超伝導サブミリ波リム放射サウンダ(JEM/SMILES)(I): プロジェクト概要とサイエンス

塩谷 雅人(京大), 高柳 昌弘(JAXA), 村山 泰啓(NICT),
小池 真(東大), 菊池 健一(JAXA), 笠井 康子(NICT),
長浜 智生(名大), 佐野 琢己(JAXA), SMILES ミッションチーム

1. はじめに

超伝導サブミリ波リム放射サウンダ(JEM/SMILES)は，2009 年 9 月 11 日(JST，以下同様)，HTV に搭載され H-IIB ロケットによって打ち上げられた. 同月 25 日に国際宇宙ステーション「きぼう」日本実験棟の船外実験プラットフォームに取り付けられ，翌 26 日には稼働を開始した．装置の初期チェックアウトを経て，10 月 12 日からは本格的に地球大気の観測をはじめている．SMILES は，宇宙航空研究開発機構(JAXA)と情報通信研究機構(NICT)とが共同開発した地球大気観測センサで，地球大気から放出される微弱なサブミリ波帯の電磁波を測定して大気中の微量成分の分布を観測し，成層圏オゾン等の化学過程の詳細を明らかにすることを目的としている[SMILES Mission Team, 2002]．SMILES は，オゾン破壊に関わる化学反応の他，臭素収支や酸化水素類収支，無機塩素化学反応など大気中の化学反応を多面的に捉えることで，地球大気の諸問題の解決に貢献する．

2. SMILES 観測の概要

SMILES を特徴づけるのは，地球大気から放射される微弱なサブミリ波を捉える高感度な検出器と，その検出器の雑音を理論限界近くまで抑えるための機械式冷凍機である．検出器には広い受信周波数帯と低雑音性能とを両立した超伝導 SIS ミクサを採用し，冷凍機は 4K ジュール・トムソン冷却器とそれを予冷する二段式スターリング冷却器とからなっている．軌道上での初期運用の実績では，絶対温度 4.15K を達成した．観測バンドは 3 つあり，それぞれの観測周波数帯は 624.32～625.52 GHz (バンド A)，625.12～626.32 GHz (バンド B)，649.12～650.32 GHz (バンド C)である．これら 3 つのうち 2 つのバンドを選択して同時に観測することができる．

ISS の周回軌道は軌道傾斜角 51.6 度の太陽非同期軌道である．サブミリ波の測定方向(視野)を ISS 進行方向真正面に向けると，SMILES の観測緯度帯域も南北 51.6 度に限られてしまう．人間活動に関連の深い北半球側について，より極域に近い高緯度を観測するため，アンテナを ISS 進行方向から 45 度左に向くように設計された．これにより，観測緯度帯は北緯 65 度～南緯 38 度の範囲となっている. アンテナの走査時間は 53 秒であるため, 観測点数は ISS の一周回で約 100 点，一日で約 1600 点となる．ただし実際には，SMILES の観測視野を太陽電池パネルが遮ることがあること，さらに JEM や ISS 全体の様々な運用制約があるため，観測数はこれよりも少なくなっている．

図 1 は，SMILES が連続観測を開始した初日(2009 年 10 月 12 日)に取得された，バンド A の

輝度温度スペクトルである．各高度をスキャンしたデータのうち，いくつかの高度をサンプルとして抜き出して，同じ図にプロットしてある．ランダム雑音は 1K 程度と極めて低いことが見て取れる．バンド A の周波数帯にスペクトルを持つ大気成分として，オゾンのほか HCl，HOCl，HNO_3，BrO，HOCl とオゾン同位体があり，それぞれの成分から放射されるサブミリ波がスペクトルとして捉えられていることがわかる．この図では高度 40km 程度までしかスペクトルを例示していないが，実際は高度 60～70km まで十分に観測ができている．

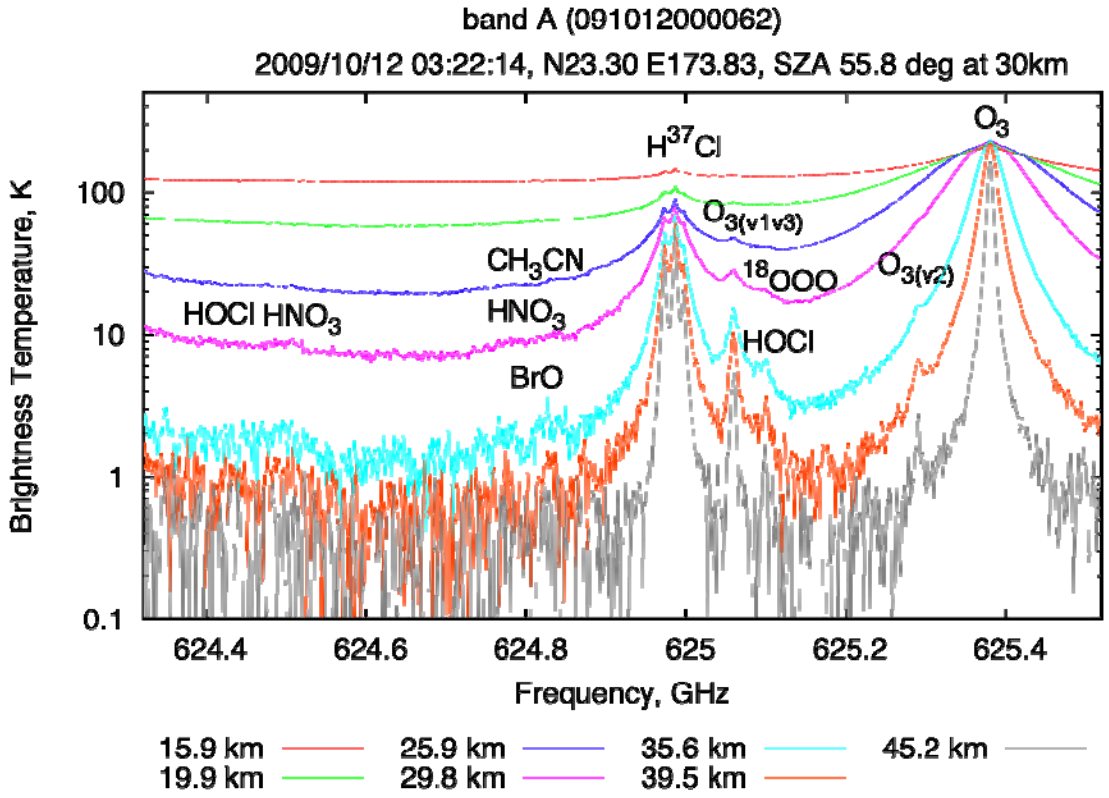


図 1：SMILES バンド A で 2009 年 10 月 12 日に北緯 23.3 度・東経 173.8 度付近を観測した輝度温度スペクトル

3.　観測の初期成果

こうして得られた輝度温度スペクトルから，高次データ処理の計算(リトリーバルアルゴリズム)にもとづいて各高度における各種大気成分の分布が求まる．図 2 は 2009 年 10 月 12 日に観測した高度約 28km におけるオゾン分布である．本来，SMILES の観測は「点」であり，一日に 1600 点の離散的な観測データが得られるのみであるが，この図ではそれらの観測データを面的に補間してある．傾向として，低緯度域でオゾン量が多く高緯度域になるに従って少なくなるという特徴が図から読み取れる．

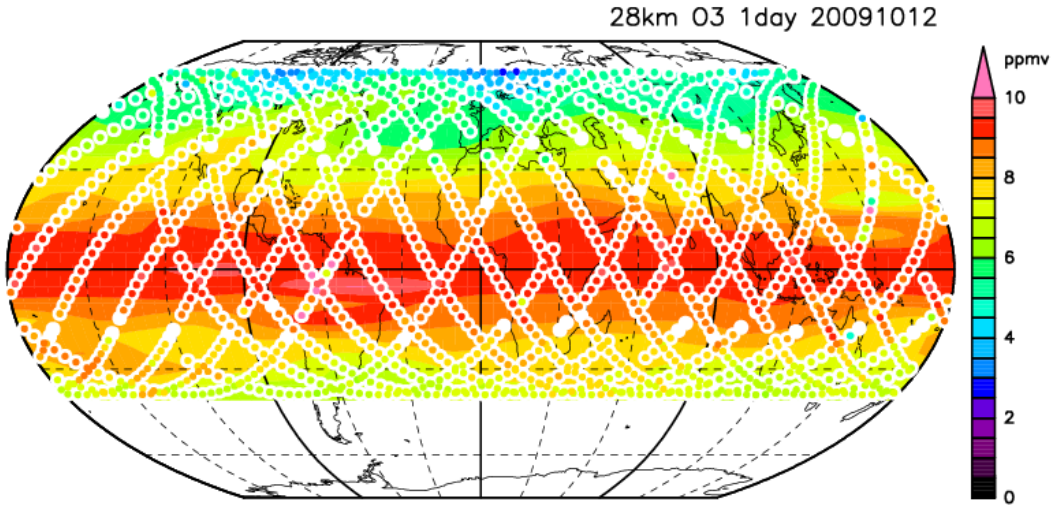


図 2：2009 年 10 月 12 日に観測した高度 28km のオゾン分布

さらに, 極渦の発達する北半球冬季について, 他の微量成分との関連性を見たのが図 3 である. これは 2010 年 1 月 23 日の例で，ヨーロッパおよびロシア上空の下部成層圏(高度 22km)でオゾンが減少していることが見て取れる．これは，極渦内でオゾン破壊の進んだ高緯度側の空気塊が中緯度側に流れ出したことによる. このときオゾンの少ない領域で一酸化塩素(ClO)が多いことから，このオゾン破壊に塩素系の反応が効いていたことが分かる．また同時に塩化水素(HCl)が少なく，塩素の収支を考える際に重要な特徴を示している.

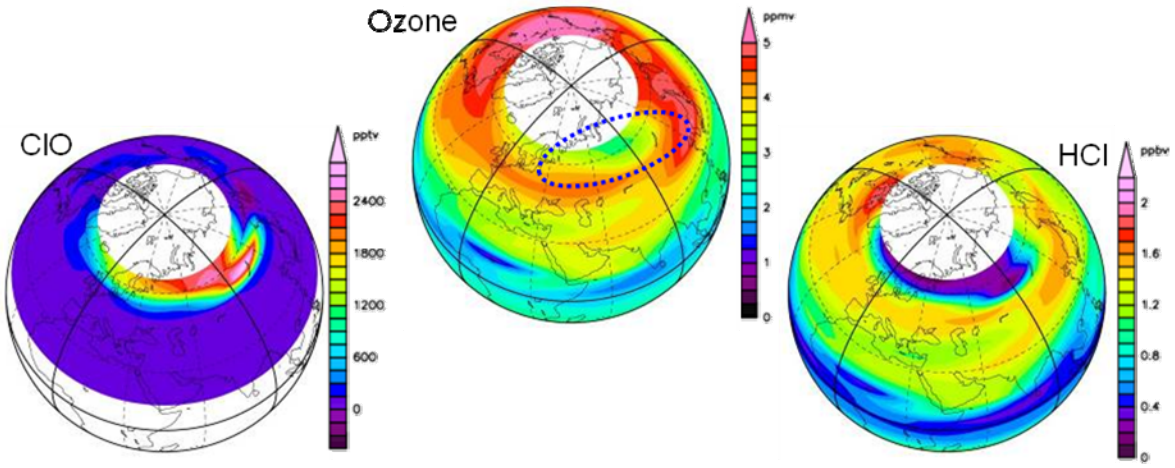


図 3： 2010 年 1 月 23 日，高度 22km における ClO，オゾン，HCl の分布.

ISS 軌道は太陽非同期であるため, SMILES から大気を測定する観測点の地方時は日々変化し, 約 2 ヶ月分のデータを整理することによって，大気微量成分の日変化の様子を捉えることができる．図 4 は高度 25 km における BrO の日変化の様子を示す．1 日のうちで地方時(あるいは太陽

天頂角)は緯度円に沿ってほとんど変わらないため，ここでは 1 日分を帯状平均して 1 点のデータとして表現している．日中 BrO 濃度が高くなるが，正午付近ではやや値が減少するという興味深い変動を示している．

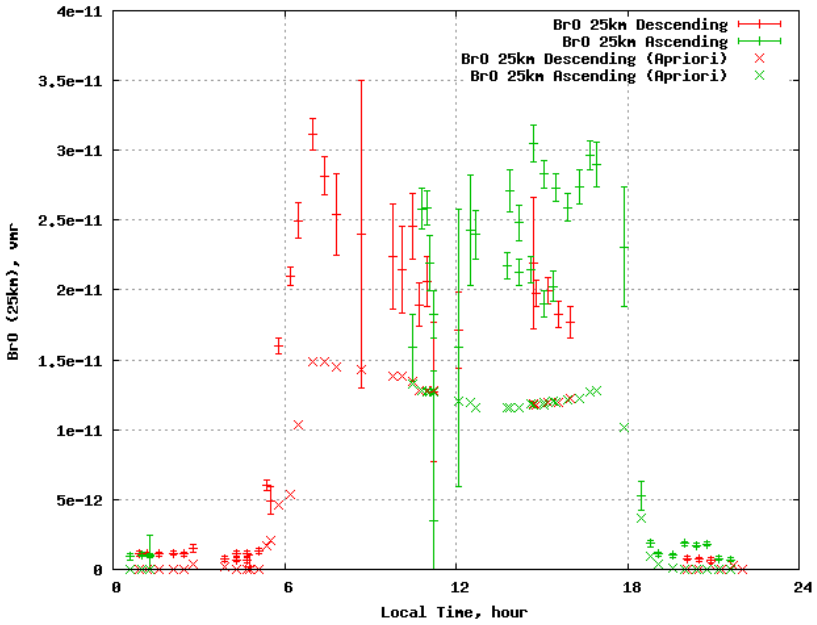


図 3：高度 25 km における BrO の日変化

4.　まとめ

SMILES は，2009 年 9 月 11 日の打上げ後，装置・データ処理ともに重大な問題を起こすことなく，順調に観測を続けている．その装置性能の高さにより，大気微量成分の全地球的な高度分布を高い精度で導出できている．データ処理アルゴリズムは現在も改良を繰り返しているが，他の衛星観測データや地上観測との比較検証結果についての科学的妥当性が確認できた段階で，広くデータを公開し，内外の大気科学研究者等に活用していただく予定である．SMILES の観測データによって，成層圏・中間圏を中心とした地球大気の科学がますます進展することが期待される．

(参考文献)

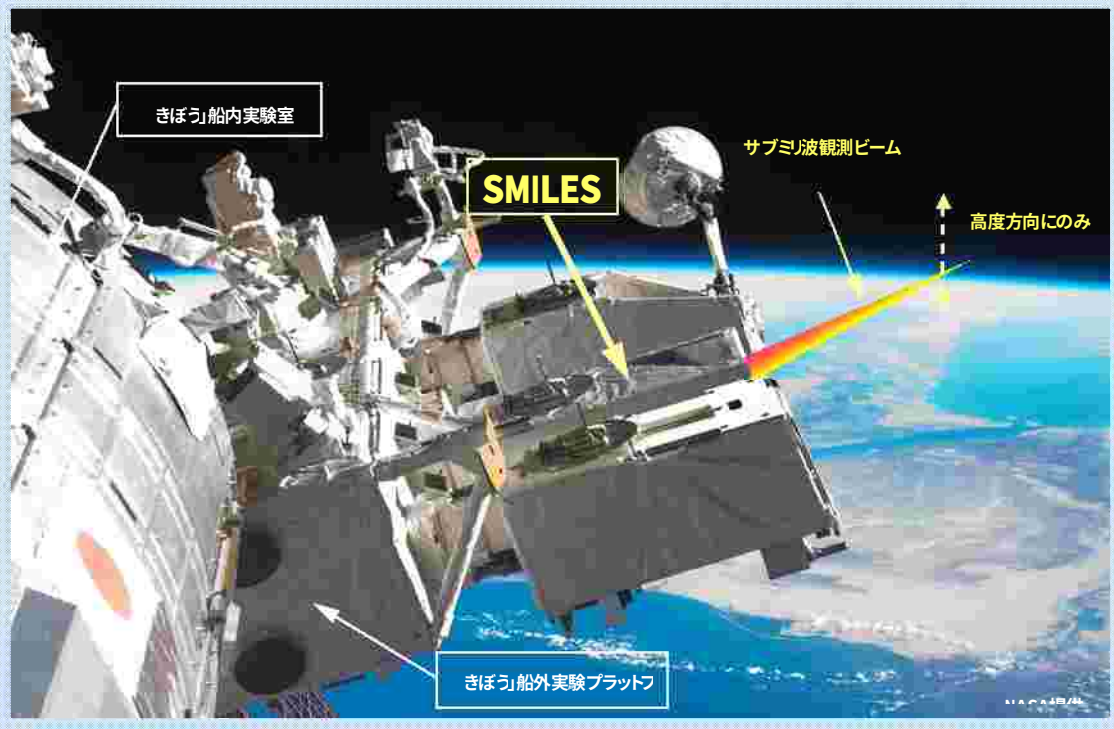
SMILES Mission Team, JEM/SMILES Mission Plan Version 2.1 (2002), available at http://smiles.tksc.jaxa.jp/document/SMILES_MP_ver2.11.pdf

JEM/SMILES Ⅱ）:装置開発と軌道上機能検証

西堀 俊幸，菊池 健一，水越 和夫，壷阪 和義，佐藤 亮太，高柳 昌弘，佐野 琢己 JAXA），落合 啓，入交 芳久(NICT)，大坪 史明 AES），尾関 博之 東邦大），真鍋 武嗣 大阪府立大），塩谷 雅人 京大 生存研）

1. はじめに

成層圏大気に含まれる微量気体成分の高度分布を高感度で観測する超伝導サブミリ波リム放射サウンダ(SMILES:Superconducting Submillimeter-Wave Limb Emission Sounder)は，13 年に亘る開発期間を経て，2009 年 9 月 11 日に，H-IIB ロケット試験機の宇宙ステーション補給機 HTV）技術実証機に搭載され，国際宇宙ステーション(ISS)の日本実験棟 きぼう」の船外実験プラットフォームに取り付られた 下図）．本報告では観測を開始した SMILES の初期運用結果を報告する．



成層圏大気の微量気体成分の観測を開始した国際宇宙ステーション上のSMILES

2. SMILES 開発のねらい

SMILES は 640GHz 帯のサブミリ波冷却受信機により，上部対流圏から中間圏の大気リム 周縁）を高度方向にアンテナを走査しながら，オゾン，塩素酸化物(ClOx)，水素酸化物(HOx)等の大気微量成分の放射スペクトルを観測する．以下に列記する通り，SMILES の開発目的は，科学目的と技術目的に大別される．

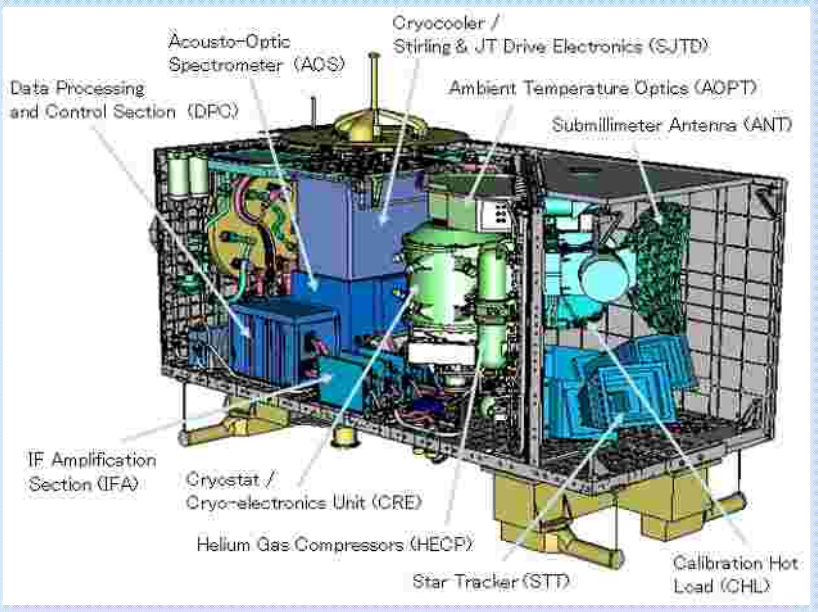
- 成層圏大気中の微量気体成分のグローバルな時空間分布観測によるオゾン及びオゾン破壊関連物質の精密測定 → より精密なオゾン層回復の将来予測モデル
- 4K 級機械式冷凍機 2 段スターリング+JT 回路）[1]と超伝導センサ SIS ミクサ）[2]を用い

た世界初のサブミリ波帯におけるリム放射サウンダの宇宙技術実証 → 将来の科学衛星に技術の転用が期待

3. SMILES の概要

SMILES の内部構造と主要緒言を以下に示す. SMILES は大気の観測点から約 2000km 離れた高度約 400km の軌道から, 接線高度 :10～80km の大気リムを高度分解能約 3.5km で観測する. 観測バンドは A～C の 3 つから同時に 2 つのバンド 分光計 2 台) を選択することが出来る. アンテナの指向方向を宇宙ステーションの飛行方向から 45 度北側に向けることにより, 北緯 65 度～南緯 38 度の範囲を観測範囲に設定した.

大気観測は 53 秒周期で繰り返し行い, その周期内の約 23 秒間を大気リム観測に, 4 秒間を低温較正 高度 160km 以上に向けた時の宇宙背景放射)に, 1 秒間を周波数較正 コム信号入力)に, 4 秒間を高温較正 入力を常温較正源に切り替え)に, 8.5 秒を走査開始角度の調整時間に配分した.



大気からのサブミリ波放射は口径400mm×200mmのオフセットカセグレンアンテナで捉えられ, 常温光学系(AOPT)によりクライオスタット内部の4Kステージの冷却光学系に位置するSISミクサに伝送される. ミクサにより11-13GHzのIFに変換された観測信号は, 冷却HEMTアンプにより増幅され, 中間周波変換増幅系(IFA)により, バンド切り替えと2台の音響光学型分光計(AOS)に信号を伝送する. ペイロード内外を仕切るバルクヘッドの外にはアンテナ系, 常温較正源(CHL), 姿勢検出系(STT)が位置する. 宇宙ステーションの人工電磁波環境から受信機をシールドするため, バルクヘッド前後にける観測信号の伝送にはコルゲート導波管を用いている.

SMILESペイロードの内部機器配置

4. 運用とデータ処理系

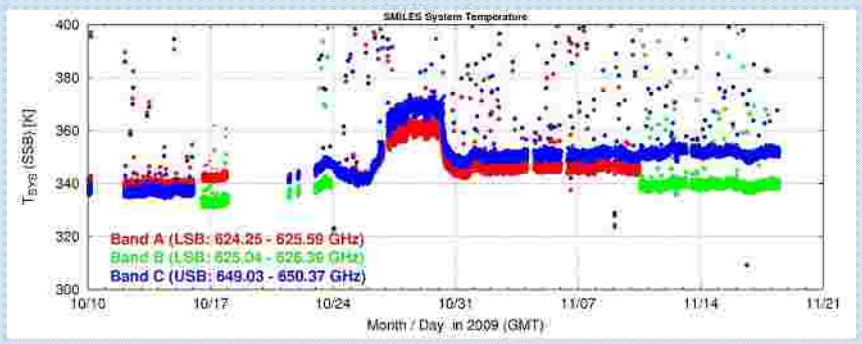
SMILES 運用系(EOS)とデータ処理系(DPS)の構成を以下に示す. 運用系と物理工学値変換を行なうデータ処理系 レベル 1B) は筑波宇宙センターの宇宙ステーション運用棟に配置した. SMILES の運用は NASA.-JAXA 間の厳粛な運用管制とヒエラルキーの下で実施している 主に宇宙ステーションの姿勢変動による観測高度の変化をアンテナ走査開始の角度で補正する運用).

5. 初期運用結果

9 月 25 日にロボットアームにより船外実験プラットフォームの 3 番ポートに無事結合された SMILES は，その後，電源投入，冷凍機の運転を開始し，冷却完了後(約 70 時間後に 4.1K 台に到達)に初期チェックアウトを開始した．10 月 10 日にファーストライトを取得後，データ処理系 レベル 2)検証のために試験観測を継続し，11 月 6 日から定常運用 移行前確認会審査後)に移行している．

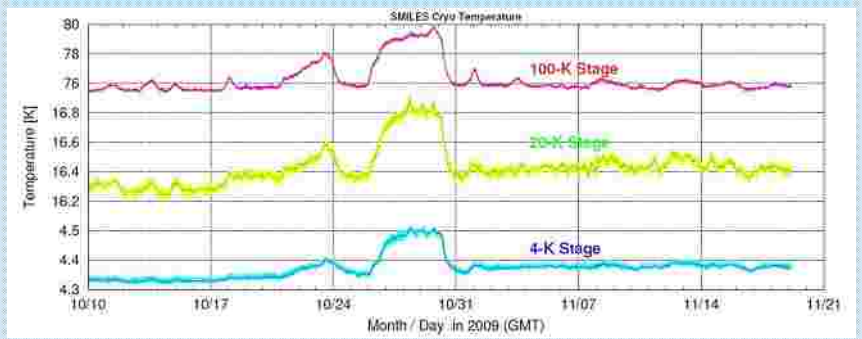
下図は，試験観測以降のテレメトリから，サブミリ波冷却受信機のシステム雑音と冷却ステージ温度の時間変化をプロットしたものである．JEM 船外実験プラットフォームが持つ循環冷媒のインタフェース温度範囲は 16～24℃であるが，実際の冷媒の入力温度は 19～20.5℃であり，予想以上の温度安定な環境が期待できることが確認できた．そのため，分光計の自動温度制御を停止し，レーザダイオードの温度を下げることで，寿命を伸ばす運用に方針転換した 受信機利得安定性 :1.2%p-p 以下，周波数リップル :0.5%p-p 以下，イメージ抑圧比 :20dB 以上を確認)．

現在，定常運用中の SMILES は順調に観測を続けている．軌道上でフライトH/W に関する不具合は無く，期待以上の精度で大気微量気体成分の継続的観測が行なえることを実証した SMILES の成果は大きく，今後の大気科学への貢献が期待される．これは 10 年を超える開発期間を無駄にせず，EM 開発フェーズで数多くの機能性能の確認試験を実施し，PFM の設計に反映したことに他ならない．



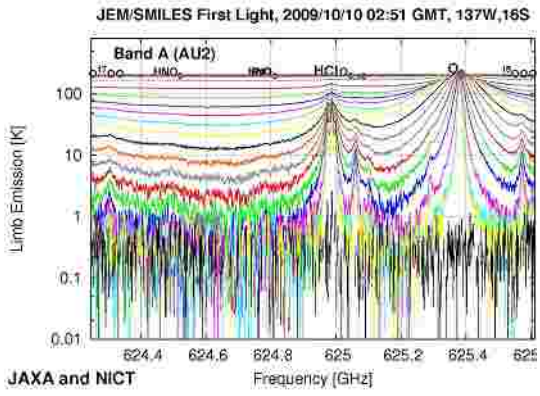
軌道上でのサブミリ波冷却受信機のシステム雑音温度

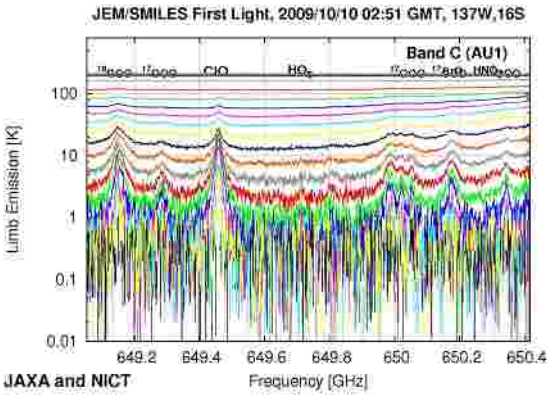
レベル1B処理で算出されたサブミリ波冷却受信機システム雑音温度の時間変化．4Kステージ温度に依存して雑音温度は変化するが，軌道上では，400K以下のシステム雑音温度を達成した．



軌道上での冷却ステージ温度

4K級機械式冷凍機で冷却されるクライオスタット内の各ステージ温度の変化．4K ステージ温度を 4.3K台とする運用をノミナルとするような調整手順を考えている．グラフの温度変化は主に循環冷媒の温度変化(1.5℃以内)に起因するもの．





観測した輝度温度スペクトル レベル1Bデータ)

分光計(AOS)の観測スペクトルから,常温較正源(CHL),低温較正(宇宙背景放射)による強度較正と,コムスペクトルから周波数較正を行なった レベル1処理)後の輝度温度スペクトルデータである.

僅か,0.5秒の分光計での積分で,$H^{37}Cl$ のスペクトル超微細構造が分離できていることがわかる.また,1K以下のスペクトルのベースラインも平坦である.

参考文献:

[1] J. Inatani, et al., 'Mechanical Cooler and Cryostat for Submillimeter SIS Mixer Receiver in Space', Proceedings of SPIE, Vol. 4540, pp.197-208 (2001).

[2] K.Kikuchi, et al., 'Repeatability and Reliability of the 640GHz SIS Mixer for JEM/SMILES', Proceedings on 14th International Symposium on Space Terahertz, 442, (2003).

[3] 西堀,他 :``国際宇宙ステーション搭載超伝導サブミリ波リム放射サウンダ(JEM/SMILES)の開発結果と観測運用``, 信学技報, SANE2008-35, (2008).

JEM/SMILES(III) リトリーバルアルゴリズムと 4K 観測性能評価

○笠井康子(NICT/JAXA), Baron Philippe(NICT), Mendrok Jana(NICT), 落合啓(NICT), 村山泰啓(NICT), 菊池健一(JAXA), 西堀俊幸(JAXA), 佐藤亮太(JAXA), 鈴木睦(JAXA), 高柳昌弘(JAXA), 真鍋武嗣(大阪府立大), 尾関博之(東邦大), 塩谷雅人(京大)

1. 序： 超伝導サブミリ波リム放射サウンダ JEM/SMILES (Superconducting Submillimeter - Wave Limb-Emission Sounder) は情報通信研究機構（NICT）と宇宙航空研究開発機構（JAXA）の共同開発ミッションである[Masuko et al., 1997; Masuko et al., 2000; SMILES Mission Plan, 2002]。JEM/SMILES の目的は

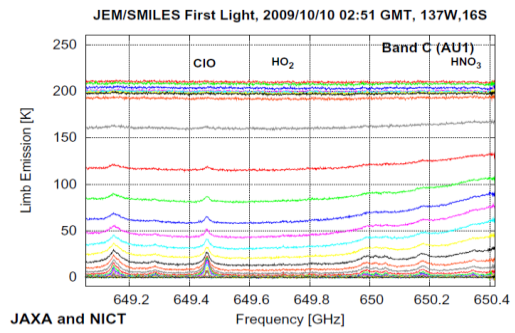
1) 宇宙における機械式冷凍機搭載超伝導受信機の技術実証
2) 超高感度な大気観測により地球大気観測の新しい可能性を拓く

の２点である。超伝導受信機による超感度観測は世界でも始めての試みであり、従来の同様の衛星 Aura/MLS(NASA)と比較して 10-20 倍程度のスペクトル観測感度でサブミリ波放射大気観測が可能である。

ここでは SMILES ミッション開発当時(1999)から進めてきた JEM/SMILES アルゴリズム開発の概要を示す。超高感度 4K スペクトル観測性能を生かし、高精度な大気存在量分布を導出するものである。

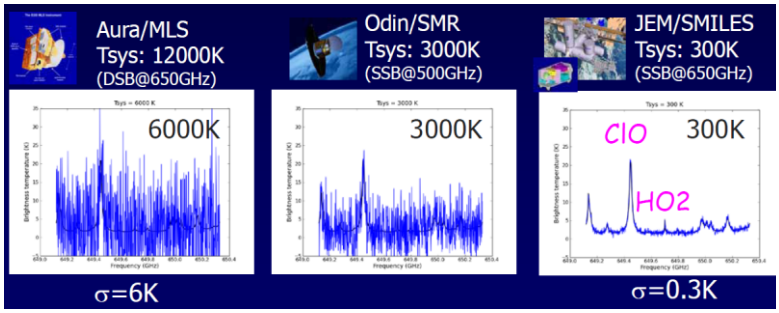
2.SMILES 観測スペクトル： 図１に JEM/SMILES の実測スペクトル(観測バンドC)を示す。低ノイズとリップルがないことから、強度の低い ClO 遷移においてもスペクトル構造が美しくでていることが見て取れる。図２には軌道上において現在も地球大気を観測しているミリ波サブミリ波リム観測衛星、Odin/SMR（スエーデン）と Aura/MLS(米国)の観測システム温度をシミュレーションしたスペクトルを示す。このシミュレーションでは比較のために SMILES の周波数帯、アンテナパタンを用いており、必ずしもそれぞれの衛星観測を反映している訳ではないが、これにより、ノイズを直接比較することが可能である。図２により、SMILES の観測スペクトルノイズは従来の衛星と比較して 10-20 倍少なく、それによりシングルスキャンでも ClO スペクトル, HO_2 スペクトルが綺麗に観測される様子が示されている。実際のスペクトル上でもこれらは確認されており、ClO と HO_2 は SMILES が最も得意とする観測分子の一つである。

図１：SMILES 実測スペクトル



観測バンド C

図２：SMILES シミュレーションスペクトル比較



3.SMILES データ処理アルゴリズム開発：

SMILES アルゴリズム開発の特徴： SMILES で得られる美しいスペクトル line-shape 観測の能力を最大限に生かし、精度良く分子高度存在量分布を導出するためには、従来と比較すると精密かつ微細なリトリーバルアルゴリズムが要求される。例えば、自然大気放射

伝達計算の精度をひと桁以上良くすること、アンテナパタンなどの測器関数を精度よく取り入れること、スペクトル較正、高度較正、気温気圧リトリーバルを正しく行うこと、などに対して自然界と測器に対してより正確な関数を用意する事が必要になる。数学的にはMLS や Odin/SMR など従来の測器におけるアルゴリズム同種のものを使用するが、この点

図３：SMILES アルゴリズム開発ストリーム

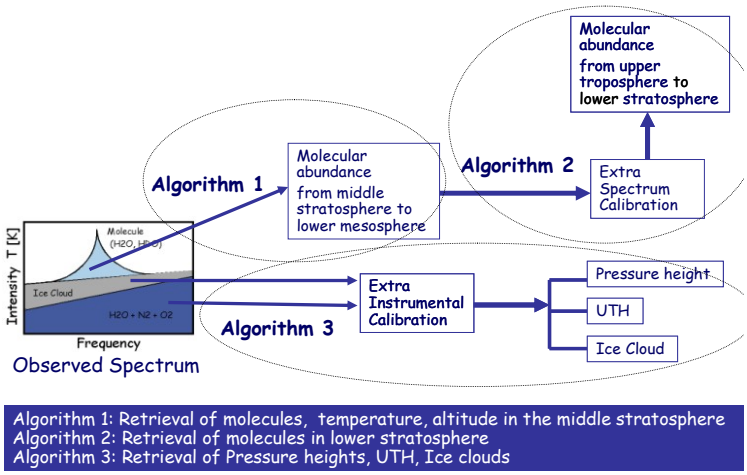
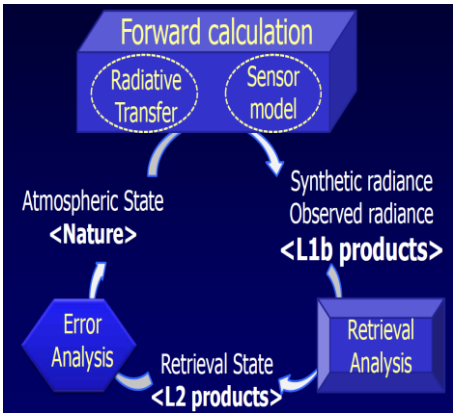


図４：SMILES 解析アルゴリズムのシステムモデル



が他の測器との大きな相違点となる。

アルゴリズム開発状況と予定：　図３に SMILES アルゴリズムストリームを示す。スペクトル反転解析アルゴリズム開発は大きく分けて３つのステップに種別される。

Algorithm1,2 に対しては最大事後確率判定法　(MAP: maximum a posteriori probability sequence estimation)の 1 つの手法であるロジャーズの最適法[C.D.Rodgers, 2000]を用いている。また、放射伝達計算は Line-by-line 法を用いている。

Algorithm1 は Algorithm1-3 の土台となるもので、1991 年に打ち上がった UARS/MLS などで使用され、十分に検証がなされている確実なものである。吸収係数の計算の際のスペクトル線形を表現するために Voigt 関数を用い、サブミリ波領域の Continuum には Liebe89/93 モデルを使用する。Liebe89/93 は ITU-R の勧告にもあるように 350GHz 以下に適応可能なもので、600GHz には対応していない。従って、600GHz 帯においても光学的に浅く、Continuum の影響の少ない低圧な高度領域（600GHz 帯では中部成層圏から下部中間圏に相当）に対して適応が可能である。観測バンドの輝度温度は（ライン中心を除いて）0-180K 程度の範囲に相当する。

Algorithm2 はそれに対し,光学的に厚く、また高圧な部分にも対応を可能にしたものである。スペクトル線形は VanVleck and Weisskopf(VVW)関数を用い、下部成層圏などの圧力が増す領域におけるスペクトル裾野をより正確に表現する。Continuum には 600GHz を含んだ 300GHz-1.5THz までの観測から求めた Pardo モデルを用いている。また、スペクトル輝度温度 200K 以上の部分からの情報を用いるため、スペクトル輝度温度較正の非線形性もより正確に補正したものを使用する必要が出てくる。高度範囲では、下部成層圏から上部対流圏に相当する。

Algorithm3 は上部対流圏の氷雲・水蒸気・気温気圧に的を絞ったものである。氷雲リトリーバル解析にはニューラルネットワーク法、MAP 法などいくつかの手法が存在し、現在、アルゴリズム開発研究の段階にある。また、水蒸気をより正確に導出する目的で、SMILES オリジナルの Continuum モデルを作成中である。

現在,SMILES の定常処理は Algorithm1 のフェーズにある。Algorithm2 は研究データ処理系に反映、現在、検証作業を進めている。アルゴリズムは検証作業が済み次第、逐次、アルゴリズムを定常データ処理系に反映する予定である。Algorithm3 は研究段階にある。

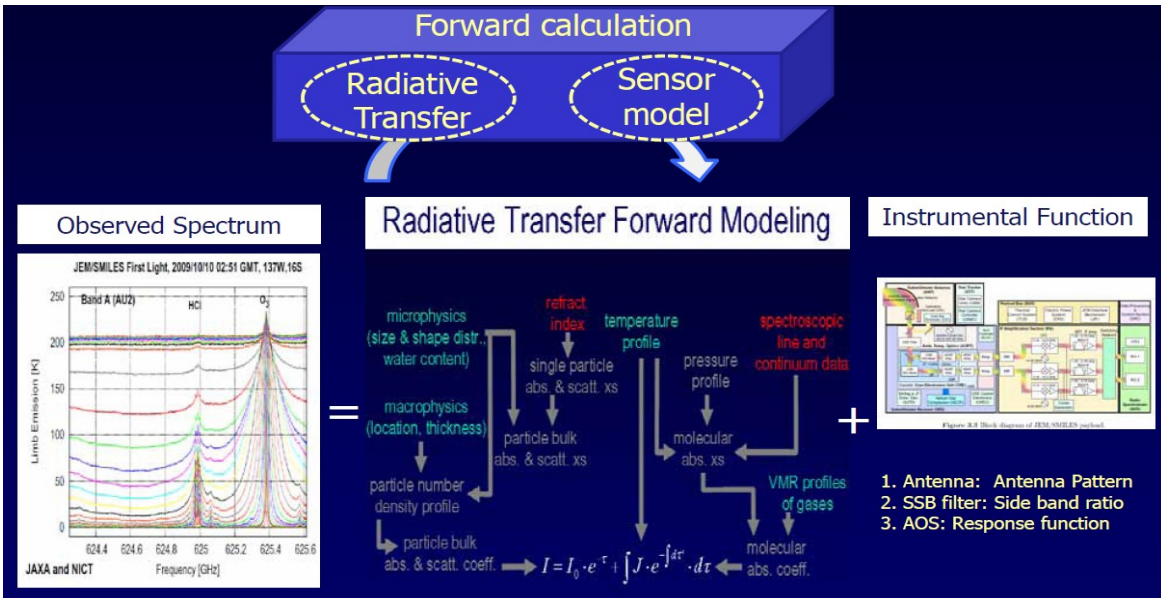
4.SMILES 解析アルゴリズムのシステムモデル：

図４に SMILES 解析アルゴリズムのシステムモデルを示す。地球惑星大気を観測し、存在量高度分布を導出するまでには以下の３つの状態をそれぞれ経る。1)Atmospheric State, 2)Synthetic (observed) Radiance, 3) Retrieval State。

これらをつなぐのが Forward Model, Retrieval Analysis, Error Analysis となる。真値と SMILES 観測から導出した推定値の差は誤差となる。Error Analysis により解析的に誤差解析を行い、誤差の性質と性能を解析的に知る事が出来る。

<u>フォワードモデル：</u>　図５にはフォワードモデルの構成を示す。フォワードモデルは放射伝達式と装置関数部からなる。SMILES の場合、この Synthetic なスペクトルによる観測スペクトルを自然における物理過程（放射伝達計算）とそれを観測する過程（装置関数）を、精度良く再現することが、精度よい分子存在量分布を推定するための重要な鍵となる。

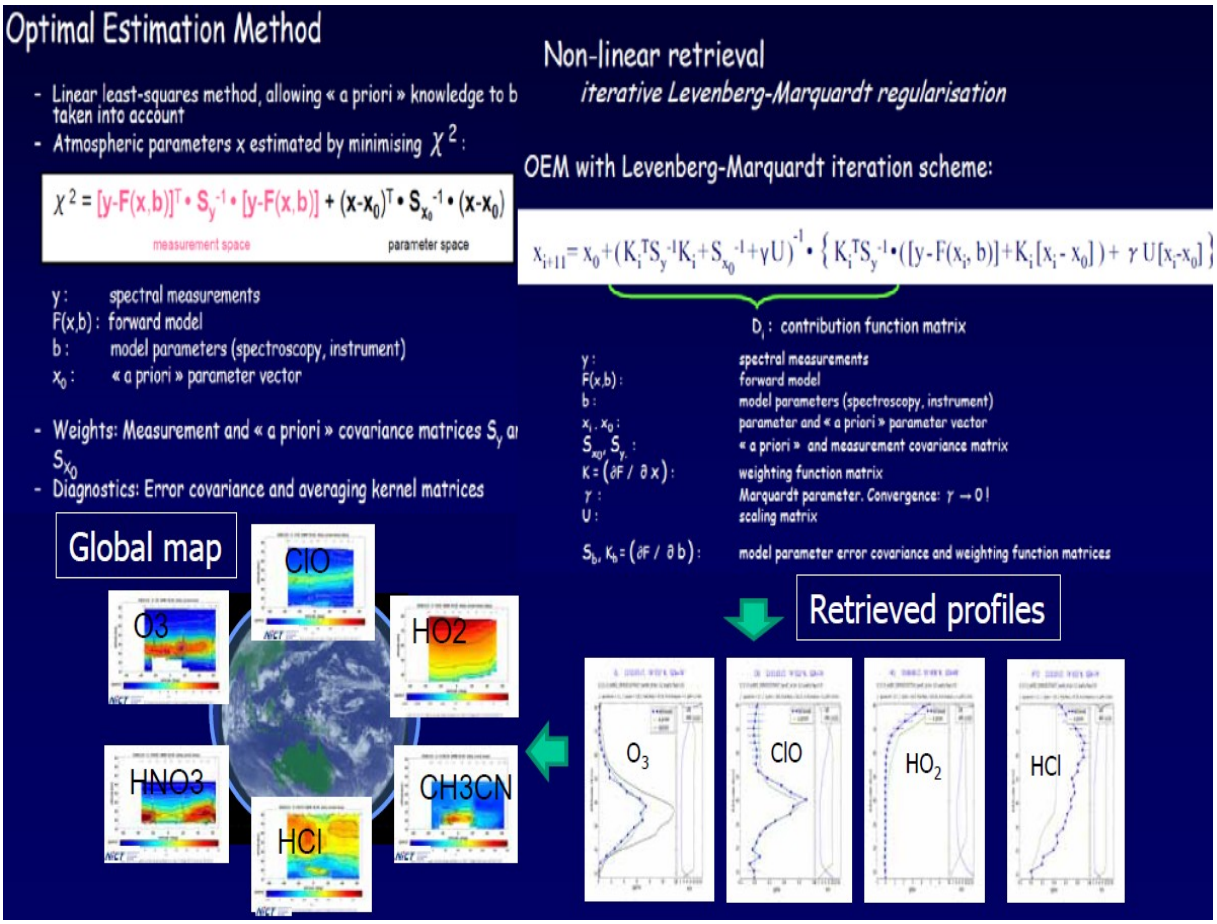
図５：フォワードモデルは放射伝達部と装置関数部から成る



フォワードモデルのうち、放射伝達計算は、実際にサブミリ波大気観測を行い、実測で検証済みの Odin/SMR チーム（ボルドー大学・チャルマス工科大学)、ブレーメン大学のサブミリ波観測チーム、ベルン大学などのモデルと比較を行い、精度を確認した[Verdes, 2005]。測器関数の中で重要になるのは、1)アンテナパタン, 2)SSB フィルタのサイドバンド比, 3)分光器の応答関数である。これらは測器チームが測定した実測値/もしくは測器チームと協力してモデル化したパラメータを使用している[例えば T.Manabe, 2010]。

<u>リトリーバル処理：</u>　図６にリトリーバルデータ処理概要とフローを示す[Y.Kasai,2000; Y.Kasai, 2006; Y.Kasai, 2008; C.Takahashi 2010]。分子存在量高度分布からスペクトルを計算するのが順問題となり，観測スペクトルから分子存在量高度分布を求めるのは逆問題である。従ってスペクトルから存在量分布を求める作業は数学的に ill-posed であり、安定した解が得られない上、さらに解が一つではない．これらを解決するために，SMILES では図6に示した様に、MAP 解析の一つの方法であるロジャーズの最適法を用いてスペクトル解析を行っている[C.D.Rodgers, 2000]。また，非線形問題に対応するためには，Levenberg-Marquardt iteration スキームを採用している（図6）。リトリーバルした高度プロファイル(Level2 プロダクト)の例を示す。また、これらの高度プロファイルの zonal mean を取ったもの(L3 プロダクト)が SMILES の最終プロダクトとなる。

図 6：リトリーバル処理。反転解析により大気中における分子の存在量高度分布を推定する。SMILES ではロジャーズの最適法を採用している。



誤差解析：

図 7 に誤差解析の詳細を示す。誤差は大きく分類すると、観測スペクトルノイズ S_statistic、大気中における分子（や気温・気圧・高度情報）の高度存在量のゆらぎなど S_null、Synthetic フォワード計算のモデルの真値からのずれ S_model、の 3 つから成る。このうち S_statistic と S_null は精度に寄与し、S_model は精度と確度の両方に寄与をする。

5. SMILES の 4K 観測性能評価：

図 7：誤差解析：誤差は観測スペクトルノイズ、大気分子存在量のゆらぎ、スペクトルフォワード計算のモデル誤差から成る。

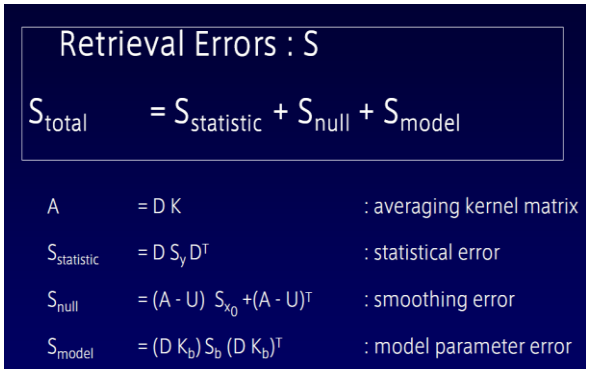
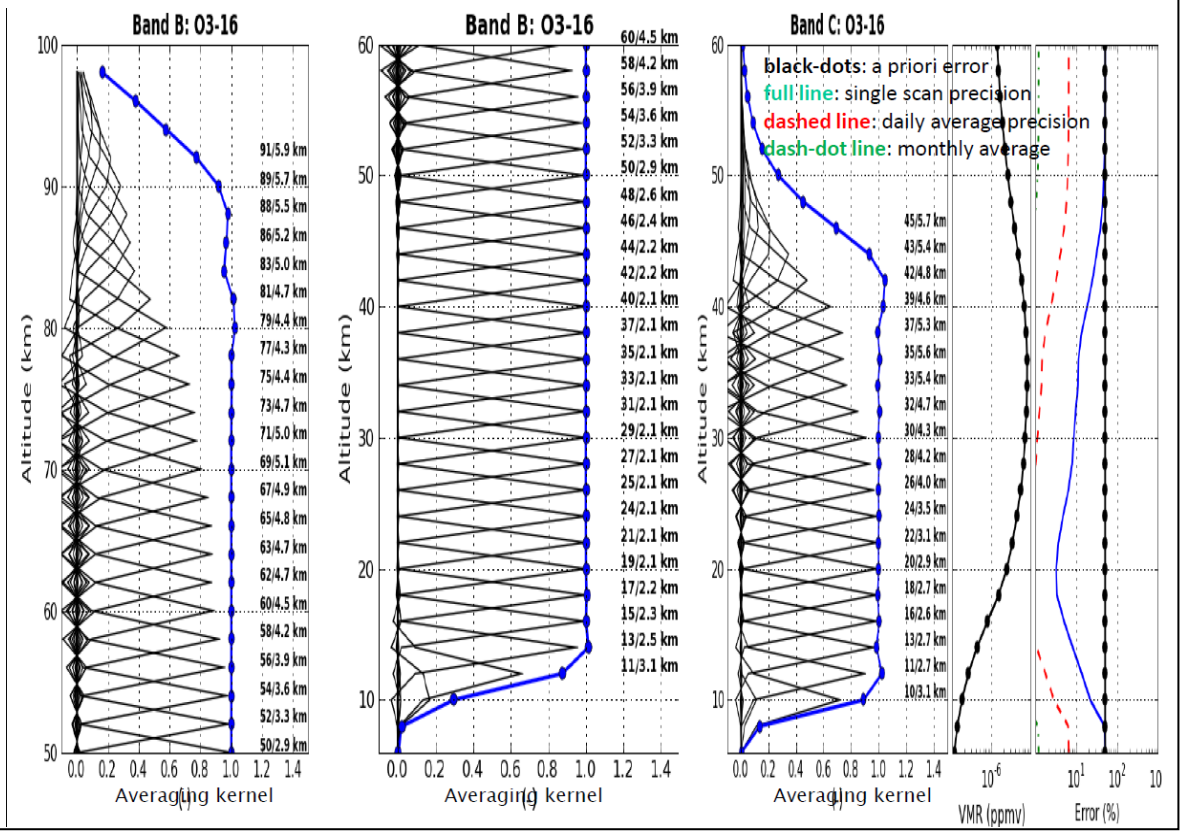


図８に SMILES の 4K 受信機ノイズを仮定した場合の中緯度オゾン観測の Averaging Kernel を示す。ここでは SMILES の 4K 観測能力を示すために、フォワードモデルは理想的にスペクトルを再現していると仮定し、S_statistic と S_null のみを誤差に入れ、4K スペクトル観測ノイズ評価を行った。Averaging kernel の各高度における積分値(response function)が 0.8 以上において観測情報量が十分にあるとみなす事が出来る。オゾンは 10-94km 程度の

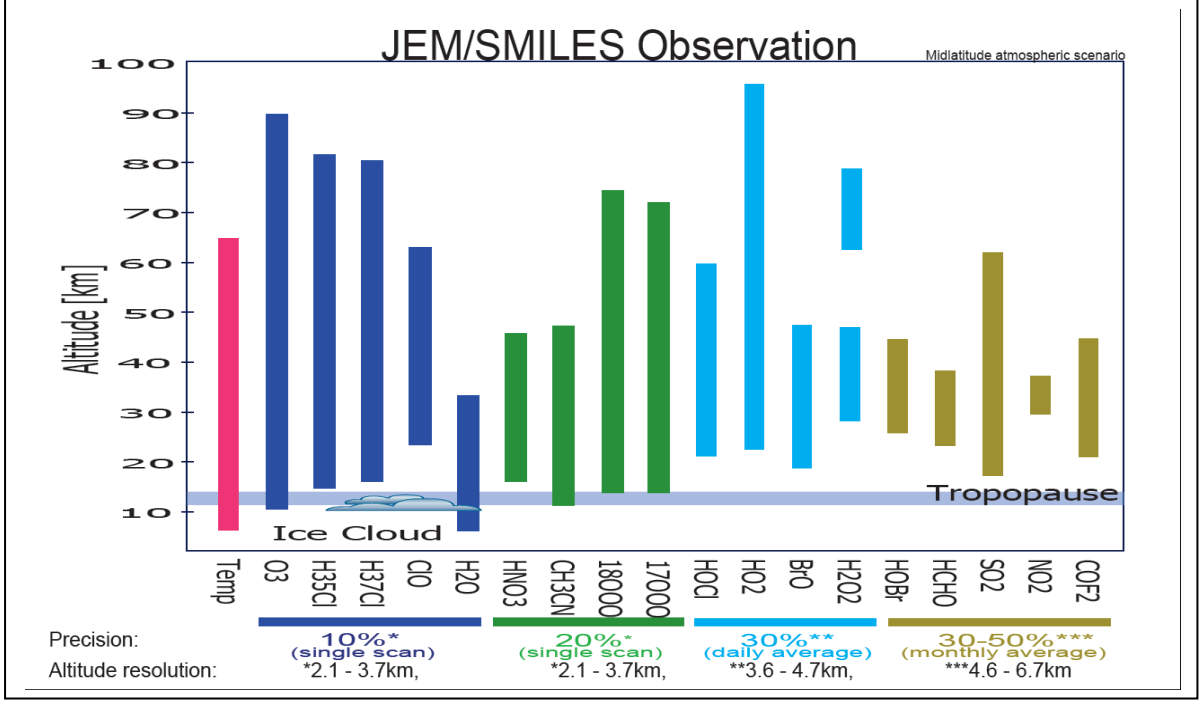
図８：中緯度オゾン観測の Averaging Kernel.（中緯度 US スタンダードプロファイルを使用）Averaging kernel の各高度における積分値(response function)が 0.8 以上のものが観測情報量が十分にあるとみなす事が出来る。オゾンは 10-94km 程度の範囲で観測が可能。



範囲で観測が可能である。また、観測高度分解能は高度範囲 20-40km で 2.1km 程度となる。この範囲外(10-20km, 40-94km)では最大で 5.9km 程度まで広がる。例えば高度 80km におけるオゾンは 4.4km 程度の高度分解能を持つ。オゾン観測誤差は理論的には数%以下である。このような性能評価を SMILES 観測分子すべてについて実施した。

図９には観測分子と誤差範囲により、SMILES の超伝導受信機 4K における観測性能を示した。観測精度は高度分解能に大きく依存する。高度分解能は図の下部に示した。

図９：SMILES 観測性能　(中緯度観測時)



リファレンス

Kasai, Y., C. Takahashi, S. Tsujimaru, S. Ochiai, S. Buehler, K. Takahashi, T. Shirai, H. Ozeki, M.　Shiotani, (2000), JEM/SMILES limb-sounding of stratospheric trace species II: simulation results for JEM/SMILES observations, Remote Sensing of the Atmosphere, Environment, and Space, Proc. SPIE 4152, 263-273

Kasai, Y.,　J. Urban, C. Takahashi, S. Hoshino, K. Takahashi, J. Inatani, M. Shiotani, and H. Masuko (2006), Stratospheric ozone isotope enrichment studied by submillimeter wave heterodyne radiometry: the observation capabilities of SMILES, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 44 (3) pp. 676-693.

Y.Kasai and S.Ochiai, (2008), Super-Conductive Submillimeter-Wave Limb Emission Sounder Onboard International Space Station II: Algorithm Development of for the Data Processing, Journal of the National Institute of Information and Communications Technology, 55(1), 97-108.

Manabe, T. T. Nishibori, K. Mizukoshi, F. Ohtsubo, and S. Ochiai (2010), Measurements of the Offset-Cassegrain Antenna of JEM/SMILES Using a Near-Field Phase-Retrieval Method in the 640 GHz Band,　21st International Symposium Space Terahertz Technology, Oxford, UK, March 23-25.

Masuko, H., S. Ochiai, Y. Irimajiri, J. Inatani, T. Noguchi, Y. Iida, N. Ikeda, N. Tanioka (1997), A Superconducting Sub-millimeter Wave Limb Emission Sounder (SMILES) on the Japanese Experimental Module (JEM) of the Space Station for Observing Trace Gases in the Middle Atmosphere, Proceedings of Eighth Int. Symp. on Space Terahertz Tech., Harvard Univ., pp. 505-517.

Masuko, H., T. Manabe, M. Seta, Y. Kasai, S. Ochiai, Y. Irimajiri, J. Inatani, N. Ikeda, T. Nishibori, H. Ozeki, R. Sato, Y. Fujii, T. Nakajima, H. Watanabe, K. Kikuchi, and M. Koyama (2000), Superconducting Submillimeter-wave Limb Emission Sounder (SMILES) Onboard Japanese Experimental Module (JEM) of International Space Station (ISS), Proceedings of IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000 vol. 1, pp. 71-73.

Rodgers, C. D. (2000), Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice,　Series on atmospheric, oceanic and planetary physics, vol. 2. Singapore, World Scientific.

SMILES Mission Team (2002), JEM/SMILES Mission Plan (version2.1), Available at http://smiles.tksc.jaxa.jp/document/SMILES_MP_ver2.11.pdf

Takahashi, C., S. Ochiai, and M. Suzuki (2010), Operational retrieval algorithms for JEM/SMILES level 2 data processing system, J. of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 111, 160–173.

Verdes, C. Melsheimer, S. B¨uhler, C. Emde, P. Eriksson, S. Ichizawa, V.O. John, Y. Kasai, G. Kopp, N. Koulev, T. Kuhn, O. Lemke, S. Ochiai, F. Schreier, Sreerekha T.R., C. Takahashi, S. Tsujimaru, J. Urban, Inter-comparison of general purpose clear sky atmospheric radiative transfer models for the millimeter/submillimeter spectral range, Radio Science, 40, 2004RS003110, (2005)

JEM/SMILES JEM/SMILES (VI): レベル 2 処理高度化研究

P. Baron[1], Y. Kasai[1], S. Ochiai[1], T. Tanaka[1], E. Dupuy[1], H. Sagawa[1], T. Sato[1], J. Mendrok[1,3],J. Urban[2], J. Möller[2], D. Murtagh[2] and the SMILES mission team
(1) National Institute of Information and Communications Technology (NICT), Tokyo, Japan. (2) Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden, (3) LuLea University, Sweden.

Introduction

The National Institute of Information and Communications Technology (NICT) has developed a system to process the observations performed by the Superconducting subMillimeter Limb Emission Sounder (SMILES) that is operating from the Japanese Experimental Module (JEM) onboard the International Space Station (ISS). More informations about the mission are given in the companion presentations 1.1 to 2.1. The motivation for developing the chain is double. First, the chain aims at supporting the operational processing performed by the Japanese Aerospace Exploration Agency (JAXA). The second motivation is for conducting researches on retrieval algorithms with application on real data. In the current researches, we are studying improvements of SMILES standard products and are investigating retrieval of new products such as ice water contain in the upper Troposphere or stratospheric wind along the line of sight. Hereafter the NICT products will be referred as the Level2 research (L2r) products.

Status

The version 1.0 of the L2r dataset has been released on January 2010. The dataset contains the measurements performed from end of October, 2009. Since then, new observations (1600 profiles/day, about 20 products) are being processed everyday with 3 days lag with respect to the actual measurements. The lag is due to the time needed for the meteorological data (atmospheric temperature and pressure) to be available. In the version 1.0, we focus on the standard SMILES products (O3, HCl, ClO, HO2, …) in the stratosphere.

The retrieved parameters are obtained after a series of Levenberg-Marquardt iterations. At each iteration step the state vector is updated in order to decrease a cost function including retrieved parameters a priori (Rodgers, 2001). The forward calculation, i.e. simulation of the SMILES signal after calibration, is performed using the Advanced Model for Atmospheric TeraHertz Radiation Analysis and Simulation (AMATERASU) (Baron et al., 2008, Mendrok et al., 2008).

Early comparisons have shown that L2r O3 and HCl products agree well in the stratosphere with other measurements from AURA/MLS, ACE/FTS and Odin/OSIRIS. The analysis of the L2r data shows a good consistency between redundant products (e.g. O3 in bands A,B and C). Figure 1 shows anti-correlation between the reservoir HCl and active ClO during chlorine activation event in the Northern Hemisphere vortex. The known transformation of chemically inactive chlorine to active chlorine is well seen by SMILES.

Let's note that a comparison of the L2r products with the SMILES operational products is currently being performed. The version 2 of the L2r data will be released soon with major improvements in the Mesosphere.

Current research

Beside the improvements of the current processing, the retrieval of three majors new products are being

investigated: ice water contain and humidity in the upper troposphere and line of sight (LOS) wind in the stratosphere. For example, Figure 2 shows a clear correlation between the wind estimated by Goddard Earth Observing System Data Assimilation System (GEOS-5 DAS) and the frequency shift of the O3 line for bands A and B on November 11, 2009. The frequency shift has been estimated by a simple Gaussian fit of the O3 line. A more robust algorithm is under development taking into account the different contribution of atmospheric layers to the frequency shift of single spectra.

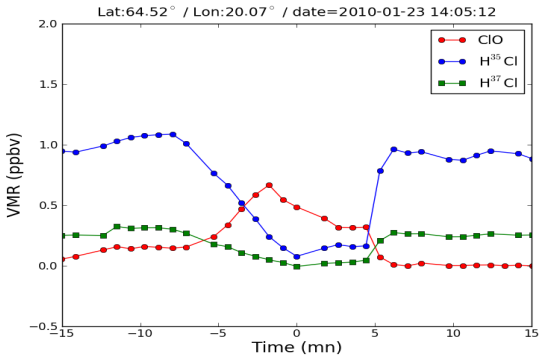


Figure 1. Increase of ClO and decrease of HCl during chlorine activation event in the Northern Hemisphere vortex. The points are a series of consecutive scans of a fraction of an orbit centered at (65.5 ˚N, 20.07 ˚E) on January 23, 2010.

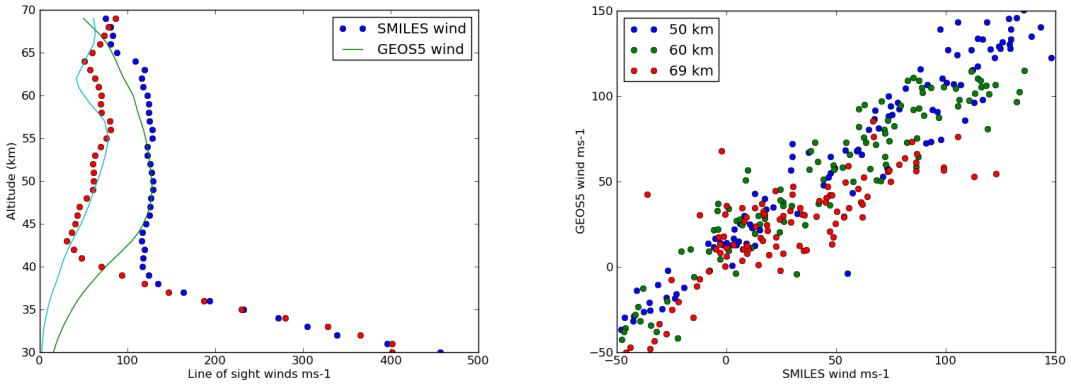


Figure 2. Comparison of GEOS5 wind projected along the SMILES line of sight with an estimation of the O3 line frequency shift. Data are for bands A and B on November 26, 2009.

References

SMILES homepage: http://smiles.tksc.jaxa.jp

NICT SMILES homepage: http://smiles.nict.go.jp

M.Shiotani, H. Masuko, the SMILES Science team, and the SMILES Mission Team (2002), JEM/SMILES Mission Plan, ver. 2.1.

C. D. Rodgers, Inverse Method for Atmospheric Sounding, world Scientific Publishing, Singapore, 2001

P. Baron, J. Mendrok, Y. Kasai, S. Ochiai, T. Seta, K.Sagi, K.Suzuki, H.Sagawa, and J. Urban (2008), AMATERASU: Model for Atmospheric TeraHertz Radiation Analysis and Simulation, Journal of the National Institute of Information and Communications Technology, 55(1), 109-121

J. Mendrok, P. Baron, and Y. Kasai (2008), The AMATERASU Scattering Module, Journal of the National Institute of Information and Communications Technology, 55(1), 123-133

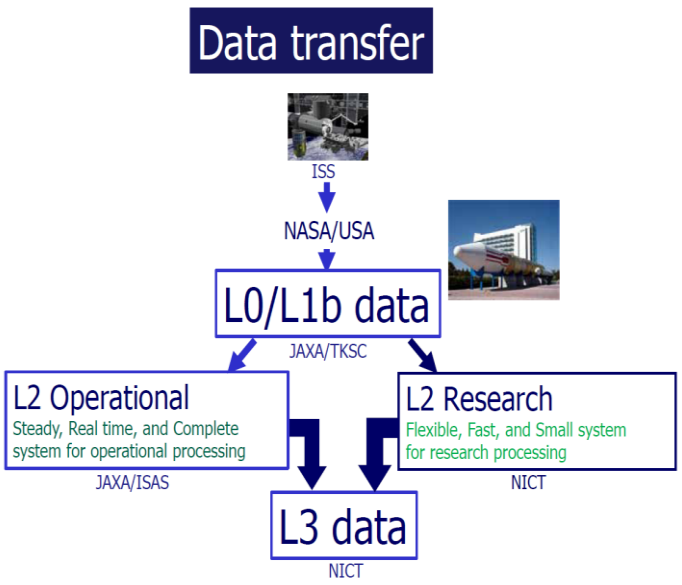
JEM/SMILES(VII) レベル３データ処理と配布システム

○笠井康子(NICT/JAXA)、 村山泰啓 (NICT)、 塩谷雅人(京大)、JEM/SMILES Mission team(JAXA/NICT)

超伝導サブミリ波リム放射サウンダ JEM/SMILES (Superconducting Submillimeter - wave Limb Emission Sounder) は情報通信研究機構（NICT）と宇宙航空研究開発機構（JAXA）の共同開発ミッションである[Masuko et al., 1997; Masuko et al., 2000; SMILES Mission Plan, 2002]。SMILES 測器・運用、データ解析アルゴリズム、データ処理などについては、既に述べられているのでここでは省略する。本稿ではレベル３データ処理と配布についてごく簡単に紹介する。

図１に JEM/SMILES のデータフローを示す。ISS のデータは米国 NASA を経由して JAXA 筑波宇宙センターに送られる。JAXA 筑波宇宙センターでは生観測データから L0,L1 処理を経て、輝度温度スペクトルデータ(L1b, L1b_rev)を作成し、ミッションチーム内に配信している。

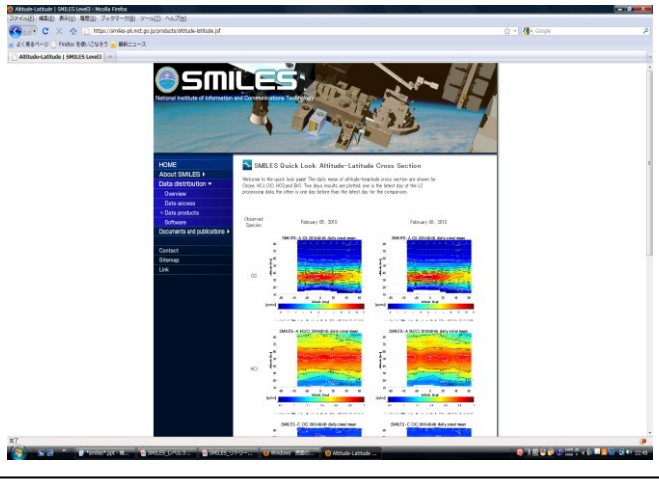
図１：SMILES データフロー



それらの L1b 輝度温度スペクトルデータはそれぞれ ISAS/JAXA, NICT に転送される。ISAS/JAXA では L2 定常処理を行っている。これは安定・準リアルタイム・かつ完成したデータ処理・配布システムであり、ISAS 処理系は SMILES としての公式な役割と責務を完全に果たすものである。一方、NICT の研究処理は小型かつ不安定であるが、迅速かつ研究に対してフレキシブルであるシステム設計になっている。これらそれぞれの特徴を持つ L2 データは両者とも NICT に転送され、NICT において L3 データを作成・公開している。

現状では、L3 データは Quick Look データのみを作成している。SMILES 観測データ Quick Look 速報は http://smiles.nict.go.jp/index-e.html において公開する予定である。

図２：L3 Quick Look データ表示。（公開予定）
http://smiles.nict.go.jp/index-e.html



リファレンス

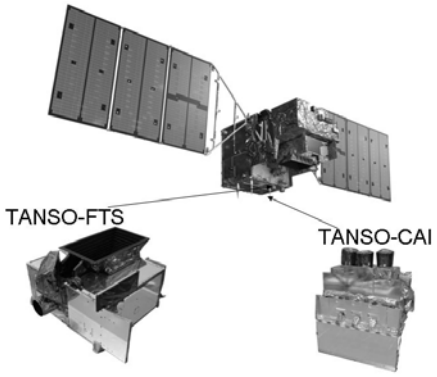
SMILES Mission Team (2002), JEM/SMILES Mission Plan (version2.1), Available at http://smiles.tksc.jaxa.jp/document/SMILES_MP_ver2.11.pdf

いぶき搭載温室効果ガス観測センサの設計と軌道上性能

久世暁彦　Akihiko KUZE (JAXA)

1. は じ め に

温室効果ガス観測技術衛星(Greenhouse gases Observing SATellite (GOSAT)) には二酸化炭素(CO_2)やメタン(CH_4)などを観測する温室効果ガス観測センサ Thermal And Near infrared Sensor for carbon Observation (TANSO)が搭載されている [1]. TANSO は，太陽光の地表面反射光（0.76, 1.6, 2.0 μm）および大気と地表面の熱放射光（5.5-14.3 μm）を分光観測するフーリエ干渉計(TANSO-Fourier Transform Spectrometer）と観測精度低下の要因となる大気中の雲・エアロソルを検出し補正を行うための紫外から短波長赤外までの画像取得を行う雲エアロソルセンサ(TANSO-Cloud and Aerosol Imager))で構成する(第１図).



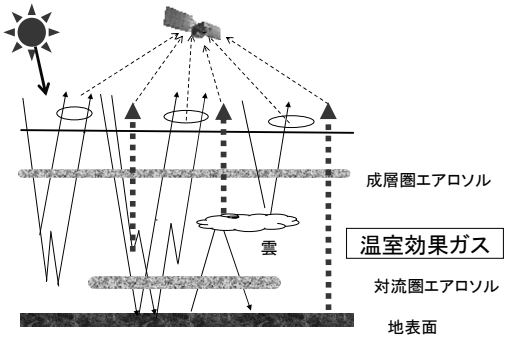
第１図 TANSO-FTS および CAI の搭載位置と外観

2. TANSO の観測方式

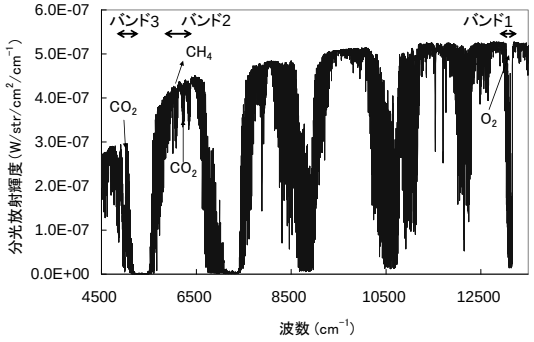
2.1 TANSO-FTS　CO_2 の 1.66 μm の波長帯は吸収強度を表す吸収断面積の温度依存性が小さく，かつ他の大気成分との干渉がなく，光学的厚さも適度であり，CO_2 の高精度観測に適する．1.6 μm には CH_4 の吸収線もあり，CO_2, CH_4 の吸収線をカバーする波長帯を TANSO-FTS の観測波長帯とした．2 μm は 1.6 μm より強い吸収帯を含む多数の吸収線を有し，あわせて観測をおこなう．CO_2 および CH_4 は差分吸光で測定するため，絶対観測誤差の影響を受けにくいが，観測光の大気中の実効光路長を正確に評価する必要がある．CO_2 よりも大気中の濃度が高く，かつ均一に分布する酸素(O_2)の吸収から散乱の影響も含めた実効光路長を 0.76 μm の O_2-*A* 帯の測定から導出する．

GOSAT のミッションは変動の大きい下部対流圏 CO_2 観測であるため，太陽光が地表面で反射した光を観測する方法が適する．第２図に示すように，短波長赤外波長は地表面からの反射とともに，大気分子によるレーリー散乱光，雲や大気中の微小粒子であるエアロソルによるミー散乱光を観測するため，観測光の光路は複雑である．ミー散乱量は雲やエアロソルの高度，厚さ，タイプに依存するため，TANSO-CAI により必要な情報を得，放射伝達モデルで多重散乱も含め大気圏外の分光放射輝度を計算し，衛星の観測値と比較する．短波長赤外域では太陽光の大半が地表面に到達し，大気の散乱の波長依存性も小さいため，複数の波長帯で観測を行っても高度分布の情報を得るのは難しい．気柱量に加えて高度分布の情報を得るには，熱赤外の吸収断面積が異なる複数の波長帯を用いる．

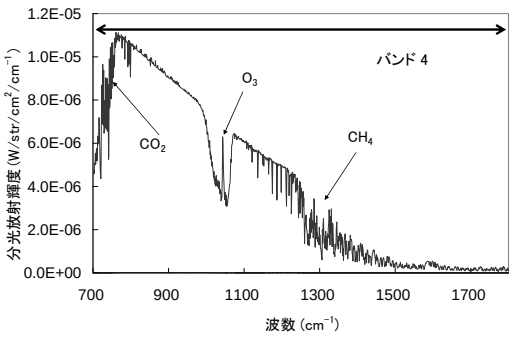
分光計として，単素子で広い波長範囲の観測が可能で，かつ光学的スループットが大きく高い信号対ノイズ比(SNR)観測が可能なフーリエ干渉計を採用した．第３図に，横軸を波数，縦軸を観測輝度例として TANSO-FTS が観測する 4 バンドの波長範囲および大気成分を示す．



第２図　TANSO-FTS で観測する大気散乱・地表面反射光（実線）および大気と地表面の熱放射光（太点線）



(a)



(b)

第３図 TANSO-FTS の観測波長範囲と大気成分
(a)バンド 1, 2, 3 (b)バンド 4

2.2 TANSO-CAI TANSO-FTS で温室効果ガスを導出する際に誤差要因となる雲・エアロソルの検出・補正のためのデータを取得する TANSO-CAI を搭載する．GOSAT のミッションは陸域の温室効果ガスの観測であり，陸域の反射率が低くエアロソルの観測に適する紫外波長域の 380nm を選択する．またエアロソルによる太陽散乱光はエアロソルの種類により波長依存性が異なるため，複数の波長帯でエアロソルの波長特性を取得し，種類を推定し，1.6μm および 2.0μm の観測の補正に使用する．植生の分光反射率に変化があるレッドエッジと呼ばれる波長帯を境とし，かつ O_2 の吸収体を避け，680nm と 870nm を観測する．さらに，TANSO-FTS の主波長である 1.6μm の計 4 波長帯で観測し，エアロソルの情報を得る．

3. TANSO の概要

3.1 TANSO-FTS TANSO-FTS の概要を第 1 表に，また光学系を第 4 図に示す．ポインティング機構は，衛星進行方向と直角(CT)方向に±35deg の視野を走査する機構上に，物理的に±10deg 回転し衛星進行(AT)方向に±20deg の視野範囲を有する機構が搭載されており，格子点観測を実現する．この 2 軸のポインティング機構は CT 方向にさらに回転することで，内部に搭載されたバンド 4 用の校正黒体，ゼロ点校正用の深宇宙，太陽照度校正・装置関数校正用の拡散板を指向し，校正光を導入する．また，FTS のデータを取得に要する 4 秒間衛星の動きによらず同一地点を観測するため，主に AT 方向を衛星の動きにあわせ低速で走査する．機構系には冗長系があり，光路切替え鏡により冗長系からの観測光を導入することができる．

モニタカメラは，ポインティング鏡で導入された観測光束の周辺光の一部を折り曲げ鏡で切出し，1280×1024 素子の CMOS 検出器により，FTS の観測範囲を中心とする約 30km 四方を 100m の空間分解能で観測する．コマンドにより撮像周期・蓄積時間・画像の切出し範囲を選択できる．

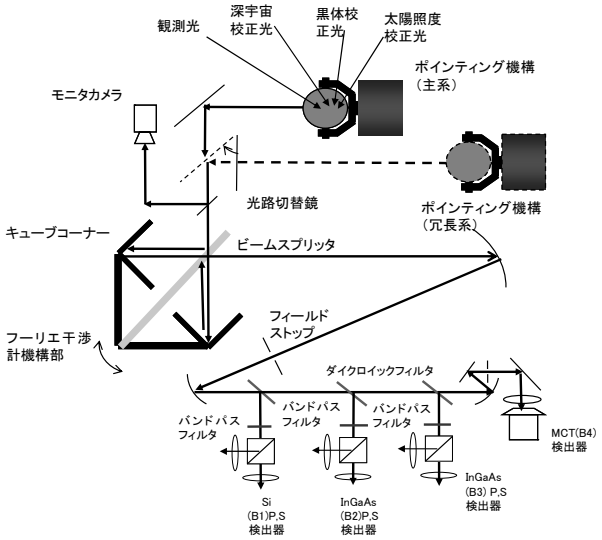
フーリエ干渉計機構部はフレキシブルブレードを回転中心として，ロータリーモータでアームの両端に取り付けられたキューブコーナーを駆動する．分光分解能はビームスプリッタで分けられた 2 つの光の最大光路差に比例し，機構部を振り子状に走査して±2.5cm の光路差を生成する．光路差の測定および機構部の制御にはレーザ干渉光を用いる．寿命および搭載性を考慮し，1.31μm の通信用の半導体レーザを採用した．発振波長は温度の関数であるが，軌道上で 0.001K の精度で温度制御することで，地上のフーリエ干渉計で用いる波長安定度に優れるヘリウムネオン(HeNe)レーザと同等の安定度を実現する．レーザおよびレーザ検出器は冗長系を有する．

TANSO-FTS の特徴である可視から熱赤外までの広波長範囲の観測実現ため，ビームスプリッタにはコーティングをしていないセレン化亜鉛(ZnSe)を採用した．高い表面精度を有し，フーリエ干渉計で通常用いる熱赤外波長域よりも 1 桁短い波長(バンド 1)でも高い干渉効率が得られる．

フーリエ干渉計機構部で干渉した観測光は，フィールドストップに集光し，全バンド共通の視野が決定される．分光分解能を実現し，最大限の光量を確保するために空間分解能は 10.5km と大きく，視野内に雲やエアロソルが干渉する可能性があるが，TANSO-CAI により検出できる．またフィールドストップを中心とする画像は，モニタカメラにより得られる．

フィールドストップを通過した観測光は再び平行光となり，ダイクロイックフィルタで短波長より順番に分離する．分離後，狭帯域バンドパスフィルタで不要な帯域外の光をカットし，さらにバンド 1, 2, 3 では，偏光ビームスプリッタで 2 つの直線偏光に分離し，検出器に集光する．バンド 1, 2, 3 で観測する観測光は，エアロソル・雲により散乱する場合および海面で反射する場合強く偏光する．一方，TANSO-FTS の光学系自身も，ポインティング鏡，ビームスプリッタ，ダイクロイックフィルタに偏光がある．偏光特性の評価および冗長の目的から FTS のバンド 1, 2, 3 では 2 方向の直線偏光の同時測定を行う．

検出器にはバンド 1 はシリコン(Si)，バンド 2, 3 はインジウムガリウムヒ素(InGaAs)，バンド 4 は光導電型水銀カドミウムテルライド(PC-MCT)検出器を用いる．バンド 2, 3 の検出器は TANSO-FTS 用に新たに開発した 2.08μm まで感度を有する検出器で，暗電流を極力おさえるため 3 段のペルチェ素子で-40℃まで冷却する．バンド 4 の検出器は 70K まで冷却するが，後述するように FTS は振動擾乱に敏感であるため，衛星搭載用として通常使用されるスターリング冷凍機ではなく，より振動の少ないパルスチューブ冷凍機を用いている．インターフェログラムと呼ばれる干渉光は 16 ビットの AD 変換器で量子化し，衛星時刻，姿勢データ，観測モード，ポインティング機構の 2 軸の角度，検出器温度，黒体温度などとともに軌道上で編集され，衛星のデータ処理系へ送られる．



第 4 図 TANSO-FTS の光学系

構体側面には深宇宙の視野を確保する校正窓，バンド 4 用の校正黒体が設置されている．構体上面には，反射率が高く，拡散性に優れるテフロン製のスペクトラロン拡散板および装置関数校正用レーザを設置する．この拡散板は太陽直達光および装置関数校正用レーザを拡散させ，校正光を FTS 光学系に導入する．

第 1 表　TANSO-FTS の概要

前置光学系	ポインティング機構 視野角：CT: ±35deg, AT: ±20deg モニタカメラ			
分光計	フーリエ干渉計 最大光路差: ±2.5cm (両側走査) 口径: 68mm 走査速度(片側): 1.1, 2, 4 秒 データ取得: 往復			
後置光学系	瞬時視野角 15.8mrad (直下 10.5km)			
バンド	1	2	3	4
波長範囲 (cm^{-1})	12900-13200	5800-6400	4800-5200	700-1800
直線偏光測定	2	2	2	N/A
検出器	Si	InGaAs	InGaAs	PC-MCT
SNR (実測値)	> 300	> 300	> 300	> 280

3.2　TANSO-CAI　TANSO-CAI の概要を第 2 表に示す．小型の放射計で 3 本の屈折系の望遠鏡で構成する．比較的波長の近いバンド 2, 3 は 1 つの望遠鏡を共有する．バンド 1, 2, 3 では，2000 素子の 1 次元 Si アレイ CCD を用いる．バンド 4 で使用する 1.6 μ m 帯の 1 次元 InGaAs アレイ CMOS は，最大素子数が 512 素子に限定され，空間分解能 1.5km で走査幅は±30deg である．ペルチェ素子により 0℃まで冷却する．

第 2 表　TANSO-CAI の概要

光学系	3 望遠鏡　屈折系			
バンド	1	2	3	4
中心波長 (μm)	0.380	0.674	0.870	1.600
波長幅 (μm)	0.020	0.020	0.020	0.090
空間分解能 (km)	0.5	0.5	0.5	1.5
走査幅 (deg)	±36.1	±36.1	±36.1	±30.0
検出器	Si	Si	Si	InGaAs
ピクセル数	2000	2000	2000	500
積分時間	32 段階	32 段階	32 段階	32 段階
SNR (実測値)	> 200	> 200	> 200	> 200

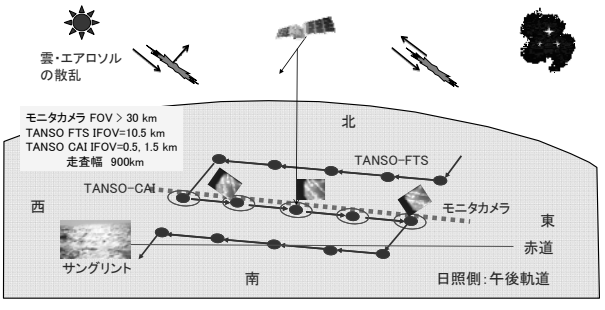
地表面反射率が低い場合，観測光に占めるエアロソルの散乱成分が相対的に高くなり，エアロソルの観測精度が向上する．他方，雲は反射率が高いため，雲とエアロソルを同時に観測するためには，観測可能な輝度範囲（ダイナミックレンジ）を広くとる必要がある．一方，SNR を確保するためには，検出器での光の蓄積時間をできるだけ長く確保する必要がある．この相反する要求を実現するため，太陽天頂角が大きく輝度が低い高緯度では積分時間を長くする運用が可能なように，積分時間は 19%毎に 32 段階切替えることができる．

4.　TANSO の軌道上運用とデータ処理

4.1　軌道上観測運用　第 5 図に TANSO の地上データ取得の概念図を示す．TANSO-FTS は 3 日間で，地表面データをできるだけ密に取得するため，2 軸のポインティング機構を用いて格子状に観測する．FTS は，1 インターフェログラム取得時間として 1.1, 2, 4 秒の 3 種の走査速度を有するが，SNR を確保するには 4 秒走査が最適で，進行方向に直角に 5 点，約 180km の格子状の点を 4 秒ごとに取得する運用を標準とする．TANSO-CAI は約 1000km の走査幅をもち，空間分解能に相当する衛星進行時間毎に 1 次元アレイ素子の 1 ライン分のデータを取得し，3 日で全球をぬけなく観測する．FTS 内部に搭載されたモニタカメラは，4 秒に 1 度データを取得することで FTS の各データに対応する画像を取得することができる．

日照域では FTS の全バンドおよび CAI のデータ取得を行い，日陰域では FTS のバンド 4 のみ観測を行う．TANSO-FTS では，反射率が高い厚い雲の観測では飽和することを許容し，増幅率を高くし(Gain H)，SNR を優先させた観測をおこなう．ただし，反射率が高く，十分な光量を確保できることが予め予測可能な太陽照度校正およびサハラなどの砂漠上空では，増幅率をさげて(Gain M)観測を行う．

海面は反射率が低く十分な観測輝度が得られないが，太陽光の鏡面反射点であるサングリント点は輝度が高いため，大洋上では TANSO-FTS は 2 軸のポインティング機構を用いてサングリント点を指向した観測を行う．あわせて，地上で観測を行っている格子点以外の検証点などのために，特定点観測として，地上からポインティング角と時刻を指定し観測を行う．



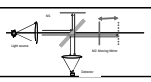
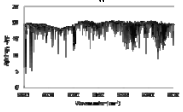
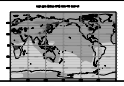
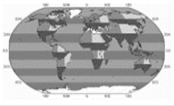
第 5 図 TANSO-FTS, CAI, モニタカメラのフットプリント

4.2　軌道上校正運用　軌道上では TANSO-FTS の感度および装置関数校正を行う．GOSAT の周回中北極域で，衛星が日照，地表面は日陰時に，拡散板に太陽直達光を照射し，太陽照度校正(感度校正)を行う．TANSO-FTS は大気による吸収線毎に分離できる分解能を有しており，データ処理で

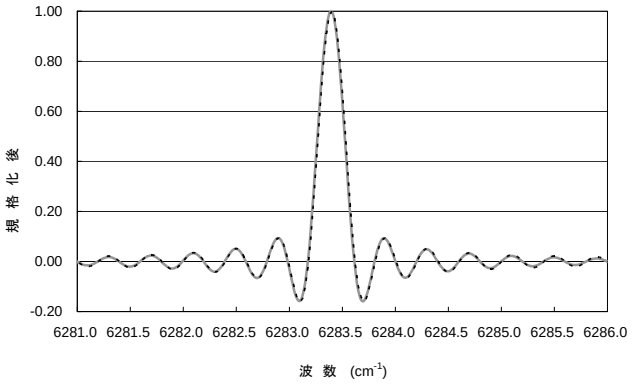
既知の波数を同定できるので，軌道上での波数校正は不要である．一方，後述する装置関数はデータ解析に不可欠でるため，太陽照度拡散板に 1.55 μ m の半導体レーザ光を単色光源として照射し，バンド 2 の校正を行う．軌道上で拡散板は，短波長域において表面に付着した汚染成分が紫外光により劣化し，褐色化する可能性があるため，表裏両面を使用し，表面は常時校正に使用し FTS 光学系の感度校正を行うとともに，裏面は 1 カ月に 1 回使用して表面の拡散反射率の劣化をモニタする．さらに，年に 1 回程度衛星を月に指向し，月校正を行う．TANSO-CAI は搭載校正光源を持たないが，TANSO-FTS 月校正時に衛星の回転を利用して月面を走査し，感度校正を行う．

4.3　データ処理　第 3 表に TANSO-FTS のデータ処理フローを示す. 軌道上で取得されたインターフェログラムは，テレメトリデータとともに地上に送られる(レベル 0)．地上では，衛星軌道情報，時刻，ポインティング機構の角度情報から地上での観測位置，太陽位置などを計算し，観測した生インターフェログラムとともにレベル 1A データを作成する．次に，波長毎に位相補正をおこない，スペクトルを導出する. バンド 1, 2, 3 のスペクトルの単位は(V/cm^{-1})でレベル 1B として保存する．このスペクトルに，レベル 1B とともに提供する輝度換算値を掛け合わせると分光放射輝度が得られる．この輝度換算値は，運用当初は打上げ前に産業技術総合研究所(AIST)の基準より値付けされた積分球により評価した値を使用するが，打上げ後，拡散板・光学系の効率の低下などが発生する可能性があるため，太陽照度校正・月校正・後述する代替校正の結果などから総合的に判断し，換算値を見直す．バンド 4 は，搭載黒体の劣化は想定しにくいことから軌道上校正自身で高い校正精度を確保できること，および周回あたり 4 回程度高頻度で校正を行えることにより，直近に実施した黒体・深宇宙校正データからを用いて分光放射輝度を計算し，レベル 1B として提供する．

第 3 表 TANSO-FTS のデータ処理フロー

軌道上	
レベル1A: インターフェログラム **HDF5 フォーマット**	
レベル1B: スペクトル **HDF5 フォーマット**	
レベル2: 気柱量 **HDF5 フォーマット**	XCO_2＝8×10^{21}/cm^2（例） XCH_4＝4×10^{19}/cm^2（例）
レベル3: 全球分布 **HDF5 フォーマット**	
レベル4: 吸収排出量 **NetCDF フォーマット**	

国立環境研究所（NIES）はレベル 1B データより，CO_2 および CH_4 の気柱量を導出し，レベル 2 とする．波長幅を持たない単色光が入射し±2.5cm の光路差でデータを取得した場合, 第 6 図に示すような波長幅を有する出力となる．これを装置関数と呼ぶ．放射伝達モデルにより温室効果ガスの吸収線の形状を再現するだけのステップで計算した値に，装置関数を畳み込む計算を行い，0.2cm^{-1} の間隔でサンプリングを行っている TANSO-FTS の結果と比較し，温室効果ガスの気柱量を計算する. 装置関数は, 波長, 視野角, 光軸からのずれの関数であり，第 6 図に示すように，モデル計算値は，TANSO-FTS に単色レーザ光をいれて測定した結果とよく一致する. NIES は 1 回帰分のデータより CO_2 や CH_4 の気柱量などの全球分布を作成し(レベル 3)，さらに化学輸送モデルを用いて, 全球 64 地域の吸収排出量を導出する(レベル 4).



第 6 図　TANSO-FTS の装置関数
（実線；打上げ前実測値，太点線：モデル計算値）

5.　TANSO の軌道上性能

5.1　軌道上性能　いぶきは，2009 年 2 月 7 日に初画像を取得し，機能・性能の確認を行ってきた．TANSO-FTS により取得されたスペクトル例を図 7 に，TANSO-CAI で取得された画像例を図 8 に示す．得られたスペクトルの実部および虚部の比から基本性能である SNR が得られていることを確認した．また搭載単色レーザによる装置関数校正により，図 9 に示すように，軌道上で分光分解能が実現されていることを評価した．搭載した拡散板による太陽直達光の観測により，TANSO-FTS の顕著な感度劣化，波長シフトがないことを確認した．さらに，3 月 11 日には衛星を月に指向することにより，月面を光源とする TANSO-FTS および CAI の感度校正実施し，FTS および CAI ともに感度・SNR の劣化がないことを確認している．

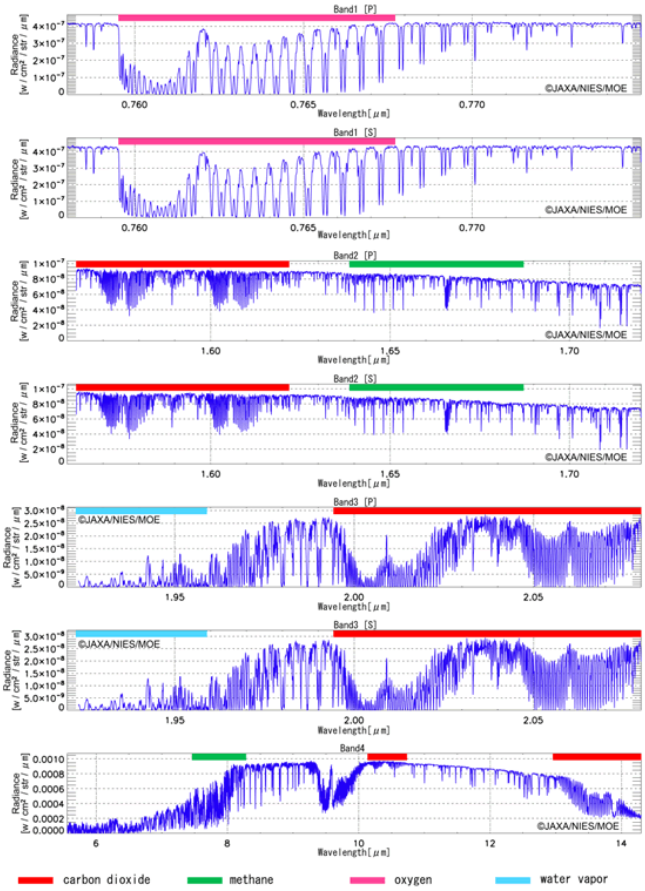
微小振動に関しては，搭載単色レーザによる装置関数評価のサイドローブデータ位置から衛星姿勢制御に用いている地球センサ起因とみられる影響が検出されているが，地球観測時のノイズレベルより十分小さく観測には影響がない．

5.2　軌道上運用　4 月 10 日より初期校正運用を行い，地上基準点を用いて幾何校正評価をおこなった．

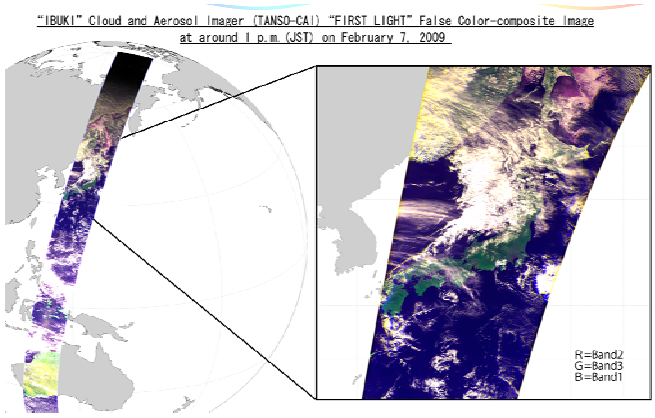
6 月には, 米国ジェット推進研究所(JPL)とともに米国ネバ

ダ州レールロードバレー（RRV）において代替校正実験を行い，TANSO-FTS で観測された２直線偏光の分光放射輝度と，地上観測値をもとに偏光を含む放射伝達モデルによる計算した大気上端の輝度値が 10%の精度で一致することを確認した．さらに同年 10 月には，RRV 上空において Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer (AVIRIS)との同時飛行実験をおこなっている [2)]．

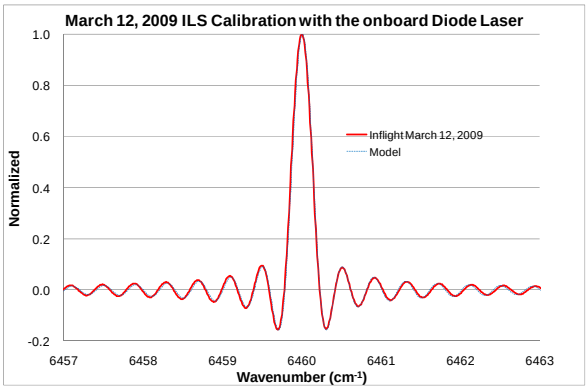
また毎週回実施している拡散板表面による太陽照度校正に加えて，毎月１回，拡散板裏面を用いた評価を実施している．



第７図　TANSO-FTS で取得されたスペクトル（2009 年 4 月 23 日つくば上空）



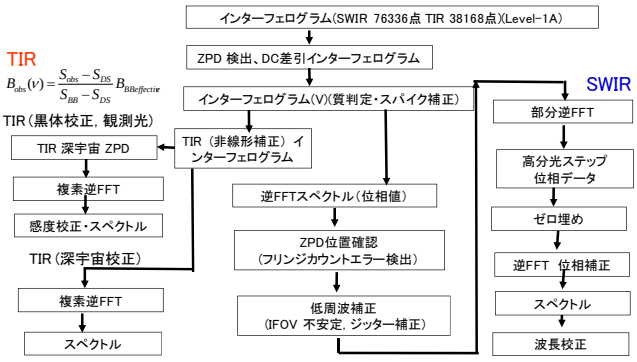
第８図　2009 年 2 月 7 日 TANSO-CAI で取得された画像



第９図　搭載単色レーザの出力（モデル計算値との比較）

5.3　レベル１処理

TANSO-FTS に関しては，第１０図に示すフローでスペクトルを導出する．打ち上げ後，位相補正の改良，データの質のフラグの追加，ポインティング機構の振動やフーリエ干渉計機構部動作にともなう口径触の補正，偏光を考慮した赤外感度校正の追加などのバージョンアップをおこなってきた．



第10図　TANSO-FTS レベル1処理フロー

5.4　特記事項

TANSO-FTS・CAI とも打ち上げ後１年を経て，概ね良好な運用を続けているが，特記事項として軌道上運用で発生した現象を述べる．

TANSO-FTS のポインティング機構は，２軸それぞれに搭載されたレゾルバを用いて制御し，その出力値をもとに地上観測点の導出を行うが，カメラデータとの比較により，レゾルバに最大数 km のオフセットがあることが確認されている．

また，ポインティング機構の静定不良データが一部みられるため，格子点観測のパターンの一部改訂や，不定期に格子点数をかえた運用を行っている．

FTS の光路長の基準であるサンプリングレーザ光路パスの光学アライメントが打ち上げ後徐々に変化し，サンプリング間隔がシフトしている．本変動にともないレーザの受信レベルも低下している．パス打ち上げ後１年現在，本シフト・受信レベル低下は収束にむかっている．

またレーザ受信レベルの低下にともない，インターフェログラムの光路差ゼロ（Zero Path Difference (ZPD)）位置が徐々にシフトし，所望の光路差が得られなくなるため，約３日毎に ZPD 位置のリセットを行っている．

また，拡散板表裏両面による太陽照度データ，RRV に代替校正，他の衛星データの比較から，TANSO-FTS・CAI と

も短波長において感度低下の可能性が示唆されている．また拡散板は常時露出している表面のバンド１波長での反射率の低下がみられている．感度低下に関しては，2010 年 2 月 28 日に実施予定の約１年ぶりに実施する月校正により確度の高い評価が可能である．

5.5 校正データ レベル１データとともに表４表に示すモデルをユーザに提供する．モデルは放射感度・スペクトル・幾何・偏光に大別される．使用方法については，アルゴリズム基準書（英文名 Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD)）に記載している．

表4表 ユーザへ提供するモデル

放射感度	FTS SWIR 感度校正係数
	FTS TIR 感度（偏光感度モデル）
	CAI 感度校正係数
	FTS-SWIR, CAI 感度補正係数
スペクトル	FTS ILSF （装置関数）
	FTS 波数補正係数
	CAI 分光感度
幾何	FTS 視線ベクトル
	CAI 視線ベクトル
偏光	FTS Mueller 行列

TANSO-FTS-SWIR，TANSO-CAI の放射感度は，打上前に積分球により値付けした感度校正したデータを提供しているが，前述したように，特にバンド１で経年変化がある可能性があるため，別途，打上後からの日数の関数として感度補正係数を提供する．ユーザはレベル１B データに，感度校正係数と感度補正係数を掛け合わせることにより分光放射輝度をもとめることができる. TANSO-FTS-TIR に関しては，TIR 波長域において，ポインティングミラーの反射率が偏光別に異なることおよびフーリエ干渉計機構部のビームスプリッタの偏光別透過率が異なることから，ポインティング機構の２軸の角度別に偏光別の感度を考慮して感度校正を行う必要がある．偏光感度モデルは ATBD に記載するが，TIR のレベル１B データは，偏光を考慮した校正後の分光放射輝度を提供する．

スペクトルモデルに関しては，TANSO-FTS の装置関数（Instrument Line Shape Function (ILSF)）を代表波数に関して提供する. 装置関数は, 波長, フーリエ干渉計の光路差, 画角，収差，光軸からのずれ，変調効率の光路依存性の関数であり，打上前に単色レーザにより得られた装置関数データをもとにモデルを構築し，波長別のデータを作成している．また前述のように，サンプリングレーザの光路パスのアライメント変動により，レベル１B データの波数間隔が変化するため，波数補正係数を打上後からの日数の関数として提供する．TANSO-CAI に関しては，光学系の分光透過率，バンドパスフィルタ，検出器の分光感度特性を考慮した打上前に作成した分光感度モデルを提供する．

FTS の視線ベクトルは，ポインティング機構の２軸の角度情報であるレゾルバテレメトリ出力，ポインティング機構の衛星基準座標に対する取り付け誤差情報を含んだモデルを提供する．前述のレゾルバのオフセットの補正情報を追加してユーザに提供することを現在検討している．CAI に関しては，各バンド各素子の視線ベクトルを，打上前にコリメータを用いて評価し，中心素子からの素子数の関数として，進行方向・クロストラック方向ともそれぞれ３次式で表現している．ユーザには，打上後地上基準点 (Ground Control Point (GCP)) を用いて３次式の係数を見直した値を提供している．

TANSO-FTS の偏光モデルとして，Mueller 行列（4×4）の形でユーザに提供する．Mueller 行列は，ポインティング機構の２軸の角度，ポインティングミラーのコーティングの位相, ポインティング機構の偏光別反射率の関数である．ユーザは，偏光を考慮した放射伝達モデルより導出したストークスパラメータの I,Q,U,V 成分を入力として，本 Mueller 行列をかけわせ，TANSO-FTS のバンド 1, 2, 3 の各 P ,S 成分をそれぞれ導出し，実際に観測された P, S の分光放射輝度と比較することができる．

6. まとめ

2009 年 2 月 7 日に初画像を取得以来, TANSO はほぼ 100% の運用を行っている．同年，7 月 30 日より定常観測に移行し，TANSO-FTS は約 180km の格子点観測・サングリント観測・ユーザ要求による検証点などの特定点観測を，CAI は日照側での観測を行い，データ提供を継続している．温室効果ガスの吸収排出量の導出には継続的な高精度な観測が必要であり，今後データ解析における更なるアルゴリズムの改良，校正・検証が必要となる．最後に，TANSO の開発にあたり，環境省，NIES，GOSAT サイエンスチーム，NEC 東芝スペースシステム㈱，ABB-BOMEM Inc.，AIST 計量標準総合センタ，米国ジェット推進研究所，コロラド州立大学，JAXA 技術研究本部の担当の方々に感謝する．

参 考 文 献

1) A. Kuze, H. Suto, M. Nakajima, and T. Hamazaki, " Thermal and near infrared sensor for carbon observation Fourier-transform spectrometer on the Greenhouse Gases Observing Satellite for greenhouse gases monitoring," *Appl. Opt*., vol. 48, pp. 6716-6733, Dec. 2009.
2) G. Vane, R. O. Green, T. G. Chrien, H. T. Denmark, E. G Hansen, W. M. Porter, “The airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS),” Remote Sens. Environ., vol. 44, no. 2-3, pp 127-143, May-Jun., 1993.)

