第157回生存圏シンポジウム

第4回赤道大気レーダーシンポジウム

平成22年9月1日・2日

京都大学生存圈研究所

はじめに

赤道大気レーダー(EAR)は、平成12年度末に完成した大型大気観測用レーダーで、インドネ シア共和国西スマトラ州の赤道直下に位置している。京都大学生存圏研究所(RISH)とインドネ シア航空宇宙庁(LAPAN)との協同運用により長期連続観測が続けられており、今年に完成から 10周年を迎える。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)」において、その中核設備として利用されてきた。生存圏研究所では17年度からEARと その関連設備の全国国際共同利用を開始した。国内はもとより、海外の研究者も活発に共同利用 研究を行っており、共同利用課題の約3割が海外からのものである。平成22年9月1日・2日に は、京都大学宇治キャンパスにある宇治おうばくプラザにおいて第4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19件の研究発表を得た。今回は、9月2日・3日に同プラザでMUレーダー25周年記念 国際シンポジウムが開催されたこともあり、発表件数は例年より少なめであるが、活発な議論が 行われた。今年度からEARを中核設備とした大型研究(科学技術振興調整費アジア・アフリカ 科学技術協力の戦略的推進国際共同研究の推進「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」) も開始された。益々共同利用研究が活発化し、関連研究分野の発展に大きなインパクトを与える ものと期待している。

平成 23 年 1 月

京都大学生存圈研究所

赤道大気レーダー全国国際共同利用専門委員会

委員長 橋口 浩之

赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状	1
橋口浩之 (京大 RISH)	
ウインドプロファイラネットワーク観測に基づいた海大陸の季節内変動に伴う降水活動の	
研究	4
柴垣佳明・村上和也 (大阪電通大)・橋口浩之・田畑悦和 (京大 RISH)・濱田純一・ 森修一・山中大学 (JAMSTEC)・下舞豊志・古津年章 (島根大)・深尾昌一郎 (福井工大)	
海大陸西部の降水経年変動と ENSO・インド洋ダイポールとの関連	9
浜田純一・森修一・山中大学 (JAMSTEC)・Urip Haryoko(BMKG, インドネシア)・	
Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)	
X 帯気象レーダーを用いた赤道域 Ku 帯衛星回線の降雨減衰統計の推定	13
宮本将佑・柴垣佳明・前川泰之 (大阪電通大)・佐藤亨 (京大情報)・山本衛・	
橋口浩之 (京大 RISH)・深尾昌一郎 (福井工大)	
温帯および赤道域での衛星回線降雨減衰統計の年変動特性	17
前川泰之・柴垣佳明 (大阪電通大)・佐藤亨 (京大情報)・山本衛・橋口浩之 (京大 RISH)・	
深尾昌一郎 (福井工大)	
1.3GHz ウィンドプロファイラ及び TRMM 降雨レーダーを用いた赤道インドネシアにおけ	
る降水日変化の観測的研究	21
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)	
Estimation of Raindrop Size Distribution Profile Using EAR and BLR: Case Studies during	
CPEA-I Campaign	27
Mutya Vonnisa・Toshiaki Kozu・Toyoshi Shimomai(島根大)・	
Hiroyuki Hashiguchi(京大 RISH)	
赤道大気レーダーと偏光ライダーによる融解層およびその周辺の詳細構造観測	35
妻鹿友昭・山本真之 (京大 RISH)・阿保真・柴田泰邦 (首都大)・橋口浩之 (京大 RISH)・	
山中大学 (JAMSTEC)・山本衛 (京大 RISH)・深尾昌一郎 (福井工大)	
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 II	41
阿保真・長澤親生・柴田泰邦 (首都大)	
複数のリモートセンサを用いた水の状態変化に関する研究	44
佐藤玄一・下舞豊志・古津年章 (島根大)・橋口浩之 (京大 RISH)	
圏界面中間規模波動に伴う上層雲について	48
児玉安正 (弘前大)	

インドネシアにおける下部対流圏水平風~ウィンドプロファイラネットワーク観測と全球
再解析データの比較~ 51
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)・
Fadli Syamsudin(BPPT, インドネシア)・Timbul Manik(LAPAN, インドネシア)
地球温暖化時の QBO The quasi-biennial oscillation in a double CO_2 climate 57
河谷芳雄 (JAMSTEC)・Kevin Hamilton(ハワイ大 IPRC, 米)・渡辺真吾 (JAMSTEC)
「海大陸 COE」の現状
山中大学 (BPPT SATREPS-MCCOE 推進室, インドネシア; JAMSTEC; 神大)
東南アジア域 GPS 全電子数観測の現状と今後の計画
津川卓也・加藤久雄・長妻努 (NICT)・西岡未知・大塚雄一 (名大 STE)・
齊藤昭則 (京大理)・宇宙環境計測グループ (NICT)
東南アジア電離圏観測網 (SEALION) の動向~チェンマイへの全天イメージャ導入と初期観
測結果
久保田実・宇宙環境計測グループ (NICT)・大塚雄一 (名大 STE)・Tharadol Komolmis・
Siramas Komonjinda(チェンマイ大, タイ)
インドネシアにおける夜間 F 領域沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測 73
大塚雄一・塩川和夫 (名大 STE)・小川忠彦 (NICT)・Effendy(LAPAN, インドネシア)
2010年2月のチリ中部地震に伴う電離圏全電子数の変動
西岡未知・大塚雄一・塩川和夫 (名大 STE)
「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」プロジェクト紹介と EAR 観測 80
山本衛・橋口浩之・山本真之 (京大 RISH)・大塚雄一 (名大 STE)・長妻努・
津川卓也 (NICT)・Sri Kaloka(LAPAN, インドネシア)

赤道大気レーダー全国国際共同利用の現状

橋口浩之 (京都大学生存圈研究所)

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/)。



2. 共同利用の概要と現在までの推移

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

EAR の共同利用については、開始当初の議論から以下のような性格付けが行われてきた。 (1) EAR の共同利用は、施設が外国に位置することから必然的に「全国」「国際」型が重なった形態をとること、(2) 「国際」対応について、当初2年間は、利用者を原則として日本及びインドネシアからに限定して開始し、平成19年度から本格的な全国国際共同利用施設として運営すること、(3) 共同利用は学術目的とし、海外からの利用者の資格は個別に判断すること等である。また、EAR 共同利用には、EAR を直接利用するものの他、EAR サイトへの機器の持込み観測、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。



3. 赤道大気レーダー及び関連プロジェクトの成果

図3に赤道大気レーダー及び関連プロジェクトによる発表論文の累積数を示す。2007年3 月まで科研費・特定領域研究「赤道大気上下結合(CPEA)」が実施されたが、その後も発表 論文数の伸びは順調で、2010年8月現在250編に達している。赤道大気レーダーを中心と する関連研究は順調に進捗していると言える。



ウインドプロファイラネットワーク観測に基づいた 海大陸の季節内変動に伴う降水活動の研究

柴垣佳明¹・村上和也¹・橋口浩之²・田畑悦和²・濱田純一³・森修一³・ 山中大学³・下舞豊志⁴・古津年章⁴・深尾昌一郎⁵

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

1. はじめに

インドネシア海大陸は、世界で最も対流活動の活発な地域のひとつであり、太陽日射加 熱によって日周期の積雲対流が支配的である。また、海大陸を通過する季節内変動(ISV) の大規模対流システムの移動や空間構造は、日周期対流システムの振舞いに大きく依存す る。一方で、ISV の循環場は、日周期対流システムの発達・組織化に対して有効な環境場 を提供する。このような ISV と日周期対流システムの関係を明らかにすることを目的に、 本研究では、ポンティアナク(P; 109.37°E, 0.00°S),マナド(M; 124.93°E, 1.55°N),ビア ク(B; 136.10°E, 1.18°S)に設置された HARIMAU ウインドプロファイラデータ、およびコ トタバン(K; 100.30°E, 0.20°S)の EAR・X 帯降雨レーダーデータを用いて、ISV に伴う日 周期対流内の降雨特性の地域的な差異等について解析を行った。研究対象の期間は、2009 年1月~2010年4月である。

2. ウインドプロファイラデータを用いた降雨タイプの分類

本研究で用いたウインドプロファイラは、降雨時には高度 10km までのエコー強度・ド ップラー速度・スペクトル幅を時間 1 分、高度 150m の分解能で測定できる。この内、鉛 直方向のドップラー速度・スペクトル幅について 5 分平均のデータセットを作成し、図 1 のフローチャートに従い、降水システムを①層状性、②対流・層状性混合、③対流性、④ その他の 4 つの降雨タイプに分類した。まず、高度 3.5 km を代表高度として、この高度の ドップラー速度が下向きに 2 m/s 以上の場合を、降雨データと判断した。なお、解析期間に 降雨データの占める割合は、P, M, B でそれぞれ 8%, 5%, 7%であった。

次に、融解層高度(4.5km)上下の高度 5.0 km と 3.5 km の降雨粒子のドップラー速度差に 注目し、その値が 3m/s 以上の場合は融解層を持つ降水システムと判断した。その中で、高 度 6km 以上でスペクトル幅が小さく、大気の状態が安定している場合は①層状性タイプ、 スペクトル幅が大きく、大気が不安定である場合は②層状・対流性混合タイプと分類した。 一方で、融解層高度付近のドップラー速度差が 3m/s より小さく、高度 5 km 以上で下向き に 2m/s の大きな降水粒子の落下速度を持つ場合は③対流性タイプと分類した。最後に、ド ップラー速度差が小さく、高度 5 km 以上で降雨粒子の落下速度が小さい場合は、衰退期の 降水システムを示していると考え、④その他のタイプとした。

図 2 は降雨分類結果の一例である。この事例では、ドップラー速度の鉛直構造の特徴から、上記の分類方法によって、最初の3時間はほぼ対流性タイプ、その直後1時間は層状・

対流性混合タイプ、その後数時間は層状性タイプを示していた。

3. 季節内変動に伴う降雨タイプの出現特性

図3は、解析期間の各観測地点でのOLRの30-60日周期成分を表す。この図から、ISV の大規模雲システムの移動に伴う東側への位相シフトがみられる。ここで、ISVのすべて のイベントに対して、ISV位相毎の降雨データの頻度分布を図4に示す。横軸はISVの位 相を表し、0°が不活発期から活発期に変わるタイミングを示している。縦軸は、対流性タ イプ、層状・対流混合性タイプ、層状性タイプの降雨データの総数である。

Pでは、不活発期・活発期を通して対流性、混合タイプの数に大きな違いはないが、活発期に層状性タイプの数が増大した。Mでは、位相 40~160°ですべての降雨タイプで出現頻度が増加した。Bでも、位相 60~80°と 100~180°で全降雨タイプが増加している。これらの特徴から、降雨活動のタイミングが海大陸の西側から東側に向かって遅れることが確認できる。

次に、解析期間に最も活発な東進対流システムが海大陸を通過した 2009 年 12 月~2010 年 1 月の ISV 事例について、各観測所での下層風と降雨特性を 1 日毎に詳しく調べた(図 5)。その結果、対流システムに付随する WWB(westerly wind burst)の東進に伴い、高度 2 ~3km で 5m/s を超える西風が K, P, B の順に観測された。M では他のサイトよりも数日遅 れて西風が強まるが、この期間、M のみ北風が支配的であったことから、高緯度側からの cold surge 等の影響を受けていたことが示唆される。

図6は、東進対流システムの通過に伴いP,M,Bで観測された降雨タイプ数の1日毎の変 化を示す。また、Kはウインドプロファイラデータの代わりに、X帯気象レーダーで観測さ れた半径60km以内の25dBZ以上の降雨エコーの出現面積を表す。ここで、WWB出現日 との比較を行いと、KではWWB出現の5日前から降水活動は活発になり、WWB通過と ともにその活動は弱まった。PはWWB出現10日前から対流性タイプの降水システムが卓 越し、降水エコーの総数はWWB通過直後には最大となり、その後減少した。Mでは、WWB 通過付近にデータ欠測があるものの、WWB通過前の4日前から降水活動が強まり、通過後 3日間は降雨活動が持続している様子が確認できる。Bでは、WWB通過直前から降水活動 が強まり、それは通過後も10日間強まった。

4. まとめ

2009 年1月~2010 年4月に観測された HARIMAU ウインドプロファイラデータを用い て、ISV の降雨特性を調べた。その結果、海大陸の西側では降水活動は WWB 到着前に活 発になり、到着後に弱まるのに対して、その東側の降水活動が WWB 到着前は不活発、到 着後に強まり、ISV 活発期の降水活動のタイミングは、海大陸の東側ほど遅れる傾向があ った。今後は、客観解析データを用いて、このような降水活動に関連した周辺場や地形性 の影響等について調べる予定である。



図 1: ウインドプロファイラのドップラー速度・スペクトル幅を用いた 降雨タイプの分類方法。



図 2: 2010 年 1 月 6~7 日の Biak で観測された鉛直方向のドップラー速度の 時間・高度分布(上図)と降雨タイプの分類結果(下図)。



図 3: 全観測サイトでの OLR の 30-60 日周期成分の時間変化。



図 4: ポンティアナク・マナド・ビアクでの ISV 位相毎の降雨タイプの出現頻度。 C: 対流性タイプ、M:層状・対流性混合タイプ、S:層状性タイプ



図 5: 2009 年 12 月~2010 年 1 月に観測された ISV 対流システムの移動と各サイトでの 下層西風の時間変化。



図 6: ISV 対流システムの通過に伴う降雨タイプの出現頻度の時間変化。

海大陸西部の降水経年変動とENSO・インド洋ダイポールとの関連

浜田純一¹·森修一¹·山中大学¹·Urip Haryoko²·Fadli Syamsudin³

1: 海洋研究開発機構 · 地球環境変動領域 (JAMSTEC/RIGC);

2: インドネシア気象気候地球物理庁 (BMKG); 3: インドネシア技術評価応用庁 (BPPT)

1. 背景: インドネシア海大陸域における降水経年変動として,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 (*e.g.*, Haylock and McBride 2001; Hendon 2003; Chang et al. 2004).

本研究においては、ENSO との相関が低いとされる海大陸域西部、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、降水経年変動の特徴を示すと共に、 ENSO やインド洋ダイポールモード現象 (*e.g.*, Saji et al. 1999) など、海大陸域周辺の SST 変動 との関連について示すことを目的とする.

2. データ及び定義: インドネシア気象気候地球物理庁 (BMKG) による 1973~2008 年のジャ 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.月降水量データの作 成時には、月間で 1% 以上の日降水量データの欠測を含む月を欠測として扱った.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1年として、5月1日から翌年の4月30日までを 1年とした.

HadISST データ (Rayner et al. 2003) に基づき, 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°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). 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 年), ラニーニャ年は全 12 年 (1973-75, 1983-85, 1988, 1995, 1998-2000 及び 2007 年) であった.

また、インド洋における領域平均 SST の東西勾配より (西部: 50°E–70°E, 10°S–10°N; 東部: 90°E–110°E, 10°S–Eq.), +0.5 度の偏差(インド洋西部でより SST が高い状態)が 6ヶ月以上続いた場合に、インド洋ダイポール現象 (IOD) が出現したと定義した¹. 解析期間中に IOD は 7 回出現し (1976, 1982, 1987, 1991, 1994, 1997 及び 2006 年), 全てエルニーニョ年に同期していた.

3. 解析結果: 図1にジャカルタ周辺での降水季節変化と ENSO の位相及び IOD の出現によ る季節変化の差異を示す. 観測期間平均の特徴として,1月を中心とした1年周期の季節変化が,特 に海岸域の地点を中心に明瞭である. 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,乾季及び乾季から雨季への遷移季に降水が減少(増加)する特徴が 見られ,さらに IOD も出現するエルニーニョ年に,少雨が顕著である傾向が見られる. 一方で,雨 季の中心の時期については, ENSO や IOD に対応した明瞭な差異が見られない.

図 2 にジャカルタ周辺域平均の年降水量偏差,年降水日数 (2mm/day 以上) 偏差,及び観測期間 の上位 5% の日降水量で定義した豪雨出現頻度偏差の経年変動を示す.年降水日数の変化には長期 的な減少傾向が見られる (地域的には Jakarta など海岸域及び平野域の地点で顕著であるが, Bogor や Citeko など内陸域の地点では不明瞭).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,「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.これらの

¹海洋研究開発機構 · インド洋ダイポール (IOD) ページ (http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/) より, HadISST データセットに基づき算出された月時系列データを入手し, 解析に用いた.

特徴を季節毎に見ると,乾季及び雨季前半に同様な傾向が見られるのに対し,雨季後半及び乾季前 半については,ENSO に対応した明瞭な変化が見られなかった (図無し).

図3にジャカルタ周辺域平均の降水量経年変動とSSTとの相関分布を示す. 乾季,特に乾季後半の8~10月に両者の相関が高い領域が広範囲でみられ,海大陸周辺域及び東部インド洋で正相関, インド洋西部及び赤道太平洋で負相関の特徴を示す.一方,雨季に入ると降水量とSSTとの相関 は低くなるが,雨季前半の11月~1月に掛けては,南北両半球の中緯度域のSSTと負相関が見ら れ,対流圏下層の南北風とも相関が見られることから(多雨時に北風傾向,図無し),北半球冬季 のコールドサージ(寒波の吹き出し)との関連が示唆される.

4. まとめ及び今後の課題: インドネシア・ジャワ島, ジャカルタ周辺の 1970 年代以降の日雨 量データを基に, 降水経年変動の特徴及び SST 変動との関連について調べ, 以下の結果を得た.

- エルニーニョと IOD 現象同時発生時に、乾季を中心として少雨の傾向が見られたが、雨季については両者に対応した明瞭な降水量変化は見られなかった.
- 降水特性の長期変動として、エルニーニョ年に対応した降水日数及び降水量の減少傾向が乾季及び乾季から雨季への遷移季を中心に見られた.
- 乾季の降水経年変動と海大陸周辺の SST 変動に正相関が見られる一方で、雨季前半の降水経 年変動と南北中低緯度の SST 変動に負相関が見られた。

上記の結果を踏まえ、今後の課題としてジャカルタ周辺域を中心とした海大陸域西部の雨季の降 水変動への北半球中緯度からのコールドサージの寄与について研究を進めると共に、IODの影響が 海大陸域でどの程度広範囲に広がっているか、BMKG雨量計データや衛星推定降水量データセッ トを基に明らかにしていく.

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.
- 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.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360–363.

Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. Bull. Amer. Meteor. Soc., 12, 2771–2777.



図 1: 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, イン ド洋ダイポール年 (エルニーニョ同期), 及びラニーニャ年における降水季節変化を点線, 実線及び 破線で各々示す. 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 2: ジャカルタ域平均の年降水量(棒),年降水日数 (2mm/day 以上,実線),及び豪雨出現日数 (観測期間上位 5%の日降水量,破線) 偏差経年変動. 各観測地点における 1985 年 ~2007 年の平均 より偏差時系列を計算し,各地点間の平均を取った. "E"及び "L"は各々エルニーニョ年、ラニー ニャ年を示す.



図 3: ジャカルタ周辺の観測地点平均の降水量と SST の相関係数分布. 乾季後半 (8~10 月) 及び雨 季前半 (11~1 月).

