MUレーダー全国国際共同利用

報告集

平成16年度～平成20年度

京都大学生存圏研究所

目次

A. 大気圏

B. 電離圏

A. 大気圏

研究題目	衛星通信回線における降雨・風系および屈折率変動に関する研究		
研究期間	2004年前期～2008年後期		
研究代表者 所属・職	大阪電気通信大学大学情報通信工学部通信工学科・教授	氏名	前川泰之
研究協力者 所属・職・氏名	大阪電気通信大学大学情報通信工学部通信工学科・準教授・柴垣佳明		

成果論文リスト

Maekawa Y., T. Nakatani, Y. Shibagaki, T. Hatsuda, A study on site diversity techniques related to rain front motion using Ku-band satellite signals, Proc. ISAP 2007, pp.1382-1385, Niigata, Japan, Aug. 2007.

Maekawa Y., T. Nakatani, Y. Shibagaki, T. Hatsuda, A study on site diversity techniques related to rain area motion using Ku-band satellite signals, IEICE Tran. Commun. Vol.E91-B, No.6, pp.1812-1818, Jun. 2008.

前川泰之, 澤井紘一, 柴垣佳明, 高見友幸, 初田健, Ku帯衛星回線のサイトダイバーシティ改善度と雨域通過方向との関係, 信学技報, A·P2008-42, 北海道大学, Jul. 2008.

Maekawa Y., K. Sawai, Y. Shibagaki, T.Takami, and T. Hatsuda, Site diversity effects on Ku-band satellite signal attenuation related to rain area motion, Proc. ISAP 2008, p107, Taipei, Taiwan, Oct. 2008.

1. はじめに

周波数 10GHz 以上のマイクロ波帯やミリ波帯電波を用いる衛星通信回線は、広域性や広帯域性という利点があるものの降雨等の気象現象の影響を受けやすいという問題点がある。本研究では、MUレーダーが大気の運動や乱流構造を直接測定出来るという利点を活かし、従来の地上降雨強度との比較によってのみ行われてきた衛星通信回線の伝搬研究に関してさらに新たな展開を得ることを目指している。このため本学での衛星電波長期測定とともにMUレーダー共同利用を継続して行っている。

2. 研究背景と目的

マイクロ波帯やミリ波帯の衛星通信電波に対して、最も大きな影響を与えるのは降雨減衰であり、主として地上降雨強度の累積確率分布を用いて衛星回線の降雨減衰統計予測が従来なされている。本研究ではさらに前線の種類や雨域通路長の変動がこれらの予測に与える影響を解明するため、低気圧通過時の前線面近傍の風系の分布に注意して降雨事象毎の大気の運動について解析を行っている。また衛星回線の降雨減衰対策としては多地点間において受信レベルを切替えるサイトダイバーシティや1地点で幾つかの衛星間で切替えるサテライトダイバーシティ等が挙げられるが、これらの効果は雨域の通過方向と密接な関係があり、MUレーダーによる上空の風系の同時観測がその解明のためには不可欠である。

一方、降雨時のみならず晴天時においても衛星電波の受信レベルはかなり変動を示すことがあり、これは対流圏シンチレーションと呼ばれ、特に低緯度低仰角では夏季の高温多湿時には降雨減衰同様に実用上無視できない現象である。この衛星通電波の対流圏シンチレーションはMUレーダーの大気散乱エコーと同様に大気中の乱流層が原因で生じる現象とされているが、まだその実証例は余りない上に乱流強度のとの相関性もまだ十分明らかにされていない。本研究ではそれらの対応関係を詳しく調査するとともに、MUレーダーの天頂・非天頂間のエコーパワー比との関係にも着目し、シンチレーションのダイバーシティ受信対策として水平垂直距離間の相関特性の解明を行う。

3. 研究の方法

MUレーダー観測データとしては、過去5年間毎月行われている対流圏下部成層圏標準観測データを用いた。またMU観測所に放送衛星（ＢＳ）の受信機を１台設置し、1 秒毎にＢＳ７チャネル(11．84GHz)の受信レベルを連続して記録した。対流圏シンチレーションは数秒から数十秒程度の周期で受信レベルが変動する現象であり、その発生持続時間は通常数分から数十分程度である。そこで本測定ではＢＳ受信レベルに対して１分平均値の周りの標準偏差を求めることによってシンチレーションの変動振幅を算出した。そしてこの変動振幅を数分毎にえられるMUレーダー鉛直風速やエコーパワーと比較することにより、対流現象やそれに伴う大気乱流散乱との比較を行った。また大気の上下運動により発生する対流性乱流の他に、水平流の高度方向のシアにより発生する層状性乱流の影響も調べる必要がある。このため東西南北水平風速の推定は１時間程度MUレーダーの同方向の非天頂風速を平均して鉛直流変動の影響を除去して上で行った。

一方、衛星電波観測に関しては、MUレーダー観測所(滋賀県甲賀市)と大阪電気通信大学(OECU、大阪府寝屋川市)の他に、京都大学生存圏研究所(RISH、京都府宇治市)屋上にもＢＳアンテナを設置させて頂き、距離が約 20～50km 離れた３点観測による雨域の通過方向やサイトダイバーシティ効果と各種前線の通過方向やMUレーダーによる上層風の分布との比較を進めている。また、本学寝屋川学舎周辺では、近隣の本学四條畷学舎(四条畷市)と大阪電気通信大学高校(守口市)にもＢＳ受信機を設置し、距離がより短い４～８km の範囲でのサイトダイバーシティ効果も併せて検討している。さらに本学寝屋川学舎では、一つの基準アンテナに対して水平垂直方向に１～５ｍ程度補助アンテナを離して設置し、ＢＳやＣＳ(通信衛星)

電波を1秒間隔で連続受信した。そしてそれらの間の相関係数を毎分計算することによって、シンチレーションによる生じる時間変動に対する空間ダイバーシティ効果をそれぞれ数m間隔の水平垂直方向に対して導出した。

4. 観測結果

対流圏シンチレーションについてはその発生時間帯にMUレーダーによる鉛直風速変動が大きくなりエコーパワーも増大する現象が、主として7～8月における夏季のMUレーダー観測所におけるBS電波測定例で過去5年間に多数確認されている。時間帯は圧倒的に昼間の午後の時間帯(12−16LT)が多く、エコーパワーの高度は2-4kmの比較的低高度が多く、水蒸気密度が高い対流圏下部の屈折率変動が、このような対流性乱流による対流圏シンチレーションの発生に大きく寄与していることを示している(伊藤、前川 2006)。また、発生頻度やその振幅はかなり小さくなるものの対流圏シンチレーションは夏季以外にもいくらか発生するが、そのときのMUレーダー鉛直風速には余り目立った変化は見られず、むしろ東西南北水平風の鉛直シアが 20-40 m/s/km 程度まで増大する傾向があり、このようなシンチレーションは対流性ではなくシア不安定性に起因する層状性乱流が原因である可能性が示された(伊藤、前川 2006、伊藤 2007)。

次に、衛星電波の多点観測に関しては、OECU、RISH、およびMU等で 2003 年より降雨事象毎に蓄積した減衰データの時間差から雨域の通過速度と通過方向の推定を200例以上にわたって行い、サイトダイバーシティ効果は2局間の距離に係らず、雨域の通過方向に対し垂直は方向にある2局を選ぶと最も有効であることが示された(Maekawa et al. 2008a)。また低気圧に伴う寒冷・温暖前線の場合、これらの雨域の通過方向と速度は、それぞれの前線に垂直な方向の値にほぼ一致し、事前に天気図やレーダーアメダス等の情報からダイバーシティ効果が有効な方向が予測可能であることが分かった。そして3局から適切な方向の2局を適宜選ぶことにより、従来の2局間における ITU-R 予測値よりも降雨減衰による不稼動時間率が約60%まで軽減できることが示された(前川他 2008b、Maekawa et al. 2008c)。

図1に衛星電波観測で得られた前線による雨域通過速度とMUレーダー観測による高度3-4km における水平風速の対応を降雨事象毎に調べた例を示す。このように両者の間によい相関が有るもののMUレーダー観測値の方が5 m/s 程度大きな値を示し、この差はMUレーダーの観測高度とともに幾分増大するので、前線面に沿って上空に鉛直シアが存在することが分かる。今後さらにこの差異が衛星伝搬路に与える影響等と調査する予定である。

2003-2007 年

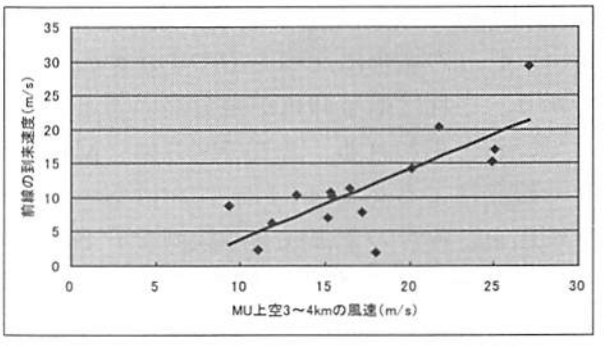


図1：MUレーダー観測による水平風速と前線に伴う雨域通過速度の対応例。

本学衛星通信研究施設(OECU、寝屋川市)では以前から、2個のBS受信アンテナを伝搬路に対して水平と垂直方向に数メートルの距離を設けて設置した場合について、シンチレーションによるレベル変動の空間相関係数の調査を行っている。1995 年頃の初期の測定において、これらの空間相関係数の時間変化を数日間にわたってMUレーダーによる天頂・非天頂エコーパワー比と比較した結果、水平距離相関は幾分エコーパワー比と正の相関があるのに対し鉛直距離相関は逆にエコーパワー比と負の相関を示す等、正反対の特性が示されている(Shibagaki 1997)。その後これらの相関距離(相関係数が 1/e となる距離)を約10年間にわたってBS電波を用いて調べた結果、夏季には水平

垂直間で相関距離の差異は余りないものの、冬季には水平方向の方が垂直方向に対し相関距離が 1.5 倍程度増大することが明らかになった。この原因は、前述のように夏季には対流性乱流、冬季には層状性乱流がそれぞれ支配的なために生じる現象と考えられる(伊藤 2007)。

今回 2005 年度の夏季から冬季にかけて Ku 帯(12GHz 帯)のＣＳ電波を複数のアンテナで受信を行って同様に水平垂直方向の空間相関係数の季節変化を調査して、ＭＵレーダー観測によるエコーパワー比とさらに詳しく比較を行ったので報告する。図２は N-STARa (仰角 49.5°)の 12GHz 帯電波による本学でのシンチレーションの空間相関係数の測定結果であり、水平と垂直方向での差異は夏季よりも冬季にやはり増大することが分かる。また冬季における両方向の相関距離の差異は 1.4 程度であり、ＢＳ(仰角 41.4°)の場合に比べてやや小さいのが特徴であり、これは衛星仰角が幾分高いことが関係していると思われる。ここで図３に、ＭＵレーダー観測による高度２-４km におけるエコーパワー比を、各月の下部成層圏観測モード時でのシンチレーション発生時間帯について平均した結果を 2005－2007 年の間にわたって示す。図３より夏季と冬季のエコーパワー比の差異が明らかであり、シンチレーション発生時の対流性乱流と層状性乱流の空間特性の違いがこのような水平垂直相関距離の季節的な差異を生み出す直接の原因であることが今回かなり統計的に示されたといえる。

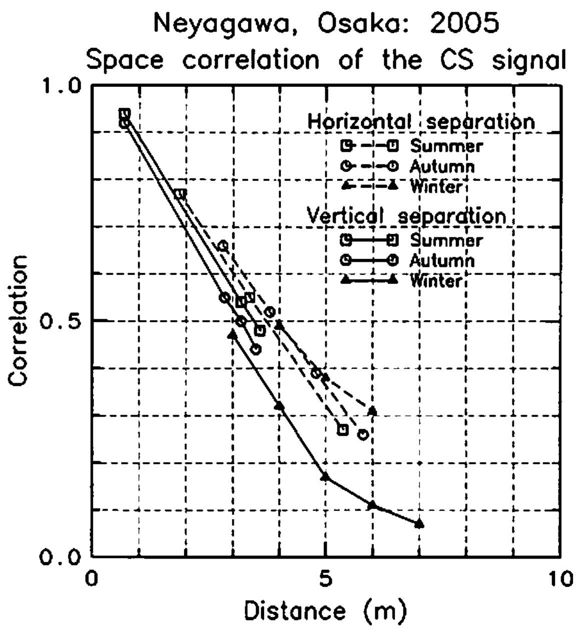


図２：シンチレーションの空間相関係数

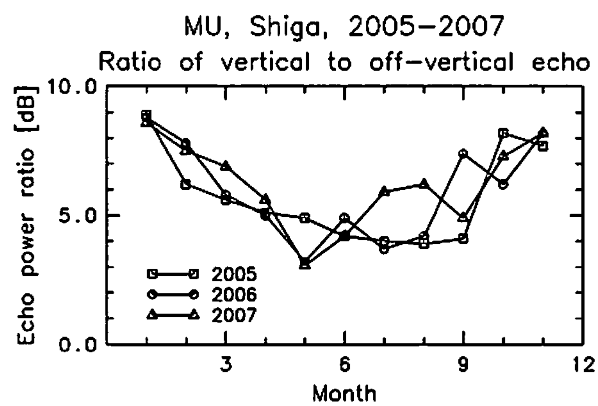


図３：シンチレーション発生時におけるエコーパワー比の年変動

5. まとめ

マイクロ波帯やミリ波帯衛星通信回線における降雨減衰や対流圏シンチレーションの特性を解明するためのＭＵレーダー観測例について、最近の研究成果に基づき報告を行った。降雨減衰に関しては上層風の情報がサイトダイバーシティによる降雨減衰対策のより効果的な利用につながることを示した。また対流圏シンチレーションに関しては、水平垂直距離相関特性に基づくダイバーシティ効果の差異を探る上でも重要な情報を与えることを述べた。

6. 参考文献

伊藤、前川、信学ソ大、B-1-17、金沢大、2006.
伊藤毅、大阪電気通信大学修士論文、2007.
Maekawa et al., *IEICE Tran. Commun.* Vol. E91-B, No.6, pp.1812-1818, Jun. 2008a.
前川他、信学技報、A・P2008-42、北大、2008b.
Maekawa et al., *Proc. ISAP2008*, Taipei, Taiwan, Oct. 2008c.
Shibagaki, Y., Ph.D.Thesis, Osaka Electro-Commun.Univ., 1997.

研究題目	Xバンドドップラーレーダーの開発によるメソ気象観測
研究期間	2004年後期～2008年後期

研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・准教授	氏 名	橋口浩之

研究協力者 所属・職・氏名	三菱電機特機システム(株)・大東 雄二 三菱電機特機システム(株)・市山 尚 三菱電機特機システム(株)・扇澤 一平 大阪電気通信大学・准教授・柴垣 佳明 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎 (現 福井工業大学) 京都大学生存圏研究所・助教・山本 真之 京都大学生存圏研究所・PD・妻鹿 友昭 ウェザーニューズ・手柴 充博 オクラホマ大学・PD・梅本 泰子

成果論文リスト

K. Kusunoki, M. Murakami, N. Orikasa, A. Saito, H. Hashiguchi, Y. Ohigashi, and M. Saito, Preliminary observations of small scale wakes generated by complex terrain using a portable X-band radar, Proceedings: the 32th Conference on Radar Meteorology, Albuquerque, New Mexico, USA, American Meteorological Society, 24-29 October 2005.

楠研一・村上正隆・折笠成宏・斉藤篤思・橋口浩之・大東雄二・斉藤充則, ポータブルX-bandレーダーを用いた小スケールウェークの初期観測, 日本気象学会2005年度秋期大会, 神戸, 2005年11月.

Luce, H., M. K. Yamamoto, T. Mega, M. Yamamoto, S. Fukao, H. Hashiguchi, T. Tajiri, and M. Nakazato, Mammatus and turbulence observations with the VHF MU radar, Kaband and X-band radars during the TANUKI 2008 campaign, Proceedings of The 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, London, Canada, in press.

深尾昌一郎・H. 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プロシーディング, CD-ROM, 神奈川県相模原市, 2009年2月.

深尾昌一郎・山本真之・H. Luce・妻鹿友昭・橋口浩之・山本衛・田尻拓也・中里真久, Mammatus clouds(乳房雲)と背景乱流の3波長帯レーダーによる同時観測, 日本気象学会2009年度秋季大会予稿集, D215, 福岡県福岡市, 2009年11月.

1. はじめに

気象庁や国土交通省が全国に配備している気象レーダーは日本全国をカバーし、広域の降雨現象を観測して気象予報に貢献している。これらの広域レーダーは平成 17 年度から逐次ドップラーレーダーに更新され、風と雨の動きを３次元で連続して観測する計画が進められ、100km を超えるスケールの気象現象の把握への貢献が期待されている。しかし、局地の集中豪雨など、特に地形の影響を受ける小さなスケールでの気象現象を捉えることは広域レーダーだけでは困難である。

そこで、我々は京都大学と三菱電機特機システム(株)の産学協同研究により、局地的観測・予報の精度を向上することを目指して、谷間、山岳地帯、盆地などの地域に簡便に設置し、地形の影響を受ける局地での気象現象（降雨あるいは降雪）を半径 30km 程の局地観測を目的とした安価で普及型のシステムを目指した X バンド(9.4～9.7GHz 帯)気象レーダーの開発を行っている。まず強度観測のみ可能な仰角固定のレーダーシステムを開発し、広域レーダーでは捉えることのできない谷間、山岳地帯、盆地などの地域における気象現象を半径 30km の範囲にわたって捉えることができ、期待通りの性能を有していることが確認された。

局地の気象現象には山岳や尾根など地形の影響を受けた気象現象、前線等に伴って発生する積乱雲や発達した積乱雲から発生する雷や竜巻などの複雑な気象現象の解明には強度観測だけでは不十分であり、風の動きと降水帯の構造を把握することが必要である。このため、我々はドップラー観測機能および仰角制御機能を付加した X バンドドップラーレーダーの開発を行った。

2. X バンドドップラーレーダー

気象庁の現業レーダーのような固定型の大型レーダーには、以下のような限界が存在する。

- レーダーから遠ざかるほど、ビーム幅は広がり、レーダーから離れた気象現象の微細構造の把握は困難である。
- 仮定なしに風の水平分布を求めるDual観測が可能な領域は狭い。
- 山岳地域では、地形による電波の遮蔽により、観測が困難である。

これらの限界を解消するには、半径30km程度の観測が可能な、小型可搬式のXバンド気象レーダーの利用が有効である。表1および図1に開発したXバンドレーダーの主要諸元と外観を示す。送受信機を空中線下部に収納することで小型化を実現しており、電源は一般家庭用の100Vコンセントで運用可能である。

表 1. X バンドレーダーの主要諸元

アンテナ	直径	1.2m
	ビーム幅	2°
	回転速度	2rpm
送信機	ピークパワー	20kW
	パルス幅	0.2～1.2μs
	周波数	9770MHz

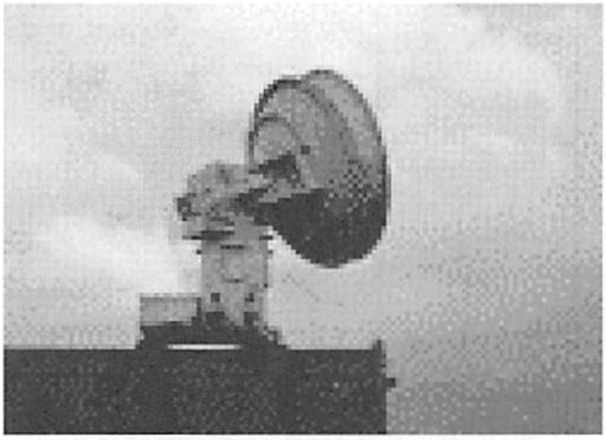


図1. Xバンドレーダーの外観

3. 観測例

鉛直固定の同型の X バンドレーダーによる降雨の観測例を図２に示す。降水に伴う反射強度(上)とドップラー速度(下)の時間変化を捉えられている。

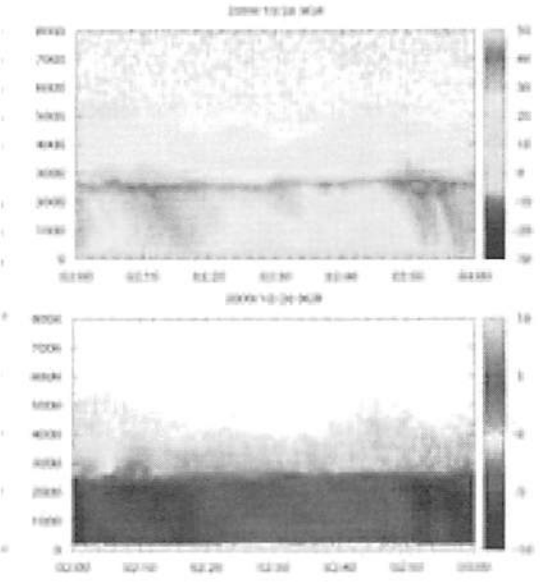


図 2. Xバンドレーダーの観測例

4. まとめ

産学協同研究により小型可搬式のXバンドドップラーレーダーの開発を行った。同型機が、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」などの研究で利用されている。

研究題目	複数のレーダーを用いた降水粒子粒径分布推定とレーダーデータ同化実験		
研究期間	2007年前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・産官学連携研究員 (現 オクラホマ大学・PD)	氏名	梅本泰子
研究協力者 所属・職・氏名	オクラホマ大学・PD・手柴 充博 (現 ウェザーニューズ) 気象庁気象研究所・研究官・林 修吾 京都大学生存圏研究所・准教授・橋口 浩之 大阪電気通信大学・准教授・柴垣 佳明 JAMSTEC/神戸大学自然科学研究科・教授・山中 大学 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎 (現 福井工業大学)		

成果論文リスト

Y. Umemoto, M. Teshiba, H. Hashiguchi, and S. Fukao, WIND VARIATIONS AROUND OROGRAPHIC RAINBAND OBSERVED BY WIND PROFILER NETWORK IN JAPAN, 5th International conference on mesoscale meteorology and typhoon, Boulder, Colorado, USA, December, 2006.