静止大気・気象観測衛星計画

北　和之（茨城大理）、秋元　肇（酸性雨研究センター）、笠井康子（情報通信研究機構）、入江仁士（海洋研究開発機構）、大気化学研究会大気環境観測衛星検討会

アジアの新興国での経済活動の活発化に伴い、NO_x，CO，CO_2，エアロゾルなどの物質が大気中に多量に放出され、越境汚染により日本などに影響を及ぼしつつあることは夙に認識されており、その実態把握と影響予測が急務となっている。このような状況に対応して、大気化学研究会では 2006 年より大気環境観測衛星検討会(以下、検討会)を立上げ、静止衛星によるアジア域での大気汚染物質の観測の実現に向けた活動を行ってきた。検討会では科学要求検討チーム(SRT)とシミュレーション・感度解析チーム(S^3T)が両輪となって、大気環境衛星のめざす科学目標およびその実現に必要な観測要求の提案、およびその要求の実現可能性の定量的検討が行われてきた。

はじめ、静止大気観測衛星の実現については全く先が見えない状況であったが、検討会での２回のパンフレット作成などの活動と、JAXA 宇宙利用ミッション本部(以下 JAXA)で静止衛星による地球観測が模索され始めたことが相まって、2008 年末より JAXA による静止大気観測ミッション検討委員会が開かれ実現への第一歩が踏み出された。この委員会には、検討会の主要メンバーに加え、気象研究所、環境研究所、石油産業活性化センターおよび海上技術安全研究所といったデータ利用に関心のある研究所からの委員が加わり、当面の目標を JAXA によるミッション定義審査(MDR)を通過し静止大気観測衛星がプリプロジェクトとして正式に認められることとして、ユーザー要求・ミッション要求をまとめていった。はじめ MDR 審査は 2009 年春を目指していたが、政府の宇宙政策などに振り回され、ほぼ 1 年遅れの 2009 年末に行われることになったが、この間に JAXA によるセンサー検討や検討会 S^3T によるシミュレーションによる観測精度検討などが深められた。

委員会では、この衛星は JAXA 宇宙利用ミッション本部の計画であるため、科学は直接の目的とはされず、目的は「世界で未だ実現していない、静止軌道からのハイパースペクトルサウンダを用いた大気・気象観測の技術開発・技術実証を行なうこと」となった。検討会で議論された科学要求を実現するために、紫外～可視分光計と中間赤外 FTS がセンサーの候補として挙げられているが、後者は気象庁が次世代の気象衛星センサーとして検討しているハイパースペクトルサウンダと基本的に共通なものであることから、大気質と気象という 2 つの目的を持つ技術検証衛星という位置づけがなされた。大気質観測の目標は「東アジアの大気汚染の監視と理解」であり、そのためのユーザー要求としては、

(1) 東アジアの広域大気汚染、日本の大気汚染の実況解析と予測
(2) 東アジア地域スケールでの大気質の理解のため、オゾン･エアロゾル前駆気体の放出源分布と変動の把握
(3) 東アジア地域スケールでの大気質の理解のため、オゾン・エアロゾルの光化学生成・

消失過程と輸送過程の理解

(4) 東アジア及び周辺地域でのバイオマス燃焼や火山噴火など突発的現象の監視

を行うため、オゾン、NO2、CO、水蒸気、エアロゾル光学厚、HCHO などを観測対象とし、空間分解能 10×10km 程度、時間分解能 1 時間程度で、東アジアとその周辺をカバーする観測を行うことを目指している。

このように定義された静止大気・気象観測ミッションについて、2009 年 12 月に MDR が実施され無事に審査を通過した。関係の方々の努力に感謝したい。今後の予定としては、2010 年は主にセンサーの検討に注力し、来春(予定)のセンサープロジェクト準備審査(SRR)を経て、センサーのブレッドボードモデル(BBM)の製作と、いよいよ具体化していく予定である。順調に進めば、2013 年よりプロジェクトに昇格し、技術モデル(EM)・プレフライトモデル(PFM)の製作、平行して地上系とスペクトルデータ解析システムの作成を進め、早ければ 2018 年初頭の打ち上げという青写真を描いている。しかし、それまでの道のりは長く、センサーおよびデータ処理アルゴリズムの開発も決して簡単ではない。これまで以上に研究者による強力な支持・支援そして参加が必要になると思われる。

最後に海外の状況について簡単に触れておく。昨年 12 月の AGU fall meeting では静止衛星による大気環境観測に関するセッションが開かれ、国際的なワークショップが持たれた。ヨーロッパでは EUMETSAT が中心の MTG (Meteosat Third Generation)に、我々と同様に大気質と気象のセンサーである UVS(紫外分光)および IRS(赤外分光)の搭載が予定されていて、すでに検討が進んでいる。順調に進めばやはり 2018 年ころ打ち上げの予定である。アメリカでは、大気質のセンサーと海色のセンサーを搭載する Geo-CAPE 計画があるが、具体的にはまだこれからといった状況である。アジアでは、韓国が UV の大気質センサーを静止衛星に搭載する計画がある。先のワークショップを契機に、Position paper を共同で出そうなど、国際協調の動きも始まったところである。

静止衛星による大気質観測：測器検討概要と海外の検討状況

笠井康子（情報通信研究機構）、北　和之（茨城大理）、入江仁士(JAMSTEC)、秋元　肇（酸性雨研究センター）

近年、アジア・オセアニア地域の急速な経済発展に伴い、化石燃料の燃焼に伴う大気汚染物質の放出量が増大し、我が国を含む広範囲の地域の環境への影響が懸念されている。オキシダント濃度は環境基準を超過、光化学スモッグ頻度も増加中であることが報告され、特に健康被害や農作物への影響は深刻である。静止環境観測衛星は日本を含む東アジア領域における大気質の監視と理解を目的としたものである。具体的には以下の４つのターゲットがある。

1. 東アジアの広域大気汚染、日本の大気汚染の実況解析と予測
2. 東アジア地域スケールでの大気質の理解のため、オゾン･エアロゾル前駆気体の放出源分布と変動の把握
3. 東アジア地域スケールでの大気質の理解のため、オゾン・エアロゾルの光化学生成・消失過程と輸送過程の理解
4. 東アジア及び周辺地域でのバイオマス燃焼や火山噴火など突発的現象の監視

である。表１に観測科学要求をまとめた。

静止環境観測衛星の意義・経緯・現状などは、このひとつ前の発表である北らの原稿に示されているので、ここでは省略し、センサ検討状況について示す。

表１：静止衛星観測の科学要求

Scientific Requirement

unit: molecules/cm^2

Domains	Ave. in East Asia	Polluted Urban	Requirement for precision
O_3	1.1 x 10^{18} (in BL: 0.3 x 10^{18})	1.9 x 10^{18} (in BL: 0.3 x 10^{18})	10%
NO_2	7.3 x 10^{14} (in BL: 4.1 x 10^{14})	6.0 x 10^{16} (in BL: 4.7 x 10^{15})	10%
CO	2.5 x 10^{18} (in BL: 0.9 x 10^{18})	5.3 x 10^{18} (in BL: 1.9 x 10^{15})	10%
HCHO	3.2 x 10^{15} (in BL: 1.7 x 10^{15})	1.2 x 10^{16} (in BL: 7.4 x 10^{15})	25%
HNO_3	3.3 x 10^{15} (in BL: 1.5 x 10^{15})	1.4 x 10^{16} (in BL: 5.7 x 10^{15})	25%

Resolution (FOV)	4 x 4 km (IR, UV/VIS) 15% clear sky
Covered Region	4000km^2
Time Frequency	1-2 hours/4000km^2 map

センサ検討状況：

表１に示した科学要求に対して装置限界とのトレードオフ研究を実施した。現在、センサの候補は

1)　赤外イメージング分光計

2)　可視紫外イメージング分光計

の二つである。フィージビリティ研究に用いた観測ジオメトリを図２に示す。

図１：シミュレーションの用いた観測ジオメトリ

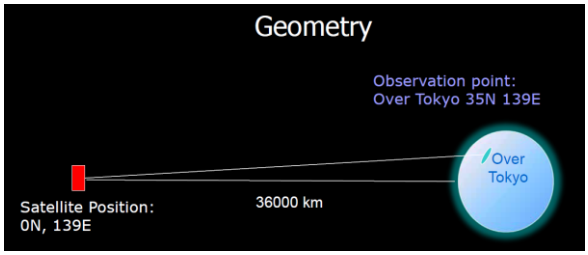
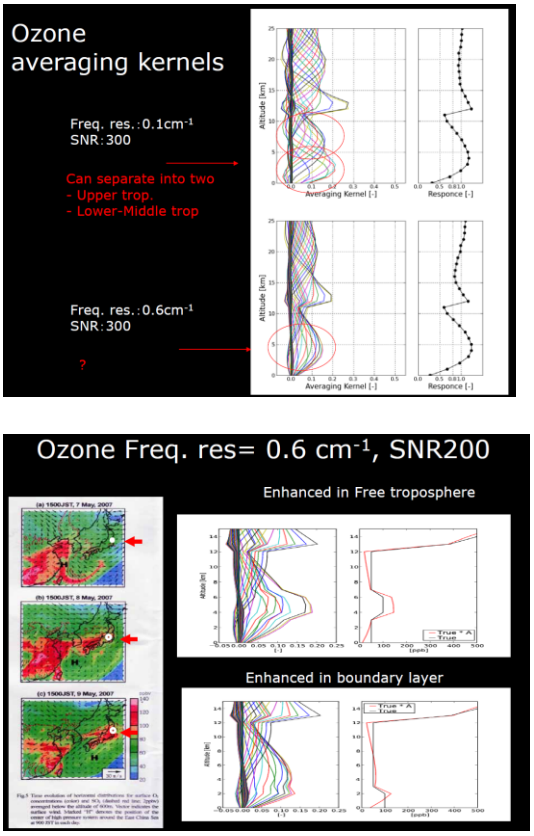


図２（上段）に検討の一例として、赤外オゾン観測のアベレージングカーネルを示す。0.1 cm^{-1} の周波数分解能では対流圏オゾンを２層に分離出来るが、0.6cm^{-1} の分解能では困難なことが分かる。しかし、図２（下段）に示した通り、実際にオゾンが増加したシナリオを仮定した場合（黒線：真値）、中部対流圏においても境界層においても部分カラム量として増大が確認できている（赤線：衛星観測値）。

図２：赤外オゾン観測のアベレージングカーネル



これらのフィージビリティ研究を可視紫外イメージング分光計と赤外イメージング分光計に対して行った。図３にこれらのフィージビリティ研究の結果により提案されるセンサ性能要求を示す。

海外検討状況： 2009 年 12 月に開催された AGU 2009 fall meeting では静止衛星による大気成分観測の特別セッションを開催した。私もオーガナイザーの一人として参加した。ここでは日韓米欧からの参加者が集い、活発な議論が行われた。また、この機会を用いて国際連携の枠組みを強化するため、静止大気質観測衛星コミッティミーティングも別途行われ、Position paper を共同で出すことで合意した。

米国では、大気質のと海色を観測する Geo-CAPE 計画があるが、現実的な打ち上げの見通しは立っていない。一方、欧州では ESA と欧州気象局が協力し、EUMETSAT/MTG (Meteosat Third Generation)において、大気質・気象観測センサの開発検討が進められている。打ち上げ予定は 2018 年である。

アジアでは、日本のほか、韓国において UV の大気質センサーの検討が進められている。

図３：センサスペック要求

SUMMAY
Proposed Parameters of Geostationary Sensors

	UV/VIS	Thermal IR
First Priority Target Species	O_3, NO_2, HCHO	O_3 (upper/lower Trop.) CO, HNO_3
Meteorological Parameter	Irradiance	H_2O, CO_2 (Temp.) Radiance Temp.
Aerosol	AOD	----
Diurnal Observation	Daytime only	Day and Night
Spectral Domain	280–600 nm [753–784 nm (O_2-A)]	700–1200 cm^{-1} 1600–2200 cm^{-1}
Spectral Resolution	< 0.6 nm [< 0.12 nm (O_2-A)]	0.6 cm^{-1}

CO_2 濃度・風・気温の鉛直分布同時測定ライダーの開発

長澤親生、阿保　真、柴田泰邦（首都大学東京システムデザイン研究科）
永井智広、中里真久、酒井　哲（気象研）、塚本　誠、誉田高行（英弘精機）

１．はじめに

全球大気中の CO_2 濃度分布を推定する数値モデル（インバース法、逆解法）の拘束条件として実際の CO_2 濃度の高度分布の情報が重要であるにもかかわらず、主に商用航空機や高地観測所で行われている観測結果が利用されているに過ぎない。商用航空機による観測は、下層の観測や注目する高度における連続観測が難しく、また高地観測は高度方向の観測が固定点に限られるため、モデルの拘束条件としては不十分である。

我々は、2007 年に波長 1.6μm のレーザーを用いた CO_2-DIAL の開発に成功した(Sakaizawa et al.2009)。この技術を更に高精度化し、CO_2 の濃度測定精度 0.3%を目標として 2008 年度から次世代の CO_2-DIAL の開発に着手している。高精度の CO_2 鉛直濃度分布測定を実現するためには、気温と気圧の鉛直分布の同時測定が不可欠である。更に、本研究はこれらの測定に風向・風速を加えた新たなライダー技術の開発を目指すものである。

２．次世代システムの概要

次世代 CO_2-DIAL も鉛直 CO_2 濃度分布観測での優位性から、2μm 帯のコヒーレント方式ではなく、引き続き 1.6μm 帯の波長を利用した直接検波方式の差分吸収法ライダー（DIAL）をベースにする。CO_2 濃度の測定に使用する CO_2 分子の吸収線スペクトル形状(吸収線中心の強度や線幅）は、気温・気圧によって変動するが、気圧による吸収強度の変化が小さい波長（気圧不動点 λ_T）が存在するので、CO_2 濃度の測定の際、吸収線の中心波長 λ_p と裾（吸収の少ない波長 λ_{off}）に加え、この気圧不動点の波長を追加し、他の波長と強度を比較することで気温の測定が可能である。（図１）

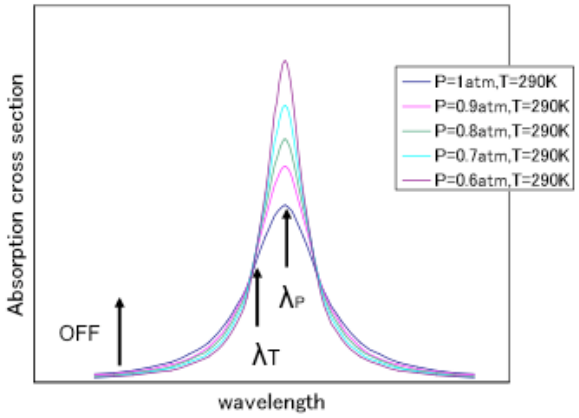


図１　各測定波長

さらに、この CO_2 濃度の観測では、使用する CO_2 の吸収線幅が非常に狭いことから、レーザーの波長同調の精度は高精度であることが求められる。この波長同調精度は、散乱体が大気の流れ、すなわち風とともに移動することから発生する散乱光のドップラーシフト量に比べて十分に良いことから、受信した波長のドップラーシフトを検出することで風速を測定すること

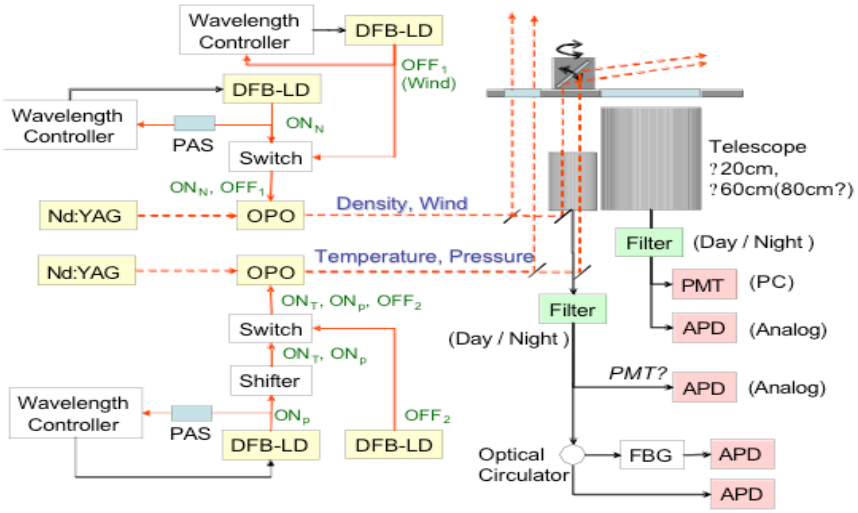


図２　CO_2 濃度・風・気温の鉛直分布同時測定ライダーのブロック図

もできる。

本研究では、十分に安定したエッジフィルターを用い、エッジフィルターを通過させた受信光の強度が、波長の変化に従い増減することを利用して波長変化を検出するインコヒーレントドップラー方式を用いる。図２に全システムのブロック図を示す。

３．送信部の開発

技術的な開発要素として、送信部においては、波長幅が非常に狭い CO_2 の吸収線にレーザーの発振波長を同調させる技術とその同調の安定化、レーザーの高出力化等の技術開発がある。上記のような送信レーザーの特徴を実現するために、これまで使われてきた OPO(Optical Parametric Oscillator)方式から疑似位相整合結晶の特徴を十分考慮した OPG(Optical Parametric Generator)方式およびこれに OPA を付加する方式に開発目標を変更した。この方式により極めて容易に波長の同調が可能になった。

2007 年に開発した 1.6μm DIAL でのレーザー出力は 10mJ@200Hz(2W)であったのに対しその５倍である 20mJ@500Hz (10W)の実現を目指す。目標とするレーザーの諸元を表１に示す。

表１　レーザーの諸元

	Primitive	Next generation
Laser wavelength	1.6μm	1.6μm
Laser energy	5 mJ /pulse	30 mJ /pulse
Pulse repetition rate	100 Hz	400x2 Hz
Frequency stability	+-40MHz	+-5MHz
Telescope aperture	35cm	60cm
Filter bandwidth	10nm	0.5nm
Quantum efficiency	2.5 %	8%

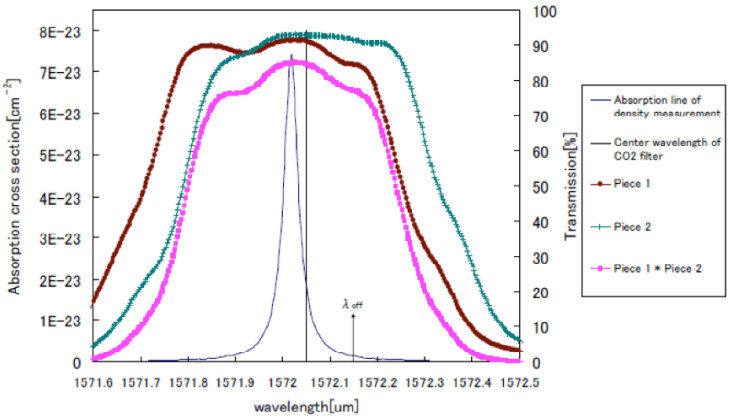


図３　昼間観測用狭帯域フィルターの透過曲線

４．昼間観測

受信部においては、CO_2 濃度と気温についての鉛直方向の観測では、昼夜を問わない観測を目指すため、昼間の背景光を軽減する目的で半値幅が 0.5nm の狭帯域フィルターを用いた。図３に重ねて用いた２枚のフィルターの透過曲線を示す。

このフィルターを用いて、2010 年 2 月 23 日の背景光強度が強い午後１時過ぎに昼間観測実験を行った。レーザーの出力は、0.6mJ、繰り返しは 400Hz、受信鏡の直径は 35cm、PMT の量子効率は、2.5%のものを用いた。受信鏡の向きは垂直上方である。図４に受信した信号例を示す。積算時間は約 5 分、高度分解能は 7.5m である。1.6μm 帯

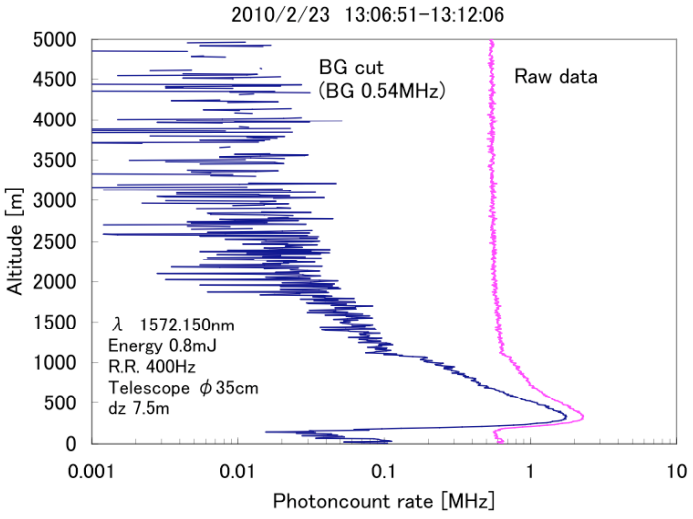


図４　昼間の受信信号例

可視領域に比べて、太陽光の背景光強度が大きく減少する上、この２枚重ねのフィルターを用いることにより、十分に光子計数モードでの観測が可能なことが分かった。

５．まとめ

本研究では、地球温暖化の理解・予測のために必要とされている CO_2 濃度の鉛直分布の観測について、高精度で連続観測が可能で実用的な DIAL を、開発することを目指している。今回は、新しい OPG 方式の送信レーザーと昼間観測の実現性を示す報告を行った。DIAL による観測は、鉛直分布を連続して観測することが可能という点で、航空機観測などでは得られないデータが得られ、地球温暖化に関する研究をより推進することになる。

謝辞

本研究は科学技術振興機構「先端計測分析技術・機器開発事業」により行われている。

参考文献

D. Sakaizawa, C. Nagasawa, T. Nagai, M. Abo, Y. Shibata, M. Nakazato, T. Sakai, Development of a 1.6 um differential absorption lidar with a quasi phase matching OPO and photon-counting detector for the vertical CO2 profile, Applied Optics, 48(4), 748, 2009

1.3-GHz ウィンドプロファイラ及び TRMM 降雨レーダー観測による海洋大陸における地域的降水日変化

田畑悦和 [1], 橋口浩之 [1], 山本真之 [1], 山本衛 [1], 山中大学 [2], 森修一 [2],
Fadli Syamsudin[3], Timbul Manik[4]
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

降水は潜熱加熱を通して対流圏を加熱・冷却させる役割を持つ。特に海洋大陸は世界有数の多雨地域で大気大循環の駆動源の役割を果たしている（Ramage, 1968）。その海洋大陸では降水日変化が卓越しており、陸域では夕方に、陸の周辺の海域では未明から朝方にかけて対流活動がピークに達する（Nitta and Sekine, 1994）。熱帯降雨観測衛星（TRMM）搭載降雨レーダーは赤道域における降水を誤差を小さくモニタリングすることを目指している。TRMM 衛星は降水日変化の水平分布を調べるのに優れているが、サンプル数により統計解析の制限がある（Negri et al., 2001）。統計的に降水日変化を調べるには地上における長期連続観測のデータを用いることがより適している。1990 年代よりこれまで観測が疎であったインドネシアにおいて WPR を用いた観測的研究が始まった。Renggono et al. (2001) はスマトラ島のブキティンギおよびジャワ島スル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 (Fig. 1)。本研究ではこの WPR 観測ネットワークのデータを用いてそれぞれの地点の降水日変化を調べた。さらに、その結果を TRMM による観測結果と比較した。

2 使用データ及び解析手法

2.1 ウィンドプロファイラおよび雨量計

ポンティアナ・マナド・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。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 type、Mix stratiform/convective、 Stratiformの4種類に降水雲タイプの分類を行った。そして、それぞれの降水雲タイプ別に1時間毎の降水量日変化および降水頻度の日変化を求めた。また、降水量ピークが有意であるかを判別するためにサンプリングエラーとして、$\sigma/\sqrt{n}$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$\sigma/\sqrt{n}$を算出した。降水日変化のより詳細な水平分布の情報を得るために同期間の2A25データを用いた。2A25データは軌道データでそれぞれのフットプリントごとに時間と降水量の情報が含まれ、2A23により降水雲タイプの情報が得られる。本研究では適当な水平グリッドを設定し、グリッドごとに1時間毎の降水日変化を調べた。グリッドのサイズは$0.1^\circ \times 0.1^\circ$とした。このサイズはHirose et al.(2008)に習い、フットプリントサンプル数が最小のグリッドで統計的に1回の降雨が平均降水量を決めないように設定した。さらに降水量日変化として求められた1時間毎の24データの合計を1日平均降水量とし、雨量計による観測結果とWPRによる観測結果を比較した。

3 解析結果

3.1 WPRおよび雨量計観測による降水日変化

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

図2(c)にマナドにおける雨量計とWPRによる降水雲別降水量日変化を示す。12-23LTの降水が多く、全体の68パーセントを占める。さらに降水量ピークが13-14LTにあり、深い対流性・および対流/層状混合の寄与が大きい。この時間の降水量ピークは縦線で示したエラーバーから有意であると言える。ここまでの点ではポンティアナと似ているが、その後の降水の傾向に違いがある。図2(d)に降水雲別降水頻度日変化を示す。層状性降水

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

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

3.2 TRMM 観測よる降水日変化

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

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

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

3G68 を用いて午後の降水量ピークが表れなかったのは WPR サイトを含むグリッドボックスのうち海洋が大きな割合を占めるためと考えられる。その特徴をとらえるには 2A25 データが必要である。熱帯における降水日変化は一般に昼間の陸面加熱により、陸域で昼すぎから夕方にかけての降水ピークがあると言われている。ポンティアナはその典型例で

あった。しかし、数十 km となる半島の先端や島では真昼に降水量のピークがあり夕方には降水量が少なくなる。

3.3 TRMM 観測と雨量計観測の比較

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

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

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

4 まとめ

ポンティアナ・マナド・ビアクの WPR と雨量計を用いてそれぞれの地点における降水日変化を調べた。ポンティアナは海洋大陸における典型的な陸域の降水日変化の特徴を持っていた。すなわち昼すぎから夕方にかけて降水が卓越し、対流性降雨から層状性降雨への移行が明瞭であった。一方でビアクとマナドはポンティアナとは違い、真昼に対流性降水による降水ピークが表れて夕方まで続かない。対流性から層状性降水への移行は明瞭ではない。この特徴は熱帯において水平スケール数十キロメートルの島に良く見られる特徴である。1998–2008 年の 11 年間の TRMM データを用いて WPR サイトにおける降水日変化を調べた。まず 3G68 データを用いて調べたが、ポンティアナにおいては WPR と雨量計観測による結果と定性的に合致していた。しかし、マナドとビアクにおいては午後の降水ピークが表れておらず、3G68 データが降水日変化を定性的に表しているとは言えない。3G68 データがマナドとビアクにおいて降水日変化を定量的に表さなかったのは水平分解能が低いためであった。より水平分解能が高い降雨レーダー（2A25）データを用いて降水日変化を調べたところマナド・ビアクともに日中の降水量ピークが明瞭に表れた。この結果は 11 年間分の 2A25 データを用いることにより熱帯における降水を細かい特徴まで定性的に俯瞰できることを意味する。しかし、TRMM 観測は統計的に雨量計観測よりも対流性降雨に関しては 2 分の 1 から 3 分の 1 程度であるなど、TRMM 観測と雨量計観測

の間には定量的な差が存在する。現在のTRMM降雨レーダーによる降水強度推定アルゴリズム（Version 6）では降水量を過小評価することが現在直面している課題であり、それを解決すべく現在開発中の降雨強度推定アルゴリズム（Version 7）の完成が望まれる。

参考文献

Gray, W. M., and R. W. Jacobson Jr., 1977, Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon. Wea. Rev., 105, 1171–1188.

Hirose, M, R. Oki, S. Shimizu, M. Kachi, and T. Higashiuwatoko, 2008: Finescale diurnal rainfall statistics refined from eight years of TRMM PR data, J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 544–461.

Liberti, G. L., F. Cheruy, and M. Desbois, 2001, Land effect on the diurnal cycle of clouds over the TOGA COARE area, as observed from GMS IR data. Mon. Wea. Rev., 129, 1500–1517.

Negri, A. J., T. L. Bell, and L. Xu, 2002, Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM. J. Atmos. Oceanic Technol., 19, 1333–1344.

Nitta, Ts., and S. Sekine, Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 72, 627–641, 1994.

Ramage, C. S., 1968, Role of a tropical "maritime continent" in the atmospheric circulation. Mon. Wea. Rev., 96, 365–370.

Renggono, F., H. Hashiguchi, S. Fukao, M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, N. Okamoto, F. Murata, S. W. B. Harijono, M. Kudsy, M. Kartasasmita, and G. Ibrahim: 2001, Precipitating clouds observed by 1.3-GHz L-band boundary layer radars in equatorial Indonesia, Ann. Geophys., 19, pp. 889–897.

Williams, C. R., W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1995, Classification of precipitating clouds in the Tropics using 915-MHz wind profilers. J. Atmos. Oceanic Technol., 12, 996–1012.

Yamanaka, M.D., H. Hashiguchi, S. Mori, P. Wu, F. Syamsudin, T. Manik, Hamada J.-I., M.K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, W. Setiawan, B. Tejasukmana, Y.S. Djajadihardja, and J.T. Anggadiredja, 2008, HARIMAU radar-profiler network over the Indonesian maritime continent: A GEOSS early achievement for hydrological cycle and disaster prevention. J. Disaster Res., 3, 78–88.

岡本謙一, 重尚一,2008, 熱帯降雨観測衛星搭載降雨レーダの研究開発とその観測成果, 電子情報通信学会論文誌

図

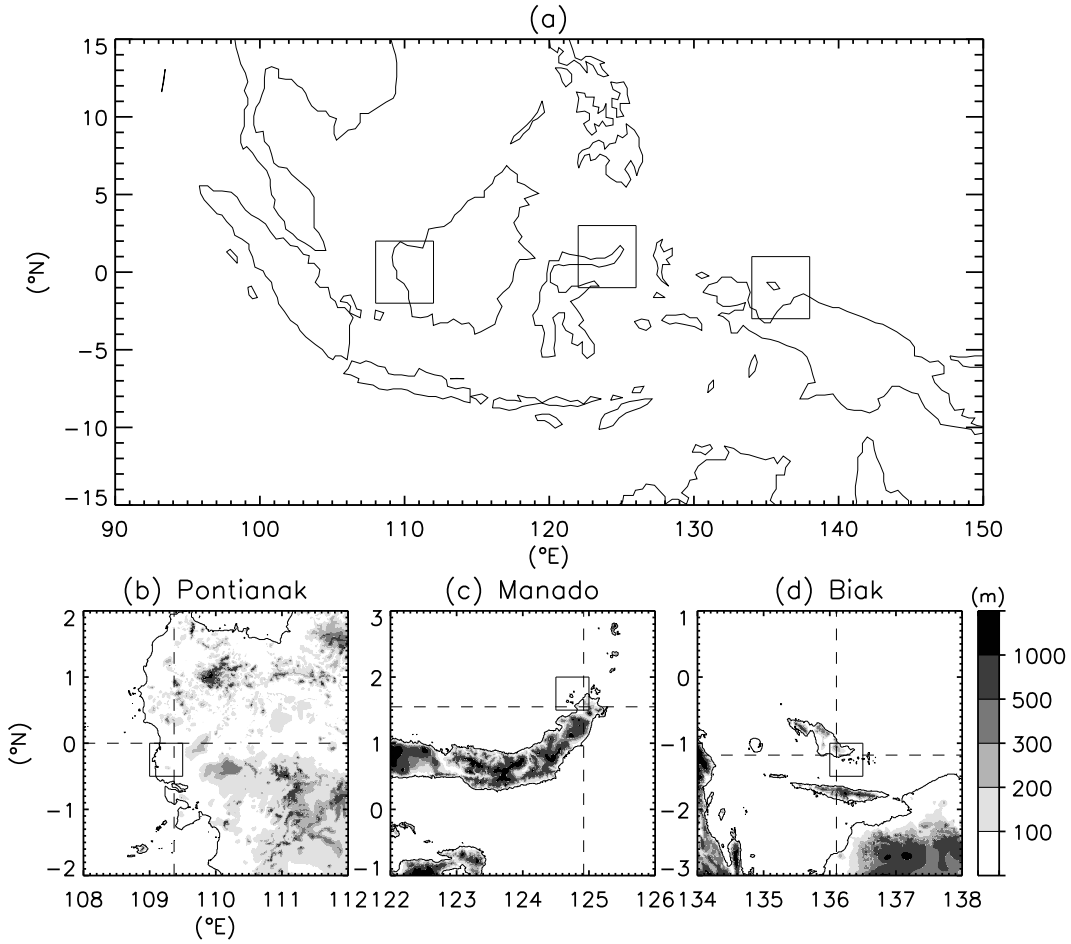


図 1: (a) 海洋大陸の地図。(b)・(c)・(d)「海大陸レーダーネットワーク構築」よって新たに設置されたポンティアナ・マナド・ビアクの WPR 周辺の地形。(a) の正方形は左からそれぞれ (b)・(c)・(d) に表される領域を示す。(b)・(c)・(d) の正方形は TRMM3G68 データの WPR サイトを含むグリッドを示す。

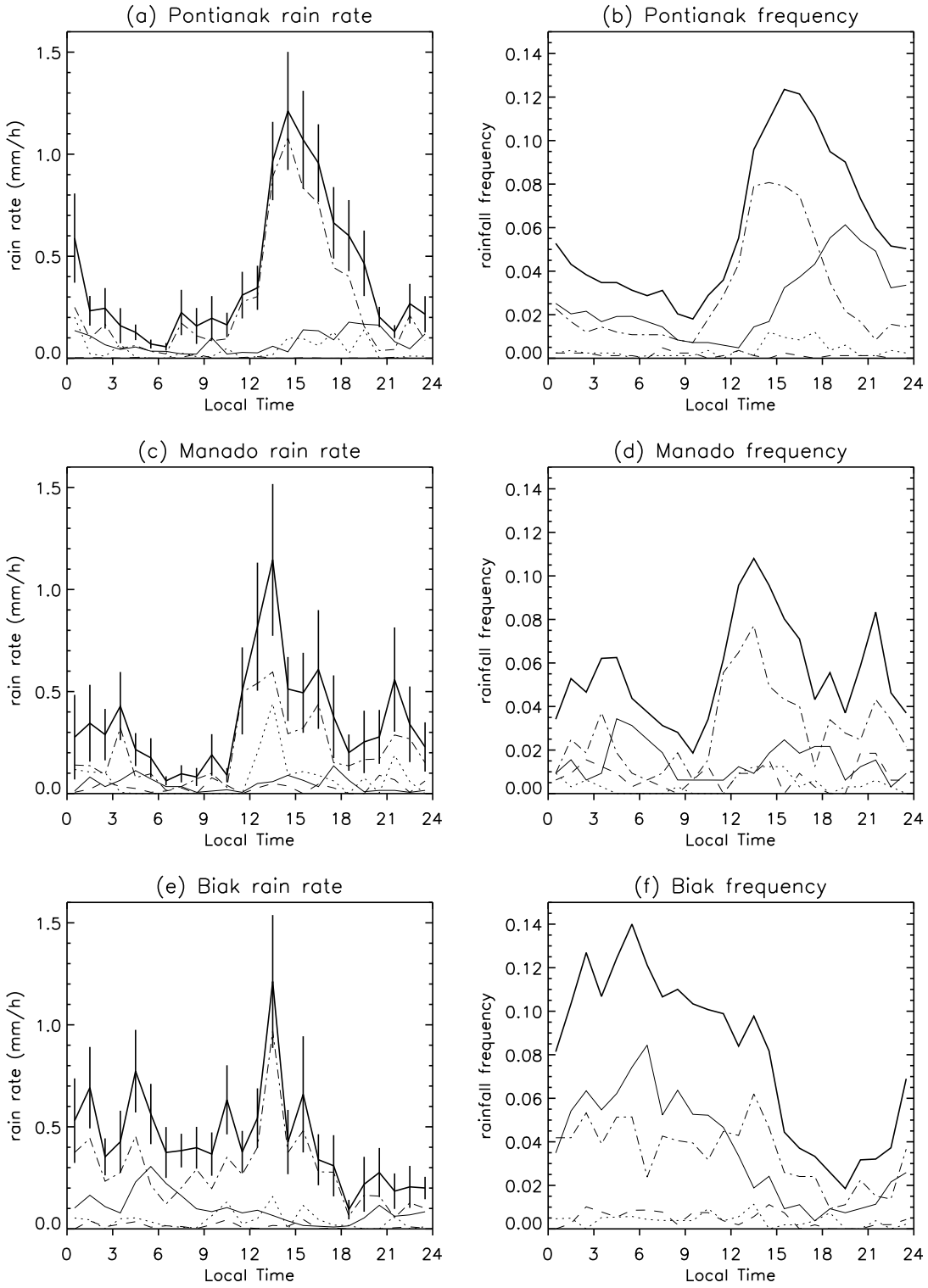


図 2: ポンティアナ・マナド・およびビアクにおいて WPR と雨量計による降水量日変化及び降水頻度の日変化。太い実線が総降水量、細い実線が Stratiform、点線が mixed stratiform/convective、破線が shallow convective、一点破線は deep convective を表す。縦線は総降水量に対して $\sigma/\sqrt{n}$ で定義したサンプリングエラーである。

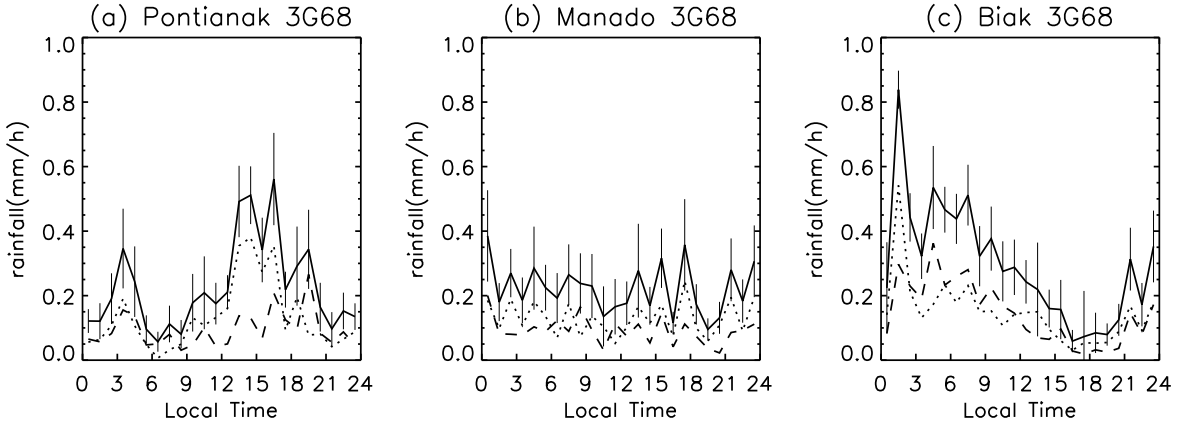


図 3: (a) ポンティアナ、(b) マナド、および (c) ビアクにおける TRMM3G68 による降水量日変化。実線が総降水量、点線が対流性降雨、破線が対流性降雨を表す。縦線は総降水量に対して $\sigma/\sqrt{n}$ で定義したサンプリングエラーである。

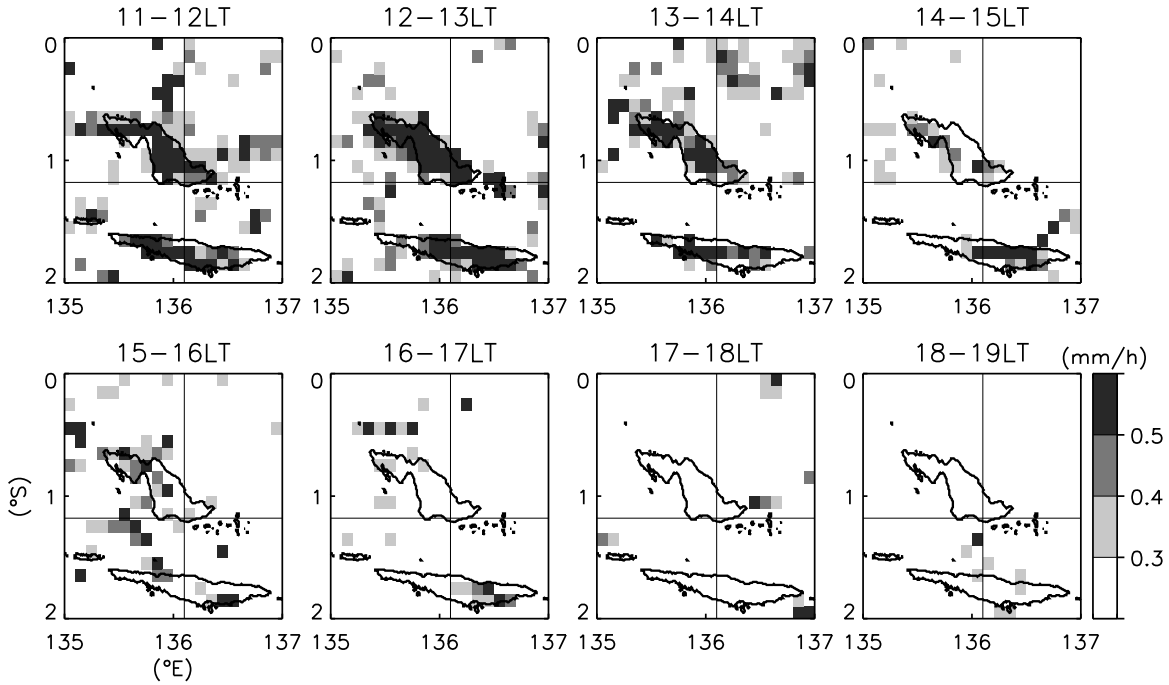


図 4: ビアク周辺における TRMM2A25 データによる 11 時から 19 時まで 1 時間毎の降水量のコンポジット。

熱帯対流圏界面付近における東西非一様な温度構造の特性について

西本 絵梨子, 塩谷 雅人
京都大学 生存圏研究所

1. はじめに

熱帯域は積雲対流活動が活発であり,積雲対流からの潜熱加熱を励起源として大規模な大気構造が形成される. Gill (1980)は浅水系モデルを用いた数値実験によって熱源応答により形成される特徴的な大気構造(Matsuno-Gillパターン)を示した.これはロスビー波とケルビン波を重ね合わせた馬蹄形状の構造をしている. 実際に対流圏界面付近における8年間のヨーロッパ中期予報センター解析データの風の場をもちいたDunkerton (1995)による解析によって, 北半球夏季にアジアモンスーン域でMatsuno-Gillパターンとして理解される特徴のある循環構造が対流圏界面付近で見られ,さらに下部成層圏まで入り込んでいることがわかっている.またこの循環構造は,Park et al. (2007)のAura/MLSの衛星データを用いた解析からオゾンなどの大気微量物質の上部対流圏・下部成層圏での分布に関係していると考えられている. 北半球冬季には下部成層圏水蒸気濃度を説明できるぐらいに低温となる馬蹄形状の領域が西太平洋域において定在的に分布している(e.g., Newell and Gould-Stewart 1981). Hatsushika and Yamazaki (2003)は流線解析モデルを用いた実験によって, この低温域を通過する空気塊が脱水をされることで下部成層圏の水蒸気濃度が決定されると考えられることを示した. このように対流圏界面付近でみられる馬蹄形構造の理解は成層圏対流圏物質交換の観点から重要であるが,その時間特性については季節単位で持続する準定在的な現象としての理解や, 季節内周期振動に伴なう比較的短期間での現象として理解(Eguchi and Shiotani 2004)まで, 様々な理解が存在している. 本発表では, 対流圏界面付近の馬蹄形温度構造の時空間特性と,その対流活動との関係に注目して解析した結果について報告する.

2. データ

対流圏界面付近の温度データとして100hPa におけるヨーロッパ中期予報センター再解析データ(ERA-40)を,対流活動の指標としてNOAA/OLR データを用いた.それぞれ1979年1月から2002年8月の期間における日平均データを使用した. また, 対流活動はエルニーニョ・南方振動(ENSO)の影響を受けて年々変動していると考えられるので,ENSOの指標として南方振動指数を用いた.

3. 解析結果

3.1. 熱帯対流圏界面付近での水平温度構造

図 1 に 2, 5, 8, 11 月における熱帯対流圏界面付近(100hPa)での 23 年平均した温度の水平分布と対流活動(OLR)の分布を示す. 東西平均温度は熱帯域が冷温偏差で高緯度に向かって高温偏差となっているが, 全ての季節においてインド洋から中部太平洋にかけて東西非一様な温度分布をしていて, 赤道上の低温がその西に位置する相対的な高温偏差を南北に取り囲むように伸びた馬蹄形状となっている. この馬蹄形状の温度構造は北半球夏季と北半球冬季にあたる 8 月と 2 月に特に顕著に見られる. またインド洋から西太平洋域において 5 月と 11 月は赤道付近で対流活動が活発なのにたいして, 8 月には赤道よりも北半球寄りのアジアモンスーン域, 2 月には南半球寄りの西太平洋域で対流活動が活発である. 以上のことからこれら馬蹄形温度構造は Gill (1980)で示された Matsuno-Gill パターンであり,5 月と 11 月は 非断熱熱源が赤道対称に配置された場合, 2 月と 8 月は赤道非対称に配置された場合の形状であると考えられる.

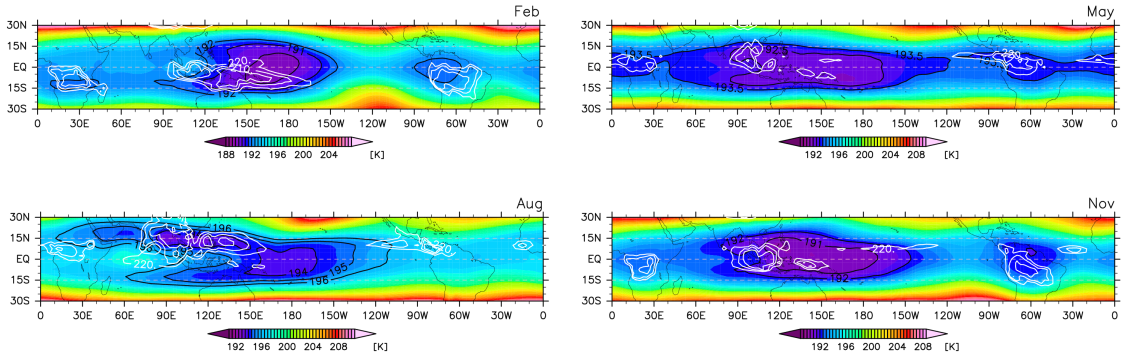


図 1:23 年平均した 100hPa における水平温度分布(K, カラートーンと黒色コンター)と OLR の分布(W/m², 白色コンター. ただし 220W/m² 以下のみを描いている). (左上)2 月, (右上)5 月, (左下)8 月, (右下)11 月.

3.2. 指標値の定義

馬蹄形温度構造の特徴を踏まえて, 指標値 HorseShoe Index (HSI)と Zonal gradient of Temperture index (Tgrad)を定義する. HSI は赤道域と中緯度の間の南北温度差に着目した指標値であり, 負の値をとる時 Matsuno-Gill パターンの特にロスビー波応答部分の強度を示唆していると考えられ, 以下の式で定義する. ここで, λ は経度を示し, T(10N-15N)または T(10S-15S)は北緯 10° から北緯 15° または南緯 10° から南緯 15° での緯度平均温度を示し, Teq は赤道での温度を示す.

$$\mathrm{HSI}(\lambda) = \frac{\mathrm{T}(10\mathrm{N}-15\mathrm{N}) + \mathrm{T}(10\mathrm{S}-15\mathrm{S})}{2} - \mathrm{Teq}$$

Tgrad は赤道上での東西温度差に着目した指標値であり, 特にケルビン波応答部分の強度を示唆していると考えられ, 以下の式で定義する.

$$\mathrm{Tgrad}(\lambda) = \mathrm{Teq}(\lambda + 10) - \mathrm{Teq}(\lambda - 10)$$

これら二つの指標値はすべての経度で定義される．HSI が負の値をとる経度域と Tgrad が負の値をとる経度域が近傍にあるとき，冷温偏差の水平分布は馬蹄形であると考えられる．

また，ある期間における指標値の代表値として，HSI の経度最小値を HSI の代表値，HSI 代表値の経度から，それよりも西に 10° 東に 30° の範囲での Tgrad の最小値を Tgrad の代表値とする．また，馬蹄形温度構造と対流活動との関係を調べるために，OLR の代表値を HSI 代表値の経度からそれよりも西に 10° 東に 60° の範囲で，北緯 20° から南緯 20° で緯度平均した OLR の最小値として定義する．

3.3. 季節変動

HSI と Tgrad の季節変化について経度-時間断面のグラフ(図 2)を示す．両指標値共に北半球夏季と冬季に，それぞれ活発な対流活動がみられるインド洋付近と西太平洋付近で顕著な極小値を取ることがわかる．これは図 1 でみた特徴とも一致している．HSI については北半球夏季のほうが北半球冬季よりも負の値をとる経度幅が広く，極小値の絶対値も大きい．Tgrad の極小値の大きさは両季節ともほぼ同じである．季節内で Tgrad が極小値をとるのは北半球夏季は 7 月，北半球冬季は 12 月であるが，HSI は Tgrad よりも数ヶ月遅く，それぞれ 8 月と 2 月である．

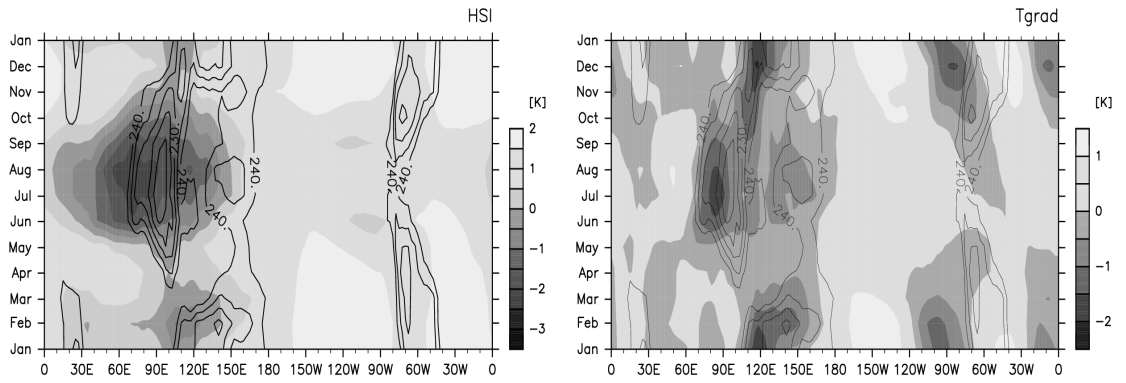


図 2:23 年平均した(左)HSI(K)，(右)Tgrad(K)の経度時間断面．等値線は 240W/m² 以下の OLR を示す．

3.4. 移動性擾乱・年々変動

ケルビン波と季節内周期振動(IntraSeasonal Oscillation; ISO)は熱帯対流圏界面において大きな振幅をもち，しばしば対流活動をともなっている(Suzuki and Shiotani 2005)．このことからこれらの移動性擾乱が馬蹄形温度構造に影響を与えると考えられるため，これらの成分を取り出すために各データにフィルタをほどこした．赤道ケルビン波成分として周期 10～20 日の東進波領域を，ISO 成分として周期 20～80 日の東進波

領域を抽出した．また，ENSO に代表されるような年々変動成分を抽出するために 365 日のローパスフィルターをほどこした．

まず，馬蹄形温度構造の変動についていつどの時間スケールの成分が寄与しているか調べるために，ケルビン波，ISO，年々変動，それぞれの成分で取り出した日平均データ 23 年分を用いて各月における HSI の代表値と Tgrad の代表値の相関係数を計算した(図 3)．またその変動への対流活動の寄与を調べるために，OLR の代表値と HSI の代表値の相関係数についても同様に計算した(図 4)．HSI と Tgrad の間にはどの時間スケールにおいても相関関係が見られるが，年々変動成分については特に北半球冬季に寄与が大きく北半球夏季に弱まることがわかる．OLR と HSI との間には北半球夏季にはどの時間スケールにおいても相関係数が低いが，北半球冬季は ISO と年々変動の成分で相関関係が見られる．この ISO 成分での変動には，北半球冬季に顕著に見られる約 40～60 日周期で対流活動を伴なって東進するマッデン・ジュリアン振動(Madden and Julian 1972)が寄与していると考えられる．また年々変動には ENSO が関与していると考えられる．そこで SOI と HSI の 12～4 月における各年の 5 ヶ月平均データの代表値との相関係数を計算すると，相関係数-0.66 と相関関係が見られた．このことから，ENSO に伴なう対流活動の変動が馬蹄形温度構造の変動に寄与していると考えられる．

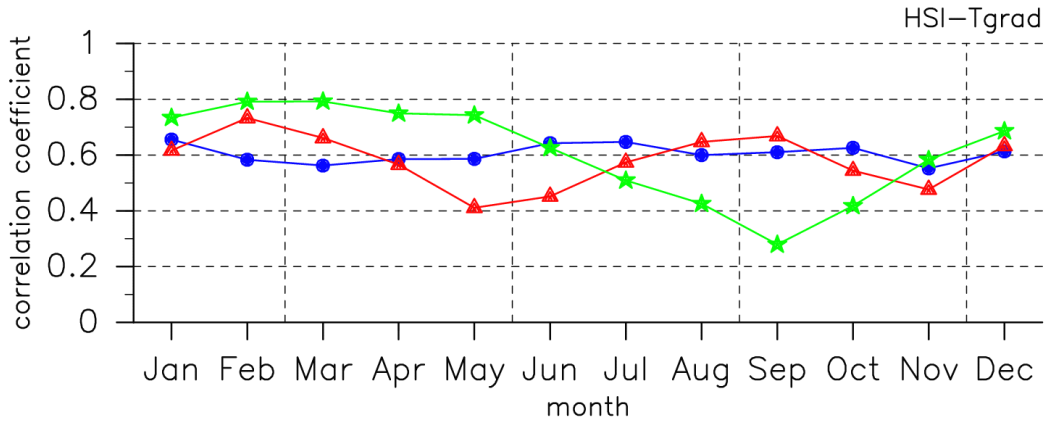


図 3：23 年分の日平均データから計算した各月における HSI と Tgrad の相関係数．縦軸は相関係数，横軸は月を示す．星印，三角印，丸印はそれぞれ年々変動，ケルビン波，季節内周期振動の成分での値を示す．

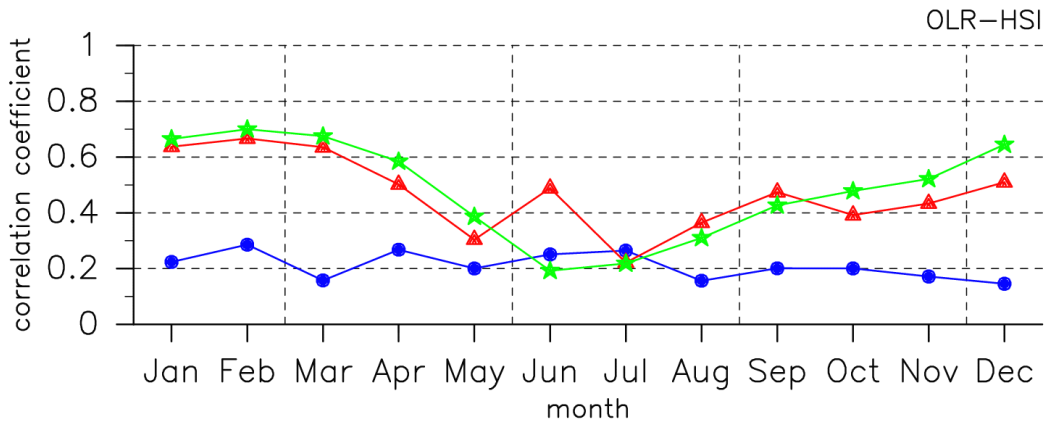


図 4：図 3 に同じ．ただし，OLR と HSI についての相関係数を示す．

4. まとめ

熱帯対流圏界面付近において，北半球夏季と北半球冬季にインド洋から中部太平洋にわたって馬蹄形をした温度構造が卓越して見られる．ケルビン波，季節内周期振動，年々変動の時間スケールに分けて，この馬蹄形温度構造の時間特性について調べた．北半球夏季にはケルビン波と季節内周期振動での時間スケールが主な変動要因であり，この変動には必ず対流活動を伴うとは限らないことがわかった．北半球冬季には対流活動を伴う季節内周期振動とエルニーニョ・南方振動の影響を受けた対流活動が主な変動要因であることがわかった．

5. 参考文献

Dunkerton, T.J., 1995: Evidence of meridional motion in the summer lower stratosphere adjacent to monsoon regions, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16,675-16,688.

Eguchi, N. and M. Shiotani, 2004: Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere, *J. Geophys. Res.*, **109**, D12106.

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 447-462.

Hatsushika, H. and K, Yamazaki, 2003: Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, **108**, D19, 4610.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation scales in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.

Mijeong Park, W. J. Randel, A. Gettelman, S. T. Massie, and Jonathan H. Jiang, 2007: Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers, *J. Geophys. Res.*, **112**, D16309.

Newell, R., and S. Gould-Stewart, 1981: A stratospheric fountain?, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2789- 2796.

Suzuki, J., and M. Shiotani, 2008: Space-time variability of equatorial Kelvin waves and intraseasonal oscillations around the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, **113**, D16110.

熱帯雲システムの乱層雲内鉛直流に関する数値実験

*西　憲敬[1]・安永　数明[2]・山本　真之[3]
（1:京都大院・理 2:IORGC/JAMSTEC 3:京都大・生存圏）

1. はじめに

熱帯域で広くみられるメソスケール積雲クラスターにおける乱層雲中の鉛直流分布を説明する数値実験を試みた。この雲システムは主に対流性降水領域、層状性降水領域、および巻雲部分に分けて考えられることが多い。層状性降水領域でみられる継続的な穏やかな雨は、主に乱層雲からの降水だと考えられる。この降水は、単に対流性降水域を形成する積乱雲などからの凝結物が流出したものだけではなく、その場での活発な潜熱解放による凝結物の生成・成長によって支えられており、その結果熱帯全降水の 40%もの降水が生成されているとみられる(Schumacher and Houze 2003)。

乱層雲中で潜熱が解放される過程は実はかなり多岐に及んでいる。水と氷が共存する状態における氷過飽和状態での昇華成長、シア中で浮力を失いつつも上昇しながら流れてくる積乱雲起源の対流(古いセル)の存在、種まき効果による過冷却水滴の氷結による主に雲底付近の局在加熱に由来するセル形成、主に対流部分で生成される重力波の上昇流位相による強制上昇に伴う昇華・凝結などがその代表的なものである。しかし、氷過程のメソスケール実験での扱いが難しいことなどが災いし、実際にどの過程が乱層雲からの降水に重要であるかは定量的にわかっているとはいえない。

VHF レーダーは、雲の内外にかかわらず鉛直流を直接観測できる。我々は、乱層雲内の鉛直流分布を調べることによって、潜熱解放機構に重要な示唆が得られると考えている。Nishi et al. (2007)は、赤道大気レーダー(EAR)で鉛直流観測モードを適切に設定することにより、熱帯メソスケール降水システムの層状降水期間に、2-3 時間にわたって乱層雲内の広い高度範囲で 0-40cm s^{-1} の弱い上昇流が継続している事例をいくつか観測した。非常に精密な測定精度や時間・空間分解能で測定したにもかかわらず穏やかな上昇流が継続していたことが印象的で、この時の EAR の観測は時間分解能3分、高度分解能150m、レーダービームの広がりは高度 10km で水平に 400m 程度であった。

このような穏やかで継続的な上昇流がどのようにして形成されるかを知るために数値実験を行った。過去の降水系実験論文にも鉛直流の分布は示されているが、その多くは時間的・空間的に平均されたものであり、EAR 観測と比較できるような高分解な結果を示して、鉛直流変動について議論されたものはほとんどない。

2. モデル

実験には、数値モデル WRF/ARW ver.2.1 を用いる。計算領域は 300 x 300 x 22.8km、水平解像度は 600m、鉛直格子点数は 74、西太平洋における代表的雲クラスター観測時の風および温度プロファイルの水平一様場を初期値として計算を行う。凝結物はほぼ Rutledge and Hobbs(1984, JAS)に準拠して 5 種類に分類する。先にあげた上昇流生成の機構のうち、昇華成長によるメソスケール上昇は最も可能性が大きいと考えて、瞬間での相変化量を出力できるようにした。

3. 結果とまとめ

層状降水域での乱層雲の広がりに大きな影響のある基本風の鉛直シアパターンをいろいろ変えながら実験を行った。しかし、乱層雲が大きく広がり弱い雨が継続的に降っている設定でも、穏やかな上昇流は容易には実現しなかった。Fig.1 は、深い対流雲が進行方向に垂直な線上に並んだその後方に、乱層雲が数十 km にわたって広がっている状況での鉛直流分布を示している。Fig.1a は、システムの進行方向に垂直に(紙を横切る方向)5km, 30 分にわたり平均された値を示している。穏やかな上昇流(0-40cm s^{-1})が乱層雲領域(x = 110–150 km, z = 6–11 km)で広範に存在するようにみえる。しかし、3 分平均のみで水平には平均を行わず EAR 観測と同じ分解能にしてみると(Fig.1b)、下降流や強い(1m s^{-1} 以上)上昇流が随所にみられ、観測でみられた穏やかな上昇流とはかなり様相が異なっている。

これらの実験では、卓越した重力波が時空間変動をもたらす大きな原因になっていた(Fig.2)。特に、10-20 分周期をもつごく短周期の重力波が大きな振幅をもっており、乱層雲領域をほぼ水平に後方へと伝播していく。さらに、シア中で傾きながら層状降水域に流れ込んでくるいわゆる古いセルによる約 1m s^{-1} の上昇流も次に目立つ変動生成理由である。これらの変動が抑制されれば、穏やかな上昇流は我々の実験でも再現できるかもしれない。水の相変化分布を解析してみると、正の潜熱解放は重力波の上昇流位相部分や古い対流セル内のみでしかみられていないことがわかった。層状降水域での主要な上昇流生成因とみられている一様な昇華成長に伴う広域で正となるような潜熱解放パターンはみとめられなかった。

一連の実験は、弱い降水領域での 10-40cm s^{-1} の弱い上昇流を平均的には容易に再現できたが、重力波が卓越しすぎることと古いセルが大きめの上昇流をひんぱんにもちこむために、EAR で観測されたような穏やかなパターンを生成できていない。重力波や積乱雲から流れ込んでくる古いセルを適切に再現できることが重要だと考えられる。

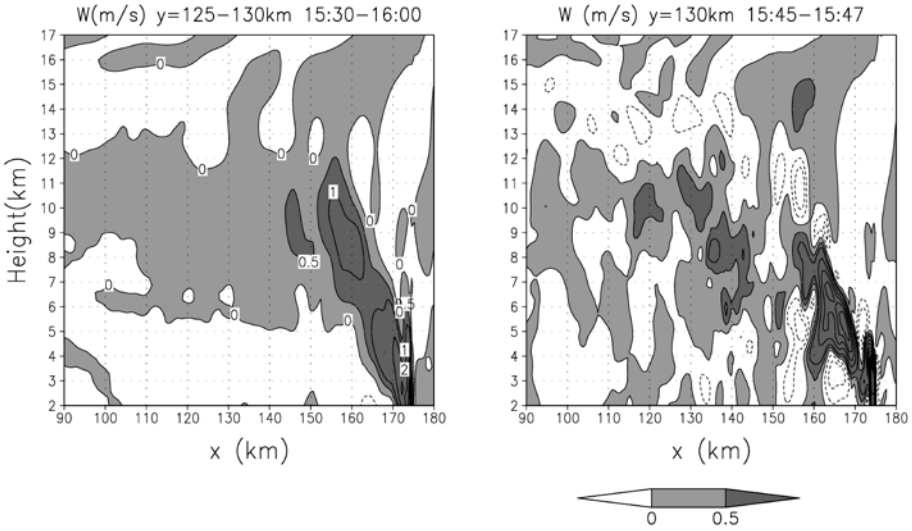


Fig.1: (a:左) システムの進行方向に直角な方向に5km、システムとともに動く座標系で1分ごとに30分間平均をとった鉛直流分布(m s^{-1}). 図中右側に対流性部分、中央部に層状性部分が広がる。 (b:右) モデルの格子(600m)での3分平均鉛直流分布.

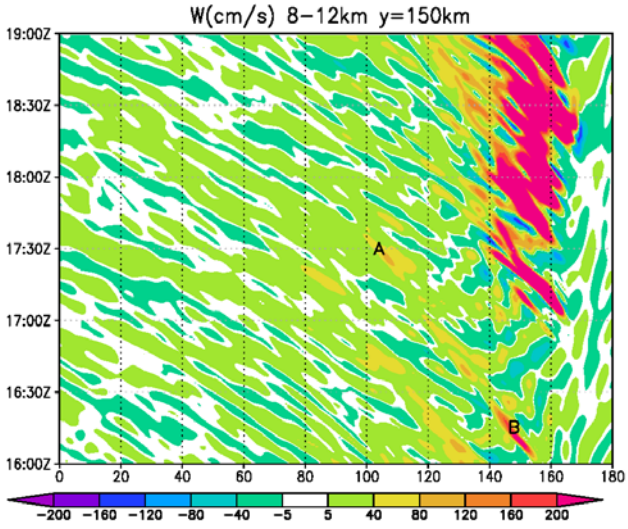


Fig.2:高度 8-12km 平均の鉛直流(cm s^{-1})時間変化。メソシステムは図中右方へ進行している。横軸 80-160km 付近が層状降水領域でその右方に対流性降水がある。周期 10-20 分程度の重力波が後方に絶え間なく伝播している。やや遅い速度で後方に流れているのは(たとえばAB)、古いセルに伴う上昇流とみられる。

References

Nishi, N., M. K. Yamamoto, T. Shimomai, A. Hamada, and S. Fukao, 2007: Fine structure of vertical motion in the stratiform precipitation region observed by a VHF Doppler radar installed in Sumatra, Indonesia. *J. Applied Meteor. Climatology*, **46**, 522--537.

Rutledge, S.A., and P.V. Hobbs, 1984: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949–2972.

Schumacher, C. and R.A. Houze, Jr., 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. *J. Climate*, **16**, 1739-1756.

MUレーダーによる対流圏・下部成層圏
ケルビン・ヘルムホルツ不安定波の形態学的研究

深尾昌一郎[1,2]，H. Luce[3]，妻鹿友昭[2]，山本真之[2]，橋口浩之[2]，山本衛[2]

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

1. はじめに

ケルビン・ヘルムホルツ不安定（Kelvin-Helmholtz instability; KHI）は強い安定成層にある大気中でもっとも重要な晴天大気乱流（clear air turbulence; CAT）である（e.g., Browning and Watkins, 1970）。KHI は風速鉛直シアの強い高度で生成され，強い安定成層大気中で熱や物質の上下混合と輸送に重要な役割を果たすとされている（e.g., Shapiro, 1980; Gavrilov et al., 2006）。

KHI の古典的なライフサイクル像は実験室やコンピュータシミュレーションにより詳しく調べられている。リチャードソン数 $Ri = N^2/S^2$（ただし N は Brunt Väisälä 振動数；S は水平風の鉛直勾配）が 0.25 以下になると、水平層構造が力学的に不安定となり、KH 波（KH billow）が生成される。これにより生じた渦回転（roll）により流体は不安定となり、最終的に砕波する。KH 波をレーダーで観測すると、エコー強度は屈折率勾配が大きい上下端で強くなり、乱流混合が進んだコア内部では小さくなることが知られている。しばしば見られるレーダーエコーはその形状から、“S”字型構造、組紐（braids）、あるいはキャッツ・アイ（cat's eye）などと呼ばれる。しかし種々の制約のため、まだ大気中の KHI を完全に解明するには程遠い状況である。

これまで観測の困難さのため、特に上部対流圏・下部成層圏で KH 波を捉えた報告例は少なかった（e.g., Fukao, 2007; 深尾他, 2009、2010; Luce et al., 2008, 2009）。本研究では VHF 帯 MU レーダー（滋賀県甲賀市信楽町; 34.85°N, 136.10°E）に距離影像法（Range IMaging：RIM, 或いは Frequency domain Interferometric Imaging: FII; e.g., 深尾・浜津, 2005）を適用して対流圏と下部成層圏で観測された事例について報告する。

2. 対流圏・下部成層圏域の層状構造

図１は MU レーダーにより鉛直方向ビームで観測されたレーダー（相対）反射率である。顕著な特徴は、上部対流圏・下部成層圏域に層厚が極めて薄い散乱層が幾重にも重なって観られることである。一般にそれらが交差することは何時間にも亘って殆ど無い。同様の薄層構造は既に先駆的に、下部成層圏（Sato and Woodman, 1982）や中間圏（Yamamoto et al., 1988）でも報告されており、いずれも慣性重力波の関与が示唆されている。また特殊ゾンデで安定成層大気中に頻繁に観測される温度薄層（temperature sheet）もレーダー散乱薄層との関連が示されている（Luce et al., 2002）。

最近の大掛かりなコンピュータシミュレーションにより、これらは乱流層の上下端から強い散乱が生じるもので、KHI 発展過程の最終段階である乱流薄層とみなされている（例えば、Fritts et al., 2003）。ただしコンピュータシミュレーションでは現象の進行を早めるために Ri を極端に小さなもの（0.01 程度）にすることが一般に行われているようである。

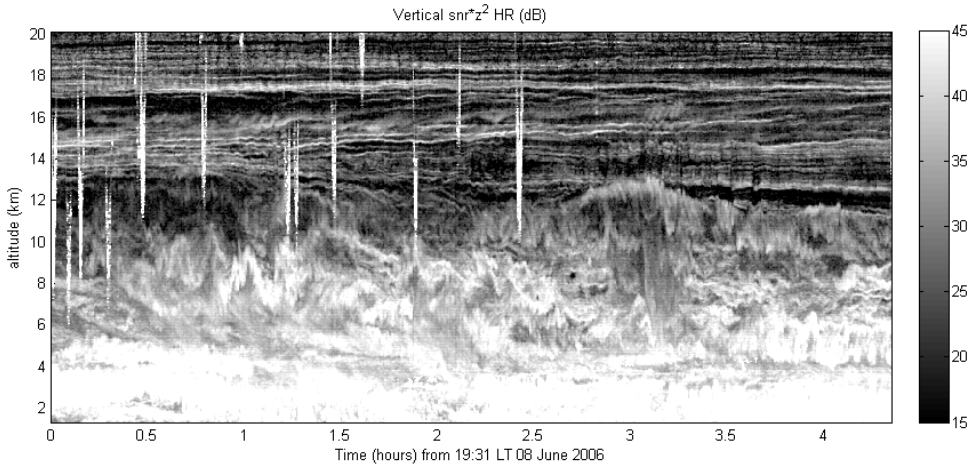


図 1 Height-time section of relative radar reflectivity observed by the vertical beam of the MU radar for approximately 4 hours from 1931 LT on June 8, 2006. Multiple thin scattering layers are observed in the upper troposphere and the lower stratosphere regions.

3. MUレーダーによる高分解能観測

3.1 距離影像法による観測

MU レーダーに距離影像法（FII）を適用することにより高い高度分解能の輝度（brightness；エコー強度に相当）分布がえられる。本観測方式では帯域 1 MHz 中の隣接した 5 周波をパルス毎に切替えて送信し、それぞれ受信された信号にカポン（Capon）フィルターを施し出力を最小化する（e.g., Hassenpflug et al., 2008; Palmer et al., 1999; Luce et al., 2001)。

本研究のために特別観測キャンペーン『TANUKI（Turbulent Atmosphere observatioNs Using a Ka-band radar and other Imaging radars)』が設定され、2008 年 10〜11 月にかけてほぼ１ヶ月間実施された。観測のサンプリング時間間隔は 6 秒、実効的な鉛直分解能は数 10 m である。

3.2 ケルビン・ヘルムホルツ（KH）渦の発達と減衰

図２に境界層上端部の高度 1.6 km 近傍に観られた KH 渦（vortex）の発達・減衰過程（仮に第１〜５段階と区分する）を示す。(相対）レーダー反射率（同図上図と中図）はすべての段階で殆どビーム方向に依存しない。このことから既に第１段階の KH 波発生前から小規模な等方性乱流が発達していたと考えられる。第２段階で水平層が KH 波で変形され、その後の第３段階で振幅約 400 m の渦に発達している。渦内は渦端に比べてレーダー反射率が小さいことが分かる。第４〜５段階になると浅く平坦となり、0052 LT には最終的に二層構造が形成されている。しかしこのような KHI の発達・減衰の全段階が観られるのは MU レーダーではまれである。この KH 渦は約 20 m/s/km の北風の南向きシアに伴っており、渦軸方向は略東西で、南方向に伝搬していることが確かめられている。鉛直流（同図下）の方向は想定される渦回転の向きと符合する。なお周期は３分 20 秒で水平波長は約１km である。

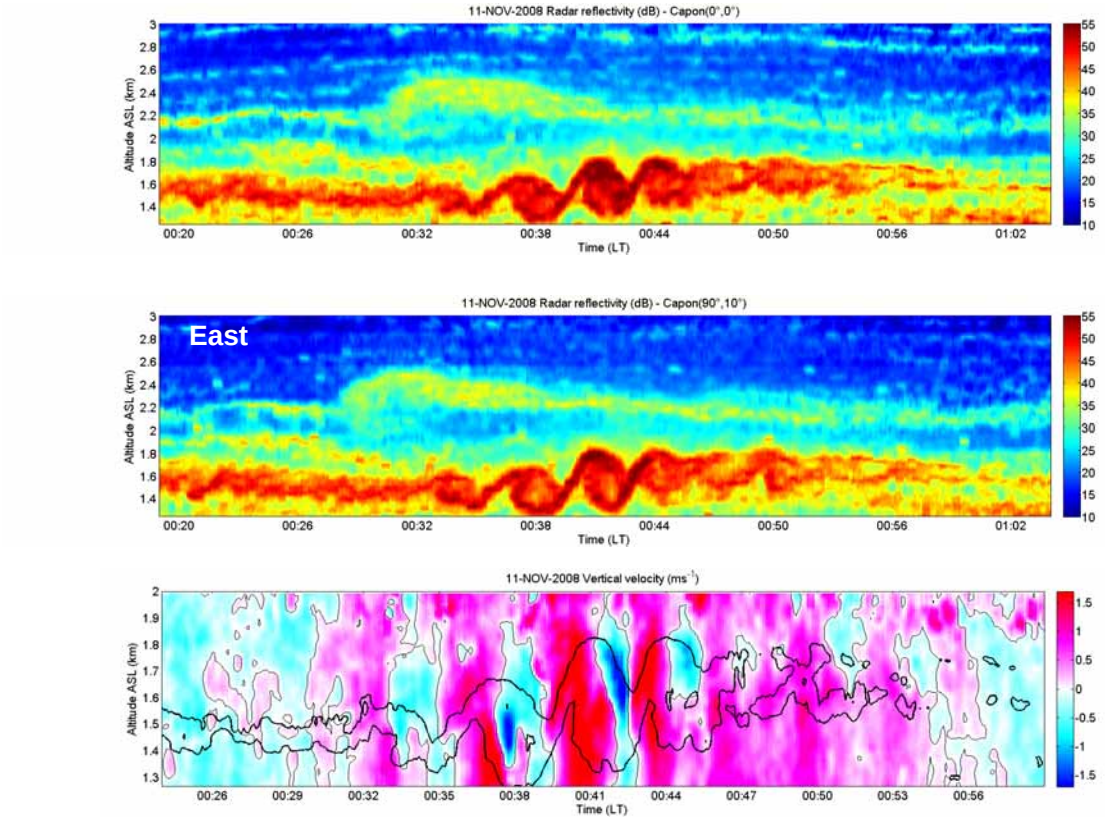


図 2　(Top) Height-time section of radar reflectivity between 1.245 km and 3.0 km from 0020 LT to 0105 LT showing several KH rounded billows around the altitude of 1.6 km. (Center) Same as the top panel for the East beam. (Bottom) The corresponding height-time section of vertical velocity W. The contour (black line) shows the 46 – dB reflectivity level.

3.3 典型的な KHI

TANUKI キャンペーンや MU レーダーの通常の観測で図 2 のような事例が観られるのは極めて稀である。上部対流圏・下部成層圏域では一般に S 字型構造または組紐（braids）構造が捉えられることが多い。図 3 上図は 2008 年 11 月 10 日の事例で高度 6.2 km 近傍で捉えられた典型的な KH 波である。この高度域で風シアは 24 m/s/km と大きかった。1212 LT～1231 LT には平均周期 1 分 36 秒の KH 波が計 11 連観られる（同中図）。KH 波の最大振幅は約 1,000 m、水平波長は約 4 km である。KHI が砕波・混合・二層分離という典型的な発展過程を辿らずに、同じ形状の構造まま成長・減衰してゆくことが特徴である。その直下には乱流薄層が存在する。両者の散乱は等方的で、ともに大気が強く乱流混合されていることが示唆される。一方その下方の 3.0～5.2 km の高度域は分反射が卓越している。TANUKI キャンペーンで捉えられた多くの KH 波は、Ri が比較的大きく 0.25 に近い。この点が一般のコンピュータシミュレーションの設定と異なる。

KH 波が現れているとき鉛直流（W）が広い高度範囲（4～9 km）で振幅の大きな準単色の振動を伴っている（この事例では最大振幅±3 m/s）。またその位相が KH 波の上下で 90° 異なっているのも過去の事例と符号する（e.g., Klostermeyer and Rüster, 1980; Chilson et al., 1997; Luce et al., 2008, 2009）。Howard and Maslowe (1973)によれば位相差は Ri に依存し、90° は Ri が 0.25 に近いとき生じる。今回の観測結果はこれと矛盾しない。

KHI が観測された頻度は薄層が観測された頻度に比してそれ程頻繁ではない。KHI に起因すると目される組紐構造の出現は高度 1.3～11.0 km の範囲で全観測期間（約 25 日間）の約 1.7%に過ぎなかった。風シアが強いと言って必ずしも KHI が生起するわけではない。むしろ殆どの場合、風速の鉛直シアが増大する高度と対応しているようである。

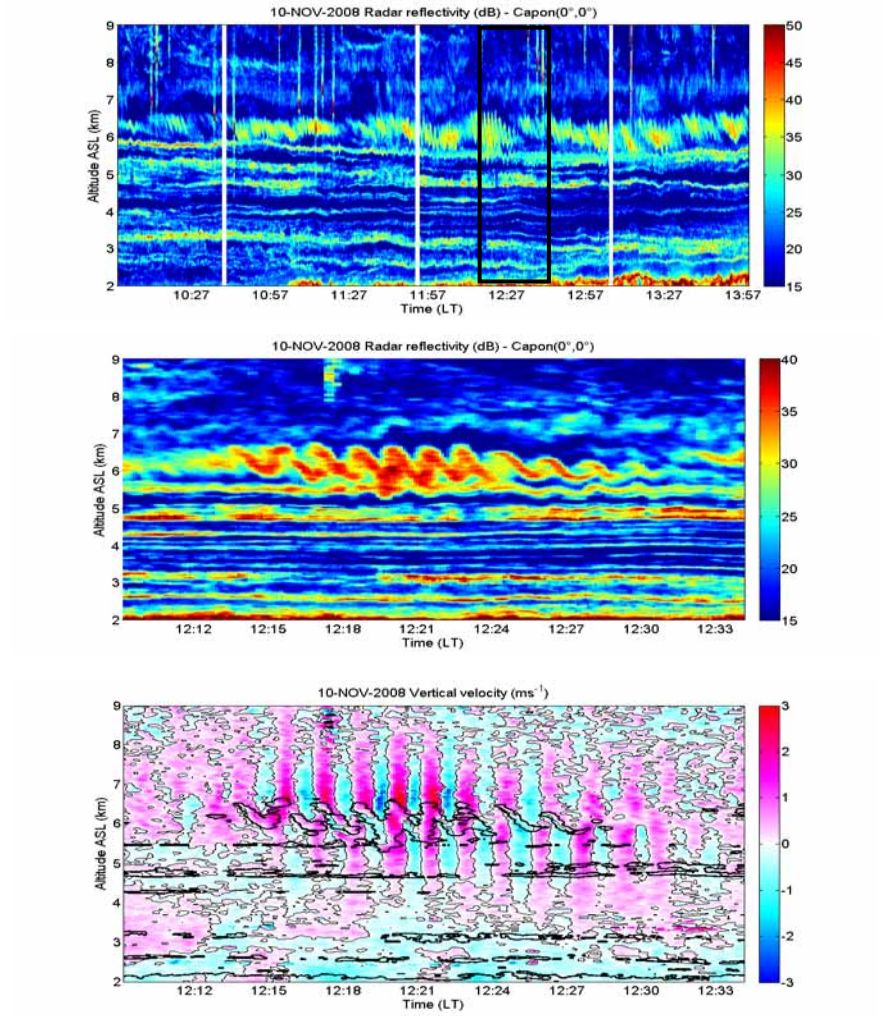


図３　(Top) Height-time cross-section of radar reflectivity between 2.0 km and 9.0 km from 1000 LT to 1400 LT. (Center) The expanded view corresponding to the inset in the top panel. (Bottom) The corresponding vertical velocity. The thick contours indicate the 34‐dB reflectivity level. The thin contours show w=0 ms^{-1}.

4. まとめ

50 MHz 帯 MU レーダーにレーダー影像法を適用して初めて長期間の高分解能観測が試みられた。捉えられた KHI は確かに様々な構造をしている。いずれも形態的にはこれまで FMCW レーダーや X‐帯レーダーで境界層大気や対流圏中に観られたものに酷似した組紐構造である（e.g., Atlas et al., 1970; Gossard, 1990; Browning, 1971）。

しかし本観測で観られた特徴は、KHI が対流圏・下部成層圏中のあらゆる場所・時間に普遍的に存在するものでないこと、つまり発生頻度が数%以下に過ぎないこと、並びに殆ど

すべての KH 波が、砕波・混合・二層分離という典型的な発展過程を辿らずに、発生したときの組紐構造を保ったまま時間とともに成長・減衰していることである。これは Ri が 0.25 より小さくなると直ちに層不安定が生じて、温度勾配などが緩和され、再び Ri が 0.25 より大きくなることにより、不安定が休止し完全な KHI に発展していないことを示唆するものである。

以上、実際の成層大気中で発生している KHI は実験室やコンピュータのモデルで再現されているものとかなり異なると示唆される。あるいは薄層構造が KHI の最終段階に現れるものばかりではないのではないかと考えられる。これらの点について今後の更なる検討が必要である。

参考文献

Atlas D., J. I. Metcalf, J. H. Richter, and E.E. Gossard, The birth of “CAT” and microscale turbulence, J. Atmos. Sci., 27, 903-913, 1970.

Browning, K. A., Structure of the atmosphere in the vicinity of large-amplitude Kelvin-Helmholtz billows, Q. J. R. Met. Soc., 97, 283-290, 1971.

Browning, K. A., and C. D., Watkins, Observations of clear air turbulence by high power radar, Nature, 227, 260-263, 1970.

Chilson, P. B., A. Muschinski, and G. Schmidt, First observations of Kelvin-Helmholtz billows in an upper het-stream using the VHF frequency domain interferometry, Radio Sci., 32, 1149-1160, 1997.

深尾昌一郎・濱津享助，気象と大気のレーダーリモートセンシング，京都大学学術出版会，491 頁，平成 17 年（2005）.

Fukao, S., Recent Advances in Atmospheric Radar Study, J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 215-239, 2007.

深尾昌一郎・Hubert Luce・妻鹿友昭・山本真之・山本衛・田尻拓也・中里真久，Radar observations of mammatus clouds and turbulence in three frequency bands，第 23 回大気圏シンポジウム・講演集，http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2009/0226¥_taikiken¥_proc.shtml, 2009.

深尾昌一郎・Hubert Luce・妻鹿友昭・山本真之・橋口浩之・山本衛，対流圏・下部成層圏ケルビン・ヘルムホルツ不安定波の形態学的研究，第 5 回 MU レーダーシンポジウム，印刷中，2010.

Fritts, D. C., C. Bizon, J. A. Werne, and C. K. Meyer, Layering accompanying turbulence generation due to shear instability and gravity-wave breaking, J. Geophys. Res., 108, 8452, doi:10.1029/2002 JD002406, 2003.

Gavrilov N. M., S. Fukao, H. Hashiguchi, K. Kita, K. Sato, and Y. Tomikawa, Combined MU radar and ozonesonde measurements of turbulence and ozone fluxes in the tropo-stratosphere over Shigaraki, Japan, Geophys. Res. Lett., 33, doi:10.1029/2005GL024002, 2006.

Gossard, E. E., Radar research on the atmospheric boundary layer, in Radar in Meteorology, Ed. D. Atlas, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., 1990

Hassenpflug, G., M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao, Description and demonstration of the new Middle and Upper atmosphere Radar imaging system: 1-D, 2-D, and 3-D imaging of troposphere and stratosphere, Radio Sci, 43, RS2013, doi:10.1029/2006RS003603, 2008.

Howard, L. N., and S. A. Maslowe, Stability of stratified shear flow, Boundary-Layer Meteorol., 4, 511-523, 1973.

Klostermeyer, J., and R. Rüster, Radar observations and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability, J. Geophys. Res., 85, 2841-2846, 1980.

Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Hélal, and M. Crochet, A Frequency radar Interferometric Imaging applied with High Resolution Methods, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 63, 221-234, 2001.

Luce, H., S. Fukao, F. Dalaudier, and M. Crochet, Strong mixing events observed with MU radar and high-resolution balloon techniques, J. Atmos. Sci., 59, 2885-2896, 2002.

Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, S. Fukao, and K. Sato, High-resolution observations with MU radar of a KH instability triggered by an inertia-gravity wave in the upper part of a jet-stream, J. Atmos. Sci., 65, 1711-1718I, 2008.

Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, Mon. Weather Rev., In press, 2009.

Palmer, R. D., T.-Y. Yu, and P. B. Chilson, Range imaging using frequency diversity, Radio Sci., 34, 1485-1496, 1999.

Sato, T., and R. F. Woodman, Fine altitude resolution radar observations of stratospheric turbulent layers by the Arecibo 430-MHz radar, J. Atmos. Sci., 39, 2546-2552, 1982.

Shapiro, M. A., Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere, J. Atmos. Sci., 37, 994-1004, 1980.

Yamamoto, M., T. Tsuda, S. Kato, T. Sato, and S. Fukao, Interpretation of the structure of mesospheric turbulence layers in terms of inertia gravity waves, Phys. Scripta, 37, 645-650, 1988.

GCM シミュレーション・レーダー観測による熱圏温度構造の研究

藤原 均（東北大理）・三好 勉信(九大理)・陣 英克(NICT)・ 品川 裕之(NICT)・寺田 香織(東北大理)・野澤 悟徳(名大理)・ 前田 佐和子(京都女子大)・小川 泰信(極地研)

はじめに

近年の衛星・レーダー観測の結果は、従来考えられていた以上にダイナミカルに変動し、また高温の大気領域が極冠熱圏領域に形成されていることを示唆している。極冠域での温度分布を知り、熱源(エネルギー収支)を理解することがこの領域での大気の基本構造や基本的な物理過程を理解する上で不可欠であるが、大気温度の観測例や観測に基づく大気加熱率の推定例は極めて少ない。特に上部熱圏での中性大気温度の観測例は少なく、多くは光学観測に基づくことから、昼間や夏季極冠域での中性温度観測は現状ではほぼ不可能に近い。

一方、低緯度では、真夜中の温度極大(midnight temperature maximum: MTM)は良く知られた熱圏特有の温度構造である。MTMと同様に、質量密度の極大(midnight density maximum: MDM)、大気光の増光現象が知られているが、これらの振る舞いを統一的に説明可能な物理機構は今のところ提出されていない。例えば、MTMには顕著な太陽活動依存性はないという結果があるが(Faivre et al., 2005)、MDMの出現する時間(位相)には太陽活動依存性があるとしている研究もある(Arduini et al., 1997)。さらに、赤道異常（Equatorial Ionization Anomaly: EIA）周辺での中性大気質量密度の２コブ構造（double-hump structure または Equatorial neutral Mass Anomaly: EMA）が発見された(Liu et al., 2005)。しかしながら、ここでの温度構造、風速分布の詳細はわかっていないほか、２コブ構造の成因も不明なままである。

このように、(磁気嵐などの激しい擾乱時ではなく)通常の熱圏温度・風速・密度分布に関して、熱圏大気の基本構造とも言うべき全体像や成因などに関して不明な点がいまだに多く残されたままである。我々のグループではでは、上記課題のうち、極冠域での温度構造やエネルギー収支を理解するために、GCM シミュレーションと EISCAT Svalbard レーダー観測による研究を開始している。

1. 極冠熱圏領域の観測例

これまでの地上、衛星観測からオーロラ帯（またはオーロラオーバル）で様々な擾乱現象が存在することが知られているほか、極冠域熱圏・電離圏においても様々な擾乱現象が観測されている。Innis and Conde (2001)は、Dynamics Explorer 2 による鉛直風観測データの統計解析から、極冠域全域での(小規模)大気重力波の活動度を示した。彼らの解析結果で興味深いのは、オーロラオーバルの低緯度側では大気重力波の活動度は大きくないが、オーロラオーバルで囲まれた極冠域では大気重力波起源の変動が至る所で見られる点である。Lühr らはカスプ領域での沿磁力線電流の増大とそれに伴う大気加熱が原因と考えられる大気質量密度の増大を CHAMP 衛星による中性大気質量密度、磁場(沿磁力線電流)観測から示した(Lühr et al., 2004)。極冠域での中性大気温度の観測では、例えば Killeen らのファブリーペロー干渉計による光学観測がある(Killen et al., 1995)。Killeen らは酸素原子 630 nm 発光の観測から、太陽活動極小、極大期の冬季上部熱圏での温度日変化を示した(極小期には温度日変化は極めてわずかであるが、極大期には顕著となる)。

2. GCM シミュレーション

従来、主に中層大気力学の研究に使われてきた九州大学 GCM の上端高度を熱圏上端にまで拡張し、世界初となる地表面から大気上端までを含んだ GCM が開発された(Miyoshi and Fujiwara, 2003)。この GCM は下層から上層大気にいたる大気変動を記述可能であり、近年話題となっている対流圏起源の電離圏変動にかかわる中性大気擾乱の数値シミュレーションに成功している(例えば、Miyoshi and Fujiwara, 2006, 2009; Fujiwara and Miyoshi, 2009)。

この GCM を用いた数値シミュレーションによれば、極域へのエネルギー流入量を同様にした場合、極冠域での熱圏温度日変化は、太陽活動極小期では夏季に比べ冬季に顕著となることが予測されている。また、下層大気に起源を持つと考えられる大気擾乱が極冠域での温度変化を複雑なものとしている可能性が示された(Fujiwara and Miyoshi, 2010)。

3. EISCAT Svalbard レーダー観測

これまでの観測から示されている極冠域での上部熱圏変動や、GCM シミュレーションから予測される温度変動、及びそれらの成因を理解するために、極冠域からオーロラ帯にかけての観測が可能な EISCAT Svalbard radar (ESR)観測データの解析を実施している。特に、2007 年から 2008 年にかけての International Polar Year (IPY)観測データは、太陽活動が極めて低調な期間の貴重なデータセットであり、熱圏・電離圏における大気の基本状態を理解する上で極めて有効と考えられる。

イオン温度は熱圏温度変動と関係の深い電離圏パラメータである。イオン温度と中性大気温度との間には近似的に以下の関係が成り立つ(例えば、Schunk and Nagy, 2000)。

$$T_i \approx T_n + \frac{m_n}{3k_B}\left(\mathbf{V}_i - \mathbf{U}_n\right)^2$$
$$= T_n + \frac{m_n}{3k_B}\left(\frac{\mathbf{E}\times\mathbf{B}}{\mathbf{B}^2} - \mathbf{U}_n\right)^2$$

Ti はイオン温度、Tn は中性大気温度、m_n は中性大気分子質量、k_B はボルツマン定数、**Vi** はイオン速度、**U**n は中性大気速度(風速)、**E** は極域電場、**B** は地球磁場である。上式によれば、右辺第二項の加熱によってイオン温度と中性温度との違いが生じることがわかる。ESR で観測されたイオン温度は、電離圏経験モデルである International Reference Ionosphere (IRI) モデル (Bilitza and Reinisch, 2008) の値に比べ大きな季節変動、また日変化を示している。一方、中性大気の経験モデルである NRLMSISE-00 (Picone et al., 2002) による熱圏大気温度と IRI イオン温度との間にも極冠域(ESR サイト)で約 250 K の温度差が存在している。ESR データの更なる解析から、イオン温度変動、イオン温度・中性温度差を説明可能な極冠域での加熱源、エネルギー輸送機構について理解することが今後の課題である。

4. まとめ

熱圏・電離圏の基本構造を理解するために GCM シミュレーションと EISCAT Svalbard radar (ESR)観測データの解析を開始している。

GCM シミュレーションから、極域へのエネルギー流入量を同様にした場合、極冠域の熱圏温度日変化は、太陽活動極小期では夏季に比べ冬季に顕著となることが予測される。また、下層大気に起源を持つと考えられる大気擾乱が極冠域での上部熱圏温度変化を複雑なものとしている可能性が示されている。

International Polar Year (IPY)の ESR 観測データ(2007 年～2008 年)を用いて、太陽活動極小期におけるイオン温度の季節・日変化を調べた。ESR で観測されたイオン温度は、電離圏経験モデルの International Reference Ionosphere (IRI)の値に比べ大きな季節・日変化を示した。このようなイオン温度変化は、極冠域での加熱源・エネルギー輸送機構の存在を示唆している。

参考文献

Arduini, C., G. Laneve, F. A. Herrero (1997), Local time and altitude variation of equatorial thermospheric midnight density maximum (MDM): San Marco drag balance measurements, Geophys. Res. Lett., 24, 377-380.

Bilitza, D., and B.W. Reinisch (2008), International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters, Adv. Space Res., 42, 599-609.

Faivre, M., J. W. Meriwether, C. G. Fesen, and M. A. Biondi (2006), Climatology of the midnight temperature maximum phenomenon at Arequipa, Peru, J. Geophys. Res., 111, A06302, doi:10.1029/2005JA011321.

Fujiwara, H., and Y. Miyoshi (2009), Global structure of large-scale disturbances in the thermosphere produced by effects from the upper and lower regions: simulations by a whole atmosphere GCM, Earth Planets Space, 61, 463-470.

Fujiwara, H., and Y. Miyoshi (2010), Morphological features and variations of temperature in the upper thermosphere simulated by a whole atmosphere GCM, Annales Geophysicae, 25, 427-437.

Innis, J. L., and M. Conde (2001), Thermospheric vertical wind activity maps derived from Dynamics Explorer2 WATS observations, Geophys Res Lett, 28(20), 3847, doi:10.1029/2001GL013704.

Killeen, T. L., Y.-I.. Won, R. J. Niciejewski, and A. G. Burns (1995), Upper thermosphere winds and temperatures in the geomagnetic polar cap: Solar cycle, geomagnetic activity, and interplanetary magnetic field dependences, J. Geophys. Res., 100, 21327. 21342.

Liu, H., H. Lühr, V. Henize, W. Köhler (2005), Global distribution of the thermospheric total mass density derived from CHAMP, J. Geophys. Res., 110, A04301, doi:10.1029/2004JA010741, 2005.

Lühr, H., M. Rother, W. Köhler, P. Ritter, and L. Grunwaldt (2004), Thermospheric up-welling in the cusp region: Evidence from CHAMP observations, Geophys. Res. Lett., 31, L06805, doi:10.1029/2003GL019314..

Miyoshi, Y. and H. Fujiwara(2003): Day-to-day variations of migrating diurnal tide simulated by a GCM from the ground surface to the exobase, Geophysical Research Letters, Vol. 30, 1789, doi:10.1029/2003GL017695.

Miyoshi, Y., and H. Fujiwara (2006), Excitation mechanism of intraseasonal oscillation in the equatorial mesosphere and lower thermosphere, J. Geophys. Res., 111, D14108, doi:10.1029/2005JD006993.

Miyoshi, Y., and H. Fujiwara (2009), Gravity waves in the equatorial thermosphere and their relation to the lower atmospheric variability, Earth Planets Space, 61, 471-478.

Picone, J. M., A. E. Hedin, D. P. Drob, and A. C. Aikin (2002), NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues, J. Geophys. Res., 107, 1468, doi:10.1029/2002JA009430.

Schunk, R. W., and A. F. Nagy (2000), Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry, 554pp, Cambridge University Press.