X帯気象レーダーを用いた赤道域 Ku帯衛星回線の降雨減衰統計の推定

宫本将佑·柴垣佳明·前川泰之(大阪電気通信大学)

佐藤亨(京都大学大学院情報学研究科)

山本衛·橋口浩之(京都大学生存圈研究所)

深尾昌一郎(福井工業大学)

1. はじめに

衛星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、 降雨の影響を詳細に把握する必要がある[1]。近年、東南アジアのような多雨地域においても、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まだ少なく、その降雨減衰特性の詳しい調査が 急務である。大阪電気通信大学では 2003 年より 4 年間、京都大学生存圏研究所(RISH、宇治市) の赤道大気レーダー(EAR、インドネシア西スマトラ州)共同利用の一環として、赤道域における Ku帯衛星通信上下回線(14/12GHz、スーパーバードC)の降雨減衰の連続測定を行ってきた[2]。

本研究では、EAR 観測所に設置されている X 帯気象レーダーを用いて RISH と EAR とを結ぶ Ku 帯衛星回線の降雨減衰特性と降水雲分布の関係について解析を行う。今回 X 帯レーダー電波 の往復伝搬路において発生する降雨減衰の効果を新たに吟味するとともに、赤道域特有の対流性 降水雲による降雨減衰の特徴を考慮して赤道域における Ku 帯衛星回線の電波伝搬路特性につい 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4月22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仮定し、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 間隔で微小通路要素 ΔL に分 割する。そしてまず分割した区間毎に電波の通路上におけるレーダー反射因子 Z[dBZ]の取得を 行った。得られたレーダー反射因子は、その真値 z[mm⁶/m³]に直した上で、次式を用いて降雨 強度に変換した。

$$z = \alpha R^{\beta} \tag{1}$$

ここで、*R*は降雨強度(mm/h)で、 α と β は定数である。この α と β は、Marshall-Palmer 型

の雨滴粒径分布を有する降雨では $\alpha = 200$ 、 $\beta = 1.6$ の数値が与えられている[3]。

一方、X 帯レーダー電波においても、特に降雨強度や伝搬路の反射点までの距離が大きくなる と、それまでの伝搬通路で発生するレーダー電波自体に対する降雨減衰の効果が無視できなくな り、レーダーから見て i=k 番目の伝搬路上の点におけるレーダー反射因子の測定値 z_k に対しては、 それまでの点($i=1,2,\dots,k$ -1)における微小通路要素 ΔL で発生するレーダー電波の往復の降雨減 衰がすべて加わるので、

$$\widetilde{z}_{k} = z_{k} + 2\left(a_{0}\widetilde{R}_{1}^{b_{0}}\Delta L + a_{0}\widetilde{R}_{2}^{b_{0}}\Delta L + \dots + a_{0}\widetilde{R}_{k-1}^{b_{0}}\Delta L\right) = z_{k} + 2\sum_{i=1}^{k-1}a_{0}\widetilde{R}_{i}^{b_{0}}\Delta L \qquad (2)$$

ここで、 \widetilde{R}_i は $i=1,2,\cdots,k$ 1 の点における降雨強度の補正値で、同様に次式から得られる。

$$\widetilde{z}_i = \alpha \ \widetilde{R}_i^{\ \beta} \tag{3}$$

ただし、 \tilde{z}_i は $i=1,2,\dots,k-1$ の点におけるレーダー反射因子の補正値である。従って、レーダー 電波の降雨減衰を考慮した場合の伝搬通路全体の衛星電波降雨減衰は次式で表される。

$$\widetilde{A} = \sum_{i=1}^{n} a_{1} \widetilde{R}_{i}^{b_{1}} \Delta L \tag{4}$$

ここで、降雨減衰を算出する際の降雨強度に対する係数 $a \ge b$ はマイクロ波帯の各周波数について与えられる値[1]であり、 $a_0 \ge b_0$ はX帯(9.4GHz)での値、 $a_1 \ge b_1$ はKu帯(14/12GHz)での値を それぞれ意味する。

3. 降雨減衰推定値と実測値との比較

図 2 はそれぞれ 2005 年 4 月 22 日における本レーダーエコーから 8 分毎に Ku 帯上り回線 (14GHz 帯)の降雨減衰を推定した値と、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、レーダーの最大仰角である 30°付近の測定値を式(5) で示す様に補正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ほぼ 対応して減衰しており、双方は良い一致が示されている。

$$A_{40^{\circ}} = A_{30^{\circ}} \frac{\sin 30^{\circ}}{\sin 40^{\circ}}$$
(5)

図3は以上の様にして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お よびITU 勧告[4]によって計算される降雨強度からの推定値を累積時間率分布の形で示したもの である。全般的に双方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 する傾向にあり、14dB以上の高減衰域になると降雨強度による推定との差が次第に広がり一致し ていないことが分かる。高減衰域で一致していないのは局所的な降雨の影響のためと思われ、こ の場合赤道域特有の対流性降雨の影響によるものだと思われる。

即ち、ITU-R 法では降雨強度の時間率 0.01%値を基準に降雨減衰を推定するが、EAR ではこ の値は 85mm/h 程度となる。この様な高い降雨強度では温帯域以上に赤道域では対流性降雨の割 合が増加する傾向にあると考えられ、このため推定に用いられる雨域等価通路長が実際の降雨で は極端に短くなり、図3に示された様に時間率 0.01%値付近の降雨減衰の実測値と ITU-R 勧告に よる推定値の間に大きな差が生じるといえる。この時の雨域等価通路長が温帯域の RISH では4 km 程度に保たれているのに対し、赤道域の EAR では 2 km にまで減少することが降雨強度と降 雨減衰の等確率値同士の関係から既に明らかにされており、またこのことは図1のレーダーエコ ーのコア部分の伝搬路付近(仰角 30°)における分布状況からも確認することが出来る[2]。今回 さらに伝搬路付近のレーダーエコーから直接衛星電波の降雨減衰値を推定することにより、この 降水雲の局所性の効果を1年間にわたって統計的に確認することが出来た。

4. まとめ

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、レーダーを用いた降水雲分 布測定による推定はそれを補うために大変有効であるといえる。

また今回さらにX帯気象レーダー電波の降雨減衰を考慮することで、より正確な衛星回線の降 雨減衰の推定値を算出することが可能となった。今後さらに信頼性を向上させるため、引き続き 2006年以降のデータの処理を行う予定である。

謝辞

X帯気象レーダーの観測データをご提供頂いた島根大学の研究グループに感謝致します。

<u>参考文献</u>

- [1] 飯田尚志,"衛星通信"、オーム社, 1997.
- [2] Y. Maekawa, T. Fujiwara, Y. Shibagaki, T. Sato, M. Yamamoto, H.Hashiguchi, S. Fukao, "Effects of tropical rainfall to the Ku-band satellite communications links at the Equatorial Atmosphere Radar Observatory," *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84A, pp.211-225, 2006.
- [3] 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.
- [4] ITU-R, P.618-8, "Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems," *ITU-R Recommendations*, Geneva, 2005.



図 1. レーダーエコー垂直断面図

図 2. 衛星信号の減衰測定値とレーダー観測による推定値



図 3. 推定値・実測値の統計値と ITU 勧告による推定値の降雨減衰累積時間率分布(2005 年)

温帯および赤道域での衛星回線降雨減衰統計の年変動特性

前川泰之·柴垣佳明(大阪電気通信大学) 佐藤亨(京都大学大学院情報学研究科) 山本衛·橋口浩之(京都大学生存圏研究所) 深尾昌一郎(福井工業大学)

1. はじめに

近年衛星通信回線は、従来からのC帯(6/4GHz)に加えて10GHz以上の周波数を盛んに用い る傾向にあるが、10GHz以上の周波数がより高い電波は降雨による影響を受けやすいという問題 点がある[1]。ところが最近では東南アジア等の多雨地域においても、大容量伝送が可能なKu帯 等10GHz以上の周波数を用いた衛星通信回線の利用が進みつつあり、その回線品質の調査が急 務である。本研究では、京都大学生存圏研究所(RISH、京都府宇治市)と赤道大気レーダー(EAR、 インドネシア西スマトラ州)で2002年9月から2006年9月までの4年間にわたって取得したス ーパーバードC号機(軌道位置144°E)のKu帯上下回線(14/12GHz)における降雨減衰測定 値[2]を用い、温帯および赤道域におけるこれらの降雨減衰統計についてさらに詳しく調査を行う。 特に今回は、両局上下回線の年平均統計の年変化について、温帯と赤道域の特徴の比較を行い、 降雨時の年平均地上気温との関連について検討したので報告する。

2. 降雨減衰統計の年変動

図1に2003年から2006年の各年に(a)RISHと(b)EARで得られた降雨強度の年間累積時間率 分布をそれぞれ示す。また図2に同様に2003年から2006年の各年に(a)RISHと(b)EARで得ら れた上り回線(14GHz帯)の降雨減衰累積時間率分布をそれぞれ示す。図1の降雨強度統計は RISHの2005年が他の年よりやや少ないのを除きほぼ同様の結果が得られているのに対し、図2 の降雨減衰統計は降雨強度の場合に比べると各年より大きな変動が存在し、その傾向は図2(a)の RISHの場合に顕著であることが分かる。また、EARでは図1(b)の降雨強度統計において、0.01% 以下の値の年変動が大きくなり、図2(b)の降雨減衰統計では15dB以上の高減衰域の時間率が急 激に減少することが示される。これは赤道域に特徴的な水平スケールの小さい対流性降雨の影響 と考えられ、降雨減衰統計についてはさらにその影響が年毎に大きく変化することが関係してい るものといえる。次に、図3は(a)RISHと(b)EARの上下回線(14/12GHz帯)降雨減衰統計に対し、 降雨強度が30、60、90mm/hの場合の等確率値をそれぞれ2003~2006年の各年について求めて、 それらの年変化を示したものである。図3より、同じ降雨強度の年間統計値に対しても降雨減衰 の等確率値は上下回線いずれもかなり大きな年変動を示し、特に温帯のRISHの場合その変化は 著しいことが分かる。

3. 降雨時年平均気温との比較

図4は、図3で示した降雨強度と降雨減衰の等確率値を降雨強度 20mm/h 以上の場合について 平均を行って求めた(a)雨域等価通路長の年変化を、(b)同じく降雨強度 20mm/h 以上の場合に得 られた地上気温の年平均値とともに示す。RISH の地上気温については大阪電気通信大学(OECU、 南西約 20km)で測定された値を用いてある。また各降雨強度に対する 14/12GHz 帯での単位距離 当たりの減衰量(減衰係数: $\alpha = aR^{b}$ [dB/km]) は ITU-R 勧告による値を用いてある[3]。一方、 図5はさらにこのようにして求めた(a)RISH と(b)EAR における雨域等価通路長と地上気温の4 年間における関係を相関図で示したものである。図4と図5から RISH と EAR いずれも雨域等 価通路長と地上気温の年平均値の間にはそれぞれ相関関係があり、期間は4年間程度ではあるが それらの相関係数は 0.8 前後に上る。しかしこれらの間に厳密な比例関係は存在せず、図5より 地上気温が上昇する割合(たとえば 20~25℃では 1.25 倍)以上に雨域等価通路長が増大する傾向 にあり、各年とも気温の上昇と伴って0℃高度による降雨高度のみならず、降水雲自体の水平ス ケール等も増大する傾向にあることが示唆される[4]。また、年変動の期間に関しては、2003 以 前に"エルニーニョ"期間、2006 以降は"ラニーニャ"期間に対応し、それぞれ地上気温と雨域 等価通路長が RISH と EAR いずれにおいても減少と増加の傾向を概して示すことは注目される。

4. まとめ

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

<u>参考文献</u>

[1] 飯田尚志, "衛星通信"、オーム社, 1997.

- [2] Y. Maekawa, T. Fujiwara, Y. Shibagaki, T. Sato, M. Yamamoto, H.Hashiguchi, S. Fukao, "Effects of tropical rainfall to the Ku-band satellite communications links at the Equatorial Atmosphere Radar Observatory," *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84A, pp.211-225, 2006.
- [3] ITU-R, P.618-8, "Propagation data and prediction methods required for the design of Earth-space telecommunication systems," *ITU-R Recommendations*, Geneva, 2005.
- [4] Y. Maekawa. Rain attenuation statistics and yearly variability of Ka and Ku band satellite signals obtained for twenty years in Japan, *Proc. 2010 International Syposium on Antenntas and Propagation (ISAP 2010)*, Macau, Nov. 2010.



図1. (a)RISH および(b)EAR で測定された降雨強度の年間累積時間率分布

(a)

(b)



図2. (a)RISH および(b)EAR で測定された降雨強度の年間累積時間率分布

(b)



図3. (a)RISH と(b)EAR での降雨減衰等確率値



(a)

(b)



図5. (a)RISH と(b)EAR における各年の雨域等価通路長と年平均地上気温の相関図

1.3GHz ウィンドプロファイラ及び TRMM 降雨レーダーを用いた 赤道インドネシアにおける降水日変化の観測的研究

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., 2002)。 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ポンにお 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ビアク(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 (田畑他、2010、図 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・ビアクの 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降水タイプを分類した。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 convecive、 Shallow convective、 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 1(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 14-15 LT で深い対流性の降水からなる。図 1(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 り、Houze (1993) によるメソスケール対流システムによって説明できる。

図 1(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%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 1(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 1(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 1(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 観測よる降水日変化

図2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??(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3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言われている。ポンティアナはその典型例であった。しかし、陸塊の 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。

Houze(1993) はメソスケール対流システムの定義として水平スケールを 100 km 以上としてい る。ポンティアナや先行研究(Reggono et al., 2001)によるスルポンやコトタバンは観測地点の 周辺の陸塊のスケールが 100 km であり、陸面加熱による積雲群の水平スケールが 100 km 以上 である。このためメソスケール対流システムで説明できる降水パターンを示したと考えられ、マ ナドやビアク周辺においてはその水平スケールが 100 km 以下であり、メソスケール対流システ ムを生成するに十分な水平スケールを有しないために、降水パターンはメソスケール降水システ ムで説明できない。

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 なわち昼過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。これらのことから熱帯における 降水日変化はその日中の陸面加熱の面積、つまりは周辺陸塊の水平スケールに依存すると考えら れる。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。

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.
- Houze, 1993: Cloud dynamics, Academic Press, San Diego, 573 pp.
- 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.
- 田畑他,インドネシアにおける下部対流圏水平風~ウィンドプロファイラネットワーク観測と全球再解析データの比較~,第4回赤道大気レーダーシンポジウムプロシーディング,2010.



図 1: 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 2: (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 3: 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。

Estimation of Raindrop Size Distribution Profile Using EAR and BLR: Case Studies during CPEA-I Campaign

Mutya Vonnisa¹, Toshiaki Kozu¹, Toyoshi Shimomai¹, and Hiroyuki Hashiguchi² ¹Shimane University, ²RISH/Kyoto University

I. Introduction

Raindrop Size Distribution (DSD) is important and useful to analyze precipitation microphysics and to improve radar remote sensing applications, because the direct radar measurable is only radar reflectivity which is approximately proportional to the 6th moment of DSD. Characteristics of vertical profiles of DSD also describe the characteristics of rain in that area. For this reason, vertical structure of DSD estimation are studied for microphysical process analysis that is on going in the cloud and rain in the climate region.

Koto Tabang plays an important role in the equatorial atmosphere region, since the cloud systems may control atmosphere in this region. Nitta *et al.* (1992) found that cloud disturbance moving eastward from the Indian ocean are strongly modified, or re-organized, near Sumatera Island, which is located at the western end of archipelago. It was analyzed from the geostationary meteorological satellite (GMS) observation data. The precipitation at Koto Tabang was not correlated with the large scale cloud disturbance which was active only over the Indian Ocean, located in the western side of longitude 100° E. It implies that effects of mountain range of Sumatera blocked the large-scale cloud disturbance on the Indian Ocean, and then it was caused mainly by the diurnally oscillating, local scale cloud systems along the mountain range (Murata *et al.*, 2002).

Because of the reason above, Koto Tabang is an interesting area for atmospheric science studies. Many studies have been conducted in several aspects; one of them is raindrop size distribution study. Estimation of DSD in Koto Tabang had been done using single-frequency algorithms by Kozu *et al.* (2003), Renggono *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.*, 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 the first in Koto Tabang area.

The goals of this study are two folds; first we try to estimate raindrop size

distribution profile using dual-frequency radars EAR and BLR, and secondly we analyze the results to improve microphysical study of rain and correlate them with remote sensing applications.

II. Data and Methodology

2.1 Data and Radar System Description

Two kinds of radars, EAR and BLR are used to estimate DSD. Joss Disdrometer data is also used in this study for calibration and comparison purposes.

2.1.1 EAR

This instrument is a large-aperture Doppler radar and the first radar in equatorial regions for studying and making observations with a resolution as fine as 75-150 m, (Fukao *et al.*, 2003). EAR is a sensitive VHF Doppler radar which can also detect precipitation echo, but this instrument is more sensitive to detect echo from ambient air motion. EAR specifications are given by Fukao *et al.* (2003).

2.1.2 BLR

A UHF or L-band wind profiler, called BLR transmits radio wave with frequency of 1357.5 MHz, which is used for observation of wind and hydrometeor in the lower atmosphere, mainly in the planetary boundary layer (PBL) (e.g., Gage *et al.*, 1994; Carter *et al.*, 1995). The BLR sensitivity to receive precipitation echo is better than echoes from ambient air motion, so in this study, we use precipitation echo from BLR to estimate DSD. BLR specifications are given by Renggono *et al.* (2006).

2.2 Governing Equation to Estimate Dual-Frequency Algorithm

2.2.1 DSD Model for Dual-Frequency Algorithm

The DSD (N(D)) is often modeled by the gamma distribution having the three parameters of DSD; N_0 , Λ , and μ as follows:

$$N(D) = N_0 D^{\mu} e^{-\Lambda D}.$$
 (2.1)

where D is the drop diameter. Instead, we use the other gamma DSD model expression using two higher DSD moments. The xth moment M_x is given by:

$$M_{x} = N_{0} \Gamma(\mu + x + 1) / \Lambda^{\mu + x + 1}, \qquad (2.2)$$

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

$$N(D) = m_{y} \Lambda_{xy}^{x+y+1} D^{\mu} e^{-\Lambda_{xy}D}$$
(2.3)

where $m_y = M_y/\Gamma(\mu+y+1)$ and $\Lambda_{xy} = (m_x/m_y)^{1/(y-x)}$. In this study, we use x = 3.67 and y = 6. DSD parameters are described by m_y , Λ_{xy} , and μ . Λ_{xy} indicates the scale parameter Λ obtained from M_x and M_y . Retrieval of Eq.2.3 is based on the Doppler spectrum that is proportional to $D^6 |dv(D)/dD|^{-1}$ where v(D) is the terminal velocity, *i.e.*, the fitting of the Doppler spectrum can be made effectively by using the DSD parameter having a high sensitivity (m_6) to Doppler spectrum (Kozu *et al.*, 2003).

2.2.2 Doppler Spectrum Model

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

$$S_{p}\left(v\right) = C N(D) D^{6} \left| \frac{d\left[v(D)\right]}{dD} \right|^{-1}, \qquad (2.4)$$

where C is a constant depending on radar parameter and range.

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

$$S_t(v) = p_0 \exp\left(-\frac{(v-w)^2}{2\sigma^2}\right),$$
(2.5)

where p_0 is the peak of spectral power, w is the mean vertical wind velocity, σ is the standard deviation.

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

$$S_{EAR}(v) = [S_{i}(v) + P_{n}] * W(v), \qquad (2.6)$$

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. In this case, we neglect the precipitation spectrum. On the other hand, BLR Doppler spectrum of the raindrop $S_{BLR}(v)$ is modeled as follows:

$$S_{BLR}(v) = \left[S_{p}(v) * S_{0}(v) + P_{n}\right] * W(v)$$
(2.7)

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

$$S_{o}(v) = \frac{1}{(2\pi)^{1/2}\sigma} \exp\left[-\frac{(v-w)^{2}}{2\sigma^{2}}\right]$$
(2.8)

In this case we neglect the turbulence spectrum.

2.2.3 Non-linear Least Square Fitting and Dual Frequency Algorithm

Levenberg-Marquardt method about non-linear least square fitting is used to retrieve turbulence and DSD parameters. Eight parameters to be estimated by the fitting are four in EAR estimation of turbulence spectrum *i.e.*, w, σ_E , p_0 , P_n and four in BLR estimation precipitation spectrum *i.e.*, m_6 , Λ_{xy} , μ , and P_n . To interface from EAR to BLR estimation of 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 the EAR dual-frequency algorithm. After going to the 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 , Λ_{xy} , and μ are estimated.

2.2.4 Parameter ΔZ_{MP}

For the purpose to make easier analysis of DSD profile characteristics, we use a DSD parameter ΔZ_{MP} (dB), as defined by Eq. (3.11). It has close correlation with Z-R relationship that is applicable in radar remote sensing of rain rate.

$$\Delta Z_{MP} = dBZ(measured) - 10\log_{10} (200 R^{1.6})$$
(3.11)

where *R* and *Z* are rain rate and radar reflectivity factor respectively. Since *R* is approximately proportional to the 3.67th moment of DSD, $M_{3.67}$, *i.e.* $R = c_R M_{3.67}$ (Atlas and Ulbrich 1977). ΔZ_{MP} has also been shown to be a measure of mean drop size (Kozu *et al.* 2005). c_R is a constant relating *R* and $M_{3.67}$.

III. RESULT – MICROPHYSICAL INTERPRETATION OF DSD

3.1 Parameters Describing DSD Microphysics Characteristics

Dual-frequency algorithm is possible to analyze the DSD profile characteristics in some time ranges and vertical structure of DSD from some heights continuously. Figure 1 (a) shows several DSD parameters; Doppler velocity, spectral width of precipitation



Figure 1. The left side "a" shows parameters for microphysical analysis and the right side "b" shows parameter for remote sensing application analysis, 23rd April, 2004.

echo, reflectivity, rain rate, median drop diameter (D_0), and shape parameter (μ) to

discuss the microphysical processes which were observed in Koto Tabang during April 23^{rd} 2004 from 13:00 - 15:00 local time. Figure 1 (b) plots DSD parameters such as Doppler velocity, spectral width, reflectivity, rain rate and ΔZ_{MP} for the purpose to the remote sensing application analysis.

From 4 km, we can analyze microphysical processes related to DSD because the precipitation changes to rain droplets below the altitude of 4 km ASL. We need to understand about terminal velocity that has correlation with delay time of droplets to reach the ground. The most common $v_0 - Z$ relationship for rain is obtained by: $v_0 = 3.84 Z^{0.0714}$, where v_0 is the mean terminal velocity of rain (m/s) and Z is radar reflectivity factor (mm⁶/m³), (Menegini and Kozu, 1990). For this data (23rd April, 2004), after calculating Z values that are including to heavy rain, we assume the v_0 is about 5 m/s, thus the delay time is about 6 minutes. As a note, when we explain using the word "line" shown in Figure 2, it refers to a time range of droplet falling down.

