard Atmosphere (e.g. Kato, 1980);  $V_S(0)$  can be estimated from scarce observation by micro-barograph (Beer, 1970) with dynamical equation of motion (e.g. Kato, 2005) as

$$V_S(0) = |(k/m)(k/\omega)(p'/\rho_0)| = |(\omega/N)(k/\omega)(C^2/\gamma)(p'/p_0)| \quad (12')$$

which is based on a simplified GW dispersion relation as

$$m = (N/\omega) k \quad (13)$$

and

$$|p'/p_0| \sim 2 \cdot 10^{-5} \text{ at } z=0 \quad (14)$$

Assume  $|\omega/k| = 60$  m/s (similar to the mesospheric winter-westerly) which gives  $|\omega/m| = 10$  (m/s);  $|(\omega/N)| = 1/6$  (assume  $\omega$  is of 30 min in period and  $m = 3.4 \cdot 10^{-4}$  (meter<sup>-1</sup>). Then,  $|V_z(0)| = 5 \cdot 10^{-3}$  (m/s) and, with  $H=7$ km.  $V_S(106 \text{ km}) = |\omega/m| = 10$  (m/s). Since  $V_V(106 \text{ km}) = 3 \cdot 10^{-2}$  (m/s)  $\ll V_S(106 \text{ km})$ , the viscous effects cannot suppress instability; the wave is broken, unstable, being unable to propagate higher.

We remark that at 189km as  $V_S(189 \text{ km}) = V_V(189 \text{ km}) = 3650$  (m/s) with  $m = 3.4 \cdot 10^{-4}$  (meter<sup>-1</sup>) provided that GW can travel as given by linear theory with such an unrealistic exponential growth. It implies that the wave tends to be broken, unstable at a lower height where  $V_S(106 \text{ km}) = |\omega/m|$  or  $V_x^2 + V_z^2 \approx N^2/m^2$ .

Generally,  $V_s(a) = |\omega/m|$  gives  $a = 2H \ln |( \omega/m)/V_z(0) |$  and  $V_s(b) = V_s(b)$  gives  $b = 2H \ln |V_z(0)/(m\mu(0))|$ .

Then,

$$a - b = 2H \ln \left\{ \frac{\omega \mu(0)}{[V_z(0)]^2} \right\} \quad (15)$$

Since  $\omega < N < 0.1$  (c/s),  $|\omega \mu(0)| \ll [V_z(0)]^2$  and

$$a - b < 0 \quad (16)$$

implying that GW may become unstable, breaking into turbulence without further upward propagation before suffering serious viscous dissipation. A GW momentum release to winds as in (4) seems more significant than viscous heating. However, for our detail understanding we have to know about the excitation source spectrum function  $f$  as  $[V_z(0)]^2 = f(\omega, k)$ .

## 4. Discussion

We recapitulate the main point of the discussion above. Initially, GW, excited near or at the ground, grows exponentially with height in propagating upwards to certain height as shown by linear theory. However, eventually, the growth becomes saturated by non-linear effects and also the temperature perturbation by GW grows, tending to exceed an adiabatic lapse rate, producing instability. Under the circumstances the GW momentum is partly released to background winds for acceleration and partly, in the presence of viscosity, lost into turbulence for dissipation, finally leading to heating. Note that the kinematic viscosity increases exponentially more rapidly than the growth of GW as given by linear theory..

Although our main concern has so far been on viscous heating (Pitteway and Hines, 1963; Lindzen and Blake, 1970, Vadas and Fritts, 2004), we now must consider seriously the momentum release to winds in addition to turbulence dissipation in the thermosphere.

Besides TID, GW may be manifested as electron density irregularities of

various scales. Mechanism for producing the irregularities is known to some extent but far from complete as yet. However, wind-shear theory by GW (e.g., Whitehead. 1961) seems to show that GW production is more efficient than plasma instabilities for irregularity production. Since we expect now that GW of various scales may be much more abundant than known so far in ionospheric heights, we can expect that ionospheric irregularities are mainly produced or seeded by GW arriving from below.

## References

Batchelor, G. K., The theory of homogeneous turbulence, pp. 125-132, Cambridge Monographs on mechanics and Applied Mathematics, Cambridge Univ. Press, 1953

Beer, T., Atmospheric waves, p.22, Adam Hilger. Ltd., London 1974

Kato, S., Dynamics of the upper atmosphere, pp. 213-215, Center for Academic Publ. Japan/Tokyo, D..Reidel Publ. Co./Dordrecht, Boston. London, 1980

Kato, S., Middle atmosphere research and radar observation, Review, Proceedings of the Japan Academy, Ser. B, 81, 306-320, 2005

Lindzen, R. S. and D. Blake, Mean heating of the thermosphere by tides, J. Geophys. Res., 75, 6868-6871, 1970

Pitteway, M. L. V. and C.O. Hines, The viscous damping of atmospheric Waves, Can. J. Phys., 41, 1935-1948, 1963

Vadas S. L., D. C. Fritts , Thermospheric responses to gravity waves: Influences of increasing viscosity and thermal diffusivity, J. Geophys. Res., 110, D15103, doi:10.1029/2004JD005574., 2005

Whitehead, J. D., The formation of Sporadic-E layer in the temperate zones, J. Atmos. Terr. Phys., 20, 49-58, 1961

# インドネシアにおける沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測

大塚雄一、水谷徳仁、塩川和夫 (名大 STEL)、  
丸山隆、石井守、小川忠彦 (NICT)、Effendy (LAPAN)

## 1. はじめに

これまでに京都大学の MU レーダーを用いて、中緯度における E 領域沿磁力線不規則構造 (Field-Aligned Irregularity; FAI) のレーダー観測が行われ、これらの FAI エコーはその特徴から準周期エコーや連続エコーに分類されることが明らかになっている [e.g., Yamamoto et al. 1991, 1992]。一方、地磁氣的低緯度においては、ペルーのピウラ [Chau et al., 2001] やインドのガダンキ [Phanikumar et al., 2008] において VHF 帯のレーダーによる E 領域 FAI の連続観測が行われており、それらは中緯度の FAI とは異なった性質をもつことが明らかになっている。2001 年には、京都大学がインドネシア・スマトラ島に赤道大気レーダー (EAR) を建設し、インドネシア域で初めて E 領域 FAI を観測した [Fukao et al., 2003]。EAR サイトは、地理的には赤道直下に位置するが、地磁氣緯度は  $10^{\circ}\text{S}$  であり地磁氣的には低緯度にあたる。さらに、我々は、FAI の連続観測を実施するため、EAR サイトに送信周波数 30.8MHz のレーダーを設置した。

## 2. 観測

2006 年 2 月より、赤道大気レーダーサイトにおいて、送信周波数 30.8MHz のレーダーによる E 層及び F 層の沿磁力線不規則構造の観測を開始した。図 1 に示すように、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 20 kW である。レーダーの主要緒元を表 1 に示す。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  $20^{\circ}$  としている。ビーム幅は、方位角方向には  $12^{\circ}$ 、天頂角方向には  $40^{\circ}$  である。この VHF レーダーは、定常的に E 層及び F 層の 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、ビームを 5 方向に走査している。E 領域 FAI 観測のレンジ及び時間分解能は、それぞれ 1.2km、1 分である。E 領域 FAI 観測の主な観測パラメーターを表 2 に示す。



図 1: インドネシア・スマトラ島に設置された 30.8MHz のレーダー

表 1: VHF レーダーの主要諸元

場所:	0.2°S, 100.32°E (磁気伏角 10.36°S)
送信周波数:	30.8 MHz
アンテナ:	3 素子八木アンテナ 18 本
ゲイン:	22dBi
ビーム幅:	方位角 12° (半値全幅) 天頂角 40° (半値全幅)
ビーム走査:	アクティブ・フェーズド・コントロール 方位角 +54° ~ -54° (13°刻み)
送信機:	
尖頭電力:	20 kW
パルス幅:	1-200 μs
サブパルス幅:	1, 2, 4, 8, 16 μs
受信機:	1 台
A/D 変換機:	16 bit

表 2: E 領域 FAI の観測パラメーター

パルス繰り返し周期(IPP):	1.6 ms
パルス長:	64 μs (8 μs × 8-bit complementary)
レンジ分解能:	1.2 km
サンプリング:	1.2 km
コヒーレント積分:	2 回
インコヒーレント積分:	3 回
FFT 点数:	256

### 3. 結果及び考察

#### 3.1 FAI の発生頻度

2006 年 2 月 23 日以降に 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 エコー発生の季節・地方時変化を調べた。本解析では、高度 80km から 110km におけるエコーの SNR 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)にエコー強度が強く、発生頻度が高いことが分かる。

VHF レーダーと同じく、コトタバンの EAR サイトに設置された NICT のイオノゾンデを用い、スプラディック E 層の季節・地方時変化を調べた(図 2)。スプラディック E 層は、日中には季節



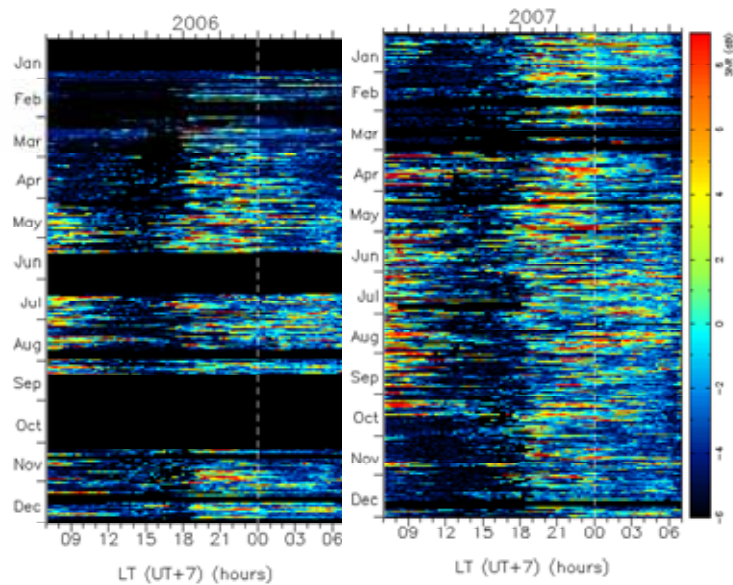


図 2: インドネシア・コタババンにおいて、31MHz レーダーで観測された 2006 年(左)と 2007 年(右)における E 領域 FAI のエコー強度の地方時・季節変化。高度 80km から 110km の値を平均した。

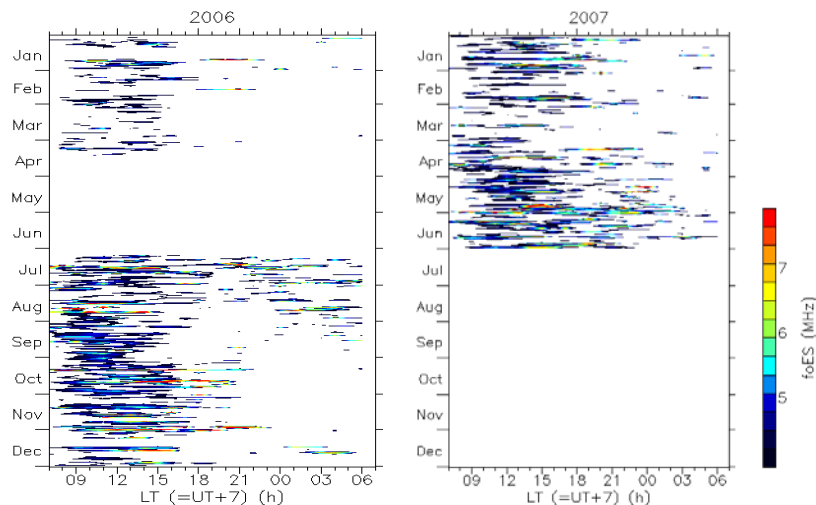


図 3: インドネシア・コタババンにおいて、イオノゾンデで観測されたスポラディック E 層突き抜け周波数(foEs)の地方時・季節変化。

依らず年中発生頻度が高いことが分かる。一方、夜間では季節変化が顕著であり、5-8月に発生頻度が高いことが分かる。このように、E 領域 FAI とスポラディック E 層の季節・地方時変化の傾向は異なる。この特徴は、中緯度で観測される準周期エコーの特徴とは異なり、低緯度域特有の傾向と考えられる。

