

第129回生存圏シンポジウム

第3回赤道大気レーダーシンポジウム

平成21年9月10日・11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 21 年 9 月 10 日・11 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 3 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 26 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。昨年度末には EAR 装置の主に受信系の改修が行われ、受信感度が向上した。また、今年度初めには衛星回線ネットワークの速度向上が図られた。益々共同利用研究が活発化し、関連研究分野の発展に大きなインパクトを与えるものと期待している。

平成 22 年 1 月

京都大学生存圏研究所

赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会

委員長 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)	
熱帯圏界面遷移層内のケルビン波に伴い発生した大気擾乱の詳細構造	4
妻鹿友昭・山本真之(京大 RISH)・阿保真(首都大)・橋口浩之(京大 RISH)・ Hubert Luce(ツーロン大, フランス)・田畑悦和(京大 RISH)・山中大学(JAMSTEC)・ 深尾昌一郎(福井工大/京大 RISH)	
ラジオメーターと EAR 観測を用いた水蒸気の鉛直輸送に関する研究	8
下舞豊志・佐藤玄一・古津年章(島根大)・橋口浩之(京大 RISH)	
熱帯インド洋最上部対流圏における基本場と大規模擾乱の形態	12
西憲敬(京大理)・西本絵梨子・塩谷雅人・林寛生(京大 RISH)・ 高島久洋(FRCGC/JAMSTEC)・津田敏隆(京大 RISH)	
HARIMAU2006 で観られたスマトラ島沿岸域における対流活動の特徴	18
森修一・濱田純一(JAMSTEC)・櫻井南海子(防災科研)・上米良秀行(JAMSTEC)・ 川島正行(北大低温研)・橋口浩之(京大 RISH)・松本淳(首都大/JAMSTEC)・ 山中大学(JAMSTEC)	
Estimation of Raindrop Size Distribution Using Equatorial Atmosphere Radar and Boundary Layer Radar	26
Mutya Vonnisa・Toshiaki Kozu・Toyoshi Shimomai(島根大)・ Hiroyuki Hashiguchi(京大 RISH)	
X 帯気象レーダーを用いた赤道域衛星伝搬路の降雨減衰推定	35
宮本将佑・前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)・佐藤亨(京大情報学)・山本衛・ 橋口浩之(京大 RISH)・深尾昌一郎(福井工大/京大 RISH)	
赤道大気・気象レーダー長期観測データを用いた西スマトラ・コトタバンの降水活動に関する 研究	39
柴垣佳明・村上和也(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・山中大学(JAMSTEC)・深尾昌一郎(福井工大/京大 RISH)	
1.3GHz ウィンドプロファイラ及び TRMM 降雨レーダー観測による赤道インドネシアにおける 地域的な降水日変化	44
田畑悦和・橋口浩之・山本真之・山本衛(京大 RISH)・山中大学・森修一(JAMSTEC)・ 柴垣佳明(大阪電通大)・下舞豊志(島根大)・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・ Timbul Manik・Erlansyah・Wawan Setiawan(LAPAN, インドネシア)・ Wilhelm Lasut(BMKG, インドネシア)	
TRMM を用いたアフリカ大陸における雷活動の季節変化	52
内山真悟・高橋日出男・金森大成(首都大)	

インドネシア西部海大陸域の降水経年変動と ENSO との関連	58
濱田純一・森修一・伍培明・山中大学 (JAMSTEC)・松本淳 (JAMSTEC/首都大)・ Urip Haryoko(BMKG, インドネシア)・Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)	
西スマトラレーダー・雨量計統合降水量データ (第 2.0 版) の作成	63
上米良秀行・増田耕一・森修一・濱田純一 (JAMSTEC)・櫻井南海子 (防災科研)・ 松本淳 (JAMSTEC/首都大)・山中大学 (JAMSTEC)	
「海大陸 COE」構築始まる	68
山中大学・水野恵介・森修一・安藤健太郎・石原靖久 (JAMSTEC)・ 橋口浩之 (京大 RISH)・鈴木和哉 (JICA)・F. Syamsudin・W. W. Pandoe・F. Renggono・ T. H. Seto・Y. S. Djajadihardja・M. Sadly・J. T. Anggadiredja(BPPT, インドネシア)・ E. Hermawan・T. Manik・D. Setiadi・T. Harjana・T. Djamaluddin (LAPAN, インドネシア)・I. P. Pudja・D. Gunawan・E. Aldrian・Nurhayati・ A. Sasmita・A. E. Sakya(BMKG, インドネシア)・SATREPS-MCCOE 推進班 (JAMSTEC・東大・JICA・JST; BPPT・LAPAN・BMKG・BRKP・RISTEK, インドネシア)	
50-MHz 帯レーダーで観たケルビン・ヘルムホルツ不安定の構造とダイナミクス	75
深尾昌一郎 (福井工大/京大 RISH)・山本真之 (京大 RISH)・ Hubert Luce(ツーロン大, フランス)・妻鹿友昭・橋口浩之・山本衛 (京大 RISH)・ 田尻拓也・中里真久 (気象研)	
レンジイメージング・ウィンドプロファイラーによる大気境界層の発達を観測	82
森谷祐介・橋口浩之・山本真之、妻鹿友昭・山本衛 (京大 RISH)・今井克之 (住友電工)・ 足立アホロ・中里真久・田尻拓也 (気象研)・柴垣佳明 (大阪電通大)・ H. Luce(ツーロン大, フランス)	
WINDAS で観測された日本上空の下部対流圏の風の日変動	87
坂崎貴俊・藤原正智 (北大環境)	
気球搭載水蒸気計により観測された熱帯下部成層圏の水蒸気の季節～長期変動	93
藤原正智・長谷部文雄 (北大)・塩谷雅人 (京大)・Holger Voemel(ドイツ気象局)・ 荻野慎也 (JAMSTEC)・岩崎杉紀 (防大)・西憲敬 (京大)・柴田隆 (名大)・ 清水健作 (北大)・西本絵梨子 (京大)・Jessica Valverde-Canossa(Universidad Nacional)・ Henry Selkirk(U. Maryland)・Samuel Oltmans(NOAA)	
成層圏 QBO に於ける赤道波と 3 次元重力波の役割～高解像度気候モデルを用いた考察～ ...	100
河谷芳雄 (JAMSTEC)・佐藤薫 (東大理)・T.J. Dunkerton(NWRA)・ 渡辺真吾 (JAMSTEC)・宮原三郎 (九大理)・高橋正明 (東大 CCSR)	
MST レーダー観測の限界	108
加藤進 (京大名誉教授)	

EAR とライダーによる雲内・周辺の鉛直流観測	113
山本真之 (京大 RISH)・阿保真 (首都大)・妻鹿友昭 (京大 RISH)・柴田泰邦 (首都大)・	
橋口浩之・山本衛 (京大 RISH)・深尾昌一郎 (福井工大/京大 RISH)・	
山中大学 (JAMSTEC)	
カリウム原子フィルターを用いた赤道対流圏の気温観測用ライダー	117
長澤親生・阿保真・柴田泰邦 (首都大)	
全固体 CW レーザーを用いた中間圏界面温度の計測	121
阿保真・長澤親生・柴田泰邦 (首都大)	
Coordinated radar and radio beacon observations of large-scale wave structure and Equatorial spread F from Bac Lieu and Kototabang - First results	125
Smitha V. Thampi・Mamoru Yamamoto(京大 RISH)・Roland T. Tsunoda(SRI, USA)・	
Yuichi Otsuka(名大 STE)・Takuya Tsugawa・Jyunpei Uemoto・Mamoru Ishii(NICT)	
Equatorial F-region as an indicator of prompt penetration electric field	129
N. Balan(シェフィールド大, イギリス/名大 STE)・K. Shiokawa・Y. Otsuka・	
T. Kikuchi(名大 STE)	
Variability of equatorial plasma bubbles and spread-F	136
N. Balan(シェフィールド大, イギリス/名大 STE)・K. Shiokawa・Y. Otsuka(名大 STE)・	
A. K. Patra(NMRF, インド)・V. Sreeja(SPL, VSSC, インド)	
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の統計解析	143
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)	
電離圏沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測及びファブリ・ペロー干渉計開発の現状	151
大塚雄一・塩川和夫 (名大 STE)・小川忠彦 (NICT)・Effendy(LAPAN, インドネシア)	

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トタバンに 2000 年度末に完成した大型の大気観測用レーダーである。本装置は、小型の送受信モジュールが全ての八木アンテナの直下に備えられたアクティブ・フェーズド・アレイ構成をとっており、総送信出力が 100 kW、アンテナビーム方向を天頂角 30 度以内の範囲で自由に設定し、送信パルス毎に変えることができ、赤道域に設置されている大気レーダーの中で世界最高性能を誇っている。EAR はインドネシア航空宇宙庁(LAPAN)との密接な連携のもとで運営されており、図 1 に示すように、2001 年 7 月から現在まで長期連続観測を続けてきた。EAR 観測データの 10 分平均値はホームページ上で逐次公開されている。(EAR ホームページ <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/ear/>)。

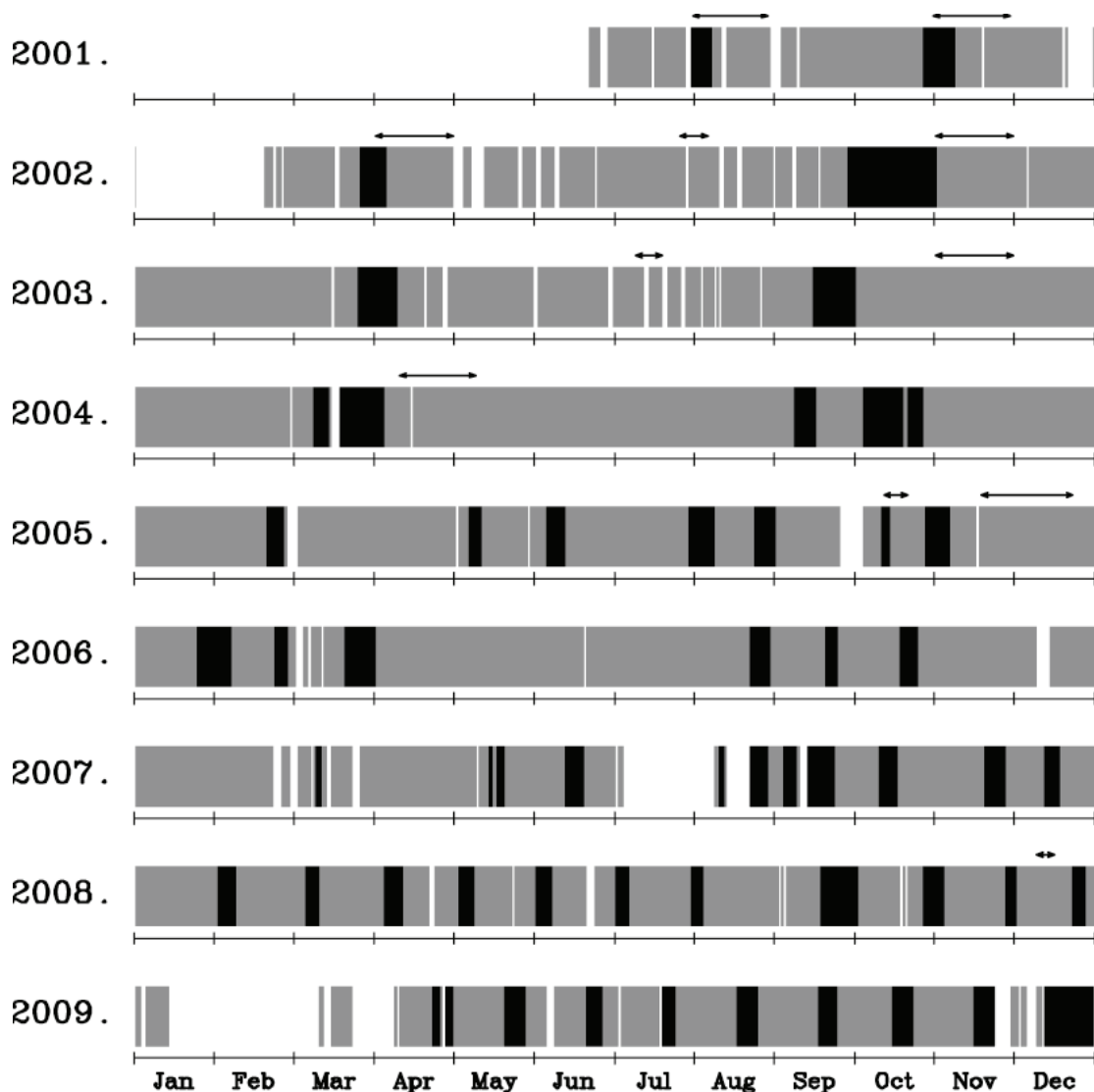


図 1 赤道大気レーダーの長期連続観測状況。通常は高度 20km までの標準観測を継続している。色の濃い部分は電離圏観測に対応する。また矢印はラジオゾンデ観測の実施期間を示す。

2. 共同利用の概要と現在までの推移

本研究所の重要な海外拠点として、EAR は国内外の研究者との共同研究によって生存圏の科学を推進するという大きな役割を担っている。同時にインドネシアおよび周辺諸国における研究啓発の拠点として、教育・セミナーのための利用も想定される。EAR は平成 17 年度から全国・国際共同利用を開始した。

EAR の共同利用については、開始当初の議論から以下のような性格付けが行われてきた。

(1) EAR の共同利用は、施設が外国に位置することから必然的に「全国」「国際」型が重なった形態をとること、(2) 「国際」対応について、当初 2 年間は、利用者を原則として日本及びインドネシアからに限定して開始し、平成 19 年度から本格的な全国・国際共同利用施設として運営すること、(3) 共同利用は学術目的とし、海外からの利用者の資格は個別に判断すること、(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。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。

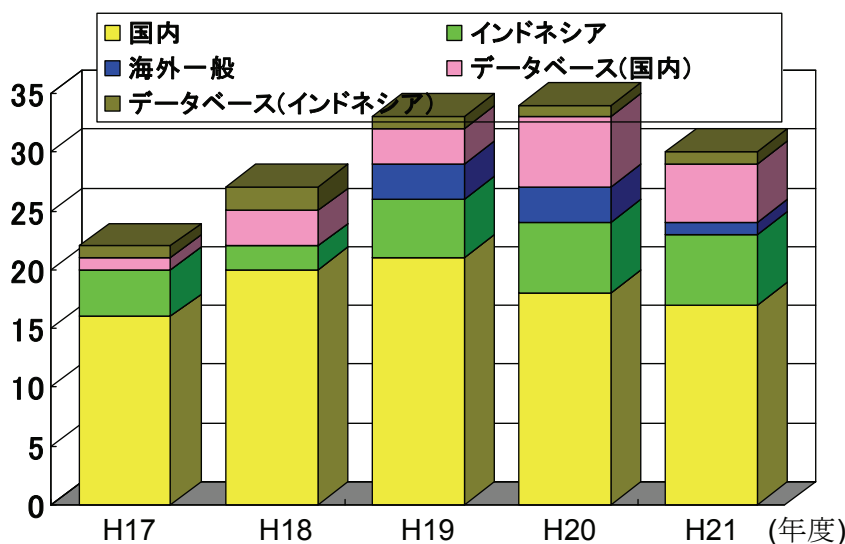


図 2 赤道大気レーダー全国・国際共同利用の課題件数の推移。

3. 赤道大気レーダーの改修及び衛星回線ネットワークの高速化

2009 年 1 月上旬～3 月上旬には、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した。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た。(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た。(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した。これらの対策によって、EAR は完成当初の感度を取り戻した。なお、改修期間は共同利用観測を休止した。

2009 年 5 月から衛星回線のプロバイダーを変更し、Uplink, Downlink とも 256Kbps となり、ネットワーク接続が高速化した。

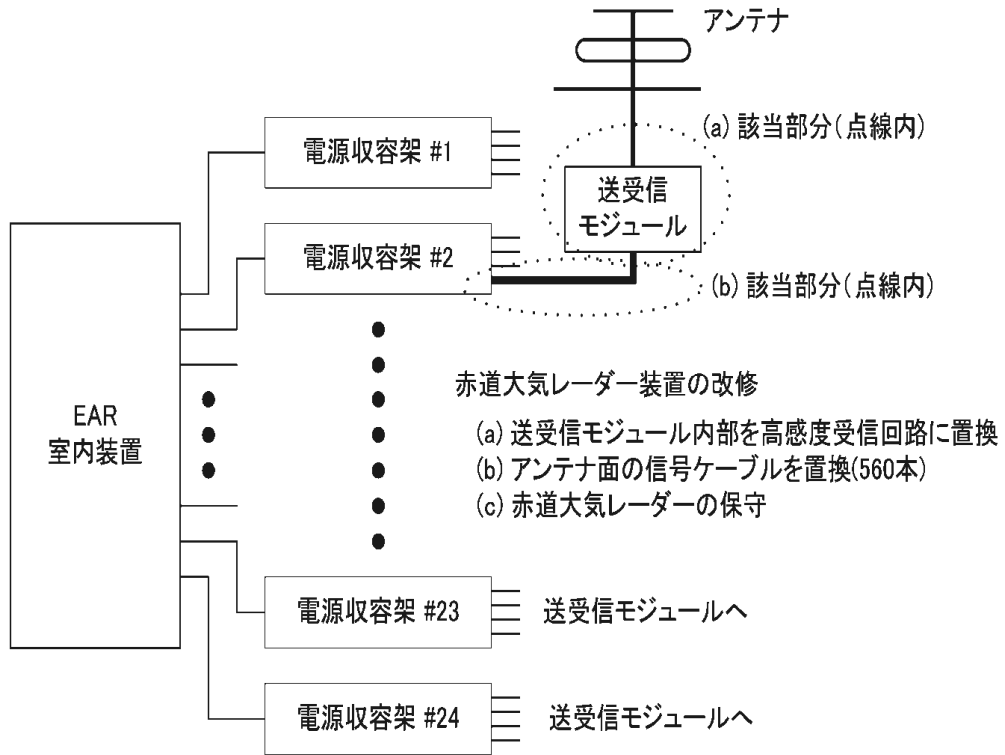


図3 赤道大気レーダー装置の改修

熱帯圏界面遷移層内のケルビン波に伴い発生した大気擾乱の詳細構造

Tomoaki MEGA¹, Masayuki K. YAMAMOTO¹, Makoto ABO², Hiroyuki HASHIGUCHI¹,
Hubert LUCE³, Yoshikazu TABATA¹, Manabu D. YAMANAKA⁴ and Shoichiro FUKAO^{1,5}

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

2. Faculty of System Design, Tokyo Metropolitan University, Japan

3. Université du Sud-Toulon Var, France

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

5. Fukui University of Technology, Japan

1. INTRODUCTION

Observations of temperature, winds, and atmospheric trace gases suggest that the transition from the troposphere to the stratosphere occurs in a layer, rather than at a sharp tropopause. In the tropics, this layer is often called the tropical tropopause layer (hereafter TTL). TTL has a bottom at 150 hPa, 355 K, 14 km (pressure, potential temperature, and altitude) and has a top at 70 hPa, 425 K, 18.5 km. TTL acts in many ways as a gate to the stratosphere, and understanding all relevant processes is of great importance for reliable predictions of future climate (Fueglistaler, et al. 2009).

By receiving echoes from refractive index irregularities, VHF wind profilers typically operated near 50-MHz frequency (6-m wavelength) have the capability to continuously observe vertical profiles of vertical and horizontal air winds both in clear and cloud regions. In the equatorial Indonesia, a 47-MHz Doppler radar referred to as the Equatorial Atmosphere Radar (hereafter EAR) has been operated at the Equatorial Atmosphere Observatory, Kototabang (hereafter KT), West Sumatra (0.2°S, 100.32°E). Using observational results of wind and turbulence around the TTL observed by the EAR,

turbulence features in TTL, which are expected to contribute air mass mixing there, have been shown (Fujiwara et al. 2003; Yamamoto et al. 2003). Using frequency diversity of transmitted radar signals, atmospheric radars are able to attain higher range resolution (up to several tens of m) than one determined by the transmitted pulse width. The technique is called Frequency-domain interferometry imaging (hereafter FDI) or range imaging. FDI has been used to reveal turbulent features around the tropopause in the midlatitude region (e.g., Luce et al. 2006). In the report, preliminary observational results of turbulence in TTL are shown using the FDI observation mode of the EAR.

2. DATA

The EAR has a circular antenna array, approximately 110 m in diameter, which consists of 560 three-element Yagi antennas. To produce total peak output power of 100 kW, each antenna is driven by a solid-state transmitter-receiver module with 180-W peak output power. For the detailed description of the EAR, see Fukao et al. (2003). In December 2009, we carried out the observation campaign named the Cloud experiment by Lidar and the Equatorial Atmosphere Radar (hereafter CLEAR). During the CLEAR campaign, the EAR was operated with a FDI mode to observe fine time and altitude variations of turbulence. On pulse-to-pulse basis, the EAR changed transmitted frequencies from 46.50 to 47.50 MHz with 250

* Corresponding author address: Tomoaki MEGA, Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan; e-mail: mega@rish.kyoto-u.ac.jp

kHz spacing (five frequencies). In the FDI mode, the radar beam was pointed to vertical direction (0° , 0°). Amplitude and phase information of received signals obtained using five frequencies were used for Capon processing method (Luce et al., 2001) to derive altitude profiles of clear-air echoes with high vertical resolutions. Altitude profiles of clear-air echoes were computed with 5-m vertical intervals.

3. RESULTS

Figure 1a shows a time-altitude plot of intensity of received (echo) signals observed by the EAR from 0145 to 0215 LT 18 December 2008. The intensity of echo signals is expressed in arbitrary unit. Wavy echoes, which reached to about 15.6 km and had a period of about 7 min, were observed. Figure 1b shows a time series of Doppler velocity observed by the vertically-pointed radar beam of the EAR at 15.22 km. Upward wind of about 1 m s^{-1} or larger was observed when upward lifts of enhanced echoes (up to 15.2 km or higher) were observed (around 0146-0148LT, 0153-0155 LT, and 0159-0202 LT). At the lower altitude (14.77 km), this tendency was still observed, though it was not clear as compared with one at 15.22 km.

Figure 2 shows observational results of the radiosonde located at 14.0-15.5 km from 0029 to 0032 LT 18 December 2008 (about 90 min earlier than the EAR observations). The profiles in Figure 2 are computed with the interval of 50 m. At 14.60-14.65 km, potential temperature (hereafter θ) and square of Brunt-Väisälä frequency (hereafter N^2) showed rapid increase with altitude (Figures 2a and b). Above 14.65 km, θ was quite uniform (Figure 2a). The increase of θ just above 14.60 km and uniform θ above 14.65 km indicates the presence of the airmass mixing. Vertical horizontal wind shear exceeded $25 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ at 14.55-14.75 km (Figure 2c). This large wind shear was caused by the eastward vertical wind shear (not shown). Owing to the large vertical horizontal wind shear and decreased N^2 , Richardson number (hereafter Ri) was dominantly less than 0.25 around 14.7-14.9 km (Figures 2b, c, and d). The small Ri less than 0.25 indicates that shear instability (or Kelvin-Helmholtz instability) was easy to occur at the altitudes, and also suggests that the observed wavy echoes and large Doppler velocity observed by the EAR were produced by

shear instability. The wavy enhanced echoes observed by the EAR suggest that the isentropic surface with large vertical gradient of θ , which was the part of billow of shear instability, was lifted. Uniform θ above 14.65 km also suggests the presence of airmass mixing by shear instability. Previous study has shown that shear instability frequently occurs around the tropical tropopause due to large eastward vertical wind shear (Yamamoto et al. 2003). However, their results were based on observational data with the time resolution of 1 h. The wavy echoes and Doppler velocity as shown in the Figure 1 provide detailed information on observed scales of shear instability which occurs in TTL.

4. SUMMARY

In the report, preliminary observational results of turbulence in TTL have been shown using the FDI observation of the EAR. The range-imaging technique (FDI) would be important for exploring turbulence processes associated with cloud and precipitation. Further, FDI enables the high-resolution observation of vertical and horizontal winds, though this report does not show this capability. We are now carrying out the analyses of data observed by the EAR and lidar installed at KT, and the results will be reported in forthcoming studies.

ACKNOWLEDGMENTS

The 47-MHz wind profiler belongs to Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University and is operated by RISH and National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN), Indonesia. The work was supported by Hydrometeorological Array for Isv-Monsoon AUtomonitoring (HARIMAU) project of the Japan EOS Promotion Program (JEPP).

REFERENCES

- Fueglistaler, S., A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, and P. W. Mote, 2009: Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, **47**, RG1004, doi:10.1029/2008RG000267.
- Fujiwara, M., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Horinouchi, and S. Fukao, 2003: Turbulence at the tropopause due to breaking Kelvin waves observed by the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, **30(4)**,

1171, doi:10.1029/2002GL016278.

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(3)**, 1053, doi:10.1029/2002RS002767.

Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2006: High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system, *Ann. Geophys.*, **24**, 791-804.

Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. H elal, and M. Crochet, 2001: A frequency domain radar Interferometric imaging (FI) technique based on high-resolution methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **63(2-3)**, 221-234, doi:10.1016/S1364-6826(00)00147-4.

Yamamoto, M. K., M. Fujiwara, T. Horinouchi, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 2003: Kelvin-Helmholtz instability around the tropical tropopause observed with the Equatorial Atmosphere Radar, *Geophys. Res. Lett.*, **30(9)**, 1476, doi:10.1029/2002GL016685.

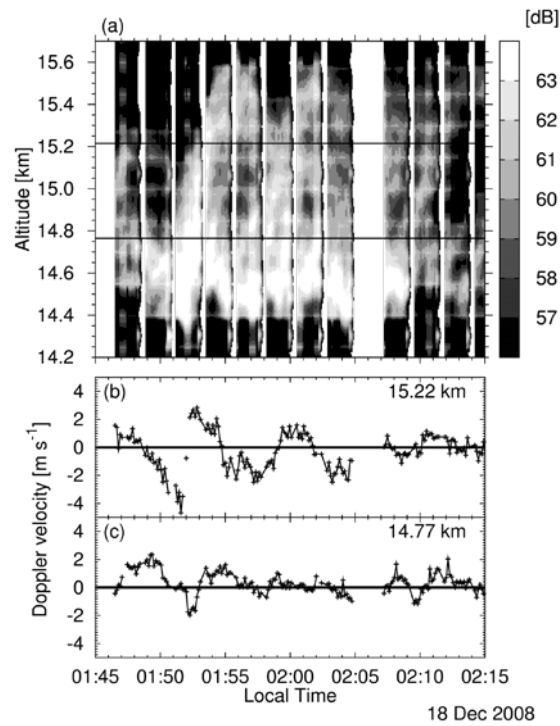


Figure 1. Time-altitude plots of (a) intensity of received (echo) signals observed by the EAR from 0145 to 0215 LT 18 December 2008. Time series of Doppler velocity observed by the vertically-pointed radar beam of the EAR at (b) 15.06 km and 14.61 km. Thin black lines in (a) show the altitude of 15.06 km and 14.61 km, respectively.

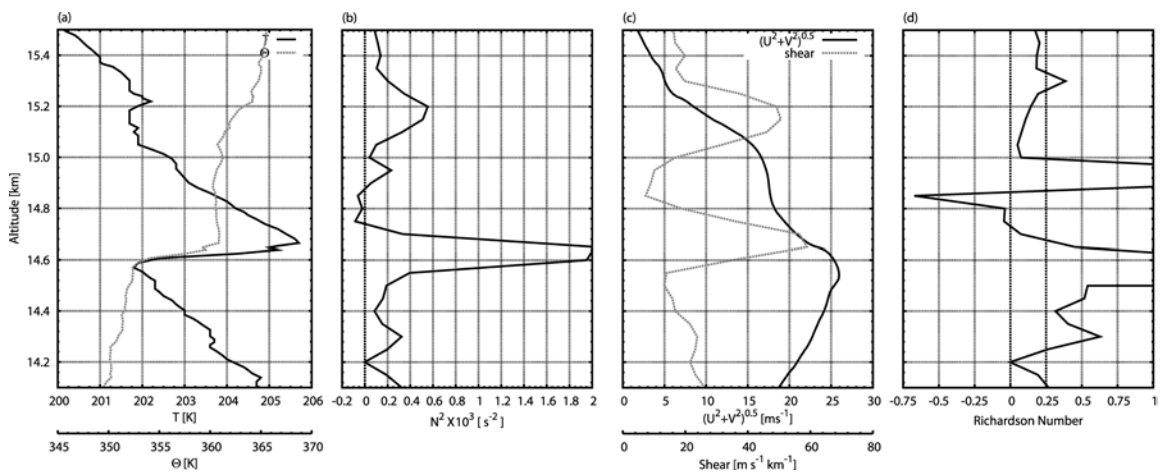


Figure 2. Altitude profiles of (a) T (black) and θ (gray), (b) square of Brunt-Väisälä frequency (N^2), (c) amplitude of horizontal wind (black) and its vertical shear (gray), and (d) Richardson number (Ri) observed by the radisonde located at 14.0-15.5 km from 0029 to 0032 LT 18 December 2008.

ラジオメーターとEAR観測を用いた 水蒸気の鉛直輸送に関する研究

下舞豊志・佐藤玄一・古津年章(島根大学・総合理工学部)
橋口浩之(京都大学・生存圏研究所)

1. はじめに

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月にコトタバん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。機器不調により断続的な欠測はあるものの、時間分解能約3分で、地上から高度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。第2回赤道大気レーダーシンポジウムでは、ラジオメーター観測により推定された水蒸気密度と、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、十分妥当な観測精度が得られていることを報告した。

得られた水蒸気密度プロファイルと、EAR観測により得られた鉛直流を用いると、水蒸気の鉛直方向の輸送状況が得られる。今回は、この方法により算出した水蒸気の鉛直フラックスの初期解析結果について報告を行う。

2. 観測データ

本研究にはCPEAプロジェクトの第1回キャンペーン(2004年4~5月)(Fukao, 2006)の観測結果を用いた。ラジオメーター観測により得られた推定水蒸気密度の時間・高度断面の例を図1に示す。水蒸気密度は10分平均を施しており、一日数回、約20分かけて行われる内部キャリブレーションの際に短時間の欠測が生じている。また、観測原理上、降雨時には正常な水蒸気密度推定が行えないので、16LT前後の欠測は降雨によるものである。地上から境界層にかけて、日中の水蒸気密度増大が観測されている。

同日にEAR観測により得られた鉛直流の時間・高度断面を図2に示す。16LT前後に地上降雨が観測された時間帯の前後に、1m/s以上の大きな鉛直流が観測されている。

3. 水蒸気密度鉛直フラックスの算出

水蒸気の鉛直フラックス F_z は、水蒸気密度 ρ 、鉛直風速 w 、鉛直渦拡散係数 K_z を用いて、 $F_z = \bar{\rho} \cdot \bar{w} - K_z \frac{d\bar{\rho}}{dz}$ より求めることが出来る。鉛直渦拡散係数 K_z は、Fukao *et al.* (1994) の方法を用いて、EAR観測によるスペクトル幅から、ビームブロードニング、シアーブロードニング、時間変動ブロードニングの効果を差し引いた大気乱流によるスペクトル幅 $\sigma_{1/2}^2$ とプラントバイサラ振動数 N を用いて、 $K \approx 0.1 \frac{\sigma_{1/2}^2}{N}$ より求めることが出来る。今回は初期解析として、これらのブロード

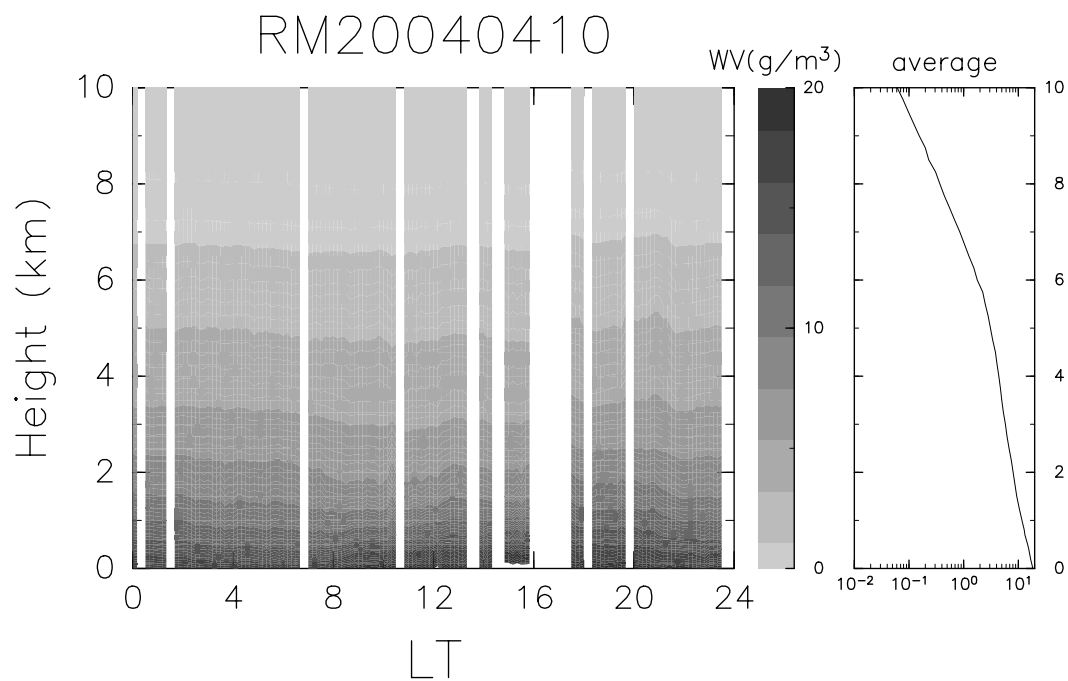


図 1: 2004 年 4 月 10 日における、ラジオメーター観測から推定された水蒸気量の時間・高度断面図。

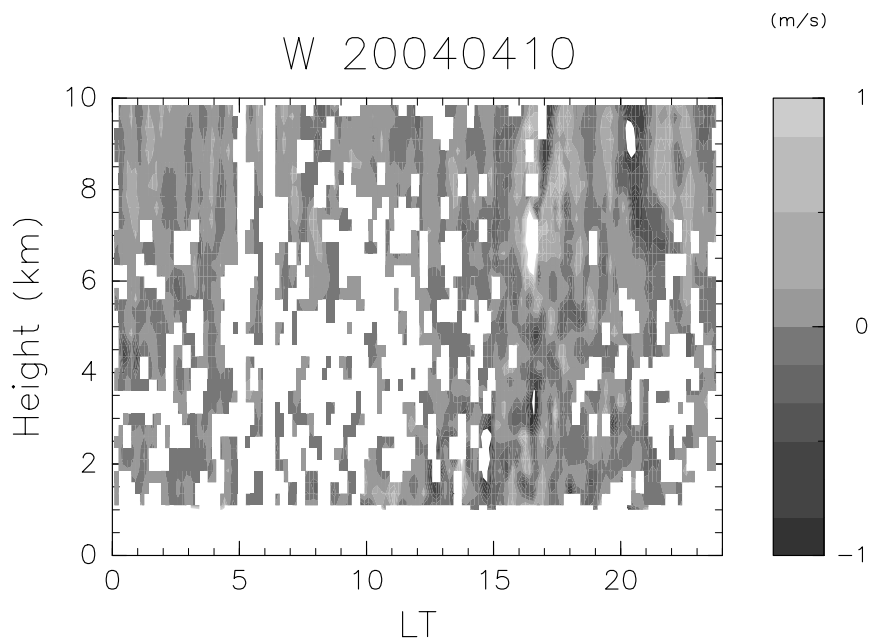


図 2: 2004 年 4 月 10 日における、EAR 観測により得られた鉛直流の時間・高度断面図。

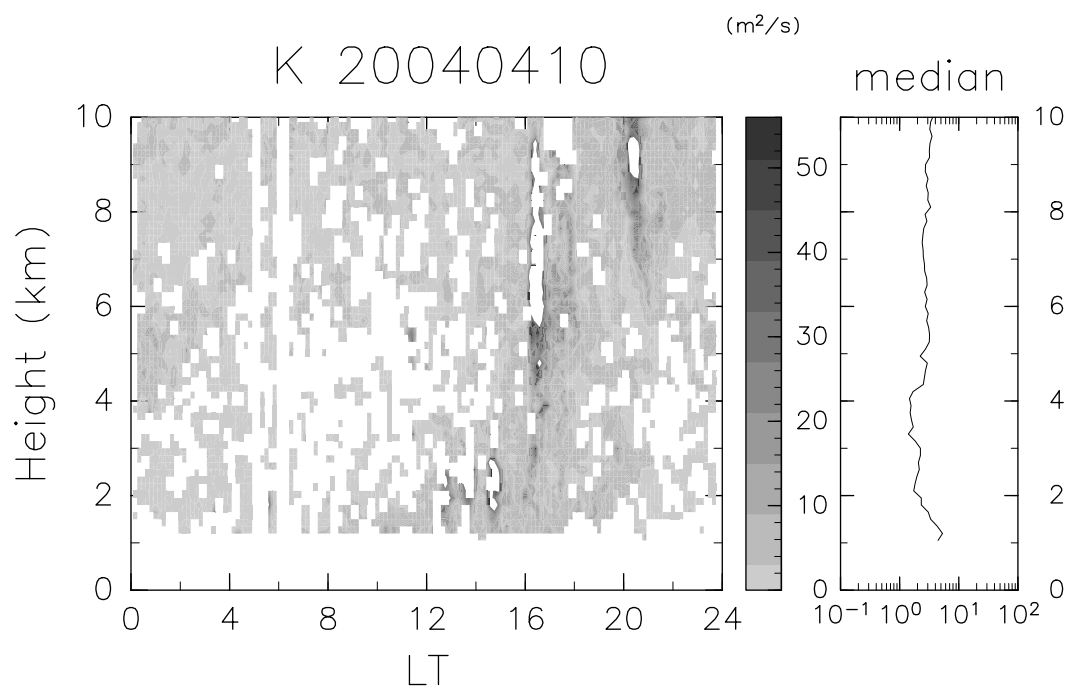


図 3: 2004 年 4 月 10 日における、EAR 観測から推定された鉛直渦拡散係数の時間・高度断面図。

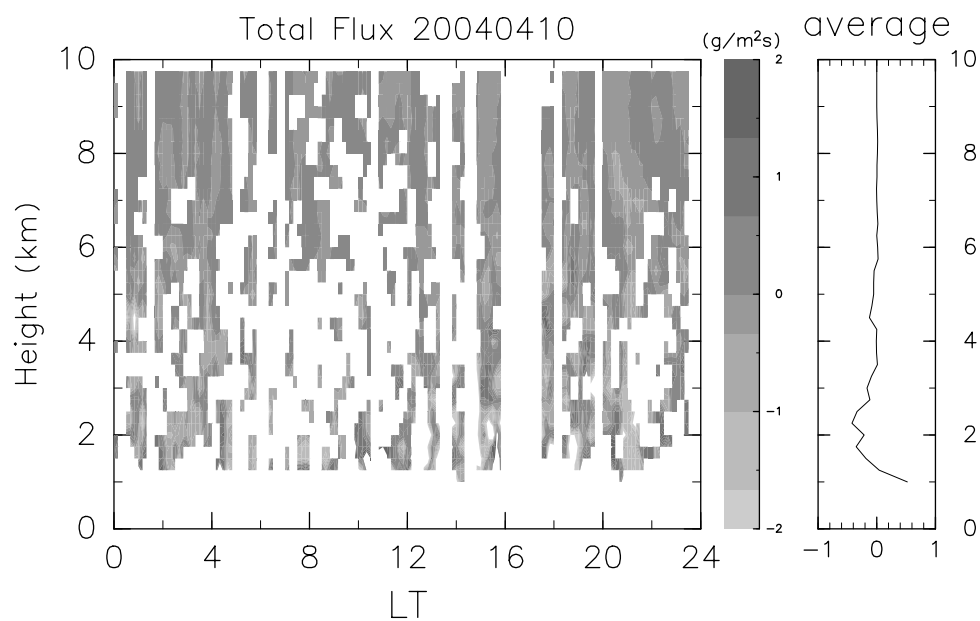


図 4: 2004 年 4 月 10 日における、ラジオメーターおよび EAR 観測から推定された水蒸気鉛直フラックスの時間・高度断面図。

ニング項の中で主要な影響を及ぼしていると考えられるビームブロードニングの
みを差し引くことにより、鉛直渦拡散係数を求めた。

2004年4月10日にEAR観測により得られた鉛直渦拡散係数の時間・高度断面を
図3に示す。CPEA第1回キャンペーン観測結果から得られた、鉛直渦拡散係数の
一ヶ月間中央値鉛直プロファイルは、地上から高度10kmに渡って数 m^2/s 程度で
あった。この結果は信楽MUレーダー観測により得られたものと整合的であった。

鉛直流と水蒸気密度プロファイルを用いて求めた水蒸気鉛直フラックスの時間・
高度断面図を図4に示す。結果より、比較的大きな水蒸気フラックスが高度5km
程度まで観測されていることが分かった。

4. まとめ

EAR観測により得られた鉛直流、鉛直渦拡散係数と、ラジオメーター観測によ
り得られた水蒸気密度プロファイルを用いて水蒸気鉛直フラックスを求めたところ、
比較的大きな水蒸気フラックスが高度5km程度まで観測されていることが分
かった。今後、得られた水蒸気鉛直フラックスから、水蒸気の鉛直輸送量の見積
りを行う計画である。

参考文献

- [1] Fukao, S., Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A
project overview, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 1-18, 2006.
- [2] Fukao, S., M. D. Yamanaka, N. Ao, W. K. Hocking, T. Sato, M. Yamamoto,
T. Nakamura, T. Tsuda, and S. Kato, Seasonal variability of vertical eddy
diffusivity in the middle atmosphere 1. Three-year observations by the middle
and upper atmosphere radar, *J. Geophys. Res.*, **99**, 18973-18987, 1994.

熱帯インド洋最上部対流圏における 基本場と大規模擾乱の形態

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

1. はじめに

昨年度のシンポジウムで、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みられる興味深い準定在温度構造(Nishi et al. 2009)について発表した。今回はこの現象について、データを更新・延長して解析を行った結果を示す。2006年に運用開始した衛星 COSMIC による GPS 測位を用いた掩蔽法(Anthes et al. 2008)による乾燥温度(Dry Temperature)データを用いた。高い鉛直分解能をもちバイアスのほとんどない良質のデータがとれることが、この観測の特徴である。

2. データ

NOAA提供の乾燥温度(2006-2008)を用いる。乾燥温度は、屈折率の変化が湿度や荷電粒子数によらず温度だけによると仮定して求めたものである。温度プロファイルは、その下部をRadio Holographic(RH)法、上部をGeometric Optics(GO)法での観測から求められており、上部対流圏から下部成層圏のどこかでおおむね接続されている。それぞれの高度分解能は、1km(Kuo et al. 2004) および 10-100m (Sokolovskiy et al. 2006)であり、後者のほうがずっと高い。Fig.1は観測された逆転層の例であるが、このような明瞭な微細構造は、より高い(10-100m)鉛直分解能をもつRH法によって求められている。赤道上の14.5-15kmでは、6割以上がこのRHによるプロファイルである。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 interimを用いた。この再解析は COSMIC観測期間を含んでいる。

3. 結果

3-1. COSMIC 解析による安定層の3年解析

Fig.2 は、2006年-2008年における赤道上、高度14.5-15km(約150hPa)の7-8月平均の鉛直温度勾配である。昨年発表した2007年(Fig.2b)と同様の、東に行くほど上に位置する傾いた薄い安定層構造が、2006年と2008年にもみられる。また、Figs.3 a-c は、60Eにおける鉛直温度勾配の緯度高度断面である。2008年は安定層の構造がやや西に寄っているため、50Eでの断面も合わせ示した(Fig.3d)。赤道非対称で、北半球ほど上にある傾きがすべての年に読み取れる。

Fig.4 は、この準定在的な安定層の高度14.5kmでの時間的微小構造を示す。

この高度では、50-60E 付近に安定層があり、以東では安定層はもっと上に位置している。50-60E と 70-80E を比べてみると、平均的に安定度は前者のほうが高いことはいままでの間もないが、その変動も前者が大きくなっている。赤道付近で大きなエネルギーをもつケルビン波や重力波の温度場における分散は、波動エネルギーが一定でも静的安定度が大きくなると大きくなるはずなので、その効果が現れているのかもしれないが、この安定層でみられる波動のエネルギー自体が実際に大きくなっているのかもしれない。

COSMIC 期間を含む長期間の ERA interim データを解析し、2006-08 年の代表性を調べた。Fig.5 は、その中で 2002-2008 年の温度(帯状平均からの偏差)変化を取り出したものである。問題となる経度の 60E 付近では、毎年のように 6-9 月に高温偏差が 100hPa 付近、低温偏差が 300hPa 付近に現れていることがわかる(Fig.5a)。また、100hPa 付近の経度分布を調べると(Fig.5b)、多少のずれはあるもののほぼ毎年同じ経度に、その季節の高温偏差が現れていることがわかる。COSMIC 観測の 2006-2008 年は標準的な特徴を持つ年であることもわかった。

この安定層の成因については、まだ完全にわかったとはいえない。安定層上部の 100hPa における高温偏差がこの付近に存在することについては、北半球夏のモンスーン加熱によるロスビー応答がもつ赤道上の高圧構造の上側にあることから説明できるが、それが経度 30 度程度のコンパクトな構造をもつ傾いた薄層となる理由が不明である。中緯度からの高いポテンシャル渦度(PV)がチベット高気圧を周回しながら進入し、安定層を形成する可能性を考え、PV の解析をおこなった(Fig.6)。100hPa ではインド洋の 5-10N に PV の高い領域がみられ、より下の高度では西にずれているのがわかる。しかし、赤道付近にまではこの移流は届いていないこと、また、詳細な時間分布解析の結果、安定層形成期間と PV 移流の経度、時間分布には小さくないずれがある(not shown)ことから、PV が直接安定層形成に関係しているかはまだ結論できない。

4. まとめ

COSMIC 衛星観測を 3 年に延長し、また ERA interim を新しく用いることによって、北半球夏に赤道インド洋の上部対流圏にみられる傾いた安定層の解析を続けた。特徴的な構造は 3 年を通して毎年みられ、またこの 3 年は標準的な特徴をもつ年とみなしてよいことがわかった。成因についての解析の一部を紹介したが、結論までにはさらなる解析や数値実験が必要である。

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.
- Kuo, Y.-H, T.-K Wee, S. Sokolovskiy, C. Rocken, W. Sshreiner, D. Hunt, and R. A. Anthes, 2004: Inversion and error estimation of GPS radio occultation data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 507-531.
- Nishi, N., E. Nishimoto, H. Hayashi, M. Shiotani, H. Takashima, and T. Tsuda, 2009: Quasi-Stationary Temperature Structure in the Upper Troposphere over the Tropical Indian Ocean Inferred from Radio Occultation Data. *J. Geophys. Res. in revision*.
- Sokolovskiy, S., Y.-H. Kuo, C. Rocken, W. S. Schreiner, D. Hunt, and R. A. Anthes, 2006: Monitoring the atmospheric boundary layer by GPS radio occultation signals recorded in the open-loop mode, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L12813, doi:10.1029/2006GL025955.

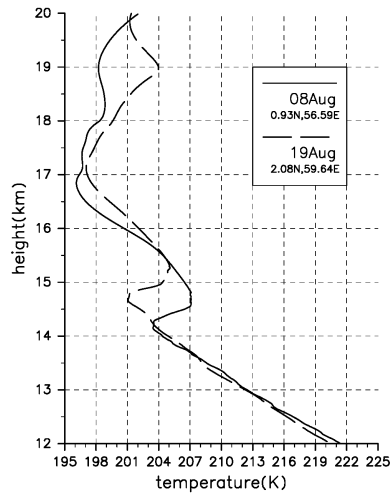


Fig.1 COSMIC 乾燥温度データにみられる典型的な逆転層. 図中に表記した2日間における0N, 60E付近でのプロファイルを示す.

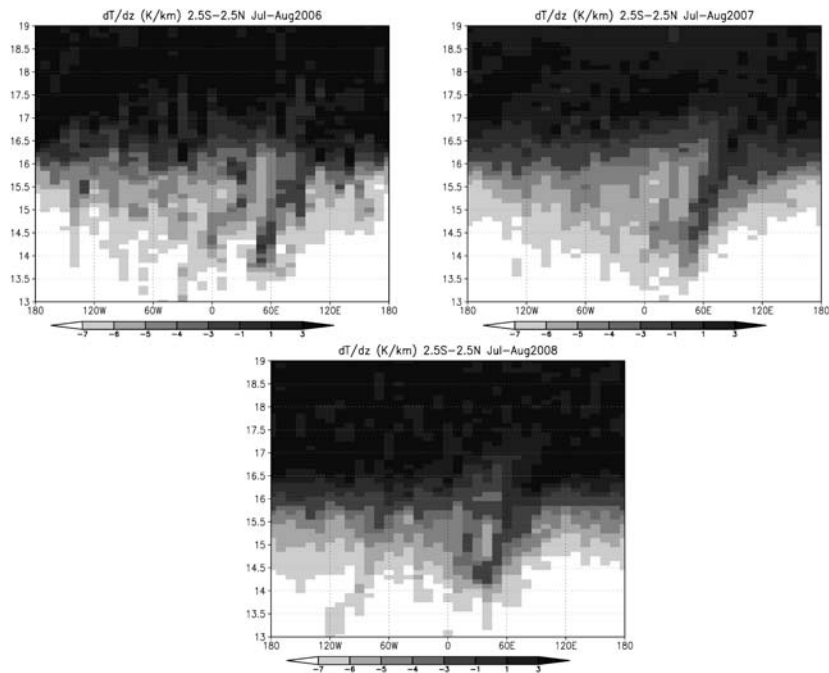


Fig.2 COSMIC データによる7-8月平均の赤道域(2.5S-2.5N)における平均鉛直温度勾配(K/km)の経度高度断面. (左上)2006年,(右上)2007年,(下)2008年.

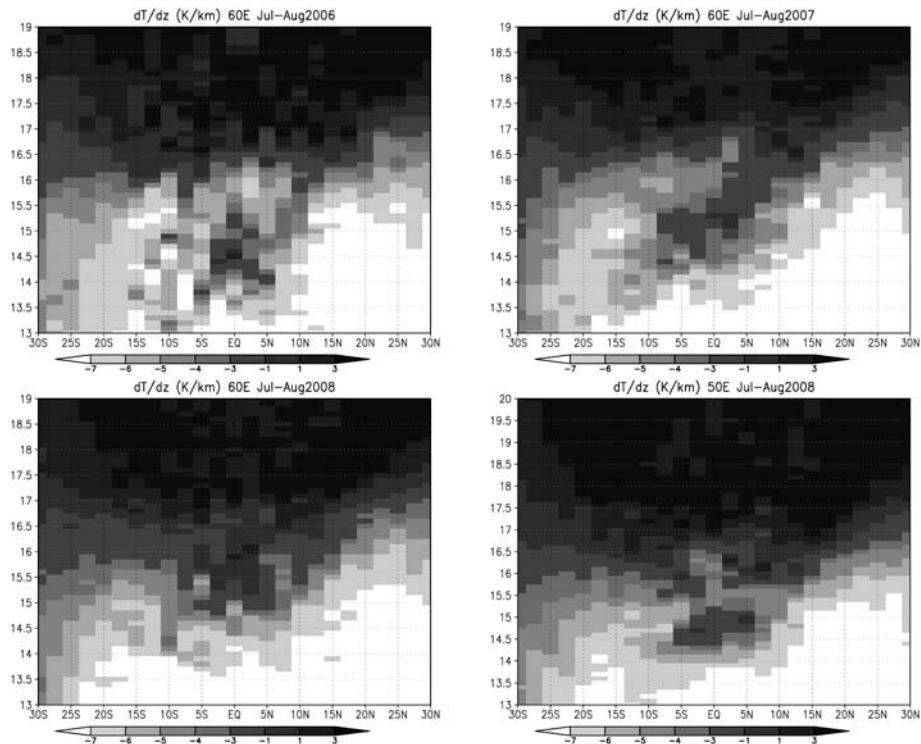


Fig.3 COSMIC データによる 7-8 月平均の 60E における平均鉛直温度勾配(K/km)の緯度高度断面. (左上) 2006 年, (右上) 2007 年, (左下) 2008 年. 右下図は、2008 年だが 50E のもの。

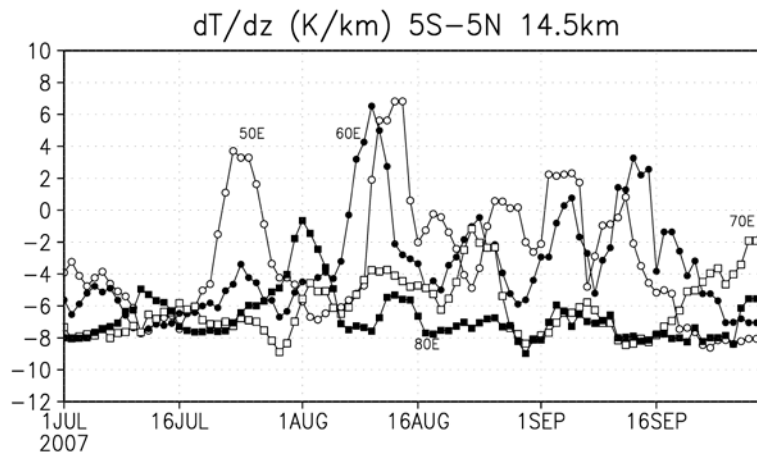


Fig.4 COSMIC データによる高度 14.5km, 2007 年 7-9 月における 5S-5N 平均の 4 地点 (50E, 60E, 70E, 80E)での鉛直温度勾配(K/km)の変化.

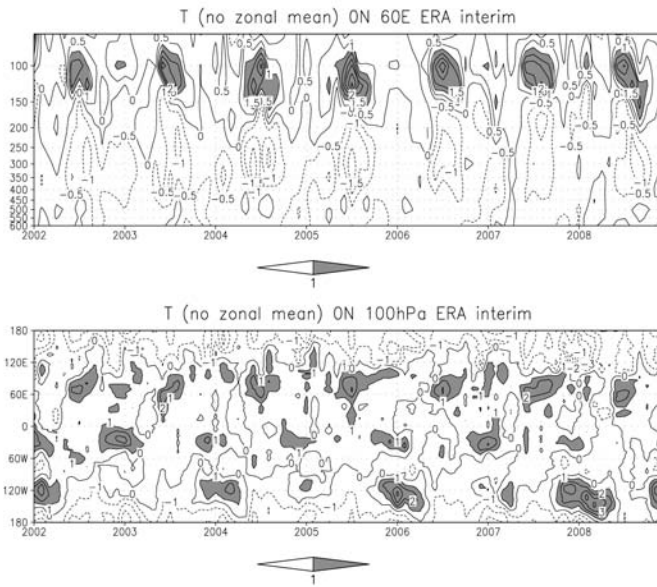


Fig.5 (上) 2002-2008 年の月平均気温(0N, 60E)の時間高度断面(ERA interim). (下) 2002-2008 年の赤道, 100hPa における月平均気温. いずれも, 帯状平均からのずれを示している. 年名の箇所が 1 月である。

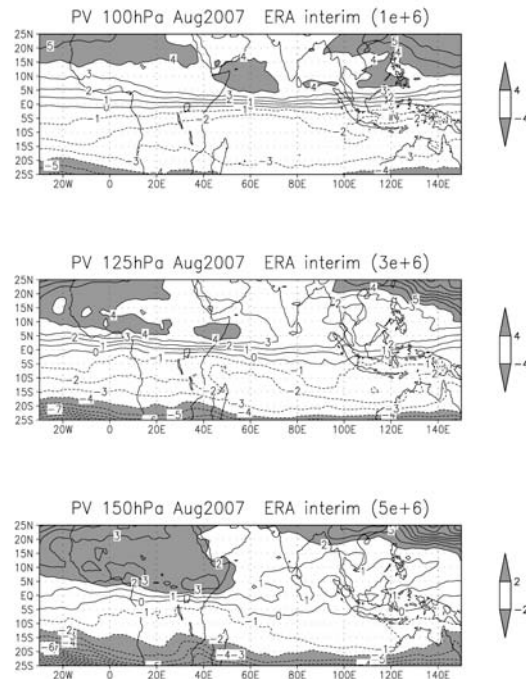


Fig.6 2007 年 8 月の月平均ポテンシャル渦度(ERA-interim). (上) 100hPa, (中) 125hPa, (下) 150hPa. それぞれ, 1×10^6 , 3×10^6 , 5×10^6 を乗じた値を示している。

HARIMAU2006 で観られたスマトラ島沿岸域における対流活動の特徴

森 修一¹, 濱田純一¹, 櫻井南海子², 上米良秀行¹, 川島正行³, 橋口浩之⁴松本 淳^{1,5},
山中大学^{1,6}

1 JAMSTEC 2 防災科研 3 北大低温研 4 京大生存研 5 首都大都市環境 6 神戸大地惑

1. Introduction

Diurnal variation is one of the fundamental modes of convective activity in the Tropics as well as intraseasonal variation (ISV). The ISV is widely known to be modulated over the maritime continent region where the diurnal variation predominates. Thermodynamic processes, e.g., a charge-discharge mechanism of instability in the lower troposphere, caused by diurnally developed convections seem to have an important role for the ISV modulation. We have investigated the diurnal variations by using TRMM satellite over the western Sumatera Island, Indonesia, and found a diurnal land-sea migration of convective activity which propagated into inland (offshore) region in the daytime (nighttime) about 500 km across the coastline (Mori et al. 2004). We also found the diurnal migrations were modulated largely by the phase of ISV and seasonal phases (Sakurai et al., 2006), and expect significant (thermo) dynamic interactions between these variations. Such diurnal cycle of convective activity makes a significant land-sea contrast in rainfall amount especially in the southwestern coastline of Sumatera Island (see Fig. 1), and much rainfall over the coastal sea region. This rainfall imbalance is interesting not only for science but also important issue for local community in agriculture, water resource management, and disaster prevention, however it cannot reproduced by global circulation model (GCM) even though that model has high horizontal resolution of 20 km (Arakawa and Kitoh 2005, Wu 2006).

Japan Earth Observing System (EOS) Promotion Program (JEPP) Hydrometeorological ARray for ISV-Monsoon AUtomonitoring (HARIMAU) has developed Doppler radars and wind profilers along the equator in Indonesia since 2006 to investigate convective activities in diurnal, intraseasonal, and monsoonal variations (Yamanaka et al., 2008), and has provided real-time rainfall and wind distributions through our web site:

<http://www.jamstec.go.jp/iorgc/harimau/HARIMAU.html>

We carried out the 1st dual X-band Doppler radar observation over the western Sumatera Island, Indonesia, in 2006 (HARIMAU2006) as well as intensive rawinsonde launchings. Three dimensional structures of diurnal migrating convections were observed for the first time and were analyzed in detail.

2. Overview of HARIMAU2006

Figure 1 shows allocation of the radars and sounding stations in the western Sumatera Island during HARIMAU 2006 with averaged annual rainfall pattern obtained from TRMM PR (a) and topographical elevation (b). The two X-band Doppler radars (XDR) were installed at Minankabau International Airport (MIA; 0.79S, 100.30E) and Tiku (0.41S, 99.9E) sites and operated from 26 October to 27 November 2006. These specifications and operating conditions are summarized in Table 1. Rawinsondes (Vaisala RS-92SGP) were launched every 3-6 hours at Tabing (0.88S, 100.35E) during the same period and at Siberut (1.75S, 99.25E) during 03-15 November 2008. In addition, automatic weather stations (AWSs) were also operated at those 4 stations and recorded surface meteorological parameters every 1 minute.

Outgoing longwave radiation (OLR) and NCEP wind vectors at 850 hPa in late 2006 (including HARIMAU2006 period) are depicted in Fig. 2 to show synoptic convective activity and circulations over the western Indian Ocean and Sumatera Island (5S-5N). A

synoptic disturbance (cloud cluster: CC) with low OLR (less than 180 W m^{-1}) was approaching from the western Indian Ocean to the radar sites (around 100E) in Sumatera Island after November 10, and then its main body passed through the sites during December 01 and 15. Though the main part of CC has not been arrived over the 100E line, a considerable cloud region with low OLR ($230\text{-}190 \text{ W m}^{-1}$) was observed there after 12 November. Therefore, the HARIMAU2006 period is identified as so called “ISV break phase”, however, it can be partitioned into two sub-phases; 1) convective inactive phase (CI: 26 October - 11 November), and 2) convective active phase (CA: 12-27 November). Though easterly wind of approximately less than 10 m s^{-1} was dominant in the lower troposphere throughout the period, wind speed in the CA phase looked stronger than that in the CI phase.