3.2 Microphysical interpretations of DSD Based on Parameter ΔZ_{MP} depending on MJO and Rain Type

Based on the fact that Integral Rain Parameters (IRPs) for radar remote sensing and microwave communication applications are mainly proportional to $3^{rd} - 6^{th}$ moments of



Figure 2. 3-Dimensional (3D) and 2-Dimesional (2D) of ΔZ_{MP} plotting. "a" is for startiform, "b" is for Deep Convective. "1" is for inactive MJO, "2" is for active MJO.
DSD (Kozu 1991). ΔZ_{MP} can be used for remote sensing application. Considering that the most direct property relating to DSD for radar remote sensing is the Z-R relation, we examine Z-R relation with the parameter ΔZ_{MP} . Noting that positive and negative values of ΔZ_{MP} indicate broad and narrow DSDs respectively, in comparison with a DSD generating Z-R relationship ($Z = 200R^{1.6}$). Trend of ΔZ_{MP} is not totally the same with rain rate and reflectivity factor. ΔZ_{MP} is higher in the first half of the event and becoming lower toward in the end. This suggests that we have to use different Z-R relations within the event.

For easier understanding of outline of rain type and MJO phase dependence of DSD characteristics, we summarize the results in Table 1.

Rain Types	MJO Phases	Date of Event Analyses	Z-R relationship Analysis
Stratiform	Inactive	17th April, 2004	mostly positive
		18:50 – 19:20 LT	
	Active	29th April, 2004	mostly negative
		13:00 – 16:00 LT	
Deep	Inactive	15 th April, 2004	mostly positive
Convective	19:55 – 20:40 LT	7	
	Active	24th April, 2004	mostly negative
		19:25 – 20:05 LT	

 Table 1. Comparison results of active – inactive stratiform and deep convective.

IV. Conclusions and Discussion

In this study we obtained some conclusions as follows:

- Analysis of dual-frequency spectra results show the better results compared with the single-frequency spectra results. Analyses were done in the light and heavy rains for measured and fitted spectrum.
- Dual-frequency DSD estimation results also have better agreement when they are compared with DSDs measured by Joss-Disdrometer than DSD estimations from the single-frequency algorithm.
- Event analyses show various microphysical processes that occur in the rain, such as; coalescence, evaporation, break-up, condensation, etc.
- Stratiform rain has more variation in DSD profiles compared with deep convective for some events we analyzed.
- ΔZ_{MP} parameters of in MJO inactive phase are broader than those in active phase, which consistent with Kozu *et al.* (2005). But we newly confirmed that this fact

also exists in DSDs aloft.

 Analyses also show that DSDs in MJO inactive stratiform rain are broader than inactive deep convective rain, and the same result are obtained for the active phase where stratiform DSDs are also broader than those in deep convective rain. It is not clear the reason of these results. We need further analyses combining other information such as the X-band Doppler radar data and radiosonde data.

Reference

- Atlas, D. and C. W. Ulbrich, 1977: Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band, *J. Appl Meteor*, 16, 1322-1331
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. K. Yamamoto, 2003: Equatorial atmosphere radar (EAR): System description and first result, *Radio Science*, Vol 38.
- Kozu, T., 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, *Jour. of the Meteor. Soc. of Japan*, Vol. 84A.
 - ., T. Shimomai, Z. Akramin, Marzuki, Y. Shibagaki, and H. Hashiguchi, 2005: Intraseasonal variation of raindrop size distribution at Koto Tabang, West Sumatra, Indonesia, *Geophysical research letter*, Vol. 32.
 - ______., 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.
 - ., 1991: Estimation of raindrop size distribution from spaceborne radar measurement, *Doctor thesis, submitted to Kyoto University, Japan.*
- Madden and Julian, 1994: Observations of the 40-50 Day Tropical Oscillation A Review, Mon. Wheather Rev., Vol. 122, 814-837.
- 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.
- Menegini, R., and T. Kozu, 1990: Spaceborne weather radar, Artech House Boston-London.
- Murata, F., M. D. Yamanaka, M. Fujiwara, S.-Y. Ogino, H. Hashiguchi, S. Fukao, M. Kudsy, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono and E. Kelana, 2002: Relationship between wind and precipitation observed with a UHF radar, GPS Rawinsondes and surface meteorological Instruments at Koto Tabang, West Sumatera during September-October 1998, *Jour. of the Meteor. Soc. of Japan*, Vol 80.
- Nitta, T., T. Mizuno and K. Takahashi, 1992: Multiscale convective systems during the initial phase of 1986/87 El-Nino. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 447-446
- Renggono, F., 2006: Study on precipitating clouds over Kototabang, West Sumatera observed by wind profilers, *Ph.D 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.
- 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.

赤道大気レーダーと偏光ライダーによる 融解層およびその周辺の詳細構造観測

妻鹿友昭¹,山本真之¹,阿保真²,柴田泰邦²,橋口浩之¹,山中大学³,山本衛¹,深尾昌一郎⁴ (¹京都大学生存圈研究所,²首都大学東京,³海洋研究開発機構,⁴福井工業大学)

1 はじめに

降雨は層状性降雨と対流性降雨に大別される.対 流性降雨と層状性降雨は鉛直流と降水粒子の落下速 度により分類され,落下速度より大きい鉛直流が存 在する領域は対流性降雨,それ以外が層状性降雨で ある.背の高い層状性降雨は,上層に存在する雲粒 が雲内を落下しながら凝結・併合・雲粒捕捉により 雪片や氷晶として成長し,0°C 度高度直下から融解 し降雨となる (Houze, 1993). 氷の相を持つこれら の降水粒子は、その成長過程の差異により大きさや 形状が変化する.特に、層状性降雨の雲の上層に存 在する上昇流は,雲内を落下する降水粒子を雲内に 留める重要な要因であるため,降水粒子の成長過程 を決定する大きな要因である.また、上昇流は水蒸 気から降水粒子への相変化に伴う凝結熱により生成 される.そのため,層状性降雨における降水粒子の 成長と鉛直流の関連を明らかにすることは,層状性 降雨の理解に不可欠である.

鉛直流を高い時間・鉛直分解能で直接測定でき る手段としてウインドプロファイラがある.特に, 50MHz 帯のウインドプロファイラは大気擾乱から の散乱エコーと降雨からの散乱エコーを分離でき るため,降水領域内の鉛直流と降水粒子の落下速度 を同時に測定できる唯一の測器である (*Sato et al.*, 1990).また,雲粒の観測にはライダーが有用で ある.特に,偏光解消度(δ)を測定する偏光ライ ダーは降水粒子の非球形性が指標となる (*Sassen*, 1991).赤道大気観測所のライダーは,2007年の機 能付加により δ が測定可能となった.

本発表では,2008 年 12 月 6-23 日に実施した 赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar (EAR); *Fukao et al.* 2003) と偏光ライダーの同 時集中観測キャンペーンである Cloud observa-



図1 EAR で見た鉛直流と降水粒子のドップラー 速度 . W は鉛直流, V_{air+Z} は地面に対する降水 粒子の落下速度, V_Z は大気に対する降水粒子の落 下速度である

tion campaign using Lidar and Equatorial Atmosphere Radar (CLEAR) における観測結果を用い て,層状性降雨を維持する上昇流・降水粒子の落下 速度・ δ の関連を解明する.

2 鉛直流 (W) と Vz の測定

図1はEARで得られた大気エコーと降水粒子エ コーの高度分布である.図のようにWと降水粒子 の地面に対する落下速度(V_{air+Z})は速度が異なる ため,それぞれのエコーを区別し速度を求めること ができる.WはEARから求めた.V_{air+Z}は,融 解層より下の高度ではデータ品質が優れる1.3GHz 帯境界層レーダー(Boundary Layer Radar; BLR) の観測データを用い,最大観測高度の制約により BLRでデータが得られない融解層及びその上の高 度ではEARの観測データを用いた.V_ZはV_{air+Z} からWの影響を除き $(V_{\rm Z}=V_{\rm air+Z}-W)$ リトリーバルした .

3 観測結果

3.1 地上降雨が観測されなかった事例 (事例 1)

2008 年 12 月 8 日の観測事例における W, ライ ダーの送信偏光面に平行な散乱光の受信強度 $(P_{||})$, δ の時間高度断面図,及び地上で観測された降雨強 度の時間変化を図 2 に示す.事例 1 では,0334 LT 頃を除き,地上降雨は観測されなかった.図に示し た期間の積算雨量は 0.0193 mm である.高度 6.0– 9.2 km に 0.2 m s⁻¹ 以下の上昇流が存在する (図 2a). $P_{||}$ は高度 4.6–4.9 km に極小値 (300–1000) を持つ層が存在する (図 2b).また,高度 4.8 km で δ は増大し 0.15 以上となる (図 2c).

事例1の期間において、ライダーが高度4.9 km 以上を観測でき、かつ、EAR により高度5.0-6.0 km に降水粒子が観測された0330 LT-0448 LT の 期間を平均したW, V_Z , $P_{||}$, δ の高度分布と、そ れぞれのデータレートを図3に示す.高度6.4-9.3 km は弱い上昇流であり、その最大は高度7.0 km において0.12 m s⁻¹ である.一方、高度5.4 km 以 下は0.03 m s⁻¹ 以下の下降流が卓越する(図3a). 層状性降雨におけるWの高度分布の一般的特徴で は、0C°高度から1 km 以上高い高度では水蒸気の 凝結による大気加熱により上昇流となり、0C°高度 より低い高度では雨滴の蒸発により大気冷却により 下降流となる.観測されたWの高度分布は、層状

高度 4.6-4.9 km において V_Z は高度の低下に伴い, 1.4 m s^{-1} から 3.9 m s^{-1} まで増加する (図 3b).これは,降水粒子の融解に伴い降水粒子の密度が増加し,空気抵抗が減ることに伴う V_Z の増加である.そのため, V_Z の増加は融解層の存在を示している. V_Z から推定した融解層の厚さは 300 mである.

融解層高度下端 (高度 4.6 km) 以下における雨 滴の V_Z は 3.5- 4.0 m s^{-1} の範囲にある.一方,融 解層高度より高い高度 6.0 km 以上の V_Z は 1.2 ms⁻¹ 以下である. $P_{||}$ の平均プロファイルは高度 4.6–4.9 km で減 少し,4.7 km に極小値を持つ (図 3c).この $P_{||}$ の 極小値はライダーダークバンドと呼ばれる (Sassen et al., 2005), ライダーダークバンドの生成機構は 以下のように説明される.雪片は表面積が大きく散 乱断面積が大きいため $P_{||}$ が大きい.一方,雨滴は 表面が滑らかなため鏡面反射により $P_{||}$ が大きい. しかし,一部のみ融解した雪片は雨滴ほど滑らかで は無いため鏡面反射がなく,さらに,雪片に比べて 融解により表面積が小さくなるために,雪片・雨に 比べて散乱断面積と散乱が小さい.そのため,一部 融解した雪片が存在する高度には $P_{||}$ の値が小さく なる,観測されたダークバンドの高度は 4.6–4.9 km であり, $V_{\rm Z}$ から見積った融解層高度と一致する.

 δ は融解層以下の 4.6 km 以下では 0.02 以下で ある. δ は融解層の下端高度 (4.6 km) より高い高 度では,高度の上昇に従って増加し,融解層内の高 度 4.8 km で 0.17 に達するピークを持つ. δ のピー クは,融解層上部において一部融解した非球形の 雪片により発生すると考えられている (Sassen and Chen, 1995).融解層上端より上の高度では, δ は 高度 4.9 km に 0.06 まで減少し,高度 4.9 km 以上 では,高度の上昇に伴い緩やかに減少する (図 3d). 3.2 地上降雨が観測された事例 (事例 2)

2008年12月16日の事例(事例2)における W, $P_{||}$, δ の時間高度断面図,及び地上で観測された降 雨強度の時間変化を図4に示す.図に示した期間 の総降雨量は 7.55 mm である. 高度 6.2 km より 上では 0.4 m s⁻¹ を超える上昇流が,高度 6.1 km 以下は下降流が卓越する (図 4a).事例1と同様に, Wの上昇と下降流の高度分布は層状性降雨の一般 的な特徴と一致する.2250LT 以降は高度 4.5 km 付近にダークバンドが存在する (図 4b). 地上降雨 強度が 1 mm h⁻¹ を超える 1940 LT-2220 LT に おいて,高度 4.4-4.8 km 付近の δ は 0.20 以上で あり、これ以降の地上降雨が無い期間も δ は0.15以上である.また,この期間の高度 4.4 km 以下の δ は 0.10以上である (図 4c). この期間の地上の降 雨強度は 0.5 mm h⁻¹ 以上であり, 2005 LT-2012 LT を除いて 1 mm h⁻¹ 以上である (図 4d).



図 2 2008 年 12 月 8 日 (事例 1) における (a)W、(b)P_{||}、(c)δの時間高度断面図と (d) 地上の降雨強度, (a) の上の矢印が示す期間は, 図 3 における平均期間を示す.



図 3 2008 年 12 月 8 日 (事例 1) の 0330 LT-0448 LT おける (a)W、(b) V_Z , (c) $P_{||}$ 、(d) δ の平均高度 分布, (e) はそれぞれのデータレートである, (a)(b) のエラーバーと (c) の細い線が標準偏差で定義した 値のばらつきを示す.

地上の降雨強度が 2 mm h⁻¹ を超えた期間 (2017 LT-2141 LT) で平均した W, V_Z , $P_{||}$, δ の高度分 布とそれぞれのデータレートを図 5 に示す.高度 6.2 km 以上は 0.025-0.52 m s⁻¹ の上昇流である. 上昇流は事例 1 では最大 0.12 m s⁻¹ 以下であるが, 事例 2 では上昇流は最大 0.52 m s⁻¹ 以上と大きい. また,高度 6.3-10.0 km における W の標準偏差は 事例 1 では 0.038-0.070 m s⁻¹ だが,事例 2 では $0.11-0.31 \text{ m s}^{-1}$ であるので,鉛直流擾乱も事例 2 の方が大きい.一方,高度 4.4 km以下では下降流 が卓越し,下降流は高度 4.9 km付近で最大 0.20 ms $^{-1}$ となる (図 5a).

 $V_{\rm Z}$ は高度 3.9-4.9 km において高度の低下に伴い 2.2 m s^{-1} から 7.7 m s^{-1} まで増加し,融解層 は高度 3.9-4.9 km,厚さは 1050 m と見積れる (図 5b).高度 5.0 kmより上方に存在する雪片の $V_{\rm Z}$ は



図 4 図 2 と同じ.ただし事例は 2008 年 12 月 16 日 (事例 2) である. (a) の上の矢印が 示す期間は,図 5 における平均期間を示す.



図5 図3と同じ, ただし期間は 2008 年 12 月 16 日 (事例 2) の 2017 LT-2141 LT である.

 1.2 m s^{-1} を超える (図 5b) . 高度 3.9 km 以下の雨 滴の $V_{\rm Z}$ は 7 m s $^{-1}$ 以上となる .

 $P_{||}$ は高度 4.0–4.4 km において極小値を持つ.高 度 4.5 km 以上の $P_{||}$ の減少は降水減衰による影響 と考えられるため,この高度 4.0–4.4 km に存在す る低い $P_{||}$ がダークバンドの可能性がある. $P_{||}$ か ら見たライダーダークバンドの下限は 4.0 km にな る.EAR 及び BLR のレンジ分解能は 150 m であ るので,ライダーダークバンドと融解層の下限は, ほぼ同じ高度に相当する. δ は4.2-4.9 km の範囲 で 0.1 以上となり,高度 4.6 km 付近では 0.2 以上 となる (図 5d).

4 考察

4.1 層状性降雨における鉛直流と降水粒子粒径の 関連

事例1及び事例2のWは,0C°層より高い高度 では上昇流,低い高度では下降流が卓越する層状性 降雨の一般的な特徴を持つ.しかし,事例1及び事 例2におけるWの上昇流の最大値はそれぞれ0.15m s⁻¹以下,0.50m s⁻¹と大きく異なる.両事例 の結果からWの値と V_Z や δ の高度分布について 考察を行なう.

最初に融解層の厚さについて考察する.融解層の 厚さは事例1では約300m,事例2では約1050m であった.また,融解層直下の V_Z は事例1では3.5 ms⁻¹程度,事例2では7.0ms⁻¹以上であるた め,事例1に比べ事例2の降水粒子の粒径が大きい ことを示している.大きい粒径の降水粒子は融解す るまで多くの落下距離が必要になることから,融解 層の厚さは,事例1に比べ,事例2における融解層 上端に大きい粒径を持つ雪片の存在を示している.

事例 2 において, V_Z は高度 6.2 km より上では 約 1.3 m s⁻¹ でほぼ一定であり,高度 5.0 - 6.2 km の範囲では約 1.6 m s⁻¹ に増大する (図 5a, b).事 例 2 の高度 6.2 km より高い高度の W は上昇流で あり,それ以下では下降流が卓越する.層状性降雨 雲内の上昇流は水蒸気の昇華凝結の熱により維持さ れるため,,事例 2 において上昇流が観測された高 度 6.2 km より上では,粒径の小さい降水粒子が昇 華凝結により生成される可能性を示唆し,上昇流が 無い 6.2 km 以下では併合により粒径が成長した降 水粒子の存在が示唆される.

事例 1 の V_Z は高度 7.3 km 以下では高度の低下 に伴い増加し, 6.4 km では 1.2 m s^{-1} に達する (図 3b).また,事例 1 の融解層 (高度 4.9 km)より上の おいて, δ は高度が低下するにつれて増大する (図 3d).事例 1 の雪片の $V_Z \geq \delta$ は,高度の低下に伴 い粒径が増加し,非球形性が増加することを示して いる.これにより,事例 1 の雪片の粒径は併合によ る成長がおきている可能性がある.

4.2 雨滴における δ の差異

事例 1 おいて雨滴のみが存在する高度 4.6 km 以下の δ は 0.01 以下である.この結果は,ライ ダーを用いた鉛直ビームの雨滴観測では鏡面反射 により δ が小さいことと一致している (*Roy and Bissonnette*, 2001).一方,事例 2 では雨滴のみが 存在する高度 3.9 km 以下の δ は 0.07 以上となる

(図 5d) . Gunn-Kinzer の式 (Atlas et al., 1973) を 用いると,事例1のVzである4.0 m s⁻¹に対応す る雨滴の粒径は約1mm,事例2のV_Zである7.0m s⁻¹ に対応する雨滴の粒径は約 2.3 mm である.事 例 2 に δ が 0.07 以上となる高度 2.8-4.0 km の W の標準偏差は $0.09-0.15~{
m m~s^{-1}}$ である.事例1の δ が 0.01 以下の 高度 2.4-4.2 km の W は 0.06-0.11 m s⁻¹ であった (図 3a,図 5a). 雨滴の存在する高 度における W の標準偏差は,事例1よりも事例2 の鉛直流擾乱が大きいことを示している.雨滴は落 下中に雨滴間の衝突や大気の影響により雨滴表面 が振動する.雨滴の粒径が大きいほどこの振動が大 きくなる.この雨滴表面の振動による雨滴の非球形 性が δ を増加させる (Roy and Bissonnette, 2001). 事例2は事例1に比べて粒径が大きく,鉛直流擾乱 も大きいことから,事例2の図5に示した期間にお いては,大きい粒径を持つ雨滴表面が,鉛直流変動 により振動した結果, δ は0.07以上になったと考え られる.

5 まとめ

2008 年 12 月 6–23 日に EAR と偏光ライダーを 用いた観測キャンペーンが行なった.この観測期 間中の層状性降雨の内,地上降雨がほとんど存在 しない事例 (事例 1) と 2.0 mm h⁻¹ 以上の地上降 雨が存在する事例 (事例 2)の解析を行なった.50 MHz 帯ウインドプロファイラは $W \ge V_Z$ を仮定す ることなく求めることができる唯一の測器である. EAR の観測において,同時に観測した大気乱流と 降水粒子の散乱信号を分離し, $W \ge V_Z$ を正確に求 めることに成功した.また,偏光ライダーを用いて 降水粒子による散乱光の $P_{||} \ge \delta$ を解析した.

両事例の観測において,Wの鉛直分布は層状性 降雨の一般的特徴を一致した.融解層より上に存在 する上昇流は事例1において最大 0.12 m s⁻¹ 程度, 事例2において最大 0.52 m s⁻¹ であった.雨滴の V_Z は事例1において 3.5 m s⁻¹,事例2において 7.0 m s⁻¹ 程度であった.また,融解層の直上1 km の間に事例1では 1.2 m s⁻¹ から 1.3 m s⁻¹ に増 加し,事例2では 1.4 m s⁻¹ から 1.6 m s⁻¹ に増 加した.事例1,事例2の融解層の厚さはそれぞれ 300m,1050mであった.融解層では V_Z の増加 とライダーダークバンド・ δ の極大を観測した.融 解層に表れる δ の最大値は事例1では0.17であり, 事例2では0.25以上であった.事例1と事例2の $W \cdot V_Z \cdot \delta$ の観測結果は,上昇流が大きい事例2に おける雪片と雨滴の粒径は事例1より大きいことを 示している.この事実は,水蒸気の昇華凝結に伴う 加熱により発生する上昇流と,上昇流による気塊の 上昇に伴う昇華凝結がもたらす降水粒子の粒径の成 長との関連を示唆している.