さらに、季節を春(2-4 月)、夏(5-7 月)、秋(8-10 月)、冬(11-1 月)に 4 等分し、E 領域 FAI エコーの地方時・高度変化を調べた(図 3)。午前中に発生する FAI エコーは、時間とともに高度

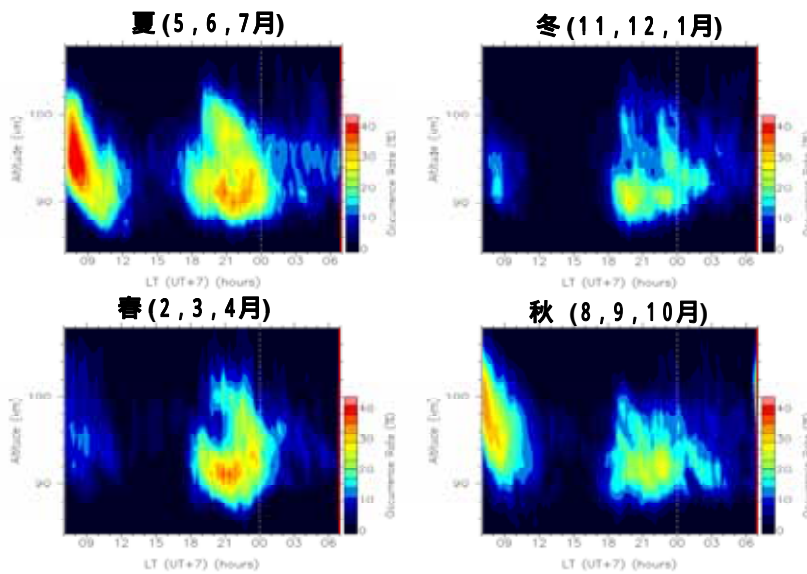


図 4: インドネシア・コタバランにおいて 31MHz レーダーで観測された E 領域 FAI のエコー強度の地方時・高度変化。

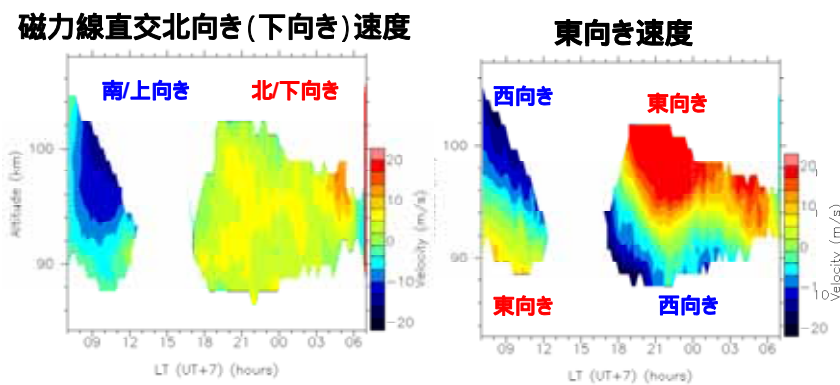


図 5: インドネシア・コタバランにおいて 31MHz レーダーで観測された E 領域 FAI ドップラー速度の地方時・高度変化。

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。

### 3.2 FAI のドップラー速度

図 4(左)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 4 右)。

図 4(左)より、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、図 4(右)より、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。

#### 4 まとめ

EAR サイトにおいて、2006 年 2 月から 30.8 MHz レーダーによる E 領域 FAI の連続観測を行った。観測された E 領域 FAI の特徴は以下のようにまとめられる。

- FAI 発生頻度について

昼間の FAI には以下の特徴が見られる。

- ・ 4-10 月の 7-12 時 LT に発生頻度が高い。
- ・ 半日周期の傾向が見られる。
- ・ Es 層は、季節に抛らず発生頻度が高く、E 領域 FAI とは季節変化が異なる。

夜間、特に真夜中前(18-00 LT)の FAI には以下の特徴が見られる。

- ・ 季節に依らず年中発生頻度が高い。
- ・ Es 層は 6-8 月に発生頻度が高く、E 領域 FAI とは季節変化が異なる。

- ドップラー速度について

エコー領域上部では、ExB ドリフトの方向に一致する。

エコー領域下部では、東西成分は昼に東向き、夜間は西向きであった。

#### 参考文献

- Chau, J. L., R. F. Woodman, and L. A. Flores (2002), Statistical characteristics of low latitude ionospheric field-aligned irregularities obtained with the Piura VHF radar, *Ann. Geophys.*, *20*, 1203-1212.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki (2003), The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, *38(3)*, 1053, doi:10.1029/2002RS002767.
- Phanikumar, D. V., A. K. Patra, C. V. Devasia, and G. Yellaiah (2008), Seasonal variation of low-latitude E-region plasma irregularities studied using Gadanki radar and ionosonde, *Ann. Geophys.*, *26*, 1865-1876.
- Yamamoto, M., S. Fukao, R. F. Woodman, T. Ogawa, T. Tsuda, and S. Kato (1991), Midlatitude E-region field-aligned irregularities observed with the MU radar, *J. Geophys. Res.* *96*, 15,943-15,949.
- Yamamoto, M., S. Fukao, T. Ogawa, T. Tsuda, and S. Kato (1992), A morphological study on midlatitude E-region field-aligned irregularities observed with the MU radar, *J. Atmos. Terr. Phys.* *54*, 769-777.

# 赤道大気レーダーで昼間に観測された 高度 150km の沿磁力線不規則構造

水谷徳仁<sup>1</sup>、大塚雄一<sup>1</sup>、塩川和夫<sup>1</sup>、横山竜宏<sup>2</sup>、山本衛<sup>3</sup>、A. K., Patra<sup>4</sup>、丸山隆<sup>5</sup>、石井守<sup>5</sup>

1. 名大 STE 研 2. コーネル大 3. 京大 RISH 4. NARL 5. NICT

## 1. 背景

インドネシア・スマトラ島のコトタババンに建設された赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)によって、これまでにプラズマバブルに伴う F 領域沿磁力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)や、高度 100km 付近に出現する E 領域 FAI が観測されてきた[Fukao et al., 2003a, b]。今回は EAR を用いて昼間の高度 140km から 170km 付近に出現する FAI の観測を行った。このエコーは 150kmFAI エコーと呼ばれており、この FAI エコーの観測は電離圏の現象を理解するのに必要な観測の一つである。150kmFAI エコーはペルー・ヒカマルカ(磁気伏角:0 度)のレーダーで最初に観測された(図 1 上)[Basley, 1964]。この図を見ると、FAI の発生高度が午前は下降し、正午頃に最低になった後、午後は上昇していることがわかる。このことから、150kmFAI エコーはネックレスエコーと呼ばれることもある。ヒカマルカの観測以来、150kmFAI エコーはミクロネシア・ポンペイ(磁気伏角:0.5 度)のレーダー[Tsunoda and Ecklund, 2004]など磁気赤道付近のみで観測されており、磁気赤道域特有の現象であると考えられていた(表 1)。しかし、近年、インド・ガダンキ(磁気伏角:12.5 度)でも 150kmFAI エコーが観測されることがわかった(図 1 中)[Patra and Rao, 2006, 2007]。そして、インドネシア・コトタババンの EAR(磁気伏角:-21.2 度)でも 150kmFAI エコーが観測された[Patra et al., 2008](図 1 下)。しかし、その統計的性質は未だに明らかにされていない。本研究では、EAR を用いて 150kmFAI エコーを観測し、150km エコーの発生頻度、150km エコーとスボラディック E 層との関係、150km エコー領域の発生高度のそれぞれの季節変化について調べた。

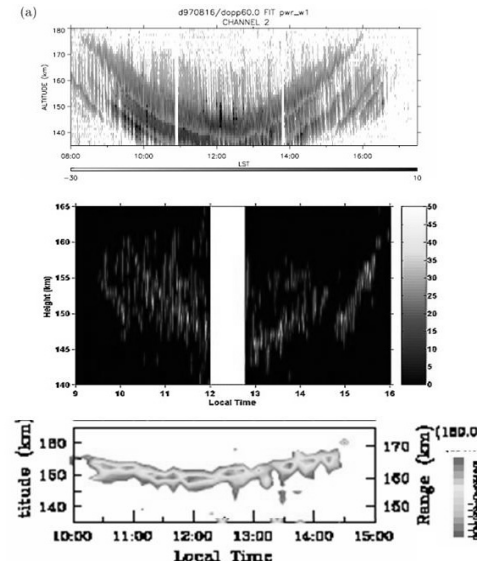


図 1 ヒカマルカ[Fawcett, 1999] (上)、ガダンキ[Patra and Rao, 2006] (中)、コトタババン[Patra et al., 2008](下)で観測された 150kmFAI エコー強度のレンジ・時間断面

表 1 昼間の高度 150kmFAI エコーが観測された場所・磁気伏角・発表論文

観測場所	磁気伏角	発表論文
Jicamarca (Peru) [11.9°S,76°W]	0°	Balsley [1964]
Pohnpei (Micronesia) [7.0°N,158.2°E]	0.5°	Kudeki et al. [1998]
Sao-Luis (Brazil) [2.3°S,44°W]	2.6°	de Paula and Hysell [2004]
Ivory Coast (Africa) [9.4°S,5.6°E]	4.0°	Blanc et al. [1996]
Gadanki (India) [13.5°N,79.2°E]	12.5°	Chaudhary [2004]
Kototabang (Indonesia) [0.2°S,100.3°E]	-21.2°	Patra et al. [2008]

## 2. 観測

赤道大気レーダーは 3 素子八木アンテナ 560 本で構成されており、略円式アクティブ・フェーズド・アレイ方式である。送信周波数は 47MHz、送信尖頭出力は 100kW、アンテナビームはビーム幅 3.4 度で天頂角 30 度以内の任意の方向に向けることができる。今回の観測では、レンジ分解能 1.2km、時間分解能 155 秒の観測を行った。ビーム方向は、高度 150km において磁力線に直交する 8 つの方向にレーダー・ビームを向けた。ビーム方向の方位角、天頂角はそれぞれ、(135 度, 28.5 度)、(150 度, 24.0 度)、(165 度, 21.8 度)、(180 度, 21.2 度)、(195 度, 21.9 度)、(210 度, 24.3 度)、(225 度, 29.2 度)、(240 度, 38.8 度)である。