大気大循環モデル（JAGUAR）を用いた

夜光雲形成シミュレーションと大気波動に伴う雲の変動

奥谷　智、高橋　正明（東大CCSR)、渡辺　真吾（JAMSTEC）
堤　雅基、冨川 喜弘（極地研）

１．はじめに

夏季中間圏界面付近は、重力波砕波に伴う平均流の減速によって上昇流が強化され断熱冷却に伴い地球大気上で最も低温になることが知られている。このような低温領域（<150K）に、「夜光雲」と呼ばれる雲が現れる。夜光雲は、中間圏界面から約5〜10km低い高度に出現し、水が主な組成であることが知られている。夜光雲の多くは50°から極域に生じる現象で、雲厚が数km、雲の寿命が数時間程度、代表的な雲粒の半径が数10〜100nmであることが観測により示唆されている。雲が現れる領域は、非常に低温なため、わずかな水蒸気量（数ppmv）で過飽和になり、核生成が起き、氷粒子が生成される。生成された氷粒子は、重力によって沈降しながら成長し、背景の気温擾乱に伴い昇華されて消滅する。

本講演では、ﾊﾟﾗﾒﾀﾗｲｽﾞされた雲物理を含む大気大循環ﾓﾃﾞﾙ（JAGUAR）を用いて観測等から示唆されている夜光雲の特徴がどの程度再現できるか調べ、夜光雲と大気波動の関係を調べた結果を報告とする。

２．使用データ

本研究では、東京大学気候ｼｽﾃﾑ研究ｾﾝﾀｰ (CCSR)、国立環境研究所 (NIES)、地球環境ﾌﾛﾝﾃｨｱ研究ｾﾝﾀｰ (FRCGC) で共同開発されてきた CCSR/NIES/ FRCGC MIROC (4.0)-AGCMをﾍﾞｰｽに、Kyushu- GCM（Yoshikawa and Miyahara, 2003a, 2003b, 2005）の中間圏・下部熱圏の物理過程を含め重力波解像中層大気AGCMとして開発されたJAGUAR（Japanese Atmospheric GCM for Upper Atmosphere Research）と呼ばれているﾓﾃﾞﾙ(Watanabe and Miyahara, 2009)を、多用途に手軽に積分できるように低解像度化したJAGUAR–liteﾓﾃﾞﾙを用いた。JAGUAR-liteでは、重力波の効果はHinesによる非地形性重力波抵抗ﾊﾟﾗﾒﾀﾘｾﾞｰｼｮﾝと、McFarlaneよる地形性重力波ﾊﾟﾗﾒﾀﾘｾﾞｰｼｮﾝに基づいた効果が考慮される。 ﾓﾃﾞﾙの水平方向の離散化には、ｽﾍﾟｸﾄﾙ法を用いており、ｽﾍﾟｸﾄﾙ切断波数は T42 である (経度、緯度方向に約 2.8°の水平分解能)。鉛直方向には、216層、ﾓﾃﾞﾙ上端は、およそ160kmで、中層大気においておよそ500mの鉛直分解能を持つ。JAGUAR-liteにおける中間圏の水蒸気に関わる物理過程は、移流・大規模凝結・鉛直拡散・ ﾒﾀﾝ酸化・Lyman-αによる水蒸気分解が考慮されている。

３．夜光雲の再現実験

気温が夜光雲の形成過程に非常に重要であるため、北半球の夏至（6月22日）に季節を固定し、非地形性重力波の効果によって気温場をﾁｭｰﾆﾝｸﾞした。

CIRA86のﾃﾞｰﾀと比較した所、夏季中間圏界面高度は5km程度異なっていたが、夏極の低温領域（<150K）における緯度方向の対応はよくなった。ﾓﾃﾞﾙ内においては大規模凝結ｽｷｰﾑで、夏極中間圏界面付近で夜光雲が生成される。気温場を調節した後、氷粒子の落下速度を気体分子運動論に基づき2cm/s、10cm/s、20cm/sとして氷粒子半径に対する依存性を調べた。落下速度が10cm/sのとき、約3時間の雲寿命、約3kmの雲厚、約6kmの中間圏界面高度と夜光雲出現高度差が評価され、夜光雲の平均氷粒子半径が50nm程度である事が示された（図1）。

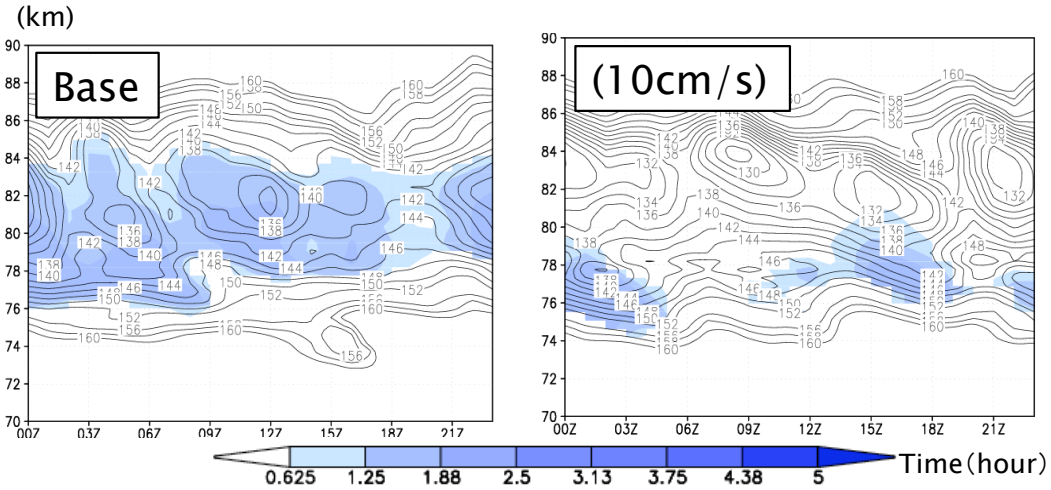


図１：氷粒子落下実験による陰影:雲氷量(10^{-6}kg/kg)と等値線:気温（K）の高度緯度断面図。

次に、夜光雲の水平構造を、ﾓﾃﾞﾙ内の高度77kmにおける雲氷の13日後の水平分布と、CIPS測器によって得られた2007年6月22日の夜光雲の水平分布を比較した。両者の空間的な広がりはよく似ており、ﾓﾃﾞﾙにおいて大まかな水平構造が再現されていることがわかった。

４．夏至付近の雲と大気波動の変動

夜光雲の変動と大気波動の関係を解析するために、氷粒子の落下速度を10cm/sとして得られた計算結果を初期値として季節進行実験を行った。計算期間は2年間で、解析には1年後の6月22日の前後5日間（時間間隔: 1時間）の結果を用いた。

ﾌｰﾘｴ変換によって取り出した68.4°N、高度76kmにおける気温の東西波数（k）1～10と各周期の時空間ﾊﾟﾜｰｽﾍﾟｸﾄﾙ分布［西進（k<0）：東進（k>0)］を図2に示す。図2より、西進する（a）波数1の5日周期、（b）波数2の2日周期、（c）波数1の1日周期の3つのﾋﾟｰｸが見られる。各成分に対応した気温擾乱成分を取り出し、重ね合わせて夜光雲の変動と比較する（図2）と取り出した大気波動の変動に伴う低温領域が雲の変動に良く対応していることがわかる。各波動成分の空間構造を調べた結果、それぞれの取り出した擾乱成分が、ﾛｽﾋﾞｰﾉｰﾏﾙﾓｰﾄﾞ（1,1）の5日波、混合ﾛｽﾋﾞｰ重力波の準2日波、一日熱潮汐波に対応していることがわかった。

衛星観測によると、5日波、準2日波が夜光雲の変動に支配的であることが推定されている（Merkel et al., 2003、2008）が、同様の結果がﾓﾃﾞﾙでも示唆された。また、ﾓﾃﾞﾙでは１日熱潮汐波の影響も示唆された。

一方、U. von Zahn et al.（1998）は、ﾗｲﾀﾞｰ観測によって得られた雲の変動が半日熱潮汐波に対応していることを示唆しているが、図2において空間方向にも調べた所、東進するスケールの小さい波動成分が雲の変動に支配的であることが示唆され、西進する半日熱潮汐波の影響は小さいことがわかった。東進する半日程度の周期の波を同定するためには、高解像度ﾓﾃﾞﾙで計算する事で重力波の影響を示唆する必要があるが、ﾓﾃﾞﾙ内において半日熱潮汐波による雲のレギュレートは支配的ではなかった。

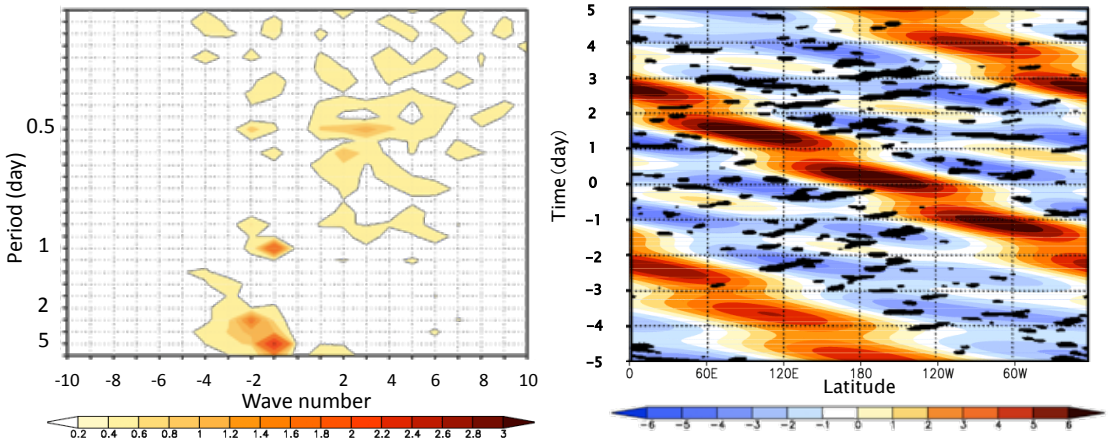


図2: 68.4°N、高度76kmにおける気温の時空間ﾊﾟﾜｰｽﾍﾟｸﾄﾙ分布（西進: k<0、東進: k>0）。

68.4°N、高度76kmにおける雲氷量（黒色）と、ﾌｰﾘｴ逆変換によって取り出した　気温の3成分の重ね合わせの東西時間断面図。

5．まとめと課題

大循環ﾓﾃﾞﾙにおいて大まかな夜光雲の特徴を再現することができた。また、雲の変動に支配的な大気波動成分を調べた所、大規模な波動成分が雲をレギュレートしている可能性を示唆したが、より細かい変動に関しては明らかにすることができなかった。これらを明らかにするために、高解像度（T216）のﾓﾃﾞﾙで計算することによって、重力波等が夜光雲の変動に及ぼす影響を解析する必要がある。

また、中間圏界面高度が観測に比べ 5km 程度低いため重力波ﾊﾟﾗﾒﾀﾘｾﾞｰｼｮﾝを改善する事でより観測に近い結果を得る必要がある。

6．参考文献

Merkel, A. W., Thomas, G. E., Palo, S. E., and Bailey, S. M. 2003: Observations of the 5-day planetary wave in PMC measurements From the Student Nitric Oxide Explorer Satellite, Geophys. Res. Lett., 30(4), 1196, doi:10.1029/2002GL016524.

Merkel A. W., Rusch W., Palo S. E., Russel M., and Bailey M., 2009: Mesospheric planetary wave effects on global PMC variability Inferred from AIM-CIPS and TIMED-SABER for the northern summer 2007 PMC season, ournal of

Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 71,381-391
Watanebe, S., and Miyahara, S., 2009: Quantification of the gravity wave forcing of the migrating diurnal tide in a gravity wave-resolving general circulation model, J. Geophys. Res., 114, D07110, doi: 10.1029/2008JD011218
Yoshikawa, M., and Miyahara, S., 2003: Longitudinal variations of amplitudes of diurnal tides in the MLT region simulated by a general circulation model, Adv. Space Sci., 32 1751.
Yoshikawa, M., and Miyahara, S., : 2003 Zonal mean meridional circulation in the low to middle latitude of MLT region: A numerical simulation by a general circulation model, Adv. Space Sci., 32, 709.
Yoshikawa, M., and Miyahara, S., :2005 Excitations of nonmigrating diurnal tides in the mesosphere and lower thermosphere simulated by the Kyushu-GCM, Adv. Space Res. 35, 1918.
von Zahn, U., von Cossar t, G., Fiedler, J., and Rees, D. 1998: Tidal variations of noctilucent clouds measured at 69° latitude by groundbased lidar, Geophys. Res. Lett., 25, 1289-1292.

超高層大気撮像ミッションISS-IMAPの現状

齊藤昭則（京都大学）IMAPワーキンググループ

概要

- 2011年度に国際宇宙ステーション船外プラットフォームから観測開始予定。
- 2月16日CDR（詳細設計審査）。Phase-D（製作・試験）へ。

どのようなデータが得られるか

観測装置

可視近赤外分光撮像装置：VISI

- 大気光、日陰観測
- 天底観測：軌道に直交する前後２つのスリットによるステレオ撮像
- 対象波長: 730nm (OH, Alt. 85km), 762nm (O2, Alt 95km), 630nm(O, Alt. 250km), 背景光
- 空間分解能: 18km (OH and O2) and 25km(O)
- 初の宇宙空間からの可視大気光イメージング観測

極端紫外光撮像装置：EUVI

- 共鳴散乱光、日照日陰観測
- 後方のリム観測。視野15度。
- 電離圏、プラズマ圏のO+(83.4nm)とHe+　(30.4nm)の共鳴散乱光の
- 初の2波長イオン共鳴散乱光の同時撮像観測

得られるデータ

中間圏大気光：730nm (OH, 高度85km), 762nm (O2, 高度95km)

- 発光全球分布（緯度51度以下）
- 波状構造（大気重力波）分布：波長、波面方向、伝搬速度
- 発光高度

熱圏大気光分布：630nm(O, 高度250km)

- 発光全球分布（緯度51度以下）
- 100-1,000km構造（プラズマ不安定性）分布：波長、波面方向
- 発光高度 、鉛直構造特性
- F領域下部全電子数分布

共鳴散乱光分布：O+(83.4nm), He+(30.4nm)

- イオン積分量（O+, He+)分布
- プラズマ密度鉛直分布
- イオン組成比変動

VISIによるステレオ撮像

可視近赤外分光撮像装置（VISI）は、図1に示したように軌道に直交する前後２つのスリット（天底方向から45度を指向）によってステレオ撮像を行う。このステレオ撮像による大気光発光高度の推定、地上や雲による背景光と大気光との分離を行う。また、630nm大気光は発光高度の高度幅が広いため、前方視野と後方視野の撮像画像の違いから大気光の鉛直構造の推定が行える。図2は図1で示したような大気光構造がある場合に予想される前後の視野による観測画像である。このような630nm大気光の観測視線方向の違いよる観測画像の違いは図3に示されているように地上観測で観測されている。

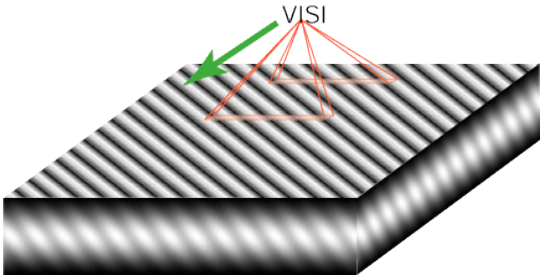


図1. VISIの前後2つのスリット視野と大気光構造の模式図

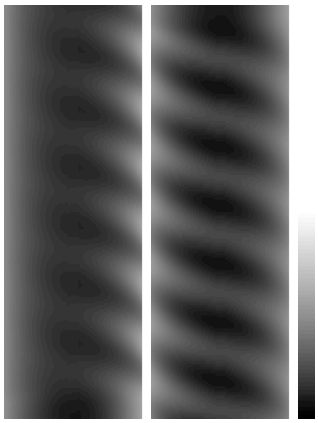


図2. 図1の大気光構造を仮定したときに、前後の視野によって観測される大気光輝度構造の違い。(左)前視野による観測 。（右）後視野による観測。

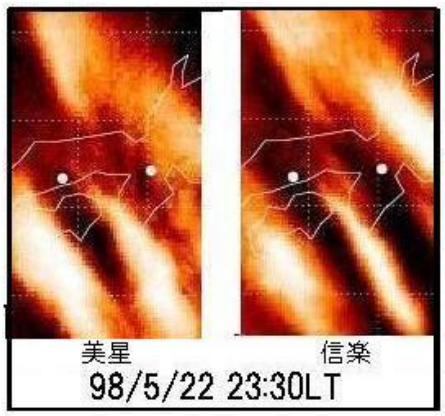


図3. 2地点からの地上観測によって観測された大気光輝度構造の観測視線方向による違い。(左)美星からの観測 。（右）信楽からの観測。

太陽活動度の影響

630nm大気光の輝度は高度250km付近のプラズマ密度によっており、プラズマ密度は図4に示すように太陽活動度の影響を大きく受けるため、630nm大気光の輝度は太陽活動度により大きく異なる。図5に示した太陽黒点数に見られるように、太陽活動度は2006年から非常に低い状態が続いていたが、2010年に入り上昇を始めた。2、3年度には太陽活動度極大期を迎えると予想されるが、太陽活動度が十分高くならない場合はとISS-IMAP可視近赤外分光撮像装置の中緯度域での分解能が低下すると予想される。

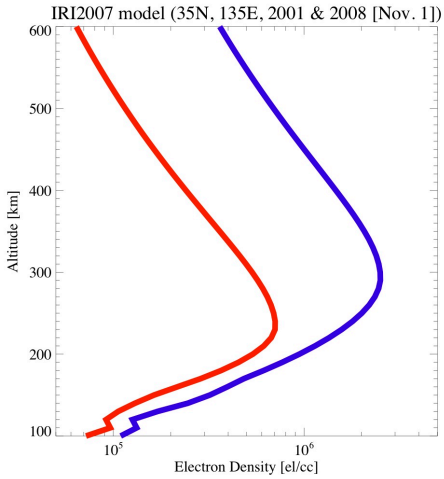


図4. 経験モデルIRI2007による2001年と2008年のLT14時、日本付近での電離圏電子密度高度分布

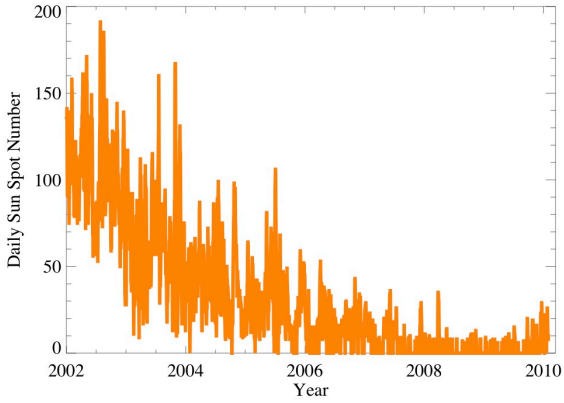


図5. 2010年1月までのDaily Sunspot Number (SSN) [http://sidc.be/]

まとめ

- 2011年度に国際宇宙ステーション船外プラットフォームから観測開始予定。
- 2月16日CDR（詳細設計審査）。Phase-D（製作・試験）へ。
- VISIはステレオ撮像観測、EUVIは2イオン同時観測。
- 得られるデータ：中間圏大気光分布、熱圏大気光分布、電離圏・プラズマ圏共鳴散乱光分布とその変動
- 太陽活動度の影響：一番影響を受けるのは630nm大気光（高度250km）。地磁気擾乱に伴う現象も大きく異なる。中間圏は影響少ない。
- 下層大気と超高層大気の結合を見るには低太陽活動度も好条件。

24th Atmospheric Science Symp

Fraud Equatorial ionization Anomaly

K.I.Oyama[1], Y.Kakinami[2], J.Y.Liu[2], M.A.Abdu[3], and C.Z.Cheng[1]

1. National Cheng Kung University, NO1. Tah-Hsue0Rd. Tainan 7101,Taiwan
2. National central University, Jhongda Rd, Jhong-Li, Taiwan
3. INPE , San Jose Dos Campos, Brazil

After the discovery of the Equatorial Ionization Anomaly (EIA) by Appleton (Appleton 1946), it is now well established that Equatorial Ionization Anomaly is characterized by a minimum in ionization density near geomagnetic dip equator flanked by two maxima at low latitudes (±15°) on either sides (Moffett and Hanson,1965). However under special condition, such double humped features in the latitudinal distribution of plasma densities with the latitude of the minimum density occurring at midlatitdes has been identified from satellite observations. Here we show from atomic oxygen density measurement by the American satellite DE-2 a case of what looks like an extreme shift of the EIA to midlatitude with [O^+] minimum occurring at midlatitude where normally it is high. A geomagnetic storm was in progress during this observation. However, we found that the minimum is very close to the epicenter of an earthquake (lat;-33.13, Longitude;73.07, M=7.5), which occurred on 16,October,1981. The detectable reduction of [O^+] is in the area of 40 degrees in latitude along the same geomagnetic longitude. It extends more than 140 degrees in longitude. The reduction of [O^+] that has highest value near epicenter finally disappears beyond the longitude 140 degrees. The minimum appeared 5 days before the earthquake, and disappeared 3 days after in this case. We conclude that the minimum is generated due to a combined action of the normal dynamo electric field and a westward electric field that is locally generated by the earthquake. The finding shows that even during magnetically disturbed days, the precursor effects in the ionosphere due to an earthquake can be detected by satellite measurements.

It is a well accepted fact that the Equatorial ionization Anomaly; (EIA), also known as the Appleton anomaly[1,2,3,4,5,6] , is formed as the combined effects of the ionospheric dynamo zonal electric field, plasma pressure gradient and gravitational forces. The eastward electric field, which is generated as a result of the interaction between the neutral wind and the magnetized charge particles around the height of 100-120 km, lifts up plasma to higher F region heights where upon the plasma flows down along the magnetic field lines under the pressure gradient and the gravitational forces. The mechanism is called the "Fountain effect" as the phenomena is similar to the behavior of the water which is ejected upward from a nozzle.

The fountain effect leads to the formation of plasma density depression at the magnetic equator flanked by two nearly symmetric crests at conjugate low magnetic latitudes (± 15°), characterizing the EIA. The EIA can be modified by the meridional neutral wind, so that the plasma density crests are not symmetrical except during equinox seasons[6] .

Disturbance electric fields during magnetic storms can cause large up lift of the ionosphere, resulting in large displacement of the EIA crests to higher latitudes[7] . However, in most cases, the minimum of plasma density (the trough) is located around geomagnetic equator[8].

We show here one surprising phenomena, that was observed by the US satellite, Dynamic Explore -2 (DE-2). The location of the minimum in the latitudinal distribution of plasma density appeared to be very close to the epicenter of an earthquake, which occurred at –33.1 in Latitude, and 286.9 in longitude at

3:25 UT on the 16th October,1981. The magnitude and the epicenter depth of this earthquake are 7.5 and 33 km respectively.

The DE-2 satellite was launched on 3 August 1981 at an inclination of 89.89 degrees with a period of 94 minutes. The periapsis and apoapsis are 309.0 km and 1012.0 km respectively. The DE-2 accommodated a Retarding potential Analyzer (RPA),a Plasma drift meter, a Neutral wind instrument, a Neutral Mass Spectrometer, a Langmuir probe, and a UV photometer.

Fig.1a and 1b show the successive orbit data of atomic ion density (denoted as $[O^+]$ hereafter) measured with the RPA instrument , plotted versus geographic latitude during the 5 days before and after the earthquake, respectively. The day number for the days before, during and after the earthquake day (D0) is indicated at the top of each panel (- and + signs indicates the days before and after the D0, respectively). [O+] on earthquake day is plotted as a reference for two figures. The satellite paths which are within $\pm$ 50degrees from the longitude of earthquake location are included in these plots. The local time of the satellite pass is around 9 LT for all plots, because DE-2 satellite has a sun synchronous orbit. The altitude of the satellite pass that is plotted here is below 500km. Although there are two passes which is higher than 500 km during these period, we do not plot them because the ion density above 500km is too low to identify the variation of $[O^+]$ in the same scale as of Fig.1a and b.

In the figures, the blue and red lines shows two different satellite orbits. The magnetic equators on these satellite orbits are indicated on the horizontal axis by the blue and red crosses, respectively. The longitudes where the satellite crosses the minimum height is indicated at the left-top of each panels. As the inclination of DE-2 satellite is almost 90 degrees, the difference of the longitude near south pole and equator is less than 6 degrees. A red star on the horizontal axis indicates the latitude of the epicenter.

Before the earthquake, except on the day D-2, all plots shows a dip near the epicenter. There is no clear dip of $[O^+]$ around geomagnetic equator, such as that which should normally represent the EIA trough.

The dip appears to become increasingly well defined getting closer to the earthquake day. If we are not informed about the location of magnetic equator, we surely would misunderstand the dip location for the magnetic equator.

Until 2 days after the earthquake, the $[O^+]$ distribution still shows the minimum although at the epicenter it becomes shallower. 3 day after the quake (the day D3) the minimum disappears, and on the day D4 the minimum shifts to the geomagnetic equator , where it should normally be located.

Effect of magnetic disturbance

The 16 October earth quake occurred during the recovery phase of a magnetic storm as shown in Fig.2. Within one week of this earthquake, 5 other earthquakes were registered; those are: Oct 9 (-9.98N, 162.05E, 50km, 6.5), Oct 15 (40.23N, 142,29E, 47km,M=6), Oct 17(-7.1N, 128.97E, 179km , M=6.1), Oct 17(-45.51N,-15.18 E, 10km, M=6), and Oct 18(49.89N, 78.9E, 0km, M=6). The numbers in the bracket are latitude and longitude of the epicenter, depth, and the magnitude. The earthquake which occurred on the 16th is much more intense than the others, its energy being more than 30 times as compared to that of Oct 9 earthquake. These other weaker Earthquakes are not of our present concern.

In the lower panel of Figure 2, the auroral indices AU and AL are indicated . On Oct 11 and 13October the AL index shows about – 800 nT and –1600 nT respectively. The AU shows the maximum on the 14th , which suggests the strongest eastward electric field during the days we are discussing. In the upper panel then Dst index is presented. It shows big drop , reaching to about – 150 nT at the beginning of the 14th and gradually recovers toward the 17th. From the beginning of 17th to the noon of 20th, the Dst stays calm. In synchronizing with the Dst minimum, the AL drops to –1600 nT at the beginning of the 14th .

In Fig.1a,the [O+] distribution shows decrease pole ward of–50 degrees already –5 days prior to D0 (that is, on Oct 11). This reduction may possibly be caused by the expansion of atmosphere arising from the particle precipitation which occurred on 11 and 12 October. Toward 3 days before, (on the day D3) the $[O^+]$ in the latitude region below -60 degrees increase. Two days prior to the earthquake , the $[O^+]$

decreases drastically in the southern latitudes of the epicenter . The reduction is large in the longitude of -18 degrees. This reduction might be caused by the intense precipitation of energetic particles which occurred on the 14th. The $[O^+]$ increases toward 3 days after the earthquake. On 20th October, the second large energetic particle precipitation occurred, which caused again the reduction of $[O^+]$ 4 days after the earthquake. These $[O^+]$decreases may also be caused by the effect of ionization uplift by storm associated penetration electric field of eastward polarity whereby the DE2 orbital segment entering into the bottomside of the rising F layer has a reduced density. However on the 4th day after the earthquake the minimum of the $[O^+]$ distribution moved to near the geomagnetic equator as though the usual quiet day feature of the EIA has been reestablished. This means that no electric field from high latitude or from the earthquake process appears to be present on this day. We may point out that a penetration electric field of eastward polarity may also cause an increase of the $[O^+]$ over mid latitudes if the DE2 orbit happens to be located well above the quiet time F layer peak height. Superposed on the increase of mid altitude $[O^+]$,the minimum of $[O^+]$ exists. We presume that this minimum is caused by the local westward electric field which is associated with earthquake[10]. The westward electric field pushes down the ionosphere, and electron density reduces at the DE2 orbit.

To confirm our idea, satellite pass of 16 Oct (earthquake days) is presented in Fig.3 together with 3 components of plasma drift. In the top panel, the $[O^+]$ observed by the DE2 is plotted (solid line) together with IRI model value (broken line). The $[O^+]$ distribution clearly shows a minimum over the epicenter. The middle panel of the figure shows the DE2 orbital altitude. In the bottom panel are shown the drift velocities. The light green shows eastward component (positive: eastward, while red shows upward drift. Between -40 and -24 degrees, the upward drift shows nearly constant velocity of 30 m/sec. We presume that this plateau is due to the superposition of westward electric field on the eastward electric field . The superposed velocity component is, at the most ,10 m/s.

Finally we present in Fig.4 the location of the $[O^+]$ minimum for the different days plotted versus longitude in the upper panel. The epicenter is marked by a star. The location of the minimum is nearly parallel to the geomagnetic equator. It might be noted that another $[O^+]$ minimum appear near the epicenter along the latitude of earthquake. (Thus there are two minima separated by ~ 20° in latitude along the African longitude). This fact might be related to the generation mechanism of electric field, which is not clear[11,12,13].

In the lower panel of the Fig 4 is shown the ratio of $[O^+]$ reduction with respect to the ambient maximum in $[O^+]$ plotted against longitude. The numbers attached to the data points indicate the day counted from the day of the earthquake. The data points which are obtained on the same day are connected to show their dependence on distance. The largest reduction tends to occur around epicenter and it reduces as the observation point departs from the epicenter and finally the $[O^+]$ minimum cannot be seen beyond 60 degrees in longitude on either side of the epicenter. The minimum only appears 5 day prior to the earthquake and disappears 4 days after the earthquake in this case. The area extension of the minimum is consistent with our previous results [10].

Conclusion

We have presented here evidence for an amazing shift of the trough of Equatorial Ionization Anomaly towards the epicenter of the major earthquake that occurred on 16 October 2001. The association of the $[O^+]$ minimum with the epicenter of this large earthquake, started form 5 days before the earthquake and disappeared 4 days after the earthquake. The affected region extended 150 degrees in longitude and 40 degrees in latitude.

The minimum in the O^+ density appears to have been produced due to the combined effect of a magnetic storm related eastward electric field and the earthquake related westward electric field. The generation mechanism of electric field associated with large earthquake is not yet known[11,12,13].

Apart from the scientific interest regarding Appleton anomaly, our study suggests one important issue. The precursor effect can be detected even during a moderate magnetic disturbance. The key problem in the discussion on the existence of earthquake effect on the ionosphere was magnetic disturbance, as it is

very difficult to distinguish the disturbance due to earthquake from magnetic disturbance[14,15] . Our study shows that by using the disturbed data positively, we can find the precursor effects of some earthquake.

It should be noted that there is also a possibility that this interesting feature is incidentally produced by the combination of satellite orbit and ionosphere features.

References

1. Appleton ,E.V., Two anomalies in the ionosphere, Nature, 157, 691,1946.

2.Mitra, S.K., Geomagnetic control of region F2 of the ionosphere , Nature, 158, 668-669, 1946.

3.Groom, S., A.Robins, and J.O.Thomas, Two anomalies in the behavior of the F2 layer of the ionosphere, Nature, 184, 2003, 1959.

4.Moffett, R.J., and W.B.Hanson, Effect of ionization transport on the equatorial F –region, Nature, 206 , 705-706,1965.

5.Kendal, P.C., and D.W.Windle,The Appleton anomaly, Nature,207,964-965, 1965

6.Anderson, D.N.,A theoretical study of the ionosphere F region equatorial anomaly - I.Theory, Planet.Space.Sci, 21, 409-419, 1973.

7.Greenspan,M.E.,C.E.Rasmussen, W. J.Burke,and M.A.Abudu, Equatorial density depletions observed at 840 km during the great magnetic storm of march 1989, J.Geophys.Res.,96,13931-13942, 1991.

8.Gulyaeva,T., and K.Rawer, North/South asymmetry of the equatorial anomaly:a model study, Adv.Space Res., 31, 549-554, 2003.

9.Maruyama, N., A.D.Richmond, T.J.FullerRowell, M.V.Codrescu, S.Sazykin, F.R.Toffoletto, R.W.Spiro, and G.H.Millward, Interaction between direct penetration and disturbance dynamo electric field in the storm-time equatorial ionosphere, Geophys.Res.Lett., 32, L17105, doi;10.1029/2005GL023763, 2005.

10.Oyama,K.-I. ,Y.Kakinami, J.Y.Liu, and M.Kamogawa, and T.Kodama, Reduction of electron temperature in low latitude ionosphere at 600km before and after large earthquakes, J.Geophys.Res., doi:10.1029/2008JA013367, 2008.

11.Freund F., Stress-activated positive hole charge carriers in rockes and the generation of pre-earthquake signals, in “Electromagnetic Phenomena associated with Earthqaukes”ISBN:978-81-297-0,2009 edited by M.Hayakawa, 41-96,

12.Klimenko,M., V.Klimenko, I.Kaprov, I.Zakharenkova, Generation of zonal electric fields in the Earth’s ionosphere by internal gravity wave prior to strong middle-latitude earthquakes, International Journal of Remote sensing, ?, 1-12, 2009.

13. Rozhnoi, A., M.Solovieva, O.Molchanov, P.-F.Biagi,and M.Hayakawa, Observation evidences of atmospheric gravity waves induces by seismic activity from analysis of subionospheric LF signal spectra, Nat.Hazards Earth Syst.,Sci.,7,625-628,2007

14.Zhao B.,T. Yu,M.Wang, J.Lei, and B.Ning (2008), Is an usual large enhancement of ionospheric electron density linked with the 2008 great Wenchuan earthquake?, J.Geophys.Res.,113,A11304,doi+10.1029/2008JA013613.

15.Liu, J.Y.,Y.I.Chen, C.H.Chen, C.Y.Liu, C.Y.Chen, M.Nishihashi, J.Z.Liu,Y.Q.Xia, K.-.I. Oyama, and K.Hattori, and C.H.Lin, Seismo-ionospheric GPS TEC anomalies observed before the 12 May 2008 Mw7.9 Wenchuan Earthquake, J.Geophys.R., doi:10.1029/2008JA013698,.2008.

Figure captions

Fig.1 Representative plots of atomic ion density before and after the earthquake . The data are plotted for the satellite altitude below 500km. Grey and black lines decriminate the different satellite orbits. X of different colors indicates magnetic equators corresponding to different orbits respectively.

Fig.2 Diurnal variation of AU, AL, and Dst Index for October 1981. Tip mark below which days are indicated shows 0 UT. A star on 16th October indicates the earthquake.

Fig.3 Upper panel: Reduction of ion density near epicenter (black line) . Dashed line is the density calculated from IRI. Lower panel: three components of plasma drift . Solid line shows Upward drift(positive). Dotted line shows East-West component (Eastward is positive). Dashed line shows North_ South drift (Northward is positive). Other three thin lines show average drift components corresponding to the three thick lines. Star and cross indicate epicenter and geomagnetic equator. The

Fig.4 Plot of the location of the minimum (upper panel), and reduction of [O+] versus longitude on the different days before and after the earth quake considered in the analysis Lower panel). Numbers attached to the circle indicates the days counted from earthquake day. Minus Sign attached to the circle indicate that data are obtained before the earthquake.

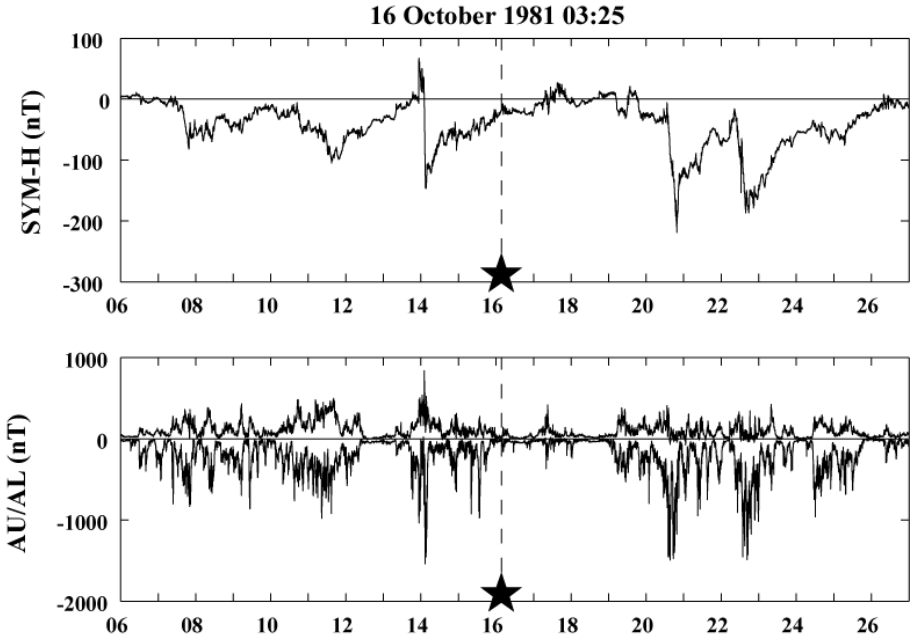

16 October 1981 03:25
SYM-H (nT)
AU/AL (nT)

Fig.1

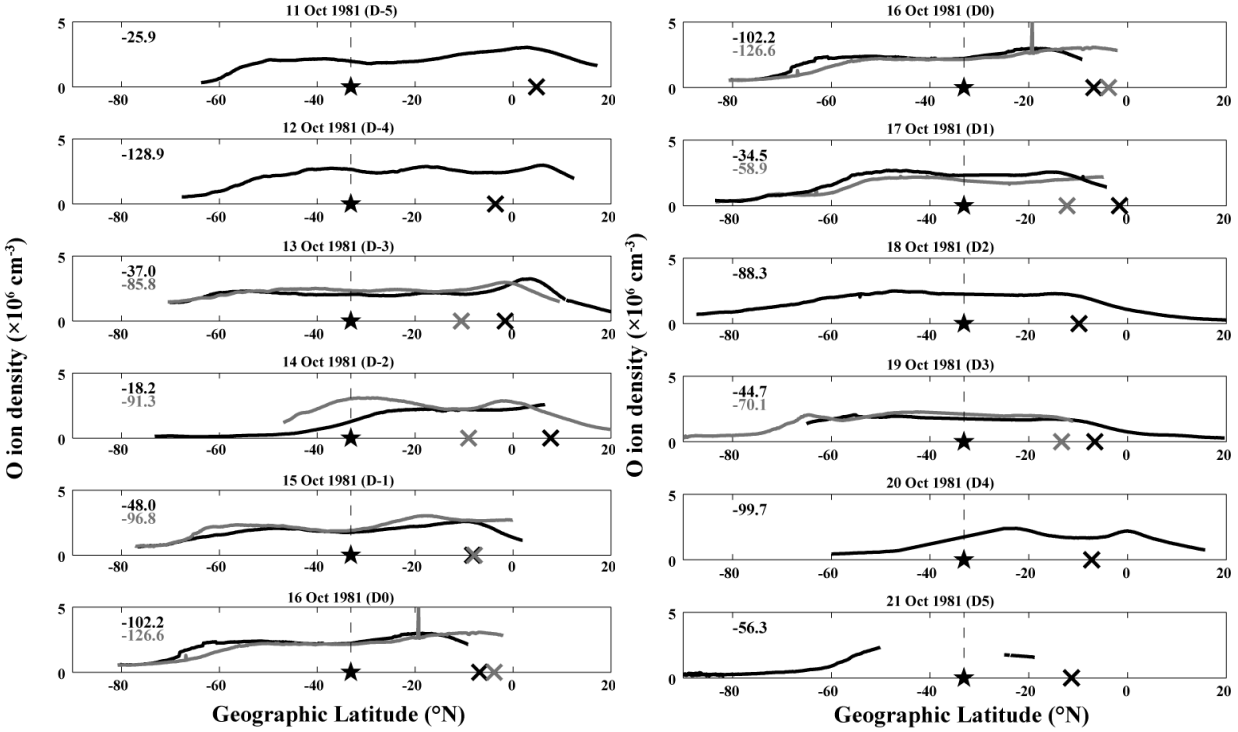

11 Oct 1981 (D-5)
-25.9
12 Oct 1981 (D-4)
-128.9
13 Oct 1981 (D-3)
-37.0
-85.8
14 Oct 1981 (D-2)
-18.2
-91.3
15 Oct 1981 (D-1)
-48.0
-96.8
16 Oct 1981 (D0)
-102.2
-126.6
16 Oct 1981 (D0)
-102.2
-126.6
17 Oct 1981 (D1)
-34.5
-58.9
18 Oct 1981 (D2)
-88.3
19 Oct 1981 (D3)
-44.7
-70.1
20 Oct 1981 (D4)
-99.7
21 Oct 1981 (D5)
-56.3
O ion density (×10⁶ cm⁻³)
Geographic Latitude (°N)

Fig.2

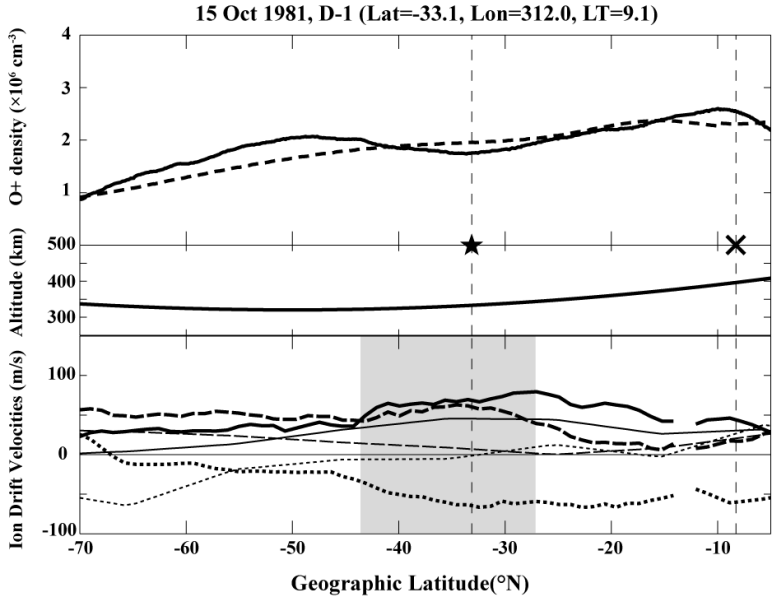

15 Oct 1981, D-1 (Lat=-33.1, Lon=312.0, LT=9.1)
O+ density (×10⁶ cm⁻³)
Altitude (km)
Ion Drift Velocities (m/s)
Geographic Latitude(°N)

Fig.3

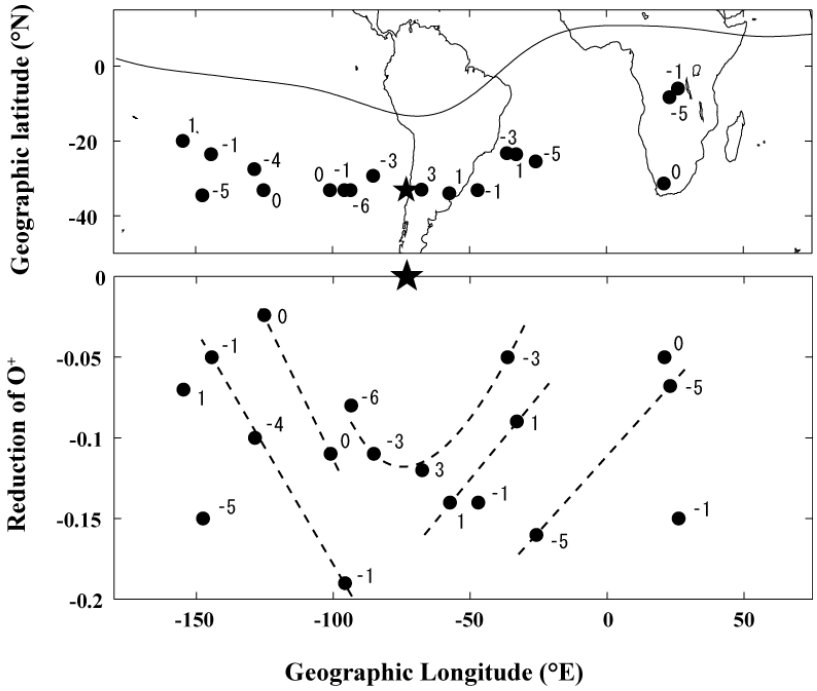

Geographic latitude (°N)
Reduction of O⁺
Geographic Longitude (°E)

Fig.4

インドネシアにおける沿磁力線不規則構造の VHF レーダー観測

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

1. はじめに

赤道域における沿磁力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)のレーダー観測は、1960 年代から米国の研究者らを中心にペルー・ヒカマルカの大型レーダーを用いて行われてきた。2001 年には、京都大学がインドネシア・スマトラ島に赤道大気レーダー(EAR)を建設し、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]。我々は、FAI の連続観測を実施するため、EAR サイトに送信周波数 30.8MHz のレーダーを設置した(図 1)。

図 1: インドネシア・コトタバンの赤道大気レーダーサイトに設置された 30.8MHz の VHF レーダー。

2. 観測

2006 年 2 月より、赤道大気レーダーサイトにおいて、送信周波数 30.8MHz のレーダーによる E 層及び F 層 FAI の観測を開始した。図 1 に示すように、レーダーは 18 本の 3 素子八木アンテナから成り、その尖頭電力は 20 kW である。レーダーの主要緒元を表 1 に示す。レーダーは、電波の位相を制御することにより、ビームを 9 方向に走査することができる。ビームが磁力線に直交するように、ビームの天頂角を 20°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、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。F 領域 FAI 観測の主な観測パラメーターを表 2 に示す。

表 1: VHF レーダーの主要諸元

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

表 2: F 領域 FAI の観測パラメーター

パルス繰り返し周期(IPP): 4.0 ms
パルス長： 128 μs (シングル・パルス)
レンジ分解能: 19.2 km
サンプリング： 2.4 km
コヒーレント積分: 4 回
インコヒーレント積分: 3 回
FFT 点数: 128

3. 結果

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 2 に、南向きビームで得られた FAI エコー強度の季節・地方時変化を示す。図中の黒い部分は、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。

EAR サイトには、シンチレーション測定用の GPS 受信機が設置されており、2003 年 1 月から連続観測を行っている[Otsuka et al., 2006]。2006 年 2 月から 2007 年 11 月までの期間にお

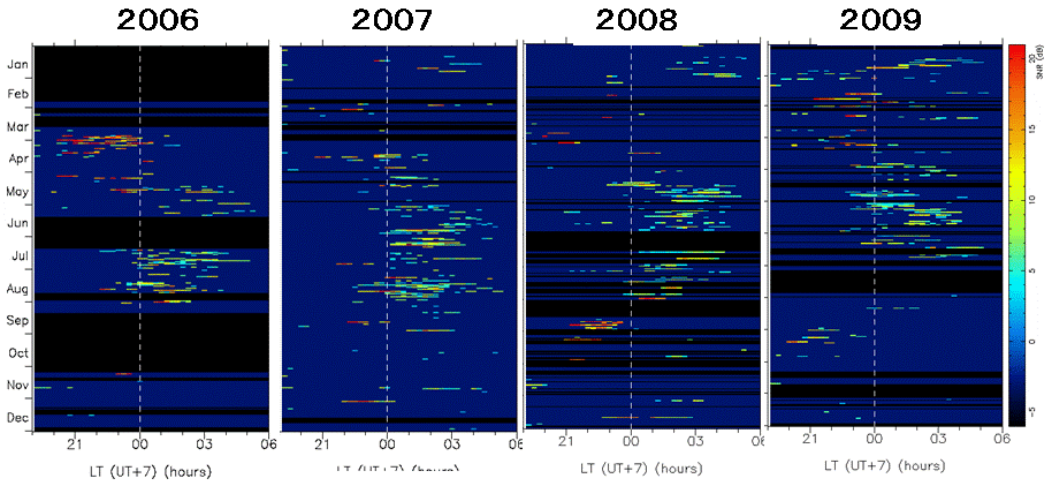


図 2: 2006 年から 2009 年までにコトタバンの VHF レーダーで観測された F 領域 FAI エコーの地方時・季節変化。

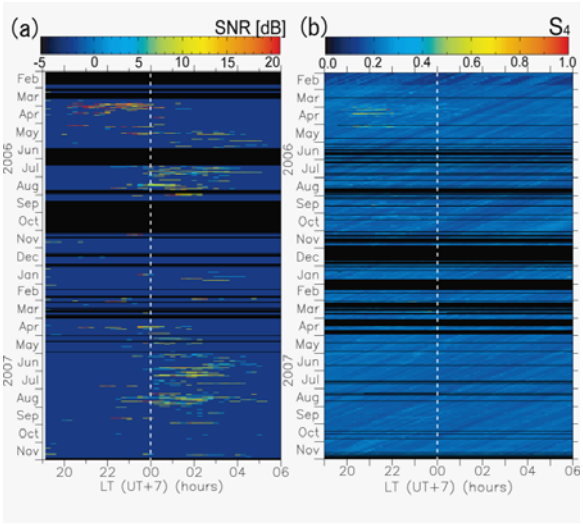


図 3: 2006 年 2 月から 2007 年 11 月までにコトタバンの VHF レーダーで観測された F 領域 FAI エコー(a)と GPS シンチレーション指数 S4(b)の地方時・季節変化。

いて、GPS シンチレーションは、2006 年 3-5 月に発生しており、真夜中前の FAI エコーの出現とよく一致する。赤道域における GPS シンチレーションは、プラズマバブル内部に存在するプラズマ密度の不均一によって生じる。また、プラズマバブルは、インドネシア域では春・秋に発生頻度が高い[Tsunoda, 1985; Maruyama and Matuura, 1984]。このことから、真夜中前の FAI は、プラズマバブルに起因するものであると考えられる。しかし、真夜中過ぎの FAI は、プラズマバブルの発生頻度が低い季節に多く観測されている。さらに、通常、プラズマバブルに伴う FAI は、拡散によって真夜中頃には消滅するため、真夜中以降に観測されることは稀である。このことから、5-8 月の真夜中過ぎに観測された FAI は、プラズマバブルに伴うものとは異なると考えられる。

5 方向のビームで観測された FAI エコーの出現時間の差から、FAI のエコー領域が東西方向

のどちらに伝搬しているかを決定した。2006 年 2 月 23 日から 2007 年 11 月 28 日までの観測データを調べたところ、真夜中前(19-00LT) に発生する FAI と真夜中過ぎ(00-06LT) に発生する FAI とでは、その伝搬方向に違いがあることが分かった。真夜中前 FAI は、23 例観測されており、そのうち 21 例が東向きに伝搬していた。一方、真夜中過ぎ FAI は、80 例観測されており、そのうち 9 例が東向き、28 例が西向きであった。残りの 43 例(全体の 54%に相当) は、伝搬していないか、あるいは顕著な伝搬が見られなかったものである。真夜中過ぎ FAI 発生頻度の季節変化や西向きに伝搬する特徴は、MU レーダーで観測される F 領域 FAI と類似しており、中緯度の F 領域 FAI が低緯度域でも発生している可能性があると考えられる。

各ビームにおける FAI のドップラー速度をスペクトルの 1 次モーメントから求めた。2006 年 2 月から 2007 年 11 月までに得られたドップラー速度のデータを 1 時間毎に分類し、平均した。最も西(方位角 234°) と東(方位角 126°) に振ったビームで得られた視線方向のドップラー速度の平均地方時変化を図 4 に示す。速度の正(負) の値は、レーダーに近づく(から遠ざかる) 向きを表す。FAI のドップラー速度は、電場 E による E×B ドリフト速度を表していると考えられる。ここでは、誤差を小さくするため、FAI エコーの SN 比が-5dB 以上のものだけを用いた。真夜中前において、西(東)向きビームで得られたドップラー速度は正(負) であり、FAI が東向きの速度を持っていることが分かる。一方、真夜中過ぎでは両者の速度の差は小さいが、4-5 時 LT には両方向のドップラー速度の大きさが逆転しており、FAI が西向き速度をもっていることが分かる。従って、FAI のエコー領域の移動と E×B ドリフトの方向が一致していると言える。

上述したように、コトタバンの VHF レーダーによって真夜中過ぎに観測される FAI エコーの発生する季節、伝搬方向やドップラー速度の向きは、中緯度で観測される FAI の特徴と類似している。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

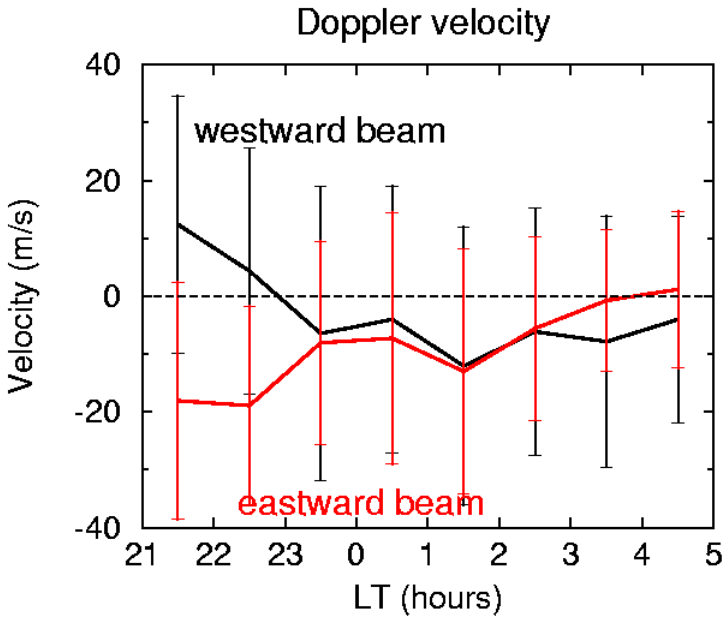


図4: 南西向き(方位角234◦; 実線) 及び南東向き(方位角126◦; 赤線) ビームで観測されたFAI ドップラー速度(正はレーダーに近づく向き) の地方時変化。2006 年2 月から2007 年11 月までに得られたデータの平均値。エラーバーは標準偏差を表す。

(Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbance; MSTID)に伴って発生しており[例えば、Otsuka et al., 2009]、またこの MSTID については、スポラデック E(Es)層との電磁力学的結合がその生成原因の一つとして重要な役割りを果たしていることが示唆されている[例えば、Otsuka et al., 2008]。そこで本研究では、F 領域 FAI の発生頻度と比較するために、コトタバンにおける Es 層の発生頻度を調べた。図 5 に、2007 年 8 月から 2008 年 7 月までの Es 層突き抜け周波数(foEs) の地方時・季節変化を示す。これより、夜間においては、5-8 月の真夜中から日出時に高い foEs が見られることが分かる。この季節・地方時変化は、コトタバンで観測された F 領域 FAI の発生頻度の季節・地方時変化と一致しており、コトタバンにおける F 領域 FAI が、中緯度の FAI と同様に Es 層との電磁力学的結合によって生成されている可能性が示唆される。

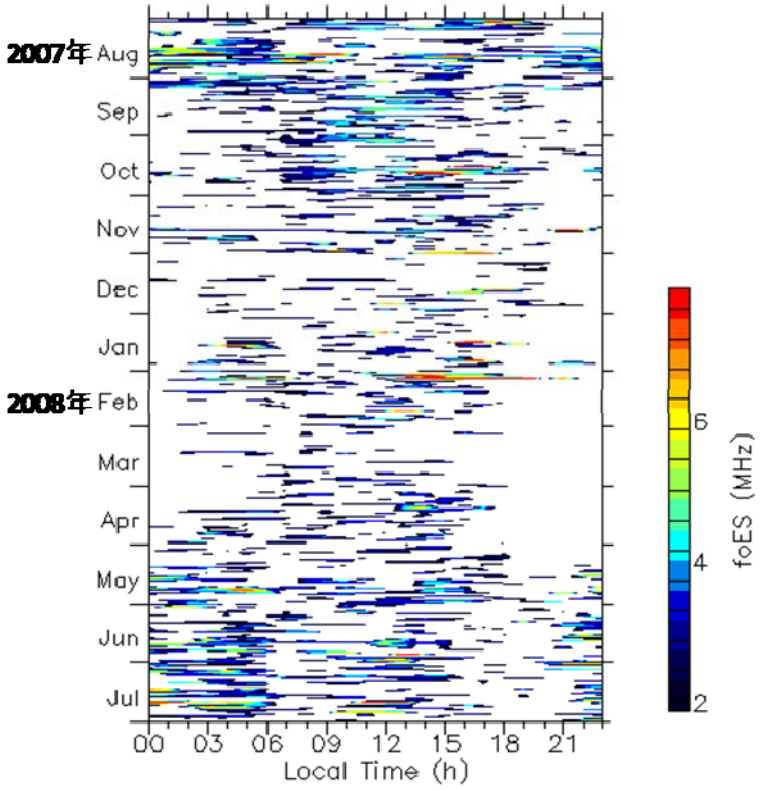


図 5: 2007 年 8 月から 2008 年 7 月までにコトタバンのイオノゾンデで得られたスポラディック E 層の突き抜け周波数(foEs)の季節・地方時変化。

4 まとめ

EAR サイトにおいて、2006 年 2 月から 30.8 MHz レーダーによる 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ことが明らかになった。

・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。
- 上記の特徴は、中緯度の F 領域 FAI と類似している。

真夜中過ぎの FAI の生成原因は未だ明らかにされておらず、さらなる研究が必要である。

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.

Fukao, S., Y. Ozawa, T. Yokoyama, M. Yamamoto, and R. T. Tsunoda, First observations of the spatial structure of F region 3-m-scale field-aligned irregularities with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, J. Geophys. Res., 109, A02304, doi:10.1029/2003JA010096, 2004.

Maruyama, T. and N. Matuura, Longitudinal variability of annual changes in activity of equatorial spread F and plasma bubbles, J. Geophys. Res., 89, 10,903-10,912, 1984.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, and T. Ogawa, Equatorial ionospheric scintillations and zonal irregularity drifts observed with closely-spaced GPS receivers in Indonesia, J. Meteor. Soc. Japan, 84A, 343-351, 2006.

Otsuka, Y., T. Tani, T. Tsugawa, and T. Ogawa, Statistical study of relationship between medium-scale traveling ionospheric disturbance and sporadic E layer activities in summer night over Japan, J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 70, 2196-2202, 2008.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, T. Yokoyama, and M. Yamamoto, Spatial relationship of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and F region field-aligned irregularities observed with two spaced all-sky airglow imagers and the middle and upper atmosphere radar, J. Geophys. Res., 114, A05302, doi:10.1029/2008JA013902, 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.

謝辞

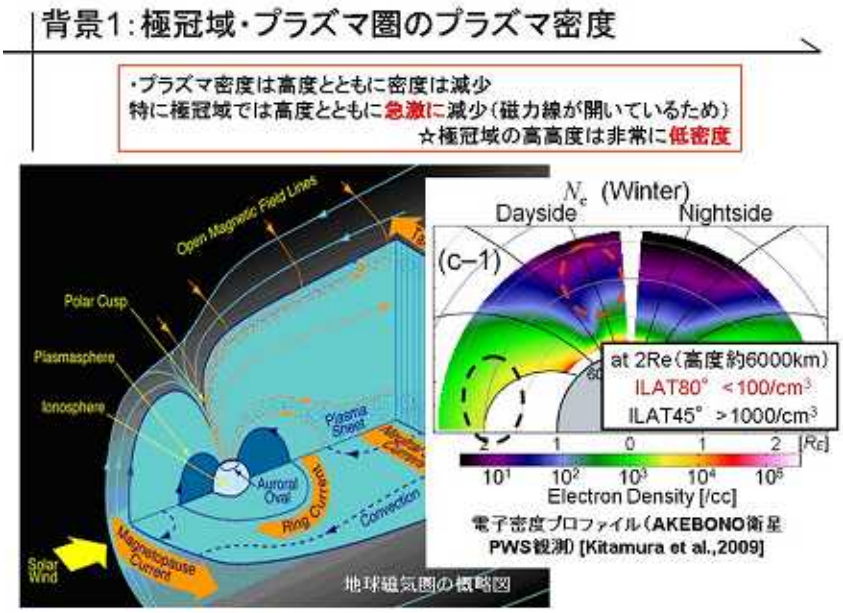
情報通信研究機構がインドネシア・コトタバンに設置されているイオノゾンデのデータを使用させて頂きました。

2010 年 2 月　大気圏シンポジウム
発表テーマ「極冠域における SED/TOI のアウトフローとしての振る舞いについて」

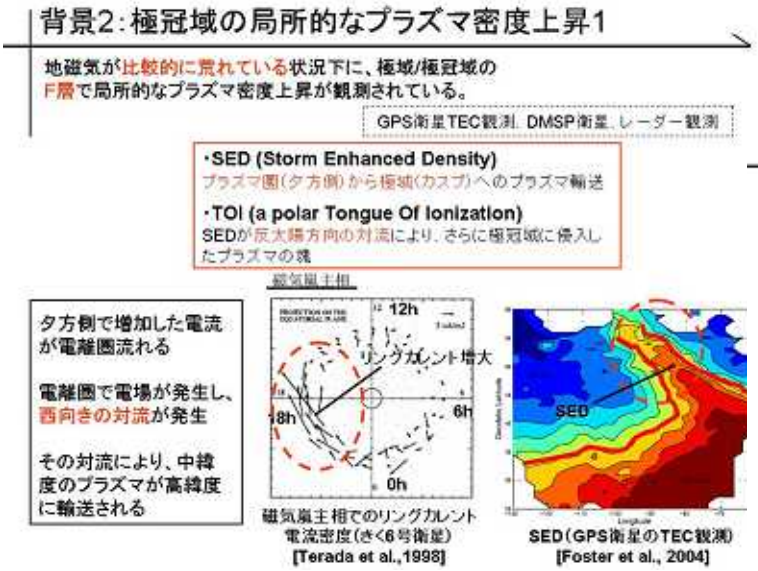
*北野谷 有吾[1]、阿部 琢美[2]
[1]東京大学大学院理学系研究科
[2]宇宙科学研究本部（ISAS/JAXA）

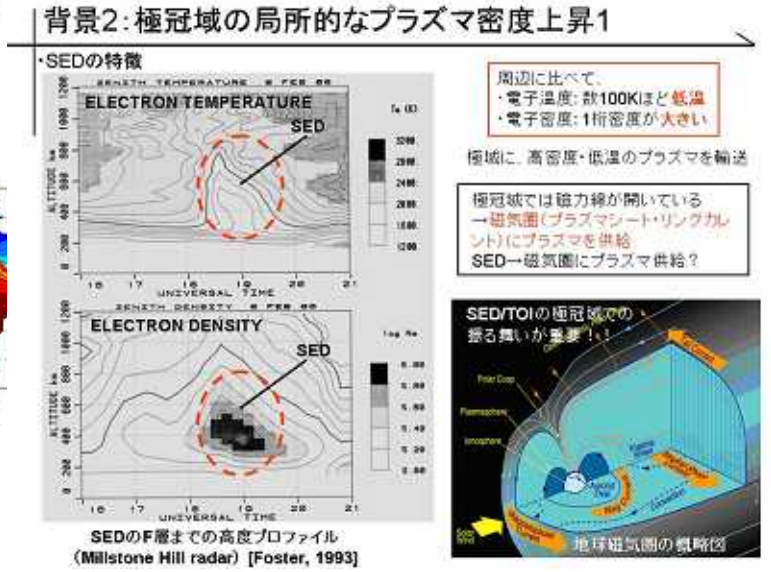
極冠域電離圏は磁力線が磁気圏と結合しているため、極冠域のプラズマはリングカレントやプラズマシートといった磁気圏へのプラズマの供給源として考えられている。ゆえに、極冠域電離圏のプラズマ密度の変化は地球磁気圏のプラズマ物理学において重要であると考えられる。

一般的に 1000km 以上の高度では、プラズマ密度は高度とともに減少する。そのため、高高度ではプラズマ密度は低く、特に磁力線が開いている極冠域は、磁力線が閉じている低・中緯度の同じ高度で比較すると、プラズマ密度は非常に小さい。あけぼの衛星の波動観測から高度 2Re で電子密度を比較した場合、ILAT80 ° では 100/cm^3 以下に対して、ILAT45 ° では 1000/cm^3 以上と 10 倍以上の密度が存在する。

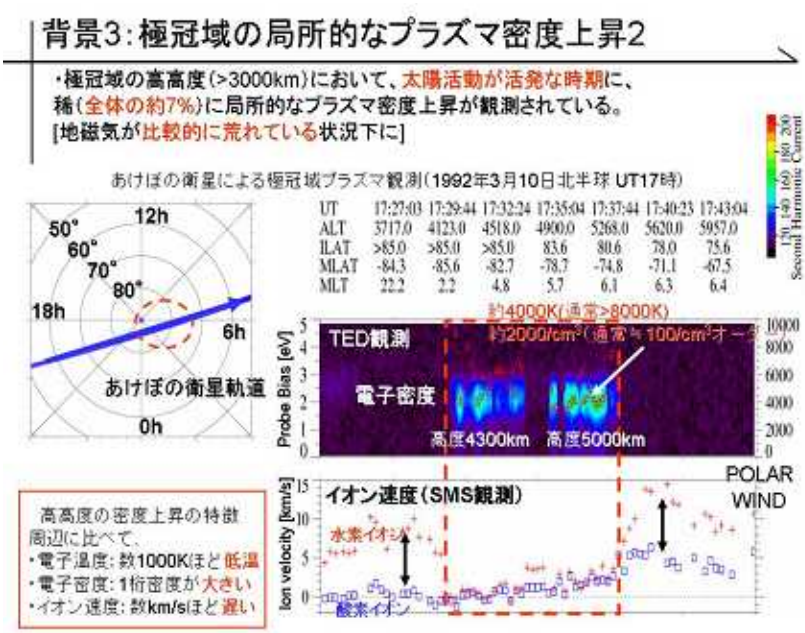


プラズマ密度の小さい極冠域であるが、極冠域の F 層において、地磁気が比較的に荒れている状況下に、SED(Storm Enhanced Density）/TOI(a polar Tongue Of Ionization)と呼ばれるプラズマ圏の比較的に低温プラズマで構成されたプラズマによる局所的なプラズマ密度上昇が GPS 衛星の TEC 観測や DMSP 衛星、地上からのレーダー観測などにより観測されている。

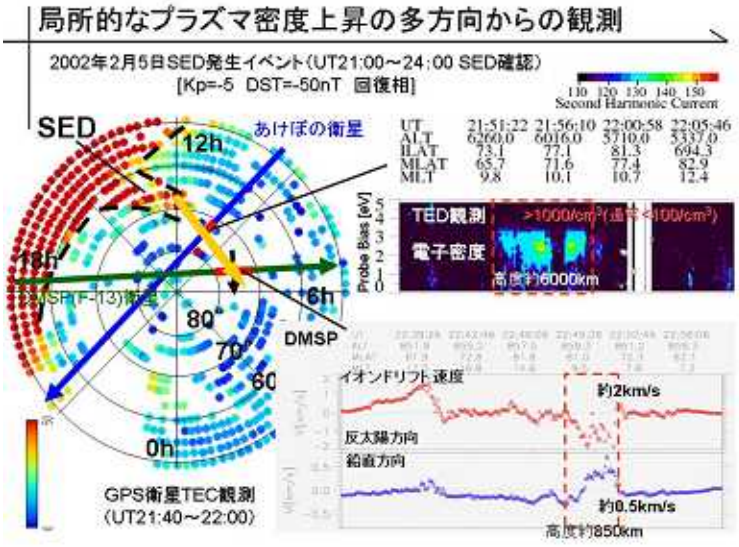


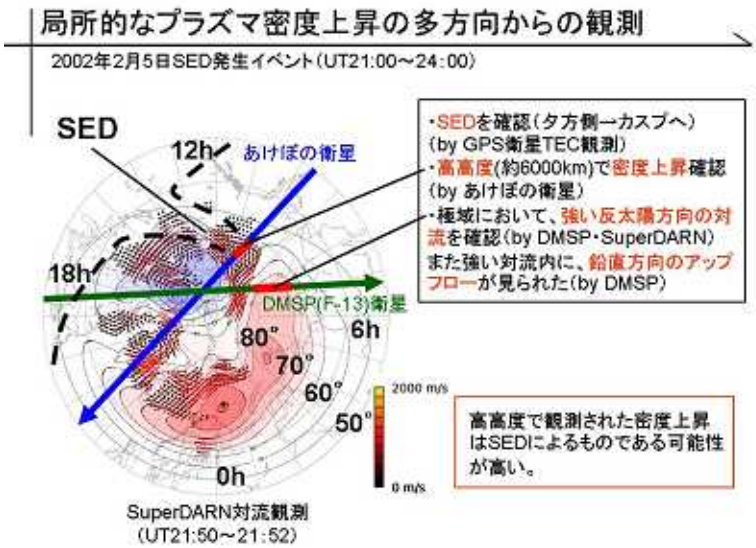


またあけぼの衛星の 10 年以上の長期にわたる電子密度観測より、極冠域の高高度（高度 3000km 以上）において、太陽活動が活発な時期かつ比較的地磁気が荒れている状況下で、過去に観測されている電子密度の 10 倍以上もの密度を持った局所的なプラズマ密度上昇が観測されていることがわかった。またその密度上昇の構成しているプラズマは一般的に考えられている電子温度よりも数千 K も低温であることがわかった。また極冠域のこのような領域では一般的にイオンのアウトフロー（ポーラーウインド）が観測されているが、密度上昇内ではイオン速度は非常に遅い。



上で説明した 2 つのプラズマ密度上昇は、両方とも地磁気が荒れている状況下で発生し、また周辺に比べて低温・高密度である。このことからあけぼの衛星で観測された極冠域高高度の局所的なプラズマ密度上昇は SED/TOI によるものであると推測される。このことを実証できれば、あけぼの衛星の観測データを使い、極冠域における SED/TOI のアウトフローとしての振る舞いについて確認することができる。そこで、2002 年 2 月 5 日の SED イベントを用いて、GPS 衛星の TEC 観測、DMSP 衛星による対流観測、SuperDARN によるグローバルな対流観測、そしてあけぼの衛星に極冠域高高度での密度観測、以上の 4 つの異なる観測を用いて、極冠域の高高度のプラズマ密度上昇が SED によるものなのかを検証した。





4 つの異なる観測から、あけぼの衛星で観測された極冠域の高高度における密度上昇は SED/TOI によるものである可能性が高いことがわかった。以下にあけぼの衛星の高高度の密度上昇の統計結果を用いて、SED/TOI について議論した結果をまとめる。

まとめ・今後

・あけぼの衛星で観測された高高度の局所的な低温プラズマによる密度上昇はSEDである可能性が高い。
SEDはF層よりも高高度まで分布している。

・SEDはプラズマ圏のような密度プロファイルであると考えられる。

・また対流により昼側から夜側に流される際に、圧力勾配により少しずつ拡散している。

・カスプ領域、極冠域からSEDが磁気圏にプラズマを供給しているとは考えられない。(従来の考えを否定する結果が得られた。)

・あけぼの衛星・DMSP衛星で得られたSED内のプラズマ密度、鉛直方向の速度からより高高度までのSEDの高度プロファイルを推定する。

衛星ビーコン観測による電離圏大規模波動構造と赤道スプレッドF 現象の観測

山本　衛・Smitha V. Thampi（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)
津川卓也・上本純平・石井　守（情報通信研究機構）
Roland T. Tsunoda　（SRI International）

１．背景

電離圏には様々な時間・空間スケールを持つ波動・擾乱現象が存在する。赤道スプレッドＦ現象（Equatorial Spread-F、ESF と略記、プラズマバブルとも呼ばれる）は電離圏の最も強い擾乱の一つであり、太陽活動度の活発期に増大する。ESF は、磁気赤道付近の日没後の電離圏下部に生じた密度低下域が、レイリー・テーラー不安定によって拡大しながら高度千 km 以上まで急速に拡大する現象であり、電離圏擾乱の内で最も活発な現象として赤道低緯度電離圏研究のホットトピックであり続けてきた。しかしながら ESF を誘発する「種」が未解明で、日々変動の予測ができない。更に全球的には、ESF 活動度には大きな経度依存性があり、特にアフリカ地域で特異的に発生頻度が高いことも未解明である。これらの諸点でブレークスルーが進めば、社会に貢献するところが極めて大きいため、世界的に研究推進の機運が高まっている。

ESF は電離圏を通過する電波伝搬に大きく影響する。GPS 測位は、民間航空管制への応用が始まるなど社会インフラとして重要性が高まっているが、電離圏擾乱によって測位精度が低下したり測位ができなくなったりという悪影響が懸念されている。また高度 400 km 以上の電離圏は、国際宇宙ステーションを含む諸衛星が飛翔する領域である。電離圏は、衛星の周辺環境さらには新たな人類生存環境としても重要性が高まっている。

京都大学生存圏研究所（以下では RISH）では、インドネシア共和国コトタバンに位置する赤道大気レーダー（Equatorial Atmosphere Radar; EAR）を用いて ESF を研究してきた。現在では、名古屋大学太陽地球環境研究所（以下では STEL）や情報通信研究機構（以下では NICT）によって、タイ・インドネシア・ベトナムなどに広がる電離圏観測網も整備されている。本研究では、我々のこれまでの研究を概観するとともに、最近の研究トピックである ESF の日々変動に対する研究計画を紹介する。

２．赤道スプレッドＦ現象の観測例と日々変動のモデル

ESF が日々変動を引き起こす要因について、現在、以下の３つのモデルが提起されている。

モデル１.「赤道低緯度電離圏の南北半球対称性」: ESF の発生には日没に伴って発生する強い分極電界が必要であり、電離圏の南北半球間の対称性が高いとき、分極電界が強まり ESF 発生に至る。この機構は ESF 頻度の季節変化の説明として有効であることが知られており（Nishioka et al., 2008）、インドの衛星ビーコン観測からは、電離圏全電子数（Total Electron Content; TEC）の南北半球対称性と ESF の発生の相関を利用した ESF 発生予報が試みられている（Thampi, et al., 2006）。南北半球対称性が乱れる要因として、中性大気（＝電離がなく電気的中性を保っている大気成分）の南北風が考えられているが、低緯度域の熱圏風の観測例はほとんどない。

モデル２.「Large-scale wave structure (LSWS)」: LSWS は電離圏 F 領域下部に現れる、電子密度分布が東西波長数百 km で上下に波打つという波状構造であり、ESF 日々変化との相関が良好であるとされる（Tsunoda, 2005）。LSWS の発生・成長に関する理論的基盤としては、中性風速シアーに伴う collisional shear 不安定が提案されている（Hysell et al., 2004）。ただし観測例が非常に少ないという、解決すべき問題が残されている。

モデル３.「中性大気波動」: ESF 発生の日々変動は、下層大気から上方伝搬してきた中性大気中の大気波動（おそらく大気重力波）が電離圏 F 領域下部を変調することによるという説が以前より唱えられている（Kelley et al., 1981）。統計による関連付けは行われている（Ogawa et al., 2009）が、直接的な証拠がまだまだ不十分である。

以上はそれぞれ特徴ある説ではあるが、圧倒的なコンセンサスを得たものはまだない。

３．これまでの研究成果

図１に EAR による FAI 観測の例を示す。EAR の多ビーム観測機能を活用することで、FAI の時間変化と空間構造の分離が可能となった。図１の点線で囲まれた範囲の FAI エコーは観測領域内で発生して成長しながら東向きに伝搬して行く。この FAI の発生時刻は日没直後（図の最西側ビームの Terminator 線のすぐ右側で発生）である。EAR 観測領域内で生じた ESF に限った統計解析を行うことによって、通常の ESF の発生が、磁気赤道付近の F 領域高度の日没に極めてよく一致することが明らかにされている（Yokoyama et al., 2004）。

ESF 日々変動の解明に向けて、様々な取組みが始まっている。特筆すべきは、米国が 2008 年に打上げた衛星 C/NOFS（Communication/Navigation Outage Forecasting System）である。同衛星は「ESF が通信・測位に与える悪影響の予測の研究」を主任務として、地理緯度範囲±13°、高度 400～850 km の軌道

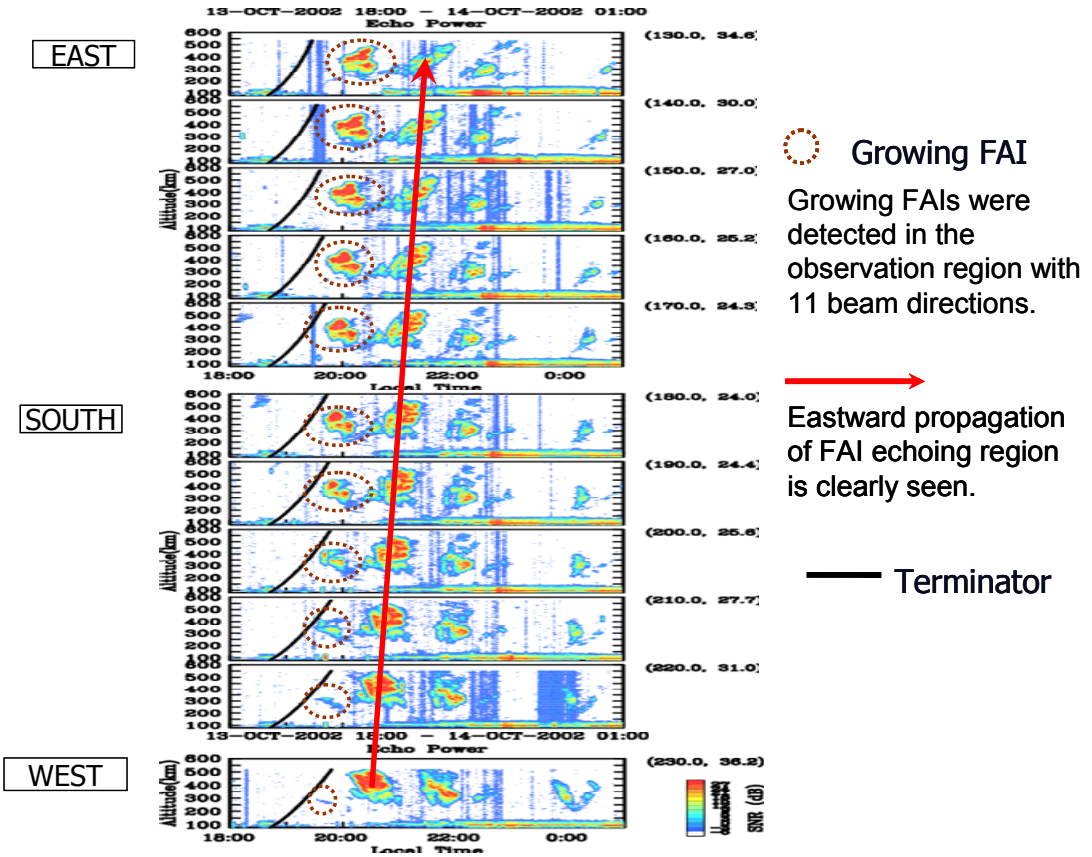


図１　EAR 多ビーム観測で捉えられた FAI エコーの例。点線で示すエコーは EAR 観測領域の日没直後に発生し、成長しながら東に伝搬する。他の FAI エコーは、観測領域の西側から侵入してきたものである。

上で観測を行っている。RISH・STEL・NICT が東南アジア域に構築した地上観測網との協同によって、ESF 日々変動の解明が期待される。また最近では、RISH では極めて安価かつ高性能の衛星ビーコン観測用ディジタル受信機 GNU Radio Beacon Receiver （以下では GRBR）が開発されており（Yamamoto, 2008）、東南アジア域で実際の観測を開始し、急速に研究成果を挙げている。図２に GRBR を用いてベトナム・バクリウで観測された C/NOFS 衛星利用の TEC 観測と EAR サイトにある STEL の VHF レーダー観測の比較を示す。C/NOFS 衛星の飛翔にそって観測された TEC から、経度約 5 度（約 500 km）の東西波長を持つ大規模な電子密度構造が観測される、これは上記のモデル２で言う LSWS を捉えたものと考えられる。この LSWS に対応して、VHF レーダーによって ESF エコーが観測された（Thampi et al., 2009）。

４．観測網の充実

図３にインドから太平洋にかけての ESF 観測点の分布を示す。ベトナム・タイ・インドネシアの観測点は、上記のように RISH・STEL・NICT の整備による。このうち NICT のラジオゾンデ網は SEALION （South East Asia Low Latitude

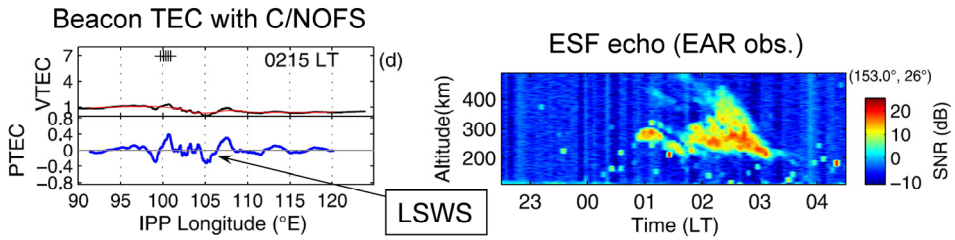


図２　C/NOFS 衛星利用のビーコン観測（ベトナム・バクリウ）で得られた LSWS （左図)。同時にインドネシア・コトタバンの VHF レーダーで強い ESF エコーが観測された（右図)。

Ionosphere Observation Network）と呼ばれている。STEL はチェンマイ（タイ）とコトタバン（EAR サイト）にファブリペロー干渉計を設置して熱圏風の観測を、今まさに始めようとしている。これらに加えて、米国 SRI International では太平洋上の島々に VHF レーダー及びイオノゾンデ各 1 台と数台の衛星ビーコン受信機からなる観測網を構築中であり、2010 年にはインド南端とホーチミン（ベトナム）に衛星ビーコン受信機を設置予定である。インドには電離圏の研究者が多くおり、観測研究が盛んである。本研究では、GRBR 観測点を数箇所追加することによって観測網を拡充し、図３に示すように、経度範囲約 100 度×緯度範囲約 20 度（磁気赤道の周辺±10 度）に広がる地上観測網を完成しようとしている。ESF の発生頻度がアフリカの経度域において特異的に大きいことから、これの解明に向けた研究努力が米国の研究者を中心に始められている。本研究では、関係グループと提携してアフリカにも GRBR 観測点を設置することを目指している。

以上示したように、GPS 測位精度の悪化などの点で社会的な要請が高い ESF の日々変動の解明に向けて研究強化が進んでいる。本研究では、RISH・STEL・

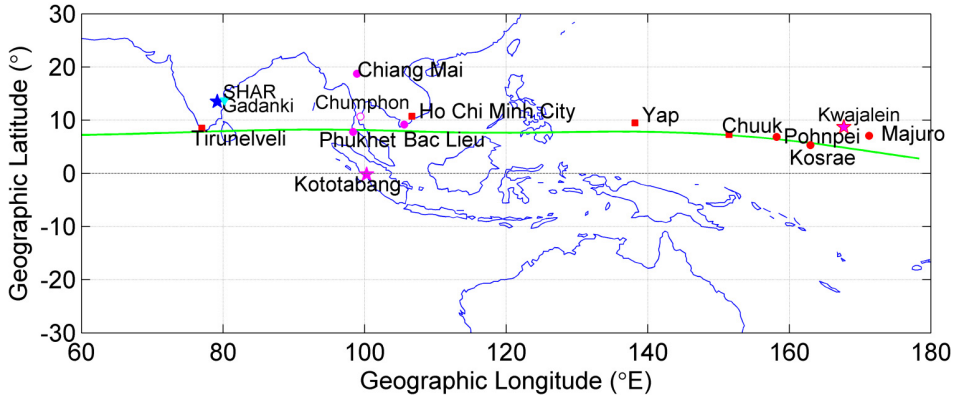


図３　インドから太平洋にかけての ESF 観測地上観測網。タイ・ベトナム・インドネシアを中心として RISH・STEL・NICT による観測網が構築されている。太平洋上の観測点は米国 SRI International による。インドの研究グループによる観測研究も盛んに行われている。

NICT の協同観測、さらには国際研究協力によってこの問題にチャレンジして行く。

参考文献

Hysell, D. L., and E. Kudeki, Collisional shear instability in the equatorial F region ionosphere, *J. Geophys. Res.*, **109**, A11301, doi:10.1029/2004JA010636, 2004.

Kelley, M., M. Larsen, C. LaHoz, and J. McClure, Gravity Wave Initiation of Equatorial Spread F: A Case Study, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9087-9100, 1981.

Nishioka, M., A. Saito, and T. Tsugawa, Occurrence characteristics of plasma bubble derived from global ground‐based GPS receiver networks, *J. Geophys. Res.*, **113**, A05301, doi:10.1029/2007JA012605, 2008.

Ogawa, T., Y. Miyoshi, Y. Otsuka, T. Nakamura, and K. Shiokawa, Equatorial GPS ionospheric scintillations over Kototabang, Indonesia and their relation to atmospheric waves from below, *Earth Planets Space*, **61** (4), 397-410, 2009.

Thampi, S. V., S. Ravindran, T. K. Pant, C. V. Devasia, P. Sreelatha, and R. Sridharan, Deterministic prediction of post‐sunset ESF based on the strength and asymmetry of EIA from ground based TEC measurements: Preliminary results, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L13103, doi:10.1029/2006GL026376, 2006.

Thampi, S. V., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, Y. Otsuka, T. Tsugawa, J. Uemoto, and M. Ishii “First observations of large-scale wave structure and equatorial spread F using CERTO radio beacons on the C/NOFS satellite”, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18111, 2009.

Tsunoda, R. T.,On the enigma of day‐to‐day variability in equatorial spread, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08103, doi:10.1029/2005GL022512, 2005.

Yamamoto, M., Digital beacon receiver for ionospheric TEC measurement developed with GNU Radio, *Earth Planets Space*, **60** (11), e21-e24, 2008.

Yokoyama, T., S. Fukao, and M. Yamamoto, “Relationship of the onset of equatorial F region irregularities with the sunset terminator observed with the Equatorial Atmosphere Radar” *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24804, 2004.

目前に迫った「あかつき」の金星大気探査

今村剛（宇宙航空研究開発機構）、あかつきチーム

1. 一番星への旅

金星探査機「あかつき」は 2010 年春、いよいよ鹿児島県にある種子島宇宙センターに運び込まれ、打ち上げに向けた最終調整に入った。この探査計画は 1998 年から検討がスタートし、2001 年にミッション提案、2004 年に JAXA プロジェクトに昇格、2008 年から実際に打ち上げる機器の試験を行い、ついにここまで来た。図 1 は 2009 年 10 月に宇宙航空研究開発機構の相模原キャンパスで撮られた「あかつき」の姿である。写真には 5 つの大気観測カメラが写っている――これほどカメラだらけの惑星探査機は異例である。

この風変わりな探査機の目的地である金星（図 2）は、古くからよく親しまれた天体であり、ヴィーナスやイシュタルなどの名で神話にも登場する。太陽と月を除くと全天でもっとも明るいこの星を、多くの人がそれと気づかないまま一番星として見ているだろう。金星は地球より一つ内側の太陽系惑星で、大きさと密度は太陽系で唯一地球と同じくらいであり、地球と似た過程で作られた双子のような惑星と考えられている。金星と地球は何が同じで何が違うのか？　そしてそれはなぜなのか？　地球の生い立ちを理解するために、また地球型惑星が多様な姿に枝分かれする理由を知るために、金星は他に代え難い重要な研究対象であり続けている。

「あかつき」は世界初の、惑星気象衛星の名を冠するに値するミッションである。以下では金星大気の謎と「あかつき」の狙いについて見ていこう。

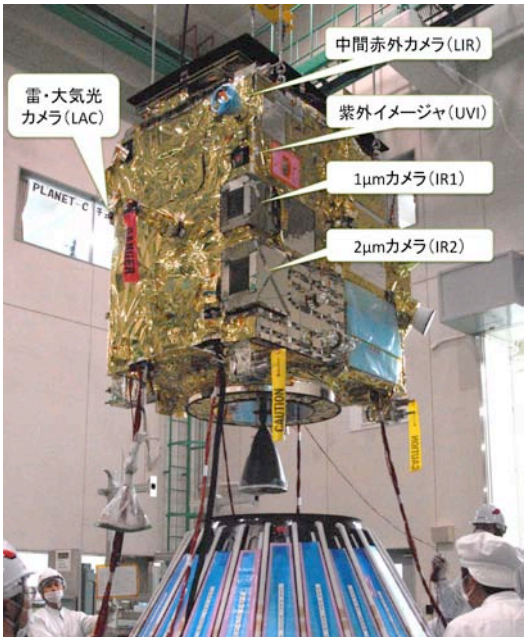


図 1　金星探査機「あかつき」とロケット結合部の適合試験

図 2　米国のパイオニアビーナス探査機が紫外線で見た金星（NASA 提供）

2. 金星の大気と水

金星は地球の 95%の大きさの、固い地表面を持ついわゆる地球型惑星である。厚い大気に地表を隠された姿は人類の想像力をかきたて、宇宙時代が始まるまでは高度な文明の存在まで想像されたりした。しかし実態は違っていた――たとえば、主成分を二酸化炭素とする大気の量は地球の 100 倍程度あり、この大気の重さのために地表気圧は 90 気圧（水深 900mに相当）にもなる。大気温度は地表面で 460℃に達し、液体の水は存在しない。

今から 46 億年前に太陽系が作られた時、金星にも多くの水があり、海があったということはありそうなことである。しかし地球の 2 倍の太陽光を浴びる金星は地球よりも暖かく、そのために原始の金星の大気には地球よりも多くの水が水蒸気となって含まれていただろう。この水蒸気は徐々に高層大気に運ばれ、太陽紫外線によって水素と酸素に分解され、少なくとも水素は重力を振り切って宇宙空間に流れ出してしまったということが考えられる。そう考える根拠の一つは、金星大気にごくわずか含まれる水蒸気を調べたところ、通常の水素に対する重水素の割合が地球に比べて 100 倍も大きかったことである。もともと金星の水には地球と同様に、通常の水素に混じってごくわずか重水素が含まれていたが、通常の水素に比べて重さが 2 倍の重水素は流出しにくいため、より多く大気に取り残されたというシナリオである。ただし酸素は比較的重いため、簡単に宇宙空間に失われるとは考えにくい。その行方は謎である。

ここで注意しておきたいのは、現在の金星の高温環境は太陽に近いことが直接の原因ではないということである。金星の明るさの一因は金星全体をおおう濃硫酸の雲が太陽光をよく反射することであり、その反射率は 78%にもなる（地球の平均的な反射率は 30%）。この雲が太陽光を遮るために、地表まで届く太陽光は地球の 10 分の 1 にすぎない。にもかかわらず、膨大な二酸化炭素が強力な温室効果をもたらすために、わずかなエネルギーをもとにして効果的に暖まっているのである。近年、二酸化炭素の増加による地球温暖化が問題になっているが、金星は温暖化の究極の姿を見せていると言えるかもしれない。

ちなみに、地球では二酸化炭素は海に溶け込んだあと、炭酸カルシウムという鉱物となって地殻に取り込まれている。大気中の二酸化炭素濃度は、近年の人類活動の影響を除外すれば、このような大気から地殻への固定と火山ガス噴出による地殻から大気への放出との間のバランスで決まっていると考えられる。金星には海がないため、二酸化炭素はほとんど全て大気中に存在するのだろう。原始の金星に海があったとすれば、地球のような二酸化炭素濃度の調節メカニズムが働いていて、大気組成は今と全く違っていた可能性がある。金星の環境がどのように変化してきたのかという問題は、惑星が水を保持できる期間、ひいては生命誕生の条件にかかわる興味深いテーマである。

3. 金星の雲

金星のエネルギー収支を支配する濃硫酸の雲は、地球の雲の 10 倍の高さにあたる高度 45～70 km に浮かぶ。この硫酸は、高層大気中で太陽紫外線をエネルギー源として、大気中の硫黄化合物から化学反応で作られると考えられる。雲粒は重力で徐々に沈んでいくので、雲層を維持するためには上層大気まで雲の原材料を運び上げなければならない。このメカニズムとしては惑星規模の対流から小規模な乱流まで諸説あるが、今のところはっきりしない。

金星を可視光で見ると模様がなくてのっぺりしているが、紫外線で見ると、赤道から高緯度まで斜めに伸びる暗い帯や数十 km 規模の細胞状構造など様々な模様が観察される（図 3）。これらの模様こそ雲層を維持する気象プロセスの反映のはずだが、その成因はほとんど分かっていない。暗く見える場所には何らかの紫外線吸収物質があるはずだが、その正体も不明である。金星の雲といえば、ここに雷放電が生じるかどうかも積年の謎である。雷から放射されたことをうかがわせる電磁パルスが金星近傍でとらえられているが、地球では積乱雲の中で氷晶が作られることが雷発生のために必須であることを考えると、暖かく乾燥した金星大気で雷が生じることは簡単には受け入れられないのである。

雲の原材料となる硫黄化合物は火山活動によって供給されている可能性がある。実際、金星の地表はいたるところ火山や溶岩平原におおわれている。ただし、これまでに活火山は見つかっておらず、現在の火成活動は比較的低調ではないかと考えられている。地球で見られるようなプレートテクトニクス（大陸移動）が起こっている痕跡はないが、クレーターの分布から、数億年前に大規模

な火成活動が起こったことが示唆されている。火成活動の様式が地球と異なる理由はわからないが、大規模な噴火のたびに金星の雲量は変化し、気候が変化してきたかもしれない。

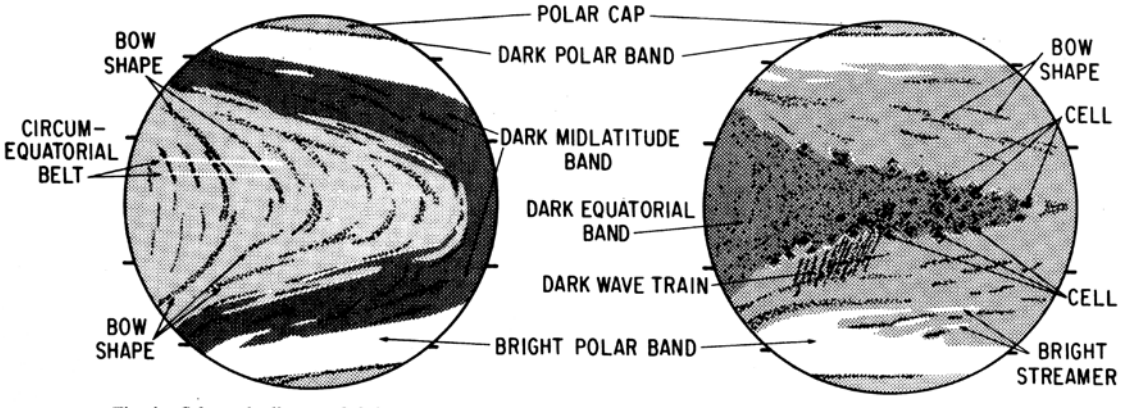


図 3　金星の雲頂に紫外線で観察される様々な模様（Pollack 他, 1980 年）

4. 金星の風

金星ではとても奇妙な風が吹いている。金星の自転周期は 243 地球日と長く、赤道での自転速度は 1.6 m/秒である。大気と地面の間には摩擦が働くので、このように自転の遅い惑星上で吹く風は自転と同程度に遅いと予想される。たとえば地球の偏西風は 30 m/秒程度で、これは赤道での自転速度 460 m/秒の 1 割にも達しない。しかし探査機が見出した金星の風はこのような予想とはまったく違っていた。雲層が存在する高度 60 km 付近を中心に、全ての緯度で 100 m/秒ほどの速さで大気が自転方向に流れ、約 4 地球日で 1 周していたのである（図 4）。この自転の 60 倍もの速さの風を「超回転（スーパーローテーション）」と呼ぶ。

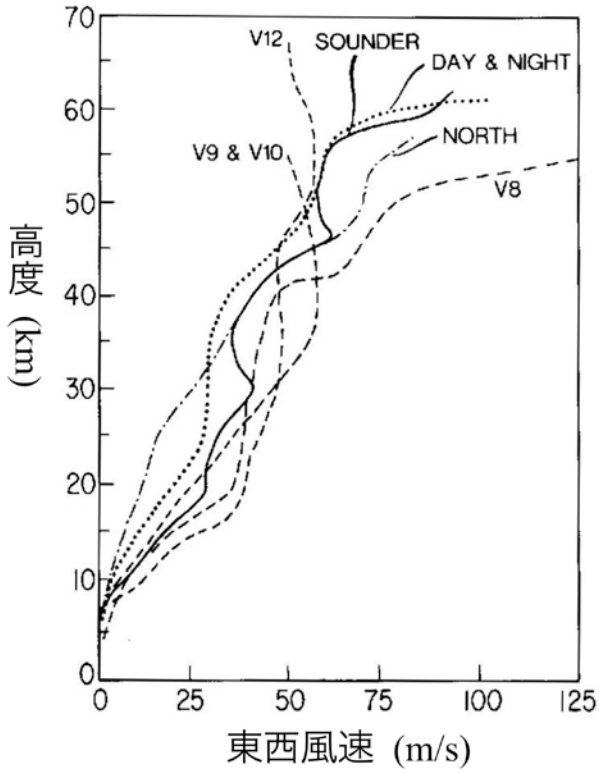


図 4　米国とロシアの着陸機によって測られた金星の
東風の高度分布（Schubert, 1983 年を改変）

大気循環のパターンは惑星ごとに違う（図 5)。地球の場合、熱帯地方では東風が卓越するが、それ以外ではだいたい西風（偏西風）である。このような緯度ごとの違いは、ハドレー循環やフェレル循環といった南北・上下方向の循環によって生じている。火星の大気循環は地球に似ていると考えられている。一方、土星の衛星タイタンでは金星と似た超回転が生じていることが明らかになってきた。タイタンは窒素の大気をもち、金星と違って極寒の世界だが、上空ではゆっくりとした自転（周期 16 地球日）の 10 倍の速さの風が吹いているらしい。宇宙全体で見れば超回転もありふれた風系の一つなのかもしれない。

超回転は外部からの力で引き起こされるわけではなく、大気内部の流体力学、すなわち気象学で説明できるだろうというのが多くの研究者の予想である。具体的なメカニズムは特定されていないが、何らかの流体波動（偏西風の蛇行や高気圧・低気圧のようなもの）により地面から大気へと力が伝えられ、大気が加速されると想像されている。波動が運ぶ力とは、たとえば渚で海の波を受け止めると体が押されるのを感じるが、そのようなものと思えば良い。

金星やタイタンで超回転を引き起こす流体現象は、それが何であれ、同じく地球型惑星である地球でも形を変えて生じているだろう。そうだとしたら、それがなぜ地球では超回転にまで至らないのか。例えば地球では、反対方向に加速する別の力があり、スーパーローテーションが打ち消されているのかもしれない。もちろん、我々は地球の気象のしくみをだいたい知っている。しかし金星という隣の惑星に目を向けるとき、地球気象が現在のような姿でなければならない理由を、実はちゃんと理解していないということに気付かされる。

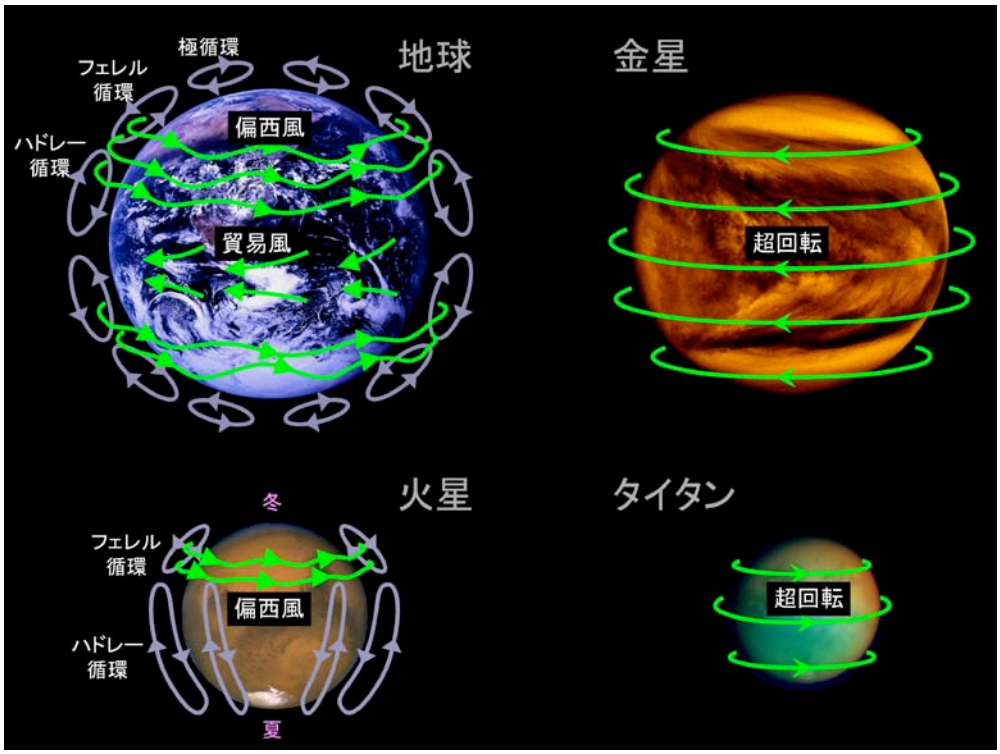


図 5　地球、金星、火星、タイタンの風系。金星とタイタンにおいてハドレー循環やフェレル循環のような流れがどうなっているかは分かっていない。

5. 金星気象衛星の挑戦

「あかつき」はまもなく H2A ロケットで打ち上げられ、半年間の旅を経て金星を巡る楕円軌道に入る（図 6)。そこから厚い大気層の内部の運動を映像化し、超回転のメカニズムや雲の生成過程など気象学の謎に迫る。これまでに金星にはいくつもの周回機や着陸機が送り込まれているが、「あかつき」のように気象観測を追求したものはない。

「あかつき」は 5 台の特殊なカメラを使って、異なる波長の光で異なる高度の大気を同時かつ連続的に撮影することにより、大気の 3 次元の運動をとらえる（図 7)。1μm カメラと 2μm カメラ

は、金星大気がほぼ透明になる波長 1～2μm の 6 つの赤外線波長を活用し、可視光では見えない低高度の雲や微量ガスの分布を映像化する。雲が時間とともに移動する様子からは大気の運動がわかる。赤外線で地表面を撮影して鉱物組成の分布や活火山についても調べる。（1μm は 1mm の 1000 分の 1）

中間赤外カメラは波長 10μm の赤外線で雲の温度分布を映像化し、雲頂の凹凸や大気の運動を調べる。紫外イメージャは紫外線で雲の生成に関わる化学物質の分布をとらえ、その変動から雲頂高度での大気の運動を調べる。雷・大気光カメラは雷放電の発光を超高速撮影でとらえ、雷があるかどうかという積年の謎に終止符を打つ。また雲よりも高いところで酸素が放つ大気光という光をとらえ、この高度の大気の運動を映像化する。

映像情報とは別に、地球との電波通信を利用した電波掩蔽という観測を行う。探査機が送信する電波は、地球から見て探査機が金星の後ろに隠れるときと出てくるときに金星大気をかすめるが、このとき地上で受信する電波の周波数や強度の変化から気温の分布などがわかる。

このようにして惑星全体に広がる 3 次元の流体運動を可視化して、画像解析によって風速、温度、化学物質の輸送といった情報を取り出す。これほど密な気象データが地球以外の惑星で得られるのは初めてのことである。「あかつき」はこれまで乏しいデータに頼ってきた惑星気象学の研究方法を変えてしまう力を持っている。

広くて深い金星の科学の中で、「あかつき」が手をつけられる範囲は限られている。それでも「あかつき」は、惑星探査では新参者の日本が送り出す渾身の一手である。いよいよ始まる挑戦を、暖かく見守っていただきたい。

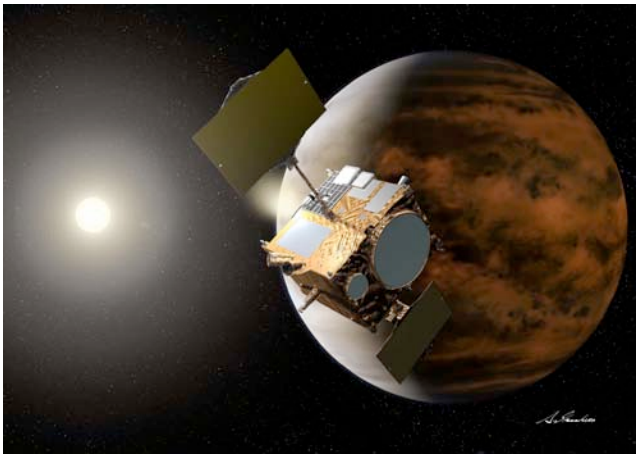


図 6　金星に到着した「あかつき」の想像図。
赤外線でしか見えない夜側の雲の模様も表現してある。

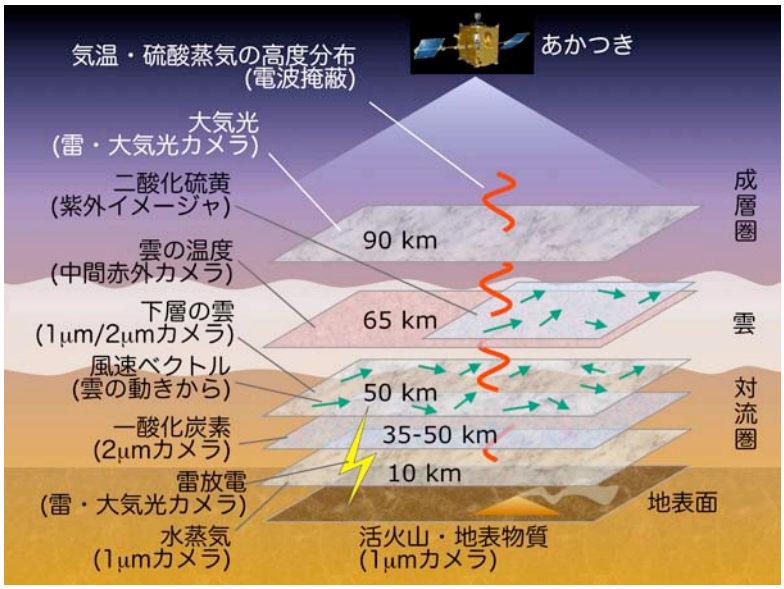


図 7　「あかつき」による 3 次元大気観測のイメージ

金星昼面雲上における CO 混合比半球分布の地上分光観測

山路　崇（東大理）、岩上直幹（東大理）、大月祥子（ISAS/JAXA）

ハワイ島のマウナケア山頂にある観測施設 IRTF (InfraRed Telescope Facility) にて口径 3m の赤外望遠鏡および CSHELL 分光器を用いて金星昼面の観測を行い、計 3 時期、7 日分の昼面雲頂付近における CO 混合比の半球分布を求めた。CO_2 吸収線の等価幅より見積もった観測高度範囲は 63-68km となっている。まず緯度±50° の範囲で半球分布に有意な構造は見られなかった。そして各時期の CO 混合比の半球平均値は、2007 年 6 月 : 36±11ppm、2007 年 11 月 : 64±15ppm、2007 年 6 月 : 53±10ppm となった。‘±??’はデータのばらつきを示す標準偏差である。半球平均値の誤差は等価幅測定によるものが~3%、気温変化によるものが~5% であり、各時期の半球平均値は有意に違っている。雲頂付近で一様な CO 混合比は水平拡散により支配されていると考えられる。これは過去の観測で得られた雲下の CO 混合比の緯度分布が子午面循環面に支配されているように見えるのとは異なる。また各時期の半球平均値の違いは雲頂付近の CO 混合比の時間変化を示唆している。この原因としては大気の鉛直拡散の強さの時間変化が考えられる。

地上分光観測による金星昼面の大気波動現象へのアプローチ

細内麻悠・岩上直幹(東大理)、大月祥子(ISAS / JAXA)

1.概要

金星の大気は、地球のものと大きく異なる姿を持つ。例えば、スーパーローテーションなどの特異な現象が起こっていると言われている。波動現象を解明することから、そういった現象の解明にもつながることも期待できる。

本研究では、近赤外域の地上分光観測から、波動現象を捉えることを目標としている。 過去、金星の観測は主に紫外域で行われ、紫外域では波動現象の発見もされてきた。波長域が違うと、見えるものも異なるため、今まで発見されなかった波動現象が捉えられる可能性があり、そういったことから金星の大気について理解を深めることが本研究のねらいである。