梅本泰子, 手柴充博, 橋口浩之, 深尾昌一郎, MU レーダー観測に基づく梅雨期の降水システムに関する研究, 日本気象学会秋季大会, 名古屋, 2006 年 10 月.

1. はじめに

台風の内部構造については、航空機や気象ドップラーレーダー等による観測例が多数報告されているが、その中心付近（目の壁雲付近やその内側）の様子はあまり良く分かっていない。一方、近年気象観測において広く用いられているウィンドプロファイラは、降雨の有無に関わらず高い時間・高度分解能で大気を直接観測することが可能であり、台風接近時には中心付近の風速変動を直接観測することが期待される。また、ウィンドプロファイラは観測領域がレーダー直上に限られてはいるが、2002年度より現業運用を開始した気象庁ウィンドプロファイラネットワーク(Wind Profiler Network and Data Acquisition System: WINDAS)によって複数地点のデータを比較する事が可能になった。

本研究では、2007年14-15日にかけて、日本に接近、上陸した台風0710号(MAN-YI)に注目した。この台風は7月14日に九州南部に上陸した後、北東進して高知県土佐清水市付近に接近し、さらに太平洋沿岸に沿うように東進した。台風接近前の四国及び紀伊半島では、日本列島上に停滞していた梅雨前線や地形の影響を受けたと考えられる激しい降雨が観測されており、各地で土砂崩れ等の甚大な被害がもたらされた。本研究では台風接近時に信楽MU観測所にて、MUレーダー及びGPSゾンデによる高層気象観測を実施した。これらに加え、土佐清水等、各地のWINDAS観測、及び気象庁高層気象観測データを用いて台風中心付近の内部構造や風速変動を調べた。

2. 解析結果

ウィンドプロファイラはレーダー直上の大気を連続観測しているが、本研究では気象庁の台風経路データを用いて、レーダーで観測された水平風を台風中心に相対的な風に変換して解析を行った。台風中心の最接近時の距離が11kmであった土佐清水のデータによると、台風前面ではエコー頂が高度5km程度の対流性エコーが観測されたが、壁雲に相当する雨雲は確認できなかった。一方、台風後面では台風中心からの距離50kmの地点で壁雲に相当する、エコー頂7kmの雨雲が見られ、さらにその外側では上昇流が見られたもののエコー強度は弱く、降水雲は存在していないと考えられる。接線風については、台風前面では高度0.5-4kmに強い低気圧性回転が見られたが、台風後面では風速が弱まり、非対称の構造がみられた（図1）。以上のような特徴は高知、和歌山美浜、尾鷲の各地点でも同様に観測されている。一方、台風が九州に上陸するまでは高度1km以下に5m/s程度の吹き込み風が存在したが、さらに台風が東進するにつれて強い吹き出しの風へと変化し、同時に壁雲の構造が崩れていく様子が観測された。また、鹿児島、潮岬、及び信楽MU観測所における高層気象観測データによると、台風前面では大気はほぼ飽和しており、弱い対流不安定な成層であったが、台風の後面では大気は安定化し、中層が乾燥している様子が観測されている。

3. まとめ

2007年7月に発生した台風0704号について、これまでに観測例がほとんどない、台風中心付近の風速変動を調べた結果、非軸対象の風速分布が観測されたが、過去に数例報告されているような、高気圧性回転を示す風の分布は見られなかった。

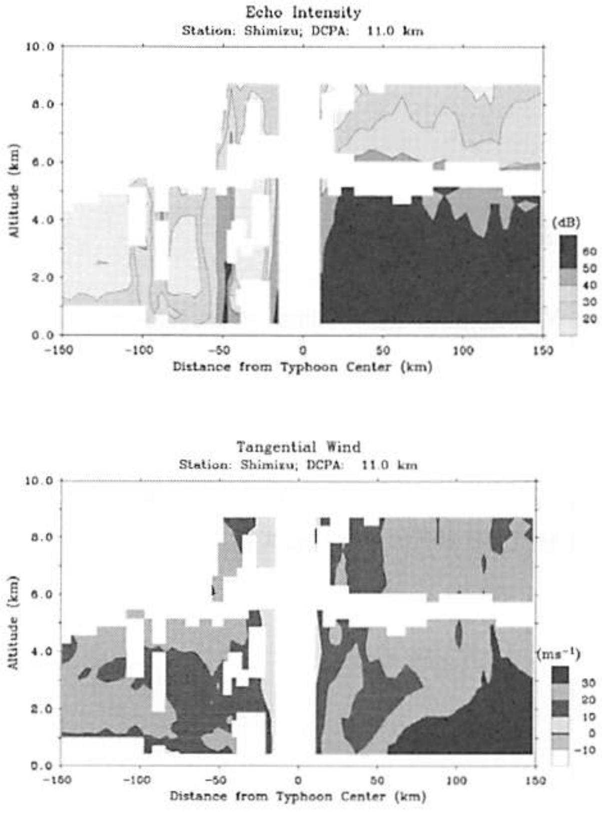


図1: 土佐清水におけるエコー強度(上)、接線風(下)の台風中心からの距離-高度分布。接線風の正（負）は反時計回り（時計回り）成分を示す。また、距離の正（負）は台風中心が近づく（遠ざかる）時を表す。

研究題目	ウインドプロファイラネットワーク観測に基づいた梅雨前線帯擾乱の多重相互作用に関する研究		
研究期間	2008年前期		
研究代表者 所属・職	大阪電気通信大学情報通信工学部・准教授	氏名	柴垣佳明
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学生存圏研究所・特定研究員・東邦昭 海洋研究開発機構・上席研究員・山中大学 福井工業大学・教授・深尾昌一郎		

成果論文リスト

Shibagaki Y. and K. Ninomiya, Multi-scale interaction processes associated with development of a sub-synoptic-scale depression on the Meiyu-Baiu Frontal zone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 219-236, 83, 2005.

Ninomiya K. and Y. Shibagaki, Multi-scale features of the Meiyu-Baiu front and associated precipitation systems, *J. Meteor. Soc. Japan*, 103-122, 85B, 2007.

Higashi, K., Y. Kiyohara, M. D. Yamanaka, Y. Shibagaki, M. Kusuda, and T. Fujii, Multiscale structures surrounding line-shaped precipitation bands, *J. Meteor. Soc. Japan*, in revision, 2009.

1. はじめに

梅雨季には中国南部から北西太平洋まで伸びる長大な雲バンド（梅雨前線）が現れ、それは低気圧に対応した複数の雲システムの一続きの列構造として認められる。このような雲システムの寿命や構造は、低気圧の evolution に強く関係する。本研究では、2008 年梅雨季 MU レーダー特別観測期間に現れた前線帯低気圧の発生・発達に関わる風速変化を、ウインドプロファイラネットワークデータを用いて詳しく調べた。

2. 2008年MUレーダー対流圏特別観測

2008 年 6 月 23 日～7 月 11 日の約 3 週間にわたり MU レーダー対流圏特別観測が実施された。図 1 はこの期間に MU レーダーで観測された南北風の時間・高度変化（上図）と梅雨前線に伴う雲域の緯度変化（下図）である。この年の近畿地方の梅雨明けは 7 月 5 日であり、この特別観測によって梅雨から夏への季節進行に伴う貴重なデータを取得することができた。

梅雨期間には、緯度 30°N 付近に梅雨前線の雲バンドとメソα低気圧が、緯度 50°N 付近に総観規模低気圧とそれに伴う南北に広がる雲システムが存在した。この期間、MU レーダー観測（緯度 34.85°N）によって、下層では背の低い前線帯低気圧の風速変化を、中層・上層では背の高い高緯度総観規模低気圧の風速変化を捉えることができた。

3. メソα低気圧の多点観測

特別観測の中で、6 月 29 日にメソα低気圧が MU レーダー上空を通過した。この低気圧は、6 月 27 日に中国大陸で台風からメソα低気圧に変化し、その後梅雨前線帯を東進した。メソα低気圧(L1)が 115°E 付近に達した際、その前方の雲システム内で新たな低気圧(L2)が発生した。L2 が 120°E 以東の baroclinic zone に入り発達した際、さらにその前方に新しい低気圧(L3)が現れた。このようなメソα低気圧の複雑な evolution を図 2 に示す。

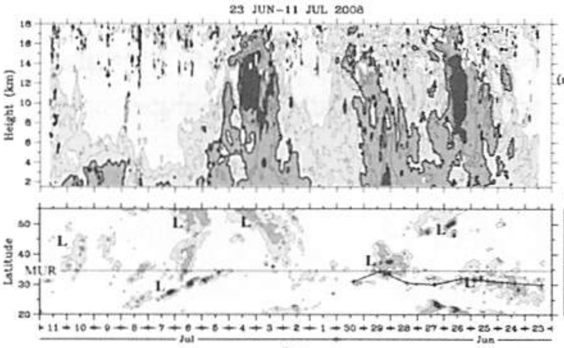
図 3 は、L2 が出現した場所付近の厳原ウインドプロファイラ(129.2°E)の南北風変化である。この図から、28 日 12～21 時(3～12 UTC)に強い南風成分が全高度で卓越しており、これは L1 前方の雲システムの発達に関わる環境場の様相を表している。また、29 日 0～9 時(28 日 15UTC～29 日 00UTC)に下層でみられる南風の強化は、L2 の発達に関わる風速変化を表すと考えられた。

その後、MU レーダーが L2 を観測した際には、前方に雲システムに伴う背の低い風速軸と後方に傾き上層の擾乱と結合している風速軸がそれぞれ確認された。さらに、L3 形成時の環境場や L3 の発達過程に関わる風速変化を静岡(138.4°E)と勝浦(140.3°E)のウインドプロファイラサイトでそれぞれ捉えることができた。

4. まとめ

2008年梅雨季に行われたMUレーダー対流圏特別観測期間に、メソα低気圧が日本列島を東進した。その際、メソα低気圧の前方では、雲システムの発達に伴い新しい低気圧が形成され、その後新しい低気圧がメインシステムとなって移動した。このようなメソα低気圧の複雑な evolution に関わる風速変化を MU レーダーと WINDAS 観測によって明らかにすることができた。

図 1 2008 年梅雨季 MU レーダー特別観測期間



の南北風の時間高度変化（上図）と前線帯雲システムの緯度分布(下図)。

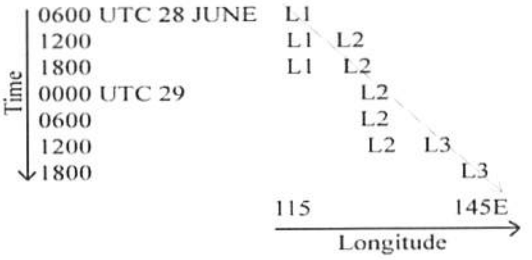


図２ ６月 28～29 日に梅雨前線帯を移動したメソα低気圧の連続的な形成過程。

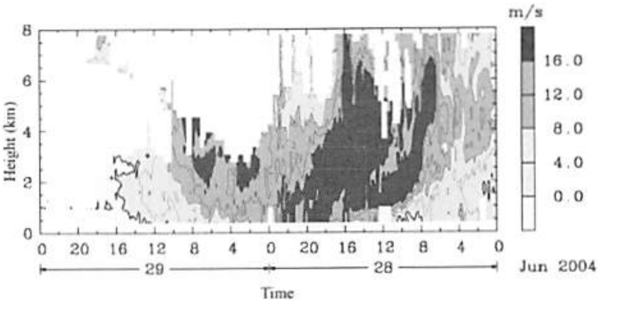


図 3 厳原ウインドプロファイラで観測された低気圧形成に関わる環境場（南北風）の時間高度分布。

研究題目	ＭＵレーダー・気象レーダーを用いた梅雨季メソα低気圧内での雲群の組織化に関する研究		
研究期間	2004 年前期～2007 年前期		
研究代表者 所属・職	大阪電気通信大学情報通信工学部・准教授	氏名	柴垣佳明
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学生存圏研究所・特定研究員・東邦昭 海洋研究開発機構・上席研究員・山中大学 福井工業大学・教授・深尾昌一郎		

成果論文リスト

Shibagaki Y. and K. Ninomiya, Multi-scale interaction processes associated with development of a sub-synoptic-scale depression on the Meiyu-Baiu Frontal zone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 219-236, 83, 2005.

Ninomiya K. and Y. Shibagaki, Multi-scale features of the Meiyu-Baiu front and associated precipitation systems, *J. Meteor. Soc. Japan*, 103-122, 85B, 2007.

Higashi, K., Y. Kiyohara, M. D. Yamanaka, Y. Shibagaki, M. Kusuda, and T. Fujii, Multiscale structures surrounding line-shaped precipitation bands, *J. Meteor. Soc. Japan*, in revision, 2009.

1. はじめに

梅雨前線帯のメソαスケール低気圧(水平スケール〜1,000km)は、しばしばメソ対流システムを伴って急発達する。また、低気圧の発達によって強化された循環場は、メソ対流システムの evolution やその組織化に影響をもたらす。本研究では、低気圧の循環場変化やそれに関係したメソ対流システムの振舞いや内部構造を明らかにするため、2004〜2007 年に MU レーダーで観測された低気圧中心近傍の風速変化を詳しく調べた。

2. 2004〜2007 年の梅雨前線の特徴

毎年 6 月後半から 7 月前半にかけて、MU レーダーによる梅雨観測が行われている。図 1 に、2004 年から 2007 年までの MU レーダーが位置する経度 136.1°E での雲システムの南北分布を示す。横軸の太線は MU レーダー観測が行われた期間を表す。2004 年梅雨季は、日本列島の南側に位置する台風の影響のため、梅雨前線帯の雲システムはほとんどみられなかった。一方、2005〜2007 年には毎年 6 月 30 日頃から前線帯の雲バンドが日本上空に停滞し、メソα低気圧に対応した南北方向に広がりを持つ雲システムが観測された。

MU レーダー観測期間に、発達したメソα低気圧が 2006 年 7 月 2 日・5 日、2007 年 7 月 4 日に MU レーダー付近を通過した。2006 年の 2 事例については、Higahi et al. (2009)によって低気圧に伴う降水バンドの多重スケールに着目した解析がなされている。次節では、2007 年の低気圧の特徴について報告する。

3. 2007 年 7 月 4 日のメソα低気圧の事例解析

2007 年 7 月 4 日から 5 日にかけて、メソα低気圧が前線上を発達しながら日本列島を移動した。低気圧はその前面に発達した雲システムを伴っていた。図 2 は、MU レーダーで観測した鉛直流と南北風の時間・高度変化である。雲システムの通過時間(7 月 4 日 8〜16 時)には、高度 6km 以下で強い南風域がみられ、東側に傾いていた。また、その領域では弱い上昇流が卓越していた。

低気圧西側では上層の偏西風トラフに対応した南風から北風への変化がみられ、そのトラフ軸は東側に傾いていた。その軸の周辺では、強い鉛直流変化が観測された。

4. まとめ

2005〜2007 年梅雨季では、日本上空を前線帯雲システムが長期間停滞した。この期間、MU レーダーによって、前線帯を発達しながら東進する複数のメソα低気圧の鉛直構造を観測した。低気圧構造の一例として、低気圧の前面の雲システムや後面の上層トラフに対応した南北風変化や鉛直流の振舞いについて報告を行った。

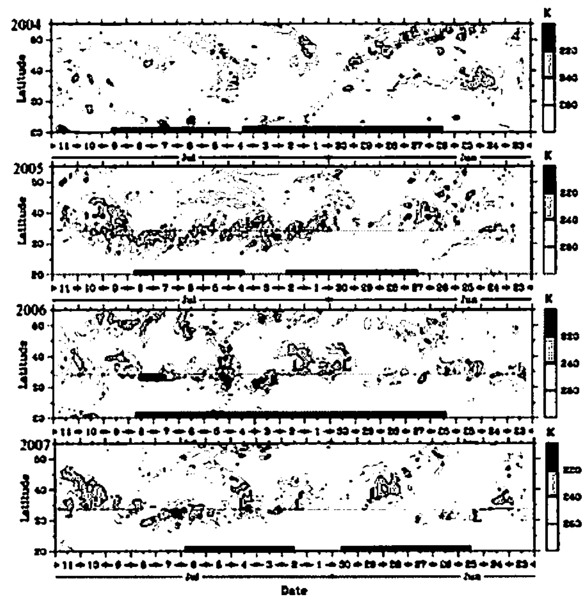


図 1 2004〜2007 年の 136.1°E 経度における前線帯雲システムの緯度変化。

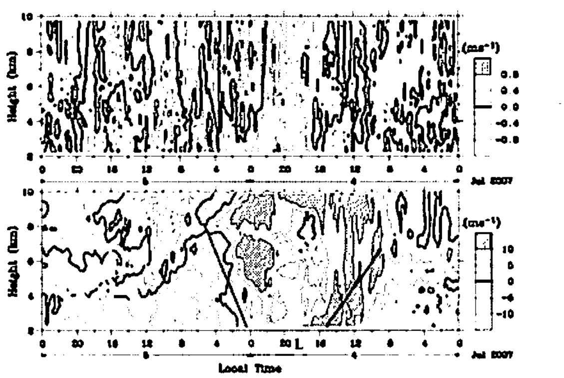


図 2 2007 年 7 月 4〜5 日に MU レーダーで観測された鉛直流・南北風の時間・高度変化。

研究題目	ウィンドプロファイラ観測に基づく梅雨期メソスケール擾乱の立体構造に関する研究		
研究期間	2004 年前期～2006 年前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・学振特別研究員 (現 オクラホマ大学・PD)	氏名	梅本泰子
研究協力者 所属・職・氏名	オクラホマ大学・PD・手柴 充博（現 ウェザーニューズ） 京都大学生存圏研究所・准教授・橋口 浩之 大阪電気通信大学・准教授・柴垣 佳明 JAMSTEC/神戸大学自然科学研究科・教授・山中 大学 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎（現 福井工業大学）		

成果論文リスト

梅本泰子, 手柴充博, 橋口浩之, 深尾昌一郎, ＭＵレーダー観測に基づく梅雨期の降水システムに関する研究, 2006 年度気象学会秋季大会, 2006 年 10 月

1. はじめに

集中豪雨の原因として、降水雲が組織化した、メソ対流系（Mesoscale Convective System: MCS）による降水系全体の長寿命化や、それに伴う降水量の増大が挙げられる。これらMCSは防災面といった社会的観点からも十分な理解が求められているが、現象が局所的である為に、気象庁の現業観測では時間・空間的制約により十分なデータ解析が困難であった。特に梅雨期には、停滞する梅雨前線に伴い比較的広範囲にわたって様々なスケールの気象擾乱が卓越し、MCS が発生・発達しやすい。

本研究では、2005、2006 年の梅雨期に京都大学信楽MU 観測所にて、MU レーダー、L バンド下部対流圏レーダー、C/Ku バンド二周波気象レーダー、レーウィンゾンデを用いた同時観測を実施した。これに加え、気象庁ウィンドプロファイラ等の観測データを用い、近畿地方におけるMCS の内部構造及び周辺場の特徴を調べた。本報告では 2005 年 7 月 1 日に 10 時間にわたり維持されながら西日本を縦断したMCS についての事例解析結果を報告する。

2. MCS 周辺の大気

2005年7月1日の地上天気図によると、朝鮮半島から日本海にかけて東西にのびる梅雨前線が9JSTから15JSTまで停滞し、その後ゆっくりと南下した。本研究ではこの梅雨前線の南側200kmの地点で発生したMCSに注目した（図1）。