## 3. 結果及び考察

### 3.1 150kmFAI エコーの発生頻度

まず、EAR によって観測された高度 150kmFAI エコーの発生頻度について述べる。観測が開始された 2007 年 8 月から 2008 年 8 月までのデータを解析した。表 2 に 150kmFAI エコーの観測を行った日を示す。四角で囲まれた日は 150kmFAI エコーが観測された日である。毎月 1 週間程度 150kmFAI エコーの観測が行われているが、2007 年 1 月は観測が行われず、2008 年 2 月は 1 日のみしか観測が行われていない。表 2 より、150kmFAI エコーの発生頻度は 2007 年 8 月から 2008 年 2 月までの間において約 6 割であるが、2008 年 3 月から 5 月の間に 150kmFAI はほとんど観測されなかったことが分かる。しかし、2008 年 6 月から 8 月は 8 割の頻度で 150kmFAI エコーが観測された。このことから、150kmFAI エコーの発生頻度に 3 月から 5 月にほとんど観測されないという顕著な季節変化があることがわかった。

表 2 EAR によって高度 150kmFAI エコーの観測が行われた日(2007 年 8 月～2008 年 8 月)  
(□は 150kmFAI エコーが観測された日を示している。)

2007 年 8 月	□10, 11, □12, □22, □24, □25, □26, 27, 28 日
9 月	6, 19, □20, 21, 22, 23 日
10 月	□10, □11, □12, 13, □14, 15, □16 日
11 月	□19, □20, 21, □22, □23, □24, □25, □26, 27 日
12 月	12, 13, □14, □15, □16, □17, 18 日
2008 年 2 月	□2 日
3 月	5, 6, 7, 8, 9, 10 日
4 月	4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 日
5 月	3, 4, 5, 6, □7 日
6 月	2, 3, □4, □5, □6 日
7 月	□1, □2, □3, □4, □5, □30, □31 日
8 月	□1, □2, □3, □4 日

### 3.2 150kmFAI エコーとスプラディック E 層の季節変化の比較

図 2 に、2007 年 8 月から 2008 年 8 月までの 150kmFAI エコーの観測データを基に求めた月別の 150kmFAI エコー発生頻度を示す。また、2006 年 1 月から 2007 年 7 月までの期間の 12 時 LT にコタバンのイオノゾンデで観測されたスプラディック E 層の発生頻度を示す。ここでは、スプラディック E 層の臨界周波数( $f_oE_s$ )が 4.5MHz 以上になる頻度を示す。まず、150kmFAI エコーの発生頻度は 3 月から 5 月に低くなり、6 月から 12 月に高くなっていることがわかる。それに対し、スプラディック E 層の発生頻度は 1 月から 4 月に低くなり、7 月から 11 月に高くなっていることがわかる。この 2 つを比較すると、150kmFAI エコーとスプラディック E 層の発生頻度の季節変化の傾向がほぼ一致していることがわかった。

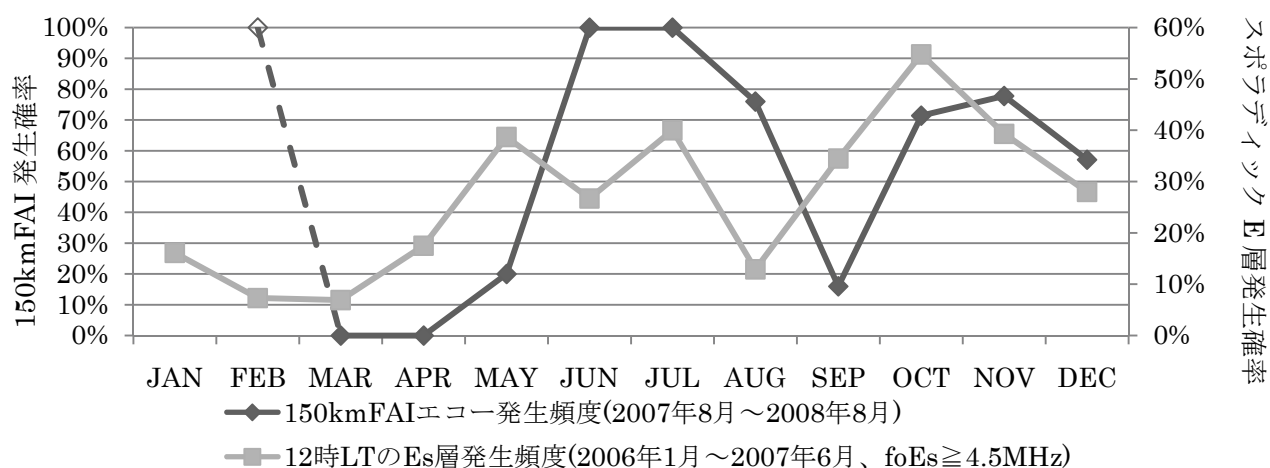


図 2 スプラディック E 層と 150kmFAI エコーの発生頻度の季節変化

ここで、他地点における 150kmFAI エコーとスプラディック E 層の季節変化と比較をする。まずは、ポンペイ(ミクロネシア)における 50MHz レーダー観測の結果について説明する [Tsunoda and Ecklund, 2004]。図 3 にポンペイにおける 1999 年から 2002 年までの 150kmFAI エコーの発生頻度を示す。横軸は日数、縦軸は発生頻度を示している。図 3 より、150kmFAI の発生頻度は 5 月から 8 月にかけて高くなっていることがわかる。図 4 は、ポンペイに近いグアムにおけるスプラディック E 層の発生頻度の図である [Smith, 1957]。横軸は 1951 年 1 月から 1952 年 12 月、縦軸は地方時を示している。図 4 より、夏の昼間に発生頻度が高くなっていることがわかる。図 3 と図 4 を比較すると、ポンペイにおいてはスプラディック E 層と 150kmFAI エコーの発生頻度の季節変化がほぼ一致していることがわかる。

次に、ガダンキ(インド)における 50MHz レーダー観測の結果について説明する [Patra and Rao, 2006]。図 5 にガダンキにおける 150kmFAI エコーの発生頻度を示す。横軸は地方時、縦軸はエコーの発生頻度を表しており、春、夏、秋、冬の季節別の値が示されている。図 5 より、150kmFAI エコーの発生に季節依存性はなく、一年中いつでも発生頻度が高いことがわかる。図 6 は、ガダンキにおけるスプラディック E 層の臨界周波数を示している。横軸は地方時、縦軸は臨界周波数を表しており、図 5 と同様に春、夏、秋、冬の値が示されている。図 6 より、スプラディック E 層の発生頻度が夏・秋で高いことがわかる。図 5、図 6 を比較すると、ガダンキにおいては 150kmFAI エコーの発生頻度とスプラディック E 層の発生頻度の季節変化に違いがあることがわかった。

コタババン、ポンペイ、ガダンキの3地点における150kmFAI エコーとスプラディック E 層の季節変化を比較すると、コタババン、ポンペイでは両者の季節変化が一致したのに対し、ガダンキでは異なることが明らかになった。このように、150kmFAI エコーとスプラディック E 層の季節変化の関係は地点によって異なることが明らかになった。

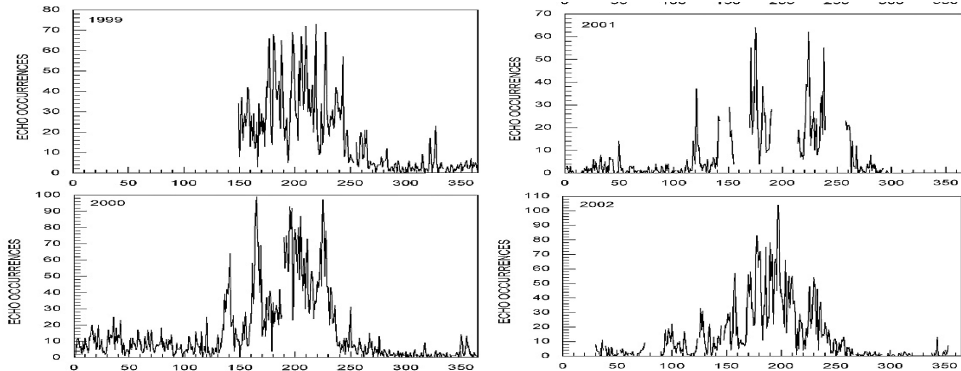


図3 ポンペイにおける1999年から2002年の150kmFAI エコーの発生頻度 [Tsunoda and Ecklund, 2004]

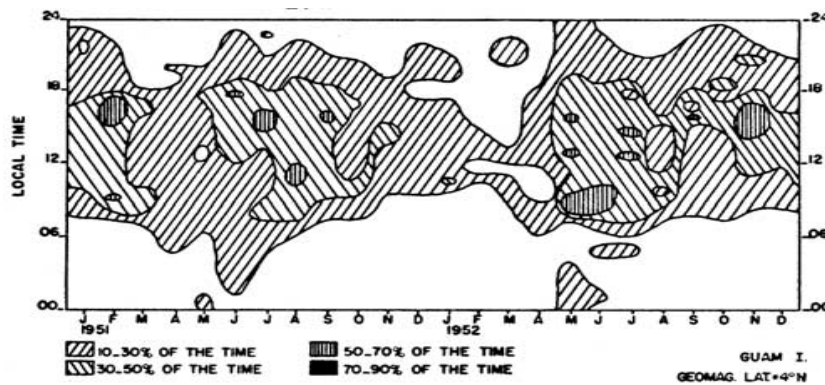


図4 グアムにおける1951年・1952年のEs層発生頻度( $f_oE_s > 5\text{MHz}$ ) [Smith, 1957]

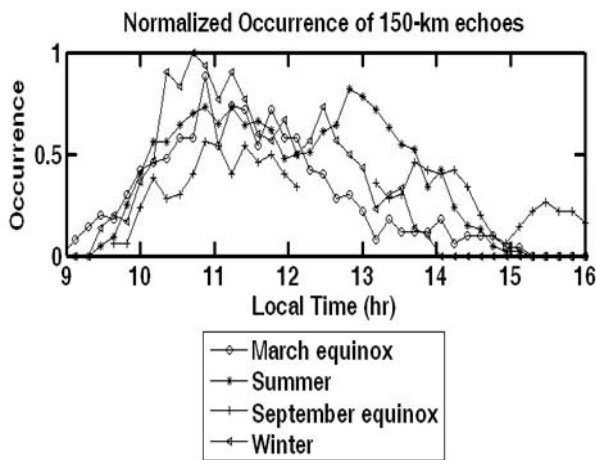


図5 ガダンキにおける150km エコーの発生頻度 [Patra and Rao, 2006]

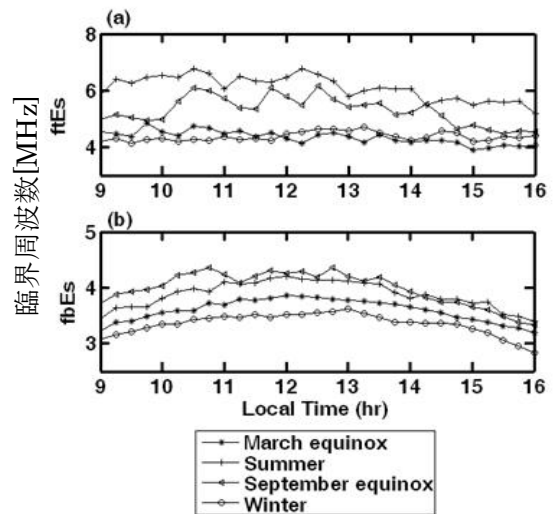


図6 ガダンキにおける臨界周波数 [Patra and Rao, 2006]