3. Results

3.1 Diurnal variation

Figure 3 shows sequential variation of radar reflectivity in the rectangular depicted in Fig.1 observed by the MIA-XDR throughout the HARIMAU2006. The rectangular is 160 km long and 20 km width, and set perpendicular to the coastline. The reflectivity at 2 km above mean sea level (MSL) was averaged over the short axis of the rectangular. Vertical solid lines at 0 km in Fig. 2, which is the location of MIA-XDR, roughly corresponds to the coastline of Sumatera Island. Convections were generated approximately 20-40 km inland from the coastline almost everyday, and some of them migrated toward the offshore side (e.g., 29 October, 07 and 27 November). Frequency of such a migration looks less in the CI phase and more in the CA phase. It is notable that those convections suppressed once when they crossed the coastline, and then developed again over the coastal sea approximately 40-80 km apart from the coastline.

Averaged diurnal variations of radar reflectivity at 2 km above MSL, rainfall intensity, convective fraction, and topography along the rectangular are shown in Fig. 4. The rainfall intensity was calculated by using a simple $Z[\text{dBZ}]\text{-}R[\text{mm h}^{-1}]$ relation formula

$$Z = 200 * R^{1.6} \quad (1)$$

and the convective fraction was estimated by using a technique developed by Steiner et al. (1995). Convections were generated in the southwestern foothill of mountain range in the early afternoon (12-15 LT) and developed until 18 LT at the similar position (Fig. 4a). A part of convections remained over the coastal land region and extended its weak reflectivity field until the next morning. Whereas, the other part of convections migrated toward the coastal sea region with a speed of approximately 4 m s^{-1} (thick broken lines), and then redeveloped much stronger from around 21 LT at 60-80 km far from the coastline. The redeveloped convection maintained its position and strength through the night and disappeared by the next noon (Fig. 4b). Consequently, rainfall intensity was strong only in the afternoon to evening over the coastal land region, on the other hand that over the coastal sea region was strong through the night until next morning. Maximum rainfall amount a day over the costal sea (land) region was 18 mm (15 mm) at 70 km (10 km) far from the coastline (figure not shown). Though more than 50 % of rainfall came from convective clouds only 6 hours (12-18 LT) over the coastal land region, that over the costal sea region maintained more than 12 hours (21-09 LT) as shown in Fig. 4c. Specific mechanisms are needed to redevelop such convections over the coastal sea region in the night time and maintain for longtime in the diurnal variation.

Figure 5 shows averaged vertical profiles of wind speed along the rectangular (i.e., perpendicular to the coastline; positive value for southwesterly wind) at every 3 hours

observed by soundings at Tabing and a hodograph at 100m above MSL. These wind profiles can be partitioned into three height regions; 1) northeasterly trade wind above 1.5 km, 2) southwesterly monsoonal wind 0.5-1.5 km, and 3) land-sea circulation below 0.5 km. The land-sea circulation was quite predominant around 100 m above MSL as shown in the hodograph. The sea breeze in the day time helped to generate new convection over the coastal land region by local convergence at the foothill of mountain range. Whereas, the land breeze in the night time made favorable condition for new convections over the coastal sea region by converging with the synoptic southwesterly monsoonal wind. Though these convergences were not much strong, atmospheric instability during the period was enough for convective genesis (figure not shown). Furthermore, quite large vertical wind shear of roughly $5 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ at 1-2 km high was one of the fundamental factors to maintain the long-lasting nocturnal convections over the coastal sea. Because the wind speed of convective migration in the evening corresponded to that of northeasterly trade wind above 2 km, convections seemed to be advected by the synoptic ambient wind as an averaged view.

3.2 Case studies

We selected three cases of nocturnal redevelopment of coastal convection to examine their characteristics in detail.

(a) Case-1: 29 October 2006

Figure 6 shows sequential variations of (a) horizontal view of radar reflectivity at 2 km above MSL, (b) vertical views of radar reflectivity, and (c) Doppler velocity, in the rectangular (Fig. 1b) on 29 October 2006. Developed convection was observed over the coastal land region at 0400LT, and then extended toward the coastal sea region though its main part remained over the land (Fig. 6a). The extended area of convection weakened once when it crossed the coastline, and then a new small convection was generated at the leading edge of it over the coastal sea (0530 LT). The new convection developed expanded toward the offshore region independent from the old convection over the land until 0730 LT, whereas the main part of old convection depressed gradually at the same time. Consequently, it looked that the convection as a whole migrated from coastal land to sea regions and redeveloped there.

Vertical views of reflectivity field (Fig. 6b) show well developed convection over the coastal land and its anvil cloud extended across the coastline at 0400 LT. A new convection was generated below the anvil cloud around 0430 LT, and then developed at the leading edge of the main convection during 0500-0530 LT. The new convection developed more after 0600 LT independently from the main part which had almost disappeared by 0730 LT. It is notable the new convection was generated under the anvil cloud of main old convection and developed independently from it. This characteristic looks similar to that rainfall intensified under middle layer clouds by seeder-feeder mechanism which is widely known mechanism for generating local torrential rainfall.

At the same time, vertical views of Doppler velocity show trimodal structure in the early morning (0400-0600 LT); northeasterly winds dominated in the lower and upper layers and southwesterly existed between them. Though the vertical wind shear over the coastal land was not so strong, that over the coastal sea was increased much ($\sim 2 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$) especially in the lower layer (roughly 2-3 km) during the new convection developed (0600-0730 LT). Such vertical wind shear helps to generate and maintain organized convections there.

(b) Case-2: 07 November 2006

Figure 7 is same as Fig. 6 except for that on 07 November 2006. Developed convection (b1) was observed over the coastal land and extended across the coastline during 0400-0500 LT (Fig. 7a). A new line shaped convection (b2) appeared from 0600 LT at the leading edge of original convection over the coastal sea, and then moved toward the offshore region with developing. Another line convection (b3) was generated at 0700 LT ahead of the old matured one (b2), and then same lifecycle was repeated until 0900 LT.

In the vertical view of reflectivity (Fig. 7b), the convection (b2) was appeared at 0600 LT under the bright band echo originated extended from the convection (b1). This was similar characteristics with the case on 29 October. When that convection (b2) moved southwestward with developing at 0700 LT, the new convection (b3) was appeared ahead of the convection (b2). The similar replacements from old to new convections were observed until 0900 LT.

Doppler velocity profiles (Fig. 7c) shows northeasterly wind was mostly predominant all the height. However, vertical wind shear over the coastal sea was stronger especially after 0700 LT than that over the coastal land region. Quite shallow southwesterly wind was observed close to the convections (b2) at 0700 LT and (b3) at 0900 LT. It was not clear in this case, however, convergences between those outflows near the surface from old convection and ambient winds might help to generate new convections.

(c) Case-3: 29 October 2006

The third case shown in Fig. 8 looks little different characteristics compared with those in former two cases. Small convections were generated over the coastal land region around 1400 LT, and then developed into a large one with moving toward the coastal sea region until 2100 LT (Fig. 8a). No significant generation of new convection was observed around the original one during the period.

Small convections over the coastal land region were observed in the vertical views of reflectivity (Fig. 8b) until 1700 LT. They were organized into a large convection by 1800 LT, and then migrated into coastal sea region until 2100 LT. Double-layer structure, which was seen in the case-1 and 2, in this case, was not observed in this case.

Whereas, vertical structures of Doppler velocity (Fig. 8c) shows significant vertical wind shear between southwesterly wind below 4 km and northeasterly wind above it. Because the vertical wind shear was much large over the coastal sea region than that over the coastal land, which was common feature in case-1 and 2, it seems to have fundamental role to redevelop and maintain coastal convections in the nighttime to early morning.

4. Discussion and concluding remarks

We carried out the 1st dual X-band Doppler radar observation over the western Sumatera Island, Indonesia, in 2006 (HARIMAU2006) as well as intensive rawinsonde launchings. Three dimensional structures of diurnal migrating convections were observed for the first time and were analyzed in detail.

Because most of the campaign period corresponded to an inactive phase of the ISV with weak easterly wind in the lower troposphere, we obtained only the westward propagating convections in the nighttime. Isolated convections were generated in the afternoon almost everyday at foothills of a mountain range of Sumatera Island, and then move into offshore region with a speed of 4 m s^{-1} which roughly corresponded to the northeasterly wind speed above 2 km. They weakened once when crossing the coastline in the evening, however, developed again and organized over the coastal sea region in the middle night.

As a result, rainfall maximum lied along the coastline with a distance of 60-80 km. Several case studies showed that new convections were generated ahead of the propagating old

convections, and developed when large anvil clouds covers the new convections. These double layer structures suggest that micro-cloud physics including the seeder-feeder process played an important role for the rainfall enhancement over the coastal sea region as well as gravity wave and gust front processes generated by the matured parent convections.

Based on sounding data, clear diurnal land-sea breeze circulation was observed below 0.5 km which supposed to be a trigger of convective generation in the daytime over the coastal land region. Large vertical wind shear observed over the coastal sea region may have an important role to generate a new convection, develop and maintain it over the offshore region in the nighttime.

Though we only presented the diurnal variation of averaged radar reflectivity during the whole period and several case studies, further analyses are required to identify mechanism of the nocturnal re-development of coastal convection. In particular, variations of radar echo population, radar echo top height, atmospheric instability, vertical wind shear, and their relation to the ISV activity are quite important for further study.

References

- Arakawa, O. and A. Kitoh, 2005: Rainfall diurnal variation over the Indonesian Maritime Continent simulated by 20km-mesh GCM. *SOLA*, **1**, 109-112, doi:10.2151/sola.2005-029.
- Mori, S., Hamada J.-I., Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021-2039.
- Sakurai, N., 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**, 835-850.
- Wu, P. M., 2006: *Private communication*.
- 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.

Table 1 Specifications of two X-band Doppler radars and their operating conditions during HARIMAU2006.

Parameter	Value
Manufacture	Japan Radio Company Ltd. (JRC)
Frequency	9770 MHz (MIA) and 9445 MHz (Tiku)
Peak power	70 kW (MIA) and 40 kW (Tiku)
Pulse width	0.5 micro sec
PRF	1800 Hz (Dual PRF [600/900Hz] for PPI surveillance only at MIA)
Beam width	1.1 deg
Signal processor	RVP8 (Sigmet product line)
Application software	IRIS/Open (Sigmet product line)
Range	80 km (160 km for PPI surveillance mode only at MIA)
Sampling space	200 m
Antenna rotation speed	30 deg sec ⁻¹
Elevation angles	0.6 to 50.0 degrees (18 elevations)
Nyquist velocity	16 m s ⁻¹
Time interval	Every 6 min

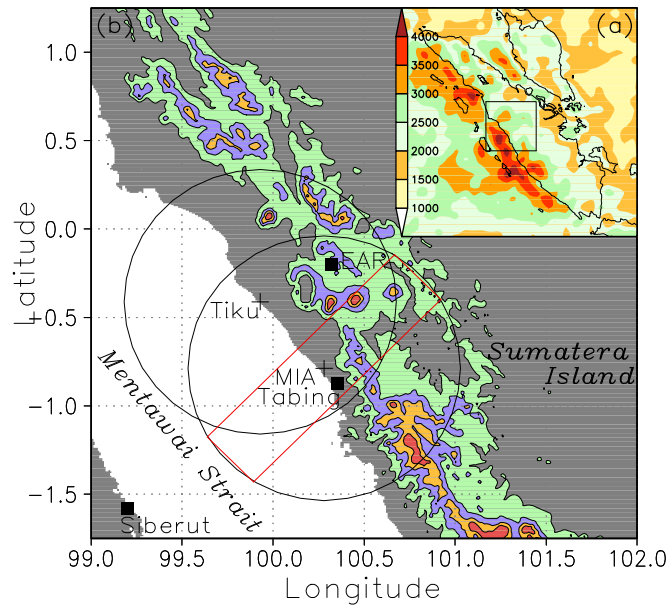


Fig. 1 (a) Averaged annual rainfall over Sumatera Island, Indonesia, observed with TRMM PR during 1998-2006. Small rectangular corresponds to an area of panel (b). (b) Location of two X-band Doppler radars (MIA and Tiku) and a rawinsonde stations (Tabing and Siberut) in west Sumatera Island with topography. Two circles show ranges of observation from two radars and a rectangular depicted by red line over MIA is an area of analysis in section 3. Elevation counters are depicted every 500 m.

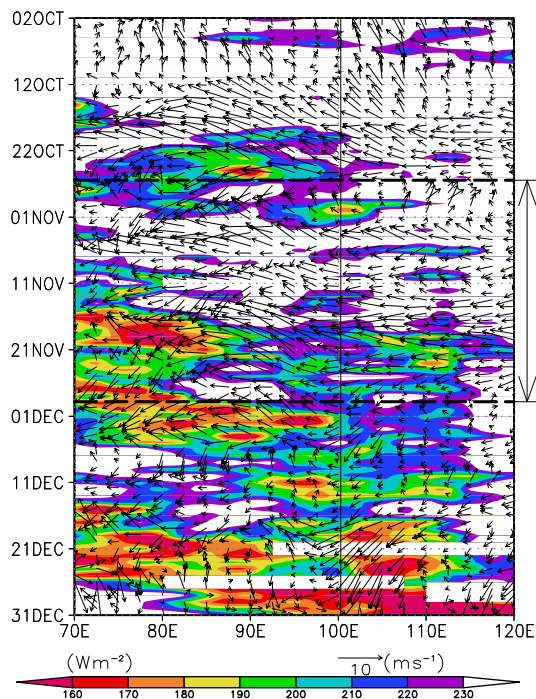


Fig. 2 Hovmüller diagram of OLR and NCEP wind vectors at 850 hPa averaged over latitude of 5S-5N from 02 October to 31 December 2006. A vertical solid line near 100E shows the location of radar sites. Time between two horizontal broken lines (26 October - 27 November) indicates HARIMAU2006 observation period.

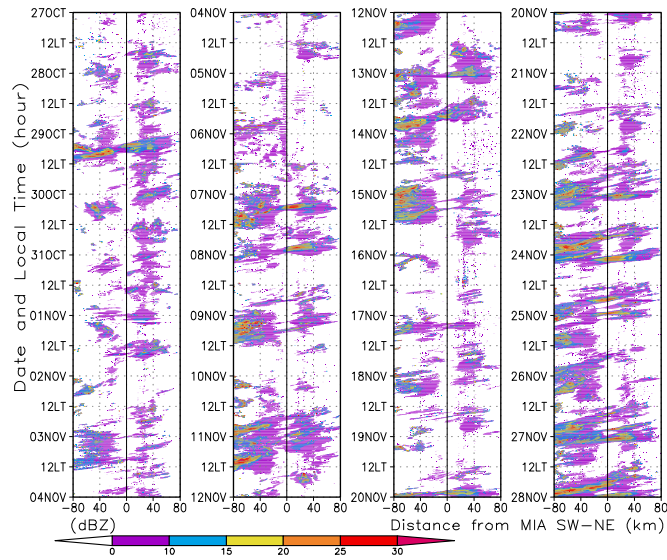


Fig. 3 Sequential variation of radar reflectivity in the rectangular depicted in Fig.1 observed by the MIA-XDR throughout the HARIMAU2006. The reflectivity at 2 km above MSL was averaged over the short axis of the rectangular. Vertical solid lines at 0 km, which is the location of MIA-XDR, roughly corresponds to the coastline of Sumatera Island.

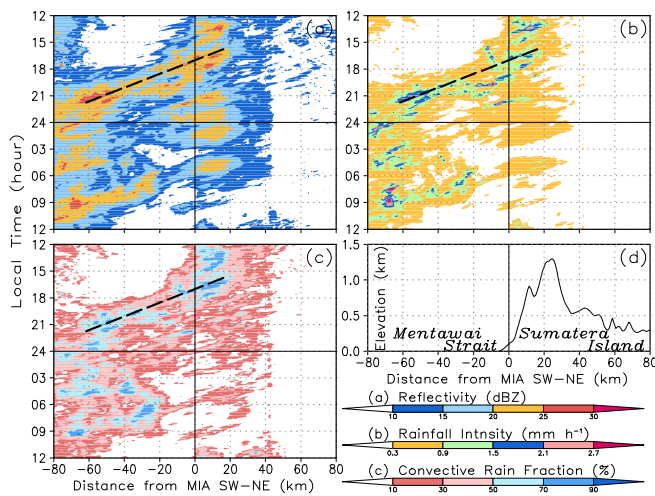


Fig. 4 Averaged diurnal variations of radar reflectivity at 2 km above MSL (a), rainfall intensity (b), convective fraction (c), and topography along the rectangular in Fig1b during HARIMAU2006. Thick broken lines in (a), (b), and (c) indicate migration speeds of approximately 4 m s^{-1} . See text about calculation techniques for rainfall intensity and convective fraction.

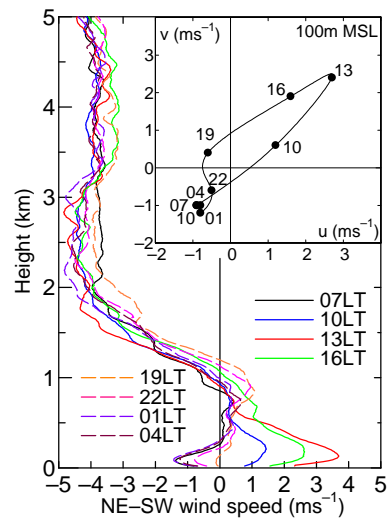


Fig. 5 Averaged vertical profiles of wind speed along the rectangular in Fig. 1b (i.e., perpendicular to the coastline; positive value for southwesterly wind) at every 3 hours observed by soundings at Tabing and a hodograph at 100m above MSL.

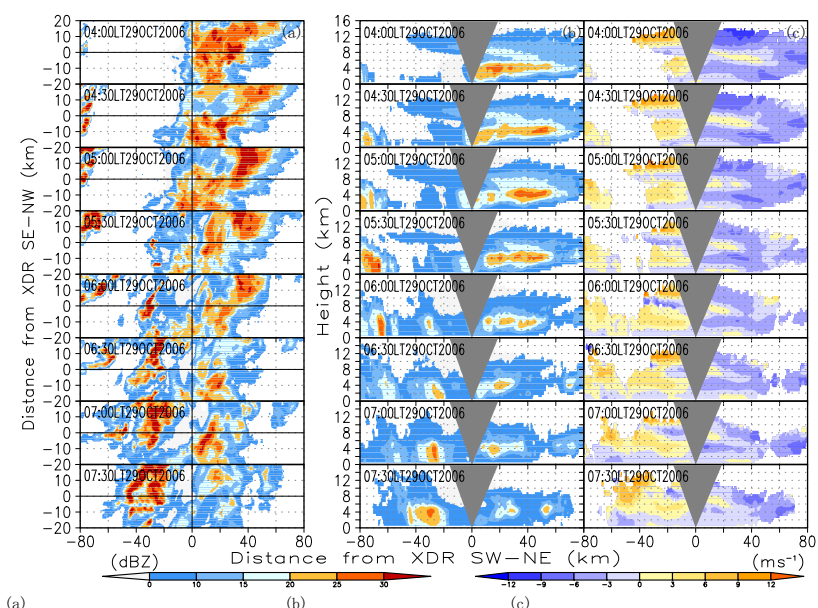


Fig. 6 Sequential variations of (a) horizontal view of radar reflectivity at 2 km above MSL, (b) vertical views of radar reflectivity, and (c) Doppler velocity, in the rectangular (Fig. 1b) on 29 October 2006.

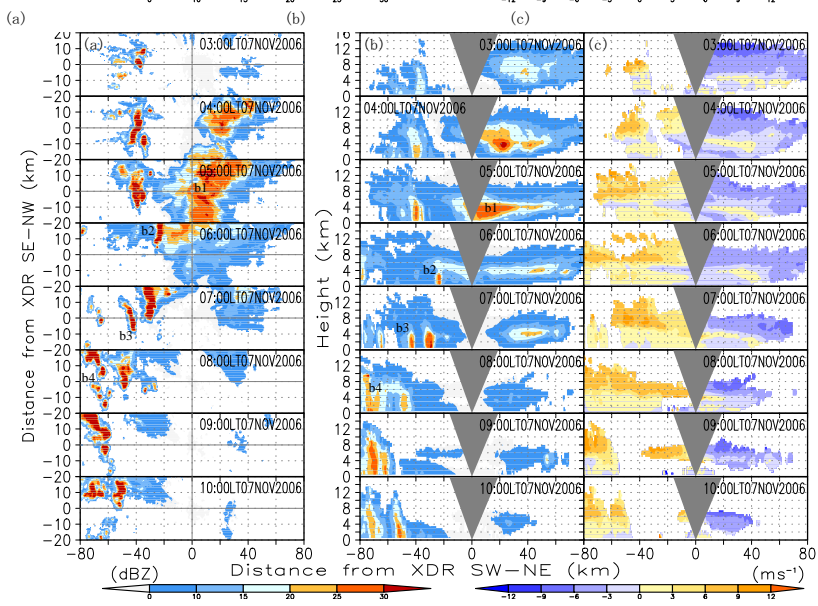


Fig. 7 As in Fig. 6 except for 07 November 2006.

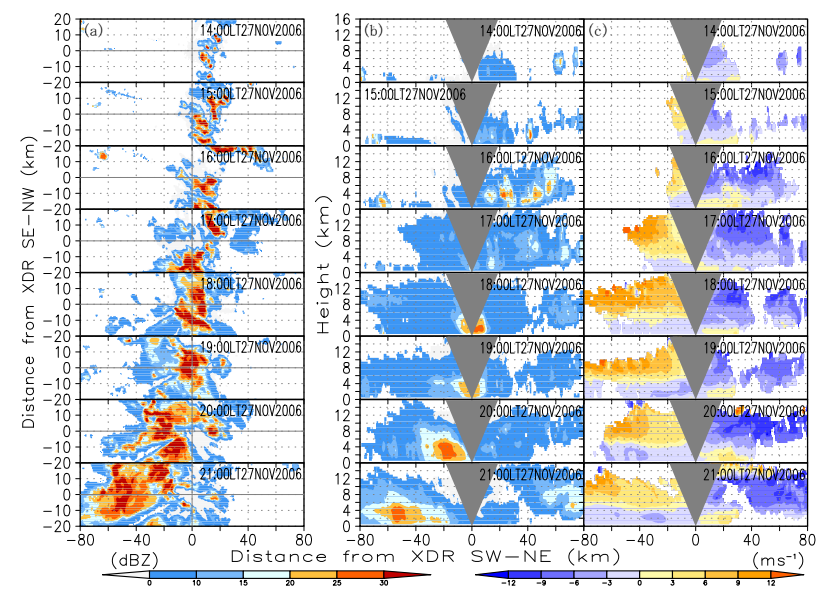


Fig. 8 As in Fig. 6 except for 27 November 2006.

Estimation Of Raindrop Size Distribution Using Equatorial Atmosphere Radar And Boundary Layer Radar

Mutya Vonnisa¹, Toshiaki Kozu¹, Toyoshi Shimomai¹, and Hiroyuki Hashiguchi²

¹Shimane University, ²RISH/Kyoto University

I. Introduction

Raindrop size distributions (DSD) define most of rain parameters intervening in a broad list of application such as, understanding of the microphysical mechanisms responsible for precipitation formation, microwave attenuation by rain, soil erosion due to rainfall, and retrieval of rainfall properties using radars and other remote sensing techniques.

Researchers have attempted to get vertical DSD profiles from various atmosphere radars data, for example: simultaneous observation of DSD by VHF and L-Band Doppler radar at Shigaraki (Teraoka T. *et al.*, 1993), estimation of rainfall DSD from dual-frequency wind profiler spectra using deconvolution and a nonlinear least square fitting technique (Schafer R. *et al.*, 2002) and many others. Until now still there is no study using dual-frequency radars in Koto Tabang, West Sumatera, Indonesia. It is the center of equatorial atmosphere climate.

Estimation of DSD in Koto Tabang have been done using single-frequency algorithms by (Kozu T. *et al.*, 2003), (Renggono F. *et al.*, 2006), and (Marzuki *et al.*, 2009). All of them used Equatorial Atmosphere Radar (EAR). Now, this study presents estimation of DSD using a dual-frequency algorithm with two radars, *i.e.*, Equatorial Atmosphere Radar (EAR) that operates at 47 MHz to measure the back-ground clear-air motions and Boundary Layer Radar (BLR) that operates at 1357.5 MHz to provide precipitation return. Observation of DSD using dual-frequency is first in Koto Tabang data. We present in this paper a comparison of DSD estimates between dual-frequency versus single frequency algorithm and a preliminary result of vertical DSD profiles using the dual-frequency algorithm.

II. Data and Methodology

2.1 Data and Instruments

Two kinds of radars, Equatorial Atmosphere Radar (EAR) and Boundary Layer Radar (BLR) are used to estimate DSD. Table 1 lists specifications of EAR and BLR.

The detailed explanation of EAR and BLR specifications systems are given in (Fukao *et al.*, 2003) and (Renggono F., 2006).

Table 1. Specifications of EAR and BLR instruments in Koto Tabang (0.20⁰S, 100.32⁰E, 865 m ASL)

Specification Instruments	EAR	BLR
Radar system	Monostatic Pulse Doppler Radar	Monostatic Pulse Doppler Radar
Center frequency	47.0 MHz	1357.5 MHz
Antenna gain	33 dBi	27 dBi
Antenna aperture area	110 m x 110 m (9500 m ²)	5.9 m ²
Antenna beam width	3.4 ⁰	4.1 ⁰
Peak transmit power	100 kW	1.1 kW
Pulse width	0.5 μs	1 μs
IPP	400 μs	100 μs

2.2 Methodology

1. DSD model

We use the gamma DSD model having the three parameters of DSD; N_0 , \bullet , and μ as follows:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} . \quad (1)$$

A choice of such parameterization is similar in concept to the “normalized N_0 ” (N_0^*), proportional to $M_3/D_m^4 = M_3^5/M_4^4$, where M_x is the x -th moment of DSD and D_m is the mass-weighted mean diameter (Testud J. *et al.*, 2001). M_x is given by:

$$M_x = N_0 \Gamma(\mu + x + 1) / \Lambda^{\mu+x+1} , \quad (2)$$

where $\Gamma(\mu+x+1)$ is the complete gamma function. Choosing two arbitrary moments, M_x and M_y , in this study we use the gamma DSD model which is expressed by the following equation:

$$N(D) = m_y \Lambda_{xy}^{x+y+1} D^\mu e^{-\Lambda_{xy} D} , \quad (3)$$

where $m_y = M_y / \bullet(\mu+y+1)$ and $\bullet_{xy} = (m_x/m_y)^{1/(y-x)}$, $x = 3.67$ and $y = 6$. DSD parameters are described by m_y , \bullet_{xy} , and μ . \bullet_{xy} indicates the scale parameter \bullet obtained from M_x and M_y . Retrieval of Eq.3 based on the Doppler spectrum that is proportional to $D^6 |dv(D)/dD|^{-1}$

where D is the drop diameter, $v(D)$ is the terminal velocity, *i.e.*, the fitting of the Doppler spectrum can be made effectively by using the DSD parameters having a high sensitivity to Doppler spectrum (Kozu T. *et al.*, 2003).

2. Doppler spectrum model

According to (Sato *et al.*, 1990), Doppler velocity spectrum of precipitation echo without atmospheric turbulence and wind $S_p(v)$ is expressed by the equation:

$$S_p(v) = C N(D) D^6 \left| \frac{d[v(D)]}{dD} \right|^{-1}, \quad (4)$$

where C is a constant, $N(D)$ is the raindrop size distribution, $v(D)$ is the drop velocity.

Gaussian function is used to modeling Doppler spectrum of turbulence echo $S_t(v)$:

$$S_t(v) = p_0 \exp\left(-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (5)$$

where p_0 is peak of spectral power, w is the mean wind velocity of the radar beam direction, σ is the spectral broadening.

In this dual-frequency study, EAR Doppler spectrum of atmospheric turbulence $S_{EAR}(v)$ is given by:

$$S_{EAR}(v) = [S_t(v) + P_n] * W(v), \quad (6)$$

where P_n is the noise level on the spectrum, $W(v)$ is an inverse Fourier transform of the auto-correction function of the rectangular time window and “*” represents the convolution integral operation. On the other hand, BLR Doppler spectrum of the raindrop $S_{BLR}(v)$ is expressed as follows:

$$S_{BLR}(v) = [S_p(v) * S_o(v) + P_n] * W(v), \quad (7)$$

where $S_o(v)$ is the normalized form of $S_t(v)$ that is expressed by:

$$S_o(v) = \frac{1}{(2\pi)^{1/2} \sigma} \exp\left[-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right]. \quad (8)$$

3. Non-linear least square fitting and Dual frequency algorithm

Levenberg-Marquardt method about non-linear least square fitting is used to retrieve DSD parameters. Eight parameters to be estimated by the fitting are four in EAR estimation turbulence spectrum *i.e.*, w , σ , p_0 , P_n and four in BLR estimation

precipitation spectrum *i.e.*, m_6 , σ_{xy} , μ , and P_n . To interface from EAR to BLR estimation in the dual-frequency algorithm, we have to make a beam broadening correction. As the result, we have the mean Doppler spectrum (w) and the standard deviation of BLR spectrum (σ_B) from EAR dual-frequency algorithm. After going to BLR precipitation spectrum algorithm, μ is obtained by changing step by step and choose the best μ value providing the minimum RMS error between measured and fitted spectra. Finally, the three DSD parameters m_6 , σ_{xy} , and μ are estimated.

III. Results

3.1 Comparison of Single and Dual Frequency Algorithm Based Spectra.

VHF wind profiler (EAR) has higher sensitivity in providing the information of updrafts and downdrafts of the clear air motions. On the other hand, UHF Doppler wind profiler BLR has more reliability to measure characteristics of precipitation. Single frequency algorithm means to use VHF Doppler profiler (EAR). The other algorithm is dual-frequency algorithm that combines VHF and UHF which have different sensitivities on observation.

a. Weak Rain

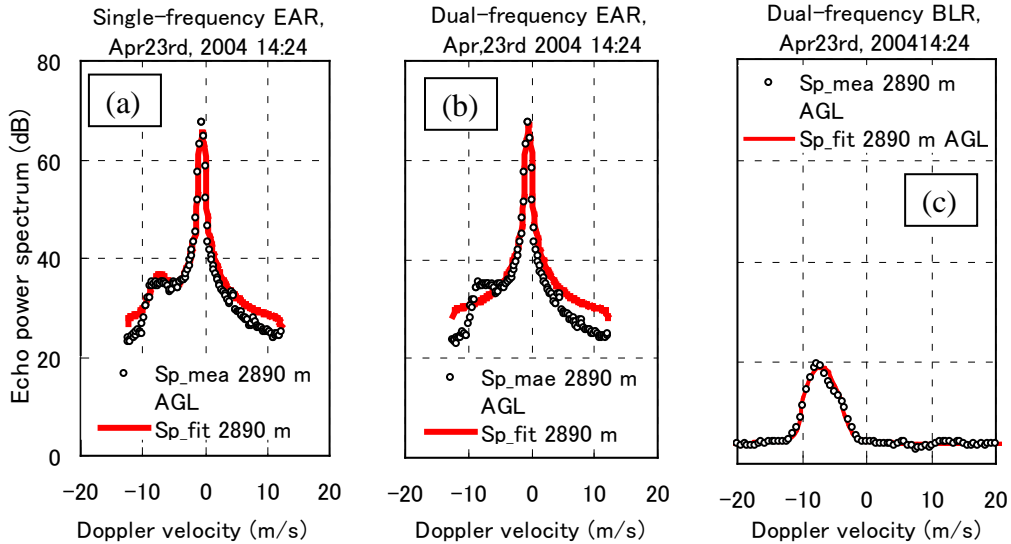


Figure 1. Plot of measured and fitted spectra from weak rain at height 2890 m AGL, Rainrate from Joss-Disdrometer: 5.138 mm/h. (a) single frequency EAR (b) dual-frequency EAR (c) dual-frequency BLR. Open circle is measured-spectrum and thick line is fitted-spectrum.

In this study, we present some results from single and dual frequency algorithms. Figure 1(a) shows an example of single-frequency fitted spectrum compared with measured one using EAR. Figure 1(b) also shows measured and fitted spectra, but for dual-frequency algorithm which is retrieved by EAR, where fitting is only on turbulence spectrum. Figure 1(c) shows measured and fitted precipitation spectra using the dual-frequency BLR algorithm. From Figs. 1(a), (b), and (c), we can see that the result of the dual frequency algorithm is better than the single-frequency algorithm because precipitation spectrum looks higher, more clear and well-fitted in the BLR spectrum. It will be used to provide DSD parameters.

b. Strong Rain

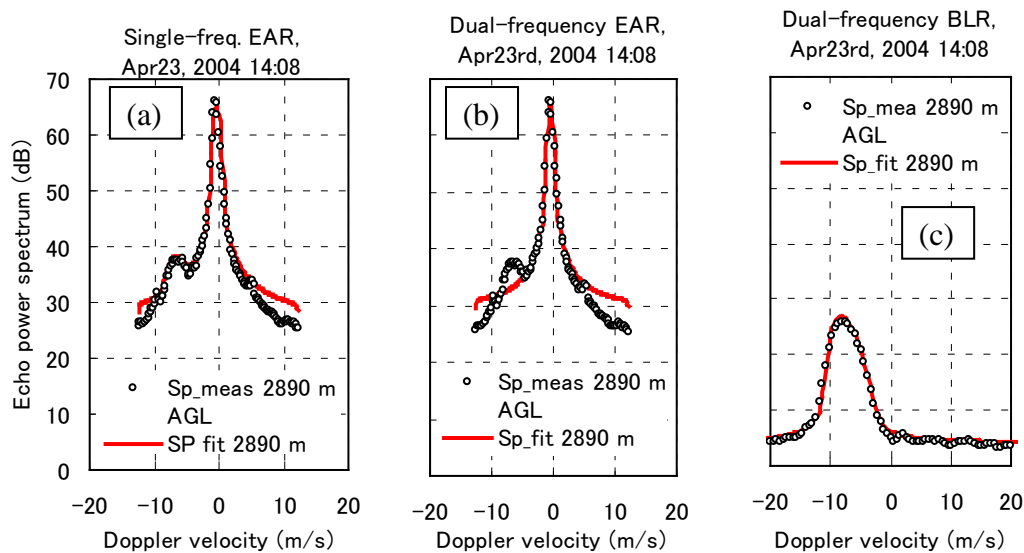


Figure 2. Plot of measured and fitted spectrum from strong rain at height 2890 m AGL, Rainrate Joss-Disdrometer: 11.097 mm/h. (a) single frequency EAR (b) dual-frequency EAR (c) dual-frequency BLR. Open circle is measured-spectrum and thick line is fitted-spectrum.

Figures 1 and 2 show comparisons of single and dual frequency spectra for different rain rates value according to Joss-Disdrometer data. Figure 1 is a weak rain and Fig. 2 is a strong rain because their rain rates are 5 and 11 mm/h, respectively. We can see that peak spectrum of strong rain case in the BLR spectrum is stronger than the weak rain case.

3.2 DSD Profiles from Single and Dual Frequency Algorithm.

Figure 3 is obtained from April 23rd 2004 data that shows DSDs the rain rates of which are between 5 and 11 mm/h. The single-frequency algorithm gives much larger DSDs than the DSDs from the Joss-Disdrometer in 3340 m AGL. The height is only as an example to compare DSD. Figure 4 below is the comparisons of DSDs using the dual-frequency algorithm with Joss-Disdrometer data in the same period and the same height as Fig. 3. DSD estimation from the dual-frequency algorithm appears to be more suitable when we compare with DSD observed by the Joss-Disdrometer. The Joss-Disdrometer has the ability to measure DSD directly. Thus the results shown in Fig. 3 and 4 indicate that DSD vertical profile, which is estimated by using the dual-frequency algorithm, shows better result than the single frequency algorithm.

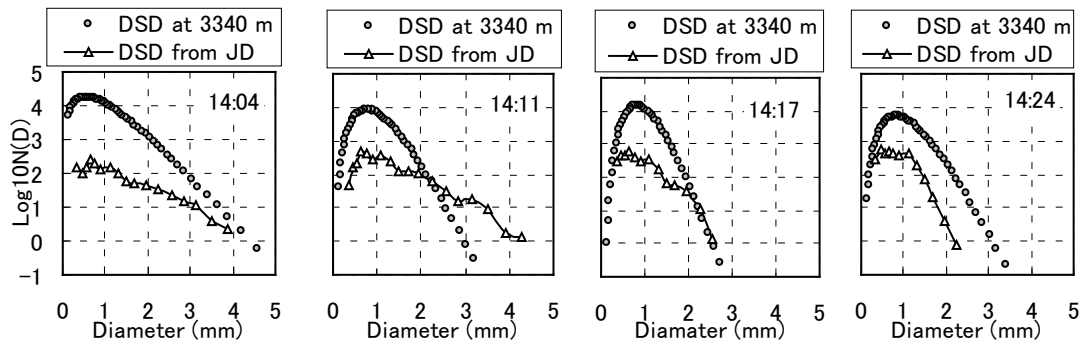


Figure 3. Comparison of DSD from Single-frequency and Joss-Disdrometer from 14:04 until 14:24 on April 23rd 2004 data.

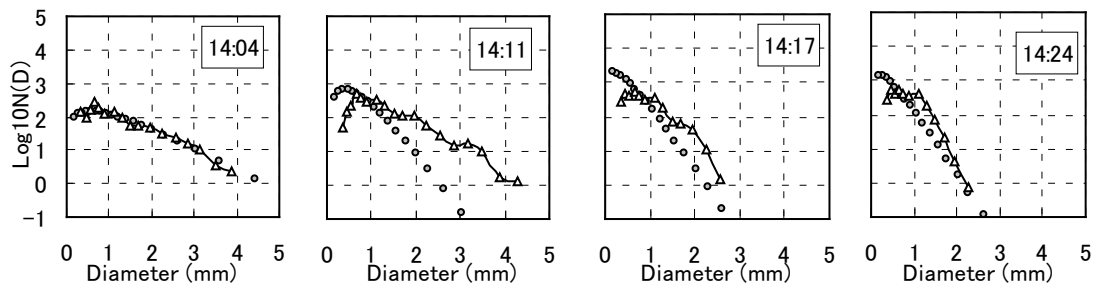


Figure 4. Comparison of DSD from Dual-frequency and Joss-Disdrometer from 14:04 until 14:24 on April 23rd 2004 data.

3.3 Characteristics of DSD Profiles depending on MJO and Rain Type.

After the development of the dual-frequency algorithm DSD estimation, we studied some events to get DSD characteristics profiles. As a preliminary result, it is separated

into rain types (*stratiform-deep convective*) and MJO cases (active-inactive). An algorithm (Williams *et al.*, 1995) has been used to classify precipitating cloud into either *stratiform*, *mixed stratiform/convective*, *deep convective*, or *shallow convective* by analyzing the vertical structure of reflectivity, velocity and spectral width from measurement of BLR Doppler profiler which operates at 1357.5 MHz in Koto Tabang. In this study, we only choose two types of rain event because it is suitable. Koto Tabang is located in an equatorial region so, to study DSD characteristics depending on MJO is also important. MJO or Madden Julian Oscillation is the result of large-scale circulation

Stratiform

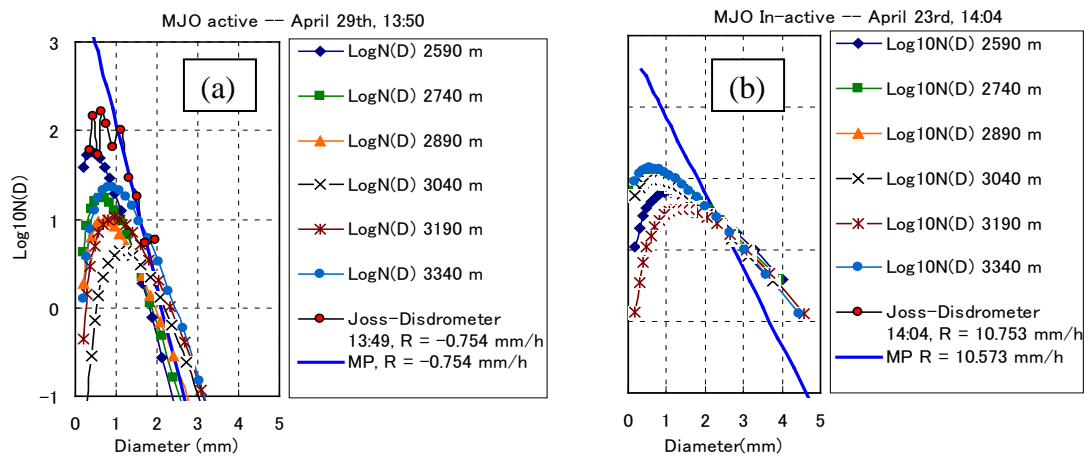


Figure 5. DSD characteristics during MJO active and inactive phase in *Stratiform* rain type.

Deep Convective

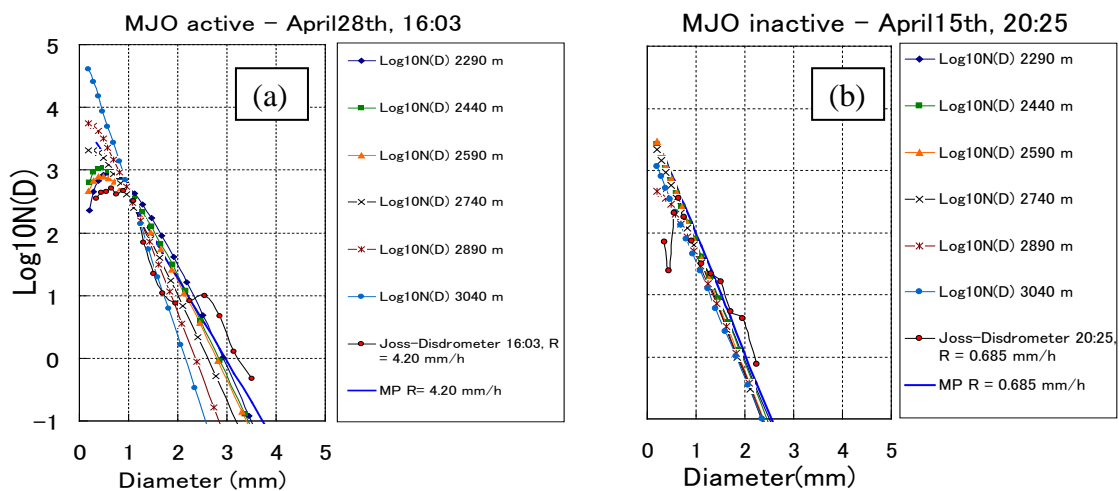


Figure 6. DSD characteristics during MJO active and inactive phases in *Deep Convective* rain type.

cells oriented in the equatorial plane that move eastward from at least the Indian Ocean to the central Pacific (Madden and Julian, 1994).

Analyzing of DSD characteristics profiles in this preliminary study, we can see from Fig. 5 that DSDs in MJO inactive (b) is broader than MJO active (a). As for the rain types classification results, *stratiform* event has more DSD variation in comparison with *deep convective*, as shown in Fig. 6.

IV. Conclusions and Discussions

This study is still on going research to be improved. Preliminary results of dual frequency DSD estimation algorithm have been presented. From some scientific results here, we observed that the dual-frequency algorithm is better than the single frequency algorithm to retrieve DSD in Koto Tabang. Using the Joss-Disdrometer data as reference for this study, dual-frequency DSD profiles fitted better with Joss-disdrometer data.

Preliminary result of DSD profiles estimates show that DSD in MJO active phase is broader than in MJO inactive phase for *stratiform*. *Stratiform* rain has more variation in DSD profiles than *deep convective*.

Although better results were shown using the dual frequency algorithm, we need more comprehensive studies on DSD characteristics. For example, we need to make a detailed study on temporal variation of DSD, more study about characteristics DSD profiles and others, which are important study analyses for atmospheric physics.

References

- Kozu, T., K. K. Reddy, T. Shimomai, H. Hashiguchi, Y. Ohno, and S. Minami, 2003: Estimation of raindrop size distribution profile with atmosphere radars at south India and Sumatera, *Japanese URSI-F meeting*, No.473, Osaka Pref. Univ.
- Madden and Julian, 1994: Observations of the 40-50 Day Tropical Oscillation – A Review, *Mon. Weather Rev.*, Vol. **122**, 814-837.
- Maigure, II. W. B., and S. K. Avery, 1994: Retrieval of raindrop size distributions using two Doppler wind profiler: Model sensitivity testing, *J. Appl. Meteor.*, Vol. **33**, 1623-1635.
- Marzuki, T. Kozu, T. Shimomai, W. L. Randeu, H. Hashiguchi, and Y. Shibagaki, 2009: Diurnal variation of rain attenuation obtained from measurement of raindrop size distribution in equatorial Indonesia, *IEEE Trans. Ant. Propag.*, Vol. **57**, No.4, Pt.II,

1191-1196.

Renggono, F., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, S. Fukao, T. Shimomai, M. Kawashima, and M. Kudsy, 2006: Raindrop size distribution observation with Equatorial Atmosphere Radar (EAR) during the CPEA-I observation campaign, *Radio Sci.*, Vol. **41**, 1-10.

_____, 2006: Study on precipitating clouds over Kototabang, West Sumatera observed by wind profilers, *Renggono`s Thesis, submitted Kyoto University*.

Sato, T., H. Doji, H. Iwai, and I. Kimura, 1990 : Computer processing for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *Radio Sci.*, Vol. **25**, 961-973.

Schafer, R., S. Avery, P. May, D. Rajopadhyaya, and C. Williams, 2002: Estimation of rainfall drop size distribution from Dual-frequency wind profiler spectra using deconvolution and a non-linear least squares fitting technique, *J. Atmos. Ocean. Tech.* Vol. **19**, 864-874.

Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing, *J. Appl. Meteor.*, Vol **40**, 1118-1140.

Teraoka, T., T. Sato, I. Kimura, H. Hashiguchi, and S. Fukao, 1993: Simultaneous observation of raindrop size distribution by VHF and L-Band Doppler radars, *Tech. Report of IEICE. SANE 93-53* (1993-10).

Williams, C. R., W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1995: Classification of precipitating clouds in the Tropics using 915-MHz Wind Profiler, *J. Appl. Meteor.*, Vol. **12**, 996-1012.

X 帯気象レーダーを用いた赤道域衛星伝搬路の降雨減衰推定

宮本将佑・前川泰之・柴垣佳明(大阪電通大)

佐藤亨(京都情報大)

山本衛・橋口浩之(京大 RISH)

深尾昌一郎(福井工業大)

1. はじめに

マイクロ波タイヤミリ波帯電波を用いる衛星通信回線は降雨減衰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、予め降雨の影響を十分よく把握しておく必要がある⁽¹⁾。近年、東南アジアのような多雨地域においても、特に大容量伝送が可能な Ku 帯等の 10GHz を越える周波数を用いた衛星通信回線の普及が見込まれている。しかし、東南アジアを含む赤道域の実測例は未だ少なく、その降雨減衰特性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)がインドネシア共和国・西スマトラ州に設置した赤道大気レーダー(EAR)観測所と京都府宇治市とをスーパーバード C 号機を介して結ぶ Ku 帯衛星回線に発生した降雨減衰を、両局において 2003~2006 年の 6 年間にわたって測定したデータを用いた。さらに EAR 上空における降水雲分布を、同観測所に設置されている X 帯気象レーダーによって同時に測定されたデータを用いて比較を行い、赤道域特有の対流性降水雲による降雨減衰の特徴を詳しく調べた。そして赤道域における Ku 帯衛星回線の電波伝搬路特性を、従来用いられている地上降雨強度に加えてレーダーによる降雨強度測定値から推定する方法について、詳しく検討を行ったので報告する。

2. 降雨減衰推定方法

図 1 は 2005 年 5 月 23 日に X 帯気象レーダーにより測定された降水雲分布の高度断面図である。図は CAPPI 観測により約 8 分毎に得られる衛星回線伝搬路近辺にあたる EAR 東方の高度断面図である。降雨減衰の原因となる降水雲分布の影響を明らかにするために、レーダーから得られる高度断面図(レーダーから東に 20km、高度 10km)を用いて、衛星伝搬路上に存在する降水雲によって発生する降雨減衰を推定し、実測値との比較を行った。

降雨減衰推定手順として、まず高度断面図上に衛星伝搬路が存在すると想定し、レーダー分解能が 100m であるので、衛星伝搬路の始点から終点までを約 100m 間隔で分割を行った。そして分割した区間毎に、それぞれ電波の通路上におけるレーダー反射因子 Z の値を等高線から読み取ってそれらの値を求めた。次に式(1)、式(2)を用いて、得られたレーダー反射因子 Z から区間毎に降雨強度を算出した⁽²⁾。

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log z \quad \rightarrow \quad z[\text{mm}^6/\text{m}^3] = 10^{Z/10} \quad (1)$$

$$z[\text{mm}^6/\text{m}^3] = BR^\beta \quad \rightarrow \quad R = (z/B)^{1/\beta} \quad (2)$$

ここで、 R は降雨強度(mm/h)で、 B と β は定数である。この B と β は、降雨粒径分布や降雨強度により若干変動するが、本測定では Marshall-Palmer 型の降雨を仮定して、 $B = 200$ 、 $\beta = 1.6$ の値を用いた。

次に、一様降雨の中で電波が 1km 通過したときに電波が受ける減衰量(減衰係数) γ_R を式(3)より導出を行った。

$$\gamma_R = kR^\alpha [\text{dB/km}] \quad (3)$$

ここで、式(3)の k 、 α は周波数・降雨の種別によって決まる値である。本研究では、EAR 上り回線(14GHz)に対して ITU-R 勧告値に基づいて、 $k = 0.030018$ 、 $\alpha = 1.168054$ の値を用いている⁽³⁾。そして、式(4)より減衰係数に雨域通路長 L を掛けることによって降雨減衰 A を求めることができる。

$$A[\text{dB}] = \gamma_R L \quad (4)$$

ここでの雨域通路長 L は分割した 1 区間の長さである約 100m を代入している。これで分割した 1 区間での降雨減衰を推定することができる。そして分割した全区間で同様の計算を行い、衛星伝搬路全体にわたってすべて足し合わせることによって、得られた値を降雨減衰推定結果とした。

3. 降雨減衰推定値と実測値の比較

図 2 はそれぞれ(a)2005 年 5 月 1 日、(b)2005 年 5 月 23 日における本レーダーエコーから Ku 帯上り回線の降雨減衰を推定することにより導出した瞬時値と、実際に衛星回線で測定を行った上り回線降雨減衰実測値を 8 分間平均した瞬時値とを比較したものである。なお、推定の際、衛星の仰角である約 40° のレーダーエコーは外挿されたものであるため、25° のデータを式(5)で示す補正式によって変換を行ったものを用いた。推定値、実測値ともに降雨強度が発生している時に減衰しており、両者は良い一致が示されている。

$$A_{40^\circ} = A_{25^\circ} \frac{\sin 25^\circ}{\sin 40^\circ} \quad (5)$$

図 3 は以上のようにして 2005 年 1 年間に得られた Ku 帯上り回線降雨減衰の推定値と実測値を全期間にわたって累積時間率分布の形で示したものである。全般的に両者の統計値同士は良い一致を示し、いずれも高減衰域において時間率が減少する傾向にあることが分かる。

図4は2002年9月から2006年9月までにおけるEAR周辺の上り回線降雨減衰実測値とITU-R勧告によって計算される降雨強度からの推定値⁽³⁾とを比較したものである。両者は低減衰域では良い一致を示しているが、14dB以上の高減衰域になると次第に差が広がり一致していないことが分かる。高減衰域において両者がよく一致しないのは局所的な降雨の影響のためと考えられ、この場合赤道域特有の対流性降雨の影響によるものといえる。

4. おわりに

X帯気象レーダーからのEAR上り回線における降雨減衰推定値と実測値は瞬時値、累積時間率統計値ともに良い一致を示した。また、赤道域では対流性降雨の局地性のため地上降雨強度からの推定では時間率の小さい高減衰域での推定誤差が大きくなるため、推定にはレーダーを用いた降水雲分布測定はそれを補うために大変有効であるといえる。

今後は、さらに精度の良い降雨減衰推定を行うため、X帯気象レーダー電波の減衰について検討する必要がある。

参考文献

- (1) 飯田尚志, “衛星通信”, オーム社, 1997.
- (2) 深尾昌一郎, 浜津享助, “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, 2005.
- (3) ITU-R, P.618-8, “Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems,” ITU-R Recommendations, Geneva, 2003.

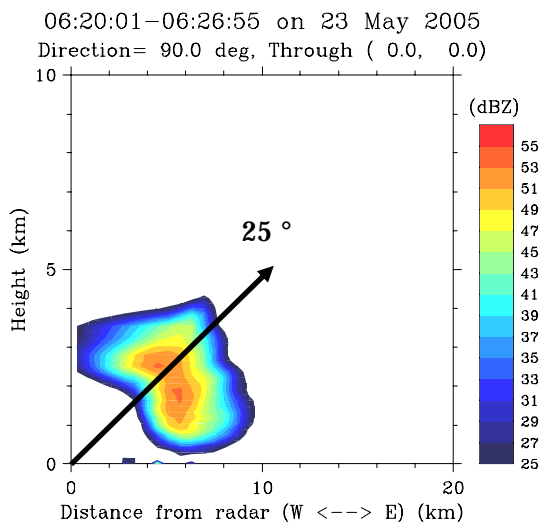
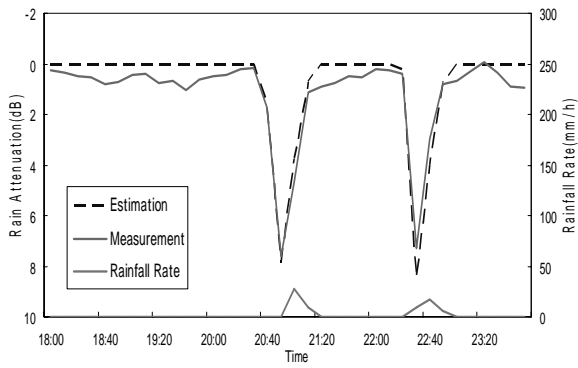


図1. 2005年5月23日のレーダーエコー垂直断面図。矢印は降雨減衰値の推定経路を示す。

(a)



(b)

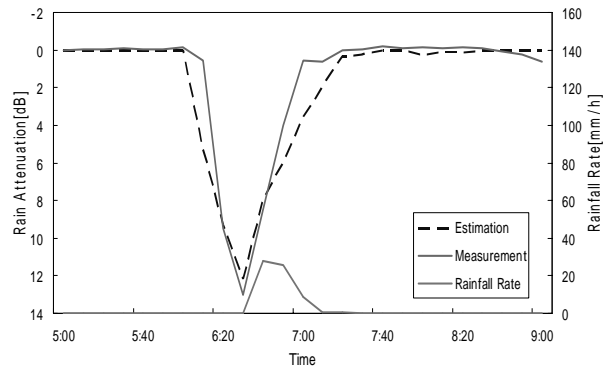


図 2. 衛星電波による降雨減衰測定値とレーダー観測による推定値の瞬時値（8 分間隔）における比較。(a)2005 年 5 月 1 日と(b)2005 年 5 月 23 日の例をそれぞれ示す。

Jan ~ Dec 2005

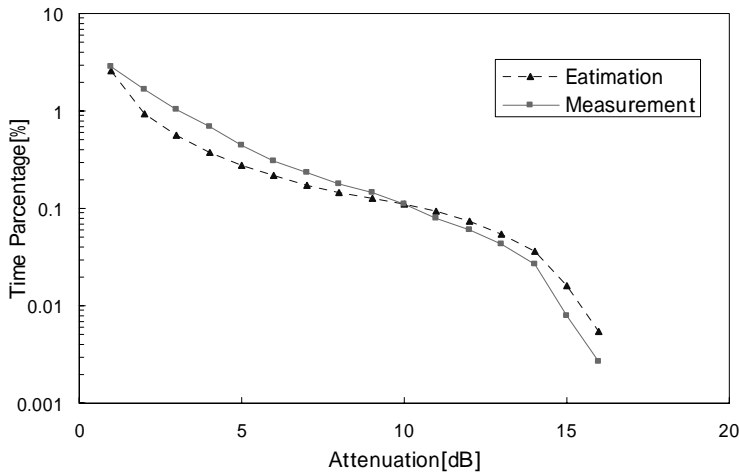


図 3. 降雨減衰累積時間率分布の実測値とレーダーによる推定値の比較(2005 年 1 月 ~ 12 月)。

EAR Up-link Sep, 2002 ~ Sep, 2006

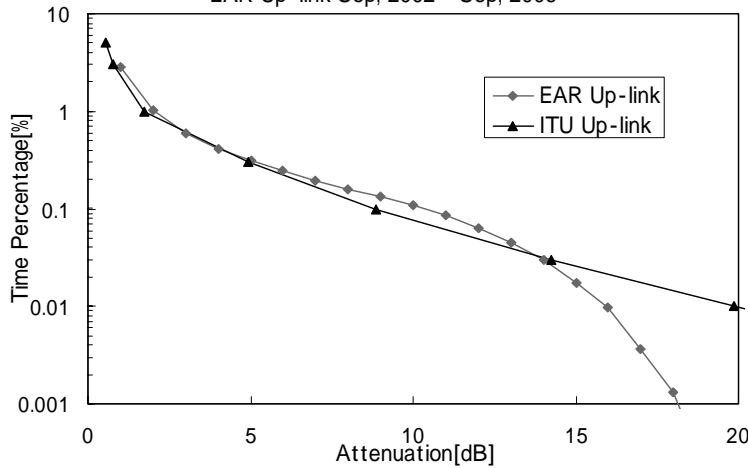


図 4. 降雨減衰累積時間率分布の実測値と ITU-R 勧告値の比較(2002 年 9 月 ~ 2006 年 9 月)。

赤道大気・気象レーダー長期観測データを用いた西スマトラ・コトタバンの降水活動に関する研究

柴垣 佳明¹, 村上 和也¹, 古津 年章², 下舞 豊志², 橋口 浩之³,
濱田 純一⁴, 森 修一⁴, 山中 大学⁴, 深尾 昌一郎⁵

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

1. はじめに

インドネシア海洋大陸は世界でも対流活動の活発な地域のひとつであり、そこでは日周期対流システムが卓越する。そのような対流システムは、特に海岸線付近や山岳地域で支配的であることが知られている(Mori et al. 2004)。このような日周期対流システムの発達・維持機構やその振舞いを調べるために、スマトラ島西部山岳域に位置する赤道大気レーダー(EAR)を中心とした気象観測装置によって、これまでに対流システムの長期観測が行われてきた。図1は、EAR観測所のX帯降雨レーダーによって観測された対流システムのevolutionの一例であり、正午付近から孤立した複数の対流セルが現れ始め、それらは組織化し、夕方遅くに最盛期に達する。

本研究では2004~2008年の衛星・EAR・X帯降雨レーダー・地上雨量計の長期間データを用いて、季節内変動(ISV)の位相毎の対流システムの特徴や、背景場と対流システムの持続時間との関係などについて調べた。なお、解析では対流システムの形成期・発達期に相当する10~19時のデータを取り扱った。

2. ISVに関係した対流システムの特徴

図2は、過去5年間のコトタバン上空で観測されたOLR(Outgoing Longwave Radiation)の30-60日周期成分を示す。負成分をISV活発期、正成分はISV不活発期を表す。2004年のISV不活発期と活発期の地上降雨量の違いを調べた結果、活発期には降水量が増える傾向があった。また、ISVの不活発期から活発期へ変化するタイミングで、下層でのEAR東西風の風向きが変化し、それに伴い降水量が増加していた(図省略)。

図3は、下層風の振舞いと降水量との関係を示す。横軸は、EARデータの高度2kmの東西風の一日平均値、縦軸は10~19時の積算雨量である。この図から、下層風はISVに対応して-10~20 m/sの間で変動しているが、30mm以上の降水時には風速が弱くなっている。以下では、背景場の影響が小さい降雨量30mm以上の45の対流イベントについて、解析を行った。

図4は、個々の対流イベントのISV位相とその雨量のダイアグラムである。この図のISV位相0~180°は対流活発期、-180~0°は不活発期であり、位相0°は不活発期から活発期となる時間を表す。この図から、雨量30~50mmのイベントは、ISVのどの位相でも発生しているが、雨量50mm以上では活発期前半に集中して発生している。また、対流シス

テム内で観測された強い(1m/s 以上の)上昇流域の発生頻度について調べたところ、上の降水量と同様の特徴を示していた(図省略)。

次に、降雨レーダー観測から、コトタバン周辺で発生した対流システムの持続時間を全対流イベントについて調べた。図 5 は対流システムの東西・時間変化であり、1 時間程度の短寿命対流システムと 3.5 時間持続する長寿命対流システムのライフサイクルを示している。各対流システムの持続時間毎の発生頻度を、ISV 不活発期前半(-180° ~ -90°)、不活発期後半(-90° ~ 0°)、活発期前半(0° ~ 90°)、活発期後半(90° ~ 180°)に分けて調べた(図 6)。その結果、不活発期後半では 1 時間以内の対流イベントがほとんどであり、活発期前半では 2 時間以上の持続時間を持つ対流イベントが多く現れていた。その他の ISV 位相では、特に大きな特徴はみられなかった。

3. 対流システムに対応した風速変化

ここでは、ISV 活発期前半の長寿命対流システムの維持機構を調べるため、下層風の風速変化の特徴を調べた。その結果、図 7 に示すような対流イベントの持続時間毎に共通する下層風の振舞いを見出すことができた。

図 7 は EAR の高度 2~3km の東西風を平均し偏差を取った風速変化である。この図から、持続時間が 4 時間の場合④は、対流システムの出現の中で数時間にわたって西風成分が観測された。持続時間が 3 時間の場合③は、④と同様に西風成分はみられるが卓越時間は短くなっていた。持続時間が 2 時間の場合②は、対流システム出現時に東風から西風成分への急激な風速変化がみられた。持続時間が 1 時間より短い場合①は、②~④のような特徴はみられず、対流発生時に短時間の風速変化が起こっていた。

持続時間③と④の中でみられた西風成分は、ISV によって強化された局地循環を示し、環境場の東風との間の下層収束によって対流システムが長時間維持されたと考えられた(図 8 の上パネル)。また、持続時間②の東西風変化は周辺で最盛期をむかえた対流セルの発散風に関係した変化と考えられた(図 8 の下パネル)。

図 9 は、持続時間④の対流イベント発生時の鉛直流と東西風偏差の時間・高度変化、地上降水量の時間変化を示す。この図から、図 8 で示したような局地循環の西風と東風環境場による東西風収束が 15 時頃に高度 2km 以下でみられ、それに伴う上昇流域、また高度 2km 以上では下層とは逆向きとなる長寿命対流システムの鉛直循環を見出すことができた。

4. まとめ

2004~2008 年に観測された対流システム 45 事例について、その発達・維持機構に関係した風速場の特徴を調べた。その結果、対流システムは下層環境場の弱いときに発生し、ISV 位相との関係では不活発期から活発期に移行した後(活発期前半)に 2~4 時間持続する対流システムが現れていた。3 時間以上の長寿命対流システムでは、EAR で観測された風速場

の特徴から、局地循環の西風成分と東風環境場との下層収束がその維持機構に強く寄与していると考えられた。また、2 時間程度持続する対流システムでは、周辺対流セルの最盛期に対応した下層風発散と考えられる東西風の急激な変化がみられた。一方で、不活発期後半に現れる対流システムの多くは 1 時間以内の短寿命であり、上のような風速変化はみられなかった。以上のように、コトタバンの大気・降雨レーダー長期観測によって、山岳地域での対流システムの維持機構に関係した風速場の振舞いを明らかにすることができた。

参考文献:

Mori, S., J. Hamada, Yudi I. T., M. D. Yamanaka, N. Okamoto, F. Murata, N. Sakurai, H. Hashiguchi, and T. Sribimawati, 2004: Diurnal land-sea rainfall peak migration over Sumatera Island, Indonesian maritime continent observed by TRMM satellite and intensive rawinsonde soundings, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2021-2039.