13JST頃山陰地方で発生し、約10時間維持されながら西日本を南東進したMCSは15-22JSTに信楽MU観測所上空を通過し、23JST頃に太平洋岸に達した後、衰退した。

信楽、米子、潮岬の高層気象観測によると、MCS発生前にあたる9JSTではいずれの観測地点でも高度4km以下に対流不安定な大気が存在しており、信楽や米子では相対湿度が80%であったのに対して潮岬では65%程度と比較的乾燥していた。MCSの通過後はいずれの観測地点でも下層大気が安定化した様子が観測された。

3. MCS の特徴

注目するMCS は長さ 900m、幅 150km のバンド状をしており、60mm/h を超える強い降水を伴っていた。発生当初SWW-NEE であった走向は降水系が南東進するにつれて次第に W-E へと変化した。信楽 MU 観測所の C バンドレーダーでは、MCS 前面（15-17JST）に高さ 4-6km の対流性降水雲が、その後面（18-22JST）には高度 4km にブライトバンド構造をもつ層状性降水が観測され、熱帯や中緯度地域で見られるスコールラインのような内部構造がみられた。

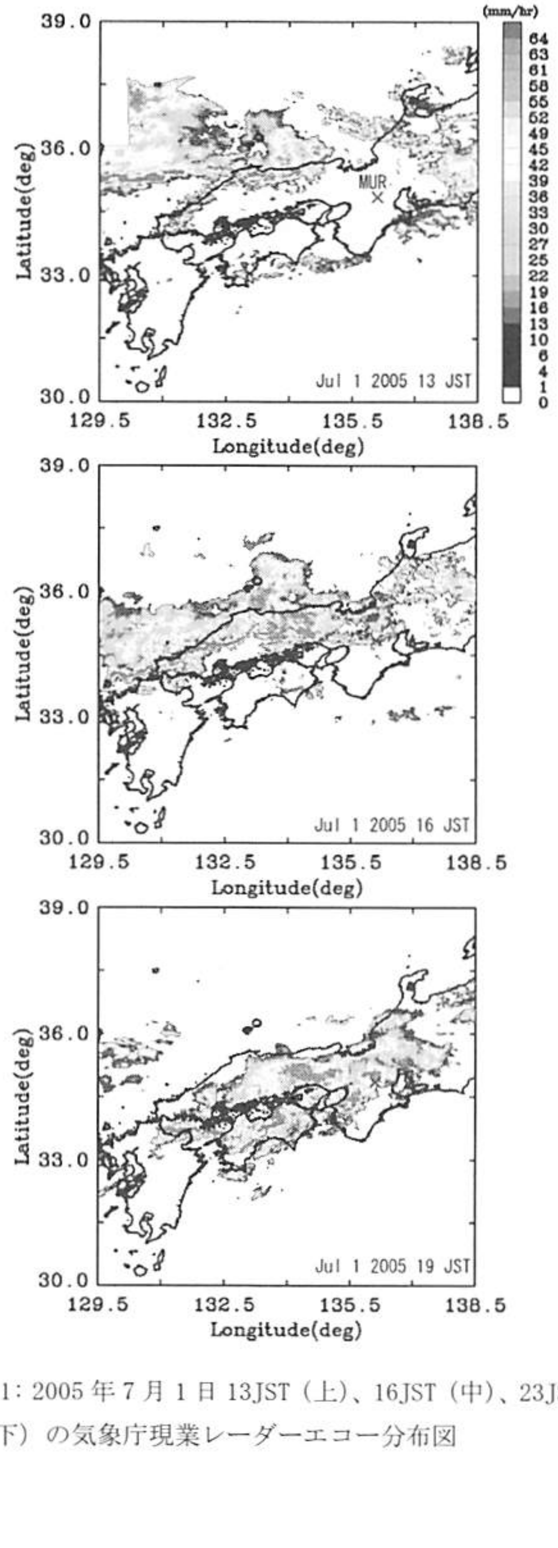


図 1: 2005 年 7 月 1 日 13JST（上）、16JST（中）、23JST（下）の気象庁現業レーダーエコー分布図

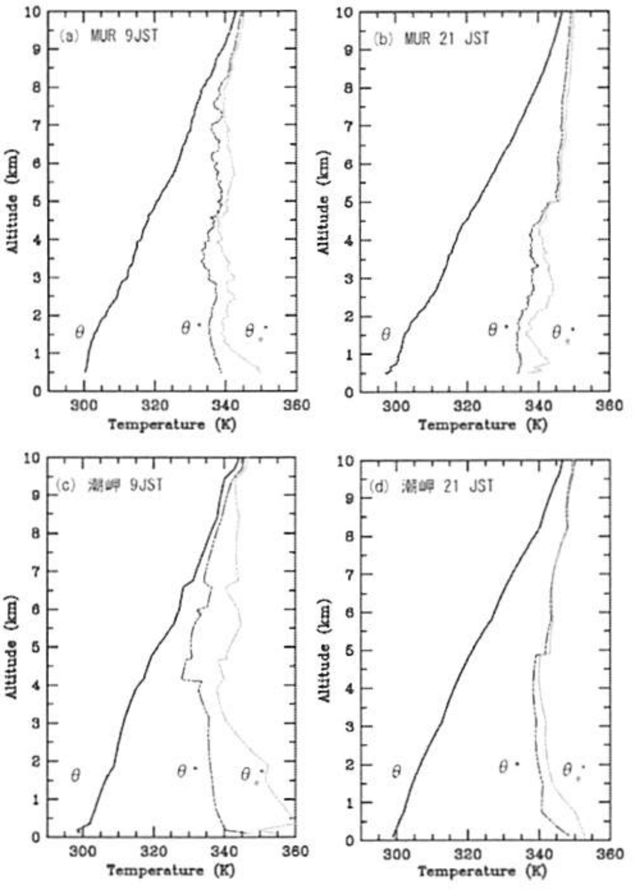


図 2: 2005 年 7 月 1 日 9JST（右）及び 21JST（左）の信楽、潮岬の高層気象観測による温位の鉛直変化。

4. 降水システム周辺の風の場

信楽上空では MCS 通過前後に、西から北西へと卓越風向が変化していた。同様な風向変化は浜田、鳥取、福井、高松、名古屋、高知、美浜、尾鷲の各ウィンドプロファイラでも観測されている。一方、MCS の西側に位置する九州（熊本、延岡）では上記のような風向変化はみられなかった。MU レーダー観測によると、MCS 前面に存在する対流性降水雲の内部では、明瞭な上昇流が高度 4km 以上に存在し、その下層には強い下降流が存在していた。MCS 通過後は上昇流域が下層へ移動する様子がみられた。以上から、西風が卓越する場への北西風の流入が水平収束、及びバンド状の MCS を形成し、これを南東進させたと考えられる。さらに MCS 後面からの水蒸気流入が MCS をより発達させたと考えられる。

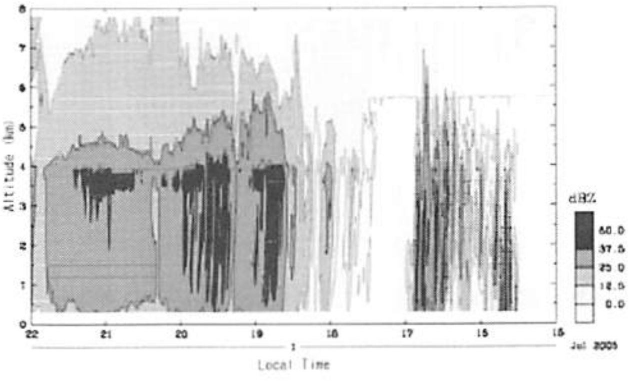


図 3: 2005 年 7 月 1 日 15-22JST に信楽 MU 観測所鉛直固定 C バンドレーダーで観測されたエコー強度の時間・高度変化（時間は右から左へ進む）

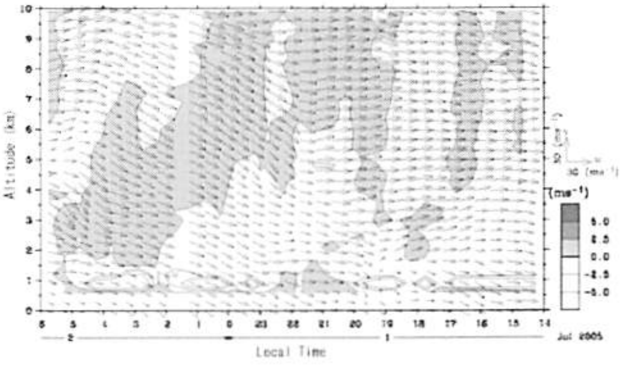


図 4: 2005 年 7 月 1 日 14-2 日 6JST に MU レーダーで観測された水平風（矢）と鉛直流（コンター）の時間・高度変化。正（負）の値が上昇（下降）流を示している。

5. まとめ

2005 年 7 月 1 日に山陰地方沿岸で発生し、約 10 時間にわたり維持されたバンド状の MCS について、その内部構造と周辺の風の場の特徴を調べた。東西に伸びるように発生した MCS は前面には対流雲、後面には層状雲から形成されており、発達しながら南東進した。降水雲内では高度 4km 以上に明瞭な上昇流が観測され、MCS 通過後にはこの上昇流域が下降していく様子がみられた。MCS の通過時には各地で顕著な風向変化がみられ、これと高層気象観測の結果から、西風が卓越し、下層に対流不安定な層が存在する場に、湿った北西風の流入による水平収束で降水雲が発生し、この収束線に沿うようにバンド状の MCS が形成されたと考えられる。また、MCS 発生前は下層大気が比較的乾燥していたことから、北西風による水蒸気供給により MCS がさらに発達したものと考えられる。

研究題目	**京阪神周辺で発生・発達する線状積雲対流雲群の内部構造とその維持機構の解明**		
研究期間	**2006年前期**		
研究代表者 所属・職	**神戸大学大学院自然科学研究科・博士後期課程**	**氏名**	**東　邦昭**
研究協力者 所属・職・氏名	オクラホマ大学・PD・手柴 充博 京都大学生存圏研究所・日本学術振興会特別研究員・DC2・梅本泰子 京都大学防災研究所・流域災害研究センター流域圏観測研究領域・M1・津島俊介 京都大学生存圏研究所・助教授・橋口 浩之 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎 JAMSTEC特任研究員・(神戸大学自然科学研究科・客員教授)・山中 大学		

成果論文リスト

Higashi, K., Y. Kiyohara, M. D. Yamanaka, Y. Shibagaki, M. Kusuda and T. Fujii: Multiscale features of line-shaped precipitation band generation in central Japan during late Baiu season. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 投稿中

Higashi, K: Multiscale Features of Line-Shaped Precipitation Band Generation in Central Japan during Late Baiu Season. *Graduate School of Science, Kobe University* 2009.

1. はじめに

近畿地方では，図1に示すような線状降水帯が形成される。この線状降水帯は強雨（降水強度が 30 mm h^{-1} 以上）をもたらすにもかかわらず、その形成を事前に予測するのは困難であり気象台や大学を中心にその形成条件を明らかにするために事例解析が行われてきた。その結果、この線状降水帯が形成する条件の1つとして寒冷前線が大阪湾を通過すること、紀伊水道で南寄りの風が卓越することが指摘されている（横田 1993; 東・藤井 2004)。さらに東・藤井（2008）はこれらの結果をもとに1999年1年間に大阪湾を通過した寒冷前線（22例）について線状降水帯の有無を調べた。その結果、線状降水帯を形成したのは22例中3例だけであり、3例とも紀伊水道で降水帯形成前に 20 m s^{-1} 前後の南寄りの風が卓越していたことが明らかになった。

以上から近畿地方で形成する線状降水帯の形成条件として寒冷前線の通過という条件だけでは不十分であり，他の形成条件が存在することが考えられる。

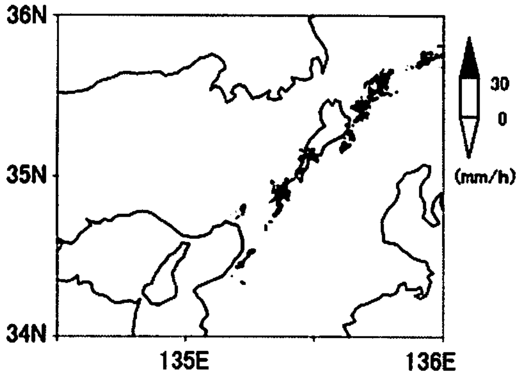


図1 2006年7月2日 0940JST の気象庁レーダーエコー分布図.

2. 研究背景と目的

中緯度では，傾圧不安定により温帯低気圧が発生し、その中により小さなスケールの擾乱が含まれる階層構造をしていることが知られている。しかし、さらに小さいスケールの構造については，それぞれの事例ごとに地形の影響など明らかにされつつあるが、まだ多くの未解明がある。本研究では，メソ β スケール低気圧と降水帯の関係、 またメソ γ スケールの地形の影響に対して観測的結果から導かれるマルチスケール構造を明らかにすることを目的としている。

3. 研究の方法

メソ客観解析データやウィンドプロファイラー観測データがまとまって使える近年 5 年（2003～2007年の7月）について気象庁地上天気図から寒冷前線の通過数を調べた。その中で線状降水帯が形成された2006年7月2日と2006年7月5日の事例を含む4例で四国東部にメソβスケール低気圧（徳島小低気圧）が存在していた。本研究ではこの徳島小低気圧に着目し、自らが本研究課題で行ったレーウィンゾンデ観測データ、気象庁提供のレーダーデータ、客観解析データを用いてメソβスケールの構造を解析するとともにメソγスケールの構造を明らかにするために米国ペンシルバニア州立大学とペンシルバニア大と NCAR (National Center for Atmospheric Research)で開発された MM5 を使用した。

4. 観測結果

これまでに既に報告されたのと同様に、大阪湾に向かって対流圏下層の南寄りの風が強い日に線状降水帯が形成されることは明瞭であった。新しい知見として線状降水帯が形成される時に、四国東部に徳島小低気圧が形成されることがわかった。また強い南寄りの風はこの低気圧の東側で卓越していることが観測データの解析から明らかになった。日本海を東進するメソαスケール低気圧から寒冷前線が延び、そしてその通過の直前に徳島小低気圧がメソαスケールの暖域である四国東部で形成される。900hPa 以下の暖域の南西風はメソβスケール低気圧の東側で強く(～15 m s^{-1})、それは寒冷前線の西側（寒気側）の西風と収束する（図2）。

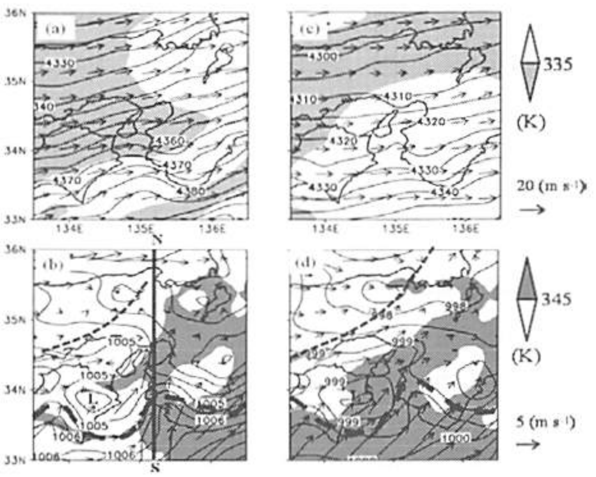


図 2 メソ客観解析データによる 7 月 2 日 09 JST の (a) 600hPa 面, (b) 950hPa 面の相当温位(θ_e) 場。 コンターは (a)が高度 (m) 、(b) が海面気圧(hPa)を示す。ベクトルは風向風速を示す。(c) と (d) は (a) と (b) と同じ図であるが 7 月 5 日 21JST。徳島小低気圧は L の記号で、メソスケールの波は太破線、寒冷前線の位置は細破線で示す。

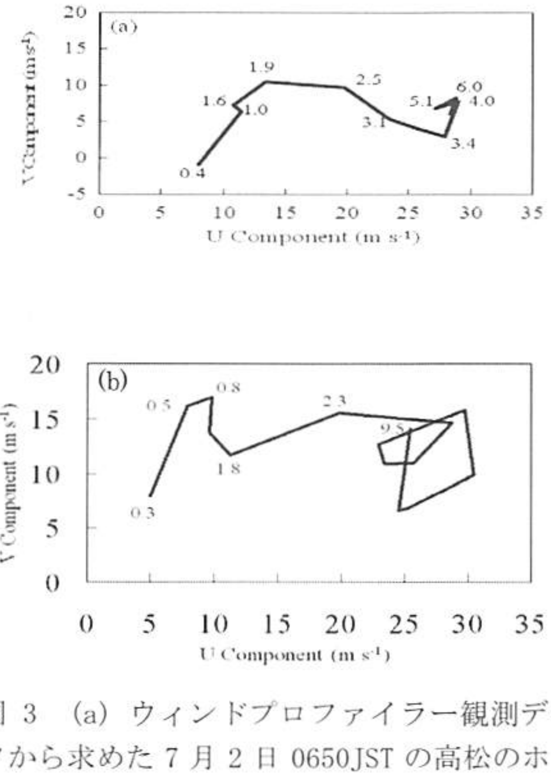


図 3 (a) ウィンドプロファイラー観測データから求めた 7 月 2 日 0650JST の高松のホドグラフ。(b) レーウィンゾンデ観測による 0652JST の神戸大学のホドグラフ。図中の数値は高度 (km) を示す。

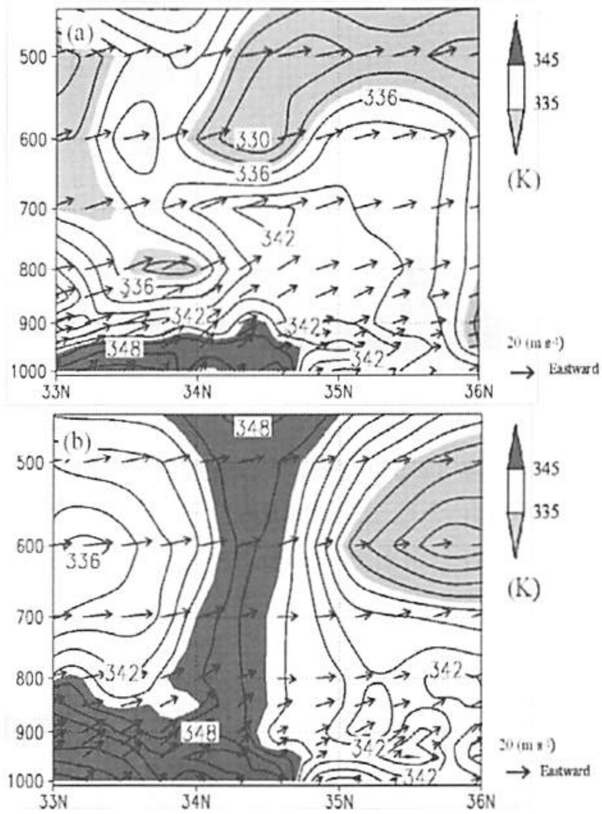


図4 東経135.2度の相当温位と(θ_e)と水平風の鉛直断面図（図2のS−Nに相当する。）(a) は7月2日0900JST、(b) は7月5日2100 JSTを示す。

時計回りの鉛直シアはこの南西風と 700hPa の梅雨ジェット(20〜30 m s^{-1})によって生みだされている（図3）。南西風は暖湿空気を大阪湾へ輸送し、そこで条件付不安定を増大させる（950hPa 面の相当温位 ＞ 345 K, 600hPa 面の相当温位 ＜ 335 K：図4）。さらに数値シミュレーションの結果から、このような環境の下でメソγスケールの風下波が寒冷前線西側の西風と周囲の山（淡路島もしくは六甲山）によって形成されることが明らかになった（図5）。

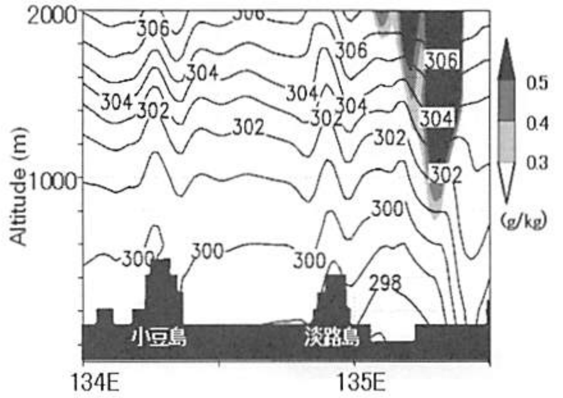


図 5　数値計算によって求めた温位・雲水量の北緯 34.5 度における経度高度断面図（2006 年 7 月 2 日 0930JST）。コンターは温位（K），シェードは雲水量（g kg^{-1}）を示す。

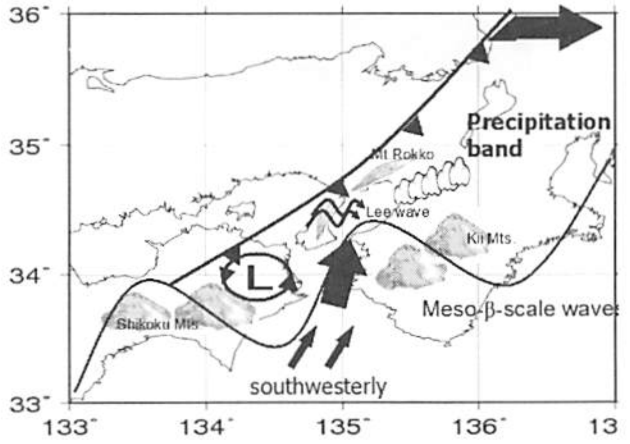


図 6　線状降水帯とその環境場の模式図。シェードは山岳を表す。矢印は 900hPa における風を、実線は海岸線に沿ったメソスケールの波を、徳島小低気圧を L で示す。

5. まとめ

徳島小低気圧の東側（紀伊水道）では南風成分の強まりが見られ（～10 m s^{-1}）、メソ α スケール寒冷前線の西側（寒気側）下層の西風との収束が見られた。またレーウィンゾンデ特別観測から、上方（700 hPa）の梅雨ジェット（20～30 m s^{-1}）との間に時計回りの鉛直シアの存在が明らかで、この強い南風成分は暖かく湿った空気を大阪湾周辺域へ輸送し，そこで条件付不安定を増大させていた。これらの条件が全て満たされたときに、さらに寒冷前線西側の西風が大阪湾周辺の山（淡路島、六甲山、さらにその北東の諸山地）を越えると、風下側の大阪湾および周辺にメソ γ スケールの山岳波が形成され、この山岳波をトリガーとして線状降水帯が生じるものと考えられる（図 6）。

6. 参考文献

Higashi, K and T. Fujii, 2004: A case study on local heavy rainfall observed in Kyoto city on 15 October 1998. Acta Humanistica et Scientifica Universitatis Sangio Kyotiensis, Nat. Sci. Ser., 33, 86-103 (in Japanese)

Higashi, K and T. Fujii, 2008: Environmental characteristics of formation of line-shaped precipitation systems in passage of cold fronts in the Keihanshin area in 1999. Acta Humanistica et Scientifica Universitatis Sangio Kyotiensis, Nat. Sci. Ser., 37, 81-93 (in Japanese).