また、150kmFAI エコーとスプラディック E 層の日々変化について比較をした。比較した期間は 2007 年 8 月 25 日から 28 日までの連続した 4 日間である。この 4 日間は毎日 150kmFAI エコーの観測が行われ、25 日と 26 日は 150kmFAI エコーが観測されたが、27 日と 28 日は観測されなかった。図 7 に 4 日間に得られた 15 分おきのスプラディック E 層の臨界周波数の時間変化を示す。横軸は地方時を示し、縦軸は臨界周波数を示している。図 7 を見ると、150kmFAI エコーが観測された 25 日、26 日と観測されなかった 27 日、28 日とでは臨界周波数に違いは見られるが、150kmFAI エコーの有無とは相関が見られないことがわかった。よって、この 4 日間の日々変化において 150kmFAI エコーがある日とない日で臨界周波数に相関が見られないことがわかった。

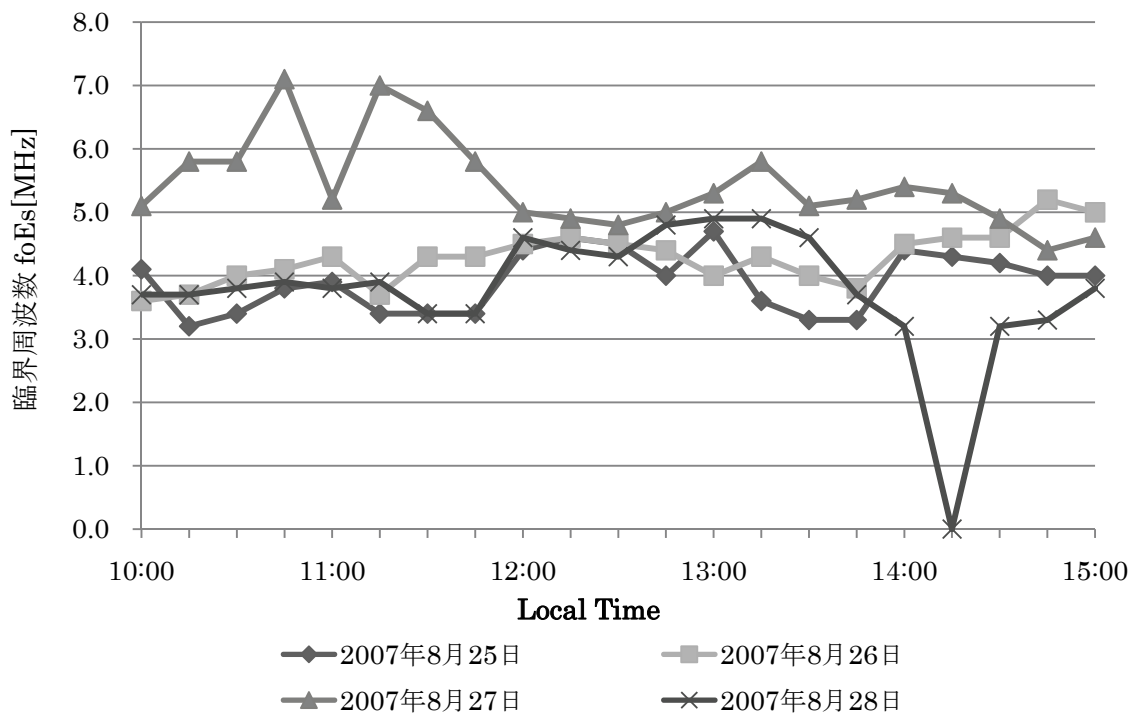


図 7 2007 年 8 月 25 日から 28 日の連続した 4 日間にコタババンで観測されたスプラディック E 層の臨界周波数の時間変化

### 3.3 150kmFAI エコーの発生高度の季節変化

150kmFAI エコーの発生高度の季節変化について調べた。図 8 に 2007 年 8 月から 2008 年 8 月までの 150kmFAI エコーが観測された日の全てのデータを示す。ビーム方向は、方位角 165 度、天頂角 21.8 度の方向だが、2007 年 8 月 10 日と 2007 年 8 月 12 日のデータは方位角 180 度、天頂角 21.2 度の方向のデータを用いた。図 8 で注目したのは、エコーの高度変化と 12 時 LT における発生高度である。まず、図 8 から、11 月及び 12 月では 150kmFAI エコーの高度変化が小さいこと、また、ほとんどの場合で 12 時 LT±30 分付近に 150kmFAI エコーの発生高度が最も低くなっていることがわかる。



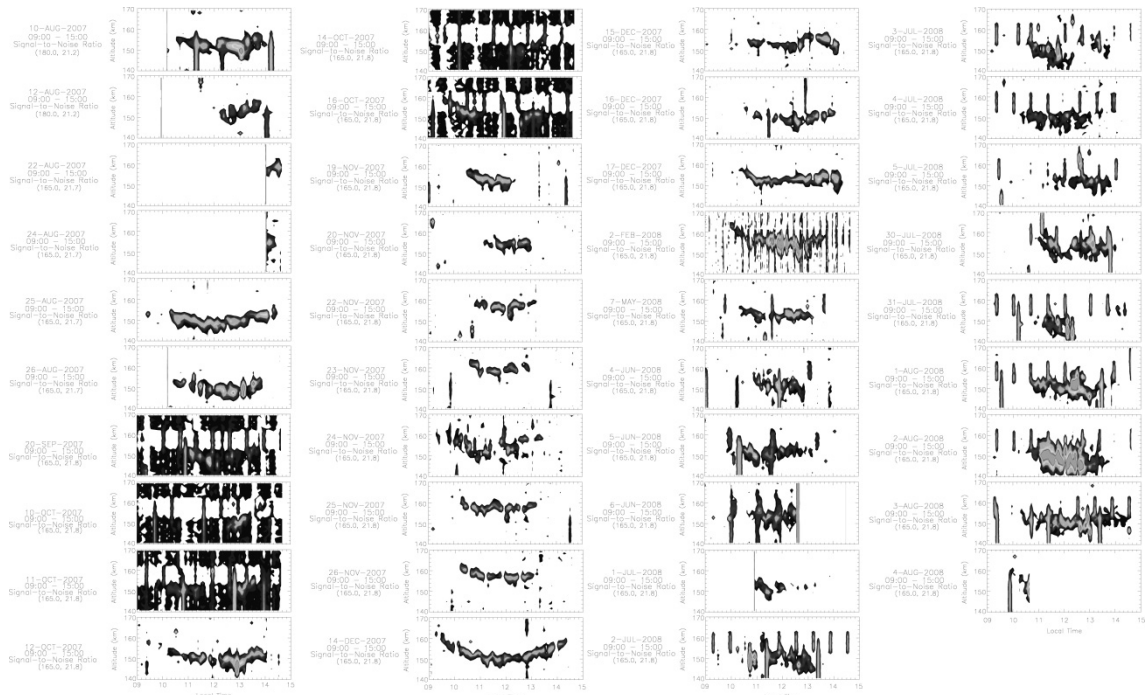


図8 2007年8月から2008年8月までの150kmFAI エコー。ビーム方向は方位角165度、天頂角21.8度。但し、2007年8月10日、2007年8月12日は方位角180度、天頂角21.2度のビーム方向である。

150kmFAI エコーの高度変化及び発生高度についてさらに詳しく調べた。図9に、150kmFAI エコーの最高到達高度と最低高度との高度差を示す。横軸は2007年8月から2008年8月である。図9より、11月、12月に高度差が小さくなっていることがわかる。8月から10月では高度差が8km前後であるのに対し、11月、12月では半分の4km前後となっている。図10は12時LTにおける150kmFAI エコーの発生高度を示している。横軸は2007年8月から2008年8月である。図10より、11月、12月で発生高度が高くなっていることがわかる。8月から10月では144kmから150kmくらいであるのに対し、11月、12月では150kmから158kmとなっている。このように、高度差や発生高度も季節によって変化していることが明らかになった。

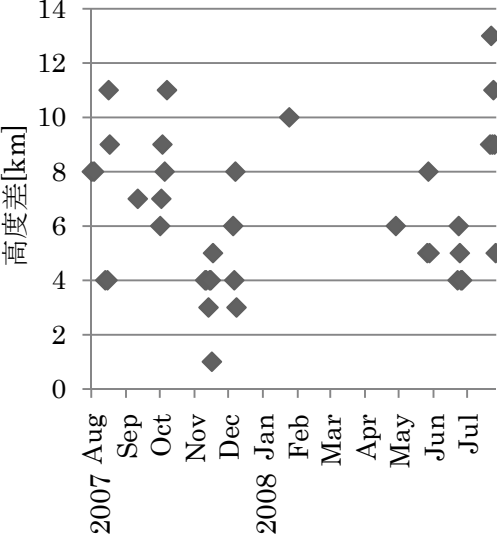


図9 150kmFAI エコーの高度差

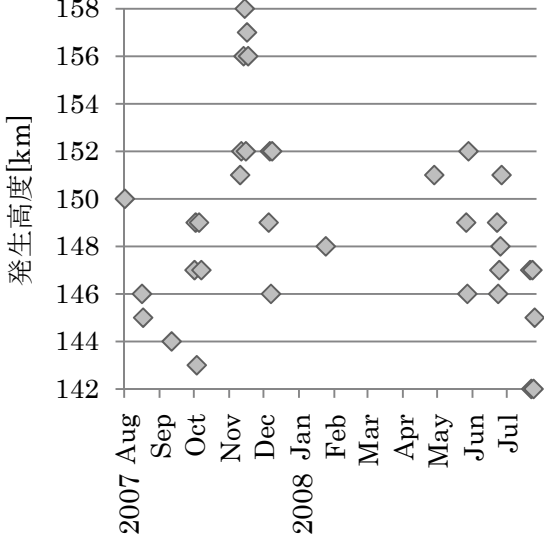


図10 150kmFAI エコーの12時LTにおける発生高度

#### 4. まとめ

2007年8月から2008年8月までの期間に赤道大気レーダーによって観測された150kmエコーのデータを統計解析した。その結果を下にまとめる。

- ① 150kmFAI エコーの発生頻度は、3月から5月には小さいが他の季節には60%以上と大きくなるという顕著な季節変化があることが明らかになった。この結果は、ガダンキの結果とは異なるものであった。
- ② 12時LTにおける150kmFAI エコーの発生頻度とスポラディックE層の発生頻度の季節変化について比較をした。その結果、両者の季節変化は類似していることがわかった。
- ③ 2007年8月25日から28日の連続する4日間で150kmFAI エコーとスポラディックE層の日々変化について比較をした。その結果、両者の日々変化に相関がないことがわかった。
- ④ 150kmFAI エコーの発生高度の季節変化について調べた。各日における150kmFAI エコーの最高到達高度と最低高度の差は、11月、12月に最も小さく約4kmであり、他の季節では約8kmであった。発生高度は7月、8月に低い(144~150km)のに対し、11月、12月に高い(150~158km)ことが明らかになった。

#### 5. 今後の課題

今後の課題として以下の4点をあげる。

- ① 継続して赤道大気レーダーによって150kmFAI エコーの観測を行う。
- ② コッタバンにおけるスポラディックE層の発生頻度のさらなる調査を行う。具体的には、2006年から2008年の3年分のデータで統計をとる。
- ③ ドップラー速度・幅やエコー強度の特徴など150kmFAI エコーの特徴の詳細な調査を行う。
- ④ コッタバンの名大VHFレーダー(30.8MHz)を使った150kmFAI エコーの調査を行う。

#### 6. 謝辞

コッタバンのスポラディックE層の調査には、NICTのイオノグラムデータを使用させていただきました。

#### 7. 参考文献

- [1] Balsley, B. B., Evidence of stratified echoing region at 150 km in the vicinity of magnetic equator during daylight hours, *J. Geophys. Res.*, 69, 1925, 1964.
- [2] Blanc, E., B. Mercandalli, and E. Houngninou, Kilometric irregularities in the *E* and *F* regions of the daytime equatorial ionosphere observed by a high resolution HF radar, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 645, 1996.
- [3] Choudhary, R. K., J.-P. St.-Maurice, and K. K. Mahajan, Observation of coherent echoes with narrow spectra near 150 km altitude during daytime away from the dip equator, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19801, doi: 10.1029/2004GL020299, 2004.