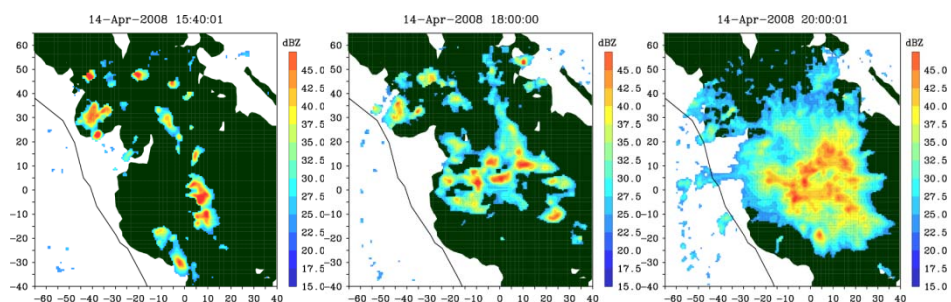


図 1: コトタバンの周辺で観測された対流システムの evolution の一例。

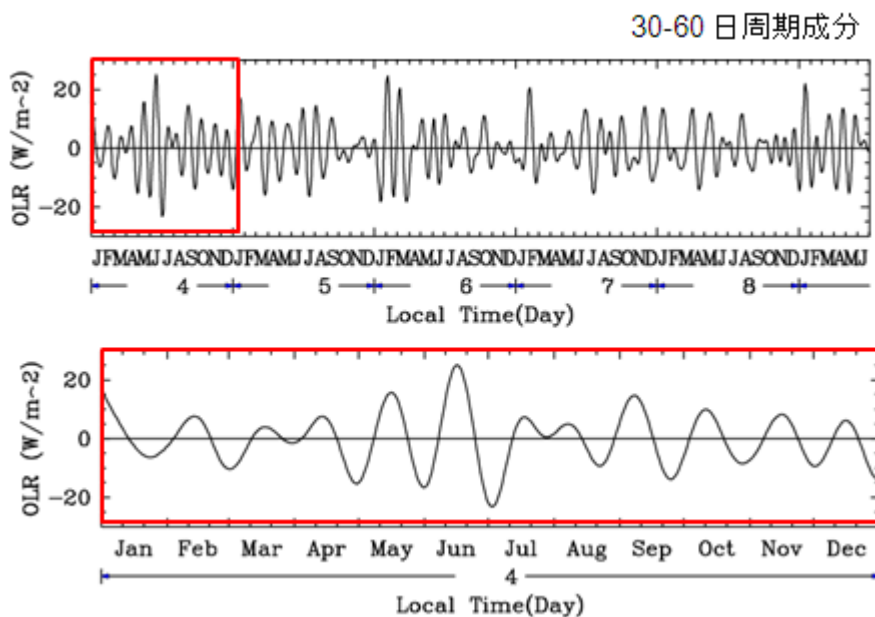


図 2: コトタバンの上空における OLR の 30-60 日周期成分。

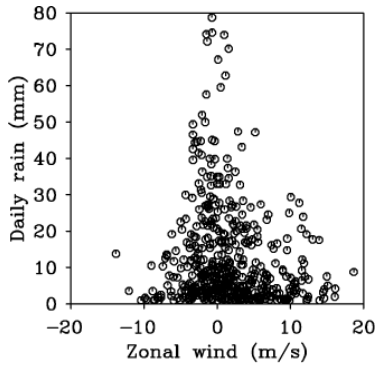


図 3: 下層背景風と降水量との関係。

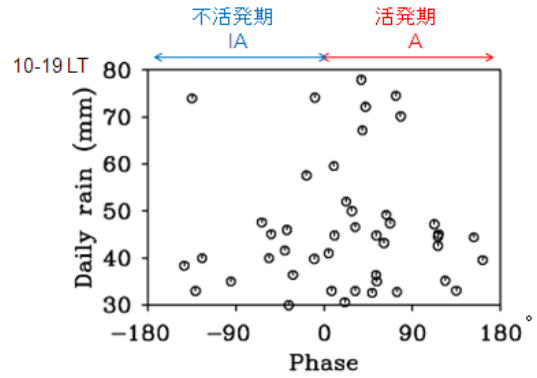


図 4: ISV 位相に伴う降水量特性。

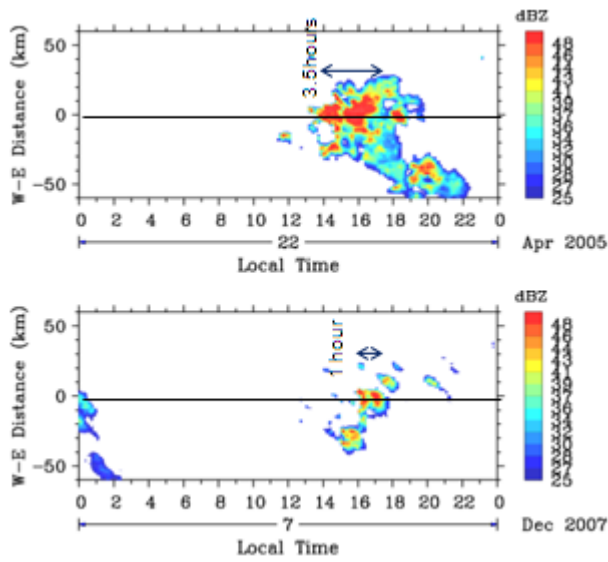


図 5: コタバン周辺で観測された短寿命・長寿命対流システム。

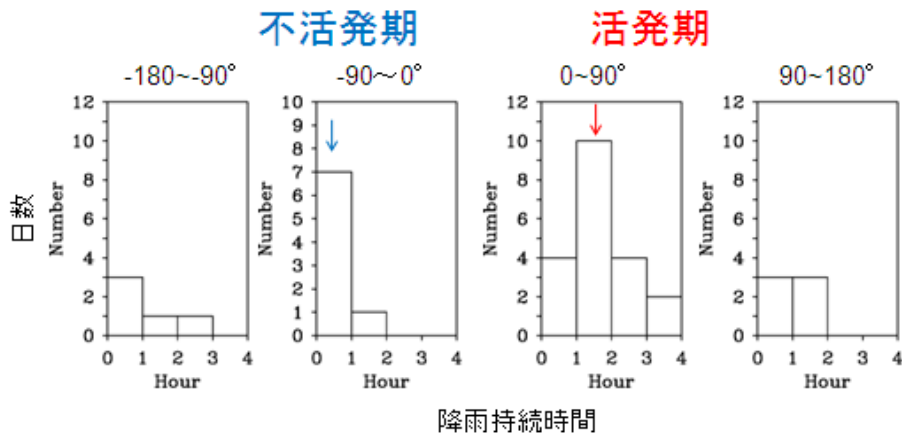


図 6: 4つの ISV 位相での持続時間毎の対流システムの発生頻度。

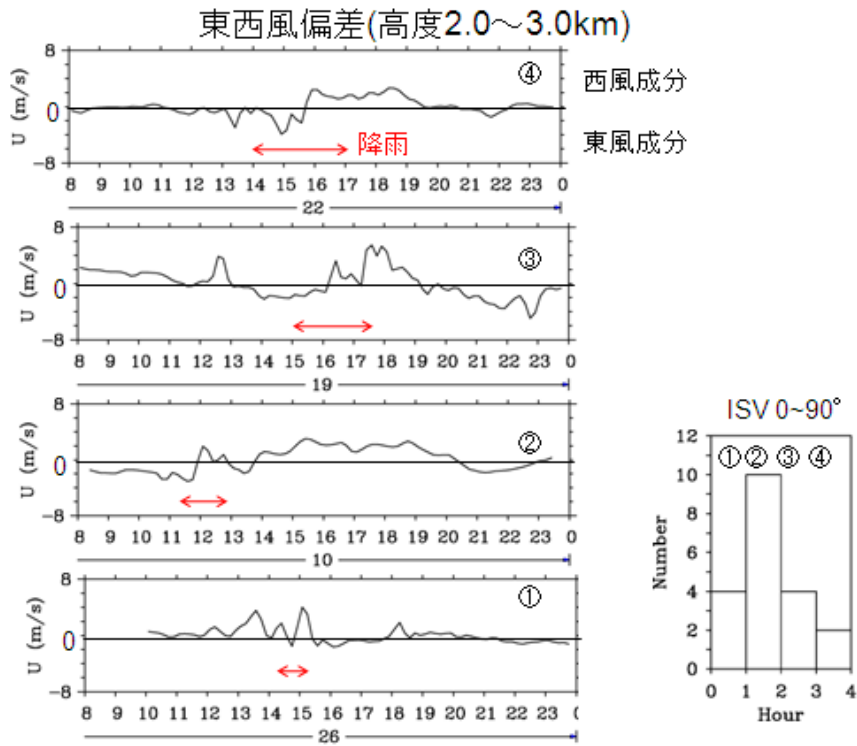


図 7: 対流システム持続時間毎の下層風時間変化。

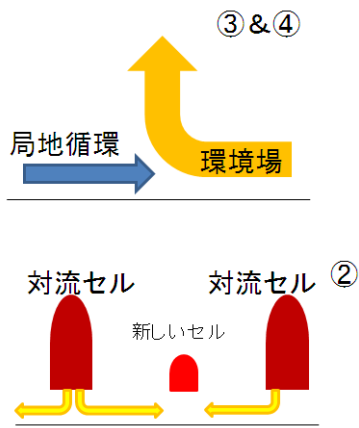


図 8: 対流システムの発生・持続メカニズム。

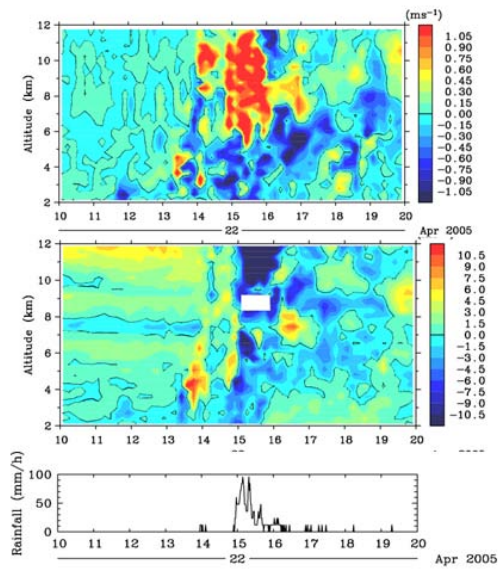


図 9: EAR で観測された鉛直流・東西風偏差の時間・高度変化と地上降水量変化。

1.3GHz ウィンドプロファイラ及び TRMM 降雨レーダー観測による赤道インドネシアにおける地域的な降水日変化

田畑悦和¹, 橋口浩之¹, 山本真之¹, 山本衛¹, 山中大学², 森修一²,
柴垣佳明³, 下舞豊志⁴, Fadli Syamsudin⁵, Timbul Manik⁶, Erlansyah⁶,
Wawan Setiawan⁶, Wilhelm Lasut⁷

1: 京大生存研, 2: 海洋研究開発機構, 3: 大阪電通大, 4: 島根大理工,
5: BPPT, Indonesia, 6: LAPAN, Indonesia, 7: BMKG, Indonesia

1 研究背景

降水は潜熱加熱を通して対流圏を加熱・冷却させる役割を持つ。特に海洋大陸は世界有数の多雨地域で大気大循環の駆動源の役割を果たしている (Ramage, 1968)。その海洋大陸では降水日変化が卓越しており、陸域では夕方に、陸の周辺の海域では未明から朝方にかけて対流活動がピークに達する (Nitta and Sekine, 1994)。熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 搭載降雨レーダーは赤道域における降水を誤差を小さくモニタリングすることを目指している。TRMM 衛星は降水日変化の水平分布を調べるのに優れているが、サンプル数により統計解析の制限がある (Negri et al., 2001)。統計的に降水日変化を調べるには地上における長期連続観測のデータを用いることがより適している。1990年代よりこれまで観測が疎であったインドネシアにおいて WPR を用いた観測的研究が始まった。Renggono et al. (2001) はスマトラ島のブキティンギおよびジャワ島スルボンにおけるウィンドプロファイラ (WPR) データより降水日変化の特徴を調べ、2地点とも午後に対流性降水が卓越した後に層状性降水が卓越することを示した。この特徴はメソスケール対流システムのライフサイクルと一致する。しかし、海洋大陸は東西 5000 km におよび、降水日変化は海洋大陸の複雑な地形により多種多様であることが指摘されているが、カリマンタン島より以東の赤道域では統計的な降水日変化の研究はされてこなかった。2005年から始まったプロジェクトである「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」(Yamanaka et al., 2008) では海洋大陸上において既存の赤道大気レーダー (100.32°E, 0.20°S) に加えて西からカリマンタン島のポンティアナ (0.00°S, 109.37°E)、スラウェシ島のマナド (124.92°E, 1.55°N)、パプア島の北にある島であるピアク (136.10°E, 1.18°S) と赤道上におよそ 1000km おきに WPR の観測ネットワークを構築した (Fig. 1)。本研究ではこの WPR 観測ネットワークのデータを用いてそれぞれの地点の降水日変化を調べた。さらに、その結果を TRMM による観測結果と比較した。

2 使用データ及び解析手法

2.1 ウィンドプロファイラおよび雨量計

ポンティアナ・マナド・ピアクの WPR は 1357.5 MHz で運用されており、それぞれ 2007年2月22日、2008年9月18日、2007年3月11日に設置完了して以来、連続観測を行っている。時間空間分解能はそれぞれ 1分、100m である。WPR は通常は大気の 3次元風

速を観測するが、雨天時に降雨エコーを受信し、降水粒子の落下速度の鉛直プロファイルを得る。本研究ではその鉛直プロファイルを用いて。また、それぞれの地点においてそれぞれ2008年4月24日、2008年3月3日、2009年1月16日より雨量計による観測を行っている。本研究では2009年6月までに雨量計とWPRの同時観測が行われている時間帯のデータを用いた。雨量計データは30分間毎に合計したデータを用い、WPRデータは30分間平均した値を用いた。雨量計により雨量が観測された時間帯について、Williams et al.(1995)が提唱したアルゴリズムを用いてDeep convective、Shallow convective type、Mix stratiform/convective、Stratiformの4種類に降水雲タイプの分類を行った。そして、それぞれの降水雲タイプ別に1時間毎の降水量日変化および降水頻度の日変化を求めた。また、降水量ピークが有意であるかを判別するためにサンプリングエラーとして、 σ/\sqrt{n} を算出した。ただし、サンプリング数を n 、標準偏差を σ とする。

2.2 TRMM

まず1998-2008年の11年間分のTRMM3G68データを用いて1時間毎の降水日変化を求めた。3G68データは時間分解能1時間、水平分解能 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ のグリッドデータである。サンプリングエラーとして σ/\sqrt{n} を算出した。降水日変化のより詳細な水平分布の情報を得るために同期間の2A25データを用いた。2A25データは軌道データでそれぞれのフットプリントごとに時間と降水量の情報が含まれ、2A23により降水雲タイプの情報が得られる。本研究では適当な水平グリッドを設定し、グリッドごとに1時間毎の降水日変化を調べた。グリッドのサイズは $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ とした。このサイズはHirose et al.(2008)に習い、フットプリントサンプル数が最小のグリッドで統計的に1回の降雨が平均降水量を決めないように設定した。さらに降水量日変化として求められた1時間毎の24データの合計を1日平均降水量とし、雨量計による観測結果とWPRによる観測結果を比較した。

3 解析結果

3.1 WPRおよび雨量計観測による降水日変化

図2(a)にポンティアナにおけるWPRと雨量計による降水雲別降水量日変化を示す。降水量ピークは14-15LTで深い対流性の降水からなる。図2(b)にポンティアナにおけるWPRと雨量計による降水雲別降水頻度日変化を示す。12LT頃から深い対流性降雨の頻度が増加し始める。降水量がピークとほぼ同じ15-16LTに降水頻度がピークに達し、深い対流性降雨の寄与が大きい。その頃から層状性降水の頻度が増加し、19-20LTにピークに達するが降水量としては多くない。15LTから20LTにかけて深い対流性降水から層状性降水への移行が明瞭であり、その特徴はRenggono et al. (2001)によって述べられているスマトラ島・ジャワ島における特徴と同じである。このようにポンティアナは海洋大陸をはじめとする熱帯の陸域で見られる典型的な降水日変化の特徴を持っていた。

図2(c)にマナドにおける雨量計とWPRによる降水雲別降水量日変化を示す。12-23LTの降水が多く、全体の68パーセントを占める。さらに降水量ピークが13-14LTにあり、深い対流性・および対流/層状混合の寄与が大きい。この時間の降水量ピークは縦線で示し

たエラーバーから有意であると言える。ここまでの点ではポンティアナと似ているが、その後の降水の傾向に違いがある。図 2(d) に降水雲別降水頻度日変化を示す。層状性降水の頻度が 15-19LT にピークを持つが、0.02 程度とポンティアナのピークに比べて 1/3 の頻度である。このことから 13-14LT の後の対流性降雨から層状性降雨への移行の頻度が少なく、短時間で降り終わる傾向があると言える。未明に降水量のピークが見られ、対流性降水量のピークの後に層状性降水の頻度のピークが見られる。未明の小さな降水量ピーク、日中の降水量の大きなピークを持つという点で Gray and Jacobson (1977) で述べられている "Large Island" (水平スケール数十 km) とほぼ同様の降水日変化であると言える。このように、マナドは熱帯における水平スケール数十 km の島に近い降水日変化の特徴を持っていた。

図 2(e) にビアクにおける雨量計と WPR による降水雲別降水量日変化を示す。13-14LT 頃に降水量のピークがあり、深い対流性降雨による寄与が大きい。図 2(f) にビアクにおける雨量計と WPR による降水雲別降水頻度日変化を示す。この降水量ピークの後には層状性降水の頻度のピークは見られず、マナドと同じように短期間で降り終わる傾向があると言える。これは熱帯における水平スケール数十 km の島の特徴である (Gray and Jacobson 1977)。さらに午前中に降水の頻度が高く、層状性降雨の頻度が大きい。ビアク周辺では深夜から朝にかけてパプア島の北沿岸海域から沖数百キロにかけて雲システムが北上する (See Fig. 7 in Liberti et al. 2001)。ビアクの午前中の降水はこの雲システムの影響によるものであり、この点でマナドとの違いがある。このように、Biak の降水日変化は熱帯における水平スケール十～数十 km の島の特徴とパプア島の北沿岸海域の 2 つの特徴を併せ持っていた。

3.2 TRMM 観測による降水日変化

図 3 は 11 年分 (1998–2008 年) の TRMM3G68 データによる平均降水日変化を示す。(a) にポンティアナの、(b) にマナドの、(c) にビアクの結果を示す。3G68 データの水平分解能は 0.5 度であり、それぞれの地点で用いた領域は図 1(b)・(c)・(d) でそれぞれ示している。ポンティアナでは午後になってから対流性降水量が増加し、2-3 時間後に層状性降雨が増加する点で、WPR と雨量計による降水日変化に似ているといえる。しかし、マナドとビアクでは両地点とも午後の降水量ピークが表わされていない。ビアクでの午前中の降水ピークは表れている。

図 4 はビアク周辺における 11 年間分 (1997-2008) の TRMM2A25 'Estimated surface rain' による 1 時間毎の降水量コンポジットを示す。日中の降水量ピークはビアク島、およびその南にある島が持つ特徴であることが分かり、17LT 以後には陸域での降水という特徴が明瞭でなくなる。

マナドにおいてもビアクとほぼ同様の結果が得られた (図省略)。半島の陸域のみ日中の降水量ピークが見られ、夕方には陸域における降水の特徴が明瞭でなくなる。これは水平スケール数十 km の日中の降水ピークの特徴が 3G68 データでは表れなかったが 11 年間分の TRMM2A25 データにより定性的に表れていることを意味する。

3G68 を用いて午後の降水量ピークが表れなかったのは WPR サイトを含むグリッドボックスのうち海洋が大きな割合を占めるためと考えられる。その特徴をとらえるには 2A25

データが必要である。熱帯における降水日変化は一般に昼間の陸面加熱により、陸域で昼すぎから夕方にかけての降水ピークがあるとされている。ポンティアナはその典型例であった。しかし、数十 km となる半島の先端や島では真昼に降水量のピークがあり夕方には降水量が少なくなる。

3.3 TRMM 観測と雨量計観測の比較

表 1 に雨量計による一日平均の層状/対流性降水量と TRMM2A25 データによる一日平均の層状/対流性降水量を表す。また、2A23 により対流/層状の分類を行った。雨量計による降水量については WPR による降水雲タイプ分類のうち、Deep convective と Shallow convective を対流性、Stratiform と Mix Stratiform/convective を層状性として計算した。特に雨量計の対流性降水量が TRMM 観測の 2 – 3 倍である。TRMM が陸域で降水を過小評価していること（岡本・重, 2008）が最も有力な原因として挙げられる。現在そのことは TRMM が直面している最大の課題の一つである。TRMM の陸域のデータを用いるときには対流性降水が過小評価されていることについての注意が必要である。

表 1: 対流性、層状性降雨それぞれについて、雨量計観測と TRMM 降雨レーダー観測 (2A25) による 1 日あたりの降水量 (mm/day) の比較

Type	Pontianak		Manado		Biak	
	STR	CNV	STR	CNV	STR	CNV
Rain gauge	2.90	6.73	2.70	5.86	3.34	7.20
TRMM 2A25	1.97	2.20	1.92	3.13	3.36	2.52

4 まとめ

ポンティアナ・マナド・ビアクの WPR と雨量計を用いてそれぞれの地点における降水日変化を調べた。ポンティアナは海洋大陸における典型的な陸域の降水日変化の特徴を持っていた。すなわち昼すぎから夕方にかけて降水が卓越し、対流性降雨から層状性降雨への移行が明瞭であった。一方でビアクとマナドはポンティアナとは違い、真昼に対流性降水による降水ピークが表れて夕方まで続かない。対流性から層状性降水への移行は明瞭ではない。この特徴は熱帯において水平スケール数十キロメートルの島に良く見られる特徴である。1998–2008 年の 11 年間の TRMM データを用いて WPR サイトにおける降水日変化を調べた。まず 3G68 データを用いて調べたが、ポンティアナにおいては WPR と雨量計観測による結果と定性的に合致していた。しかし、マナドとビアクにおいては午後の降水ピークが表れておらず、3G68 データが降水日変化を定性的に表しているとは言えない。3G68 データがマナドとビアクにおいて降水日変化を定量的に表さなかったのは水平分解能が低いためであった。より水平分解能が高い降雨レーダー (2A25) データを用いて降水日変化を調べたところマナド・ビアクともに日中の降水量ピークが明瞭に表れた。この結果は 11 年間分の 2A25 データを用いることにより熱帯における降水を細かい特徴まで

定性的に俯瞰できることを意味する。しかし、TRMM 観測は統計的に雨量計観測よりも対流性降雨に関しては2分の1から3分の1程度であるなど、TRMM 観測と雨量計観測の間には定量的な差が存在する。現在のTRMM 降雨レーダーによる降水強度推定アルゴリズム (Version 6) では降水量を過小評価することが現在直面している課題であり、それを解決すべく現在開発中の降雨強度推定アルゴリズム (Version 7) の完成が望まれる。

参考文献

- Gray, W. M., and R. W. Jacobson Jr., 1977, Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1171–1188.
- Hirose, M, R. Oki, S. Shimizu, M. Kachi, and T. Higashiuwatoko, 2008: Finescale diurnal rainfall statistics refined from eight years of TRMM PR data, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 544–461.
- Liberti, G. L., F. Cheruy, and M. Desbois, 2001, Land effect on the diurnal cycle of clouds over the TOGA COARE area, as observed from GMS IR data. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1500–1517.
- Negri, A. J., T. L. Bell, and L. Xu, 2002, Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1333–1344.
- Nitta, Ts., and S. Sekine, Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 627–641, 1994.
- Ramage, C. S., 1968, Role of a tropical "maritime continent" in the atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 365–370.
- Renggono, F., H. Hashiguchi, S. Fukao, M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, N. Okamoto, F. Murata, S. W. B. Harijono, M. Kudsy, M. Kartasasmita, and G. Ibrahim: 2001, Precipitating clouds observed by 1.3-GHz L-band boundary layer radars in equatorial Indonesia, *Ann. Geophys.*, 19, pp. 889–897.
- Williams, C. R., W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1995, Classification of precipitating clouds in the Tropics using 915-MHz wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 996–1012.
- Yamanaka, M.D., H. Hashiguchi, S. Mori, P. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, Hamada J.-I., M.K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y.S. Djajadihardja, and J.T. Anggadiredja, 2008, HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. *J. Disaster Res.*, 3, 78–88.

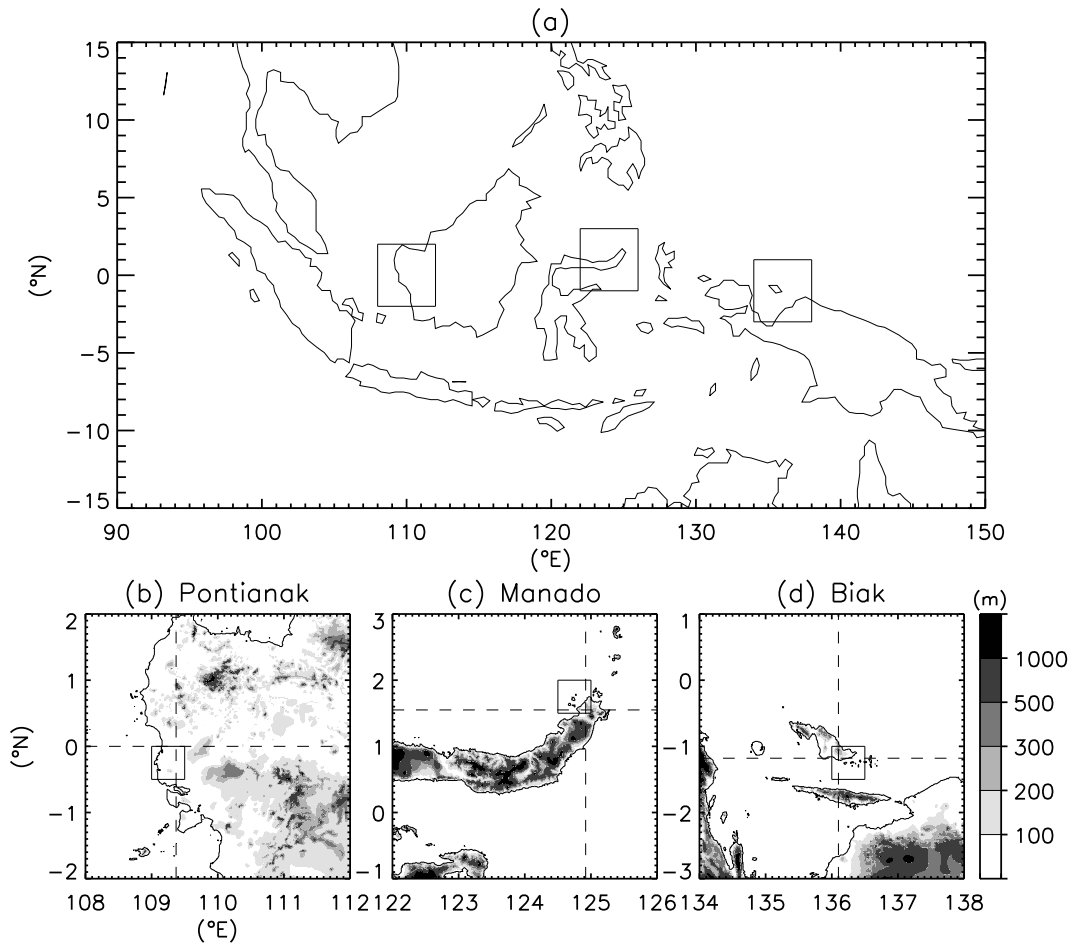


図 1: (a) 海洋大陸の地図。(b)・(c)・(d)「海大陸レーダーネットワーク構築」によって新たに設置されたポンティアナ・マナド・ビアクのWPR周辺の地形。(a)の正方形は左からそれぞれ(b)・(c)・(d)に表される領域を示す。(b)・(c)・(d)の正方形はTRMM3G68データのWPRサイトを含むグリッドを示す。

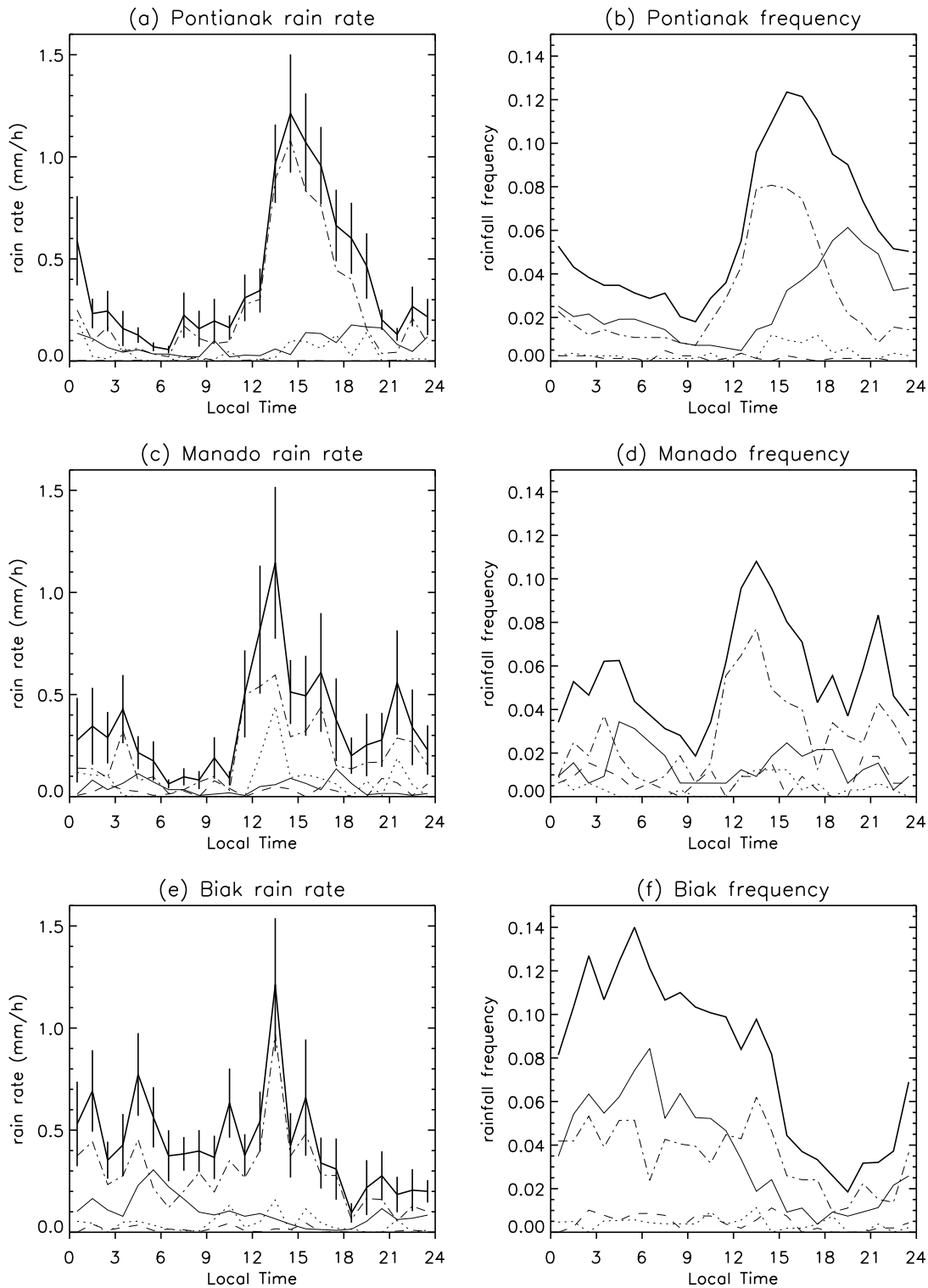


図 2: ポンティアナ・マナド・およびビアクにおいて WPR と雨量計による降水量日変化及び降水頻度の日変化。太い実線が総降水量、細い実線が Stratiform、点線が mixed stratiform/convective、破線が shallow convective、一点破線は deep convective を表す。縦線は総降水量に対して σ/\sqrt{n} で定義したサンプリングエラーである。

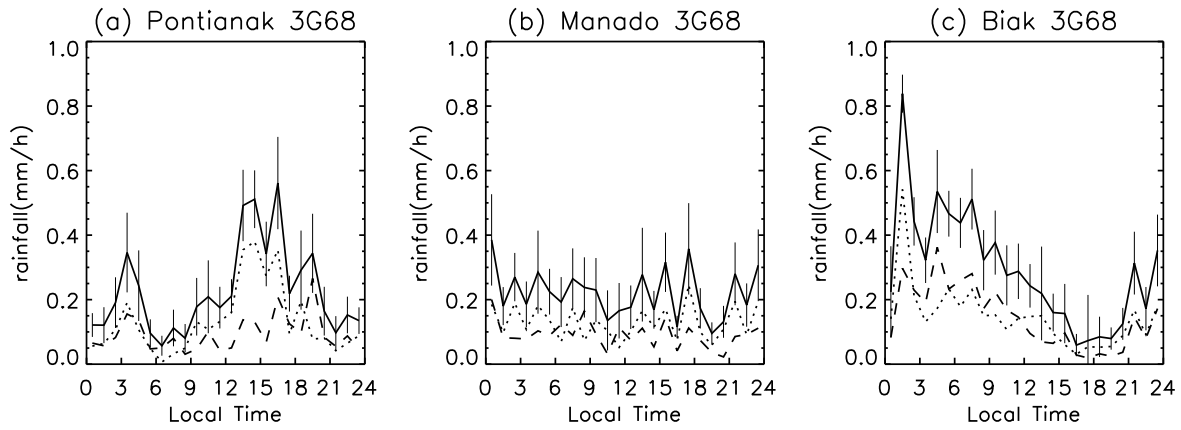


図 3: (a) ポンティアナ、(b) マナド、および (c) ビアクにおける TRMM3G68 による降水量日変化。実線が総降水量、点線が対流性降雨、破線が対流性降雨を表す。縦線は総降水量に対して σ/\sqrt{n} で定義したサンプリングエラーである。

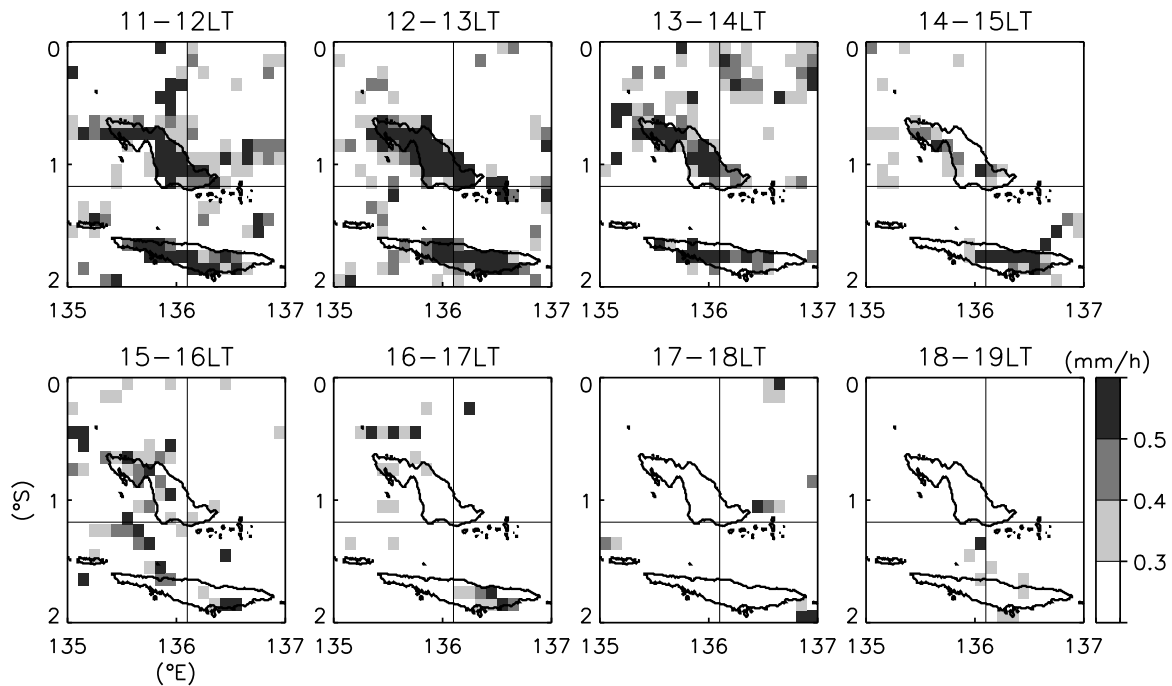


図 4: ビアク周辺における TRMM2A25 データによる 11 時から 19 時まで 1 時間毎の降水量のコンポジット。

TRMM を用いたアフリカ大陸における雷活動の季節変化

Seasonal Change of Lightning Activity over the Africa based on TRMM Observations

内山 真悟 (首都大・院)・高橋 日出男 (首都大)・金森 大成 (首都大)

Shingo UCHIYAMA (Tokyo Metro. U.) ,Hideo TAKAHASHI (Tokyo Metro. U.)

Hironari KANAMORI (Tokyo Metro. U.)

1. はじめに

熱帯降雨観測衛星 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) は 1997 年 11 月 28 日に打ち上げられ、打ち上げからおよそ 11 年が経過し、データの蓄積量が豊富である。TRMM には PR (Precipitation Radar)、LIS (Lightning Imaging Sensor)、TMI (TRMM Microwave Imager)、VIRS (Visible Infrared Scanner)、CERES (Clouds and Earth's Radiant Energy System) が搭載されている。特に PR は降雨の鉛直構造を捉えることが可能であり、これまで困難であった陸上での降水を観測することも可能である (岡島 2006)。LIS は牛尾ほか (2001) によって地上観測している他のセンサとの比較がなされ、標定精度は OTD (Optical Transient Detector) を上回る約 10~20km、検知効率については具体的な値の記述はないが、降雨レーダによる雷雲の鉛直分布との比較などに使用できるレベルであると報告している。また、OTD はデータの蓄積が 5 年間であるのに対し、LIS はそれ以上のデータが蓄積されている。

以上のような性能を持つ TRMM のデータを用いて、これまでに様々な研究が行われているが、いずれの研究も降雨に着目したものが多く、雷に関する研究は少ない。

LIS を用いた先行研究として Takayabu (2006) は、1998-2001 年の 3 年平均から、アフリカ大陸で雷の発生が多いことや、海洋大陸を除く熱帯域の陸上では雷と対流性降雨の発生には高い相関があることが示された。同じく LIS を用いて、Kodama et al (2005) はアジア域・南アメリカにおける強い降雨 (5-10mm/day) と雷活動との関係を示した。また、世界の雷分布 (United States Air Force 1961) より、アフリカ大陸は世界の中で最も雷が多く発生する地域であり、特にその赤道域を中心に頻発していることが示された。アフリカ大陸の赤道付近の対流活動

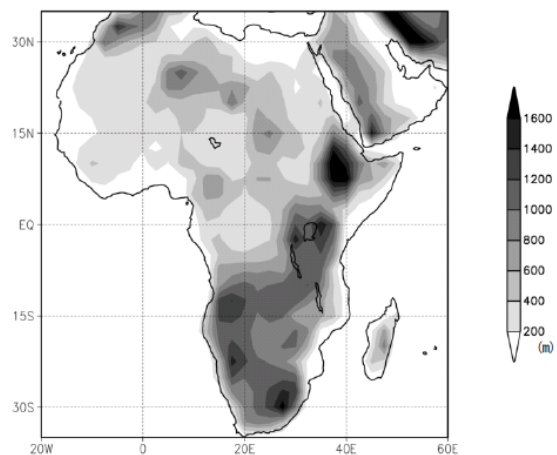


図 1 アフリカ大陸の標高分布。凡例は標高を示し、陰影が濃いほど標高が高いことを示す。間隔は 200m とした。

は春と秋に活発になるため (Matsumoto and Murakami 2000)、それらの季節を含めた期間での解析が必要と言える。しかし、Takayabu (2006) では年平均で議論しており、雷分布の詳細な季節変化を解析した研究は少ない。また、Kodama et al (2005) はアジア域や南アメリカを対象としており、アフリカ大陸を対象とした研究も少ない。

そこで本研究は雷が頻発するアフリカ大陸 (図 1) を対象に、雷分布の季節変化を明らかにすることを目的とする。今回は雷と降雨の分布の季節変化の違いについて報告する。

2. 使用データ

TRMM の PR (Precipitation Radar) と LIS を基に作成された PRH grid data (Kodama et al. 2005) のうち、雷の発生回数 (Flash 数)、総降雨量、対流性降雨量、層状性降雨量を使用する。解像度は $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ で統計期間は 1998-2007 年の 10 年間である。時間は 1 ヶ月を上旬 (1-10 日)、中旬 (11-20 日)、下旬 (21 日以降) の 3 つに区切り、統計値を求めた。雷の発生数は 1 km 当たり 1 日当たりの発生数 ($\text{km}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$) であり、降雨量は 1 時間当たりの降雨量を 24 倍し、1 日当たりの降雨量 ($\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$) として求めた。また、対流性降雨量と層状性降雨量を合わせて総降雨量とした。

3. 1998-2007 年の熱帯域における雷発生数と降雨の分布

図 2 に 1998-2007 年の雷発生数 (A)、総降雨量 (B)、対流性降雨量と層状性降雨量の差 (C) の分布を示す。雷発生数の多い領域はアメリカ大陸では南アメリカの南部やコロンビアの北部、アジア域ではインドシナ半島やマレー半島、スマトラ島、バングラディッシュなどであり、アフリカの特に赤道付近で最も多く発生している。また、雷は海上ではほとんど観測されず、ほぼ陸上でのみ観測されている (図 2A)。総降雨量では ITCZ による降雨など、むしろ海上で多くの降雨が観測されており、陸上と海上での雷発生数と総降雨量の分布に大きな違いが見られた。陸上における総降雨量の多い領域は雷発生数の多い領域とほぼ一致しているが、降水タイプ別に見た場合より明瞭であり、対流性降雨量の多い領域と雷の発生数の多い領域が一致することがはっきりと分かる。

陸上と海上の雷発生数の違いと、雷発生数と対流性降雨との関係については Takayabu (2006) と同様の結果が得られた。しかし、アフリカ大陸に関しては、対流性降雨量に伴う雷の発生数が他の領域よりも多いことが特徴として挙げられる。

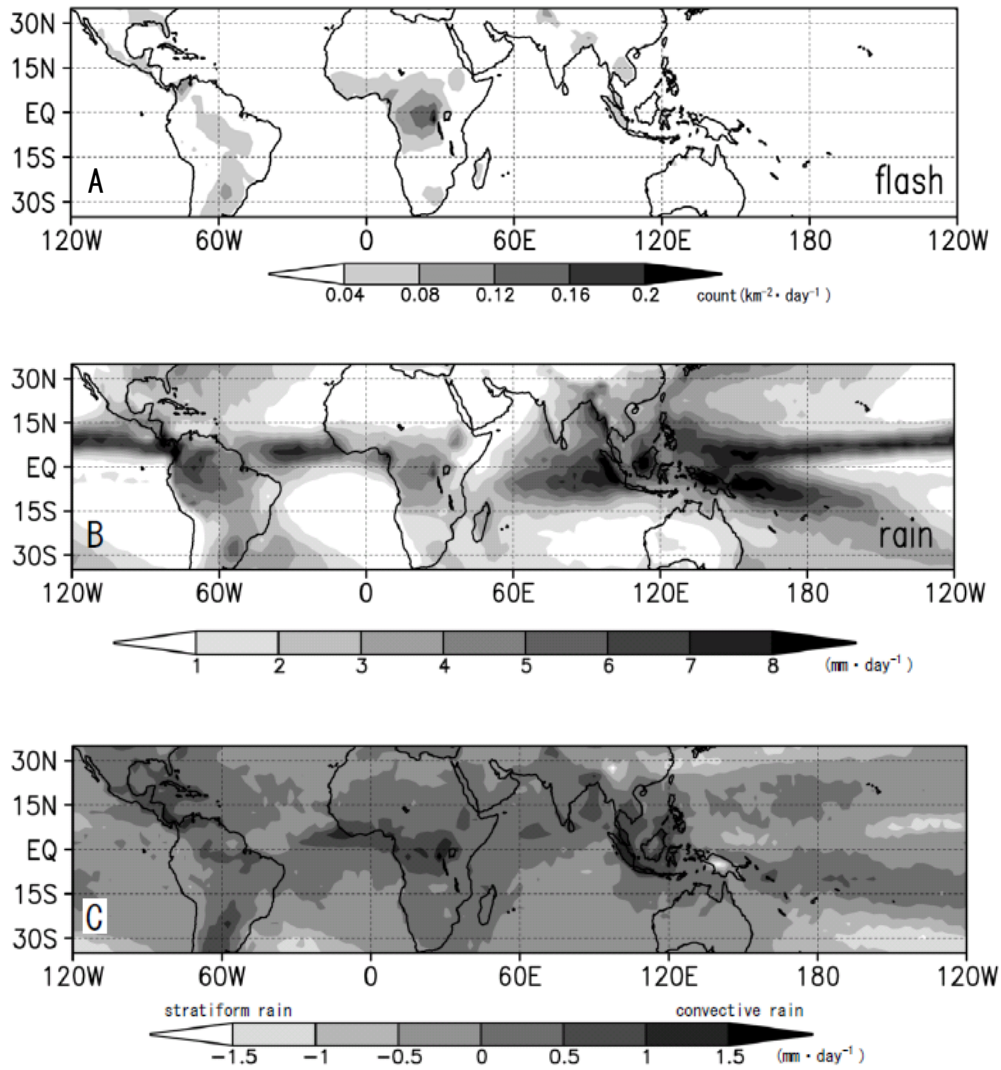


図2 1998-2007年の10年平均の雷発生数(A)、総降雨量(B)、対流性降雨量－層状性降雨量(C)の分布。陰影が濃いほど雷発生数、総降雨量が多いことを示す。Cは対流性降雨量と層状性降雨量の差であるため、0を境に陰影が濃い領域ほど対流性降雨量が多く、陰影が薄い領域ほど層状性降雨量が多いことを示す。単位はAが1km²当たり1日当たりの雷発生数、B、Cが1日当たりの降雨量(mm)である。縦軸は35°Nから35°Sの範囲、横軸は120°Wから360°までを示す。

4. アフリカにおける雷発生数と総降雨量の季節推移

上記のような他の熱帯陸上域と相違が見られた、アフリカ大陸における対流性降雨量に対する雷発生数について検討するため、図3にアフリカ大陸における雷発生数(A)と総降雨量(B)の季節推移を示す。ここでは年平均で雷の発生数が最も多かった25°Eを含む20-30°Eを平均して示している。図3Aから、雷は6-8月に10-15°

N 付近、3-5 月と 9-11 月には赤道域でともに多く観測されている。このことはアメリカにおいて対流活動の指標となる OLR の解析結果 (Matsumoto and Murakami 2000) と一致する。しかし、12-2 月は OLR の小さい領域が 10° S 付近に現れるのに対し、雷は赤道域で多く観測されるという不一致が見られた。一方、総降雨量は 12-2 月では 10-15° S に極大域が存在する。したがって、OLR の小さい領域と雷の発生数の多い領域は必ずしも一致していない。

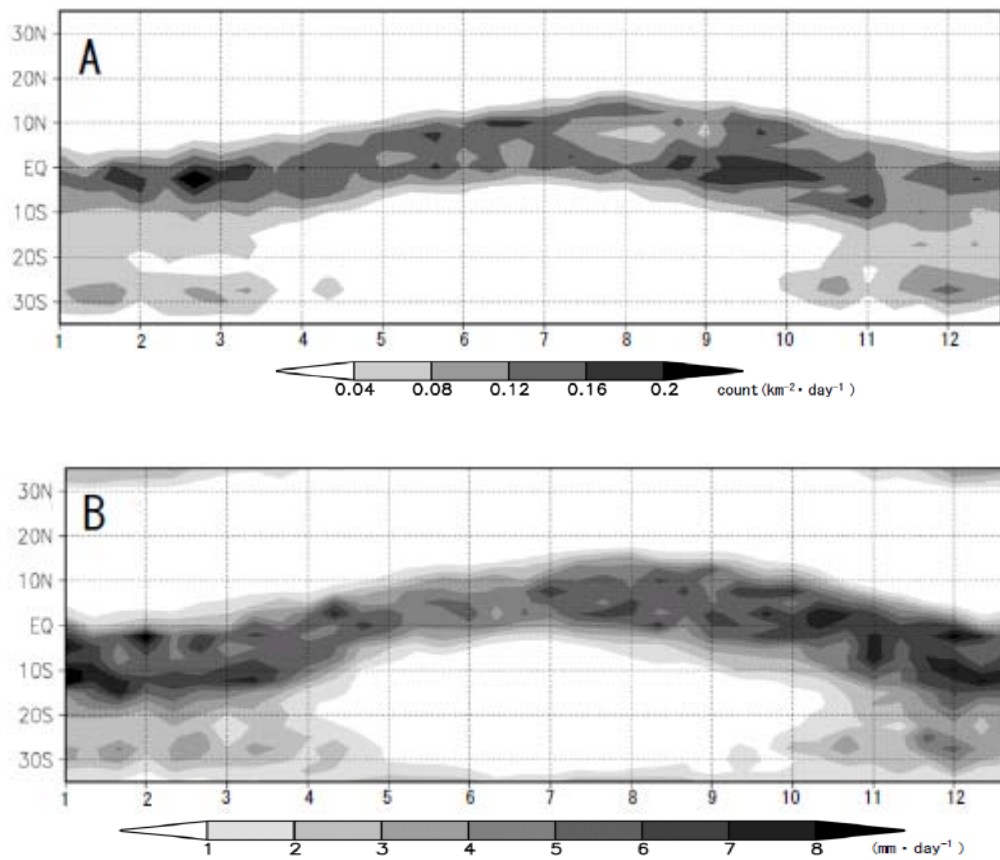


図 3 20-30° E 帯の雷発生数 (A) と総降雨量 (B) の季節推移。陰影及び単位は図 2 と同じ。縦軸は 35° N から 35° S の範囲、横軸は 1-12 月の旬ごとを示している。

その違いをさらに検討するため、図 4 に 12-2 月平均の雷発生数 (A)、総降雨量 (B)、対流性降雨量 (C)、層状性降雨量 (D) の分布を示す。雷は赤道域で多く観測され (図 4A)、降雨域は赤道域と 10-15° S 付近の 2 箇所に分かれている (図 4B)。ここで、対流性降雨域は赤道域付近 (図 4C)、層状性降雨域は 10-15° S 付近が多い (図 4D)。

したがって、12-2月には雷を伴うような雲を OLR が示していないと考えられる。

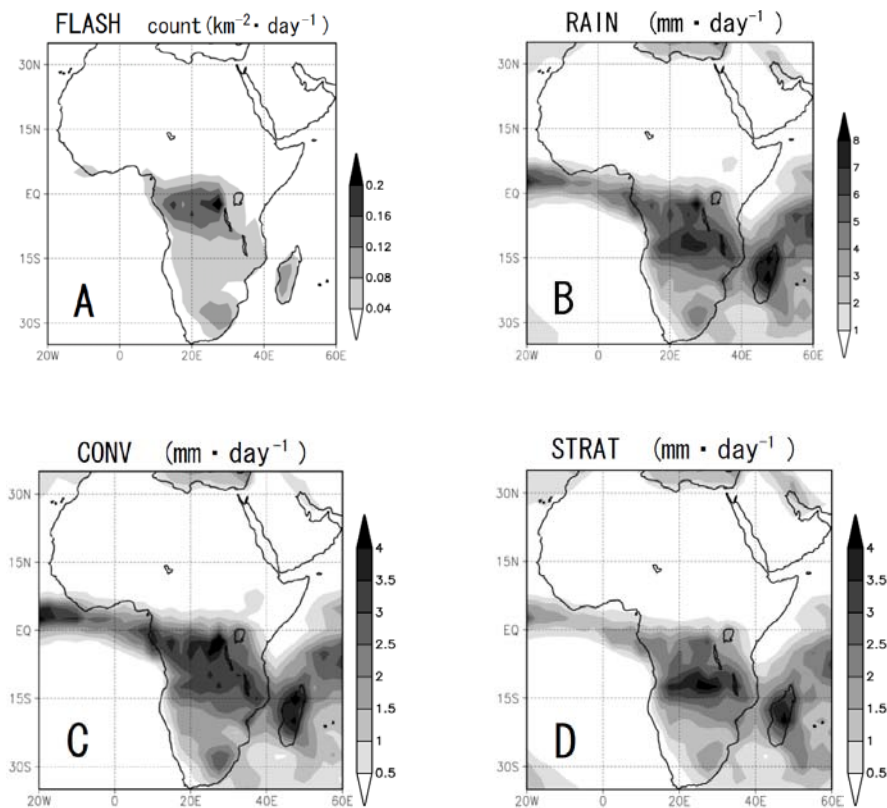


図 4 1998-2007 年の 12-2 月平均の雷発生数 (A)、総降雨量 (B)、対流性降雨量 (C)、層状性降雨量 (D) の分布。陰影及び単位は図 2 と同じ。緯度は 35° N から 35° S、経度は 20° W から 60° E である。

5. まとめ

以上から、海上では降雨があっても雷は観測されないこと、アフリカ大陸の雷発生数は他の熱帯陸上域より多いこと、陸上における雷発生数の多い領域と対流性降雨量の多い地域は一致することが分かった。これらは Takayabu (2006) や United States Air Force (1961) の結果と一致する。

そして、アフリカ大陸の雷発生数の季節推移から、12-2 月に雷の頻発域が赤道域で多く観測され、OLR の解析結果 (Matsumoto and Murakami 2000) とは一致しないことが分かった。これは、対流性降雨域が赤道域にとどまることによると考えられる。また、OLR の小さい領域の南下は、10-15° S に位置する層状性降雨域を捉えているためと考えられる。今後は風の鉛直シアーや熱帯収束帯との関係など、大気循

環場から解析を進めていく。また、エチオピア高原やヴィクトリア湖西側の山脈で雷が多いことから、図 1 に示した標高と雷発生の関係についても解析をしていきたい。

文献

牛尾智雄・岡本謙一・河崎善一郎 2001. 熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 搭載雷観測センサ (LIS) の地上検証. 電子情報通信学会論文誌 B J84-B (9) 1683-1689.

岡本謙一 2006. 熱帯降雨観測衛星. 電子情報津新学会技術研究報告 106(445): 33-36.

Kodama, Yasu-Masa., Ohta. Akihiro., Katsumata. Masaki., Mori. Shuichi., Satoh, Shinsuke., and Ueda, Hiroaki., 2005. Seasonal transition of predominant precipitation type and lightning activity over tropical monsoon areas derived from TRMM observations. 2005. *Geophys. Res. Lett.* 32.L14710.doi: 10.1029/2005GL022986.

Matsumoto J. and Murakami T. 2000. Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric OLR data. *J. Meteor. Soc. Japan.* 78: 543-561.

Takayabu Y. N. 2006. Rain-yieldper flash calculated from TRMM PR and LIS data and its relationship to the contribution of tall convective rain. *Geophys. Res. Lett.* 33.L18705.doi: 10.1029/2006GL027531.

United States Air Force 1961. Handbook of Geophysics. *The Macmillan Company. New York.* 448.

インドネシア西部海大陸域の降水経年変動と ENSO との関連

浜田純一¹・森修一¹・伍培明¹・山中大学¹・松本淳¹・Urip Haryoko²・Fadli Syamsudin³

(1: 海洋研究開発機構・地球環境変動領域; 2: インドネシア気象気候地球物理庁;

3: インドネシア技術評価応用庁)

1 背景

インドネシア海大陸域において、降水経年変動と ENSO との相関に地域性や季節性が存在することが過去の研究により示されてきている (e.g., Haylock and McBride 2001; Hamada et al. 2002). 特に、乾季及び乾季から雨季への遷移季である北半球夏季及び秋季において、降水量と ENSO との相関が広い領域で見られ、エルニーニョ年 (ラニーニャ年) に降水量が減少 (増加) する傾向が見られるのに対し、雨季の中心である北半球冬季については、相関が低いか、または一部の領域に限られることが知られている. こられはモンスーン風系の季節変化に伴う海大陸周辺海域での大気海洋相互作用の季節性や (Hendon 2003), 対流圏下層の卓越風向・風速と海大陸域の地形との相互作用の影響などより説明が試みられている (Chang et al. 2004).

しかし、降水頻度や豪雨出現頻度など降水変動特性と ENSO との関連や、MJO や赤道大気波動等季節内変動の降水経年変動への寄与、さらにはインド洋ダイポールモードとの関連などについては、これまで十分に調べられていない. 従って、本研究においては、海大陸域西部のジャワ島周辺の降水経年変動について、まずは長期間の地上雨量データを収集・整理し、降水特性と ENSO との関連について明らかにすることを目的とする.

2 データ及び解析方法

インドネシア気象気候地球物理庁 (BMKG) 日降水量データ:

BMKG によるジャワ島ジャカルタ周辺 9 地点の日降水量データを入手・整理し、解析に用いた. 観測地点の分布を図 1 に、観測地点の位置及びデータ取得期間を表 1 に示す. 月降水量データの作成時には、月間で 1% までの日降水量データの欠測を許容し、それ以上欠測を含むものは欠測として扱った. また、南半球夏季を中心とした雨季の特徴を示すため、解析上の年として、5 月から翌年の 4 月までを 1 年とした.

エルニーニョ年及びラニーニャ年の定義:

HadISST データ (Rayner et al. 2003) に基づく、Nino3.4 領域 (5°N – 5°S , 120°W – 170°W) 平均の SST 偏差 (5ヶ月移動平均値) が、6ヶ月以上連続して $+0.4^{\circ}\text{C}$ (-0.4°C) を示す期間をエルニーニョ (ラニーニャ) として定義した (Trenberth 1997). ここで Nino3.4 領域平均の SST 季節変化は、雨量データを主として入手している 1971 年~2000 年の 30 年間より計算し、それからの偏差としている. 解析期間中のエルニーニョ年は全 11 年 (1976-77, 1982, 1986-87, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004 及び 2006), ラニーニャ年は全 12 年 (1973-75, 1983-85, 1988, 1995, 1998-2000 及び 2007) であった.