2.背景

1.でも述べたが、過去の金星観測は主に紫外域で行われてきた。スーパーローテーションを確認したMariner 10も紫外線フィルタによる撮像で、よく知られるPioneer Venusによる画像(図1)も紫外光によるものである。

紫外光による4日波や5日波の観測例はある。Pioneer Venusの観測に対して、輝度値や雲画像の解析が行われ、熱潮汐波、赤道ケルビン波に由来すると思われる構造を見出した(Del Genio et al 1982,1990)。

図1 Pioneer Venusによる金星の画像。紫外撮像では、横Y字模様が見られるのが特徴である。

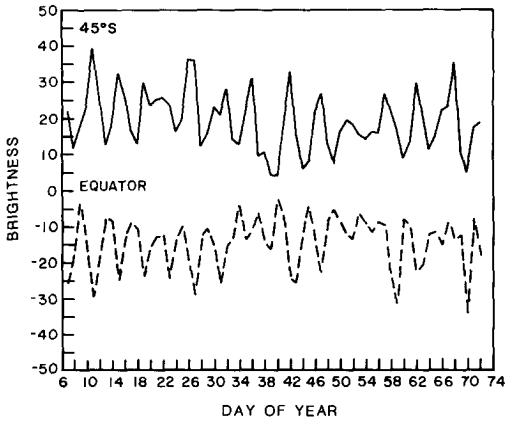


図2 Del Genio et al 1982より。45°S、赤道での紫外輝度値平均の日による変化。フーリエ解析により、4日・5日成分が得られる。

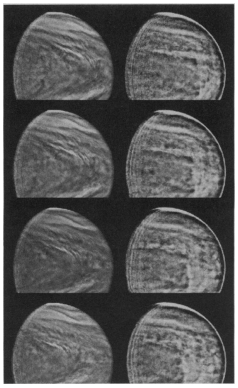


図3 Galileoによる418nmと986nmの撮像(Belton et al.1991より)

熱潮汐波・ケルビン波が担う鉛直角運動量輸送がスーパーローテーションの維持に寄与する可能性については以前から指摘されている。よって波動現象の理解を深めることで、スーパーローテーションや雲の構造など、金星の大気についての理解につながる可能性があると言える。

波長域が違うと、見えるものも異なる(図3)ため、今まで発見されなかった波動現象が捉えられる可能性があり、より金星の大気について理解を深めることができると考えられる。それが、今回、赤外域で波動現象を捉えようとする背景である。 分光観測による半球分布図の作成例は少なく、赤外域の分光による半球分布図から波動現象を検出する試みは今回初めてである。

3.解析手法

赤外域では、輝度値の変化が少ないため、二酸化炭素の吸収の定量による解析を行う。二酸化炭素の吸収量は吸収等価幅により求める。吸収等価幅は、図4のようにして、吸収線の面積より求められる。これは分光特有の手法であり、撮像ではできない。二酸化炭素は金星大気の主成分であるので、その量は雲の高度に関係する。実際は散乱などが起きるが、図5のように鏡面反射を考えると、 二酸化炭素が多いと雲高度は低く、少ないと雲高度は高いというふうに考えられる。雲高度は、絶対量もおよそ求められるが、本研究では主に、場所や時間による偏差に注目する。

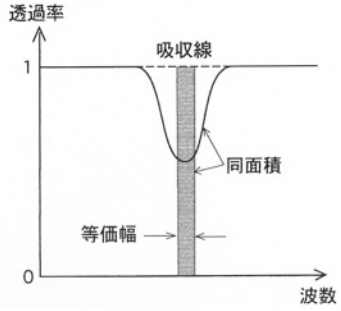


図4 吸収等価幅の概念図

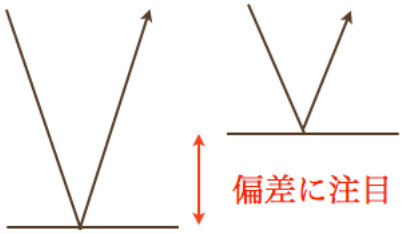


図5 代表反射高度の概念図

4.観測

観測状況は以下の通りである。

●宵、明けの明星時に観測

宵の明星時　　2007/5/26-6/1

明けの明星時　2007/11/10-13

●波長域　1.7μm、2.3μm（金星大気の窓）

●装置　InfraRed Telescope Facility

（口径3m、シーイング1秒角），

CSHELL分光器　（公称分解能42000）

●ドリフトスキャン

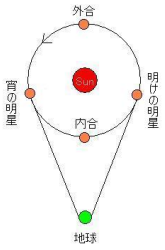


図6 地球から見た金星の位置

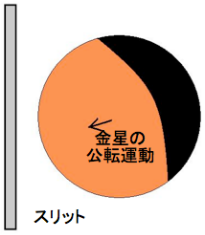


図7 ドリフトスキャン

観測時期の違いにより、金星の時間が異なる。 宵の明星時の金星時間は夕方、明けの明星時の金星時間は朝である。金星時間による波動現象の違いを考察することができる。

2つの波長域で解析することにより現象かノイズか判断することができる。

CSHELL分光器は波長分解能が高く、吸収線を分離して等価幅計算を行うことができる。

ドリフトスキャンは図7のように スリット長手方向を天の南北方向、金星の公転運動を利用してスキャンする方法で、波長・緯度方向情報を同時に取得することができる。このスキャン方法だと、緯度・経度両方向の波動現象の発見に期待できる。

地上からの観測のため、空間分解能は低く、大きいスケール(~1000km以上)の波動を対象とする。

5.解析

今回は、2007年11月10-13日の4日間について、1.7μm域CO2の吸収等価幅の計算と4日並べた図について考察を行う。

金星上のあるx座標(経度方向)のスペクトルのプロットは図8のようになっている。これらはy座標(緯度方向)ごとにプロットされている。この中で左から2番目の吸収線、P24について等価幅を求める計算を行った。P24を選んだのは、地球大気の吸収があまりない波数域のため、その補正による誤差が出にくいと考えられるからである。

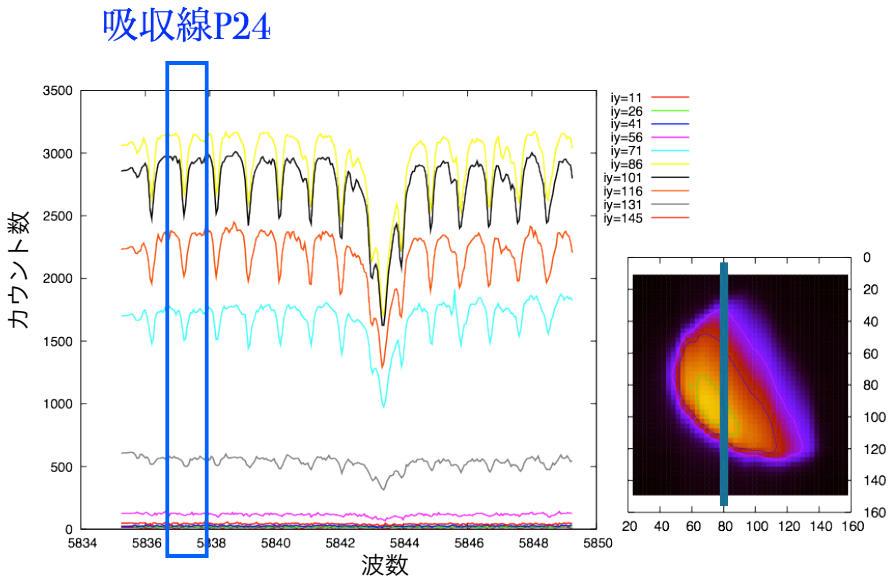


図8 ある地点でのスペクトルプロット

その等価幅の計算結果を、大気の4日循環を仮定して繋げると図9のようになる。

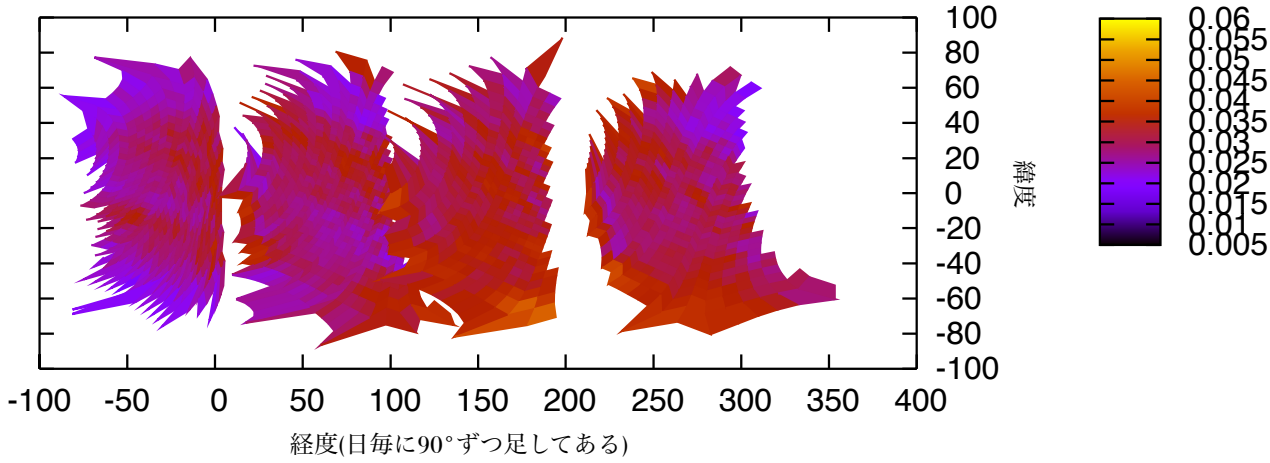


図9 吸収等価幅4日図

フーリエ解析を行うなどしないと厳密な議論は出来ないが、波数1～2程度の波動が見られる。

6.まとめ

赤外域の観測から波動現象が見えつつあると言える。今後、高緯度などのデータの抜けを補完しつつフーリエ解析を行うことで、どのような波動現象か議論していくことが可能である。

同時に、違う波長域についても同様の解析を行い、一致を確かめることや、他の時期の観測の解析も行い、金星時間による波動現象の違いについて考察を行うことが目標である。

火星大気進化解明に向けた地上高分解能分光観測

中川広務[a*]，笠羽康正[a]，青木翔平[a]，村田功[a]，岡野章一[a]，前澤裕之[b]，佐川英夫[c]，笠井康子[c]

[a] *東北大学*, [b] *名古屋大学太陽地球環境研究所*, [c] *情報通信研究機構*

1. 序論

地球型惑星である火星・金星は、地球と似た過程で形成された兄弟星であると考えられているが、近年の観測によりその環境は地球とは大きく異なることが報告され、大気のダイナミクスや組成の違いが注目されている。地球型惑星の進化を解明することは、生命を維持しうる惑星環境の形成条件を理解することにつながる重要課題である。そのための突破口は、大気ダイナミクスの鍵を握る「風速場」「温度場」、および大気変動の鍵を握る「大気微量成分」の高精度かつ連続的な捕捉にある。

惑星大気の主成分および変動の鍵を握る微量成分を含む赤外～サブミリ波帯の分子吸収スペクトルは、各成分の存在量・速度場・温度場・高度分布の導出を可能とする。これらの導出にはライン分解のための「高分散分光能力」が必要だが、特に分子線が芳醇に存在する中間赤外域において、波長分解能不足で高精度検出が困難な状況にある。地上観測においては、地球大気の強力な吸収と分離せねばならず、飛翔体観測においては、そのリソース制限により波長分解能が制限されている。この状況下において、2004年の火星メタン発見[*Formisano et al.*, 2004; *Krasnopolsky*, 2004]以来、火星メタンならびにその関連微量大気成分の検出・変動に関する観測的研究が盛んに行われている[*Mumma et al.*, 2009; *Encrenaz et al.*, 2008; *Geminale et al.*, 2009]。

しかし、地上大型望遠鏡による単発的観測・衛星搭載器による低分散観測による抜本的解決はなく、現在もその起源・消滅機構は未解明のままである。故に、火星における「生命・地殻活動の探査、気候環境の理解」「微量成分大気の高精度検出とその変動・局在性の把握」「水循環・気候システムの理解」を目指した将来火星探査ミッション提案［*Webster et al.*, 2009; *Zurek et al.*, 2009; *佐藤他, 2010*]にみられるように、火星大気の高分散分光観測への期待は高まっている。

我々の研究グループでは上記動向を踏まえ、(A)最新赤外線レーザー技術による中間赤外高分散分光システムによる新たな実装装置の実現を図るとともに、現在なしうる(B)赤外～サブミリ波域の高分散分光観測によって、火星大気の進化解明を探求する。

2. 現在なしうるサブミリ波域の高分散分光観測

名古屋大学太陽地球環境研究所の協力のもと、チリ・アタカマサブミリ波望遠鏡(ASTE)を用いて火星本体起源の微量成分、SO ならびに SO_2 の検出を試みた［*Nakagawa et al.*, 2009］。観測は 2007 年 12 月 25-26 日に実施されたものであり、このとき火星は北半球冬に相当する時期であった。観測状況を表 1 に、観測スペクトルを図 1 に示す。我々の結果は、SO_2 の上限値を 2 ppb と与えた。火星マグマからの脱ガスにおいて、SO_2 は無視できない量が含まれていることが期待されていることから[*Gaillard and Scaillet*, 2009]、火星現況における火山・熱水活動が非常に弱いことを示した。また、このことより、最近の研究で発見されたメタンは火山・熱水活動によるものではなく、他に地下貯蔵された炭化水素源を起源とする可能性があることを示唆した。

同観測において ^{12}CO, ^{13}CO の観測にも成功しており、火山履歴・炭素循環・気相-固相相互作用に関する情報が得られるものと期待している。

また、2009 年に実施したチリ・アタカマサブミリ望遠鏡 APEX: Atacama Pathfinder Experiment による火星微量成分観測は、不具合により中絶してしまったが、今後も引き続き実施していく予定である。

3. 次世代赤外超高分散分光システムの開発

我々のグループでは、将来の惑星周回・着陸観測へ展開を目指す「小型中間赤外域・超高分散分光システム」の開発を行ってきた。「小型」・「軽量」が求められる探査機への展開も可能な有力方式として、本グループが 1990 年代から開発してきた「レーザーヘテロダイン分光」技術がある。これは、現況測器では達成不可能な究極の波長分解能（10^{7-8}＝数～数十 m/s に相当）を量子雑音限界で達成できる。微弱な信号を扱う惑星観測への適用には、大出力レーザーならびに広帯域分光器・検出器が不可欠だが、従来の半導体レーザー・検出器では不十分で惑星展開は困難であった。しかし本開発で、東北大でのヘリテイジを継承しつつ、近年開発が急速に進む大出力の「量子カスケード半導体レーザー」をこの「ヘテロダイン分光システム」へ適用し、この隘路を打開した。

これまでに構築した試験システムの基礎にたち、量子カスケードレーザーを用いた中間赤外高分散分光システムの駆動・評価システムを構築し、地上観測を想定した新たな分光器・検出器の検討ならびに実装装置の実現に成功しつつある。

電子冷却型のレーザーの性能検証を実施し、ヘテロダイン AC 信号の DC 整流・光軸調

整法の確立によって、理論予測の 1/10 強度の実現に到達した。本システムに太陽光・月光をサントラッカーを介して導入し、ヘテロダインによる DC 整流出力および AC スペクトル出力の取得に取り組んだ。地球上層大気の観測には成功していないが、作業は継続中であり、常温型オゾン波長帯レーザーの来着をもって発展させる。

また、従来の音響光学分光器に代わり、高速 FFT デジタル分光器（1GHz サンプリング, 8bit）を導入、長時間積分・高精度化の評価を実施したことで、分光部に関して惑星観測準備が整った段階にある。一方で、現有する MCT 検出器は帯域 100MHz 程度であり、現状では狭帯域のため惑星観測は困難である。高速応答する現有「量子井戸型センサ」の評価を実施したが、感度不足であることが判明した。NASA/GSFC と米社が共同で開発を進めつつある広帯域高感度検出器（1GHz）の導入が今夏に予定されており、その導入によりシステムは完了、本格惑星観測始動となる予定である。

4. 今後の展望

現在構築中の「要素検証機」を東北大飯館観測所の望遠鏡に装着し、太陽・月を光源とした試験観測に入る予定である。さらにこの成果を基礎に、本観測に向けた初号機の開発および金星・火星地上観測の開始を図る。小型・高アラインメント安定・調整機能を持つ「実用機」を、現在開発途上にある「惑星・系外惑星望遠鏡」に常設導入することで、 地球型惑星の大気変動とその進化（例えば、(a)金星スーパーローテーションの高度分布変化、(b)惑星本体起源の大気微量成分の分布・変動、(c)有機性分子の分布・変動、(d)オゾン・水循環の長期変動、(e)惑星大気微量酸化成分の変動、(f)同位体比計測、(g)中間圏風速場・温度場計測）の解明に挑戦する予定である。

本研究の核となる装置は、将来の展望として、次期火星探査周回機・着陸機搭載への展開を念頭に置いた小型軽量の高分散分光器の母体となる。中長期的には、本グループが推進中の近赤外分光器の開発・検討とともに進め、将来計画を目指す本格的開発および観測的研究の核となって推進していきたいと考えている。

References

Formisano, V., S. Atreya, T. Encrenaz, N. Ignatiev, and M. Giuranna, Detection of methane in the atmosphere of Mars, *Science*, **306**, 1758, 2004.

Krasnopolsky, V. A., J. P. Maillard, and T. C. Owen, Detection of methane in the Martian atmosphere: evidence for life?, *Icarus*, **172**, 537, 2004.

Mumma, M. J., G. L. Villanueva, R. E. Novak, T. Hewagama, B. P. Bonev, M. A. DiSanti, A. M. Mandell, and M. D. Smith, Strong release of methane on Mars in northern summer 2003, *Science*, **323**, 1041, 2009.

Nakagawa, H., Y. Kasaba, H. Maezawa, A. Hashimoto, H. Sagawa, I. Murata, S. Okano, S. Aoki, N. Moribe, A. Mizuno, M. Momose, T. Ohnishi, N. Mizuno, and T. Nagahama, Planetary and Space Science, 57, 2123, 2009.

Encrenaz, T., T. K. Greathouse, M. J. Richter, B. Bezard, T. Fouchet, F. Lefevre, F. Montmessin, F. Forget, S. Lebonnois, and S. K. Atreya, Simultaneous mapping of H_2O and H_2O_2 on Mars from infrared high-resolution imaging spectroscopy, Icarus, 195, 547, 2008.

Geminale, A., PFS-MEX: Mapping methane in Martian atmosphere, Workshop on Methane on Mars, ESA/ESRIN, Italy, 2009.

Zurek, R., A New Mission Concept: The Search for Atmospheric Trace Gases in the Mars Atmospheric, Workshop on Methane on Mars, ESA/ESRIN, Italy, 2009.

Webster, C., Measuring Methane and its Isotopic Ratios 13C/12C and D/H With the Tunable Laser Spectrometer (TLS) on the 2011 Mars Science Laboratory (MSL) mission, Workshop on Methane on Mars, ESA/ESRIN, Italy, 2009.

佐藤毅彦, 久保田孝, 岡田達明, 藤田和央, 宮本英昭, MELOS 火星探査 WG, 第 11 回惑星圏研究会, 2010.

Gaillard, F., and B. Scaillet, The sulfur content of volcanic gases on Mars, Earth Planet. Sci. Lett., 279, 34, 2009.

● Workshop on Methane on Mars: http://www.congrex.nl/09c26/

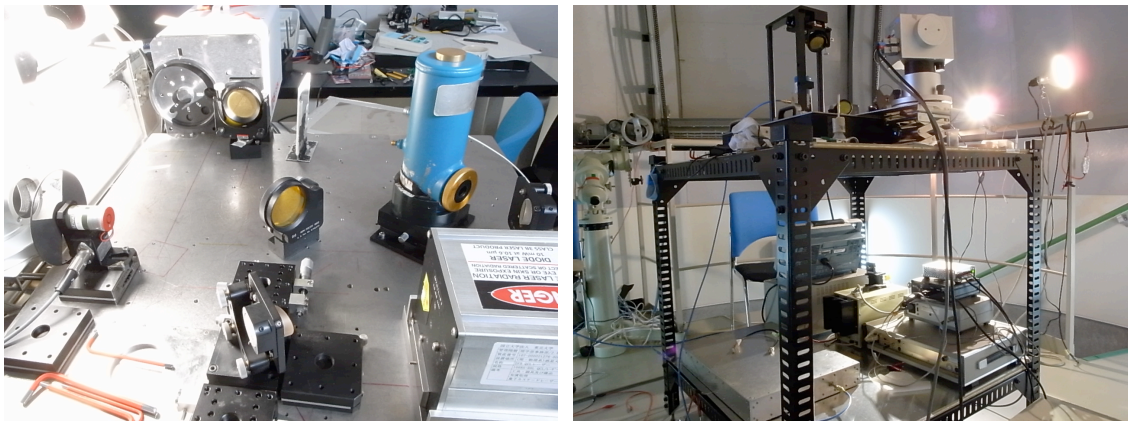


図. 開発中の小型中間赤外域・超高分散分光システム外観図.

MEX/PFS データ解析による火星大気内微量酸化成分の時間変動

青木翔平[1], 笠羽康正[1], 中川広務[1], 村田功[1]

Vittorio Formisano [2], Marco Giuranna [2], Anna Geminale [2]

1. 東北大学. 2. IFSI-INAF, Italy.

1.序論

近年、火星大気に微量のCH_4が発見された(cf. *Formisano et al.*, 2004)。その起源として、生命活動起源説や地殻起源説など諸説あり(cf. *Atreya et al.,* 2007)、注目を集めている。最新の研究により、CH_4に時空間変動が存在することが見出された (*Mumma et al.*, 2009; *Geminale et al.,* 2008)。変動の時間スケールから、何らかの短い時間スケールの生成過程だけでなく、低高度での強い酸化剤による酸化反応での消失が示唆されている(*Lefevre and Forget*, 2009)。本研究では、火星大気中のH_2O_2に注目した。H_2O_2は酸化剤の指標となる分子である。また、dust粒子の摩擦帯電に伴う放電を考慮にいれた大気化学反応の数値シミュレーションによって、 dust stormやdust devil時には通常の約200倍ものH_2O_2が生成されるという推定結果も得られている(*Atreya et al.,* 2006)。CH_4減少とdust storm発生の時期がおおまかには一致するという観測結果(*Lillis et al.,* 2008)から、H_2O_2の増減に対応してCH_4の変動が起きている可能性も示唆されている。H_2O_2の研究は、CH_4の時間変動においてその消失過程の面で手掛かりを提供しうるものである。火星大気中のH_2O_2の地上観測は過去に数例あり、0-50ppbのmixing ratioが得られている(*cf. Encrenaz et al.*, 2008)。しかし、長期間に渡る継続観測はなく、詳しい時間変動・全球分布の導出にいたっていない。本研究は、Mars Express衛星(MEX)搭載のPlanetary Fourier Spectrometer(PFS)のデータを用いて、H_2O_2の時間変動および空間変動の導出を目指すものである。

2.観測装置と解析手法

(1)観測装置

MEX は軌道傾斜角 86.3° 高度 258-11560km で火星を周回する極軌道衛星である。PFS は火星の放射スペクトルを LWC(270-1750 cm^{-1})と SWC(1800-8200cm^{-1})、２つのチャンネルで観測する赤外フーリエ変換分光計である(*Formisano et al.,* 2005)。波長分解能は 1.3cm^{-1} であり、火星探査衛星の赤外分光計としては比較的高分散である。

(2)データセット

本解析では初期解析として、2004 年 1 月から 2007 年 12 月の PFS 観測データのうち、以下の条件のものを用いた。

(1) 緯度-60 度から+60 度の中低緯度のデータ ： 有効な SNR を得るため
(2) スパイクノイズ等の装置起源ノイズが含まれていないデータ
(3) Nadir 観測時のデータ(The elevation angle of MEX > 60 deg.)
(4) グローバルダストストームが起こっていない時 ： 解析手法が未確立のため

過去の H_2O_2 赤外地上観測では、1200-1300cm^{-1} の波長帯を用いているが、PFS の分解能では CO_2 の吸収に埋もれる。本解析では、CO_2 の影響が小さく H_2O_2 の強い吸収線が存在する 300-400cm^{-1} 帯を用いた。図 1 は、300-400cm^{-1} 帯におけるスペクトルを、PFS の波長分解能で H_2O, と H_2O_2 の気柱量を変化させて計算したものである。詳細は省略するが、散乱を含まない放射伝達方程式を用いて計算を行った。図 1a より 362 cm^{-1} と 379 cm^{-1} における２つの H_2O_2 吸収線が有効であることがわかる。しかし、両吸収帯とも H_2O の吸収線の影響をうけるので、同時に H_2O の量を精度よく決定することが求められる。本解析では、最も H_2O_2 に感度があり且つ、H_2O の影響をうけない、362 cm^{-1} を用いた。図 1b に同波長帯における詳細な計算結果を示す。図 1b より、最も有効な 362 cm^{-1} でも H_2O_2 の吸収の深さはそれほど大きくないことがわかる。H_2O_2 の組成比が 50ppb の時の 362 cm^{-1} における吸収の深さは ~0.1 [$erg\ s^{-1}cm^{-2}sr^{-1}cm^{-1}$] である(火星地表面温度~ 230-260 K)。しかし 300–400cm^{-1} 帯での Noise equivalent radiance (NER) は ~1 [$erg\ s^{-1}cm^{-2}sr^{-1}cm^{-1}$] である(*Giuranna et al.*, 2005)。したがって、複数のスペクトルを平均することが必要となる。本解析では、時系列順に 2000 個のスペクトルデータを平均した。その結果、NER が ~0.02 [$erg\ s^{-1}cm^{-2}sr^{-1}cm^{-1}$]まで落とすことが可能であり、50 ppb の H_2O_2 を SNR = 5 で検出可能である。

(3)解析手法

データの校正方法の詳細は省略するが、基本的には *Giuranna et al.* (2005)に記述されている方法を用いた。PFS を用いた解析では、H_2O_2 のような微量大気成分を扱うための手法はこれまで確立されてきておらず、より高精度のデータ校正・解析手法の確立を PI チームと共同で取り組み続けている。本解析では以下の手順で H_2O_2 の組成比を導出した。

(1) 1250 - 1350 cm^{-1} の平均スペクトル(観測データ)をプランク関数で最小二乗フィッティングして、有効火星値表面温度を導出する。

(2) 300 - 400 cm^{-1} の波長帯のうち分子吸収の存在しない波長において、(1)で導出した地表面温度の黒体放射と平均スペクトル(観測データ)を除法することで、各々の点における相対的な Surface emissivity を計算して、「吸収 0 レベル」の放射スペクトルを導出する。
(3) 326 - 330 cm^{-1} において、H_2O 気柱量を変数に Levenberg-Marquardt 法を用いて最小二乗フィッティングを行い、H_2O 気柱量を導出する。
(4) 360 - 365 cm^{-1} において、H_2O_2 気柱量を変数に Levenberg-Marquardt 法を用いて最小二乗フィッティングを行い、H_2O_2 気柱量を導出する。

図 2 に、H_2O_2 気柱量を導出した２例のフィッティング結果を示す。図 2a は北半球の春における 2000 平均データ(mean Ls = 38.9 deg.)であり、図 2b は北半球の秋における 2000 平均データ(mean Ls = 188.6 deg.)である。H_2O_2 の組成比は順に、87 ± 23 ppb、26 ± 17 ppb であり、優位な違いがみえることは明白である。

3. 季節変動

上記の方法で 2004 年から 2007 年の間の H_2O_2 気柱量の季節変動を調べた。計 139 点の、異なる季節における 2000 平均スペクトルデータを得たが、(1)有効地表面温度 220 K 以上 (2) H_2O_2 気柱量をフィティングした時の χ^2 が 10 未満、という２つの条件から淘汰された信頼性の高い 34 点について議論する。図 3 に得られた季節変動結果を示す。(a)H_2O_2 気柱量、(b)H_2O 気柱量、(c)有効火星地表面温度 Surface emissivity、(d)用いたデータの緯度分布、をそれぞれ示している。

図 3b が示す H_2O 気柱量の季節変動は、H_2O_2 気柱量を導出する過程で得られた副産物的な結果である。まずこの結果について議論する。H_2O 気柱量は 1.7 pr-μm から 19.9 pr-μm の変動を示し、平均値は 10.7±4.3 pr-μm であった。この値は、数値計算結果である Mars Climate Database(http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars.html)の値(図 3b:点線)と Ls = 200 ~ 360 を除いて、良い一致を示している。また、MGS-TES を用いた観測(*Smith*, 2002)や MEX-PFS を用いた観測(*Fouchet et al.*, 2007; *Tschimmel et al.*, 2008)とも、気柱量のおおよその値や北半球の春夏において増加する傾向などの点において適合している。

図 3a は H_2O_2 気柱量の季節変動を示している。0 ppb(上限値) から約 100 ppb を示し、平均値は 23 ±29 ppb であった。この結果は、2004 年から 2007 年において、H_2O_2 の気柱量は 0 から 50 ppb であることを示しており、これは先行化学モデルによる結果と整合する。同時に、図 3a では、H_2O_2 気柱量が先行化学モデルでは説明できない、50ppb を超える季節が存在することを示している。この要因として、(1)本データセットにも含まれる、小規模なダストストーム

によるダスト帯電に伴う増大、(2)なんらかの理由により蓄積した火星地中の H_2O_2 が大気中に放出している、ことが考えられる。(1)の考察は、2000 平均のうち 50 データにおいて数 ppm まで増大していれば、平均として 50ppb を超える結果となる。この考察に関する詳細なイベント解析を今後行う予定である。(2)の考察は、Viking Life Sciences Experiments (LSE)が示した「反応性の高い地表面」(*Mancinelli,* 1989)を説明する根拠となり得る。H_2O_2 のレゴリス中のライフタイムは数年である(*Bullock et al.*, 1994)ことから、H_2O_2 の空間分布を導出することで、この考察に制約をあたえることができる。

最後に、CH_4の季節変動との比較を議論する。本結果では、*Geminale et al.* (2008)で示された、北半球の春夏から秋冬にかけて減少するCH_4の年変動と対応したH_2O_2の年変動はみられなかった。これは、火星大気中の酸化成分はCH_4の年変動に大きく影響を及ぼさないことを示唆している。今後、両者のより詳しい関連について調べていく。

4. 今後の研究にむけて

本研究は探査機データを用いて、初めて H_2O_2 の全球的かつ連続的な変動を導出した初期報告である。今後、以下に挙げる諸事項を行う予定である。

1. データ校正・解析精度の更なる向上
2. データセットの拡大 ： 高緯度帯の観測データ,ダストストーム時の観測データなど
3. H_2O_2 空間分布の導出、また関連分子(CH_4,H_2O,O_3,CO など)の空間分布と比較
4. 本解析でみられた H_2O_2 気柱量が 50ppb を超える季節のイベント解析

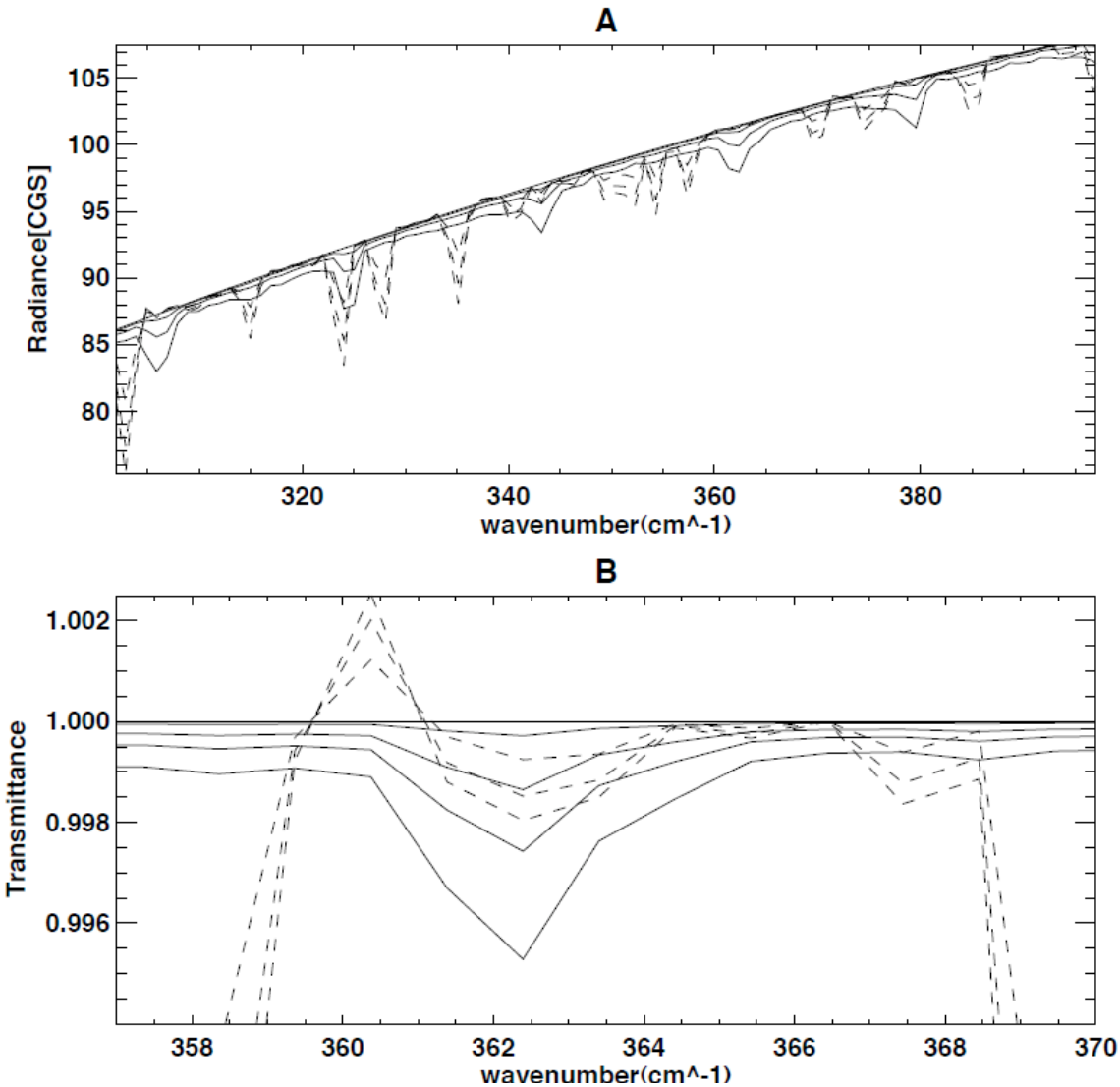


図 1. Synthetic spectra with the spectral resolution of PFS for different mixing ratios of water vapor (dotted line) and hydrogen peroxide (solid line). (A) Synthetic radiance [*erg* $s^{-1}cm^{-2}sr^{-1}cm^{-1}$] at 300 - 400 cm^{-1}. The water vapor spectra are with the mixing ratio of 100, 300, and 500 ppm. H_2O_2 spectra are with 200, 1000, and 4000 ppb. (B) Synthetic transmittance at 357 - 370 cm^{-1}. The water vapor is with 100, 300 and 500 ppm. H_2O_2 spectra are with 10, 50, 100, and 200 ppb.

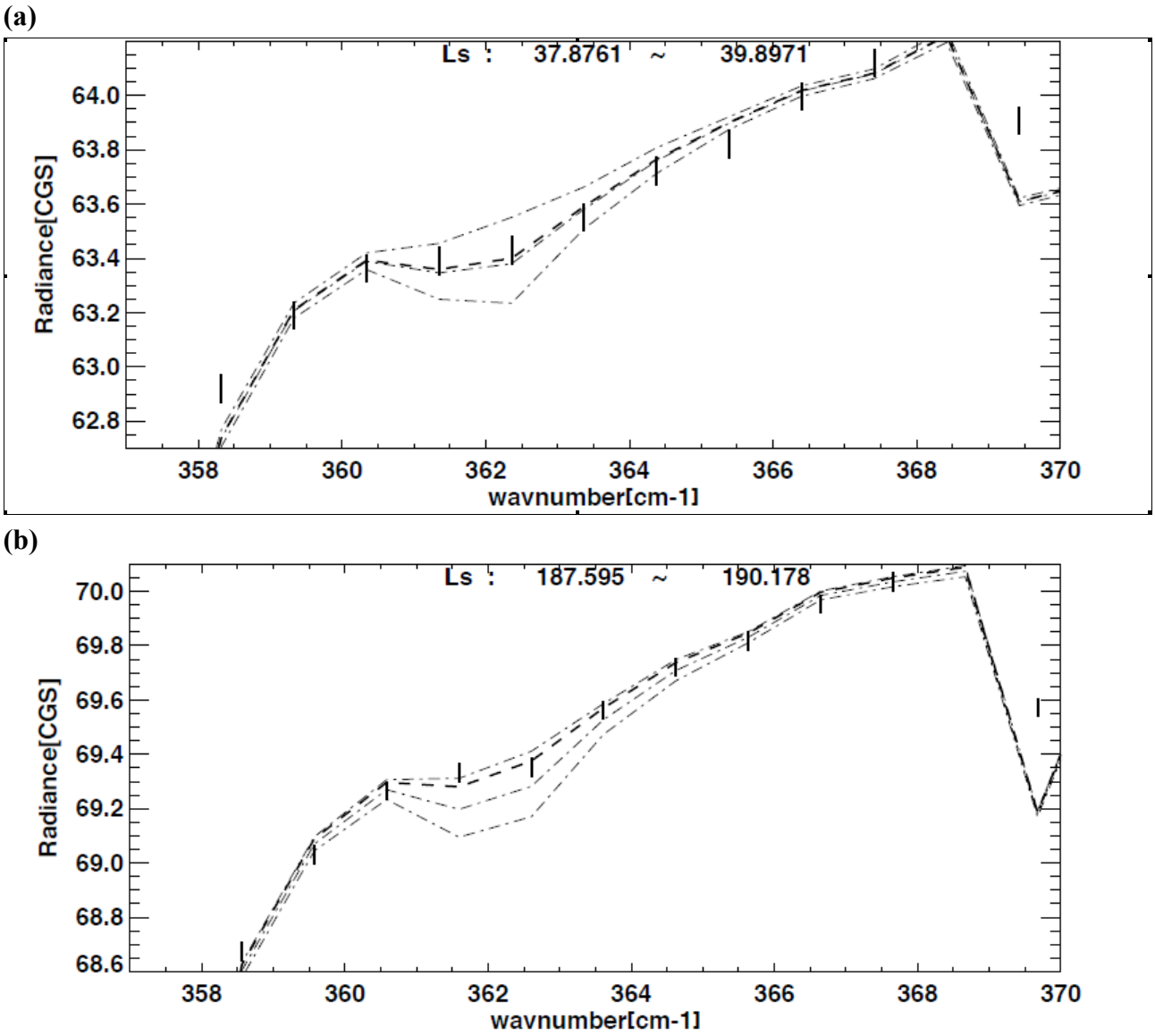


図 2. Two examples of averaged spectra with 2000 measurements (a) at northern spring (mean Ls = 38.9 deg.) and (b) at northern autumn (mean Ls = 188.6 deg.). Dashed lines are the synthetic spectra with the H_2O_2 mixing ratio of 0, 100, and 200 ppb. Thick dashed lines are the best fit results, with the H_2O_2 mixing ratio of (a) 87 ± 23 ppb and (b) 26 ± 17 ppb, respectively.

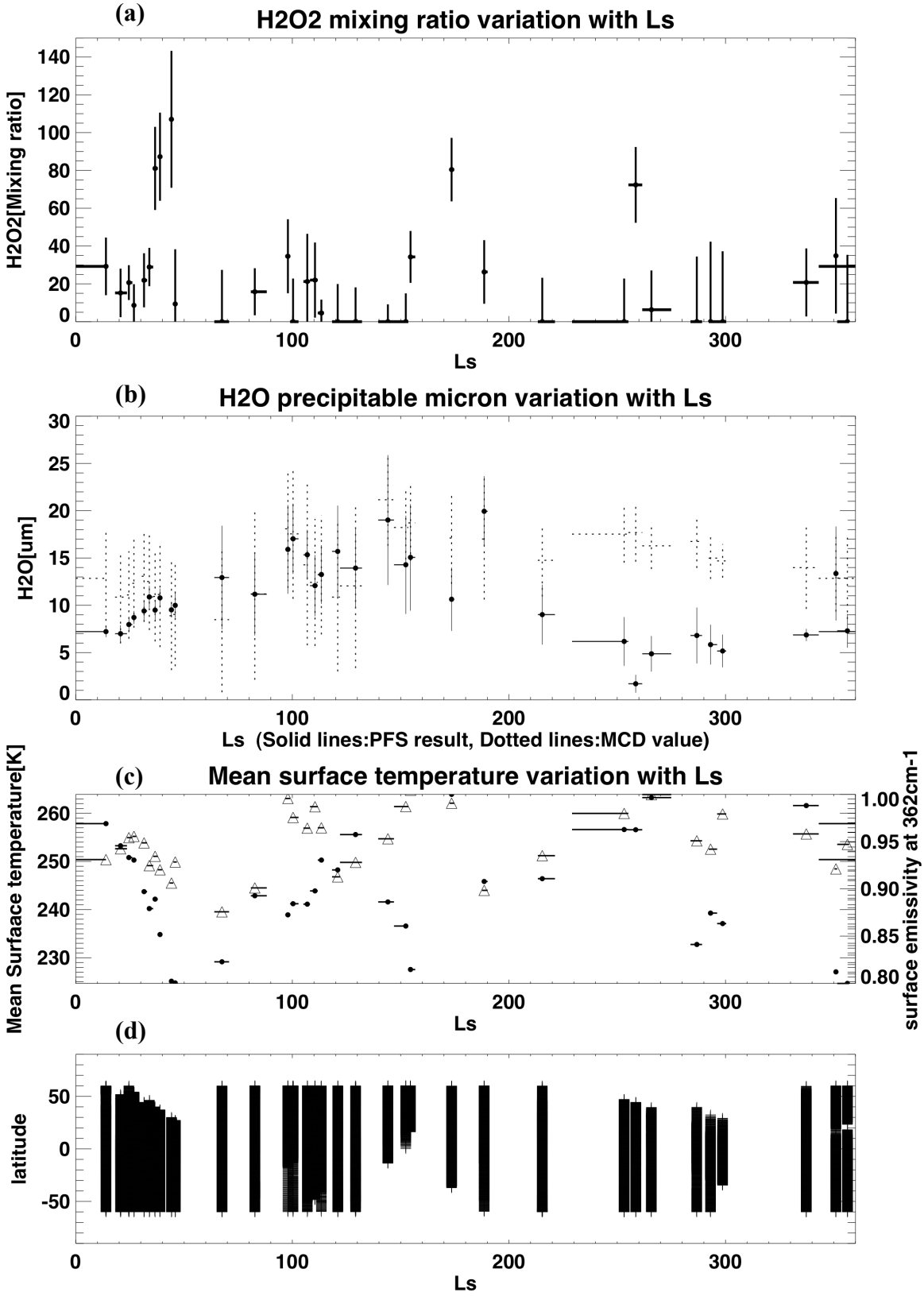

(a)
H2O2 mixing ratio variation with Ls
H2O2[Mixing ratio]
Ls
(b)
H2O precipitable micron variation with Ls
H2O[um]
Ls (Solid lines:PFS result, Dotted lines:MCD value)
(c)
Mean surface temperature variation with Ls
Mean Surfaace temperature[K]
surface emissivity at 362cm-1
Ls
(d)
latitude
Ls

図 3. Seasonal variation in 2004 – 2007. X-axis is the solar longitude (L_s). (a) The mixing ratio of H_2O_2. Y-axis is the mixing ratio [ppb]. The vertical bars are the standard deviation obtained from model fitting. The horizontal bars are the averaged duration. (b) The mixing ratio of H_2O. Solid points are the data associated with the retrieval process. Dotted points are the value from the Mars Climate Database. Y-axis is the mixing ratio [pr-μm]. The vertical bars are the standard deviation obtained from model fitting. The horizontal bars are the averaged duration. (c) Dots are the mean surface temperature data derived in with the retrieval process. Triangles are the surface emissivity derived in with the retrieval process. (d) Latitudinal distribution of the used data sets.

5.参考文献

Atreya, S.K., A. Wong, N.O. Renno, W.M. Farrell, G.T. Delory, D.D. Sentman, S.A. Cummer, J.R. Marshall, S.C.R. Rafkin, and D.C. Catling (2006), Oxidant enhancement in Martian dust devils and storms:Implications for life and habitability, *Astrobiology*, 6, 3, 439-450.

Atreya, S.K., P.R. Mahaffy, A. Wong. (2007), Methane and related trace species on Mars: Origin, loss, implications for life, and habitability, *Planet. Space Sci.*, 55, 358-369.

Bullock, M.A., C.R. Stoker, C.P. Mckay, and A.P. Zent (1994), A coupled soil-atmosphere model of H_2O_2 on Mars, Icarus, 107, 142-154.

Encrenaz, T., T.K. Greathouse, M.J. Richter, B. Bézard, T. Fouchet, F. Lefèvre, F. Montmessin, F. Forget, S. Lebonnois, and S.K. Atreya (2008), Simultaneous mapping of H_2O and H_2O_2 on Mars from infrared high-resolution imaging spectroscopy, *Icarus*, 195, 547-556.

Formisano, V., S. Atreya, T. Encrenaz, N. Ignatiev, M. Giuranna (2004), Detection of methane in the atmosphere of Mars, *Science*, 306, 5702, 1758-1761.

Formisano, V., F. Angrilli, G. Arnold, S. Atreya, G. Bianchini, D. Biondi, A. Blanco, M.I. Blecka, A. Coradini, L. Colangeli, A. Ekonomov, F. Esposito, S. Fonti, M. Giuranna, D. Grassi, V. Gnedykh, A. Grigoriev, G. Hansen, H. Hirsh, I. Khatuntsev, A. Kiselev, N. Ignatiev, A. Jurewicz, E. Lellouch, J. Lopez Moreno, A. Marten, A. Mattana, A. Maturilli, E. Mencarelli, M. Michalska, V. Moroz, B. Moshkin, F. Nespoli, Y. Nikolsky, R. Orfei, P. Orleanski, V. Orofino, E. Palomba, D. Patsaev, G. Piccioni, M. Rataj, R. Rodrigo, J. Rodriguez, M. Rossi, B. Saggin, D. Titov, and L. Zasova (2005), The Planetary Fourier Spectrometer (PFS) onboard the European Mars Express mission, *Planet. Space Sci.*, 53, 10, 963-974.

Fouchet, T., E. Lellouch, N.I. Ignatiev, F. Forget, D.V. Titov, M. Tschimmel, F. Montmessin, V. Formisano, M. Giuranna, A. Maturilli, and T. Encrenaz (2007), Martian water vapor: Mars Express

PFS/LW observations, *Icarus* 190, 32-49.

Geminale, A., V. Formisano, and M. Giuranna (2008), Methane in Martian atmosphere: Average spatial, diurnal, and seasonal behaviour, *Planet. Space Sci.*, 56, 9, 1194-1203.

Giuranna, M., V. Formisano, D. Biondi, A. Ekonomov, S. Fonti, D. Grassi, H. Hirsch, I. Khatuntsev, N. Ignatiev, M. Michalska, A. Mattana, A. Maturilli, E. Mencarelli, F. Nespoli, R. Orfei, P. Orleanski, G. Piccioni, M. Rataj, B. Saggin, and L. Zasova (2005), Calibration of the Planetary Fourier Spectrometer long wavelength channel. *Planet. Space Sci.*, 53, 10, 993-1007.

Lefèvre, F., and F. Forget (2009), Observed variations of methane on Mars unexplained by known atmospheric chemistry and physics, *Nature*, 460, 7256, 720-723.

Lillis, R., S.W. Bougher, D.L. Mitchell, D.A. Brain, R.P. Lin, and M.H. Acuna (2008), Continuous monitoring of nightside upper thernopheric mass densities in the martian southern hemisphere over 4 martian years using electron reflectometry, *Icarus*, 194, 562-574.

Mancinelli, R. (1989), Peroxides and the survivability of microorganisms on the surface of Mars, *Adv. Space Res.*, 9, 6, 191-195.

Mumma, M.J., G.L. Villanueva, R.E. Novak, T. Hewagama, B.P. Bonev, M.A. DiSanti, A.M. Mandell, and M.D. Smith (2009), Strong release of methane on Mars in northern summer 2003, *Science*, 323, 5917, 041-1045.

Smith, M.D. (2002), The annual cycle of water vapor on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer, J. Geophys. Res, 107, E11, doi:10.1029/2001JE001522.

Tschimmel, M., N.I. Ignatiev, D.V. Titov, E. Lellouch, T. Fouchet, M. Giuranna, and V. Formisano (2008), Investigation of the water vapour on Mars with PFS/SW of Mars Express, *Icarus*, 195, 557-575.

火星ダストストームの拡大地域特性

小郷原一智（京大院理）、里村雄彦（京大院理）

1. Introduction

火星においては大中小さまざまなスケールのダストストームの存在が知られている。このうち、*Cantor et. al.*(2001) の定義によれば、local dust storm は水平規模 $1.6\times10^6\mathrm{km}^2$ 以下、持続時間 2 日未満のもの、regional dust storm は水平規模 $1.6\times10^6\mathrm{km}^2$ 以上、持続時間 2 日以上のものを言う。極軌道衛星による時空間分解能の低い観測しかないことから、各々のダストストームの空間構造、寿命はもちろん、Local dust storm から regional dust storm への発達はまだ全く解明されていない。本研究は、数値シミュレーションを用いて、大規模ダストストームへの拡大機構の解明を試みるものである。

2. Approach

Fig. 1 は *Cantor et. al.*(2001) による、火星における local dust storm の発生地点と regional dust storm の中心位置の分布を示している。Local dust storm は大規模地形付近や極冠の淵周辺に分布していることがわかる。一方、regional dust storm の位置は必ずしも local dust storm の多発地帯と一致せず、local dust storm が発生していないところでも観測されている。すなわち、local dust storm がいくら発生しても大きくなれない地域が存在していることになる。我々はこのことから、火星にはダストストームの拡大地域というものがあり、拡大地域に入ることができたダストストームはより大きなダストストームへと拡大でき、入ることができなかったダストストームはそのまま一生を終えるのではないかと考えた。そこで、以下の手順でアプローチする。

1. 火星上でダストストームが拡大しやすい地域を示す全球マップを作る。
2. 作成したマップに見られたダストストームが広がりやすい一つ一つの地域について、感度実験やデータ解析を行うことによって、ダストストームの拡大をつかさどる気象現象を突き止める。

ただ、ダストストームの拡大地域があったとしても、そこにダストストームが進入すれば即大規模ダストストームになるとは限らない。ある地点からダストストームの水平規模が大きくなるということはダストが薄くなることである

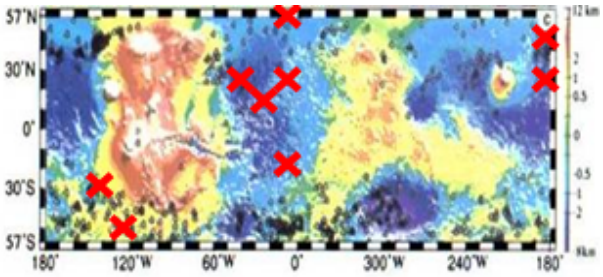


Fig. 1. 1999 年から 2000 年にかけての local dust storm の発生地点（黒点）。赤い×印は regional dust storm の中心位置。*Cantor et. al.* (2001) を加工している。

ので、ダストストームであり続けるには内部で何らかのダスト巻上げ過程が必要である。しかし、メソスケールの local dust storm ならともかく、総観規模の regional dust storm が対流のみによって拡大したり、地球の積雲のように雲システムを形成したりしながら拡大していくことは考えにくく、移流拡散による拡大が支配的であると思われる。したがって、上のようなアプローチでも、ダストストームの拡大地域を突き止められると考えた。以下では、(1) のマップ作成について第一報を報告する。

3. Model and Experimental setup

本研究で用いたモデルは σ 座標系球面プリミティブ方程式を基本方程式系とするスペクトルモデルである Dennou AGCM を火星用に改変したものである（*Ogohara and Satomura* 2008）。ただ、モデル内のダストの予報変数は混合比であったが、保存性向上のため、予報変数を地表気圧 p_s とダスト混合比 q をかけあわせた、p_sq に変更し、方程式を以下のように書き換えた（変数の意味については、Appendix を参照。）。

$$\frac{\partial p_sq}{\partial t} = -\frac{1}{a(1-\mu^2)}\frac{\partial (p_sqU)}{\partial \lambda} - \frac{1}{a}\frac{\partial (p_sqV)}{\partial \mu} - \frac{\partial (p_sq\dot{\sigma})}{\partial \sigma} + S_{dust}. \quad (1)$$

さらに、p_sq を計算する際は、計算された風速を用いて p_sq を移流するように変更した。移流スキームは 2 次精度 Van Leer スキーム（*Van Leer* 1979）と 1D Cell-Integrated スキー

ム（*Nair and Machenhauer* 2002）を併用した。 分解能は T42L32（∼2.8°× ∼2.8°、鉛直 32 層）とし, 季節は L_s=180（北半球春分）とした。背景ダスト分布は *Forget et al.* (1999) と同様であり、1 火星年の spin-up 中は時間変化しないが、その後は風速場と重力沈降によって変動する。地表から大気へのダストフラックスは 0 にしてあるが、重力沈降による大気から地表へのダストフラックスは存在している。極冠分布は Mars Climate Database (http://johnson.lmd.jussieu.fr:8080/las/servlets/dataset) の値を用いた。CO_2 の昇華凝結による地表気圧変化に関しては、Mars Climate Database の地表の各格子点における極冠質量のデータから、CO_2 の相変化による大気の質量変化率をもとめ、それを地表気圧変化率に直して与えている。また、気温が昇華点温度を下回ると、気温を昇華点温度に修正する。（*Takahashi et al.*, 2003）

全球に配置したダストソースからダストを人為的に一定期間、一定量放出することで、ダストストーム拡大地域マップを作成する。

1. ダスト放出量、放出期間
   Cantor et al. (2001) を参考に、ダストの放出期間は 1 日、ダストの総放出量は 200000 [kg] とした。
2. ダストの放出方法
   Takemura et al. (2000) を参考に、最下層の温位を θ_1 とした場合、$\theta_1 + \delta\theta$ よりも温位が低い層に、鉛直方向に一定の混合比で与える。また、ダストソースの水平方向の広がりは次式で与える。

$$S_D = \begin{cases} \left\{ \frac{q_0}{2} \left(1 + \cos\left(\frac{\pi r}{r_0} \right) \right) \right\}^{0.6} & r < r_0 \\ 0. & r \geq r_0 \end{cases}$$

   S_D は放出するダスト質量の鉛直積分値である。ここで、r_0 はダストソースの半径、r はダストソースの中心からの大円距離である。本研究では a を火星半径として $r_0 = \frac{1}{16}\pi a$ とした。q_0 は S_D の全球時間積分値が 200000 [kg] となるように決めた。
3. ダストソースの配置
   ダストソースは reduced grid の中心に配置する (Fig. 2)。

4. Results

まず、ダストストームの広がりを定義する。ダストを放出しないコントロールランにおけるダストのカラム質量 M_c [kg/m^2] と、i 番目のダストソースからダストを放出した計算におけるダストのカラム質量 M_i [kg/m^2] の差を M_{di} [kg/m^2] とする。M_{di} は経度方向に 128、緯度方向に 64 の大きさを持つ二次元データであり、さらに時間の関数である。M_{di} がある閾値よりも大きい領域を i 番目のダストソースからダストを放出した場合のダストストーム領域であるとし、その面積をダストストームの面積とする。本研究では、この閾値を 0.002 [kg/m^2] とし、この値は 5-11.6 μm 帯の光学的厚さでおおよそ 0.07 に相当する。

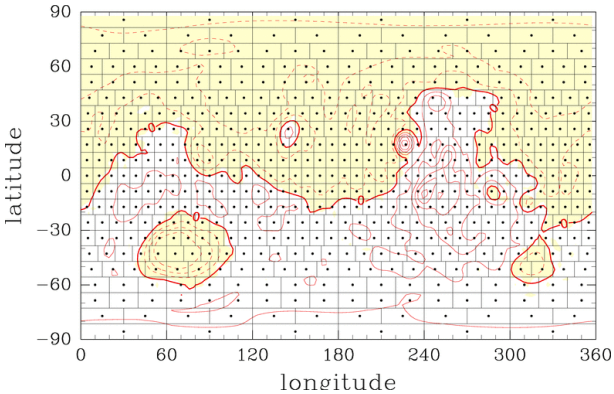


Fig. 2. ダストソースの配置。黒点の位置にダストソースの中心が来る。赤線は計算で用いた火星の地形を現しており、等高線間隔は 2000 m で、実線は正の値、点線は負の値を示している。

Fig. 2 の各黒点を中心とするダストソースからダストを放出したときのダストストーム面積にしたがって、その各格子に色を付けて得た図が、Fig. 3 である。つまり、Fig. 3 は L_s=180 において、火星上のどの領域にあるダストが広がりやすいか、を示した、拡大地域マップである。ダスト放出開始 1 日後にはタルシス付近や Sirenum から Aonia にかけての領域から放出したダストが比較的広い領域に広がっていることが分かる。また、Acidalie 平原でも同様も同様である。一方、Hellas 盆地内部や Margaritifer Terra ではあまり広がっていないことが分かる。ダスト放出後 2 日目には、Erisyum 山の東側や Arabia 平原から放出したダストも広範囲に広がっている。やはり、ここでも Hellas 盆地と Margaritifer Terra から放出したダストはあまり広がっていない。ダストは放射活性であるので高地にダストが存在するほうが、ダストの広がりには有利であること、また、この時期中緯度には傾圧波動が存在していることが、これらの特徴の理由であると考えられる。また、ここには示していないが、ダストを放出するタイミングを半日遅らせた計算も行った。その結果、Sirenum-Aonia 地域やタルシスなどの顕著な拡大地域は拡大地域でなくなり、Acidalia から Utopia にかけての領域が新たに拡大地域となった。このことは、ダストの拡大にとって日周期の現象が非常に重要であることを示唆して

いる。

5. Future works

本研究で示した結果は、ある時間からダストを 1 日間放出した場合の結果であるので、ダストを放出を開始した時間によって得られるマップが変わってしまうことが予想される。つまり、発散領域にダストが放出されたほうが拡大には有利であると考えられ、その発散領域はさまざまな波動によって常に時間変動しているからである。したがって、ダスト放出開始時刻を 1 日、2 日、2 日半などいくらかずらした計算を行い、結果を確認して、ダストが拡大しやすい地域を純粋に示すマップを作成する必要がある。その上で、一つ一つの拡大地域について、なぜその地域が拡大地域たりえているのかを、感度実験やモデル出力の解析によって明らかにする必要がある。

6. Appendix:基礎方程式の変数

$$\dot{\sigma} \equiv \frac{d\sigma}{dt}$$
$$\mu \equiv \sin\varphi$$
$$U \equiv u\cos\varphi$$
$$V \equiv v\cos\varphi$$

p_s：地表気圧、ϕ：緯度、λ：経度、σ：鉛直 σ 座標、a：火星半径、S_{dust}：物理過程による変化率＋ダストソース項である。

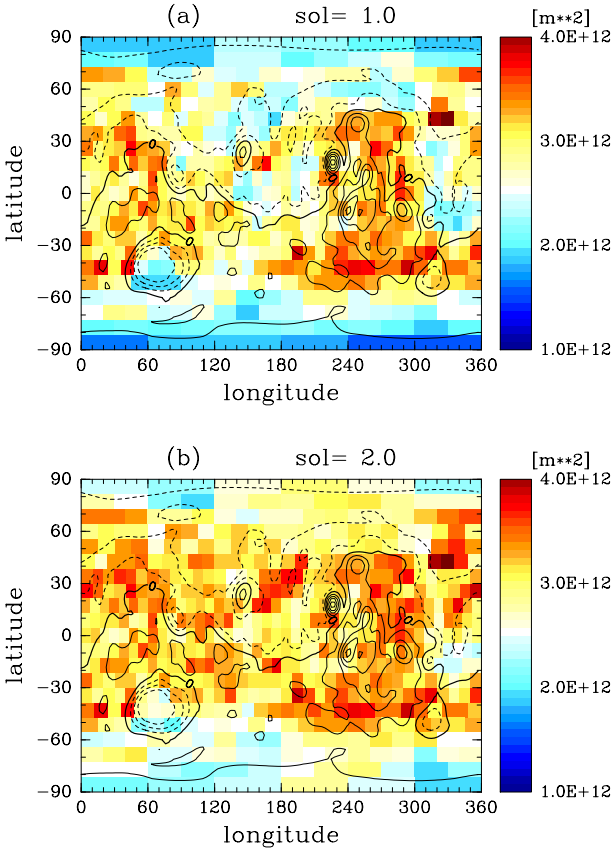


Fig. 3. L_s=180 における、ダストストームの拡大地域マップ。陰影はダストストームの大きさ [m^2] を示している。黒線は計算で用いた火星の地形を現しており、等高線間隔は 2000 m で、実線は正の値、点線は負の値を示している。

参考文献

[1] Cantor, B. A., P. B. James, M. C. Caplinger, and M. J. Wolff (2001), Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations, *J. Geophys. Res.*, *106*(E10), 23653–23687.

[2] Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, and O. Talagrand (1999), Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, *104*(E10), 24155–24175.

[3] Nair, R. and B. Machenhauer (2002), The mass conservative cell-integrated semi-Lagrangian advection scheme on the sphere, *Mon. Weather Rev.*, 130, 649–667

[4] Ogohara, K and T. Satomura (2008), Northward movement of Martian dust localized in the region of Hellas Basin, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L13201, doi:10.1029/2008GL034546.

[5] Takahashi, Y. O., H. Fujiwara, H. Fukunishi, M. Odaka, Y.-Y. Hayashi and S. Watanabe (2003), Topographically induced circulation in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *108* (E3), doi:10.1029./2001JE001638.

[6] Takemura, T, H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguchi, A. Higurashi and T. Nakajima (2000), *J. Geophys. Res.*, *105*(D14), 17,853–17,873.

[7] Van Leer, B (1976), Towards the Ultimate Conservative Difference Scheme. 4. A new approach to numerical convection, *J. Comp. Phys.*, 23, 276–299.

火星大気における水循環：観測とシミュレーションの現状と将来計画

黒田剛史[1], Paul Hartogh[2], 笠井康子[3], 佐川英夫[3], 青山友貴奈[4],
酒井大輔[5], 高橋正明[6]

[1]宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究本部　[2]Max Planck Institute for Solar System Research
[3]情報通信研究機構　[4]茨城大学　[5]第一実業株式会社　[6]東京大学気候システム研究センター

1. 火星大気中の水観測の現状

火星大気中に存在する水蒸気は Spinrad et al. [1963]によって初めて観測され，Viking 周回船による観測によって初めてそのカラム積算量の季節変化がマッピングされた [Jakosky and Farmer, 1982]．水蒸気のカラム積算量の観測はその後 Mars Global Surveyor 搭載の Thermal Emission Spectrometer (MGS-TES)や Mars Express によってもなされ，合計で数火星年分のデータが得られている[Smith, 2004; Trokhimovskiy et al., 2008]．その値は数～数十 pr.μm の間で変化し，夏期の北極で最も大きな値を持つ．MGS-TES では氷雲の 12μm 波長での光学的厚さも観測されており，北半球夏期の低緯度域で最大 0.2 程度の値を持つ．

火星大気中の水の鉛直分布については，まだ十分に観測データが得られているとは言い難い．水蒸気の鉛直分布の観測例としては，地上ミリ波望遠鏡によるもの[Clancy et al., 1996 など]と Mars Express 搭載の SPICAM による赤外線掩蔽観測[Fedorova et al., 2009]があるが，分解能や精度，また観測が行なわれる local time に制約がある．氷雲の鉛直分布は，Viking 周回船からの limb haze 測定[Jaquin et al., 1986]などによって部分的には観測されてきたが，全球規模の季節変化がわかるような観測は 2006 年より火星軌道に投入された Mars Reconnaissance Orbiter 搭載の Mars Climate Sounder によるもの[Kleinböhl et al., 2009]が初めてである．

水の鉛直分布，とりわけ'hygropause'と呼ばれる低緯度域の水蒸気の存在限界高度は，それが高い時ほどハドレー循環に乗った水の南北輸送が促進されると考えられることから，その季節変化は水の南北輸送の様子を知る鍵となる．地上ミリ波望遠鏡での観測によると，hygropause は遠日点(Ls=70º, 北半球春季)で 10 km 以下，近日点付近(Ls=250º, 北半球春季)で 25km 以上となる[Clancy et al., 1996]．また，全球ダストストーム時には hygropause は 50km 以上に達することが推定されている[Jakosky, 1985; Jaquin et al., 1986]．これらの観測および推定値は大まかなものであり，水蒸気の空間 3 次元分布およびその時間変化の様子については今後より詳しい知見を得ることが必要である．

また, 大気中の HDO と H_2O の比(D/H 比)は火星の大気散逸や気候変動の様子を知る鍵となる．それは H 原子に比べて重い D 原子は宇宙空間へ散逸しにくいため，年代の古い氷床や地下水から供給される水は大気中の雲を形成する水よりも低い D/H 比を保っていると考えられるからである．赤外線地上望遠鏡による観測より，火星での D/H 比は地球上の平均値（標準海水 SMOW）の 6±3 倍であることが発見されており[Owen et al., 1988]，これは過去火星大気が現在よりも豊富に水を所有していた痕跡と考えられている．さらに Villanueva et al. [2008]による観測からは，火星の D/H 比は SMOW の 2～8 倍と非常に大きな緯度・時間変化を持っていることが報告された．この大きな空間非一様性の理由としては，水蒸気の供給源である氷床の年代や大気中での氷雲への相変化による同位体分別効果などが予想されているが，未だ確定されてはいない．ま

たこれらの観測から得られたデータも昼面カラム積算量に限られているため，今後，local time による依存性や鉛直変化も含めた D/H 比の分布を調べることが，この謎に迫る上で重要になる．

2. 火星周回軌道からのサブミリ波水蒸気観測計画と観測スペクトルのシミュレーション

我々は JAXA を中心に検討を進めている火星探査計画 MELOS (Mars Exploration with Lander-Orbiter Synergy)において, 気象オービターへのサブミリ波サウンダの搭載を検討している．サブミリ波サウンダは，火星大気からの放射を観測する大気放射計である．サブミリ波帯を用いた観測では観測波長がダストの粒径に比べて長いため，ダストをほぼ透明として扱うことができ，そのため全球ダストストームのような濃いダスト分布下においても，その内側の大気を観測することが可能となる．また火星周回軌道に持って行くことで，地上観測よりも高い空間分解能を実現するとともに, 地球水蒸気の影響からも逃れられる．複数の接線高度(tangential height, 以下 Ht と称す)での Limb 観測を通して鉛直分布を把握し，また遠火点付近からの Nadir 観測からは水平分布の観測も可能で，よってダストの影響も受けず，昼夜を問わない 4 次元(3 次元空間＋時間)変化のデータが取得可能である．

ここでは，MELOS サブミリ波サウンダの観測精度の検討を目的とした観測スペクトルのシミュレーション結果を紹介する．火星大気中の放射輸送伝達計算および測器特性のモデリングは，THz 放射スペクトルシミュレーターAMATERASU [Baron et al., 2008] を用いた．大気の温度と水蒸気量のデータを Mars Climate Database [Forget et al., 1999; Montmessin et al., 2004]より取得し(図 1)，乾燥で低温な冬季北極域，比較的湿潤で高温な夏期南半球中緯度域，さらに夏期北極域と冬季南半球中緯度域についてもスペクトルのシミュレーションを行った．

周回船の近火点(高度 150km)から Limb で水蒸気を観測した場合のスペクトルを図 2 に示す．冬季北極域では 556.9GHz の強いラインを用いて 60km 以下の Ht で測定可能で，それ以上の高度では測定精度(3K)を下回る．夏期南半球中緯度域では 556.9GHz のラインは 50～70km の高度域の観測，また 620.7GH z のラインでは 40～70km の高度域の観測に適している．それ以下の高度では吸収線が飽和して観測には適さない．また, 夏期南半球中緯度域では HDO も 509.3GHz と 599.9GHz のラインを用いて十分に測定可能である．このシミュレーションでは D/H 比は SMOW を想定しているため，実際の火星大気ではより強い強度のスペクトルが得られると考えられる．

図 3 は周回船の遠火点(高度 8 火星半径)から Limb で水蒸気を観測した場合のスペクトルである．H_2O はすべての場合において，556.9GHz ないし 620.7GHz のラインで 0～90km の Ht において観測精度を上回る．また冬季北極域を除けば，HDO も 0～60km，夏期南半球中緯度域では H_2O と同様の高度域で測定可能である．

図 4 は周回船の遠火点から Nadir で観測した場合のスペクトルである．北極域冬では最も強い 556.9GHz のラインでも測定精度を下回り，観測は困難と想定される．その他の場合では観測は可能と想定されるが，HDO は夏期のみ測定精度を上回るスペクトルが得られている．ただしこの結果は実際の火星大気における D/H 比に依存する．

3. 火星大気大循環モデル DRAMATIC MGCM を用いた水循環のシミュレーション

火星大気大循環モデル(MGCM)を用いた水循環の 3 次元シミュレーションは, Richardson and Wilson [2002] (水蒸気)と Richardson et al. [2002](氷雲)によって初めて試みられた．続いて Montmessin et al. [2004]はダストを核とした氷雲形成過程を導入し, 観測と定性的に整合するカラム積算量の季節・緯度変化を得た．さらに Montmessin et al. [2005]は HDO 循環を導入して D/H 比の季節および空間変化を調べ，Wilson et al. [2007, 2008]は氷雲の放射効果を評価し，低緯度域に雲帯が存在する北半球夏期では放射効果の有無によって温度場に最大 15K 程度の違いが出ることを示した．その他レゴリスによる水吸着の影響を調べた研究[Böttger et al., 2005 など]もあるが, これらの研究はカラム積算量などの現在までに得られている観測データを再現することに力点が置かれており，hygropause の変化と南北水輸送の関連性など，水の鉛直分布に絡むテーマについては観測同様まだ十分に手が行き届いていない

我々は MELOS サブミリ波サウンダによる水蒸気の 4 次元観測とのデータ同化に向けて，CCSR/NIES/FRCGC MGCM [Kuroda et al., 2005] を DRAMATIC (Dynamics, RAdiation, MAterial Transport and InteraCtions between them) MGCM と改名し，水循環の導入に着手した．MGCM の水平分解能は T21(水平格子間隔約 333km)，鉛直分解能は 30 層，モデル上端高度は約 80km に設定されている．地形･アルベド･熱慣性の火星地表面データ，CO2 の凝結・昇華過程，CO2 とダストの放射効果，さらに水循環に関わるスキームとして大規模凝結による大気中の水蒸気⇔氷雲の相変化，氷粒の重力沈降と地表面への堆積，堆積した氷による地表面のアルベドの変化，バルク法による地表面の氷の昇華過程を含んでいる．氷雲・水蒸気の放射効果，地表面レゴリスの効果は現在のところは含まれていない．ダスト濃度は MY24 の観測データ[Smith, 2004]に基づいた季節・緯度変化を用いて定義している．

また氷雲の重力沈降を考えるにあたり，これらの粒径と密度の定義について述べる．Montmessin et al. [2004]にならい，氷雲はダストを核に形成されることを想定すると，氷雲の粒径(半径)r_cは次の式で定義される．

$$r_c = \left(\frac{M_c}{(4/3)\pi\rho_i N} + r_0^3 \right)^{1/3} \tag{1}$$

ここで M_cは層内の氷の質量，ρ_iは氷の密度(917 kg m^{-3})，Nは層内のダスト粒の数，r_0はダスト半径である．Nと r_0は次のように定義される．

$$N = \frac{M_d}{(4/3)\pi\rho_d r_0^3} \tag{2}$$

$$r_0(z) = r_{z0} \exp(-z/h) \tag{3}$$

ここで M_dは層内のダスト質量，ρ_dはダストの密度(2500 kg m^{-3})，r_{z0}は高度 0km でのダスト

半径 (0.8 μm)，h はダスト粒径スケールハイト (18 km)である．またドライアイスも粒径は式(3)を用いて r_{i0}=50μm，h=20km とし，密度は 1000 kg m^{-3} と定義している．

図 5 は L_s=0º(北半球春分)，90º(同夏至)，180º(同秋分)において，DRAMATIC MGCM による水蒸気と氷雲の計算結果，および Mars Climate Sounder による氷雲の観測データについて，東西平均した緯度-鉛直分布を示している．計算結果は等温静止，経度・鉛直方向一様，緯度方向線形の水蒸気分布(北極 150ppm～南極 0ppm)，氷雲・地表面氷なしの状態から 8 年目のものである．氷雲の鉛直-緯度分布の季節変化はモデルと観測で定性的に一致しているが，現状ではモデルの氷雲の混合比は観測の 3～6 倍の値を示している．水蒸気の鉛直分布については，SPICAM による観測[Fedorova et al., 2009]と比べて概ね少なめな結果が得られている．

図 6 は水蒸気のカラム積算量と氷雲の 12μm 波長での光学的厚さの緯度-季節変化について，DRAMATIC MGCM の計算結果と MGS-TES で MY24～25 において観測されたデータとの比較を示している．水蒸気・氷雲ともにモデルと観測で定性的には整合しているが，定量的にはモデルの水蒸気量は観測の 2～5 分の 1，氷雲の光学的厚さは観測の 5～10 倍の値をとっている．定量的にも整合する結果が得られるように，モデルの改良が必要である．具体的には，極域の氷床を考慮すること，放射コードの改良などが挙げられる．

4. まとめ

火星大気の水観測において，現状は鉛直分布のデータ量と精度はまだ十分ではなく，またデータが取得されている local time も限られている．このような現状に対し，MELOS サブミリ波サウンダは高精度で昼夜を問わない鉛直分布データを取得することが期待できる測器で，Nadir および Limb 観測を通して H_2O および HDO の空間 3 次元データ取得を行うことで，火星の全球水輸送や気候変動の鍵である HDO/H_2O 比，hygropause の季節およびダスト濃度による変化を観測することを目指している．遠火点 Limb から観測した場合，地表面から高度 90km 程度までの H_2O，十分湿潤な環境下では HDO も合わせて観測可能である．近火点 Limb では高度ターゲットは狭くなる(高度域は水蒸気量による)ものの，より高精度な観測が可能である．

また，サブミリ波サウンダによる観測とのデータ同化に向けて DRAMATIC MGCM による水循環の 3 次元シミュレーションに取り組んでおり，現状は定量的にはまだ改良の余地があるものの，定性的には観測データを再現する結果が得られている．今後は結果の改善と共に，氷雲や水蒸気の放射効果，また HDO 循環を導入していく予定である．

参考文献

Baron et al., 2008: AMATERASU: Model for atmospheric TeraHertz radiation analysis and simulation, *Journal of the National Institute of Information and Communications Technology* **55**, 109-121.

Böttger et al., 2005: The effects of the martian regolith on GCM water cycle simulations, *Icarus* **177**, 174-189.

Clancy et al., 1996: Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate?, *Icarus* **122**, 36-62.

Fedorova et al., 2009: Solar infrared occultation observations by SPICAM experiment on Mars-Express: Simultaneous measurements of the vertical distributions of H_2O,

CO_2 and aerosol, *Icarus* **200**, 96-117.

Forget et al., 1999: Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.* **104**, 24155-24176.

Jakosky and Farmer, 1982: The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere: Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment, *J. Geophys. Res.* **87**, 2999-3019.

Jakosky, 1985: The seasonal cycle of water on Mars. *Space Sci. Rev.* **41**, 131-200.

Jaquin et al., 1986: The vertical structure of limb hazes in the Martian atmosphere, *Icarus* **68**, 442-461.

Kleinböhl et al., 2009: Mars Climate Sounder limb profile retrieval of atmospheric temperature, pressure, and dust and water ice opacity, J. Geophys. Res. 114, doi:10.1029/2009JE003358.

Kuroda et al., 2005: Simulationvof the Martian atmosphere using a CCSR/NIES AGCM, *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **83**, 1-19.

Montmessin et al., 2004: Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model, *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2004JE002284.

Montmessin et al., 2005: Modeling the annual cycle of HDO in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.* **110**, doi:10.1029/2004JE002357.

Owen et al., 1988: Deuterium on Mars: The abundance of HDO and the value of D/H, *Science* **240**, 1767- 1770.

Richardson and Wilson, 2002: Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model, *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2001JE001536.

Richardson et al., 2002: Water ice clouds in the Martian atmosphere: General circulation model experiments with a simple cloud scheme, *J. Geophys. Res.* **107**, doi:10.1029/2001JE001804.

Smith, 2004: Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999–2003, *Icarus* **167**, 148-165.

Spinrad et al., 1963: The detection of water vapor on Mars, *Astrophys. J.* **137**, 1319-1321.

Trokhimovskiy et al., 2008: Water vapor in the Martian atmosphere by SPICAM IR/Mars-Express: Two years of observations, *Mars Water Cycle Workshop*, Paris, France.

Villanueva et al., 2008: Mapping the D/H of water on Mars using high-resolution spectroscopy, *The Third International Workshop on the Mars Atmosphere: Modeling and Observations*, Williamsburg, VA, USA.

Wilson et al., 2007: Diurnal variation and radiative influence of Martian water ice clouds, *Geophys. Res. Lett.* **34**, doi:10.1029/2006GL027976.

Wilson et al., 2008: Influence of water ice clouds on Martian tropical atmospheric temperatures, *Geophys. Res. Lett.* **35**, doi:10.1029/2007GL032405.

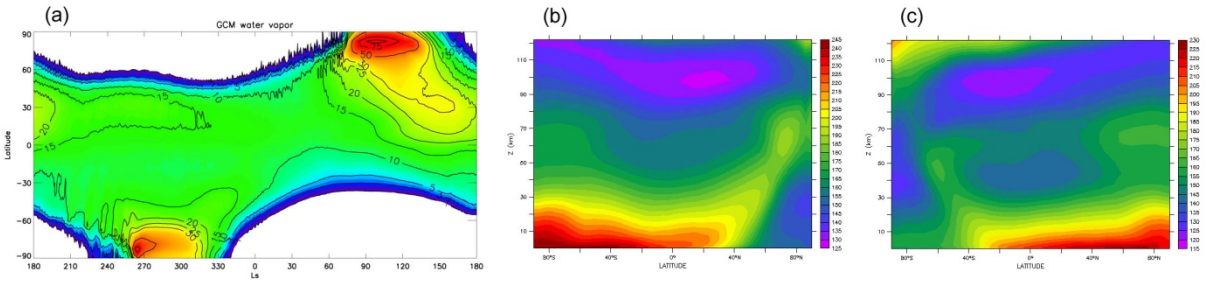


図 1：スペクトルのシミュレーションに用いた Mars Climate Database における(a)水蒸気カラム積算量の季節-緯度分布[pr.μm] [Montmessin et al., 2004]，(b) 経度平均した北半球冬季／南半球夏期の温度分布，(c)同じく北半球夏期／南半球冬季の温度分布.

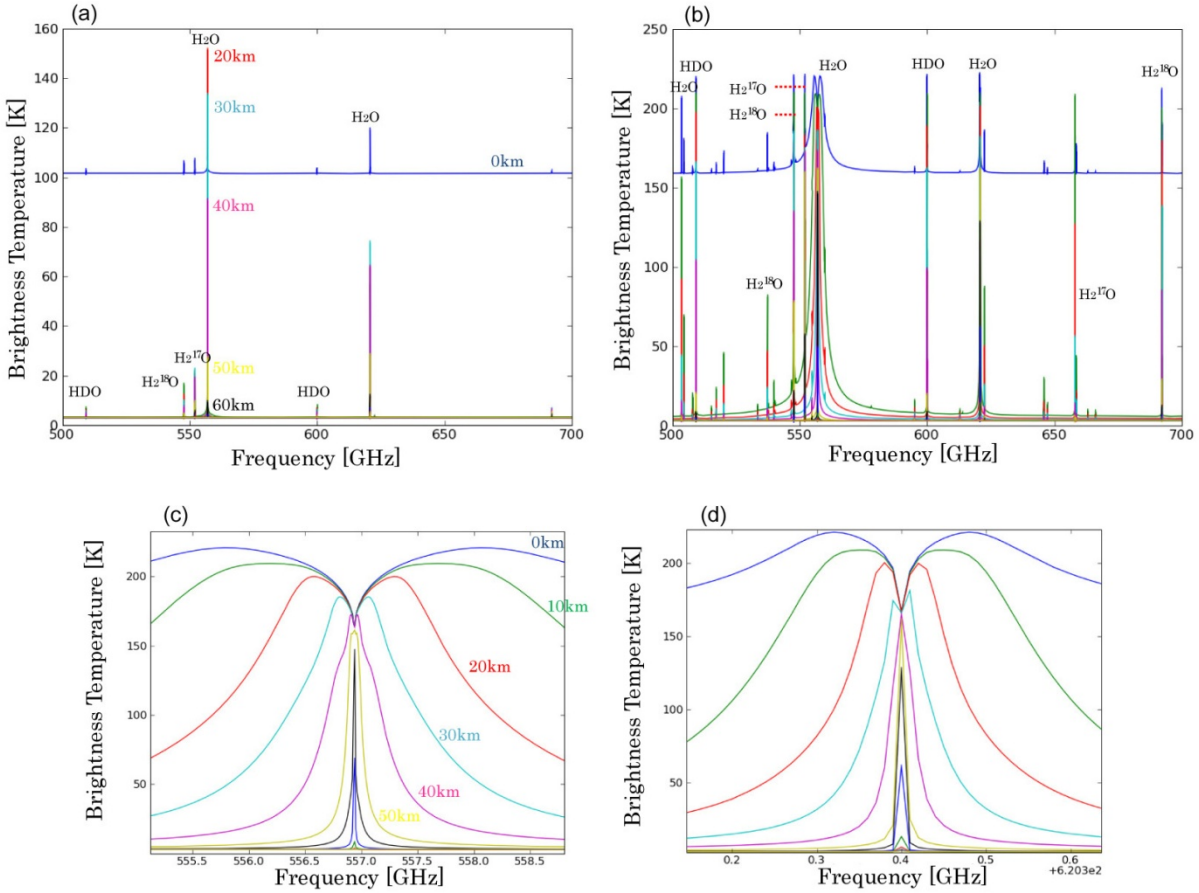


図 2：(a)と(b)はそれぞれ冬季北極域と夏期南半球中緯度域に対する，近火点からの Limb 観測における 500～700GHz でのスペクトルシミュレーション結果. Ht ごとに色分けしてある. (c)と(d)はそれぞれ(b)の 556.9GHz と 620.7GH z のラインの周辺を拡大したもの.

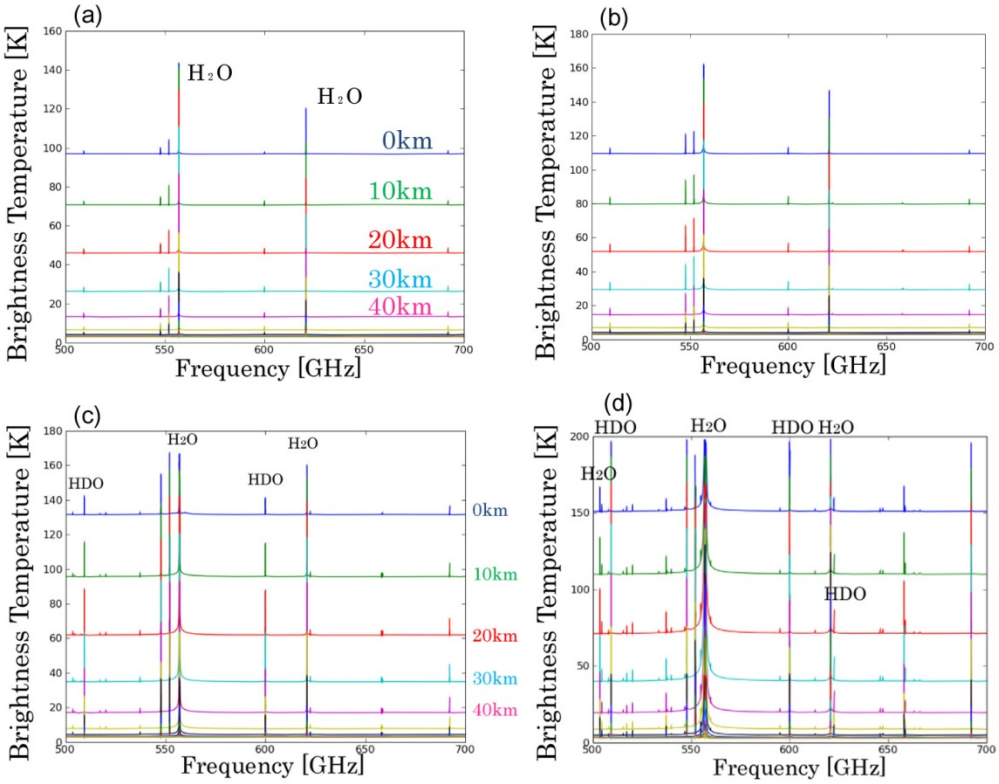


図 3:遠火点からの Limb 観測における 500～700GHz でのスペクトルシミュレーション結果．(a)は冬季北極域，(b)は冬季南半球中緯度域，(c)は夏期北極域，(d)は夏期南半球中緯度域．Ht ごとに色分けしてある．

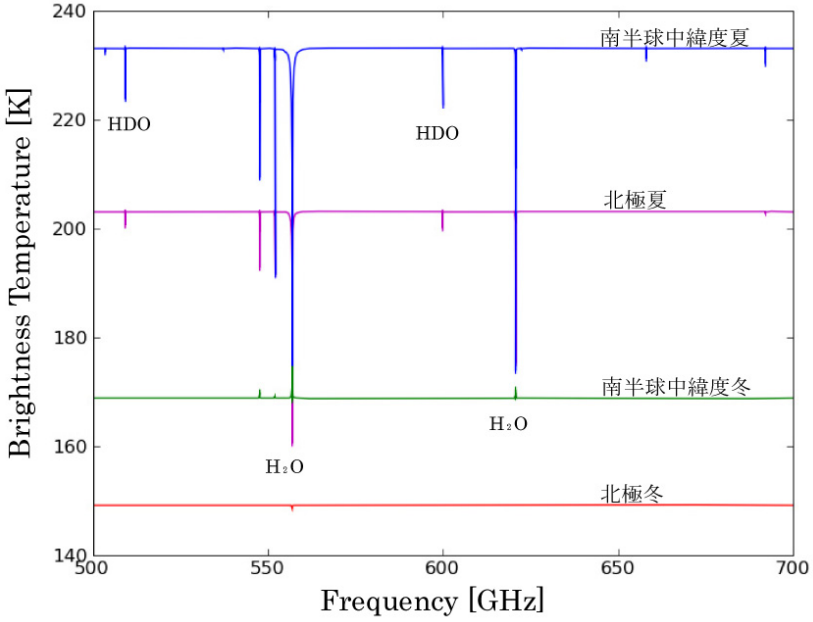


図 4：遠火点からの Nadir 観測における 500～700GHz でのスペクトルシミュレーション結果．季節・場所ごとに色分けしてある．

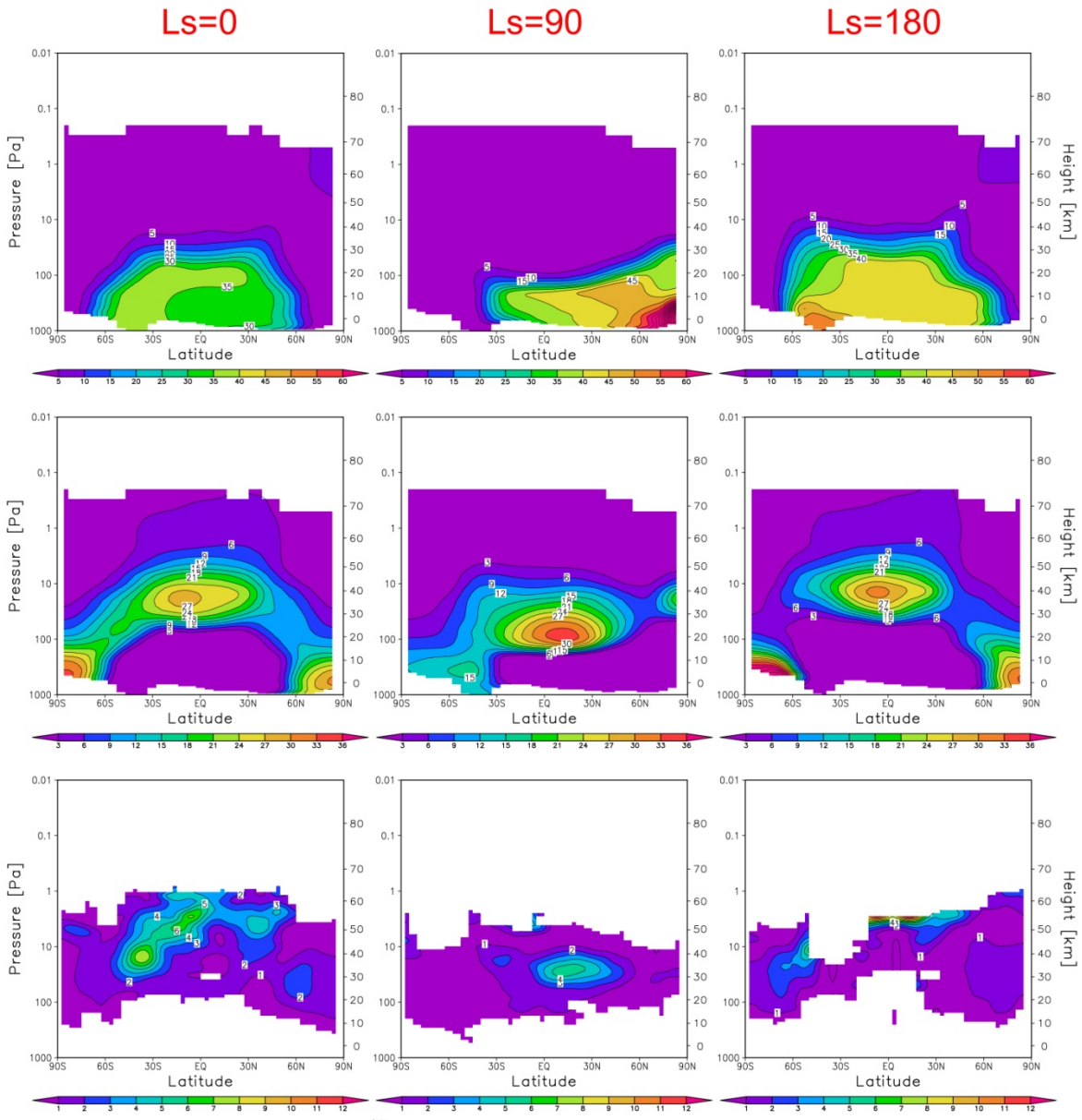


図 5：(上段)DRAMATIC MGCM による経度平均水蒸気量の計算結果，(中断)同じく氷雲量の計算結果，(下段)Mars Climate Sounder による経度平均氷雲量の観測結果．単位はいずれも質量混合比[ppm]．季節はそれぞれ左から L_s=0º(北半球春分)，L_s=90º(同夏至)，L_s=180º(同秋分)．

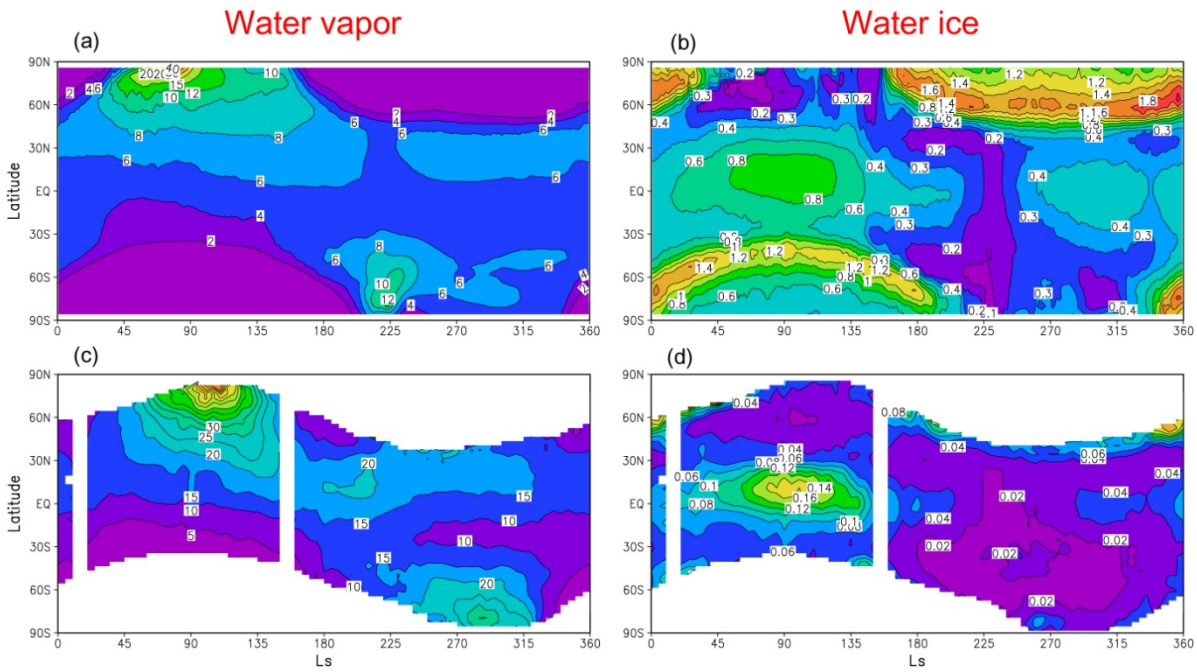


図 6：(上段)DRAMATIC MGCM による(a)水蒸気カラム積算量[pr.μm]と(b)氷雲の 12μm 光学的厚さの季節-緯度分布の計算結果．(下段)MGS-TES による観測 で，(c)および(d)は(a)および(b)にそれぞれ対応する．

降水過程の定量化に向けたレーダー観測キャンペーン（REQUIPP）における気象レーダー初期観測結果の報告

池野伸幸[1]・山本真之[1]・妻鹿友昭[1]・森谷佑介[1]・古本淳一[1]・橋口浩之[1]・
山本衛[1]・LUCE Hubert[2]・下舞豊志[3]・中里真久[4]・田尻拓也[4]・深尾昌一郎[5]

1：京大生存研　2：Université du Sud- Toulon Var, France
3：島根大学総合理工学部　4：気象研　5：福井工大

1. 研究の背景

降水における熱力学過程・微物理過程・放射過程は相互に深く関連し、降水の発達・維持を特徴付ける。これらの降水過程の理解のため、モデルを用いた数値実験のほか、航空機や気球を用いたその場（in situ）観測・人工衛星やレーダー等を用いたリモートセンシング観測が広く行われている。

降水の発達・維持において、大気の鉛直方向の運動（鉛直流）は、凝結物の鉛直輸送を通じて熱力学過程・微物理過程・放射過程の相互作用を決定する点で重要である。鉛直流は、観測手段の制約から水平風の収束・発散を鉛直積分することにより間接的に推定されることが一般的であるが、この手法は、空間・時間分解能が限られる、積分領域の上端あるいは下端における鉛直流の値の仮定が必要などの制約が存在する。一方、屈折率擾乱に伴う散乱エコー（以下、大気エコー）のドップラーシフトから風速を観測する大気レーダーは、仮定のない高い時間・鉛直分解能の鉛直流観測が可能である（Fukao 2007）。大気レーダーは、観測目的に応じた幅広い周波数帯（VHF 帯・UHF 帯）が使用されるが、降水時においても凝結物エコーと大気エコーの分離が可能な 50 MHz 帯大気レーダーは、降水領域内で正確な鉛直流の測定が可能な唯一の観測手段である（Cifelli et al. 1994, Nishi et al. 2007）。

降水内の凝結物を観測する気象ドップラーレーダーは、アンテナの 3 次元走査により降水領域内の凝結物や風速変動を高い時間･空間分解能で知るほぼ唯一の観測手段である（Houze et al. 1989）。さらに、アンテナビームを鉛直方向に指向した気象レーダーで得られる凝結物エコーの周波数パワースペクトル、凝結物の粒径分布（Particle Size Distribution ; PSD）をリトリーバルする有用な情報である（Gossard et al. 1994）。しかし、PSD のリトリーバルにあたり、従来の観測では鉛直流の正確な情報がないことが、PSD 推定精度の劣化要因となる。50 MHz 帯大気レーダーでは、同時に得られる凝結物エコーと大気エコーを用いた雨滴に対する PSD のリトリーバルが可能である（Wakasugi et al. 1986）。しかし、50MHz 帯大気レーダーは凝結物エコーに対する感度が低く、PSD の推定は一般に 10 mm h^{-1} を超える強い降水に限られる。そのため、50 MHz 帯大気レーダーと気象レーダーを併用し、弱い降水・強い降水の双方の状況下で風速・凝結物の変動を同時に観測する必要がある。

2. 降水過程の定量化に向けたレーダー観測キャンペーン（REQUIPP）

Radar-observation Experiment toward QUantification In Precipitation Processes（略称 REQUIPP）は、滋賀県甲賀市信楽町の信楽 MU 観測所（34°51'N, 136°06'E）において 2009

年 10 月から 11 月にかけて実施された、50 MHz 大気レーダーである MU レーダー（以下 MUR; Fukao et al. 1990）と気象レーダーによる同時観測キャンペーンである。REQUIPP における課題は以下の通りである。

(1) MUR の鉛直流観測データと気象レーダーの凝結物観測データを組み合わせ、凝結物の鉛直輸送を通じた熱力学過程と微物理過程の相互作用の定量的評価を行う。
(2) MUR と気象レーダーの観測結果を併用して弱い降水・強い降水の双方において PSD をリトリーバルすることにより、雲微物理量を定量化する。
(3) MUR は、送信周波数をパルス毎に切り替えるレンジイメージング観測（Luce et al. 2007）により、乱流・風速を高鉛直分解能で観測する。風速・乱流強度に見られる大気擾乱が PSD に与える影響を観測的に明らかにする。
(4) 凝結物エコーの周波数パワースペクトルが得られる 9.8GHz 帯気象レーダー（以下 9.8G-R）・35GHz 気象レーダー（以下 35G-R）におけるデータ解析手法を確立する。

REQUIPP では、凝結物エコーの周波数パワースペクトルをそれぞれ観測可能な住友電工製 1.3 GHz 帯大気レーダー（通称 LQ7；以下 1.3G-R と表記）・9.8G-R・35G-R が運用された。観測は、降雨時にレーダーを運用する形で行い、2009 年 10 月 7－8 日にかけての台風観測（ただし、9.8G-R の観測は実施せず）、2009 年 10 月 25－26 日・11 月 1－3 日にかけての降雨観測、11 月 13－15 日にかけての Radio Acoustic Sounding System（RASS）による温度と、レンジイメージングによる大気擾乱・風速の同時観測が実施された。

1.3G-R は、50 MHz 帯大気レーダーでは観測できない高度 2 km 以下の風速を観測することを本来の観測目的としており、観測システムは Yamanaka et al.（2008）に詳述されている。しかし、降雨時における 1.3G-R の観測は、大気エコーより凝結物エコーが卓越し、かつ 1.3 GHz 帯の周波数は雨滴による電波減衰が無視できる特長を持つ。そのため、雨滴減衰の影響がないレーダー反射因子（Z）の観測が可能である。

9.8G-R は、集中豪雨などの局地的降雨現象の観測のため、可搬性と低コスト化を目的に開発されたレーダーである。観測システムは、アンテナと送受信 RF（Radio Frequency の略）部が一体化した屋外部と、レーダーシステム制御・受信信号のデジタル処理を行うインタフェースカードを備えた汎用 PC（屋内設置）で構成されており、数名の人力で移動・設置が可能な可搬性を実現している。屋外部の概観を図 1a に示す。アンテナは、直径 1.2 m のフロントフィードパラボラアンテナであり、屋外部の重量は 138 kg である。送信管には、低価格・高出力を両立するためピーク出力 20.56 kW・送信周波数 9.8 GHz の汎用マグネトロンを用いている。マグネトロンは、送信毎に送信パルスの位相（送信位相）が異なるため、送信位相をサンプリングにより記録し、送信位相と受信信号の位相を比較することによりドップラー速度を算出する方式（Hamazu et al. 2003）を採用している。また、64 MHz の中間周波数（Intermediate Frequency ; IF）サンプリングにより、IF 周波数における受信信号の位相検波を実現している。IF サンプリングにより、IF 周波数からビデオ周波数への変換及び位相検波に必要となるアナログ回路を不要とし、コスト削減を実現している。

35G-R は、35 GHz 帯（波長 8 mm）の周波数を用いたミリ波レーダーである。強い降水時には雨滴による電波減衰が観測上限高度の制約や Z の測定に問題となるものの、粒径の小さい（一般に 1 mm 以下）凝結物の検出が可能である。35G-R は、長期に亘る連続観測と低

コスト化を実現するため、衛星通信に用いられるピーク出力約 100 W の TWT（Traveling Wave Tube)を用いている。さらに、Frequency Modulated Continuous Wave（FMCW）方式で送信することにより、感度の向上を達成している。具体的には、送信時間を 40.96 μs とし、送信中に 3 MHz の周波数掃引を行うことで、高いレンジ分解能 50 m（1/3 MHz＝50 m）と信号帯雑音比（SNR）の向上（40.96 μs / 0.33 μs＝21 dB）の両立が見込まれる。送信信号と受信信号の干渉を低減するため、送信アンテナと受信アンテナが別個に設置されている。図 1b に 35G-R の外観を示す。FMCW 方式の送信を行うレーダーでは、送信・受信における周波数差がレーダーとターゲット間の距離（レンジ）に相当する。35G-R は、40.96 μs の送信中にサンプリング周期 100 MHz・4096 点のデジタルサンプリングを行い、デジタルサンプリングされた受信信号に FFT を行うことで送受信の周波数差をレンジに変換している。

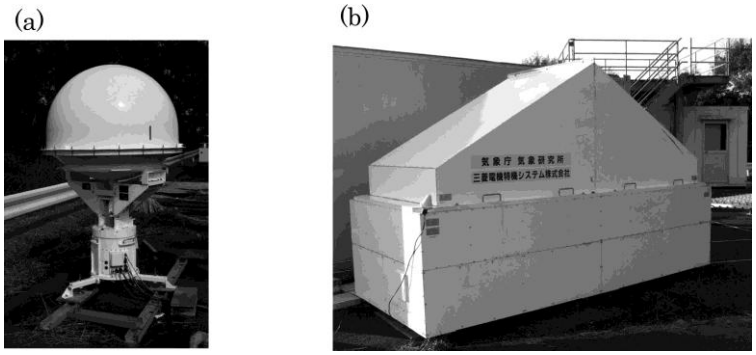


図 1：(a) 9.8G-R の屋外部の外観。アンテナはフィドームに覆われており、筐体下部の円筒部に送受信 RF 部が設置されている。(b) 35G-R の屋外部の外観。アンテナはスロープを持つレドームに覆われている。筐体下部に送受信 RF 部が設置されている。

9.8G-R・35G-R とも、各レンジにおける時系列信号を保存する機能を有しているため、周波数パワースペクトルの観測が可能である。MUR・9.8G-R・35G-R の周波数パワースペクトルの観測例を図 2 に示す。MUR は、鉛直流変動に伴う、ドップラー速度（V_d）が−2 m s^{-1} から 3 m s^{-1} に分布する大気エコーを捉えている。MUR は高度 4 km 以下でドップラー速度（V_d）6 m s^{-1} 以上の凝結物エコーを一部捉えており、凝結物エコーは、特に高度 3.5 km から 4 km の融解層で顕著である（図 2a)。1.3G-R・9G-R・35G-R とも、凝結物の落下速度分布を MUR より詳細に捉えており、MUR と気象レーダーの同時観測の重要性を示している（図 2b−d)。図 2 に示した降水のケースは強い降水の事例であるため、35G-R では電波減衰により観測高度が融解層に留まっている。弱い降水における観測事例を図 3 に示す。MUR は、ほぼ大気エコーのみを観測している（図 3a)。1.3G-R 及び 9.8G-R では高度 4 km 以下のエコーは弱い、あるいは検出されない（図 3b 及び c）が、粒径の小さい凝結物の検出感度に優れる 35G-R は高度 10 km 付近まで連続して凝結物エコーを検出している（図 3d)。

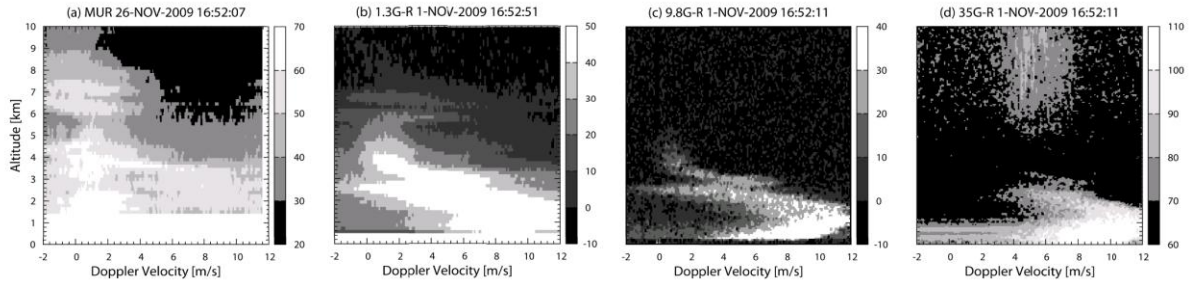


図 2：強い降水時における(a) MUR、(b) 1.3G-R、(c) 9.8G-R、(d) 35G-R で観測された周波数パワースペクトルの観測例。カラースケールは、エコー強度補正を行わない相対値により描画されており、Zとの対応はない。

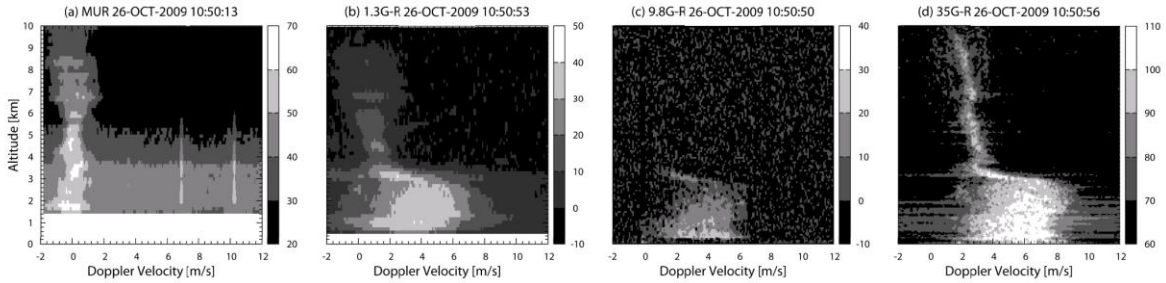


図 3：図 2 に同じ。ただし弱い降水時における観測例。

3. 9.8GHz 帯気象レーダーにおけるレーダー反射因子（Z）とドップラー速度（V_d）観測

9.8G-R は、周波数パワースペクトルを用いたモーメント法により、Zと V_dの計算が可能である。一方、従来の気象レーダーの多くは、時間方向に隣接する受信信号の位相差から V_dを計算するパルスペア法を用いている。そのため、9.8G-R において、モーメント法とパルスペア法の比較を行った。図 4 に、モーメント法とパルスペア法の各々で計算した、Zと V_dの散布図を示す。Zにおいては、SN 比が 0 dB 以下でばらつきが若干（1 dB 以内）出るものの、双方は良く一致しており、相関係数はほぼ 1.0 である。V_dにおいても双方は期待される通り良く一致しており、相関係数もほぼ 1.0 である。しかし、SN 比が 2 dB 以下の場合における若干（0.5 m s^{-1} 以内）のばらつきが見られる。これは、V_dの計算において、受信信号の SN 比が高い周波数領域のみを取り出して V_dを計算するモーメント法と比較して、パルスペア法の推定精度がより劣化するためである。図 4 に示す結果は、受信信号の周波数パワースペクトルの取得が、PSD のリトリーバルのみならず、気象レーダーの観測量として広く用いられる Zと V_dの推定に有用であることを改めて示している。

9.8G-R において、Z と V_dを導出し、1.3G-R の観測結果と比較した。Zの算出に必要な 9.8G-R 及び 1.3G-R の諸元は、アンテナ利得については設計値を、そのほかの値については実測値をもとに算出した。図 5 に 2009 年 10 月 26 日の 0000 JST－0300 JST の期間における Zと V_dの散布図を示す。Zと V_dの計算にはモーメント法を用いた。図 5(a)において 1.3G-R と 9.8G-R で得られた Z の相関は高く、相関係数は r = 0.967 であった。35 dBZ_e 以上で 9.8G-R で得られた Zが 1 .3G-R で得られた Zより小さい傾向を示すのは、9.8G-R において

は粒径の大きい凝結物によるミー散乱効果が存在するためであると考えられる。また、30 dBZ_e 以下で 9.8G-R の Z が 1.3G-R の Z と比べて大きく推定されるのは、9.8G-R における信号検出下限に近い領域で受信部増幅器の非直線性が存在するためである。受信部増幅器特性の非直線性は、実測により補正を行う予定である。図 5(b)において 1.3G-R と 9.8G-R で得られた V_d の相関係数は r = 0.997 と高く、さらに V_d は測定された全ての速度範囲にわたりよく一致している。この事実は、9.8G-R のドップラー速度測定における大きな特徴である、マグネトロンの送信位相の記録と、IF サンプリングによるドップラー速度算出の妥当性を示している。

4. まとめ

REQUIPP の概要を述べるとともに、1.3G-R と 9.8G-R で得られたに Z 及び V_d の比較を行い、9.8G-R で得られた V_d の妥当性を示した。また 9.8G-R の周波数パワースペクトルデータが、モーメント法を用いた V_d の観測精度向上に寄与することを示した。今後は 35G-R についても、解析を進めていく予定である。また、PSD の導出を行う。

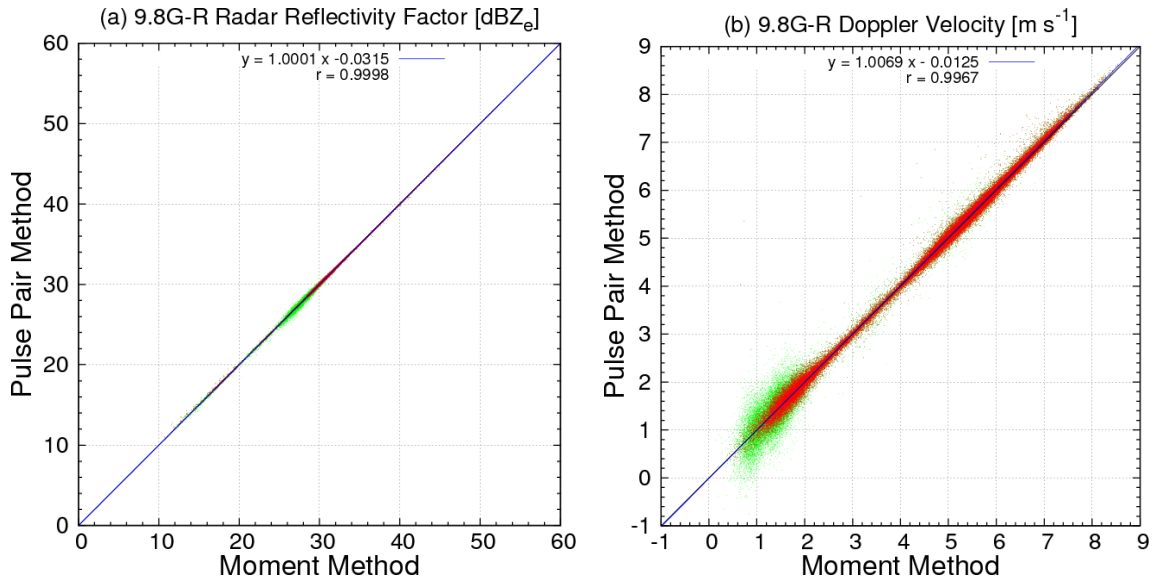


図 4：9.8G-R においてモーメント法とパルスペア法で計算した(a) Z、(b) V_d の散布図。比較データは、図 4 に示す範囲である。(a) においては、SN 比が 0 dB 以上のデータ点は赤、0 dB 未満のデータ点は緑で示している。(b)においては、SN 比 2 dB 以上の点は赤、2 dB 未満の点は緑で示している。

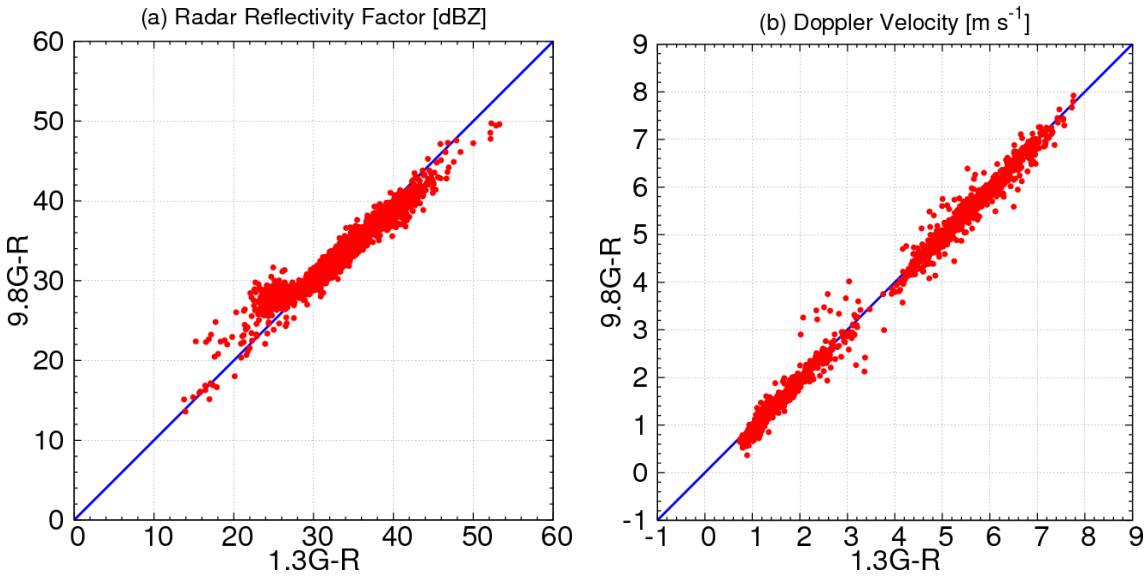


図 5：9.8G-R と 1.3G-R で得られた、(a) Z、(b) V_d の散布図。左図は Z を、右図は V_d の観測結果を示す。高度 1 - 7 km の範囲において、高度 300 m、時間 1 分毎に平均したデータを用いている。

謝辞

REQUIPP 観測キャンペーンは、京都大学生存圏研究所が実施する生存圏科学萌芽研究の助成により実施された（課題名：MU レーダー・新型気象レーダーを用いた降水領域における風速分布の観測的研究）。9.8G-R 及び 35G-R は、文部科学省科学技術振興調整費重要課題解決型研究「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」により開発された。

参考文献

Cifelli R., and S.A. Rutledge, 1994: Vertical motion structure in maritime continent mesoscale convective systems: Results from a 50-MHz profiler, *J. Atmos. Sci.*, **51(18)**, 2631-2652, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2631:VMSIMC>2.0.CO;2.