- [4] de Paula, E. R., and D. L. Hysell, The Sao Luis 30 MHz coherent scatter ionospheric radar: System description and initial results, *Radio Sci.*, 39, RS1014, doi:10.1029/2003RS002914, 2004.
- [5] Fawcett, C., An investigation of equatorial 150-km irregularities, Ph.D. thesis, Univ. of Illinois at Urbana-Champaign, 1999.
- [6] Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003a.
- [7] Fukao, S., Y. Ozawa, M. Yamamoto, and R. Tsunoda, Altitude-extended equatorial spread F observed near sunrise terminator over Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2137, doi:10.1029/2003GL018383, 2003b.
- [8] Kudeki, E., C. D. Fawcett, W. L. Ecklund, P. E. Johnston, and S. J. Franke, Equatorial 150-km irregularities observed at Pohnpei, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4097, 1998.
- [9] Patra, A. K., and N. V. Rao, Radar observations of daytime 150-km echoes from outside the equatorial electrojet belt over Gadanki, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03104, doi:10.1029/2005GL024564, 2006.
- [10] Patra, A. K., and N. V. Rao, Further investigations on 150-km echoing riddle using simultaneous observations of 150-km and E region echoes from off-electrojet location Gadanki, *J. Geophys. Res.*, 112, A09301, doi:10.1029/2006JA012204, 2007.
- [11] Patra, A. K., T. Yokoyama, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Daytime 150-km echoes observed with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06810, doi:10.1029/2007GL033130, 2008.
- [12] Smith, E. K., Jr., Worldwide occurrence of sporadic E, *Natl. Bur. Stand. Circ. 582*, U.S. Govt. Print. Off., Washington DC, March 1957.
- [13] Tsunoda, R. T., and W. L. Ecklund, On a summer maximum in the occurrence frequency of 150 km (F<sub>1</sub>) radar echoes over Pohnpei, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06810, doi:10.1029/2003GL018704, 2004.

# EQUATORIAL ELECTROJET PARAMETERS ALONG 210° MAGNETIC MERIDIAN USING A THICK SHELL MODEL FORMAT: PRELIMINARY RESULTS.

<sup>1</sup>Rabiu, A. B., <sup>2</sup>Yumoto, K., <sup>3</sup>Shiokawa, K., and <sup>2</sup>Fujimoto, A.

<sup>1</sup>Space Physics Lab., Dept. of Physics, Federal University of Technology, Akure, Nigeria

<sup>2</sup>Space Environment Research Center SERC, Kyushu University, Fukuoka 812-8581, Japan

<sup>3</sup>Solar-Terrestrial Environment Laboratory STEL, Nagoya University, Nagoya, Aichi, 464-8601, Japan

## Abstract

Parameters of the equatorial electrojet along 210° Magnetic Meridian have been evaluated from Onwumechili's thick current shell format of continuous current distribution model of equatorial electrojet for the first time. Ground based data obtained from MAGDAS/CPMN/210MM magnetometer chain of magnetic stations managed by Space Environment Research Center SERC and Solar-Terrestrial Environment Laboratory STEL were used in fitting the model. The current and distance parameters obtained are peak intensity of the forward current at its center, peak intensity of the return current, ratio of the peak return to the peak forward current intensity, total forward current flowing between the current foci, half of the latitudinal width or the focal distance from the current center, distance of the peak return current location from the current center, half thickness of the peak current density, latitudinal extent of the current from its center, and dip latitude of the electrojet center. The parameters can be validated using radar and other facilities.

**Keywords:** equatorial electrojet, ionospheric current, equatorial ionosphere

## 1.0. Introduction

The study of the various components of Global Electric Circuit including the equatorial electrojet has continued to attract interest, mainly through available of unprecedented observations from satellites and ground-based networks (Kobe, et al., 1998; Rycroft, et al., 2000; Singh et al., 2007). The equatorial electrojet EEJ exhibits structural variability as well as temporal variability which jointly vary with longitude (Doumouya et al. 2003; Jahdavi et al 2002, Luhr, et al., 2004). Previous works had evaluated the parameters of EEJ at South American, Indian and West African sectors using models that employed ground based data (Okoro et al, 1996; Onwumechili 1997; Rigoti et al, 1999; Doumouya et al, 2003; Rabiu and Nagarajan, 2007). Rigoti et al, 1999 determined the parameters of parameters in the south American sector using a data set obtained from an array of magnetometers, while Okoro et al., (1996) and Rabiu and Nagarajan (2007) among others obtained the parameters of the equatorial electrojet EEJ along the 75°E geographic meridian of the Indian sector. The India EEJ sector appears to be the most studied obviously due to large accumulation and history of geomagnetic database in the region.

There is a growing interest in studying the equatorial ionosphere along the 210° Magnetic Meridian MM. A number of recent works which include Fang et al (2008) have been reported about the Equatorial Electrojet along 210 MM. Recently Uozumi et al (2008) developed a new index known as EE index using data from 4 equatorial observatories including Davao which is along the 210MM. There has been no effort to monitor or compute the electrojet parameters along the 210 MM apparently due to lack of sufficient ground based data unlike the Indian electrojet and the purposeful campaigns reported by Rigoti, et al., (1999) which led to the evaluation of EEJ parameters in American sector. Acquisition of geomagnetic data along 210

---

<sup>1</sup> Corresponding author. Tel.: +234 8030705787 E-mail address: [tunderabiu@yahoo.com](mailto:tunderabiu@yahoo.com) (A. B. Rabiu)

MM for up to a decade has been made possible by CPMN and MAGDAS project groups (Yumoto, et al., 1996, 2001, 2006, 2007). These data are archived at the Solar Terrestrial Environment Laboratory, STEL, of Nagoya University and Space Environment Research Center, SERC, of Kyushu University. Rabiou and Nagarajan (2006, 2007) employed the thick current shell format of the current distribution model of EEJ by Onwumechili (1997) named OM66 to obtain the characteristics of EEJ over the Indian sector. This model has capacity to evaluate both the thickness and width of EEJ from an autonomous set of data. This present effort employs the methodology described by Rabiou and Nagarajan (2007) to evaluate the electrojet parameters along the 210 MM (Philippine sector) using an autonomous set of ground based geomagnetic data from the thick shell format of the continuous current distribution model and attempt to study the transient variations of the landmark parameters of the EEJ

## 2.0. Evaluation of parameters

Onwumechili (1966a, b, c; 1967) presented a two dimensional model of the continuous current distribution responsible for EEJ as:

$$j = \frac{j_0 a^2 (a^2 + \alpha x^2) b^2 (b^2 + \beta z^2)}{(a^2 + x^2)^2 (b^2 + z^2)^2} \quad (1)$$

Where  $j$  ( $\mu\text{A m}^{-2}$ ) is the eastward current density at the point  $(x, z)$ . The origin is at the centre of the current,  $x$  is northwards, and  $z$  is downwards. The model is extensible to three dimensions by introducing the coordinate  $y$  or longitude  $\varnothing$  or eastwards local time  $t$ .  $j_0$  is the current density at the centre,  $a$  and  $b$  are constant latitudinal and vertical scale lengths respectively,  $\alpha$  and  $\beta$  are dimensionless parameters controlling the current distribution latitudinally and vertically respectively. It is a meridional plane model which in this simple form has to be applied to specific longitudes or local times. Once the 5 parameters  $j_0, a, \alpha, b, \beta$  are determined by fitting observational data, a number of physical parameters of the current and its magnetic field can be calculated from them.

Onwumechili (1966c) used the Biot-Savart law to obtain the northwards X and vertical Z components of the magnetic field variation with latitude on the horizontal plane ( $v = \text{constant}$ ) as a result of the current distribution in (1) as follows:

$$\begin{aligned} (\text{sg. } z) P^4 X = & \frac{1}{2} k [(1 + \beta)(v + \alpha v + 2\alpha a)(u + b)^2 \\ & + 2(1 - \beta)(v + \alpha v + 4a - 2\alpha a)(u + b) \\ & + (1 + \beta)(v + \alpha v + 2a)(v + a)^2] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} -(\text{sg. } x) P^4 Z = & \frac{1}{2} k [(1 + \alpha)(1 + \beta)(u + b)^3 + (1 + \alpha)(1 + \beta)(u + b)^2 + \\ & + (1 + \beta)(v + \alpha v + 3a - \alpha a)(v + a)(u + b) \\ & - (1 - \beta)b(v + \alpha v + 3a - \alpha a)(v + a)] \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{Where } P^2 = (u + b)^2 + (v + a)^2 \quad (4)$$

$$k = 0.1\pi^2 abj_0 \quad (5)$$

$$u = /x/ \text{ and } v = /z/ \quad (6)$$

$$\text{sg. } x = \text{sign of } (x/u) \text{ and is } \pm 1 \text{ when } x = 0 \quad (7)$$

$$\text{sg. } z = \text{sign of } (z/v) \text{ and is } \pm 1 \text{ when } z = 0 \quad (8)$$

Equations 2 and 3 give the horizontal and vertical magnetic field variations respectively, due to thick current shell format. In the neighbourhood of dip equator northwards component X and horizontal component H are approximately equal as the inclination is very small, therefore  $\Delta X \approx \Delta H$ .  $\Delta Z$  and  $\Delta H$  are measurable field components at observatories, where  $v$  is the current altitude taken to be 106 km ( $0.96^\circ$ ) as determined by rocket and satellite measurements (Onwumechili, 1997),  $u$  is the dip latitude of the point of observation.

### 3. Methodology

A look at equations 2 and 3 reveals that each of H and Z which are measurable quantities at magnetic observatories are expressed in terms of  $k$ ,  $a$ ,  $\alpha$ ,  $b$ , and  $\beta$ , as well as  $v$  and  $u$ . The centre of the equatorial electrojet does not necessarily coincide with the dip latitude (Onwumechili, 1967). Oko et al., (1996) introduced  $x_o$  as the dip latitude of the electrojet centre and thus presented the dip latitude of the stations as  $u = \delta - x_o$ , where  $\delta$  is the dip latitude of the observatory. Substituting  $\delta - x_o$  for  $u$  in the equations 2 and 3 and rewriting them yield:

$$(sg. z) P^4 X - \frac{1}{2} k [(1+\beta)(v + \alpha v + 2\alpha a)(\delta - x_o + b)^2 + 2(1-\beta)(v + \alpha v + 4a - 2\alpha a)(\delta - x_o + b) + (1+\beta)(v + \alpha v + 2a)(v + a)^2] = 0 \quad (9)$$

$$- (sg.x) P^4 Z - \frac{1}{2} k [(1+\alpha)(1+\beta)(\delta - x_o + b)^3 + ((1+\alpha)(1+\beta)(\delta - x_o + b)^2 + (1+\beta)(v + \alpha v + 3a - \alpha a)(v + a)(\delta - x_o + b) - (1-\beta)b(v + \alpha v + 3a - \alpha a)(v + a)] = 0 \quad (10)$$

The first five parameters ( $k$ ,  $a$ ,  $\alpha$ ,  $b$ , and  $\beta$ ) are the model parameters;  $x_o$  is a parameter of the current;  $\delta$  and  $v$  are known values at any point of observation. Equations 9 and 10 thus reflect a non linear function  $F(k, a, \alpha, b, \beta, x_o)$  of magnetic field variations in each components X and Z can be written such that

$$F(k, a, \alpha, b, \beta, x_o) = 0 \quad (11)$$

For each hour, we applied equations 9 and 10 to a set of simultaneously derived electrojet index pairs  $H_i$  and  $Z_i$  for a set of four data stations each at dip latitude  $u_i$  ( $i=1-4$ ), so we have a set of 6 non linear simultaneous equations. Hence the model parameters are over-determined.