降雨の表面は滑らかなため, δ はほぼ0となる. 事例1における雨滴の δ は0.02以下であった. 方,事例2における雨滴の δ は0.07以上を示した. 事例1の V_Z から見積った雨滴の粒径は1.0 mm以 上であり,Wの標準偏差が0.060–0.11 m s⁻¹ で あった.一方,事例2の V_Z から見積った雨滴の粒 径は2.3 mm以上であり,Wの標準偏差が0.094– 0.15 m s⁻¹であった.事例2の V_Z から見積った 雨滴粒径・鉛直流擾乱はどちらも事例1より大きい ことから,事例2では,鉛直流擾乱による雨滴の表 面の振動により, δ が0.07以上になったと考えら れる.

EAR・BLR の観測から得られた層状性降雨内の WとV_Z, 偏光ライダーの観測により, 降水粒子の 相・粒径の情報を得ることに成功した.EAR のよ うな 50MHz 帯ウインドプロファイラと偏光ライ ダーの観測により得られた降水粒子の情報は, 層状 性降雨の理解するための重要な情報となる.今後, V_Zの解析を進め,雨滴粒径の高度分布の推定や融 解層より上に存在する雪片の形状・粒径の推定など を行なう予定である,

参考文献

- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence, *Rev. Geophis. and Space Phys.*, 11(1), 1–35, doi:10.1029/RG011i001p00001, 1973.
- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto,

T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, *Radio Sci.*, 38(3), doi:10.1029/2002RS002767, 2003.

- Houze, R. A., Cloud Dynamics, pp. 196–220, Academic Press, 1993.
- Roy, G., and L. R. Bissonnette, Strong dependence of rain-induced lidar depolarization on the illumination angle: experimental evidence and geometrical-optics interpretation, *Appl. Optics*, 40(27), 4770–4789, 2001.
- Sassen, K., The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, Bull. Amer. Meteor. Soc., 72(12), 1848– 1866, 1991.
- Sassen, K., and T. Chen, The lidar dark band: An oddity of the radar bright band analogy, *Geophys. Research Let.*, 22(24), 3505–3508, 1995.
- Sassen, K., J. R. Campbell, J. Zhu, P. Kollias, M. Shupe, and C. Williams, Lidar and triple-wavelength doppler radar measurements of the melting layer: A revised model for darkand brightband phenomena, J. Appl. Meteorol., 44(3), 301–312, doi:10.1175/JAM-2197.1, 2005.
- Sato, T., H. Doji, H. Iwai, I. Kimura, S. Fukao, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Computer processing for deriving drop-size distributions and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *Radio Sci.*, 25(5), 961– 973, 1990.

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Ⅱ

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

<u>1. はじめに</u>

我々が赤道直下のインドネシア・コトタバンに設置している高機能ライダーでは、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。そこで、共鳴散乱ライダーに用いている Ti:sapphire レーザー とカリウム原子吸収フィルターを組み合わせ、地表面付近から境界層までの気温観測を目的とした 高スペクトル分解能ライダーの開発を行っている。既に国内での初期観測には成功しているが、長 時間の安定観測のために、レーザー波長弁別器を製作した。また、より簡便な方法としてマルチス ペクトル検出器を用いた回転ラマンライダーの初期結果についても報告する。

2. カリウム原子吸収フィルターを用いた気温

<u>測定</u>

気温の測定原理はShimizuらが提案し、従来ヨウ 素フィルター等を用いて行われている高スペクト ル分解能ライダー法であるが、波長 770nm に共鳴波 長を持つカリウム原子を用いている点が異なる。カ リウム原子吸収フィルターはFig.1のように温度を 変えることにより帯域幅を変えること出来る。原子 吸収フィルターによりミー散乱成分を吸収させ、気 温により変化するレイリー散乱スペクトルの裾の 透過成分を、温度の異なる2つのカリウムフィルタ ーにより測定しその透過光信号強度比から気温を もとめる。特にエアロゾルの多い下層域ではミー散 乱成分の除去ができ、フィルターの温度制御も容易 な本方式は他のエタロン方式や回転ラマン方式に 比べて有利である。

送信レーザー光の波長は吸収フィルターの中心に 合わせる必要があるため、インジェクションシーデ ィング方式のNd:YAG-SHG励起Ti:sapphireレーザー を用いている。受信系にはカリウム原子を封入した 蒸気セルフィルターを2つ用い、異なる温度に制御 している。



Fig.1 Rayleigh/Mie light scattering spectrum of air molecules consisting of a sharp aerosol peak and a broadened molecular Rayleigh spectrum. The transmission curves of two potassium atomic filters at lower temperature and higher temperature are shown.

3. レーザー波長弁別器

国内における試験観測では、長時間観測の間に大きな誤差が生じる場合があることが分かった。 調べてみると、インジェクションシーダーの波長は安定しているが、インジェクションシーディン グをかけているパルスTi:sapphireレーザーの波長が、シーダー波長とずれていることが分かった。 Ti:sapphireレーザーは共振器長をピエゾ素子によりシーダー光の波長と一致するように制御して いるが、これが何らかの原因で外れることが原因と考えられる。パルスのレーザー波長は正確にカ リウムの共鳴波長に一致していないと、受信のカリウムフィルターでミー散乱成分を吸収すること ができなくなり、1パルスでも大きな誤差要因となる。

そこで、波長がずれた場合にはデータを加算しないように、送信パルスの波長を瞬時に判別して

弁別するレーザー波長弁別器を 開発した。ブロック図を Fig.2 に示す。波長弁別器はカリウム 蒸気セルと高速差分増幅ディテ クターを用いている。差分増幅 ディテクターは2つのフォトダ イオードの差分を電気信号で得 ることができる検出器で、1つ の入力にカリウム吸収セルを通 したパルス光を、もう一つの入 力にはセルを通さない参照パル ス光を入射する。レーザー波長 が正確にカリウムの共鳴波長と 一致している場合のみに差分の パルス信号が得られるので、こ れをトランジェントレコーダの



Fig.2 Block diagram of laser pulse discrimination system using a balanced photodetector and a potassium vapor cell.

トリガー信号として用いることにより、1パルス毎のレーザー波長弁別が可能となる。

<u>4. マルチスペクトル検出器を用いた回転ラマンライダー</u>

マルチスペクトル検出器を用いたラマンラ イダーの仕様を Table 1 に示す。本システム はLicel 社の Multispectral Lidar Detector をベースにしているが、分光器に標準品とは 異なる大型の分光器を用いることにより、高 分解能で狭い波長領域から低分解能で広い波 長領域までのスペクトルの高度プロファイル を得ることができる。レーザーにはラマン効 率を考慮し Nd: YAG レーザーの THG (355nm) を用いているが、SHG (532nm) での運用も可能 なシステムとなっている。望遠鏡には口径 51cm のナスミス型反射望遠鏡を用いて分光 器を望遠鏡に直接結合し、ファイバーによる ロスを無くしている。高分解能モードは波長 分解能 0.47nm@355nm、カバーレンジ 14nm で 主に回転ラマンや、単独の振動ラマンスペク トルを狙うことができる。中分解能モードで は波長分解能 2.1nm、カバーレンジ 67nm で複 数のラマンスペクトルを狙うことができる。 更に低分解能モードでは波長分解能 4.4nm、

Table 1. Specification of high-resolution multi-channel Raman lidar

Laser					
	Injection-seed Nd:YAG I	Laser			
	Wavelength	354.7nm			
	Pulse Energy	up to 180mJ			
	Repetition Rate	30Hz			
Receiver					
	Telescope Diameter	510mm			
	Spectrograph	Acton Research SP-2758			
	Focal length	750mm			
	Spectral Resolution/Cove	er Range			
	-300 g/mm grating	4.4nm/135nm			
	-600 g/mm grating	2.1nm/67nm			
	-2400 g/mm grating	0.4nm/14nm			
	Multi-Spectral Detector	Hamamatsu H7260-20			
Data Acq	uisition				
	Licel Multispectral Lidar	Detector			
	Max. Photoncount Rate	100MHz			
	Range Resolution	30m			
	No. of Range Bins	1000			
	Max. Acquisition Rate	30Hz			

カバーレンジ135nm で蛍光スペクトルを狙うことができる。

回転ラマンを利用した温度計測は装置定数以外の仮定が不要であり、エアロゾルによる影響を受けないため、特に対流圏下部の温度計測に有用であるが、ミー散乱の干渉を避け、近接した2波長の信号を受ける必要があるため、従来は特別な分光系が必要であり、フィルターの角度調整や温度 制御などに十分配慮する必要があった。

Fig.3にマルチスペクトル検出器を用いたラマンライダーによる純粋回転ラマンスペクトルの観 測例を示す。アレー型光電子増倍管は各受光素子間に漏れ込みがある(隣接素子で0.1%)ため、 強いミー散乱信号が検出器に入らないように355nmを検出器から外れるように分光器をセッティン グしている。このデータから従来と同じように 2波長を選びその強度比より温度プロファイル が得る事ができる。更にマルチスペクトル検出 器では広い範囲での回転ラマンスペクトルが得 られるため、送信や受信系の波長制御をあまり 気にせずにフィッティングにより精度良く温度 を推定することも可能である。

水蒸気のラマン散乱は 3652cm⁻¹ (355nm 励起 で 408nm) にあり、水蒸気密度のラマンライダ ー観測に広く用いられている。一方液体の水の ラマンは 3000~3600cm⁻¹ (355nm 励起で 397~ 407nm) に広く分布しており、これを利用した雲 中の水蒸気と水滴のラマン観測が提案されてい る。水のラマンスペクトルは過冷却、氷などの 状態によって変化することが分かってきている。 マルチスペクトル検出器を用いたラマンライダ ーを用いると、水蒸気だけではなく同時に雲中 の水の状態を測定できる新たなライダーへの発 展が期待できる。



開発した波長弁別器を用いて国内において試 験観測を行うとともに、MU 観測所において、ラ



Fig.3 Rotational Raman spectrum within vertical range from 690m to 990m averaged over 4min (7200shots).

イダーとラジオゾンデ及び RASS との同時観測を行い精度の検証を行う。その後熱帯域における気 温観測を行う予定である。

また、大型分光器とアレー型光電子増倍管により構成される高分解能のマルチスペクトル検出器 を用いたラマンライダーを開発し、初期結果として回転ラマンスペクトルの観測結果を示した。本 システムは波長や分解能を切換えることにより多目的に利用できるため、雲中の水蒸気や水の状態 の観測や CO₂ や CH₄ などの微量気体の観測を計画している。

参考文献

H.Shimizu et al., Appl. Opt. Vol.22, No.9, p.1373, 1983.

複数のリモートセンサを用いた水の状態変化に関する研究

佐藤玄一・下舞豊志・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

インドネシア共和国スマトラ島のコトタバンにおいて積雲対流活動を解明するため、高時間分解能 ラジオメータを用いて、水蒸気プロファイル観測を継続して行っている。第3回赤道大気レーダーシン ポジウムでは水蒸気の鉛直輸送について調べるため、ラジオメータ観測によって推定された水蒸気密 度とEAR(赤道大気レーダ)によって得られた風速の高度プロファイルを用いて水蒸気鉛直フラックスが 見積もられた(下舞 他、2009)。

今回は見積もられた水蒸気鉛直フラックスを用いて水蒸気の鉛直輸送状況について調べ、さらに 水循環の重要な一部である水蒸気の状態変化、すなわち、凝縮、凝結の様子を推定する。そのため、 鉛直方向の水循環モデルを作成し、ラジオメータによって得た水蒸気密度のプロファイルと EAR によ って得た上空の 3 次元風速プロファイル、ラジオゾンデで得た温度プロファイルを用いて上空の水の 状態変化を判別した。

2. 観測データ

2004 年 4~5 月に CPEA プロジェクトの第 1 回キャンペーン(Fukao, 2006)が行われた。本研究では、 水平流が比較的弱い 2004 年 4 月 11 日における、ラジオメータ、BLR、EAR、ラジオゾンデの観測結 果を用いる。

水の状態判別

ラジオメータが、ある時間に得た水蒸気量を M_i 、次の時間に得た水蒸気量を M_{i+1} とする。水蒸気 量と BLR、EAR の風速データから、水蒸気の鉛直フラックスを計算し、鉛直移動した水蒸気量 M_{move} を求めた。図1に2004年4月11日のラジオメータ観測、BLR、EAR 観測により求めた水蒸 気鉛直フラックスを示す。ここで、地上から1.25km はBLRの風速データを用いて、それより上空は EAR の風速データを用いた。鉛直移動した水蒸気量 M_{move} と水蒸気の凝縮、水の蒸発により変化し た水蒸気量 M_{water} 、及び、水蒸気の凝結、氷の昇華により変化した水蒸気量 M_{ice} を用いると次式 のように表すことができる。

 $M_{water} + M_{ice} = M_{i+1} - M_i - M_{move}$ (1)

(1)式の左辺は、水、氷に関与した水蒸気量の変化であり、左辺が正なら水、氷から蒸発、昇華 によって増えた水蒸気量を表し、負なら凝縮、凝結によって減った水蒸気量を表す。

続いて、ラジオゾンデの温度データを用いて飽和水蒸気圧を求めた。 飽和水蒸気圧には氷の飽 和水蒸気圧 *e_i*、水の飽和水蒸気圧 *e_sがあり、温度によって決められる。*



図 1. 2004 年 4 月 11 日のラジオメータ観測、および BLR、 EAR 観測により求めた水蒸気鉛直フラックスの時間・高度変化。

Campos *et al.* (2008)は北アメリカで水蒸気圧と飽和水蒸気圧を比較することにより、スノーストームにおいての雲水、氷粒子の増加、減少を調べた。今回は、その比較方法を参考にして、上空の水が状態変化を起こす条件を調べた。



図2に上空の水の状態変化判別のフローチャートを示す。

3. 結果

式(1)の左辺の水蒸気量と、飽和水蒸気量、水蒸気量の比較から水の状態変化の判別を行った。 図 3 に 2004 年 4 月 11 日において凝縮、凝結が起こっていると推定した高度・時間変化を示す。



図 3.2004 年 4 月 11 日のラジオメータ観測、ラジオゾンデ観測、及び、 BLR、 EAR 観測により 推定した凝縮、凝結が起こっていると推定した時間・高度変化。

4. リモートセンサを用いた上空の水の状態変化の信頼性評価

本研究における上空の水の状態変化の推定方法について、隣接した雲底高度計観測で得られた 雲底高度を用いて信頼性評価を行う。図4に2004年4月11日に雲底高度計から得られた雲底高度 の時間変化を示す。図4の雲底高度と図3で凝縮、凝結が起きていると推定した判断した高度は、 15時から24時の4km~6kmで一部一致している。



図 4.2004 年 4 月 11 日の雲底高度計観測により得た雲底の時間・高度変化。

図 5 に 2004 年 4 月 11 日における、ラジオメータ観測により得た雲水量と、凝縮、凝結が起こって いると推定した高度を示す。凝縮が起こると雲水量が大きいと考えられる。しかし、図5 によると、凝 縮または凝結が起きていると推定した時間・高度では必ずしも雲水量が大きくはなかった。 雲水量が 大きくはなかった場合、凝結が支配的に起こっていると考えられる。



図 5. 2004 年 4 月 11 日のラジオメータ観測により得た雲水量と、ラジオメータ観測、ラジオゾンデ観 測および BLR 、EAR 観測により推定した凝縮、凝結が起こっていると推定した高度の時間変化。

5. まとめ

複数のリモートセンサによって得たデータを用いて、2004 年 4 月 11 日の上空の水の状態変化を調べた。凝縮、凝結が起こっていると推定した高度と雲底高度計観測により得た雲底高度を比較すると 15 時から 24 時の 4km~6km で一部一致していた。一致がみられない時間・高度については、水平流 による水蒸気や雲の移動や凝結核(吸湿性エアロゾル)による雲の生成のしやすさの違いも関係すると 考えられる。また、凝縮により雲水量が増えるので、凝縮が起こっていると推定した時間とラジオメ ータ観測により得た雲水量との関係について調べた。しかし、2004 年 4 月 11 日においては、凝縮 のみが起こりえると推定した高度はなく、凝縮、凝結がどちらも起こりえると推定した時間・高度にお いても雲水量が増加しなかった。したがって、この推定した時間・高度においては凝結が支配的だと いえる。今後、凝縮が起きていると推定される観測例についても本推定方法を適用し、その妥当性 について検討を行う予定である。

[1]下舞豊志、佐藤玄一、古津年章、橋口浩之: "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"、第3回赤道大気レーダーシンポジウム、京都大学生存圏研究所、8-11、2009.

[2]Fukao, S., Coupling Prosesses in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A project overview, *J, meteor. Soc. Japan*, **84A**, 1-18, 2006.

[3]E. F. Campos, R. Ware, P. Joe, and D. Hudak,: Cloud water-phase dynamics observed by microwave profiling radiometry and vertically-pointing radar, *J. Atmos.Oceanic Technol.*, submitted, 2010.

圏界面中間規模波動に伴う上層雲について

児玉安正(弘前大院・理工)

1. はじめに

圏界面付近で上層ジェット気流の高緯度側の端に周期1~2日、波長およそ 2000km の 中間規模の波動(以下 MTW と略記)が存在し、中緯度域で頻繁に観測される(Yamamori et al. 1997). 波の位相速度は 20m/s であり,総観規模の傾圧不安定波のおよそ2倍である. この波動のメカニズムについて、Sato et al.(1998)は、ジェット気流の高緯度側の端で特異 な成層構造に伴うロスビー波の導波管が形成されており、MTW はここに捕捉されたロスビ ー波であるとした.この理論によれば、波動の南風域で上昇流が、北風に伴って下降流が 存在する(北半球の場合). Kodama et al.(2008)は, GMS の上層雲量データを解析して、東 アジア・北西太平洋域において、MTW の多くが上層雲域を伴っており、理論から期待され るように、南風域のうち対流圏内での上昇流が期待される南風域の低緯度側の部分で上層 雲が発生していることを示した.Kodama et al.(2008)の結果は,MTW が上層雲量を中緯 度域の広域で増加させている可能性を示す.そこで本研究では、3時間毎の ISCCP-D1 雲 量データを用いて、中緯度域全域について MTW に伴い発生する上層雲域の発生状況を調 査し、中緯度域の上層雲量への寄与を評価した.

2. データ

1990 年から 1999 年(10 年間)の 3 時間毎の ISCCP-D1 データから 280km×280km の格 子毎に定義された上層雲量(雲頂気圧 420hPa 以下)、および 6 時間毎の NCEP-NCAR 再 解析データを用いた.

3. 結果

上層雲量のハフメラー図を作成すると、位相速度がおよそ 10m/s の傾圧不安定波、チベット高原などにみられる1日周期の定在波などと共に、位相速度が 20m/s のMTWに伴う 東進する上層雲域が中緯度域で頻繁に見られた.そこで、ハフメラー図上の各東進雲域に ついて位相速度を求め、MTW に相当する位相速度(20m/s~40m/s)の雲域を取り出すアルゴ リズムを開発した.MTW の東進雲域は、しばしば総観規模波動の東進雲域と重なって現れ る.この場合に MTW による上層雲量に含めるかどうかは今後の検討課題であるが、今回 は本アルゴリズムにしたがって分離できる場合には MTW の雲域とした.

10年間の雲量データを処理した.図1に,北半球の冬と南半球の冬のMTWに伴う上 層雲量を示す.緯度40~60度付近でMTWによる上層雲量が大きく,冬に増加する.図2 には,年間で平均した全上層雲量とMTWに伴う上層雲量の緯度分布を示す.緯度40度か ら50度にかけてMTWに伴う上層雲は全上層雲量の30~40%を占め,MTWは中緯度域の 上層雲量の増加に大きく貢献している.アルゴリズムには改善の余地が多く残されており, 中緯度の広域上層雲量に対する MTW の寄与についての上記の値は,アルゴリズムの改良に より変化する可能性がある.



図2 帯状平均された全上層雲量とMTWに伴う上層雲量,およびこれらの比(%).

文献

Kodama, Y.-M., K. Egawa, and M. Takahashi, 2008: Medium-scale tropopausal waves visualized by upper-level clouds to the east of the Tibetan Plateau. *J. Metor. Soc. Japan* **86**, 279-295.

Sato, K., H. Yazawa, and T. Matsuno, 1998: Trapping of the medium-scale waves into the tropopause.

Abstracts, Rossby-100 Symp. Vol. II, Stockholm, Sweden, Stockholm University, 302-304.

Yamamori, M., K. Sato, and I. Hirota, 1997: A study on seasonal variation of upper troposheric medium-scale waves over East Asia based on regional climate model data. *J. Metor. Soc. Japan*, 75, 13-22.