横田寛伸，1993：大阪の淀川チャネル型大雨における back building，1993 年度日本気象学会春季大会予稿集，6.

謝辞

本研究で行った特別観測は、京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所共同利用研究、名古屋大学地球水循環研究センター共同利用研究（機器利用）の一環として行われました。関係の皆様に感謝申し上げます。

研究題目	ＭＵ・境界層・気象レーダーを用いた秋雨前線近傍のメソスケール擾乱の研究		
研究期間	2004年後期～2008年後期		
研究代表者所属・職	大阪電気通信大学情報通信工学部・准教授	氏名	柴垣佳明
研究協力者所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学生存圏研究所・特定研究員・東邦昭 海洋研究開発機構・上席研究員・山中大学 福井工業大学・教授・深尾昌一郎		

成果論文リスト

Fukao S., Y. Shibagaki, M. Teshiba, T. Fujita, H. Hashiguchi, and M. D. Yamanaka, Structual change of wind fields in Typhoon 0416 observed with wind profiler network in Japan, *To be submitted to Ann. Geophys.*, 2009.

1. はじめに

秋雨季は、台風に伴った顕著な現象や台風崩れの温帯低気圧が日本上空を通過するため、前線帯周辺ではしばしば梅雨季以上の集中豪雨および強風が生じる。また、台風が日本の南に位置する際には、高温・多湿な空気が前線帯に流れ込み、前線帯の擾乱活動が活発となる。本研究では、MU レーダーおよび気象庁 WINDAS・気象レーダーデータを用いて、秋雨前線近傍のメソスケール擾乱の実態や振舞いを明らかにする。

2. MU レーダー付近を通過した台風 0422 号

2004～2008 年の GRATMAC 観測期間に、図 1 に示すような 5 つの台風が日本列島を接近・通過した。その中の台風 0422 号は MU レーダー付近を通過し、直後に温帯低気圧に変化した。ここでは、秋雨前線に衰弱した台風が接近した一例として、MU レーダーで観測された台風 0422 号の風速変化について報告する。

図 2 は、MU レーダーが位置する 136.1°E での雲域の緯度変化である。2004 年 9 月 19 日には台風の接近に伴い前線帯雲域の北上や、20 日には台風に伴う対流域が確認できる。図 3 は MU レーダーで観測された鉛直流の時間高度変化である。前線帯では弱い上昇流が卓越し、台風通過後の雲が存在しない時間帯では鉛直方向に伸びた強い上昇流域が数時間間隔で観測された。また、水平風では前線帯の南北移動に伴う鉛直シアーの高度変化や台風通過に伴う南北風逆転等の特徴がみられた。

3. WINDAS ネットワーク観測による台風構造変化

前節で述べたように、MU レーダー観測期間に発達した台風を捉えることができなかったが、将来 MU レーダー周辺をそのような台風が通過した際には、気象庁ウインドプロファイラネットワーク(WINDAS)との比較・結合により、台風の詳しい構造変化を調べることが可能となる。ここでは、秋雨季擾乱の関連研究の成果として、WINDAS によって観測された台風 0416 号の最盛期から衰弱期における風速変化について報告する。

2004 年 8 月 28～30 日に発達した台風が沖縄を通過し、その後日本列島を北上した。この期間に、複数のウインドプロファイラによって、台風中心付近の風構造変化を捉えることに成功した。図 3 は、WINDAS の名瀬、熊本、鳥取で観測された台風の接線風と動径風を示す。

名瀬では、台風の最盛期を表す壁雲やスパイラルバンドがみられた。ウインドプロファイラデータから、スパイラルバンド内では鉛直方向にほぼ一様な強い低気圧回転が観測された。また壁雲内では、46m/s を超える低気圧回転の最大域が下層でみられ、台風後面ではその最大域から後方に傾いた低気圧性回転域や鉛直循環を表す動径風変化が確認された。

台風が九州に上陸した後は、壁雲やスパイラルバンドは不明瞭となり、最盛期にみられた風構造は徐々に弱まり、鳥取では強い低気圧性循環は高度 2km 付近にのみみられ、それは水平方向に広がりを持つ構造を示していた。さらに、室蘭では偏西風トラフの影響を強く受け、最盛期・衰弱期前半にみられた風構造はほとんどみられなかった。

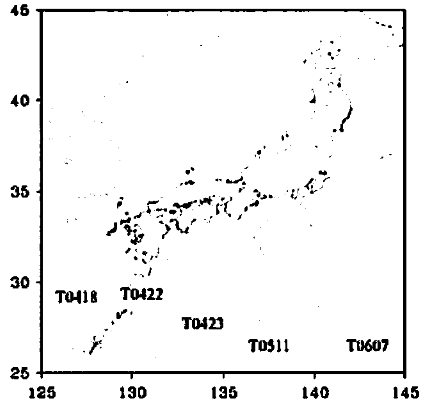


図 1 2004～2009 年 MU 観測期間に日本に接近・通過した台風経路。

4. まとめ

本研究では、秋雨季の顕著現象として、台風に関わるメソスケール擾乱について解析を行った。2004～2008 年の秋雨季 MU レーダー観測の中で、台風 0422 号の接近に伴う前線帯の風構造や台風中心付近の風速変化を捉えることができた。また、MU レーダー観測は行われなかったが、気象庁 WINDAS の複数のウインドプロファイラで観測した台風 0416 号の接線風・動径風における最盛期から衰弱期の台風の構造変化を示した。

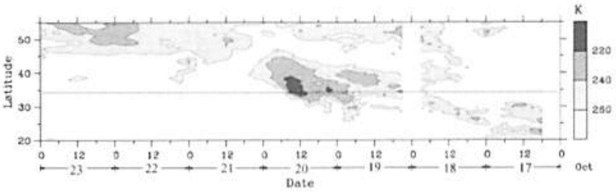


図 2 台風 0422 号接近・通過時の経度 136.1°E での雲システムの度変化。

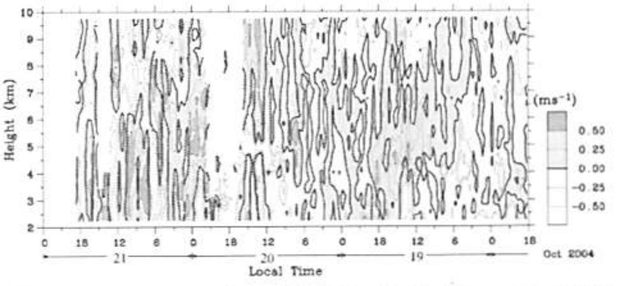


図 3 MU レーダーで観測した台風 0422 号接近・通過時の鉛直流の時間・高度分布(なお、台風通過時刻は、20 日 18時である)。

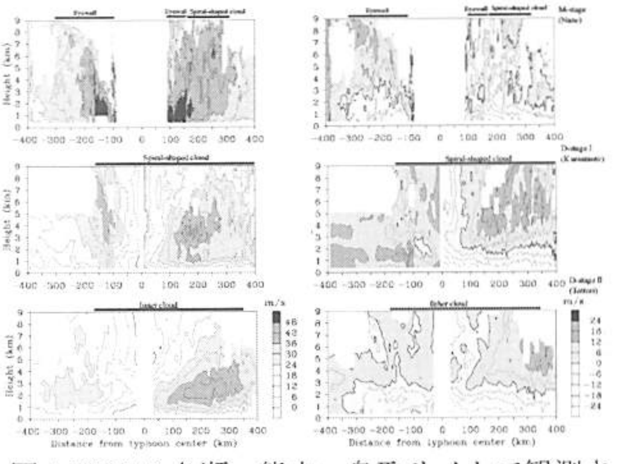


図 4 WINDAS 名瀬・熊本・鳥取サイトで観測された台風 0416 号の接線風・動径風の距離・高度分布。

研究題目	顕著台風の中心付近における立体構造の観測		
研究期間	2003 年後期～2009 年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・准教授	氏名	橋口浩之
研究協力者 所属・職・氏名	大阪電気通信大学・准教授・柴垣 佳明 ウェザーニューズ・手柴 充博 オクラホマ大学・PD・梅本 泰子 京都大学生存圏研究所・PD・妻鹿 友昭 海洋研究開発機構 地球環境変動領域・上席研究員・山中 大学 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎（現 福井工業大学） 日本気象協会・藤田 浩史		

成果論文リスト

Shibagaki, Y., M. D. Yamanaka, M. K. Fukase, H. Hashiguchi, Y. Maekawa, and S. Fukao, Meso-α-scale wind fields and precipitating clouds in Typhoon 9426 (Orchid) observed by the MU radar, J. Meteor. Soc. Japan, 81, 211-228, 2003.

Teshiba, M., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, Y. Shibagaki, Y. Ohno, and S. Fukao, Secondary circulation within a tropical cyclone observed with L-band wind profilers, Annales Geophysicae, 22, 3951-3958, 2004.

藤田浩史，手柴充博，橋口浩之，梅本泰子，柴垣佳明，山中大学，深尾昌一郎，台風 0416 号(Chaba)中心付近の構造とその時間変化，海洋号外, 42, 94-104, 2005.

Teshiba, M., H. Fujita, H. Hashiguchi, Y. Shigagaki, M.D. Yamanaka, and S. Fukao, Detailed structure within tropical cyclone "Eye", Geophys. Res. Lett., 32, L24805, doi:10.1029/2005GL023242, 2005.

1. はじめに

発達した台風の中心付近、特に台風の眼の内部では降水や雲が存在しないため、いわゆる気象レーダーでは観測が不可能である。また、航空機観測がこれまで数例行われているが、観測自体が困難であることや高度分解能が良くなく、眼の内部の構造は未だはっきりしていない。

2002 年より現業運用されている気象庁ウィンドプロファイラネットワーク(WINDAS)ではこれまで、数個の台風について眼の内部構造を捉えることができており、そのうち台風 0310 号は 2003 年 8 月 7 日に鹿児島県名瀬市(現 奄美市)付近を発達しながら最接近し通過した。本研究では、気象庁 WINDAS データ、現業レーダーデータ、名瀬測候所の地上観測・高層観測データ等のデータにより、台風中心付近、特に眼の内部構造について詳細に解析を行った。

2. 解析結果

図1に名瀬付近での台風進路を示す。台風中心については、気象庁ベストトラックデータの他に、名瀬に最接近した際には台風の眼の壁雲がはっきりしており、現業レーダーの降雨強度データにより壁雲の位置を推定して円フィッティングを行って台風中心を決定し、その間をスプライン補間により中心及びその移動速度を求めた。なお、現業レーダーデータは10分毎に得られ、その都度壁雲に対する円の中心が得られるが、10分毎のデータによりスプライン補間を行うと変動が大きくなるため、1時間毎に推定された中心によりスプライン補間を行った。10分毎に得られた中心位置とスプライン補間によって得られた中心位置はほぼ一致していた。

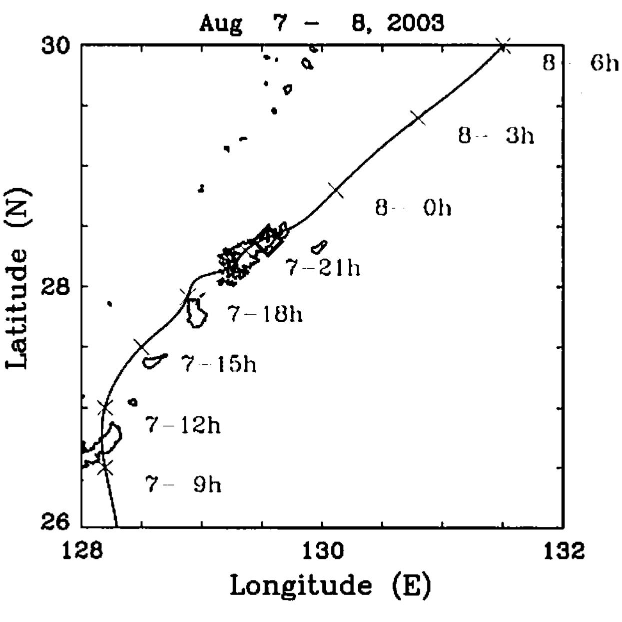


図1: 台風0310号の進路図。×印で3時間毎の台風中心を示す。+、◇印はそれぞれ、WINDAS観測地点、高層気象観測署を示す。

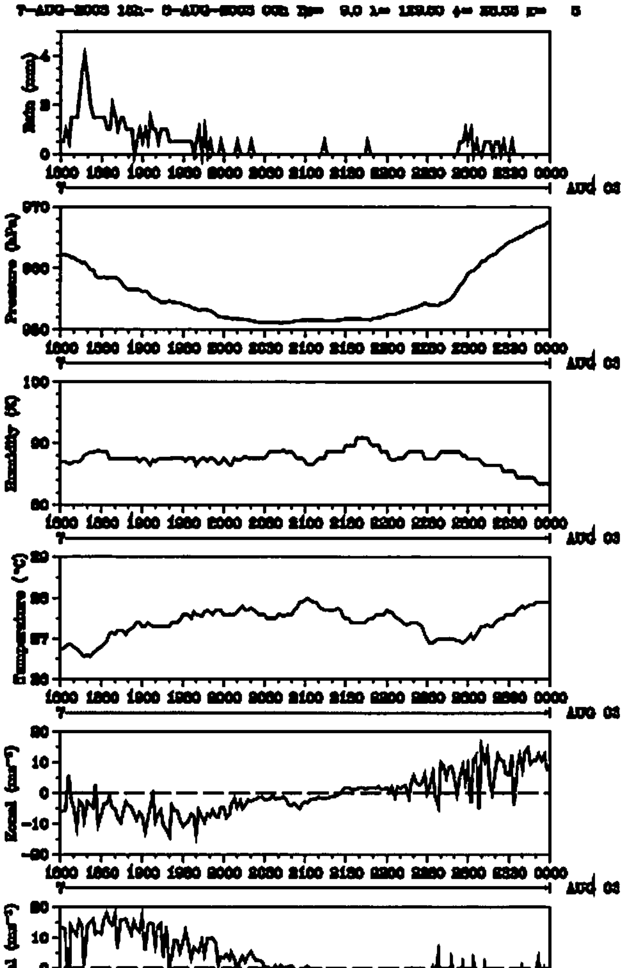


図2: 8月7日18時～8日0時の名瀬における（上から)海面気圧、湿度、気温、降雨強度、東西風、南北風の2分平均値。

図2に名瀬における地上気象観測データを示す。台風中心が近づいている20時30分以前では、比較的強い降水が観測され、また、非常に強い南東風が観測されている。台風中心の通過前後には降水はほとんど観測されず、風速が弱まりその後風向変化を伴って、台風

通過に伴う風速変動が観測されている。台風通過前後で若干の気温の上昇が見られるが、湿度はあまり変化がなくほぼ88%で比較的湿っている。

図3に、気象庁現業レーダーの水平降雨分布を示す。奄美諸島に接近する際にはすでに、台風中心付近の壁雲に対応する比較的強い降水とそれに付随するスパイラル状の降水帯が形成されており、時間が進むにつれて中心付近の壁雲がはっきりとして、この台風が発達していることを表す。また、壁雲の周辺では特に南東象限で発達した降水がみられる。台風の眼の直径は壁雲の内側で定義すると、90～100 kmでやや変動しつつもほぼ同じようなサイズであった。

図4に気象庁WINDAS(名瀬)で観測されたエコー強度と風速三成分の台風中心からの距離-高度分布を示す。台風が観測サイトに近づく(以降、台風前面と呼ぶ)時の距離100km以遠では、対流性の比較的強い降水が観測され高度2km付近では低気圧性回転の極大がみられる。高度2km以下でも低気圧性回転は強く、また動径風の吹き込みは弱いため、この台風は地表面摩擦の影響をあまり受けていないと考えられる。

また、距離100km以内ではエコー強度は弱く、低気圧性回転の風は中心に近づくにつれて徐々に弱まる。低気圧性回転の風については、その等値線がほぼ同じ距離で高度方向に伸びており、台風中心について円筒状の風速分布を形成していることに対応する。動径風については、台風前面・後面で符号が入れ替わり前面で正、後面で負のオフセットがかかっているようにみえ、これは台風を突き抜ける風が卓越していることを表す。台風の渦を突き抜ける風として、距離50km以内の高度毎平均風を引くと(図省略)、台風後面の距離50 km以内でInflowであったがそれ以遠ではOutflowとなり、降水帯周辺で発散場が形成されていた。

台風の眼の内部に対応する距離50km以内では、これまで考えられてきた下降流の卓越はみられずむしろ上昇流が卓越している。また高度2 km以下の下向きの運動は大気の下降流に対応する。