Simultaneously recorded hourly horizontal H and vertical Z field values were obtained from 4 stations whose coordinates are shown in Table 1. These hourly horizontal and vertical geomagnetic field intensity values were treated for hourly departures, non-cyclic and Dst variations to ensure absolute quiet condition as required. The electrojet index was obtained by subtracting the hourly values of worldwide Sq as obtained at Muntinlupa, a station just outside of electrojet, from other three stations that fall within the electrojet influence.

Table 1. Coordinates of the geomagnetic observatories

Station	Code	Geog Coordinates		Dip latitude (°N)
		Lat. °N	long °E	
Muntinlupa	MUT	14.4	121.02	6.79
Yap Island	YAP	9.5	138.08	1.70
Davao	DAV	7.0	125.40	-0.65
Langkawi	LKW	6.3	99.78	-1.88

The current distribution described an external field and so it became necessary to separate the internal field from the external field. It is known that the observed values of H and Z are algebraic sum of the external ionospheric current and internal effects, such that:

$$\Delta H_e + \Delta H_i = \Delta H \quad (12)$$

$$\Delta Z_e - \Delta Z_i = \Delta Z \quad (13)$$

Onwumechili (1997) reported the ratios of  $0.28 \pm 0.08$  and  $-0.17 \pm 0.02$  for  $\Delta H_i/\Delta H_e$  and  $\Delta Z_i/\Delta Z_e$  respectively, found in excellent agreement with Davis *et al.*, (1967). We used these ratios to filter out the internal field from the observed values such that  $\Delta H$  and  $\Delta Z$  reflect the variation field due to external source of interest, the ionosphere. We therefore generated a hourly profiles of EEJ index in H and Z due to external current system of equation 1 for selected quiet days ( $A_p \leq 4$ ) during the Whole Heliosphere Ionosphere campaign between March 23 to April 23 of the year 2008. We obtained the hourly means of the equatorial electrojet strength on each day.

The hourly values of the model parameters  $k$ ,  $a$ ,  $\alpha$ ,  $b$ ,  $\beta$ , and  $x_o$  were evaluated employing some subroutines in MATLAB environment using optimization method engaging equations 9 and 10 as described above.

#### 4.0. Results and Discussions

Figure 1 presents the diurnal variation of Sq at the four stations on 2<sup>nd</sup> April 2008. The enhanced magnetic field variation at the three Electrojet stations is due to the fact that the observed field within the electrojet strip is a combination of the worldwide Sq and the electrojet component.

Figure 2 presents the diurnal variations of the peak intensity of the forward current at its centre (bottom panel left axis), total forward current flowing between the current foci (bottom panel right axis), half of the latitudinal width or the focal distance from the current centre (middle panel right axis), half thickness of the peak current density (middle panel left axis), latitudinal extent of the current from its centre (top panel left axis), and dip latitude of the electrojet centre (top panel right axis). It is obvious that that all of these parameters undergo diurnal variation.

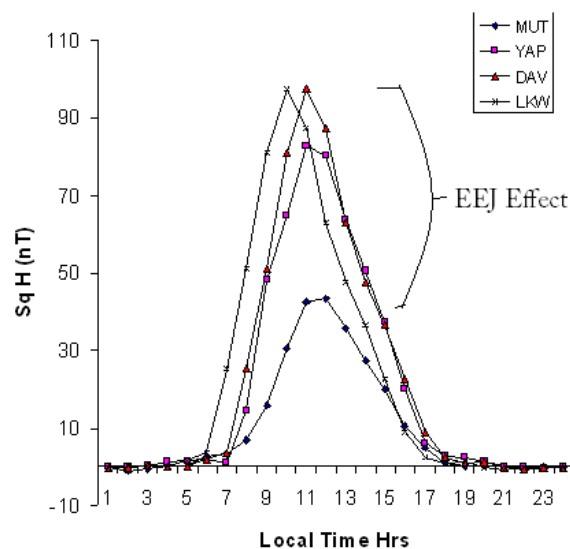
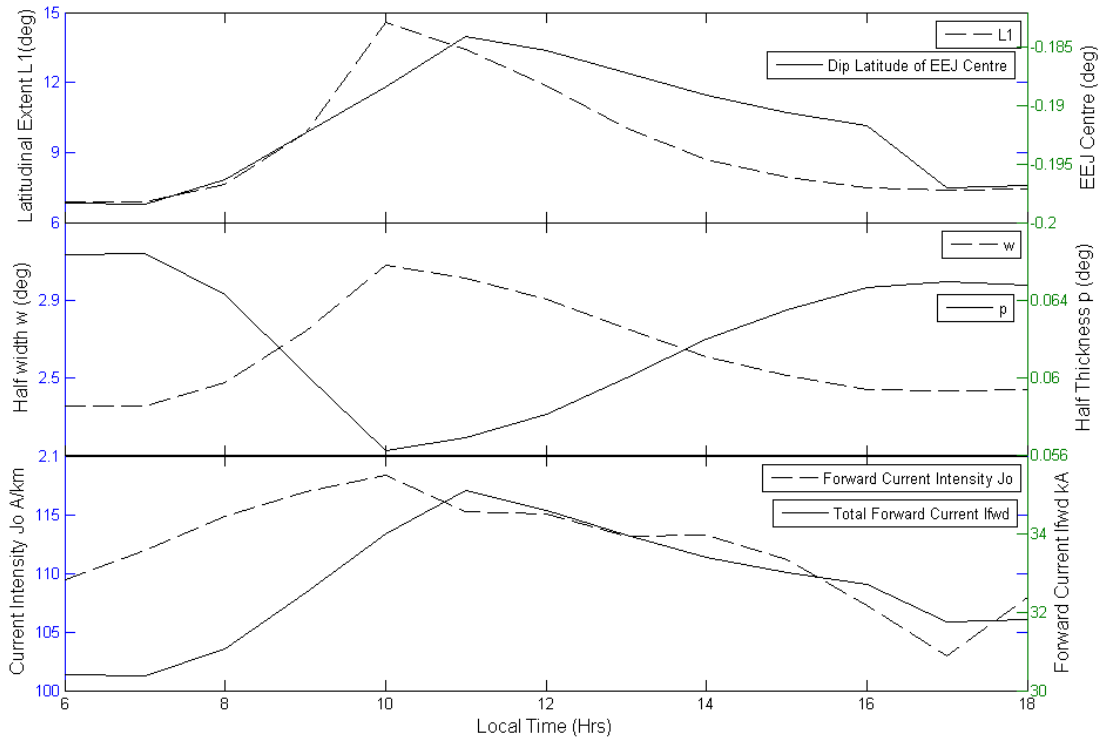


Fig. 1. Sq variation on 2<sup>nd</sup> April 2008



**Figure 2. Diurnal variations of the peak intensity of the forward current at its centre (bottom panel left axis), total forward current flowing between the current foci (bottom panel right axis), half of the latitudinal width or the focal distance from the current centre (middle panel right axis), half thickness of the peak current density (middle panel left axis), latitudinal extent of the current from its centre (top panel left axis), and dip latitude of the electrojet centre (top panel right axis).**

The EEJ thickness decreases from about  $0.0664^\circ$  at dawn to the minimum at about 1100 hr LT and then begin to increase towards the dusk. While the width increases from about  $2.35^\circ$  at dawn to maximum at about 11 hr local time. Similar variation patterns have been deduced at Indian electrojet (Rabiu and Nagarajan, 2007). Anandarao and Raghavarao (1987) noticed that a positive (negative) wind shear decreases (increases) the width (thickness) of the jet, and that zonal wind shears can decrease or increase the width of jet by as much as 100% depending upon their direction, strength and altitude. Assertion of Anandarao and Raghavarao (1987) that “if the width of the jet is increased, then the thickness would decrease and vice versa”, fitted our observation as reflected in the middle panel and earlier works reported for the Indian electrojet by Rabiu and Nagarajan (2007). Anandarao and Raghavarao (1987) have found negative currents due to wind shears centred at about  $6^\circ$  on either side of the dip equator. This lends credence to the claims of the strong wind effects. Some authors have explained the structural variability of equatorial electrojet in terms of wind effects and migratory tides (Anandarao and Raghavarao, 1979; Forbes, 1981; Jadhav et al., 2002, Rabiu and Nagarajan, 2006; Kawano-Sasaki and Miyahara, 2008)

The forward current intensity  $J_0$  and the total forward current of the EEJ increases from dawn towards noon when it maximized and begin to decline towards the setting of the sun in consistency with the augmentation of the dynamo theory by the solar activity as observed by Onwumechili and Ezema (1977). The dynamics of the variation of electrojet intensity and thickness shows that electrojet shrinks as its intensity increases.



The variation of the dip latitude of the center of EEJ described a northwards shift towards the dip equator from the rising of the jet at dawn and becoming closer to the dip equator at the peak intensity period of the jet after which it begins to recede southwards towards the dusk.. Magnitude-wise this diurnal observation is in consistency with the Orsted satellite observational results (e.g. Jadhav et al, 2002). With mean value of  $-0.192 \pm 0.005^\circ$ , it is obvious that the center of EEJ is not necessarily at the dip equator. This further implies that the equatorial electrojet axis does not coincide with the dip equator. Obviously the center of the jet is, however, close to the dip equator at about local noon and always coincides with the hour of occurrence of the maximum total forward current. Richmond (1973) showed that a meridional wind of  $10 \text{ ms}^{-1}$  shifts the jet center by 0.8 km. Using theoretical models, Anandarao and Raghavarao (1987) observed that meridional winds shift the center of the jet either southwards or northwards depending upon whether the wind is northwards or southwards; a steady northward wind of  $100 \text{ ms}^{-1}$  is capable of shifting the center of EEJ southwards by  $0.5^\circ$ .

Average values of the EEJ parameters along 210 MM during WHI are as follows: peak intensity of the forward current at its centre,  $112.12 \pm 4.33 \text{ A/km}$ ; peak intensity of the return current,  $33.80 \pm 6.82 \text{ A/km}$ ; ratio of the peak return to the peak forward current intensity,  $0.300 \pm 0.052$ ; total forward current flowing between the current foci,  $32.67 \pm 1.54 \text{ kA}$ ; half of the latitudinal width or the focal distance from the current centre,  $2.62 \pm 0.25^\circ$ ; distance of the peak return current location from the current centre,  $5.13 \pm 0.32^\circ$ ; half thickness of the peak current density,  $0.062 \pm 0.004^\circ$ ; latitudinal extent of the current from its centre,  $9.23 \pm 2.57^\circ$ ; dip latitude of the electrojet centre  $-0.192 \pm 0.005^\circ$ . Table 2 compares some of our results with those obtained using the same continuous current distribution model for Indian and Brazil sectors. The dip latitude of the electrojet centre is south of the dip equator as in the other sectors. McCreadie and Iyemori (2006), using scalar measurements from over 14,000 CHAMP satellite passes, also found the dip latitude of electrojet centre to be south of dip equator in December regardless of longitude.