インドネシアにおける下部対流圏水平風

~ ウィンドプロファイラネットワーク観測と全球再解析データの比較~

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, Fadli Syamsudin³, Timbul Manik⁴

1: 京大生存研, 2: 海洋研究開発機構, 3: BPPT, Indonesia, 4: LAPAN, Indonesia

1 研究背景

インドネシア海洋大陸は世界有数の多雨地域で活発な対流活動に伴う潜熱加熱は大気大循環の 駆動源の役割を果たしている。この地域の対流活動に大きな影響を及ぼす現象が季節内変動であ る。海洋大陸上の複雑な地形は季節内変動に伴う下部対流圏における西風を変調させる(Nitta et al., 1992)。このように海洋大陸上における下部対流圏水平風は気象学的にも重要な要素となって くるが、その時空間的に連続したデータとして頻繁に使われているのが客観解析データである。 客観解析の計算過程において観測データが同化されるが、海洋大陸における高層気象観測は日本 などの中緯度に比べて疎であり、例えば東西 5000 km におよぶインドネシアにおいてラジオゾン デ観測が常時行われている地点は12箇所しかない。このために客観解析データの精度が劣るこ とが予想される。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スマ トラ島コトタバンにある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ビアク(136.10°E, 1.18°S)と赤道上におよそ1000 km おきにウィンドプロ ファイラ(WPR)の観測ネットワークを構築した(図1)。本研究ではこの WPR 観測ネットワー クのデータを全球再解析水平風速データと比較することにより、全球再解析水平風速データ精度 を定量的に評価することを目的とする。

Seto et al. (2009) は、スマトラ島コトタバンにある赤道大気レーダーの 700hPa 風速を National Center for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) Reanalysis 1 (以下、R1)の水平格子点(100°E,0°N)における水平風と比較する研究を 行っている。ところが、海洋大陸における気象学研究において用いられる全球再解析データはR1だけでなく、例えば NCEP/Development of Endrgy (DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP)-2 reanalysis (以下、R2) などが用いられている。このため、本研究ではこれら のデータも比較の対象とした。

2 使用データ及び解析手法

2.1 全球再解析データ

本研究で用いた全球再解析データとその主要諸元を表1に示す。

R1 は米国環境予測センター(NCEP)と米国大気研究センター(NCAR)が共同開発した再解 析データで、データ同化手法には3次元同化法が用いられている。モデルの分解能はT62L28(水 平 210 km、鉛直 28 層)である。1957年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ 6 時間、緯度経度 2.5°で提供されている。

R2 は米国環境予測センターと米国エネルギー省が共同開発した客観解析データで、R1 にいく らかのエラーの修正を施して作成された。データ同化手法には3次元同化法が用いられている。 モデルの分解能はR1と同じで、1979年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ 6時間、緯度経度2.5°で提供されている。 Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System (JCDAS) は日本気象庁と中 央電力研究所が共同で開発した再解析データで、1979 年から 2004 年までを網羅する Japanese 25 year Reanalysis (JRA-25) を現在に至るまで拡張したものである。データ同化手法には 3 次元同 化法が用いられている。モデルの分解能は T106L40(水平 120 km、鉛直 40 層) である。JCDAS は特に東アジアや熱帯の風速精度を向上させるために台風のベストトラックデータを同化させて いる。時間空間分解能それぞれ 6 時間、緯度経度 1.25° で提供されている。

European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis-Interim (ERA-Interim) は ECMWF の再解析シリーズの最新版である。モデルの分解能は T255L60 (水平 50 km、鉛直 60 層)上述の3つの再解析と違う点としてデータ同化手法に4次元同化法を用いている点が挙げられる。1989 年から現在に至るまでのデータが時間空間分解能それぞれ6 時間、緯度 経度 1.5°で提供されている。

本研究ではこれらの客観解析データの 700 hPa および 850 hPa の水平風速データを比較対象とした。

2.2 観測データ

ポンティアナ・マナド・ビアクの 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 間鉛直分解能はそれぞれ 60 秒、100 m である。コトタバンにある赤道大気レーダーは 2001 年よ り 47.0 MHz で運用されている (Fukao et al., 2003)。時間鉛直分解能はそれぞれ 90 秒、150 m である。本研究ではこれら 4 つの WPR の 2007 年から 2008 年のデータを用いた。

WPR と客観解析データの比較で見られた特徴がどの程度の水平領域のひろがりを持つかを確 かめるためにインドネシア海洋大陸及びその周辺(90°-150°E、10°S-10°N)で行われている 27 地点でのラジオゾンデデータ(図1)と客観解析データを比較した。Seto et al. (2009)はインド ネシアにおけるラジオゾンデ観測が 2006 年以降増加していることを述べているため本研究では 2006 年から 2008 年のデータを用いた。

2.3 解析手法

客観解析データは観測サイトの最寄りの水平格子点データを用いた。WPR データは局所的な 影響を含むために時間高度方向に平均化した値を用いた。すなわち、時間方向については対象時 間の3時間前から3時間後までの6時間平均し、高度方向については700(850)hPaに対しては 2.8-3.5(1.2-1.8)kmのデータを平均化した値を用いた。赤道大気レーダーの850hPaはデータ が得られない高度であるために比較の対象から除き、ビアクの700hPaはデータの品質が悪いた めにこれも比較の対象から除いた。この結果、比較に用いるデータセットはそれぞれ4地点に対 して2レベルの8データセットから上述の2データセットを除いた計6データセットである。客 観解析データと観測データを比較する際には2データセットの相関係数、散布図の回帰直線(傾 きと切片)、さらに散布図のそれぞれの点に関して回帰直線からの変位の標準偏差を算出した。ま た、それらをサンプル数で重み付けし、6データセットによる比較結果の指標として用いた。

3 解析結果

まず WPR データがどの程度大規模場を表しているかを確かめるために最寄りのラジオゾンデ データと比較を行った。コトタバン、ポンティアナ、マナド、ビアクの WPR はそれぞれ最寄り のラジオゾンデサイトであるパダン(100.35°E,0.88°S)、クチン(110.37°E,1.48°N)、マナド (124.94°E,1.53°N)、Biak(136.12°E,1.18°S)のラジオゾンデデータと比較した。6 データセッ トを用いて WPR を横軸に、ラジオゾンデを縦軸にして比較した結果を表2にまとめた。重み付 け平均した結果では東西風・南北風とも相関係数が0.7以上と高い値を持つものの、回帰直線の傾きは東西風が1.03とほぼ1に近いのに対して南北風は1.22と2割以上の差が生じている。このことから WPR 東西風は大規模場を表しているのに対して南北風は局所的な影響が強いといえる。

図2に4つの客観解析850hPa東西風データをポンティアナのWPRデータと比較した結果を示す。いずれも相関係数が0.8以上と高い値を示しており、特にERA-Interimは0.88と最も高い値を示している。標準偏差も1.19と他に比べてERA-Interimが最も小さい値を示している。回帰直線の傾きはR2を除くといずれも1より小さい値を示している。

他のデータセットで比べた結果を表 $3 \cdot 4$ に示す。重み付け平均した相関係数がいずれも 0.8 以上と高い値を示しており、客観解析データは定性的に大規模場をよく表現できているといえる。特に ERA-Interim は最も高い相関係数 (0.89)と最も小さい標準偏差 (1.43)の値を示しており、WPR 風速との相関が最もよい。また、切片の絶対値の重み付け平均も最小 (0.16)の値を示しており、バイアスが最も小さい。一方で重み付け平均した回帰直線の傾きは全ての客観解析で 1 より小さい値を示しており、R1 と R2 が 0.85 より高い値を示しているのに対して JCDAS と ERA-Interim は 0.8 より小さい値を示している。これらのことから 4 つの客観解析データは東西 風の振幅が観測よりも $1 \sim 2$ 割程度小さい振幅を持っている傾向があるといえる。

南北風について同様にして比較した結果を表 5・6 に示す。東西風と同様に重み付け平均した値 で、ERA-Inreim は最大の相関係数(0.77)、最小の標準偏差(1.20)を表しており、WPR 風速 との相関が最もよい。また、切片の絶対値の重み付け平均も最小の値(0.21)を示しており、バ イアスが最も小さい。

東西風・南北風とも ERA-Interim が最も WPR との相関がよく、バイアスが小さいことは、 ERA-Interim のみがデータ同化手法に4次元変分法を用いていることが一つの理由として考えら れる。また、表3から表6を通じてR1とR2は似た結果を残しているが、これはR2はR1を元 に修正を加えて作成されたことが理由である。

客観解析東西風データが観測よりも小さい振幅を持つという特徴がどの程度の水平スケールを 持つのかを調べるために客観解析東西風データをラジオゾンデデータと比較した。表2よりラジ オゾンデ東西風データの振幅は大規模場の振幅とほぼ等しいといえるので、ラジオゾンデの振幅 は大規模場を代表しているといってよい。700hPaでは、重み付け平均した回帰直線の傾きはR1 が0.88、R2が0.89、JCDASが0.85、ERA-Interimが0.90であり、850hPaにおいても重み付 け平均した回帰直線の傾きはR1が0.88、R2が0.89、JCDASが0.83、ERA-Interimが0.85で あった(図省略)。これらのことから700 hPa850 hPaとも東西風の振幅が観測より1~2割程度 小さく表現されている傾向は海洋大陸の広い領域にわたっているといえる。また、客観解析デー タをWPRと比較した際に見られたJCDASとERA-Interimの東西風の振幅がより小さく表現さ れる傾向はラジオゾンデデータとの比較においては明瞭でない。

4 まとめ

NCEP/NCAR Reanalysis、NCEP/DOE AMIP-2 Reanalysis、JCDAS および ERA-Interim の水平風速データを WPR 及びラジオゾンデ観測ネットワークデータと比較した。4 つの客観解 析データはいずれも WPR 観測との相関がよく、とくに ERA-Interim が最も高い相関を持ってい た。4 つの客観解析データはいずれも東西風速の振幅が WPR 観測に比べて小さく表現される傾 向があった。ラジオゾンデ観測データとの比較により、この傾向は海洋大陸の広い領域に及んで いることが分かった。

参考文献

Fukao, S., and coauthors, Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, Radio Sci., 38, 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.

- Nitta, Ts., T. Mizuno, and K. Takahashi, Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño, J. Meteor. Soc. Japan, 70, 447–466, 1992.
- Seto, T.H., and coauthors, Comparison Study of Lower-Tropospheric Horizontal Wind over Sumatera, Indonesia Using NCEP/NCAR Reanalysis, Operational Radiosonde, and the Equatorial Atmosphere Radar, SOLA, 5, 021-024, doi:10.2151, 2009.
- Yamanaka, M.D., and coauthors, 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, 2008.



図 1: コトタバンの赤道大気レーダーと「海大陸レーダーネットワーク構築」よって設置された WPR、さらにはインドネシアとその周辺におけるラジオゾンデ観測地点の配置図。5桁の数字は ラジオゾンデの観測地点番号を表す。

再解析データ名	データ名 開発機関		モデル分解能	データ同化手法					
NCEP/NCAR R1	NCEP/NCAR	1948- 現在	T623L28	3次元同化法					
NCEP/DOE R2	NCEP/DOE	1979-現在	T623L28	3次元同化法					
JRA-25/JCDAS	JMA/CRIEPI	1979- 現在	T623L28	3次元同化法					
ERA-Interim	ECMWF	1989-現在	T623L28	4次元同化法					

表 1: 本研究に用いた全球再解析データおよびその主要諸元

表 2: ラジオゾンデと WPR 東西風データの比較結果。

データ	データ数	相関係数	標準偏差	傾き	切片					
Kototabang 700hPa	868	0.88	1.87	1.00	-0.08					
Pontianak 700hPa	1079	0.83	2.17	1.07	-0.37					
Manado 700hPa	136	0.96	1.01	0.95	-0.17					
Pontianak 850hPa	1144	0.72	2.03	1.07	0.38					
Manado 850hPa	134	0.94	1.10	0.95	0.08					
Biak 850hPa	645	0.89	1.87	0.99	0.09					
重み付け平均		0.82	1.94	1.03	0.00					

		相関係数			標準偏差				
データ	データ数	R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.86	0.86	0.87	0.86	1.79	1.82	1.64	1.77
Pontianak 700hPa	2166	0.85	0.86	0.89	0.90	1.86	1.82	1.54	1.45
Manado 700hPa	298	0.87	0.84	0.89	0.93	1.73	1.94	1.50	1.24
Pontianak 850hPa	2345	0.81	0.81	0.84	0.88	1.60	1.64	1.41	1.19
Manado 850hPa	299	0.80	0.77	0.82	0.91	1.83	1.97	1.77	1.18
Biak 850hPa	1946	0.81	0.79	0.80	0.93	2.35	2.44	2.39	1.42
重み付け平均		0.83	0.83	0.85	0.89	1.88	1.91	1.72	1.43

表 3: WPR と客観解析東西風データの比較結果。相関係数と標準偏差を示す。

表 4: WPR と客観解析東西風データの比較結果。回帰直線の傾きと切片を示す。

		傾き				切片			
データ	データ数	R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.75	0.80	0.64	0.67	-1.79	1.82	1.64	1.77
Pontianak 700hPa	2166	0.87	0.88	0.81	0.85	1.86	1.82	1.54	1.45
Manado 700hPa	298	0.85	0.89	0.72	0.86	-1.73	1.94	1.50	1.24
Pontianak 850hPa	2345	0.96	1.00	0.88	0.79	-1.60	1.64	1.41	1.19
Manado 850hPa	299	0.82	0.82	0.85	0.76	-1.83	1.97	1.77	1.18
Biak 850hPa	1946	0.82	0.80	0.81	0.82	-2.35	2.44	2.39	1.42
重み付け平均		0.85	0.87	0.79	0.78	-0.42	-0.38	-0.84	0.01
絶対値の重み付け平均						0.51	0.46	1.02	0.16

表 5: WPR と客観解析南北風データの比較結果。相関係数と標準偏差を示す。

		相関係数				標準偏差			
データ	データ数	R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.71	0.69	0.72	0.72	1.42	1.45	1.32	1.40
Pontianak 700hPa	2166	0.71	0.70	0.71	0.80	1.46	1.50	1.45	1.22
Manado 700hPa	298	0.77	0.76	0.80	0.81	1.33	1.31	1.18	1.18
Pontianak 850hPa	2345	0.79	0.78	0.80	0.85	1.32	1.38	1.39	1.11
Manado 850hPa	299	0.73	0.70	0.76	0.87	1.32	1.49	1.32	0.90
Biak 850hPa	1946	0.43	0.53	0.58	0.66	2.74	1.83	1.46	1.13
重み付け平均		0.68	0.68	0.71	0.77	1.47	1.52	1.39	1.20

		傾き				切片			
データ	データ数	R1	R2	JCDAS	ERA	R1	R2	JCDAS	ERA
Kototabang 700hPa	2077	0.75	0.80	0.64	0.67	-1.79	1.82	1.64	1.77
Pontianak 700hPa	2166	0.87	0.88	0.81	0.85	1.86	1.82	1.54	1.45
Manado 700hPa	298	0.85	0.89	0.72	0.86	-1.73	1.94	1.50	1.24
Pontianak 850hPa	2345	0.96	1.00	0.88	0.79	-1.60	1.64	1.41	1.19
Manado 850hPa	299	0.82	0.82	0.85	0.76	-1.83	1.97	1.77	1.18
Biak 850hPa	1946	0.82	0.80	0.81	0.82	-2.35	2.44	2.39	1.42
重み付け平均		0.85	0.87	0.79	0.78	-0.42	-0.38	-0.84	0.01
絶対値の重み付け平均						0.51	0.46	1.02	0.16

表 6: WPR と客観解析南北風データの比較結果。回帰直線の傾きと切片を示す。



図 2: ポンティアナにおける WPR850 hPa 風速(横軸)と(a)R1、(b)R2、(c)JCDAS、(d)ERA-Interim 850 hPa 風速データ(縦軸)の散布図。

地球温暖化時の QBO The quasi-biennial oscillation in a double CO₂ climate 河谷芳雄¹,Kevin Hamilton²,渡辺真吾¹ (1) 海洋研究開発機構, (2) IPRC, The University of Hawaii

1. Introduction

The quasi-biennial oscillation (QBO) is a persistent, quasi-periodic, large-amplitude oscillation of the low latitude stratospheric circulation. There is evidence that the tropical QBO has significant remote dynamical effects on the circulation in the extratropical stratosphere (e.g., Holton and Tan, 1980) and in the extratropical lower atmosphere even down to the surface (e.g. Ebdon, 1975; Coughlin and Tung, 2001; Thompson et al. 2002; Boer and Hamilton, 2008; Marshall and Scaife, 2009). In the tropical stratosphere itself the QBO is strong enough that it may have a significant role in determining the mean chemical composition and hence mean climate.

There has been interest in the question of how the QBO might respond to changes in external forcing of the climate system. Obvious source of external forcing to the climate system is the increasing greenhouse gas concentrations that are believed to be largely responsible for observed global warming over the last century and are predicted to strongly influence climate in the future. How the QBO might respond to large increases in atmospheric CO₂ concentration is an interesting question. Projecting how the QBO will change in response to increased greenhouse warming requires comprehensive models that can self-consistently simulate the changes in wave fluxes and mean vertical motion. In the present paper we investigate the effects of greenhouse-gas induced climate change on the QBO using a model which simulates a fairly realistic stratospheric QBO without any parameterized nonstationary gravity wave effects.

2. Model description and experimental design

The model we used is based on the atmospheric component of version 3.2 of the MIROC. The model has a horizontal resolution of T106 (1.125° grid interval). Seventy-two vertical layers are used (L72), with the top boundary at 1.2 hPa (~47 km). The vertical resolution is set to 550 m from ~300 hPa up to 5 hPa. The cumulus parameterization is based on the method of Arakawa and Schubert (1974). This experiment included mountain-induced gravity-wave parameterization by McFarlane (1987) to obtain a realistic large-scale circulation at mid to high latitudes. However, non-stationary gravity wave parameterization is not included. Hence, the simulated

QBO is driven by explicitly resolved waves in the model.

We ran an 85-year control integration of the model with observed monthly mean SSTs and sea ice from the HadISST climatology averaged from 1979 to 1998. An 85-year future climate integration was then run using monthly mean SSTs and sea ice values incremented by the predicted changes from 1979-1998 to 2080-2099 in a CMIP3 multimodel ensemble of coupled ocean-atmosphere runs that were forced by the SRES A1B atmospheric composition scenario. The CO₂ concentration in the control run was taken to be 345 ppmv and this was doubled to 690 ppmv in our future climate run.

3. The QBO in the present and future climate

Fig. 1 shows a time-height cross-section of the monthly-mean zonal-mean zonal wind over the equator in the present and future climates. The red and blue colors correspond to westerlies and easterlies, respectively. In the present climate, an obvious QBO-like oscillation with a period of approximately 2 years is apparent (Fig. 1a). The period of the simulated QBO varies little from cycle to cycle, suggesting that the simulated oscillation is phase locked to be annual cycle. The maximum speed of the easterly is approximately -25 m s⁻¹, and that of the westerly is 15 m s⁻¹. In contrast, Naujokat (1986) reported -35 and 20 m s⁻¹ for maximum speed of the easterly and westerly winds, respectively. So the simulated oscillation has somewhat weaker amplitude but the same east-west phase asymmetry as in observations. The QBO wind variations extend down to approximately 60–80 hPa, but the amplitude in the lower stratosphere is smaller than that in the real atmosphere. The downward propagation of the westerly shear zones of zonal wind is faster than the downward propagation of easterly shear zones, which agrees with observations.

The QBO in the future climate differs from that in the present climate (Fig. 1b). It does not extend as far down into the lower stratosphere in the future climate. In the future climate, the 0 ms⁻¹ lines of the westerly phase of the QBO extend down to \sim 50 hPa and sometimes to 20–30 hPa, but they extend down to \sim 70 hPa in the present climate. The -5 ms⁻¹ lines of the easterly phase of the QBO extend down to \sim 80 hPa in both the present and future climates, but the level of -10 ms⁻¹ lines in the future climate are higher than those in the present climate. Consequently, the amplitude of the QBO in the future climate becomes much smaller, especially in the lower stratosphere. The periods of the QBO in the future climate become longer and more irregular.

4. Mechanism of future QBO changes

In the future climate, the period of the QBO becomes longer by about 1-4

months, and the amplitude becomes smaller, especially in the lower stratosphere, despite the stronger mean precipitation in the equatorial region. Here, we could not explain in detail (see Kawatani et al. 2010 for more details). The mechanisms of the future QBO changes are as follows:

(1) A warming troposphere and cooling stratosphere cause stronger westerlies in the mid-latitudes and an upward / equatorward shift of the 0 ms⁻¹ zonal wind line.

(2) Westward wave forcing due to large-scale waves (mostly due to mid-latitude Rossby waves) shifts equatorward. Forcing due to parameterized mountain gravity waves shifts upward at mid-latitudes.

(3) The residual vertical velocity increases 30–40% in the equatorial lower stratosphere due to strengthened westward wave forcing at mid-latitude stratosphere in both hemispheres. The vertical zonal wind shear becomes weaker in the equatorial region, especially in the lower stratosphere.

(4) Increased equatorial moisture heating (convective heating plus large-scale condensation heating) variance generates more waves. Wave momentum fluxes in the equatorial lower stratosphere increase by 10-15%.

(5) However, the wave momentum fluxes with $2 \le Cx \le 20 \text{ ms}^{-1}$ and $-30 \le Cx \le -15 \text{ ms}^{-1}$, whose spectral ranges are relevant to the QBO forcing, do not increase.

(6) As a consequence, the QBO changes in the future climate are obvious in the equatorial lower stratosphere. The period, amplitude and lowermost levels of the QBO in the future climate become longer, smaller and higher.