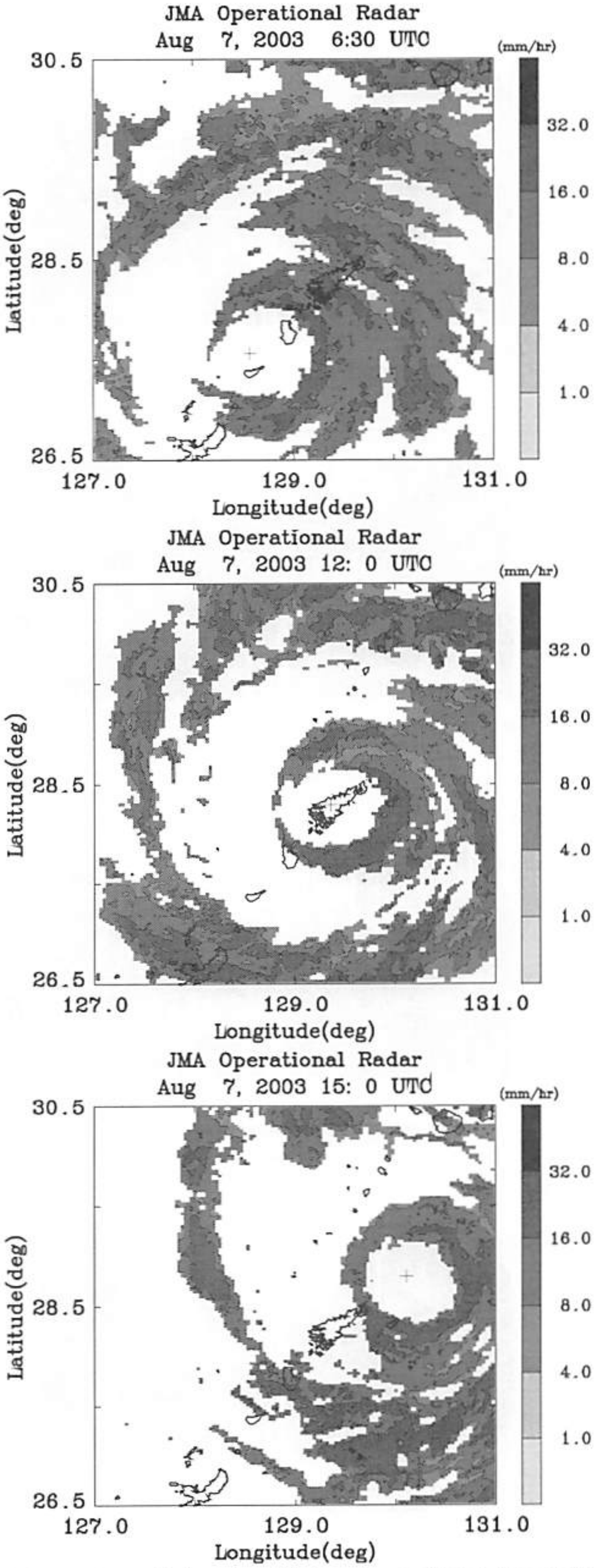


図3: 8月7日(上)15時、(中)21時、(下)8日0時の気象庁現業レーダーの降雨分布。

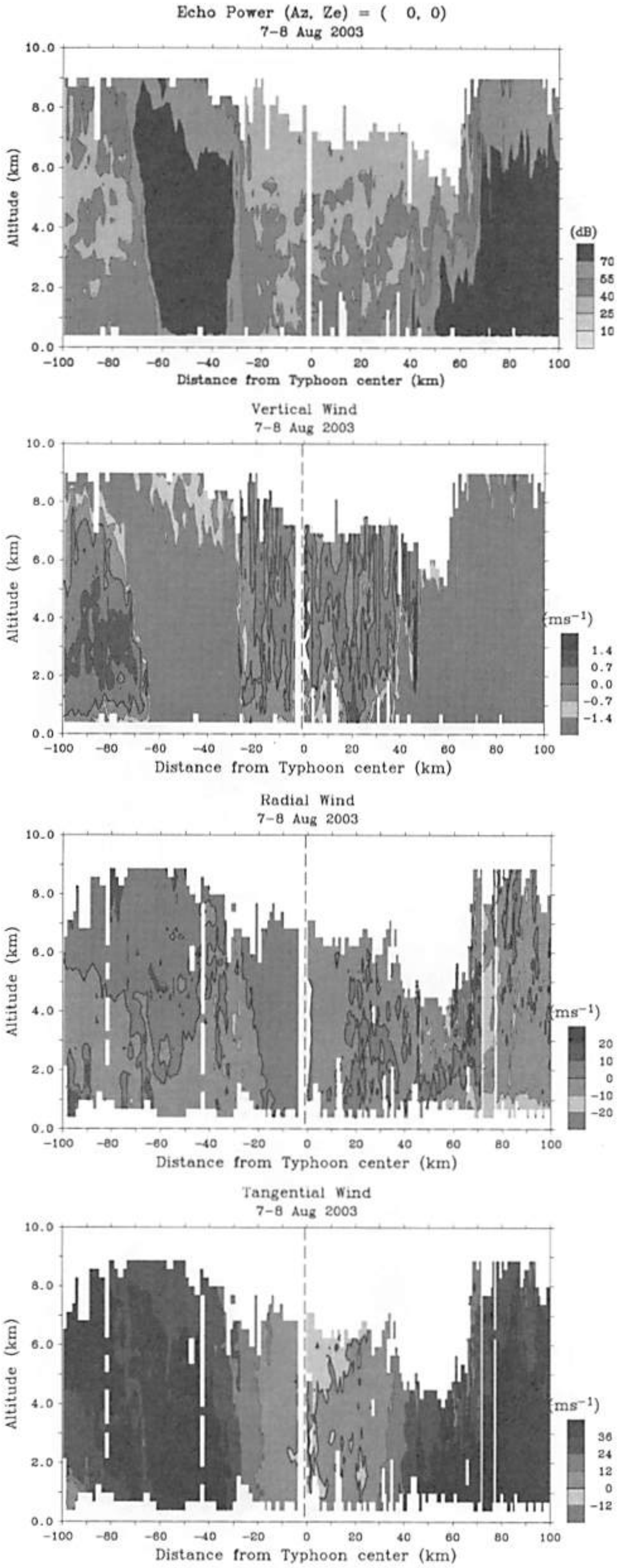


図4: 名瀬WINDASによる（上から）エコー強度、鉛直流、動径風、接線風の台風中心からの距離-高度分布。台風中心からの距離が正（負）は台風が近づく（遠ざかる）を表し、動径風・接線風の正（負）はそれぞれ台風中心から吹き出す（吹き込む）・低気圧性（高気圧性）回転を表す。

図5 に名瀬の高層気象観測に基づく温位・相当温位・飽和相当温位の高度プロファイルを示す。15時30分は台風前面に対応し、対流性の降水が卓越していた時間であるが、高高度まで成層が不安定でさらに湿度は飽和に近い。一方、台風の眼の内部に位置する21時では、高度2km以下でほぼ飽和し不安定な成層であるが、それ以上では比較的成層が安定しかつ、比較的乾燥している。従って、台風の眼の内部で上昇流が見られたが成層が安定でかつ比較的乾燥していたので、上昇流により持ち上げられても雲が形成されず、結果として晴天域となっていたと考えられる。

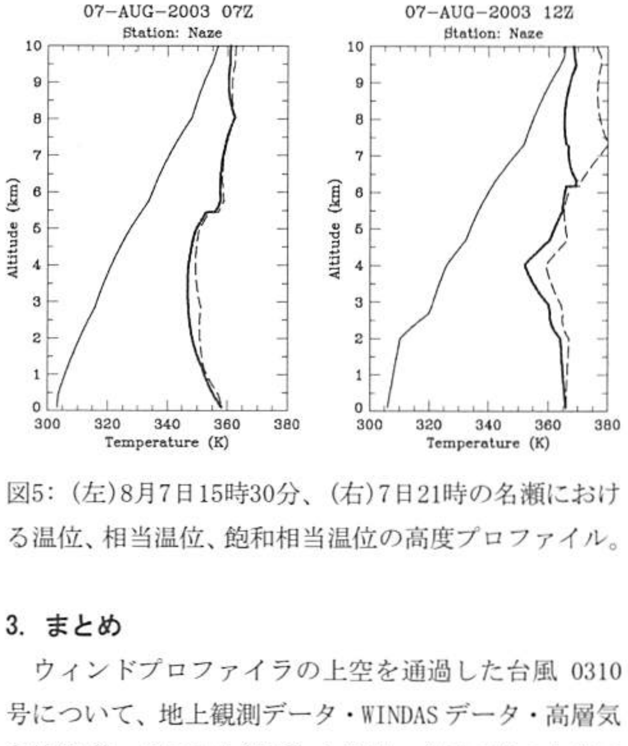


図5: （左）8月7日15時30分、（右）7日21時の名瀬における温位、相当温位、飽和相当温位の高度プロファイル。

3. まとめ

ウィンドプロファイラの上空を通過した台風 0310号について、地上観測データ・WINDAS データ・高層気象観測データにより解析した結果、台風の眼の内部では高度方向に一定な低気圧性回転の風がみられ、台風中心に近づくほどに徐々に低気圧性回転が弱まる様子が見られた。また、台風の眼の内部では上昇流が卓越していたが、成層が安定でかつ、比較的乾燥していたので結果として雲が形成していなかったと考えられる。

謝辞

気象庁 WINDAS データ（1 分値）は、気象庁高層気象観測室より提供を受けました。

研究題目	「雲・対流活動に伴う乱流と拡散に関する研究」（平成16年度前期） 「対流圏自由大気中の乱流と拡散に関する研究」（平成16年度） 同　上　（平成17年度）		
研究期間	2004年～2005年		
研究代表者 所属・職	京都大学防災研究所・教授 京都大学防災研究所・助手	氏 名	植田洋匡（平成16年度） 堀口光章（平成17年度）
研究協力者 所属・職・氏名	（平成16年度） 京都大学防災研究所・助教授・石川裕彦 京都大学防災研究所・助手・堀口光章 京都大学防災研究所・研究員（COE）・穂積祐 京都大学理学研究科・博士後期課程・梶野瑞王 （平成17年度） （財）日本環境衛生センター酸性雨研究センター・所長・植田洋匡 京都大学防災研究所・教授・石川裕彦 （財）日本環境衛生センター酸性雨研究センター・研究員・穂積祐 日本学術振興会・特別研究員・梶野瑞王		

成果論文リスト

1. はじめに

大気中における運動量，熱など各種物理量や，水蒸気，汚染気体などさまざまな物質の拡散は主に大気乱流によっている。

この乱流と拡散については，特に大気境界層についてその解明が進められている。しかし，それより上空の対流圏自由大気や成層圏については不明なところがまだ多く残されている。

この研究では，自由大気中での運動量・熱の鉛直拡散を対象とし，乱流の性状とそれによる拡散をMUレーダーなどによる観測から調べる。

2. 研究背景と目的

乱流についての標準的な渦拡散モデル（勾配拡散型モデル）では，レイノルズ応力（乱流による応力）は平均場の勾配と結びつけられ，鉛直方向（z 方向）の運動量の拡散は次式のように表現される（$\overline{}$は時間平均を示す)。

$$-\overline{uw} = K_m \frac{\partial U}{\partial z} \tag{1}$$

但し，u は平均流方向の風速の変動成分，w は鉛直方向の風速の変動成分，U は平均流方向の風速の平均成分，そして K_m は運動量についての鉛直渦拡散係数（渦粘性係数）である。

運動量の拡散（レイノルズ応力）を広い空間にわたって直接に測定することは困難であるが，もし渦拡散係数 K_m が決められれば，平均風速場から求めることができる。そこで，今回の研究は，渦拡散係数の値を観測によって調べることを目的とする。

3. 研究の方法

MU レーダーによる風の観測から，高度 4～20km，150m 間隔のデータを解析に利用した。風速は，東西，南北，鉛直方向の 3 成分が 2 分間隔で得られており，このデータから平均成分（U, V, W）と変動成分（u, v, w）を求めた。なお，今回の解析での平均化時間は 2 時間としている。

今回の研究の解析では，1999，2000，2002 年のうち，晴天の数日の例を取り扱った。

4. 観測結果

MU レーダーによる風速の測定から乱流変動をどの程度観測できているかを確認するために，図 1 に 2000 年 10 月 4 日における水平方向と鉛直方向の各風速成分についてのパワースペクトルを示す。

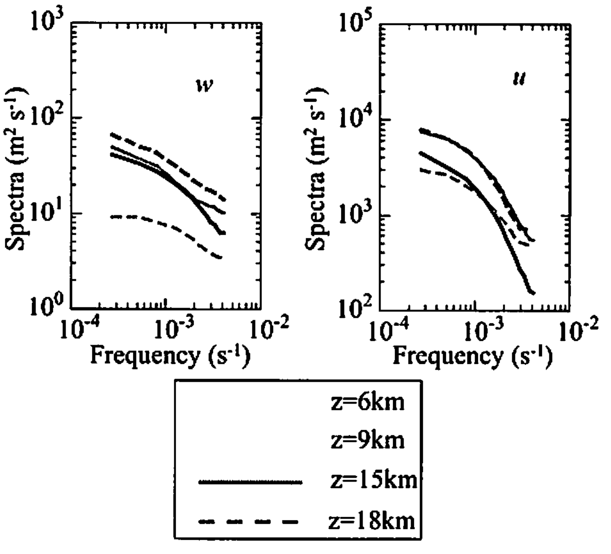


図 1：水平方向と鉛直方向の各風速成分についてのパワースペクトル（2000 年 10 月 4 日，00:00～23:59 LST）．破線は Kolmogorov の–5/3 乗則を示す．

Kolmogorov の–5/3 乗則を示す高周波数の領域が確認でき，エネルギー保有領域の乱流の大部分は測定出来ていると考えられる。

運動量についての鉛直渦拡散係数（渦粘性係数）K_m は風の観測データより次式から求めることができる。

$$K_m = -\overline{u_h w} \Big/ \left(\frac{\partial U_h}{\partial z} \right) \tag{2}$$

但し，u_h は水平風速の変動成分，U_h は同じく水平風速の平均成分である。四つの例についてその結果を図 2 に示す。この図に示されるように，K_m の値は対流圏で 10m^{2}s^{-1} 程度，より高い所ではこれより小さくなる傾向が見られる。

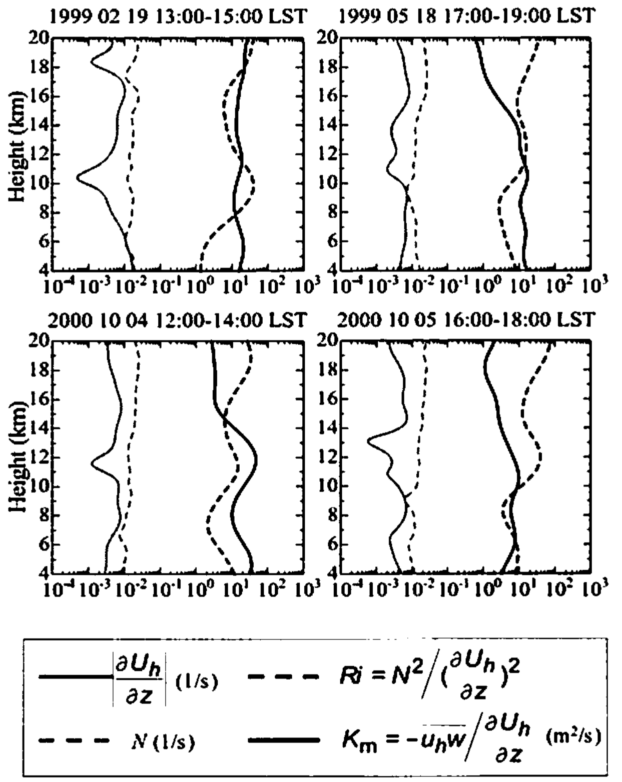


図 2: 運動量についての鉛直渦拡散係数（渦粘性係数）(K_m) の高度変化．R_i は勾配リチャードソン数で大気の流れの安定度の指標（安定成層では正の値，不安定成層では負の値）．N は Brunt-Väisälä 振動数である．

図 3 には各観測例から得られた渦拡散係数の安定度依存性を示す。但し，K_0=0.0023$U_\infty\delta$ は，中立な安定度の乱流境界層に対して風洞実験より提案された式であり，U_∞は傾度風速（今回の解析では高度 4〜6km での平均風速），δ は境界層厚さである。観測による渦拡散係数の安定度依存性は，Ueda et al. (1981)で示された代数 (algebraic) 応力モデルによる経験式 $K_m/K_0=(1+15Ri)^{-1}$ によく合っており，大気境界層よりも上空の自由大気中でもこの応力モデルにより渦拡散係数を見積もることができることが分かる。

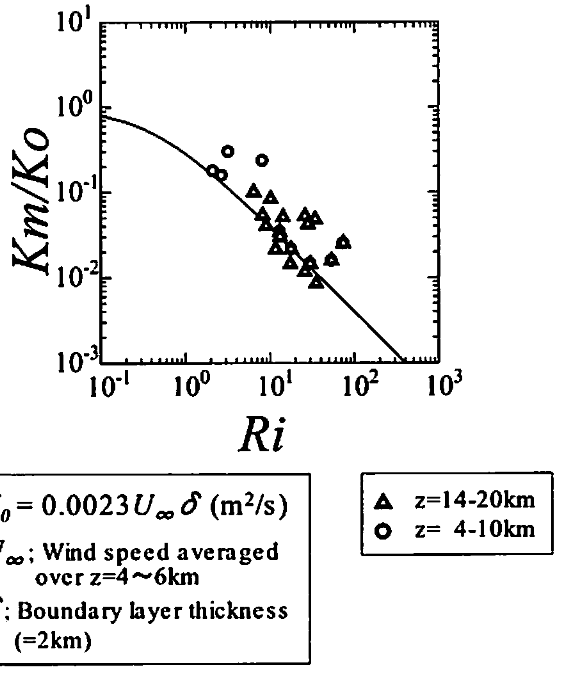


図 3：渦拡散係数の安定度依存性．K_0 に対する比で示す．また，実線は代数応力モデルによる予測値である．

5. まとめ

ここでは述べなかったが，熱についての渦拡散係数 K_h についても RASS (Radio acoustic sounding system) による観測から求めており，6km 以上の比較的高い高度では，代数応力モデルによって見積もられた渦拡散係数は直接的に観測によって得た値に近くなっている。

今回，渦拡散係数について，定性的には妥当な結果が得られているが，風速のサンプリング間隔が長いため，充分な精度では測定できていないと考えられる。今後の課題として，風速の測定間隔を向上させ，渦拡散係数を再解析することが必要である。これにより，大気の成層状態などの気象条件と，大気波動や雲などの気象現象に伴う拡散過程の変化について調べることへ応用することが期待される。

6. 参考文献

Ueda, H., S. Mitsumoto, and S. Komori, Buoyancy effects on the turbulent transport processes in the lower atmosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **107**, 561-578, 1981.

研究題目	ＭＵレーダー・ＲＡＳＳを用いた対流圏大気湿度プロファイル推定法の開発		
研究期間	1998年前期～2004年後期		
研究代表者所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏名	古本淳一
研究協力者所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・津田敏隆		

成果論文リスト

Furumoto, J., S. Iwai, H. Fujii, T. Tsuda, W. Xin, T. Koike 2005: Estimation of Humidity Profiles with the L-Band Boundary Layer Radar-RASS Measurements, J. Meteorol. Soc. Japan, 83, 895-908.

Furumoto, J., T. Tsuda, S, Iwai, T, Kozu 2006: Continuous Humidity Monitoring in a Tropical Region with the Equatorial Atmosphere Radar, J. Atmos. Ocean. Technol., 23, 538-551.

Furumoto, J., S. Imura, T. Tsuda, H. Seko, T. Tsuyuki, K. Saito 2007: The Variational Assimilation Method for the Retrieval of Humidity Profiles with the Wind-profiling Radar, J. Atmos. Ocean. Technol., 24, 1525-1545.

Imura, S. J. Furumoto, T. Tsuda, T. Nakamura, A. Behrendt, M. Onishi 2007: Estimation of Humidity Profiles by Combining Co-locating VHF and UHF Wind-profiling Radar Data, J. Meteorol. Soc. Japan, 301, 301-319.