**Table2. Comparison of EEJ at 210 MM with Indian and Brazil sectors**

Longitude Sector	Peak intensity of the forward current at its centre Jo A/km	Peak intensity of the return current Jm A/km	Ratio of the peak return to the peak forward current intensity Jm/Jo	Total forward current flowing between the current foci Ifwd kA	Dip latitude of EEJ center ( $^\circ$ )
210 MM (our results)	112.13	-33.80	-0.30	32.67	-0.192
Indian Sector (Rabiu and Nagarajan, 2007)	66.23	-16.53	-0.25	21.1	-0.187
Brazil Sector (After Rigoti et al 1999)	148	-43.7	-0.29	67	-0.189

### Conclusions

The values of the electrojet parameters have been evaluated at the 210 MM sector by using a ground based magnetic data obtained during the Whole Heliosphere Ionosphere WHI campaign (March 23- April 23, 2008) to fit a thick shell current model of Equatorial electrojet. Average values of the parameters are: peak intensity of the forward current at its centre,  $112.12 \pm 4.33$

A/km; peak intensity of the return current,  $33.80 \pm 6.82$  A/km; ratio of the peak return to the peak forward current intensity,  $0.300 \pm 0.052$ ; total forward current flowing between the current foci,  $32.67 \pm 1.54$  kA; half of the latitudinal width or the focal distance from the current centre,  $2.62 \pm 0.25^\circ$ ; distance of the peak return current location from the current centre,  $5.13 \pm 0.32^\circ$ ; half thickness of the peak current density,  $0.062 \pm 0.004^\circ$ ; latitudinal extent of the current from its centre,  $9.23 \pm 2.57^\circ$ ; dip latitude of the electrojet centre  $-0.192 \pm 0.005^\circ$ . The parameters can be validated using radar and other facilities.

The equatorial electrojet axis does not coincide with the dip equator, but lies in the south of it during the period of study. The equatorial electrojet center is observed to migrate northwards towards the dip equator from the dawn such that it is closer to the dip equator at about local noon and then reclined southwards towards the dusk.

The thickness decreases from dawn to the minimum at about local noon and then begin to increase towards the dusk. The width increases with the sunrise, reaches maximum at about 1100 hr LT and then begin to decrease towards the dusk. The interplay between the variation of electrojet intensity and thickness shows that electrojet shrinks as its intensity increases.

### **Acknowledgements**

*Magnetic data used in this work were obtained courtesy of the MAGDAS project of the Space Environment Research Center, Kyushu University, Japan. Scientists in-charge of the observatories at Muntinlupa, Yap Island, Davao and Langkawi are greatly acknowledged. ABR thanks the Management of Nagoya University for awarding the Visiting Professor fellowship that was tenable at Solar Terrestrial Environment Laboratory.*

### **References**

- Anandarao, B. G., and R. Raghavarao, Effects of vertical shears in the zonal winds on the electrojet. *Space Res.*, 19, 283-286, 1979.
- Anandarao, B. G., and Raghavarao, R., Structural changes in the currents and fields of the equatorial electrojet due to zonal and meridional winds. *J. Geophysical Research*, 92, 2514-2526, 1987.
- Davis, T. N., K. Burrows, and J. D. Stolarik, A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometer, *J. Geophys. Res.*, 72, 1845-1861, 1967.
- Doumouya, V., Cohen, Y., Arora, B. R., K. Yumoto, Local time and longitude dependence of the equatorial electrojet magnetic effects. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 65, 1265-1282, 2003.
- Fang, T.W., Richmond, A.D., Liu, J.Y. Maute, A., Lin, C.H., Chen, C.H., Harper, B. Model simulation of the equatorial electrojet in the Peruvian and Philippine sectors. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2008. doi:10.1016/j.jastp.2008.04.021
- Forbes, J. M., The equatorial electrojet. *Rev. Geophys.*, 19, 469-504, 1981.
- Jadhav, G., M. Rajaram, and R. Rajaram, A detailed study of equatorial electrojet phenomenon using Ørsted satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 107(A8), 1175, doi: 10.1029/2001JA000183, 2002.
- Kawano-Sasaki, K., and S. Miyahara, A study on three-dimensional structures of the ionospheric dynamo currents induced by the neutral winds simulated by the Kyushu-GCM. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, 1549-1562, 2008.
- Kobe, A. T., Amory-Mazaudier, C., Do, J. M., Luhr, H., Houngninou, E., Vassal, J., Blanc, E., J. J. Curto, Equatorial electrojet as part of the global circuit: A case study from the IEEY. *Ann. Geophysicae* 16, 698-710. , 1998.

- Luhr, H., Maus, S., and M. Rother, Noon-time equatorial electrojet: Its spatial features as determined by the CHAMP satellite. *Journal of Geophysical Research*, 109, A01306, doi:10.1029/2002JA009656, 2004
- McCreadie, H and T. Iyemori, Equatorial electrojet as a diagnostic tool of geomagnetic field models. *Earth Planets Space*, 58, 885-893, 2006.
- Oko, S. O., and Ezema, P. O., C. A. Onwumechili, Geomagnetically quiet day ionospheric currents over the Indian sector – II. Equatorial electrojet currents, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 555-564, 1996
- Onwumechili, C. A. A three dimensional model of density distribution in ionospheric currents causing part of quiet day geomagnetic variations. II<sup>o</sup> Symposium d'aeronomie equatoriale, Special publication of *Annales de Geophysique*, 157-162, 1966b.
- Onwumechili, C. A., A new model of the equatorial electrojet current, *Nigerian J. Sci.*, 1, 11-19, 1966a
- Onwumechili, C. A., and Ezema, P. O., On the course of the geomagnetic daily variation in low latitudes. *J. Atmos. Terr. Phys.* 39. 1079-1086, 1977.
- Onwumechili, C. A., Geomagnetic variations in the equatorial zone. In *Physics of Geomagnetic Phenomena*. Eds. Matsushita S. and Campbell, W. H., Academic press, New York. , Vol. 1, pp 425-507, 1967.
- Onwumechili, C. A., *The Equatorial Electrojet*. Gordon and Breach Science Publishers, Netherlands. 627 pp, 1997.
- Onwumechili, C. A., The magnetic field of a current model for part of geomagnetic Sq variations. II<sup>o</sup> Symposium d'aeronomie equatoriale, Special publication of *Annales de Geophysique*, 163-170, 1966c.
- Rabiu, A. B., and N. Nagarajan, Diurnal Variation of equatorial electrojet from a thick current shell model. *Ife Journal of Science*, 8, 59-62, 2006.
- Rabiu, A. B., and N. Nagarajan, Inter-relationships between the thickness, width and intensity of the equatorial electrojet in Indian sector. *Bulletin of the Astronomical Society of India*, 35, 645 – 654, 2007.
- Richmond, A. D., Equatorial electrojet I. Development of a model including winds and instabilities, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 1083-1103., 1973.
- Rigoti, A., Chamalaun, F. H. Trivedi, N. B., and A. L. Padilha, Characteristics of the Equatorial Electrojet determined from an array of magnetometers in N-NE Brazil. *Earth Planets Space*, 51, 115-128, 1999.
- Rycroft, M. J., Israelsson, S., C. Price, The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62, 1563-1576, 2000.
- Siingh, D., Gopalakrishnana, V., Singh, R.P., Kamra, A.K., Singh, S., Pant, V., Singh, R., and A. K. Singh, The atmospheric global electric circuit: An overview. *Atmospheric Research*, 84, 91-110, 2007.
- Uozumi, T., K. Yumoto, K. Kitamura, S. Abe, Y. Kakinami, M. Shinohara, A. Yoshikawa, H. Kawano, T. Ueno, T. Tokunaga, Obrou, O., Rabiu, A. B., I. A. Adimula, M. Othman, M. Othman, M. Fairros, R. E. S. Otadoy, and MAGDAS Group, A new index to monitor temporal and long-term variations of the Equatorial Electrojet by MAGDAS/CPMN real-time data: EE-index. *Earth, Planets and Space*. 60, 785-790, 2008
- Yumoto and the MAGDAS group, Space weather activities at SERC for IHY: MAGDAS. *Bull. Astr. Soc. India*. 35, 511-522. 2007.
- Yumoto K. and the MAGDAS Group, MAGDAS project and its application for space weather, ILWS Workshop, Hotel Cidade de Goa, Goa, India, February 19-24, 2006.
- Yumoto, K. and the CPMN Group, Characteristics of Pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results, *Earth Planets Space*, 53, 981-992, 2001.
- Yumoto, K., and the 210°MM Magnetic Observation Group, The STEP 210°magnetic meridian network project, *J. Geomag. Geoelectr.*, 48, 1297-1310., 1996.

## 低緯度電離圏-熱圏システムの春/秋非対称性とプラズマバブル： 赤道横断風効果の証拠

丸山 隆 (NICT) 斉藤享 (ENRI) 川村眞文 (元 NICT) 野崎憲朗 (TELEC) J. Krall (NRL) J. D. Huba (NRL)

### 概要：

経度 100 度の子午線に沿って配置した 3 箇所のイオノゾンデによる観測データから電離圏高度の変動を調べた。これらイオノゾンデのうち 2 箇所は磁気共役点に、他の 1 箇所は磁気赤道近傍にある。この配置によって、東西電場による高さ変動と熱圏風による高さ変動を分離することが可能になる。春分と秋分の前後それぞれ 1 ヶ月の高さ変動特性を比べると、秋分には春分と比較して赤道を横切る熱圏風が強くなる‘春/秋非対称性’のあることが判った。一般に東南アジアの経度では赤道プラズマバブルの発生頻度が春と秋に高いが、(北半球の)春の方が秋に比べて高くなることが観測されている。バブルおよび熱圏風の春/秋非対称性は赤道横断風がレーリー・テラー不安定を抑制する効果を表していると考えられる。数値シミュレーションを行った結果、観測された強さの赤道横断風が不安定性抑制に十分な効果を持つことが判った。

### 1. 序

赤道プラズマバブルの発生形態の大きな特徴として、季節-経度特性が挙げられる。全球的に見れば春分/秋分に発生頻度が高いが、大西洋の経度では 12 月側に、太平洋の経度では 6 月側にずれる傾向がある [Burke et al., 2004]。この季節-経度特性は磁気偏角と強く結びついている。すなわち大西洋では西向き偏角、太平洋では東向き偏角を持つことが季節特性を決定している。その物理的な原因として、Maruyama and Matuura [1984] は季節と磁気偏角の組み合わせによって強くなる日没後の赤道横断風が風下で電離圏高度を下げ、その結果ペダーセン導電率を大きくしレーリー・テラー不安定を抑制すると考えた。また、Tsunoda [1985] は磁気子午面と日没線の角度、すなわち南北の E 層高度における日没時刻のずれがプラズマ不安定の発展に関与していると考えた。前者の説では幾何学的な条件以外に熱圏風のさまざまな変動がバブルの発生を制御することになるが、後者では幾何学的な条件でバブル発生条件が決まることになる。したがって、バブル発生の大きな日々変動は後者では説明できない。しかし、バブルが発生するには、種となる揺らぎが必要と考えられており、この揺らぎが日々変動の原因である可能性も否定できないため、いずれの機構が支配的であるか未だ決着がついていない。