Our model showed changes in the upward flux of waves into the stratosphere, with increased amplitudes over almost all the spectrum. This is in response to a simulated increase in the space-time variability in the tropical tropospheric latent heating. The changes in the wave fluxes were quite modest in the range of zonal phase speeds that significantly affect the QBO, but quite large for some other phase speeds, particularly for the very high phase speed waves. These changes correspond to a precipitation field in the warm climate that is heavier and more sporadic than in the present climate. Whether this aspect of the climate projection can be considered robust is a subject for further investigation, although at least the tendency for more short term rainfall extremes in a warmer climate is a feature seen in other GCM studies and may result from a robust mechanism (e.g. O'Gorman and Schneider, 2009a,b and references therein).

The large increase in high-frequency wave flux predicted by the present model in the warm climate should have important impacts on the mean circulation and tides in the mesosphere and lower thermosphere. This is an aspect that we hope to examine



with a versions of the model that has an appropriate deep vertical domain.

Figure 1: Time-height cross sections of zonal mean zonal wind at equator in (a) present and (b) double CO_2 climates. The contour intervals are 5 ms⁻¹. Westerly (eastward wind) are shaded.

See Kawatani et al. (2010) for much more details and references.

Kawatani, Y., K. Hamilton, and S. Watanabe, The quasi-biennial oscillation in a double CO₂ climate, *J. Atmos. Sci., conditionally accepted*

「海大陸 COE」の現状

山中大学 (インドネシア BPPT SATREPS-MCCOE 推進室; JAMSTEC; 神戸大学)

1. はじめに

昨年度の報告(山中他,2009)で述べたように,JST・JICA「地球規模課題対応国際科学技術協 力事業(SATREPS)」の一課題として,筆者を代表とする「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」が昨年度からの5年計画として採択され,これによるインドネシア における赤道域気象・海洋学の国際的研究中核となる「海大陸 COE」(MCCOE; 仮称)の構築が 開始された.今回は採択1年後の現時点における,この計画の現状について報告する.

2. MCCOE 推進室の開設とインドネシア側の組織構築(Output 1の現状)

初年度である昨年度は、8 月の詳細計画策定調査、その結果の日本外務省への報告までは同 年度採択全課題中最速で進んだ(この頃に昨年度本シンポジウムがあって報告)が、その後両国と もに(日本では自民党から民主党へのかなり大きな)政権交代や(インドネシアでは大統領が再選さ れたが大幅な)内閣改造などもあってペースダウンし、年が変わった1月に漸く策定調査結果に関す る両国間の調印、2月に両代表機関(JAMSTECとBPPT)間の共同研究合意書調印が完了して正 式開始に漕ぎ着けた.JST予算による活動は年度末の3月 GEOSS アジア太平洋会議開催のバリ でのキックオフ会議からであり、JICA予算の執行は今年度6月1日付で派遣専門家として筆者が着 任して以降である.従って実質的な活動はまだ開始して半年に満たない.

昨年度既に報告した本課題マスタープラン記載の6項目(Output 1~6)は、3月9日バリでの両 国の実施担当者(研究者)中心のキックオフ会議における具体的な議論を経て、6月8日にジャカル タ BPPT で開催の本課題推進上の正式最高決定組織である「合同運営委員会」(JCC;出席者は BPPT 次官(議長)・局長,JAMSTEC 理事,BMKG 官房長,LAPAN 研究所長(代理),JICA 事務 所次長、両国研究代表者および主要参加研究者、RISTEK およびJST からの代表など)で確認され た.このJCC の1週間後に BPPT 次官が(これまで7年半の長きにわたり務められた)Jana 博士から、1 世代若い Ridwan 博士(JCC 開催時は観測船関係の総責任者として参加)に交代したが、本課題の 計画推進は完全に引き継がれている.

筆者の着任を受けて、BPPT はその本庁 1 号館 20 階の地球観測データ統合 (NEONET)フロア内 に本計画を推進するためのオフィス (SATREPS-MCCOE Promotion Office)を設けた.7月からは本 課題専任で常駐のJICA業務調整員も着任し、日本人2名にNEONET 所属・兼務の若手研究者・ 技術者数名 (専業者選定は今後)を加えた体制となっている.開設以来殆ど毎週くらい日イ両国か らの様々な研究者の来訪があり,注目の高さが現れている.特に9月27日にはJST 室長 (SATREPS 事務総責任者)の視察が予定されている.

MCCOE の最終的本拠となる建物は、百%インドネシア政府予算で来年度ジャカルタ南西郊外 Serpong の研究開発特区(PUSPIPTEK)内に着工予定で、用地の測量等は既に完了している.本 課題最終段階には推進室もこの建物に移り、観測(Output 2~3)、データ(Output 4)、および研究 (Output 5~6)の3センター機能の基礎が作られ,本課題終了とともに.インドネシア国立(BPPT地球 科学技術推進室(GEOSTECH)が管轄)の国際研究センターとなることが決まっている.

日本側では今年度4月からほぼ毎月(6月以降は筆者の帰国時)代表機関JAMSTECで研究者 会議を開催しており、分担機関で本シンポジウム主宰の京大 RISH からも参加して頂いている. イン ドネシア側では参加主要研究者が相互に訪問した機会を通じて議論を深めた後, 11月2日には代 表機関 BPPT に分担機関 BMKG・LAPAN を含む全研究者が集まり、各項目の実施責任者と担当 者を細部にわたって完全に決定し、MCCOE 構築へ向けて活動を本格化させることになっている.

3. HARIMAU レーダー網の継承と局地気象学の推進(Outputs 2, 4, 5 の現状)

昨年度末(2010年3月)で終了した「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)の5観測点(パダンMIAのXDR,ジャカルタSerpong-PUSPIPTEKの CDR,ポンティアナ・マナド・ビアクのWPRs)の運用継続については、今~来年度の2年間は百% JICA予算で行うことで両国関係者は合意し、現在順調に進められている.JICA予算(ODA)使用の 前提でもあり、再来年度以降の継続のためにも必須である日本政府からインドネシア政府への譲渡 (正確にはJAMSTEC 資産であるCDRを除く4基のみが該当)についても、合意書ならびにJCC 議 事録でもインドネシア側の要望として明記され、日本文科省・財務省で前向きに検討が進められてい る.

予算的制約下で最大限有効な観測を行うため, JICA 予算で新たに可搬型マルチパラメーターレ ーダー(MPR)1 基の導入が計画に盛り込まれている. MPR は普段は MCCOE つまり Serpong CDR 観測点付近の専用倉庫に格納されるが,海大陸内各地で本課題の目的に沿った機動的観測に使 用する.納期がかなり際どいが,できるだけ来年度インド洋で実施される国際共同観測(CINDY)に 間に合わせ,スマトラ島西岸またはその沖の属島に置いて,技術と研究の両面で実地にキャパシティ ビルディングを行うことを目指している.

レーダー観測データは NEONET に蓄積され,特に Serpong CDR データについては NEONET 側 の事業として民間篤志者の SMS 通報とも結合したインターネット上のリアルタイム降雨監視情報 (SIJAMPANG; http://neonet.bppt.go.id/sijampang/)として,インドネシア国内での積極的活用が JCC 開催に合わせて開始されている.また,以前から少しづつ行ってきた歴史的(過去2百年近くに わたる)気象観測データの収集・品質管理・デジタルデータベース化も,BMKG 自身や他のプロジェ クトとの重複を避けつつ推進している.

初期的研究成果として、HARIMAU 期間中に本シンポジウム主宰の京大グループとも共同して実施したものを含む集中観測の結果が、本年度末刊行予定の気象集誌 MAHASRI 特集号など各種学術誌に次々と掲載されている(Sakurai et al., 2009, 2010; Wu et al., 2009a,b; Mori et al., 2010; Kawashima et al., 2010; Fudeyasu et al., 2010).また WPR と高層気象観測・客観解析を比べこの地域での観測の不可欠性を示した論文が、京大グループで日イ双方の若手研究者筆頭で複数出版されつつある(Seto et al., 2009; Mega et al., 2010; Tabata et al., 2011a,b). HARIMAU 最後の集中観測は SATREPS 採択後の本年 1~2 月にジャカルタ首都圏 (JABOTABEK) で行なわれたが、この観測結果は衛星観測データなどともに解析・研究手法の技術移転にも利用されている.

今後は,豪雨など気候変動影響を監視・緩和のため,並行して百%自国予算で進められている

BMKG 現業レーダー網を補完する形で本計画で導入する MPR による機動的観測を行い,また HARIMAU集中観測でのメン気象・雲物理学的基礎研究や前述の NEONET-SIJAMPANG の実用 成功例を海大陸全土に拡大する.さらに日本の気象研や京大と検討中の領域モデル(既に本年の HARIMAU集中観測でも試験的に予報計算),別のJICA プロジェクトで BMKG に駐在中の気候変 動対策専門家との共同研究なども今後本格化させる予定である.

4. TOCS ブイ網のインドネシア分担と広域気候変動研究の推進(Outputs 3, 4, 6 の現状)

海上観測については、これまで JAMSTEC が米国 NOAA 等と協力して維持してきた熱帯ブイ網 (TOCS)のうちインドネシアの排他的経済水域(EEZ)内の2基を、ブイの制作・開発から投入・運用・ データ品質管理・発信・回収まで一貫してインドネシア側で担当できるようにする(Ando et al., 2010). 前述の JCC に合わせて(本年6月)PUSPIPTEK 内のブイ工学グループ(津波ブイなどを自作・運用 した実績あり)とともに、ブイの製作・開発に関する現地ワークショップを開催した.現地で製作・開発 を開始するための工作機械や検定装置などの現有状況や、部品調達可能性などについても計画 通り調査を完了した.さらに 9~10 月にはインドネシア側の若手技術者1名を JAMSTEC に招聘し、 技術研修を行うこととなっている.

ブイ観測データの現業気象観測網(GTS)上への衛星回線を通じたリアルタイム公開は既に確立 されており,引継ぎ後のインドネシア独力での品質管理に関しても,前述のブイ製作・開発に関する ものと共に,現地ワークショップと国内招聘研修を計画通りに行っている.また BPPT 側で使いやすい データ伝送方法の改良も開始されている.さらにこれまでの観測データを用いた予備的研究に関す る論文が,インドネシア側研究者を筆頭著者とするものも含めて刊行されている(Ando and Hasegawa, 2009; Syamsudin et al., 2010).

当課題を含む, TOCS ブイ網の現状と成果は, 前述のバリでの GEOSS アジア太平洋会議(本年3月)の後, 11月に北京で開催の GEOSS 総会でも展示・紹介される. また本年 12月に東京で開催される UNESCO 政府間海洋学委員会(IOC)の会合で, 当課題ならびに南アフリカを対象とする SATREPS 課題(代表: JAMSTEC 山形氏)が共同でシンポジウムを開催することになっている. これらを通じ, 国際計画 GEOSS の一環として, またインド洋の大気海洋相互作用の解明のため, さらに現地の産業・社会に大きく影響する短期気候変動(季節内変動, エルニーニョ, ダイポールモードなど)の監視やハザードマップなどを, モデル計算結果なども利用して行っていく.

5. おわりに

以上 MCCOE ならびにそこでの観測・研究の基盤構築の現状について,簡単に紹介した. SATREPS の一課題として,以前の研究観測プロジェクトと同等以上の研究成果を挙げ,それととも に以前のODAとは質的に異なる高度な科学技術や研究の能力開発・移転をも達成せねばならない. さらに昨今の仕分けやパブコメの嵐の中で,相手国のみならず日本の科学技術外交や若手研究者 収容・育成などへの貢献まで暗に求められている.これら全てを予算的制約や制度上の不備を克服 しながら成し遂げるのは正直決して容易ではないが,本シンポジウムにお集まりの方々にも色々お力 やお知恵を拝借しながら進めていきたいと考えている.

- Ando, K., and T. Hasegawa, 2009: Annual zonal displacement of Pacific warm pool in association with El Nino onset. *SOLA*, **5**, 149-152.
- Ando, K., F. Syamsudin, Y. Ishihara, W. Pandoe, M. D. Yamanaka, Y. Masumoto and K. Mizuno, 2010: Development of new international research laboratory for maritime continent seas climate research and contributions to global surface moored buoy array. ESA Publication WPP-306.
- Fudeyasu, H., K. Ichiyanagi, K. Yoshimura, S. Mori, N. Sakurai, Hamada J.-I., M. D. Yamanaka, J. Matsumoto and F. Syamsudin, 2010: Effects of large-scale moisture transport and mesoscale processes on precipitation isotope ratios observed at Sumatera, Indonesia. J. Meteor. Soc. Japan, 88, in press.
- Kawashima, M., Y. Fujiyoshi, M. Ohi, S. Mori, N. Sakurai, Y. Abe, W. Harjupa, F. Syamsudin, and M.
 D. Yamanaka, 2010: Case study of an intense wind event associated with a mesoscale convective system in west Sumatera during the HARIMAU2006 campaign. J. Meteor. Soc. Japan, submitted.
- Mega, T., M. K. Yamamoto, H. Luce, Y. Tabata, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, M. D. Yamanaka and S. Fukao, 2010: Turbulence generation by Kelvin-Helmholtz instability in the tropical tropopause layer observed with a 47-MHz range imaging radar. J. Geophys. Res., 115, D18115, doi:10.1029/2010JD013864.
- Mori, S., Hamada J.-I., N. Sakurai, H. Fudeyasu, M. Kawashima, H. Hashiguchi, F. Syamsudin, A. A. Arbain, R. Sulistyowati, J. Matsumoto and M. D. Yamanaka, 2010: Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 campaign. J. Meteor. Soc. Japan, 88, in press.
- Sakurai, N., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, H. Hashiguchi, T. Shimomai, S. Mori, Hamada J.-I., F. Murata, M. D. Yamanaka, Y. I. Tauhid, T. Sribimawati, and B. Suhardi, 2009: Internal structures of migratory cloud systems with diurnal cycle over Sumatera Island during CPEA-I campaign. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 157-170.
- Sakurai, N., S. Mori, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, Hamada J.-I., S. Shimizu, H. Fudeyasu, Y. Tabata, W. Harjupa, H. Hashiguchi, M. D. Yamanaka, J. Matsumoto, Emrizal and F. Syamsudin, 2010: Migration process and 3D wind field of precipitation systems associated with a diurnal cycle in west Sumatera: Dual Doppler radar analysis during the HARIMAU 2006 campaign. J. Meteor. Soc. Japan, submitted.
- Seto, T. H., Y. Tabata, M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Mega, M. Kudsy, M. D. Yamanaka and S. Fukao, 2009: Comparison study of lower-tropospheric horizontal wind over Sumatera, Indonesia using NCEP/NCAR reanalysis, operational radiosonde, and the Equatorial Atmosphere Radar. SOLA, 5, 21-24.
- Syamsudin, F., H. M. van Aken and A. Kaneko, 2010: Annual variation of the southern boundary current in the Banda Sea. *Dyn. Atmos. Oceans*, **50**, 129-139.
- Tabata, Y., H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, M. D. Yamanaka, S. Mori, F. Syamsudin and T. Manik, 2011a: Lower tropospheric horizontal wind over Indonesia: A comparison of wind-profiler network observations with global reanalyses. J. Atmos. Solar Terr. Phys., 73, in press (available online in September 2010).
- Tabata, Y., H. Hashiguchi, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, M. D. Yamanaka, S. Mori, F. Syamsudin and T. Manik, 2011b: Observational study on diurnal precipitation cycle in equatorial Indonesia using 1.3-GHz wind profiling radar network and TRMM precipitation radar. J. Atmos. Solar Terr. Phys., accepted.
- Wu, P., J.-I. Hamada, M. D. Yamanaka and J. Matsumoto, 2009a: The impact of orographicallyinduced gravity wave on the diurnal cycle of rainfall over southeast Kalimantan Island. Atmos. Ocean. Sci. Lett., 2, 35-39.
- Wu, P., M. Hara, J.-I. Hamada, M. D. Yamanaka and F. Kimura, 2009b: Why heavy rainfall occurs frequently over the sea in the vicinity of western Sumatera Island during nighttime. J. Appl. Meteor. Climatol., 48, 1345-1361.
- 山中大学,水野恵介,森修一,安藤健太郎,石原靖久,橋口浩之,鈴木和哉,F. Syamsudin, W. W. Pandoe, F. Renggono, T. H. Seto, Y. S. Djajadihardja, M. Sadly, J. T. Anggadiredja, E. Hermawan, T. Manik, D. Setiadi, T. Harjana, T. Djamaluddin, I. P. Pudja, D. Gunawan, E. Aldrian, Nurhayati, A. Sasmita, A. E. Sakya, 他SATREPS-MCCOE推進班, 2009:「海大陸 COE」構築始まる.赤道レーダーシンポジウム報告書, 3, 68-74.

東南アジア域 GPS 全電子数観測の現状と今後の計画

津川 卓也¹,加藤 久雄¹,長妻 努¹,西岡 未知²,大塚 雄一²,齊藤 昭則³,宇宙環境計測グループ¹
 [1]情報通信研究機構,[2]名古屋大学太陽地球環境研究所,[3]京都大学理学研究科地球物理学教室

1. はじめに

情報通信研究機構(NICT)では、電波通信や GNSS 精密測位等に障害を与える電離圏擾乱現象のモニ タリングを目的として、国土地理院の GPS 受信機網(GEONET)データを利用した電離圏の 2 次元観 測を行っている。現在、全電子数(TEC)絶対値及び TEC 変動成分の他、電子密度擾乱指数(ROTI) や GPS ロック損失率の 2 次元マップのデータベースと、準リアルタイムデータが利用可能である。ROTI は数 10 km スケールの電離圏擾乱を表す指数として用いられている。また、数 100 m スケールの電離圏 不規則構造によって GPS 信号がフレネル散乱された場合、ロック損失が起こると考えられる。

本発表では、まず上記のデータベースを用いて日本上空で観測されたプラズマバブルと、その GPS 測 位への影響を紹介し、密な GPS 受信機網データを利用した電離圏 2 次元観測の宇宙天気研究への有用性 を示す。その上で、東南アジア域の GPS 電離圏観測の現状と今後の計画について述べ、東南アジア域に おける密な GPS 電離圏観測の可能性と宇宙天気研究への有用性について議論する。

2. 日本上空の GPS 電離圏観測

約 1,200 点からなる国土地理院の GEONET は、3 時間毎に全観測点の GPS データ(過去 6 時間分) を配信している。NICT では、この準リアルタイムデータを利用し、下記の 2 次元マップを数時間遅れ で算出・提供している。

- ・ TEC 絶対値
- ・ 60、30、15 分ハイパスフィルタにより導出した TEC 変動成分
- Rate of TEC Change Index (ROTI):
 1 分当りの TEC 時間変動量の5分間標準偏差。一般的に、数10km スケールの電離圏擾乱の指数として用いられている[Beach and Kintner, 1999; Nishioka et al., 2008]。
- GPS 信号ロック損失率:
 5 分当りの GPS 信号(L2) ロック損失率。ロック損失が電離圏シンチレーションにより生じると仮定すれば、数 100 m スケールの電離圏擾乱の指数になる。

また、GEONET から数日遅れで配信される GPS データ(1日分)を用いて、上記データのデータベー スを構築しており、1997 年からのデータが利用可能である[http://wdc.nict.go.jp/IONO]。

図1は、2000年2月12日の磁気嵐時におけるTEC絶対値、ROTI、ロック損失率2次元マップである。この時間帯より約4時間前の17:00(JST)に太陽風磁場Z成分が南向きに変化し、SYM-H指数が急激に減少している。21:00(JST)にはSYM-H指数が-165 nTに達し、その後徐々に回復している [Ma and Maruyama, 2006]。図1の12:20(JST)のTEC絶対値は、概ね低緯度になるに従って増大する傾向があるが、その値は日本南部で60TECU(1TECU = 10^{16} /m²)以上あり、この時期の通常の2倍以上の値を示している。このTEC絶対値マップの矢印で示した部分で、経度幅が数100kmスケールの南北に伸びるTECの減少領域があることがわかる。このTEC減少領域は時間とともに、約50 m/s で



図1:2000年2月12日12:20·13:00 JSTのTEC絶対値(左列)、ROTI(中列)、ロック損失率(右列)の2次元分布。

東へ移動している。このTEC絶対値の減少領域に対応して、ROTIの増大が見られ、時間とともに東へ 移動している。このことは、TEC減少領域で数10kmスケールの電離圏擾乱が存在することを示してい る。同様に、ロック損失率についても、ほぼ同じ領域で増大しており、やはり時間とともに東へ移動し ている。GPS信号ロック損失の原因は、数100mスケールの電離圏擾乱に伴う電離圏シンチレーション 以外にも、マルチパスや受信機の性能などの他の要素にも依存する。図1で示したロック損失率の増大 領域は緯度・経度方向に広く分布しており、多数のGPS受信機において同時にロック損失が発生してい ると考えられることから、このロック損失率の増大は、電離圏シンチレーションが原因と考えるのが妥 当である。以上のことから、日本南部において、経度幅数100kmで南北方向に延びた構造を持たTEC 減少領域が東へ移動し、その領域内で数10kmスケールと数100mスケールの電離圏擾乱が発生して いたことがわかる。これらの特徴は、主に低緯度で観測されるプラズマバブルのそれと一致している。 プラズマバブルは、磁気赤道域を中心とした電離圏で日没後に発生する現象で、Rayleigh-Taylor不安定 性の非線形的な発達によって形成される密度の低いプラズマの「泡」である[Fejer and Kelley, 1980]。 その泡は電離圏を上昇し続けると共に、磁力線に沿って数1000kmも伸展し、一般的に背景風と共に東 進する。図1の例では、磁気嵐に伴って増大した東向き電場により、プラズマバブルが高高度・高緯度 へ発達し、日本南部まで到達したと考えられる。