MJO の指標:

Wheeler and Hendon (2004) による All-season Real-time Multivariate MJO index を用いた. 対流中心域の存在する地域により 8 つに分類される MJO の各位相において (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), 各々平均等を取ることで、降水特性の差異を調べた. また、MJO の振幅が 1.0 より小さい日については、MJO 不活発期として、別途、統計を取った.

3 解析結果

図2にジャカルタ周辺の海岸域及び内陸域の観測地点での降水季節変化と ENSO の位相による季節変化の差異を示す。観測期間平均の特徴としては、1月を中心とした1年周期の季節変化が、特に海岸域の地点で明瞭であるが、内陸域では雨季の期間がより長い傾向が見られる。また、これまでの研究で示されているように、エルニーニョ年（ラニーニャ年）においては、乾季及び乾季から雨季への遷移季に降水が減少（増加）する傾向が見られる一方で、雨季の中心については、明瞭な差異が見られない。ただ、内陸域では雨季の期間及び極大の現れ方に違いが見られるなど、ENSO と降水経年変動の関連の地域性を示唆している。また、多雨年となる年はエルニーニョ、ラニーニャ年以外の年にみられる傾向がある（図無し）。

図3に Jakarta における年降水量と、年降水日数の経年変動を示す。年降水日数の変化には長期的な減少傾向が見られ、特に Jakarta を始めとする海岸域及び平野域の地点で顕著であったが、Bogor や Citeko など内陸域の地点ではみられなかった。また、長期的な降水日数の減少傾向に合わせて、ENSO の位相に伴う降水日数の変化が見られ、エルニーニョ年（ラニーニャ年）に降水日数が少い（多い）傾向があった。一方、観測期間の上位5%の日降水量で定義した「豪雨」出現頻度については、長期的な変動は明瞭ではなかった（図無し）。

最後に MJO と Jakarta の降水特性との関連を図4に示す。1年を通しての Jakarta における降水量及び降水頻度は、MJO に伴う対流活動中心が海大陸域周辺にある場合に、最も多くなる傾向が見られる。一方、雨季の中心である DJF 期についてみると、MJO の位相に伴う変化は明瞭ではなく、どちらかという、対流中心が海大陸域に位置する際に、降水量及び豪雨の出現頻度が低い傾向がみられる。

4 まとめ及び今後の課題

インドネシアのジャワ島、ジャカルタ周辺の1970年代以降の日雨量データを収集・整理し、降水特性の経年変動と ENSO との関連について調べ、以下の結果を得た。

- ENSO と多雨年/小雨年との相関が明瞭で無いこと、また多雨年は ENSO 年以外の年に多く見られることを示した。
- 多雨年（小雨年）においては、年降水日数、豪雨出現回数とも多く（少く）なることを示した。
- 特に海岸域の地点について、年降水日数の減少傾向が見られた。
- MJO の位相に伴う降水特性の季節性について示し、全季節を通して見ると海大陸上に MJO 対流中心がある場合に、平均降水量や降水（豪雨）頻度が大きい、雨季に関してはその差が明瞭でなく、むしろ少いことを示した。

今後、特に北半球冬季（DJF 期）の季節内変動に伴う降水特性について、MJO に伴う降水分布や、北半球からのコールドサージの影響も含めて、より詳細に調べ、それらの ENSO や多雨/少雨年による違いや、降水経年変動への寄与を明らかにしていく。

References

- Chang, C.-P., Z. Wang, J. Ju and T. Li, 2004: On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J. Climate*, **17**, 665–672.
- Hamada, J.-I., M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, S. Fukao, P. A. Winarso and T. Sribimawati, 2002: Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 285–310.
- Haylock, M. and J. McBride, 2001: Spatial coherence and predictability of Indonesian wet season rainfall. *J. Climate*, **14**, 3882–3887.
- Hendon, H. H., 2003: Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. *J. Climate*, **16**, 1775–1790.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **12**, 2771–2777.
- 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.

表 1: ジャカルタ周辺におけるインドネシア気象気候地球物理庁 (BMKG) 地上気象観測地点。地点番号, 位置 (緯度, 経度及び高度) 及び解析に用いた期間を示す。

WMO No.	Name	Lon.	Lat.	Alt. (m)	Data Period
96733	Pondok Betung	6.25°S	106.61°E	—	1975–2008
96737	Serang	6.12°S	106.13°E	40	1978–2008
96739	Curug	6.23°S	106.65°E	46	1980–2008
96741	Tanjung Priok	6.10°S	106.87°E	2	1973–2008
96745	Jakarta	6.17°S	106.82°E	7	1974–2008
96747	Halim	6.27°S	106.88°E	26	1980–2008
96749	Cengkareng	6.11°S	106.65°E	—	1985–2008
96751	Citeko	6.70°S	106.93°E	—	1985–2008
96753	Bogor(Darmaga)	6.50°S	106.75°E	250	1985–2008

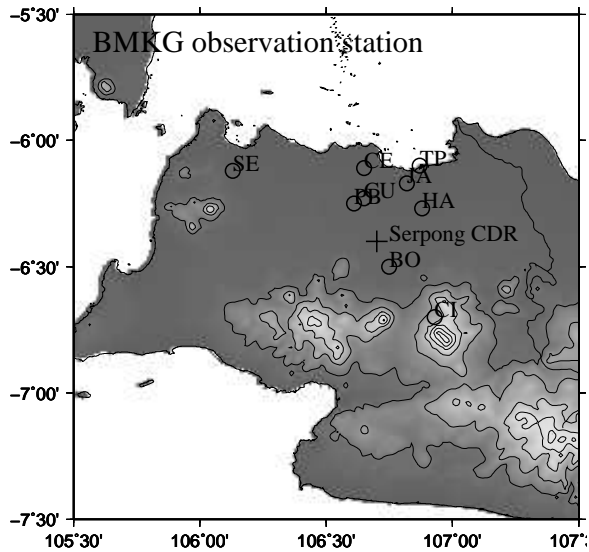


図 1: ジャカルタ周辺の BMKG 地上気象観測地点. 各観測点を PB (Pondok Betung), SE (Serang), CU (Curug), TP (Tanjung Priok), JA (Jakarta), HA (Halim), CE (Cengkareng), CI (Citeko) 及び BO (Bogor) として示す. ジャカルタ郊外の Serpong においては, JAMSTEC による C バンドドップラー気象レーダーの連続観測が実施されている.

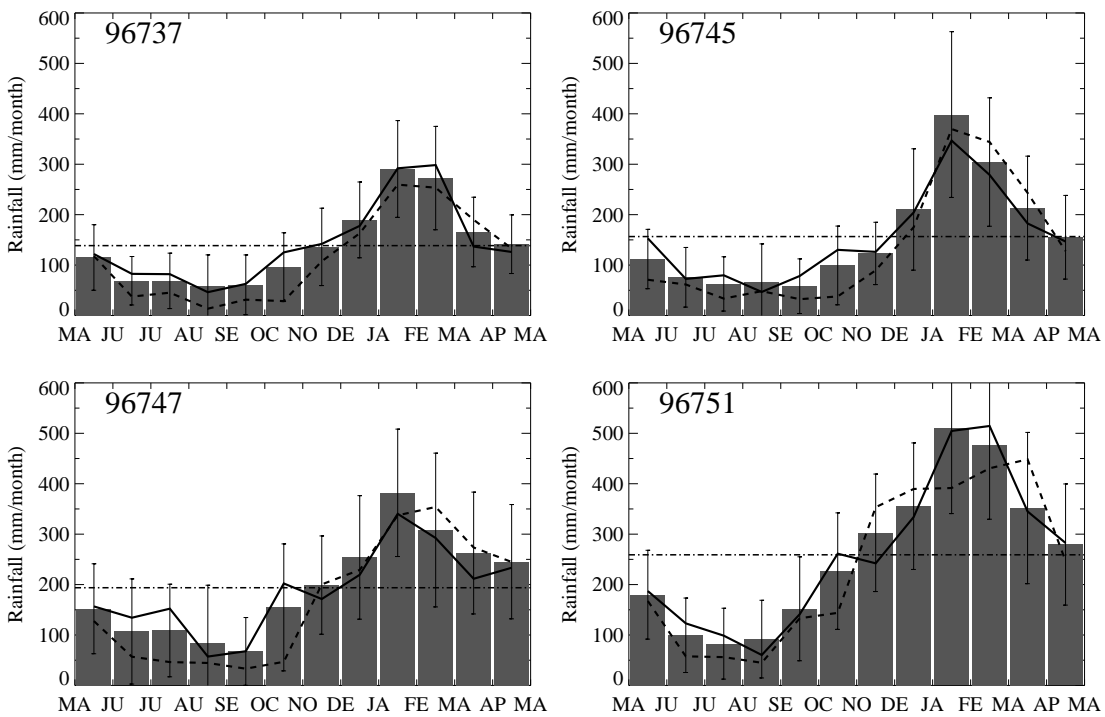


図 2: ジャカルタ周辺の降水季節変化. 観測期間平均の季節変化を棒グラフ, エルニーニョ年及びラニーニャ年における降水季節変化を破線及び実線で各々示す. Jakarta (96745), Serang (96737), Halim (96747) 及び Citeko (96751) の順に海岸から離れた場所 (より内陸) に観測点が位置している.

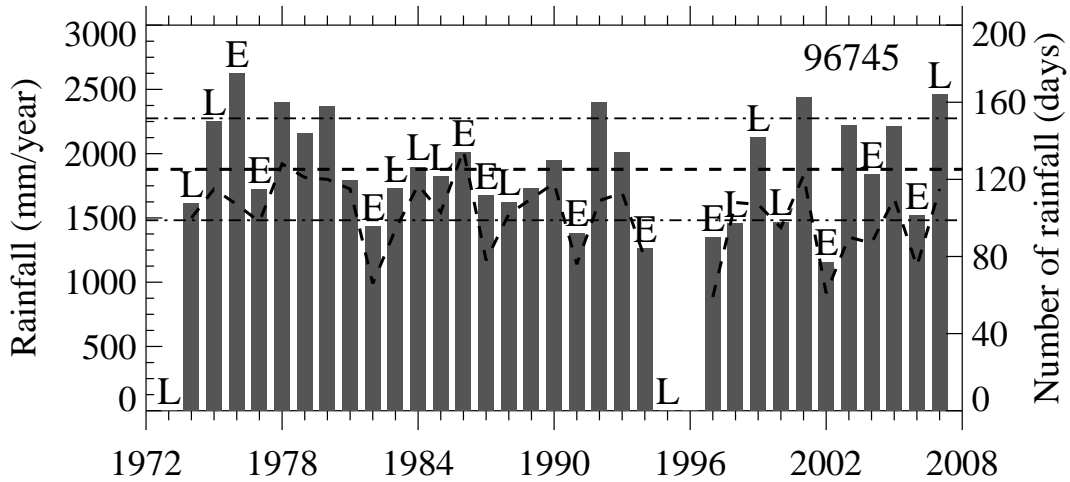


図 3: Jakarta (96745) における年降水量 (棒グラフ) と年降水日数 (2mm/day 以上, 破線) の経年変動. “E” 及び “L” は各々エルニーニョ年、ラニーニャ年を示す.

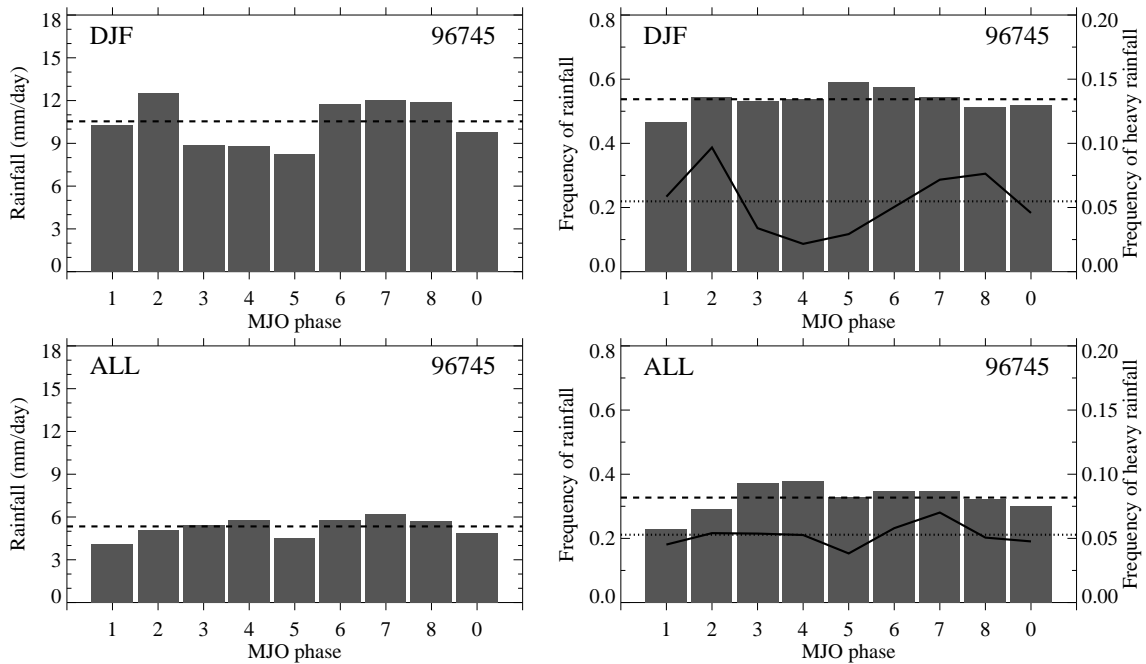


図 4: Jakarta (96745) における MJO の位相に伴う降水強度 (左図) 及び降水頻度 (右図) の変化. ここで MJO の位相 0 は, MJO の不活発期 (振幅が 1.0 より小さい場合) を示す. 降水頻度の図 (右図) では, 1mm/日以上降水 (棒グラフ) 及び観測期間上位 5% の日降水量を示す豪雨 (実線) の出現頻度を示す. また, 観測期間全体 (下図) 及び DJF 期 (上図) についてそれぞれ示す.

西スマトラレーダー・雨量計統合降水量データ (第 2.0 版) の作成

上米良 秀行¹・増田 耕一¹・森 修一¹・濱田 純一¹・櫻井 南海子²・松本 淳^{1,3}・山中 大学^{1,4}
(¹海洋研究開発機構, ²防災科学技術研究所, ³首都大学東京, ⁴神戸大学)

1 背景と目的

東南アジアの各地域にはたくさんの気象レーダーがあり、各国の気象・水文機関による現業観測が実施されている。ベトナム、タイ、インドネシアなどの国では、レーダー観測から得られる画像情報を大雨の定性的な監視や予測などに役立てているが、レーダーの観測値を降水量に換算した定量的利用、複数のレーダーの視野をつないだ広域的利用、にはいたっておらず、これらを実現する技術の開発が必要とされている。

このような背景のもと、気象レーダーと地上の雨量計の観測値を組み合わせ、レーダー単独よりも降水量の見積りが正確で、雨量計単独よりも空間分布が詳しい、格子型の降水量データを作成する技術の開発に取り組んでいる [1]。東南アジアの多数の国・地域で共通に使える技術をめざしており、その一環として、インドネシア西スマトラを対象に、JEPP-HARIMAU がミナンカバウ国際空港 (MIA) 近傍に設置した X バンドドップラーレーダーと、海洋研究開発機構が西スマトラに展開した自記雨量計の観測値を用いて、レーダー・雨量計統合降水量データ (WeSRI) の作成に取り組んでいる [2]。

現在、第 1.1 版を公開しているが、さらに、対象期間 1 年 (2006 年 11 月から 2007 年 10 月)、空間間隔約 2.8 km (緯度経度 0.025 度)、時間間隔 30 分のデータの作成に取り組んでいる。完成次第、これを第 2.0 版として公開する。第 2.0 版では第 1.1 版とくらべてつぎの点を変更する。まず、対象期間を 1 か月から 1 年に延長する。材料とするレーダーのデータを、直交座標データ (CAPPI) から生の極座標データ (複数仰角 PPI) にする。また、レーダーの観測値 Z を降水量 R に換算する方法を再検討する。これまでの方法を踏襲して、データ作成対象の領域全体、全期間にわたって 1 つの Z - R 関係を適用するのではなく、西スマトラ地域の特徴をふまえた上で、定量的により確からしいデータを作成するための Z - R 関係の作成に取り組む。

2 レーダーの観測値を降水量に換算する方法の再検討

気象レーダーによる観測では、ある方向 (仰角, 方位角) にむけて波長 3–10 cm 程度の電波を送信し、目標体積中の散乱体 (雨滴などの降水粒子) にあたって後方散乱された電波を受信することで、電波の強さと目標体積の位置 (レーダーからの距離) を知ることができる。

アンテナによって受信される電波の強さは等価レーダー反射因子に比例する。レーダー反射因子とは単位体積中の一つひとつの雨滴の (等価) 直径の 6 乗の総和である。いくつかの仮定が成り立つとき、等価レーダー反射因子はレーダー反射因子に等しい。レーダー反射因子が単位体積中の一つひとつの雨滴の直径の 6 乗の総和であるのに対して、単位体積中の一つひとつの雨滴の体積 (直径の 3 乗に比例) と落下速度を掛け算したものの総和が降雨強度であり、レーダー反射因子と降雨強度とは単位体積中の雨滴の粒径分布を通じて関係している。

すなわち、(1) レーダー観測から得られる上空での等価レーダー反射因子とレーダー反射因子とが等しくなるような仮定が成り立ち、(2) 上空と地表でのレーダー反射因子の関係が既知で、かつ、(3) 地表でのレーダー反射因子と降雨強度との関係が既知であれば、レーダーの観測値から地表での降雨強度を知ることができる。

しかしながら、これまでに作成した第 1.0 版、第 1.1 版では、上述のような過程を一足飛びにして、レーダー観測から得られる上空での等価レーダー反射因子と雨量計観測から得られる地表での降雨強度とを直接比較し、両者の経験的關係を求めて、その關係式に基づいてレーダーの観測値を地表での降雨強度に換算するものであった。

当初、新たに作成する第 2.0 版でも、上述のようなこれまでの方法を踏襲しようと考えたが、レーダー

とその視野内3地点(TK (Tiku), SC (Sicincin), PP(Padang Panjang))の雨量計の約半年分(2006年10月下旬から2007年5月上旬まで)の観測値をそれぞれ時間間隔60分で集計し比較したところ、ひと月ごとの関係のちがいが(図1), 1日を00-06, 06-12, 12-18, 18-24時(LT)という6時間ごとの4つの時間帯に区別したときの時間帯ごとの関係のちがいが(図2), および、地点ごとの関係のちがいが(図1, 2), はいずれも明瞭ではなく、統計学的にも有意な差は認められなかった。

しかし、データ作成の対象地域であるスマトラ島西岸の熱帯域では、強烈な日射を駆動源とする対流雲活動とそれにとまなう降水活動が明瞭な日変化を示すこと、インド洋から西太平洋への積雲集団の東進にとまなう数十日規模の季節内変動に対応して降水日変化の振幅や位相が変化することが知られており、また、西スマトラ地域やや内陸の高原上に位置するKototabangにおける雨滴計観測から、雨滴の粒径分布(およびレーダー反射因子と降雨強度の関係)もまた、明瞭な日変化および季節変化を示すことが指摘されている[3]。

それでもこれまでの方法を踏襲するとすれば、現段階では、データ作成対象の領域全体、全期間にわたって1つのZ-R関係を適用するより手だてがなく、レーダーの観測値を降水量に換算することの意義がうすれてしまう。また、データ作成対象の2006年11月から2007年10月という全期間に対して、期間の前半部分にあたる2006年10月下旬から2007年5月上旬までの約半年分のデータだけを用いてZ-R関係を求め、それをもとに、1年間のデータを作成するのは非合理だと思われる。

3 地域の特徴をふまえたデータ作成

これまでの方法を踏襲するのではなく、西スマトラ地域の特徴をふまえた上で、定量的により確からしいデータを作成するために、前節で述べた(1), (2), (3)の各項目について、いま一度、基本にたちかえり検討する。

まず(1)について検討する。等価レーダー反射因子がレーダー反射因子に等しいとみなせるためには、つぎに示すいくつかの仮定が成り立つ必要があるのだが、これらはつねに成り立つことはなく、むしろ成り立たないことが多い。(a) 散乱体の大きさは波長に比べ十分小さい(Rayleigh近似が成り立つ), (b) アンテナビームが理論的に取り扱える, (c) 散乱体は均一な誘電体である, (d) 目標体積は散乱体で満たされている, (e) 目標体積の奥行きはレーダーからの距離に比べ十分小さい, などである。したがって、等価レーダー反射因子の観測精度については、レーダー観測の原理に起因する問題を抱えていることを忘れてはならない。

つぎに(2), (3)であるが、(3)の地表でのレーダー反射因子と降雨強度との関係は、既往の研究で得られた雨滴計の観測値から求めることにする。

そうすると(2)で考えねばならないことは、レーダー観測から得られる上空でのレーダー反射因子と雨滴計観測から得られる地表でのレーダー反射因子との観測場所のちがいが(レーダー観測の上空に対し、雨滴計観測は地表)、観測空間規模のちがいが(レーダー観測の目標体積に対し、雨滴計観測は感部の面積と雨滴の平均落下速度を掛け算したもの)、時間的サンプリング方法のちがいが(レーダー観測の瞬間値(離散的)に対し、雨滴計観測は積分値または平均値(連続的))である。

上述のうち、観測場所のちがいについては、レーダービームが地形に遮られないという条件つきで、最も低い高さのレーダー観測値を使用することで、上空から地表へと雨滴が落下するなかで成長・衰弱(分裂・蒸発)したり、風によって流される影響をなるべく少なくする。時間的サンプリング方法のちがいについては、レーダー観測値を時間的に平均して使用することで、雨滴計観測値との対応を向上させる。観測空間規模のちがいについては、具体的な対応策はみあたらない。

(3)の地表でのレーダー反射因子と降雨強度との関係については、レーダー反射因子 Z が降雨強度 R のべき乗に比例するという関係[4]

$$Z = aR^b \quad (1)$$

が古くから知られており、例えば、Battan [5]の教科書に多数のZ-R関係(係数 a と指数 b)が示されて

いる。彼の教科書から読み取った68の関係の a と b を図3に示す。これによると、 a は100–1000くらい、 b は1–2くらいの幅をもち、一般化するのは困難である。彼の教科書に示されている熱帯域での関係はインドネシアジャワ島西部のBogorとマーシャル諸島のMajuroの2地点だけであったので、それら2地点に加えて比較的近年に報告された熱帯域の5つの地点の関係を図4に、各地点の位置を図5に示した。図4では、対流性と層状性の降雨の種類別に Z - R 関係が示されている場合は、それらの関係もあわせて示した。地点ごとに観測の時期や長さがことなる点、観測方法がことなる点、 Z - R 関係の求め方がことなる点、などに注意が必要である。対象を熱帯域に絞ってもなお、一般化するのは簡単ではないが、それでも、対流性降雨の場合、層状性降雨の場合、対流性・層状性の区別がない場合とで、それぞれ比較的近い関係を示していることが分かる。

今後は、貴重なKototabangでの雨滴計の観測値を用いて、雨滴の粒径分布の変化と、西スマトラ地域で特徴的な降水日変化、季節内変動、それらにともなう降水種類の変化、などとの関係を調べ、MIAレーダーに適用し得る Z - R 関係の作成に取り組む。

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)と気象気候地球物理庁(BMKG)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、文部科学省「データ統合・解析システム」における研究開発の一環として実施されている。

参考文献

- [1] 上米良 秀行・増田 耕一・松本 淳, 2009: 東南アジアの多地域に適用できるレーダー・雨量計データ統合技術の開発. 日本気象学会 2009年度秋季大会講演予稿集, (96), 408.
- [2] 上米良 秀行・増田 耕一・森 修一・濱田 純一・櫻井 南海子・松本 淳・山中 大学, 2008: 西スマトラにみる降水日変化の地理的分布. 第2回赤道大気レーダーシンポジウム講演集, 114–117.
- [3] T. Kozu, K. K. Reddy, S. Mori, M. Thurai, J. T. Ong, D. N. Rao and T. Shimomai, 2006: Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **84A**, 195–209.
- [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] L. J. Battan, 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press.

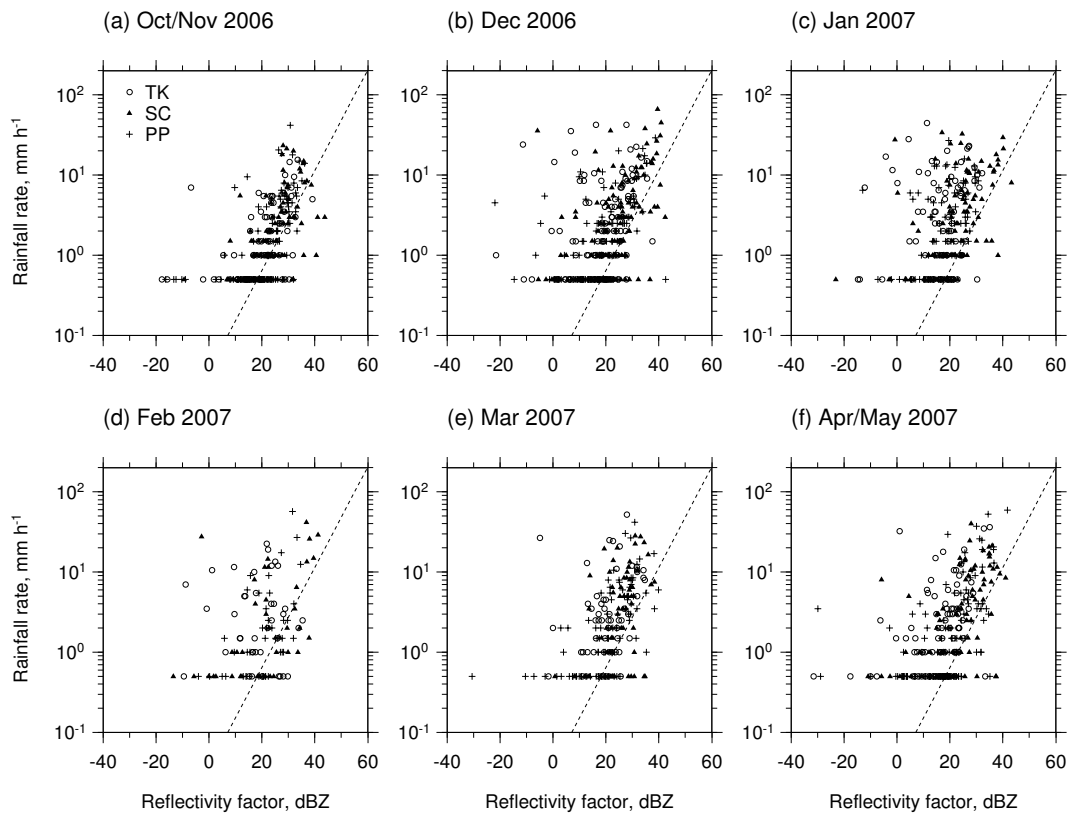


図 1 MIA レーダーの視野内 3 地点の降雨強度と上空のレーダー反射因子のひと月ごとの関係 (時間間隔 60 分で集計)。

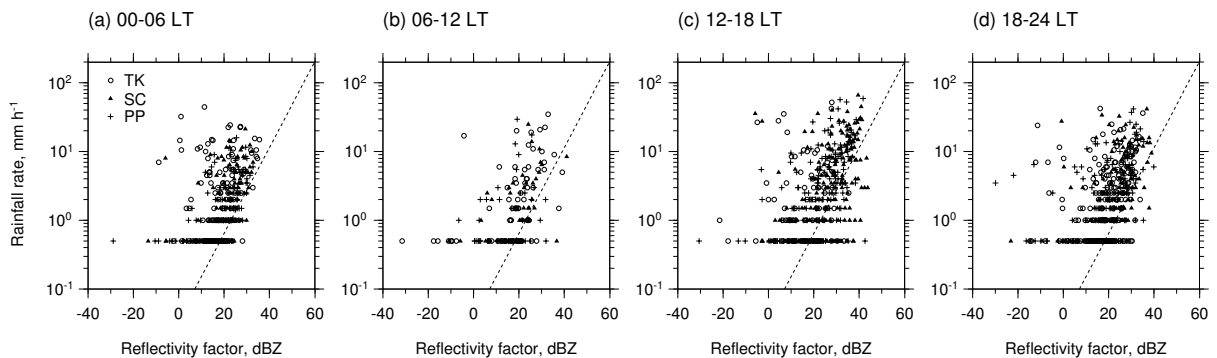


図 2 MIA レーダーの視野内 3 地点の降雨強度と上空のレーダー反射因子の時間帯ごとの関係 (時間間隔 60 分で集計)。

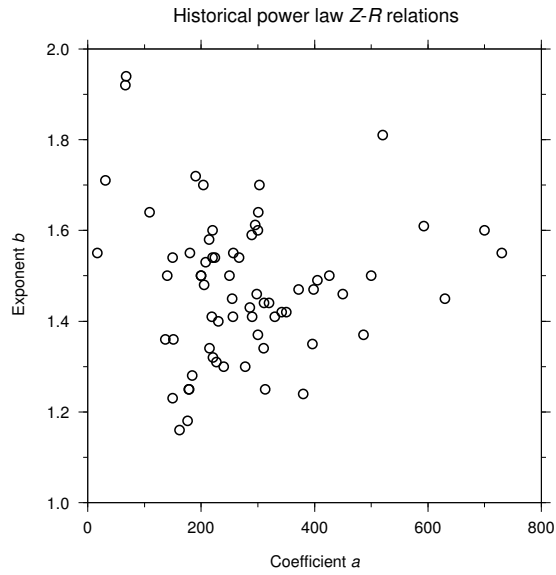


図 3 Battan [5] の教科書に示されている 68 の $Z-R$ 関係 (1 つの関係は範囲外のため省略).

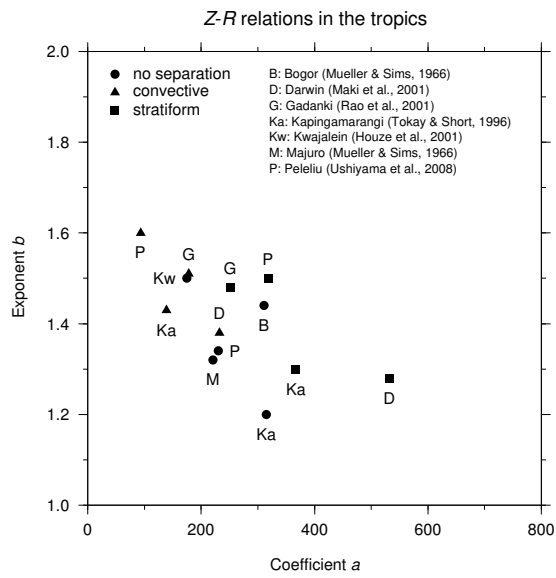


図 4 熱帯域の 7 つの地点の $Z-R$ 関係.

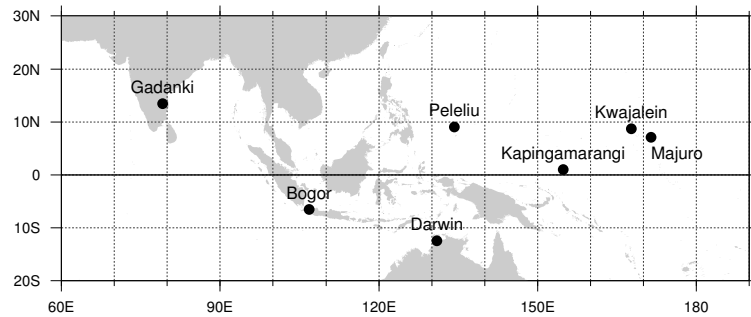


図 5 $Z-R$ 関係が報告されている熱帯域の 7 つの地点.

「海大陸 COE」構築始まる

山中大学・水野恵介・森修一・安藤健太郎・石原靖久 (JAMSTEC)

橋口浩之 (京大 RISH) ・ 鈴木和哉 (JICA)

F. Syamsudin, W. W. Pandoe, F. Renggono, T. H. Seto, Y. S. Djajadihardja,
M. Sadly, J. T. Anggadiredja (BPPT)

E. Hermawan, T. Manik, D. Setiadi, T. Harjana, T. Djameluddin (LAPAN)

I. P. Pudja, D. Gunawan, E. Aldrian, Nurhayati, A. Sasmita, A. E. Sakya (BMKG)
SATREPS-MCCOE 推進班 (JAMSTEC, 東大, JICA, JST; BPPT, LAPAN, BMKG, BRKP, RISTEK)

1. はじめに

昨年度の報告 (山中, 2008) では, 今年度で終了する「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) の成果を踏まえて, 赤道域観測気象学全体の現状と展望について述べた. その最後に次の計画として述べたインドネシアにおける研究拠点 (仮称「海大陸 COE」) 構築がようやく実現する運びになったので, 今回はこれについて紹介したい. 本シンポジウム当日 (2009 年 9 月) の時点までに既にインドネシア・日本両政府に計画の基本的合意を得ていたため, すぐにも開始されるつもりでいたが, 日本の政権交代とインドネシアの (大統領は再選されたので日本ほど劇的な変化はないはずだが) 新内閣発足などもあり, 合意書の調印は越年し, 2010 年 2 月から漸く正式に開始される.

2. インドネシア研究拠点建設構想の歴史

昨年度の報告でも少し述べたが, インドネシアに本格的な研究拠点を建設することが可能になった背景には様々な側面がある. 第一は勿論, 自然科学における観測系各分野の進展である. 宇宙科学分野では, 一般には飛翔体打上げに抗する重力が小さく地球周回軌道に乗せやすいということを除けばわざわざ赤道域の (当時の) 発展途上国で観測を実施する意味はないが, その例外である地球上の限られた地域で限られた時間にしか出現しない皆既日食が 1983 年 6 月 11 日にインドネシアのジャワ島周辺で起きた. 当時漸く発展期にあった太陽周辺空間の物質分布に関する研究者からの強い要望と, まさに実現したばかりの遠隔制御可能な大型気球や飛翔体搭載望遠鏡の技術が合流して, 日本の国立天文台と宇宙研 (いずれも当時) とインドネシア航空宇宙庁 (LAPAN) が共同して皆既日食の大気球観測が実施され, その年の天文学大発見の一つに数えられた「太陽にも木星型惑星的な環が存在すること」が実証された (西村編, 1983). この日食気球観測の予備調査や機器準備は 1981 年から具体的に始まり, 当時本講演者 (山中) は (日本上空の) 成層圏乱流観測のため (院生としての籍を名大に置いたまま) 宇宙研にいてささやかながら赤道成層圏風系予測で協力させて頂くことができたが, これが今まで 29 年続くインドネシアとの馴れ初めである.

第二の側面は, 特に大気科学における学際性・国際性の深まりである. 前述の日食気球観測はまさに単発的な科学実験に過ぎなかったが, ほぼ同じ頃に本シンポジウムの主宰者である京大超高層 (当時) のレーダーグループは中層大気における赤道域, 中でもインドネシア域の世界最活発な

下層大気対流活動で惹起される各種波動の重要性に着目し、当時竣工した信楽 MU レーダーの技術を基礎に、恒久的な観測設備としての「赤道レーダー」建設を構想していた。そのための現地調査は 1985 年から LAPAN と共同で開始され、本講演者も 1989 年からそれに加わらせて頂いた。特筆すべきことは、この構想段階から、単に自グループだけの興味で観測だけを行う施設ではなく、学際的かつ国際的な中核的研究拠点の構築が考えられていたということである。1988 年 9 月 22 日に東大で水循環・生態系・海洋・気象・超高層などの指導的研究者を集めて行われた「文部省新プログラム」(国際計画 TOGA/COARE, STEP などに対応)立案のワークショップで加藤・深尾両教授(当時)が紹介された「新国際赤道観測所」(NIEO)は、翌年(1989 年 12 月)にはさらに具体的な「国際赤道大気研究センター」(ICEAR)構想として国内外に提案された(加藤編, 1989)。

第三の側面は、地球環境・気候変動など地球規模問題への国際的・社会的重視により、先進国・途上国の別なく全地球的な観測が強く求められるようになってきたことである。前述の日食気球観測を推進した天文学研連を中心とした日本学術会議では 1992 年 6 月に「国際化時代の科学」と題するシンポジウムを開催し、後にハワイ SUBARU として実現した海外大型望遠鏡建設、やはり国内外で実験を進めつつあった宇宙素粒子研究(後にノーベル賞を受賞された小柴教授が講演)から環境科学・医学に及ぶ諸分野の指導的研究者を集めて、日本の研究機関が国費や国家公務員による海外施設を建設・維持する上での様々な事務的・行政的問題点を議論した(小平編, 1992)。それらの問題点打破による海外施設建設が不可避的なことが共通認識された以上に重要なことは、それまでの先進国研究者が論文を書くために海外に行く、言わば植民地主義・帝国主義のようなものだったのが、これからは世界の全ての国が自らの発展のために大型研究施設を必要とするようになるという認識が得られたことである。この認識は当然京大グループでも共有され(例えば深尾・山中, 1996)、その後実現した「赤道大気レーダー」(EAR)やそれに続く諸計画でも貫かれている。

第四の側面は、日本政府の姿勢の変化である。これは当然、第三の側面に含まれるべきものであるが、前述の研究者が率先して始めた様々の動きに対し、常に前例主義・欧米追従さらには第二次大戦のトラウマでなかなか理解しようとしなかった日本政府が、1990 年代末に至って明らかに方針を転換し、国際的にイニシアティブをもって一つの国策としての地球規模課題に関する科学技術政策を推進し始めたことである。勿論これは、先に述べたよりもさらに多数の指導的研究者のさらに大きな努力の結果が実ったものでもある。いずれにせよ旧科学技術庁を中心とした政府トップダウンで、「地球科学技術フォーラム」(1996 年)、「地球フロンティア」(1997 年)、「地球シミュレーター」(1998 年開発開始)、「地球観測フロンティア」(1999 年)などの新しい研究組織が次々と作られ、その中でアジア・太平洋域の観測は最重要課題の一つとして取り上げられた(例えば科学技術会議, 1999)。2001 年設置の総合科学技術会議(CSTP)での 4 重点分野の一つ「環境」に関する検討結果に基づき、2005 年から日本を主導国の一つとして政府間プロジェクトとしての全地球観測(GEOSS)、これに対応した国内競争的研究費制度としての「地球観測システム構築推進プラン」(JEPP)が開始され、本稿著者(山中, 水野)らによる海大陸レーダー網(HARIMAU)やインド洋ブイ網(IOMICS)などが採択され今年度まで実施されてきたことは昨年度までに報告してきた通りである。さらに 2007 年には CSTP で「科学技術外交」の強化に関する施策がまとめられ、これを受けて開始されたのが次節に述べる「地球規模課題対応国際科学技術協力事業」(SATREPS)である。

最後に第五の側面として、これも昨年度の報告で述べたことであるが、インドネシアおよび様々の

アジア諸国の急速な発展を忘れてはならない。中・印・韓・台は既にそれぞれが主導する地球科学技術計画を提唱・推進しつつあるが、東南アジア諸国やバングラデシュなどでもお互いに競争しながら自国内での観測事業などを拡充してきている。その中でインドネシアは既に G20 の一国としての経済力とそれに伴う温室効果ガス排出量を持ち、政府としても COP13(2007 年 12 月)、国際海洋会議(WOC, 2009 年 5 月)および GEOSS-AP(2010 年 3 月)の開催国になるなど地球環境・気候変動問題に重点的な政策を進めようとしている。また 1980 年代初め頃から先進諸国に多くの留学生を派遣して地球科学技術関係分野の研究者の育成に努め、特に 1990 年代以降は本シンポジウム主宰の京大、さらに東大、名大、広島大、千葉大、東北大など日本の諸大学で学位を取得した者が多く出てきている。本講演者が学位取得直後の 1980 年代の日本の大学と比較して、研究予算面・設備面・人材面で殆ど遜色ないレベルに近づいていると言って過言でない。従ってこの分野での国際拠点研究機関を設立する条件は、既にかなり整ってきたということである。

以上の五つの側面は、決してそれぞれ独立ではないし、上記では年次を追ったように書いたがかならずしも第一から第五まで順番に現れてきたわけではない。第一の単発的実験の企画の頃に既に第三の環境問題の認識や第五の現地人材育成は始まっていたし、第三や第五が並行して始まっていたからこそ第二の恒久施設建設や第四の日本政府の変化も現実的なものとなったのである。それにつけてもここに至るまで実に多くの方々に直接間接にお世話になってきたと改めて感謝している。

3. 地球規模課題対応国際科学技術協力事業(SATREPS)

前節の第四の側面として述べた「科学技術外交」の強化を目指して、文科省と外務省との連携でいくつかの施策(競争的資金制度)が開始された。昨年度の報告でも触れたように振興調整費(余田京大教授代表の課題など)、日本学術振興会(JSPS)のアジア・アフリカ諸国との機動的学術交流支援(津田京大教授代表の課題など)、科学技術振興機構(JST)のアジア・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、JSTと国際協力機構(JICA)の連携による日本の先端的科学者派遣、そして昨(平成 20)年度から開始された JST-JICA 連携の「地球規模課題対応国際科学技術協力事業」(SATREPS)などである。ここで報告する「海大陸 COE」建設計画は、平成 21 年度からの 5 ケ年計画として採択された SATREPS の一課題である(図 1)。

SATREPS は、日本側は JST により、インドネシア側は(日本大使館と JICA の ODA に関する窓口である)国家開発庁(BAPPENAS)の委嘱を受けた研究技術省(RISTEK)によりそれぞれ公募され、両方で採択されたものが実施候補となる。この候補について JICA が詳細計画策定調査を実施し、その際の議事録(ミニッツ)と事前評価書を日本外務省に提出し、両政府間の議定書(R/D)調印、両国の代表研究機関間の合意書(MOU, CRA など)調印を経て、最初の JICA 予算による日本研究者のインドネシア派遣をもって正式の開始となる。インドネシアについては、初(21)年度に地震・火山(代表は東大とインドネシア科学院(LIPI))と森林火災(北大と RISTEK)、今(20)年度は当課題と感染症(神戸大とインドネシア大学(UI))の 4 課題がこれまで採択されている。何れも当初は日本側の ODA 予算と派遣者で実施するが、年次進行とともに日本側負担・主導権は減らして行き、計画終了時には予算的にも人的にも完全にインドネシア側が実施する体制になることが確約されている。

当課題は当初「『海大陸 COE』構築によるインドネシアの環境立国と GEOSS 貢献定着」として応募し、2009 年 4 月に「仮採択」されて JST の選考委員会との間で議論を行って修正を行い、最終的

な課題名は「短期気候変動励起源地域における海陸観測網最適化と高精度降雨予測」となった。3回にわたる JST・JICA との「勉強会」を経て、8月に10日間にわたる JICA による詳細策定調査と事前評価を経てインドネシア政府代表としての BPPT との間にミニッツ調印、同月末に日本外務省への報告までが完了した。その後、本稿冒頭に記した事情などでやや遅れ、両政府間の R/D 調印は2010年1月中、JAMSTEC-BPPT 間の CRA 調印は2月上旬に行われると決まっている。この間、日本側派遣者の身分(研究許可(R/P)不要な JICA 専門家同様にみなすこと)や、JEPP-HARIMAU 等で設置したレーダー等(日本国有資産)の当課題での継続使用(JICA 予算やインドネシア側予算が使えること)などに関する細部の交渉が、両国間および双方の政府内で粘り強く続けられた。

当課題の具体的内容は次節に述べるが、R/D および CRA に記された最終的英文課題名は「Climate Variability Study and Societal Application through Indonesia - Japan "Maritime Continent COE"-Radar-Buoy Network Optimization for Rainfall Prediction」となっている。これは、(副題が「Indonesia Contribution to GEOSS Project」から修正されている点を除き)インドネシア側で BPPT から RISTEK へ提出された応募書類、および BAPPENAS 経由で JICA に提出された ODA 提案書に書かれた課題名を踏襲している。つまり日本側の当初課題名にあった「海大陸 COE」構築が英文課題名では維持されている。これはまさに、JST 的な社会応用研究的側面と JICA 的な具体的建設計画的側面とを両立せねばならない SATREPS ならではの事情である。

本稿提出直前に、「科学技術外交」推進とその具体的施策としての SATREPS 創設に中心的役割を果たされた薬師寺前 CSTP 議員(慶大教授、JST の SATREPS 全体の PD を務めておられる)と直接お話する機会があった。薬師寺教授は SATREPS による科学・外交の相乗(シナジー)効果を力説された上で「SATREPS 研究者は外交官でもある」と言われたが、GEOSS 推進を実質的に決議した2004年の東京での GEO 総会における日本政府代表団の一員でもあり、地球観測の重要性や問題点、その具体的解決策としての当課題の趣旨についても十分に理解して下さった。

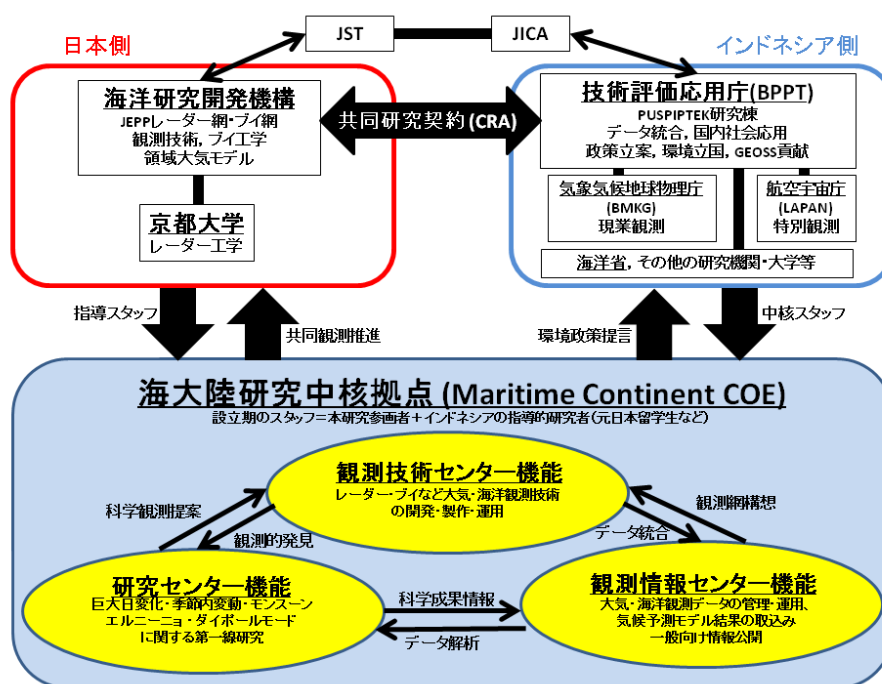


図 1 SATREPS「短期気候変動励起源地域における海陸観測網最適化と高精度降雨予測」の概要

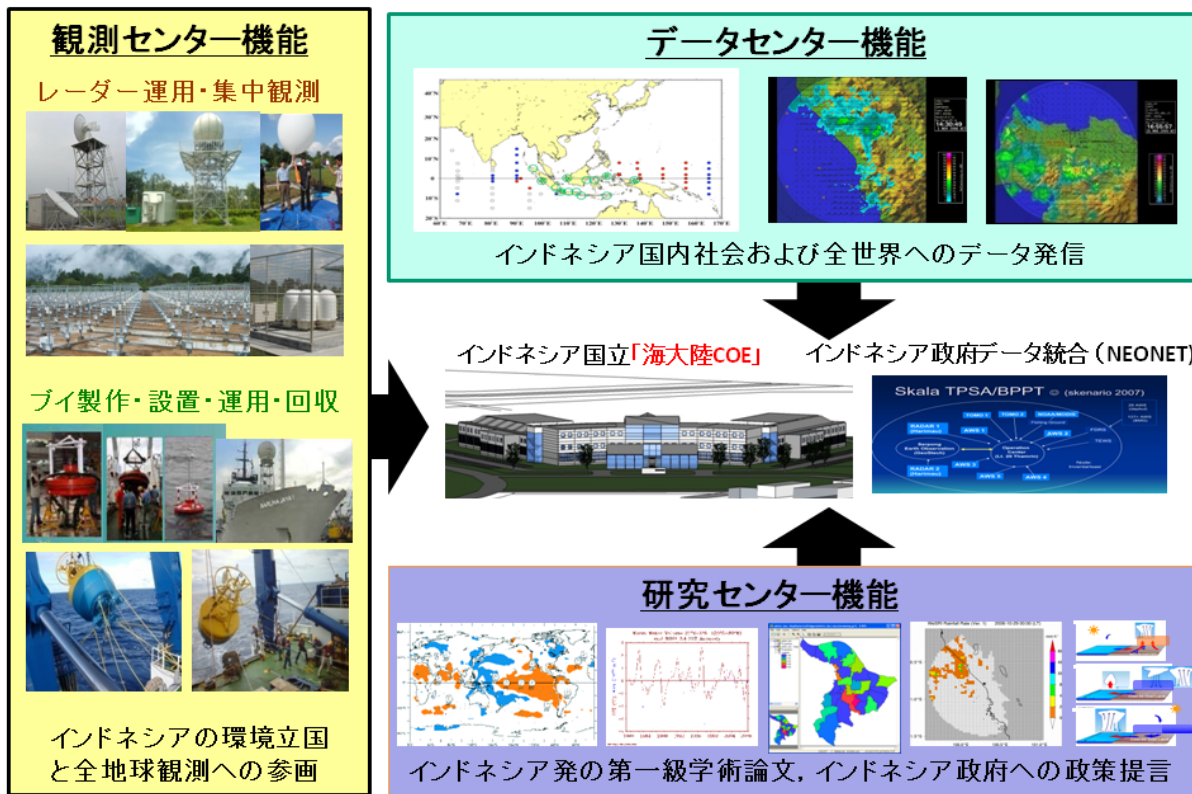


図 2 SATREPS で構築する「海大陸 COE」の概要

4. 海大陸 COE の構成と実施項目

SATREPS の当課題では、R/D で合意したマスタープランに従い開始後 4 年 4 ヶ月の間に仮称「海大陸 COE」(Maritime Continent COE (center of excellence)) を構築し、終了時にはこれがインドネシア国立の研究機関として引き継がれる。日本側は海洋研究開発機構 (JAMSTEC) 地球環境変動領域 (RIGC) および海洋工学センター (MARITEC) を代表機関、京大大学生存圏研究所 (RISH) を分担機関とし、インドネシア側は技術評価応用庁 (BPPT) 天然資源情報局 (TISDA) を代表機関、航空宇宙庁 (LAPAN) 大気科学・気候研究所 (在 Bandung) および気象気候地球物理庁 (BMKG) 研究開発部門を分担機関とする。日本側は代表者である本講演者 (山中) が自ら職場を海大陸 COE に移し、JAMSTEC の海洋 (水野・安藤・升本・石原ら)・大気 (森・伍ら) 研究者ならびに京大 RISH の研究者 (橋口ら) がそれぞれ必要に応じ短期間滞在する。インドネシア側は BPPT の Fadli を代表者とし、以下前述 3 機関と RISTEK および海洋省研究開発局 (BRKP) からの計 38 名の研究者が参画し、当初は彼らが (ちょうど JAMSTEC に地球フロンティア・地球観測フロンティアが作られた時のように) 兼務する形で推進し、次第に専門化して、終了時には BPPT 傘下の地球科学技術機構 (GEOSTECH) に付属する国立研究センターとして部局化される。

SATREPS 期間中の海大陸 COE の運営上必要となる協議事項は、BPPT 次官を議長とし、日伊両国の代表者・各実施項目 (後述) リーダー、インドネシア側関係機関および JICA Jakarta 事務所からの代表をメンバーとし、JST および日本大使館からの代表をオブザーバとする「合同運営委員会」(JCC) において協議し決定する。JCC は通常年 1 回開催するが、準備段階でもそうであったように直

接関係するメンバー内での議論やメール討論は頻繁に行う。

海大陸 COE は観測センター、データセンター、および研究センターの 3 つの機能を持ち(図 2)、それぞれが有機的に連携し合う構造で、言わば“ミニ JAMSTEC”のようなものである。その本部は、Jakarta 都 (DKI) 南西郊外 (Banten 州 Tangerang 県) Serpong にある研究開発地区 (PUSPIPTEK) 内に置かれ、当初は既存の BPPT-GEOSTECH の入っている建物を使用するが、最終的には 2010 (インドネシア会計) 年度から建設開始される新たな建物に入る。この PUSPIPTEK はかつて 1990 年代に京大が BPPT と共同で境界層レーダー (BLR)・流星レーダー (MWR) 観測を行った所であり、最近の JEPP-HARIMAU では 2007 年に C 帯 Doppler 気象レーダー (CDR) を設置して連続観測を行っている。また本稿執筆直後 (2010 年 1 月) には JAMSTEC により旧京大 BLR アンテナを利用した L 帯ウインドプロファイラ (WPR) も増設される。さらに PUSPIPEK 内には、BPPT が近年自力で津波監視ブイを製作している精密機器工場 (工作機器は JAMSTEC-MARITEC と比べても遜色ない) もある。従って海大陸 COE と周辺施設は、工学センターまで含めた“ミニ JAMSTEC”に、さらに“ミニ MU あるいは EAR 観測所”を加えたような、まさに研究・観測拠点と呼ぶに相応しいものとなる。

R/D のマスタープランに記載された達成すべき実施項目は 6 つあり、その第一は以上に述べてきた海大陸 COE 全体の組織構築、第二と第三は観測センター機能の中心であるレーダー運用およびブイ製作・運用、第四はデータセンター機能に対応した大気・海洋データ統合、第五と第六は研究センター機能としての気象・地域気候研究および海洋・広域気候研究となっている。JICA-ODA のルールに従い、各項目ごとに両国から担当者と具体的 (数値化できるものは数値的) 達成指標が明記されている。

第二項目のレーダー運用では、現在なお事務的検討中であるが HARIMAU レーダー網の継続運用に加え、新規導入する可搬型マルチパラメータレーダー (MPR) による移動集中観測 (開始 2 年後から実施予定)、さらに別途 BMKG が近年自国予算で急速に導入・整備しつつあるレーダー網への技術応用などを行う。

第三項目のブイ関係では、前述の PUSPIPTEK 工作工場での製作 (検定機器は持ち込む必要あり)、開始 1 年後以降に毎年実施する (既存の BPPT の海洋調査船 Barna Jaya を用いての) 訓練航海による設置・回収を行い、インドネシア経済水域 (EEZ) 内 (Papua 島北方の西太平洋上) にある 2 点の定常ブイ観測を維持する。

第四項目のデータ統合では、既存の BPPT の列島地球観測ネットワーク (NEONET) と連携・相互活用し、第二・第三項目で得られる (既にインターネット公開も含めた試験運用が始まっている) レーダー・ブイデータのほか、歴史的なものを含めた BMKG 気象・気候観測データ、気候変動に関連した環境・社会影響指標などが品質管理を経てアーカイヴされ、国内社会および全世界の研究者の利用に供される。

第五項目の気象・局地気候研究では、第二・第四項目の成果に基づいて HARIMAU での成果を引き継ぐメソ・雲物理的基礎研究 (インドネシア人研究者による国際学術誌論文の刊行)、その応用としての極端現象マップ作成、さらにこれも試験運用が開始されている日本気象研非静力学モデル (NHM) を用いた予報実験、これら全てを総合しての今後のインドネシア国内観測網の最適化に向けた具体的提案などを行う。

第六項目の海洋・広域気候研究では、第三・第五項目を踏まえてこれまでの JAMSTEC-BPPT 共

同の赤道太平洋・インド洋海洋大気相互作用観測研究の発展的継続(インドネシア人研究者による国際学術誌論文の刊行), その応用として客観解析データや JAMSTEC 大気海洋結合モデル (SINTEXF) 予報データをも総合的に用いた ENSO や IOD に伴うインドネシア域ハザードマップ作成, 国際ブイ網の維持・最適化へのインドネシアの主体的参画などを行う。

5. おわりに

以上, 今開始しつつある「海大陸 COE」構築計画の背景と内容の概要を紹介してきた。SATREPS の当課題の予算は, JST・JICA 両方合わせても, JEPP における HARIMAU・IOMICS 両課題総予算の 1/3 に達しない(今のところ日本の新政権での「仕分け」の影響は伝えられていないが)。そのため当課題では JAMSTEC と BPPT の担当が殆どを占め, 観測技術と観測網最適化に絞った内容とし, 敢えて(京大橋口を除き)両国大学関係者を含めず, モデルや予報も最小限に抑えている。従って, 今後, 両国の大学など別の代表機関により, 例えばモデル開発や予報スキルに関する新たな SATREPS 課題がさらに採択されることが強く期待される。また当課題で得られる気象・海洋・気象観測技術・データはあらゆる分野に有用であり, 他分野の SATREPS 既採択課題(森林火災における煙霧・物質拡散・生態系変動, 地震火山における津波, 感染症における生気象・媒介動物移動など)とも今後連携を模索したい。これらの他課題との共同で「拡大 COE」や「COE コンソーシアム」のようなものが成った暁には, 学術的にも社会的にも桁違いに大きな成果が得られると確信している。

昨年度報告と本稿 2 節最後に指摘したインドネシアの近年の発展ぶりは本当に目覚ましい。その意味では, 今述べた学際的連携を含め本講演者の思いつくよりずっと大きな発展が, もはやほっておいてもインドネシア自らが成し遂げるのではないかという予感がある。本稿 2 節の 2 つ目に記した 20 年前の京大での ICEAR 構想時に大きな検討課題の一つであった, 国際機関との関係や拠点運営の国際コントロールについてもここでは全く言及しなかった。当時, インドネシア側は先進国や国際機関を通じた予算を一方的に求めざるを得ず, それと引き換えに(同じ節の 1 つ目の指摘のように)先進国側は自らの研究に殆ど一方的に利用したい気持ちが否定できなかったのであるが, それらはもはや殆ど過去の話になりつつある。インドネシア国立「海大陸 COE」の国際連携は, 当然インドネシアが主導すべきだし, それができるようになるはずである。そうして真の国際研究所となった「海大陸 COE」には, 恐らく日本で飽和した若手研究者も(当然平等な国際競争を経て)吸収され, まさに全地球観測の一角を担うに相応しい戦力となるであろう。

文 献

- 深尾昌一郎・山中大学, 1996: 地球環境科学における大気水圏観測技術. 学術月報, **49**, 1379-1386.
加藤進(編), 1989: 「インドネシアにおける大型レーダー設立計画」, 日本学術会議地球電磁気学研究連絡委員会 STP 小委員会.
科学技術会議, 1999: 「21世紀に向けた地球科学技術の推進方策」, 資源協会地球科学技術推進機構.
小平桂一(編), 1992: 「『国際化時代の科学』シンポジウム」, 日本学術会議天文学研究連絡委員会,
西村純(編), 1983: 「小研究会『インドネシア日食気球観測と惑星間塵』: 太陽ダストリングの観測をめぐる」, 文部省宇宙科学研究所
山中大学, 2008: 赤道域気象学・気象観測の現状と今後. 赤道レーダーシンポジウム報告書, **2**, 63-72.