Fukao, S., 2007: Recent advances in atmospheric radar study, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **85B**, 215-239, doi:10.2151/jmsj.85B.215.

Fukao, S., T. Sato, T. Tsuda, M. Yamamoto, M. Yamanaka, and S. Kato 1990: MU radar: New capabilities and system calibrations, *Radio Sci.*, **25(4)**, 477-485, doi:10.1029/RS025i004p00477.

Gossard, E. E., 1994: Measurement of cloud droplet size spectra by Doppler radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11(3)**, 712-726, doi:10.1175/1520-0426(1994)011<0712:MOCDSS>2.0.CO;2.

Hamazu, K., H. Hashiguchi, T. Wakayama, T. Matsuda, R. J. Doviak, and S. Fukao, 2003: A 35-GHz Scanning Doppler Radar for Fog Observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20(7)**, 972-986, doi:10.1175/1520-0426(2003)20<972:AGSDRF>2.0.CO;2.

Houze R. A., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70(6)**, 608-619, doi:10.1175/1520-0477(1989)070<0608:IODWRD>2.0.CO;2.

Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, M. Crochet, and S. Fukao 2007: Range-imaging observations of cumulus convection and Kelvin-Helmholtz instabilities with the MU radar, *Radio Sci.*, **42**, RS1005, doi:10.1029/2005RS003439.

Nishi, N., M. K. Yamamoto, T. Shimomai, A. Hamada, and S. Fukao, 2007: Fine structure of vertical motion in the stratiform precipitation region observed by a VHF Doppler radar

installed in Sumatra, Indonesia, *J. Appl. Meteor. Clim.*, **46(4)**, 522-537, doi:10.1175/JAM2480.1.

Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, 1986: A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3(4)**, 623-629, DOI: 10.1175/1520-0426(1986)003<0623:ADMFDD>2.0.CO;2.

Yamanaka, M. D., H. Hashiguchi, S. Mori, P.-M. Wu, Fadli Syamsudin, Timbul Manik, J.-I. Hamada, M. K. Yamamoto, M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, N. Sakurai, M. Ohi, R. Shirooka, M. Katsumata, Y. Shibagaki, T. Shimomai, Erlansyah, Wawan Setiawan, Bambang Tejasukmana, Yusuf S. Djajadihardja, and Jana T. Anggadiredja, 2008: HARIMAU Radar-Profiler Network over the Indonesian Maritime Continent: A GEOSS Early Achievement for Hydrological Cycle and Disaster Prevention, *Journal of Disaster Research*, **3(1)**, 78-88, 2008.

大気レーダー・偏光ライダーによる雲・降水領域内及びその周辺の鉛直流観測 – CLEAR における観測結果 –

妻鹿友昭 (京大生存研)，山本真之 (京大生存研)，阿保真 (首都大)，柴田泰邦 (首都大)，
橋口浩之 (京大生存研)，Hubert Luce (仏・Université du Sud-Toulon Var)，
山本衛 (京大生存研)，山中大学 (海洋研究開発機構)，深尾昌一郎 (福井工大)

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凝結物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・雲粒捕捉により切片や氷晶として成長し，0 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凝結物は、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，雲内を落下する凝結物を雲内に留める重要な要因であり，凝結物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凝結物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凝結物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，鉛直流と凝結物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，雲の観測にはライダーが有用である．特に，偏光解消度 (LDR) を測定する偏光ライダーは雲の相 (氷・水) の判別が可能である (*Sassen*, 1991)．本報告では，50MHz 帯ウインドプロファイラである赤道大気レーダー (Equatorial Atmosphere Radar; EAR) と偏光ライダーの同時集中観測である Cloud observation campaign using Lidar and Equatorial Atmosphere Radar(CLEAR) における層状性降雨の観測結果を用いて，層状性降雨を維持する上昇流が融解層の特性に与える影響を述べる．

2 EAR とライダーの集中観測 (CLEAR)

CLEAR はインドネシア，スマトラ島の赤道大気観測所 (0.2S,100.32E，海抜高度 865 m) において 2008 年 12 月 6 日から 23 日の期間に実施された．このキャンペーンの主たる測器は赤道大気レーダー (EAR) と LDR 観測機能付き大型ライダーである．

EAR は送信周波数 47 MHz, 送信ピーク電力 100 kW, ビーム幅 3.4°(半値全幅・片道) のウインドプロファイラである (*Fukao et al.*, 2003)．本データ解析に用いた鉛直分解能は 150 m である．本報告では EAR による鉛直流 (w) の観測結果を示す．

赤道大気観測所設置の大型ライダーは対流圏下層から中間圏までの高度を対象とする多目的ライダーシステムであり (阿保 他, 2006)，対流圏の観測における観測対象は，上部対流圏の巻雲・下部対流圏の水蒸気・上部対流圏から成層圏にかけての気温である．解析に用いたライダーの波長は 532 nm，送信出力は 200 mJ，送信パルス周期は 10 Hz である．CLEAR における中部及び下部対流圏の LDR 観測のために，新たに直径 11 cm，視野角 0.5 mrad の望遠鏡を用いた受信システムが付加された．本報告では，新たに付加された受信シス

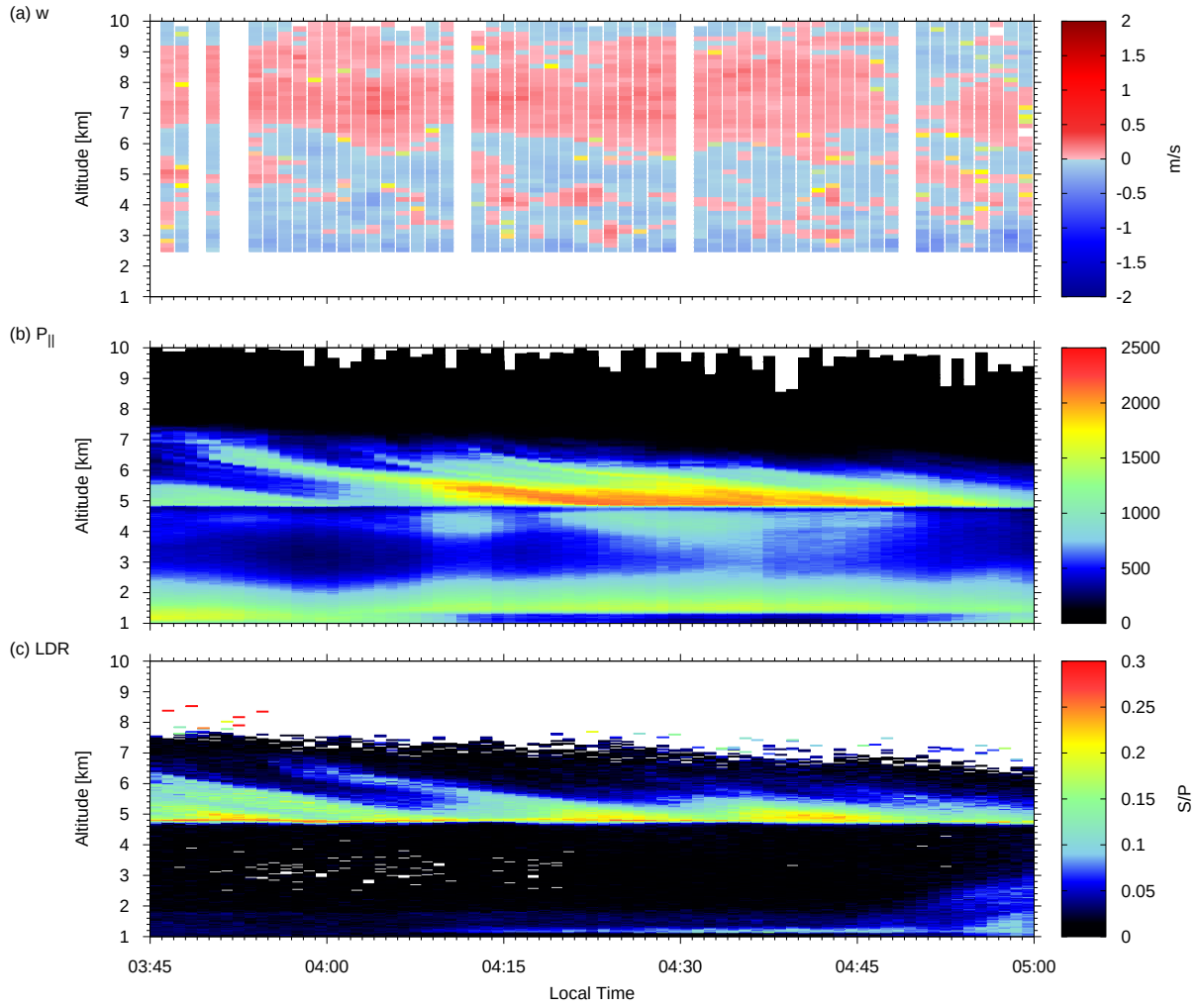


図 1　2008 年 12 月 08 日 0345 LT–0500 LT の期間に観測された (a) w，(b) $P_{||}$，(c) LDR の時間高度断面図．正の w は上昇流を示す．

テムで得られた送信偏波面に平行な散乱光の受信強度 ($P_{||}$) と偏光解消度 (LDR) の観測結果を用いる．

3　観測結果

本報告では 12 月 8 日と 12 月 16 日における層状性降雨の観測例に注目する．気象衛星 (MTSAT-1R) の赤外画像によると，12 月 8 日の事例は 10,000 km^2 を超える範囲に輝度温度が 220 K 以下の雲が 2009 年 12 月 7 日の 1700 LT から 12 月 8 日 0400 LT の時期に観測された例である．地上における降雨は 12 月 8 日の 0200 LT まで観測された．この期間は雲頂高度が時間とともに低下しており，0500 LT では輝度温度は 225 K に上昇していた．以降に注目する 12 月 8 日の 0345 LT–0500 LT の期間は，層状性降雨が時間とともに衰退する期間に相当する．

12 月 16 日の気象レーダー観測においては，1645 LT–1910 LT と 1940 LT–2300 LT の期間にレーダー反射因子が 30 dBZ 以上となる地表付近の降雨を観測した．1645 LT–1910 LT の期間では観測サイト近傍で発達した対流性雲に伴う対流イベントが，1940 LT–2300 LT の期間では継続的な層状性降水が観測された．以降

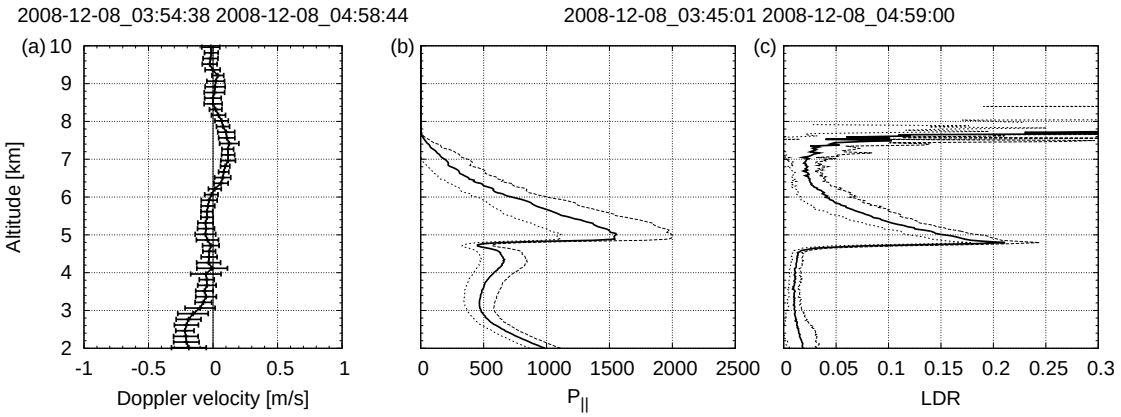


図 2　図 1 の期間で平均した (a) w，(b) $P_{||}$，(c) LDR の高度プロファイル．(a) におけるエラーバーと (b) 及び (c) における点線は標準偏差で定義した値のばらつきを示す．

では，高度 1km 程度の下層雲による欠測の影響なくライダーが高度 4 km 以上を観測した 2000 LT–2145 LT の期間における層状性降雨に注目する．12 月 16 日の 2000 LT–2145 LT の期間では，1 分毎に積算された地上の雨量計は最大で 6 mm h^{-1} 程度の降雨強度を観測した．

12 月 8 日の事例における w，$P_{||}$，LDR の時間高度断面図を図 1 に示す．高度 6.6 km–9.0 km において，30 cm s^{-1} 以下の上昇流が継続して存在する (図 1a)．図 1b の高度 4.7 km 付近における時間方向に連続して弱い $P_{||}$ はダークバンドと呼ばれ，氷の相を持つ凝結物が一部融解し，粒径が小さくなった状態を示している (*Sassen et al.*, 2005)．一方，ダークバンドより上の高度に存在する相対的に大きい $P_{||}$ と LDR は，粒径の大きい氷晶あるいは雪片の存在を示している．雲内の 0348 LT・高度 7.2 km から 0420 LT・高度 5.0 km に低下する $P_{||}$ と LDR の fallstreak は，粒径が大きくかつ非球形の程度が大きい凝結物を含む高度領域が時間とともに降下する様子を示している (図 1b 及び c)．

図 2 は，図 1 に示した期間における w，$P_{||}$，LDR の平均と分散の高度プロファイルである．w は高度 6.0 km–8.2 km において 10 cm s^{-1} 程度の弱い上昇であり，高度 3.0 km–6.0 km では 10 cm s^{-1} 以下の弱い下降である (図 2a)．この上昇流と下降流の対応は，*Houze* (1993) に示された、層状性降雨における典型的な鉛直流の鉛直分布と一致する．高度 4.6 km 以下における LDR は 0.02 以下であり，凝結物は雨滴であることを示している．LDR は高度 4.6 km 付近から増加し，ダークバンドの直上 4.80 km で最大となる (図 2c)．そのため，高度 4.60 km–4.80 km に融解層が存在し，その厚さはおよそ 200 m と見積もられる．$P_{||}$ が高度とともに減少し極小となる (600 以下) 高度と、極小から増大に転ずる (600 以上) 高度はそれぞれ 4.60 km と 4.80 km であり，ダークバンドの存在高度は LDR に見られる融解層の高度範囲と一致する (図 2b)．

12 月 16 日の降雨における w，$P_{||}$，LDR の時間高度断面図を図 3 に示す．高度 6 km 以上では最大約 1.2 m s^{-1} の上昇流が存在し、上昇流の大きさは 12 月 8 日の事例よりも大きい (図 3a)．$P_{||}$ は 4 km 以下の雨滴による減衰が大きいため，高度 4 km 以上の凝結物からの散乱強度が小さい (図 3b)．高度 4.2 km 以上における LDR は 0.20 以上の値が卓越し，12 月 8 日の事例より大きい値を示している (図 3c)．高度 4.0 km では LDR が 0.1 以下であり，雪片や氷晶が融解して雨滴になったことを示している．高度 4.0 km 以下では $P_{||}$，LDR 共に 12 月 8 日の事例より大きい．この原因は後で議論する．

図 4 は図 3 に示した期間で平均した w，$P_{||}$，LDR の平均と分散の高度プロファイルを示す．高度 6.0 km 以上における w の平均値は 20 cm s^{-1}–40 cm s^{-1} の上昇であり，12 月 8 日の事例と比較して平均・ばらつきがともに大きく，上昇流は高度 10 km に達する (図 4a)．高度 6.0 km 以下の w は 8 日の事例よりやや大き

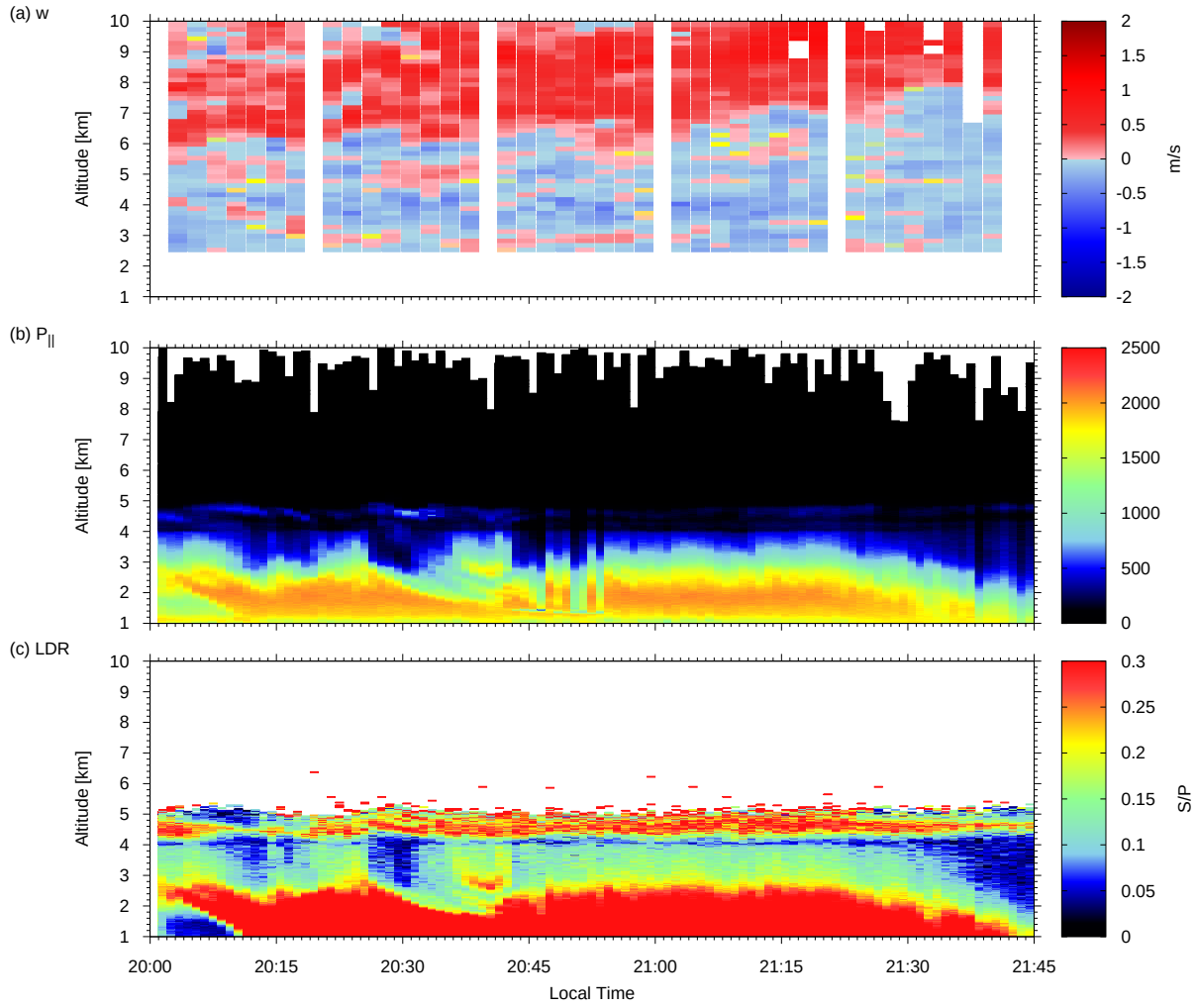


図 3　図 1 と同じ．ただし 2008 年 12 年 16 日 2000 LT–2145 LT の期間を示す．

い 10 cm s^{-1}–20 cm s^{-1} 程度の下降であり、標準偏差に見られる w の変動も 12 月 8 日の事例と比較して大きい．$P_{||}$ と LDR は、雨滴による $P_{||}$ 減衰が大きいため高度 4.6 km 以上では定量的評価が困難であるが，高度 4.6 km 以下では 12 月 8 日の事例とは異なる特徴が表われている．高度 4.0–4.6 km では高度に伴う LDR の増大が見られることから，融解層の下限は 4.0 km であり、融解層の厚さは少なくとも 8 日の事例より厚い 600 m 以上と見積もられる (図 4c)．$P_{||}$ は高度 4.0 km–4.4 km で極小となり，融解層内におけるダークバンドの存在を示している (図 4b)．

融解層の厚さと凝結物の落下速度をより詳しく述べるため，EAR で得られたドップラースペクトルの高度分布を図 5 に示す．図 5a に示す 12 月 8 日の事例において，0 m s^{-1} 付近のドップラー速度を持つエコーが鉛直流を表す大気エコーであり，高度 3.0–7.0 km においてドップラー速度が −8 から −1 m s^{-1} の大きさを持つエコーが凝結物エコーである (図 5a)．高度 4.7 km 付近で凝結物の落下速度が高度とともに大きく減少する（約 6 m s^{-1} から 2 m s^{-1}）融解層の存在を示している．EAR に見られる融解層の高度は，$P_{||}$ に見られるダークバンドと高度に伴う増加する LDR が示す融解層の高度と一致する（図 2b 及び c)．

12 月 16 日の事例における 0 m s^{-1} 付近の大気エコーは，積雲対流に伴なう重力波などに伴う擾乱の影響に

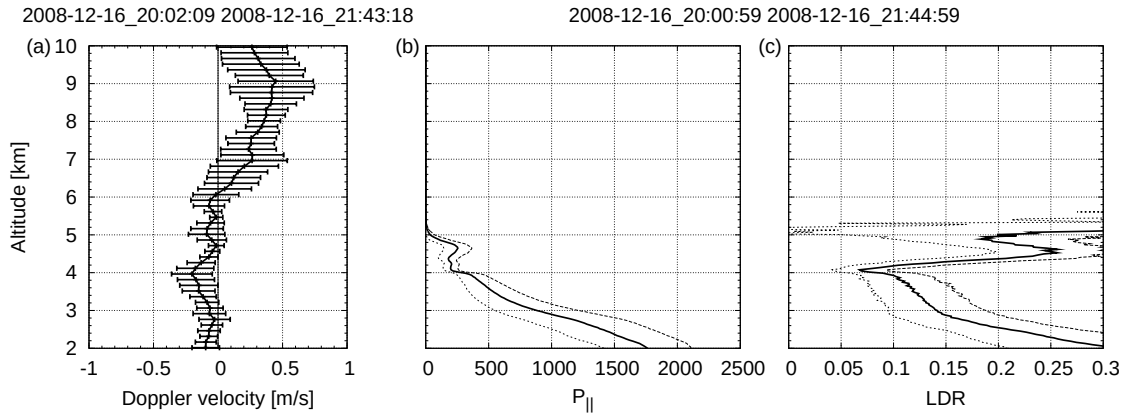


図 4　図 2 と同じ．ただし図 3 に示す期間で平均した高度プロファイル．

より，12 月 8 日の事例と比較して大きい高度変化を持つ (図 5b)．また，高度 4.0 km–4.8 km に、高度とともに凝結物の落下速度が大きく減少する (11 m s^{-1} から 2 m s^{-1}) 融解層が見られる．EAR のドップラースペクトルに見られる融解層の下限が高度 4.0 km 付近であることは，高度 4.0 km 以上における $P_{||}$ の極小と，高度 4.0 km 以上における LDR の増加に一致している (図 4b 及び c)．

最後に、12 月 16 日の事例で見られた，高度 4 km 以下において 0.1 以上の値を持つ LDR の成因を議論する．融解層より低い高度における雨滴エコーの落下速度は，12 月 16 日の事例では 6 m s^{-1} 以上が支配的であり，12 月 8 日の事例では 6 m s^{-1} 以下が支配的である．この事実は，12 月 16 日の事例における雨滴の粒径が 12 月 8 日の事例よりも大きい（1.5 mm 程度より大きい）ことを示している．また，粒径の小さい雨滴は球形あるいは下部の扁平度が高い構造を持つが、半径 0.25 cm 以上の大きい粒径の雨滴の平均的な形状は底が凹型となる (*Pruppacher and Pitter*, 1971)．12 月 16 日の事例では，12 月 8 日の事例と比較した場合、高度 4 km 以下の大きい w の標準偏差が示すように風速擾乱が大きい (図 2a 及び図 4a)．風速擾乱や水平風の影響がレーザービームに対して非対称な雨滴の形状を形成し，LDR を増大させる原因となっている可能性がある．融解により氷の層を持つ凝結物が存在しなくなる融解層最下端の高度 4.0 km 付近で LDR と $P_{||}$ が極小を持つ事実は，凝結物が融解により溶けきった時には球形に近い形状を持ち，落下するに従って非球形の構造に変形することを示唆している．より定量的な議論は，今後の検討で実施する予定である．

4　まとめと今後の課題

大気レーダーと偏光ライダーの集中観測である CLEAR 期間中に見られた、融解層より高い高度で 10 cm s^{-1} 程度の弱い上昇流を持つ 2008 年 12 月 8 日の層状性降雨の事例と，20 cm s^{-1}–40 cm s^{-1} の比較的大きい上昇流を持つ 2008 年 12 月 16 日の事例を示した．上昇流が比較的大きい 12 月 16 日の事例においては，融解層はより大きい厚さを持ち、さらにと融解層においてより大きい LDR が観測された．また、融解層以下の高度における雨滴の粒径はより大であった．これらの観測事実は、大きい上昇流が雲粒の凝結や氷晶・雪片の併合成長を促進し，非球形性と粒径の大きい氷晶・雪片の生成に寄与したことを示している．今後は EAR から得られる凝結物の落下速度のデータを解析し，雪片や氷晶の形状や粒径の高度プロファイルの推定に繋げたい．

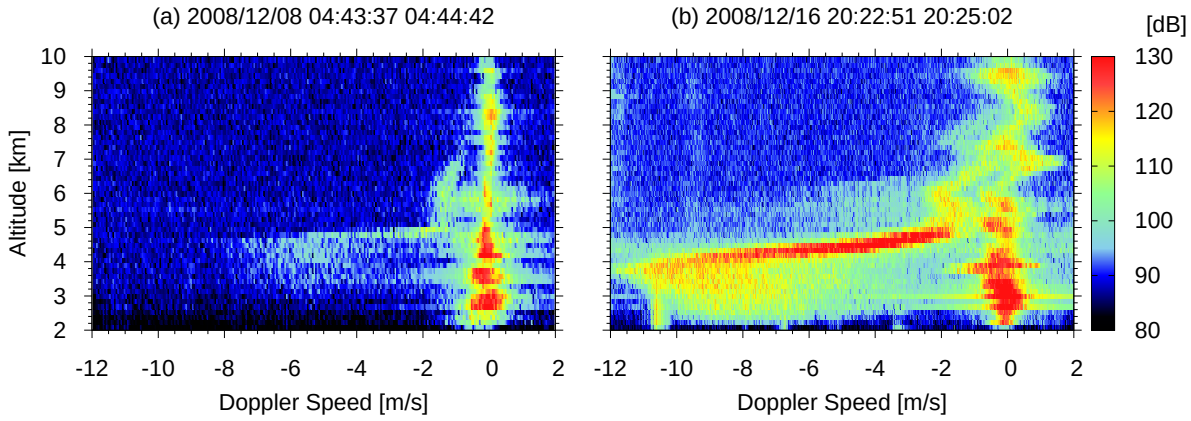


図 5　EAR による鉛直流・雲粒・降雨の鉛直ビームのドップラースペクトル．(a) 12 月 8 日 0443 LT–0444 LT，(b) 12 月 16 日 2022 LT–2025 LT の観測事例をそれぞれ示す．

参考文献

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.

Pruppacher, H. R., and R. L. Pitter, A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops, *Journal of the atmospheric sciences*, *28*, 86–94, 1971.

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., 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 dark- and 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.

阿保真, 長澤親生, 柴田泰邦, 赤道域に設置した多目的ライダーシステム, 日本リモートセンシング学会誌, *26*(1), 45–51, 2006.

大気境界層観測用レンジイメージング・ウィンドプロファイラーの開発

◦森谷祐介[1]・橋口浩之[1]・山本真之[1]・妻鹿友昭[1]・山本衛[1]・
今井克之[2]・足立アホロ[3]・中里真久[3]・田尻拓也[3]・柴垣佳明[4]・H.Luce[5]
(1: 京大生存研　2: 住友電工 (株)　3: 気象研　4: 大阪電通大　5: 仏ツーロン大)

1　はじめに

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

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

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

2　周波数領域干渉計の開発

代表的なレンジイメージングの手法に周波数領域干渉計 (FDI) 法 [3] がある。FDI 法とは、周波数の異なる複数の送信波を照射し、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差をもとにレーダーの送信パルス幅より細かい高度分解能を得る手法である。レンジイメージングを行うために多周波 (中心周波数 1357.5MHz に対して、0, ±250kHz, ±500kHz の 5 周波) 送受信機能を住友電気工業 (株) と共同開発したルネベルグレンズアンテナ 7 台を用いた小型ウィンドプロファイラー (通称: LQ7、表 1) に付加した。その後、Capon 法 [4] により散乱層の位置推定を行った。

表 1. LQ7 の主要諸元

中心周波数:	1357.5 MHz
アンテナ:	アクティブ フェーズドアレー
開口:	3.5 m^2
ビーム幅:	6 度
天頂角:	14.2 度
送信機:	
ピーク送信電力:	2800 W
平均送信電力:	980 W (最大)
パルス幅:	0.67, 1.0, 1.33, 2.0, 4.0 μs
IPP:	50, 80, 100, 120, 150, 200 μs
受信機:	
NF:	1.5 dB
ダイナミック レンジ:	60 dB 以上
データ取得装置:	
パルス圧縮:	(1), 2, 4, 8, 16 ビット (最適符号)
FFT 点数:	64, 128, 256, 512

2009 年 9 月 14 日の信楽 MU 観測所における 1 周波観測結果を図 1 に、FDI 観測結果を図 2 に示す。観測パラメータはパルス繰り返し時

間 65μs、コヒーレント積分数 48、FFT 点数 512、3 周波とした。図 1 では分解能が 150m となり、乱流の変動を捉えられていない。図 2 ではレンジ分解能 (150m) 内の乱流の変動を細かく捉えることができた。

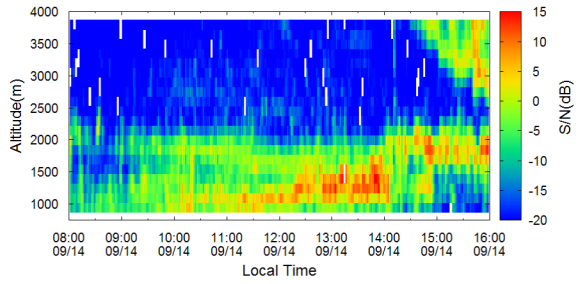


図 1: 2009 年 9 月 14 日における 1 周波 FDI なしの S/N 時間高度変化

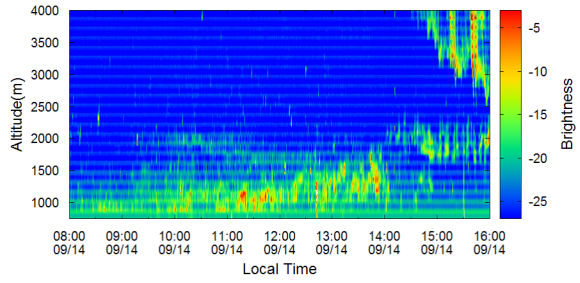


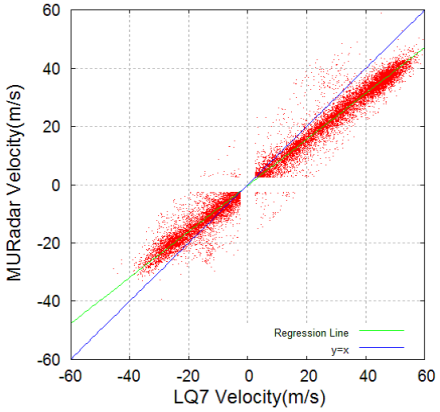
図 2: 2009 年 9 月 14 日における 3 周波 FDI ありのエコー強度時間高度変化

3　水平風評価

MU レーダーとの同時観測により水平風の評価を行った。雨天時の 1 周波観測による水平風の比較結果を図 3 に示す。南北風は相関値 0.99、回帰直線の傾き 0.79 となり、LQ7 は MU レーダーと比較して約 20%過大評価となった。東西風は相関値 0.98、傾き 0.94 となり、ほぼ一致した。この原因は南北のビーム天頂角が大きいと考えると整合的である。

晴天時に FDI 前後で水平風の比較を行った。観測期間は 2009 年 10 月 31 日 13 時 ~17 時と、

(a)



(b)

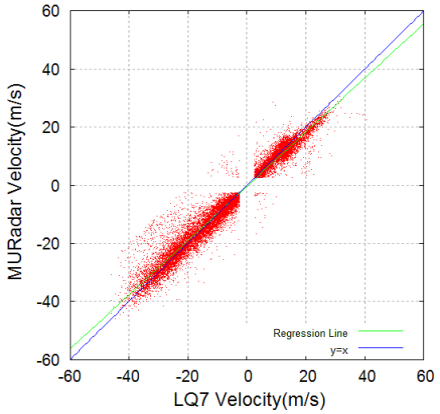


図 3: 2009 年 10 月 7 日 16 時 ~8 日 12 時における LQ7 と MU レーダーの (a) 南北風と (b) 東西風の比較結果

2009 年 11 月 3 日 12 時 ~14 時である。11 月 3 日における LQ7 の FDI 処理後の東西風時間高度変化を図 4 に示す。S/N−10dB の境界が約 2.5km、S/N−15dB の境界が約 3.7km であった。LQ7 では 2.5km 以下で約 15m/s、2.5km から 3.7km で約 0m/s、3.7km 以上で不規則な分布となった。これは 2.5km 以下で大気エコーを捉えているが、2.5km から 3.7km ではクラッターの影響でスペクトルのピーク位置がほぼ 0m/s となったためである。また、3.7km 以上ではノイズのみであるため、スペクトルの最大値がランダムとなったためである。このことから LQ7 は S/N−10dB 以上を観測でき、晴

天時だと夏は約 3.5km、冬は約 2km がおおよその観測できる高度となる。FDI 処理前後の MU レーダーとの南北風比較結果を図 5 に示す。南北風は雨天時の比較結果を元に校正を行った。FDI 処理前は相関値 0.95、傾き 0.91 となった。FDI 処理後は相関値 0.96、傾き 0.95 となり FDI 処理前後でほぼ一致した結果が得られた。

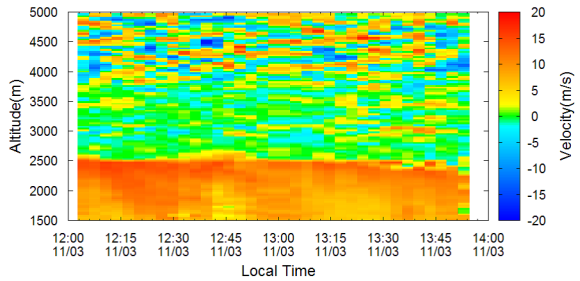
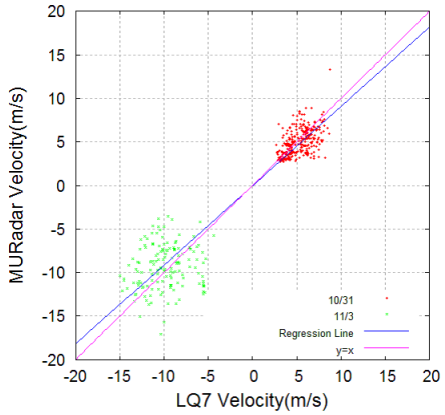


図 4: 2009 年 11 月 3 日における LQ7 の 3 周波 FDI あり東西風時間高度変化

(a)



(b)

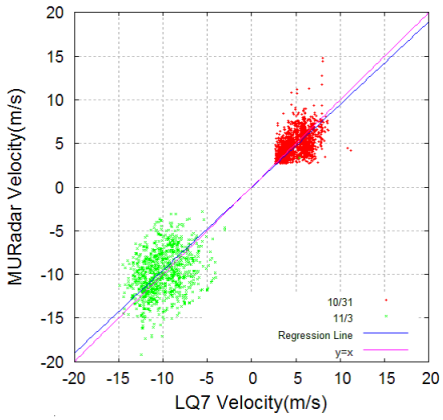


図 5: LQ7 と MU レーダーの (a) 通常分解能 (150m) と (b) 高分解能 (30m) の南北風比較結果

4 大気境界層の観測

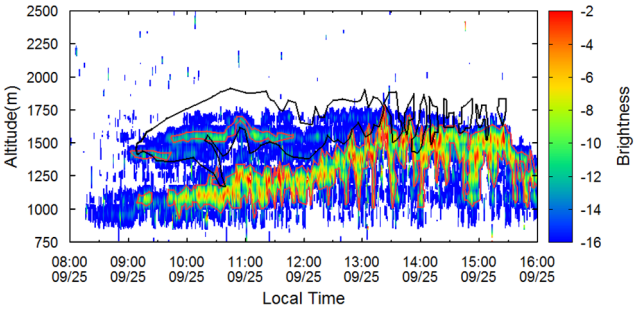
LQ7 の FDI モードで下層大気の連続観測を行い、大気境界層の発達の様子を捉えることに成功した。観測パラメータはパルス繰り返し時間 65μs、コヒーレント積分数 48、FFT 点数 512、3 周波、ビーム数 5(天頂、東西南北) とした。Ka 帯 FMCW レーダー (雲レーダー) も同時に運用しており、雲の様子を捉えた。雲レーダーの主要諸元を表 2 に示す。LQ7 と雲レーダーの同時観測結果を図 6、7 に示す。各図の薄線は LQ7 の S/N−18dB 以上の範囲であり、地表から高度約 1.8km の領域は大気境界層の概形を示している。濃線は Ka 帯 FMCW レーダーのレーダー反射因子 −5 ∼10dBz の範囲であり、雲の領域を示している。この日は 9 時頃から 16 時頃にかけて境界層が観測された。境界層の上端は 9 時頃に高度約 1km にあり、14 時頃までかけて約 1.7km にまで到達した。境界層は 15 時 30 分頃まで高度を維持したが、その後下降していく様子が観測された。雲は 9 時頃から観測されたが、雲底高度は 1.4km であった。12 時頃から境界層の発達に伴って雲底高度は上昇し、雲底高度と境界層の到達高度はほぼ一致していた。13 時 15 分頃に鉛直方向に伸びるエコーが観測され、雲底高度もエコーに沿うように急激に押し上げられた。9 時頃から 12 時頃にかけて 1.5km に強いエコーが観測されたが、雲底とほぼ一致していた。水平風については、境界層のエコーが強い高度では約 3m/s の北西風であり、境界層が発達するにつれて北西風の領域が拡大していった。境界層下では 12 時 30 分頃か

ら 14 時頃まで約 10m/s の風だが、それ以外の時間では約 5m/s である。風向は 14 時頃まで北西風から東風が混在していたが、14 時以降は北西風となった。雲中や境界層が見える直前は約 10m/s の北東風であった。境界層の上にあり、地表面の影響がないため雲内全域で風向は一定である。1.8km 以上は雲がなく、約 3m/s の北西風であり、雲が存在する時間、高度でのみ北東風であった。このためシアーによって雲が生じたと考えられる。

表 2. Ka 帯 FWCW レーダーの主要諸元

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

(a)



5　まとめ

MU レーダーでは観測できない大気境界層を含む下層大気のイメージング観測を行うことを目的として、LQ7 の改良による大気境界層観測用レンジイメージングウィンドプロファイラーの開発と、他の観測機器との同時観測の結果について述べた。FDI 法を用いることで距離分解能が向上し、通常分解能 (150m) 以

(b)

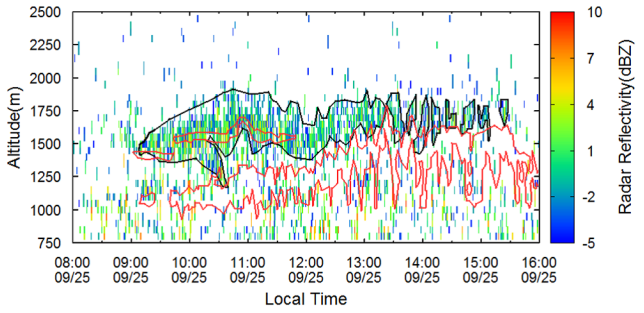
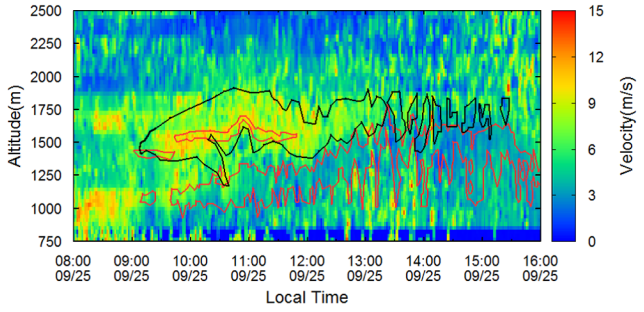


図 6: 2009 年 9 月 25 日における (a)LQ7 による大気と (b) 雲レーダーによる雲のエコー強度時間高度変化

(a)



(b)

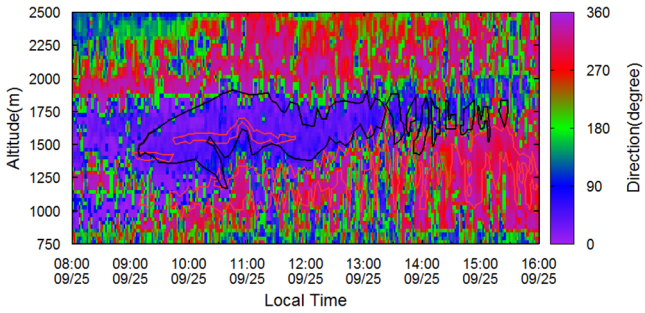


図 7: 2009 年 9 月 25 日における LQ7 による (a) 水平風と (b) 風向の時間高度変化

下の薄いエコー層を捉えることが出来た。MU レーダーとの水平風の比較では、FDI 前後ともに同様の傾向を示した。LQ7 は S/N−10dB 以上が観測でき、エコーの弱い冬でも約 2.5km まで観測可能である。

LQ7 の FDI モードで下層大気を連続観測し、大気境界層の発達の様子を捉えることに成功した。同時に雲レーダーも運用しており、雲底高度と大気境界層の到達高度が対応した結果が得られた。

今後、長期観測を行うことで大気境界層の乱流の構造や、生成から消滅までの過程が明らかになると期待される。

謝辞

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

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

参考文献

[1] G. Hassenpflug, M. Yamamoto, H. Luce, and S. Fukao. Description and demonstration of the new middle and upper atmosphere radar imaging system:1-d, 2-d, and 3-d imaging of troposphere and stratosphere. *Radio Science*, Vol. 43, DOI: 10.1029/2006RS003603, 2008.

[2] H. Luce, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao. High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system. *Ann. Geophys.*, Vol. 24, pp. 791–805, 2006.

[3] R. D. Palmer, T. Y. Yu, and P. B. Chilson. Range imaging using frequency diversity. *Radio Science*, Vol. 34, No. 6, pp. 1485–1496, Dec 1999.

[4] R. D. Palmer, S. Gopalam, and T. Y. Yu. Coherent radar imaging using Caopn's method. *Radio Science*, Vol. 33, No. 6, pp. 1585–1598, 1998.

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

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

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

1. 背景

高度 150km 沿磁力線不規則構造(150kmFAI エコー)とは、高度 130km から 170km 付近に出現し、日中に観測される電離圏エコーである。150kmFAI エコーはヒカマルカ（ペルー、磁気伏角：0 度、磁気緯度：0.9 度 N）のレーダー（送信周波数（他のレーダーの記述でも同じ）：50MHz）で最初に観測された[Balsley, 1964] 。図 1 のように、150kmFAI エコーの特徴として、発生高度が午前中は時間とともに下降し、正午頃に最低になった後、午後は上昇していることがあげられる。このように、エコー強度の時間・高度断面図において、150kmFAI エコーはネックレスの形状に似ているということから、ネックレスエコーと呼ばれることもある。ヒカマルカの観測以来、150kmFAI エコーはポンペイ（ミクロネシア、磁気伏角：0.5 度、磁気緯度：0.3 度 N）のレーダー（50MHz)[Kudeki et al., 1998] 、サン・ルイス（ブラジル、磁気伏角：2.6 度、磁気緯度：1.3 度 S）のレーダー（30MHz）[de Paula and Hysell, 2004]、コロゴ（コートジボワール、磁気伏角：4.0 度、磁気緯度：2.6 度 S）の HF レーダー[Blanc, 1996]のように磁気赤道付近のみで観測されており、磁気赤道域特有の現象であると考えられていた。生成原因も磁気赤道を前提として考えられた[Tsunoda and Ecklund, 2004]。しかし、近年、磁気赤道から離れたガダンキ(インド、磁気伏角: 12.5 度、磁気緯度 6.4 度 N)のレーダー(53MHz) [Choudhary et al., 2004]やコトタバン(インドネシア、磁気伏角: －21.2 度、磁気緯度 10.4 度 S)の赤道大気レーダー（47MHz)[Patra et al., 2008]でも 150kmFAI エコーが観測されることがわかった。また台湾（磁気伏角 35 度 N、磁気緯度 13.3 度 N）にあるチュンリーレーダー（52MHz）、でも 150kmFAI エコーは観測されている[Chu, private communication 2004]。表 1 に 150kmFAI エコーの観測地点とそれぞれの地点の磁気緯度・磁気伏角をまとめる。磁気赤道から離れた場所で観測されたことにより、従来考えられていた生成原因を見直す必要が生じた。本研究ではインドネシア・コトタバンにある赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar; EAR)で観測される 150kmFAI エコーの統計解析を行った。今回の発表では、発生頻度、ドリフト速度の統計解析結果について述べる。

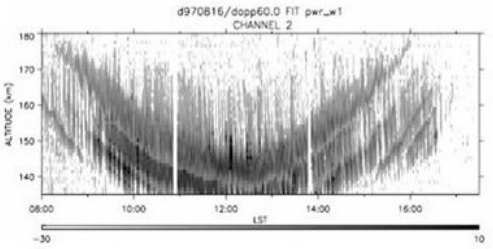


図 1　ヒカマルカで観測された高度 150km 沿磁力線不規則構造強度のレンジ・時間断面 [Fawcett, 1999]

表 1　これまでに昼間の高度 150km 沿磁力線不規則構造が観測された場所・磁気緯度・磁気伏角

観測場所 [地理座標]	磁気緯度	磁気伏角
ヒカマルカ（ペルー) [11.9°S,76°W]	0.9°N	1.3°
ポンペイ（ミクロネシア） [7.0°N,158.2°E]	0.3°N	0.5°
サン・ルイス（ブラジル) [2.3°S,44.2°W]	1.3°S	2.6°
コロゴ（コートジボワール) [9.4°S,5.6°E]	2.6°S	4.0°
ガダンキ（インド）[13.5°N,79.2°E]	6.4°N	12.5°
コトタバン（インドネシア）[0.2°S,100.3°E]	10.4°S	－21.2°
チュンリー（台湾）[24.6°N, 121.0°E]	13.3°N	35.0°

2. 観測

EAR は 3 素子八木アンテナ 560 本で構成されており、略円式アクティブ・フェーズド・アレイ方式である。送信周波数は 47MHz、送信尖頭出力は 100kW である[Fukao et al., 2003]。今回の観測では、レンジ分解能 1.2km、時間分解能は 2007 年 8 月が 465 秒、2008 年 2 月が 82 秒、2008 年 2 月を除く 2007 年 9 月から 2009 年 10 月までが 344 秒である。ビーム方向は、高度 150km において磁力線に直交する 8 つの方向にレーダー・ビームを向けた。ビーム方向の方位角、天頂角はそれぞれ、2007 年 8 月 10 日から 12 日は(120 度, 37.6 度) 、(180 度, 21.2 度)、(240 度, 38.8 度)の 3 方向、2007 年 8 月 22 日から 28 日は(165 度, 21.8 度)、(180 度, 21.2 度)、(195 度, 21.9 度)の 3 方向、2008 年 2 月は(150 度, 24.0 度)、(165 度, 21.8 度)、(180 度, 21.2 度)、(195 度, 21.9 度)の 4 方向、2008 年 2 月を除く 2007 年 9 月から 2009 年 10 月までは(135 度, 28.5 度)、(150 度, 24.0 度)、(165 度, 21.8 度)、(180 度, 21.2 度)、(195 度, 21.9 度)、(210 度, 24.3 度)、(225 度, 29.2 度)、(240 度, 38.8 度)の 8 方向の観測となっている。

3. 結果及び考察

3.1 150kmFAI エコーの発生頻度

EAR によって観測された高度 150km 沿磁力線不規則構造（150kmFAI エコー）の発生頻度について述べる。観測期間は 2007 年 8 月から 2009 年 10 月である。表 2 に EAR で 150kmFAI エコーの観測が行われた日を示す。赤字で示した日は、150kmFAI エコーが観測された日である。毎月 1 週間程度 150kmFAI エコーの観測が行われているが、EAR のメンテナンスのために、2008 年 1 月、2009 年 1 月～3 月は観測が行われていない。また、2008 年 2 月は 1 日のみの観測となっている。観測日数は 129 日、そのうち 150kmFAI エコーが観測されたのは 90 日である。

2007 年 8 月から 2009 年 10 月までの観測データを基に求めた月別の 150kmFAI エコー発生頻度のグラフを図 2 に示す。図 2 より、150kmFAI エコーの観測が行われていない 1 月と 1 回しか観測が行われていない 2 月を除くと、3 月、4 月は発生頻度が 30%以下で、5～12 月では 60%以上であることがわかる。このことから、150kmFAI エコーの発生頻度には弱い季節依存性があると言える。

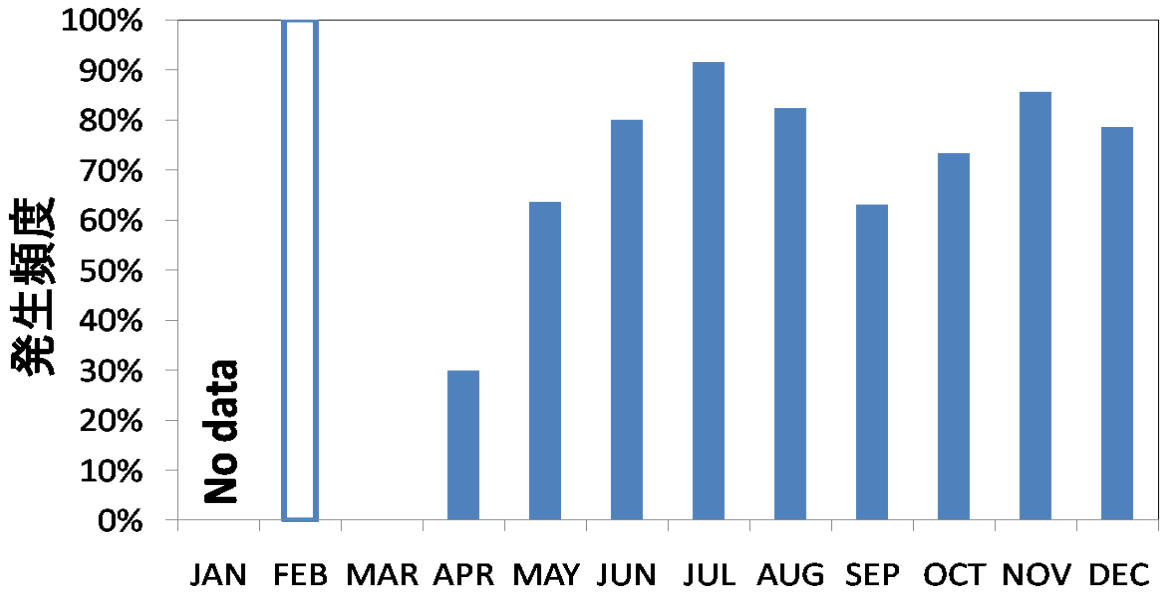


図 2　コトタバンにおける 150kmFAI エコーの月別発生頻度(観測期間 2007 年 8 月～2009 年 10 月)

表 2　EAR によって高度 150kmFAI エコーの観測が行われた日(2007 年 8 月～2008 年 9 月)
(□は 150kmFAI エコーが観測された日を示している。)

2007 年 8 月	10，11，12，22，24，25，26，27，28 日
9 月	6，19，20，21，22，23 日
10 月	10，11，12，13，14，15，16 日
11 月	19，20，21，22，23，24，25，26，27 日
12 月	12，13，14，15，16，17，18 日
2008 年 1 月	EAR のメンテナンスのため観測なし
2 月	2 日
3 月	5，6，7，8，9，10 日
4 月	4，5，6，7，8，9，10 日
5 月	3，4，5，6，7 日
6 月	2，3，4，5，6 日
7 月	1，2，3，4，5，30，31 日
8 月	1，2，3，4 日
9 月	19，20，21，22，23，24，25，26 日
10 月	27，28，29，30 日
11 月	26，27，28，29，30 日
12 月	1，23，24，25，26，27，28 日
2009 年 1 月	EAR のメンテナンスのため観測なし
2 月	EAR のメンテナンスのため観測なし
3 月	EAR のメンテナンスのため観測なし
4 月	28，29，30 日
5 月	21，22，23，24，25，26 日
6 月	21，22，23，24，25 日
7 月	20，21，22，23，24 日
8 月	18，19，20，21 日
9 月	17，18，19，20，21 日
10 月	20，21，22，23 日

3.2 ドリフト速度

3.2.1　解析手法

3.2 節では高度 150km 沿磁力線不規則構造（150kmFAI エコー）のドリフト速度の統計解析結果について述べる。150kmFAI エコーのドリフト速度の解析には、2007 年 8 月～2009 年 9 月までに赤道大気レーダーによって観測された 150kmFAI エコーのドップラー速度データを用いた。9 時 LT～15 時 LT まで 1 時間ごとに平均した。また、Scherliess and Fejer [1999]の F 領域の鉛直ドリフトの経験モデルと比較するために、磁力線直交・上／南向きでは 5 月～8 月、

3, 4, 9, 10 月、11 月～2 月と 3 つの季節に分けて平均した。東西方向では 2003 年～2005 年のヒカマルカの東西ドリフト[Fejer, Private Communication 2010]と比較するために、5 月～8 月、3, 4 月、9, 10 月、11 月～2 月の 4 つの季節に分けて平均した。150kmFAI エコーの判別は、エコー強度の時間・高度断面図から SN 比のクライテリアを-3dB とし、目視で 150kmFAI エコーの有無を判別した。

まずはその解析手法について述べる。150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度は、方位角 180 度のビーム方向のみを用いて解析を行った。150kmFAI エコーの東西ドリフト速度には、最大 8 方向のビーム方向のうちの方位角 165 度と方位角 195 度の 2 つのビーム方向を用いて解析を行った。方位角 165 度、方位角 195 度のビーム方向がどちらも観測を行っていない場合、または片方だけが観測を行っていない場合は欠測とした。図 3 で、V は実際のプラズマドリフト速度、V_{165^o}はビーム方向が方位角 165 度の視線方向のドップラー速度、V_{195^o}はビーム方向が方位角 195 度の視線方向のドップラー速度を表している。また、v_{x165^o}は方位角 165 度のビーム方向の東西 FAI ドリフト速度、v_{y165^o}は方位角 165 度のビーム方向の磁力線直交・上／南向き FAI ドリフトの速度を表している。同様にv_{x195^o}は方位角 195 度のビーム方向の東西 FAI ドリフト速度、v_{y195^o}は方位角 195 度のビーム方向の磁力線直交・上／南向き FAI ドリフト速度を表している。ここで、V_{165^o}とV_{195^o}は次式で表される。

$$V_{165^o} = -v_{x165^o} \sin 15^o + v_{y165^o} \cos 15^o \quad (4.1)$$

$$V_{195^o} = v_{x195^o} \sin 15^o + v_{y195^o} \cos 15^o \quad (4.2)$$

ここで$v_{x165^o} = v_{x195^o} = v_x$、$v_{y165^o} = v_{y195^o} = v_y$のように、方位角 165 度と 195 度のビームで観測している範囲において FAI ドリフトが一様であると仮定すると、(4.1)式、(4.2)式から東西 FAI ドリフト速度v_x、南北 FAI ドリフト速度v_yが求まる。

$$v_x = \frac{V_{195^o} - V_{165^o}}{2 \sin 15^o} \quad (4.3)$$

$$v_y = \frac{V_{195^o} + V_{165^o}}{2 \cos 15^o} \quad (4.4)$$

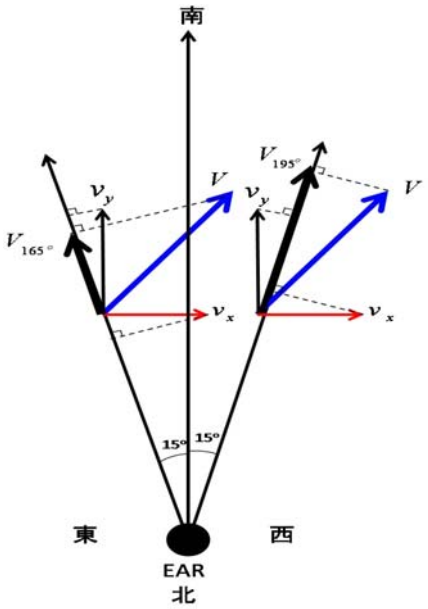


図 3　方位角 165 度のビームと方位角 195 度のビームの視線方向速度成分と東西成分、磁力線直交上／南向き成分を表した図

3.2.2　磁力線直交・上／南向きドリフト速度

150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度の結果を図 4 に示す。左のグラフが 11～2 月、真ん中のグラフが 3, 4, 9, 10 月、右のグラフが 5～8 月である。横軸は地方時、縦軸は磁力線直交・上／南向きドリフト速度である。速度は、正の値が磁力線直交・上／南向きである。赤線が 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度である。黒線は 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度の標準偏差を示している。また、当研究では 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度と Scherliess and Fejer [1999]の F 領域鉛直プラズマドリフト速度の経験モデルとを比較した。図 4 の青線が Scherliess and Fejer [1999]の F 領域鉛直プラズマドリフト速度の経験モデルである。Scherliess and Fejer [1999]の F 領域鉛直プラズマドリフト速度の経験モデルでは、鉛直ドリフト速度は、日、地理経度、F10.7、地方時の関数として与えられる。そこで、地理経度をコトタバンの経度である東経 100.32 度とし、F10.7 を太陽活動の極小期に相当する 70 に設定した。図 4 より、3, 4, 9, 10 月では 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度、F 領域鉛直プラズマドリフトの経験モデルとも、午前中速度が大きくなり、午後にかけて減少するという日変化の傾向、また値ともほぼ一致していることが見て取れる。11～2 月、5～8 月に関しては、150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度が F 領域鉛直プラズマドリフトの経験モデルよりも値が小さくなっていることが見て取れる。しかし、概ね 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度の標準偏差の範囲内に F 領域鉛直プラズマドリフトの経験モデルの値があることがわかる。このことから、11～2 月、5～8 月も 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度と F 領域鉛直プラズマドリフトの経験モデルはほぼ一致していると言える。よって、全ての季節で 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度と F 領域鉛直プラズマドリフトの経験モデルがほぼ一致していることがわかった。以上より、150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度は F 領域の E×B ドリフトと一致することがわかった。

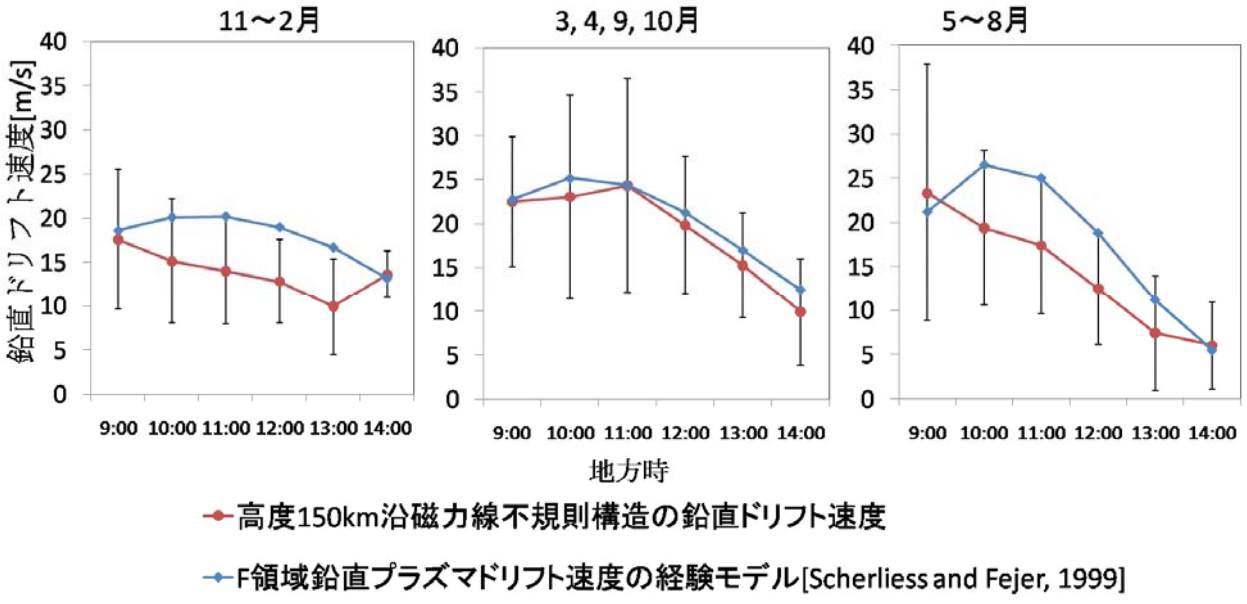


図 4　コトタバンにおける 150kmFAI エコーの磁力線直交上向き・南向きドリフト速度と F 領域の鉛直 E×B ドリフトの経験モデル[Scherliess and Fejer, 1999]

次に、インドのガダンキのレーダーで観測された 150kmFAI エコーと比較した結果を示す[Patra, private communication 2009]。図 5 はガダンキとコトタバンで 150kmFAI エコーの観測が行われた 2008 年 7 月 1～5 日、2009 年 6 月 23～25 日、2009 年 7 月 23 日の 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度の 15 分平均のプロットである。星印がコトタバン、白丸がガダンキである。図 5 より、コトタバンとガダンキの磁力線直交・上／南向きドリフト速度は、午後にかけて速度が低くなっていくという日変化の傾向が一致していることが見て取れる。また、値もほぼ一緒である。以上より、コトタバンの 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度とガダンキの 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフト速度はほぼ一致している。よって、東南アジア域の F 領域の E×B ドリフトが東南アジア域の 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフトと一致する、また南アジア域の F 領域の E×B ドリフトが南アジア域の 150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフトと一致する、というような狭い領域に限られた現象ではなく、南アジア域から東南アジア域にかけての広い範囲にわたる F 領域の E×B ドリフトが、150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフトと一致することがわかった。

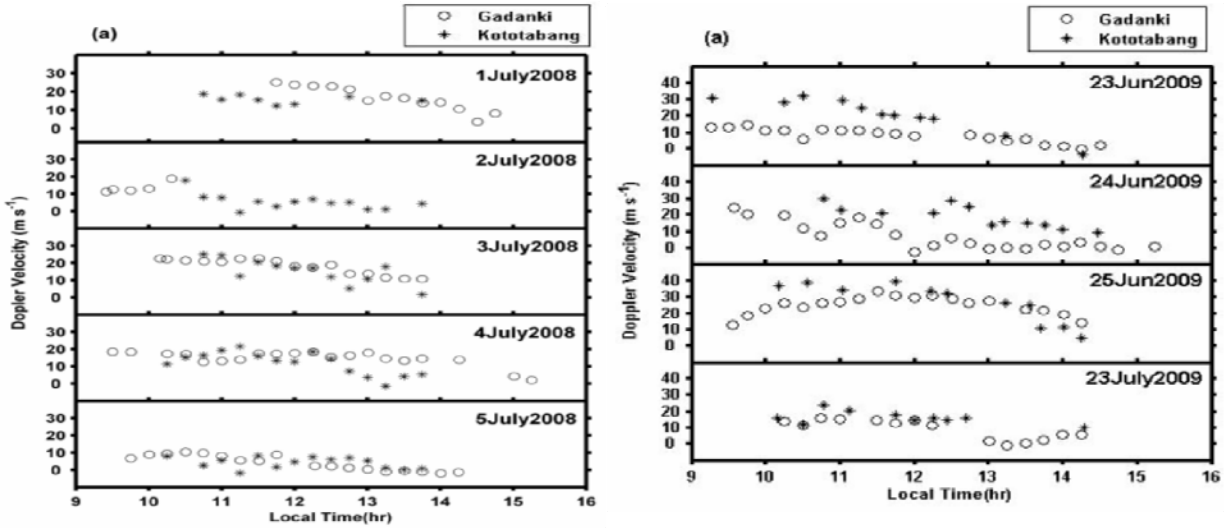


図5　2008年7月1～5日、2009年6月23～25日、2009年7月23日のガダンキとコトタバンの150kmFAIエコーの磁力線直交上向き・南向きドリフト速度の15分平均[Patra, private communication 2009]。

3.2.3　西向きドリフト速度

コトタバンの赤道大気レーダーによる 150kmFAI エコーの観測で、2007 年 8 月～2009 年 9 月に得られたデータを用いて 150kmFAI エコーの西向きドリフト速度の解析を行った。図 6 は季節別の 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度のプロットである。左上の図が 9, 10 月、右上が 3, 4 月、左下が 5～8 月、右下が 11～2 月である。速度は負の値が西向きを示す。青線はヒカマルカの IS レーダーの観測による 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度で、2003 年～2005 年の 5 分毎の平均である[Fejer private communication, 2010]。赤線はコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度の 1 時間平均である。図 6 より、3, 4 月以外は、コトタバン及びヒカマルカにおいて、150kmFAI エコーの東西ドリフトの西向きの速度が午後に減少するという同様の日変化の傾向を示すことがわかる。しかし、西向きの東西ドリフト速度の値はコトタバンよりもヒカマルカの方が 10～30m/s 程度大きいことがわかる。

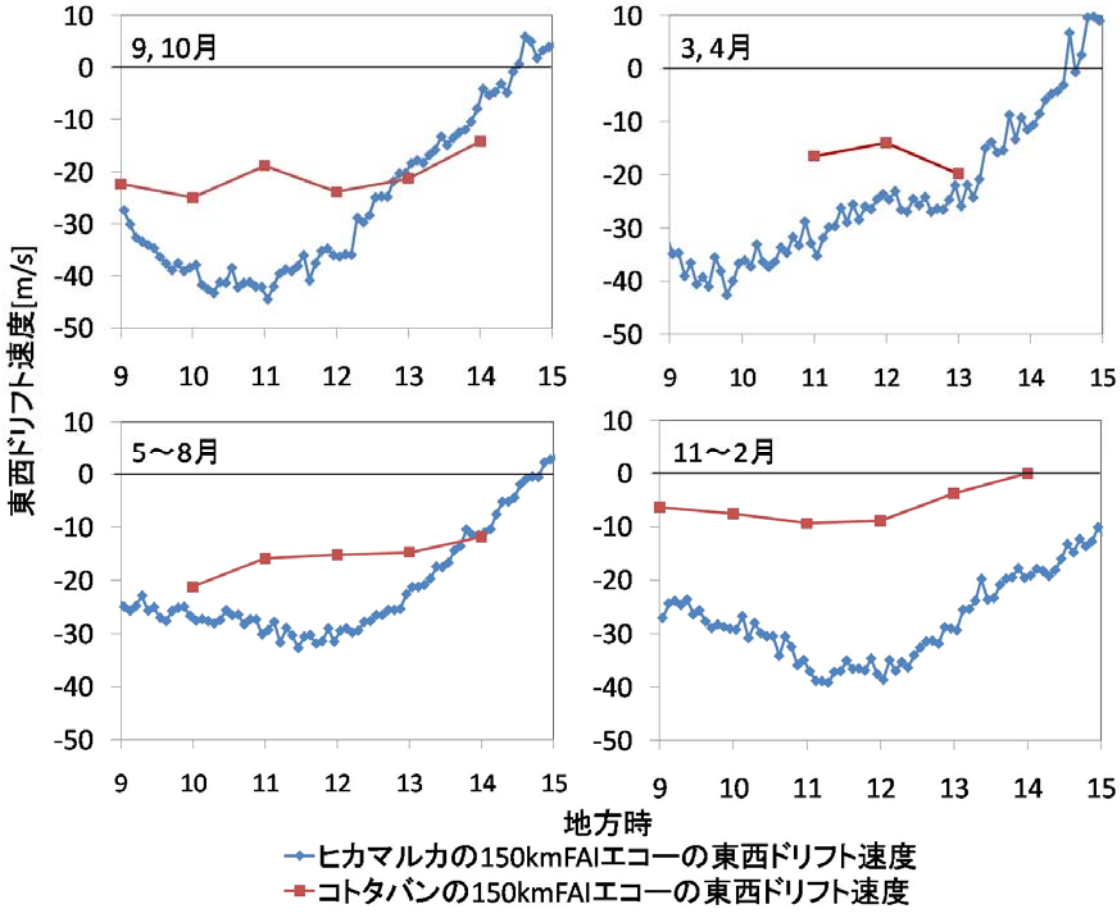


図 6　ヒカマルカとコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度。横軸が地方時、縦軸が東西ドリフト速度で、左上図が 9, 10 月、右上図が 3, 4 月、左下図が 5～8 月、右下図が 11~2 月である。青線がヒカマルカの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度である。2003 年～2005 年の平均である。赤線はコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度の 1 時間平均である。

また、コトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフトとヒカマルカの F 領域の東西ドリフト[Fejer et al., 1991]を比較した。その結果を図 7 に示す。ヒカマルカの F 領域の東西ドリフトは、1979 年～1988 年 6 月の間の観測のうち 175 日のデータを使用したものである。但し、1979 年と 1982 年～1983 年は観測が行われていない。図 7 は横軸が地方時、縦軸が東向きドリフト速度である。実線がヒカマルカにおける F 領域の東西ドリフト速度、点線がコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度である。青線が 11 月～2 月、赤線が 3, 4, 9, 10 月、緑線が 5 月～8 月である。図 7 を見ると、午後にかけて西向きの速度が減少していくという日変化の傾向はどの季節でも一致している。しかし、どの季節においてもヒカマルカの F 領域の東西ドリフトに比べてコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフトが 15m/s～40m/s 小さくなっていることがわかる。以上の値の違いはコトタバンの緯度とヒカマルカの緯度の違いが関係していると考えられるが、はっきりとした理由はわかっていない。

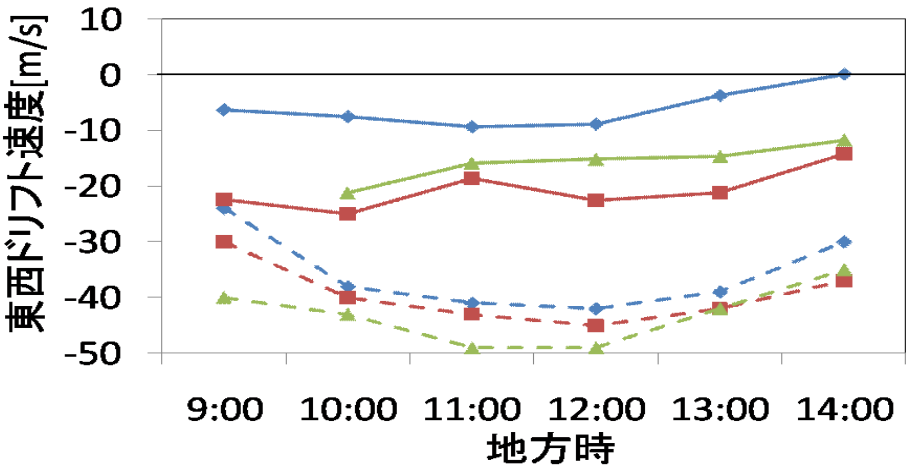


図 7　コトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度とヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度[Fejer et al., 1991]。横軸が地方時、縦軸が東西ドリフト速度で、実線がヒカマルカの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度、点線がヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度の 1 時間平均である。青線が 11 月～2 月、赤線が 3, 4, 9, 10 月、緑線が 5 月～8 月である。

Chau and Woodman [2004]では、F 領域の東西ドリフトの速度とヒカマルカの 150kmFAI エコーと F 領域の東西ドリフトの比較が行われ、本研究の結果と同じように、150kmFAI エコーのほうが F 領域の東西ドリフトよりも速度の値が小さくなるという結果が出ている。この値の差について、Chau and Woodman [2004]では 2 つ理由を挙げている。1 つ目は、E 領域の東西風の緯度変化が原因であるという理由である。この理由について、図 8 に図示した。昼間は E 層で電場が生成され、磁力線に沿って電場は伝わると考えられるので、150kmFAI エコー、F 層の東西ドリフトは E 層で作られた電場により生成されると考えられる。図 8 より、ヒカマルカの 150kmFAI エコーとコトタバンの 150kmFAI エコーの電場生成領域には、緯度の違いがあることがわかる。このため、コトタバンの 150kmFAI エコーとヒカマルカの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度の値の違いは、E 領域の東西風の緯度変化が原因であるという理由は成立する。しかし、コトタバンの 150kmFAI エコーの電場生成領域とヒカマルカの F 層ドリフトの電場生成領域にはほとんど緯度の違いがない。よって、ヒカマルカの F 層の東西ドリフト速度とコトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフトの速度の差は E 領域の東西風の緯度変化では説明できない。また、コトタバンの 150kmFAI エコーと、ヒカマルカの F 層のドリフトはほぼ同じ緯度領域の電場生成領域から磁力線を伝わってきたと考えられることから、コトタバンの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度とヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度の差は、ヒカマルカの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度とヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度の差とほぼ変わらないと考えられる。よって、この値の違いについては、150kmFAI エコーはメータースケール FAI の東西ドリフトを見ているのに対し、F 領域のドリフトは背景のドリフトを見ているため、コトタバンの 150kmFAI エコーとヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度の東西ドリフト速度の値に違いが出る可能性も考えられる。また、Chau and Woodman [2004]で挙げられている理由の 2 つ目は、高度 150km 付近では東西中性風の影響があり、150km 付近で電場が生成され、そのために、F 領域と高度 150km ではドリフト速度が異なるというものである。コトタバンの

150kmFAI エコーの東西ドリフト速度とヒカマルカの F 領域の東西ドリフト速度の比較、またヒカマルカにおける F 領域の東西ドリフト速度とヒカマルカの 150kmFAI エコーの東西ドリフト速度の比較における値の違いの理由になると考えられる。

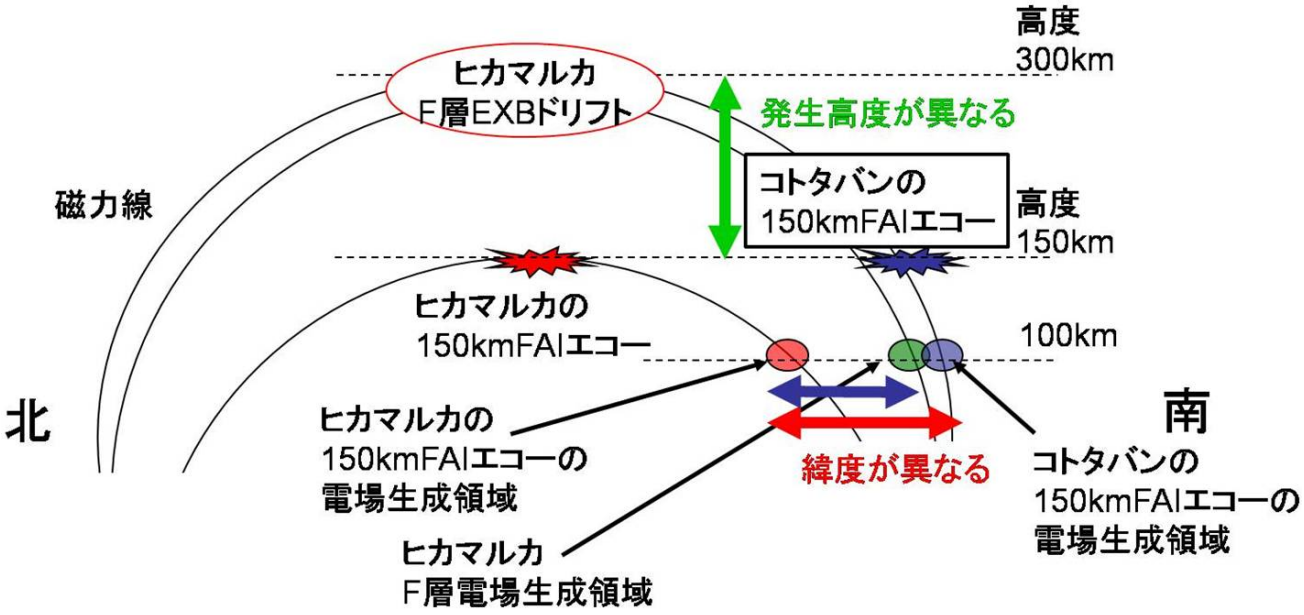


図 8　150kmFAI エコーの東西ドリフト速度と F 領域の東西ドリフト速度の値の違いが E 領域の東西風の緯度変化によるという Chau and Woodman [2004]の主張を示す南北断面図。

4. まとめ

2007 年 8 月から 2009 年 10 月までの期間に赤道大気レーダーによって観測された 150kmFAI エコーのデータを統計解析した。その結果を下にまとめる。

① 150kmFAI エコーの発生頻度は、3 月、4 月は 30%以下、5 月～12 月は 60%以上という弱い季節依存性があることがわかった。

② 磁力線直交・上／南向きドリフト速度は、F 領域の E×B ドリフトと一致することがわかった。また、インド・ガダンキの結果とほぼ一致することから、南アジア域から東南アジア域にかけての広い範囲にわたる F 領域の E×B ドリフトが、150kmFAI エコーの磁力線直交・上／南向きドリフトと一致することがわかった。

③ 東西ドリフト速度は、ヒカマルカの 150kmFAI エコー、また F 領域の東西ドリフトと比較した結果、西向きであることと、午後にかけて西向きの速度が減少していくという日変化の傾向は一致することが分かったが、値はヒカマルカよりも小さくなることがわかった。

5. 参考文献

[1] Balsley, B. B., Evidence of stratified echoing region at 150 km in the vicinity of magnetic equator during daylight hours, J. Geophys. Res., 69, 1925, 1964.

[2] Blanc, E., B. Mercandalli, and E. Houngninou, Kilometric irregularities in the *E* and *F* regions of the daytime equatorial ionosphere observed by a high resolution HF radar, Geophys. Res. Lett., 23, 645, 1996.

[3] Chau, J. L. and R. F. Woodman, Daytime vertical and zonal velocities from 150-km echoes: Their relevance to F-region dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17801, doi:10.1029/2004GL020800, 2004.

[4] Choudhary, R. K., J.-P. St.-Maurice, and K. K. Mahajan, Observation of coherent echoes with narrow spectra near 150 km altitude during daytime away from the dip equator, Geophys. Res. Lett., 31, L19801, doi: 10.1029/2004GL020299, 2004.

[5] de Paula, E. R., and D. L. Hysell, The Sao Luis 30 MHz coherent scatter ionospheric radar: System description and initial results, Radio Sci., 39, RS1014, doi:10.1029/2003RS002914, 2004.

[6] Fawcett, C., An investigation of equatorial 150-km irregularities, Ph.D. thesis, Univ. of Illinois at Urbana-Champaign, 1999.

[7] Fejer, B. G., E. R., de Paula, S. A., Gonzalez, and R. F., Woodman, Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca, J. Geophys. Res., 96, 13,901, 1991

[8] Fukao, S., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. K. Yamamoto, T. Sato, M. Hagio, and Y. Yabugaki, The Equatorial Atmosphere Radar (EAR): System description and first results, Radio Sci., 38(3), 1053, doi:10.1029/2002RS002767, 2003.

[9] Kudeki, E., C. D. Fawcett, W. L. Ecklund, P. E. Johnston, and S. J. Franke, Equatorial 150-km irregularities observed at Pohnpei, Geophys. Res. Lett., 25, 4097, 1998.

[10] Patra, A. K., T. Yokoyama, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Daytime 150-km echoes observed with the Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia: First results, Geophys. Res. Lett., 35, L06810, doi:10.1029/2007GL033130, 2008.

[11] Scherliess, L. and B. G. Fejer, Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model, *J. Geophys. Res.*, 104, 6829, 1999.

[12] Tsunoda, R. T., and W. L. Ecklund, On a summer maximum in the occurrence frequency of 150 km (F_1) radar echoes over Pohnpei, Geophys. Res. Lett., 31, L06810, doi:10.1029/2003GL018704, 2004.