このように、密な GPS 受信機網を利用した TEC の 2 次元観測により、電離圏擾乱現象の空間構造と 時間発展を明らかにすることができる。また、ROTI やロック損失率の 2 次元観測も組み合わせることに よって、その電離圏擾乱が内包するより小さな空間スケールを持つ擾乱の存在や、GPS ロック損失の原 因が電離圏起源かどうかを判断できる。

東南アジア域 GPS 全電子数観測の現状と今後の計画

東南アジア域は、他の経度域に比ベプラズマバブルの発 生率が多い[例えば Nishioka et al., 2008]。太陽活動度が 高い時期や磁気嵐時などは、プラズマバブルが高高度・高 緯度まで発達し、しばしば日本上空まで到達することもあ る。そのため、東南アジア域での電離圏観測は、プラズマ バブル発生のモニタリングという点だけでなく、日本への プラズマバブル到達予報といった宇宙天気研究の観点か らも重要である。前章で示したように、プラズマバブルな どの電離圏擾乱現象のモニタリングには、密な GPS 受信 機網を用いた 2 次元観測が有効であるが、東南アジア域に は密な GPS 受信機網が存在しないか、あるいは一般的に 利用不可能であるのが現状である。図 2 に、現在利用可能 な GPS 受信機網を示す。NICT はタイ国内に 4 点、Earth Observatory of Singapore が、スマトラ島西岸に約 30 点 の GPS 受信機を運用し、データ配信している。また、

International GNSS Service (IGS) や Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC) などの世界的な GPS データ収集・提供機関から、数点の GPS 受信機デー



図 2:東南アジア域の利用可能な GPS 受信機網 (2010 年 9月現在)。



図 3: SUGAR の GPS 受信機網データを用いて算出した 60 分以下の TEC 変動成分 2 次元マップ。

タが配信されている。図 3 は、比較的密に分布している SUGAR の GPS 受信機網データから算出した 60 分以下の TEC 変動成分 2 次元マップである。空間解像度は緯度、経度とも 1.05[°] 程度であるが、南 西から北東に伸び、波長数 100 km の波状構造が北西に伝搬していく様子がわかる。しかし、このよう な数 100 km スケールの空間構造を持つ電離圏擾乱が 2 次元的に観測できる領域は、現状スマトラ島西 部に限られたものとなっている。

数100 km スケールの空間構造を持つプラズマバブルの発生・伝搬などをモニタリングするためには、 少なくとも100 km 程度の間隔で設置された GPS 受信機網が広い範囲で必要となる。そのため、NICT はタイの King Mongkut's Institute of Technology Ladkrabang (KMITL) と協力し、タイ国内に GPS 受信機を新たに10 点程度設置する他、タイ国内で利用できる既存の GPS 受信機網の調査を進めている。 また、マレーシアでは、Department of Survey and Mapping Malaysia が、78 点からなる GPS 受信機 網 Malaysia Real-Time Kinematic GNSS Network (MyRTKnet)を運用しており、このデータの利用可 能性について、National University of Malaysia (UKM)と共同して調査を進めている。インドネシアで は、BAKOSURTANAL が約 70 点の GPS 受信機を設置する計画があり、そのデータ利用可能性につい ても、LAPAN と共同して調査を進めている。これらの GPS 受信機網データがすべて利用することで、 磁気赤道付近の経度・経度方向 2-3,000 km の領域で空間分解能 100 km 程度の電離圏 2 次元観測が可 能になる。このような東南アジア域 GPS 電離圏観測は、プラズマバブルのみならず、移動性電離圏擾乱 や赤道異常帯のモニタリングも可能であり、東南アジア域及び日本の宇宙天気研究にとって非常に有用 な観測手法になる。

謝辞

本研究で用いた国内 GPS 受信機網(GEONET)データは国土地理院から提供されている。

参考文献

- Beach, T. L., and P. M. Kintner (1999), Simultaneous Global Positioning System observation of equatorial scintillations and total electron content fluctuaions, J. Geophys. Res., 104(A10), 22,553-22,565.
- Ma and Maruyama (2006), A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes, Geophys. Res. Lett., 33, L21103, doi:10.1029/2006GL027512.
- Nishioka, M., A. Saito, and T. Tsugawa (2008), Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global groundbased GPS receiver networks, J. Geophys. Res., 113, A05301, doi:10.1029/2007JA012605.
- Fejer, B. G. and Kelley, M. C.,"Ionospheric irregularities", Rev. Geophys. Space Phys., Vol.18, pp.401-454, 1980.
東南アジア電離圏観測網(SEALION)の動向 ~チェンマイへの全天イメージャ導入と初期観測結果

久保田 実、宇宙環境計測グループ(NICT)、大塚雄一(名大 STE 研)、 Tharadol Komolmis、Siramas Komonjinda(チェンマイ大学)

要旨

情報通信研究機構(NICT)が進める東南アジア域における電離圏観測網(SEALION)構築[1]の一環と して、新たに大気光全天イメージャ(ASI)が2010年2月、タイ・チェンマイ郊外のシリントン観測所に設置 された。ASIは電離層F層付近に発光層を持つ大気光を撮像することにより、プラズマバブル等の電離圏 擾乱の2次元構造や時間発展を観測することができる。また、大気波長数100km以下の大気波動の水 平構造や伝搬速度も観測できる。東南アジア域では既に2002年より名古屋大学太陽地球環境研究所 (STE研)がインドネシア・コトタバンにてASI観測を開始しているが、チェンマイはコトタバンの共役点に位 置する。本論文では、この新たに設置されたASIの観測計画や初期解析データを紹介し、イオノゾンデ や GPS 等の他の SEALION 電離圏観測データも交えて議論する。

1. まえがき

大気光全天イメージャ(ASI)を用いたプラズマバブルの観測は、1980年頃から行われている([2]など)。 ASIを用いた観測からは、プラズマバブルの形状、プラズマバブルのドリフト速度や、成長の様子を見てと れる。近年は、光学系の進歩により、プラズマバブルの微細な構造や成長過程を観測し、プラズマ不安 定との関係を探る研究がなされている([3]など)。また文献[4]では、磁気共役点にあたる日本の佐多とオ ーストラリアのダーウィンにおけるプラズマバブルの同時観測に成功し、南北両半球のプラズマバブルに 厳密な共役性が成り立っていることを確認している。

プラズマバブルの中では電子密度が減少するとともに、様々なスケールの電子密度不連続構造が発達している[5]。この中を通過する測位衛星電波にはシンチレーションが生じ、測位精度を劣化させ、時には受信障害の原因ともなる。太陽活動が活発な時期にはプラズマバブルはしばしば日本の緯度帯にまで到達し障害の原因となる[6]。SEALIONの構築は、このように衛星測位に大きな影響を与えるプラズマバブルの発生や到来の予測技術確立を目的としている。

プラズマバブルの発生頻度に季節依存性や太陽活動依存性があることはこれまでの研究で明らかになっている([7]など)。しかしながら、プラズマバブル発生の日日変動の要因については明らかになっていない。また、プラズマバブルは磁気赤道付近で発生するが、その後、より高緯度側へ発達するものと発達しないものがある。この違いが何に起因するかの議論もまだ十分とは言えない。プラズマバブル予報の実現に向けて大きく前進するためには、これらのメカニズムの解明が必要である。

これまでの研究では、プラズマバブルの発生メカニズムに東西波長数 100km の大規模大気波動が関 与していることを示唆する報告がある[8] [9]。F層高度にこのような大規模波動が存在するならば、これは ASI でも観測可能なはずである。

2. ASI による電離圏観測の原理と装置概要

地上からの電離層の観測に使用される代表的な大気光は酸素原子 630.0nm、557.7nm、777.4nm であ る。酸素原子 630.0nm、557.7nm 大気光の励起は、電離圏 F層の主要な構成イオンである O+と中性大気 である酸素分子の衝突反応に支配される。また、酸素原子 777.4nm 大気光の励起は、O+と電子の衝突 反応に支配される。この励起反応の違いはそれぞれの発光高度の違いとなって現れる。つまり、酸素原 子 630.0nm、557.7nm 大気光は F層のピーク高度よりも 50km ほど下に発光のピークを持つのに対し、酸 素原子 777.4nm 大気光は F層のピーク高度付近で最も強く発光する。従って、これらの発光を使えば、 異なる 2 つの高度での電離圏の情報を得ることができる。

電離圏中でプラズマバブルが発生すると、その場の O+と電子が急減するため、大気光発光強度も弱くなり、大気光イメージ中では黒い影のように観測される。逆に言えば、発光強度の変化から電離圏電子密度の変動を知ることができることになる。但し、酸素原子 630.0nm、557.7nm 大気光の励起は中性大気密度にも依存するため、電離圏 F層の高度が変化することによっても発光強度が変化する。このため、大気

光の変動から電離圏擾乱を得る際には、イオノゾンデによる電離圏高度変動のデータと合わせて解釈す る必要がある。

ASI 本体は、一般的に、対物レンズとして魚眼レンズを使用し、180°の全天視野を得ている。これにより、 観測点を中心とする半径数 100km の範囲を一度に観測することができる。対物レンズを通過した光はテ レセントリックレンズによって一旦平行光にされ、干渉フィルターによって分光された後、受光装置内に焦 点を結ぶ。干渉フィルターは5~6チャンネルのフィルターターレット上に装着されており、チャンネルを切 り替えることにより複数の波長での観測が可能となる。受光装置には背面照射型 CCD 素子を用いた冷却 CCD カメラを用いて高感度化及び取り扱いの簡便性をはかっている。シャッターの開閉、フィルターの切 り替え、撮像、データ保存といった観測のための操作はASI制御用のパーソナルコンピュータ上で走るプ ログラムによって操作され、与えられたスケジュールに従ってチャンネルを切り替えながら連続して撮像を 行なう。図1に1台のASIで、ほぼ同時(時間差5分以内)に撮像された2種類の大気光と背景光の観測 例を示す。 30 March, 2000, Yamagawa (31.2°N, 130.6°E)

この図には左から、酸素 原子 630.0nm 大気光、酸素 原子 557.7nm 大気光、背景 光の全天イメージが並べて あるが、それぞれの画像に は全く違う現象が現れている。 630.0nm 大気光イメージに は、南西側にプラズマバブ ルが現れているのが見てとれ る。一方、557.7nm 大気光に





図1 山川観測所で観測された2種類の大気光と、背景光の全天イメージ

はプラズマバブルは明瞭には現れておらず、むしろ天頂から東側にかけて淡い波状構造が見られる。こ のようなパターンは、E 層高度の大気重力波に特有のものである。また、背景光チャンネルにはプラズマ バブルの構造も、波状構造も見られず、ただ多数の星が写るのみである。これは、前者 2 枚のイメージに 見られる構造が、雲によるものではないことの証拠である。

3. タイ・チェンマイにおける ASI 観測

我々は 2010 年 2 月に、コトタバンとは磁気共役の関係にあるタイ・チェンマイのシリントン観測所(緯度 北緯 18.8 度、東経 98.9 度、伏角緯度 12.7 度)に、新たに ASI を設置した。 チェンマイの気候区分はサバ ナ気候であり、11月から5月にかけての乾季には高い確率での晴天が期待できる。逆に6月から10月 にかけての雨季には観測はあまり期待できない。

図2にNICTの電離圏観測網およびASIの観測視野を示す。チェンマイとコトタバンのASI同時観測 に成功した場合、磁気赤道をはさんで南緯 20 度から北緯 20 度ほどにかけての領域が観測できる。ASI 観測は、基本的に満月期 (満月前後の計 10 日間) を除いた毎日実施する。観測波長は以下の 5 種類 で、それぞれを15秒~2分程度の積分時間で撮像する。

- 酸素原子 630.0nm 大気光 … 電離圏 F 層下部の観測
- 酸素原子 777.4nm 大気光 …電離圏 F 層ピーク付近の観測
- OH Meinel 帯 … 中間圏界面領域(高度 87km 付近)の大気重力波の観測
- ナトリウム D線 …中間圏界面領域(高度 92km 付近)の大気重力波の観測
- 背景光(572.3nm)

観測の時間分解能(撮像間隔)は6分程度(OH Meinel 帯のみ3分程度)としている。観測データはリア ルタイムで日本のNICT にネットワーク転送され、QL や mpeg 動画を作成して、以下の SEALION の Web サイトで公開されている。

http://wdc.nict.go.jp/IONO2/SEALION/

4. 初期観測結果

2010 年 2 月~8 月にかけて 79 晩の観測を行い、そのうち晴れ間のあった晩は 16 晩だった。この 16 晩 の観測で、表1に示す8イベントの電離圏擾乱現象が観測された。

本論文ではこのうち5月16日 に観測されたプラズマバブル イベントについて紹介する。こ の晩は観測開始した14:10UT 頃は曇っていが、18UT 頃か ら晴れてきた。(チェンマイの LT=UT+7 時間)。630.0nm 大気光イメージ中には北北西 から南南東に延びる波状構 造が現れており、構造は東に ドリフトしていた。この波状構 造は振幅を弱めながらも明け 方の観測終了時刻 21:30UT まで継続した。この晩の 30.0nm 大気光イメージの連 続画像は上記の URL で見る ことができる。

図3には、波状構造が現れ た630.0nm 大気光イメージ(変 動成分を強調するため、1 時 間平均からの残差をとってあ る)、この日のチェンマイ、チ ュンポン、コトタバンのイオノ ゾンデ観測データ(イオノグラ ムと電離圏高度変化を示す サマリープロット)、及びチャ ンマイ、チュンポンにおける GPS-TEC の観測データを示 す。グレーのハッチで示され た、ASI で波状構造が観測さ れた時刻において、チェンマ イ、チュンポン、コトタバンの イオノグラムは全て、弱いスプ レッド F を示している。 GPS-TEC の値にも、振幅は極 めて小さいながらも周期的な 変動が見られる。波状構造が、



図 2 NICT の電離圏観測網。赤い円はチェンマイ ASI の観測視野、緑の円はコ トタバンに設置さている STE 研 ASI の観測視野を示す。左下の写真はチェ ンマイに設置された ASI。

Date	UT (LT)	Туре	Propagation direction	ΣКр
21 Apr. 2010	19:00-20:00 (02:00-03:00)	MSTID Northward (Poleward)		12
22 Apr. 2010	19:30-20:30 (02:30-03:30)	MSTID	Northward	11-
08 May 2010	18:10-19:00 (01:10-02:00)	Plasma Bubble?	Westward	11
09 May 2010	18:10-19:10 (01:10-02:10)	MSTID	Southwestward	4-
16 May 2010	18:15-21:30 (01:15-04:30)	Plasma Bubble	Eastward	6+
17 Jun. 2010	17:30-21:00 (00:30-04:00)	Plasma Bubble?	Westward	15+
19 Jun. 2010	17:30-18:15 (00:30-01:15)	MSTID	Southwestward	5+
04 Jul. 2010	13:00-13:45 (20:00-20:45)	MSTID	Northward	8+

表1 チェンマイの ASI によって 2010 年4 月から8 月にかけて観測された電離圏 擾乱現象のイベントリスト。

磁力線に沿った南北からやや西に傾いた波面を持っている点、出現時刻が夜半後である点、同時に磁気赤道を挟んだ地点でスプレッド F が観測されている点、TEC にもわずかな変動が見られる点から、この現象は fossil type のプラズマバブルであると考えられる。

表1に示したとおり、fossil typeのプラズマバブルの他にASIではMSTIDや、post-midnight FAIと関連すると考えられる西向きに伝搬する電離圏擾乱現象なども観測されたが、紙面の関係で詳しい観測結果は省略する。

5. まとめ

SEALION の一環として、2010 年 2 月にタイ・チェンマイのシリントン観測所に大気光全天イメージャが 新たに設置され観測を開始した。この ASI を用いて、これまでプラズマバブルや MSTID など 8 例の伝搬 性電離圏擾乱を観測した。北に伝搬する MSTID は、文献[10]が報告したコトタバン上空を南に伝搬する MSTID と同様のイベントの可能性がある。 これらの観測例に示された通り、ASI は電離圏擾乱現象の水平構造や移動を広範囲で観測することが でき、SEALION データとつき合わせることにより、擾乱の詳細な特徴を知ることができる。ASI のターゲット は、プラズマバブルなどの電離圏擾乱現象の特性の調査、並びにプラズマバブルの発生に関与すると考 えられる大規模大気波動の検出である。今後は、さらに観測例を増やし、また適切な解析ツールを開発 することによりターゲットへ迫って行きたい。



図3 2010 年 5 月 16 日に観測された 630.0nm 大気光イメージ(変動成分を強調するため、1 時間平均からの残差を とってある)、チェンマイ、チュンポン、コトタバンのイオノグラムと電離圏高度変化を示すサマリープロット、及び チャンマイ、チュンポンにおける GPS-TEC。ASI で波状構造が観測された時刻をグレーのハッチで示す。

考文文献

- [1] 丸山隆, 斎藤享, 川村眞文, 野崎憲朗, 上本純平, 津川卓也, 陣英克, 石井守, 久保田実, "SEALION プロジェクトの概要と初期解析結果", 情報通信研究機構季報, 本特集号, 3-2-1, 2010.
- [2] M. Mendillo, and A. Tyler, Geometry of depleted plasma regions in the equatorial ionosphere, J. Geophys. Res., 88(A7), 5778--5782, 1983.
- [3] J. J. Makela and E. S. Miller, Optical observations of the growth and day-to-day variability of equatorial plasma bubbles, J. Geophys. Res., VOL. 113, A03307, doi:10.1029/2007JA012661, 2008.
- [4] Y. Otsuka, K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Geomagnetic conjugate observations of equatorial airglow depletions, Geophys. Res. Lett., 29(15), 1753, doi:10.1029/2002GL015347, 2002.
- [5] Y. Otsuka, K. Shiokawa, T. Ogawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and S. Fukao, Spatial relationship of equatorial plasma bubbles and field-aligned irregularities observed with an all-sky airglow imager and the Equatorial Atmosphere Radar, Geophys. Res. Lett., 31, L20802, 10.1029/2004GL020869, 2004.
- [6] G. Ma and T. Maruyama, A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes, Geophys. Res. Lett., 33, L21103, doi:10.1029/2006GL027512, 2006.
- [7] M. Nishioka, A. Saito, and T. Tsugawa, Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground-based GPS receiver networks, J. Geophys. Res., VOL. 113, A05301, doi:10.1029/2007JA012605, 2008.
- [8] Roland T. Tsunoda, On the enigma of day-to-day variability in equatorial spread F, Geophys. Res. Lett., VOL. 32, L08103, doi:10.1029/2005GL022512, 2005,
- [9] Smitha V. Thampi, Mamoru Yamamoto, Roland T. Tsunoda, Yuichi Otsuka, Takuya Tsugawa, Jyunpei Uemoto, and Mamoru Ishii, First observations of large-scale wave structure and equatorial spread F using CERTO radio beacon on the C/NOFS satellite, Geophys. Res. Lett., VOL. 36, L18111, doi:10.1029/2009GL039887, 2009.
- [10] K. Shiokawa, Y. Otsuka, and T. Ogawa, Quasiperiodic southward moving waves in 630-nm airglow images in the equatorial thermosphere, J. Geophys. Res., 111, A06301, doi:10.1029/2005JA011406, 2006.