50-MHz 帯レーダーで観た ケルビン・ヘルムホルツ不安定の 構造とダイナミックス

深尾昌一郎^{1,2}, 山本真之², H. Luce³,
妻鹿友昭², 橋口浩之², 山本衛², 田尻拓也⁴, 中里真久⁴

¹ 福井工業大学, ² 京都大学生存圏研究所, ³ Université du Sud-Toulon Var, ⁴ 気象研究所

1. はじめに

晴天大気乱流と称される大気中の小規模乱流は様々な力学／対流不安定により生成される。なかでもケルビン・ヘルムホルツ不安定 (Kelvin-Helmholtz instability; KHI) は晴天大気乱流のもっとも重要なもののひとつである (e. g., Browning and Watkins, 1970)。KHI は大気中の風速鉛直シアの強い高度で KH 波 (KH billow) を発生し熱や物質を上下に混合する。また KH 波は力学エネルギーを消散し大規模力学場にも影響を与える (e. g., Shapiro, 1980; Gavrilov et al., 2006)。これまでも高高度分解能 FMCW レーダーや音波レーダーなどによる下層大気中の観測事例が数多く報告されている (e. g., Gossard, 1990)。しかしながら観測の困難さによりその上層の上部部対流圏・下部成層圏で KH 波を捉えた観測は少なかった (e. g., Luce et al., 2009)。本稿では VHF 帯 MU レーダー (滋賀県甲賀市信楽町; 34. 85° N, 136. 10° E) に距離映像法 (Range IMaging: RIM, 或いは Frequency domain Interferometric IMaging: FII) を適用して上部部対流圏と下部成層圏で観測された事例について報告する。当然観測分解能が従来のものに比して格段に向上している (e. g., Fukao, 2007)。

2. MU レーダー／距離映像法による観測

MU レーダーの通常観測モードの最小分解能は高度 150 m、時間 2 分である。一方、これに距離映像法 (FII) を適用すると高高度分解能の輝度 (brightness ; エコー強度に相当) 分布がえられる。今回の FII 観測では、帯域 1 MHz 中の隣接した 5 周波をパルス毎に切替えて送信し、それぞれ受信された信号出力にカポン (Capon) フィルターを施し最小化する。この処理ではウェイトベクトルが信号対雑音比に依存する適応型フィルターとなる (深尾・濱津, 2005)。大気レーダーにおける FII の有効性は既に確認されている (Palmer et al., 1999; Luce et al., 2001)。

本研究のため特別に観測キャンペーン『TANUKI (Turbulent Atmosphere observatioNs Using a Ka-band radar and other IMaging radars)』が設定され、2008 年 10～11 月にかけて 2 ヶ月間実施された。

3. 観測結果

3.1 典型的な KHI の事例

TANUKI キャンペーンでえられた KHI に起因すると目される輝度分布の例を図 1 に示す。サンプリング間隔は 6 秒である。上図は 2008 年 11 月 8 日の対流圏界面付近の事例である。高度 14~15 km 付近に典型的な “S” 字型組紐構造が連なって存在する。同様の事例は FMCW レーダーにより主として大気境界層中で多く報告されている (e. g., Gossard, 1990)。一方、中図は高度約 1.5 km で捉えられた “波” (billow) 状構造である。厚さ約 500 m、周期 3 min 20 sec である。さらに下図では高度 6.5 km 近傍に厚さ約 1000 m、周期 4 min 30 sec の “S” 字型組紐構造があるが、それに周期 45 sec 程度のより小規模の構造が重畳している。

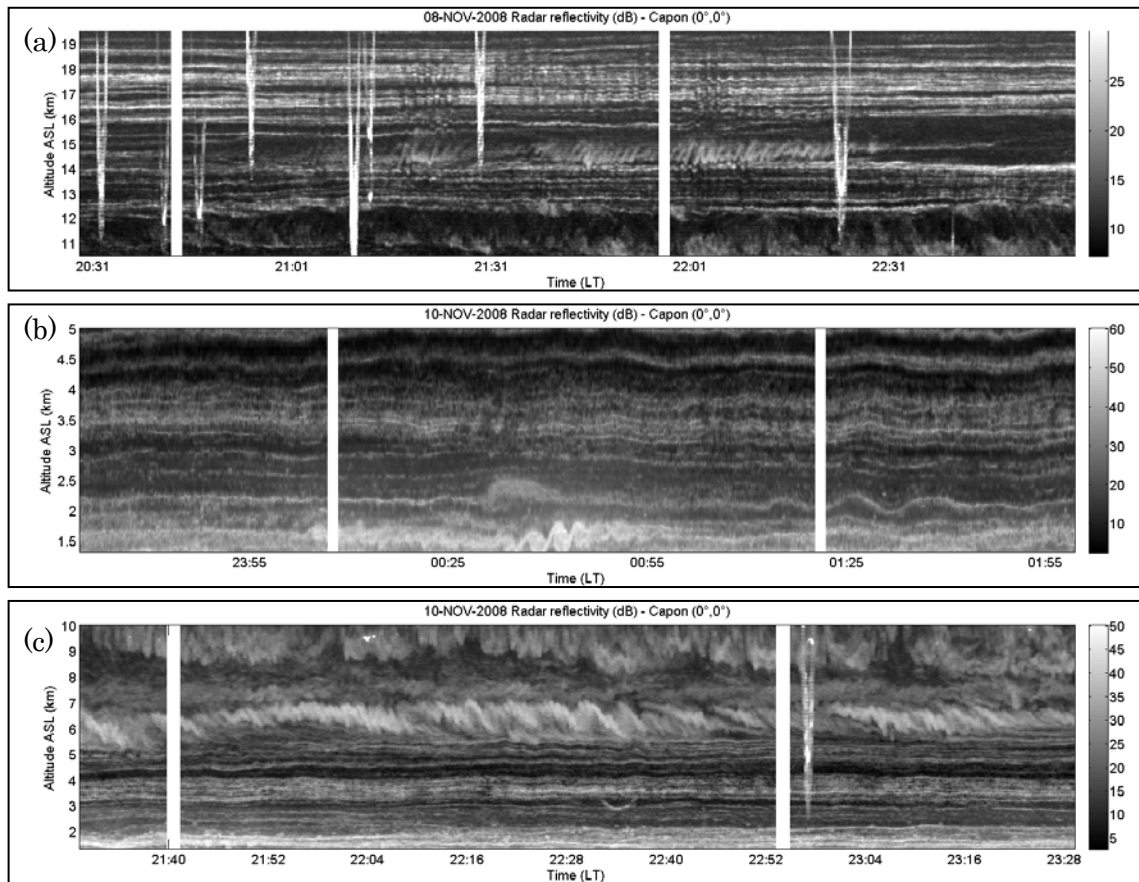


Figure 1: Three examples of echoing structures likely produced by KHI obtained with the MU radar in the range imaging (FII) mode during the TANUKI (Turbulent Atmosphere observatiONs Using a **Ka**-band radar and other **I**maging radars) campaign (October–November 2008). Panel (a) shows braided cat’s eye or S-shaped structures, (b) shows rarely observed billow-like (overturning wave) structures at ~1.5 km, and (c) shows a small braided structure superimposed on larger scale structures around 6.5 km.

3.2 雲底に頻発する KHI

図2にレーダー反射率（上図）とMUレーダーで観測された鉛直流（中図）並びにKa帯FMCWレーダー（波長8mm）でえられたレーダー反射率（dBZ；下図）を示す。中図の黒線はKa対FMCWレーダーの-9dBZの反射率レベルを示す。これはほぼ氷晶雲の雲底高度を表すものと考えてよい。これらの図はKHIが雲底で頻繁に発生していることを示している。最大振幅の組紐構造は1220LT頃に現れたもので厚さは1,000mにもなる。周期は1min36sec~2min06secである。鉛直流は雲底高度の上下でほぼ90°異なっており、雲底高度が臨界層に対応する。雲底に300m程の“ふくらみ”が見られるが、その位置は上下動と完全に対応している。これはいわゆる乳房雲と考えられる。MUレーダーによる乳房雲の構造や生成機構の観測研究については、Luce et al. (2009) や深尾他 (2009) で論じられている。雲底に見られるKHIは、本キャンペーン中に対流圏で見られたKHIの半数以上で、雲底はKHIが出来易い環境にあるものと考えられる (Schultz et al. 2006)。

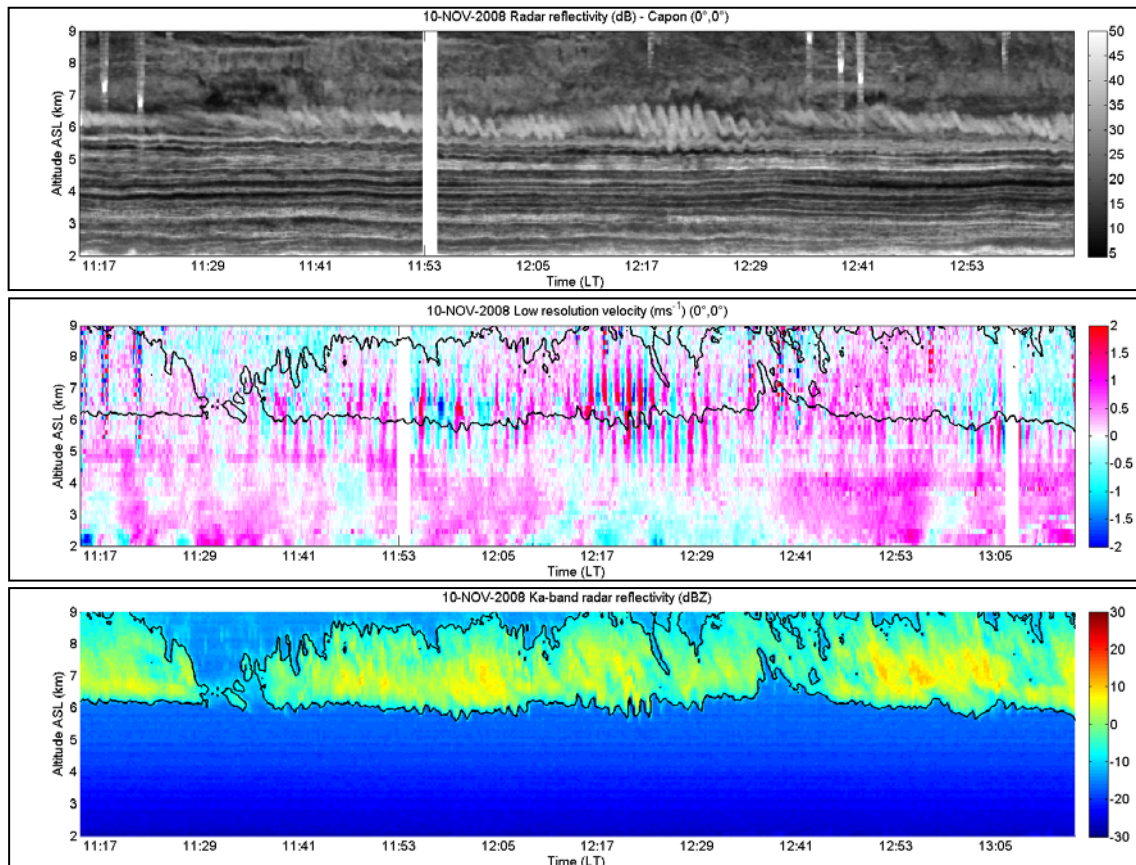


Figure 2: KHIs occurring at cloud bases. (a) Radar reflectivity (dB) after doing the Capon processing. (b) The corresponding vertical wind velocity measured by the MU radar without filtering. The black contour shows the cloud contour arbitrarily defined from the -9 dBZ reflectivity level of the Ka-band FMCW radar operated at the MU radar site. (c) The corresponding FMCW radar reflectivity (dBZ).

3.3 KHI 複層構造の生成と “burning” エコー

図3はMUレーダーのレーダー反射率（上図）と、風速、同シアと温位（下左図）、 N^2 （下中図）、及びリチャードソン数 Ri （下右図）である。KHIの組紐構造が高度16~17 kmに2150 LTから、また2325 LTから認められる。2325 LT前に長時間続く一組のレーダー反射率の薄層構造はKHIの発展結果とも考えられる。1時間前に放球されたゾンデ観測の結果は高い安定性 ($N^2 > 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)、強い風シア ($> 40 \text{ ms}^{-1} \text{ km}^{-1}$)、及び0.25に近いリチャードソン数を示している。しかしMUレーダーで観測されるKHI構造には、明確な碎波乱流や温位の中立構造に対応するものが見られない。また高度11 km以下の高度域では明瞭な双層 (double layers) 構造を示すものもなかった。

$Ri < 0.25$ となる高度域の直ぐ下の13.5 km近傍に層状構造が見られるが、それは活発な火の粉状のエコーを伴っている。これまで同様の報告例はない。生成機構は不明であるがとりあえず “burning” エコーと呼ぶ。

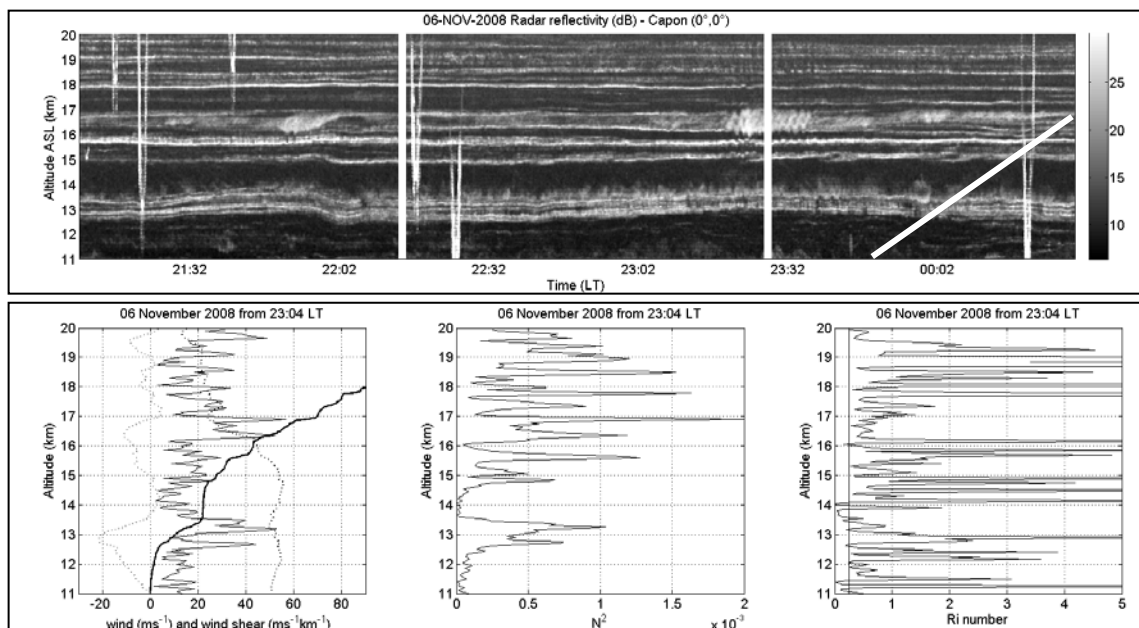


Figure 3: (a) MU radar reflectivity. The white line in the bottom right corner shows altitude versus time of the GPS balloon released at 23:04 LT from the MU radar site. (b) Meridional and zonal wind (dashed lines), wind shear (solid line), potential temperature (solid thick line). (c) N^2 , and (d) Richardson number Ri .

4. 初期的な統計

KHIに起因すると目される組紐構造の出現は高度1.3~11.0 kmの範囲で全観測期間（約25日間）の約1.7%に過ぎなかった。風シアが強いと言って必ずしもKHIが生起するわけで

はない。むしろ殆どの場合、風速の鉛直シアが増大する高度と対応しているようである。

以下では 25 日間の観測結果から初期的な統計を試みる。図 4 はそれぞれ (a) KHI 発生高度 (左は KHI が頻発した特定の 3 日間の分布、右はその期間を除いた分布)、(b) 最高厚、(c) 寿命、(d) 風シアの大きさ、(e) 鉛直振動周期、及び (f) 高度 vs 周期並びに高度 vs 水平波長、の分布である。

(a) から KHI はジェット気流の下端付近に比較的発生しやすい。これは Spapiro (1980) などの先行結果と矛盾しない。KHI の 66% は 30 min 以下の寿命である。また 55% は 15~30

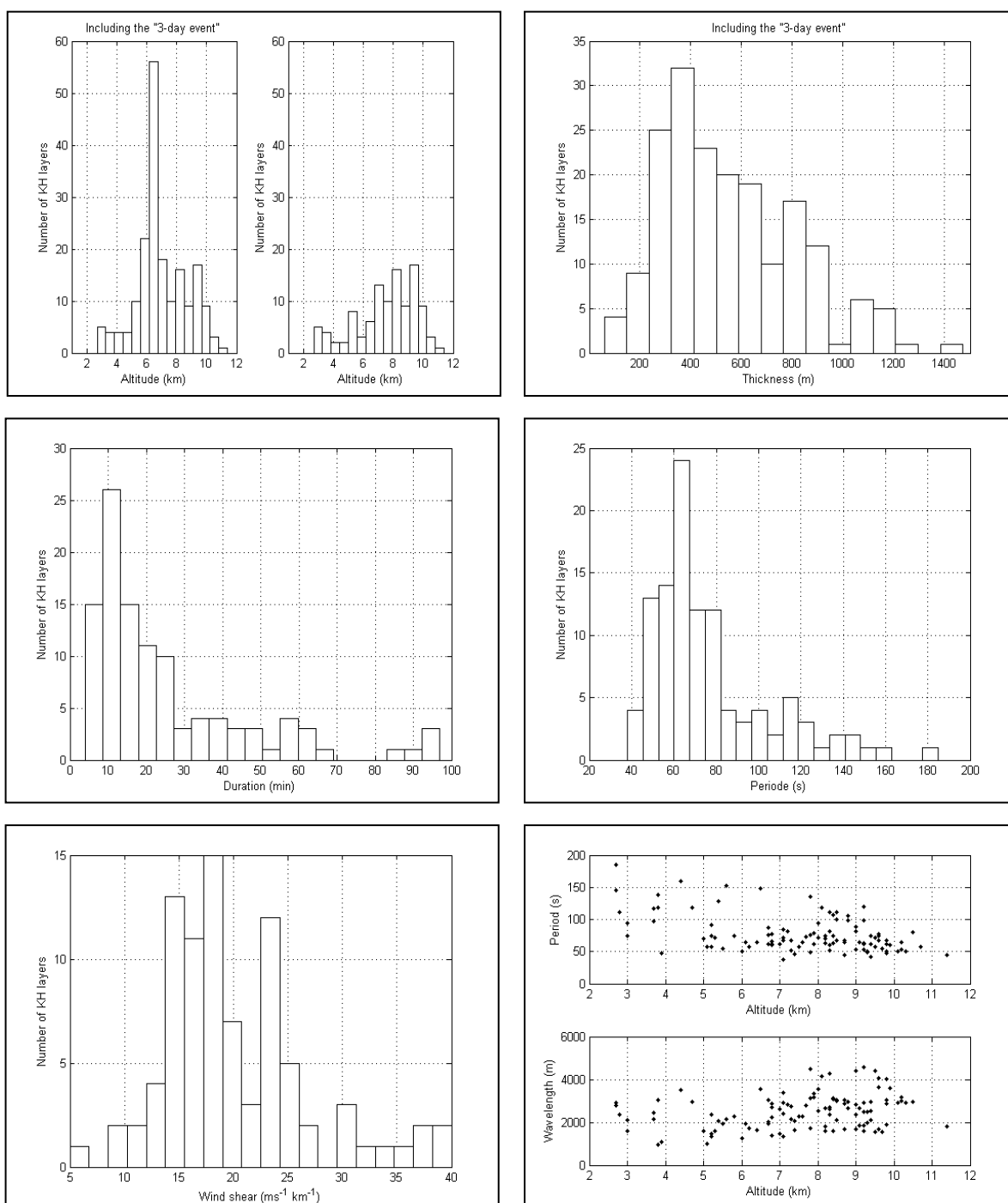


Figure 4: Preliminary statistics made from the available 25 days of observations during the TANUKI campaign. Distributions of (a) mean altitude of KHI layers with and without those observed during the 3-day events, (b) their maximum thickness, (c) their life time, (d) the wind shear observed at the layer heights, and (e) the vertical wind oscillation period, respectively. (f) Altitude versus period and altitude versus horizontal wavelength (= period × mean wind speed).

$\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ の風シアと、また 14%は $15\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ より小さな風シアと対応している。77%の周期は 90 sec を超えない。さらに 67%の水平波長は 1500~3000 m の範囲内にある。また (f) から、高度が上がるほど周期が短くなる。

5. 結論

50 MHz レーダーで観た KHI は時間・高度強度図上で様々なパターンになることが分かった。多くはこれまで FMCW レーダーで境界層大気中に観られたものに似た組紐構造をしている (e. g., Gossard, 1990)。しかし対流圏中では比較的弱い風シアと関係している。層厚は数百 m で、水平波長は 1500~3000 m である。またその寿命は略 30 min 以下である。圏界面近傍のごくまれな事例を除いて、KHI が碎波して双層構造に変移することはなかった。

中部対流圏で観られる KHI の半数は雲底で生起しており、雲底は KHI の発生に適した環境にあるようである。この点は今後検討を進める予定である。

参考文献

- Browning, K. A., and C. D., Watkins, Observations of clear air turbulence by high power radar, *Nature*, 227, 260-263, 1970.
- 深尾昌一郎・濱津享助, 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, 491 頁, 平成 17 年 (2005).
- Fukao, S., Recent Advances in Atmospheric Radar Study, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B, 215-239, 2007.
- 深尾昌一郎・Hubert Luce・妻鹿友昭・山本真之・山本衛・田尻拓也・中里真久, Radar observations of mammatus clouds and turbulence in three frequency bands, 第 23 回大気圏シンポジウム・講演集, http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2009/0226¥_taikiken¥_proc.shtml, 2009
- Gavrilov N. M., S. Fukao, H. Hashiguchi, K. Kita, K. Sato, and Y. Tomikawa, Combined MU radar and ozonesonde measurements of turbulence and ozone fluxes in the tropo-stratosphere over Shigaraki, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL024002, 2006.
- Gossard, E. E., Radar research on the atmospheric boundary layer, in *Radar in Meteorology*, Ed. D. Atlas, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., 1990
- Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. H elal, and M. Crochet, A Frequency radar Interferometric Imaging applied with High Resolution Methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63, 221-234, 2001.

- Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, S. Fukao, and K. Sato, High-resolution observations with MU radar of a KH instability triggered by an inertia-gravity wave in the upper part of a jet-stream, *J. Atmos. Sci.*, 65, 1711-1718, 2008.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Weather Rev.*, In press, 2009.
- Palmer, R. D., T.-Y. Yu, and P. B. Chilson, Range imaging using frequency diversity, *Radio Sci.*, 34, 1485-1496, 1999.
- Schultz, D. M., K. M. Kanak, J. M. Straka, et al., The mysteries of mammatus clouds: Observations and formation mechanism, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2409-2435, 2006.
- Shapiro, M. A., Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 994-1004, 1980.

レンジイメージング・ウィンドプロファイラーによる 大気境界層の発達を観測

。森谷祐介¹・橋口浩之¹・山本真之¹・妻鹿友昭¹・山本衛¹・

今井克之²・足立アホロ³・中里真久³・田尻拓也³・柴垣佳明⁴・H.Luce⁵

(1: 京大生存研 2: 住友電工(株) 3: 気象研 4: 大阪電通大 5: 仏ツーロン大)

1 はじめに

大気中の微量成分の輸送は、対流によるもの以外に大気乱流に伴う拡散による効果が大きく、成層圏のみならず対流圏においても乱流拡散の効果は無視できない。大気レーダーは、大気乱流からの散乱エコーを観測すること、時間・空間的に連続観測可能である点で、大気乱流の観測装置として優位にあるが、従来空間分解能に限界があった。単一の周波数、単一の受信アンテナを用いる通常のパルスレーダーでは、距離分解能はパルス幅で、空間分解能はアンテナビーム幅で規定される。

MUレーダーでは、2003年度に「超多チャンネルデジタル受信システム」が導入され、送受信周波数を切り替えながら、アンテナ各群からの受信信号を同時に並行して取得できるようになり、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)することが可能となった[1, 2]。しかしMUレーダーは大型のレーダーであるため、送受信の切り替えに時間がかかり、高度2km以下を観測できないという問題を抱えている。

MUレーダーで観測不可能な高度2km以下の下層大気における乱流の3次元構造を観測可能とすることを目的として、レーダー上空の大気乱流エコー強度の空間分布を3次元イメージング(映像化)可能なイメージング・ウィンドプロファイラー(Imaging Wind Profiler; IWP)の開発を行っている。

2 周波数領域干渉計の開発

代表的なレンジイメージングの手法に周波数領域干渉計(FDI)法[4]がある。FDI法と

は、周波数の異なる複数の送信波を照射し、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差をもとにレーダーの送信パルス幅より細かい高度分解能を得る手法である。レンジイメージングを行うために多周波(中心周波数1357.5MHzに対して、0, ± 250 kHz, ± 500 kHzの5周波)送受信機能を住友電気工業(株)と共同開発したルネベルグレンズアンテナ7台を用いた小型ウィンドプロファイラー(通称: LQ7、表1)に付加した。位相と散乱体の絶対位置の関係を定めることは難しいため、観測データからサンプリング体積の中央の基準位相を推定した。その後、Capon法[3]により散乱層の位置推定を行った。

2009年4月23日の信楽MU観測所における1周波観測結果を図1に、FDI観測結果を図2に示す。観測条件はIPP=65 μ s、コヒーレント積分数64、FFT点数256、5周波である。図1では分解能が150mとなり、乱流の変動を捉えられていない。図2ではレンジ分解能(150m)内の乱流の変動を細かく捉えることができた。境界層が8時頃から9時頃にかけて上昇し2km付近に到達している。境界層は12時頃まで2kmにあり、その後14時頃にかけて下降している。

3 クラッター除去

図2では高度2.5kmなどに時間による高度変化のない、層状のエコーが幾つか観測された。これはクラッターによるもので、FDI観測の結果は必ずしも乱流層のみを捉えているわけではなく、不要信号も捉えている。そのため、クラッターを除去してFDIと鉛直流推

表 1. LQ7 の主要諸元

中心周波数:	1357.5 MHz
アンテナ:	アクティブ フェーズドアレー
開口:	3.5 m ²
ビーム幅:	6 度
天頂角:	14 度
送信機:	
ピーク送信電力:	2800 W
平均送信電力:	980 W (最大)
パルス幅:	0.67, 1.0, 1.33, 2.0, 4.0 μ s
IPP:	50, 80, 100, 120, 150, 200 μ s
受信機:	
NF:	1.5 dB
ダイナミック レンジ:	60 dB 以上
データ取得装置:	
パルス圧縮:	(1), 2, 4, 8, 16 ビット (最適符号)
FFT 点数:	64, 128, 256, 512

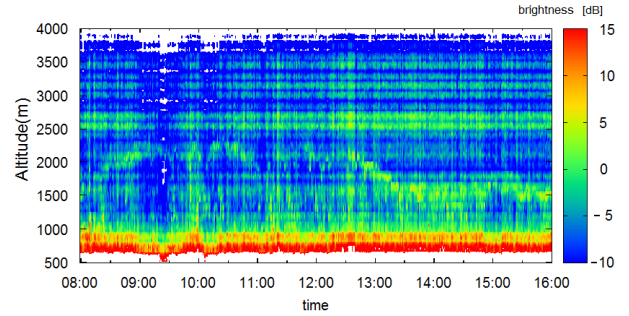


図 2: 2009 年 4 月 23 日における 5 周波 FDI モードによる乱流エコー観測結果

定を行った。方法としては、時系列データに対してFFTを行った。その後ゼロドップラー付近のクラッターを除去し、FDIに関しては逆FFTを行い新たな時系列データとした。鉛直流推定に関しては除去した前後の点を用いて線形補間を行った。2009年7月14日12時30分におけるクラッター除去前後のドップラースペクトルをそれぞれ図3、4に示す。ゼロドップラー付近のクラッターのみが除去され、それ以外についてはクラッター除去前後で変化していない。クラッター除去範囲は ± 0.2 m/sなので、鉛直流推定にも影響しない。同日におけるクラッター除去前後のFDI観測結果をそれぞれ図5、6に示す。クラッター除去の前後で2.5kmまでに見られる乱流の変動は変化していない。2.5km~3.5kmのクラッターのみが除去され、構造を把握しやすくなった。

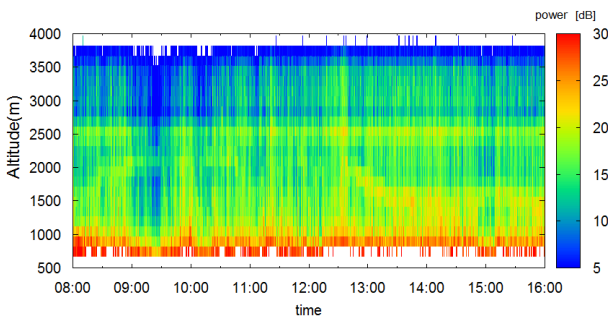


図 1: 2009 年 4 月 23 日における 1 周波 (FDI なし) の乱流エコー観測結果

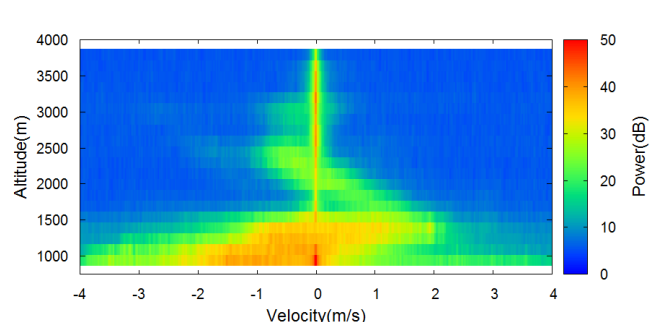


図 3: 2009 年 7 月 14 日 12 時 30 分におけるクラッター除去前のドップラースペクトル

4 観測結果

2009年7月14日におけるFDI観測結果を図7に、ドップラー速度を図8に示す。観測条件はIPP=65 μ s、コヒーレント積分数48、FFT点数512、3周波である。鉛直方向に伸びるエコーが多数観測され、中には3kmに到達するものもあった。エコーが強い部分と下降流の部分で一致し、特にエコーの上部で強い下降流が観測された。また、その直前に上昇流が観測された。この結果から下降流では屈折率擾乱が大きいと考えられる。

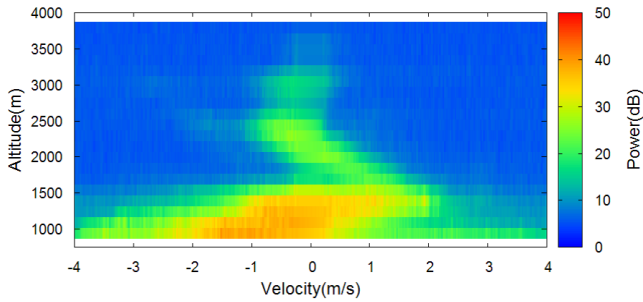


図4: 2009年7月14日12時30分におけるクラッター除去後のドップラースペクトル

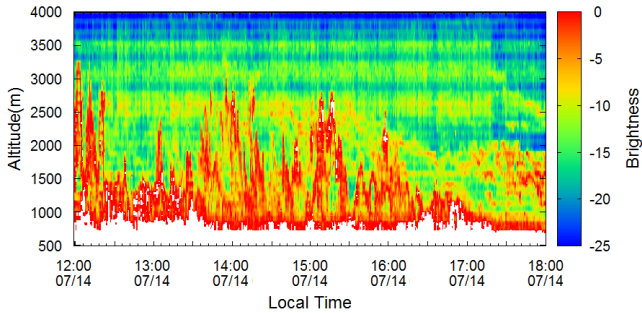


図5: 2009年7月14日におけるクラッター除去前のFDI観測結果

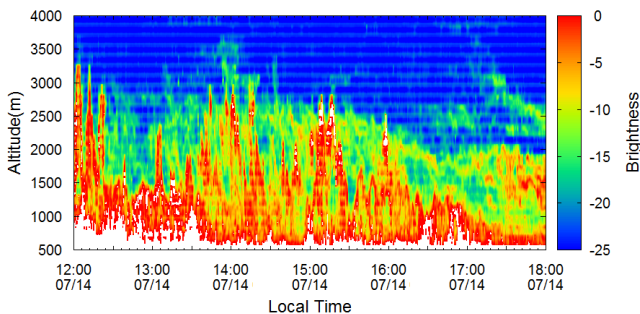


図6: 2009年7月14日におけるクラッター除去後のFDI観測結果

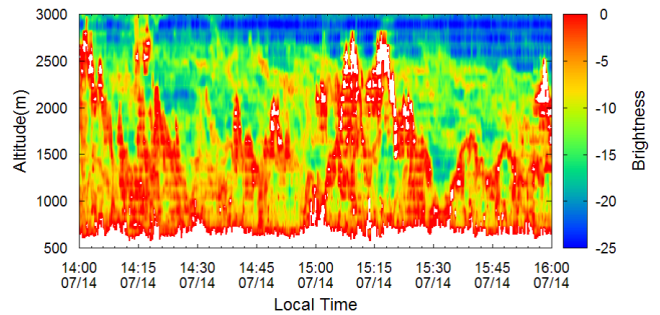


図7: 2009年7月14日における3周波FDIモードによる乱流エコー観測結果

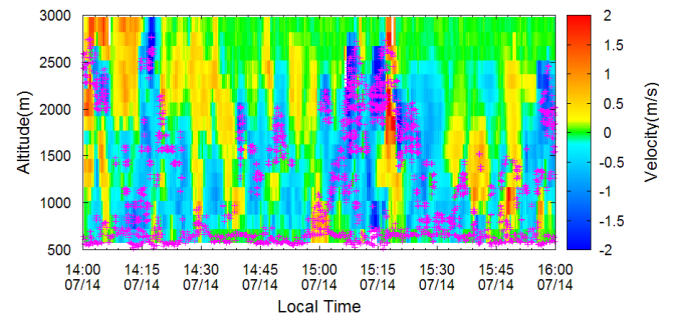


図8: 2009年7月14日における鉛直流(上昇流が正、点: ブライトネス0の境界)

4.1 シーロメーターとの比較

シーロメーターで雲底を観測し、比較を行った。2009年6月17日におけるFDI観測との比

較結果を図9に、ドップラー速度を図10に示す。雲底とエコートップが一致している。雲が出来始める時間に上昇流が、途中から下降流が観測された。

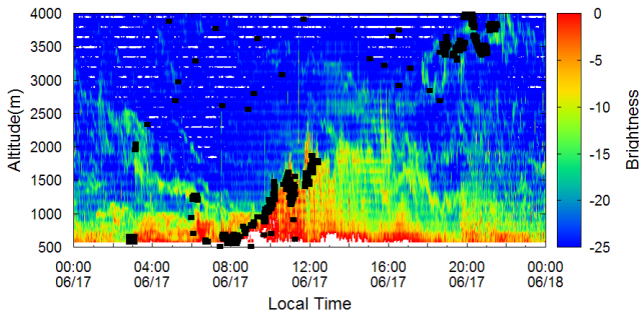


図9: 2009年6月17日における3周波FDIによる乱流エコー観測結果(点:シーロメーターによる雲底のデータ)

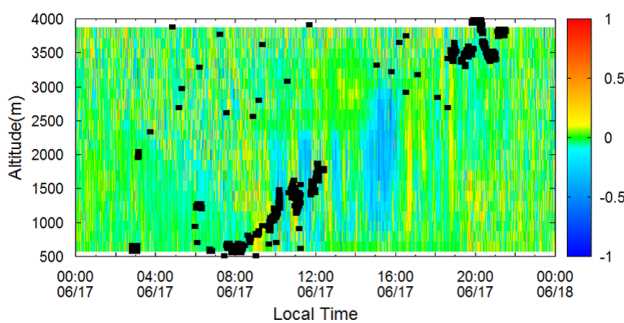


図10: 2009年6月17日における鉛直流(上昇流が正、点:シーロメーターによる雲底のデータ)

4.2 Ka帯FMCWレーダーとの比較

Ka帯FMCWレーダーは鉛直固定で雲とドップラーを測定することができるレーダーで、仕様を表2に示す。2009年8月21日におけるFDI観測との比較結果を図9に、ドップラー速度を図10に示す。シーロメーターと同じく雲底とエコートップが一致している。雲が出

来る前から上昇流が観測され、雲が出来やすい条件となっていた。雲中では水蒸気が飽和していて、屈折率勾配が低いためブライトネスが低い。

表2. Ka帯FMCWレーダーの仕様

中心周波数:	35.25 GHz
ピーク出力:	81 W
3MHz/40.96 μ s チャープ送信	
レンジ分解能:	50m
サンプリング:	100MHz
FFT点数:	4096
ビーム方向:	鉛直

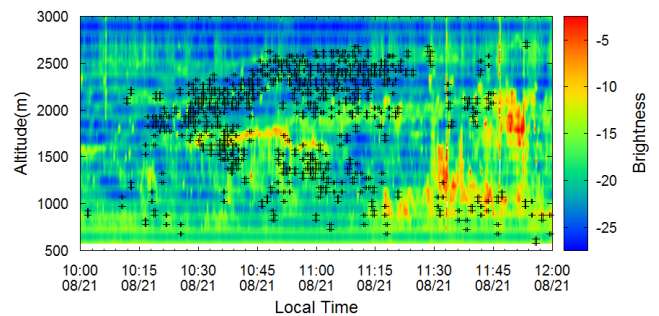


図11: 2009年8月21日における3周波FDIモードによる乱流エコー観測結果(点:FMCWによるレーダーリフレクティビティ-5dBZの境界点)

5 まとめ

下層大気における乱流の3次元構造を観測することを目的としてIWPの開発を行っており、その経過を示した。FDIプログラムを開発し、クラッター除去を行うことで乱流の構造を把握しやすくなった。LQ7を用いた観測で境界層の発達の様子や、鉛直方向に伸びるエコーを多数観測した。鉛直方向に伸びるエコーでは下降流が、直前に上昇流が観測された。今後はFMCWレーダーの他、水平風も

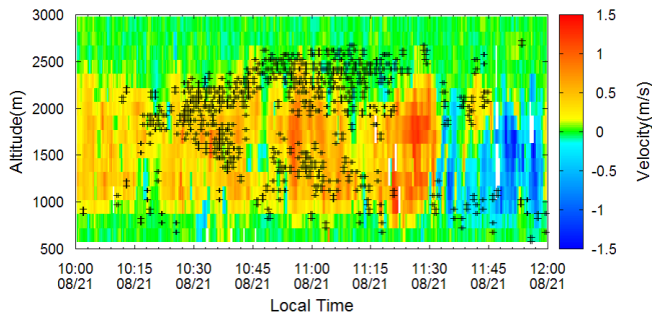


図 12: 2009 年 8 月 21 日における鉛直流 (上昇流が正、点: FMCW によるレーダーリフレクティビティ -5dBZ の境界点)

併せて観測し乱流層の変化などの現象を解析する予定である。

謝辞

本研究は日本学術振興会 科学研究費補助金 基盤研究 (B) 「イメージング・ウィンドプロファイラーの開発による下層大気乱流の超微細構造の研究」によりサポートされた。

Ka 帯 FMCW レーダーは文部科学省 科学技術振興調整費 重要課題解決型研究「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」により開発された。

参考文献

- [1] H. Luce, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao. High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system. *Ann. Geophys.*, No. 24, 791–805, 2006.
- [2] G. Hassenpflug, M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao. Description and demonstration of the new middle and upper atmosphere radar imaging system: 1-D, 2-D, and 3-D imaging of troposphere and

stratosphere. *Radio Science*, Vol. 43, RS2013, doi:10.1029/2006RS003603, 2008.

- [3] R. D. Palmer, S. Gopalam, and T. Y. Yu. Coherent radar imaging using caopn's method. *Radio Science*, Vol. 33, No. 6, 1585–1598, 1998.
- [4] R. D. Palmer, T. Y. Yu, and P. B. Chilson. Range imaging using frequency diversity. *Radio Science*, Vol. 34, No. 6, 1485–1496, 1999.

WINDAS で観測された日本上空の下部対流圏の風の日変動

坂崎貴俊・藤原正智（北大環境科学院）

1. はじめに

対流圏の日変動と言えば、日降水や物質輸送等の観点から「局地循環 (e.g., Sakazaki and Fujiwara 2008)」が注目されがちであり、これらにターゲットを絞った観測的研究は数多く存在する。しかしながら、上層大気で卓越する「大気潮汐 (e.g., Chapman and Lindzen 1970)」や、「中間規模波 (Sato et al. 1993; Kodama et al. 2008)」といった現象も対流圏の日変動に寄与していると考えられ、“各高度領域でどの力学プロセスが日変動を支配しているのか”という問題は非常に興味深い。

ただし、日変動を観測できるだけの時間分解能を持つ、大気レーダー観測や、ゾンデのキャンペーン観測は熱帯で多くなされており、中緯度ではその数は少ない。したがって、中緯度地域における対流圏の日変動の先行研究を包括的に調べた研究は数例しかなく (e.g., Wallace and Hartranft 1969, Wallace and Tadd 1974, 藤部・浅井 1979, Yoshida and Hirota 1979)、その理解は進んでいない。

そこで本研究では、気象庁が 2001 年度より運用を開始している、日本の高密度（全国 31 地点）なウィンドプロファイラネットワーク (Wind profiler Network and Data Acquisition System: WINDAS) を用いて、下部対流圏（地上～高度 5 km）の各高度領域、各季節における風の日変動を調べ、それを支配する力学プロセスを特定することを目的とする。

2. 使用データと解析手法

観測データとして、気象庁 WINDAS の水平風データを使用した。図 1 に WINDAS の観測地点を示す。観測可能高度は季節に依存するが、本研究では 0.3-5km のデータを使用した。高度分解能はおよそ 0.3km、時間分解能は 10 分である。また、WINDAS 観測地点の地上データとして、AMeDAS のデータを使用した。使用した WINDAS/AMeDAS データの期間は 2002 年 4 月～2008 年 3 月の 6 年間である。さらに、観測データで得られた結果を解釈するにあたって、気象庁メソ解析データ (MANAL)、および、全球再解析データ JRA25/JCDAS を使用した。MANAL、JRA25 の空間分解能はそれぞれ $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ であり、時間分解能は 6 時間である。

各データセットについての、解析手法は以下の通りである。まず、東西風、南北風それぞれ、各月（3 カ月移動平均）・各高度ごとにローカルタイムでコンポジットをとり、日平均値を差し引いて、日偏差成分を抽出する。続いて、フーリエ解析を施して一日周期・半日周期成分の調和成分を取り出す。このとき、各成分の位相を、「各調和成分が最大値をとるローカル時刻 (LT)」で定義する。

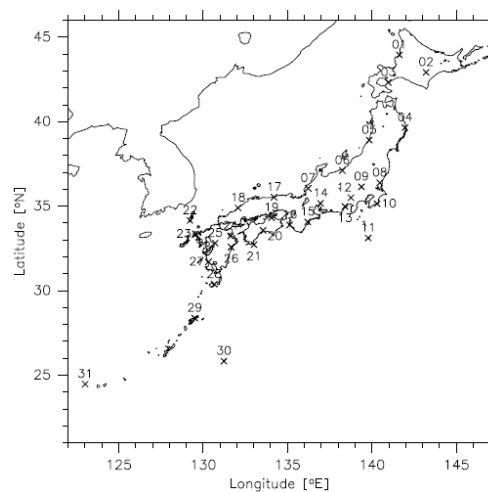


図 1 : WINDAS 観測地点 (x 印)。

3. 結果と議論

3. 1 半日周期成分

まずは、半日周期成分の結果を示す。図2は、12-2月平均、および6-8月平均の、東西風および南北風の半日周期成分の位相の高度プロファイルである。高度1-2km以下では各地点の位相のばらつきが大きく、局地循環の影響 (Sakazaki and Fujiwara 2008) を受けていると考えられる。一方、高度2 km以上では、地点ごとの差が小さく、東西風 (南北風) の位相は03-04 LT (00-01 LT) となっていて、高度・季節変化も小さい。これらの値は、古典潮汐理論 (e.g., Chapman and Lindzen, 1970) から導出される、半日周期潮汐のうちの migrating 成分 (東西波数2で西進する成分) の位相 (東西風 : 0344 LT、南北風 : 0044 LT) とほぼ等しい。したがって、高度2 kmより上空の風の半日周期成分は半日周期潮汐によって支配されていると結論づけることができる。

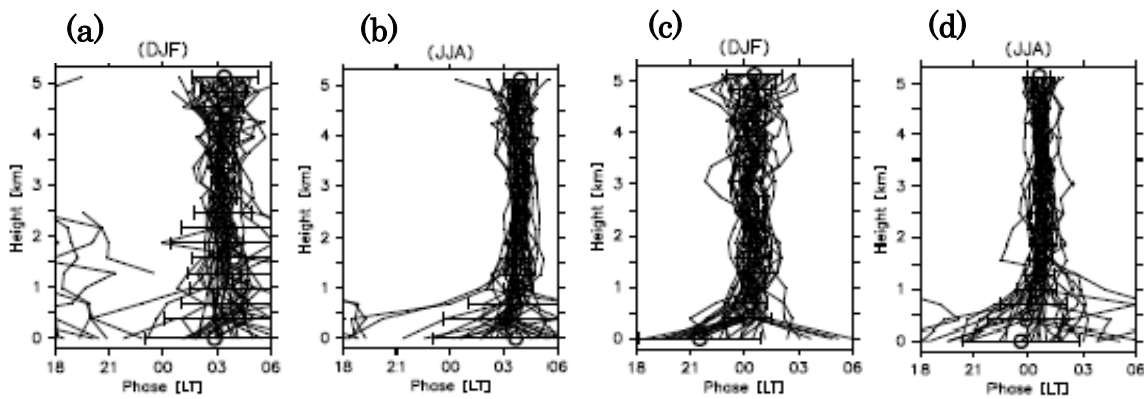


図2 : WINDAS データで得られた半日周期成分の位相の鉛直プロファイル。細線は WINDAS 各地点のプロファイルを、太〇は 31 地点平均のプロファイルを表す。横バーは 1 標準偏差を示す。(a) 東西風 (12-02 月平均)、(b) 東西風 (06-08 月平均)、(c) 南北風 (12-02 月平均)、(d) 南北風 (06-08 月平均)。

3. 2 一日周期成分

半日周期成分と異なり、一日周期成分の振る舞いは季節・高度に強く依存する。図3は、一日周期成分の振幅 (全地点平均) の季節-高度断面図である。以下に示すように、高度領域によってそれぞれ異なる季節変化を示すことがわかる。まず、地上~高度1 kmにおいては、春から秋にかけて広い振幅のピークが見られる。これは夏に強まる局地循環によるものであると考えられる。続いて、高度1~3 kmにおいては、春と秋に2回の極大が現れ、後者の方が、前者に比べて大きい。さらに、高度3 km以上の領域では、2月に極大をとり、その値は南北風の方が東西風に比べて大きい。以下では、局地循環だけでは説明できない、高度1-3 km および、高度3 km より上空の日変動を支配する現象を考察する。

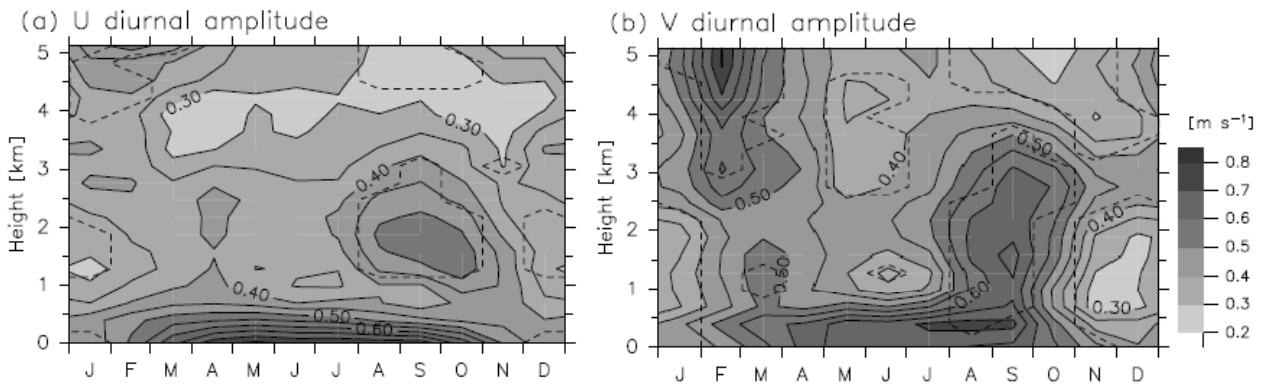


図3：(a) 東西風、および、(b)南北風の一周期成分の振幅の季節-高度断面図。コンター感覚は 0.05 m s^{-1} 。破線は年平均からの偏差が 95%の信頼区間で有意 (t-検定) な領域を示す。

a) 高度 1-3 km における一日周期成分

図4は、高度 1.9 km における風の一周期成分を用いて描いたホドグラフ (3-5 月平均、6-8 月平均、および、8-10 月平均) である。まず 6-8 月では、00 LT における風は基本的には内陸向きで、日本海側と太平洋側で対称な風系を示しており、海陸風に伴う地上風系 (夜間に海向き、図なし) とは逆位相になっている。つまり、海陸風の反流が卓越していることを示している。一方で、03-05 月では、日本海側の地点で振幅が大きくなっており ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$)、これが図3で見られた春の極大に寄与していることがわかった。逆に、08-10 月には、太平洋側で振幅が 06-08 月に比べて大きくなっており ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$)、これが図3で見られた秋の極大に寄与していることがわかった。

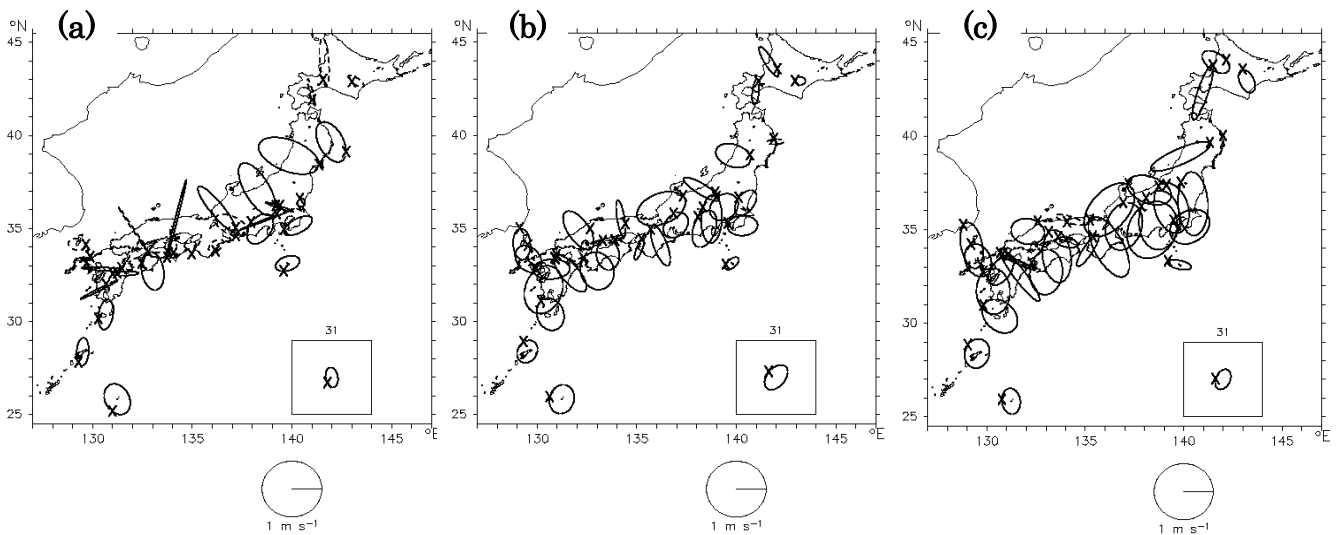


図4：(a) 3-5 月、(b) 6-8 月、(c) 8-10 月における、高度 1.9km での一日周期成分の風のホドグラフ。実線で時計回り、点線で反時計回りを表す。x 印は 00 LT における風ベクトルの先端。基準のホドグラフを図の下に示している。

続いて、MANAL データを用いて、当高度領域で見られた季節変化の原因を調べた。図5は、MANAL データで得られた、3-5 月と 8-10 月の特定のローカル時刻 (3-5 月: 06 JST、8-10 月: 03 JST)

における、ジオポテンシャル（トーン）と風（ベクトル）の場（800 hPa）を示す。ここでは、大きな場の影響を除くため、経度-緯度面への2次回帰成分（つまり、 $ax+by+c$ で平面近似した成分； x, y はそれぞれ経度・緯度）を差し引いていたものを示している。このローカル時刻において、海陸風の反流は基本的に内陸を向いている。まず、3-5月には、この反流に加えて、日本海に見られる高圧偏差に伴う反時計回りの風が日本海側に吹き込み、当域の反流と重なって風の振幅を増大させていることがわかる。一方、8-10月には、太平洋側の高圧偏差と日本海側の低圧偏差の間に北向きの風が東北-関東地方に吹き込み、これが太平洋側の反流と重なることによって、当域で風の振幅を増大させていることがわかる。

また、ここで見られた高圧/低圧偏差は、ユーラシア大陸東岸や日本東岸の山岳地域で発達し、位相速度 $10-15 \text{ m s}^{-1}$ 程度で東進する渦（直径 $\sim 700 \text{ km}$ ）であることがわかった（以下では、一日周期東進渦：Diurnal Eastward-moving Eddies (DEEs) と呼ぶ）。DEEs は下層に振幅のピークをもつ順圧的な構造を持っており、気圧場と風の場は地衡風の関係を満たしていた。以上の特徴から、DEEs は重力波ではなく、Eady 問題における下部境界にトラップされた edge waves であることが示唆される。

まとめると、日本上空の高度 1-3 km の風は、海陸風の反流と DEEs に伴う風の重ね合わせによって支配されていることがわかった。

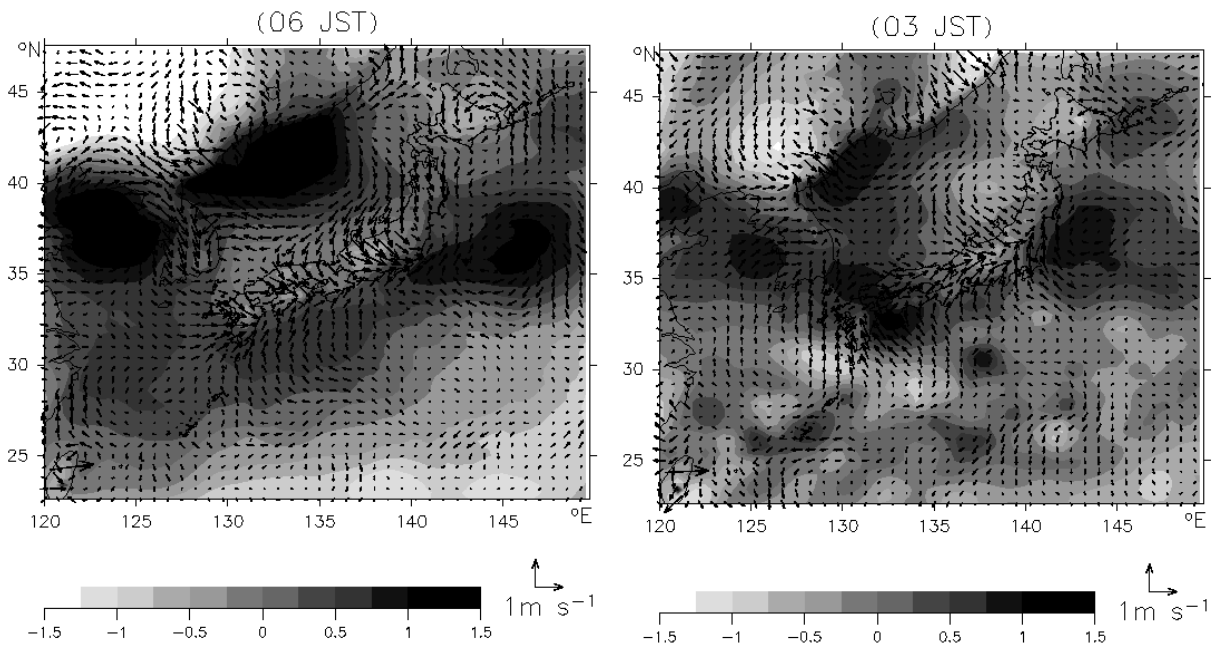


図5：(左) 3-5月平均の06 JST、(右) 8-10月平均の03 JSTにおける、800 hPa面のジオポテンシャルハイト（コンター）および風（ベクトル）の水平分布。単位ベクトルは各図の右下に示す。平面への回帰成分を除いた場を示す。

b) 高度 3 km より上空における一日周期成分

最後に、高度 3 km より上空の一日周期成分についてさらに調べる。図6は、12-2月および6-8月における、高度 5.1 km の南北風の一日周期成分のハーモニックダイアルベクトルである。ハーモニックダイアルベクトルとは、その大きさと向きで、それぞれ、ある調和成分の振幅と位相を表すものである。まず 12-2月では、図3でも示したように、振が 06-08月に比べて大きく ($\sim 1 \text{ m s}^{-1}$)、

位相は～12 LTである。ただし、35度付近に注目すると、位相が西から東に行くにつれて遅れていることがわかる（たとえば東経130度で06 LT、東経135度で12 LT、東経140度で18 LT）。これは、何らかの東進擾乱が日本付近の日変動に影響を及ぼしていることを示している。JRA25データを用いることにより、これが対流圏界面付近に極大をもつ中間規模波（位相速度25 ms、東西波長2500 km）によるものであることがわかった（図なし）。ただし、DEEsとは位相速度、東西波長ともに異なっており、両者は互いに独立な現象であると考えられる。

一方で、6-8月には、一部の地域を除いて、各地点の位相が揃っており（～06 LT）、日本列島よりも大きなスケール（～3000 km）の日変動が卓越していることが示唆される。事実、JRA25データを用いることにより、これは東西波数10以下（東西波長3000 km以上）の成分でほぼ説明できることがわかった。つまり、大気潮汐を東西波数10以下の成分で定義すれば¹、6-8月は大気潮汐の影響が支配的であると言える。

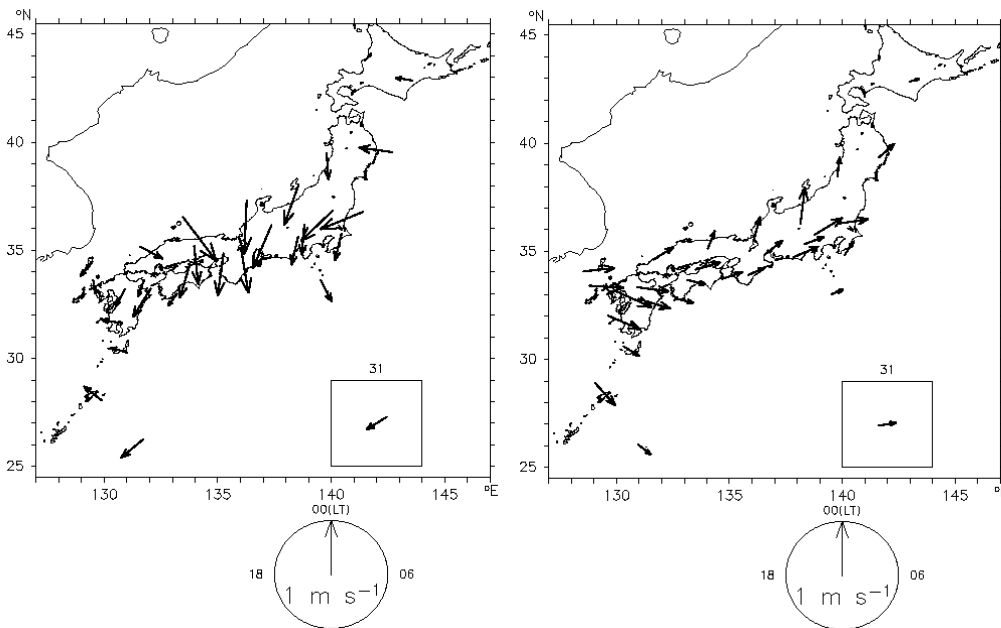


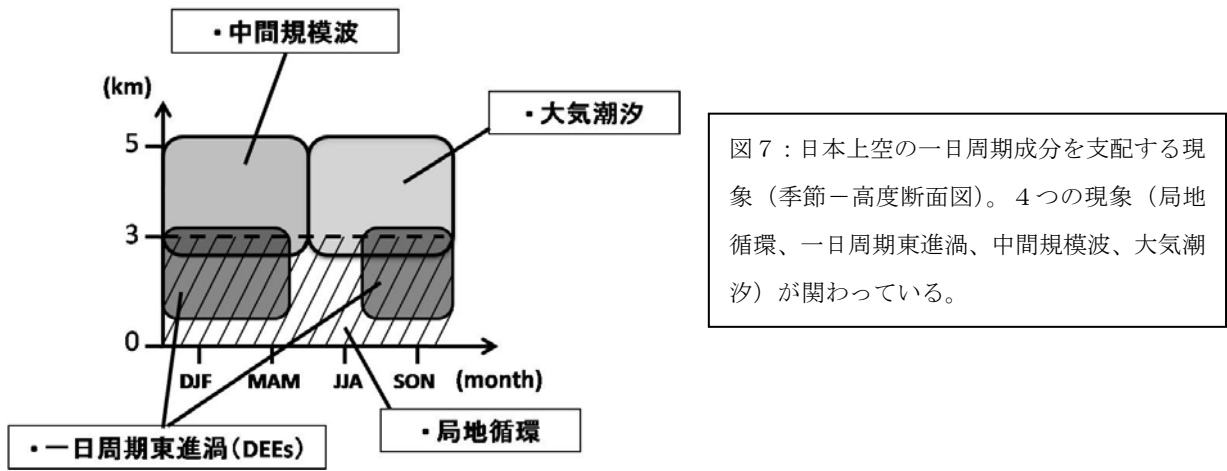
図6：(左) 12-2月、(右) 6-8月における、高度5.1 kmのWINDASデータで得られた、南北風の日周期成分のハーモニクダイアルベクトル。基準のハーモニクダイアルベクトルを図の下に示す。

4. まとめ

気象庁WINDASを用いて、日本上空の下部対流圏の風の日変動の実態、およびその力学プロセスを詳しく調べた。まず風の半日周期成分は、およそ半日潮汐（うち、migrating成分）によって説明できることがわかった。一方、一日周期成分は、高度・季節によってその振る舞いが大きく異なり、少なくとも4つの現象（局地循環、一日周期東進渦（DEEs）、中間規模波、大気潮汐）の影響を受けていることが明らかになった。これらをまとめたのが図7である。まず、地上では年間を通じて局地循環が卓越している。高度1-3 kmでは、局地循環の反流とDEEsに伴う風の重ね合わせによって、日本上空の風が支配

¹ 大気潮汐の定義は確固としたものではなく、慣例的に東西波数6~10以下のスケールを持つ日変動が“大気潮汐”として扱われる（e.g., Tokioka and Yagai 1987, Hagan et al. 1995）。

されていることがわかった。さらに、高度 3 km より上空では、冬-春には圏界面に振幅の極大を持つ中間規模波が、夏-秋には大気潮汐が、それぞれ卓越していることが明らかになった。



参考文献

- Chapman S., and R. S. Lindzen, 1970, *Atmospheric tides*, D. Reidel Publ. Co., 200pp.
- Fujibe, F., and T. Asai, 1979: A study of local winds in Kanto district. Part I: Structures of wind systems with diurnal variation. *Tenki*, 26, 15-24 (in Japanese).
- Hagan, M.E., J.M. Forbes, and F. Vial, 1995: On modeling migrating solar tides. *Geophys. Res. Lett.*, **22(8)**, 893-896.
- Kodama Y., K. Egawa, and M. Takahashi, 2008: Medium-scale tropopausal waves visualized by upper-level clouds to the east of the Tibetan Plateau, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 279-295.
- Sakazaki T., and M. Fujiwara, 2008: Diurnal variations in summertime surface wind upon Japanese plains: Hodograph rotation and its dynamics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 787-803.
- Sato K., M. Yamamori, and I. Hirota, 1993: Medium-scale travelling waves detected in the extra-tropical upper troposphere, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **71**, 427-436.
- Tokioka T., and I. Yagai, 1987: Atmospheric tides appearing in a global atmospheric general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 423-437.
- Wallace and Hartranft, 1969: Diurnal wind variations, surface to 30 kilometers. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 446-455.
- Wallace and Tadd, 1974: Some further results concerning the vertical structure of atmospheric tidal motions within the lowest 30 kilometers. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 795-803.
- Yoshida and Hirota, 1979: Diurnal wind variations in the troposphere and lower stratosphere over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 29-38.