プラズマバブルの発生形態として、これまであまり深く議論されてこなかった観測事実に春/秋の非対称性がある。すなわち、インドから西太平洋にかけては 3 月にバブルの発生頻度が高く、東太平洋では 9 月に高くなる [Kim et al., 2002; Makela et al., 2004; Maruyama and Kawamura, 2006; Otsuka et al., 2006; Ogawa et al., 2006; Ray and DasGupta, 2007]。太陽と地球の幾何学的関係からは春/秋の非対称性は現れないはずであるから、これを調べることはプラズマバブルの発生を制御している機構を解明することに繋がる。

### 2. 観測

我々は赤道プラズマバブルの研究を目的として東南アジアにイオノゾンデ観測網を整備してきた [Maruyama et al., 2007]。今回の解析では図 1 に示した東経 100 度の子午面(この経度では磁気偏角はほぼ 0 であるから磁気子午面に等しい)に沿った 3 箇所；チェンマイ (18.8°N, 98.9°E, 磁気緯度 13.0°)、チュンボン (10.7°N, 99.4°E, 磁気緯度 3.3°)、コトタバン (0.2°S, 100.3°E, 磁気緯度 -10.0°) のイオノグラムから夜間について h'F の値を 15 分毎に読み取り、春分と秋分を中心としたふたつの期間 (2004 年 9 月 8 日 - 10 月 8 日；2005 年 3 月 5 日 - 4 月 4 日) の各中央値 (median value) を比較した。

低緯度では、赤道向きの熱圏風は電離圏高度を押し上げ、極向きの熱圏風は電離圏高度を押し下げる。したがって、チェンマイとコトタバンの高度差は赤道横断風の良い指標に

なる。しかし、電離圏高度の変動には  $E \times B$  ドリフトの効果も加わるので、これを補正する必要がある。そこで、以下の手順で磁気子午面内熱圏風を推定した [Maruyama et al., 2008]。

- チュンポンでは熱圏風の影響が殆ど無視できるとして、モデル計算の入力に用いる  $E \times B$  ドリフト速度を調整して観測された  $h'F$  を再現し電場強度変動を求める。
- 求めた電場強度を用いて、風がないときのチェンマイとコトタバンの  $h'F$  (no wind height) をモデル計算により求める。
- 観測された高度の中央値と no wind height の差、 $\Delta h'F$ 、をチェンマイ(CM)とコトタバンについて比較する。すなわち、 $\Delta h'F(KT) - \Delta h'F(CM)$  (double differential height) を赤道横断風のプロキシとして採用する。

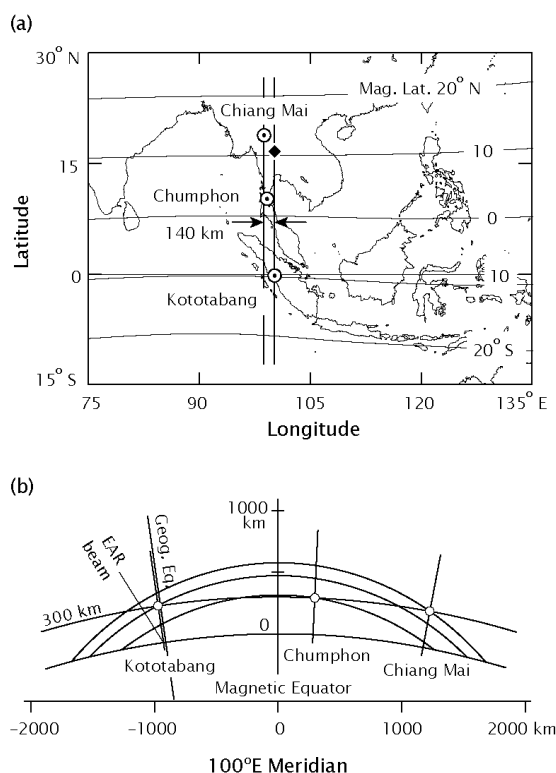


図1 イオノゾンデネットワーク

### 3. 結果

図2に2004年9月と2005年3月について、double differential heightを示す。モデル計算 [Maruyama et al., 2008] によれば、コトタバンとチェンマイの幾何学的な位置条件では100 kmのdouble differential heightが100 m/sの赤道横断風に対応していることがわかっている。図の横軸はふたつの期間について日没時刻が一致するLST (true solar time) を用いており、縦の破線は磁気赤道上120 km (E層)と520 kmの日没時刻を示す。Yokoyama et al. [2004] によれば、殆どのプラズマバブルが赤道上空520 kmの日没前に発生している。したがって、二本の破線で挟まれた時間がプラズマバブルの発生条件を考える上でもっとも重要である。

赤道横断風は、どちらの期間も6時間程度の周期で方向が南北逆転していることがわかる。逆転の位相はほぼ同じであるが、振幅は9月の方が3月に比べて2倍になっている。先ほどのバブルの発生しやすい時間帯では、9月の方が3-4倍強い北向きであることがわかる。これをプラズマバブルの春/秋非対称性と比較すれば、赤道横断風がバブルの発生を抑制するとした計算結果 [Maruyama, 1988] と定性的に合致する。

次に、この程度の風の違いがレーリー・テラー不安定性にどの程度作用するか定量的に調べるため、数値シミュレーションを行った。プラズマの計算は SAMI3 コード [Huba et al., 2005]、背景の熱圏大気は NRLMSIS00 を用いて次の二つのケースについて行った。ひとつは 2004 年 9 月に対応して、赤道横断風  $u = 40$  m/s,  $F10.7 = F10.7A = 100.2$ ,  $DOY = 263$ ; 他は 2005 年 3 月に対応して、 $u = 10$  m/s,  $F10.7 = F10.7A = 90.5$ ,  $DOY = 80$  とした。いずれも  $A_p = 4$  として経度  $0^\circ$  すなわち UT と LT は等しいと置いた。

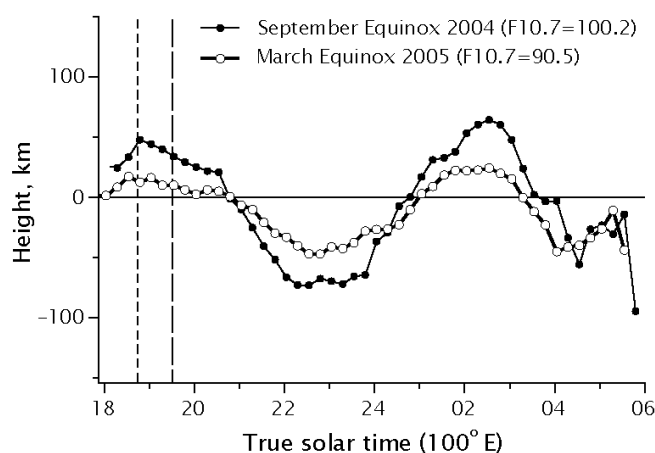


図 2 Double differential height. 正の値は北向きの風に対応する。

プラズマバブルの成長速度の度合いを表すのに各時間におけるバブルの上昇速度の最大値、 $V_{p,max}$  [Krall et al., 2008] を求め、 $\log_{10}(V_{p,max})$  の値を図 3 に示した。9 月のケース(破線)の方が明らかにバブルの成長速度が遅く、最初の二時間の間に 10 m/s の速度に達することはない。これに対して、3 月のケースでは成長が早く、2 時間後には 300 m/s まで速度が上昇、バブルの到達高度も 1100 km となった。このように、40 m/s 程度の赤道横断風であっても十分にバブルの発生を抑制していることがわかる。

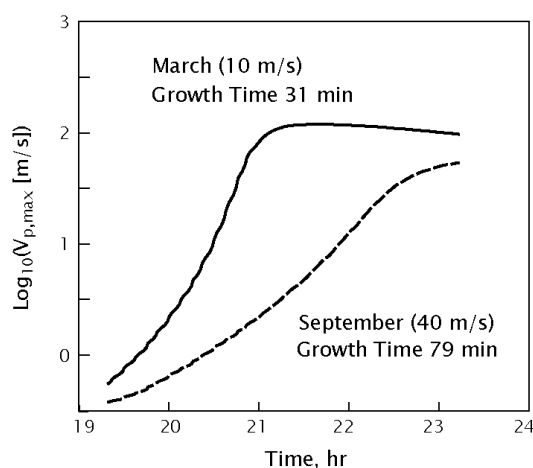


図 3 プラズマバブル上昇速度の比較

#### 4. 結論

磁気子午面に沿ったイオノゾンの電離圏高度観測から熱圏風を推定し、赤道プラズマバブルの発生形態と比較した。定性的に日没直後の赤道横断風によるレーリー・テラー不安定抑制のモデルと合致する結果を得た。さらに、SAMI3 コードによるシミュレーショ

ンの結果、観測で得られた 40 m/s 程度の風速であっても十分に抑制効果の現れることが分かった。

## 文献

- Burke, W. J., Huang, C. Y., Gentile, L. C., and Bauer L.: Seasonal-longitudinal variability of equatorial plasma bubbles, *Ann. Geophys.*, 22, 3089–3098, 2004.
- Huba, J. D., Joyce, G., Sazykin, S., Wolf, R., and Shapiro, R.: Simulation study of penetration electric fields in the low- to mid-latitude ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23101, 104, 2005.
- Kim, Y. H., Hong, S. S., and Weinberg, J. L.: Equatorial spread F found in 5577 Å and 6300 Å airglow observations from Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 107(A9), 1264, doi:10.1029/2001JA009232, 2002.
- Krall, J., Huba, J. D., Joyce, G., and Zalesak, S. T.: Three-dimensional simulation of equatorial spread-F with meridional wind effects, *Ann. Geophys.*, submitted, 2008.
- Makela, J. J., Ledvina, B. M., Kelley, M. C., and Kintner, P. M.: Analysis of the seasonal variations of equatorial plasma bubble occurrence observed from Haleakala, Hawaii, *Ann. Geophys.*, 22, 3109–3121, 2004.
- Maruyama, T.: A diagnostic model for equatorial spread-F, 1. Model description and application to electric field and neutral wind effects, *J. Geophys. Res.*, 93, 14611–14622, 1988.
- Maruyama, T., and Kawamura, M.: Equatorial ionospheric disturbance observed through a transequatorial HF propagation experiment, *Ann. Geophys.*, 24, 1401–1409, 2006.
- Maruyama, T., and Matuura, N.: Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles, *J. Geophys. Res.*, 89(A12), 10903–10912, 1984.
- Maruyama, T., Kawamura, M., Saito, S., Nozaki, K., Kato, H., Hemmakorn, N., Boonchuk, T., Komolmis, T., and Ha Duyen, C.: Low latitude ionosphere-thermosphere dynamics studies with ionosonde chain in Southeast Asia, *Ann. Geophys.*, 25, 1569–1577, 2007.
- Maruyama, T., Saito, S., Kawamura, M., and Nozaki, K.: Thermospheric meridional winds as deduced from ionosonde chain at low and equatorial latitudes and their connection with midnight temperature maximum, *J. Geophys. Res.*, 113, A09316, doi:10.1029/2008JA013031, 2008.
- Ogawa, T., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Saito, A., and Nishioka, M.: Ionospheric disturbances over Indonesia and their possible association with atmospheric gravity waves from the troposphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 327–342, 2006.
- Otsuka, Y., Shiokawa, K., and Ogawa, T.: Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84A, 343–351, 2006.
- Ray, S., and DasGupta, A.: Geostationary L-band signal scintillation observations near the crest of equatorial anomaly in the Indian zone, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69, 500–514, 2007.
- 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(A1), 447–456, 1985.
- Yokoyama, T., Fukao, S., and Yamamoto, M.: Relationship of the onset of equatorial F region irregularities with the sunset terminator observed with the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24804, doi:10.1029/2004GL021529, 2004.