インドネシアにおける夜間 F 領域沿磁力線 不規則構造の VHF レーダー観測

大塚雄一、塩川和夫(名大 STEL)、小川忠彦 (NICT)、Effendy (LAPAN)

1. はじめに

1960年代より、赤道域における UHF/VHF 帯の大型レーダーを用い、プラズマバブルに伴う沿磁 力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)の観測が行われてきた。プラズマバル中には、 様々な空間スケールをもつ電子密度の不規則構造が発生しており、レーダーの半波長スケールを もつ構造によって電波はブラッグ散乱され、強いエコーとしてレーダーで観測される。このため、 レーダーのエコー領域は、プラズマバブル(電子密度の減少領域)に対応するものと考えられてき た。アジア域においては、2001年に京都大学がインドネシア・スマトラ島に赤道大気レーダー (EAR)を建設し、アジア域で初めて赤道域のF領域FAIを観測した。EARサイトは、地理的には赤 道直下に位置するが、地磁気緯度は10°S であり地磁気的には"低緯度"にあたる。これまでに京 都大学のMU レーダーを用いて、これまでにEARによってプラズマバブルに伴うF領域FAIが観測 されてきた[Fukao *et al.*, 2003]。

さらに、2005年には、赤道大気レーダーサイトに送信周波数 30.8MHz のレーダーを設置し、E 層 及びF 層 FAI の観測を開始した。2006年2月以降の連続観測により、5-6月の真夜中過ぎに FAI の発生頻度が高いことが明らかになった。この真夜中過ぎの FAI は、赤道域のプラズマバブルと は異なる出現特性をもっており、中緯度における FAI との類似点が指摘されている[Otsuka *et al.*, 2009]。

2. VHF レーダーによる連続観測

名古屋大学太陽地球環境研究所によって、2005 年に EAR サイトに設置された VHF レーダーは、 18 本の3 素子八木アンテナから成り、その尖頭電力は20 kW である。本レーダーは、電波の位 相を制御することにより、ビームを9方向に走査することができる。ビームが磁力線に直交する ように、ビームの天頂角を20°としている。ビーム幅は、方位角方向には12°、天頂角方向には 40°である。この VHF レーダーは、定常的に E 層及び F 層の FAI 観測を切替て行っている。どち らの観測モードにおいても、FAI の時間・空間変化を分離して観測するため、通常の観測では、 ビームを5 方向に走査している。F 領域 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1に、南向きビームで得られた FAI エコー強度の季節・地方時変化 を示す。図中の黒い部分は、データ欠測を表す。図より、FAI エコーは、2006 年 3-5 月の真夜中 前と 2006 から 2009 年の 5-8 月における真夜中過ぎに頻繁に観測されていることが分かる。また、 真夜中過ぎの FAI エコーは、真夜中前のものに比べて弱い。プラズマバブルは、インドネシア域



図1: 2006 年 2 月から 2007 年 11 月までにコトタバンの VHF レーダーで観測された F 領域 FAI エコーの SN 比(高度 200 から 540km を平均したもの)。

では春・秋に発生頻度が高い[Tsunoda, 1985; Maruyama and Matuura, 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。図 2 に、真夜中過ぎ FAI の観測例を示す。この例のように、真夜中過ぎ FAI は、西向きに伝搬するものが多く、プラズマバブルによる FAI とは異なる特徴を持っている。

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

3. 考察およびまとめ

EAR サイトにおいて、2006 年 2 月から 30.8 MHz レーダーによる F 領域 FAI の連続観測を行った。その結果、観測された F 領域 FAI は、その性質から以下の 2 種類に分類することができる。

- ・真夜中前(19-00 LT)のF 領域 FAI
 - 3-5 月に発生頻度が高く、GPS シンチレーションを伴う。
 - プラズマバブルに伴う FAI と考えられる。
- ・真夜中過ぎ(00-05 LT)のF 領域 FAI
 - 5-8 月に発生頻度が高く、GPS シンチレーションを伴わない。
 - FAI エコー領域が西向きに伝搬するものが多い。
 - FAI の Doppler 速度は西向き成分をもつ。



図 2: 2006 年 8 月 13 日(左)と 2006 年 7 月 22 日に、コトタバンの VHF レーダーで 観測された真夜中過ぎの FAI。エコー領域が西向きに伝搬していることが分かる。

真夜中前に発生する FAI は、プラズマバブルに起因するものと考えられるが、真夜中過ぎの FAI の生成原因は未だ明らかにされていない。これまでに、中緯度で発生する FAI との類似性が指摘 されている。しかし、中緯度における F 領域 FAI は、F 領域電子密度の変動である中規模伝搬性 電離圏擾乱(Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbance; MSTID)に伴って発生するが、コ トタバンでは中緯度で頻繁に観測されるような MSTID は殆ど観測されない。

一方、Makela *et al.* [2010]は、ハワイにおいて大気光観測を行い、太陽活動極小期には真夜 中過ぎにプラズマバブルが頻繁に観測される、という結果を示した。彼らは、中緯度から伝搬す る MSTID に伴う分極電場がプラズマバブルを励起する可能性を示した。プラズマバブルは、プラ ズマ不安定の一種であるレーリー・テーラー不安定によって引き起こされる。赤道域の電離圏下 部においてレーリー・テーラー不安定を起こすためには東向き電場が必要であるが、夜間では、 電場は西向きであり不安定が起こりにくい。このため、Niranjan *et al.* [2003]やNicolls *et al.* [2006]は、Midnight Temperature Maximum (MTM)に伴うF層の上昇により、東向きのgxB電流が 不安定の原因になっていることを示唆している。また、Tsunoda [2010]は、対流圏の対流活動に よって発生した大気重力波が電離圏に伝搬し、不安定を誘起している、という説を提唱している。 しかし、未だ、真夜中過ぎ FAI の発生原因について、どのような機構が最も効果的に働いている かは未解明のままである。

参考文献

- Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagino, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, Radio Sci., 38(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.
- Makela, J. J., E. S. Miller, and E. R. Talaat, Nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances at low geomagnetic Latitudes, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2010GL045922, in press, 2010.
- 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.
- Nicolls, M. J., M. C. Kelley, M. N. Vlasov, Y. Sahai, J. L. Chau, D. L. Hysell, P. R. Fagundes, F. Becker-Guedes, and W. L. C. Lima, Observations and modeling of post-midnight uplifts near the magnetic equator, Ann. Geophys., 24, 1317–1331, 2006.
- Niranjan, K., P. S. Brahmanandam, P. Ramakrishna Rao, G. Uma, D. S. V. V. D. Prasad, and P. V. S. Rama Rao, Post midnight spread-F occurrence overWaltair (17.7°N, 83.3°E) during low and ascending phases of solar activity, Ann. Geophys., 21, 745–750, 2003.
- Otsuka, Y., T. Ogawa, and Effendy, VHF radar observations of nighttime F-region field-aligned irregularities over Kototabang, Indonesia, Earth Planets Space, 61, 4, 431-437, 2009.
- Tsunoda, R. T., Control of the seasonal and longitudinal occurrence of equatorial scintillations by the longitudinal gradient in integrated E region Pedersen conductivity, J. Geophys. Res., 90, 447-456, 1985.
- Tsunoda, R. T., On seeding equatorial spread F during solstices, Geophys. Res. Lett., 37, L05102, doi:10.1029/2010GL042576, 2010.

2010年2月のチリ中部地震に伴う電離圏全電子数の変動

西岡未知・大塚雄一・塩川和夫(名古屋大学太陽地球環境研究所)

要旨

地上 GPS 受信機網データを用い、2010 年 2 月 27 日に発生したチリ中部地震に伴う電離 圏全電子数の変動を明らかにした。電離圏全電子数の変動は地震発生約 10 分後に震源の約 200km において観測され、約 2km/s の速度で伝搬し震源から 1,200km 離れた位置にまで 到達した。また、震源の 1200km より離れたところでは地震発生後 20 分後に全電子数変動 が観測され、約 700m/s の速度で伝搬し、震源から 1,800km 離れた地点にまで到達した。 これらの全電子数変動は、地震起源の音波や大気重力波によって引き起こされたと解釈で きる。

1. 研究背景

地震や火山に伴う電離圏変動は、数十年前から HF ドップラーレーダーやイオノゾンデ などによって観測されてきた。それらの観測は一観測点における観測であり、電離圏変動 の時間変化と空間変化を分離することはできない。しかし近年、複数の地上 GPS 受信機に よって次元の全電子数マップを得ることができるようになり、全電子数変化の時間変化と 空間変化を分離できるようになった。本研究では南米に展開される地上 GPS 受信機のデー タを用いて、2010 年 2 月 27 日に発生したチリ中部地震後の全電子数変化を詳細に解析し た。

2. 使用データ

南アメリカ地域には、International GNSS Service (IGS)等のグローバルな地上 GPS 受信機網の他に、 Institut de Physique du Globe de Paris (https://geode sie.ipgp.jussieu.fr/gpscope/)などの地域的な受信機網 が展開されている。図1にそれらの受信機分布を示す。本 研究では、★で示した震源地付近の60受信機以上の全電 子数データ30秒値を用いた。

3. 結果

チリ中部地震は 2010 年 2 月 27 日 6 時 34 分に南緯 35.9 度、西経 72.7 度、深さ 35km を震源として発生し、そのマ グニチュードは 8.8 であった。地震発生約 10 分後、震源か



図 1 本研究に用いた地上 GPS 受信機の分布図

ら北に約 200km 離れた地点で全電子数の増加が観測された。図2に、震源の北に配置され



た10観測点におけるGPS 衛星20番によって観測され た全電子数の時間変化を示 す。全電子数の増加は震源 の北約200kmに観測点を持 つVALL局で始めに観測さ れ、北方に伝搬した。全電 子数の増加量は3-4TECU で、背景の全電子数の約1 割に相当し、5分以内の短い タイムスケールで増加した。 その増加量は、観測点が震 源から遠くなるにつれて減 少し、そのタイムスケール

も長くなった。震源から約 1200km 離れた HMBS 局ではほとんど見られなかった。一方、 タイムスケールの長い(>10分)全電子数増加が震源の 400km ほど北方の COPO 局で観 測され、北方に伝搬した。これらの伝搬速度は、図3のケオグラムから、それぞれ約 1800m/s と約 700m/s であることがわかる。後者の全電子数増加は震源から 1800km 離れた地点に まで到達した。それぞれの全電子数増加の後には全電子数の減少も見られた。

4. 考察

地震発生約 10 分後に見られた全電子 数変動は、地震によって発生した音波が 上空まで達して電離圏を変動させたも のだと考えられる。音波の伝搬速度は中 性大気の温度の平方根に比例する。図4 は MSIS モデルの中性大気温度を用いて 音波の伝搬経路を再現した結果である。 震源付近で出現した仰角 60 度以上の音 波は、約 10 分後に高度約 300km の電離 圏に到達する。電離圏のプラズマは、電 離圏高度に達した音波により衝突周波 数や高度の変化を受け、その密度が増減 する。その結果、全電子数の増減となっ て現れる。プラズマは磁力線方向に特に動きや すいので、音波の磁力線成分がプラズマ密度に







影響を与えると考えられる。図4 の点線は震源を含む子午面におけ る磁力線の断面図を示しており、 音波の伝搬方向の磁力線成分は震 源の北200km付近で大きくなって いることがわかる。これは、地震 後の全電子数増加が震源の北 200km ほどで最大であったことと 一致する。また、電離圏高度の音 波の周期は、ブランド・バイサラ 周波数の約12分よりも短くなる。 観測された全電子数のタイムスケ ールは約5分であり、この全電子 数変動が音波によって引き起こさ

れたと考えても矛盾しない。

また、震源から 1200km 以上離れたれた地点で観測されたタイムスケールの長い全電子 数変動は、全電子数変動のタイムスケールはブランド・バイサラ周波数の 12 分よりも長い ことから、地震によって発生した重力波によって励起されたプラズマ密度の変動である可 能性も高い。全電子数変動の伝搬速度(~700m/s)も重力波の伝搬速度と矛盾しない。数 値シミュレーションによっても、音波起源の電離圏変動に引き続いて重力波起源の電離圏 変動が引き起こされている様子が再現されている[Shinagawa et al., 2006]。

5. まとめ

本研究では、地上 GPS 受信機網データを用い、2010 年 2 月 27 日に発生したチリ中部地 震に伴う電離圏全電子数の変動を明らかにした。電離圏全電子数の変動は地震発生約 10 分 後に震源の約 200km において観測され、約 2km/s の速度で伝搬し震源から 1,200km 離れ た位置にまで到達した。また、震源の 1200km より離れたところでは地震発生後 20 分後に 全電子数変動が観測され、約 700m/s の速度で伝搬し、震源から 1,800km 離れた地点にま で到達した。これらの全電子数変動は、地震起源の音波や大気重力波によって引き起こさ れたと解釈できる。

「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」

プロジェクト紹介と EAR 観測

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

1.背景

「宇宙天気」とは、地表からの高度 100 km 以上の超高層大気から地球周辺の宇宙空間の 環境を研究し予報を目指す領域である。社会に対しても、衛星=地上通信の確保、衛星の 周辺環境の影響評価、磁気嵐から引き起こされ得る地上送電網のトラブルなど社会基盤へ の悪影響回避、航空航法にも利用され始めた GPS 測位の信頼性確保など、貢献が多い研究 領域である。宇宙天気は日米欧を中心として盛んに研究され、国際的には国際宇宙環境情 報サービス(International Space Environment Service; ISES)が形成されている。我が国では (独)情報通信研究機構(略称 NICT)が ISES の地域警報センターを担当しており、国内 向けサービスを行っている。更に国連の承認を受けた国際宇宙天気イニシアティブ

(International Space Weather Initiative; ISWI) が設立されており、全世界にわたる観測網の充 実と途上国における宇宙天気研究の普及に向けて 2010~2012 年の期間に活動中である。

赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)による電離圏の観測・研究は宇宙 天気の研究に資するところが少なくない。これまでも赤道スプレッドF現象の空間・時間 構造を明らかにするなど多くの成果を上げている。一方、EAR が位置するインドネシア共 和国は、赤道全周の1/8にわたる領域に分布する広大な島嶼国であるため、通信や衛星シス テム利用の重要性には言を待たない。地方間の通信は今でも短波通信に頼る部分が多く、 古典的な問題も残っている。そのため宇宙天気に対する関心が、最近、政府レベルで高ま っている。研究技術大臣は、2012~2013年に予想される次の太陽活動極大期に向けて宇宙 天気の解明を求めることを政策に含め、解決をインドネシア航空宇宙庁(略称 LAPAN)に 命じた。LAPAN は宇宙天気研究を全力で推進し始めている。

インドネシアにおける宇宙天気研究に対する熱意の高まりと EAR という国際的に第一級 の装置を用いた研究成果を背景として、京都大学生存圏研究所(略称 RISH)は、名古屋大 学太陽地球環境研究所(略称 STEL)および NICT とともに、LAPAN をカウンターパートと して、科学技術振興調整費(アジア・アフリカ科学技術協力の戦略的推進国際共同研究の 推進)「先進技術を基盤とした地域共通課題解決型共同研究」に研究課題「インドネシア宇 宙天気研究の推進と体制構築」を提案し、平成 22~24 年度の3 年間の計画として採択され た。本稿では、この課題の内容と現状について報告する。

2. 研究目的

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

なお本研究に関わる主たる観測装置は、RISH がインドネシア・スマトラ島に有する EAR、 STEL が EAR 観測所を含む世界各国に展開中の超高層大気イメージングシステム(Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI)、NICT のイオノゾンデを中心とする東南アジア電 離圏観測網(SouthEast Aaia Low-latitude IOnospheric Network; SEALION) である。

3. 研究内容

インドネシアの宇宙天気研究を推進し、公共サービスの実現に近づくためには、まず地 域における観測の強化を通じた研究成果の積み上げが必要不可欠である。更に宇宙天気サ ービスの体制作りの点では、我が国からの技術支援が重要である。これらを実現するため、 本研究では以下の3つの研究項目を設定して研究を進める(図1)。

- (1)研究項目1「EAR 観測所における宇宙天気の観測強化と低緯度超高層大気現象の研究」:日本側が主導する項目であって、EAR 及び EAR 観測所設置の OMTI、SEALION 機器による長期連続観測を実施し、低緯度に特有の超高層大気擾乱について、 LAPAN と共に一級の研究成果を追求する。LAPAN は観測装置の運営に協力し、データ解析と研究に参加する。
- (2)研究項目2「インドネシア地域の宇宙天気観測ネットワークの整備」:両国が共同 して取り組む項目である。LAPAN 自身が推進中の観測点ネットワーク構築に協力 し、衛星=地上ビーコン観測用ディジタル受信機を各地に設置する。インドネシア 地域で他の機関が実施している GPS 観測データの収集等を通じて、地域の宇宙天気 研究に使える観測データの量と品質を向上させる。

	研究項目(1) EAR観測所におけ る宇宙天気の観 測強化と低緯度超 高層大気現象の 研究	研究項目(2) インドネシア地域 の宇宙天気観測 ネットワークの 整備	研究項目(3) インドネシア共和 国の宇宙天気 サービスに向けた 基盤整備	
京都大学生存圈研究 所(RISH)	赤道大気レーダー 観測	衛星ビーコン受信 機の設置	(RISH/STEL/NICT 共同実施)宇宙天 気研究ロークション	代表 機関
名古屋太陽地球環境 研究所(STEL)	光学観測装置・ GPS受信機観測	(STEL/NICT共 同実施)	プに参加し、成果発 表・観測ネットワー	国内参画 機関
情報通信研究機構 (NICT)	イオノゾンデ観測	インドネシア国内のの の観測データ掘 り起こし	りの議論・宇宙央気 の技術講習等を実 施	国内参画 機関
インドネシア航空宇宙 庁(LAPAN)	観測機器運用、 解析の共同実施	国内観測所ネット ワークの整備	宇宙天気研究プ ロジェクトの推進	国外参画 機関
	日本主導	日イ共同	インドネシア主導	

日イ協力によりインドネシア地域の宇宙天気研究の推進と体制整備を進める

図1 研究計画の概要図

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

以上の研究項目から、本研究からは次のような波及効果が期待できると考えている。

○科学技術コミュニティの構築と技術の普及・国際標準の創出の可能性 RISH・STEL・NICT は既にタイ・ベトナム・インドネシアを中心とする観測網の構築を開始している。その東西には、米国グループによる太平洋諸島域の観測網と、 インドのグループによる観測網が存在している。一方、広大なインドネシア地域は、 EAR 観測所の他は大きな空白地帯となっているが、これは観測は行われているが国際コミュニティに知られていない、という側面が強い。本研究によって、観測空白域を埋め、LAPANの研究水準を向上することによって、国際コミュニティが構築強化されると期待される。

○低緯度域の宇宙天気研究への貢献

低緯度域では、磁気赤道を中心としてプラズマバブルと呼ばれる極めて強い擾乱現 象が発生し、衛星=地上間の通信や GPS 測位の品位を低下させ、途絶させる。この 発生原因の特定と予測は、低緯度域の宇宙天気研究のホットトピックであり、現在 の大きな問題はプラズマバブルの日々変動の解明である。これには大気の力学的上 下結合が寄与していると考えられている。本研究はこの問題の解明に貢献できると 期待される。

3. 進捗状況

本研究は2010年6月から開始された。現在までの進捗状況について簡単に説明する。ま ず研究項目1「赤道大気レーダーによる宇宙天気の観測強化と低緯度電離圏研究」に関し て、EAR による電離圏の長期連続観測を2010年7月から開始し、安定運用を進めつつあ る。本研究にかかる観測は、EAR の運用時間の70~80%に達する予定である。また、赤道・ 低緯度に特有の電離圏擾乱である赤道スプレッドFについて、日々変動の解明を目的とし たデータ解析を開始している。これまでと同様、EAR 運用に関しては LAPAN からの全面 的な協力を得ている。次に研究項目2「インドネシア地域の衛星ビーコン観測網整備」に ついては、LAPAN 自身が推進中の観測点ネットワーク構築に協力するとともに、衛星=地 上ビーコン観測用ディジタル受信機の設置を開始したところである。STEL と NICT も、そ れぞれの観測装置の長期連続運用を続けるとともに、タイ・ベトナムなどを含む研究領域 の拡大に取り組んでいる。

最後に研究項目3「インドネシアの宇宙天気サービスに向けた基盤整備」について説明 する。2010年9月にインドネシアから LAPAN 次官と Sri Kaloka 氏を招いて拡大運営委員 会を開催し、その議論をもとに本課題推進のための合意書を取り交わした(12月1日に調 印済)。また12月1~3日に、LAPAN 研究所(インドネシア・バンドン)において初の国 際ワークショップを開催した。このワークショップには、日本・インドネシアの他、オー ストラリア・インド・マレーシアからも参加者を得ている。まず本研究の内容・計画につ いて LAPAN 側に説明をしたが、日本からの参加者が LAPAN 側の研究者から質問攻めにあ うなど、先方から以前にも増して強い熱意が感じられた。更にワークショップ会期の一部 を利用して、LAPAN が主催するインドネシアにおける宇宙天気サービスの開始に向けたフ ォーラム(LAPAN と同サービスの想定利用者との対話集会)を開催した。さらに、本課題 の日本側参加者でもある情報通信研究機構が主導する形で、「アジア・オセアニア地域の宇 宙天気機関ネットワーク」作りに向けた議論を行った。"

3. おわりに

EAR は 2001 年 6 月から赤道大気の長期連続観測を開始し、これまで科研費・特定領域 研究「赤道大気上下結合」等の特長ある研究プロジェクトと共に研究成果を積み上げてき た。本研究は、完成からおおよそ 10 年を経た EAR の利用を「大気」から「宇宙天気」に 拡大して行う新たな大型プロジェクトである。これまでの進捗状況は順調である。

本研究は、その提案の段階から LAPAN からの強い興味と要請に基づいていることが特徴となっている。プロジェクトの性格としても、研究成果を追求するのみならず、カウン ターパートの技術水準向上に資することが期待されている。本研究を通してインドネシア における宇宙天気研究の水準が向上し、同国の宇宙天気サービスが開始されることを期待 している。また本研究の成功は、さらなる国際研究協力の発展につながるであろう。

参考資料

科学技術振興調整費「インドネシア宇宙天気研究の推進と体制構築」

http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/isw/

国際宇宙天気イニシアティブ (International Space Weather Initiative; ISWI)

http://www.iswi-secretariat.org/

- 国際宇宙環境情報サービス (International Space Environment Service; ISES) http://www.ises-spaceweather.org/
- 赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR)

http://rish.kyoto-u.ac.jp/EAR/

- 超高層大気イメージングシステム (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers; OMTI) http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/
- 東南アジア電離圏観測網 (SouthEast Aaia Low-latitude IOnospheric Network; SEALION) http://wdc.nict.go.jp/IONO2/SEALION/