F 層ダイナモによる
熱圏大気東西風と東西プラズマドリフト

近藤奨, 渡部重十
北海道大学 理学院 宇宙理学専攻

要旨

DE-2 衛星による熱圏大気風速度と電離圏プラズマドリフト速度の観測から，熱圏大気東西風速度は，地理赤道上ではなく磁気赤道上で大きく，磁気地方時 18MLT-21MLT では磁気緯度± 20 ° 以内で特に大きいという結果を得た．この時間帯では，大きな熱圏大気東西風速度の領域を取り囲むように，電離圏 F 層下部の大きな東西プラズマドリフト速度の領域が磁力線に沿ったようなアーチ状 (プラズマドリフト異常) に分布する．したがって，電離圏 F 層では磁気赤道上でプラズマドリフト速度が極小となり，磁気緯度± 15 ° 付近でプラズマドリフト速度の極大が形成される．電子密度は磁気地方時 18MLT-21MLT で赤道電子密度帯異常 (EIA) を形成し，EIA の密度の谷で熱圏大気東西風は速度の極大を形成する．熱圏大気東西風速度，東西プラズマドリフト異常，EIA が相互に密接に関係していることから，F 層ダイナモが熱圏大気東西風や東西プラズマドリフト異常の発達に深く関係していることが示唆される．

1　はじめに

熱圏大気と電離圏プラズマ間の運動量輸送や光化学反応等による相互作用は，熱圏大気や電離圏プラズマの構造・運動に大きな影響を与える．熱圏大気東西風速度は，地理赤道ではなく磁気赤道上で大きいことが明らかにされた [Liu et al., 2009]．Liu et al. (2009) により得られた CHAMP 衛星と DE-2 衛星がそれぞれ観測した熱圏大気東西風速度の日変化を図 1 に示す．熱圏大気東西風速度は磁気赤道を中心に対称的な分布を示している．日没後の東西プラズマドリフト速度は，高度方向に速度が変化していることが示唆されている [Kudeki et al., 1981; Fejer et al., 1985; Coley and Heelis., 1989]．Aggoson et al. (1987) は，高度 300km 付近で鉛直方向の電場が磁気赤道で極小，　15° で極大になることを報告している．Kudeki et al. (1981), Fejer et al. (1985),

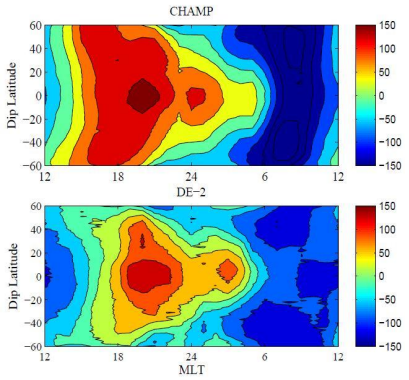


図 1　CHAMP 衛星と DE-2 衛星により観測された熱圏大気東西風の日変化 (単位は m/s)．[Liu et al., 2009]

Aggoson et al. (1987), Coley and Heelis. (1989) は東西プラズマドリフトに関するこれらの現象は F 層ダイナモが関係していると示唆している．しかし，その詳細な構造と物理過程は未だ理解されていない．本論文では Dynamic Explorer 2 (DE-2) 衛星が観測した熱圏大気とプラズマのデータを用いて，熱圏大気と電離圏プラズマの構造と運動から大気プラズマ相互作用過程を明らかにする．

2　DE-2 衛星データ

DE-2 衛星は 1981 年 8 月から 1983 年 2 月までの期間，極軌道で地球を周回した衛星である．近地点は約 250km で遠地点は約 1000km である．約 6 か月間で全ての地方時をカバーしている．WATS (Wind and Temperature Spectrometer)，RPA (Retarding Potential Analyzer)，LANG (Langmuir Probe) による熱圏大気東西風速度，東西プラズマドリフト速度，電子密度のデータを用いた．機器に関する詳細は Spencer et al.,

[1981], Hanson et al., [1981], Krehbiel et al.,[1981] の論文に記載されている．高度 250km-800km の範囲のデータを用いた．DE-2 衛星の観測期間が短いため，季節，磁気活動 (Kp)，太陽活動 (F10.7) の依存性については考慮しない．DE-2 衛星の観測期間中の Kp の平均値は 2.9，F10.7 の平均値は 180 であった．

3　解析結果

図 2 は高度 250km-600km における東西プラズマドリフト速度の日変化の分布である．磁気緯度と磁気地方時 (MLT) について 1°× 1 MLT で平均した．正は東向き東西プラズマドリフト速度を示している．東西プラズマドリフト速度は図 1 の熱圏大気東西風速度の分布と同様な日変化を示す．磁気地方時 18MLT-21MLT の磁気赤道上で東西プラズマドリフト速度は極小となり，　15° で極大を示す速度異常が存在する．東西プラズマドリフト速度が西向きから東向きに変化する 18MLT 付近で，磁気赤道では速度が約 0m/s であるのに対し，約　15° の極大域では速度が〜50m/s である．このような傾向は 21MLT 付近まで存在する．

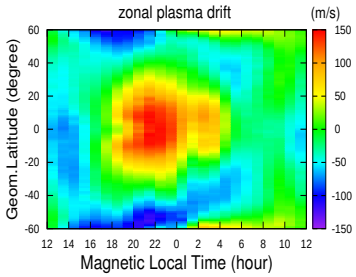


図 2　高度 250km-600km における東西プラズマドリフトの日変化

図 3 は，東西プラズマドリフト速度異常が存在する磁気地方時 18MLT-21MLT で，熱圏大気東西風速度，東西プラズマドリフト速度，電子密度の緯度変化を異なる高度，250km-300km，300km-400km，400km-500km，500km-600km で示している．熱圏大気東西風速度と東西プラズマドリフト速度は高度が高くなるにつれ大きくなっている．熱圏大気東西風速度は，高度 300km-600km において，磁気緯度　20° 以内で速度が大きく上昇し磁気赤道で極大を示す．しかし高度 250km-300km ではその傾向は見られない．高度 250km-500km の磁気赤道上で東西プラズマドリフト速度の極小，　15° で極大を示すような東西プラズマドリフト速度異常が存在する．高度 500km-600km では速度異常は存在せず，磁気赤道で速度の極大を示す．電子密度は全ての高度で 赤道電子密度異常帯 (EIA) が存在し，磁気緯度　20° 付近で密度の極大を示す．EIA の密度の谷で熱圏大気東西風速度の極大が存在する．

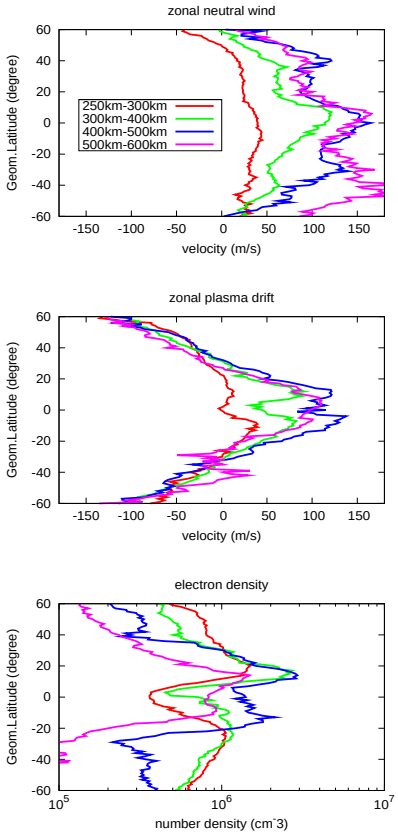


図 3　磁気地方時 18MLT-21MLT における 熱圏大気東西風 (上)，東西プラズマドリフト (中)，電子密度 (下) の緯度分布．異なる高度，250km-300km，300km-400km，400km-500km，500km-600km で示している．

磁気地方時 18MLT-21MLT における熱圏大気東西風速度，東西プラズマドリフト速度，電子密度の高度と緯度の分布を図 4 に示す．また，図中の黒線はダイポール磁場を仮定した磁力線である．東西プラズマドリフト速度は磁力線に沿ってアーチ状を描いて分布している．磁気赤道では速度の高度依存性を示し，高度 500km 付近以上ではドリフト速度はほぼ一定になる．高度 500km 付近は磁気赤道上の電子密度が極大を示す高度である．F 層下部では磁気赤道から離れたところで東西プラズマドリフト速度が大きくなるという速度異常領域が見られる．EIA の谷で熱圏大気東西風速度は大きく，F 層下

部で顕著に見られる．F 層上部の熱圏大気東西風速度は F 層下部より大きいが，EIA との関係は顕著ではない．

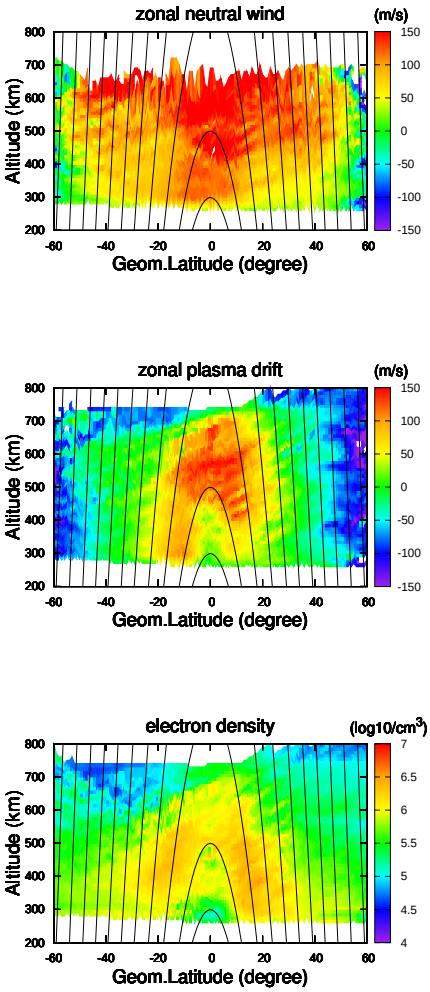


図 4 磁気地方時 18MLT-21MLT における熱圏大気東西風 (上)，東西プラズマドリフト (中)，対数で表した電子密度 (下) の高度緯度分布．黒線は磁力線を示している．

4 議論

F 層の東西プラズマドリフトに関する研究は数多くなされているが，東西プラズマドリフトの緯度分布に関する報告は少ない．日没後の東西プラズマドリフト速度は，高度方向に速度が変化していることが示唆されている [eg: Fejer et al., 1985]．Fejer et al., [1985] は日没後の F 層下部において高度方向の速度が大きく変化していることを報告している．東西プラズマドリフト速度は磁気赤道上の高度 500km 付近以上では高度によらず一定の速度であるが，それ以下の高度ではドリフト速度が小さい（図 4 参照）．この結果は Fejer et al., [1985] の結果と一致している．

日没直後は E 層の電気伝導率が下がり，F 層ダイナモが E 層ダイナモと比較し重要になってくる [Kelley, 1989]．F 層ダイナモにより F 層内の東向き電場が強くなり赤道電子密度帯異常 (EIA) が発達する [Farley et al, 1986]．EIA の発達に伴い，磁力線方向に積分した電気伝導度は磁力線により異なり，ダイナモ電場も緯度とともに変化していることが示唆される．したがって，図 4 に示す東西プラズマドリフト速度の分布は F 層ダイナモ電場の分布を反映していると考えられる．

熱圏大気東西風は 18LT-21MLT にかけて，高度 300km-600km の磁気緯度± 20 ° 以内で速度が〜50m/s 上昇している (図 3 参照)．またこの時間帯，EIA 構造が発達しており，東西風の速度頂点と EIA の密度の谷の位置は一致している．これは Raghavarao et al.,[1991] の結果と一致している．Raghavarao et al., [1991] は高度 300km 付近において夕方の東西風が磁気赤道で速度の極大をとり，速度の極大は EIA の密度の谷と一致，また，磁気緯度± 25 ° で東西風が極小をとる構造を報告している．図 3 において，高度 300km-600km でそのような傾向が見られる．したがって，Raghavarao et al., [1991] が指摘した高度 300km 付近の熱圏大気東西風の緯度分布は高度 300km-600km の範囲でも同様の分布になっていると考えられる．

熱圏大気東西風は，圧力勾配，コリオリ力，イオンドラッグ，粘性により決定される．Liu et al.,[2009] は EIA の発生時間と熱圏大気東西風が磁気赤道上で強まる時間帯がほぼ一致していることから，熱圏大気東西風が磁気赤道で大きくなる要因としてイオンドラッグを指摘している．図 3 と図 4 から，F 層下部の中低緯度において，EIA の谷で熱圏大気東西風速度は大きくなる結果が得られた．この結果は，Liu et al., [2009] と同様にイオンドラッグが熱圏大気東西風の運動に大きく寄与していることを示唆している．EIA の発達により，磁気赤道では高緯度側に比べ密度が低い領域が形成されるため，イオンドラッグの影響が磁気赤道上で弱い．これが，熱圏大気風速度が EIA の赤道域で大きくなることの原因であると考えられる．

5 まとめ

DE-2 衛星に搭載された WATS (Wind and Temperature Spectrometer), RPA (Retarding Potential Analyzer), LANG (Langmuir Probe) による 1981 年 8 月から 1983 年 2 月までのデータを用いて，高度約 250km から 800km の熱圏大気東西風速度，東西プラズマドリフト速度，電子密度分布を調べた．磁気地方時 18MLT-21MLT の時間において，東西プラズマドリフト速度が磁力線に沿ってアーチ状に分布していること，熱圏大気東西風速度は磁気赤道上で大きいこと，F 層下部では EIA の密度の谷で熱圏大気東西風速度が大きくなること，が明らかになった．これらの結果は，低緯度の熱圏大気と電離圏プラズマは強く相互作用し，熱圏大気と電離圏の構造と運動に大きな影響を与えていることを示している．

参考文献

Aggson, T. L., N. C. Maynard, F. A. Herrero, H. G. Mayr, L. H. Brace and M. C. Liebrecht, 1987, Geomagnetic Equatorial Anomaly in Zonal Plasma Flow, *J.Geophys.Res.*, 92, 311-315, 1987

Coley, W. R. and R. A. Heelis, Low-Latitude Zonal and Vertical Ion Drifts Seen by DE-2, *J.Geophys.Res.*, 94, 6751-6761, 1989

Fejer, B. G., E. Kudeki and D. T. Farley., Equatorial F Region Zonal Plasma Drifts, *J.Geophys.Res*, 90, 12249-12255, 1985

Hanson, W.B., R.A. Heelis, R.A. Power, C.R. Lippincott, D.R. Zucarro, B.J. Holt, L.H. Harmon and S. Sanatani, The retarding potential analyzer for Dynamics Explorer-B. *SpaceSci.Instrum.*, 5, 503, 1981

Kelley, M. C., The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics. International Geophysics Series, vol 43. San Diego: Academic Press., 1989

Krehbiel, J. P., L. H. Brace, R. F. Theis, W. H. Pinkus, and R. B. Kaplan, The Dynamic Explorer Langmuir Probe Instrument, *SpaceSci.Instrum.*, 5, 493, 1981

Kudeki, E., B. G. Fejer, D. T. Farley, and H. M. Ierkic, Interferometer studies of equatorial F region Irregularities and drift. *Geophys.Res.Lett*, 8, 377-380, 1981

Liu, H., S. Watanabe and T. Kondo, Fast thermospheric wind jet at the Earth's dip equator, *Geophys.Res.Lett.*, 36, L08103, doi:10.1029/2009GL037377, 2009

Raghavarao, R., L. E. Wharton, N. W. Spencer, H. G. Mayr and L. H. Brace, An Equatorial Temparature and Wind Anomaly (EWTA), *Geophys.Res.Lett.*, 18, 1193-1196, 1991

Spencer, N. W., L. E. Wharton, H. B. Niemann, A. E. Hedin, G. R. Carignan, and J. C. Maurer, The Dynamic Explorer Wind and Temparature Spectrometer, *SpaceScienceInstrum*,. 5, 417, 1981

あけぼの衛星電子温度観測からみたプラズマ圏の熱的構造

蜂谷宣人（東京理科大）、阿部琢美（ISAS/JAXA）

概要

超高層大気における電子温度は、地球電離圏やプラズマ圏のエネルギー収支を調べる上で重要なパラメータであり、観測と理論の両面において研究がなされてきていたが、その中で低・中緯度の内部プラズマ圏についてはほとんど調べられていない。1989 年に文部省宇宙科学研究所（現 ISAS/JAXA）が打ち上げたあけぼの衛星の熱的電子エネルギー分布測定器（TED）は高度 300～10000 km までの電子温度を打ち上げ以来 21 年にわたって観測し続け、そのデータは内部プラズマ圏の解析に適している。本研究ではあけぼの衛星の電子温度観測データを用いてプラズマ圏中のエネルギー収支、特に熱源の存在の可能性について議論を行った。

１．序論

1.1 プラズマ圏

地球の上層大気には、電気的に中性な分子や原子のほかに、これらが電離してつくられる電離気体(プラズマ)が存在する。主な電離源は、太陽から放射されるX線や銀河宇宙線などである。プラズマ圏領域ではH+などの軽イオンや電子が支配し、温度は約 1000～10000 Kである。密度は高度 1000 km付近で約 10^4/ccほどであり高度とともにゆっくりと減少していくが、高度 3Re～4Reで急激に減少していることが電波観測や衛星観測などから明らかになった。これはプラズマポーズと呼ばれ、プラズマ圏と磁気圏の境界を表している。

1.2 プラズマ圏の電子温度観測

現在のところ高度 4000 km を超える電子温度モデルはほとんど存在しない。原因としては、電子密度が低いためにレーダー観測ではエコー強度が不十分、衛星観測にとっても測定器(Langmuir Probe)が得る電子電流が小さいために信頼性のある観測が困難であったこと等が挙げられる。

プラズマ圏電子温度に関しては 1976 年に遠地点高度 8046 km の S3-3 衛星による観測がなされ、主に夕方の電子温度高度プロファイルが得られた[Rich et al., 1979]。その結果、5000 km 以上の高度では、不変磁気緯度 47 度(L=2.15)付近において電子温度が磁力線に沿ってほぼ等温になっていること、同 70 度付近(L=8.55)の極域においては高度 5000 km でも約 0.14 K/km 程度の高度勾配をもつことなどが観測された。しかし、観測期間が約 2 ヶ月と短かったことで観測領域が大きく制限され、モデルを作成できるほどのデータは得られなかった。

あけぼの衛星に搭載された熱的電子エネルギー分布測定器(TED)は、半円状の平板プローブを用いて表面に金メッキを施し、またプローブを太陽方向と常に垂直に姿勢制御することにより、極力二次電子の影響を取り除くことが出来た。これによって、TED は高度 400 km～10000 km の領域を打ち上げ以来観測し続け、プラズマ圏の電子温度分布の長短周期の特徴を映し出すことの出来る最初の衛星となった。

1.3.　TED（熱的電子エネルギー分布測定器）

TED はプラズマ中の熱的電子のエネルギー分布ないし温度の計測を行うものである。従来の熱的電子の観測がマクスウェル分布の前提の下に電子温度という概念で把握されていたのに対し、TED はエネルギー分布の詳細を測定すること及び磁力線の向きに対する異方性を検出することに主眼を置いている点にユニークさがある。TED の観測対象は 0～5eV の熱的エネルギーをもつ電子である。センサーとしては、光電子の影響を極力抑えるために金メッキを施したプローブを用いる。プローブ形状は、半円状電極を円形に配置したもので、直径 10cm、2 枚の円盤をお互いに 10mm 離すことによって形成されている。

２．プラズマ圏の電子温度プロファイル

図 2.1 はあけぼの衛星TED観測データの中で統計的手法により得られた平均的なプラズマ圏内電子温度の高度プロファイルで、太陽活動度極大(1989.3 - 1992 .6)、磁気活動度(Kp指数:2 以上 4 未満), 磁気地方時(MLT:06-18)という条件のものである。電子温度は高度 200 kmごとの平均、高度 10000 kmまでを示している。プラズマ圏には中性大気が少なく、電子密度はある程度存在する（10^3～10^4）ため熱伝導度が良く、磁力線沿いにほぼ等温であると考えられていたが高度 3000 km以上の領域で電子温度に高度方向の勾配がみられる。

しかし、電子温度の高度プロファイルは昼側、夜側でそのプロファイルは大きく異なっている。昼側のプロファイルは高度 3000 km 以上の領域であっても高度勾配を持っているのに対し、夜側のプロファイルは一定の高度勾配はみられない。右はその比較である。グラフ条件は図 2.1 が太陽活動度極大(1989.3 - 1992.6), Kp 指数(0-4 未満)、昼側 (MLT:10-14) で 図 2.2 が夜側 (MLT:22-02) のプロファイルである。

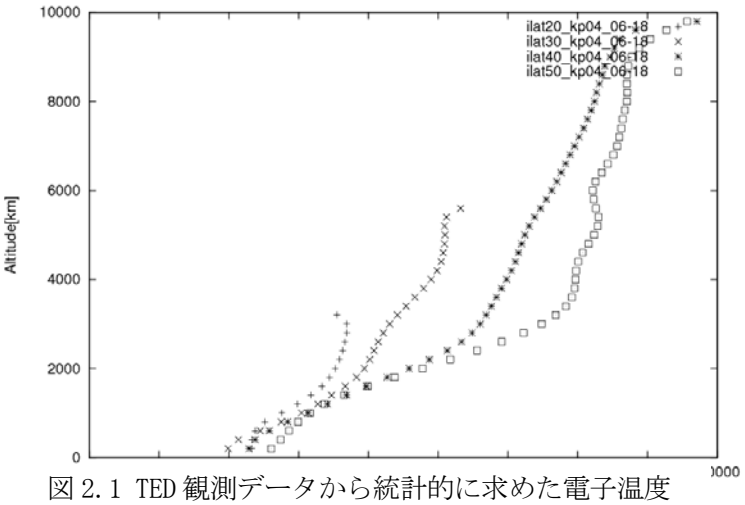


図 2.1 TED 観測データから統計的に求めた電子温度の高度プロファイル（日中のデータ）

夜側のプロファイルでは高度 3000 - 8000 km において局所的な変化は見られるが、昼側に見られるような大規模な温度勾配は見られない。また、図 2.1、図 2.2 における各プロファイルはそれぞれ不変磁気緯度 20, 30, 40, 50 度における電子温度をあらわしているが、高緯度ほど温度が高いことが伺える。

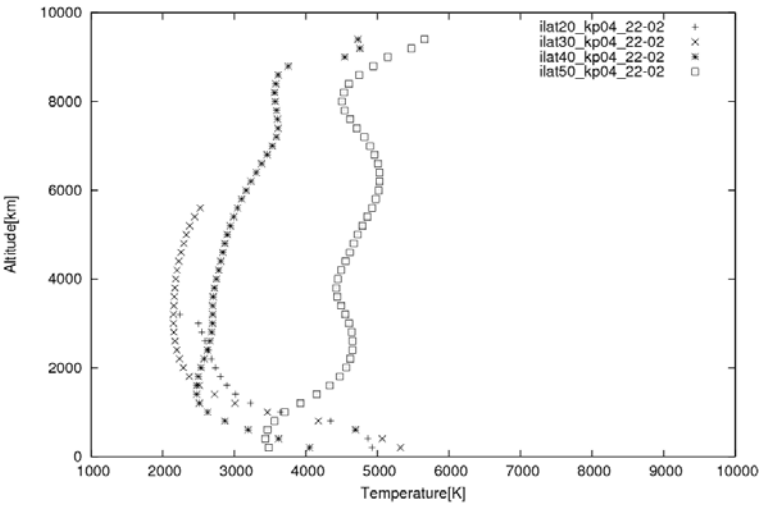


図 2.2 TED 観測データから統計的に求めた電子温度の高度プロファイル（夜間データ）

３．プラズマ圏内電子温度とヒートフラックス

プラズマ圏は高度 3000 km 以上でほぼ等温と考えられていたが、TED 観測データによれば電子温度は高度勾配を持っていた。これは、高い高度に熱源が存在し下方へ熱伝導している可能性を示唆している。熱伝導の大きさはヒートフラックス(Heat Flux)により表わされるので、この値に注目した。プラズマ圏における古典的な熱伝導係数 (Spitzer-Harm 式) とヒートフラックスの関係については付録に詳しく述べる。

3.1 ヒートフラックスの高度プロファイル

図 3.1 は TED 観測による電子温度から導き出したヒートフラックスの高度に対する変化で、それぞれ同一磁力線内での値を示している。条件としては太陽活動度極大(1989.2 - 1992 .6), Kp 指数：0-4 未満で、左図が昼側(MLT：10-14)、右図が夜側(MLT:22-24, 00-02)を表す。ここでのヒートフラックスは高度 200 km ごとの平均値である。範囲は電子温度の高度プロファイルにおいて高度 3000 km 以上での高度勾配に着目するために、高度は 8000 km までとした。

図 3.1 をみると、高緯度ほどヒートフラックスの値が大きいことがわかる。またヒートフラックスの昼側(MLT：10-14)と夜側(MLT:22-24, 00-02)の比較では、不変磁気緯度 20, 30, 40 度において昼側が夜側より大きな値を示していることがわかる。

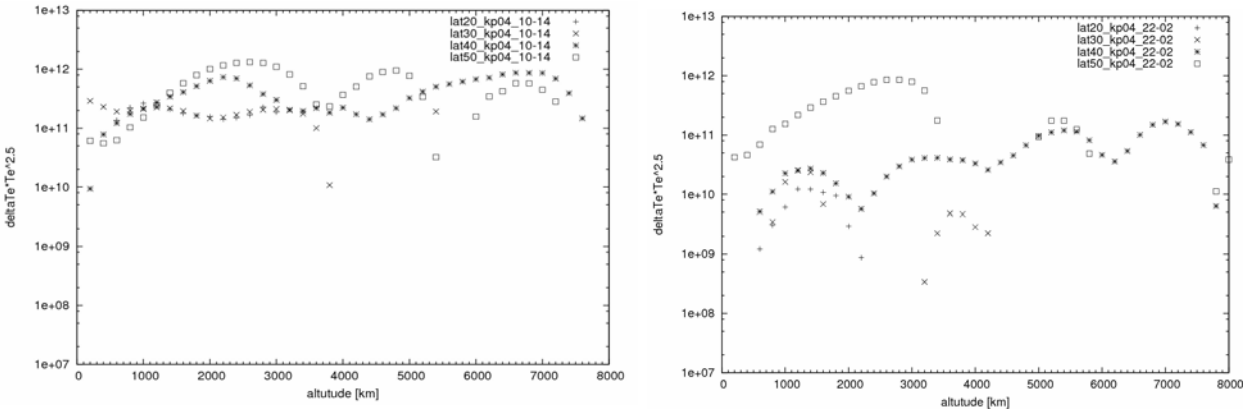


図 3.1:TED の電子温度観測データから算出したヒートフラックス（太陽活動度極大(1989.2－1992 .6)，Kp 指数:0-4 未満）　　左側：昼間(MLT:10-14)、右側：夜間(MLT:22-02)

同一磁力線上に熱エネルギーの局所的なソースやロスがなければ、ヒートフラックスは一定となるはずである。これに対して、図 3.1 でヒートフラックスは高度領域に対する変化を示している。この理由については以下の２つの可能性が考えられる。

(1) 熱伝導度(Spitzer-Harm 式)を表す式がプラズマ圏のような低電子密度において適用できず誤っている。あるいはプラズマ圏に存在する何らかのプロセスが古典的な熱伝導係数を変化させている。

(2) プラズマ圏内で局所的に存在する熱のソースやシンクが高度プロファイルにおけるヒートフラックスの変化をつくりだしている。

(1)は、電離度の高いプラズマに対して一般に用いられる熱伝導係数がプラズマ圏においては成立しない場合で、これはこれまでの一般常識と異なる。逆に考えるとプラズマ圏内の熱伝導係数を表す正しい式が用いられればヒートフラックスは一定となるはずである。熱伝導係数が一般的な表現式と異なる理由としてはプラズマ圏の低い電子密度のほか、例えばプラズマ波動中の電場が電子間衝突を妨げる効果が要因として考えられる。プラズマ波動の存在に関しては、あけぼの衛星のプラズマ波動観測データを用いた比較が可能であるが、これは今後の課題である。

(2)は、熱伝導係数の表現式は正しいが、同一磁力線内で局所的な加熱やロスが発生するためにヒートフラックスのプロファイルが凹凸を伴うものである。これは、熱エネルギーが局所的に発生あるいは消失していることを意味している。

プラズマ圏内で生じる局所的な加熱については、例えば低高度で発生した光電子がプラズマ圏に移動した後に熱的電子を加熱する可能性が第一に考えられるので、さらに解析を進めることとする。光電子の生成は主に太陽放射と関連があるため、磁気地方時(MLT)や太陽活動度に対するヒートフラックスの変化をみていくことで手掛かりが得られるかもしれない。また、不変磁気緯度に応じたヒートフラックスの変化も参考までに調べることとする。

3.2 ヒートフラックスに関する議論

3.2.1 ヒートフラックスの緯度変化

図 3.1 に示されるようにヒートフラックス(Q)は高緯度ほど大きな値を示し、高緯度ほど大きな熱エネルギー源と接していることが予想される。以下は、不変磁気緯度が１０度毎のヒートフラックスと、不変磁気緯度 20 度におけるヒートフラックスの値を 1 としたときの比をまとめたものである。

表 3.1 太陽活動度極大，昼側ヒートフラックス（5000 km 以下の平均値）の緯度依存性

緯度	20 － 30	30 － 40	40 － 50	50 － 60
Q(Lat*)	1.40E+11	2.02E+11	3.32E+11	6.03E+11
Q(Lat*)/Q(Lat20)	1	1.44	2.37	4.30

3.2.2 ヒートフラックスの磁気地方時(MLT)による変化

光電子がプラズマ圏内の部分的な加熱に何らかの形で寄与している可能性を探るために、ヒートフラックスの磁気地方時による変化に着目する。

図 3.2 は不変磁気緯度 50-60 度の範囲のヒートフラックス平均値（高度 5000 km までの平均）の磁気地方時(MLT)に対する変化である。磁気地方時(MLT)は 3 時間ごと（0 時±1.5 時間、3 時±1.5 時間,…）とした。

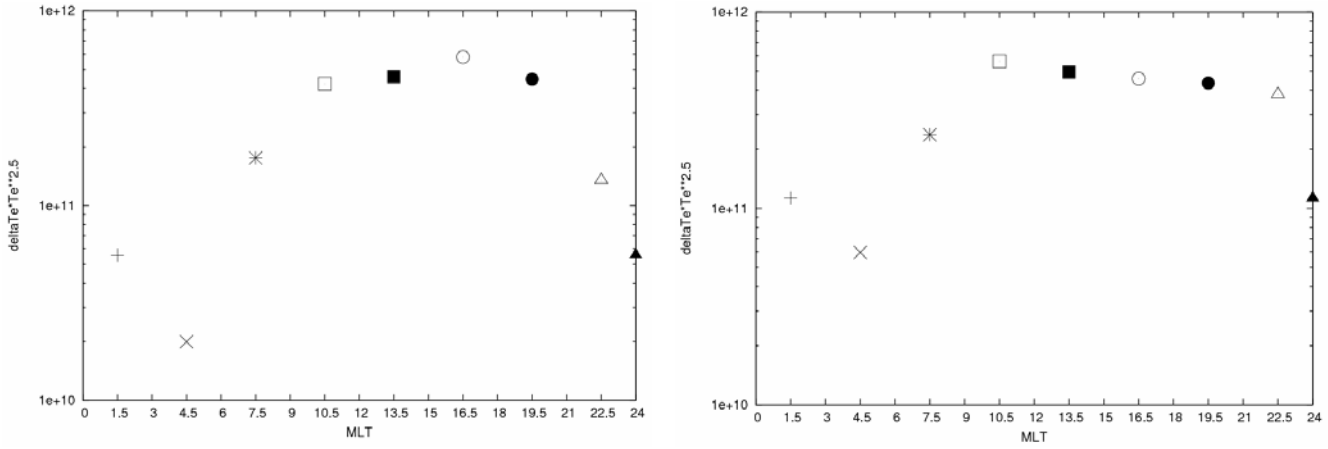


図 3.2 ヒートフラックス平均値の磁気地方時(MLT)による変化

（左側：太陽活動度極大期(1989.2－1992.6)、右側：太陽活動度極小期(1992.7－1998.2)）

太陽活動度極大期の結果に着目すると、明け方の 3 時±1.5 時間におけるヒートフラックス値がもっとも小さく、日中は大きく明け方の１０倍以上の値を示している。

ヒートフラックス値は明け方において急激に上昇したが、一方夕方での減少は緩やかである。このことは、明け方は電子密度が低いので光電子から受けとる熱電子一個あたりのエネルギーが大きくなるということが理由であるかもしれない。また、夕方での緩やかなヒートフラックス値の減少は、熱エネルギーが徐々に下方に輸送されて光電子が生成されなくなった後にプラズマ圏がゆっくりと冷却していく様子を示しているのかもしれない。

3.3 太陽活動度依存性による変化

太陽活動度変動に伴い地球に入ってくる輻射エネルギー量が異なるので、生成される光電子が変化し、熱的電子の加熱量が変化するかもしれない。このような考えのもと、太陽活動極大期のヒートフラックス値と極小期の値の比を求め、その磁気地方時による変化を調べた（表 3.2)。

地方時が 15±1.5 時と 18±1.5 時の場合を除いて極大期と極小期の比は１を超え、極大期のヒートフラックスが卓越する事を示しているとなっている。夜間は電離圏にほとんど太陽輻射エネルギーが入らないので極大と極小で大きな差が生じることは考えにくいが、これは日中に蓄えられたエネルギーが夜間に下方に向けて伝導されるプロセスに起因して生じている傾向かもしれない。

表 3.2　太陽極大期／極小期のヒートフラックスの比率の磁気地方時（MLT）による変化

MLT	0.0±1.5	3.0±1.5	6.0±1.5	9.0±1.5	12. ±1.5	15. ±1.5	18. ±1.5	21. ±1.5
Q(極大期) /Q(極小期)	2.03	2.99	1.35	1.33	1.08	0.79	0.98	2.83

４．　議論とまとめ

本研究ではあけぼの衛星搭載熱的電子エネルギー分布測定器の取得データをもとにプラズマ圏電子温度分布に関する解析を行った。特に電子温度の高度プロファイルから求められるヒートフラックスに注目して幾

つかの側面から議論を行った。結果は次のようにまとめられる。

1）ヒートフラックス の不変磁気緯度に対する変化
高緯度ほどヒートフラックス値が大きい。このことは、高緯度ほどより大きな熱エネルギー源と接していることを示唆する。

2）ヒートフラックスの磁気地方時に対する変化
緯度 50-60 度でヒートフラックスの磁気地方時(MLT)による変化を調べたところ、昼側のほうが夜側よりも１桁以上大きいことがわかった。

ヒートフラックス値は明け方において急激に上昇したが、夕方での減少は比較的緩やかであった。これは、明け方は電子密度が低く光電子から受けとる熱電子１個あたりのエネルギーが大きくなるということ理由として考えられる。また夕方での緩やかなヒートフラックス値の減少は、日中プラズマ圏に蓄えられた熱エネルギーがゆっくりと下方へ伝導していく様子を表しているかもしれない。

太陽活動極大期と極小期のヒートフラックスを比較した結果、磁気地方時が 15±1.5 時と 18±1.5 時の場合を除き、極大期の値が大きいという結果になった。このことは太陽からのエネルギー入射量とヒートフラックスの間に関連性があることを示している。
これは光電子が何らかの形でプラズマ圏熱的電子の加熱に寄与している可能性を示唆している。

５．今後の課題

本報告では、プラズマ圏電子温度分布から求められるヒートフラックスについての初期解析結果、および結果から推測される物理過程について言及した。今後は太陽活動度の極大極小時での太陽放射量のプロファイルを作成し、今回の結果と比較することにより、太陽輻射量とヒートフラックスの相関をより詳しく確かめる。

いっぽう、プラズマ圏内で用いる熱伝導係数の妥当性については電子温度データに加えてプラズマ波動データを参照しながら、検討を加える予定である。

いずれにしても、本解析は開始して間もなく、今後さらに詳細な議論を進めていく予定である。

付録

ヒートフラックス(Heat Flux)の導出について

マクスウェルの速度分布則から平均自由工程を考えると、熱伝導係数は $K_e = \dfrac{9k}{\pi}\sqrt{\dfrac{2}{m\pi}}\dfrac{(kT_e)^{2.5}}{e^4 \ln\Lambda}$

で与えられる（Spitzer-Harm 式)。ここで、kはボルツマン定数、m, e はそれぞれ電子の質量、電荷である。 $\ln\Lambda$ はクーロン積分で、大気成分や密度により変化する[Banks, 1966a, b]。

これらの値を上部電離圏およびプラズマ圏に対応して数値化させたものが、次の式（A－1）である。

$$K_e = 7.2\times10^5 T_e^{2.5}\frac{1+\log\left[\dfrac{h}{h_0}\right]}{1+1.5\log\left[\dfrac{h}{h_0}\right]} \quad \left[\mathrm{eV\cdot s^{-1}\cdot cm^{-1}\cdot K^{-1}}\right] \qquad (A-1)$$

$$\mathrm{J} = \sigma_e \left[\mathrm{E} + \frac{kT_e}{eN_e} \nabla N_e \right] + \tau_e \nabla T_e \quad (\mathrm{A}-2) \qquad \mathrm{q}_e = -\mu_e \left[\mathrm{E} + \frac{kT_e}{eN_e} \nabla N_e \right] - K_e \nabla T_e \quad (\mathrm{A}-3)$$

熱伝導は電子温度に強く依存していることがわかる。h_0は基準高度である。電子のヒートフローに関しては、エネルギー（Ａ－２）およびヒートフロー（Ａ－３）の方程式で与えられる。ここで、θ σ_eは電気伝導度、τ_eは電子密度一定のときの温度勾配による電流伝導度、μ_eは電場による熱流伝導度である。電離圏電場Eを消去すれば

$$\mathrm{q}_e = -\beta_e \mathrm{J} - K^e \nabla T_e \quad (\text{ただし} K^e = K_e - \beta_e T_e,\ \beta_e = \frac{\mu_e}{\sigma_e} \text{は熱電的な輸送係数})$$

が得られる。上部電離圏では電流を打ち消すように偏極電場ができるため、電流は流れない（J = 0)。結局、ヒートフローは次の式のようになって、熱伝導度と温度勾配のみに依存する[Schunk and Nagy, 1987]。

$$\mathrm{q}_e = -K^e \nabla T_e \quad (\mathrm{A}-4)$$

これをスカラー化したものがヒートスラックスである。つまり、各高度におけるヒートフラックスのグラフを観察することによって熱源の位置をより詳しく見ることが出来る。

ここで、式（Ａ－4）を用いてプラズマ圏内は熱伝導性がよく恒常的な熱源が存在しないという仮定から、同一磁力線内においてヒートフラックスが一定であるとしてある値を与えてやり、ΔH、T_0、H_0にもある値を与えてやれば、ΔT_eが求まり、電子温度の高度プロファイルを描くことが出来る。したがって、TED観測データから作成した今回の電子温度の高度プロファイルから同一磁力線内におけるヒートフラックスの高度プロファイルを作成し、その値が全高度領域において一定の値を示していれば、エネルギーの流出入がないことになり、ヒートフローの式の有効性を示すことになる。

しかし、同一磁力線内のヒートフラックスが全高度領域で一定の値を示さない（例えばある高度でピークをもつ等）のであれば、熱伝導度の式をプラズマ圏内の値に対応して数値化させた

$$K_e = 7.2 \times 10^5 T_e^{2.5} \frac{1 + \log\left[\frac{h}{h_0}\right]}{1 + 1.5 \log\left[\frac{h}{h_0}\right]} \quad \left[\mathrm{eV \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot K^{-1}}\right] \quad (\mathrm{A}-5)$$

という式において、何らかの外力の影響（たとえばプラズマ波動など）で、一般的なプラズマ圏内の環境から変化したことにより、正しいプラズマ圏内熱伝導度を示せていないということや、そもそも仮定のうちの恒常的な熱源が存在しないというものを否定することなども考えられる。

2010 Atmosphere Science Symposium, Feb. 17-18 P-8 pdf

Relation of variation of NmF2 and neutral temperature profile in Dynamo region around Large earthquake days - Case of Sechuan and Pingtung earthquakes

Y. Y. Sun[1], K. I. Oyama[2], J. Y. Liu[1] , and H. K. Jhuang[1],

[1.]Institute of Space Science, National Central University, No. 300, Jongda Road, Jhongli City, Taoyuan County 32001, Taiwan.
[2.]Plasma and Space Science Center, National Cheng Kung University, No.1, University Road, Tainan City 701, Taiwan.

Abstract
We analyze data to find the source of a seismo-electric field, which is considered changing the ionosphere around a large earthquake, by assuming that the neutral wind pattern, disturbed by some mechanism before the large earthquake, modifies the electric field in the dynamo region. The relationship between the electron density at the F2-peak NmF2 and the neutral wind height profile is studied for two large earthquakes (2008 M7.9 Sechaun, and 2006 M7.0 Pintung doublet). It is found that when the NmF2 shows a large deviation from the normal data, wavy structure which is usually superposed on the height profile of neutral temperature shows the shorter scale structure with smaller amplitudes in daytime. This tendency is found both for the two large earthquakes. This fact seems to support our idea. However to further correlate this wavy feature with the ionospheric electron density disturbances we need direct observations around dynamo region.

1.Introduction

Disturbance of the ionosphere which appears prior to large earthquake has been repeatedly reported. A number of the paper is drastically increasing and the quality of the paper is also improving. It is no doubt that large earthquake is modifying the ionosphere by some reason (Liu et al., 2008). It is noted that we do not know whether all large earthquakes disturb the ionosphere, because morphology of the ionosphere disturbance has not been established yet. Fig.1a shows large increase of NmF2 can be seen on the 9th of May (3 days before the 12 May 2008 M7.9 Sechuan earthquake). The similar small increase of the NmF2 is seen as well on the 3rd of May. After these two days, the NmF2 reduces gradually, and 3 days later, it becomes smaller than the normal values. The similar feature can be seen before the 26 December 2006 M7.0 Pintung doublet earthquake as shown in Fig.1b. Increase of the NmF2 occurred right before the earthquake. Another increase of the NmF2 can be seen on the December 23, and the increase gradually reduces. Including the Sehaun and Pintung earthquakes, most of the features which have been reported so far in relation to large earthquakes can be explained by assuming the existence of seismo-electric filed.

Some change of the ionosphere at magnetic conjugate point is found for some earthquake, which imply the effect of electric field (Ruzhin et al., 1998). Provided that the electric field is working, next question is “Where and how the electric field is generated?”. One of plausible mechanisms is the internal gravity wave. The internal gravity wave is generated on the ground before the earthquake by some mechanism, and it propagates up to about 100km, and then change the wind pattern (Klimenko, 2010). Once wind pattern changes at this Dynamo region, the electric filed is modified and propagated to the higher ionosphere along magnetic field line.

In order to find the evidence the suggested mechanism which we, we study the neutral temperature profile obtained by SABAR, and TIDI instrument on board TIMED (Thermosphere-Mesosphere

Electrodynamics) satellite for the two large Earthquakes and available for the existing ionospheric data. Figure 2 shows show that locations of the Pintung Earthquake (2006/12/26, latitude 21.89 degrees Longitude 120.56 degrees, and, M7.0, Depth 41 km), and the Sechaun Earthquake (2009/05/12, latitude; 31.1 degrees, Longitude 103.3 degrees, M7.9, Depth 18 km).

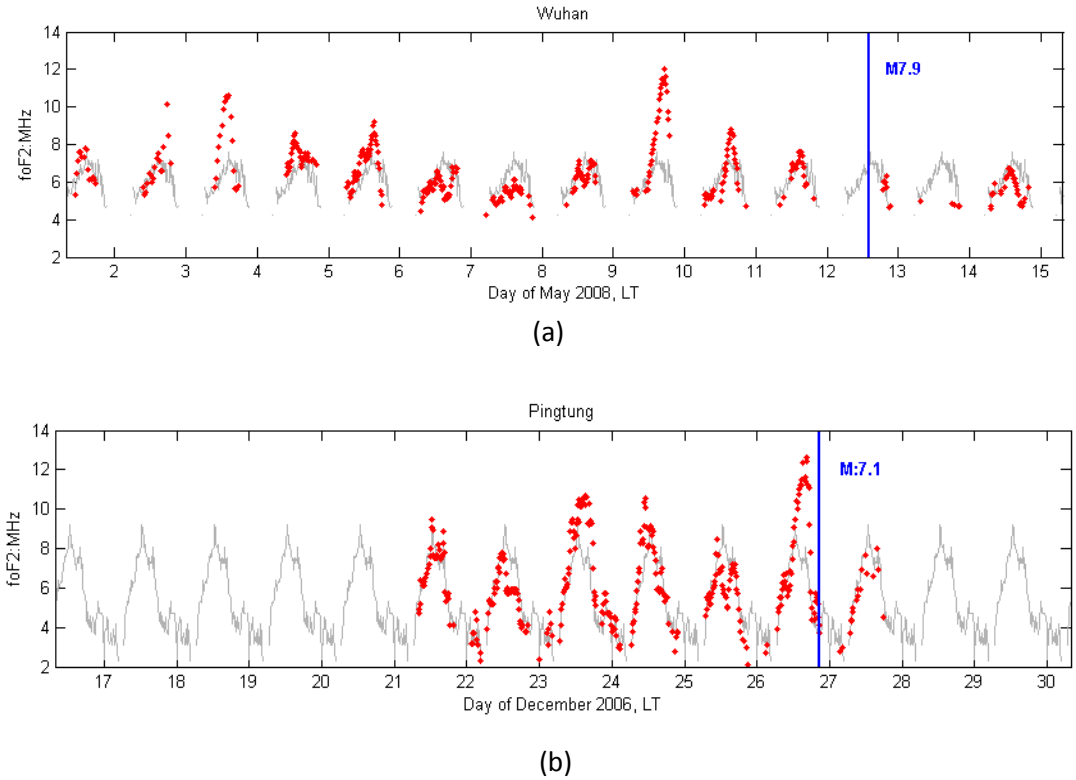


Fig.1 The FoF2 around Sechuan (a) and Pintung Earthquake (b). The black curves are 15-day and 7-day moving average for the Sechaun and the Pintung earthquakes, respectively.

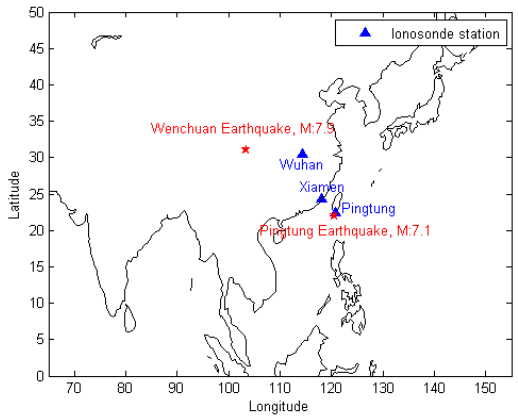


Fig.2 Location of two earthquakes which we studied(red stars).
Three blue triangles indicate the location of ionosondes

2. Data analysis

We first study the magnitude of the temperature, and however no clear difference from other normal period is found before the earthquake. Then we examine the irregular structure of height profile of the neutral temperature ,Tn. Generally, the Tn profile at around 100km shows a wavy structure modified by internal gravity waves. We find that when the NmF2 reveals a large deviation from its normal value, the neutral temperature profile does not show wavy structure, which usually appears. Instead the deviation from the average, the neutral temperature depicts small scale fluctuations. These small scale fluctuations seem to be a part of destroyed wave, having the vertical wave length of 20-30 km.

2.1 Local time and annual variation

Figure 2 shows one of the examples of neutral temperature profiles from 20 km to 140 km around the Wenchuan Area. As shown in Fig.2, the height profile of neutral temperature in the height range of 70-130 km shows irregular structure. The irregular structure is mainly from internal gravity waves. The neutral temperature changes against local time LT, solar activity, longitude, and latitude. Figure 3a shows local time variations of the neutral temperature at two height range of 15-20km and 115-120 km accumulated during 2002-2009. Between 10:00-14:00LT, the data are not available. Figure 3b shows annual variations of the two height regions for 2002-2009. We find that the variation of temperature at two height region is too large to detect the change of neutral temperature associated with large earthquakes. Then we focus on the small change of daily temperature from the averaged height profile value as shown in Fig.4. Again, we find the difficulty to identify the feature possibly associated with large earthquake.

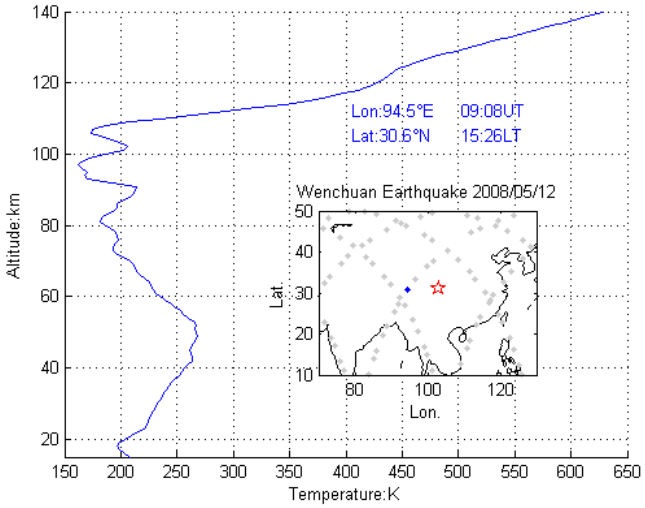
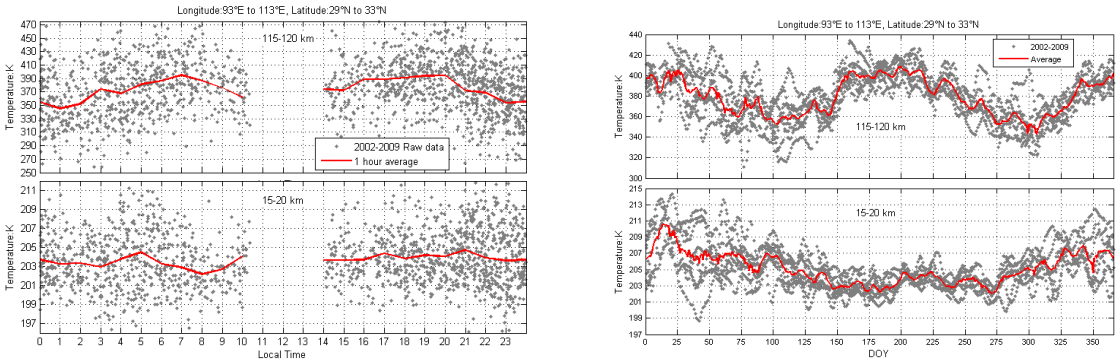


Fig.3 Example of height profile of neutral temperature near Sechuan. A red star in a square zone of longitude-latitude coordinates indicates an epicenter .



(a) (b)

Fig.4

(a) Accumulation of local time variation of neutral temperature at two height regions(115-120 km Upper panel, 15-20 km lower panel during 2002-2009) . (b) The annual variation of neutral temperature at two height regions(5 day-nights time value averaged) .

The differences of the neutral temperature from the averaged values are shown in Figure 4. It is difficult to identify the change of neutral temperature from these data. For the Pintung earthquake, the same data processing has been conducted, as Figure 5, showing no clear feature.

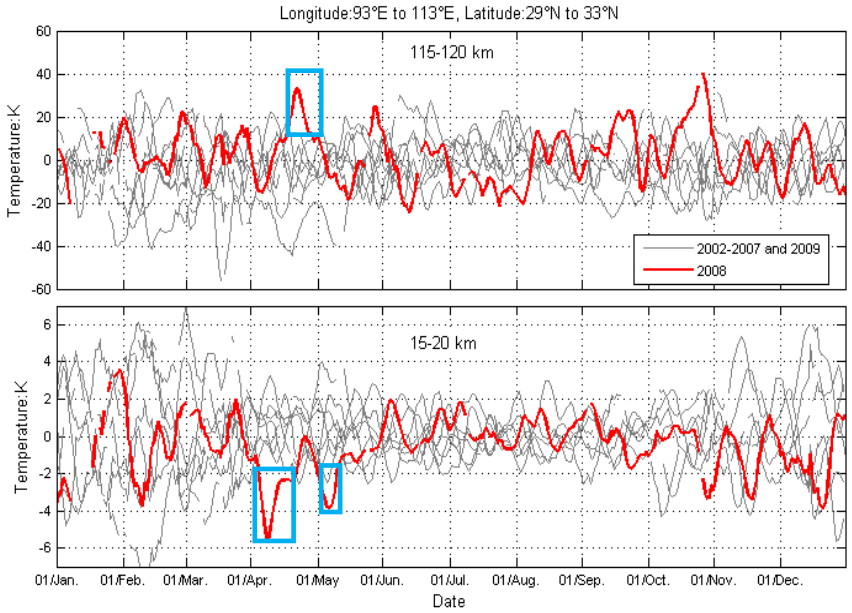


Fig.5 Deviation of neutral temperature from averaged neutral temperature for Sechuan Earthquake. Blue colored square indicate the values which seems to give larger deviation. However the deviation is not clear enough for us to attribute this deviation as earthquake effect.

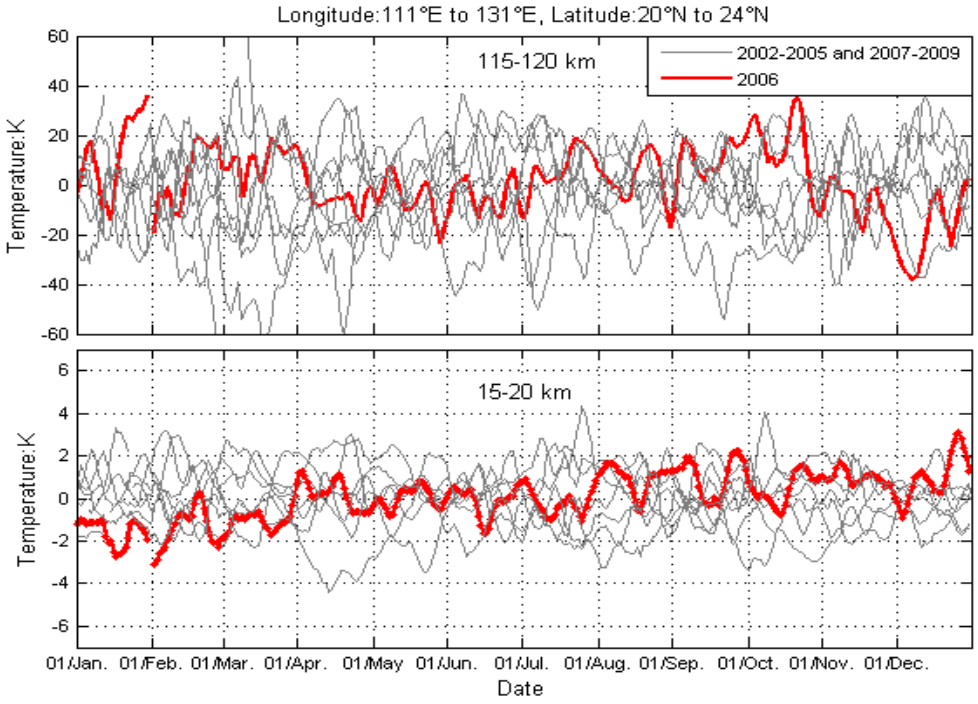


Fig.6 Deviation of neutral temperature for Pintung earthquake at two height regions. Thin black lines show the annual variation of individual years from 2002-2009. Ed thick line shows the average of whole years.

2.1 Small scale variation of neutral temperature profile.

2.1.1 Sechuan Earthquake

Upper panel of Fig. 5 shows the NmF2 observed by ionosondes at Wuhan (114.4 E,30.5 N) and Xiamen(118 E,24.4 N). The NmF2 shows about 2 times increase from normal days on 124 and 130 total days. The change is considered to be assoicated with the Wenchaun earthquake (Liu et al., 2009 and Zhao et al., 2008). In the lower panel differences from the averaged neutral temperature profile are shown. For these two days, we find that the devioation form the averaged neutral temperature is smaller and at the same time when the wavelength is shorter.

We try to confrim this feature with the Wenchaun earthquake first. For each heigh profile of the neutral temperature, we conduct a frequnecy spectrum analysis. First, the area is limited to 25-35 degrees in latitude, 93-113 in longitude. The second area is 20-40 degrees in latitude, and 83-123 degrees in longitude. The third area is 15-45 degrees in latitude, and 73-133 degrees in longitude.
First square area is limited to 73-133 in Longitude,and 15-45 in latitude.

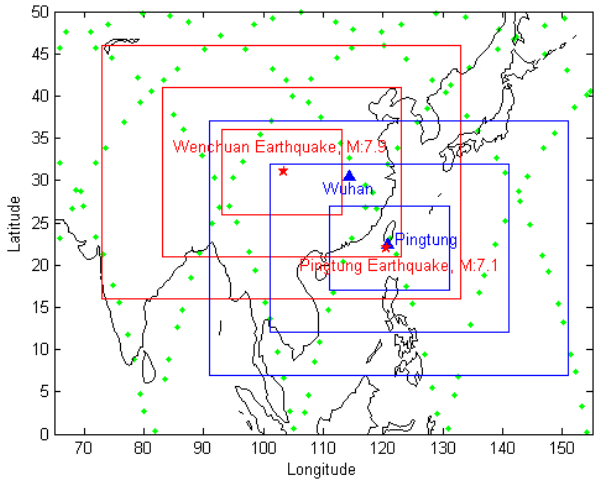


Fig.7 Area where spectrum analysis is conducted. Wave length analysis in these tree regions for two large earthquake are plotted in Figs.8 and 9.

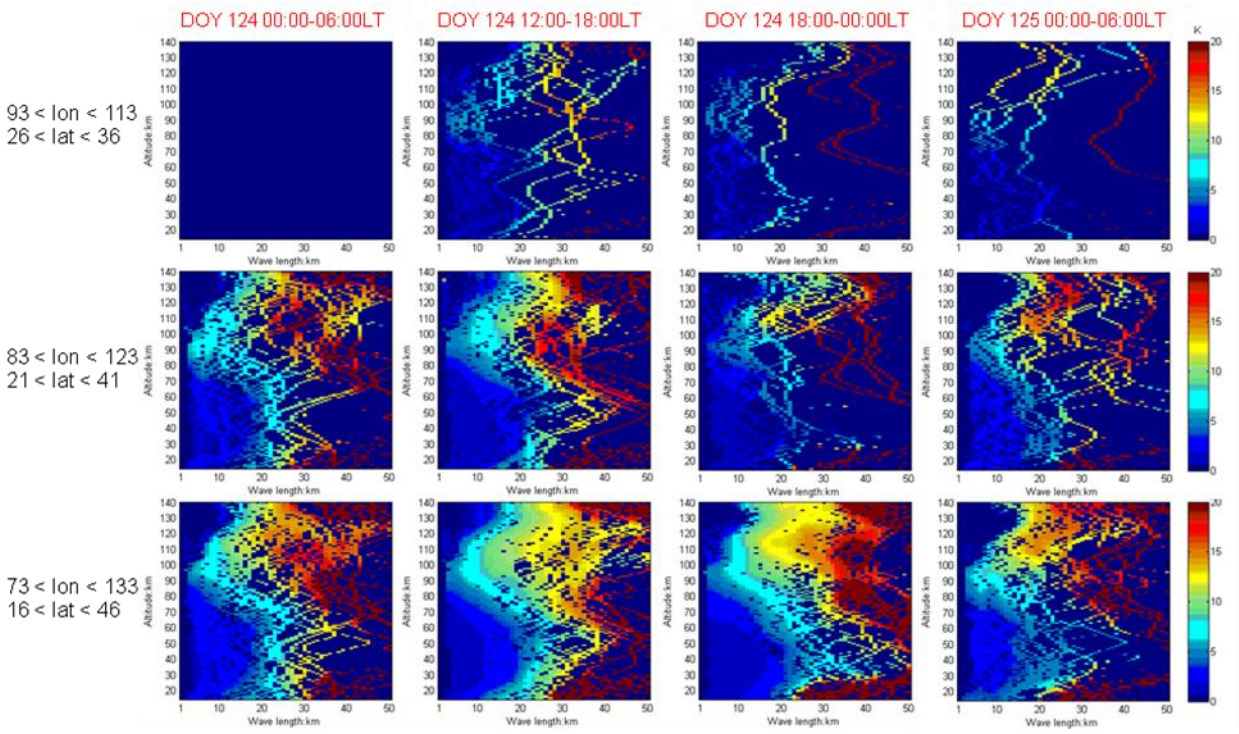


Fig.8 Result of frequency spectrum analysis, for the day of 124 for Wencual earthquake. Local time regions are 12:00-18:00.and 18:00-00 for three areas. Feature which should be noted in DOY (day of year) 124 12:00-18:00 is that in the local time range of 12:00-18:00, in the area of 93-113 in Longitude,and 26-36 in latitude, waves of vertical wave length of 20-30 km is dominant, and as the area is expanded, waves of the longer wave length start to prevail.

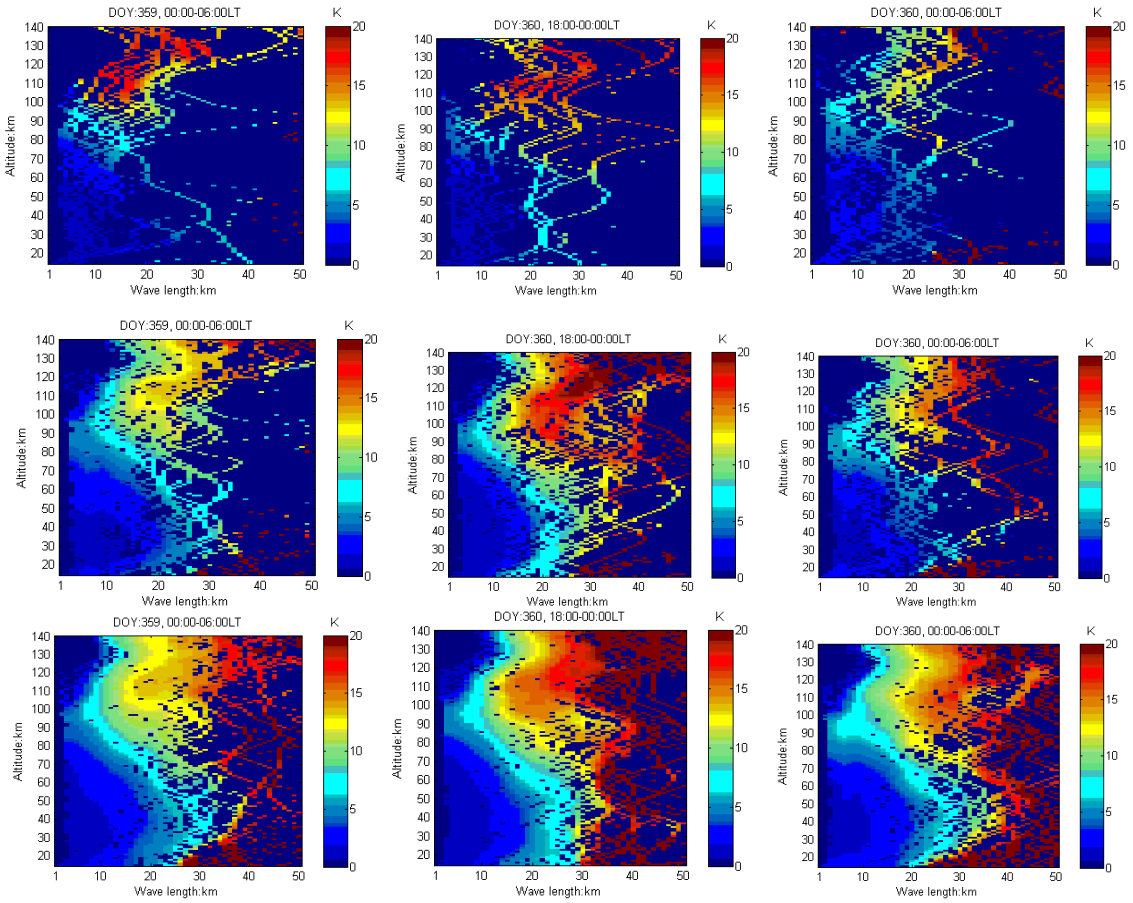


Fig.9 Frequency analysis for each height profile from the Pintung earthquake. Left (DOY359.00:00-06:00). Middle (DOY 360 18:00-000:00LT),Right (DOY 361 00:00-06:00). From the top to the bottom, the area is expanded.

Fig.9 shows the frequency spectrum for the Pingtung Earthquake. On day of year DOY 360 (December 26, 2006), in the local time period of 18:00-00:00LT (middle three panels), as the area is expanded, the waves whose wave amplitude is larger and shifts to the longer wave length. These features are also found for the Wenchuan earthquake.

3. Wind system around dynamo region

Recently Raznoi et al., reported the evidence of internal garvity waves which is psssibly generate prior to the large earthquake(2007). Here we search the evidence of wave associated with lartge earthquake. Wind obtained from TIDI instrument on board TIMED are plotted for 90-100km. For the Wenchaun earthquake, the wind was plotted from DOY 123-132. Figure 10 shows the typical wind pattern on DOY 129 to 131, and duirng the period NmF2 of ionograms show the increase as we mentioned before. The neutral temperature was measutred during 12:00-15:00LT. One clear feature is that the wind velocity aroundequatorial region becomes storng and it is well oriented twoward east. In mid latitudes in China continet, the northward wind component is strong. Comparing with DOY 129 and 130 data, it is found that DOY 130 data has more northward component in the China region. This means that due to the enhancement of the northward west component, dynamo effect is enhanced, and as a result wind over equator is also enhanced. These two effects enhance the eastward electric field. According to the enhanced eastward electric filed, ionopshere is lifted, and as a result, NmF2 being increased. Unfortunetely for the Pintung earthquake, no data was available.

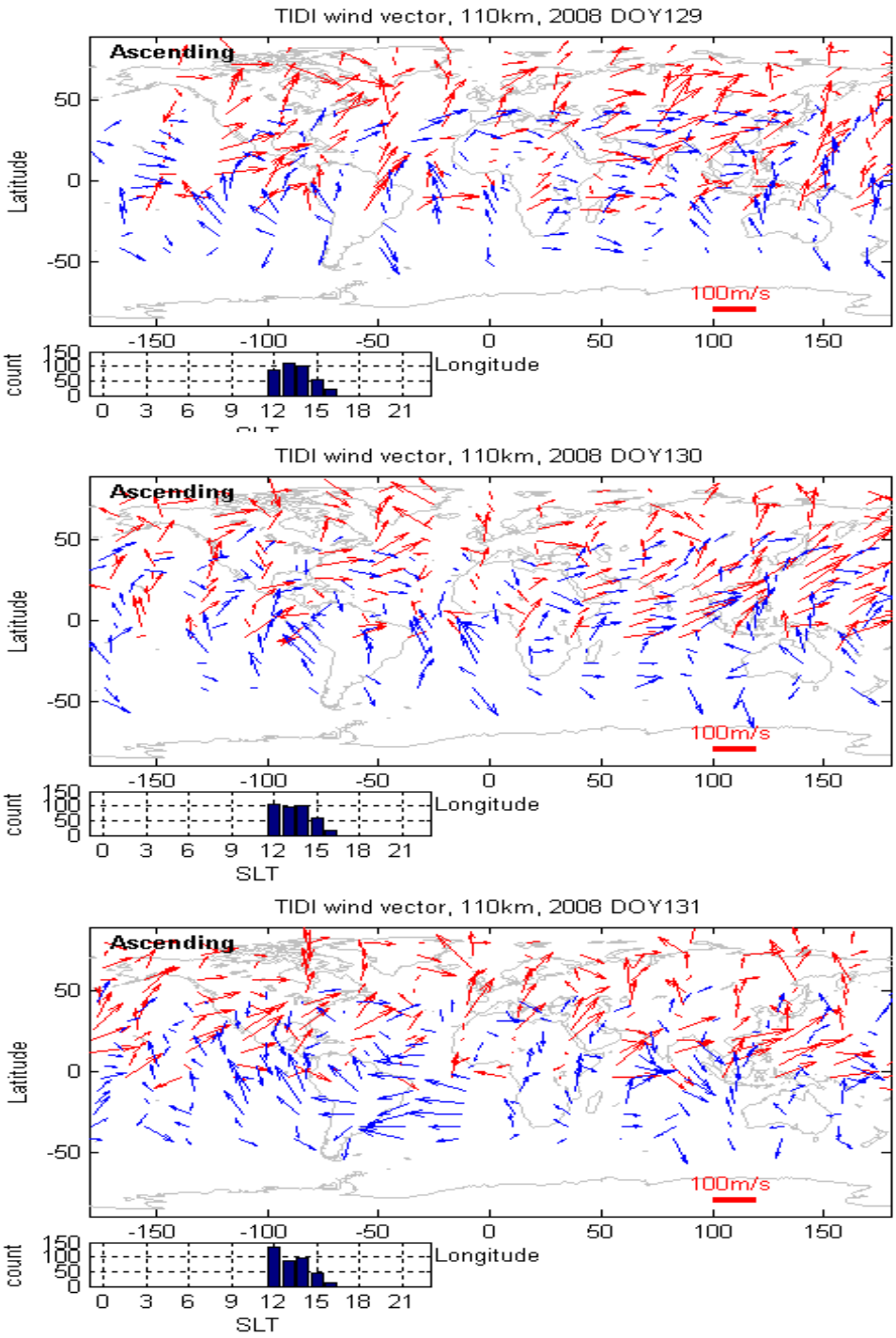


Fig .10 Wind pattern from 129-131 total day. On 131 Total days, NmF2 shows large increase. Red and blue vectors show the observation obtaned when the sensor see the dayside and night side. Bar graph at the left bottom hsows the number of the3 dta and local time when the data are obtained.

Conclusion

We have reported here our test study to show that the dynamo filed is modified by the wind which is modulated by the wind below prior to the large earthquakes. We have both temperature and wind pappern data for the Wenchauhn earthquake. For the Pintung earthquake only temperature data is obtained. Both earthquakes show similar feature of neutral temperature height profile. That is, the neutral temperature profile shows smal irregularities. As for the Pintun case, the wind pattern is not available, we cannot reach conclusinon whether similar wind pattern is identified. To further support the eveidnece on the change of wind pattern, we need observations of another large earthquakes. As we cannot discuss the detail of our study in the limitetd pages of this symposium, more detailed results will be published somewhere in the near future.

Reference

England, S.L., S.Maus, T.J.Immel, and S.B.Mende (2006), Longitudinal variation of the E-region electric fields caused by atmospheric tides, *Geophys.Res.Lett., 33*, L22205, 1-5.

Klimenko, M., V.Klimenko, I.Kaprov, I.Zakharenkova (2009), Generation of zonal electric fields in the Earth's ionosphere by internal gravity wave prior to strong middle-latitude earthquakes, International Journal of Remote sensing, in press.

Liu, J.Y., Y.I.Chen, C.H.Chen, C.Y.Liu, C.Y.Chen, M.Nishihashi, J.Z.Liu, Y.Q.Xia, K. -. I. Oyama, and K.Hattori, and C.H.Lin (2008), Seismo-ionospheric GPS TEC anomalies observed before the 12 May 2008 Mw7.9 Wenchuan Earthquake, J.Geophys.Res., doi: 10.1029/2008JA013698.

Ruzhin, Yu.Ya.,V.A.Larkina, and A.Kh Depueva (1998), Earthquake precursors in magnetically conjugated ionosphere regions, *Adv.Space Res., 21,525*-528.

Rozhnoi, A., M.Solovieva, O.Molchanov, P. -F.Biagi, and M.Hayakawa (2007), Observation evidences of atmospheric gravity waves induces by seismic activity from analysis of subionospheric LF signal spectra, Nat. Hazards Earth Syst., Sci., 7, 625-628.

ISS-IMAP 搭載に向けた EUV 多層膜反射鏡の開発

酒井恒一[1]、村上豪[2]、吉岡和夫[2]、小川源太郎[2]、
本間達朗[1]、吉川一朗[2]
[1]東京大学理学部地球惑星物理学科　[2]東京大学地球惑星科学専攻

概要

我々は国際宇宙ステーション(ISS:International Space Station)から超高層大気の撮像観測を行う IMAP mission(Ionosphere, Mesosphere, upper Atmosphere, and Plasmasphere mapping)において、プラズマ圏の極端紫外光撮像観測装置 EUVI(Extreme UltraVIolet Imager)を開発している。EUVI は 1 枚の反射鏡、バンドパスフィルタと 2 次元検出器で構成される直焦点反射型望遠鏡である。極端紫外光(EUV)は物質表面での反射率が極めて低いことから、光学系には高い反射率を達成できる多層膜反射鏡を用いる。いままでの機器は Mo/Si を積層した多層膜を主に採用していたが、EUVI をさらに小型化し、かつ高い精度を得るため、我々は Y_2O_3/Al 多層膜反射鏡を新らしく開発した。本論文は Y_2O_3/Al 多層膜反射鏡について行った反射率試験、大気中での劣化試験の結果を紹介する。

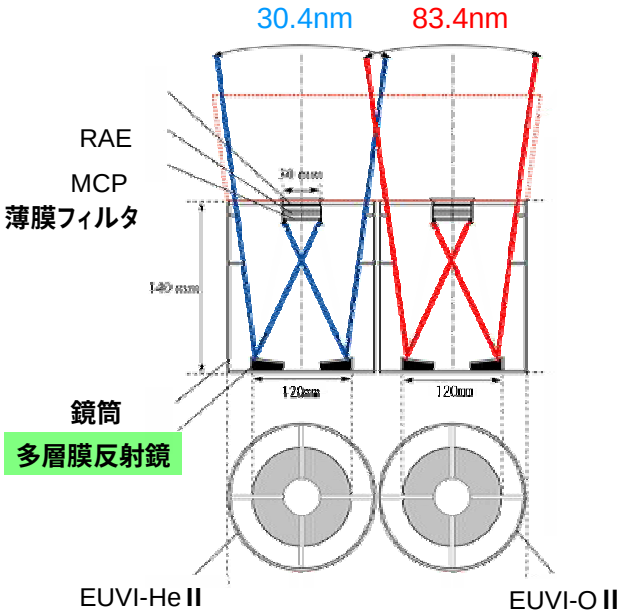


図 1：極端紫外光撮像装置、EUVI の概略図。ヘリウムイオンと酸素イオンをそれぞれ撮像する 2 台の観測装置から構成される。1 台の装置は 1 枚の直入射反射鏡、バンドパスフィルタ、そして検出器からなる直焦点反射型光学系である。

EUVI

EUVI は ISS の飛行する地上高度 500 km から軌道後方のリム方向を指向し、極端紫外光によってプラズマ圏中のヘリウムイオンと酸素イオンを撮像観測する(図 1)。電離圏上層からプラズマ圏におけるプラズマの鉛直分布を観測することによって、プラズマ輸送の経度、緯度、地方時、季節依存性を調べる。**プラズマ圏中の電子密度は 10 個/cc から 1000 個/cc である。プラズマ圏は光学的に薄いため、観測する光量は視線方向に積分されたコラム密度に比例する。ヘリウムイオンはプラズマ圏中のイオンのうち 5 から 20%を構成すると言われ水素イオンについで主要なイオンである。酸素イオン**の構成比は数%と報告されている一方でサブストームの主相から回復相にかけてプラズマ圏中の構成比が卓越することも報告されており、観測は重要である。

EUVI はそれぞれヘリウムイオンと酸素イオンが太陽光を共鳴散乱した 30.4nm と 83.4nm の波長の光を撮像する 2 台の観測装置(EUVI-HeⅡ、EUVI-OⅡ)で構成される。図 2 はその概略図である。1 台の装置は 1 枚の直入射反射鏡、バンドパスフィルタ、そして検出器からなる直焦点反射型光学系で、15°×15°の視野角を持ち角度分解能は 0.1°である。バンドパスフィルタには Al/C、In の薄膜フィルタを用いて、それぞれ 30.4nm と 83.4nm の波長の光を選択する。検出器にはレジスティブアノード付き 5 段 MCP を使用する。装置全体の大きさは 280 mm×260 mm×300 mm、質量は 3.0 kg（但しマージンを含む)、消費電力は 22 W である。

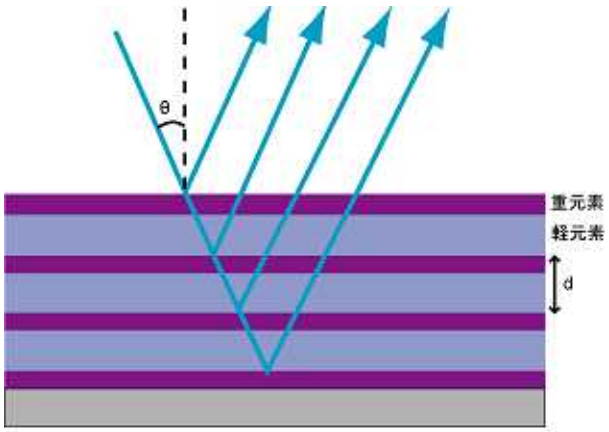


図 2：多層膜反射鏡の原理を示す。重元素と軽元素を交互に重ねた層の境界の反射光が干渉し高い反射率を達成できる。その反射率は多層膜の物質、層厚、入射角に依存する。

極端紫外光撮像観測のための多層膜反射鏡

EUV は高いエネルギーを持つため物質表面で吸収されてしまい反射率が極めて低い。そのためプラズマ圏のような光量の小さい対象は撮像観測が不可能だった。EUV 領域に高い反射率を持つ多層膜反射鏡の開発によって、プラズマ圏の撮像観測が初めて可能となった。

多層膜反射鏡は軽元素と重元素を交互に重ね、層の境界からの反射光が干渉し強めあうことによって高い反射率を達成できる。図 3 に多層膜反射鏡の原理を示す。その反射率は多層膜物質の物性、層厚で決定され、干渉を利用するため入射角にも依存する。

のぞみ衛星はプラズマ圏中のヘリウムイオンが発する 30.4nm の波長の共鳴散乱光を撮像観測した[1]。XUV は 30.4nm に反射率の極大を持つように設計された Mo/Si 多層膜反射鏡を採用した。Mo/Si は図 4 に示されるように、EUV に高い反射率を持ち劣化が少ないことから今まで EUV の観測にはよく用いられてきた。さらに、かぐや衛星に搭載された UPI 観測機(Upper Atmosphere and Plasma Imager)の望遠鏡である TEX(Telescope of Extreme Ultraviolet)は月周回軌道から地球プラズマ圏を撮像観測し、同じ Mo/Si 多層膜反射鏡を採用した[2]。

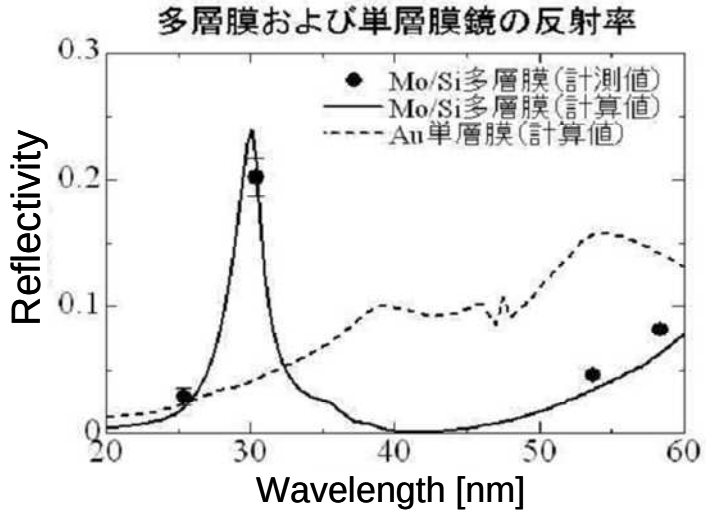


図 3：Mo/Si 多層膜の波長ごとの反射率を示す。30.4nm で 20%程度の高い反射率を達成するが、混入光となる 53.9nm、58.4nm でも数%の反射率がある。

EUVI によるプラズマ圏撮像観測における問題点

図 5 は IMAGE 衛星に搭載された EUV 観測器によるプラズマ圏の観測である。プラズマ圏中のヘリウムイオンが共鳴散乱する光以外に EUV で見えるオーロラオーバル(EUV Aurora)や電離圏の発光(Airglow)が観測されている。EUV Aurora は酸素イオンの禁制遷移発光である 53.9 nm の混入光であり、Airglow はジオコロナ中の中性ヘリウム粒子による 58.4nm の発光と電離圏中の酸素イオンの発光による混入光であると考えられている。図 4 では、Mo/Si 多層膜には目的とする 30.4 nm だけでなく 53.9 nm と 58.4 nm の波長にもいくらかの反射率があることが確認できる。さらに ISS-IMAP は高度 500 km で観測するので電離圏の発光による混入光は大きいと予想される。

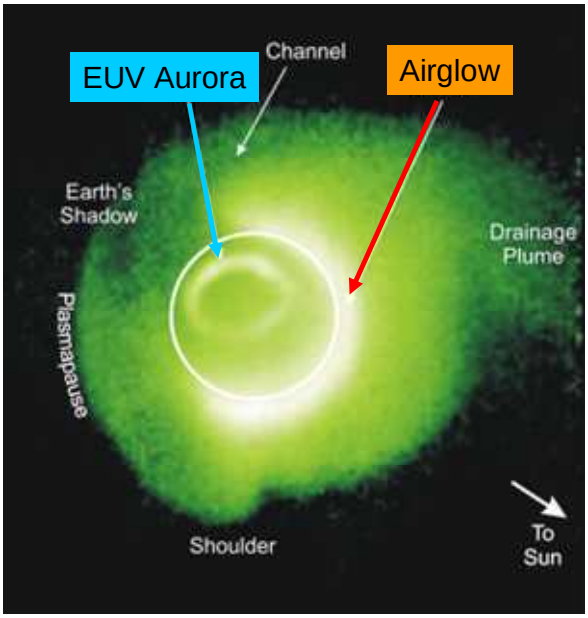


図 4:IMAGE/EUV によって観測されたプラズマ圏の画像データを示す。電離圏の発光（Airglow）やオーロラ発光（EUV Aurora）が観測されるのは混入光によると考えられている。

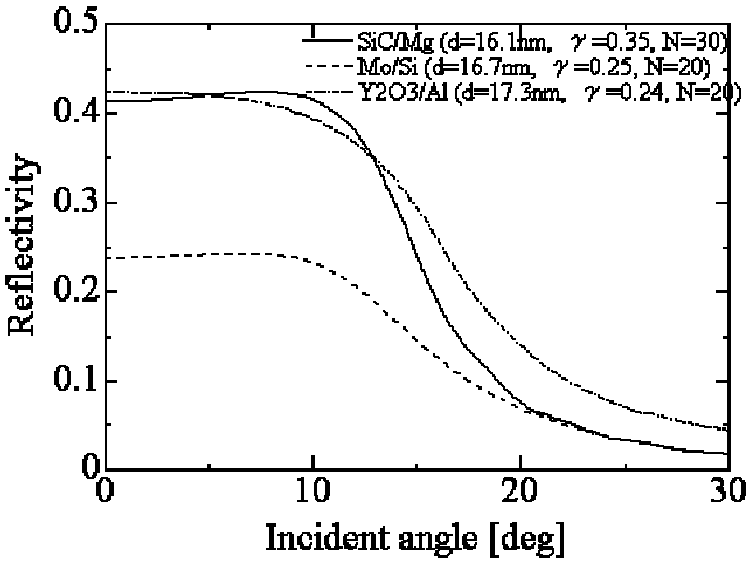


図 5：Mg/SiC、Mo/Si、Y_2O_3/Al の入射角ごとの反射率を示す。反射率は物性値からの計算値である。Mg/SiC と Y_2O_3/Al が Mo/Si　よりも高い反射率を達成している。

多層膜物質の検討

光量の小さいプラズマ圏の発光を観測するときに混入光はできる限り取り除かなければならない。一方で現在の技術ではバンドパスフィルタによる減光には限界がある。そこで主鏡での反射において目標とする波長 30.4nm の反射率は高く保ちつつ、他の波長の反射率を低く抑える設計が必要となる。多層膜鏡の反射率は多層膜物質の物性と層厚に依存する。多層膜物質を検討した結果として図 6 に Mo/Si、Mg/SiC、Y_2O_3/Al の入射角に対する反射率の比較を示す。以上の多層膜物質は EUV に高い反射率を持つと期待されている。多層膜反射鏡は干渉を利用して反射率を高めるので入射角が大きいことは波長が長い領域を表す。図では Mg/SiC と Y_2O_3/Al が Mo/Si より高い反射率を達成でき、かつ入射角の大きい側すなわち長波長側では反射率が低い。Mg/SiC は大気中で劣化し、反射率が変化することが知られている[3]。図 7 は大気中と真空中で保存した場合の Mg/SiC 多層膜の反射率の変化を示している。反射率の変化の要因には大気中での層の拡散などが考えられているが完全には理解されていない。以上の理由により Y_2O_3/Al が主鏡の多層膜物質として最適であると考えられる。

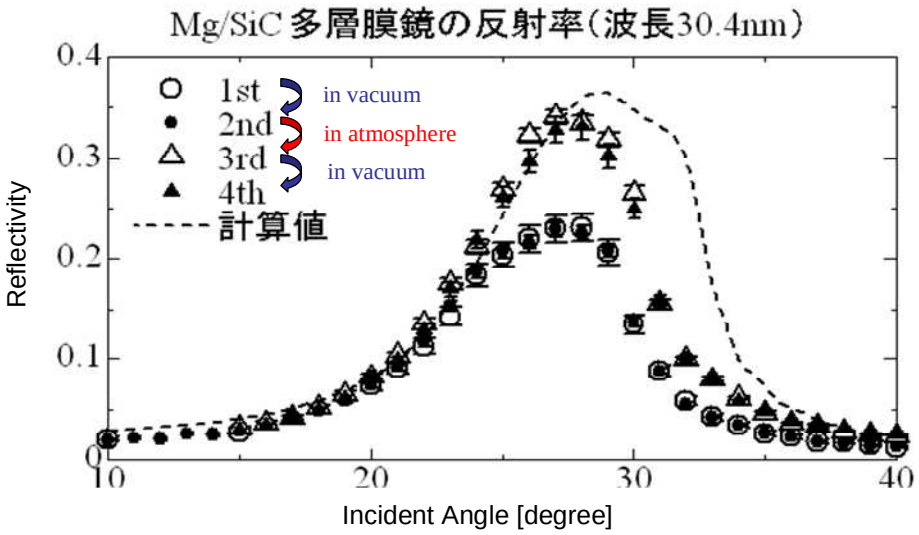


図 6：Mg/SiC 多層膜の 30.4 nm における入射角に対する反射率を示す。2 回目と 3 回目の測定の間に大気中に保存していたところ反射率が変化した。

Y_2O_3/Al 多層膜反射鏡の性能

Y_2O_3/Al 多層膜反射鏡の試作品を作成し反射率測定を行った。測定結果を図 8 に示す。入射角 10 ° において 30.4 nm の反射率はピークの 27%を達成した。この高い反射率により、EUVI では十分に S/N 比を確保できる。この結果により将来の EUV よる惑星大気撮像の観測機はより小型化できるだろう。また 58.4 nm での反射率は 1.5%であり、その比は 18:1 である。観測機の光学系全体の感度を計算したのが図 9 である。感度でおよそ 1/1000

であり、混入光は小さくなることが確認できる。

また Y_2O_3/Al 多層膜の大気中における劣化を試験した。図 10 は真空中、窒素パージ中、大気中で保存した場合の入射角 22 ° における 30.4 nm の反射率の変化を示した。ほぼすべての期間で反射率が変化していないことから、Y_2O_3/Al 多層膜は大気中で安定であることがわかる。

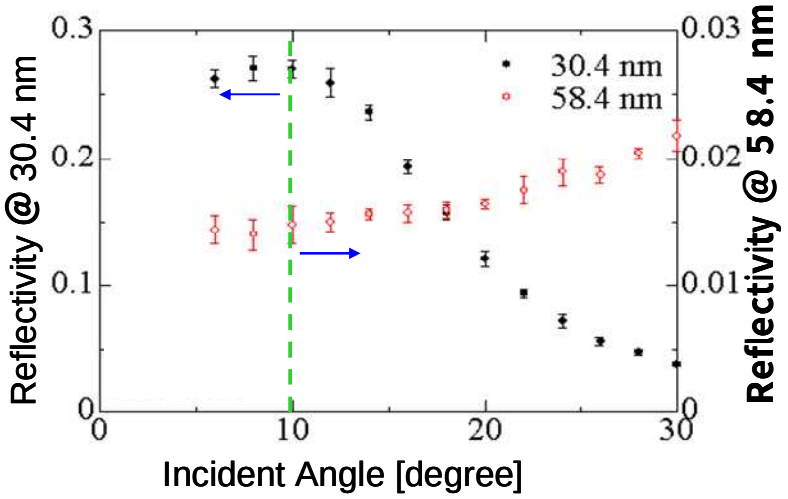


図 7：Y_2O_3/Al 多層膜の入射角に対する反射率の測定結果を示す。

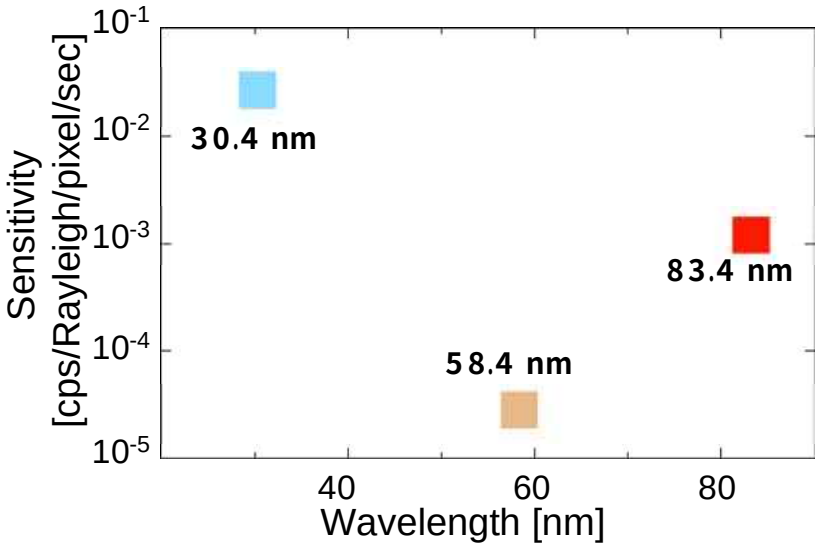


図 8：Y_2O_3/Al 多層膜反射鏡を主鏡として用いた場合の EUVI の波長に対する感度を計算した。58.4 nm の波長に対する感度は 30.4 nm に比べて 1/1000 程度である。

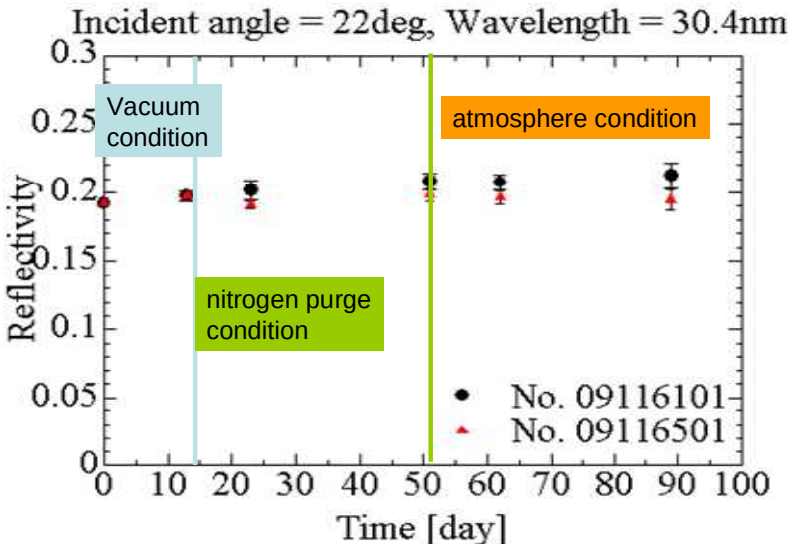


図 9：Y_2O_3/Al 多層膜の真空中、窒素パージ中、大気中で保存したときの反射率の変化を示した。入射角は 22 °、波長は 30.4 nm である。ほぼ変化が見られないことから Y_2O_3/Al 多層膜の反射率は大気中でも安定していることがわかる。

まとめ

我々は ISS-IMAP 搭載にむけて極端紫外光撮像観測装置 EUVI を開発中である。本研究は主鏡の多層膜物質を検討し、Y_2O_3/Al 多層膜が最適だという結果を得た。そして Y_2O_3/Al 多層膜のサンプルミラーを開発し反射率を測定した。Y_2O_3/Al 多層膜は 30.4 nm に対して 27%と高い反射率を達成し、一方で混入光となる 58.4 nm では反射率 1.5%と小さいことを確認した。また大気中で保存した場合でも反射率は安定している。この結果は EUVI の要求する性能を十分に満たす。現在、我々はフライト品の主鏡を製作中である。

Reference

[1] Nakamura, M., I. Yoshikawa, A. Yamazaki, K. Shiomi, Y.Takizawa, M. Hirahara, K. Yamashita, Y. Saito, and W.Miyake, Terrestrial plasmaspheric imaging by an extreme ultraviolet scanner on Planet-B, Geophys. Res. Lett., 27(2000), pp.141.

[2] Yoshikawa, I., A. Yamazaki, G. Murakami, K. Yoshioka, S. Kameda, F. Ezawa, T. Toyota, W. Miyake, M. Taguchi, M. Kikuchi, and M. Nakamura, Telescope of extreme ultraviolet (TEX) onboard SELENE:science from the Moon, Earth Planets Space, 60(2008), pp.407–416.

[3] Murakami, G., K. Yoshioka, A. Yamazaki, I. Yoshikawa, Y. Kasaba, Development of Mg/SiC multilayer mirrors for the IMAP small satellite, JAXA RR, 06(2007), 019

ISS-IMAP/EUVIの性能を維持するために必要な真空排気頻度の検討

本間達朗[1]、酒井恒一[1]、小川源太郎[2]、
村上豪[2]、吉岡和夫[2]、吉川一朗[2]
[1]東京大学理学部地球惑星物理学科　[2]東京大学地球惑星科学専攻

1. 概要

我々は国際宇宙ステーションから超高層大気の観測を行うISS-IMAP(International Space Station - Ionosphere, Mesosphere, upper Atmosphere, and Plasmasphere mapping)に搭載の極端紫外光撮像観測装置EUVI(Extreme UltraViolet Imager)の開発を行っている。EUVIはバンドパスフィルタ、反射鏡、検出器から構成される反射型望遠鏡である。その検出器であるMCP（Microchannel Plate）の検出効率を向上させるために、MCP表面に光電物質を蒸着する手法が広く用いられている。しかし、代表的な光電物質の多くは潮解性を持つため、MCPの製作から打ち上げまでの期間は真空中で保管する必要がある。総合試験や射場でのオペレーションの途中には真空ポンプを止めなければならない時間帯があるため、本研究ではMCPの検出効率を維持するために必要な真空排気頻度について検討した。

2. MCPとは

MCPとは、直径10μm程度の非常に細い光電子増倍管を束にした極端紫外光の検出器である。図1はMCPの検出原理を表した図である。入射光はチャンネル内壁と光電効果を起こし、光電子を放出する。この光電子がMCPに印加された電場によって加速され、再び内壁と衝突することで複数の電子を放出する。この仕組みによってMCPは1つの入射光子に対して10^3個程度の電子を得ることが可能となる。

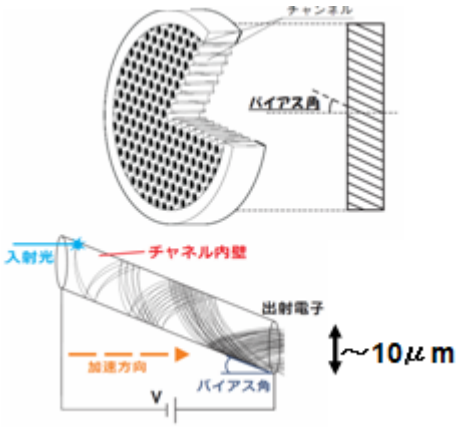


図1：MCPが極端紫外光を検出する原理の概念図
入射光とチャンネル内壁の光電効果によって放出された光電子が、内壁と衝突をすることで複数の電子を得ることができる。

MCPの検出効率は入射光とチャンネル内壁の光電効果による光電子放出率によって決まる。MCPの検出効率を向上させるためには、仕事関数が低く、光電子を放出しやすい光電物質を蒸着する手法が有効である（図２）。しかし、代表的な光電物質であるヨウ化セシウム、臭化バリウムなどのハロゲン化アルカリの多くは潮解性を持つため、蒸着後のMCPを大気中で保管すると性能の劣化が起きる。図３は大気暴露時間と相対的なMCP効率の変化を示したグラフである。MCPの性能を維持するためには、10Pa以下の真空中で保管する必要がある。

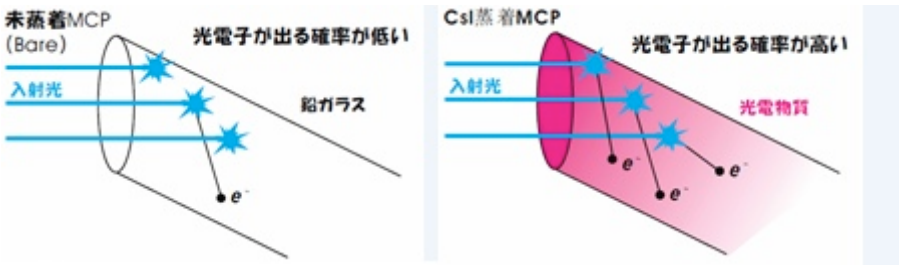


図２：光電物質蒸着によるMCPの検出効率向上の概念図
仕事関数の低い物質を蒸着することで光電子の放出率が増大し、MCPの検出効率が向上する。

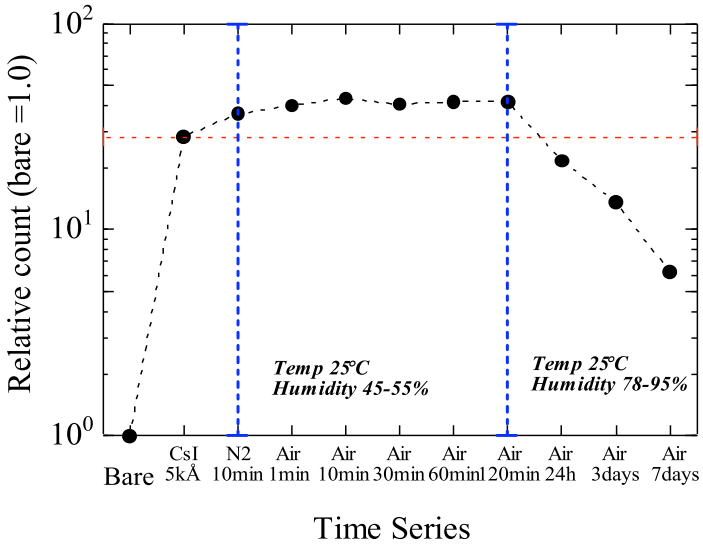


図３：ヨウ化セシウム蒸着MCPの大気暴露時間に対する相対的な検出効率
横軸は大気への暴露時間、縦軸は無蒸着MCPに対するヨウ化セシウム蒸着MCPの検出効率の比を表す。２時間以上大気に曝されるとMCPの性能は急激に劣化する。

3. EUVIを真空封じした際の真空度の変化の検討

EUVIは図４のように観測装置から直径40mm、長さ１６ｍのパイプを通じて排気を行う予定である。EUVIのフライトアイテム中には10個のバイトンO-ringが含まれており、真空封じを行った際の真空度の低下は主にパイプ壁面とO-ringからの脱ガスが原因と考えられる。したがって、実験室において同等のO-ringからの脱ガス量を測定することでEUVIの真空度の変化を検討した。

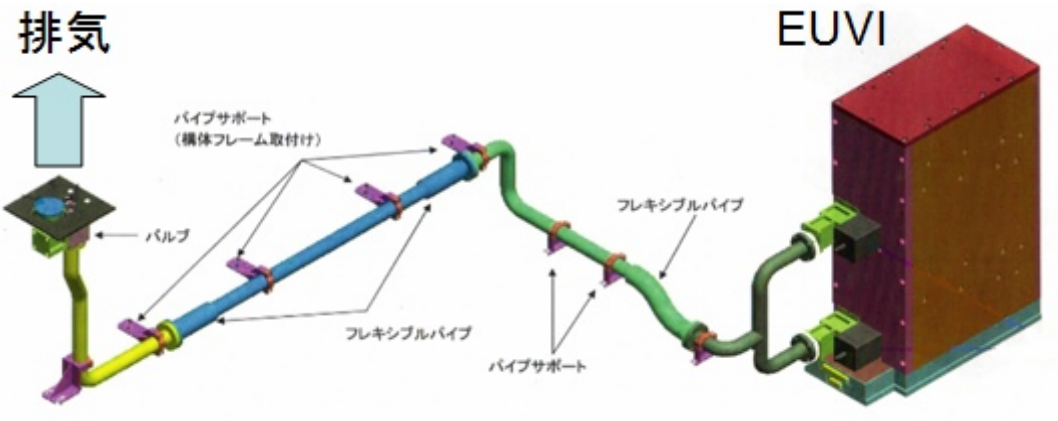


図４：EUVIのフライトアイテム
真空排気のために直径40mm、長さ１６ｍのパイプと10個のO-ringが用いられる。

図５はO-ringからの脱ガス量測定装置の写真である。実験装置はオイルフリーの真空ポンプを用い、真空計とO-ring容器のみで構成した。装置全体を150℃で48時間のベーキングを行った後に真空封じを行い、真空度の変化を測定した。O-ringを入れた場合と入れない場合についてそれぞれ測定を行い、その差からO-ringの脱ガス量を見積もった。

図６はO-ringを入れない場合と10個入れた場合の真空度の変化を表したグラフである。このグラフのうち、図７のように4000~16000秒の傾きを用いて脱ガス量を計算した。O-ringを入れない場合の測定結果から、ベーキング後のパイプ壁面からの脱ガス量は非常に少なく、MCPの性能の劣化を引き起こす要因とはならないことがわかった。また、O-ringを10個入れた場合の測定結果からバイトンO-ring1つあたりの脱ガス量はおよそ6×10^{-8}[Pa・ℓ/sec]であることがわかった。これらの結果からEUVIの真空度がMCPの劣化を引き起こす10Paに到達するのはおよそ500日後であることがわかった。

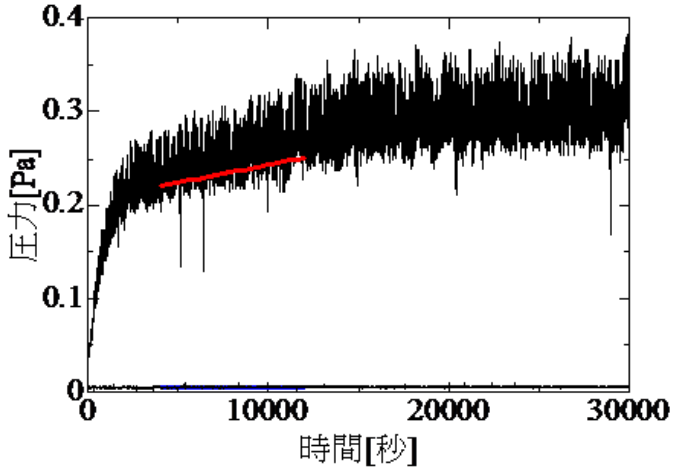


図６：真空封じを行った際の脱ガス量測定装置の真空度の変化
横軸は真空封じからの時間、縦軸は真空度を表す。青線がO-ringを入れない場合の真空度の変化、赤線がO-ringを10個入れた場合の真空度の変化である。

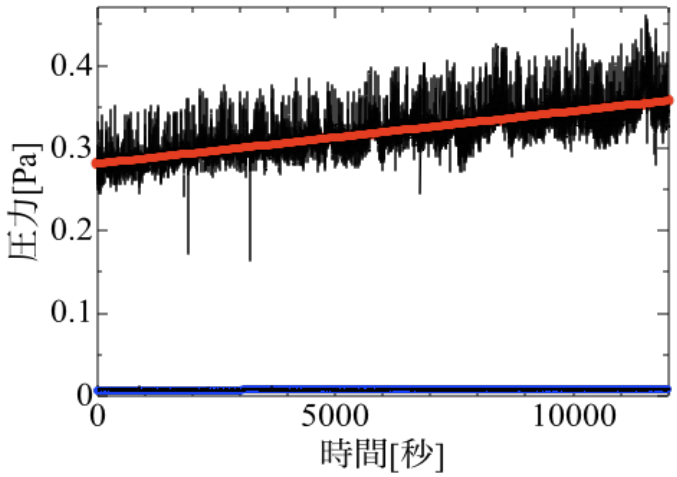


図７：真空封じを行った際の脱ガス量測定装置の真空度の変化
図６の4000～16000秒を抜き出したものであり、この部分の傾きを用いて脱ガス量を見積もった。

4. まとめ

ISS-IMAPに搭載するEUVIの検出器であるMCPの性能を維持するために必要な真空排気の頻度について検討した。真空度の低下の主な原因と考えられるパイプの壁面とバイトンO-ringからの脱ガス量を測定した結果、脱ガス量は非常に少ないことがわかった。したがって充分なベーキングを行うことで真空封じを行った場合でもMCPの性能は維持できることがわかった。

Vis - UV 同時分光観測による下部対流圏オゾン量推定

#大竹　翔[1]、北　和之[1]、仲地正樹[1]、入江仁士[2]、中里真久[3]
[1]茨城大・理;[2]海洋研究開発機構;[3]気象研究所

中国などの東アジア域での経済発展に伴い、対流圏オゾンなどの大気汚染物質の周辺地域への越境汚染が重大な問題となっている。越境汚染の実態を理解するには、アジア域での静止衛星からのリモートセンシング観測が有効であると考えられ、JAXA でも実現に向けた検討が開始される。大気化学研究会の大気環境観測衛星検討 WG では、静止衛星による大気観測の各種シミュレーションを行った。その結果、従来の低軌道周回衛星で行われてきた太陽紫外散乱光によるオゾン観測を静止衛星で実施すると、中緯度域は直下視が不可能なため下部対流圏のオゾンに対し感度が大きく低下することがわかった。しかし、可視分光観測であれば静止衛星からでも下部対流圏のオゾンに対して感度がある。従って、可視 - 紫外同時分光観測を行うことで、両者で得られる傾斜オゾンカラム量(SCD)の差から下部対流圏のオゾン量を検出できると考えられる。静止衛星観測からこの手法により下部対流圏オゾン量を導出することができるか、シミュレーションおよび山頂からの検証観測により確認し、手法を確立することが本研究の目的である。検証観測は筑波山山頂で行い、斜め下方からの太陽散乱光を観測して、可視・紫外での SCD の差を求める予定である。静止衛星で想定されている装置とほぼ同等の分光特性を有する分光観測装置を使用し検証観測を開始したが、今回はシミュレーションの結果について報告する。

可視・紫外それぞれの分光観測で得られる SCD を SCD_{Vis}、SCD_{UV} とし、その差から下部対流圏オゾンを導出する手法について簡単に説明する。まず大気層を下部対流圏とそれ以上の二層に分割し、SCD を下層・上層それぞれの SCD の和と考える。下層・上層 SCD は、それぞれの領域のオゾン濃度平均値($[O_3]^L$, $[O_3]^U$)と、各高度層の平均光路長および正規化されたオゾン高度分布をかけて求まる係数の積との一次結合で表すことができる。可視と紫外では各高度層、特に下部対流圏での平均光路長が異なるため、上記の係数は可視と紫外で異なる。従って、SCD_{Vis} と SCD_{UV} について得られる連立方程式を解くことで下部対流圏オゾン量を導出できる。

まず始めに、静止衛星観測から得られる SCD_{Vis}, SCD_{UV} の誤差が、推定する下部対流圏オゾン量にどの程度影響を与えるかシミュレーションした。オゾンの高度分布は、気候値で与えたケースおよび境界層オゾン量のみを 100ppbv に増大させたケースの二つの場合についてシミュレーションした。また、大気層を分割する高度(U/L 境界)を 1~10km の間で変化させた。各高度層の平均光路長を求めるのに必要となるエアマスファクター(AMF)の計算には、ドイツ・ブレーメン大学で開発された放射伝達モデル SCIATRAN [Rozanov et al., 2005]を用いた。図.1 は、静止衛星観測における SCD の誤差が与える下部対流圏 O_3 検出精度を、推定された下部対流圏オゾンカラム量の誤差により示したものである。静止衛星観

測において SCD_{UV} 誤差 0.5%、 SCD_{Vis} 誤差 1%であれば、オゾン増大時に高度 3km 以下の下部対流圏オゾン量を、SCD_{UV} 誤差 1%、 SCD_{Vis} 誤差 1%であれば、オゾン増大時に高度 6km 以下のオゾン量を 50%の精度で検出可能と分かった。

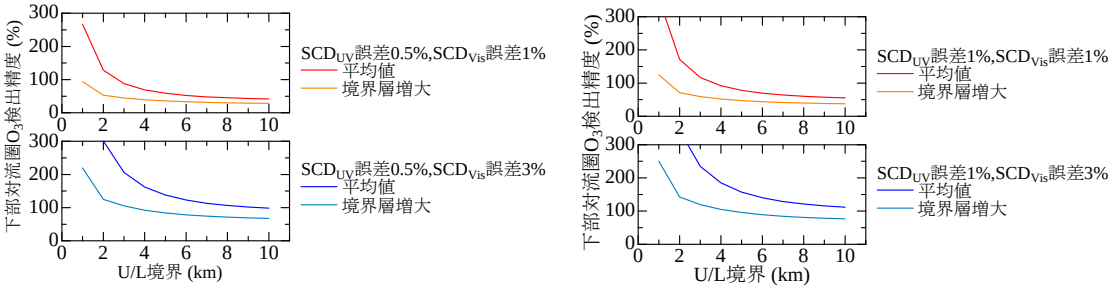


図.1　静止衛星観測における SCD の誤差が与える下部対流圏 O_3 検出精度

さらに、山頂で行う検証観測においても同様のシミュレーションを行った。図.2 は、図 1 と同様にして、山頂での検証観測における SCD の誤差が与える下部対流圏 O_3 検出精度を示したものである。SCD_{UV} 誤差 0.5%、 SCD_{Vis} 誤差 3%であればオゾン増大時に 35%、非増大時には 85%の精度で境界層オゾン量を検出可能と分かった。

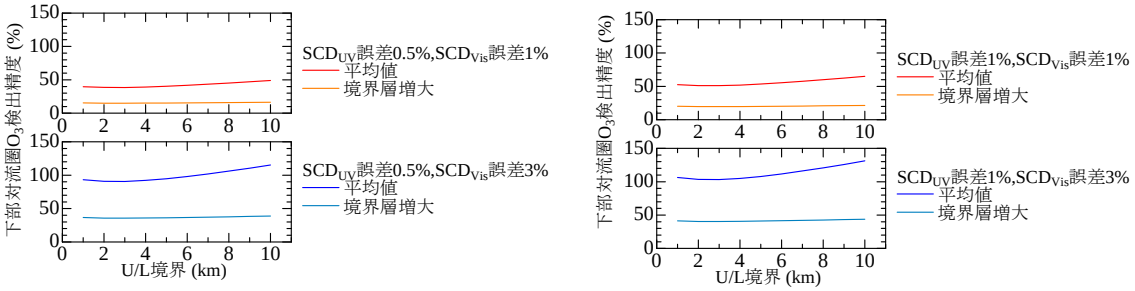


図.2　山頂での検証観測における SCD の誤差が与える下部対流圏 O_3 検出精度

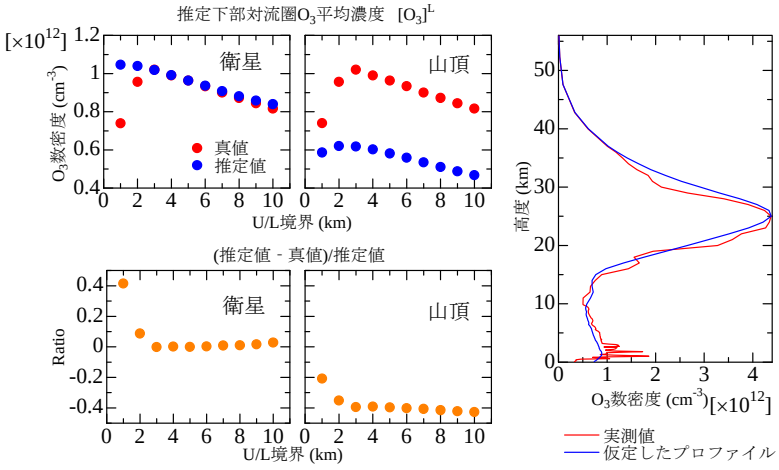


図.3　(右)オゾンゾンデ観測データと気候値の違い。(左４つのパネル)観測データを真として、気候値を用いて計算した場合に導出された下部対流圏オゾン濃度の誤差(上段は衛星及に山頂観測の場合の誤差の絶対値、下段はそれぞれの相対比を示す)。