1. はじめに

水蒸気は大気中では微量分子に過ぎないがその相変化に伴う潜熱エネルギーは集中豪雨など激しい気象現象を駆動する主要なエネルギー源である。顕著気象現象のメカニズムの解明には水蒸気を高精度かつ高い分解能で観測することが極めて重要である。

従来の大気中の水蒸気観測は主に気球観測に依ってきた。気球観測は観測精度が高く高鉛直分解能の水蒸気データを得ることができる一方で、気球が上空に達するまでに時間がかかるため観測時間間隔を数時間より短くすることが難しく、ときに災害をもたらす激しい気象現象の解明には十分ではない。

大気水蒸気を測定するリモートセンシング手法の開発も行われてきている。例えば、光を用いたライダー観測では、大気中にレーザー光を発射し対流圏内の水蒸気によるラマン散乱を受信することで水蒸気プロファイルを推定できる。ライダー観測は高い時間分解能での観測が可能であるものの、厚い雲のある時には雲底以下に観測が限られるため、雲や降水を伴う気象擾乱の観測は難しい。一方、水蒸気から放射するマイクロ波を受信するマイクロ波放射計では、複数の周波数からの放射を受信することで、水蒸気の高度分布を観測することも可能であるが、実質的な高度分解能は数 km に限られる。

このような背景を踏まえ、本研究では、天候に関わりなく高い時間分解能で水蒸気高度分布を推定可能な大気レーダーを用いた水蒸気プロファイル推定手法を開発した。

2. 水蒸気推定原理

大気レーダーは、大気中の乱流による大気屈折率の変動による電波散乱を受信するが、この乱流散乱エコー強度は大気乱流強度だけでなく水蒸気量、気温等の影響を受けることが知られている。

Gage(1985)によると大気レーダーの体積散乱率ηは以下のように表されることが知られている。

$$\eta = \alpha M^2 N^2 \varepsilon^{2/3} \tag{1}$$

ここでα、M、N、εはそれぞれ定数、屈折率の高度勾配、Brunt-Väisälä 振動数、乱流エネルギー消散率である。Furumoto et al. (2001)はηとM、N、εの変動特性を MU レーダー・RASS のデータを用いて解析し、乱流エコー強度が水蒸気量の高度勾配(M)により主に決定されることが観測的に明らかにした。

一方で、Otterstein (1969)によるとMは下記のとおりに表されることが知られている。

$$M = \frac{p}{T}\left(k_1 \frac{N^2}{g} + k_1 \frac{q}{T}\frac{N^2}{g} + \frac{1}{T}\frac{\mathrm{d}q}{\mathrm{d}z}\right) \tag{2}$$

ここで、k_1、k_2、k_3 は室内実験から求められる定数であり、p、T、q、z はそれぞれ大気圧、気温、水蒸気比湿、高度を表す。対流圏下層、中層の湿潤大気中では、(2)式の右辺を構成する3項のうちqの高度勾配による第3項の影響が支配的である。温度は RASS 観測から得られるので、Mが得られれば積分方程式を解くことで(2)式から水蒸気プロファイルが推定できる。

ところが、レーダーで観測されるのはM^2でありMの符号が決定できないため GPS 可降水量データを援用してMの符号を拘束する。

3. 1次元変分法を用いた水蒸気推定手法

変分法は最尤推定に基づく最適化手法であり、数値予報モデルのデータ同化に広く使われている。これは、背景値（第一推定値）があらかじめ与えられた条件の下で、観測値が得られた場合に最も確率が高くなる値を解析値として得る方法である。最適なMの符号を決定するために1次元変分法を用いた新アルゴリズムを開発した。

大気状態を示す一次元ベクトル（状態ベクトル）を$\mathbf{x}$とし、その第一推定値を$\mathbf{x}_b$とする。また、全ての観測値からなる一次元ベクトル（観測値ベクトル）を$\mathbf{y}_o$で表す。さらに状態ベクトルを観測値に変換する観測演算子Hを定義する。

$$\mathbf{y} = H\mathbf{x} \tag{3}$$

このとき変分法の一般的な評価関数は以下のように表される。

$$J(\mathbf{x})=\frac{1}{2}(\mathbf{x}-\mathbf{x}_b)^T\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x}_b)+\frac{1}{2}(\mathbf{y}-\mathbf{y}_o)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}-\mathbf{y}_o) \tag{4}$$

ここで、B、R は背景および観測値の誤差共分散行列を示し、上付き T は転置を示す。変分法では $\mathbf{x}_b$ と $\mathbf{y}_o$ が与えられた時に、評価関数が最小値となる x を探索することで解析値を得る。H が微分可能な連続関数である場合はBFGS法などの準ニュートン法を利用して解析値を求めることが可能である。

ここでレーダーを用いた水蒸気推定手法に変分法を適用する。状態ベクトルとして最低高度での気圧 p_0、気温プロファイル T_n、相対湿度プロファイル RH_n からなるベクトルを取る。

$$\mathbf{x}=[p_0,T_0,T_1,\ldots,T_{N-1},\mathrm{RH}_0,\mathrm{RH}_1,\ldots,\mathrm{RH}_{N-1}] \tag{5}$$

N は層数を表す。なお 2 層目以降の気圧は静水圧平衡式から計算する。一方で、観測値ベクトルとしては、各層での M の絶対値と地上 GPS 受信機から得られた水蒸気の高度積分値 $\mathrm{IWV}_{\mathrm{GPS}}$ からなるベクトルとする。

$$\mathbf{y}=[|M_0|,|M_1|,\ldots,|M_{N-1}|,\mathrm{IWV}_{\mathrm{GPS}}] \tag{6}$$

ただし、レーダー観測では、M の符号が不明であるため、評価関数に多数の不連続点ができ、大域的最適解を求めるには膨大な計算機資源が要求されるため事実上不可能であるが、M の符号は一般的に負であることが多いことが知られている。このため、評価関数 J(**x**) に M の符号の統計的確率 Pr を以下のように変更することで最適解を見つけやすくする、

$$\begin{aligned}
J_1(\mathbf{x})&=\frac{1}{2}(\mathbf{x}-\mathbf{x}_b)^T\mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{x}_b)-J_{o1}(\mathbf{x})\\
J_{o1}(\mathbf{x})&=\ln\left[\sum_{i=1}^{n}\left(\Pr(i)\cdot\exp\left(J_+(i)\right)+(1-\Pr(i))\cdot\exp\left(J_-(i)\right)\right)\right]\\
J_+(i)&=-0.5\left(\mathbf{y}(i)-\mathbf{y}_0(i)\right)\mathbf{R}^{-1}(i,i)\left(\mathbf{y}(i)-\mathbf{y}_0(i)\right)\\
J_-(i)&=-0.5\left(\mathbf{y}(i)+\mathbf{y}_0(i)\right)\mathbf{R}^{-1}(i,i)\left(\mathbf{y}(i)+\mathbf{y}_0(i)\right)
\end{aligned} \tag{7}$$

ここで $\mathbf{R}^{-1}(i,j)$ は、$\mathbf{R}^{-1}$ の i, j 成分である。Pr は、信楽 MU 観測所で打ち上げられたラジオゾンデから求めた M の符号の統計値から導出した。

3. 水蒸気推定結果

第一推定値として、12 時間毎に打ち上げられたラジオゾンデ観測値の時間補間値を用いて推定を行なった。推定結果を図 1 に示す。

図 1（上）は 3 時間毎に打ち上げられたラジオゾンデ観測による水蒸気比湿の時間高度分布を示す。円で囲まれた領域で水蒸気量の増大が検出できる。一方で中段は、ラジオゾンデ観測値を 12 時間毎に間引きし、時間補間を行なって作成した第一推定値を示す。第一推定値には、ラジオゾンデ観測値では見られた水蒸気の増大は見られない。一方で、レーダーデータを同化した結果には、第一推定値では見られなかった水蒸気の増大が再現されている。

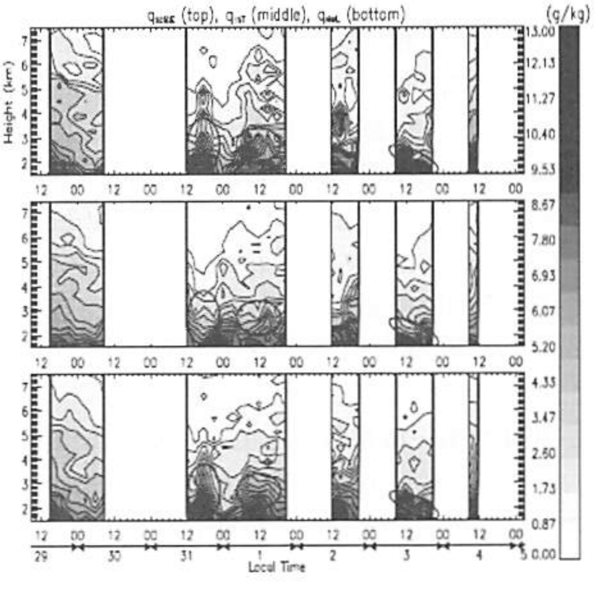


図 1：(上) 3 時間毎のラジオゾンデ観測に基づく水蒸気比湿の時間高度分布。(中) ただし 12 時間毎のラジオゾンデ観測結果を時間補完して得られた第一推定値の時間高度分布。(下) レーダーデータを同化した推定結果。

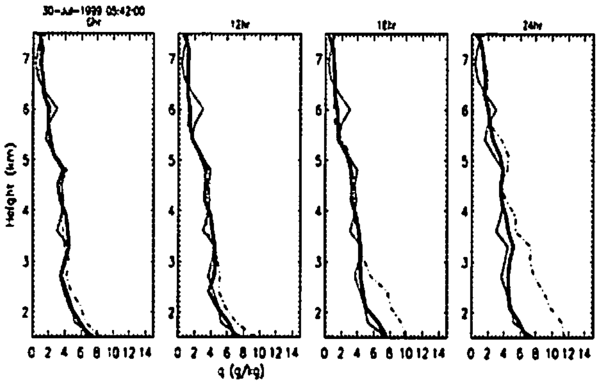


図２：左から第一推定値に用いるラジオゾンデデータの時間間隔を 6, 12, 18, 24 時間とした場合の第一推定値（一点破線）、同化結果（太実線）プロファイル。同時刻のラジオゾンデ観測値を細実線で示す。

推定結果における第一推定値の精度の影響を調べるために、第一推定値を求める時間補間間隔を変えて推定を行なった。図２に示すとおり、時間補間間隔を大きくするほど第一推定値とラジオゾンデ観測値の差は大きくなり、特に水蒸気量の多い下層で補間時間が大きくなるに従い差が大きくなる。レーダー観測値を同化した結果は、全ての例においてラジオゾンデ観測値に近づいており、特に、第一推定値の誤差が大きい場合に、より同化の効果がよく現れることがわかった。

4. MSM を第一推定値として用いた水蒸気推定

前節での推定では、ラジオゾンデ放球が推定に必須であることから、長期間、無人での水蒸気推定は難しい。ラジオゾンデを用いない推定を実現するため、第一推定値として気象庁、気象研究所が開発した MSM(Meso-Scale Model)予報値を第一推定値として水蒸気推定を行なった。

図 3 に推定結果を示す。高度 3km 以下では MSM 予報値がラジオゾンデ観測結果より水蒸気量が小さく見積もられているものの、同化結果はラジオゾンデ観測結果と近づく結果を示している。

5. まとめ

レーダーの乱流エコー強度特性を用いることで水蒸気推定を行なう手法開発を行なった。高精度解析を行うために 1 次元変分法を用いた推定アルゴリズムを開発した。同化結果は第一推定値より水蒸気推定精度が向上した。また、MSM 予報値を第一推定値とした場合も同様に水蒸気推定を行なった。

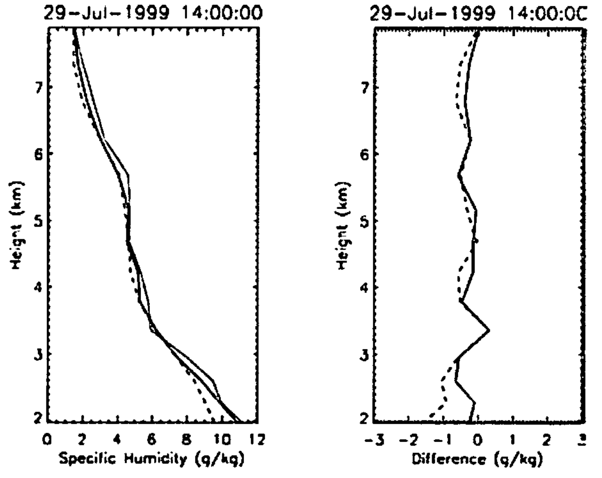


図 3: MSM 予報値を第一推定値とした場合の推定結果プロファイル（左）。第一推定値、解析結果、ラジオゾンデ観測値をそれぞれ、破線、灰色線、黒実線で示す。右図は第一推定値（破線）および解析値（実線）のラジオゾンデとの差のプロファイルを示す。

参考文献

Gage, K. S., J. L. Green, and T. E. VanZandt 1980: Use of Doppler radar for the measurement of atmospheric turbulence parameters from the intensity of clear-air echoes, *Radio Sci.*, **15**, 407-416.

Furumoto, J. and T. Tsuda 2001: Characteristics of energy dissipation rate and effect of humidity on turbulence echo power revealed by MU radar-RASS measurements, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **63**, 285-294.

Ottersten, H. 1969: Mean vertical gradient of potential refractive index in turbulent mixing and radar detection of CAT, *Radio Sci.*, **4**, 1247-1249.

Title of project	MU radar observations of turbulence in the tropo-stratosphere using high resolution spatial imaging techniques (possibly during a tropopause folding episode)		
Research Period	from October 2005 to March 2006		
P.I. Affiliation Position	LSEET, Assistant professor, France	Name	LUCE Hubert
Co-Investigators Affil./Position/ Name	T. Nakamura (Professor, RISH, now NIPR) G. Hassenpflug (Post-Doc RISH) M Yamamoto (Professor, RISH) S. Fukao (Professor, RISH, now Fukui University) T. Takai (Master Student)		

Publications

(journals with reviewers)

Luce H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, M. Crochet, et S. Fukao, Cumulus convection and Kelvin Helmholtz Instability observed with the 46.5 MHz MU radar, using Capon range imaging, **Radio Sci.**, 42, doi: 10.1029/2005RS003439, 2007.

Luce, H., Hassenpflug, G., M. Yamamoto, S. Fukao et K. Sato, First direct observations of Kelvin-Helmholtz billows around 16-17 km with the VHF-band Middle and Upper atmosphere radar, **J. Atmos. Sci.**, ., **65**, **1711-1718**, 2008.

1. Introduction

Previous MU radar experiments carried out in April and July 2005 demonstrated the usefulness of the Frequency-domain Interferometric Imaging technique (FII, also called range imaging) for improving the radar range resolution. In particular, cumulus convection and a KHI event could be imaged with a fine time-height resolution (a few ten seconds and a few ten meters, respectively). The proposed experiment was devoted to make new observations of turbulence in the tropo-stratosphere in range imaging mode.

2. Purpose of Project

In particular, we wanted to focus on Kelvin-Helmholtz (KH) billows generated by shear instabilities near the tropopause where the jet-stream is strong and possibly during a passage of a meteorological front. Indeed, it is known that tropopause folds are strongly conducive to dynamically generated turbulence but the small-scale structure of the turbulent layers are still very poorly known. A better description of the turbulent structures in tropopause folds would be useful for a better understanding of the tropo-stratosphere exchanges. Unfortunately, tropopause folds did not occur during the experiment in November 2006 but KH instabilities observed on both sides of the jet-stream maximum could be imaged for the first time. Also, the opportunity was offered to make the first comparisons of observations with the Rayleigh-Mie-Raman (RMR) lidar operated at the MUR site.

3. Detail of Observations.

The FII mode provided height-time reflectivity images of the tropo-stratosphere from about 1.5 km up to about 20.5 km at a time sampling of 16.5 s and a typical range resolution of a few ten meters (with the Capon method and for high SNR[1]). The FII technique was applied for the first time in two directions (vertical and oblique at 10° off zenith) for studying aspect sensitivity at high resolutions. Table 1 provides the main MU radar parameters used during the range imaging experiment. Avery about 30 min, the standard 5-beam DBS mode has been applied for a few minutes for complementary information (mainly wind profiles). The RMR lidar was operated during night time, mainly for humidity, aerosol and cirrus cloud observations. Observations have been performed for two consecutive nights at a time resolution of 30 s and height resolution of 9 m.

Table 1: Specification of the MU radar parameters

Observational mode	FII (Range Imaging)
Observation period	2152 LT Nov. 13 - 1202 LT Nov. 16, 2005
Number of frequencies	5 (46.0 - 46.25 - 46.5 - 46.75 - 47) MHz
Number of directions	2, Vertical and (0°,10°)
Number of coherent Integrations	64
Incoherent integration	No
Time resolution/sampling (s)	33 / 16.5
Height sampling (m)	5

4. Results

Figure 1 shows an example of height-time cross-section of SNR (or reflectivity when the Capon processing is applied) at vertical incidence before and after doing the Capon processing. The top panel show the result at a time resolution of about 1 min (standard value) and a range resolution of 150 m. The bottom panel shows the corresponding Capon image at a time sampling of 16.5 s. The improvement is very clear. In the high resolution image, signature of KH billows (or braids) can be easily identified around the altitude of 15. 5 km as well as fine stable layers below and above. Some of the thin layers are distorted and these distortions are very likely due gravity waves generated by the KH instability at 15.5 km because their oscillations are in phase with the billows. The billows are associated with a strong wind shear in the upper level of the jet-stream near a tropical tropopause around 16 km (not shown). The billows were observed for at least 2 hours and they have a horizontal wavelength of about 5.3 km and a vertical extent between 0.5 and 1.0 km. The analysis of wind and temperature profiles measured by radiosondes launched from nearby meteorological stations indicated the presence of nearly-monochromatic disturbances, likely due

[1] Strictly speaking, it is not possible to define the range resolution obtained with adaptative methods since it depends on Signal to Noise Ratio (SNR).

to a dominant inertia-gravity wave (IGW) superimposed to the background wind field (not shown). The presence of the IGW was also confirmed by the analysis of wind profiles measured by the MU radar, just before the KH billows are detected by the observations in range-imaging mode (Figure 2). The IGW, with vertical and horizontal wavelengths of about 3.5 km and 600 km, respectively, may have been a direct radiation from the jet-stream and likely played a major role in the onset of the observed KH instability (Luce et al. 2008).

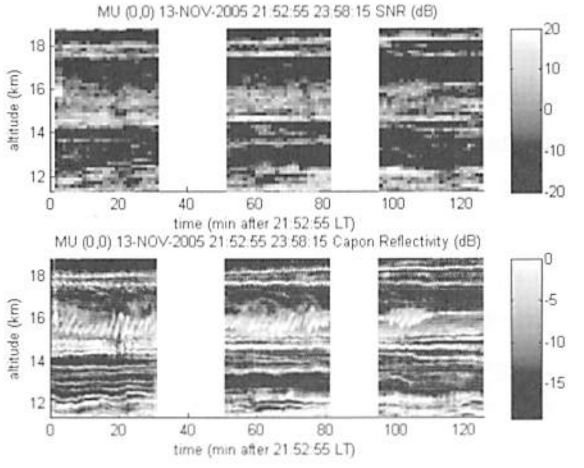


Figure 1: (Top) Time-height cross-section of SNR at vertical incidence from 11.5 km to 18.5 km above sea level (ASL) with MUR on 13 November 2005 at the standard resolution (150 m) and a time resolution of about 1 minute. (Bottom) The corresponding image after FII processing with the Capon method at a time sampling of 16.5 s (time resolution of 33 s). White bands correspond to radar stops. (After Luce et al. 2008).

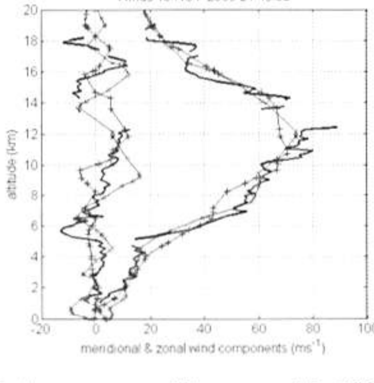


Figure 2: wind component profiles measured by MU radar in DBS mode (solid thick lines) at 2148 LT and by radiosondes launched at Hamamatsu ('x') and Yonago ('+'). The meridional component is at the left side and the zonal component at the right side.

Figure 3 shows another event of KH instability observed around the altitude of 17 km in FII mode using the vertical beam (top panel) and the oblique beam (bottom panel). Below 16.5 km, the atmosphere is strongly stratified and many thin reflectivity layers can be noted. Contrary to the KH billows, these thin layers are strongly aspect sensitive. This result suggests the backscattering mechanisms are different in the range of the KH billows (nearly isotropic scattering) and of the thin layers (partial reflection). In addition, the variation in time of the reflectivity associated with the thin distorted aspect sensitive layer just below 16.2 km (i.e., just below the KH billows) are very likely due to a tilt of facets of distorted sheets. At the same time, bright spots appear in the oblique beam at min 23 and 26 for example, likely because the orientation of the facets coincide with the perpendicular of the beam direction.

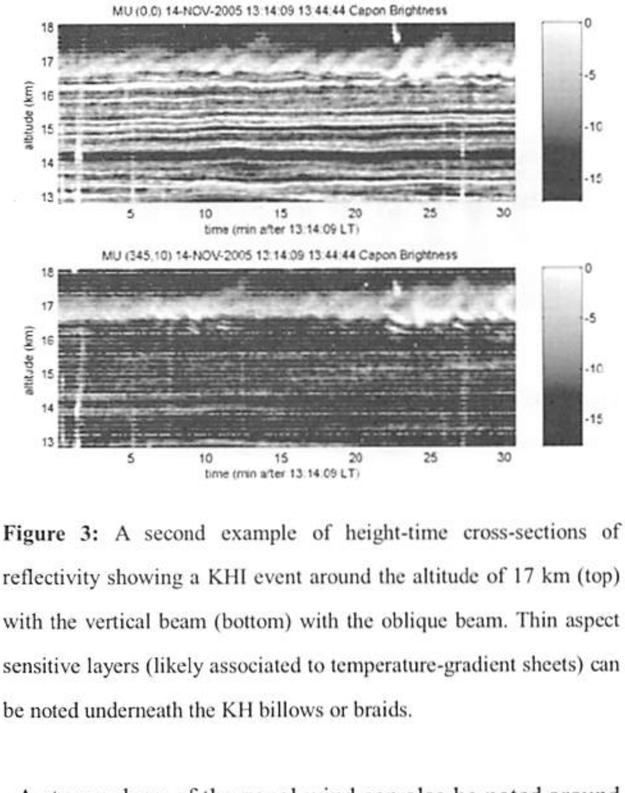


Figure 3: A second example of height-time cross-sections of reflectivity showing a KHI event around the altitude of 17 km (top) with the vertical beam (bottom) with the oblique beam. Thin aspect sensitive layers (likely associated to temperature-gradient sheets) can be noted underneath the KH billows or braids.