気球搭載水蒸気計により観測された

熱帯下部成層圏の水蒸気の季節～長期変動

藤原正智・長谷部文雄（北大）・塩谷雅人（京大）・Holger Voemel（ドイツ気象局）・
荻野慎也（JAMSTEC）・岩崎杉紀（防大）・西憲敬（京大）・柴田隆（名大）・
清水健作（北大）・西本絵梨子（京大）・
Jessica Valverde-Canossa（Universidad Nacional）・
Henry Selkirk（U. Maryland）・Samuel Oltmans（NOAA）

1. はじめに

成層圏における水蒸気は、水酸化物ラジカルの生成源であり、極域成層圏雲やエアロゾル生成に関与し、主要な赤外活性気体のひとつとして放射収支に関わる。従って、その長期変動は、オゾン層の変動・回復に大きな影響をおよぼす。米国コロラド州 Boulder における米国海洋大気庁（NOAA）による鏡面冷却方式水蒸気ゾンデ（FPH）による長期定常観測データの最新の解析によれば、中緯度下部成層圏の水蒸気は、1980 年以降、年率 0.3–0.7% で増加してきており、かつ、2000–2001 年ごろに階段状の減少があったとされている（Scherer et al., 2008）。しかし、この変動の原因となっていると考えられる熱帯下部成層圏の水蒸気の長期変動については、まだ詳しく調べられていない。

Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region（SOWER）は、1998 年から現在まで、熱帯東太平洋や熱帯西太平洋において、水蒸気・オゾンゾンデを用いた集中観測を年に 1 回程度実施してきている。水蒸気の観測には、NOAA FPH、その改良型の CFH（Voemel et al., 2007）、および Meteorolabor Snow White などを使用している。また、NOAA では独自に、1997 年以前にも熱帯域でいくつか集中観測を行っている。さらに、米国とコスタリカの共同プロジェクト TICOSONDE による CFH を用いた定常的な水蒸気観測が 2005 年より中米コスタリカにおいてなされてきている。本発表では、下部成層圏で精度のよい水蒸気測定がおこなえる FPH と CFH のデータを用いて、熱帯下部成層圏における水蒸気の各種変動の検出を試みる。

2. 観測データ

Table 1 と 2 に、熱帯での FPH、CFH を用いた観測キャンペーンをそれぞれ示す。SOWER 以前については、1993 年 3 月に熱帯西・中央太平洋において、1997 年 2、11 月にブラジルにおいて NOAA が行った観測がある。SOWER は 1998 年以降毎年集中観測をおこなっており、各集中観測で 2–22 の水蒸気ゾンデを飛揚している。1998–2000 年には、熱帯東太平洋のガラパゴス諸島にて観測を行っているが、2001 年以降は主としてインドネシアとその周辺領域で観測を行っている。また、FPH による観測は 2003 年までで終了しており、2003 年以降は CFH を用いて観測している。これらのデータセットの問題点は、連続・定常観測ではないこと、1994–1996 年が抜けており 1993 年の観測データの重みが大いこ

と、観測キャンペーンの季節が（北半球冬季が多いものの）統一されていないこと、などにある。

図 1 に、コスタリカにおける TICOSONDE プロジェクトによる CFH を用いた観測を示す。4 回の集中観測と月 1 回程度の定常的な観測とがなされている。ただし、2007 年の前半には観測はおこなわれていない。

Table 1. List of Tropical FPH Soundings After 1993

Period	Place	Project	Total Number	Number (37 hPa) ^a
Mar. 1993	W./C. Pacific to Christmas I.	CEPEX	13	11
Feb. 1997	Juazeiro do Norte, Brazil	NOAA	1	1
Nov. 1997	Juazeiro do Norte, Brazil	NOAA	2	1
Mar.–Apr. 1998	San Cristóbal I., the Galápagos	SOWER	3	2
Sep. 1998	San Cristóbal I., the Galápagos	SOWER	5	3
Mar. 1999	San Cristóbal I., the Galápagos	SOWER	2	2
Sep.–Oct. 1999	San Cristóbal I., the Galápagos	SOWER	3	2
Nov.–Dec. 2000	San Cristóbal I., the Galápagos	SOWER	6	2
Nov.–Dec. 2001	Watukosek, Indonesia	SOWER	5	0
Aug. 2002	San Cristóbal I., the Galápagos	NOAA	2	2
Jan. 2003	Watukosek, Indonesia	SOWER	3	1
Mar. 2003	San Cristóbal I., the Galápagos	NOAA	1	0

^a Number of successful soundings that reach the 37-hPa level for the analysis in Section 3.3.

Table 2. List of Tropical CFH Soundings Under the SOWER Project

Period	Place	Total Number	Number (100 hPa) ^a	Number (37 hPa) ^b
Dec. 2003	Bandung, Indonesia	4	0	0
Dec. 2004	Bandung, Indonesia	4	4	1
Dec. 2005	Tarawa, Kiribati	2	0	0
Jan. 2006	Biak, Indonesia	9	8	5
Jan. 2007	Biak, Indonesia	6	6	5
	Kototabang, Indonesia	5	4	4
	Tarawa, Kiribati	5	4	4
	Ha Noi, Vietnam	6	6	6
Jan. 2008	Biak, Indonesia	7	7	5
	Kototabang, Indonesia	4	4	3
	Ha Noi, Vietnam	5	5	5
Jan. 2009	Biak, Indonesia	4	4	3
	Ha Noi, Vietnam	4	4	3

^a Number of successful soundings that reach the 100-hPa level for the analysis in Section 3.2.

^b Number of successful soundings that reach the 37-hPa level for the analysis in Section 3.3.

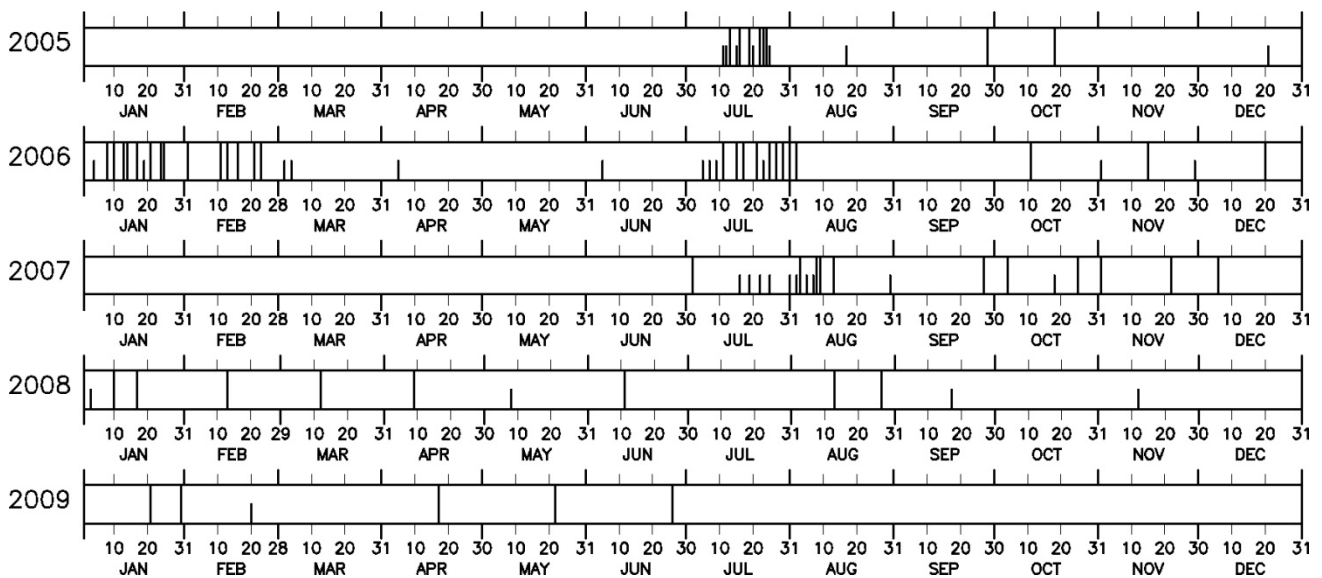


図1. コスタリカにおける TICOSONDE プロジェクトによる CFH を用いた観測のスケジュール (2005 年 7 月から 2009 年 6 月まで)。短い線は、100 hPa レベル以上 37 hPa レベル未満までデータが得られた観測を示す (3-1 の解析で使用する)。長い線は、37 hPa レベル以上までデータが得られた観測を示す (3-1 と 3-2 の解析で使用する)。

3-1. 結果：季節変動と QBO 変動

図2に、コスタリカにおける4年間のCFHデータより作成した、水蒸気混合比の月一気圧断面図を示す。月平均値を算出した上で作図してある。北半球冬季に対流圏界面付近を発した低濃度域、北半球夏季に対流圏界面付近を発した高濃度域がそれぞれ時間とともに下部成層圏内を上昇していく様子が見て取れる。これはいわゆる tape recorder signal と呼ばれるもので、季節変化する熱帯対流圏界面気温と成層圏子午面循環による上昇流とで生成される signal と理解される (Mote et al., 1996)。人工衛星 UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) 搭載 HALOE (Halogen Occultation Experiment) の version 19 の水蒸気データにて同様の図を作成し比較したところ、下部成層圏の極大・極小値の位置、および、signal の上昇速度はほぼ同じであった。一方、上部対流圏、下部成層圏の水蒸気濃度の鉛直傾度は、CFH データによるものの方が大きかった。CFH 観測の鉛直分解能は衛星 HALOE 観測よりはるかに高いため、このような違いが生じたものと考えられる。

図3に、SOWERによる2004年12月から2009年1月までの計5回の北半球冬季・熱帯西太平洋域キャンペーンによる、キャンペーン平均の水蒸気混合比・東西風の鉛直分布を示す。下部成層圏(80 hPa から 40 hPa 付近)の水蒸気極大層の位置が、2年周期で上下している様子が見て取れる。東西風分布をみると、水蒸気極大層が上方変位している年は東風シア、下方変位している年は西風シアとなっていることが見て取れる。これは、QBO にともなう子午面循環の変調 (e.g., Baldwin et al., 2001) と整合的である。さらに、対流圏界面の水蒸気濃度にも QBO に伴う (圏界面気温変動による) 変動が見られ、これが一年後の 30-40 hPa 付近の極小層の濃度値を決めていることも見て取れる。なお、同様の鉛直変動

と濃度値の特徴は、コスタリカにおける計3回の北半球夏季キャンペーンデータにも見られた。

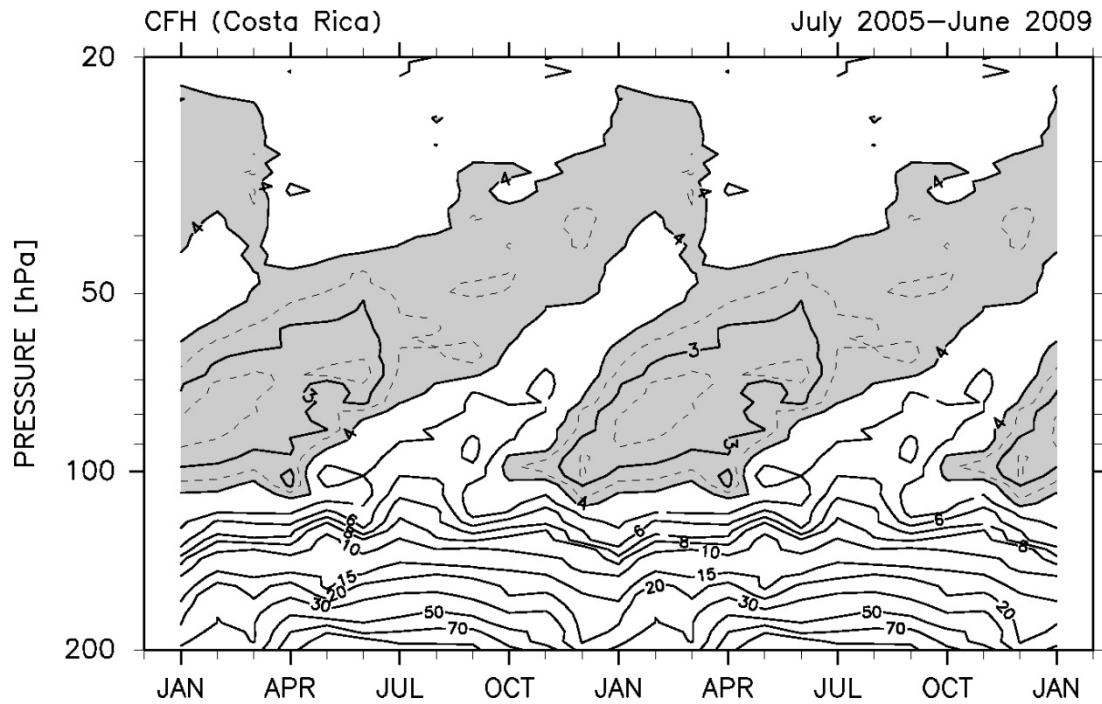


図2. コスタリカにおけるCFH水蒸気観測にもとづく、月平均水蒸気の月一気圧断面図。横軸は一年を二回繰り返して図示してある。実線の等値線は図内のラベルの通り（単位はppmv）。点線は2.5 ppmvと3.5 ppmvの等値線。4 ppmv以下の領域を灰色で塗ってある。

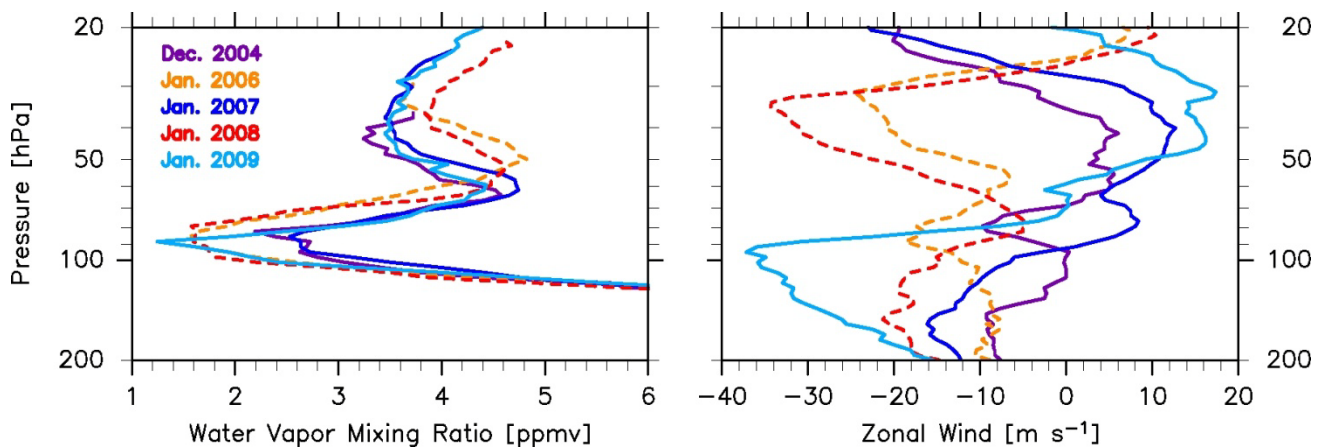


図3. 北半球冬季の熱帯西太平洋におけるSOWERによるCFH観測キャンペーンデータ（Table 2）を用いた、各キャンペーン平均の水蒸気混合比（左）および東西風（右）の鉛直分布。（2006年1月と2008年1月の観測を点線で示してある。）

3-2. 結果：長期変動

図4に、FPH、CFHゾンデ観測データ、および、HALOEとAURA搭載MLS(Microwave Limb Sounder)衛星観測データを用いた、下部成層圏(68-37 hPa)の平均水蒸気濃度の時系列図を示す。下部成層圏の水蒸気分布にはtape recorder signalによる明瞭な季節依存性があるので、平均的な描像を得るにはある程度の層の平均値をとるのがよい。一方で、特にゾンデ観測データについては、データの上限高度に限界があり、観測ごとの違いも大きい。また、衛星データについては、データが提供される気圧レベルが限定されている。これらを考慮した上で、下部成層圏を代表する最適な層として68-37 hPaを選んだ。図4によると、1990年代においては、1998年9月と1999年9月の2点を除いて考えれば、FPHゾンデ、HALOEともに、3.6 ppmv程度から4 ppmv程度へのゆるやかな増加が見て取れる。なお、低濃度の2点が得られた9月は、層平均が極小を迎える季節に当たる。2000年から2002-2003年にかけては、FPHゾンデ、HALOEともに、濃度値の急激な減少が示されている。2004年以降については、CFHゾンデとMLSとは季節変動・QBO変動の時間スケールまでよく一致しており、1990年代後半の値に戻りつつあるように見える。これまで、下部成層圏の水蒸気濃度の変動については、季節変動、QBO変動より長い時間スケールについては、長期直線トレンドばかりが議論されてきたきらいがある(e.g., Kley et al., 2000)が、我々の観測結果により、10年程度の規模の変動成分が存在することが明らかになったと言える。

なお、2004年、2005年には、HALOE、MLS、CFHの同時観測が実現していた。図4からも示唆されるように、MLSはこの期間を含めて2009年にいたるまでCFHとよく一致しているが、HALOEは2004-2005年に他に比べて0.5 ppmv程度低い値を示している。図5に、コスタリカ付近におけるHALOEとCFH、MLSとCFHそれぞれの鉛直分布の比較を示す。HALOEはCFHに対してこの高度領域ではほぼコンスタントに0.5 ppmv程度低い値を示しており、MLSとCFHとのずれに対してはるかに大きいことが見て取れる。したがって、少なくとも2004-2005年については、HALOEの測定になんらかの低濃度バイアスが生じていた可能性がある。これまでHALOEの測定値は、成層圏水蒸気濃度の標準とさえみなされてきたので、この発見は重大である可能性がある。

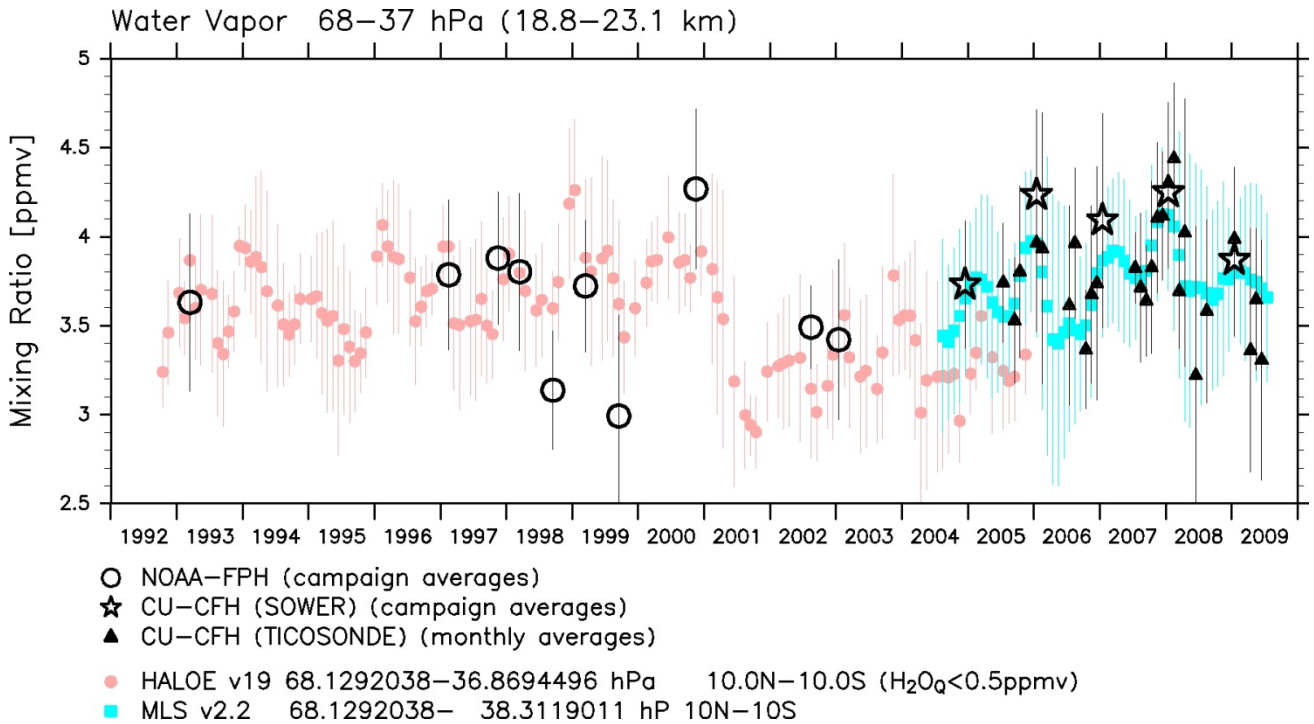


図4. 下部成層圏 (68–37 hPa) の平均水蒸気濃度の時系列図。FPH 観測 (open circles) および SOWER による CFH 観測 (open stars) については、各観測キャンペーンの平均値と標準偏差を示す。TICOSONDE による CFH 観測 (triangles) については、月ごとの平均値と標準偏差を示す。衛星 HALOE (circles; 1992–2005) ・MLS (squares; 2004–2009) については、月ごとに 10N–10S の範囲内の全データを用いた平均値と標準偏差を示す。ここで、標準偏差には tape recorder signal の成分も含まれていることに注意。

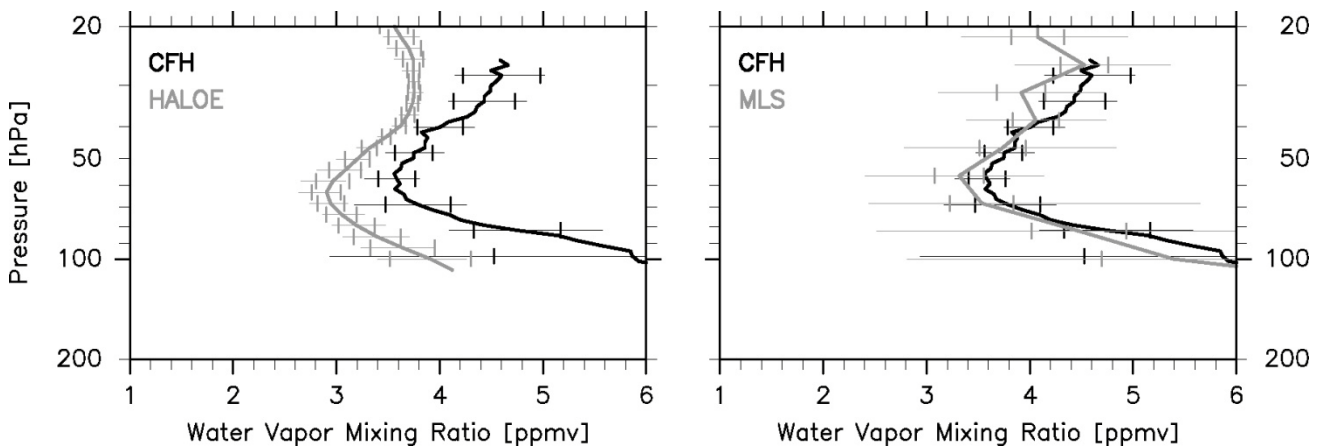


図5. 2005年7月におけるコスタリカ (9.98N, 84.21W; ゾンデデータ) およびその付近 (5–15N, 120–50W; 衛星データ) における水蒸気プロファイル (平均、標準偏差、最大・最小)。(左) CFH (黒; 13 プロファイル) と HALOE (灰; 5 プロファイル)、(右) CFH (左と同じ) と MLS (灰; 1189 プロファイル)。

4. まとめ

熱帯下部成層圏の水蒸気の季節変動 (tape recorder)、年々変動 (QBO)、長期変動 (10 年規模変動) を、1993–2009 年の気球搭載・鏡面冷却方式水蒸気ゾンデのデータを用いて報告した。季節変動については、いわゆる tape recorder signal が明瞭に見えた。従来 tape recorder の解析に用いられてきた HALOE の月平均データでは、50 hPa レベルより下方で鉛直傾度が小さいことが見出された。このことは、鉛直拡散や中緯度との dilution の推定に影響がありうる。年々変動については、QBO にともなう鉛直変位および水蒸気濃度値の変動が観測された。長期変動については、1990 年代後半から 2000 年代において、明瞭な 10 年規模変動が見出された。2000 年代前半が低濃度、その前後が高濃度となっており、いくつかの再解析データ (100 hPa の気温データから算出した飽和水蒸気混合比) も定性的には整合的であった。また、少なくとも 2004–2005 年において、HALOE が MLS や CFH ゾンデに比べて 0.5 ppmv 程度低い値を示していることが判明した。

謝辞

本研究では各地の研究機関に長年にわたり多大なご協力をいただいた。エクアドル気象水文研究所 (INAMHI)、インドネシア航空宇宙庁 (LAPAN)、ベトナム気象局、京都大学生存圏研究所、キリバス気象局、コスタリカ国立大学に感謝いたします。本研究は、住友財団、アサヒビール財団、文部科学省科学研究費補助金 (10041103, 11219201, 15204043, 18204041, 19740283)、環境省地球環境研究総合推進費 (A-1, A-071) より資金援助を得た。図は全て GFD-DENNOU ライブラリーにて作成した。

参考文献

- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, M. Takahashi (2001), The Quasi-Biennial Oscillation, *Rev. Geophys.*, 39(2), 179--229.
- Kley, D., J. M. Russell, and C. Phillips (Eds.) (2000), SPARC assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapour, WCRP 113, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 312 pp.
- Mote, P., K. Rosenlof, M. McIntyre, E. Carr, J. Gille, J. Holton, J. Kinnersley, H. Pumphrey, J. Russell III, and J. Waters (1996), An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 3989--4006.
- Scherer, M., H. Voemel, S. Fueglistaler, S. J. Oltmans, and J. Staehelin (2008), Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1391--1402.
- Voemel H., D. E. David, K. Smith (2007), Accuracy of tropospheric and stratospheric water vapor measurements by the cryogenic frost point hygrometer: Instrumental details and observations, *J. Geophys. Res.*, 112, D08305, doi:10.1029/2006JD007224.

成層圏 QBO に於ける赤道波と 3 次元重力波の役割
～高解像度気候モデルを用いた考察～

Y. Kawatani¹, K. Sato², T.J. Dunkerton³, S. Watanabe¹, S. Miyahara⁴, M. Takahashi⁵

(1) Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, (2) The University of Tokyo,
(3) Northwest Research Associates, (4) Kyushu University (5) CCSR, University of Tokyo

1. Introduction

A large-scale oscillation called the QBO exists in the equatorial lower stratosphere. Previous studies have reported that the QBO is driven by atmospheric waves through wave-mean flow interaction. There exists a broad spectrum of waves in the tropics, many of which contribute to driving the QBO (Baldwin et al. 2001). A combination of Kelvin, MRG, other equatorial trapped waves (EQWs), and internal inertia-gravity waves (for simplify, referred as “internal gravity waves” hereafter) is believed to provide most of the momentum flux needed to drive the QBO (Dunkerton 1997; Sato and Dunkerton 1997). The relatively small temporal and spatial scales of internal gravity waves preclude comprehensive investigations of wave forcing over a wide geographic range using only observational data.

Atmospheric general circulation models (AGCMs) are effective tools with which to study the roles of atmospheric waves in driving the QBO (Takahashi 1996, 1999; Horinouchi and Yoden 1998; Giorgetta et al 2002, 2006; Hamilton et al. 1999, 2001; Shibata and Deushi 2005a, b; Kawatani et al. 2005). However, the relative contribution of EQWs and internal gravity waves in driving the QBO has not well investigated. Recently, we conducted experiments with a high-resolution T213L256 AGCM. The purpose of this study is to clarify the relative contribution of EQWs and internal gravity waves in driving the QBO and investigate 3-D distribution of wave forcing, using outputs from the high-resolution AGCM.

2. Model description

The model is CCSR/NIES/FRCGC AGCM. The equation used in the model is primitive equation on the sphere (i.e., the model is hydrostatic). The model has a horizontal resolution of T213 spectral truncation, which corresponds to a grid interval of approximately 60 km in the tropics (0.5625°). Two hundred fifty-six vertical layers are represented (L256), and the top boundary is at 0.01 hPa (~85 km). The vertical resolution is set to 300 m from the upper troposphere through the whole middle atmosphere. The cumulus parameterization is based on that reported by Arakawa and

Schubert (1974). A relative humidity-limit method is incorporated into the cumulus convection scheme (Emori et al. 2001). Monthly mean climatological SST and realistic topography are used as the bottom boundary conditions. This experiment included no gravity-wave drag parameterization. Thus, gravity waves are spontaneously generated in the model. The data for wave analysis were sampled every hour as hourly averages for 3 years.

3. QBO and wave forcing in zonal mean and 10°S-10°N average fields

Figure 1 shows a time-height cross section of monthly mean zonal-mean zonal wind and the EP-flux divergence due to all wave components at 10°S–10°N for 3 years. An obvious QBO with a period of approximately 15 months is seen. The maximum speed of the westward wind at 30 hPa is approximately -25 m s^{-1} , and that of the eastward wind is 15 m s^{-1} over the equator. The simulated amplitude of the QBO is consistent with that in the real atmosphere (Naujokat 1986). The westward and eastward winds extend down to approximately 80–100 hPa in the model. Shadings show EP-flux divergence (i.e., wave forcing), which corresponds well to the vertical wind shear associated with the QBO. These results indicate that spontaneously generated waves resolved in the model certainly drive the QBO.

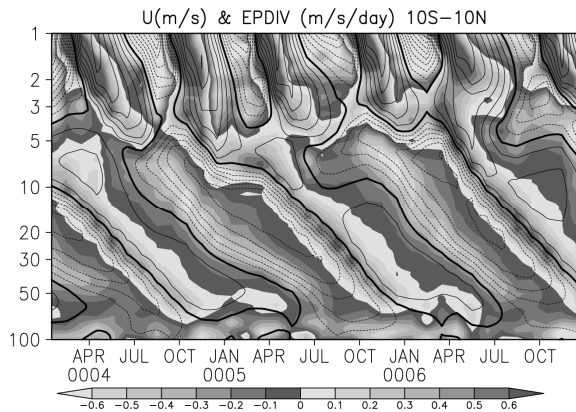


Fig. 1. Time–height cross-section of (contour) zonal-mean zonal wind and (shade) EP-flux divergence at 10°S–10°N. The contour intervals are 5 m s^{-1} . The solid and dashed lines correspond to eastward and westward winds, respectively.

Figure 2 shows the zonal wavenumber / frequency spectra of the symmetric and antisymmetric components of zonal and meridional wind averaged from 82 to 35 hPa in July for the first year (10°S–10°N average). The dispersion curves of EQWs for the three equivalent depths of 8, 90, and 500 m are superposed under the assumption of zero background wind. Clear signals of Kelvin waves, MRG waves, $n = 0$ EIGWs and $n = 1$ equatorial Rossby waves can be seen. To extract EQW components, an adequate equatorial wave filter is needed. The spectral mass of EQWs is found within $1 \leq s \leq 11$ (Figs. 2a-d). Following previous studies, the wave components with relatively long

horizontal wavelengths ($s \leq 11$; $\lambda_x \geq \sim 3600$ km) are regarded as EQWs in the present study. Figures 2e,f show the spectral domain extracted by the equatorial wave filter. Dispersion curves with h_e of 2 and 90 m were drawn under the assumption of zero background wind. The zonal wind is small near the equatorial lowest stratosphere (Fig. 1a). The minimum period was set at 1.1 day (~ 0.9 cpd) to avoid including waves with a period of 1 day. In calculating the zonal wave forcing associated with EQWs, overlaps between Kelvin waves and $n = 1$ EIGWs and between $n = 0$ EIGWs and $n = 2$ EIGWs were avoided. That is, a Kelvin/ $n = 1$ EIGW and $n = 0/n = 2$ EIGW wave filter was applied. Fluctuations with $s \geq 12$ are analyzed as internal gravity waves. The wave filter was applied to temperature, wind, and geopotential height.

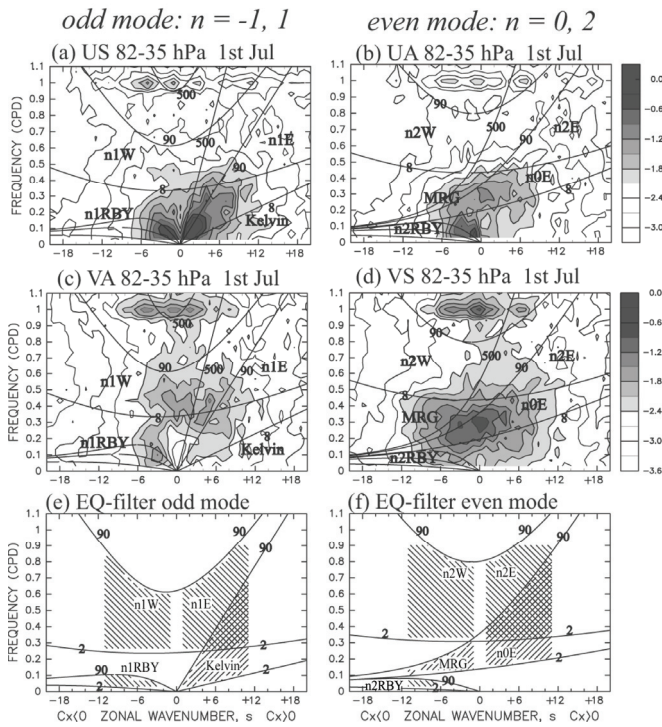


Fig. 2. Zonal wavenumber / frequency spectra of the (a, d) symmetric and (b, c) antisymmetric components of (a, b) zonal wind and (c, d) meridional wind at 82–35 hPa (10°N – 10°S). Contour lines show dispersion curves of each EQW with equivalent depths of 8, 90, and 500 m. Equatorial wave filter for (e) odd and (f) even modes of EQWs. Superposed are the dispersion curves of each EQW for two equivalent depths of 2 and 90 m. Hatched areas between the two lines are the filtering range.

Figures 3a and 3b show the time variation of zonal-mean zonal wind, its tendency, the EP-flux divergence due to all wave components, eastward EQWs, westward EQWs and internal gravity waves at 30 hPa averaged from 10°S to 10°S . The tendency of the zonal-mean zonal wind proceeds to the variation of the zonal-mean zonal wind. In the eastward wind shear phase, eastward wave forcing due to eastward EQWs is up to $\sim 2.5 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$, whereas that by internal gravity waves is up to $\sim 5.0 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$. The peaks of both eastward wave forcings occur at nearly the same time. The eastward EQWs during three peaks of strong eastward wave forcing (i.e., June of the first year, September of the second year, and October of the third year)

contribute $\sim 53\%$, 27% , and 43% of total wave forcing, respectively. Westward wave forcing due to internal gravity waves is up to $\sim 5.0 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$, and that due to westward EQWs is up to $\sim 0.5 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$. Westward EQWs contribute up to $\sim 10\%$ to QBO driving during the weak westward wind phase, but their contribution is nearly zero during the relatively strong westward wind phase of the QBO. Extratropical Rossby waves from the winter hemisphere contribute $\sim 10\text{--}25\%$ in the westward wind shear phase; their contribution is larger in the upper level of the QBO (not shown). Consequently, internal gravity waves play crucial roles in driving the QBO in the westward wind shear phase of the simulated QBO.

Figure 3c shows the time variation of the EP-flux divergence due to $1 \leq s \leq 11$, $12 \leq s \leq 42$, $43 \leq s \leq 106$, and $107 \leq s \leq 213$ at 30 hPa for 3 years ($10^\circ\text{S}\text{--}10^\circ\text{N}$ average). In the eastward wind shear phase, eastward wave forcing due to $1 \leq s \leq 11$ is strongest, and eastward wave forcings due to $12 \leq s \leq 42$, $43 \leq s \leq 106$, and $107 \leq s \leq 213$ are comparable. Wave scales contributing to the westward wind shear of the QBO differ greatly. Westward wave forcing due to $1 \leq s \leq 11$ makes a much smaller contribution than do the other wave forcings. Westward wave forcing due to $42 \leq s \leq 213$ contributes greatly to driving the westward wind shear phase of the QBO. Internal gravity waves with zonal wavelength less than $\sim 1000 \text{ km}$ provide the main contribution to the westward wind shear phase.

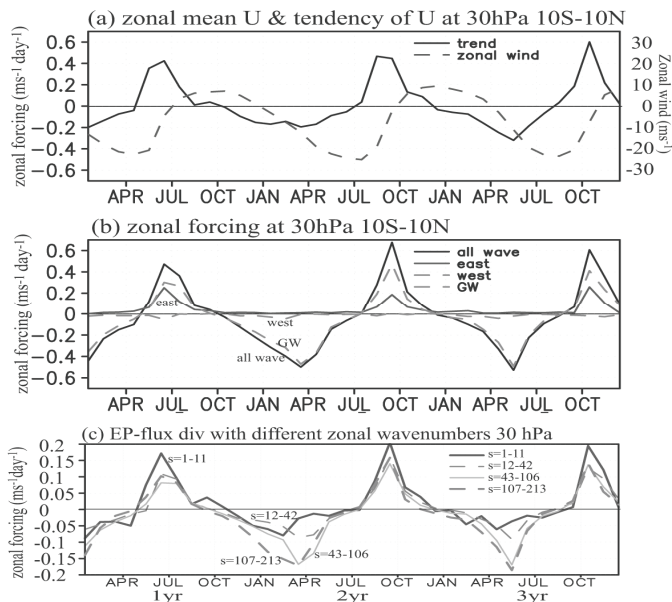


Fig. 3. Time variation of (a) zonal-mean zonal wind and its tendency; (b) monthly mean EP-flux divergence due to all waves, eastward EQWs, westward EQWs and internal gravity waves at 30 hPa averaged from 10°S to 10°S ; (c) time variation of monthly mean EP-flux divergence due to $1 \leq s \leq 11$, $12 \leq s \leq 42$, $43 \leq s \leq 106$, and $107 \leq s \leq 213$ at 30 hPa.

4. QBO and wave forcing in zonal mean and $10^\circ\text{S}\text{--}10^\circ\text{N}$ average fields

Most previous studies have discussed wave forcing in a zonal-mean field,

which seems to be appropriate because the QBO is a nearly zonally uniform phenomenon. In fact, the stratospheric QBO has longitudinal variation, as discussed by Hamilton *et al.* (2004). Because wave generation and propagation depend greatly on zonal direction (Alexander *et al.* 2008a, b; Kawatani *et al.* 2009), wave forcing should vary zonally. Model investigations of the 3-D distribution of wave momentum flux and wave forcing should provide useful information for future *in situ* and satellite observations, as well as for the development of gravity wave parameterizations (see McLandress 1998 and references therein).

Figure 4 shows the latitudinal distribution of the EP-flux divergence at 45–25 hPa in July during the eastward wind shear phase and at 35–20 hPa in January during the westward wind shear phase of the QBO. In the eastward wind shear phase, eastward wave forcing due to the odd mode of eastward EQWs (i.e., Kelvin waves and $n = 1$ EIGWs) is confined around the equator (Fig. 4a). Zonal wave forcing due to $n = 0$ plus $n = 2$ EIGWs is eastward off the equator but westward over the equator. Consequently, eastward wave forcing due to eastward EQWs is $\sim 2.0 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ over the equator. Zonal wave forcing due to internal gravity waves is comparable to that due to eastward EQWs over the equator and prevails off the equator. Consequently, EQWs contribute to $\sim 38\%$ of total wave forcing in the 10°S – 10°N and 45–25 hPa averaged field.

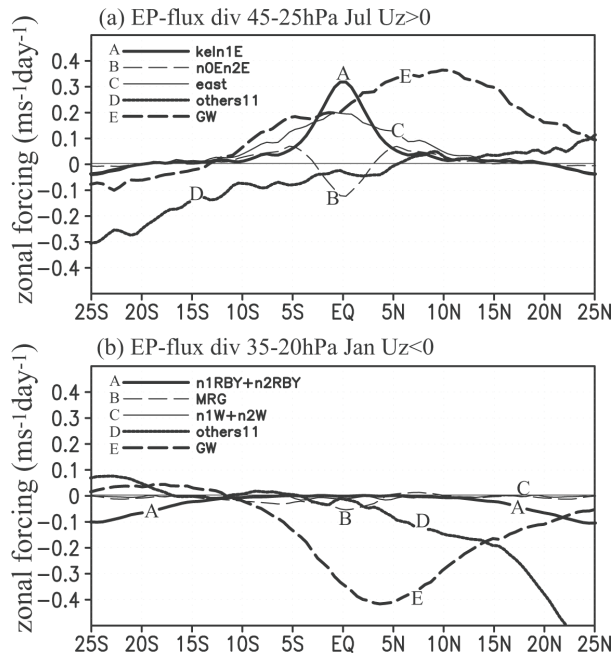


Fig. 4: Latitudinal EP-flux divergence distribution (a) at 45–25 hPa in July during the eastward wind shear phase and (b) at 35–20 hPa in January during the westward wind shear phase of the QBO. Lines indicate EP-flux divergence due to Kelvin waves and $n = 1$ EIGWs, $n = 1$ and $n = 2$, $n = 0$, $n = 2$ EIGWs, MRG waves, the sum of eastward EQWs, $n = 1$ and $n = 2$ equatorial Rossby waves, large-scale non-EQWs and internal gravity waves.

In the westward wind shear phase, westward wave forcing due to internal gravity waves is $-3.5 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$, whereas that due to westward EQWs reaches up to $-0.7 \times 10^{-1} \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ over the equator (Fig. 4b). Thus, the westward EQWs explain

~17% of total wave forcing over the equator, but the contribution of these waves is reduced to ~8% in the 10°S–10°N averaged field. Westward wave forcing due to MRG waves is largest among the EQWs. The zonal wave forcing by $n = 1/n = 2$ WIGWs and equatorial Rossby waves is negligible during this time period. Large westward wave forcing due to large-scale non-EQWs is obvious in the Northern Hemisphere. The EP-flux due to large-scale non-EQWs indicated that this wave forcing is mainly due to the propagation of extratropical Rossby waves from the winter hemisphere into the equatorial region (not shown).

Finally, we investigate the longitudinal dependence of wave forcing. Recently, Miyahara (2006) derived 3-D wave activity flux applicable to inertio-gravity waves (hereafter referred to as 3-D wave flux).

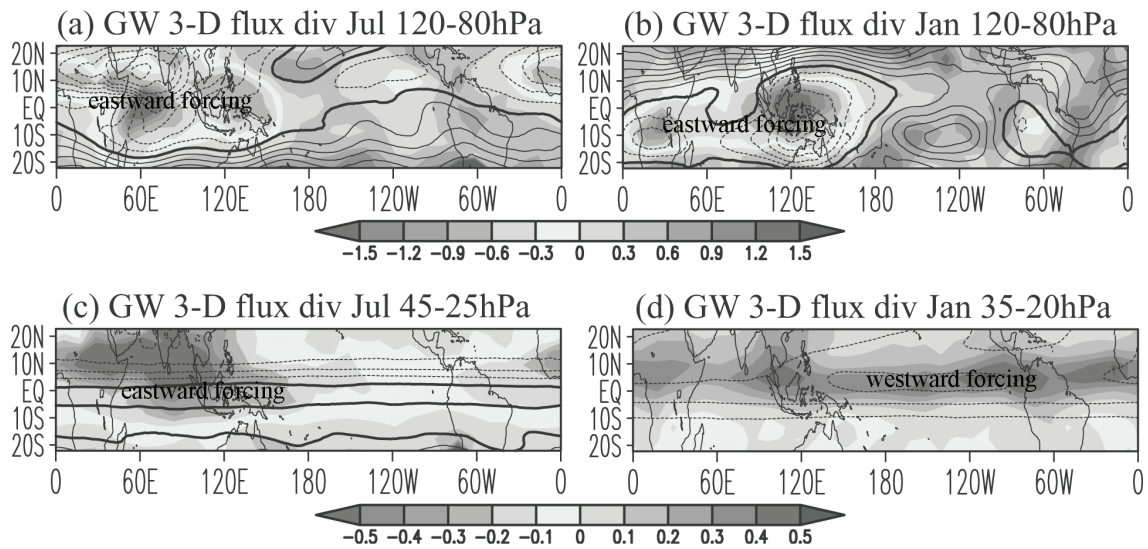


Figure 5: Global distribution of 3-D wave activity flux divergence due to internal gravity waves at (a, b) 120–80 hPa, (c) 45–25 hPa, and (d) 35–20 hPa in (left) July during the eastward wind shear phase and (right) January during the westward wind shear phase. Zonal wind is contoured with a contour interval of 5 m s^{-1} . Solid and dashed lines correspond to eastward and westward wind, respectively. The bold solid lines indicate the 0 m s^{-1} line of the zonal wind.

Figure 5 shows the global distribution of 3-D wave flux divergence associated with internal gravity waves averaged over 45–25 hPa in July during the eastward wind shear phase, 35–20 hPa in January during the westward wind shear phase, and 120–80 hPa in both time periods. At 120–80 hPa in July (Fig. 5a), large eastward wave forcing is widely distributed in the Eastern Hemisphere. Eastward wave forcing from Africa to

the western Pacific corresponds well to precipitation (not shown). At 120–80 hPa in January (Fig. 5b), large eastward wave forcing is located over Indonesia and the Congo Basin, associated with large precipitation. In the Western Hemisphere, westward wave forcing widely distributes in both July and January. Zonally inhomogeneous distribution of internal gravity wave forcing is apparent in the UTLS region.

At 45–25 hPa in July (Fig. 5c), large eastward wave forcing occurs from 10°S to 20°N in the Eastern Hemisphere, whereas eastward wave forcing is very weak in the Western Hemisphere, especially over the mid- to eastern Pacific. At 35–20 hPa in January (Fig. 5d), westward wave forcing elongates more zonally over the equatorial region with relatively large wave forcing around Africa, Indonesia, and to the west of South America.

5. Summary

This study has investigated the roles of EQWs and internal gravity waves in driving the QBO using an AGCM with resolution of T213L256 integrated for 3 years. The model, which does not use a gravity wave drag parameterizations, simulates QBO (QBO-like oscillation) and SSAO. The amplitude and lowermost levels of the QBO are realistically simulated.

EQWs with equivalent depths in the range of 2–90 m from the $n = -1$ mode to $n = 2$ mode were extracted separately in the range of $s \leq 11$. Fluctuations with $s \geq 12$ are analyzed as internal gravity waves. In the eastward wind shear of the QBO, eastward EQWs contribute up to ~25–50% to driving the QBO. The peaks of eastward wave forcing associated with EQWs and internal gravity waves occur at nearly the same time at the same altitude. On the other hand, westward-propagating EQWs (i.e., MRG waves, $n = 1$ and $n = 2$ WIGWs, and equatorial Rossby waves) contribute up to ~10% to driving the QBO during the weak westward wind phase, but their contribution is nearly zero during the relatively strong westward wind phase. Extratropical Rossby waves from the winter hemisphere contribute ~10–25% in the westward wind shear phase; their contribution is larger in the upper level of the QBO. Internal gravity waves with zonal wavelength less than ~1000 km provide the main contribution to the westward wind shear phase. Comparison between T213 and T106 AGCM supports a conclusion that internal gravity waves with $107 \leq s \leq 213$ plays crucial roles to the westward wind shear in the lower stratosphere.

This study also focuses on the three-dimensional distributions of wave forcing relevant to the simulated QBO. We investigated wave forcing for two representative periods: July of the first year, during the eastward wind shear, and January of the second

year, during the westward wind shear phase of the QBO.

In both eastward and westward wind shear phases of the QBO, nearly all EP-flux divergence due to internal gravity waves results from the divergence of the vertical component of the flux, which implies that gravity wave drag parameterization including only vertical wave propagation is suitable, at least for the simulation of the QBO. On the other hand, EP-flux divergence from the meridional component of the flux due to EQWs are comparable to that from vertical component around the vertically sheared zonal wind of the QBO. The present analysis reveals that the distribution of wave forcing differs widely in the meridional direction.

Second, zonal variation of wave forcing associated with Kelvin waves and internal gravity waves contributing largely to driving the QBO was investigated using the 3-D wave activity flux applicable to inertio-gravity waves derived by Miyahara (2006). Around the altitude of the eastward wind shear of the QBO, the eastward wave forcing due to internal gravity waves in the Eastern Hemisphere is much larger than that in the Western Hemisphere. On the other hand, in the westward wind shear phase, westward wave forcing does not vary much in the zonal direction. Zonal variation of the wave forcing distribution in the stratosphere results from three factors: (1) the zonal variation of wave sources in the troposphere, (2) the vertically sheared zonal winds associated the Walker circulation, and (3) the vertical wind shear of the QBO.

This study analyzed the outputs of an AGCM integrated for 3-years with a climatological boundary condition. In the real atmosphere, wave forcing might show distinct interannual variation associated with tropospheric variability, such as El Niño–Southern Oscillation (ENSO) events. To investigate interannual variation of wave forcing in the model, analysis over longer periods is required. Further studies using the AGCM in conjunction with observations are required to better understand global wave activities and their roles in the middle atmosphere.

See Kawatani et al. for much more details and references.

Kawatani, Y., K. Sato, D. J. Dunkerton, S. Watanabe, S. Miyahara, and M. Takahashi:

The roles of equatorial trapped waves and internal inertia-gravity waves in driving the quasi-biennial oscillation. Part I: zonal mean wave forcing, *J. Atmos. Sci.*, DOI: 10.1175/2009JAS3222.1, in press

Kawatani, Y., K. Sato, T. J. Dunkerton, S. Watanabe, S. Miyahara, and M. Takahashi:

The roles of equatorial trapped waves and internal inertia-gravity waves in driving the quasi-biennial oscillation. Part II: Three-dimensional distribution of wave forcing, DOI: 10.1175/2009JAS3223.1, in press

MST レーダー観測の限界

京都大学名誉教授 加藤進

1. はじめに

MST レーダー観測では、大気乱流が生成する Radio Refractive Index (RRI) の irregularity による後方散乱のエコーを受信し、そのドップラー速度を測定する。このドップラー速度が大気の運動速度に一致すれば、MST レーダーは大気力学観測の有力な技術になる。実際、対流圏では、このレーダー観測結果とラヂオゾンデ観測結果が可なりよく一致することが確認されている (Luce et al., 2001)。このような比較観測が難しい成層圏、中間圏でもこの観測が正しいと予想されている。

だが、この RRI irregularity が、大気乱流と共に、大気の流れに乗って運ばれる理論的根拠はまだ誰も与えていない。そもそも RRI irregularity が如何に乱流で生成されるのか、正しく理解されていないと思う。さらに、電子が RRI の構成要素である中間圏では、事情は複雑になる。ここでは、電磁力が電子の運動に大きく影響するからである。

従来、RRI irregularity は、当然、大気中のどこでも、乱流と同一運動をすると仮定されてきた。この仮定を見直し、あらためて、この原理的問題の理解に光を与えたいと思う。

2 RRI irregularity はいかに生成されるか。

RRI, n , は次のように与えられる。

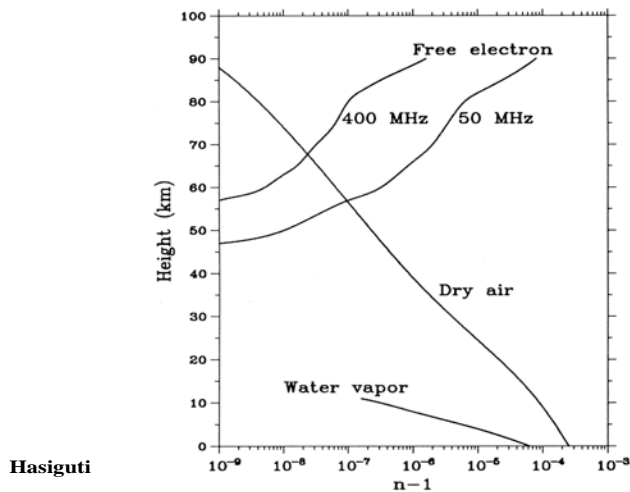
$$n = 1 + 3.73 \cdot 10^{-1} (e/T^2) + 7.76 \cdot 10^{-5} (P/T) - (Ne/2Nc) \quad (1)$$

ここに e , T , P , Ne , Nc はそれぞれ、水蒸気圧 (mb)、温度 (K)、気圧 (mb) 電子密度 (m^{-3})、プラズマ周波数 $= 1.24 \cdot 10^2 f^2$ (m^{-3} ; f = 電波周波数/MHz) である。図 1 に示されているように、 n の平均 n_0 は高度 z に沿って勾配を持っている。つまり $dn_0/dz \neq 0$ 。図から分かるように、 n_0 は地上から z と共に、水蒸気、大気密度の減少により減少するが、成層圏上部から、電子密度と共に増加する (Rastogi and Bowhill, 1976)。つまり 40–60 km の高度で、 n_0 は極小になっており、 n の擾乱もこの高度で弱くなっている所以である。レーダーエコーの強度は n の変動の 2 乗 $|\Delta n|^2$ に比例するから、エコーもこの高度

ではきわめて弱くなっていることが観測からも明らかになっている (Kato, 2005)。

n の高度勾配に沿って、乱流が n の構成成分を運ぶから、 n は時間的に変動する。対流圏、下部成層圏では n の主成分は水蒸気と大気分子であり、エコー生成は、流体力学の連続の式を用いて、次のように記述できる。 V を乱流速度プラス風速として

$$\partial n / \partial t = -\nabla \cdot (n V) = -V_z (dn_0/dz) + (\text{small terms}) \quad (2)$$



2

図1 ($n-1$) の高度分布 (Hasiguchi, 19959)

電子によるは電波周波数に依存するが。ここでは、400MHz (ヒカマルカ レーダー), 50 MHz (アレシポー レーダー) の場合を示す。

(2) において、レーダー観測スケール内では風速を一定と考えられ、乱流論の仮定により (Batchelor, 1953; Tatarski, 1971)

$$\nabla V = 0 \quad (3)$$

従って、エコー-correlation time τ (数秒) 間の積分により $|\Delta n| = |V_z (dn_0/dz) \tau| \neq 0$ がエコーの生成を与える。

3. 何故、対流圏、成層圏下部では RRI irregularity の運動速度が V に一致

するか。

Following particle expression (Holton, 1992)を用い、(3)により直ちに

$$Dn/Dt = 0 \quad (4)$$

が得られ、RRI irregularity の運動が大気運動と一致することが証明できる。つまり(3)が大気運動観測の必要十分条件である。

だが、(4)は対流圏、成層圏下部に適用できるが、成層圏上部、中間圏には適用できない。ここでは散乱エコーは下層大気と異なり、電子がRRI irregularityを構成するから、もし電子が電磁力の影響で、電子運動と大気運動が一致しなくなれば、レーダー観測は成立しなくなる。

4. 電子の速度が大気速度に一致する可能性は高いか。

中性大気分子はイオンに衝突し、イオンを動かす。その結果、イオンは高度120 km以下では、イオンは大気中性大気分子と共に動こうとする。一方、電子は70 km以上では、地球磁場 B_0 に捉えられて中性大気分子の衝突で動けない (Kato, 1980)。

この状況で、若しイオンが、勝手に、中性大気と共に動こうとすると、その方向に電子密度勾配があれば、分極電場 E_p が発生し、質量の小さい電子はイオンに引っ張られ、 B_0 の影響から開放され、イオンと電子は一緒に動くことになる。 E_p は電子密度勾配に沿って起こるから、 E_p は、初期には、 z 方向に沿って発生する。が、(2)が示すように、乱流による N_e の乱れが加わると、乱流速度はすべての方向に勾配を持つので、 N_e も同様に勾配を作り出し、 E_p もすべての方向に発生しうる状態となる。それはプラズマ物理学の教えるところにより、ごくわずかでも、電気的中性が乱されると、大きな分極電場が直ちに発生し中性を保つ特性があるからだ。その結果、 $E_p + VXB_0 \approx 0$ に達し、イオン、電子速度 $V_{i,e}$ は

$$V_i = V_e = V \quad (5)$$

となる。

以上を総合すれば対流圏、成層圏を含めて

$$Dn/Dt = 0 \quad (6)$$

が成り立つ可能性は高い。だが、高緯度では、 n_0 が未知であること、電磁場擾乱が常に激しいことから、中間圏観測の精度は、中緯度より低くなるかもしれない。

5. 終わりに

以上の議論から、MST レーダー観測が成り立つ条件は

1. $dn_0/dz \neq 0$,
2. $\text{div}V=0$
3. $V=V_i=V_e$

である。

この条件 1、2、3のうち、1 はエコー存在の根拠であり、広く知られている観測事実だ。2 は乱流渦が風（大気の流れ）に乗って運ばれるための条件であるが、理論的根拠は乱流論に任せる (Batchelor, 1953)。つまり、これをここでも採用する。実験から、この正しさは、対流圏では、レーダーとラヂオゾンデの比較観測の一致で確認されている (Luce et al. 2001)。

3 は電離層プラズマ物理学からの予想 (Kato, 1980) だ。これに関して興味ある最近知られた観測事実がある。それは、電離層下部の電子密度観測から求められた電子密度の乱れのスペクトルが、乱流論が示すものと一致することだ (Lehmacher et al., 2006) .

参考文献

Batchelor, G. K., The theory of homogeneous turbulence, pp. 46 and 114-132, Cambridge Monograph on Mechanics and Applied Mathematics, Cambridge Univ. Press 1953

Hasiguchi, H., Development of an L-Band clear-air Doppler radar and its Application to planetary boundary layer observations over equatorial Indonesia, p. 10, Ph. D. thesis, Kyoto Univ., January 1995.

Holton, J. R., An introduction to dynamic meteorology (3rd edition), p. 47, Academic Press, San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto, 1992

Kato, S., Dynamics of the upper atmosphere, (a) pp 141-150 (b) pp 213-215, Center Acad. Pub. Japan, D. Reidel Pub. Co Dordrecht • Boston • London. 1980.

Kato, S., Middle atmosphere research and radar observation, Proceeding of the Japanese Academy, Ser. B, 8, 306-320, 2005.

Lehmacher, G. A., C. L. Croskey, J. D. Michell, M. Friedrich, F.-J. Lueben, M. Rapp, E. Kudeki and D. C. Fritts, Intense turbulence observed above a mesospheric temperature inversion at equatorial latitude, Geophys. Res. Lett., 33, 8, L08808, DOI 10.1029/2005GL024345, 2006

Luce, H., S. Fukao. M. Yamamoto, C. Sidi and F. Dalaudier, Validation of winds measured by GPS radiosondes during the MUTSI Campaign, J. Atmos. Oceanic Tech., 18, 817-829, 2001

Rastogi, P. K., and S. A. Bowhill, Scattering of radio waves from the mesosphere-2, Evidence for intermittent mesospheric turbulence, J. Atmos. Terr. Phys., 38, 449-462, 1976

Tatarskii, V. I., The effect of the turbulent atmosphere on wave propagation, National Technical and Information Service, pp. 74-76, Springfield, Va. 1971

EAR とライダーによる雲内・周辺の鉛直流観測

山本真之¹・阿保真²・妻鹿友昭¹・柴田泰邦²
橋口浩之¹・山本衛¹・深尾昌一郎³・山中大学⁴

1: 京都大学生存圏研究所, 2: 首都大学東京,
3: 福井工業大学, 4: 海洋研究開発機構

1. INTRODUCTION

Shallow-layer clouds are confined to shallow layers of air in which the rate of cooling resulting in cloud formation is rather slight (Houze, 1993). Though shallow-layer clouds can occur quite locally, they can also be very widespread, covering mesoscale or even synoptic-scale regions. This prosperity of shallow-layer clouds to cover great areas has a major impact on the climate of the earth through the absorptive and scattering effects of these cloud layers in the earth's radiation balance (e.g., Liou, 1986).