次に、リトリーバル計算上仮定したオゾンプロファイルが実際と異なることによる影響をシミュレーションした。図 3 は、筑波山頂での検証観測を実施した 2009/11/16 の舘野でのオゾンゾンデおよび対流圏オゾンライダーによる観測データを実際のオゾンプロファイルとした場合、気候値をオゾンプロファイルとして用いて行ったリトリーバル計算で求めた下部対流圏オゾンカラム濃度が、実際とどの程度異なるか示したものである。この場合、濃度変動が激しい境界層より高い高度に U/L 境界を設定すれば、衛星では 10%の精度で下部対流圏オゾン量を導出可能であると分かった。

さらに、0~25km までの各高度層において、気候値から O_3 量を大きく増加させた仮想のプロファイルを実際のオゾンプロファイルとした場合について、同様に誤差推定を行った。図.4-1 は、高度 7km の層(左)と 22km の層(右)で O_3 量を増加させた仮想プロファイルを実際のオゾンプロファイルと見立て、気候値をオゾンプロファイルとして導出した下部対流圏 O_3 量が、実際の値とどの程度異なるか示している。

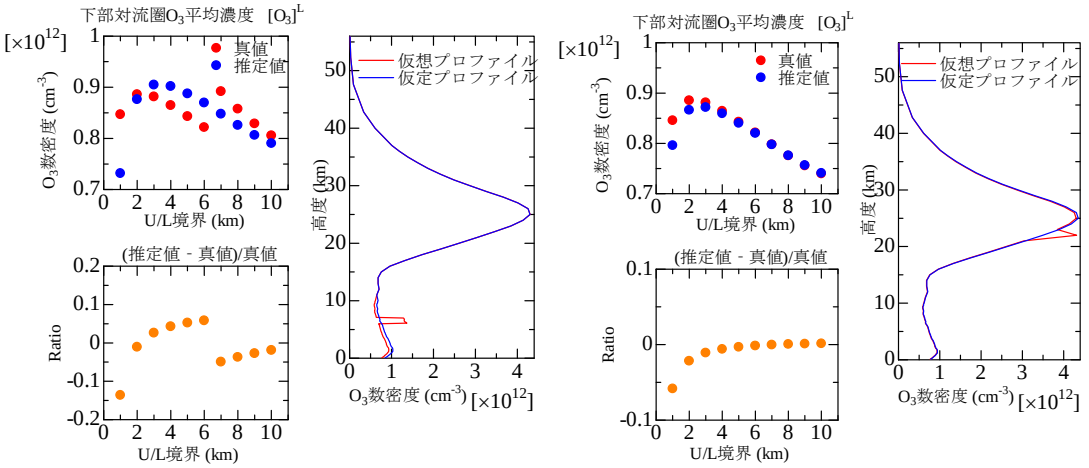


図.4-1　高度 7km 層の O_3 濃度を 2 倍に増加させた仮想プロファイルでの検証（左図）
高度 22km 層の O3 濃度を 25%増加させた仮想プロファイルでの検証（右図）

濃度が増加している高度付近で U/L 境界を設定すると、検出精度は悪くなることが分かった。また、成層圏以上で濃度が増加しても、検出精度に大きな影響を及ぼさないことが分かった。

JEM/SMILES(IV): レベル 2 地上データ処理システム開発

高橋千賀子, 光田千紘, 松本哲也, 堀川 真理子, 谷口 弘智(富士通 FIP),
鈴木睦, 佐野琢己, 岩田芳隆, 眞子 直弘, 高柳昌弘(ISAS/JAXA),
塩谷雅人, 林寛生 (京都大学、生存圏研究所), 今井弘二(とめ研究所),
SMILES ミッションチーム(ISAS/JAXA, NICT)

はじめに

JEM 搭載型超伝導サブミリ波リム放射サウンダ (JEM/SMILES) は 2009 年 9 月 11 日に宇宙ステーション補給機 (HTV) 技術実証機を載せた H-IIB ロケット試験機により打ち上げられた。JEM/SMILES は大気微量成分から放射されるサブミリ波をシステムノイズ約 500K 以下という高感度で測定し、大気微量成分の分布およびその変化を観測することを目的としている。SMILES の観測データは、筑波宇宙センタに設置された L0 /L1 処理システムにより輝度温度スペクトルデータ (Level1b データ) に変換される。各観測点における Level1b データは、相模原キャンパス内に設置された Level2 処理システムにより、準リアルタイムで観測分子の存在量の高度分布 (Level2 データ) に変換される。さらに、導出された Level2 データは HDF-EOS フォーマットに変換され、インターネットを経由してユーザに公開される。SMILES は、EOS-Aura/MLS や Odin/SMR など既存の同種のセンサに比べて高感度であるという特徴があるが、この特徴を生かして高精度なプロダクトを得るためには、高精度な Level2 データ処理システムのアルゴリズムが必要である。さらに、準リアルタイム処理のため処理速度も重要であるために、高精度かつ高速なアルゴリズムを開発してきた。

本システムは、初期運用の当初からほぼ期待通りに処理が行われ、Level2 データが導出されているが、さらなるデータ品質の向上のため実データを用いた解析とアルゴリズムの改訂も並行して行っている。ここでは、Level 2 処理システムおよびアルゴリズムについてと、HCl を例に SMILES の実データを用いた解析結果からの改定について報告する。

1. JEM/SMILES 概要

JEM/SMILES [NASDA/CRL, 2002]は大気中の分子が放射する微弱なサブミリ波帯放射をリム放射サウンディング方式により測定する。 JEM/SMILES の特徴は、受信機として低ノイズの SIS (superconductor - insulator - superconductor) Mixer を搭載しており、システムノイズ 500 K 以下を実現させる。観測対象分子は O_3, ClO, HCl, HNO_3, HOCl, CH_3CN, HO_2, BrO, O_3 同位体であり、観測周波数は band A (624.3-625.5GHz), band B(625.1- 626.3 GHz), band C (649.1-650.3 GHz) 、観測高度は 約 10～60 km、アンテナの高度分解能は約 3.5km である。アンテナを ISS の進行方向から 45 度左側に傾けることで緯度 65° N から 38° S の範囲の観測を可能とする。

2. Level2 データ処理システム (DPS-L2)

DPS-L2 では、各観測点において Level 1 処理で出力される輝度温度スペクトルデータから前述の観測分子の存在量の高度分布の導出を行う。図 1 に DPS-L2 の概要を示す。

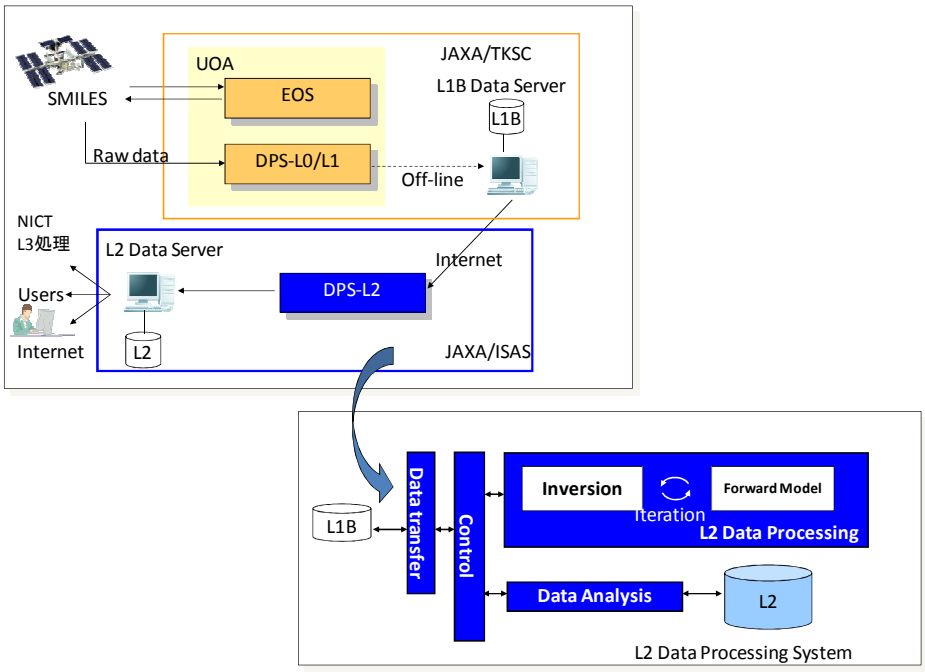


図 1　DPS-L2 の概要

2.1.　リトリーバルアルゴリズム

リトリーバルアルゴリズムとして Optimal Estimation Method （OEM）[Rodgers,1976]を用いている。観測ベクトルを $\mathbf{y}$ としその誤差を $\boldsymbol{\varepsilon}$、状態ベクトルを $\mathbf{x}$ とし、Forward model を $\mathbf{f}$ としたとき、以下の式が成り立つ。

$$\mathbf{y} = \mathbf{f}(\mathbf{x}) + \boldsymbol{\varepsilon}$$

ここで、$\mathbf{x}$ は求めるべき量であり観測分子の存在量の高度分布などである。このとき、次の χ^2 が最少となる $\mathbf{x}$ を求めるのが OEM である。

$$\chi^2 = [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x})]^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_{\varepsilon}^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x})] + [\mathbf{x} - \mathbf{x}_{\mathrm{a}}]^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_{\mathrm{a}}^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{x}_{\mathrm{a}}]$$

ここで、$\mathbf{x}_{\mathrm{a}}$ は先験値であり、$\mathbf{S}_{\mathrm{a}}$ および $\mathbf{S}_{\mathrm{y}}$ はそれぞれ先験値および観測値の分散共分散行列である。 また、オゾンなどの放射の強い分子を解くには、Forward Model が非線形である場合に対応する必要があり、SMILES では収束が早い Levenberg-Marquardt 法を用いている。 i+1 番目の解を x_{i+1} とすると、

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + (\mathbf{S}_{\mathrm{a}}^{-1} + \mathbf{K}_i^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_y^{-1} \mathbf{K}_i + \gamma \mathbf{S}_{\mathrm{a}})^{-1} \left\{ \mathbf{K}_i^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_y^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{F}(\mathbf{x}_i)] - \mathbf{S}_{\mathrm{a}}^{-1} [\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_{\mathrm{a}}] \right\}, \quad \mathbf{S} = (\mathbf{K}^{\mathrm{T}} \mathbf{S}_{\mathrm{y}}^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_{\mathrm{a}}^{-1})^{-1}$$

と表すことができる。ここで、$\mathbf{K}$ は Weighting Function （WF)行列、$\mathbf{S}$ はリトリーバル誤差分散共分散行列であり、収束後の $\mathbf{K}$ より計算される。以下、リトリーバル誤差はこの $\mathbf{S}$ の対角成分の平方根の値を指す。このリトリーバルアルゴリズムを基本として、SMILES 観測データ処理のために高精度かつ高速なアルゴリズムを構築した[Takahashi, 2009]。

2.2. 感度解析結果

概要で述べたように、SMILES はシステムノイズ 500 K 以下という高感度観測を行う。ここでは、SMILES の仕様に基づき行った、標準プロダクトに対する感度解析の結果を示す。ここで、BrO および HOCl については、CCSR/NIES のモデル解析の値を使用し、CH_3CN については UARS/MLS、その他の分子については EOS-Aura/MLS の気候値を用いた。

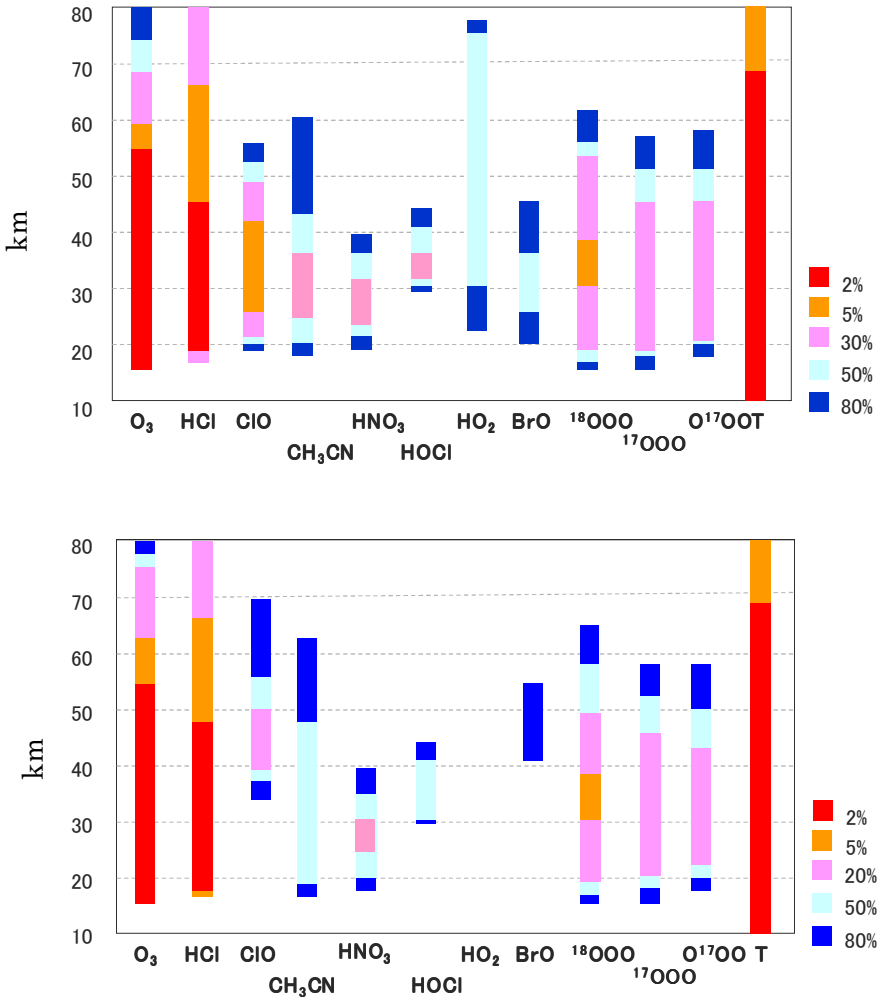


図 2　標準プロダクトに対する中緯度におけるリトリーバル誤差

3. Level2 データ処理状況

3.1. 分光パラメータ検討

圧力幅について当初 HITRAN の値を準備していたが、実データからの解析により、MASTER(Drouin, JQSRT, 2004)の値を使用することにより 30km 以下の高度での残差の改善が見られた。オゾンも MASTER の値に変更を行うことで改善が見られた。以上から圧力幅のパラメータは MASTER の値を使用することとした。

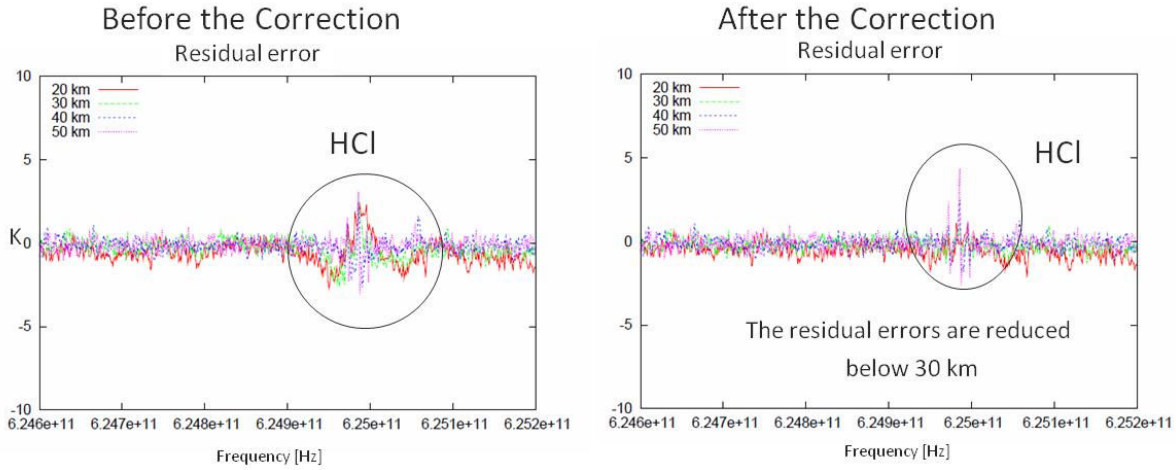


図 3　HCl の分光パラメータの検討

まとめ

Level2 処理システムでは、初期運用の当初からほぼ期待通りに処理が行われ、Level2 データを導出できている。データロスも視野障害などの使用不可のデータを除きほとんどなく、SMILES から送られる全数のデータ処理を遅延なく準リアルタイムで実現している。 今後は他衛星観測データや地上観測などとの検証を行いつつ、データの品質向上のためのモデルパラメータの見直しなどのアルゴリズム改訂を行う予定である。

参考文献

・NASDA and CRL , JEM/SMILES Mission Plan, 2002

・ Rodgers, C. D., Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal　radiation, *Rev. Geophysics and space Physics*, 14(4), 609-624, 1976

・C. Takahashi, S. Ochiai, M. Suzuki, Operational Retrieval Algorithms for JEM/SMILES Level 2 Data Processing System, JQSRT 2009

・ K. Imai, M. Suzuki, C. Takahahshi, Evaluation of the Voigt algorithms for the ISS/JEM/SMILES L2 data　processing system, ASR (in press)

・N J. Livesey and W. Van Snyder, EOS MLS Retrieval Processes Algorithm　Theoretical Basis, 2004

・B.J. Drouin, J. Fischer and R.R. Gamache, Temperature dependent pressure induced lineshape of O3 rotational transitions in air, JQSRT 83　(2004), pp. 63–81

SMILES 観測における極成層圏雲検出の可能性

村田 健太朗[*1] Jana Mendrok[*2] 笠井 康子[*2] 松田 佳久[*1]
東京学芸大学[*1] 独立行政法人情報通信研究機構[*2]

極成層圏雲は極地方の冬から春にかけて成層圏に現れる特殊な雲で、オゾン層の破壊に深い関係があるとされている。極成層圏雲はオゾンホールの形成に密接に関わっており、その存在について重要視されている。

地球大気の放射を観測する超伝導リム放射サウンダSMILESが、2009年9月11日に打ち上げられ、現在、国際宇宙ステーションから観測を行っている。SMILESは非常に精度が高い観測器である。このため、SMILESによる極成層圏雲の検出ができる可能性がある。極成層圏雲の検出ができれば、オゾン層破壊の中でも鍵となるHCl, ClO, BrOといった気体の存在量と共に観測できることとなるため、極成層圏雲の詳細な生成過程の判明に大きく寄与することになる。そうなれば、オゾンホールの形成過程の解明に大きく寄与することになる。

本研究では、情報通信研究機構で使用されている放射伝達計算モジュール"AMATERASU"を用いて、極成層圏雲の有無による放射伝達の違いにより生ずる輝度温度の差を計算した。まず、地球大気の気体の存在量、気圧、気温の分布データを入力する。そして、極成層圏雲のパターンを6種類、複素屈折率のパターンを5種類設定した。さらに一般的な極成層圏雲の密度を1として密度倍率を定義し、この密度倍率を12パターン設定した。極成層圏雲は、いずれも接線高度20～25kmの5km間に存在するとした。これら雲のデータを"AMATERASU"に入力した。雲の無い状態での結果を比較し、その輝度温度の差を計算した。この計算結果がSMILESの観測誤差よりも大きい値となれば観測できることになる。

計算の結果、輝度温度の差は粒子の大きさにはあまり依存せず、複素屈折率および密度に大きく依存することがわかった。これは、極成層圏雲が光学的にとても薄いことを表している。また、一般的な極成層圏雲の場合、最大で粒径7μmの時の0.30[K]であった。SMILESの観測誤差は0.1[K]程度まで減らすことができるため、場合によっては検出できるものと考えられる。

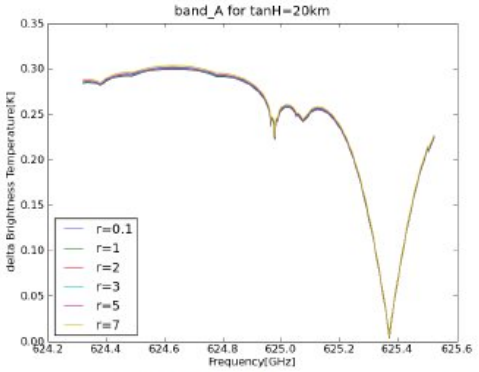


図 1:密度を $4.0\times10^{-7}[\mathrm{g/m^3}]$ としたときの極成層圏雲の影響(屈折率:実部 2, 虚部 1.0) r は粒径[μm]

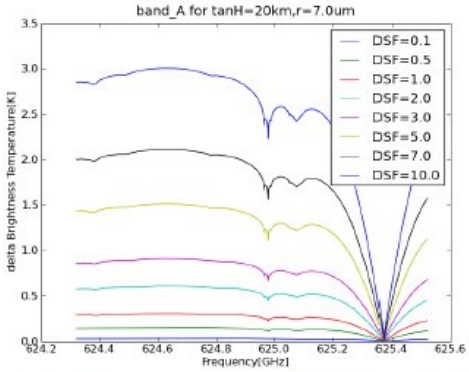


図 2:粒径を 7μm としたときの極成層圏雲の影響(屈折率:実部 2, 虚部 1.0)DSF は密度倍率(1DSF= $4.0\times10^{-7}[\mathrm{g/m^3}]$)

Cassini/ISS データで探る木星雲の散乱特性について

佐藤隆雄[1]、佐藤毅彦[2]、笠羽康正[1]

1: 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻

2: ISAS/JAXA

1. 序論

木星には、NH_3氷雲(~0.7 bar)、NH_4SH雲(~2.2 bar)、H_2O氷雲(~6 bar)からなる3層の雲層構造が存在することが平衡雲凝結モデルから推測されている[Weidenschilling and Lewis, 1973]。この雲層構造がGalileo entry probeにより直接的に示されることが期待されたが、hotspotと呼ばれる特異な乾燥領域に突入してしまったため、今もなお、その代表的な雲層構造の理解には至っていない。

リモートセンシングでは、可視-近赤外波長域に存在するCH_4吸収帯における反射太陽光観測から雲層構造の導出が試みられてきた[e.g., Satoh and Kawabata, 1992, 1994, Chanover, 1997, Banfield et al., 1998]。Sato et al. [2008]は、CH_4吸収帯の中心から連続帯までを分光撮像観測することにより、木星では初めて雲底高度などを仮定せずに観測データのみから雲層構造の決定を行った。こうした雲層構造や雲の光学的特性の導出には雲粒子の多重散乱を考慮する必要があり、雲粒子の散乱位相関数の理解が重要となる。散乱位相関数の導出には広い太陽位相角での観測が必要不可欠であるが、地上からでは太陽位相角が0 - 12°に限定されているため不可能である。従って一般によく用いられる散乱位相関数は、Pioneer 10号が1973年12月に行った木星フライバイにおけるImaging Photopolarimeter (IPP)によって取得された画像データ(青:440 nm、赤:640 nm、太陽位相角12-150°)の解析結果に基づいている [Tomasko et al., 1978]。今日に至るまで、前述の近赤外反射光解析にはPioneer 10号/IPPの赤波長で得られた散乱位相関数がそのまま代用されており、散乱特性の波長依存性については考慮していないのが現状である。また青・赤の波長ともにバンド幅が広く(それぞれ390-500 nm、595-720 nm)、散乱特性が平均化されているため、データ自体が波長依存性を考慮するのに適しているとは言い難い。つまり、この雲粒子の散乱位相関数の不確定さこそが雲層構造の理解を阻む要素の一つであると考えている。そこで我々はこの問題点に着目し、2000年に木星をフライバイした土星探査機Cassiniに搭載されているImaging Science Subsystem (ISS)によって取得された木星画像を用いて散乱位相関数の改訂を目標に解析を進めている。

2. Cassini/ISS データ

Cassiniは2000年10月から2001年3月にかけて木星フライバイ観測を行った。Pioneer 10号/IPPデータの解析結果との比較のため、本研究ではISS/Narrow Angle Camera (NAC)のBL1 (451 nm)、CB2 (750 nm)の2波長によって広い太陽位相角(4-137°、合計11点)で取得された画像データを用いた。選出した画像データはすべて同じゲインで取得されたものである。また解析領域はSouth Tropical Zone (STrZ)である。データ校正にはCassini Imaging

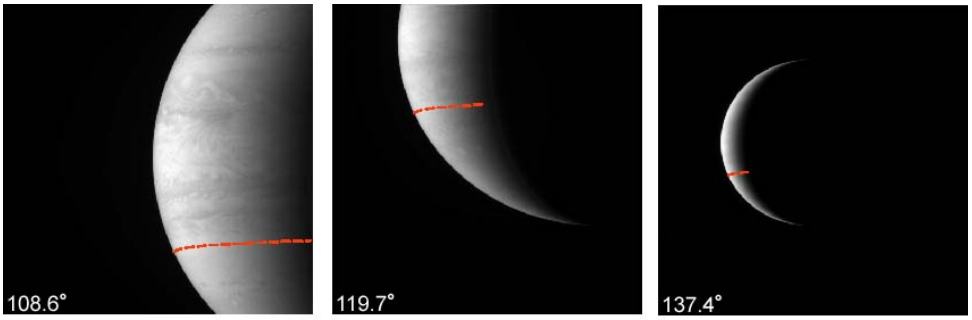


Fig. 1. 解析に使用した校正後の木星画像の一部
点線は解析領域(STrZ)を、数字は太陽位相角を示している。

Science Subsystem Calibration tool (CISSCAL)を利用した[Porco et al., 2004]。これにより各ピクセルでの太陽反射率を求めることができる。**Fig. 1** に校正後の木星画像の一部と解析領域を示す。

3. 放射伝達解析

散乱位相関数の導出は BL1、CB2 それぞれにおいて行う。広い太陽位相角(11 点)での周辺減光曲線(反射率の経度変化)を再現する散乱位相関数を導出するため、adding-doubling 法を用いて放射伝達計算を行った[Goody and Young, 1989]。雲構造モデルは、Tomasko et al. [1978]の Type I と同等のもの(Cloud Model I)を採用した[**Fig. 2**]。これは有限なガス層の下に半無限の雲層が存在する簡単なモデルであるが、広い太陽位相角で得られた周辺減光曲線をよく再現する重要なケースである。この 2 波長における CH_4 吸収量は Karkoschka [1994]の CH_4 吸収係数と各フィルターの透過特性をもとに計算した。求めるべき雲層の散乱位相関数は、(1)に示すような二項 Henyey-Greenstein 関数によって近似できるものとした。決定すべき変数は **Fig. 2** に青字で示したガス層の圧力差 ΔP、雲層の一次散乱アルベド ω_{CL}、さらに散乱位相関数のパラメータ (f, g_1, g_2) の合計 5 つである。

二項 Henyey-Greenstein 関数：

$$P(\Theta) = f \cdot P(g_1, \Theta) + (1-f) \cdot P(g_2, \Theta)$$

$$P(g, \Theta) = (1-g^2) \Big/ (1+g^2-2g\cos\Theta)^{\frac{3}{2}}$$

$$(0 \le f \le 0.95, 0.1 \le g_1 \le 0.95, -0.1 \le g_2 \le -0.95) \quad \cdots (1)$$

変数の決定手法は以下のとおりである。

1) 格子状に (f, g_1, g_2) を配置する。
2) ある格子点 (f, g_1, g_2) において残りのパラメータ $(\tau_R(\Delta P), \omega_{CL})$ を Marquardt 法によって最適化する。
3) 2)をすべての格子点において行う。

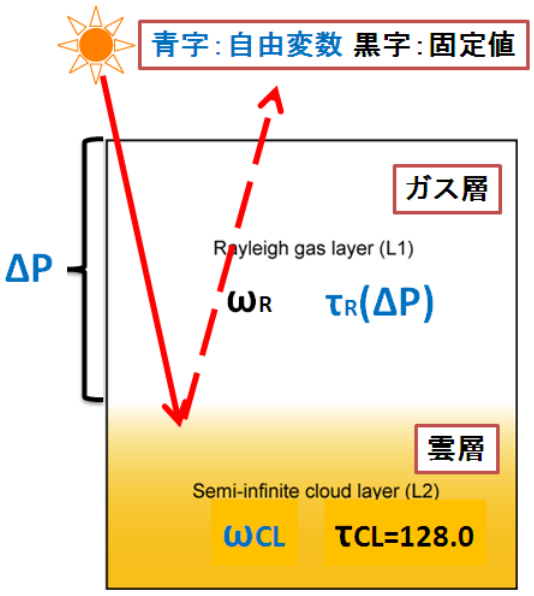


Fig. 2. 木星雲鉛直構造モデル(Cloud Model I)

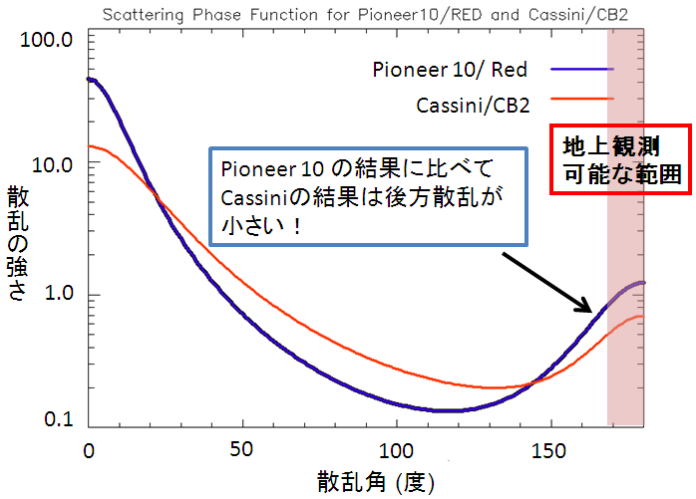


Fig. 3. Pioneer 10 号/IPP の赤波長における散乱位相関数(青線)と本研究で得られた Cassini/ISS の CB2 における散乱位相関数の比較(赤線)

Table 1. Cassini/ISS データを用いた最適化結果と Tomasko et al., [1978]との比較

	BL1 (451 nm)	CB2 (750 nm)
(f, g_1, g_2)	(0.89, 0.65, -0.45)	(0.97, 0.65, -0.70)
([Tomasko et al.])	(0.969, 0.80, -0.80)	(0.938, 0.80, -0.70)
ω_{CL}	0.9992	0.9983
ΔP (bar)	0.138	0.0

最終的な散乱位相関数の決定には仮定した雲構造モデルが妥当であるかということも考慮すべきである。従って、下記に示す 2 点によってモデルの妥当性を判断した。

A) 11 点の太陽位相角における周辺減光曲線の観測値とモデル値の乖離が最小であること

B) 雲頂高度 ΔP が BL1 と CB2 で概ね一致すること

4. 結果・考察

最適化結果を **Fig. 3** 及び **Table 1** に示す。**Fig. 3** から分かるように今回得られた Cassini/ISS の CB2 における散乱位相関数は、Pioneer 10 号/IPP の赤波長でのそれに比べ、後方散乱が弱いという結果を得た。一方で雲頂高度については両波長で全く一致しなかった。

Tomasko et al. [1978]は、以下に示す 2 つの理由から Type I を棄却している。ここではこの 2 点に対して本研究の結果と比較しながら考察する。

1) 位相角 12° の周辺減光曲線への当てはまりが非常に悪い点

同じ雲構造モデル、太陽位相角におけるベストフィット結果を **Fig. 4** に示す。Pioneer 10 号/IPP の赤波長データではこのモデルに対して、limb で著しく合わないことが見てとれる。

しかしCassini/ISSのCB2データではこの位相角データも含め、おおよそ観測結果を再現できることが分かった。Pioneer 10号/IPPは主に「ゲインモード13」でデータを取得しているが、位相角12°でのデータは「ゲインモード12」で取得されている。我々は、この当てはまりの悪さは異なるゲインによるキャリブレーション誤差に起因しているのではないかと推測している。つまりPioneer 10号/IPPデータでは「反射率が高めに計算されている位相角12°(後方散乱成分に大きく寄与する位相角)のデータを再現するために、後方散乱成分$(1-f)\cdot P(g_2,\Theta)$の値が大きくなっていると考えることができる。

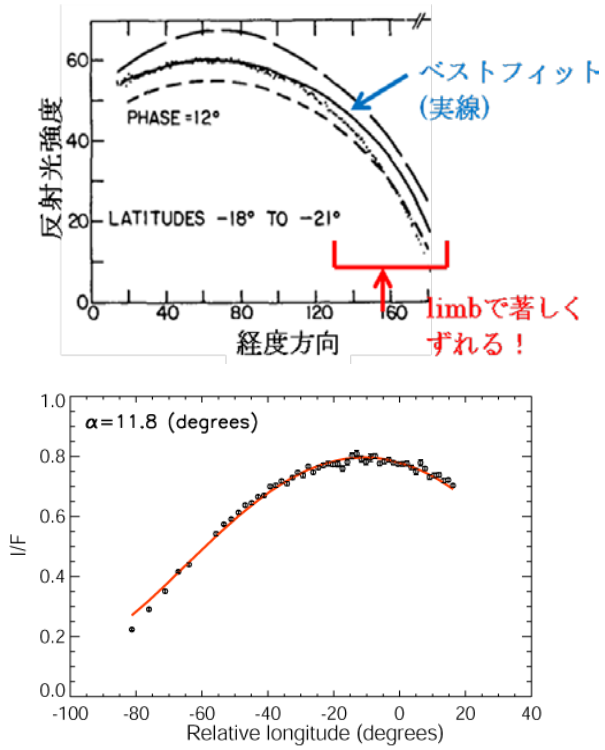


Fig. 4. 太陽位相角12°におけるベストフィット結果
(上) Pioneer 10/IPP (下) Cassini/ISS

2) 太陽位相角150°の高い反射率を再現するためには雲頂高度があまりにも高くなる(数10mbar)点

今回解析した波長はCH_4による分子吸収が非常に小さいため、ほとんど雲頂高度に感度をもたない。しかし太陽位相角が大きくなると大気を通過するパスが長くなるため、ある程度雲頂高度に対して感度が出てくる。実際Pioneer 10号/IPPの位相角150°のデータでは雲頂高度を変化させると周辺減光曲線がlimb付近でかなり変化することが分かっている[Fig. 10. in Tomasko et al., 1978]。しかし、**Fig. 5**に示すようにCassini/ISSの最大位相角137°のデータには雲頂高度に感度がほとんどない。

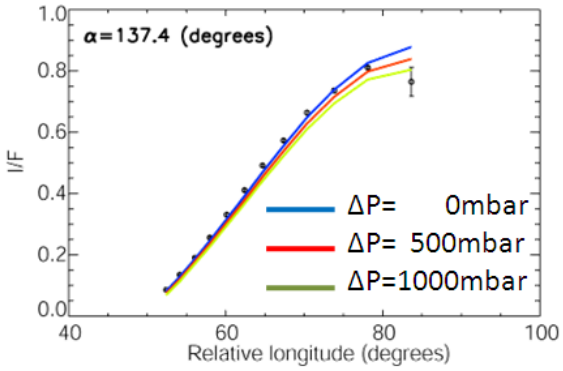


Fig. 5. 雲頂高度を変化させた場合の太陽位相角137°での周辺減光曲線の変化

つまり、今回CB2では雲頂高度が0 barという結果を得たが、これは今回用いた太陽位相角の範囲では雲頂高度に対して感度がないために、意味をなさないものである。おそらく150°以上の高位相角データを加えた場合今回の雲モデルでは、Tomasko et al. [1978]の結果同様、雲頂高度が理論や他の観測結果と比較して、高くなりすぎると予想される。しかしCassiniは最大140°までしかデータがないため、今回Cassiniのデータのみから Cloud

Model I を棄却することはできないことが分かった。

5. まとめ

・Cassini/ISS の木星フライバイデータを用いて、Pioneer10 号データ以来となる雲粒子の散乱位相関数の導出を行った。

・Pioneer 10 の位相角 12° のデータには取得時のゲインの違いによるキャリブレーション誤差が含まれている可能性が否定できない。そのため、後方散乱が強いという結果が得られたと推測される。

・今回仮定した雲構造モデル(Cloud Model I)の妥当性を明らかにするためには、広位相角(> 140°)データが必要となることが分かった。

6. 今後の研究にむけて

幸いにも、木星探査機 Galileo の Solid State Imager (SSI)は高太陽位相角(146° 、167°)において紫(411 nm)と近赤外(756 nm)波長でデータを取得している。観測時期や波長の類似性から Pioneer データよりも Galileo データを Cassini データと結合する方が適していると考えている。今後は Galileo データも利用し、ヘイズ層を含めた雲構造モデルを想定し、広い太陽位相角での周辺減光曲線を再現するモデルと散乱位相関数(今回使用した二項 Henyey-Greenstein 関数に加え、Mie 散乱位相関数)を導出するべく研究を進めていきたい。

7. Reference

Banfield et al. [1998], Icarus, 134, 11-23.

Goody, R. M., and Y. L. Young [1989], Atmospheric Radiation, Second Edition, New York: Oxford University Press.

Chanover, N. [1997], Ph. D Thesis, New Mexico State University.

Karkoschka [1994], Icarus, 111, 174-192.

Sato, T. [2008], Master Thesis, Tohoku University.

Satoh, T and K. Kawabata [1992], Astrophys. J., 384, 298-304.

Satoh, T and K. Kawabata [1994], J. geophys. Res., 99, 8425-8440.

Tomasko et al., [1978], Icarus, 33, 558-592.

Weidenschilling, S. J. and J. S. Lewis [1973], Icarus, 20, 465-476.

金星の雲頂高度で見られる風速の周期的変動について

神山 徹(東大・理)、中村 正人、佐藤 毅彦、今村 剛(ISAS/JAXA)、二穴 喜文(IRF)

・ 研究の背景と目的

金星には、金星自転速度(~1.6m s^{-1})に比べはるかに大きな風速を持って大気が循環する「スーパーローテーション」と呼ばれる現象が存在している。これまでの観測から、東西風速は高度が上がるにつれて上昇し、高度 70kmでは自転速度の 60 倍、100 m s^{-1}にも達することが報告されている(Schubert et al.,1983)。

また、スーパーローテーションは常に同じ風速を持っているわけではなく、様々な周期で時間変化をすることが知られている。Pioneer Venus 周回機ミッションによって行われた 1979 年から 1985 年に渡る長期の観測から、雲頂高度のスーパーローテーションは数年周期の変動をする可能性が示唆された(Del Genio et al., 1990)。しかし実際に観測が行われた機会は解析期間に対して疎であり、その変動周期、変動の振幅は明らかではない。一方、Rossow et al., 1990 では雲の明るさ変化の周波数解析から 4 日、5 日周期の変動が得られており、これらの変動は惑星スケールの赤道ケルビン波、ロスビー波に由来してもたらされるものと報告されている。また赤道域の東西風速が 4 日(日 = 地球日)、あるいは 5 日周期、約 10m s-1 の振幅で変動する様子が Galileo 探査機搭載の Solid State Imaging system (SSI) によって得られた画像データから見出されている(Belton et al., 1990)。我々のグループではこの短い周期の変動について、SSI 取得画像を基に解析を行い、東西風速の変動成分が惑星スケール、波数 1 の構造を持つことを示し、2008 年に報告を行った。

このようにスーパーローテーションには短周期、長周期の時間変動が存在する。短周期の変動は惑星スケールの波動の伝播に伴うことが示唆されているが、長周期の変動については Pioneer Venus での観測の制限によりその詳細は明らかではない。平均東西風速の変動は大気波動と平均東西風速の相互作用が重要となることが地球の気象観測から知られており、スーパーローテーションの時間変動を調べることで金星における大気波動とスーパーローテーションの関わりを明らかに出来る可能性がある。

欧州宇宙機構(ESA)によって打ち上げられた Venus Express(VEX)は金星周回軌道に投入された 2006 年 3 月から現在に至るまで金星の観測を継続的に行っている。VEX 搭載の Venus Monitoring Camera (VMC) は紫外(315 nm)、可視、近赤外の波長のフィルターを持ち(Markiewicz et al., 2007)、紫外波長では金星昼面、雲頂高度(~ 70km, Moissl et al., 2008)にある雲を撮像している。VEX は南極上空を遠金点に取る軌道周期約 24 時間の楕円軌道を取り、VMC は南半球上空から金星の広範囲撮像観測をほぼ毎軌道行っている。このような現状をふまえ、本研究では 3 年以上に渡って行われている VMC、紫外波長で取得された雲画像を用い日々の風速変動から数年にわたる長周期の風速変動について解析を行った。

・ 使用したデータ/解析手法

本研究では、ESA によって公開されている VEX 観測データのうち、VMC によって 2006 年 4 月～2008 年 11 月に撮像された紫外雲画像データを使用した。VEX の軌道の制限により、軌道ごとに撮像されるローカルタイムが異なるため、広く昼面が撮像されていた 211 軌道のデータを用いた。各軌道での風速を求める解析では、金星に対する衛星軌道、姿勢情報を基に画像に写る金星を緯度・経度座標に展開し(図 1)、小スケールの雲模様を強調するためハイパス処理を行った。展開画像に対して、相互相関に基づく雲の特徴追跡の手法(神山ら, 2009)を用いて風速を算出した。衛星軌道、姿勢情報の導出には NASA による SPICE を用いた。先行研究から、風速のばらつきが最大の風速推定の誤差要因となることが報告されており(Moissl

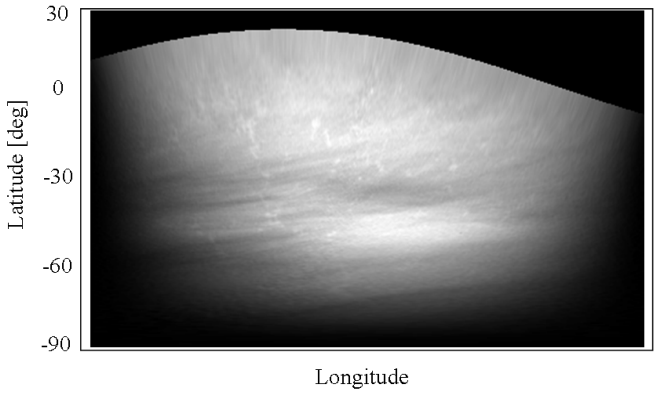


図 1. 使用した展開雲画像例 (2006 年 5 月 20 日)。緯度-90°～30°、太陽直下点を中心として±90 度の経度範囲で展開。

et al., 2008)、本研究では風速推定誤差は着目する風速ベクトル周りの風速場の標準偏差から見積もりを行った。

・ 解析結果

VEX の軌道や観測のタイミングにより軌道ごとに撮像されるローカルタイム、緯度範囲が異なるため、長期間の変動を解析する際には多くの軌道で雲が写る緯度-10°から-20°、ローカルタイム 13 時から 14 時に解析する範囲を限定した。この範囲に含まれる風速を平均し、211 軌道分の風速を導出した(図 2)。軌道投入された 2006 年 4 月 20 日を時間の原点としている。

この結果から、200 日目から続く観測期間では風速値が増大し約 120m s^{-1}まで増加している。しかし次の 450 日目から始まる観測期間では風速は約 80 m s^{-1}と大きく減少している様子が見られた。またこの観測期間でも風速が増大する傾向が見られた。続く 659 日目からの期間、及び 899 日目から始まる期間では風速が減少する様子が見られた。このように風速変動に一定の傾向が見られたため、211 軌道分のデータにサインカーブで最小二乗法を用いたフィッティングを行った。その結果、振幅が 15 ± 2 m s-1、周期 241 ± 3 日、平均風速 108 ± 2 m s^{-1}というパラメータで最適解が得られた。また、周期を公転周期に固定して解析で行ったフィッティングを同様に行ったところ、振幅が 18 ± 3 m s-1、平均風速 114 ± 2 m s^{-1}というパラメータで収束解が得られた。

以上から金星の東西風速には金星のおよそ 1 年、あるいはちょうど 1 年に相当する周期で振幅 15m s-1 程度の振動が存在することが分かった。ただし、解析に用いた約 1000 日の期間ではこの長期的な変動の周期に対して十分には長くなく、変動が安定して存在するかどうかはさらに長期間のデータを解析する必要がある。同様の解析を南北風速についても行ったところ(図 4)、南北風速には日々の風速変動が平均南北風速に比べ同程度の大きさで存在し、明確な長周期の変動は同定できていない。

続いて各観測期間において、ローカルタイムを固定した座標系で日々の東西風速の平均を行った。その結果、いずれの観測期間においても低緯度帯ではローカルタイム 12 時で風速の極小値を持ち、朝方、夕方に向かって風速が増大するローカルタイム依存の構造が得られた(図 3)。赤道の太陽直下点で風速が極小値を取り、朝方、夕方にむかって増大する構造は熱潮汐波を取り入れたスーパーローテーションを再現する数値計算の結果(Takagi and Matsuda, 2006)や Pioneer Venus の観測で得られた構造(Del Genio et al., 1990)とよ

く一致しており、熱潮汐波が金星大気に安定に存在し風速に影響を与えていることを示唆する結果が得られた。ただし 450 日目からの期間における平均東西風速分布では中緯度に風速の極大が見られるのに対し、他の期間では低緯度帯で風速の極大が見られ、観測期間によって異なる緯度依存が見られた。

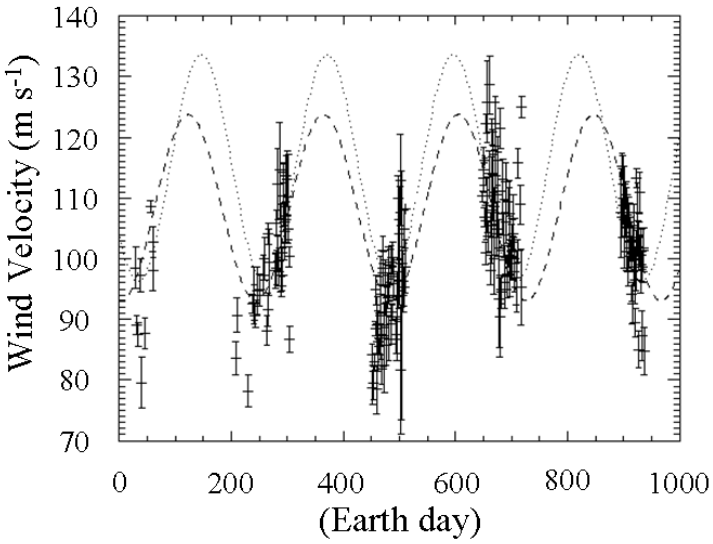


図 2. 金星雲頂高度における東西風速の時間変化。横軸は 2006 年 4 月 20 日を原点とする時間(日)、縦軸は西向きを正とする東西風速。破線は周期を固定せず正弦関数のフィッティングを行った結果を示し、点線は周期を金星公転周期に固定してフィッティングを行った結果を示す。

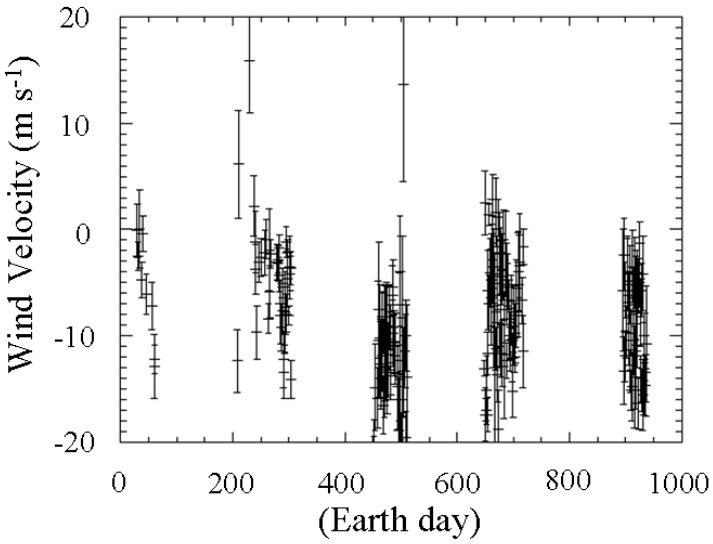


図 3. 金星雲頂高度における南北風速の時間変化。横軸は 2006 年 4 月 20 日を原点とする時間(日)、縦軸は北向きを正とする南北風速。

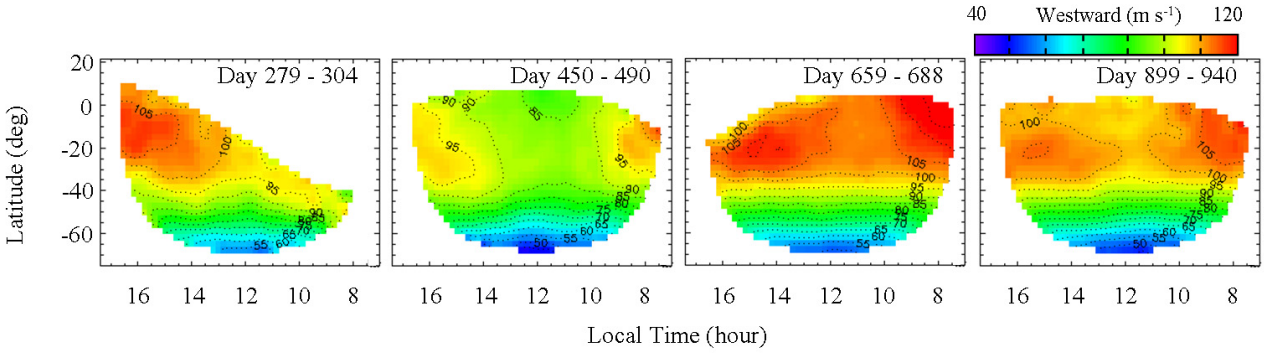


図 4. ローカルタイム、緯度座標系で日々の東西風速を平均して得られた風速分布。横軸はローカルタイム、縦軸は緯度、カラーコンターは西向きを正とする東西風速を表す。白の領域はデータ欠損を示す。

・ 考察

長周期変動の解析では 241 日のおよそ 1 金星年周期の風速変動が得られた。地球の赤道域成層圏においては準 2 年変動と呼ばれる東西風速の周期的変動が存在する。この解釈に用いられた Holton and Lindzen モデル(Holton and Lindzen, 1968)では、平均風速と赤道ケルビン波、ロスビー波の相互作用が周期的変動をもたらすと考えられた。本研究で得られた風速分布に対してフーリエ解析を行った結果、風速の遅い位相に対応する 450 日目からの観測期間では、その期間の平均東西風速よりも速く伝播する約 4.5 日周期の風速変動が見られ、一方他の期間では平均東西風速よりも遅く伝播する 5 日から 5.5 日周期の風速変動が見られた。平均東西風速よりも速く伝播する変動は赤道ケルビン波的であり、遅く伝播する変動はロスビー波的であるが、これらの変動が大気波動に由来するものかどうか詳細な解析を現在進めている。

別の要因として、太陽光加熱の季節変化が上げられる。解析結果で示したように金星公転周期で周期を固定してフィッティングを行っても観測結果をよく再現する。金星の離心率はおよそ 0.007 とほぼ真円であるが、受ける太陽光フラックスは最大と最小で約 3%変化する。また同時に赤道傾斜角が約 2.6 度あり、太陽直下点が赤道を挟んで 1 公転周期で南北に移動する。地球と比較するとどちらのパラメータも小さいが、太陽光加熱の季節変化によって大気波動が励起されることがあれば長周期変動がもたらされる可能性がある。ただし定量的な結果は未だ得られていないため、太陽光加熱の寄与について結論は得られていない。

・ 結論/今後

本研究では、紫外波長で得られた VMC の撮像観測データを解析することで、金星雲頂高度でおよそ 1 金星年の周期をもつ東西風速の変動が存在することを示した。またローカルタイム、緯度座標系で各観測期間の東西風速を平均することで、風速分布に熱潮汐波に由来すると思われる構造が安定に存在すること、また緯度依存性が変化することを示した。長周期変動をもたらす要因は様々考えられるが、現在はまだ定量的な見積もりが出来ておらず結論は出ていない。

今後は、順次公開される VMC のデータを基に解析期間を延ばし、東西風速の時間変化をさらに明確にしていく。また 2010 年 5 月に打ち上げられ、同年 12 月に金星周回軌道に入り観測を行う「あかつき」探査衛星の取得データを解析することで、時間変動の成因について迫っていきたい。

・ 参考文献

Belton, M. J. S.,et al., 1991: Images from Galileo of the Venus cloud deck. *Science*, **253**, 1531-1536.

Del Genio, A. D., et al., 1990: Planetary-Scale Waves and the Cyclic Nature of Cloud Top Dynamics of Venus. *J. Atmos. Sci.,* **47**, 293-318.

Evans, A. N., 2000. Glacier surface motion computation from digital image sequences. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38** (2), 1064-1072.

Markiewicz, W. J., et al., 2007: Venus monitoring camera for Venus express, *Planet. Space Sci*., **55**, 1701–1711.

Moissl, R., et al., 2009: Venus cloud top winds from tracking UV features in Venus Monitoring Camera images, *J. Geophys. Res.*, **114**

Qing X. Wu., 1995: A Correlation-Relaxation-Labeling Framework for Computing Optical Flow - Template Matching from a New Perspective, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, **17**, 843-853.

Rossow, W. B., et al., 1990: Cloud-tracked winds from Pioneer Venus OCPP images. *J. Atmos. Sci.,* **47**, 2053-2084.

Schubert, G., 1983: General circulation and dynamical state of the Venus atmosphere. In: D.M. Hunten, L. Colin, T.M. Donahue and V.I. Morozet, Editors, *Venus, University of Arizona Press*.

Takagi and Matsuda, 2005: Sensitivity of thermal tides in the Venus atmosphere to basic zonal flow and Newtonian cooling, *Geophys. Res. Lett*, **32** (2005).

神山ら, 2008: 雲の特徴追跡を用いた金星雲頂高度の風速場解析, 大気圏シンポジウム・講演集, **22**, P-5

神山ら, 2009: Venus Express データに基づく複数高度での金星風速場の観測, 大気圏シンポジウム・講演集, **23**, P-15

金星探査機あかつき搭載カメラの撮像対象の特定

高木聖子 [1], 岩上直幹 [1]
[1] 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻

1 はじめに

金星は厚い硫酸の雲に覆われているため、雲の下の領域を観測することは難しい。しかし、1983年に 1 2.4 m の近赤外領域において、いくつかの波長（大気窓）では金星の雲を見透かせることが分かった [Allen & Crawford, 1984]。この波長の光に感度をもつカメラを探査機に搭載し、金星周回軌道上から金星の大気運動を詳細に調べる観測計画（あかつき（Planet-C）, JAXA, 2010 年打ち上げ）が現在進行している。あかつきには複数の波長の光を観測するために 5 台のカメラが搭載される（IR1, IR2, LIR, UVI, LAC）。光は雲や大気への通りにくさ（光学的厚さ）が波長ごとに異なっているため、波長が違えば見える高度（代表高度）が異なる。つまり 5 台のカメラはそれぞれ観測対象が異なり同時に異なる高度を観測できる。しかし各カメラの撮像対象についてはいくつか問題点がある。1つ目は、かつて得られた 0.9 m 撮像画像で見られる金星表面のわずかな濃淡の原因が不明なことである。2 つ目は、あかつき搭載カメラの IR1・IR2 の代表高度が不明瞭なことである。3 つ目は雲の温度や高度などの可変要素が、撮像データに及ぼす影響が分からないことである。これらの問題を解決するべく、本研究では以下の 3 つを目的とする。

■目的 1: 明るさ変化率 3 % の原因を調べる　かつて木星探査機 Galileo（アメリカ）が金星をフライバイした際、IR1 が用いる波長と近い波長（0.9 m）で金星が撮像された。その撮像画像にはゴムボールのような表面の明るさに濃淡がない金星が写っており、明るい部分と暗い部分の明るさの差はわずか 3 % だった。本研究では放射輸送計算を用いて 0.9 m 撮像で見られる明るさ変化率 3 % が何に起因するか調べる。

■目的 2: あかつき搭載カメラ IR1 の代表高度を求める　金星における紫外光、中間赤外光の代表高度はそれぞれ 65 km [Kawabata et al., 1980]、70 km と言われている。そして、あかつきで中心的な役割を果たす近赤外光の代表高度は 50 km [Belton et al., 1991][Carlson et al., 1991] と予想されている。しかし金星の紫外・近赤外光代表高度を定量的に見積もった例は今までにない。あかつきによって金星大気を 3 次元的に理解するためには、搭載カメラの代表高度を高い精度で決めることは最重要課題である。本研究では放射輸送計算による代表高度特定の手法を確立し、近赤外光の代表高度を初めて特定することを目的とする。

■目的 3: 雲頂高度・温度が及ぼす放射強度に対する影響を知る　あかつき搭載カメラから得られる撮像データには様々な情報（雲の光学的厚さ・雲頂高度・気温など）が反映されることが予想される。金星大気の理解にはそれらの情報の分離が不可欠である。本研究では雲の光学的厚さや雲頂高度などのパラメータを変えて放射輸送計算を行うことで、各カメラが用いる波長における太陽散乱光や熱放射の放射強度への各パラメータからの寄与を知る。

2　計算手法

本研究では図 1 のように金星大気・雲に対して θ_{in} で入射し、 θ_{out} で出射した太陽散乱光（波長は任意）の放射強度 I を Adding & Doubling 法を用いて近似的に求めた。大気吸収は line-by-line 法、大気モデルは VIRA85（Keating et al., 1985）、吸収線データは HITRAN 2004（Rothman et al., 2005）を用いた。Adding & Doubling 法による計算で必要な雲モデル（各雲粒子の光学的厚さ鉛直分布）は、これまでの金星降下プローブの観測結果（全 7 種類）から作成した。図 2 は作成した雲モデルである。

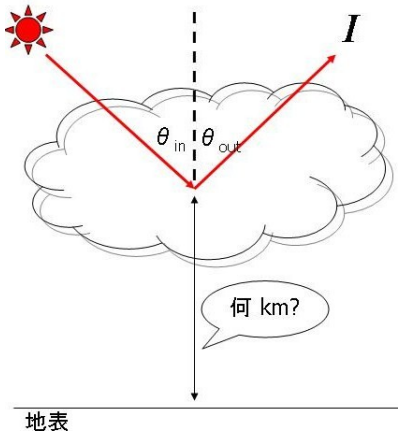


図 1　金星大気・雲を通過する太陽光（波長は任意）の模式図。本研究では θ_{in} で入射し、 θ_{out} で出射した光を考える。

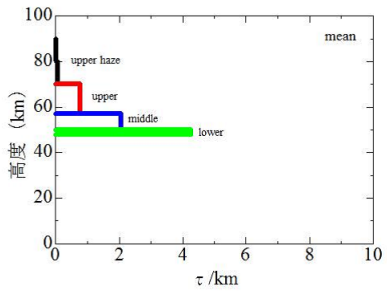


図 2　観測結果を元に作成した雲モデル

また、作成した雲モデル（図 2）と元の観測結果から雲の光学的厚さ変動率を見積もった（表 1）。これは、図 2 の雲モデルに対する各観測結果の各雲層の光学的厚さ変動である。

表 1　観測結果から見積もった雲の光学的厚さ変動率

雲層	負の最大偏差		正の最大偏差
もや層（70-90 km）	-50	-	＋ 50 %
上層（57-70 km）	-70	-	＋ 100 %
中層（50-57 km）	-42	-	＋ 86 %
下層（47.5-50 km）	-76	-	＋ 135 %

3　計算結果

3.1　目的 1: 明るさ変化率 3 % の原因を調べる

標準雲頂高度を 84 km とし、高度偏差を ＋ 4 km、　0 km、- 4 km と 3 通り変化させる。同時に雲の光学的厚さを 0.5 倍、1 倍、1.5 倍、2 倍と 4 通り変化させて放射輸送計算を行い、太陽散乱光（0.9　m）の放射強度を求めた。雲頂高度 84 km において、雲の光学的厚さを 4 通り変化させて計算を行った結果の太陽散乱光スペクトルを 0.9　m 昼面用フィルタ特性と共に図 3 に示す。また雲の光学的厚さ 1 倍において、雲頂高度を 3 通り変化させて計算を行った結果の太陽散乱光スペクトルを 0.9　m 昼面用フィルタ特性と共に図 4 に示す。フィルタをかけ全波長で積分した結果が図 5 である。放射強度（明るさ）には雲頂高度より雲の光学的厚さが効くことが分かった。

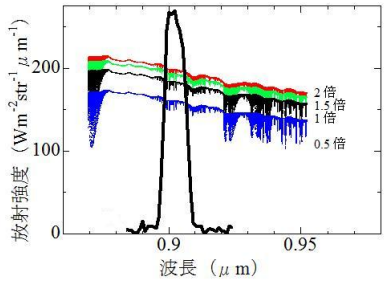


図 3　光学的厚さ別 0.9 μm 放射強度スペクトルと 0.9 μm 昼面用フィルタ特性

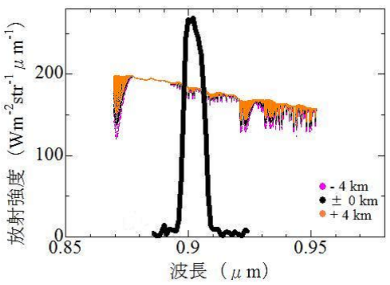


図 4　雲頂高度偏差別（標準雲頂高度は 84 km）0.9 μm 放射強度スペクトルと 0.9 μm 昼面用フィルタ特性

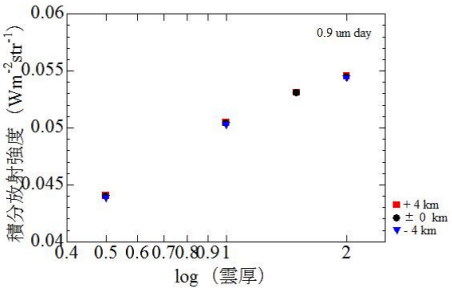


図 5　0.9 μm 積分放射強度の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答。高度応答は小さいため、3 点が重なってしまっている。

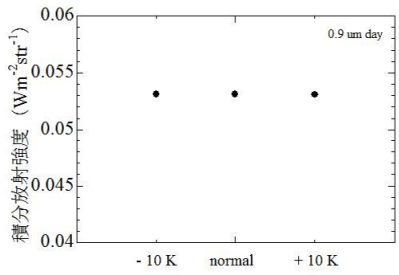


図 6　0.9 μm 積分放射強度の温度応答

また、図 6 は雲および大気の温度を -10 K、 0 K、+10 K と 3 通り変化させて計算を行った結果である。放射強度には温度はほとんど影響しないことが分かった。以下に結果をまとめる。

- 雲頂高度が 4 km 上昇すると雲は 0.010 % 明るくなる
- 雲の光学的厚さが 1.5 倍厚くなると雲は 4.1 % 明るくなる
- 雲の温度が 10 K 上がると雲は 0.038 % 明るくなる

雲頂高度 4 km 上昇・光学的厚さ 1.5 倍増・温度 10 K 上昇とは、現実に起こり得る変化である（例えば Ignatiev et al., 2009 ; James et al., 1997 ; Grassi et al., 2008 など参照）。以上より、明るさ変化率 3 % の原因は各場所における雲の光学的厚さの差であることが分かった。

3.2　目的 2: あかつき搭載カメラ IR1 の代表高度を求める

0.9　m 撮像の明るさ変化率は各場所における雲の光学的厚さの差が影響することが分かった。これを利用して 0.9　m（IR1）の代表高度を特定する。

目的 1 では雲全体の光学的厚さを変えて太陽散乱光の放射強度を求めた。その結果、図 5 で示したように 0.9　m 撮像では雲が光学的に厚（薄）ければ雲が明るい（暗い）ことが分かった。ここから

表 1 を用いて雲層ごとに光学的厚さを変えた場合の放射強度への影響を考える。かつての見積もりでは 1 回の観測結果で近赤外代表高度を特定していたが、表 1 で変動率を考えることで降下プローブの観測結果を全て使ったことになる。今まで考慮されなかった実際の金星の雲層ごとの雲厚変化を考慮することで、より現実に近い結果が期待できる。この表に従って雲モデルを変化させ、全ての雲層で明るさ変化率を計算した（図 7)。

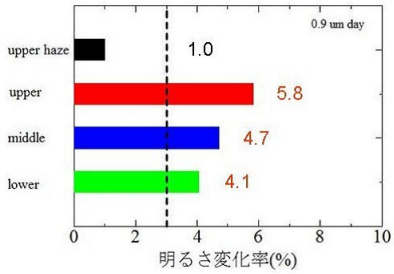


図 7　明るさ変化率（0.9 μm 昼）

表 1 に従って、雲モデル（図 2）の各雲層の光学的厚さを独立に動かし、標準状態の雲の明るさに対する明るさの増減を求めた。各雲層で得られた正・負の 2 つの値の絶対値の和が明るさ変化率である。今までの見積もりでは 0.9　m の代表高度は 50 km とされていたので、下層の大きな光学的厚さ変動だけが 3 % を超える明るさ変化を引き出せると予想されていた。つまり表 1 で見積もったように、下層雲の光学的厚さ変動が大きな雲を近赤外波長で上から見ると 3 % くらいの明るさのムラとなって現れ、すなわち近赤外撮像では下層雲が見えるというのが今までの予想である。ところが今回の見積もりでは図 7 に示したようにもや層以外の変化は 3 % を超えている。つまりもや層以外は 0.9　m 撮像で見える可能性がある。この計算結果は、下層雲で大きな光学的厚さ変動があってもそれより上に乗っている雲が厚いために、その変動が目立たなくなるすりガラス効果が働いた結果と考えられる。つまり上層で大きな光学的厚さ変動があれば近赤外撮像で十分に見える可能性がある。

3.3　目的 3: 雲頂高度・温度が及ぼす放射強度に対する影響を知る

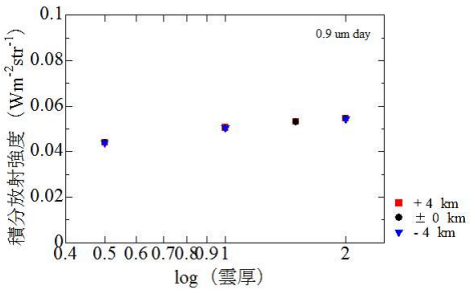


図 8　0.9 μm 積分放射強度の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答

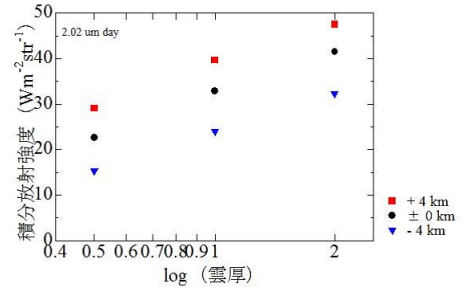


図 9　2.02 μm 積分放射強度の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答

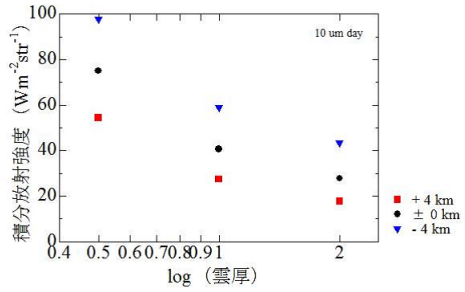


図 10　10 μm 積分放射強度の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答

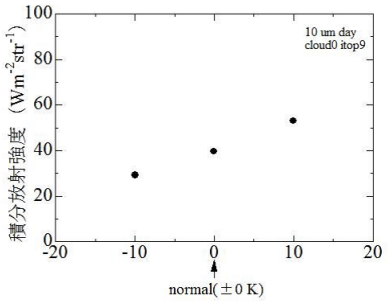


図 11　10 μm 積分放射強度の温度応答

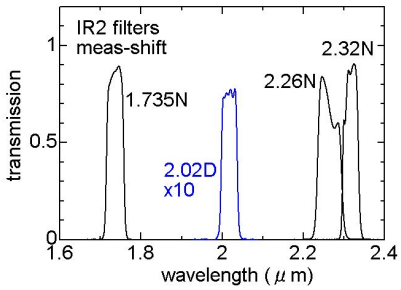


図 12　IR2 フィルタ特性

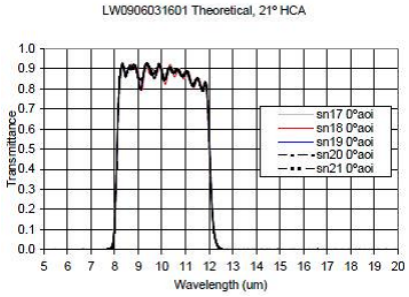


図 13　LIR フィルタ特性

図 8 は 0.9　m 昼における雲の光学的厚さ・高度偏差応答である。先に記述したように 0.9　m で見たときの雲の明るさには雲の光学的厚さが効く。

IR2 は 2.02　m で昼面の太陽散乱光を測定する。この波長域では CO_2 による吸収があるので雲高の違いが放射強度にはっきりと現れる。これを利用して IR2 では雲頂高度の特定を試みる。図 9 は 2.02　m 積分放射強度の雲の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答である。計算に使用した 2.02　m 昼面用フィルタ特性は図 12 に示した。図 8 と比較すると、2.02　m の場合は雲頂高度が違えば放射強度に違いが出ることは一目瞭然だが、雲の光学的厚さが違っても放射強度に違いが出ることが分かった。つまり、2.02　m 撮像では雲の光学的厚さ情報と雲頂高度情報が混ざってしまうので、両者の分離をする必要がある。

LIR は 10　m を中心とした波長幅 4　m に感度を持つ。この波長では雲層上端からの熱放射を測定し、雲頂温度の特定を試みる。図 10・図 11 はそれぞれ 10　m 積分放射強度の雲の光学的厚さ・雲頂高度偏差応答と温度応答である。計算に使用した 10　m フィルタ特性は図 13 に示した。10　m 撮像では放射強度は雲の光学的厚さ・雲頂高度・雲頂温度の変化に敏感だということが分かった。つまりこの結果は、10　m 撮像において雲の光学的厚さ情報・雲頂高度情報・温度情報の分離をする必要があることを示している。

ここで、あかつき撮像データに混在する様々な情報の分離方法を提案する。IR1 で予想されるランダムノイズは 0.3 % である。つまり撮像で得られた放射強度 I には 0.3 % の誤差が生じる。0.9　m 撮像では雲の光学的厚さ情報が得られるが、放射強度の誤差はこの波長において光学的厚さ　1 に相当する。2.02　m 撮像では光学的厚さと雲頂高度情報が得られる。ここから 0.9　m 撮像で得られた雲の光学的厚さを引くことで、2.02　m における雲頂高度情報のみ取り出せる。放射強度に 0.3 % の幅があることを考慮すると、この波長における雲頂高度は　0.03 km の誤差で評価することができる。10　m 撮像では光学的厚さ・雲頂高度・雲頂温度情報が得られる。ここから 0.9　m 撮像で得られた雲の光学的厚さを引くことで、10　m における雲頂高度情報が取り出せる。放射強度に 0.3 % の幅があることを考慮すると、この波長における雲頂高度は　0.03 km、雲頂温度は　0.09 K の誤差で評価することができる。

4　まとめ

本研究では放射輸送計算を用いて、あかつき搭載カメラの撮像対象の特定を試みた。

木星探査機 Galileo から得られた 0.9　m 撮像画像では、金星表面の明るさ変化率がわずか 3 % だった。その 3 % の濃淡を生じさせる原因を調べるため、雲のパラメータ（雲の光学的厚さ・雲頂高度など）を変えて放射輸送計算を行い、太陽散乱光（0.9　m）放射強度への各パラメータからの寄与を求めた。その結果、雲の明るさには雲の光学的厚さの変化が最も敏感であることが分かった。つまり、明るさ変化率 3 % の原因は雲の各場所における光学的厚さの差であることが分かった。

これまで見積もられた例がないため、IR1・IR2 の代表高度が曖昧であるという問題があった。IR1・IR2 の代表高度を特定するため、今までの金星降下プローブの観測結果を全て使い雲層ごとに明るさ変化率を計算した。その結果、IR1・IR2 の代表高度は 50 km というこれまでの予想に反し、両カメラとももや層以外は見える可能性があるという結果になった。ただしこの結果は今までの金星降下プローブの観測結果を全て使ったため、時間・空間情報が混ざっている。そこで時間・空間情報の分離をするため各雲層が変動するスケールや変動する可能性を考慮して代表高度の絞り込みを試みた。その結果、IR1・IR2 の代表高度は従来の考え通り下層雲である可能性が最も高いが、他の雲層も十分に見える可能性があることを忘れてはいけない。

IR2 の 2.02　m では雲頂高度、LIR の 10　m では雲頂温度の特定を試みる。したがって放射輸送計算をそれぞれの波長で行い、雲頂高度や雲頂温度の変化が雲の明るさに及ぼす影響をあらかじめ知っておく必要がある。そこで雲のパラメータ（雲の光学的厚さ・雲頂高度など）を変えて放射輸送計算を行い、2.02　m 太陽散乱光放射強度、10　m 熱放射強度への各パラメータからの寄与を求めた。その結果 2.02　m においては、雲の光学的厚さと雲頂高度の情報が混ざることが分かった。また 10　m においては、雲の光学的厚さ・雲頂高度・雲頂温度情報が混ざることが分かった。このように撮像データには様々な情報が混ざる。情報の分離をする必要があることに注意したい。

金星 O2-1.27μm 大気光への大気波動の影響

星野直哉[1], 藤原均[1], 高木征弘[2], 高橋幸弘[3], 笠羽康正[1]

[1] 東北大学・理, [2]東大・理, [3]北大・理

1.イントロダクション

金星中間圏(80-110 km)・熱圏(>110 km)研究において、大気光観測は、高度約 100 km の風速場を推定する手段として頻繁に用いられてきた。例えば、Bougher and Borucki[1994]では、探査機 Pioneer Venus により行われた NO 大気光観測の結果から、高度約 115km において、西向きの高速東西風(約 100 m/s)と真夜中付近における風速の活発な時間変動の存在が示唆されている。これら、熱圏の高速東西風や風速場時間変動にとって重要と考えられるのは、大気波動を介した金星熱圏と下層大気(<70 km)の相互作用である。これまでの大気大循環モデル(GCM)を用いたシミュレーション研究により、金星下層大気から上方伝播する小規模(波長数十～数百 km)の大気重力波が、西向きの運動量を上方に輸送し、熱圏高速東西風を駆動することが示唆されている[Zhang et al., 1996]。しかし、従来の研究では、小規模な大気重力波には着目するものの、下層大気において存在が確認されている惑星規模の波(熱潮汐波、ケルビン波、ロスビー波)の考慮はなされてこなかった。本研究では、これまで考慮されてこなかったこれらの波を考慮した数値計算をおこない、惑星規模の波の金星中間圏・熱圏風における伝搬特性(卓越する波の種類、波長、周期など)を調べた。また、それらの波が、金星 O2-1.27μm 大気光分布へ与える影響も見積もった。

2. モデルの概要

本研究では、我々が独自に開発した金星用 GCM を用いて数値計算を行った。本数値モデルは圧力座標系を用いた球面上のプリミティブ方程式を解いている。水平分解能は経度、緯度方向に 5° ×10° 、鉛直分解能は 0.5 スケールハイト(約 3 km)であり、高さ方向を 38 層に区切っている。高度領域は 80 - 約 180 km である。考慮した物理過程は、渦拡散、分子拡散、EUV 加熱、赤外加熱、CO2-15μm 冷却であり、EUV 加熱効率を 0.2、太陽活動極大期($F_{10.7}$= 250 @地球)の条件で計算を行った。GCM で計算される物理パラメータは、風速(東西、南北、鉛直)、温度、数密度場(O, CO, CO_2)である。本数値計算では、モデルの下端(80 km)において、惑星規模の大気波動に対応したジオポテンシャル擾乱を与え、それをその波の位相速度で移動させることによって、強制的に波を励起している。励起する波は、熱潮汐波、ケルビン波、ロスビー波である。熱潮汐波は、波数 1 および 2 の波で、117 日かけて金星

を一周することが過去の観測から知られている[Rossow et al., 1990]。また、ケルビン波、ロスビー波は波数 1 で、周期は 4 日及び 5 日である[Del Genio and Rossow, 1990]。これらの波の情報(位相の緯度依存性や振幅など)は Del Genio and Rossow [1990]より与えている。

また、本研究では GCM から計算される O, CO_2 分布をもとに、一次元 O_2-1.27 μ m 大気光モデルを用いて、大気光分布の計算を行っている。大気光モデルは、O 原子の結合による O_2*の生成過程、O_2*と N_2, CO_2, O_2, O の衝突による脱励起過程、O_2*の発光過程を考慮し、化学平衡を仮定して計算している。大気光分布計算に必要な微量気体(Cl, ClO, O_2, HO_2)の分布は Yung and Demore[1982]から与えている。

3. 結果

中間圏・熱圏における波動伝搬

数値計算の結果、下端から励起させた大気波動は高度約 120 km 付近まで伝搬した(図 1)。波による風速擾乱は高度約 95 km で最大となり、最大振幅は約 9 m/s であった。伝搬する波の波数は 1, 金星を一周する周期は約 4 日であった。これより、下層から励起した大気波動(熱潮汐波、ケルビン波、ロスビー波)のうち、ケルビン波(周期約 4 日)が中間圏・熱圏にて卓越することが、数値計算より示唆された。

図 2 は、高度約 95 km の赤道における東西風擾乱の時間変動を表している。西向きに伝搬する、

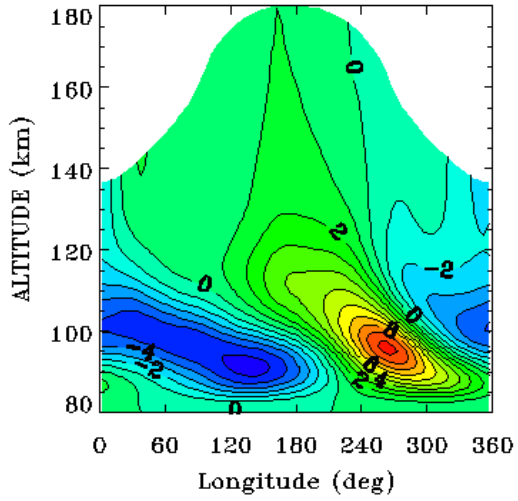


図 1. 赤道での東西風擾乱の時間変動
(@約 95 km)

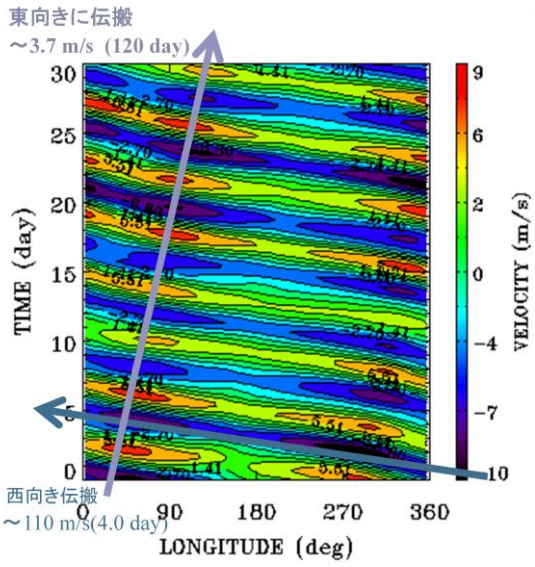


図 2. 東西風擾乱の赤道面分布(正が東向き、負が西向き)

4 周期のケルビン波の他に、東向きに伝搬する約 120 日周期の波が存在することがわかる。この約 120 日の周期は、熱潮汐の周期約 117 日に対応している。この擾乱の伝搬は、ケルビン波を考慮しない数値計算では見られないことから、ケルビン波と熱潮汐波の相互作用により生じていると考えられる。

大気光分布への大気波動の影響

大気光分布への大気波動の影響を見積もるため、大気波動を考慮した場合としない場合の 2 ケースで大気光の発光分布を計算した。大気波動を考慮しない場合の大気光発光分布を図 3 に示す。計算の結果、最大発光強度は約 9 MR となった。これは、観測による先行研究 (e.g., Crisp et al. [1996])の値にくらべて 2-3 倍程度大きい。波を考慮しない場合の発光ピークは、真夜中(00:00LT)に位置しており、発光ピークのシフトが大気波動により引き起こされるという、先行研究の考えと整合的である(e.g., Bougher et al. [2006])。

一方、大気波動を考慮した場合の計算結果では、大気光発光ピークの位置が時間変動する結果を得た。図 4 は、大気波動を考慮した場合としない場合において、大気光発光ピークの位置を時系列順にプロットしたものである。横軸が時間、縦軸が発光ピークの経度方向の位置(ローカルタイム表示)を表している。大気波動を考慮しない場合、発光ピークは時間によらず、00:00 LT に存在している。一方、大気波動を考慮した場合、発光ピーク位置は約 3.5 - 4.5 日の周期で朝側にシフトする結果を得

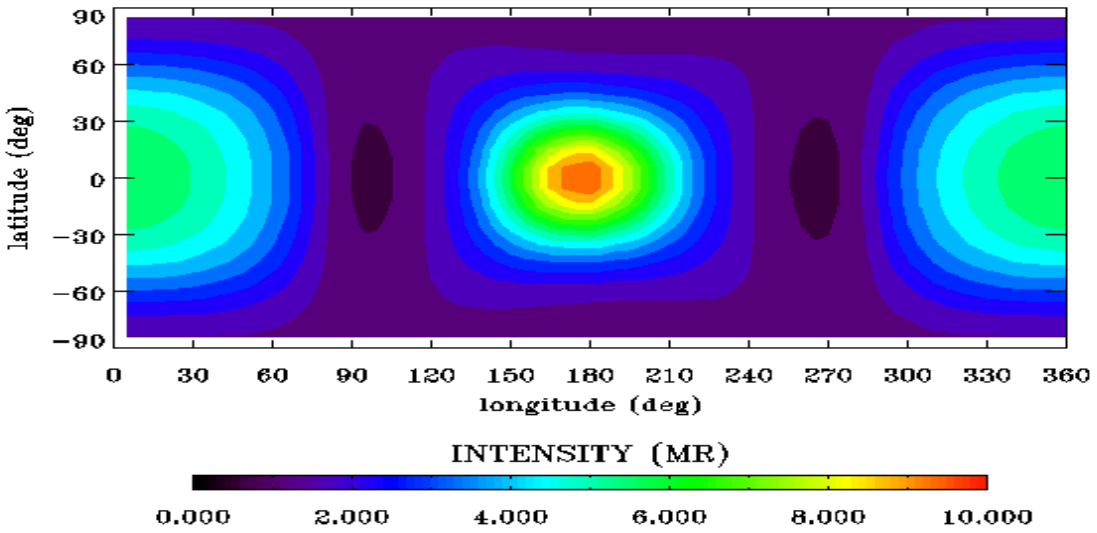


図 3. 02-1.27μm 大気光の水平面分布

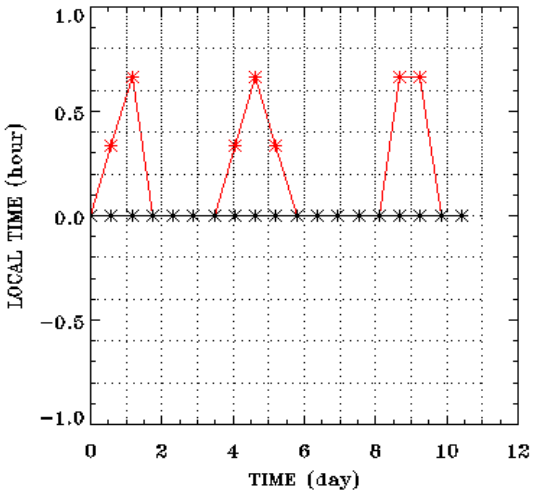


図 4. 大気光発光ピーク位置の時間変動
（赤：波あり、黒：波なし）

た。先の解析により、中間圏・熱圏において卓越する波がケルビン波であったことから、この大気光変動もケルビン波により生じていると示唆される。発光位置のシフト幅はおよそ 00:00 LT - 00:40 LT であった。過去の O_2-1.27 μm 大気光の観測では、02:00 LT 付近まで発光領域がシフトする様子が観測されている。そのため、今回考慮していない波、特に、小規模な大気波動なども、大気光時間変動に寄与する可能性がある。

まとめ

金星中間圏・熱圏を含んだ GCM を用いて、下層大気起源の惑星規模の波を考慮した数値計算を行った。その結果、これまで存在が確認されている惑星規模の波のうち、中間圏・熱圏ではケルビン波が卓越し、高度約 120 km まで伝搬することが初めて示唆された。高度約 100 km 付近で発光する O_2-1.27 μm 大気光の発光分布に対し、このケルビン波が約 4 日周期の時間変動をあたえ、発光領域を 00:00 LT-00:40 LT の間でシフトさせる可能性が示された。2010 年打上の日本の金星探査機「あかつき」では、高度約 100 km の大気光を観測する雷・大気光カメラが搭載される。このカメラは約 30 時間毎に一回、金星夜側の大気光分布を取得する。LAC による継続的な観測により、本研究で示唆されたケルビン波などの惑星規模の波に起因する数日スケールの大気光変動の様子を捉えることが可能である。本研究と LAC による大気光観測を組み合わせることにより、下層起因の大気波動の中間圏・熱圏への伝搬特性(波長、周期など)やその影響をより正確に見積もることができると期待される。

参考文献

Bougher, S. W. and W. J. Borucki (1994), Venus O2 visible and IR nightglow: implications forlower thermosphere dynamics and chemistry., J. Geophys. Res., 99, 3759-3776.

Bougher, S. W., S. Rafkin, and P. Drossart (2006), Dynamics of the Venus upper atmosphere: Outstanding problems and new constraints expected from Venus Express, Planet. Space. Sci, 54, 1371-1380.

Crisp, D., V. S. Meadows, B. Bezard, C. de Bergh, J. P. Maillard, and F. P. Mills (1996), Ground-based near-infrared observations of the Venus nightside: 1.27 − μm O2(aΔg) airglow from the upper atmosphere, J. Geophys. Res, 101, 4577-4594.

Del Genio, A. D. and W. B. Rossow (1990), Planetary-scale waves and the cyclic nature of cloud top dynamics on Venus, J. Atmos. Res, 47, 293-318.

Rossow, W. B., A. D. Del Genio, and T. Eichler (1990), Cloud-tracked winds from Pioneer Venus OCPP images, J. Atmos. Sci, 47, 2053-2084.

Yung, Y. L., and Demore, W. B. (1982), Photochemistry of the stratosphere of Venus – Implications for atmospheric evolution, Icarus, 51, 199-247.

Zhang, S., S. W. Bougher, and M. J. Alexander (1996), The impact of gravity waves on the Venus thermosphere and O2 IR nightglow, J. Geophys. Res, 101, 23195-23205.

P-19

VEX/VMC の UV 画像解析による金星大気乱流のエネルギー輸送構造の推定
Energy transport structure of Venusian turbulence estimated by the VEX/VMC UV image analysis

寺口 朋子[1]; 笠羽 康正[1]; 高橋 幸弘[2]; 星野 直哉[1]; 渡部 重十[2]; 山田 学[3]
[1] 東北大・理・地球物理; [2] 北大・理・宇宙理学; [3] ISAS/JAXA

1. Abstract

金星大気中にはさまざまな空間スケールの波が混在し、乱流を形成している。紫外域で観測される雲頂高度（約 70km）には、スーパーローテーションと呼ばれる高速西向風が存在する。この高度における乱流エネルギーの輸送・散逸の理解は、金星大気運動を支配するエネルギー伝搬構造を解明する上で重要である。

ある波数の波の持つエネルギーが隣接した波数の波に移っていくことをカスケード現象と呼ぶ。2 次元乱流の古典論によると、波数 k でのパワースペクトル強度 P(k)は、$P(k)=C_k k^{-n}$ という式で表せる。n=3 のとき乱流のエンストロフィ（渦度 2）が、n=5/3 のときエネルギーがそれぞれカスケードしていると考えられている。この式は様々な仮定を要するが、地球の対流圏界面における風や温位はかなり正確にこの法則に従うことが知られる。

探査機によって得られた金星の画像を用いたパワースペクトルの解析はこれまでもたびたび行われてきた。しかし、Galileo 探査機ではフライバイする間の短時間の観測であり、撮像期間が最も長い Pioneer Venus でも高々3 ヶ月間のデータしか取得していない。従って、長期にわたるパワースペクトルの時空間変動については、殆ど分かっていないと言って良い。Venus Express 搭載の Venus Monitoring Camera (VMC)は、その楕円極軌道を生かして、南半球の高緯度域をより高空間分解能で撮像しており、2005 年 11 月から現在までの 4 年にわたって継続的なデータを蓄積してきた。

本研究では、VMC が撮像した南半球画像から、雲の濃淡のパワースペクトルの長期変動の解明を目指している。ここまで行っているスナップショットの解析では、地球・金星両方での先行研究で示されているように、パワースペクトルの変曲点を挟んで低波数側の領域では傾きが急で、高波数側では緩やかであるという 2 領域化が見られた。この結果は、低波数側の領域では乱流のエネルギーカスケードが、高波数側ではエンストロフィカスケードがそれぞれ支配的であることを裏付ける。また、傾き n の値は、画像によっては緯度帯でばらつきを持っており、3、5/3 と完全に一致してはいない。このことは、地球に比べ金星の乱流におけるエネルギーの流れが非定常的であることを示唆し、大気の粘性や拡散率の違いなどに起因する可能性がある。

2. Introduction

UV 観測では雲頂高度（～70km）を観測できることから、本研究では UV 画像の空間スペクトル解析による金星の雲頂高度における乱流のエネルギー輸送構造を把握することを目的としている。データは Venus Express に搭載された Venus Monitoring Camera のものを使用している。使用した観測モードでのデータは以下のような仕様である。

Venus Express(VEX)

観測期間

2005 Nov～現在もデータ取得中

軌道

楕円極軌道を周回

Venus Monitoring Camera(VMC)

広角（~17.5°）デジタルカメラ

観測波長: 345-385nm(UV)

空間分解能：7 – 45 km/pixel

撮像時間間隔：~10min

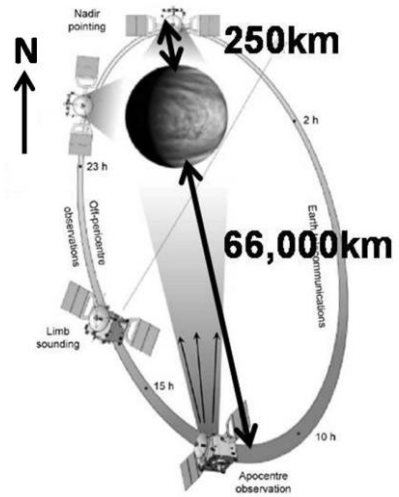


Fig.1　Venus Express 軌道図。[Markiewicz et al., 2007]に一部加筆。

2 次元乱流の古典論では、粘性が無視できないとき

$P(k)=C_k k^{-n}$

k: 波数

P(k):波数 k でのパワースペクトル強度

とあらわすことができ、n=5/3 のとき energy cascade、n=3 のとき enstrophy cascade が

主に起こっているとされる。Fig.2 に示すように、地球では風速や温位のデータを用いてスペクトル解析が行われていて、この古典論を裏付ける結果が見て取れる。

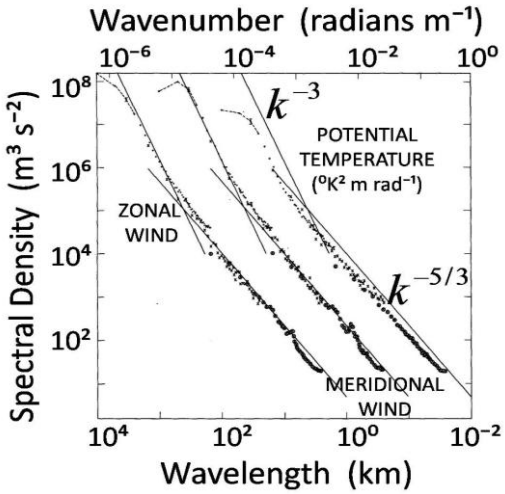


Fig. 2　地球対流圏界面近傍での風・温位のパワースペクトル
[Nastrom et al., 1985]

3. Analysis

解析には、現在公開されている VMC の紫外線画像データを用いている。
これは hot pixel, dark current などの各種補正済みの画像である。
解析は、

1. 輝度の天頂角依存性を除去
　　輝度分布モデル[Belton et al.,　1991]を使用
2. 直交地理座標に展開
3. パワースペクトル密度（PSD）を計算
　　東西方向（緯度 2°おき）の雲の明暗をフーリエ変換

という手順で行った。

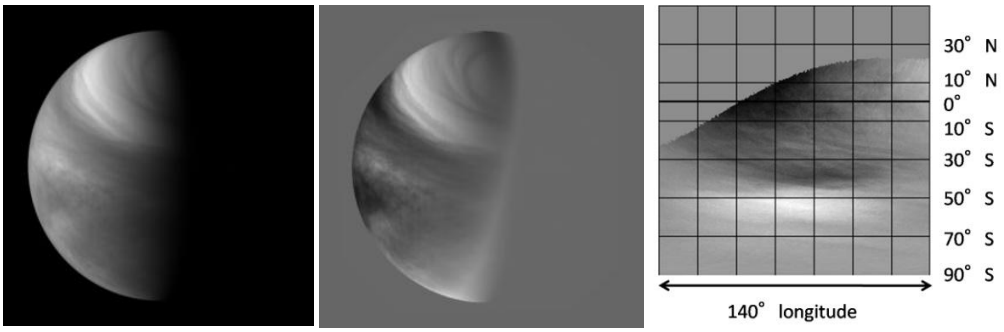


Fig. 3（左）元の画像（中央）輝度天頂角依存性除去後の画像（右）直交地理座標図

（ いずれも 2006-05-20 22:00:55 ）

4. Results

解析の結果、fig.4 のような、傾きが低波数側で急で高波数側で緩やかなスペクトルが得られた。これは地球や金星における同様の先行研究の結果（1 例に fig.7）と一致している。ただし、緯度による傾きの変化の度合いは画像によってばらつきがあり、地球での先行研究結果とは異なっている。

また Fig.5,6 の右上のグラフにあるように、高緯度領域ほど、傾きの差が大きくなる傾向が見られ、これも先行研究[Peralta et　al.,2006]の結果と一致する。このことから PSD の傾きは緯度依存性を持つことが示唆される。

また特徴的な点としては、fig.8 の 44S のように、低波数側の傾きが急激に落ち込んでいる点が存在することがあげられるが、このデータの有意性は未検証であり、今後確認したい。この点を除けば、２つの慣性小領域の境界点における波数は 0.001-0.002 /km 付近を推移しており緯度依存性が小さいことから、雲頂高度では全球的にほぼ一定のスケールの波にエネルギーの流入がある可能性があると言える。このエネルギー流入に関しても、地球には傾圧不安定波が存在するため、波長~5000km のスケールで大規模なインジェクションが起きていることが知られているが、金星ではどうであるかという観測結果は得られていない。本研究での現在の解析範囲（波長 max~5000km）では、低波数側で傾きが特徴的に変化する点は認められないことから、より大きなスケールでインジェクションが起こっている可能性が考えられる。

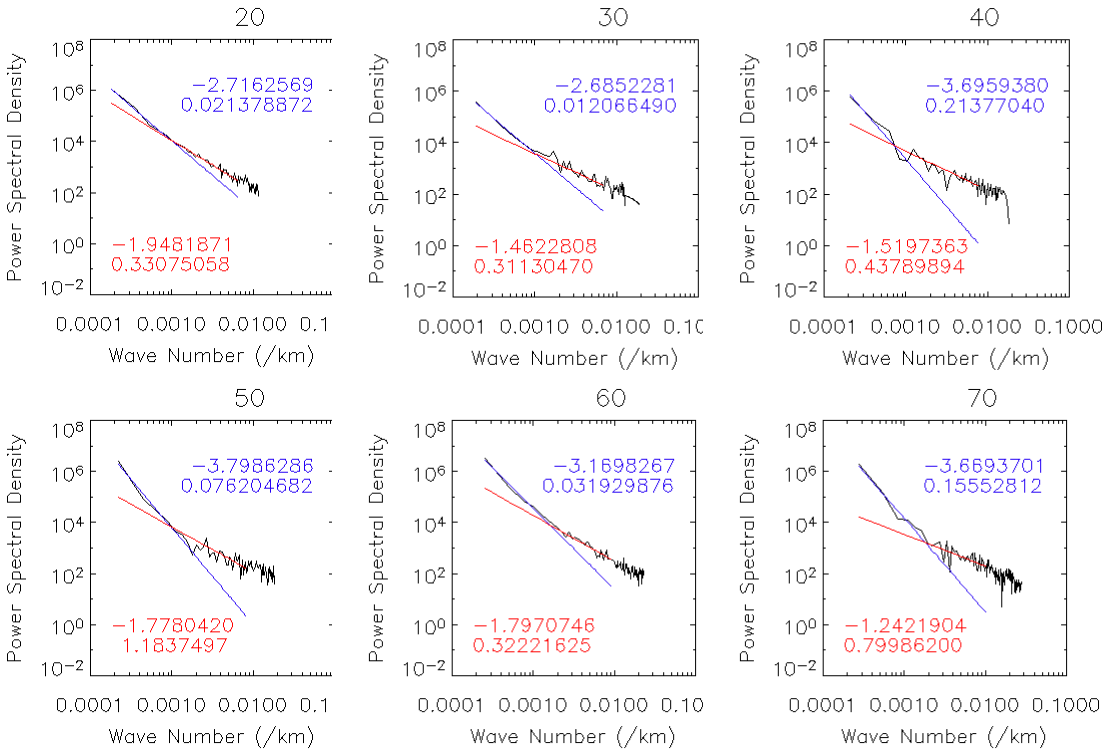


Fig.4　緯度 10°おきの PSD の例　（ 2006-05-21 22:07:09 ）範囲は 20°S-70°S。
数字は（上）PSD の近似直線の傾き、（下）残差の二乗和。

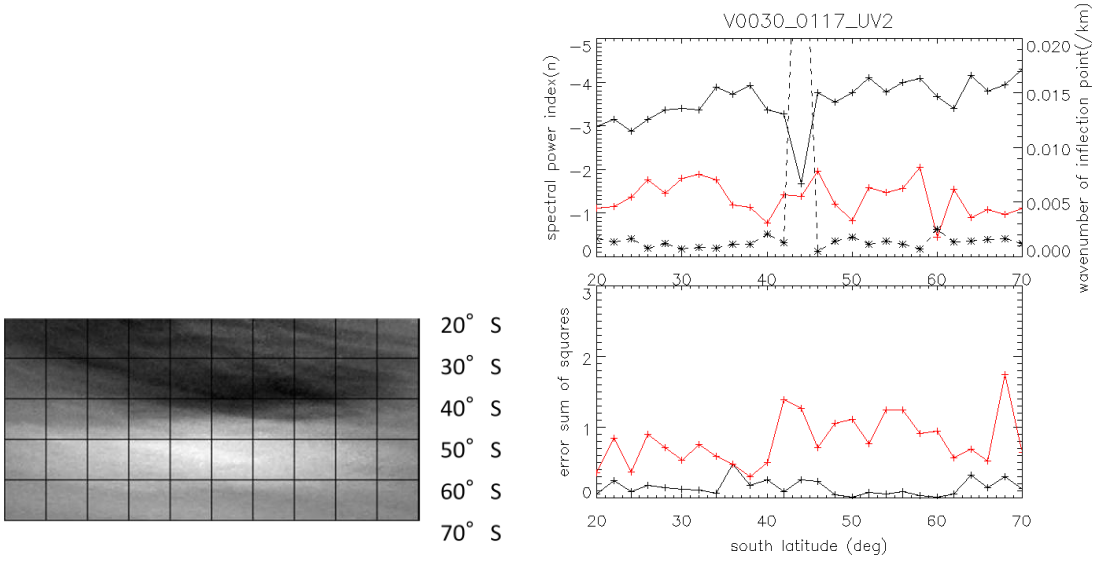


Fig. 5 2006-05-20 22:00:55 のデータ。
（左）経度 100°の画像
(右上)実線：低波数側（黒）・高波数側（赤）での PSD の傾きの緯度依存性。
黒破線：境界点の波数

(右下) 低波数側（黒）・高波数側（赤）での近似直線との残差二乗和。直線近似の精度を表す。

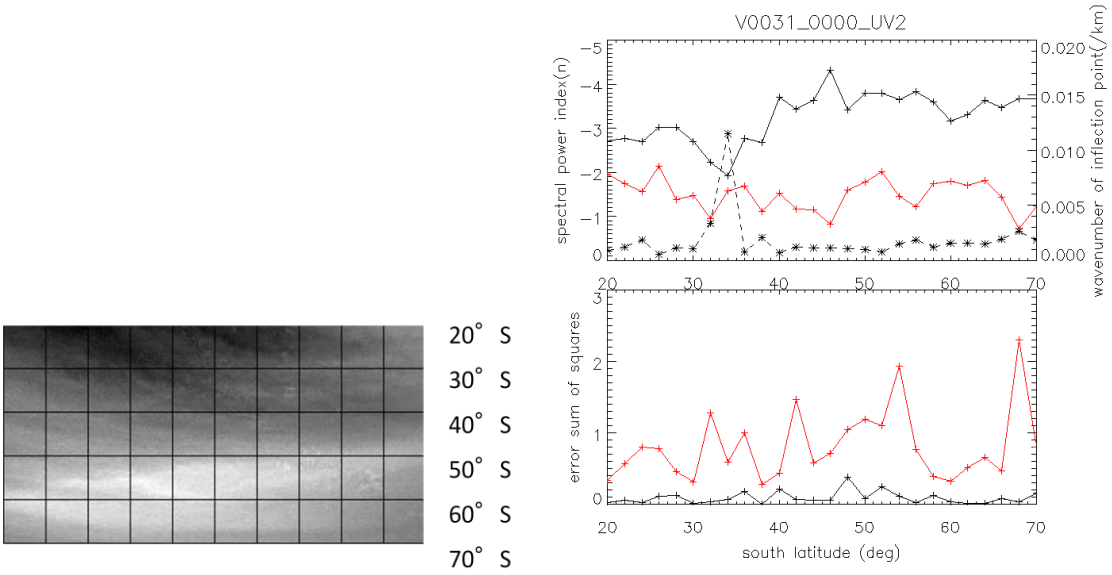


Fig. 6 2006-05-21 22:07:09 のデータ。
（左）経度 100°の画像
(右上)実線：低波数側（黒）・高波数側（赤）での PSD の傾きの緯度依存性。
黒破線：境界点の波数
(右下) 低波数側（黒）・高波数側（赤）での近似直線との残差二乗和。直線近似の精度を表す。