A strong shear of the zonal wind can also be noted around 5.0 km at the bottom part of the jet-stream (Figure 2). It exceeds 50 ms^{-1}km^{-1}. The corresponding MU radar observations of reflectivity revealed a KH wave pattern particularly evident for at least 20 minutes until 2210 LT (top panel fo Figure 4). Unfortunately, the beginning of the event could not be observed. Their amplitudes are so large around 5.5 km (about 1 km around min 5) that they can even be distinguished in the initial 150-m resolution plot (not shown). The oscillations of the (unfiltered) radial velocities in the bottom panel of Figure 4 occur over a height of more than 4 km and their crest-to-trough amplitude exceeded 8 ms^{-1}. The period is about 3 min. Since the mean wind speed was about 30 ms^{-1} at the altitude of the KH instability (Figure 2), a horizontal wavelength of about 5.7 km can be deduced. The phase of the oscillations undergoes a clear offset of 90° around 5.5 km, indicating the position of the critical level of the KH instability. The wind shear was significantly smaller at 2234 LT than at 2148 LT (not shown), compatible with the observed decay of the KH instability.

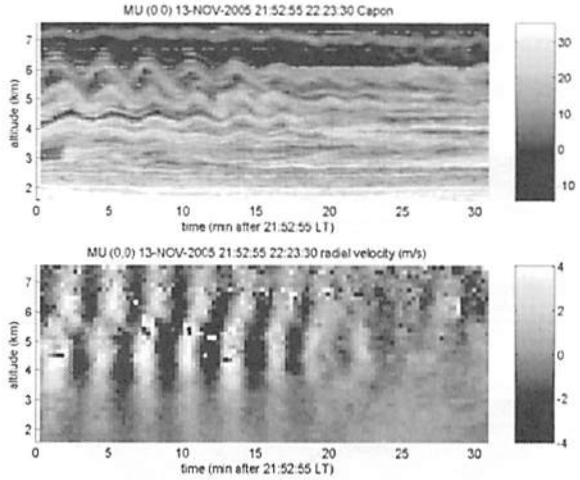


Figure 4: (Top) Time-height cross-section of KH waves in the troposphere. (Bottom) The corresponding vertical wind component calculated from the Doppler spectra at a range resolution of 150 m. Nearly monochromatic waves and a critical level are very clear. (After Luce et al. 2007).

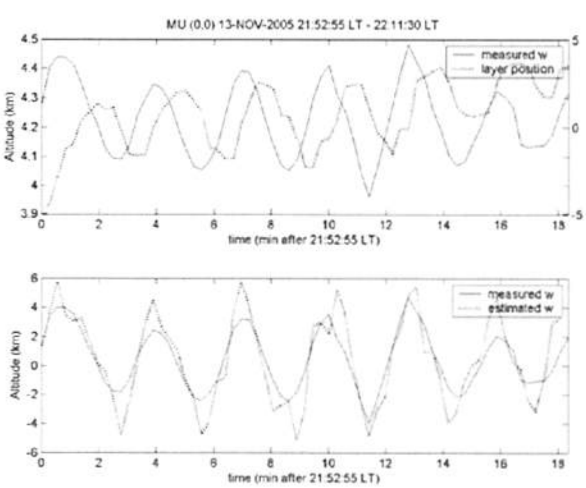


Figure 5: (Top) Variations of height versus time of the layer extracted from the Capon image around 4.2 km where nearly monochromatic fluctuations are observed (Figure 4). Superimposed are the corresponding variations of vertical velocity at 4.2 km measured from the Doppler spectra. (Bottom) Comparison of the vertical velocity measured from the Doppler spectra and the same parameter deduced from the variations of the layer position in the Capon image. (After Luce et al. 2007).

Nearly monochromatic wave-like disturbances are observed in the Capon image around the altitude of 4.0 km in the absence of significant shear of the horizontal wind at this altitude, indicating again a possible direct effect of the KHI on its nearby environment. Also, successive dot-like echoes are noticeable between 6 km and 6.7 km during the first 15 minutes at the crests of the oscillations in the top panl of Figure 4. These structures are not detectable at the standard resolution (not shown). The Capon processing does not generate "ghost" structures in adjacent gates, as shown in earlier papers on the range imaging technique. These dot-like echoes are really the signature of a backscattering process from atmospheric structures. Their shape and their absence in the image obtained from the oblique beam (not shown) suggest that they may result from a mechanism of partial reflection from thin stable layers distorted by the KH wave (it would be similar to the case shown in Figure 3).

Figure 5 shows that the vertical velocity disturbances around 4.2 km are fully consistent with the nearly monochromatic vertical displacements of the layer at this altitude. The vertical velocities deduced from the variations of position of the layer agree well with those directly measured from the Doppler spectra. The peaks of Doppler velocities have smaller amplitudes than the peaks of the reconstructed velocities, possibly due to underestimation when the Doppler shift is near the Nyquist frequency of the Doppler spectra.

Figure 6 shows the two first comparisons between MU radar reflectivity in FII mode and lidar backscatter ratio. They were reported by Takai et al. (2006). The top panel of Figure 6 shows the presence of a cirrus cloud layer between 7.5 km and 10.0 km for at least 1.0 hour.

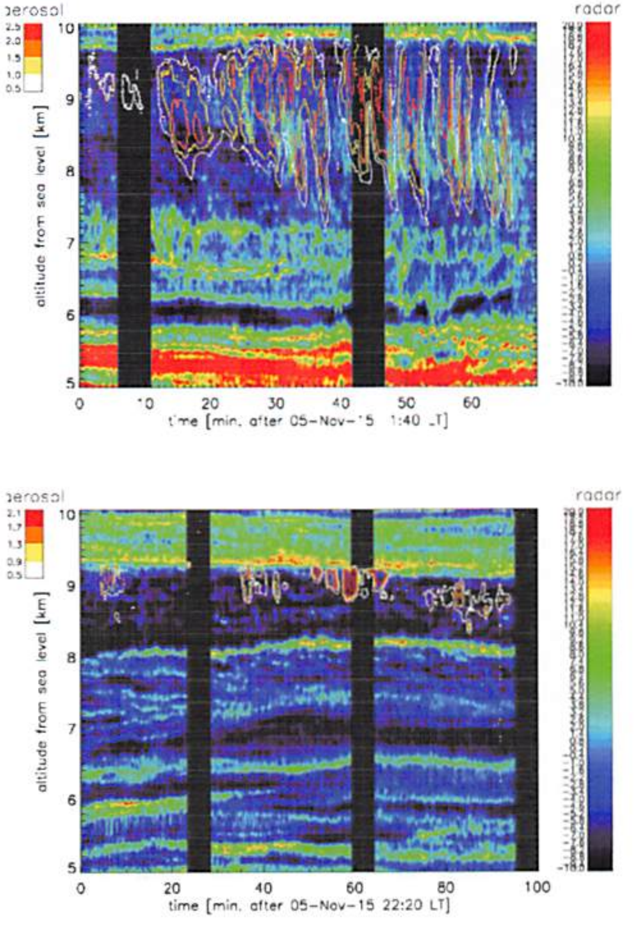


Figure 6: Time-height cross-section of MUR reflectivity with the vertical beam between 5.0 and 10.0 km ASL from 01:40 LT on 05 Nov 2005 (Top) and from 22:20 LT on 05 Nov. 2005 (Bottom). The contour plots show the region of enhanced backscatter ratio measured by the RMR lidar used as an index of cirrus cloud. (After Takai et al. 2006).

The layer of backscatter ratio is growing in time in the height range 8.0 – 10.0 km and shows variations in intensity with a period from 5 to 10 min, and a maximum of 20-25 dB at 9.0 km. The time-height cross-section of radar reflectivity shows a weak stratification in the cloud region and moderate echoes in the range of the cirrus cloud monitored by the lidar. The radar echoing structure seems to be characteristic of convection in the cloud with more intensity near the bottom. The radar echo intensity in this region also shows significant time height variations with a period of 5 – 10 min. The top of the cirrus is associated with a thin and intense radar reflectivity layer. It may be a signature of a strong humidity gradient.

The bottom of Figure 6 shows a second case with sporadic cirrus clouds confined between two thin radar reflectivity layers. Between these layers, echoes are weak perhaps due to homogenization produced by mixing in clouds in this altitude range. Without additional information, it is difficult to determine the relationship between the cirrus and the clear air structures revealed by the lidar and the radar. However, the observed coincidences are extremely encouraging for the studies of cirrus cloud dynamics (and more especially the clear air dynamics in their environement) with the MU radar.

5. Summary and Conclusions

The November 2005 experiment confirmed the ability of the FII technique to improve the range resolution of the MU radar. In particular, the presence of KH billows or waves on both sides of sheared region of the jet-stream could be studied in detail. The first comparisons with lidar observations of cirrus were extremely encouraging and motivated further investigations.

6. References

Luce, H., Hassenpflug, G., M. Yamamoto, S. Fukao et K. Sato, First direct observations of Kelvin-Helmholtz billows around 16-17 km with the VHF-band Middle and Upper atmosphere radar, **J. Atmos. Sci., ., 65, 1711-1718,** 2008.

Luce H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, M. Crochet, et S. Fukao, Cumulus convection and Kelvin Helmholtz Instability observed with the 46.5 MHz MU radar, using Capon range imaging, **Radio Sci.**, 42, doi: 10.1029/2005RS003439, 2007.

Takai T., T. Nakamura, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, T. Tsuda and H. Luce, Simultaneous high-resolution observation of scattering layers with a Ramam/Mie lidar anf the MU radar, *Proceedings of the 11th International workshop on Technical and Scientifical Aspect of ST radar,* 4 pp, December 11-16, Gadanki/tirupati, India, 2006.

Title of project	Study on small-scale dynamical processes in the troposphere and stratosphere by means of high resolution observations with the MU radar, lidar and other instruments.		
Research Period	from October 2008 to April 2009		
P.I. Affiliation Position	LSEET, Assistant professor, France	Name	LUCE Hubert
Co-Investigators Affil./Position/ Name	S. Fukao (Professor, Fukui University) M. K. Yamamoto (Assistant professor, RISH) T. Mega (Post-doc, RISH) M. Yamamoto (Professor, RISH) T. Nakamura (Professor, RISH, now NIPR) H. Hashiguchi (Associate Professor, RISH)		

Publications

1. Fukao et al., A statistical study of Kelvin-Helmholtz billows in the free atmosphere with MUR, *to be submitted in 2010.*
2. Luce H., T. Mega, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, N. Nishi, S. Fukao, T.Tajiri, M. Nakazato, Observations of Kelvin-Helmholtz instability at a cloud base with the MU and weather radars, *submitted to JGR, 2009.*

1. Introduction

Previous studies demonstrated that high resolution observations with the MU radar are useful for studying the structure and dynamics of the lower atmosphere at small scales. They were decisive in performing a long period observation campaign (called TANUKI) for about 1 month with additional instruments. Among them, the Shigaraki lidar, a Ka-band (35.25 GHz) cloud-profiling FMCW radar and a Doppler X-band (9.8 GHz) radar were operated during the campaign The MU radar is mainly sensitive to clear air refractive index irregularities while the weather radars are sensitive to condensation particles (clouds and/or precipitations).

2. Purpose of Project

Because of complex interactions between condensated water and dry air mainly through latent heat release, simultaneous observations of clear air motions, clouds and precipitations are of great interest for studying parts of cloud dynamics and life cycle, dynamical and convective instabilities and turbulence associated with clouds. The project thus aimed at comparing results of observations from MU radar and the other particle-sensing instruments for a better knowledge of the small-scale dynamics in presence of clouds and precipitations.

The one-month experiment was also devoted to a statistical analysis of large-amplitude Kelvin-Helmholtz instabilities in the tropo-stratosphere. Even if they have been observed many times, very little is still known about the characteristics, conditions of generation, evolution, occurrence and persistence.

3. Detail of Observations.

The MU radar was operated on 6-18 October and 4-16 November 2008 in Frequency radar Interferometric Imaging (FII) mode with five equally spaced frequencies from 46.0 MHz to 47.0 MHz. Range sampling was performed from 1.32 km up to 20.37 km ASL with a step of 5 m (the initial range resolution was 150 m). One profile is calculated every ~6.1 s and the time resolution is ~24.4 s. The radar beam was steered into three positions: one vertical and two oblique directions (0°,10°), (90°,10°).

The Ka-band radar is a newly developed Frequency Modulated-Continuous Wave (FM-CW) radar operating at 8.6 mm. It is mainly sensitive to Rayleigh or Mie scattering from condensation particles. The range resolution is 50 m. The acquition time is 0.175 s and one profile is obtained every 20 s. The radar beam was directed vertically during the experiment. The X-band radar is also a newly developed Doppler pulsed radar operating at 3.0 cm, mainly for precipitation observations. The Shigaraki lidar was also operated when weather conditions were favorable and some radiosondes were launched at some occasions. Observations with the UHF LQ7 radar were also performed.

Range and time resolutions of the MU radar are close to those of the weather radars and lidar. It is a tremendous advantage for comparing the results of observations. In the present report, only a few results of observations from MU and Ka-band radars are described due to the lack of space. Example of results with the X-band radar is shown in a companion report (Yamamato et al.).

4. Results of observations

4.1 Kelvin-Helmholtz instabilities

Figure 1 displays an example of observations with the Ka-band and MU radar when a large-amplitude Kelvin-Helmholtz instability was triggered at the base of a cloud gradually rising with time. Cloud-base protuberances (some sort of fall-streaks or mamma) perfectly coincide with the K-H braids indicating a close relation of cause and effect between the cloud and the instability. Luce et al. (2009) suggested that the cloud base might be conducive to the onset of the K-H instability by reducing the static stability through evaporative cooling (or sublimation) or through air saturation effects. Smaller amplitude K-H braids gradually damped after the passage of the cloud. Figure 2 shows the corresponding clear air vertical velocities W. All the characteristics of W are consistent with the development of a KH instability. Moreover, a detailed analysis showed that the echoes in the K-H braids are not aspect sensitive after correcting the effect of a frozen advection by the wind and are associated with large spectral widths (not shown). This suggests that turbulence in the braids is well-developed at the Bragg scale.

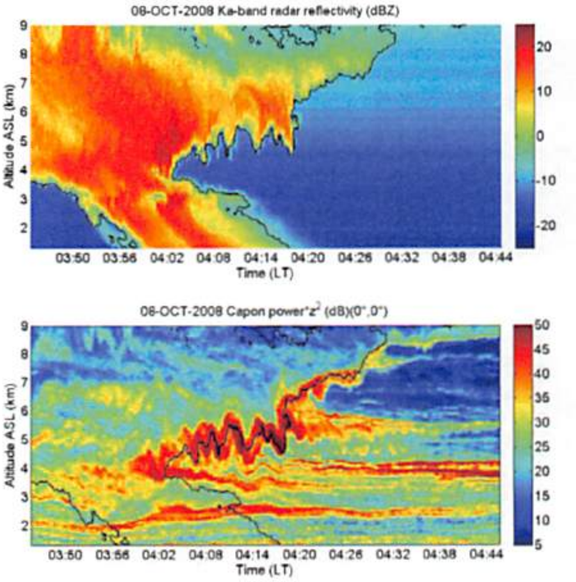


Figure 1: **(Top)** Time-height cross-section of equivalent radar reflectivity factor (dBZ) measured by the Ka-band FMCW radar from 0345 LT to 0445 LT on 08 October 2008. The black lines shows the Z_{35}=-6 dBZ level contour. **(Bottom)** The corresponding MU radar reflectivity with the vertical beam (dB).

The presence of K-H instability at the base of some stratiform clouds seems to be a quite common feature. During the campaign, 46% of the selected KH events in the troposphere (52% in time) were found at cloud base. In particular, K-H instability events have been observed for about 63 hours in November 2008 at the base of stratiform clouds advected by the jet-stream above a dry air layer.

Figure 3 shows a example of these events. The top and bottom panels show time-height cross-sections of radar reflectivity and the vertical velocity, respectively, for which KH instability patterns are clearly visible. The maximum depth of the KH braids is about 1000 m at 12:20 LT. The period of the nearly monochromatic vertical velocity fluctuations is 1 min 36 s. The solid black line shows the cloud contour as detected by the Ka-band radar. The cloud base altitude clearly corresponds to the critical level above which the vertical wind oscillations are in quadrature with those observed underneath the cloud base. As Figure 1, the downward cloudy protuberances are in perfect agreement with the vertical wind oscillations.

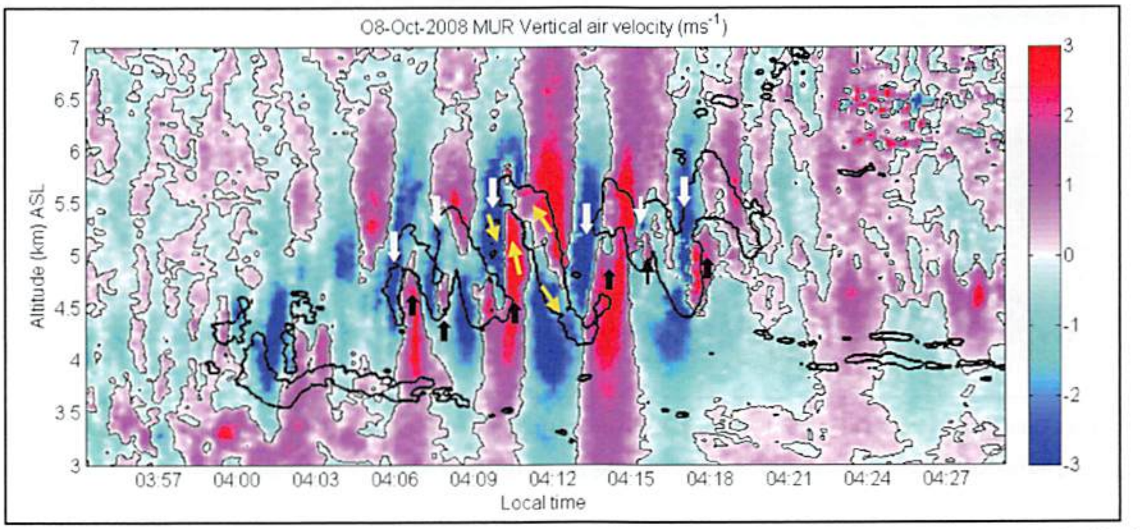


Figure 2. Close-up of height-time cross section of W around the KH billows. The thick black contours show the contours of the braids shwon in Figure 2. The white and black arrows emphasize regions of downward and upward motions, respectively. The yellow arrows show the relative air motions as described by Petre and Verlinde (*Monthly Weather Rev.*, **132**, 2520-2523, 20004).

4.2 Convective instabilities underneath clouds

In addition to K-H instabilities, cloud base can be conducive to convective instabilitites arising from sublimation or evaporation due to mixing of cloudy and dry air or precipitation. Cooling can result in a less buoyant mixture which triggers some sort of "upside down" convective instability underneath the cloud. Such a process can only occur when the cloudy air is advected above the dry air (and can thus not be observed below convective clouds). Several cases of such a process could be observed during the TANUKI campaign. A striking example is shown in Figure 4.