Though mean vertical air motion in shallow-layer clouds is smaller compared with ones in convective clouds, previous numerical computations have shown that vertical air velocity (hereafter W) plays a crucial role in the formation and maintenance of shallow-layer clouds (e.g., Starr and Cox, 1985). By receiving echoes from refractive index irregularities, VHF wind profilers typically operated near 50-MHz frequency (6-m wavelength) have the capability to continuously observe vertical profiles of vertical and horizontal air velocities both in clear and cloud regions.

Ground-based lidars and millimeter-wave radars, which are able to detect small-sized cloud particles, are useful for observing shallow-layer clouds. Therefore lidars and/or

* Corresponding author address: Masayuki K. Yamamoto, Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011, Japan; e-mail: m-yamamo@rish.kyoto-u.ac.jp
millimeter-wave cloud profiling radars have been

additionally used for observing turbulence and air velocities in shallow-layer clouds. Using a VHF wind profiler and scanning cloud profiling radar, Wada et al. (2005) have shown the development of midlatitude frontal cirrus in the presence of shear instability and background upward wind. Recently it has been shown that a combination of VHF wind profiler and cloud profiling Doppler radar is useful for retrieving particle fall velocity in cirriform clouds (Yamamoto et al., 2008). Using a VHF wind profiler and lidar in India, Kumar et al. (2001) have shown a preliminary report on turbulence and winds in upper-tropospheric tropical cirrus. Using a VHF wind profiler and lidar in Japan, Yamamoto et al. (2009b) have successfully shown the detailed wind motions around the top of midlatitude cirrus. In this study, observational results of W and turbulence in and around midlevel shallow-layer clouds are presented using a VHF wind profiler and a 532-nm Mie lidar.

2. DATA

A VHF wind profiler (hereafter wind profiler) used in this study is a monostatic pulse Doppler radar which is operated at 47.0 MHz. The wind profiler is referred to as the Equatorial Atmosphere Radar, and has been operated at Kototabang, West Sumatra, Indonesia (hereafter KT; 0.2°S, 100.32°E, 865 m above the mean sea level). For the detailed description of the wind profiler system, see Fukao et al. (2003). During the period focused on (from 8 to 9 May 2004), the wind profiler was operated with two observation modes; a 1-beam mode to observe W and a 5-beam mode

to observe horizontal wind. Two observation modes were alternatively carried out. Because of the signal-to-noise ratio improvement of the frequency power spectra, W was computed from the first-order moment (Doppler shift) of frequency power spectra observed by the vertically-pointed radar beam of the 1-beam mode. Horizontal wind was computed using Doppler shift data obtained by the 5-beam mode. Pure observation times of the 5-beam and 1-beam modes were 81.92 s and 78.6432 s, respectively. Because of additional time necessary for storing observational data into hard disk drives, vertical profiles of W and horizontal wind were produced every 166 s. Spectral width, defined as the square root of the second-order moment of the frequency power spectra, was used as a proxy of turbulence within the sampling time and volume. Because the two-way half-power full width of a radar beam and vertical resolution were 2.4° and 150 m, respectively, the wind profiler observed $300\text{-m} \times 150\text{-m}$ volume at 8-km altitude. Artificial contributions to spectral width data due to processes such as wind shears across the sample volume and the effects of finite beamwidth were removed using horizontal wind profiles observed by the wind profiler.

A lidar was operated at KT with a laser wavelength of 532 nm, pulse energy of 20 mJ, and pulse repetition frequency of 10 Hz. A Schmidt-Cassegrain telescope with a diameter of 20 cm, a photoncounting photomultiplier tube, and a multi-channel scaler were used to detect backscattered signals from atmospheric molecules, aerosols, and cloud particles. Altitude profiles of received signal intensity (hereafter P_{lidar}) were recorded with 150-m and 10-min intervals. Using the characteristic that Mie scattering by cloud particles is much greater than molecular Rayleigh scattering, cloud-bottom and cloud-top altitudes were estimated; the altitudes with significantly larger P_{lidar} than below (or above) were considered as cloud regions. For details of the method to determine the cloud regions, see Yamamoto et al. (2009a).

3. RESULTS

Figure 1 shows a time-altitude plots of W and spectral width obtained with the vertically-pointed beam of 1-beam mode (hereafter \bullet_w). Within ~ 500 m below the estimated cloud-top altitudes, downward W was dominantly observed.

\bullet_w was almost always larger than $\sim 0.3 \text{ m s}^{-1}$ within ~ 500 m below the estimated cloud-top altitudes. \bullet_w in the upper part of clouds further showed that not only downward W but also upward W existed within the sampling time and volume, though W averaged over the sampling time and volume was downward.

To quantitatively describe W variations in the top part of clouds, time series of W and \bullet_w at 8.07 km from 1600 to 2300 LST 8 May 2004 are shown in Figure 2a. When estimated cloud-top altitudes were located around 8.44 km (1930-2150 LST 8 May 2004), W at 8.07 km was dominantly downward and ranged from -0.83 to 0.26 m s^{-1} . Averaged W and \bullet_w at 8.07 km were -0.21 and 0.51 m s^{-1} , respectively. These results further confirm the fact that not only downward W but also upward W existed within the sampling time and volume, though W averaged over the sampling time and volume was downward. These results indicate that VHF wind profilers have a capability of continuously observing W and its turbulence, which is impossible by other observation means.

\bullet_w frequently exceeded 0.5 m s^{-1} in the middle part of clouds ($\sim 500\text{-}1000$ m below the cloud tops), which shows that W in the middle part of clouds was highly turbulent (see Figure 1). To quantitatively describe time variations of W in the middle part of clouds, time series of W and \bullet_w at 7.62 km from 1600 to 2300 LST 8 May 2004 are shown in Figure 2b. During 1930-2150 LST 8 May 2004, W at 7.62 km showed large changes even every observation intervals (166 s). W at 7.62 km ranged from -2.22 to 0.97 m s^{-1} , and standard deviation of W computed during 1930-2150 LST 8 May 2004 (0.68 m s^{-1}) was much greater than that at 8.07 km (0.28 m s^{-1} ; Figure 2a). These results suggest that turbulence in clouds passed over the wind profiler had small-scale changes in time. Clouds advected ~ 1179 m within the observation interval (166 s), because horizontal wind velocity observed around 7.62 km was $\sim 7.1 \text{ m s}^{-1}$ (not shown). As seen in the upper part, \bullet_w , which is a standard deviation of W within sampling time and volume, was large. \bullet_w at 7.62 km averaged during 1930-2150 LST 8 May 2004 was 0.66 m s^{-1} .

Figure 2c shows time series of W and \bullet_w in or near the estimated cloud bottoms (7.02 km). During 1930-2150 LST 8 May 2004, averaged W and \bullet_w were much smaller

compared with those in the middle (7.62 km) and upper (8.07 km) part of clouds. They were 0.03 and 0.24 m s⁻¹, respectively.

4. SUMMARY

This study has described the initial results to demonstrate that a combination of VHF wind profiler and lidar is useful to observe wind variations in and around midlevel shallow-layer clouds. Using the altitude profiles of P_{lidar} , cloud regions were estimated. Using the wind profiler, W motions in midlevel shallow-layer clouds have been shown with 150-m vertical and 166-s time resolutions. W and σ_w observed by the wind profiler have shown the presence of enhanced turbulence in the middle and upper part of the shallow-layer clouds. Further, continuous downward W in the top part of shallow-layer clouds has been shown. For more details of the case study presented in the paper, see Yamamoto et al. (2009a).

ACKNOWLEDGMENTS

The 47-MHz wind profiler belongs to Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University and is operated by RISH and National Institute of Aeronautics and Space (LAPAN), Indonesia. The operation of the 47-MHz wind profiler and radiosonde soundings were supported by Grant-in-Aid for Scientific Research on Priority Area-764 funded by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology (MEXT) of Japan. The work was supported by Hydrometeorological Array for Isv-Monsoon AUtomonitoring (HARIMAU) project of the Japan EOS Promotion Program (JEPP) and Grant-in-Aid for Young Scientists (B) (19740293) funded by MEXT.

REFERENCES

Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, 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.

Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud dynamics*, pp. 137-195, Academic, San Diego, Calif.

Bhavani Kumar, Y., V. Siva Kumar, A. R. Jain, and P. B. Rao, 2001: MST radar and polarization lidar observations

of tropical cirrus, *Ann. Geophys.*, **19**, 873-882.

Liou, K.-N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167-1199.

Starr, D. O'C., and S. K. Cox, 1985: Cirrus clouds. Part II: Numerical experiments on the formation and maintenance of cirrus, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2682-2694.

Wada, E., H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, M. Teshiba, and S. Fukao, 2005: Simultaneous observations of cirrus clouds with a millimeter-wave radar and the MU radar, *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 313-323.

Yamamoto, M. K., M. Abo, T. Kishi, N. Nishi, T. H. Seto, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, and S. Fukao (2009), Vertical air motion in midlevel shallow-layer clouds observed by 47-MHz wind profiler and 532-nm Mie lidar: Initial results, *Radio Sci.*, **44**, RS4014, doi:10.1029/2008RS004017.

Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, N. Nishi, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and S. Fukao 2009b: Wind observation around the tops of the midlatitude cirrus by the MU radar and Raman/Mie lidar, *Earth Planets Space*, **61(7)**, e33-e36.

Yamamoto, M. K., Y. Ohno, H. Horie, N. Nishi, H. Okamoto, K. Sato, H. Kumagai, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, S. Mori, N. O. Hashiguchi, H. Nagata, and S. Fukao, 2008: Observation of particle fall velocity in cirriform cloud by VHF and millimeter-wave Doppler radars, *J. Geophys. Res.*, **113**, D12210, doi:10.1029/2007JD009125.

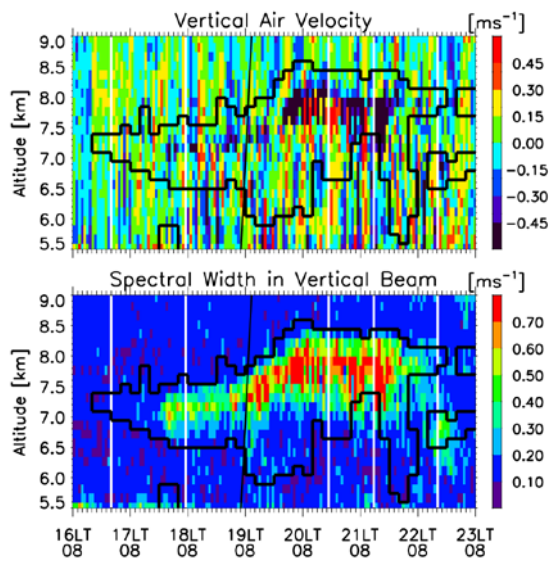


Figure 1. Time-altitude plots of W (upper panel) and \bullet_w (lower panel) from 1600 LST to 2300 LST 8 May 2004. Thick black curves in each plot indicate cloud boundaries.

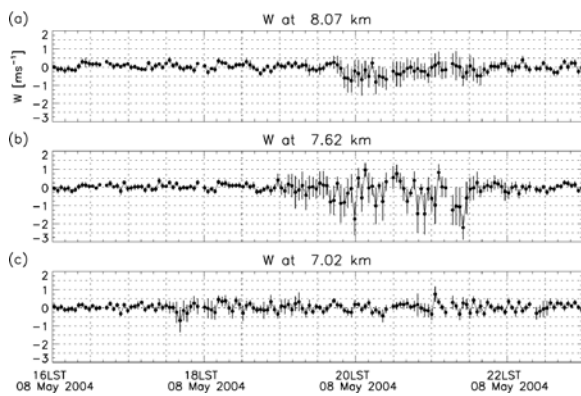


Figure 2. Time series of W (circles) and \bullet_w (error bars) at 8.07 km (top), 7.62 km (middle), and 7.02 km (bottom) from 1600 to 2300 LST 8 May 2004.

カリウム原子フィルターを用いた赤道対流圏の気温観測用ライダー

長澤 親生, 阿保 真, 柴田 泰邦

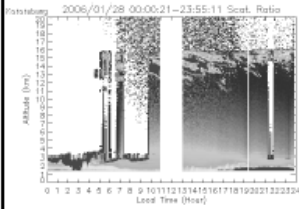
首都大学東京・システムデザイン研究科

我々は赤道直下のインドネシア・コトタバンの高機能ライダーを設置し、対流圏から中間圏界面までの広い高度領域の観測を行ってきた。現在のシステムでは、共鳴散乱ライダーによる中間圏界面領域、レイリーライダーによる成層圏～中間圏領域、ラマンライダーによる対流圏上部～成層圏の気温分布観測が可能となっているが、対流圏下部はエアロゾルの影響により上記手法では測定が不可能である。しかし、赤道域の対流圏下部の気温プロファイルは、境界層の発達機構の解明、高度 5～6km 付近に発生する雲の発生機構の解明、水蒸気混合比の短周期変動機構の解明などに必要な情報である。

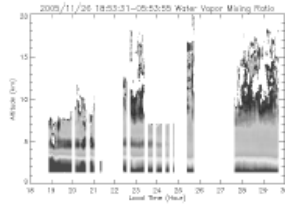
気温測定用のライダーとしてスペクトル高分解能ライダーが提案されている。これは気温によって変化するレイリー散乱信号のスペクトル幅を測定し、気温を推定する方法である。この測定法において必要となる受信信号のミー散乱成分除去のためには、原子・分子の光吸収を利用した原子フィルターが有効であり、すでにヨウ素とナトリウムを用いたフィルターが提案されている。しかしヨウ素フィルターは送信レーザーとの同調が難しく、ナトリウムフィルターも送信レーザーである色素レーザーの取り扱いが難しいという問題がある。そこで送信レーザーとして Ti:Sapphire レーザーを、原子フィルターとしてカリウムを用いた気温測定ライダーを提案し、システムの開発を行った。開発した気温測定ライダーシステムを用いて日本国内に於いて試験観測を行った。最終的にはコトタバンの高機能ライダーに用いられている Ti:Sapphire レーザーを利用し、赤道域対流圏下部の気温プロファイル測定を行う。

対流圏の湿潤熱帯大気構造の観測

対流圏内の雲、エアロゾル



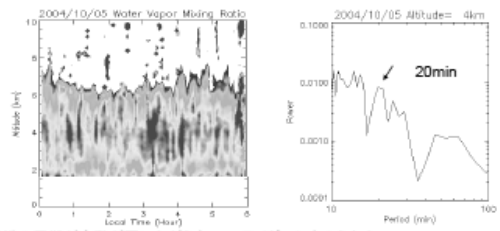
水蒸気プロファイル



ミー散乱ライダーとラマン散乱ライダーを用い、対流圏内の雲、エアロゾル、水蒸気プロファイルを観測し、赤道直下での対流活動と雲の発生等の変動を調べた。特に雲、エアロゾルについては、2004年から約3年間の昼夜連続観測データが得られた。

対流圏の水蒸気分布観測

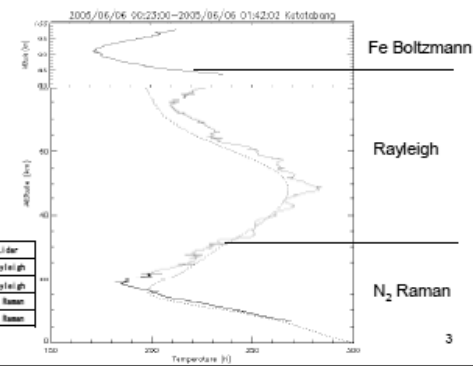
ラマンライダーによる夜間水蒸気混合比の短時間変動(周期10-20分)



同様の周期が変動が弱いながらも、Mieライダーにもみられた。
この変動はセル構造を時間変動としてライダーで捉えているものと考えている。

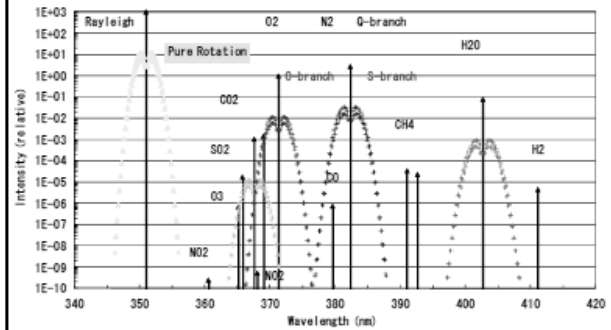
その他中層雲と高層雲の発生頻度、地表付近のエアロゾル層(PBL)の解析、対流圏全域にわたるスペクトル解析を行った。

Example of a Temperature Profile by Fe Boltzmann, Rayleigh and Raman Lidar

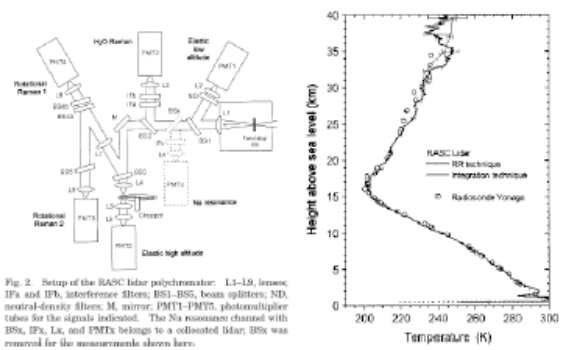


3

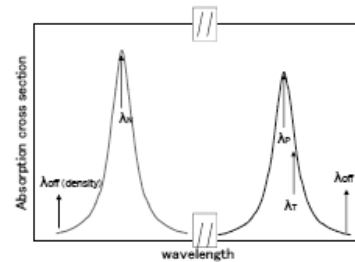
Distribution of Raman Scattering (Laser Wavelength:351nm)



回転ラマンライダー(RISH)



◆測定波長



$\lambda_A=1572.0180[\text{nm}]$ $\lambda_{\text{off}}(\text{density})=1572.1500[\text{nm}]$
 $\lambda_T=1573.3481[\text{nm}]$ $\lambda_{\text{off}}=1573.4780[\text{nm}]$ $\lambda_S=1573.3320[\text{nm}]$

気温・気圧測定方法

- ◆ 気温測定には気圧依存性の小さい波長 λ_t と OFF 波長を用いて、(3) 式から気温を推定する。

$$\frac{P_t(Z)}{P_{off}(Z)} = \exp\left(-2 \int_0^Z N \Delta \alpha dZ\right) \quad (2)$$

$$\frac{P_t(Z)}{P_{off}(Z)} - \exp\left(-2 \int_0^Z N \Delta \alpha dZ\right) = 0 \quad (3)$$

- ◆ 気圧測定は密度測定同様、ピーク波長 (λ_t) と OFF 波長 (λ_{off}) を用いた DIAL で測定する。

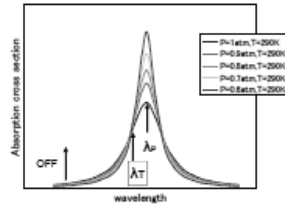


Fig.2 Absorption cross section for $P=1.0, 0.9, 0.8, 0.7, 0.6$ [atm] and $T=290$ [K]

反復計算シミュレーション結果

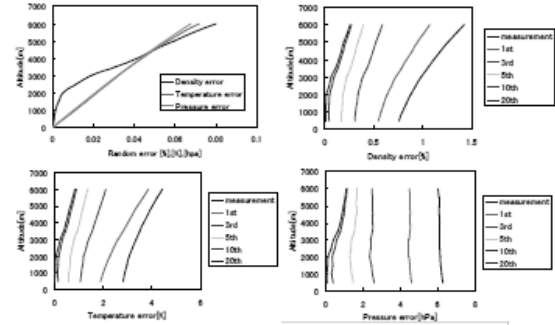


Fig.9 Error profiles for CO₂ density, temperature and pressure include random error.

ライダーによる対流圏気温観測手法

従来法

- ・振動ラマンライダー(エアロゾルによる extinction の影響)
- ・回転ラマンライダー(高出力レーザーと特殊受信光学系が必要)
- ・DIAL (複数の波長で測定が必要)



高スペクトル分解能ライダー(HSRL)
対流圏下部のエアロゾルの影響を受けない気温測定法
(レイリー散乱スペクトルの温度依存性を利用)

→ その中でも扱いが容易でシンプルな原子フィルターを用いた新しい気温測定法の開発

9

レイリー散乱スペクトルを利用した気温測定

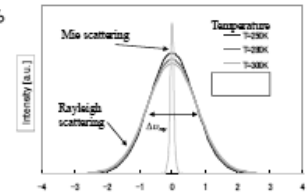
レイリー散乱成分の温度依存性から
気温を測定する方法

→ エアロゾルや雲からのミー散乱
信号が大きな誤差要因となる



ミー散乱成分の除去が重要!

原子・分子の光吸収を利用した原子・分子フィルターでは、ミー散乱成分の除去が可能



ミー散乱信号、レイリー散乱信号のスペクトル分布

10

従来のフィルター法との比較

原子・分子の光吸収を利用した原子・分子フィルター

- | | |
|-------------------------|--|
| エタロンフィルター
(任意波長) | <ul style="list-style-type: none"> 利点 : 波長が任意に選べる 欠点 : 精密な温度制御が必要(0.01C) |
| ヨウ素フィルター
(532nm) | |
| カリウムフィルター
(769.89nm) | |
- ヨウ素フィルター: 利点 : Nd:YAGレーザーの第2高調波が使用可
欠点 : ヨウ素フィルターの吸収波長とNd:YAGレーザーの第2高調波の最大発振波長が僅かに異なる
Nd:YAGレーザーの波長同調が必要、ヨウ素吸収線利用に問題あり。
- カリウムフィルター: 利点 : 送信レーザーとして波長可変固体レーザーを使用
→ カリウムの吸収波長に容易にチューニングが可能
→ 固体レーザーであるので、取り換えが容易
カリウム原子を用いた異常分散フィルターを併用することで昼間の測定が可能

11

ヨウ素フィルターを用いたHSRL

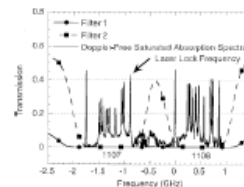


Fig. 4. Iodine transmission curves for filters 1 and 2 that have cell (finger) temperatures of 82.19 (22.00) °C and 56.18 (47.74) °C, respectively. Also plotted is the Doppler-free spectrum for lines 1107 and 1108. The laser locking is marked for reference.

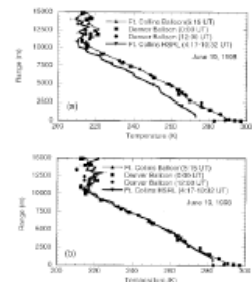
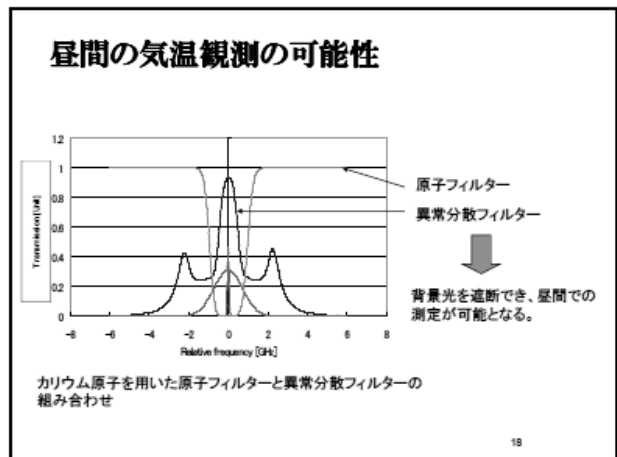
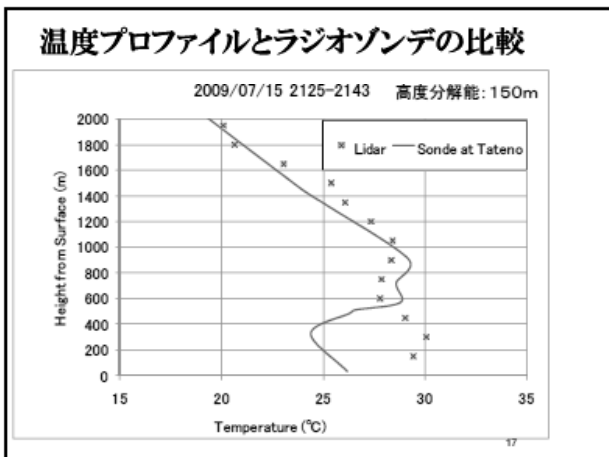
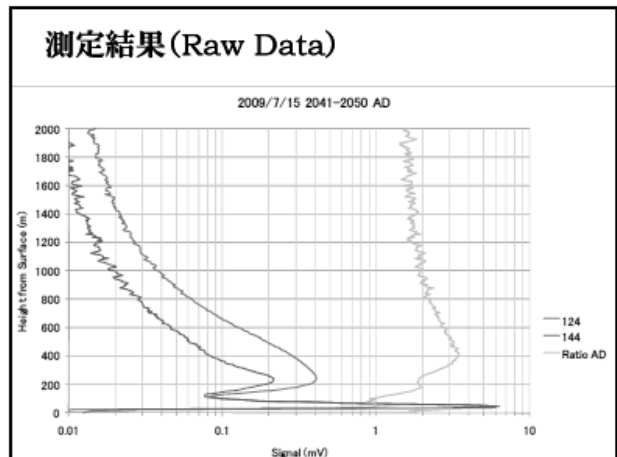
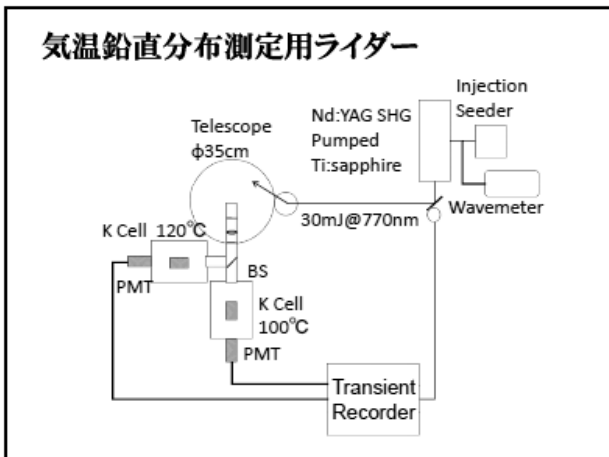
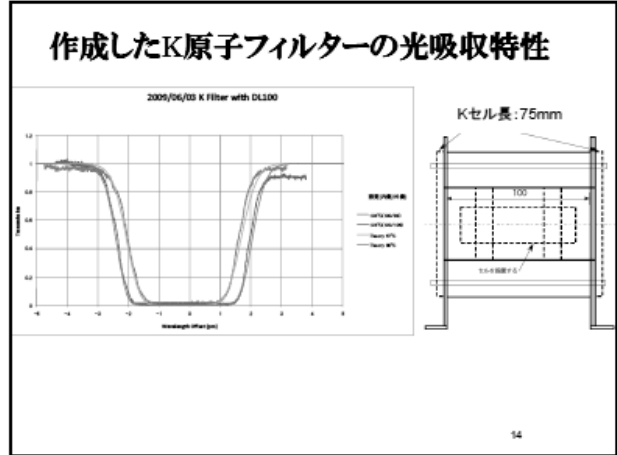
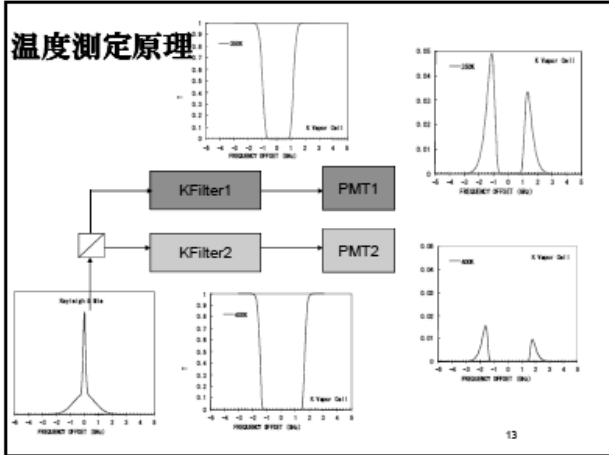


Fig. 7. HSRL 532-nm 300-n averaged temperature profile for 19 June, 1998 plotted with the Fort Collins and Denver balloons. The error bars give the effect of photon-counting statistical variations at selected heights for the HSRL data. (a) Lidar temperature profile is offset from balloon sounding. (b) With an adjustment factor as discussed in the text.

Hair et al. (2001)



全固体 CW レーザーを用いた中間圏界面温度の計測

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

我々は赤道直下のインドネシア・コトタバンに高機能ライダーを設置し、共鳴散乱ライダーによる中間圏界面領域の Fe、K、Na の密度観測並びに気温計測を行ってきた。Fe 及び Na の密度観測では sporadic 金属層を観測し、その特性が中緯度とは大きく異なることを明らかにした。しかし、コトタバンでは夜間の晴天率が低く、共鳴散乱ライダーの完全自動化ができていないため十分なデータが得られていないのが現状である。

一方、最近のレーザー技術の進展により、パルスレーザーに比べてメンテナンスが容易な高出力の全固体 CW レーザーが入手可能となってきた。そこで将来的に赤道域でも利用可能な、高出力全固体 CW レーザーを用いた中間圏界面温度の計測システムを提案し、その検討結果を示す。

現在中間圏温度計測用の狭帯域レーザーとしては、リング色素レーザー (Na : 589nm) 又は Ti:sapphire レーザー・アレキサンドライトレーザー (Fe : 372/374nm, K : 770nm) が用いられている。手法としては 2(or 3) 波長法 (Na, K, Fe)、波長スキャン法 (K, Fe)、ボルツマン法 (Fe) がある。各原子の得失を比較してみると、Na が感度はもっとも高いが、色素レーザーのメンテナンスが大変であった。一方 Fe はボルツマン方式の利用が可能(レーザーの波長制御の要求精度が低い)、K は高出力固体レーザーの利用が可能であるなどから、遠隔地での観測には Fe や K が適していると考えられてきた。

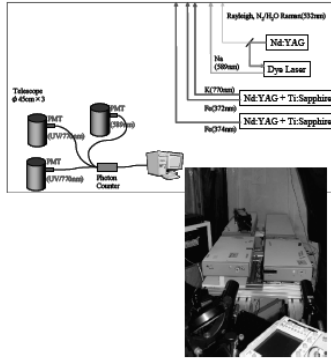
感度として最も適している Na ライダー用のレーザーとしては、従来はリング色素レーザー + Nd:YAG レーザー励起色素レーザー(アンプ) がもっとも高いパルスエネルギーが得られるため、調整・メンテナンスが大変であるにもかかわらず長く用いられてきた。それ以外にメンテナンスが容易な Nd:YAG レーザー(1064nm) と Nd:YAG レーザー(1319nm) のミキシングやファイバーレーザー(1180nm) の第 2 高調波の利用も提案、実用化されているが、パルスエネルギーがやや小さいのが難点である。

しかし最近、高出力の全固体 CW レーザーが利用可能になってきたため、パルスレーザーを用いずに、CW レーザーをそのまま使う方がシステム構成がシンプルになり、メンテナンスも容易となる。CW レーザーそのままでは距離分解を得ることができないが、符号変調方式を用いることにより実現可能である。この方式はすでに低出力の半導体レーザーでは実績がある。更に直交符号系を用いることにより 2 波長以上の多重化が可能であり、また波長シフトと変調を同時に行うことが可能になる。今回我々は、最新のレーザー技術を利用し、全固体 CW レーザーを用いた中間圏界面温度の符号変調方式ライダー計測法を提案する。

本方式は、レーザーが全固体 CW なのでメンテナンスが容易、レーザーは 1 台で実現可能、受信系も 1 系統で可能と、遠隔地自動観測や移動体搭載観測に適したシステムである。これを実現するための技術として、直交符号系列を用いた 2 波長同時観測、バイスタティック配置によるノイズの低減、波長シフトと光強度変調を AO 変調器で同時に行う方法を用いる。

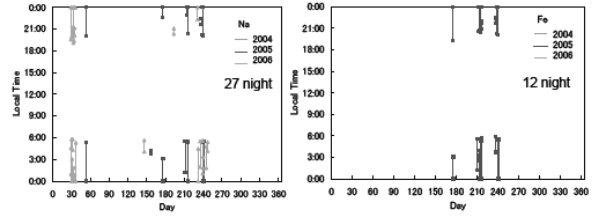
シミュレーションより、レーザー出力 2.5W、望遠鏡口径 50cm のシステムで、夜間に関しては十分な精度 (距離分解能 1 km、積算時間 20 分で温度精度 2 K) が期待されることがわかった。

Kototabangに設置の共鳴散乱ライダー

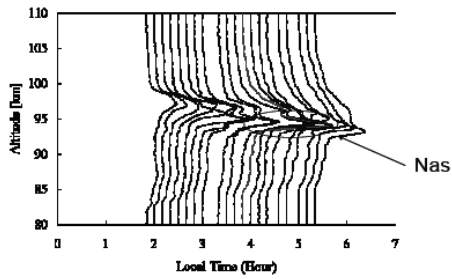


	Dye laser	Ti:Sapphire laser	
Wavelength	589nm	372nm 374nm	770nm
Pulse energy	30mJ	13mJ	50mJ
Laser linewidth	20pm	3pm	
Repetition rate	10Hz	10Hz	
Range resolution	150m	150m (Min.)	
Telescope diameter	45cm x 1	45cm x 2	

Na and Fe observations at Kototabang



Na density profiles at Kototabang



Na density profiles with a sporadic Na layer (Nas) on 29 Aug., 2005.

中間圏温度計測用狭帯域レーザー

対象原子	使われているレーザー
Na (589nm)	リング色素レーザー
Fe(372/374nm)	Ti:sapphireレーザー
K(770nm)	アレキサンドライトレーザー
	アレキサンドライトレーザー
手法	対象原子
2(3)波長法	Na, K, Fe
波長スキャン法	K, Fe
ボルツマン法	Feのみ

どの原子が良いか

- Na 感度はもっとも良いが、レーザーのメンテナンスが大変
- Fe ボルツマン方式の利用が可
(レーザーの波長制御が楽)→コトバン
- K 高出力固体レーザーの利用が可
→南極多波長共鳴散乱ライダー

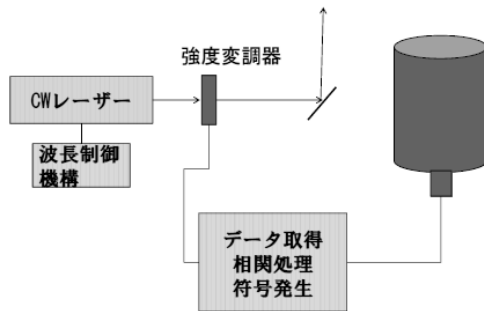
Naライダー用レーザーの比較

リング色素レーザー+Nd:YAGレーザー励起色素レーザー(アンプ)
 ●調整・メンテナンスが大変
 ○高パルスエネルギーが可能

Nd:YAGレーザー(1064nm)とNd:YAGレーザー(1319nm)のミキシング
 ●高パルスエネルギーが困難

ファイバーレーザー(1180nm)の第2高調波
 △従来はハイパワーが困難
 △高パルスエネルギーが困難
 ○全固体でコンパクト、メンテナンスが容易

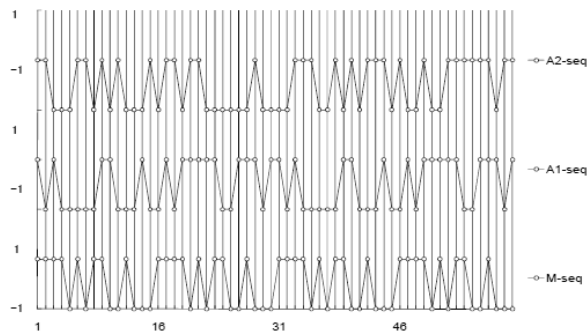
CW符号変調ライダー



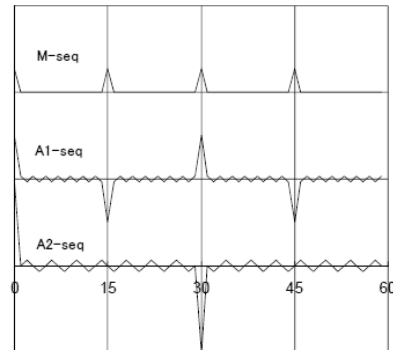
符号変調方式ライダーの提案

- ・高出力の全固体CWレーザーが利用可能になってきた
- ・パルスレーザーを用いずに、CWレーザーをそのまま使う方が構成がシンプル
- ・距離分解能を得るために符号変調方式を用いる
- ・直交符号系を用いることにより2波長多重化が可能
- ・波長シフトと変調を同時に行う方法を提案

擬似ランダム変調符号



各符号の自己相関関数



パルス方式と符号変調方式のS/N

$$\left(\frac{S}{N}\right)_j^{\text{pulse}} = \sqrt{M} \frac{n_{sj}}{\sqrt{n_{sj} + n_d}} \quad (1)$$

$$\left(\frac{S}{N}\right)_j^{\text{RMCW}} = \sqrt{M} \frac{\tilde{n}_{sj}(N/2)}{\sqrt{(N/2) \sum_{i=j-N/2}^{j+N/2} \tilde{n}_{si} + Nn_d}} \quad (2)$$

M: accumulation (sequence) number

n_{sj} : received signal photon number from j th bin in a pulsed system

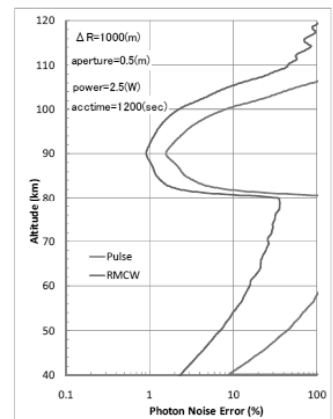
$n_d = \bar{n}_d$: received photon number in any bin from background noise

\tilde{n}_{sj} and \tilde{n}_{si} : received signal photon number from j th and i th bin in a RMCW system

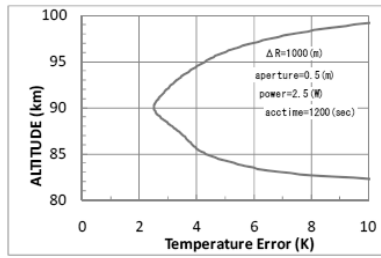
N: length of pseudorandom code

T = NA: Period of the random code with Δ : electronic bin width, i.e., minimum resolvable time.

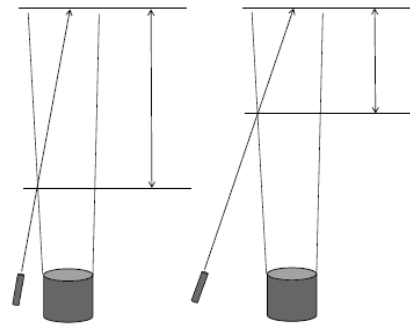
パルス法との符号変調のS/Nの比較



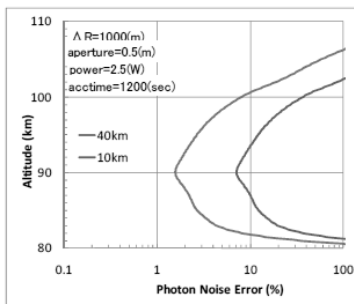
温度精度の見積



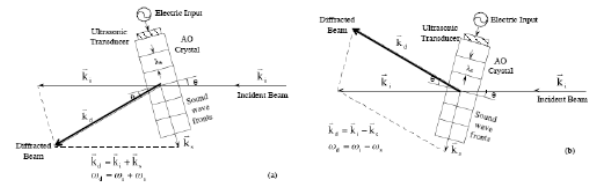
バイスタティック配置 (カットオフレンジの調整)



カットオフレンジの影響

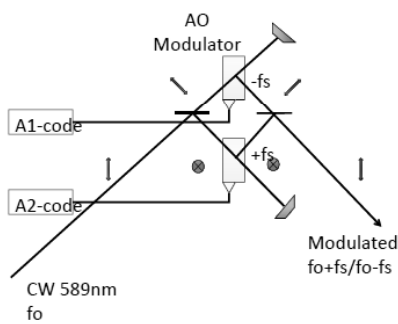


AO変調器

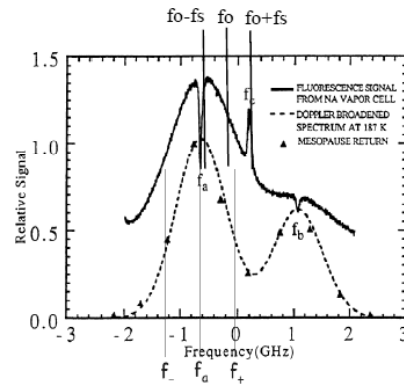


強度変調と周波数シフトが同時に起こる

同時2波長変調方式



Na共鳴線の波長マーカー



Coordinated radar and radio beacon observations of large-scale wave structure and Equatorial spread F from Bac Lieu and Kototabang - First results

Smitha V. Thampi^{1*}, Mamoru Yamamoto¹, Roland T. Tsunoda², Yuichi Otsuka³, Takuya Tsugawa⁴, Jyunpei Uemoto⁴, and Mamoru Ishii⁴

¹Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH), Kyoto University, Japan, 611-0011

²Center for Geospace Studies, SRI International, Menlo Park, CA

³ STEL, Nagoya University, Japan

⁴ National Institute of Information and Communications Technology (NICT), Tokyo, Japan

Abstract

First observations of large-scale wave structure (LSWS) and the subsequent development of equatorial spread F (ESF), using total electron content (TEC) derived from the ground based reception of radio beacon signals from the C/NOFS (Communications/Navigation Outage Forecasting System) satellite, are presented. Selected examples of TEC variations, using measurements made from Bac Lieu (9.2°N, 105.6°E geographic, 1.7°N magnetic dip latitude) and Kototabang (0.20°S, 100.32°E, 10.36°S dip lat) are presented to illustrate two key findings: (1) LSWS appears to play an important role in the development of ESF (2) LSWS can appear before E-region sunset.

Introduction

Equatorial spread F (ESF) is a generic name, which refers to the presence of a wide spectrum of field-aligned irregularities in the equatorial nighttime F-region that can extend over nearly seven orders of magnitude. Though the occurrence of ESF is climatologically related to the post-sunset rise (PSSR) of the F-layer - which is often regarded as the most important prerequisite for ESF- it can appear to be unrelated to ESF when examined on a day-to-day basis [Hysell and Burcham, 2002]. In an alternative approach, Tsunoda [2005] reported that the presence of a large-scale wave structure (LSWS) in the bottom side F-layer actually dictates the subsequent development of ESF. The LSWS can be identified as a quasi-periodic modulation (of zonal wavelength ~400 km) in the altitude of isoelectron density contours in the bottomside F-region, superimposed on a mean slope that increases in altitude from west to east; the latter is consistent with the PSSR. LSWS is not easily detectable with overhead measurements using a

sensor at a fixed location, at least not during its early growth phase, mainly because it initially grows in amplitude without significant zonal drift. In this context, the beacon transmitter namely CERTO (Coherent Electromagnetic Radio Tomography) on-board C/NOFS satellite provides a unique way to measure the longitudinal structure of TEC which can be used to detect the LSWS. We report the observations of LSWS and subsequent ESF development using radio beacons on board C/NOFS satellite.

Observations

Recently, we have installed GNU Radio Beacon Receivers (GRBR, see Yamamoto, 2008 for details) at Bac Lieu (9.2°N, 105.6°E geographic, 1.7°N magnetic dip latitude), and Kototabang (0.20°S, 100.32°E, 10.36°S dip lat). The C/NOFS as well as the other low-earth orbiting satellites like the Cosmos and OSCAR have been continuously tracked and the line of sight relative TECs are obtained from the differential phase information, using the 150 and 400 MHz transmissions. As the C/NOFS orbits close to the equatorial plane, we obtain the longitudinal variation of relative TEC and the perturbation component was derived by subtracting a 2.5 minute running average, which corresponds to a zonal distance of ~1000 km. The FMCW sounder data from Bac Lieu, and Chumphon (10.7°N, 99.4°E, 3.3° dip lat) and the 30.8 MHz VHF radar observations from Kototabang are also used.

Figure 1 (a-d) shows the TEC observations from four passes of C/NOFS on 22 January 2009. The blue curve in each panel represents the variation in perturbation component of TEC with ionospheric penetration point (IPP) longitude. The beginning of the first pass (Fig.1a) was at 12:19:33 UT (LT=UT+7 hrs at Bac Lieu), and at 95°E IPP longitude, the solar zenith angle was 97.5°, which means the solar shadow height was 55.9 km, and the E-region was still sunlit. The presence of LSWS is evident even at this time. The zonal wavelength was found to be ~500-700 km. The next pass (Fig.1b) shows that LSWS still persisted and small-scale irregularities started to appear. The ESF onset, determined from ionograms taken at Chumphon, was at 2020 LT. The ESF continued even after midnight. The ESF onset at Bac Lieu was at 2125 LT, which also continued into the post-midnight hours. The next satellite pass (Fig. 1c) shows well-defined plasma depletions in TEC, with the most severe depletions between 100°E and 105°E. The last pass (Fig. 1d) shows that the plasma depletions persisted over this region even after mid night. The VHF radar at Kototabang showed the field aligned irregularity (FAI) echo from 0030 LT

(next day) which lasted up to 0300 LT (Fig. 1e). The comparison shows that small scale irregularities existed over this longitude region at close to midnight and post-mid night hours, and had an extent up to $\sim 10^\circ$ S magnetic latitude. From several days of observations, it is also seen that the amplitude of the TEC variations is larger along the zonal direction than along the meridional direction, due to the field-aligned nature of the perturbations, and the LSWS is absent on days when the ESF is not observed [Thampi et al, 2009].

Figure 2 (a-d) shows the TEC observations from Kototabang using four passes of C/NOFS on 01 October 2009. The presence of LSWS is evident in the first pass (Fig. 2a), and the subsequent pass shows the presence of irregularities (Fig. 2b) while the VHF radar shows the presence of FAI. Even though the FAI disappeared at ~ 2215 LT, the larger scale irregularities continued to be seen in TEC even later (Figure 2c). The equatorial region along this longitude sector also showed the presence of irregularities from ~ 1930 LT to midnight (not illustrated). This is the first observation of the LSWS signature from an off-equatorial station, and shows that in its well-developed form, LSWS may be detected at off-equatorial regions also. However, more observations are needed to confirm this aspect.

Conclusions

The first observations of LSWS and subsequent ESF development by ground based TEC measurements using radio beacons on board C/NOFS satellite are presented. The observations indicate that the LSWS can form much before the E-region sunset. These observations further confirm that the presence of LSWS is a necessary pre-requisite for the subsequent ESF development.

References

- Hysell, D. L., and J. Burcham (2002), Long term studies of equatorial spread F using the JULIA radar at Jicamarca, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 64, 1531
- Thampi, S. V., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, Y. Otsuka, T. Tsugawa, J. Uemoto, and M. Ishii (2009), First observations of large-scale wave structure and equatorial spread F using CERTO radio beacon on the C/NOFS satellite, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18111, doi:10.1029/2009GL039887
- Tsunoda, R. T. (2005), On the enigma of day-to-day variability in equatorial spread F, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08103, doi:10.1029/2005GL022512.

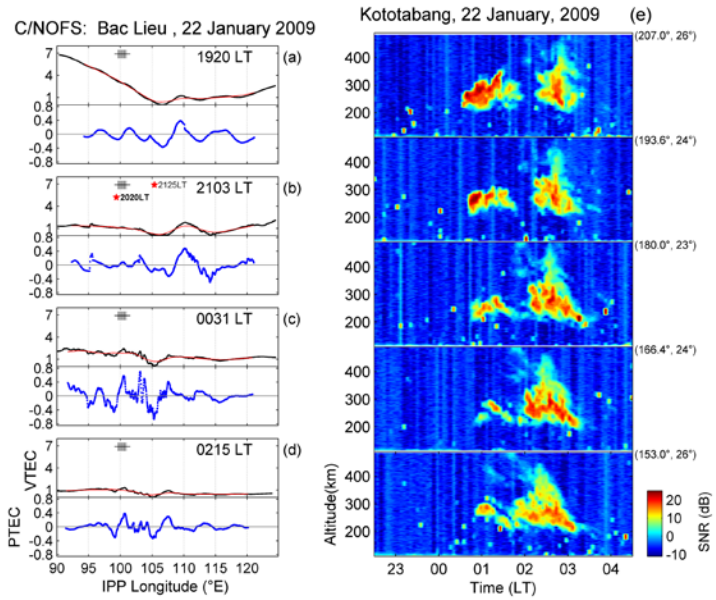


Figure 1 (a-d) TEC observations from four passes of C/NOFS on 22 January 2009. Plus symbols indicate the region viewed by the VHF radar, and the times inside (b) indicate the onset of ESF at Chumphon and BacLieu. (e) RTI map obtained by the VHF radar at Kototabang.

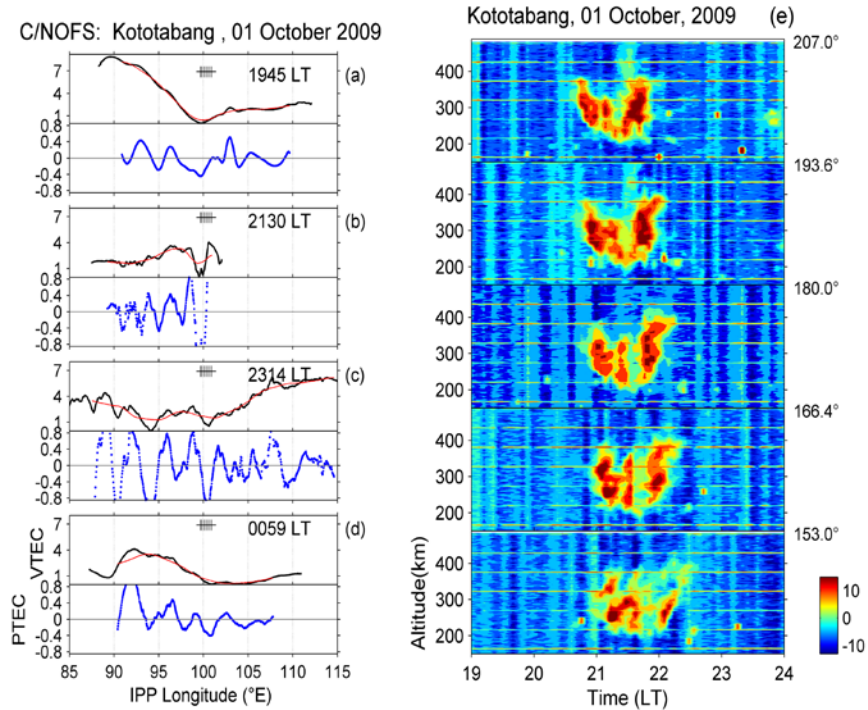


Figure 2 (a-d) TEC observations from four passes of C/NOFS on 01 October 2009. (e) RTI map obtained by the VHF radar at Kototabang.

Equatorial F-region as an indicator of prompt penetration electric field

N. Balan^{1,2}, K. Shiokawa², Y. Otsuka², T. Kikuchi²

¹Control and Systems Engineering, University of Sheffield, Sheffield S1 3JD, UK.

²STE-Lab, Nagoya University, Nagoya 464-8601, Japan.

Abstract: An additional layer called F_3 layer has been known to develop in the equatorial ionosphere during daytime mainly due to the vertically upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift (or eastward electric field). The development of the F_3 layer observed by ionosondes in three longitudes (Indian, Brazilian and Japan-Australian) during the 26 intense geomagnetic storms ($Dst < -150$ nT) in 1998-2008 is reported recently. The results suggest that the rapid development of the layer, with large reduction in peak electron density, during the main phase of the storms can be used to monitor the occurrence of daytime eastward prompt penetration electric field (PPEF) irrespective of season and level of solar activity. Following an introduction, this report contains one example each for the three longitudes of the rapid development of the F_3 layer during the main phase of super storms.

1. Introduction

An additional stratification of the daytime equatorial F_2 layer has been known since 1950s though the stratification could not be explained. A topside ledge was also discovered in 1960s. Later in 1990s, the modeling studies of the equatorial plasma fountain and its effects using the Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model (SUPIM) revealed the existence of an additional layer in the equatorial F-region [Balan and Bailey, 1995]. The additional layer has been called F_3 layer because its chemical composition is found to be same as that of the F_2 layer.

The physical mechanism of the F_3 layer and topside ledge [e.g., Balan *et al.*, 1998] is simple: While the existing daytime F_2 layer drifts upward and forms F_3 layer, a new F_2 layer develops at lower heights through photochemical and dynamical processes. The upward drifting F_3 layer becomes a topside ledge when its peak density becomes less than that of the new F_2 layer. The formation of the F_3 layer ceases after sunset due to the absence of photoionization but topside ledge can continue to exist after sunset. The main driver of the F_3 layer and topside ledge is the upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift, with neutral wind (and waves) acting as a modulator. The equatorward wind reduces or stops the downward diffusion of plasma along the geomagnetic field lines through $U \cos I$ effect, with U being the magnetic meridional wind velocity and I dip angle. Under magnetically quiet conditions, the F_3 layer is predicted to occur during daytime ($\approx 08:00-16:00$ LT) within about $\pm 10^\circ$ magnetic latitudes, distinctly and frequently on the summer side of the geomagnetic equator at solar minimum. The layer takes about 4 to 5 hours from the start of its development until it becomes a topside ledge under quiet conditions when the upward drift is up to about 25 m s^{-1} .

A number of observations have been reported on different aspects of the F_3 layer and topside ledge [e.g., Batista *et al.*, 2002; Ramarao *et al.*, 2005; Uemoto *et al.*, 2006; Thampi

46 *et al.*, 2007; and references therein]. The layer occurs frequently (up to 75% of the days)
47 and distinctly on the summer side of the geomagnetic equator though it also occurs on the
48 winter side [e.g., *Ramarao et al.*, 2005]. *Batista et al.* [2002] and *Ramarao et al.* [2005]
49 showed that the frequency of occurrence of the layer decreases with increasing solar activity
50 as predicted.

51

52 Most of the earlier studies have been during magnetically quiet conditions. Recently,
53 the occurrence of the F₃ layer during geomagnetic storms has been reported [*Paznukhov*
54 *et al.*, 2007; *Balan et al.*, 2008; *Sreeja et al.*, 2009]. These observations show the F₃ layer
55 rapidly drifting to the topside during the main phase of the storms when IMF B_z remains
56 negative. The observations suggest the possibility of the main driver (upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift)
57 of the F₃ layer being strengthened by the penetration of eastward electric field from high
58 to equatorial latitudes. Modeling studies [*Balan et al.*, 2008] using strong daytime upward
59 $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift also supported the observations that the F₃ layer rapidly drifts to the topside
60 with a large reduction in peak electron density. These observations and modeling suggest
61 the possibility of using F₃ layer as an indicator of daytime eastward PPEF.

62

63 Recently, we analysed the development of the F₃ layer using digital ionosonde data from
64 three longitudes during the 26 intense geomagnetic storms (Dst < -150 nT) in 1998-2008.
65 The results reported elsewhere [*Balan et al.*, 2009] suggest that the rapid F₃ layer devel-
66 opment can be used to monitor the occurrence of PPEF. In this report we present one
67 example each for the three longitudes of the rapid development of the F₃ layer during the
68 main phase of super storms.

69

70 2. Rapid F₃ layer mechanism

71 The daytime eastward PPEF strengthens the upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift (main driver of F₃
72 layer) much above the normal daytime upward drift. The large upward drift during east-
73 ward PPEF makes the F₃ layer mechanism rapid. The existing F₂ layer rapidly drifts to
74 the topside as topside ledge; as the layer drifts upward its density decreases due to vertical
75 expansion and diffusion of plasma along the field lines. The ionization produced at lower
76 heights, which is needed to build up a new F₂ layer [*Balan et al.*, 1998], is also rapidly
77 drifted upward by the strong drift. In short, the rapid F₃ layer mechanism during eastward
78 PPEF raises the F₂ layer peak rapidly to the topside with large reduction in peak electron
79 density. The mechanism can be so rapid that the usual F₂ layer and F₃ layer separation
80 may not be observed during all rapid F₃ layers.

81

82 3. Observations

83 Figure 1 shows the rapid F₃ layer development at Sao Luis (2.6°S, 44.2°W; 1.7°S) during
84 the super storm of 29 October 2003 (Dst = -353 nT); five ionograms are superposed in the
85 figure. Until about 15:00 LT the ionosphere was behaving normally with the F₂ layer peak
86 at around 500 km (virtual) height and critical frequency about 14 MHz. Then the layer
87 rapidly drifted to the topside (beyond the reach of the ionosonde, 1200 km) in about 2
88 hours with the critical frequency reducing to about 8.5 MHz; the drift became more rapid
89 as the layer drifted higher in heights. The rapid F₃ layer occurred when IMF B_z turned
90 from positive to highly negative (up to -25 nT) during the main phase of the super storm,
91 which caused a large eastward PPEF [*Balan et al.*, 2009].

92

93 The ionograms superposed in Figure 2 show the development of the rapid F_3 layer over
94 the Indian station Trivandrum (8.5°N , 77°E ; 0.5°N) during the main phase of the super
95 storm ($\text{Dst} = -221 \text{ nT}$) of 24 November 2001. The layer drifts beyond the range of the
96 ionosonde (800 km) in about 1.5 hours during noon (11:00-13:00 LT) when the critical fre-
97 quency reduced from about 14 MHz to 8 MHz. During the period of the rapid F_3 layer, IMF
98 B_z turned highly negative (up to -30 nT , panel 4) and there was strong eastward PPEF as
99 indicated by the equatorial electrojet strength [*Balan et al.*, 2009].

100

101 Figure 3 shows part of the repeated occurrence of rapid F_3 layer over the Australian
102 longitude station Vanimo (12.6°S , 141.4°E ; 2.7°S) during the main phase of the super storm
103 ($\text{Dst} = -373 \text{ nT}$) of 08 November 2004. The observations are not complete because there
104 is data gap before 11:00 LT. As shown by the superposed ionograms in Figure 3 (panel 1),
105 a high altitude layer (which might have been a rapid F_3 layer drifted to the topside before
106 11:00 LT) drifts downward and merges with the newly produced F_2 layer during 11:15-12:05
107 LT; the downward drift, which is unusual during daytime, could be caused by westward
108 electric field due to penetration and/or disturbance dynamo. By 12:15 LT the layer reaches
109 its lowest height (Figure 3, panel 2). Then the layer drifts upward and reaches beyond the
110 range of the ionosonde by 14:00 LT, with the critical frequency reducing from about 12
111 MHz to 7.5 MHz. This should be caused by an eastward PPEF event.

112

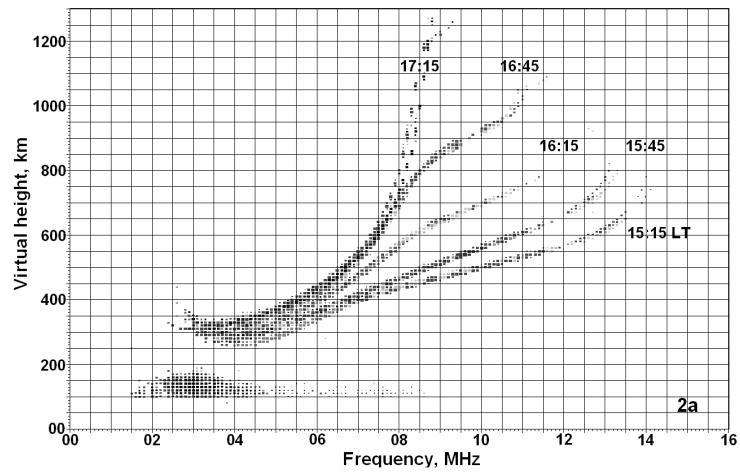
113 The statistics of the rapid F_3 layer during the 26 intense storms [*Balan et al.*, 2009]
114 seems to confirm that the rapid F_3 layer development observed by ionosondes can be used
115 to monitor the occurrence of daytime eastward PPEF, especially during super storms irre-
116 spective of season and level of solar activity. The result is important because incoherent
117 scatter radars that can directly monitor PPEF are not available (except the radar at Ji-
118 camarca); even high resolution magnetometers from which PPEF can be inferred through
119 equatorial electrojet are also not available for all longitudes. The monitoring of PPEF is
120 important because it largely modifies the low and mid latitude ionosphere.

121

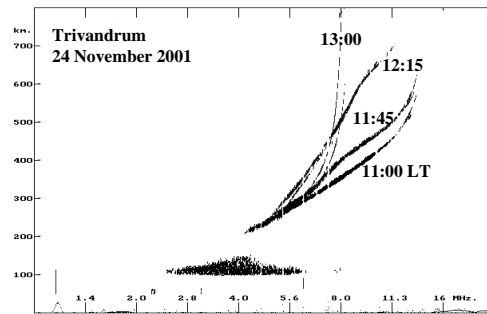
122 **Acknowledgments:** N. Balan thanks the Solar-Terrestrial Environment Laboratory of
123 Nagoya University (Japan) for providing a Visiting Professor position, and RISH (Kyoto
124 University, Japan) for supporting the attendance in the EAR-2009 meeting.