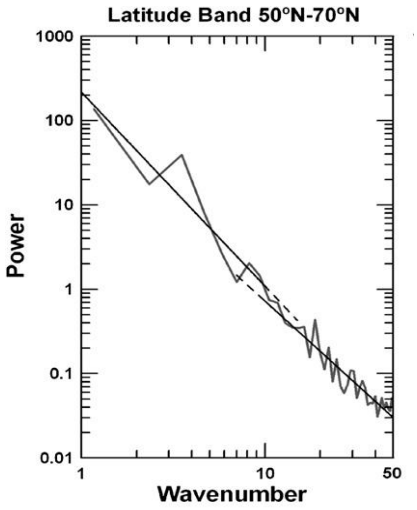


Fig. 7 20°の緯度幅のパワースペクトル [Peralta et al., 2006]

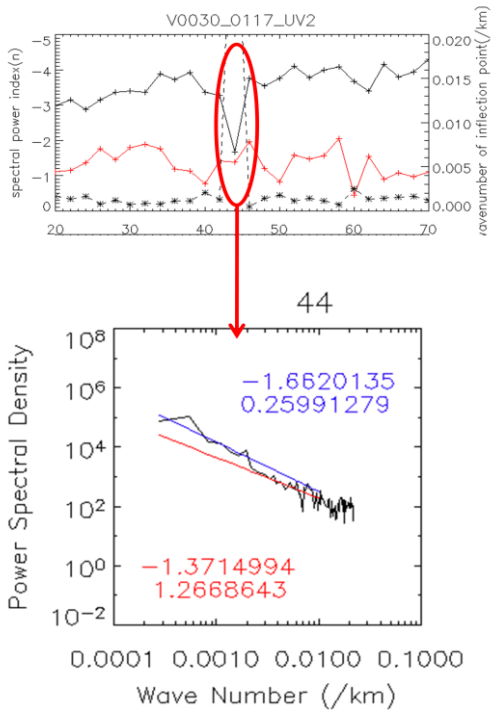


Fig. 8 2006-05-20 22:00:55 44°S のパワースペクトル

総括すると、今回の研究では先行研究に比べ高波数までの結果を導出した結果 PSD の波数に伴う傾きの変化から、高波数側ではエネルギーカスケード、低波数側ではエンストロフィカスケードが支配的ということが示唆された。この結果は先行研究とも一致するものである。一方 PSD の傾きには緯度変化と時間変化の両方が見られ、定常的とはいえない。これは地球での結果と異なっている点である。

また、２つの慣性小領域の境界点における波数は緯度依存性が小さいことから、雲頂高度では全球的にほぼ一定のスケールの波にエネルギーの流入があるという可能性が考えられる。 このインジェクションのスケールや原因となる現象については、今後解析数を増やすとともに、複数画像の合成などによって解析する経度範囲を広げる工夫によって検証を進めていきたいと考える。

また、高度によってインジェクションが起こる波のスケールやエネルギー/エンストロフィの散逸の様子にどのような変化があるかについて議論することができれば、垂直方向の循環構造や対流のスケールの推定につながることが期待される。

References

Belton, M. J. S., and 20 colleagues, (1991)

Images from Galileo of the Venus cloud deck, *Science,* 253, 1531-1536

Nastrom, G. D., and K. S. Gage, (1985)

A climatology of atmosphere wavenumber spectra of wind and temperature observed by commertial aircraft, *J. Atmos. Sci.,* 42, 950-960

Peralta, J., Hueso, R., Sanchez-Lavega, A., (2007)

Cloud brightness distribution and turbulence in Venus using Galileo violet Images, *Icarus,* 188, 305-314

Markiewicz, W.J., Titov, D.V., and 29 coauthors, (2007)

Venus Monitoring Camera for Venus Express , *Planetary and Space Science 55* 1701–1711

JAXA 宇宙科学研究本部
第 24 回大気圏シンポジウム
2010.2.18－19

1.6m 級光学反射望遠鏡を用いた「あかつき」との金星同時観測

福原哲哉　高橋幸弘　佐藤光輝　渡部重十　渡辺誠　佐藤創我
北海道大学 大学院理学研究院

1. はじめに

北海道大学は、札幌の北東約 250km に位置する名寄市に建設された天文台（図 1）に設置する光学反射望遠鏡の開発を進めている。我々はこの望遠鏡を用いて 2010 年 5 月に打上げが迫っている金星探査機あかつきとの同時観測を行う予定である。あかつきには紫外カメラ、1μm カメラ、2μm カメラ、および中間赤外カメラ（10μm）が搭載され、金星の赤道面に近い長楕円の周回軌道から二時間おきに金星大気の撮像を行ってローカルタイムと空間分解能が異なる画像を得る。また、可視光を高時間分解能で捉える雷・大気光カメラを搭載して金星の大気発光現象を観測する[1]。我々はあかつき搭載カメラと同じ波長を捉える観測機器を名寄の望遠鏡に整備し、ローカルタイムがほぼ一定で、空間分解能~200 km/pixel（最大離角時）の金星の全球規模の様相を捉えることを目指す。地上と探査機の同時観測は相補的な役割を果たし、十数 km~数千 km の幅広い空間分布を捉える観測データを得ると期待される。

図 1　天文台設置場所と概観

2. 北海道大学大学院付属天文台

北海道大学と名寄市は天文台の設立を連携事業として推進している。2010 年 3 月末現在、名寄市が担当する天文台の建設が概ね完了した。北海道大学は惑星観測を中心とした運用を念頭に望遠鏡の開発を行っており、2010 年 12 月からはあかつきとの金星同時観測を開始する予定である。天文台は東経 142 ° 28‘、北緯 44 ° 22‘, 標高 0.129 km に位置する。天文台の標高は低いが、表 1 に示すように冬期の平均気温は-7.9℃まで達して大気中の水蒸気量が抑えられているため、良好なシーイングが期待されている。2010 年 1 月に行ったシーイング調査では~1.7 秒角程度、最良で 1.3 秒角という結果を得た。

図 2 に望遠鏡の概観を示す。主鏡の直径は 1.6 m で、カセグレン焦点×1、ナスミス焦点×2（A、B）を備えている。副鏡はカセグレン焦点とナスミス焦点に共用であり、それぞれの焦点に設置された観測機器による同時観測が可能である。また、ナスミス A には一般観望用の眼視が備えられている。

表 1　名寄市の気象条件

月	平均気温 (℃)	降水量 (mm)	シーイング (秒角)
1, 2, 3	-7.8	50.0	~1.7
4, 5, 6	+9.6	53.7	要調査
7, 8, 9	+17.9	117.4	要調査
10, 11, 12	+1.2	103.9	要調査

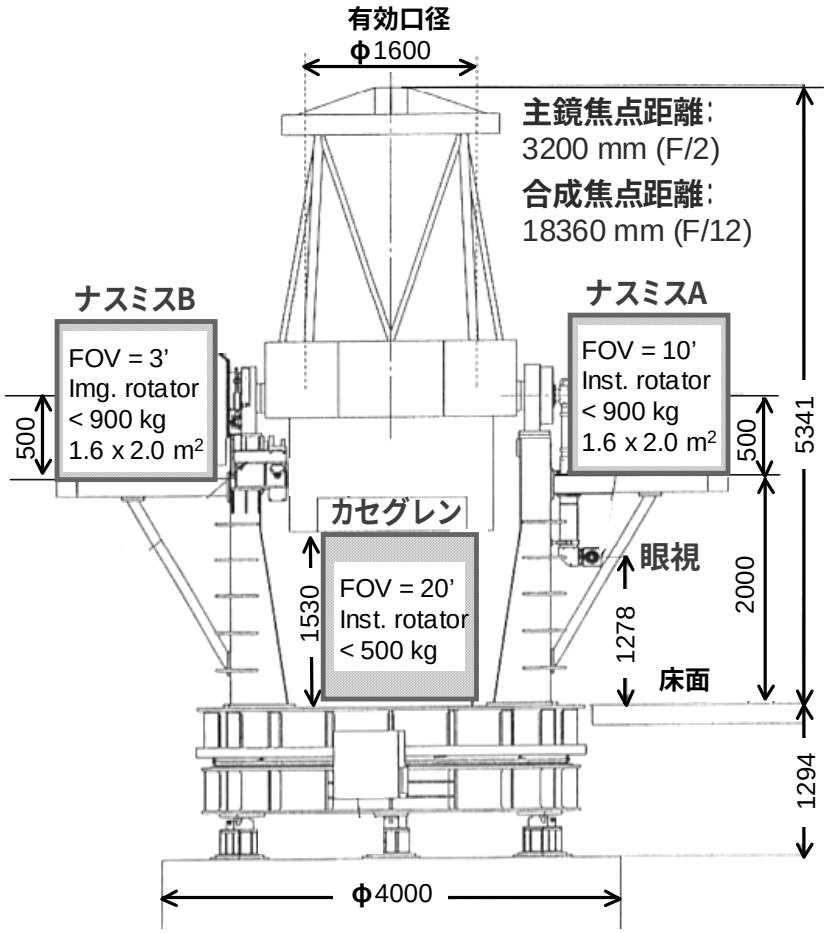


図 2　望遠鏡概観

4. 観測機器と観測対象

図 3 にあかつきの軌道計画を示す。あかつきは 2010 年末に金星軌道に投入された後、地球年で 2 年間の観測を行う。金星の赤道面に近い長楕円の周回軌道からノミナルで二時間ごとの観測を行い、軌道上の観測から空間分解能が数十~百 km の画像を得る[1]。我々は、望遠鏡にあかつき搭載機器と同等の波長域を捉える観測機器を設置する予定である。あかつきがイメージャにより周回軌道上から高分解能で大気の運動を観測するのに対し、名寄からは分光観測を主体とした組成の空間分布とその変動を得る計画である。探査機と地上の観測をあわせることて数十~数千 km 規模の幅広い空間分布を得ることができる。一方で、分光組成データを軌道上から得る欧州の金星探査機 Venus Express（VEX）[2]とあかつきによる同時観測も計画されている。この観測に地上観測も加わることにより、多面的な解析が可能となる。

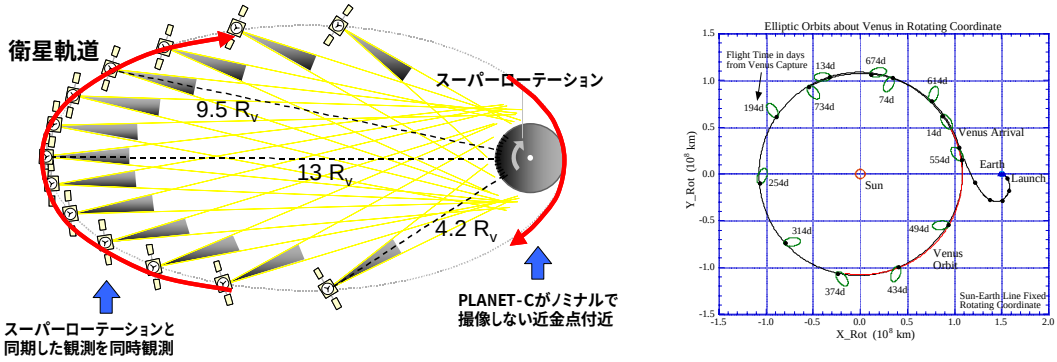


図 3 あかつきの軌道計画

名寄望遠鏡観測機器（案）

カセグレン	**エシェル分光器「NICE」**（東京大学）：0.9-2.5μm, R~3,000 2.2μm帯（高度50km付近のCO） ・COは赤道から極域に運ばれ下降・濃集している？ 1.7μm帯（高度15-30kmのHCl） ・ClはCO＋O解離の触媒？ ・Clは$FeCl_3$という形で雲の凝結核として存在する？ 0.9μm帯：地表～雲の下の水蒸気 ・雲中で濃硫酸水溶液として存在するH_2Oの分布や変動
	EM-CCD（北海道大学）：365nm-1.0μm ・UVIと共に未確認吸収物質を観測 ・LACと共に大気発光現象を観測
ナスミスA	**フーリエ分光計「FT-IR」**（東北大学）：8-12μm, 0.5cm^{-1} 10μm帯（50-80kmの雲頂・CO2大気温度） ・雲中から雲頂より上のCO_2の温度分布を観測 ・電波観測との同時観測により相互評価が可能か ・LIRデータにおける大気と雲頂温度の分離を目指す。
ナスミスB	**エシェル分光器**（東北大学）：1-4μm, R ~70,000 ※2011年以降設置予定

あかつき搭載カメラ

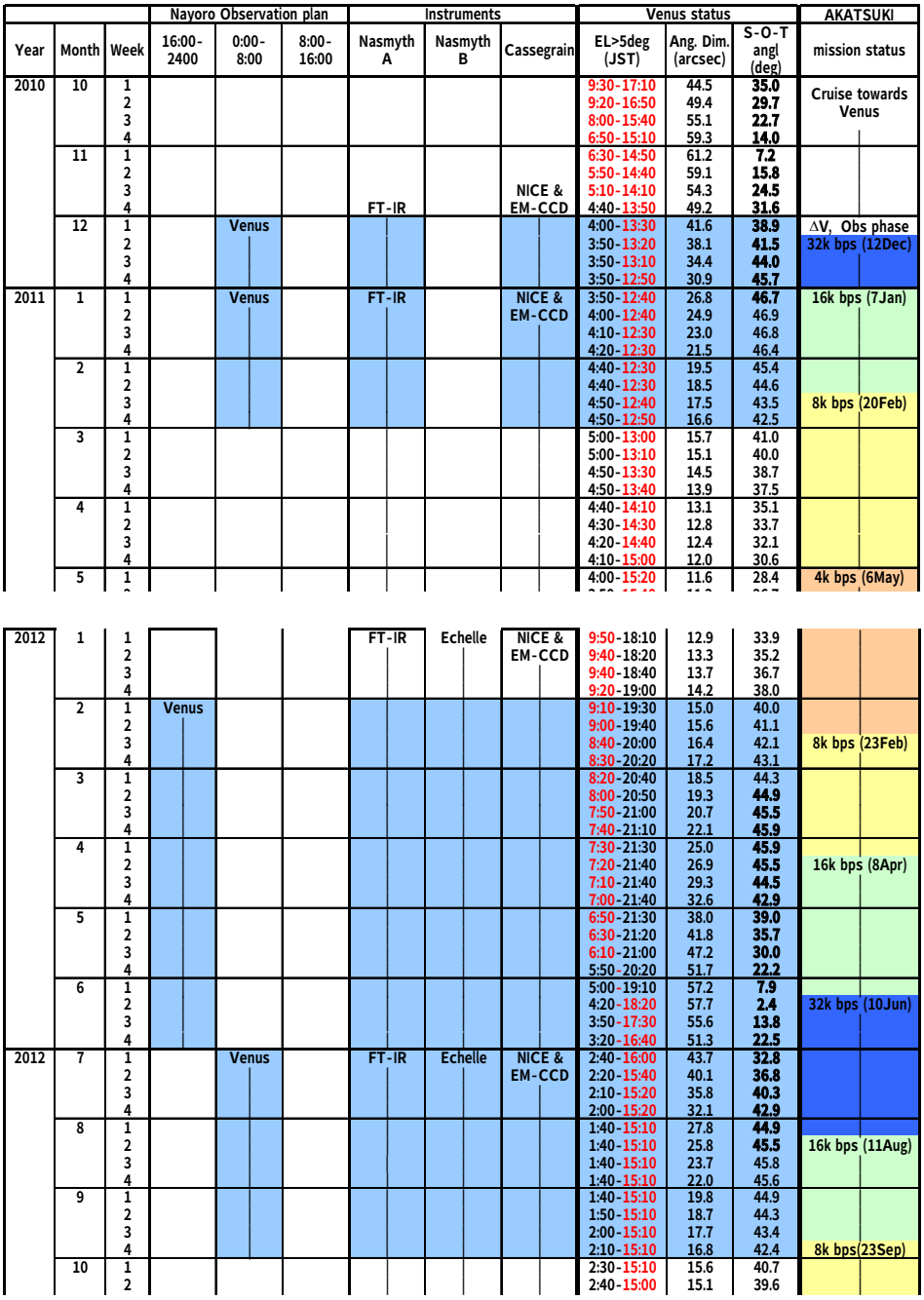
IR1：	0.90, 0.97, 1.01 μm **地表面、雲、水蒸気**
IR2：	1.65, 1.74, 2.02, 2.26, 2.32 μm **雲、粒径分布、COなど**
UVI：	283, 365 nm **SO2、未知吸収物質**
LIR：	8-12 μm **雲頂温度**
LAC：	480-605, 545, 777 nm **雷放電発光、O_2大気光**
USO：	**電波科学** **大気温度の高度プロファイル**

図 4 名寄とあかつきの観測機器対応

図 3 に名寄望遠鏡とあかつきに搭載する観測機器の一覧を示す。望遠鏡のカセグレン焦点には近赤外域（1-2 μm）を捉えるエシェル分光器「NICE」を設置する。これはあかつきの 1 μmカメラ、2 μmカメラに対応し、例えば 2.2μm帯の観測から高度 50 km付近のCO、1.7μm帯の観測から高度 15-30 kmのHCl、0.9 μm帯の観測から地表～雲の下までの水蒸気を捉える。カセグレンにはあかつきのLACに対応するEM－CCDカメラも設置される。このカメラで可視域を高速分光撮像することにより、雷・大気の発光現象の観測を試みる。ナスミスAにはあかつきのLIRに対応する 10 μm帯を観測するフーリエ分光計「FT-IR」を設置する。これは 50-80 kmの雲中から雲頂より上のCO_2の温度分布を捉え、LIRの単体画像のみからでは不可能な雲頂高度と水平方向の大気の温度差を分離を試みる。ナスミスBには 2011 年春以降、1-4 μmを捉えるエシェル分光器が設置される予定である。

5. 観測スケジュール（案）

図 5 に名寄における観測スケジュール（案）を示す。2010 年 12 月から約 1 ヶ月の間は探査機と地上の同時観測には絶好の機会である。この時期は内合直後であるため地球とあかつきとの通信レートが良く、最も多くの観測データを転送できる。一方、地上観測からはあかつきが得る楕円軌道の遠金点方向と同方向からの観測データが得られ、直接比較できる。次期の観測好機は 2012 年 6 月となっている。



			Nayoro Observation plan			Instruments			Venus status			AKATSUKI
Year	Month	Week	16:00-2400	0:00-8:00	8:00-16:00	Nasmyth A	Nasmyth B	Cassegrain	EL>5deg (JST)	Ang. Dim. (arcsec)	S-O-T angl (deg)	mission status
2010	10	1							9:30-17:10	44.5	35.0	Cruise towards Venus
		2							9:20-16:50	49.4	29.7	
		3							8:00-15:40	55.1	22.7	
		4							6:50-15:10	59.3	14.0	
	11	1							6:30-14:50	61.2	7.2	
		2							5:50-14:40	59.1	15.8	
		3						NICE & EM-CCD	5:10-14:10	54.3	24.5	
		4				FT-IR			4:40-13:50	49.2	31.6	
	12	1		Venus					4:00-13:30	41.6	38.9	ΔV, Obs phase
		2							3:50-13:20	38.1	41.5	32k bps (12Dec)
		3							3:50-13:10	34.4	44.0	
		4							3:50-12:50	30.9	45.7	
2011	1	1		Venus		FT-IR		NICE & EM-CCD	3:50-12:40	26.8	46.7	16k bps (7Jan)
		2							4:00-12:40	24.9	46.9	
		3							4:10-12:30	23.0	46.8	
		4							4:20-12:30	21.5	46.4	
	2	1							4:40-12:30	19.5	45.4	
		2							4:40-12:30	18.5	44.6	
		3							4:50-12:40	17.5	43.5	8k bps (20Feb)
		4							4:50-12:50	16.6	42.5	
	3	1							5:00-13:00	15.7	41.0	
		2							5:00-13:10	15.1	40.0	
		3							4:50-13:30	14.5	38.7	
		4							4:50-13:40	13.9	37.5	
	4	1							4:40-14:10	13.1	35.1	
		2							4:30-14:30	12.8	33.7	
		3							4:20-14:40	12.4	32.1	
		4							4:10-15:00	12.0	30.6	
	5	1							4:00-15:20	11.6	28.4	4k bps (6May)
2012	1	1				FT-IR	Echelle	NICE & EM-CCD	9:50-18:10	12.9	33.9	
		2							9:40-18:20	13.3	35.2	
		3							9:40-18:40	13.7	36.7	
		4							9:20-19:00	14.2	38.0	
	2	1	Venus						9:10-19:30	15.0	40.0	
		2							9:00-19:40	15.6	41.1	
		3							8:40-20:00	16.4	42.1	8k bps (23Feb)
		4							8:30-20:20	17.2	43.1	
	3	1							8:20-20:40	18.5	44.3	
		2							8:00-20:50	19.3	44.9	
		3							7:50-21:00	20.7	45.5	
		4							7:40-21:10	22.1	45.9	
	4	1							7:30-21:30	25.0	45.9	
		2							7:20-21:40	26.9	45.5	16k bps (8Apr)
		3							7:10-21:40	29.3	44.5	
		4							7:00-21:40	32.6	42.9	
	5	1							6:50-21:30	38.0	39.0	
		2							6:30-21:20	41.8	35.7	
		3							6:10-21:00	47.2	30.0	
		4							5:50-20:20	51.7	22.2	
	6	1							5:00-19:10	57.2	7.9	
		2							4:20-18:20	57.7	2.4	32k bps (10Jun)
		3							3:50-17:30	55.6	13.8	
		4							3:20-16:40	51.3	22.5	
2012	7	1		Venus		FT-IR	Echelle	NICE & EM-CCD	2:40-16:00	43.7	32.8	
		2							2:20-15:40	40.1	36.8	
		3							2:10-15:20	35.8	40.3	
		4							2:00-15:20	32.1	42.9	
	8	1							1:40-15:10	27.8	44.9	
		2							1:40-15:10	25.8	45.5	16k bps (11Aug)
		3							1:40-15:10	23.7	45.8	
		4							1:40-15:10	22.0	45.6	
	9	1							1:40-15:10	19.8	44.9	
		2							1:50-15:10	18.7	44.3	
		3							2:00-15:10	17.7	43.4	
		4							2:10-15:10	16.8	42.4	8k bps(23Sep)
	10	1							2:30-15:10	15.6	40.7	
		2							2:40-15:00	15.1	39.6	

図 5　名寄望遠鏡観測スケジュール (案)

参考文献

[1] Nakamura et al., Planetary and Space Science, Vol. 55, 1831-1842, 2007.

[2] Titov et al., Planetary and Space Science, Vol. 54, 1279-1297, 2006.

宇宙測地学的手法による火星回転変動計測

原田雄司[1]，岩田隆浩[2]，石原吉明[1]，浅利一善[1]，荒木博志[1]，菊池冬彦[1]，佐々木晶[1]，鶴田誠逸[1]
野田寛大[1]，花田英夫[1]，ホーセンスサンダー[1]，松本晃治[1]，青山雄一[3]，今村剛[2]，大久保修平[4]
大坪俊通[5]，河野裕介[1]，高野忠[6]，竹内央[2]，古屋正人[7]，日置幸介[7]，松尾功二[7]

[1] 国立天文台，[2] 宇宙科学研究本部，[3] 国立極地研究所，[4] 東京大学，[5] 一橋大学，[6] 日本大学，[7] 北海道大学

(2010 年 3 月 26 日)

現在，日本国内において火星複合探査計画が検討されている．そして探査機に搭載される観測機器の候補の一つとして，我々は宇宙測地計測を目的とする測器を提案している．その中でも特に重要な観測項目は火星回転である．即ち，火星表面の着陸機の位置を電波航法に基づき精密決定する事によって火星の回転変動の計測を試みる．それによって火星システムに対する我々の知見は更に深まるであろう．本稿では，その科学的意義・現状・課題等について概観する．

1. はじめに

我々は一般に，太陽系の惑星・衛星等に対する測地学的計測を通じて，その天体のシステムの過去・現在・未来の振る舞いを知る為の手掛かりを得る事が出来る．例えば外部（大気）・表層（海洋・氷床）・内部（地殻・マントル・外核・内核）を構成する各々のサブシステムについてより良く理解する事が出来る（これ以降の文中において“表層”という言葉には大気も含まれているとする）．天体の回転変動（向き・速さ）の計測もその一つである．従って回転変動計測は，地球以外の天体の探査でも重要な観測項目の一つである．

それは火星探査においても例外ではない．むしろ火星は，我々の地球と類似のサブシステムを有しながら，それでいて地球と全く異なる様相を呈しており，比較惑星学的・惑星システム科学的に大変興味深い天体である．勿論，回転変動のような地球物理学的側面から見ても非常に面白い（例えば Dehant *et al*. 2004）．

2. これまでの状況

ここで火星回転変動計測に関する国内外の状況について簡単に触れる．

2.1 国外の状況

今までに遂行された火星回転変動計測の例として，NASA の Viking（1975 年打ち上げ）及び Mars Pathfinder（1996 年打ち上げ）を利用した電波計測（ドップラー・レンジング）が挙げられる．これらの着陸機の地上局に対する相対位置の精密決定により，火星回転変動，特に歳差・自転速度変動が計測された（Viking の場合については Yoder and Standish 1997，Mars Pathfinder の場合については Folkner *et al*. 1997b）．これらの計測は確かに火星の内部・表層のサブシステムに対して或る程度の制約を与えた．例えば歳差の計測に基づく慣性能率，延いては内部密度構造の理解もその一つである．

しかしこれらの計測精度には限界があった為，必ずしも火星システムの情報を十分には引き出せず，幾つかの課題も依然として残された．歳差・自転速度変動に関しては，いずれも火星の内部サブシステムの状態や表層サブシステムの長期的（気候学的）・短期的（気象学的）変動を詳細に制約出来る程の精度ではなかった．そして章動・極運動のパラメーターに至っては，精度が事前の予想（Folkner *et al*. 1997a を参照の事）より悪くて決定すら出来ておらず，明示的な解析結果としては現時点で未報告である．

一方，これまでに提案された火星回転変動計測の例として，ESA の Mars NetLander，或いはその後続の ExoMars を利用した電波計測が挙げられる．より具体的にはベルギー王立天文台を中心とする測地学者達によって提案されており，前者は NetLander Ionosphere and Geodesy Experiment（略して NEIGE，例えば Barriot *et al*. 2001, Dehant *et al*. 2004），後者は Lander Radioscience（略して LaRa，例えば Dehant *et al*. 2009a）と称される計画であった．これらの計画も基本的には NASA と同様，探査機に搭載される電波源を用いたドップラー計測によって着陸機の位置を追跡して，火星回転変動を調べるという主旨であった．但しこれらの計画において期待されていた精度は Viking や Mars Pathfinder の頃と比べて格段に高く，少なくとも一桁程度は上回る．そしてその精度の実現可能性は，いずれも観測シミュレーションによって既に示されていた（例えば NEIGE については Yseboodt *et al*. 2003，LaRa については Dehant *et al*. 2009a）．

しかし大変残念な事に，彼等の提案はどちらも実現に至らなかった．Mars NetLander においては，探査計画全体が既に取り消されている．ExoMars においても，結局は生命探査・地質探査等を主目的とする測器群（Pasteur Payload）のみとなり，物理探査を主目的とする測器群（Humboldt Payload）は搭載されない事が確定となった．LaRa も後者の一部であった．そこでベルギーの研究グループは，自分達の観測機器を他の欧米の火星探査機，特に 2020 年頃に打ち上げられる計画の MarsNext に搭載させる事を考えている（Dehant *et al*. 2009b を参照の事）．

2.2 国内の状況

こうした既存の探査，及び将来の探査計画を踏まえた上で，我々のグループでは現在，次のような観測を提案している所である．概念的には欧米，特にベルギーの研究グループの考え方と共通する要素としてドップラー計測を踏襲し，地上局－周回機，地上局－着陸機，周回機－着陸機という三つのリンクを利用して着陸機の位置を追跡する（Dehant *et al*. 2009a を参照の事）．そして複数の着陸機の位置情報に基づいて，地球の測地における地球姿勢パラメーターに相当する火星回転のパラメーターを

求める（Yseboodt *et al*. 2003 を参照の事）．

一方，この提案において新たに取り入れたいと考えている手法がある．現在，周回機－着陸機のリンクに関しては 4-way ドップラー計測（例えば岩田他，2009）の技術を利用する事が検討されている．この計測における 4-way 回線はコヒーレントである為，独立した 2-way 回線と比べて計測精度の向上が期待される．4-way リンクによる精密軌道決定は日本の月探査計画 Selenological and Engineering Explorer（SELENE）における主衛星「かぐや」・リレー衛星「おきな」によって既に実証されている（その成果については例えば Namiki *et al*. 2009, Ishihara *et al*. 2009, Matsumoto *et al*. in press）．周回機－着陸機のリンクは回転変動を高精度化する上で極めて重要であり（Dehant *et al*. 2009a），ここに我が国が誇る独自の宇宙測地技術を応用しようという訳である．それに加えて，既存の VLBI 計測を応用した逆 VLBI 計測（例えば河野他，1999）という新しい技術による精密位置決定も検討されている．逆 VLBI は従来の VLBI と異なり，遠方の天体においても高い感度を持つという利点がある．こちらも独自性・新規性の高い技術である．それらの宇宙測地学的手法によって，上記のベルギーのグループが想定していた精度をも上回る計測精度を目指す．

ここで紹介した火星回転変動計測は，日本国内で計画されている火星複合探査 Mars Exploration with Lander-Orbiter Synergy（MELOS）の一環として提案されている．より厳密に言えば，MELOS を構成する周回機（気象オービター・大気散逸オービター）・着陸機（A 案・B 案・C 案）の提案の一つである着陸機 B 案，即ち複数の固定着陸機による地球物理学的手法を主体とする観測項目（例えば地震学・測地学・地球電磁気学・地球熱学等）に含まれている．尚，MELOS 自体は未だプロジェクトとして認められていないが，その検討の為のワーキンググループは JAXA（正確には ISAS 及び JSpEC の双方）の下，鋭意活動中である．勿論，ワーキンググループのメンバーは JAXA に限らず複数の大学・研究機関の人員によって構成されている．

所で仮に前述の MarsNext に対して遅れを取った場合，果たして新たな成果を出す事は出来るのであろうか．少なくとも内部サブシステム，特に核の大きさの制約という観点において大きな成果を出すのは難しくなるかもしれない．この点に関して当初の目論見では，本観測機器を MELOS（の初号機？）に搭載すれば MarsNext よりも先に同種の計測を行なう事が出来る筈であった．元々の打ち上げの時期は 2018 年頃の計画だったからである．しかしながらつい最近，諸般の事情により打ち上げの期日を先送りとする判断が下された為，必ずしも先を越せるとは限らなくなった．但し打ち上げの時期や継続運用の期間によっては，MarsNext との国際共同観測が実現する可能性もある．この場合，火星全体として着陸機の数が多くなるので回転変動の更なる高精度化が期待される．勿論，これらは今後の国外の動向にも強く依存する．一方，表層サブシステムの制約という観点においては事情がやや異なる．火星の表層環境は地球と同様，短い時間スケールで時々刻々と変化している．よって後で観測を行なったとしても前の観測とは違った情報が得られるので，新たに成果を出せる可能性もある．

3. 回転変動計測による表層環境変動への制約

以下，火星回転変動計測によって得られるであろう火星表層環境変動に対する制約について触れる．一口に惑星回転と言っても幾つかの様式が存在するが，ここでは特に歳差・自転速度変動について述べる．

尚，それ以外の様式として章動・極運動も挙げられるが，いずれも詳細は割愛する．極運動については，励起源が自転速度変動とよく似ており，従って手に入る情報も重複が多い．よってそちらを参照されたい．章動については，むしろ内部構造を制約する上で非常に重要なモードである．特に流体核共鳴の検出による核半径の制約は最大の目玉である（例えば Dehant *et al*. 2000a, b, Van Hoolst *et al*. 2000a, b, Van Hoolst and Dehant 2002, Zharkov *et al*. 2009, Molodensky *et al*. 2009）．更に潮汐変形（例えば Van Hoolst *et al*. 2003, Yoder *et al*. 2003, Konopliv *et al*. 2006）の情報と組み合わせれば，もしかしたら内核の有無さえも明らかになるかもしれない（例えば Defraigne *et al*. 2003, Dehant *et al*. 2003）．しかしここでは“大気圏”という本シンポジウムの主題を鑑みて，そのモードの重要性には立ち入らない．又，同様の理由で歳差と内部構造の関連性についても省略する（Bills and Rubincam 1995, Sohl and Spohn 1997, Bills and James 1999, Sohl *et al*. 2005 を参照の事）．

3.1 歳差による気候学的制約

現在の火星の歳差における自転軸傾斜角を正確に計測する事は，実は過去の自転軸傾斜角の変動を知る上でも重要である．それは取りも直さず，火星の気候変動を知る上でも重要である事を意味する．例えば火星の極域に存在する極冠（更には高緯度地域を中心に広く分布していると考えられる地下の氷）の消長は，地球の氷床と同様，自転軸傾斜角の周期的変動に支配されている．しかしそのような気候学的変化は地球に比べて遥かに大きいと考えられている．何故なら火星の自転軸傾斜角変動は地球と違ってカオス的だからである．

地球の場合，過去およそ 2 千万年前までの自転軸傾斜角は 22.1〜24.5 度という狭い範囲に落ち着いていたが（例えば Laskar *et al*. 1993a, b），火星の場合，同じく 2 千万年前までの自転軸傾斜角は 10〜40 度という広い範囲に及んでいたと考えられている（例えば Laskar and Robutel 1993, Touma and Wisdom 1993）．このような大きな差異は主に大きな衛星の有無に起因する（例えば Laskar *et al*. 1993b）．地球の自転は月の潮汐トルクによって安定化し，それによって地球の歳差の周期は約 8.1 万年から約 2.6 万年へと短くなっている．その結果，歳差による自転軸の変化は公転軸の変化よりもずっと速くなっている．それに対して火星では，フォボス・ダイモスという小さな衛星は従えているが，地球の月に匹敵するような巨大な衛星は存在しない．よってその歳差の固有周期は火星自体の力学的性質のみによってほぼ決まり（約 17 万年），かつその周期は天体力学的摂動による軌道傾斜角変動の周期と近接している．そして永年的な共鳴の影響によって自転軸傾斜角変動は増幅される．

このカオス的自転軸傾斜角変動によって太陽からの日射は大きく変化する（Laskar *et al*. 2004）．この変化を過去に遡って正確に復元するには，現在の自転軸の状態も正確に掌握しなければならない．つまり歳差の計測は，火星のカオス的自転軸傾斜角変動の復元，更に言えば火星の気候変動・地史等を理解する為の手掛かりにもなる（Laskar *et al*. 2002）．典型的な例として，極域層状堆積物の縞々模様はカオス的自転軸傾斜角変動の地質学的状況証拠と考えられており（例えば Milkovich and Head 2005），こうした観測事実との比較に耐え得る，より正確な自転軸傾斜角変動の見積もりも可能となろう．

3.2 自転速度変動による気象学的制約

火星の自転速度変動，即ち「一日の長さの変化」を正確に計測する事は，実は火星の短期的な表層環境変動を知る上でも重要である．何故なら自転速度は表層環境の季節変化に伴なって僅かに加速・減速するからである．地球の場合は，回転・重力等の測地学的信号と大気・海洋・陸水等の物理的挙動の相互関係が既に知られている．火星の場合も，海洋は存在しないけれども大気・極冠の振る舞いに応じて同様の現象が励起されるであろう．

自転速度変動のメカニズムは大きく二つに分けられる（例えば Yoder and Standish 1997, Folkner *et al*. 1997b, Defraigne *et al*. 2000）．その一つは大気圏・雪氷圏等の質量再分配による慣性能率テンソルの時間変化，もう一つは風の応力を媒介とした大気・マントル間の角運動量交換である．前者・後者はそれぞれ回転の支配方程式における物質項・運動項に相当する．これら二つの効果を分離する為には回転・重力の両方の時間変化を同時計測すれば良い．と言うのは，前者の荷重の影響は重力変化を伴なうが（例えば Yoder et al. 2003, Konopliv et al. 2006），後者の風の影響は重力変化を伴なわないからである．更に前者における雪氷圏の寄与は，Mars Global Surveyor（1997 年打ち上げ）におけるレーザー高度計 Mars Orbiter Laser Altimeter（MOLA）や Mars Odyssey（2001 年打ち上げ）における中性子検出器 High Energy Neutron Detector（HEND）のような測器によって分離可能かもしれない（Karatekin *et al*. 2006 を参照の事）．

これらのような測地学的視点から表層環境を理解する事は気象学的にも有意義であると考えられる．例えば火星の大気・極冠における揮発成分（主に水・二酸化炭素）の物質循環（昇華・凝結），火星大気大循環（例えば Hourdin *et al*. 1995, Forget *et al*. 1998）における風の物理的挙動，等を理解する上で有用かもしれない．これらの物理過程はいずれも自転速度に影響を及ぼすからである．

しかも大気・極冠等の表面荷重や風の応力の全球的な場を直接観測するのは，着陸機・周回機のいずれを利用しても決して容易ではない．先ず着陸機の場合，気象観測の機器を搭載すれば温度場・圧力場・速度場等のその場計測が可能である．これが最も直接的な手段であろう．実際，既に Viking による気象観測が行なわれている．しかしこのような直接観測から得られる情報は，着陸機の近傍の局地的な気象条件に限られる（Hourdin *et al*. 1993 を参照の事）．大気下層の境界層内では地面の影響が強い為，その風の振る舞いは大気上層の自由対流圏と大きく異なっている．従って大局的な気象現象を理解する上ではやや不向きである．次に周回機の場合，リモートセンシングによる広範囲の観測が可能である．しかしリモートセンシングでは，赤外放射に基づく温度場の計測は別として，圧力場・速度場の計測は困難である（ただ MELOS の気象オービターでは風速の計測を試みる為の測器が提案されているが）．又，カメラ・レーザー高度計等による極冠の広さ・厚さの計測は可能であるが，極冠の密度には多成分・多孔質に由来する不確定性があるので（Matsuo and Heki 2009 を参照の事），直ちに物質輸送に関する情報へ結び付くとは限らない．

それに対して測地学的観測，特に自転速度変動計測の観点から独立な制約を与えられる可能性がある．既述のように，自転速度変動は表層サブシステムの慣性能率テンソル・角運動量に関する情報が含まれている．しかも回転においては，それらの情報が時空間的に平均化されて見えている事になる．よって全球的な大気の振動，極冠の消長，風系の強弱（例えば偏西風の角運動量の変化），等の影響が反映されると考えられる．

所で揮発成分の他にももう一つ，火星の気象を特徴付ける因子としてダストの存在が挙げられる．実は大気中のダスト含有量も自転速度変動に若干影響すると考えられている．火星大気におけるダストストームの強弱によって大気・マントル間で交換される角運動量が変化するからである．それに伴なう自転速度変動の振幅の違いは，少なくとも NEIGE の計測精度を前提とすれば検出可能であると期待されていた（Van den Acker *et al*. 2002）．

以上のように，気象観測のみならず火星回転の調査も踏まえれば，火星大気のより深い理解に結び付くと考えられる．勿論，このような探査を行なう為には，着陸機による測地観測と周回機による気象観測のシナジーが強く望まれる．同時観測に基づくシステム科学的アプローチは複合探査によって初めて達成される．MELOS はそのようなアプローチを可能とする貴重な機会になると期待される．

4. これからの課題

今後，回転変動計測（或いは測地学的観測）が複合探査の一翼を担う上で解決すべき課題は幾つかある．理学的・工学的側面の各々の検討課題について以下の通りである．

4.1 理学的課題

理学的側面としては，本提案の実現可能性に関するフィージビリティスタディが最優先である．と言っても火星の測地探査のフィージビリティについては，理論・観測のいずれにおいてもベルギー・フランス等を主体とする研究グループによる詳細な考察が既に行なわれている．しかし我々も先行研究の検討結果を追試して，その再現性・妥当性等を確認しておく必要はある．例えば与えられた計測の感度に対する回転の精度はどれぐらいか，そして与えられた回転の精度に対する内部構造パラメーターの確度はどれぐらいか，等について再検討しなければならない．この内の前者は厳密に言えば搭載機器の性能や運用計画の立案に依存するので，それらと並行して検討する事になるであろう．

同時に，複合探査における様々なシナジーの成立性の検討も進めていく．MELOS の複合探査の特長の一つは，その名の通り，複数の観測機器間のシナジーである．単に測地探査（回転・重力・形状）だけで閉じた議論に止まらず，測地観測と他の物理観測（例えば地震・電磁気）のシナジー，或いは着陸機と周回機（例えば気象・大気散逸）のシナジーが考えられる．更には国際共同観測の可能性を踏まえて，国外の潜在的なカウンターパート（例えばジェット推進研究所・ベルギー王立天文台等）との交渉も重要度を増すであろう．

4.2 工学的課題

工学的側面としては，当面の所，回線の成立性の検討が挙げられる．特に 4-way ドップラー計測における周回機－着陸機のリンクについては送信機が大電力，若しくはアンテナが高利得でなければならない．本観測機器では，電力・重量・構造等の制限の中で高利得を達成すべく，位相配列アンテナの使用が想定されている．この点は SELENE の 4-way ドップラー計測と異なる（「おきな」では平面アンテナを使用）．位相配列アンテナは通信衛星等で実績があるが，ここでは更に軽量・小型のアンテナを設計・試作・試験する必要がある．又，使用する電波の周波数帯域は X 帯であるが，通信系においても同一

の帯域を利用するなら，それらの回線の統合も検討の余地がある．

5. おわりに

本稿では，火星の測地探査の一環である火星回転変動計測の内，主に表層環境変動に関係した側面について概観した．本観測は日本の火星複合探査計画 MELOS における着陸機の一部として提案されている．前述のように，着陸機の構成としては A 案（主にローバーによる地質探査）・B 案（主にランダーネットワークによる物理探査）・C 案（主にサンプルリターン）の三案が提案されており，測地探査は B 案に含まれている．この内，実際に MELOS（の初号機？）の着陸機として採用されるのは一案のみであるので，そこに B 案（そしてその一部である測地探査）が残るとは限らない．或いは打ち上げの先送りに付随する計画の見直しに伴なって，そもそも A・B・C 案という三案の範疇や各案を構成する機器群について再編成されるかもしれない．

いずれにせよ，もし本提案が最終的に MELOS の観測機器の一つとして選択され，そして火星の回転が十分な精度で計測されたならば，MELOS 全体の大目標である“赤い火星”の理解，即ち内部・表層を含む火星のシステムの変動を理解する為の新たな手掛かりが得られるであろう．

References

Barriot, J. P., *et al*., The netlander ionosphere and geodesy experiment, *Adv. Space Res*., **28**, 1237-1249, 2001.

Bills, B. G., and T. S. James, Moments of inertia and rotational stability of Mars: Lithospheric support of subhydrostatic rotational flattening, *J. Geophys. Res*., **104**, 9081-9096, 1999.

Bills, B. G., and D. P. Rubincam, Constraints on density models from radial moments: applications to Earth, Moon, and Mars, *J. Geophys. Res*., **100**, 1995.

Defraigne, P., *et al*., Mars rotation variations induced by atmosphere and ice caps, *J. Geophys. Res*., **105**, 24563-24570, 2000.

Defraigne, P., *et al*., Mars nutation resonance due to Free Inner Core Nutation, *J. Geophys. Res*., **108**, doi:10.1029/2003JE002145, 2003.

Dehant, V., *et al*., Computation of Mars' transfer functions for nutations, tides and surface loading, *Phys. Earth Planet. In*., **117**, 385-395, 2000a.

Dehant, V., *et al*., Comparison between the nutations of the planet Mars and the nutations of the Earth, *Surv. Geophys*., **21**, 89-110, 2000b.

Dehant, V., *et al*., Can a solid inner core of Mars be detected from observations of polar motion and nutation of Mars?, *J. Geophys. Res*., **108**, doi:10.1029/2003JE002140, 2003.

Dehant, V., *et al*., Network science, NetLander: A european mission to study the planet Mars, *Planet. Space Sci*., **52**, 977-985, 2004.

Dehant, V., *et al*., Lander radioscience for obtaining the rotation and orientation of Mars, *Planet. Space Sci*., **57**, 1050-1067, 2009a.

Dehant, V., *et al*., Rotation and internal dynamics of Mars from future geodesy experiments, *Proceedings of the Journées 2008 Systèmes de référence spatio-temporels*, 135-136, 2009b.

Folkner, W. M., *et al*., Mars dynamics from Earth-based tracking of the Mars Pathfinder lander, *J. Geophys. Res*., **102**, 4057-4064, 1997a.

Folkner, W. M., *et al*., Interior structure and seasonal mass redistribution of Mars from radio tracking of Mars Pathfinder, *Science*, **278**, 1749-1752, 1997b.

Forget, F., *et al*., CO_2 Snowfall on Mars: Simulation with a General Circulation Model, *Icarus*, **131**, 302-316, 1998.

Hourdin, F., *et al*., Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on Mars, *J Atmos Sci*, **50**, 3625-3640, 1993.

Hourdin, F., *et al*., The sensitivity of the Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters: A comparison between numerical simulations and Viking observations, *J. Geophys. Res*., **100**, 5501-5523, 1995.

Ishihara, Y., *et al*., Crustal thickness of the Moon: Implications for farside basin structures, *Geophys. Res. Lett*., **36**, doi:10.1029/2009GL039708, 2009.

岩田隆浩他，かぐや（SELENE）による測月ミッションの概要と，子衛星おきな・おうな（Rstar・Vstar）の開発ならびに軌道上特性，測地学会誌，**55**，135-150，2009．

Karatekin, Ö., *et al*., The effects of seasonal mass redistribution and interior structure on Length-of-Day variations of Mars, *Adv. Space Res*., **38**, 739-744, 2006.

河野宣之他，惑星測地のための逆 VLBI 法，測地学会誌，**45**，181-203，1999．

Konopliv, A. S., *et al*., A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris, *Icarus*, **182**, 23-50, 2006.

Laskar, J., and P. Robutel, The chaotic obliquity of the planets, *Nature*, **361**, 608-612, 1993.

Laskar, J., *et al*., Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr, *Astron. Astrophys*., **270**, 522-533, 1993a.

Laskar, J., *et al*., Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon, *Nature*, **361**, 615-617, 1993b.

Laskar, J., *et al*., Orbital forcing of the martian polar layered deposits, *Nature*, **419**, 375-377, 2002.

Laskar, J., *et al*., Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars, *Icarus*, **170**, 343-364, 2004.

Matsumoto *et al*., An improved lunar gravity field model from SELENE and historical tracking data: revealing the farside gravity features, *J. Geophys. Res*., doi:10.1029/2009JE003499, in press.

Matsuo, K., and K. Heki, Seasonal and inter-annual changes of volume density of martian CO_2 snow from time-variable elevation and gravity, *Icarus*, **202**, 90-94, 2009.

Milkovich, S. M., and J. W. Head III, North polar cap of Mars: Polar layered deposit characterization and identification of a fundamental climate signal, *J. Geophys. Res*., **110**, doi:10.1029/2004JE002349, 2005.

Molodensky, S. M., *et al*., On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 2. The effects of liquid core and mantle elasticity, *Phys. Earth Planet. In*., **172**, 335-344, 2009.

Namiki, N., *et al*., Farside gravity field of the moon from four-way Doppler measurements of SELENE (Kaguya), *Science*, **323**, 900-905, 2009.

Sohl, F., and T. Spohn, The interior structure of Mars: Implications from SNC meteorites, *J. Geophys. Res*., **102**, 1613-1635, 1997.

Sohl, F., *et al*., Geophysical constraints on the composition and structure of the Martian interior, *J. Geophys. Res*., **110**, doi:10.1029/2005JE002520, 2005.

Touma, J., and J. Wisdom, The chaotic obliquity of mars, *Science*, **259**, 1294-1297, 1993.

Van den Acker, E., *et al*., Influence of the seasonal winds and the CO_2 mass exchange between atmosphere and polar caps on Mars' rotation, *J. Geophys. Res*., **107**, doi:10.1029/2000JE001539, 2002.

Van Hoolst, T., and V. Dehant, Influence of triaxiality and second-order terms in flattenings on the rotation of terrestrial planets I. Formalism and rotational normal modes, *Phys. Earth Planet. In*., **134**, 17-33, 2002.

Van Hoolst, T., *et al*., Chandler wobble and Free Core Nutation for Mars, *Planet. Space Sci*., **48**, 1145-1151, 2000a.

Van Hoolst, T., *et al*., Sensitivity of the Free Core Nutation and the Chandler Wobble to changes in the interior structure of Mars, *Phys. Earth Planet. In*., **117**, 397-405, 2000b.

Van Hoolst, T., *et al*., Tidally induced surface displacements, external potential variations, and gravity variations on Mars, *Icarus*, **161**, 281-296, 2003.

Yoder, C. F., and E. M. Standish, Martian precession and rotation from Viking lander range data, *J. Geophys. Res*., **102**, 4065-4080, 1997.

Yoder, C. F., *et al*., Fluid core size of Mars from detection of the solar tide, *Science*, **300**, 299-303, 2003.

Yseboodt, M., *et al*., Analytical modeling of the Doppler tracking between a lander and a mars orbiter in terms of rotational dynamics, *J. Geophys. Res*., **108**, 12-11, 2003.

Zharkov, V. N., *et al*., On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary, *Phys. Earth Planet. In*., **172**, 324-334, 2009.

木星熱圏イオン・中性風観測の速報および近赤外エシェル分光器開発の現状

宇野 健（東北大理）、坂野井 健（東北大理）、笠羽 康正（東北大理）、 小鮒 格久（東北大理）

木星は太陽系最大の惑星であり、巨大な磁気圏を有している。磁気圏が磁気圏-電離圏-熱圏 (MIT) 結合過程を介して惑星本体の自転エネルギーにより駆動される一方で、MIT 結合は極域オーロラ現象を引き起こし、熱圏のエネルギーバランス、ダイナミクスも支配している (図 1)。太陽風が駆動する地球の磁気圏とは大きく異なる木星 MIT 結合系の研究は、惑星間空間と惑星本体との相互作用の普遍的理解のために重要である。

木星 MIT 結合系においては、熱圏中性大気の運動が重要な役割を担っている。しかし、中性大気の運動や電離圏プラズマとの相互作用、結合電流に関連したオーロラ発光現象に関して、経度依存性と時間変動に対する理解は進んでいない。そもそも中性大気運動の観測が、ほとんどないことが問題である。これに対し、H_2、H_3^+ の近赤外オーロラの観測は

1. 結合に寄与する高度の情報を多く反映している。
2. 紫外線等の波長域に比べ、背景大気の情報を多く反映する。
3. 地上から観測可能であり、変動を捉えやすい。

の 3 点から、有用な情報を提供しうる。

これまで 1 例ある H_2 と H_3^+ 近赤外オーロラの同時観測では、両者の発光強度分布のピークが、経度方向にずれていることが報告された。これは降り込みが活発な領域と Joule 加熱が効果的に働

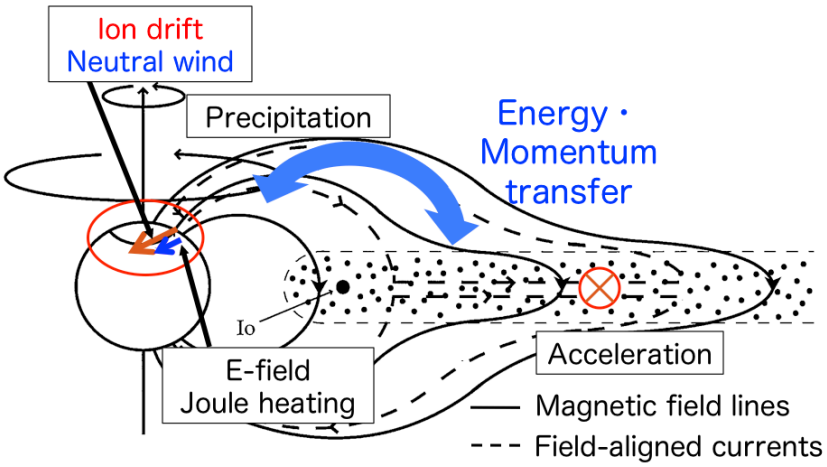


図 1　Jovian MIT coupling system. The electric field originates from the Jovian rapid rotation and dynamics of magnetospheric plasma cause Joule heating and ion drift in the thermosphere. The penetrating electrons cause auroras. (from Cowley and Bunce, 2001)

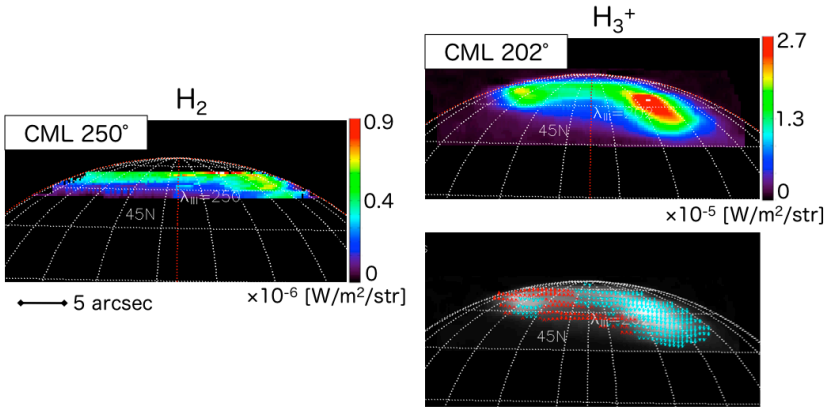


図 2　Distributions of H_2 aurora (left), H_3^+ aurora (right-top), and H_3^+ Doppler velocities (right-bottom) observed with IRTF/CSHELL in 2009. (Sakanoi et. al., 2010, in preparation)

く領域とが、経度方向にずれていることを示唆するものであり、MIT 結合の経度依存性を考える上で重要な問題である。H_2 と H_3^+ の発光分布に加え、速度分布を得ることで、この検証が可能である。そこで本研究では、既存の分光装置 NASA IRTF/CSHELL を用いて H_2、H_3^+ 赤外オーロラの高分散分光観測を行った。スリットを木星東西にあててスリットスキャンを行ない、8 月 31 日 UT には南極域の、9 月 6 日 UT には両極の発光分布をそれぞれ 1 セットずつ得た。その結果、世界で 2 例目となる木星南極域の $H_2S_1(1)$ 発光分布 (図 2) を得るとともに、H_3^+ 発光分布との比較から、

- 初めて南極における H_2 と H_3^+ の発光分布ピーク位置のずれを示した (H_2 の方が経度方向西側に約 60 deg シフト)。
- 初めてピーク位置のずれの南北非対称性を見いだした (北極では H_2 が経度方向西側に約 30 deg シフト)。
- 先行研究 (Raynaud et al., 2004) と比べ、南極の H_2, H_3^+ 赤外オーロラの発光分布に明らかな変化を見いだした。

中性大気速度とイオン速度の分布は H_2 と H_3^+ の発光分布の違いを説明しうるが、本観測では H_3^+ 視線方向速度分布は導出したものの、誤差が大きく中性大気速度の導出に至らなかった。今後の展望として、速度導出には不向きだが、H_2 および H_3^+ の複数輝線観測から両者の温度分布導出が可能な Subaru/IRCS を用いた観測による、粒子降り込み領域と Joule 加熱領域の解明が考えられる。

このように、近赤外の高分散分光観測は木星 MIT 結合系における熱圏側の応答を探る重要なツールである。しかし数日から数ヶ月程度のダイナミックな変動を示す惑星観測にとっては、汎用の装置を間借りして行う観測では明らかに観測時間が不足している。また、「木星 disk を一度におさめる長スリット、複数の要求輝線を同時に捉える広波長範囲、速度導出可能な高波長分散」を同

時に実現する装置が存在しない。これは本来、同時には成立しえない要求である。本研究では「観測波長範囲の汎用性を捨て、木星観測に必要な波長帯を選択的に選ぶことで」上記を同時に実現する近赤外エシェル分光器の開発を開始し、光学系設計を行なった。本分光器は、北海道名寄市に建設中の「名寄望遠鏡 (口径 1.6 m)」に設置し、将来的には現在東北大学がハワイ・ハレアカラに建設計画中の「惑星・系外惑星望遠鏡 (口径 1.9 m)」用の常設装置となる予定である。本研究では「観測輝線に対するガウス関数のフィッティングによる風速場導出」に最適となる装置パラメーターを、装置関数を模擬した観測シミュレーションにより導出した。主なパラメーターは、プレートスケール 0.5 arcsec/pixel、スリット長 50 arcsec、スリット幅 1.0 arcsec、エシェル溝間隔 24 μm、ブレーズ角 76 deg、コリメータービーム径 43 mm、波長分解能 R = 45,000 と決定された。また速度決定の誤差を減らすため、スリットモニターと波長較正手法にも工夫をする予定である。このように木星熱圏大気の風速決定に最適化した装置を製作することは、世界で初の試みである。

本研究で設計に着手した分光器は、完成後、次のような惑星大気の観測的研究に貢献しうる。

木星 熱圏ダイナミクスとそれに関連した MIT 結合系の理解を深めるため、本分光器完成後、木星が衝前後で観測好期となる 2011 年後半に H_2、H_3^+ の同時観測を実施。また、本分光器を用いて数晩から数ヶ月にわたる継続的な観測を行い、赤外オーロラの発光強度、イオン風速度変動の時間スケールと変動量の描像を明らかにし、変動の要因に迫る。

金星 金星においては 1.27 μm 付近の大気光や 2.3 μm 付近の下部雲層の観測が求められている。2011 年初頭は金星の太陽離隔が大きい観測好期であり、宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究本部 (JAXA/ISAS) の金星探査機 Planet-C(あかつき) との同時観測が想定される。

火星 近年、メタンや過酸化水素をはじめとする火星の大気微量成分が注目されており、高波長分解能での観測が重要である。2012 年初頭に火星は観測好期を迎え、それに合わせた観測が想定される。

参考文献

Cowley, S. W. H. and E. J. Bunce (2001), Origin of the main auroral oval in Jupiter's coupled magnetosphere-ionosphere system, Planet. Space Sci., **49** pp.1067–1088.

Raynaud, E., E. Lellouch, J.-P. Maillard, G. R. Gladstone, J. H. Waite, B. Bézard, P. Drossart, and T. Fouchet (2004), Spectro-imaging observations of Jupiter's 2-μm auroral emission. I. H_3^+distribution and temperature, *Icarus*, **171** pp.133–152.

P-24

東北大における惑星大気研究：将来地上・探査機観測に向けて

Y. Kasaba, H. Okano, I. Murata, T. Sakanoi ,
H. Fujiwara, N. Terada, M. Kagitani,
H. Nakagawa, Kaori Terada, Chihiro Tao
(Tohoku Univ.)

[Major Topics and Core Members]

Two regular meetings

(A) Numerical modeling for Atmospheric studies
Coupling processes in atmospheres, Escape of Atmospheres, *Future systems*
Staff H. Fujiwara, N. Terada, *Y. Kato, Y. Kasaba*
PD C. Tao (2008FY:D3), K. Terada
DC N. Hoshino (2009FY:D1) *[with Master students]*

Simulation team meeting

(B) Observations of Atmospheric Structures and Dynamics
Cloud structures of Jupiter (and Venus), Dynamics of Upper Atmosphere of Jupiter
Staff Y. Kasaba, T. Sakanoi
DC T. Kobuna (D1), T. Sato (D1) *[with Master students]*

(C) Observations of Atmospheric Minor Components
Atmospheric minor components of Earth and Mars
Staff Y. Kasaba, I. Murata, T. Sakanoi, *S. Okano*
PD H. Nakagawa (GCOE)
DC *[with Master students]*

Opt-IR team meeting

(D) Future instrumentations for Atmospheric (& Plasma) studies
Ground-based & Flight instruments, Data archives
Staff Y. Kasaba, I. Murata, S. Okano, T. Sakanoi,
Y. Kato, A. Kumamoto, H. Misawa, T. Ono, F. Tsuchiya
PD M. Kagitani, H. Nakagawa (GCOE)
DC *many* *[with Master students]*

Long-range investment for future

A. Numerical modeling for Atmospheric studies

A.1 Coupling processes in Planetary atmospheres

Staffs Hitoshi Fujiwara, Yasumasa Kasaba
PD Chihiro Tao (D3 [JSPS] in 2008FY, PD [JST] in 2009FY)
DC Naoya Hoshino (D1 [IIARE] in 2009FY)
with Univ. Colorado (USA), CNDS (France)

A.2 Escape and Long-term Evolution of Atmospheres

Staffs N. Terada, Y. Kasaba, F. Tsuchiya
PD K. Terada (D3 [JSPS] in 2008FY, PD [JST] in 2009FY)
M. Kagitani (PD in 2008-2009FY)
DC N. Kitamura (D1 [SDC] in 2009FY)
with SRI (Austria), PGI (Russia), UMCS (Poland)

****** This field has long heritage & is much competitive. ******

Simulation team meeting

B. Observations of Atmospheric Structures and Dynamics

B.1 Cloud Structure of Jupiter (& Venus)

Staffs Yasumasa Kasaba (, Takehiko Satoh [JAXA])
DC Takao Sato (D1 [JSPS] in 2009FY)
MC *Tomoko Teraguchi* *(M1 in 2009FY)*
with NASA/JPL (USA), MPI (Germany)

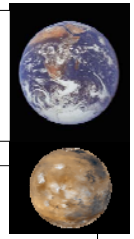
B.2 Dynamics of Upper Atmosphere of Jupiter

Staffs T. Sakanoi, Y. Kasaba
DC T. Kobuna (D1 [RA] in 2009FY)
MC *T. Uno* *(M2 in 2009FY)*

****** We try to enter new fields, with
own ground-based observations,
international collaborations for orbiter data sets, and
links to our simulation / instrumentation works, ******

Opt-IR team meeting

C. Observations of Atmospheric Minor Components



C.1 Minor Components in Terrestrial atmosphere

Staffs Isao Murata (Dep. Env. Studies)
MC *H. Goto* *(M2 in 2009FY)*
with NDACC IRWG (USA)

C.2 Minor Components in Martian atmosphere

Staffs Y. Kasaba, I. Murata
PD H. Nakagawa (PD in 2008FY, PD/ Assist.Prof. [GCOE] in 2009FY)
MC *A. Hashimoto (M2 in 2008FY), A. Aoki (M1 in 2009FY)*
with INAF (Italy)

****** Based on the long heritage of terrestrial minor component studies, we try to enter new fields, with**
own ground-based observations,
international collaborations for orbiter data sets, and
links to our simulation / instrumentation works. ****

Opt-IR team meeting

D. Future instrumentations for Atmospheric & Plasma studies

D.1 Ground-based Facilities and Instruments

Staffs S. Okano, T. Sakanoi, H. Misawa, A. Kumamoto, F. Tsuchiya, Y. Kasaba, I. Murata, N. Terada, T. Ono
PD M. Kagitani, H. Nakagawa
DC *many*
with Univ. Hawaii, UCLA, Univ. Colorado (USA) …

*** Expansion plan of our unique PPARC Optical/IR facilities**
S. Okano, Y. Kasaba, M. Kagitani et al. with Univ. Hawaii, …

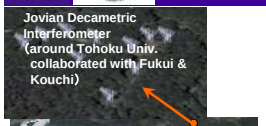
*** New high-spectral resolution IR spectrometers**
[NIR] **T. Sakanoi, Y. Kasaba, T. Kobuna, et al.** with Dep. Astronomy
[MIR] **Y. Kasaba, I. Murata, S. Okano, H. Nakagawa, et al.**
with Univ. Cologne, NASA/GSFC, Oxford Univ.

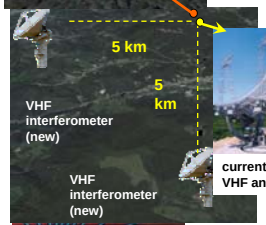
*** Interoperable planetary database including our facilities' data**
M. Kagitani, H. Misawa, T. Sakanoi, A. Kumamoto, F. Tsuchiya
T. Ono, S. Okano, Y. Kasaba with **JAXA, Nagoya Univ, UCLA, et al.**

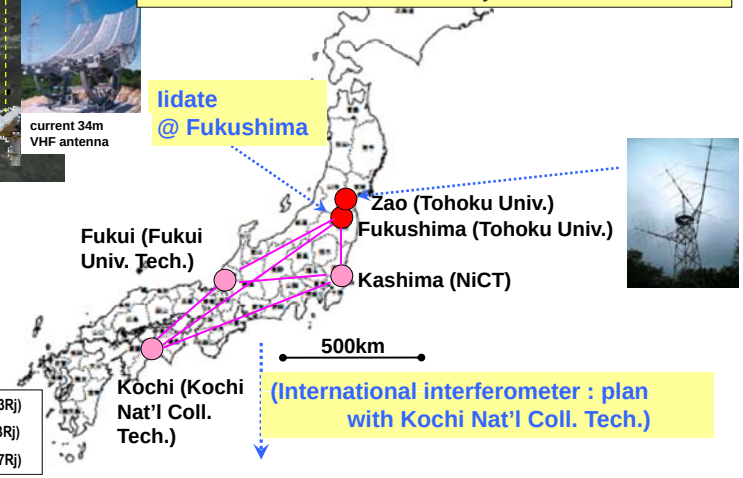
*** Development of simulation infrastructure**
H. Fujiwara, N. Terada, Y. Kato, C. Tao, K. Kaneda, …

Expansion plan of our unique Radio facilities toward Interferometers

VHF *add 1-2 antenna*
Decameter *domestic & international VLBI system*







litate-Kashima: 200km (Δ=2/3Rj)
litate-Fukui: 420km (Δ=1/3Rj)
litate-Kochi: 825km (Δ=1/7Rj)

Expansion plan of our unique Optical/IR facilities

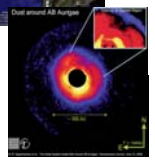
The new telescope project with Univ. Hawaii et al.

[Discussion was born from 2007, by the proposal of our Iidate 60cm telescope moving to Haleakala. The MOU between Tohoku Univ. & Univ. Hawaii was established in Nov. 2009. Development of the main mirror will start soon. Core meeting will be in Feb. 2010.]

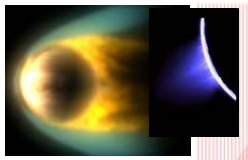
http://www.ifa.hawaii.edu/haleakalanew/planets/
http://kopiko.ifa.hawaii.edu/planets/

40cm Schmidt-Cassegrain (Haleakala, Maui)

60cm Vis/IR telescope (Iidate, for instrument tests)

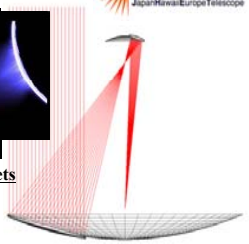


Disk around a young star in polarized light (~300AU). A ring at 150AU might be a proto-planet clearing.



Weak light close to Planets scattered by the escaping atmosphere from Mars / Venus / Io / Encheladas

~2mφ(tbc) at Haleakala
- Wide dynamic range
  Off-axis with 1/100λ smoothness
- Coronagraph: **Gregorian-type**
- Polarization: **Equatorial mount**

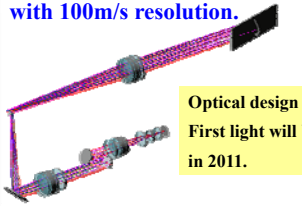


* New high-spectral resolution IR spectrometers

[NIR] **T. Sakanoi, Y. Kasaba, T. Kobuna, T. Uno, et al.** with Dep. Astronomy [Prof. Ichikawa, including Antarctic Telescope project.]

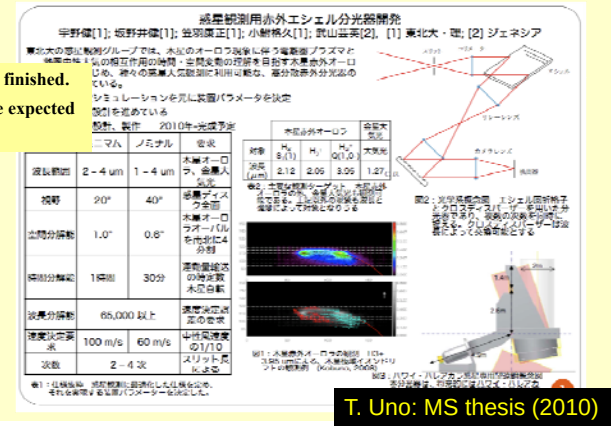
Echelle Spectrometer in NIR

Main issue will be **Jovian atmospheric coupling observed by H_2 & H_3^+ simultaneously, with 100m/s resolution.**



Optical design is finished.
First light will be expected in 2011.

One of the target facility
Hokkaido Univ. Nayoro



T. Uno: MS thesis (2010)

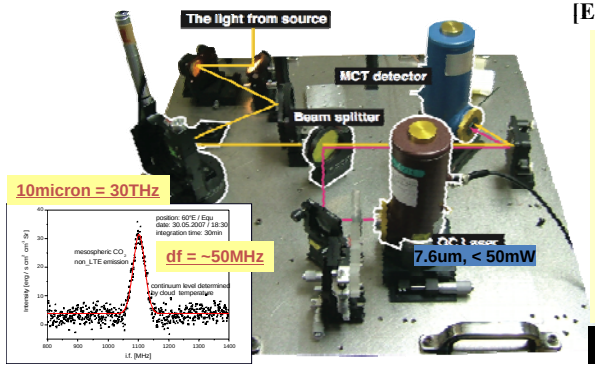
* New high-spectral resolution IR spectrometers

[MIR] **Y. Kasaba, I. Murata, S. Okano, H. Nakagawa, et al.**
with Univ. Cologne, NASA/GSFC, Oxford Univ.

Laser Heterodyne Spectrometer in MIR

Restart the development with Quantum Cascade Laser from the end of 2007.
- **Heterodyne signal by a test bench system was established in the fall of 2008.**
- **The first generation spectrometer is now in development.**

[Efficiency problem is solving.]



Highest spectral resolution in Medium IR range with simple system
- $\lambda/\Delta\lambda > 10^{6\text{-}7}$
  several 10s-100s m/s
  ~ similar scale to planetary atmospheric motions ~
- Bandwidth: 200MHz in ours
  [New detector with >1GHz will come in April 2010.]

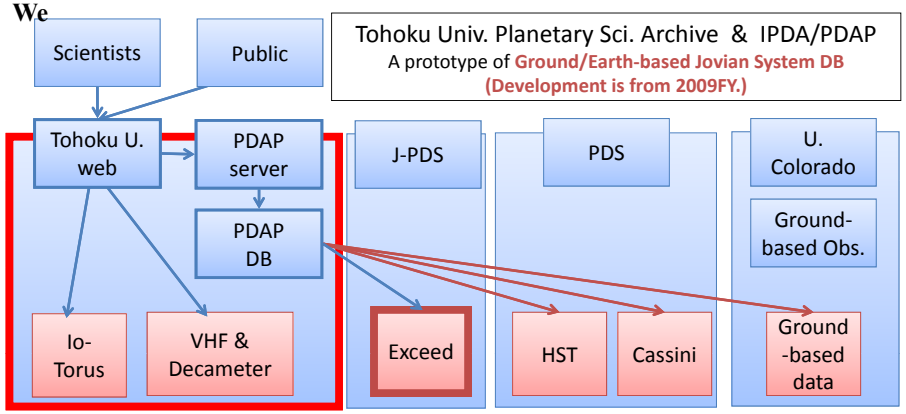
A. Hashimoto: MS thesis (2009)

* Interoperable planetary database including our facilities' data

M. Kagitani, H. Misawa, T. Sakanoi, A. Kumamoto, F. Tsuchiya
T. Ono, S. Okano, Y. Kasaba [Chair of IPDA] with **JAXA, Nagoya Univ, UCLA, et al.**

IPDA (International Planetary Data Alliance) tries to establish the interoperable database access with a protocol 'Planetary Data Access Protocol' (PDAP).

We



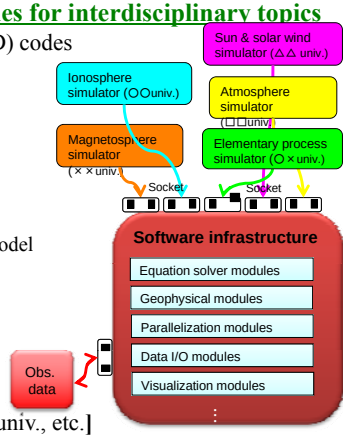
* Development of simulation infrastructure

H. Fujiwara, N. Terada, Y. Kato, C. Tao, K. Kaneda, …

To Improve the development environment for students
To enhance the experiences of collaborative works during MC/DC
<< Simulation sciences will be more systematic. >>

An infrastructure based on our state-of-the-art codes for interdisciplinary topics

- Magnetohydrodynamic (MHD) and hydrodynamic (HD) codes
  - Earth and planetary thermosphere model
  - Planetary exosphere model
  - Planetary ionosphere model
  - Planetary magnetosphere model
  - Protoplanetary disk model
  - Molecular cloud model
- Some coupled codes:
  - Earth extended atmosphere-thermosphere-ionosphere model
  - Jupiter thermosphere-ionosphere-magnetosphere model
  - Mars exosphere-ionosphere-magnetosphere model
- Particle (PIC) codes:
  - Electron hybrid code
  - Ion/electron hybrid code



[Collaborators: Kyushu univ., NICT, NAOJ, Nagoya univ., etc.**]**

D. Future instrumentations for Atmospheric & Plasma studies

D.2 Flight Projects and Instruments

Staffs Y. Kasaba, I. Murata, S. Okano, T. Sakanoi, H. Misawa, A. Kumamoto, F. Tsuchiya, N. Terada, T. Ono
PD M. Kagitani, H. Nakagawa
DC *many*
with Obs. Paris, … (France), IRF-Uppsala, … (Sweden), IKI (Russia), JAXA, ESA, NASA, …

*** Balloon-born optical sensor:** for profiles of ozone and some trace species
I. Murata, S. Okano with **JAXA, Tokyo Univ, NIPR, and AWI**

*** Electric Field & Radio instruments:** for Magnetospheric & Radio
Y. Kasaba, A. Kumamoto, T. Ono, Y. Kato, H. Misawa, F. Tsuchiya
with **Kyoto Univ., …, Obs. Paris, … (France), IRF, … (Sweden) …**

*** Optical/Infrared instruments:** for Air glows & Planetary missions
T. Sakanoi, Y. Kasaba, H. Nakagawa …
with **JAXA, IKI (Russia), CNRS (France), BIRA/IASB (Belgium)**

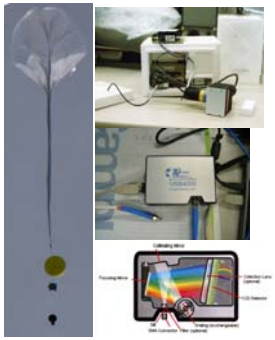
*** Support to Japanese Future missions as one of core institutions**

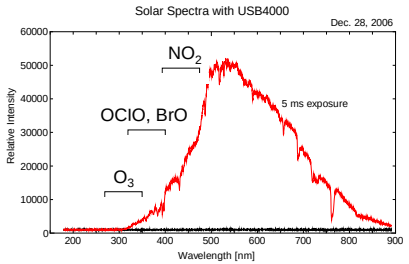
*** Balloon-born optical sensor:** for profiles of ozone and some trace species
I. Murata, S. Okano with **JAXA, Tokyo Univ, NIPR, and AWI**

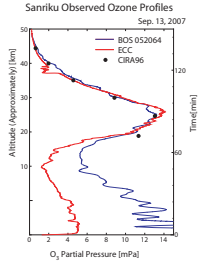
A balloon-borne optical ozone sensor (BOS) for the vertical distribution of upper stratospheric ozone up to 50 km by high-altitude balloon at Sanriku since 1994. **….. Unique for** upper stratospheric ozone & gravity waves

Old: Optical filter for UV absorption in ozone band (~300nm)
New: Small spectrometer for O3 with NO_2, OClO, and BrO simultaneously with similar weight, without moving parts

Test: May 2010
Future: links to ISS/SMILES
Antarctic observation for the polar vortex.





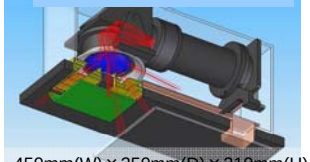


*** Optical: Airglow measurement on ISS**

Based on the heritages of Reimei MAC

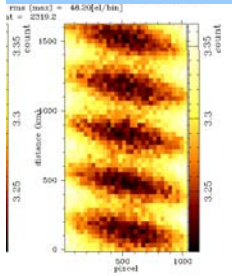
VISI: airglow emissions
730nm (OH, Alt. 85km), 762nm (O2, Alt 95km), 630nm(O, Alt. 250km)
±45 deg. forward and backward FOV
Observation is scheduled to start in 2011FY.

Structure model

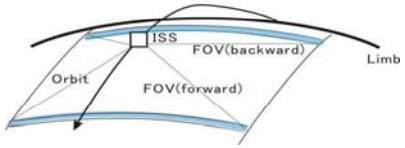


450mm(W)×250mm(D)×210mm(H)
Weight=15 kg, Power=20W(TBD)

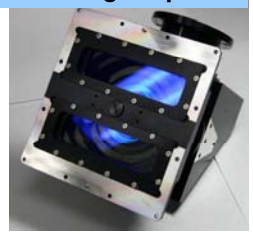
Scientific Simulation



VISI field-of-view
ISS orbit 400km alt.



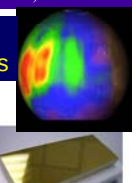
Proto-Flight optics



VISI instrument on the international space station.

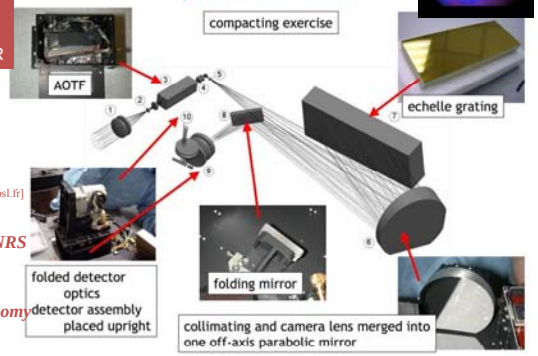
*** Infrared: Echelle Spectrometer for Mars**

First high-resolution IR spectrometer for Mars



LATMOS ИКИ

Scan Mirror
Optics
AOTF/Echelle
based on VEX/SOIR



[Russia] **O. Korablev** [korab@iki.rssi.ru]
A. Trokhimovsky [trokh@iki.rssi.ru]
IKI, Moscow, Russia

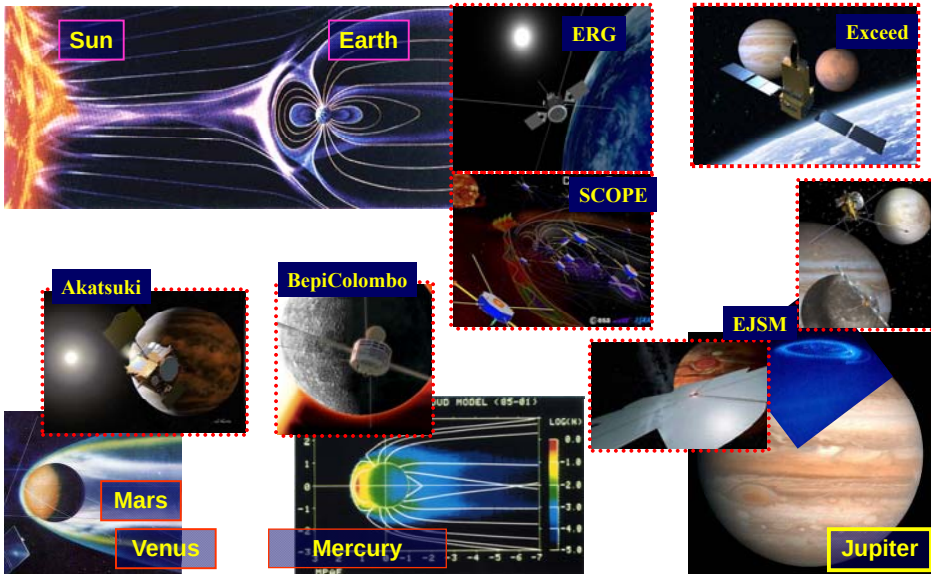
[France] **F. Montmessin** [franck.montmessin@latmos.ipsl.fr]
R. Aurelie [aurelie.reberac@latmos.ipsl.fr]
Service d'Aéonomie, UVSQ/IPSL/CNRS

[Belgium] **E. Neefs** [eddy.neefs@oma.be]
BIRA/IASB, Institute of Space Aeronomy

[Japan] **Y. Kasaba** [kasaba@pat.gp.tohoku.ac.jp], **H. Nakagawa** [rom@pat.gp.tohoku.ac.jp]
Department of Geophysics, Tohoku University, Japan
S. Okano [okano@pparc.gp.tohoku.ac.jp], **T. Sakanoi** [tsakanoi@pparc.gp.tohoku.ac.jp]
Planetary Plasma and Atmospheric Research Center (PPARC), Tohoku Univ
M. Ueno [ueno@stp.isas.jaxa.jp], **T. Sato** [satoh@stp.isas.jaxa.jp]
Institute of Space and Astronautical Science (ISAS), JAXA

Detector
Cooler
DPU
based on P-C/IR2

*** Create & Support Japanese Future missions as one of core institutions**



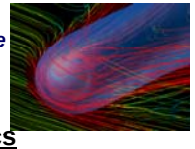
[SUMMARY]

The simulations & instrumentations are the most cores for us.
We have set that Students & Young Scientists can be skilled either (A) and/or (B).
Using these skills, we create the path to the atmospheric sciences.

(A) Numerical modeling for Atmospheric studies

Coupling processes in atmospheres, Escape of Atmospheres, *Future*

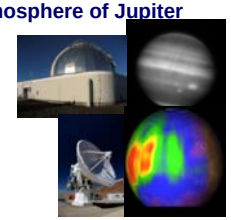
- A.1 Coupling processes in Planetary atmospheres
- A.2 Escape and Long-term Evolution of Atmospheres



(B) Observations of Atmospheric Structures and Dynamics

Cloud structures of Jupiter (and Venus), Dynamics of Upper Atmosphere of Jupiter

- B.1 Cloud Structure of Jupiter (& Venus)
- B.2 Dynamics of Upper Atmosphere of Jupiter



(C) Observations of Atmospheric Minor Components

Atmospheric minor components of Earth and Mars

- C.1 Minor Components in Terrestrial atmosphere
- C.2 Minor Components in Martian atmosphere

(D) Future instrumentations for Atmospheric (& Plasma) studies

Ground-based & Flight instruments, Data archives

- D.1 Ground-based Facility and Instruments
- D.2 Flight Projects and Instruments

かぐや子衛星２機による月の電離層の同時掩蔽観測

○安藤 紘基[1], 今村 剛[2], 岩田 隆浩[2], 山本 善一[2], 望月 奈々子[2], 河野 裕介[3], 松本 晃治[3], 劉 慶会[4], 野田 寛大[3], 花田 英夫[3], 小山 孝一郎[5], Alexander Nabatov[6], 二穴 喜文[7], 齋藤 昭則[8]

[1]東大・理, [2]ISAS/JAXA, [3]NAOJ, [4]上海国立天文台, [5]台湾成功大, [6]Ukrainian Academy of Science, [7]Swedish Institute of Space Physics, [8]京大・理

1. 背景

1960 年代の電波天体からの電波の月周縁部における屈折の観測や 1970 年代に行われた Luna ミッションにおける電波掩蔽観測により、密度にして最大 1000 cm^{-3} 程度の電子が月面付近に存在すことが示唆された (Andrew et al., 1964; Vyshlov et al., 1976)。一方、月には地球のような磁気圏が存在しないため太陽風の誘導電場により生成されたプラズマは速やかに剥ぎ取られる。また月を取り巻く大気の密度は 10^6 cm^{-3} と稀薄である。これらを統合して考えると月近傍に存在する電子密度はせいぜい 1 cm^{-3} 程度であると理論的に見積もられている (Bauer, 1996)。もし月に電離層があるとなれば月の環境科学に対して新たな知見を得る事になる。かぐや電波科学(RS)では、月の電離層の有無を含め、その様相を探ることを目的としている。

2. 電離層生成に寄与すると思われる要素

① 中性大気の電離

月の中性大気の主成分は Ar であり、その密度は 10^4 cm^{-3} 程度と言われている (Johnson, 1971)。しかし月には地球のような磁気圏は存在せず、太陽風電場により、生成されたプラズマは速やかに剥ぎ取られる。よって電離で生成される割合と電場により剥ぎ取られて失われる割合のバランスを考えると、月面付近に存在する電子密度は、0.1 cm^{-3} 程度であり、過去の Luna ミッションでの観測結果を説明する事は出来ない。

② ダストの光電子放出

過去のアポロミッションにより、月面付近に帯電したダストが浮遊している事が示唆された(McCoy and Criswell, 1974)。そこで帯電ダストから太陽光により光電子が放出されることで、月面付近に電離層が生成されることに繋がると考えた。

ダストの密度、ダストの光電子放出率を McCoy と Criswell(1974)や Abbas(2007)の研究結果を参考にして、光電子の生成と太陽風の剥ぎ取りによる損失のバランスを考えると最大で 200 cm^{-3} 程度の電子密度が存在する。しかし、ダストの密度や光電子放出率には誤差があるため、Luna ミッションでの観測結果を説明出来るとは言い難い。

③ 水分子の電離

Cassini や Chandrayaan の観測により月面から深さ 1-2 mm の所に水分子が存在する事が示唆された(Clark, 2009; Piter, 2009)。そこで水分子が熱脱離により月面から飛び出し、それが太陽光で H と OH に光解離され、さらにそれらが光電離されて電子が生成されると考えた。

月面から熱脱離して飛び出してくる水分子の割合をαとする。Ogawa と Shimazaki(1975)の研究結果を参考にして水分子の電離率を見積もり、電子の生成と太陽風の剥ぎ取りによる損失のバランスを考えると、月面付近に存在する電子密度は$1.6\times10^{6}\times\alpha$ cm^{-3} と求められる。しかしαの値は分かっていないため、水分子の電離により電離層が生成されるという結論を得るには至らない。

3. 観測手法

RS では子衛星 1 機のみを用いる手法と子衛星 2 機を同時に用いた手法があり、私は後者を主に担当した。前者の手法では 300 回以上の観測により統計的な判断が有意であるが、宇宙空間や地球電離層の電子密度の寄与を避けることが出来ないため、月周辺の電子密度のみを確からしく計測することが難しい。一方後者では、Vstar の掩蔽中に Rstar が地球

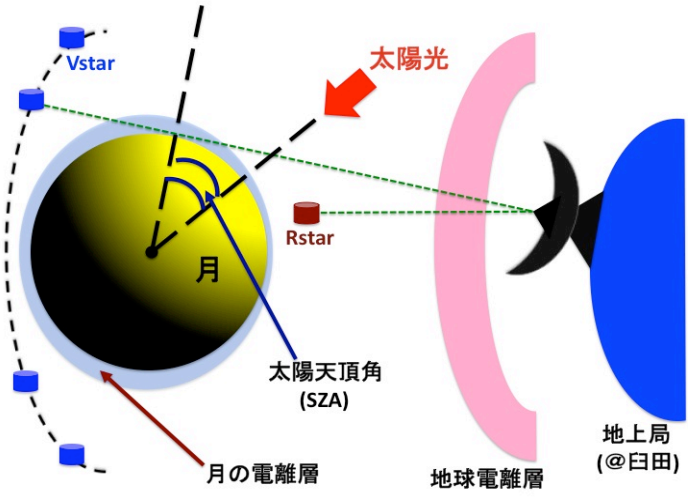


図 1 電波掩蔽のイメージ

電離層をモニターし両者で得られた電子密度を互いに差し引くことで、月面近傍の電子密度のみを抽出することが出来る。しかしこの手法では、Rstar の装備の都合上用いる周波数帯が近い（S2 帯:2218 MHz と S3 帯:2287 MHz）ために観測ノイズが大きくなる。またアンテナのビーム径に 2 つの衛星が共に入っていなければならず、観測回数と観測領域が共に制限される。

4. 解析手法

① 位相変動量の計算

電圧値として記録された時系列データ(a)を高速フーリエ変換により複素周波数スペクトル(b)に変換する。(b) に窓関数(e)をかけてノイズを減らし、信号近傍の帯域を抽出する(c)。抽出した部分を逆フーリエ変換により複素信号(d)を作り、実部と虚部のセットから位相の変動量を逐次計算していく。

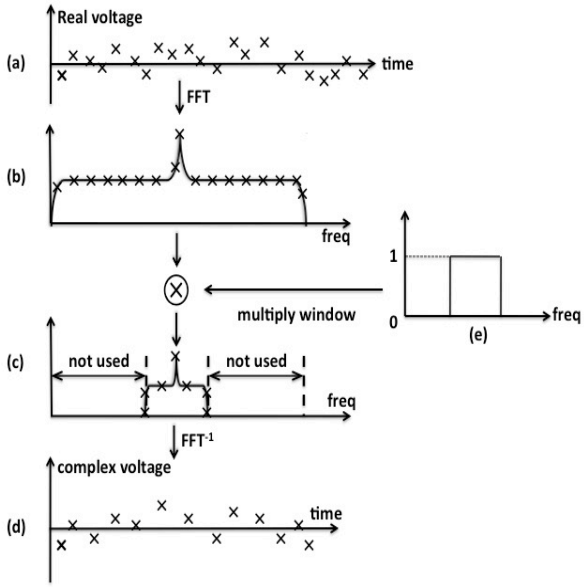


図 2 位相変動量の計算手順

② 位相差分と電子密度の計算

S2 帯と S3 帯の位相変動量を算出する(a)。その後これらの位相変動量からコラム電子密度を Vstar・Rstar について求め、さらに互いの電子密度を差し引いて月面近傍の電子密度算出する(b)。

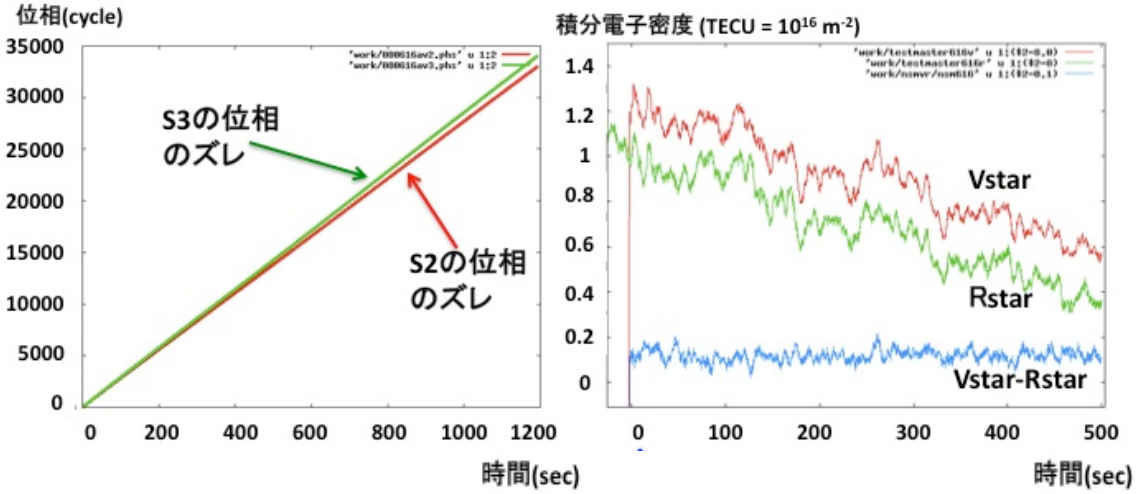


図 3 位相差分を電子密度の計算

③ 高度プロファイルへの変換

時系列データ(a)に対して、高度 30 km 以下に電離層があると仮定し、そこから 100 秒間の傾向を一次関数で fitting し外挿する(b)。そして元データから外挿分を差し引いて、それを高度プロファイルに変換する(c)。

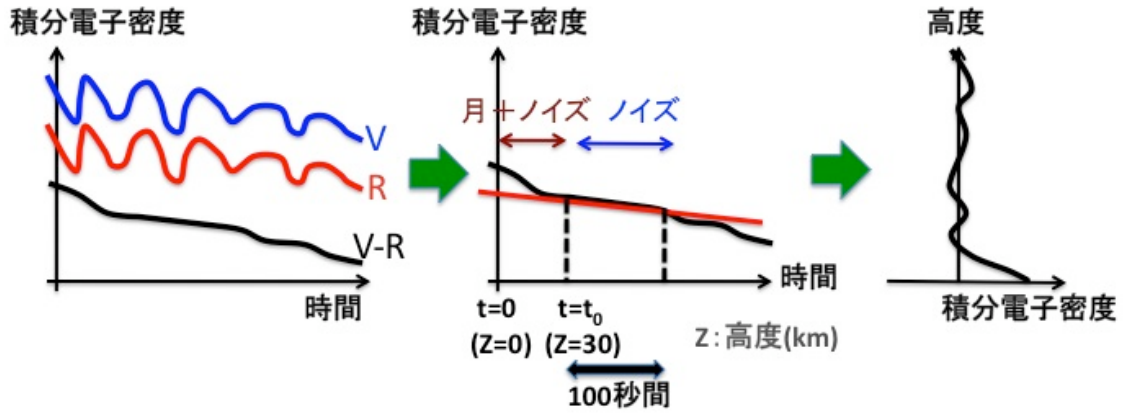


図 4 高度プロファイルへの変換

5. 解析結果

平均的には電子密度の増分は見られないが、例外的に 2008 年 8 月 8 日(SZA = 74.4°)と 2008 年 6 月 16 日(SZA = 82.2°)の 2 例において有意な増分が見られた。故に電離層は何かしらの条件の下で突発的に生成されると考えられる。

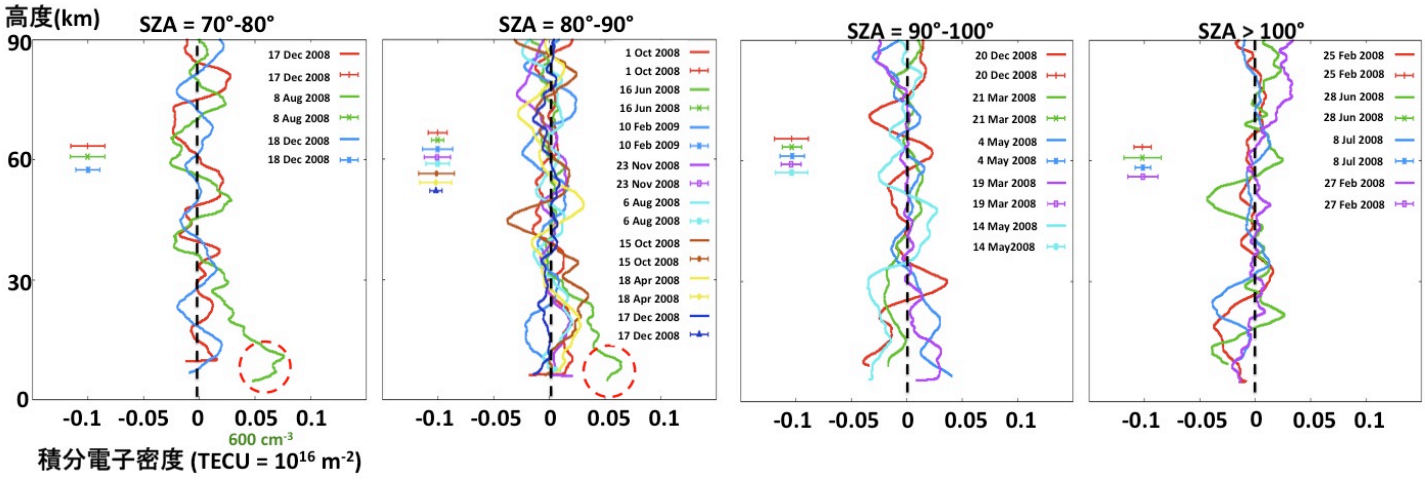


図 5 解析結果を SZA で分類した。横軸は積分電子密度(TECU = 10^{16} m^{-2}), 縦軸は高度(km)である。また誤差棒は高度 30 km から 90 km における電子密度のばらつきを表す。赤い丸で囲った部分が顕著な電子密度の増分を示す。

6. 考察

① 地球磁気圏と月

月が地球磁気圏にあるとき、月は太陽風の影響を避けることができ、電子密度が増大すると考えた。しかし観測の間に月が地球磁気圏にあったのは、2008年3月21日と2008年10月15日の2回であり、この日はいずれも電子密度の増大は見られなかった。したがって月が地球磁気圏にあることが電子密度の増大に繋がる可能性は低いと思われる。

② 流星群衝突によるダストの大量噴出

しし座流星群のような大規模な流星群が月面に衝突し、ダストが大量に巻き上げられて電子密度の増大に繋がると考えた。しかし、大規模な流星群が確認された日と観測日が一致することは無かった。故に流星群の衝突により電子密度の増大を説明する事は出来ない。

③ 巨大な隕石が衝突したことによるダストの大量噴出

電子密度の増分が見られた観測の直前に、偶然巨大な隕石が観測点付近に衝突し、大量のダストが噴出して光電子放出につながったと考えられる。だが、巨大な隕石がいつ、どこに落ちたか、というデータは無いため決定的な結論を得るには至らない。

④ 水分子の局所的密集

電子密度の増分が観測された領域では、水分子が他の領域よりも多く存在しているとすると、それだけ生成される電子密度が増大すると考えられる。しかし、水分子の分布についての詳しいデータはまだ無いため、推論の域に留まる。

⑤ 残留磁場による光電子の保護

月には固有磁場はないものの、残留磁場が存在するという事が知られている。従って、電子密度の増大を観測した地点の残留磁場が他の領域に比べて強く、それが生成された光電子を保護すると考えた。

図6は高度100 kmにおける残留磁場の強度を常用対数で示したものである。これを見ると電子密度の増大が確認された地点の残留磁場は、他の領域に比べて弱い事が分かる。したがって、残留磁場により光電子が保護される可能性は

低いと思われる。

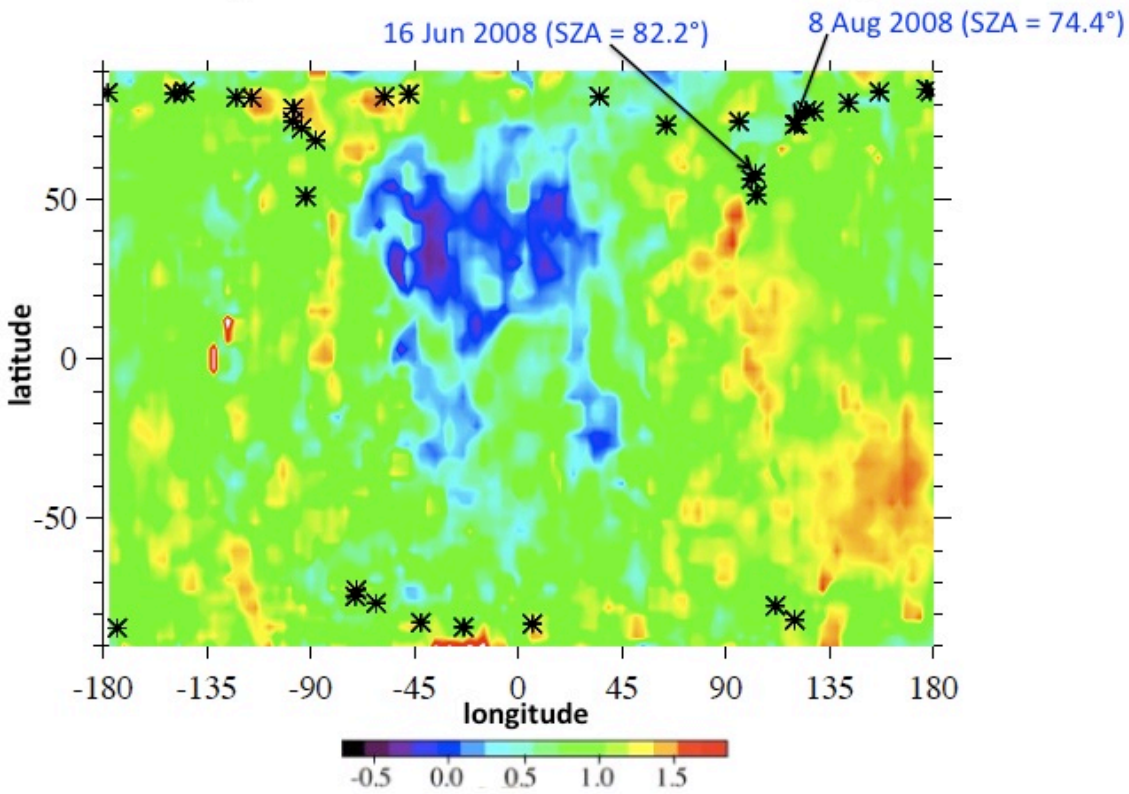


図 6 高度 100 km における残留磁場の強度を常用対数で表示したもの(単位は nT)。黒い印は観測点を表す。

7. まとめ

子衛星 2 機を用いた世界初の同時観測により月の電離層の観測を行った。その結果、観測した領域では平均的には電子密度の増分が見られなかった。これは Luna mission とは異なる結果である。しかし 2 例だけ例外的に電子密度の増分が見られた。よって、SZA の大きい昼側では月の電離層は突発的に生成すると考えられる。

この突発的に生成する要因として巨大隕石の衝突によるダストの巻き上げや水分子の局所的な密集が考えられるが不確定要素がある。これらについては今後の探査により得られることを期待する。そして同時観測を将来行う上で、S 帯と X 帯を利用して観測ノイズを十分に小さくし、かつ低緯度の観測を行うことで、月の電離層の有無に決定的な結論を下すことが出来ると確信している。

参考文献

Abbas, M. M., D. Tankosic, P. D. Craven, J. F. Spann, A. Leclair, and E. A. West, 2007, Lunar dust charging by photoelectric emissions, *Planetary and Space Science*, **55**, 953-965.

Andrew, B. H., N. J. B. A. Branson, and D. Wills., 1964, Radio observation of the Crab nebula during a lunar occultation, *Nature*, **203**, 171-173.

Bauer, S. J., 1996, Limits to a lunar ionosphere, *Anzeiger Abt. 2*, **133**, 17-21.

Clark, R. N., 2009, Detection of adsorbed water and hydroxyl on the moon, *Science*, **326**, 562-564.

Johnson, F. S., 1971, Lunar atmosphere, Rev. *Geophys. Adv Space Phys.*, **9**, 813-823.

McCoy. J. E. and D. R. Criswell, 1974, Evidence for a high altitude distribution of lunar dust, *Proceeding of the 5th Lunar Conference*, **3**, 2991-3005.

Ogawa, T. and T. Shimazaki, 1975 Diurnal variations of odd nitrogen and ionic densities in the mesospheric and lower thermosphere-Simultaneous solutions of photochemical-diffusive equations, *Journal of Geophysical Research*, **80**, 3945-3960.

Piter, C. M., 2009, Character and spatial distribution of OH/H2O on the surface of the moon seen by M 3 on Chandrayaan-1, *Science*, **326**, 568-572.

Vyshlov, A. S., 1976, Preliminary results of circumlunar plasma research by the Luna 22 spacecraft, *Space research*, **16**, 945-949.