125 References

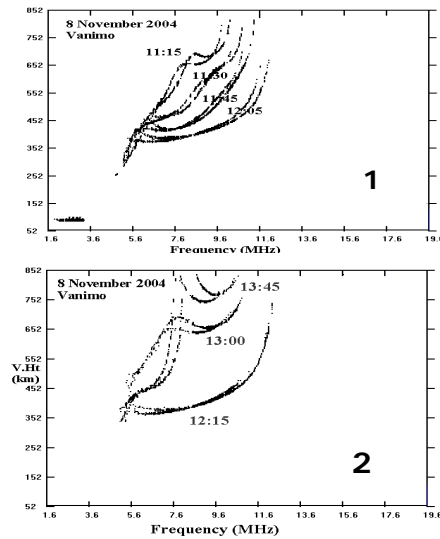
- 126 Balan, N., and G. J. Bailey, Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of an
127 additional layer, *J. Geophys. Res.*, *100*, 2047, 1995.
- 128 Balan, N., I. S. Batista, M. A. Abdu, J. Macdougall and G. J. Bailey, Physical mecha-
129 nism and statistics of occurrence of an additional layer in the equatorial ionosphere, *J.*
130 *Geophys. Res.*, *103*, 29169-29181, 1998 .
- 131 Balan, N., S. V. Thampi, K. Lynn, Y. Otsuka, H. Alleyne, S. Watanabe, M. A. Abdu, and
132 B. G. Fejer, F3 layer during penetration electric field *J. Geophys Res.*, *113*, A00A07,
133 doi:10.1029/2008JA013206, 2008.
- 134 Balan, N., K. Shiokawa, Y. Otsuka, S. Watanabe, G. J. Bailey, Super plasma fountain and
135 equatorial ionization anomaly during penetration electric field, *J. Geophys. Res.*, *114*,
136 A03310, doi:10.1029/2008JA013768, 2009.
- 137 Batista, I.S., M.A. Abdu, J. McDougall, and J.R. Souza, Long term trends in the frequency
138 of occurrence of the F3 layer over Fortaleza, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *64*, 1409, 2002.
- 139 Lynn K.J.W., T. J. Harris and M. Sjarifudin, Stratification of the F2 layer observed over
140 South-East Asia, *J. Geophys. Res.*, *105*, 27147, 2000.
- 141 Paznukhov, V. V., B. W. Reinisch, P. Song, X. Huang, T. W. Bullett and O. Veliz, Forma-
142 tion of an F₃ layer in the equatorial ionosphere: A result from strong IMF changes, *J.*
143 *Atmos. Solar Terr. Phys.*, *69*, 1292, doi:10.1016/j.jastp.2006.08.019, 2007
- 144 Rama Rao, P. V. S., K. Niranjana, D. S. V. V. D. Prasad, P. S. Brahmanandam, and
145 S. Gopikrishna, Features of additional stratification in ionospheric F2 layer observed
146 for half a solar cycle over Indian low latitudes, *J. Geophys. Res.*, *110*, A04307, doi:
147 10.1029/2004JA010646, 2005 .
- 148 Sreeja, V., N. Balan, S. Ravindran, T. K. Pant, R. Sridharan, G. J. Bailey, Additional strat-
149 ification in the equatorial F region at dawn and dusk during geomagnetic storms: Role
150 of electrodynamics, *J. Geophys. Res.*, *114*, A08309, doi:10.1029/2009JA014373,
151 2009.
- 152 Thampi, S. V., N. Balan, S. Ravindran, T. K. Pant, C. V. Devasia, P. Sreelatha, R. Sridha-
153 ran, G. J. Bailey, An additional layer in the low-latitude ionosphere in Indian longitude:
154 Total electron content observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, *112*, A06301, doi:
155 10.1029/2006JA011974, 2007 .
- 156 Uemoto J., T. Ono, A. Kumamoto and M. Iizima, Statistical analysis of the ionization ledge
157 in the equatorial ionosphere observed from topside sounder satellites, *J. Atmos. Sol. Terr.*
158 *Phys.*, *68*, 1340-1351, 2006.



159 **Fig.1:** Five ionograms recorded at the Brazilian equatorial station Sao Luis (2.6°S,
 160 44.2°W; 1.7°S) during the super storm of 29 October 2003 (Dst = -353 nT) are superposed;
 161 local times of the ionograms are noted. The superposed ionograms illustrate the rapid F₃
 162 layer mechanism.



163 **Fig.2:** Four ionograms recorded at the Indian equatorial station Trivandrum (8.5°N ,
 164 77°E ; 0.5°N) during the super storm of 24 November 2001 ($\text{Dst} = -221 \text{ nT}$) are superposed;
 165 local times of the ionograms are noted. The superposed ionograms illustrate the rapid F_3
 166 layer mechanism.



167 **Fig.3:** Four ionograms each recorded at the Australian longitude station Vanimo (12.6°S ,
 168 141.4°E ; 2.7°S) during 11:15-12:05 LT (panel 1) and 12:15-13:45 LT (panel 2) during the
 169 main phase of the super storm (Dst -373 nT) of 08 November 2004. Local times of the
 170 ionograms are noted. The superposed ionograms illustrate the rapid downward drift (panel
 171 1) and upward drift (panel 2) of F_3 layer.

Variability of equatorial plasma bubbles and spread-F

N. Balan^{1,2}, K. Shiokawa², Y. Otsuka², A. K. Patra³ and V. Sreeja⁴

¹Control and Systems Engineering, University of Sheffield, Sheffield S1 3JD, UK.

²STE-Lab, Nagoya University, Nagoya 464-8601, Japan.

³NMRF, P.O. Box 123, Tirupati, AP 517502, India.

⁴SPL, VSSC, Thumba, Trivandrum, India.

Abstract: Day-to-day variability of equatorial plasma bubbles and spread-F is one of the unresolved problems in ionospheric physics. We are studying the variability using multi-instrument observations and modeling. Preliminary observations have been presented in the EAR-2009 symposium. In this report, following an introduction, we present sample data from the EAR facilities of RISH in Indonesia and MST radar facilities of NMRF in India to illustrate the variability. Plans to model the variability using a theoretical model are also presented.

1. Introduction

The most interesting physics in the equatorial F region takes place during the evening hours. At this time, (1) the prereversal increase of the zonal electric field enhances the upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift, which raises the F layer temporarily to high altitudes where collisions are low, (2) along with the upward drift, its fluctuations are also amplified, (3) beneath the F region, the E region reduces rapidly due to the absence of photoionization and hence (the E region) loses its capacity to "short circuit" F region irregularities, and (4) the bottomside of the F region also reduces rapidly (due to the absence of photoionization), which results in steep bottomside electron density gradient.

In short, the postsunset F region is in a state of delicate equilibrium. The F layer is in a situation similar to the lifting and lowering of a system consisting of a heavy fluid resting on top of a light fluid. Any disturbance caused by background noise, neutral winds, gravity waves, or some other source can disturb the equilibrium and generate plasma irregularities. If conditions (see below) are favourable, the irregularities will grow and manifest as spread F and plasma bubbles [e.g., *Kelley, 1981; Patra et al., 2005*]. Further studies showed that the height of the F layer, prereversal upward $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift, and bottomside electron density gradient are the favourable conditions for the onset of equatorial spread F and plasma bubbles and depletions.

Using an HF Doppler radar [e.g., *Balan et al., 1980*] and ionosonde at Trivandrum in India we have shown that the height of the F layer (h), determined by the time history of the prereversal upward drift velocity (V_z), is the most important parameter for the onset of equatorial spread F (ESF) and plasma bubbles, with little contribution from electron density gradient (dN_e/dh) [*Jayachandran et al., 1993*]. The density gradient becomes unimportant as the layer rises in altitude, the electron density profile elongate in

45 height and hence density gradient decreases rather than increases.

46

47 We have also shown (Figure 1) that fluctuations in the drift velocity, caused by the fluctuating electric field (due to internal gravity waves), can cause corresponding fluctuations in the electron density, which, in turn, can act as the seed for the generation of plasma irregularities [Balachandran *et al.*, 1992; see also Thampi *et al.*, 2009 and references therein].

51

52 2. Observations

53

54 Figure 2 shows the day-to-day variability of the plasma irregularities on four consecutive days observed by the radar at Gadanki in India. Of the four consecutive days, plasma irregularities blow up (as flumes or bubbles) on one night, irregularities start developing but do not blow up on two nights, and irregularities do not develop on the fourth night. Before the appearance of F region irregularities, there seems to be breaks (or less signal strength) in the E region.

59

60
61 On the 07-08 night of strong irregularities, as observed by the radar and a nearby ionosonde at SPL in VSSC, the irregularities start appearing in the bottomside (develops where ?) at around 19:45 LT; they quickly extend to the F region peak (with a rapid height rise of 100 km), and blow up as flumes or bubbles (20:30 LT). After about 21:15 LT, the F region descends, and irregularities in ionosonde decay while flumes continue until 23:30 LT. Then the irregularities disappear, first at the high frequency end (23:30 LT).

67

68 Figure 3 shows the variability of the irregularities in the E- and F-regions observed by the EAR radar on four consecutive days in 2004. Irregularities of varying intensity occurred on the four consecutive nights. Irregularities seem to start at E region and extend to F region. E- and F-region irregularities appear discontinuous, may be due to the poor SNR in the plasma depletion region.

73

74 List the observations:

75

76 (1) The irregularities reach the ionospheric peak and blow up as plasma bubbles and flumes only when the F region raises in height, suggesting that height is the main parameter that determines the occurrence of bubbles.

79 (2) Before the appearance of F region irregularities, there are breaks in the E region, suggesting that the irregularities may originate in the E region.

81 (3) The irregularities appear discontinuous from E to F region, may be due to the poor SNR in the plasma depletion region. In fact continuity could be seen in some cases.

83 (4) In one unusual case, postmidnight spread F started at the ionospheric peak and extended downward, with a large height rise of over 200 km in two hours - seems to be due to PPEF during the main phase of a moderate geomagnetic storm. It was interesting to see the irregularities continuing near the F region peak at sunrise while bottomside F region builds up.

88

3. Modelling plans

As mentioned above, the main drivers of the irregularities include (1) height (h) of the irregularity generation layer, (2) upward velocity (V_z) of the layer and (3) electron density gradient (dN_e/dh) of the layer. The variations of these drivers, especially of h , can account for major part of the variability of the generation and growth of plasma irregularities, bubbles and spread F. However, full understanding of the variability requires other factors that affect the evolution of the irregularities to plasma bubbles flumes and spread F. For example, (4) downward velocity of the layer, (5) solar activity, (6) transequatorial neutral wind, (7) equatorial ionisation anomaly (EIA), (8) midnight temperature maximum, and (9) magnetospheric forcing.

The full growth rate of the R-T instability will be calculated using the observations and SUPIM model. The steps to be followed are:

- (1) The EAR and Gadanki facilities will be run continuously for one equinox season to observe plasma bubbles, spread F and the parameters needed in the calculations.
- (2) Calculate the flux-tube integrated values of the quantities from one E-region to the conjugate E-region using measured parameters and SUPIM.
- (3) Using the flux-tube integrated quantities, calculate the growth rate of the irregularities on all continuous days of observations, and compare with the continuous observations.
- (4) On the days of plasma bubbles, study the relative importance of the parameters and obtain the range of variations of the important parameters.

Acknowledgments:

N. Balan thanks the Solar-Terrestrial Environment Laboratory of Nagoya University (Japan) for providing a Visiting Professor position, and RISH (Kyoto University, Japan) for supporting the attendance in the EAR-2009 meeting.

References

- Balan, N., V. N. Nandakumar, S. Chandrasekhar, K. N. Iyer, P. B. Rao and A. A. Sridhar, Design of high resolution HF phased array for ionospheric applications at the equator, *Indian J. Radio. Space Phys.*, 8, 289, 1979.
- Balachandran Nair, R., N. Balan, G. J. Bailey and P. B. Rao, Spectra of the AC electric fields in the postsunset F-region at the magnetic equator, *Planet. Space Sci.*, 40, 655, 1992.
- Jayachandran, B., N. Balan, P. B. Rao, J. H. Sastri, and G. J. Bailey, HF Doppler and ionosonde observations on the onset conditions of equatorial spread-F, *J. Geophys. Res.*, 98, 13741, 1993.
- Kelley, M., M. Larsen, C. Lahoz, and J. McClure, Gravity wave initiation of equatorial spread F: A case study, *J. Geophys. Res.*, 86, 9087, 1981.
- Patra, A. K., et al., Simultaneous radar observations of meter-scale region irregularities at and off the magnetic equator over India, *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JA010565, 2005.
- Thampi, S. V., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, Y. Otsuka, T. Tsugawa, J. Uemoto, and M. Ishii, First observations of large-scale wave structure and equatorial spread F using CERTO radio beacon on the C/NOFS satellite, *J. Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL039887, 2009.

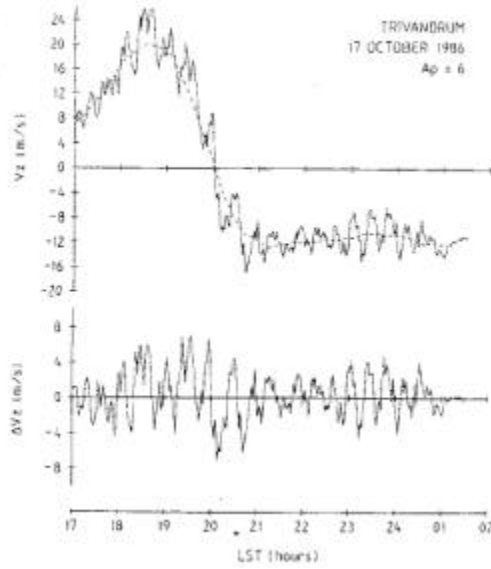


Fig.1: One minute resolution vertical drift velocity data measured by an HF Doppler radar at the equatorial station Trivandrum in India (top), and the difference between the drift velocity and its 30-minute running mean (bottom). Fluctuations of period between 20-30 minutes (due to gravity waves) get amplified along with the prereversal enhancement of the drift velocity.

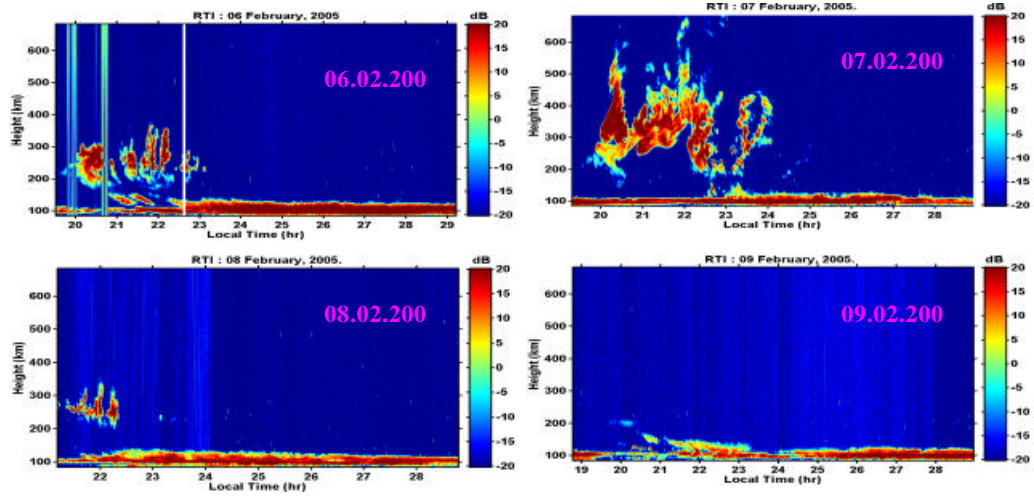


Fig. 2: The variability of the plasma irregularities on four consecutive days observed by the radar at Gadanki in India.

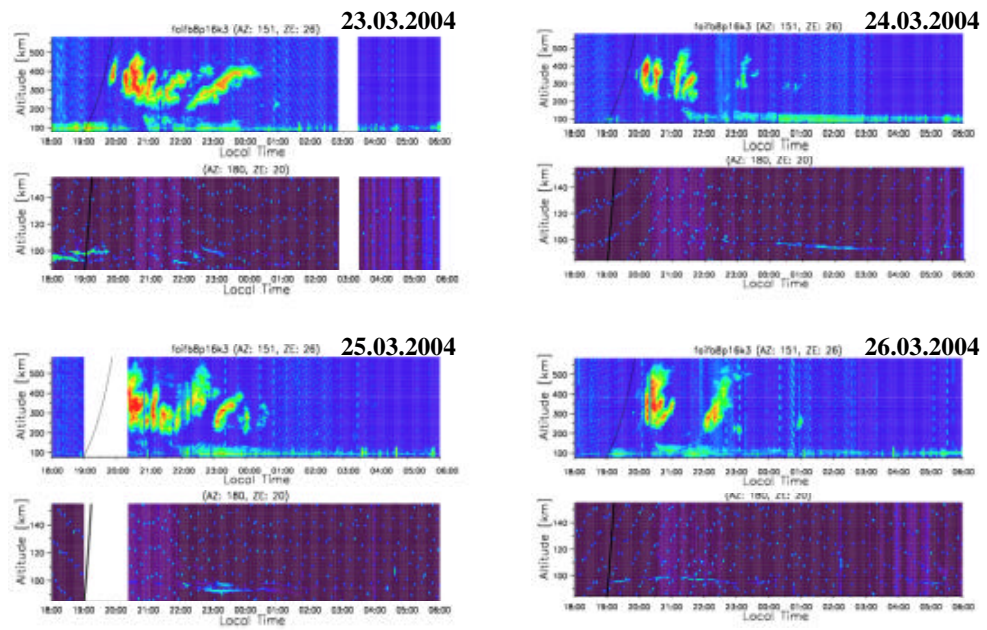


Fig.3: The variability of the irregularities in the E- and F-regions observed by the EAR radar in Indonesia on four consecutive days in 2004.

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の統計解析

水谷徳仁¹、大塚雄一¹、塩川和夫¹、横山竜宏²、山本衛³、A. K., Patra⁴、丸山隆⁵、石井守⁵

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ンの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., 2003]。また、我々は EAR を用いて、昼間の高度 130km から 170km 付近に出現する 150kmFAI エコーの観測を行ってきた。この FAI エコーの観測は、電離圏擾乱の生成機構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)[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 [Patra and Rao, 2006, 2007]。そして、インドネシア・コトタバンの EAR(磁気伏角:-21.2 度)でも 150kmFAI エコーが観測された [Patra et al., 2008]。我々は、EAR を用いて 150kmFAI エコーを観測し、150kmFAI エコーの発生高度に季節変化があることを明らかにしてきた。本研究では、発生頻度の季節依存性、ドップラー速度の統計解析結果、150kmFAI エコーと Es 層との関係性の調査を行った。

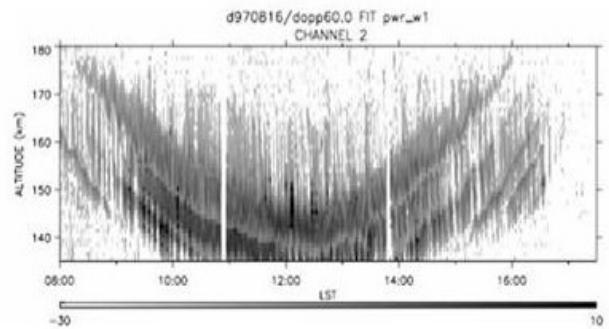


図 1 ヒカマルカで観測された 150kmFAI エコー強度のレンジ・時間断面[Fawcett, 1999]

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[Fukao et al., 2003]。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 2009 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。太字の日は 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、EAR のメンテナンスのために、2007 年 1 月、2009 年 1 月～3 月は観測が行われず、2008 年 2 月は 1 日のみの観測となっている。観測日数は 123 日、そのうち 150kmFAI エコーが観測されたのは 83 日である。

2007 年 8 月から 2009 年 2 月までの観測データを基に求めた月別の 150kmFAI エコー発生頻度のグラフを図 2 に示す。図 2 を見ると、3～6 月は発生頻度が 50%未満で、7～12 月では 50%以上であることから FAI の発生頻度に季節依存性があるという傾向が見られる。次に、2009 年 8 月までのデータを基に求めた月別発生頻度のグラフを図 3 に示す。図 3 を見ると、3, 4 月は発生頻度が低いが、5～12 月は発生頻度が 60%以上となっていることがわかる。図 2 の結果と図 3 の結果を比較すると、観測期間が長くなると発生頻度の季節変化が変わることがわかる。今後 EAR でさらに観測を行い、観測の少ない 1～3 月のデータを増やすということが重要であると考えられる。

3.2 150km エコーのドップラー速度の季節変化

150kmFAI エコーのドップラー速度について調べた。調べた期間は 2007 年 8 月から 2009 年 8 月である。まずは南北方向のドップラー速度の季節変化の結果を説明する。コトタバンにおける 150kmFAI エコーの南北方向のドップラー速度の算出方法は、高度範囲 130km から 170km、方位角 180 度(南方向)のビーム方向を使用し、SN 比が-3dB よりも大きく、1 時間のデータ点数が 10 点以上の時間帯のドップラー速度を使用した。図 4 はコトタバンにおける 150kmFAI エコーの南北方向のドップラー速度の 1 時間平均との南北方向の F 領域の E×B ドリフトの経験モデル [Scherless and Fejer, 1999]の 1 時間毎の値をプロットしたグラフである。プラスが南向き、エラーバーは 150kmFAI エコーの南北ドップラー速度の標準偏差、グラフは左が 5～8 月、真ん中が 3,4,9,10 月、右が 12～2 月である。図 4 から、どの季節に関しても午後にかけて速度が小さくなるという日変化の傾向が一致していることがわかる。また、3,4,9,10 月に関しては 9 時 LT から 11 時 LT は値が 5m/s 以上離れているが、それ以外の季節では値もほぼ一致しているということが見て取れる。このことから、150kmFAI エコーの南北方向と F 領域の E×B ドリフトがほぼ

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～2009年8月)
(太字は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
9月	19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26日
10月	27, 28, 29, 30日
11月	26, 27, 28, 29, 30日
12月	1, 23, 24, 25, 26, 27, 28日
2009年4月	28, 29, 30日
5月	21, 22, 23, 24, 25, 26日
6月	21, 22, 23, 24, 25日
7月	20, 21, 22, 23, 24日
8月	18, 19, 20, 21日

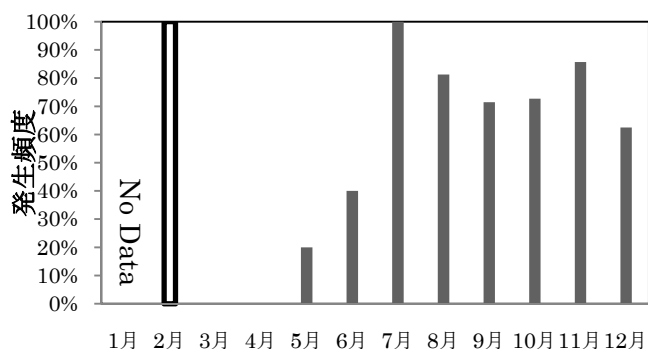


図2 150kmFAIエコーの月別発生頻度
(観測期間2007年8月～2009年2月)

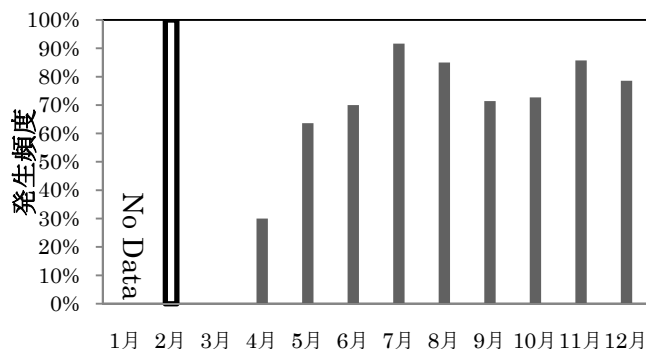


図3 150kmFAIエコーの月別発生頻度
(観測期間2007年8月～2009年8月)

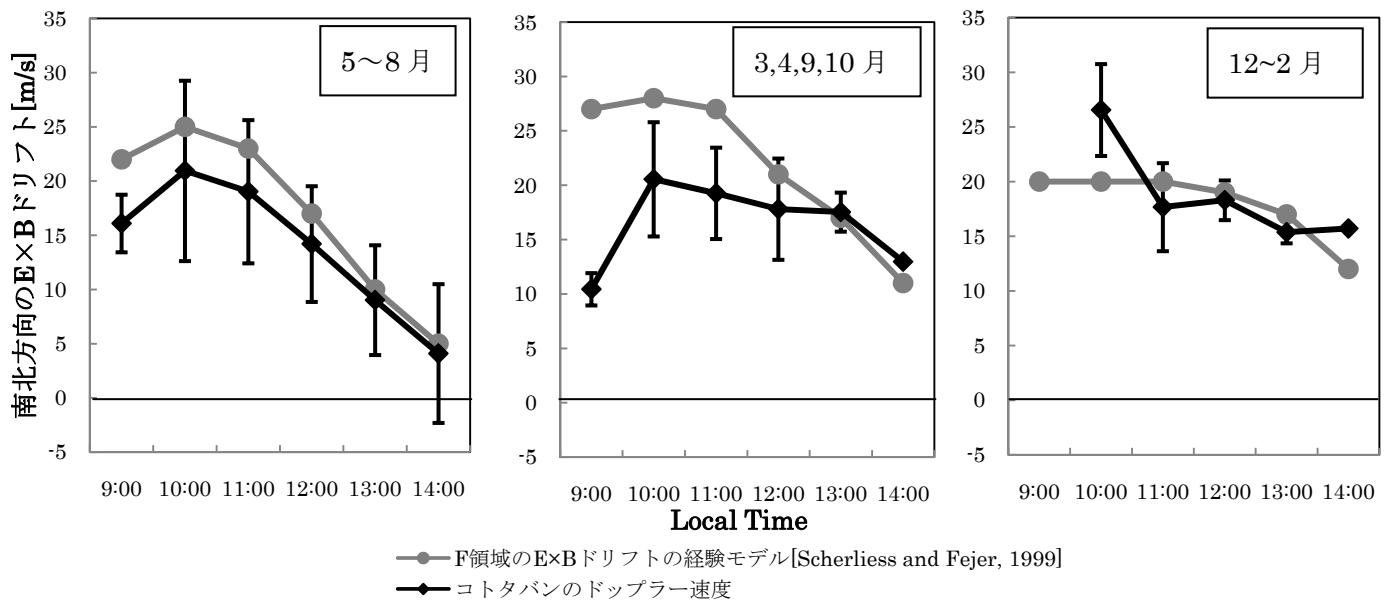


図4 コトタバンにおける 150kmFAI エコーの南北方向のドップラー速度の 1 時間平均と経験モデル[Scherliess and Fejer, 1999]の 1 時間毎の南北方向の F 領域の鉛直方向の E×B ドリフト

一致しているということが言える。これは 150kmFAI エコーが背景電場の E×B ドリフトによるものだということを示唆していると考えられる。

次に東西方向のドップラー速度の季節変化の結果について説明する。コトタバンにおける 150kmFAI エコーの東西方向のドップラー速度の算出方法は、高度範囲 130km から 170km、方位角 165 度と 195 度の 2 方向のビーム方向を使用し、SN 比が-3dB よりも大きく、1 時間のデータ点数が 10 点以上の日のドップラー速度を使用した。図 5 は、コトタバンの 150kmFAI エコーの季節別の東西ドップラー速度の 1 時間平均とヒカマルカの IS レーダーで観測された F 層の 1 時間毎の東西ドップラー速度[Fejer et al., 1991]をプロットしたものである。マイナスが西向きを示しており、一番濃い線が 12~2 月、次に濃い線が 3,4,9,10 月、一番薄い線が 5~8 月となっており、-20~10m/s の範囲にある 3 本の線がコトタバンの 150kmFAI エコー、-50~-20m/s の範囲にある 3 本の線がヒカマルカの結果を示す。図 5 に示されたコトタバンとヒカマルカの結果を比較すると、午後にかけて西向きの速度が小さくなるという日変化の傾向は一致していることがわかるが、どの季節においてもヒカマルカに比べてコトタバンのほうが 15m/s~40m/s 小さくなっていることがわかる。しかし、このようにコトタバンで観測された 150kmFAI エコーの東西ドップラー速度が F 層の E×B ドリフトに比べて値が小さくなることについて原因はわかっていない。

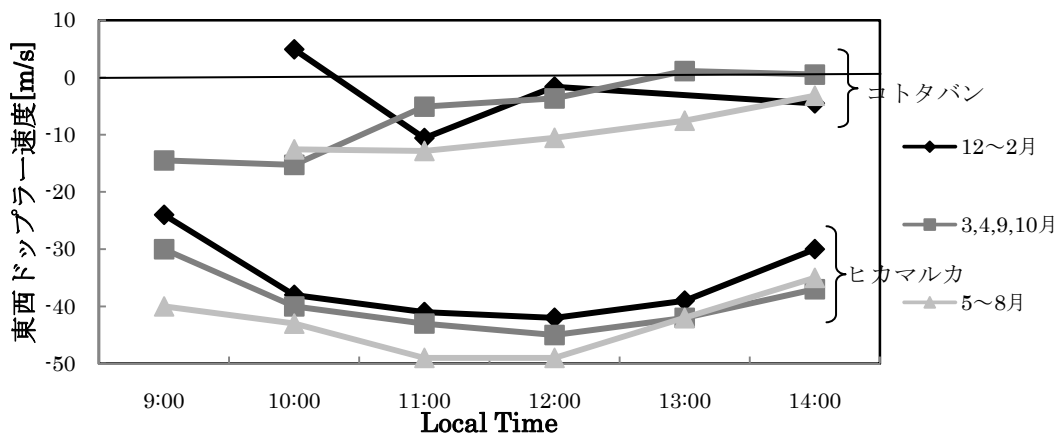


図5 コトタバンの季節別の東西ドップラー速度の 1 時間平均 (2007 年 8 月~2009 年 8 月) と Jicamarca の F 層の 1 時間毎の東西ドップラー速度[Fejer et al., 1991]

3.3 150km エコーと Es 層との関係

150kmFAI エコーと Es 層との関係について調べた。まずはその背景について説明する。150kmFAI エコーの生成原因の一つとして、Es 層により発生した電場が磁力線を伝わり、磁力線が水平になる磁気赤道で不安定を引き起こすということが考えられてきた[Tsunoda and Ecklund, 2004]。この生成原因は、150kmFAI エコーが磁気赤道付近でのみ観測されていたときに考えられたものである。現在では 150kmFAI エコーは磁気赤道付近以外でも観測されているが、この生成原因は磁気赤道以外には適用できない。しかし、生成原因を解明するための一つの要素として、Es 層によって強い電場が作られる可能性があることから、コタバンの 150kmFAI エコーと Es 層との関係について調べた。今までに、コタバンのイオノゾンデのデータを調べて、コタバンの 150kmFAI エコーと Es 層との発生頻度の季節変化について比較を行った。その結果は、150kmFAI エコーと Es 層の季節変化が一致している部分もあったが、12 月や 3 月では一致していないという結果であった。また他に 150kmFAI エコーが観測された地点における 150kmFAI と Es 層の季節変化の比較を行った。今回の調査では、コタバンと磁気共役点であるチェンマイと磁気赤道であるチュンポンのイオノゾンデのデータを調査した。コタバン、チェンマイ、チュンポンの位置関係を図 6 に示す。

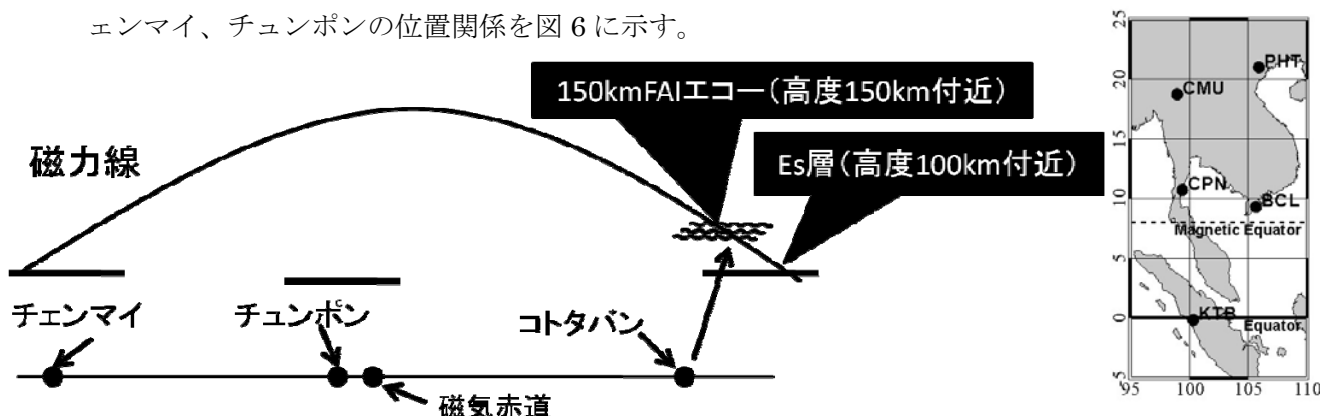


図 6 コタバン、チェンマイ、チュンポンの位置関係

図 7 にコタバン、チェンマイ、チュンポンのイオノゾンデから Es 層突き抜け周波数($foEs$)の値を調べたグラフを示す。調べた日には 150kmFAI エコーの観測があり、なおかつコタバン、チェンマイ、チュンボン 3 地点で同時に観測が行われていた 17 日分(2008 年 7 月 30,31 日、2008 年 8 月 1,2,3,4 日、2008 年 9 月 19,20,21,23,24,25,26 日、2008 年 10 月 27,28,29,30 日)である。図 7 の左側のグラフが 150kmFAI エコーが観測された日(14 日分)、右側のグラフが 150kmFAI エコーが観測されなかった日(2008 年 9 月 25,26 日、2008 年 10 月 27 日)の $foEs$ の値を示す。それぞれのグラフにおいて、 $foEs$ の平均を算出した結果も図 7 に示す。平均の値を見ると、コタバンの磁気共役点であるチェンマイでは 150kmFAI エコーが観測されなかった日のほうが観測された日に比べて大きくなっていることがわかる。このことから、チェンマイでは 150kmFAI エコーの有無にかかわらず $foEs$ が大きい、つまり Es 層があると考えられる。よってチェンマイにおいては 150kmFAI エコーと Es 層に関係がないと考えられる。それに対し、チュンポンの $foEs$ の平均の値を見ると、150kmFAI エコーが観測されなかった日に比べて 150kmFAI エコーが観測された日のほうがかなり大きくなっていることがわかる。しかし、150kmFAI エコーが観測されなかった日は 9、10 月の 3 日間に対して、150kmFAI エコーが観測された日は 8

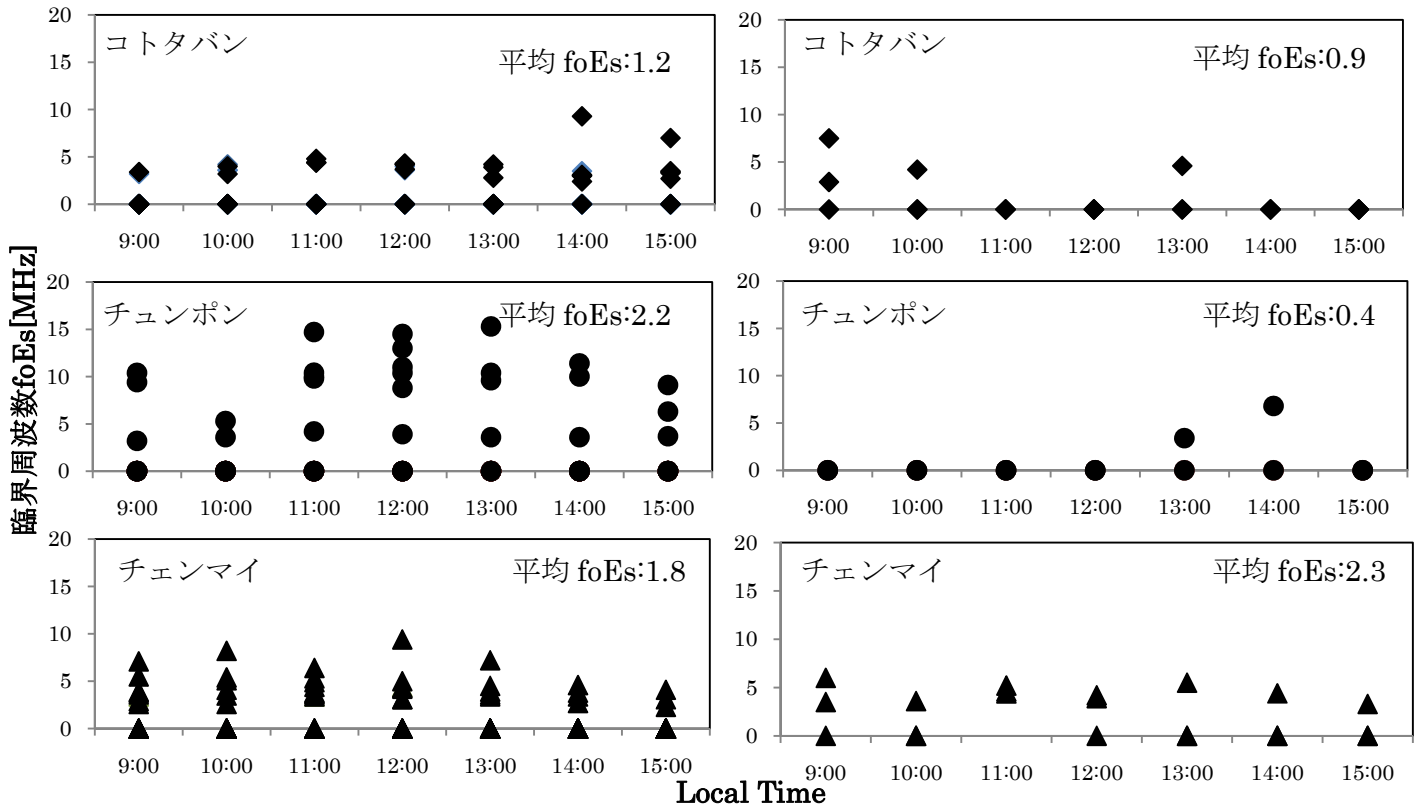


図7 コトタバン、チェンマイ、チュンポンの foEs の 1 時間おきのプロットと foEs の平均値

(左側が 150kmFAI エコーが観測された日、右側が 150kmFAI エコーが観測されなかった日)

月～10月の14日間となっており、季節に偏りがあることがわかる。そこで、チュンポンについて 150kmFAI エコーの観測された日に関して 7,8月と 9,10月に分けて foEs をプロットした。その図を図8に示す。図8を見ると 7,8月で foEs の値が大きく、9,10月で値が小さいことがわかる。また foEs の平均値を比較しても 7,8月が 4.9MHz に対して 9,10月は 0.3MHz となっており 7,8月で大きくなっていることがわかる。このことからチュンポンにおける foEs の値の大きさ、Es 層の発生に季節変化があることがわかる。それに対して 150kmFAI エコーには 7月から 10月にかけて特に季節変化が見られないことは 3.1 からわかる。よってチュンポンにおいても Es 層は 150kmFAI エコーの発生と相関が見られないことがわかった。

以上のことから、コトタバン、チェンマイ、チュンポンの3地点のイオノゾンデを調べた結果、150kmFAI エコーと Es 層に関して明確な相関は見られないことがわかった。

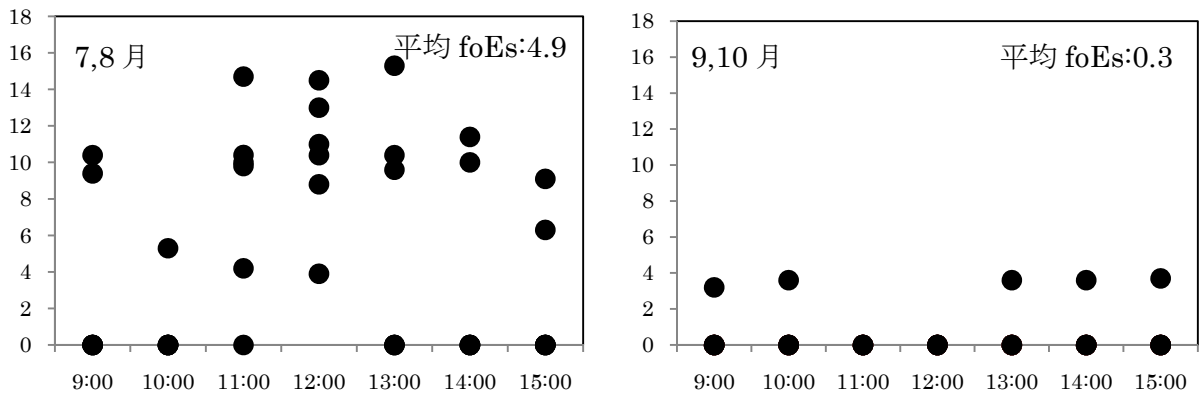


図8 チェンマイの 150kmFAI エコーが観測された日の foEs の 1 時間おきのプロットと foEs の平均値(左側が 7, 8月、右側が 9, 10月)

4. まとめ

2007年8月から2009年9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、4月は30%以下と小さいが他の季節には60%以上と大きくなるという季節変化があることが明らかになった。しかし、1月から3月に関してはデータが少ないので今後の観測が重要である。
- ② 150kmFAI エコーの南北方向のドップラー速度は、F領域におけるプラズマドリフト速度の経験モデル[Scherless and Fejer, 1999]と日変化、値ともよく一致することがわかった。このことから150kmFAI エコーの南北方向のドップラー速度は、背景の電場によるE×Bドリフトによるものだと考えられる。
- ③ 150kmFAI エコーのドップラー速度から東西方向成分を求め、ヒカマルカのISレーダーによって観測されたF領域のプラズマドリフト速度[Fejer et al., 1991]と比較した。その結果、両社とも西向きであり、午後では時間とともに西向きの速度が小さくなるという日変化の傾向が一致しているが、150kmFAI エコーから求めた速度の値は、ヒカマルカのIS観測のものよりも15~40m/s小さくなることが分かった。
- ④ 150kmFAI エコーとEs層の関係について、コトタバン、チェンマイ、チュンポンの3地点のイオノゾンデを調べた。コトタバンでは季節変化が類似しているが、チェンマイでは150kmFAI エコーの有無に関わらずfoEsの値が大きいことがわかった。このことからチェンマイでは150kmFAI エコーとEs層との発生に相関が見られないことがわかった。また、チュンポンに関しては150kmFAI エコーが観測されるときにfoEsの値が大きかったが、foEsの値に7月~10月に季節変化があることがわかった。しかし150kmFAI エコーには季節変化はなく、150kmFAI エコーとEs層の季節依存性は一致しなかった。このことからチェンマイに関しても150kmFAI エコーとEs層の発生に相関が見られないことがわかった。以上より3地点のイオノゾンデを調べたが、150kmFAI エコーの発生と明確な相関は見られなかった。

5. 謝辞

コトタバン、チェンマイ、チュンポンのスポラディックE層の調査には、NICTのイオノグラムのデータを使用させていただきました。

6. 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] Fejer, B. G., E. R., de Paula, S. A., Gonzalez, and R. F., Woodman, Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca, *J. Geophys. Res.*, 96, 13,901, 1991
- [7] 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.
- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] 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.
- [11] 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.
- [12] 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.
- [13] Scherliess, L. and B. G. Fejer, Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model, *J. Geophys. Res.*, 104, 6829, 1999.
- [14] Tsunoda, R. T., and W. L. Ecklund, On a summer maximum in the occurrence frequency of 150 km (F1) radar echoes over Pohnpei, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06810, doi:10.1029/2003GL018704, 2004.

電離圏沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測及び ファブリ・ペロー干渉計開発の現状

大塚雄一¹、塩川和夫¹、小川忠彦²、Effendy³

1. 名大 STE 研 2. NICT 3. LAPAN

1. VHF レーダーによる F 領域沿磁力線不規則構造の観測

2006 年 2 月より、インドネシア・コタババン赤道大気レーダー (EAR) 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 (Field-Aligned Irregularity; FAI) の観測を開始した。本レーダーは 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。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° としている。ビーム幅は、方位角方向には 12°、天頂角方向には 40° である。この VHF レーダーは、定常的に E 層及び F 層における FAI の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。F 層 FAI 観測のレンジ及び時間分解能は、それぞれ 19.2km、4 分である。

これまでに VHF レーダーによって観測された F 領域 FAI のデータを解析し、FAI エコー発生の季節・地方時変化を調べた。本研究では、FAI 以外の干渉波を除去するため、50km 以上のレンジにわたって 0dB 以上の SN 比をもつエコーを FAI エコーとした。また、高度 200km から 540km までの SN 比を平均した。図 1a に、南向きビームで得られた FAI エコー強度の季節・地方時変化を示す。図中の黒い部分は、データ欠測を表す。図より、FAI エコーは、2006 年 3-5 月の真夜中前と 2006 年及び 2007 年の 5-8 月における真夜中過ぎに頻りに観測されていることが分かる。また、真夜中過ぎの FAI エコーは、真夜中前のものに比べて弱い。

EAR サイトには、シンチレーション測定用の GPS 受信機が設置されており、2003 年 1 月から連続観測を行っている [Otsuka et al., 2006]。図 1 に示した期間において、GPS シンチレーションは、2006 年 3-5 月に発生しており、真夜中前の FAI エコーの出現とよく一致する。赤道域における GPS シンチレーションは、プラズマバブル内部に存在するプラズマ密度の不均一によって生じる。また、プラズマバブルは、インドネシア域では春・秋に発生頻度が高い [Tsunoda, 1985; Maruyama and Matuura,

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 μ s
サブパルス幅:	1, 2, 4, 8, 16 μ s
受信機:	1 台
A/D 変換機:	16 bit

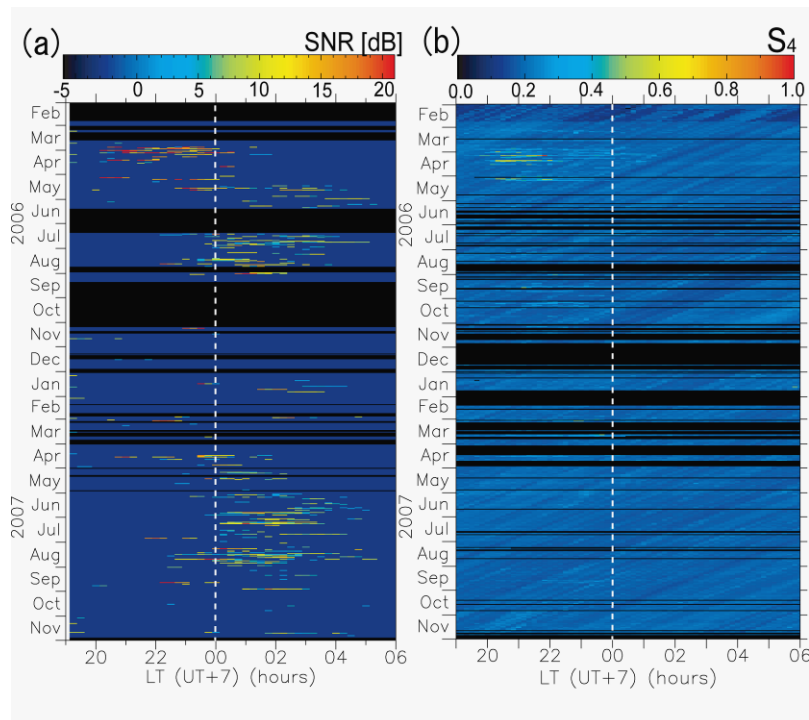


図 1: 2006 年 2 月から 2007 年 11 月までにコタバンの VHF レーダーで観測された F 領域 FAI エコー(a) 及び GPS シンチレーション指数 S4(b) の季節・地方時変化。

1984]。このことから、真夜中前の FAI は、プラズマバブルに起因するものであると考えられる。しかし、真夜中過ぎの FAI は、プラズマバブルの発生頻度が低い季節に多く観測されている。さらに、通常、プラズマバブルに伴う FAI は、拡散によって真夜中頃には消滅するため、真夜中以降に観測されることは稀である。このことから、5-8 月の真夜中過ぎに観測された FAI は、プラズマバブルに伴うものとは異なると考えられる。

5 方向のビームで観測された FAI エコーの出現時間の差から、FAI のエコー領域が東西方向のどちらに伝搬しているかを決定した。2006 年 2 月 23 日から 2007 年 11 月 28 日までの観測データを調べたところ、真夜中前(19-01LT) に発生する FAI と真夜中過ぎ(23-06LT) に発生する FAI とでは、その伝搬方向に違いがあることが分かった。真夜中前 FAI は、26 例観測されており、そのうち 24 例が東向きに伝搬していた。一方、真夜中過ぎ FAI は、89 例観測されており、そのうち 10 例が東向き、33 例が西向きであった。残りの 45 例(全体の 52%に相当)は、伝搬していないか、あるいは顕著な伝搬が見られなかったものである。

真夜中過ぎ FAI 発生頻度の季節変化や西向きに伝搬する特徴は、MU レーダーで観測される F 領域 FAI と類似しており、中緯度の F 領域 FAI が低緯度域でも発生している可能性があると考えられる。

2. VHF レーダーによる E 領域沿磁力線不規則構造の観測

VHF レーダーによる 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。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 2 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、

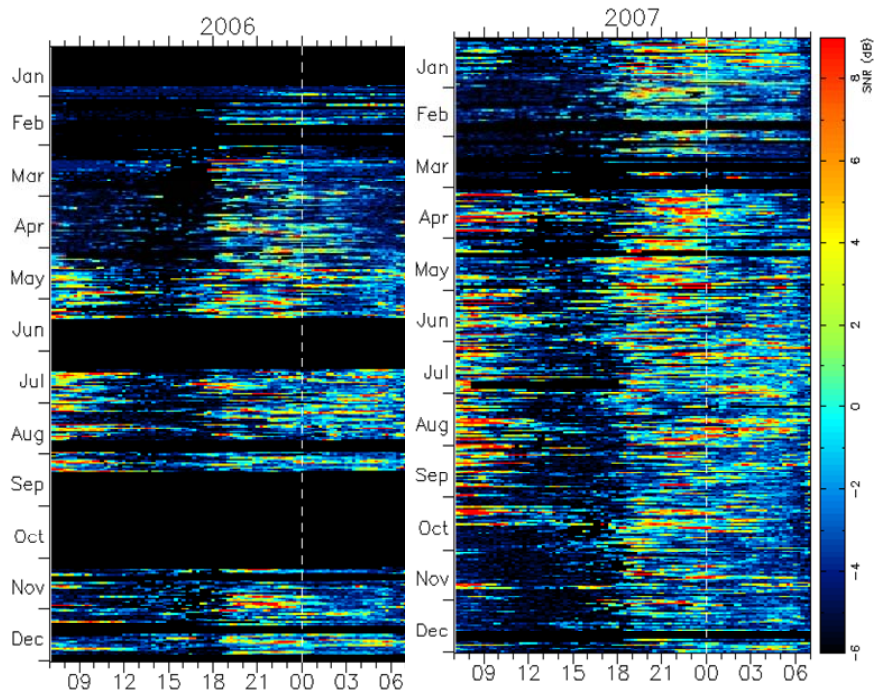


図2: インドネシア・コタバンにおいて、31MHz レーダーで観測された2006年(左)と2007年(右)におけるE領域FAIのエコー強度の地方時・季節変化。高度80kmから110kmの値を平均した。

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。

また、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 ドップラー速度地方時・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

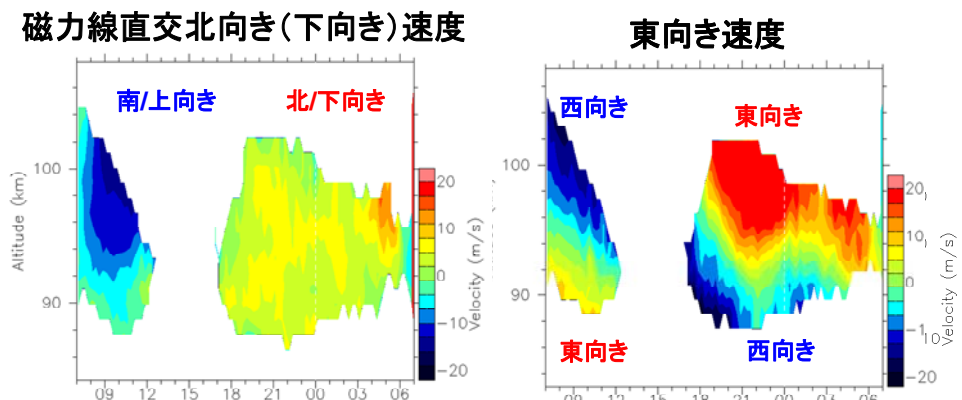


図3: インドネシア・コタバンにおいて31MHz レーダーで観測されたE領域FAI ドップラー速度の地方時・高度変化。

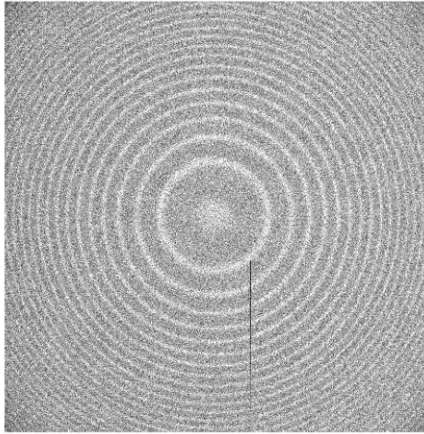


図4: 新しく開発されたFPIで取得された630nm大気光のフリンジ画像(1024 x 1024 ピクセル)。画像中に、同心円状のフリンジが15本見られる。

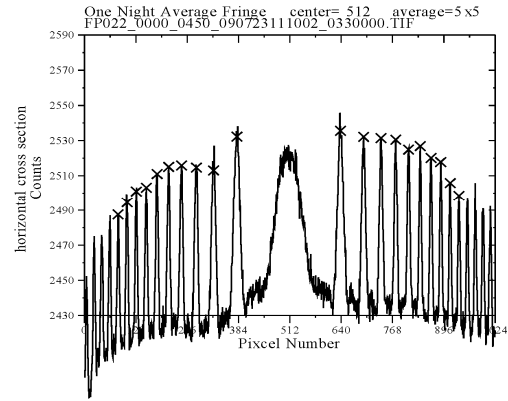


図5: 2009年7月23日晩に観測された630nm大気光画像を一晩平均したものの中心を通る横方向のピクセルを取り出したもの。×印をつけたフリンジのピークの移動からそれぞれ風速を求める。

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。

また、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ドップラー速度の地方時・高度変化を調べた(図3)。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。午前中に発生するFAIエコーは、時間とともに高度が下がる傾向が見られる。FAIエコーは、7LTにおいて高度約100kmにあり、9LTでは高度約90kmにあることから、FAIエコーが下降する位相速度は5km/hと見積もられる。同様の傾向は、約12時間後の19-24LTにも見られ、半日周期の大気潮汐波がFAI発生に関係している可能性が示唆される。図3(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3(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。

3. ファブリ・ペロー干渉計開発の現状

名大STE研は、中低緯度における熱圏風速及び温度を観測するためのファブリ・ペロー干渉計の開発を2007年度から開始した。2009年度には、3台のFPIの組み立てを完了し、2009年7-8月に滋賀県甲賀市信楽町の京都大学MUレーダー・サイトにおいて、既存のFPI一台を含めた計4台の同時観測を実施した。図4に、2009年7月23日晩に新しく開発したFPIで取得された630nm大気光のフリンジ画像の例を示す。このようなフリンジ画像を一晩平均したものについて、中心を通る横一列のピクセル上のカウントを図5に示す。×印で示す10個のフリンジ・ピークの位置からそれぞれ風速を求める。図6に、2009年7月23日晩に既存のFPIと新規のFPI2台で観測された東西風、南北風の時間変化を示す。既存のFPIについては、内側と外側の2つのフリンジを使って求められた

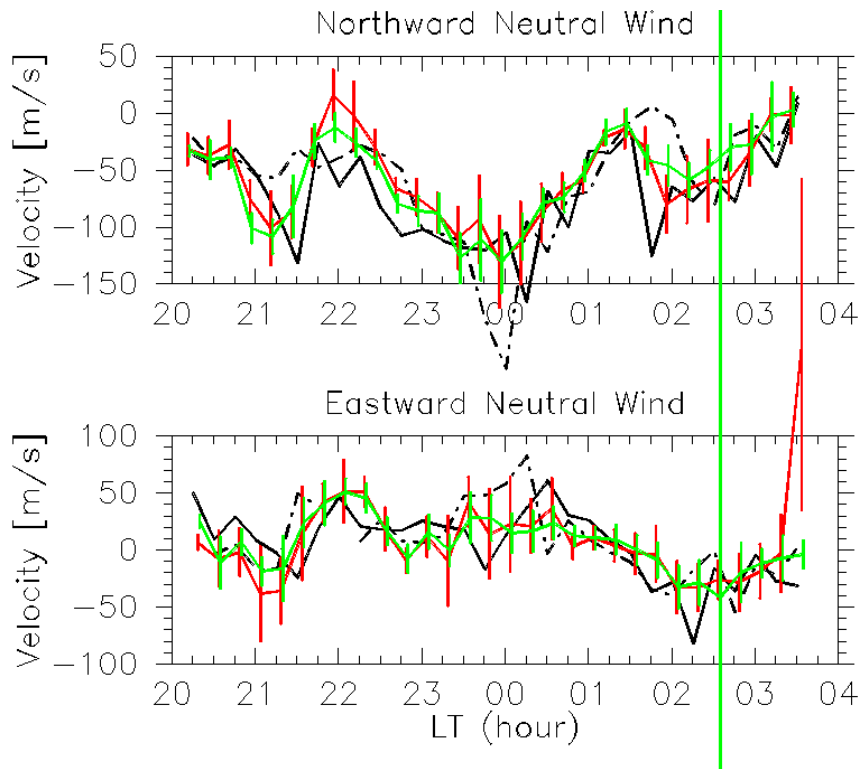


図6: 2009年7月23日晩に信楽に設置した3台のファブリ・ペロー干渉計で観測された北向き(上図)と東向き(下図)の中性大気風速の時間変化。既存のFPIについては、内側と外側の2つのプリンジを使って求められた風速をそれぞれ実線と点線で示す。新規開発した2台のFPIから求めた風速は、エラーバーをつけた線で示す。エラーバーは、10個のプリンジ求めた風速の標準偏差である。

風速をそれぞれ実線と点線で示す。新規の2台のFPIは、10個のプリンジから独立に風速が求められるが、それらの平均値を風速とした。また、それらの標準偏差は約 $\pm 20\text{m/s}$ であった(図中、エラーバーで示す)。東西風、南北風とも、それぞれのFPIで観測された風速が約 $\pm 20\text{m/s}$ の範囲で良く一致していることが分かる。

4. まとめと今後の予定

EARサイトにおいて、2006年2月から30.8MHzレーダーによるF領域FAIの連続観測を行ってきた。このVHFレーダーによって観測されたF領域FAIは、プラズマバブルに伴うものだけでなく、5-8月の真夜中過ぎに発生するものも存在することが明らかになった。真夜中過ぎのFAIは、中緯度で観測されるF領域FAIと類似した特徴をもつ。E領域FAIの発生頻度には半日周期変動が見られた。ドップラー速度については、エコー領域上部においてExBドリフトの方向に一致し、エコー領域下部では反対に東西成分は昼に東向き、夜間は西向きの傾向が見られた。2009年8月より、このVHFレーダーに受信系統5チャンネルを増設し、レーダー・イメージング観測を開始した。

また、3台の中低緯度用ファブリ・ペロー干渉計(FPI)を開発し、信楽においてテスト観測を実施し、正常に動作していることを確認した。これらのFPIは、タイ・チェンマイにはNICTの全天カ

メラと同時に 2010 年 1 月に、コトタバには 2010 年 2 月頃に設置し、熱圏風の磁気共役点観測を開始する予定である。また、信楽の磁気共役点にあたるオーストラリア・ダーウィンにも FPI を 1 台設置し、中緯度における熱圏風の磁気共役点観測も実施する予定である。

参考文献

- [1] Maruyama, T. and N. Matuura, Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles, *J. Geophys. Res.*, *89*, 10,903-10,912, 1984.
- [2] Tsunoda, R. T., Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity, *J. Geophys. Res.*, *90*, 447-456, 1985.
- [3] Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa, Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, *84A*, 343-351, 2006.
- [4] Otsuka, Y., T. Ogawa, and Effendy, VHF radar observations of nighttime F-region field-aligned irregularities over Kototabang, Indonesia, *Earth Planets Space*, *61*, 431-437, 2009.