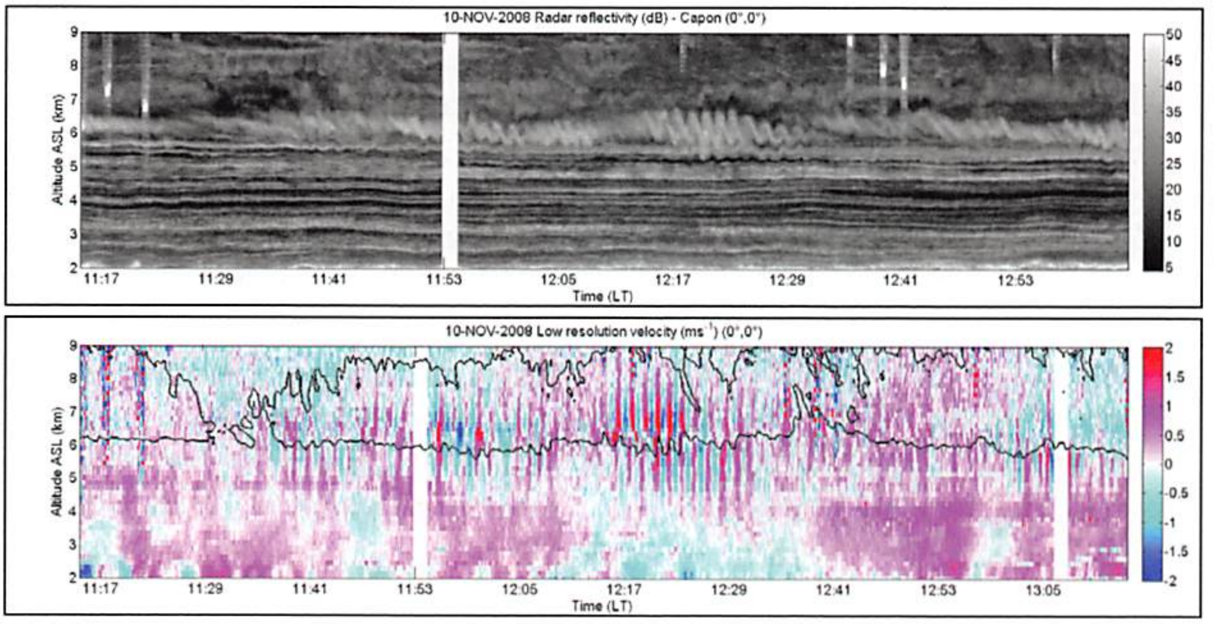


Figure 3 : (Top) Height-time cross-section of MU radar reflectivity (dB). (Center) The corresponding vertical velocities measured by the MU radar . The thick contours indicates the 34-dB reflectivity level.

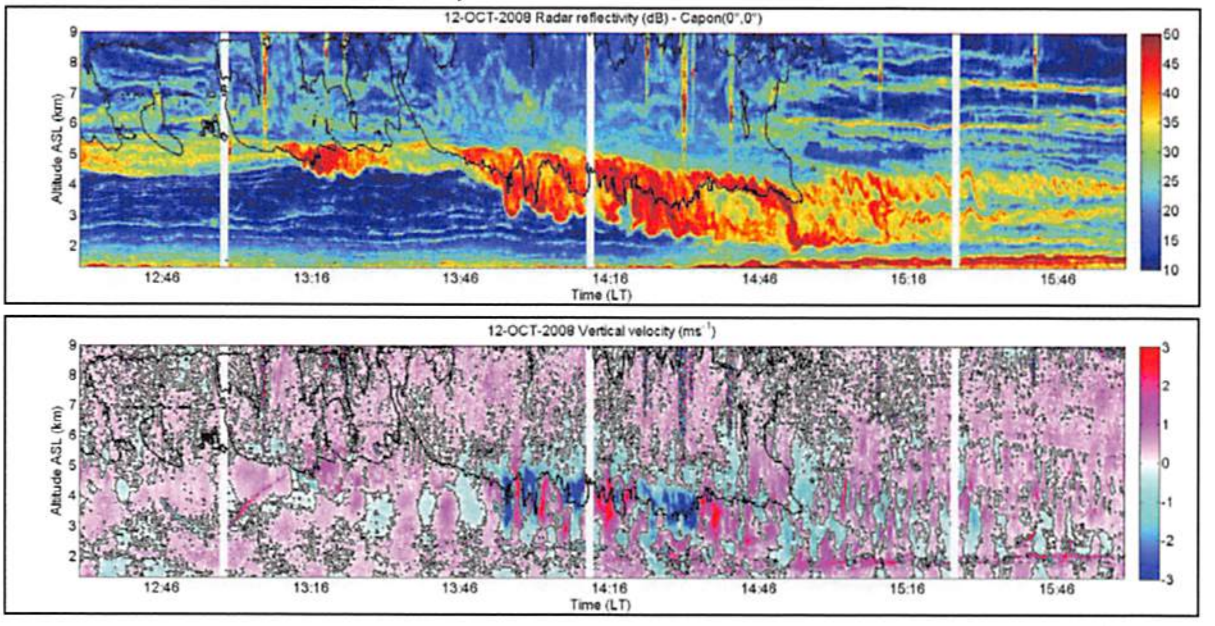


Figure 4: **(Top)** Time-height cross-section of MU radar reflectivity (dB) at vertical incidence. **(Bottom)** The corresponding vertical velocity (ms-1) measured by the MU radar. The thick black contour shows the cloud contour as detected by the Ka-band radar.

The top panel of Figure 4 shows the time-height cross-section of reflectivity (dB) measured by the MU radar at vertical incidence from 1230 LT until 1600 LT on 12 October 2008. The cloudy protuberances detected by the Ka-band radar and indicated by the black contour perfectly coincides with intense reflectivity layers developing from the cloud base from ~1305 LT and ~1345 LT. They grow downward and the depth reachs ~2.0 km around 1400 LT. Intense echoes persisted until the dissipation of the clouds or their disappearance above the radars. Turbulent mixing seems to be responsible for layer splitting from ~1330 LT and ~1435 LT due to homogenization. The bottom panel of Figure 4 shows th presence of strong perturbations of vertical velocities exceeding +/-3 ms^{-1} associated with the cloudy protuberances. The wind speed was very weak (a few ms^{-1} below ~5.5 km and the zonal wind component strongly increased above ~5.5 km. The wind shear exceeded 30 $ms^{-1}km^{-1}$ at this altitude (not shown). Consequently, the cloudy air was advected above the subsaturated air. The wind shear is observed at the top of the ~2-km deep turbulent layer, indicating that a dynamical shear instability is not the source of the observed turbulence (dynamically generated turbulence is usually observed in the height of maximum shear). However, K-H billows or braids can be seen at ~1340 LT and after ~1500 LT at the altitude of the strong wind shear, at the top of the turbulent layer and when cloud is not detected by the Ka-band radar. Consequently, a shear instability may be the cause of mixing around ~5.5 km. When cloudy air is advected above dry air, turbulent mixing of cloudy and dry airs at the cloud base gives rise to cooling due to evaporation or sublimation which, in turn, is responsible for a convective instability and for the turbulent layer growing in time below the cloud base. The cloudy protuberances likely result from the downdrafts and updrafts generated by the convective instability. These protuberances were visually identified as mamma.

4.3 Additional results

a. K-H instability statistics

Figure 3 displays a typical example of K-H instability event with "S-shaped" (braided) structures. "Cat's-eyes" structures are more seldom. K-H instabilities were observed 1.7% of the time and height. Among the 188 selected cases in the troposphere, only one showed the formation and breakdown of vortices was observed around the altitude of 1.7 km. A double layer structure followed the breakdown. Such a process was not clearly observed elsewhere in the troposphere (below 11.0 km), indicating that the billows may not extract sufficient energy from the background flow for breaking and mixing efficiently. This may occur when K-H instability develops at Richardson number smaller than but very close to 0.25 as often reported in the literature.

66 % of the events have a duration shorter than 30 min and 77% have a period smaller than 90 s. Almost all the cases are associated with a speed shear indicating that turning shear may not often contribute to KH instabilility generation in the troposphere. Almost all the K-H events are associated with a maximum of wind shear (55% between 15 and 30 $ms^{-1}km^{-1}$). 67 % have a horizontal wavelength between 1500 m and 3000 m. 66 % of the billows (or braids) have a maximum depth between 200 m and 700 m. 75 % of the billows have a ratio of crest-to-trough amplitude to wavelength between 0.1 and 0.2667.

K-H billows in the lower stratosphere (above 11.0 km) were not often observed but some events seem to indicate that complete mixing may sometimes occur in the upper part of the jet-stream where the wind shear is the strongest. An original result is the observation of some sort of plumes or wisps at the top of a reflectivity layer at ~13.5 km. They might be the signature of an advanced stage of turbulent mixing as suggested by coincident balloon data (see Fukao et al., 2010 for more details). The wisps would be due to residual mixing at the base of a nearly mixed layer, where the wind shear was enhanced.

b. Convective instabilities, clouds and precipitations.

Turbulent layers generated by convective instabilities due to evaporation or sublimation such as shown in Figure 4 were observed several times at cloud base and at various altitudes. They often preceded precipitations reaching the ground. Some others were also observed just below the bright band or melting level indicated by the Ka-band or X-band radars. In these cases, cooling can be due to melting of ice particles. For one case, a temperature profile measured by balloon revealed statically unstable layers below the melting level indicating that a convective instability could indeed be generated.

5. References

Fukao et al., A statistical study of Kelvin-Helmholtz billows in the free atmosphere with MUR, *to be submitted in 2010.*

Luce H., T. Mega, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, N. Nishi, S. Fukao, T.Tajiri, M. Nakazato, Observations of Kelvin-Helmholtz instability at a cloud base with the MU and weather radars, *submitted to JGR, 2009.*

Acknowledgments

This study is partially supported by the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan under the program of Special Coordination Funds for Promoting Science and Technology, "Japanese Cloud Seeding Experiments for Precipitation Augmentation (JCSEPA).

Title of project	New MU radar observations using imaging techniques with complementary LTR, Lidar and balloon observations.		
Research Period	from April 2006 to September 2006		
P.I. Affiliation Position	LSEET, Assistant professor, France	Name	LUCE Hubert
Co-Investigators Affil./Position/ Name	T. Nakamura (Professor, RISH, now NIPR) G. Hassenpflug (Post-Doc RISH) M. Yamamoto (Professor, RISH) S. Fukao (Professor, RISH, now Fukui University) H. Hashiguchi (Associate Professor, RISH)		

Publications

(journals with reviewers)

Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao, Comparisons of refractive index gradient and stability profiles measured by balloons and the MU radar at a high vertical resolution in the lower stratosphere, **Ann. Geophys.**, 25, 47-57, 2007.

Luce H., N. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence and mammatus underneath cirrus, **Monthly Weather Review**, in press, 2009

Luce H., T. Takai, N. Nakamura, , M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of thin humidity gradients in the lower troposphere with a Raman lidar and the VHF MU radar, **J. Atmos. Ocean. Tech.**, under revision, 2009.

1. Introduction

Since 2005, the MU radar can be operated in Frequency-domain Interferometric Imaging mode (FII, also called range imaging mode) for measuring radar reflectivity at high time and range resolutions. Preliminary results from experiments conducted in 2005 demonstrated the great interest of the technique for detailed observations of the small scale stratification, waves, turbulence and instabilities. New datasets were collected in May and June 2006. In addition, complementary observations from instrumented balloons, the Lower Troposphere radar and the Raman-Mie-Rayleigh lidar were simultaneously collected.

2. Purpose of Project

The purpose of the project was to compare results of observations collected with the different instruments. Firstly, these comparisons were devoted to assess the performances of the FII technique in terms of resolution improvement. Secondly, these comparisons aimed at interpreting MU radar echoes at high time and range resolutions.

3. Detail of Observations.

Measurements were performed from 1.32 km ASL up to 20.37 km ASL. The FII mode was continuously applied in five directions (vertical and four oblique at 10° off zenith) for estimating zenithal and azimuthal aspect sensitivity and for retrieving horizontal winds. The data were processed at a time sampling of 20.48 s. Table 1 shows other MU radar parameters used during the two FII experiments.

In June 2006, the lidar was operated during night time, mainly for humidity, aerosol and cirrus cloud observations. Observations have been performed for two consecutive nights at a time resolution of about 20 s and height resolution of 18 m. In May 2006, the lidar could not be operated due to the presence of clouds. Seven RS92G radiosondes were launched in May, but only six were analysed. Owing to favorable wind conditions, the balloons did not drift too far from the Shigaraki MUR observatory. The experimental conditions were thus well adapted for comparisons between the datasets. LTR was also operated but the data were not used.

Observational mode	FII (Range Imaging)
Observation periods	07/05 2240LT - 10/05 0711LT 06/06 1623LT- 06/06 1332LT
Number of frequencies	5 (46.0,46.25,46.5,46.75,47.0)
Number of directions	5, Vertical, (0°,10°), (90°,10°), (180°,10°), (270°,10°)
Coherent integrations	32
Incoherent integrations	No
Time res. & sampling (s)	40.96 / 20.48
Height sampling (m)	5

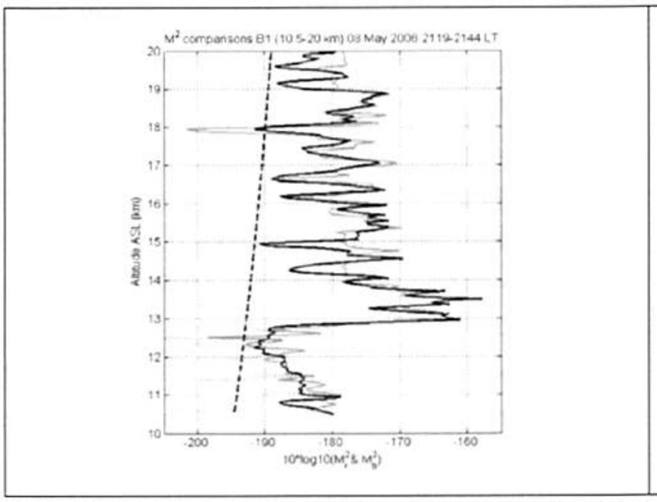
Table 1 : Specification of the MU radar parameters

4. Results

4.1 Comparisons with balloon data

Previous comparisons between radar and balloon data at a vertical resolution of 150 m or more demonstrated that radar reflectivity at vertical incidence is proportional to the generalized refractive index gradient squared M^2 and then to N^4 (N: Brunt-Vaïsälä frequency) when humidity is negligible as in the lower stratosphere.

The MU radar data collected in May 2006 were processed for retrieving high resolution profiles of reflectivity in the lower stratosphere. Because both radar and balloon data are affected by noise, vertical profiles of radar-derived M_r^2 and ballon-derived M_b^2 were estimated at a vertical resolution of 50 m after smoothing higher resolution profiles. It is still an improvement of a factor 3 with respect to the initial radar resolution (150 m). The M_r^2 profiles were obtained from reflectivity profiles after multiplying by a numerical constant estimated from the condition $< M_r^2 > = < M_b^2 >$ where <.> is the average value of all the estimates from the six flights above 10.5 km. Finally, assuming that no superadiabatic lapse rate exists at a vertical scale of 50 m, vertical profiles of N_r^2 can be deduced. Figure 1 shows some results of comparisons for the first flight. An excellent agreement was found between the profiles. Figure 2 shows N_b^2 versus N_r^2 for the six flights and for the height range 10.5-20 km. The correlation coefficient between the profiles is about 0.8. It can even be improved if the effect of the advection by the horizontal wind is taken into account. See Luce et al. (2007) for more details about the hypotheses used, methods and results.



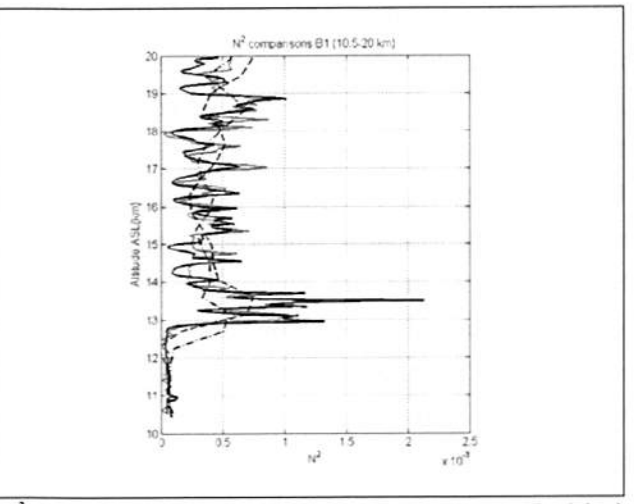


Figure1: (Left) An example of comparison between vertical profiles of M^2 at a vertical resolution of 50 m estimated from radar reflectivity in FII mode (black line) and from balloon data (grey solid line for the profiles including humidity and grey dotted line without humidity). The dashed line shows an approximate radar noise threshold. (Right) The corresponding comparison between profiles of N^2 estimated from balloon data (grey line) and from radar reflectivity (black line). As a reference, the dashed and dot-dashed profiles show N^2 profiles estimated from the meteorological balloon data at Hamamatsu (34.8° N, 137.7° E) and Yonago (35.4° N, 133.3° E), respectively at a vertical sampling of 450 m.

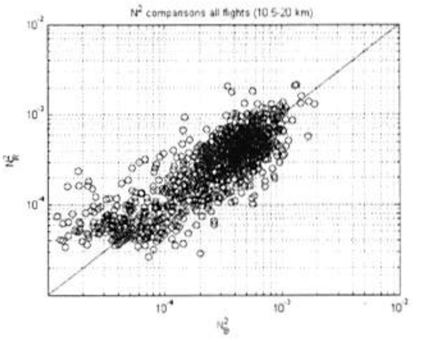


Figure 2: Comparisons between N^2 derived from balloon and radar data for the 6 balloon flights and between 10.5 and 20 km.

4.2 Comparisons with lidar data.

The results in section 4.1 confirmed that stable temperature gradient layers are the main contribution to VHF radar echoes in the lower stratosphere. On the other hand, (positive and negative) humidity gradients are expected to be the dominant factor in the lower troposphere. In order to further assess the performances of the FII mode and to confirm the dominant contribution of humidity gradients, original comparisons between Raman lidar measurements of water vapor and MU radar measurements of reflectivity in FII mode have been performed at high range and temporal (~20 s) resolutions in June 2006. Other important advantages of such comparisons are the simultaneity, time continuity and co-localization of the lidar and radar data. Figure 3 shows some results of comparisons. They are described in more details by Luce et al. (2009). The figure displays a time-height cross-section of humidity gradients estimated from Raman lidar measurements and the position of the maxima of radar reflectivity at the initial range resolution of 150 m (Fig. 3a) and after applying the FII technique with the Capon processing (Fig. 3b). The improvement provided by the FII technique is extremely clear: most positive and negative gradients are detected (but not or very roughly at the initial resolution). Vertical oscillations in time of the radar peaks as small as a few ten meters or less (likely due to gravity waves) correspond very well with those detected by the lidar. In this way, the radar measurements have virtually no limitation in vertical resolution. Regions where humidity gradients are not well-defined are associated with scattered radar peaks. They are thus also significant. Figure 3c shows comparisons with backscatter ratio gradients which show features very similar to humidity gradients. Because the data are less noisy, the good agreements between radar and lidar observations are even clearer. Such a good correspondence can only be explained by the relationship between humidity and aerosol concentration and not by an effect of the aerosols on the radar echoes.

4.3 Convective instability underneath cirrus.

Complementary observations from the MU radar and the lidar also revealed clear air turbulence underneath a cirrus cloud base. Figure 4a shows a time-height cross section of lidar backscatter ratio indicating the presence of a cirrus layer above ~8.0 km ASL. In addition, downward penetrating structures of cirrus particles were detected at the cirrus cloud base for about 35 min. At the same time, the MU radar data revealed clear air turbulence layers developing downward from the cloud base in the environment of the cloudy protuberances (Figure 4b). They were associated with oscillatory vertical wind perturbations of up to +/-1.5 ms^{-1} (Figure 4c) and variances of Doppler spectrum of 0.2-1.5 $m^{-2}s^{-2}$ (Figure 4d). Luce et al. (2009) suggested that the turbulence and the downward penetration of cloudy air were possibly the consequence of an "upside-down" convective instability likely due cooling by sublimation of ice crystals in the subcloud region. Downward clear air motions measured by the MU radar were associated with the descending protuberances and updrafts were observed between them. These observations suggest that the cloudy air might have been pushed down by the downdrafts of the convective instability and pushed up by the updrafts to form the observed protuberances at cloud base. These structures may be virga or perhaps more likely mamma as reported by recent observations of cirrus mamma with similar instruments and by numerical simulations. See Luce et al. (2009) for more details.

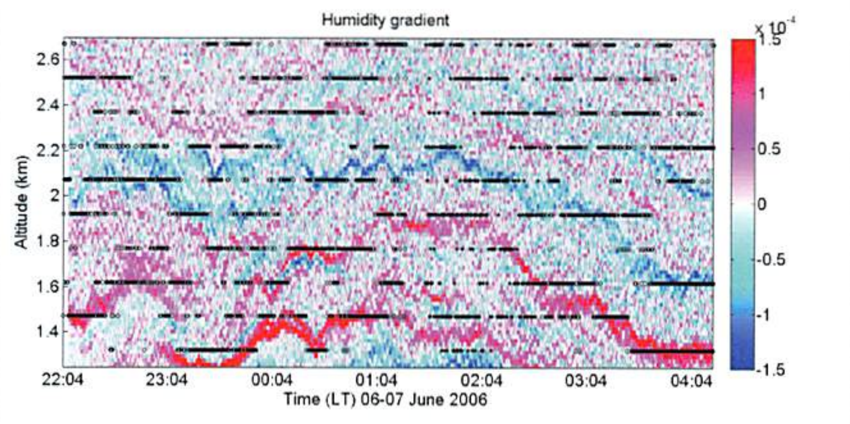


Figure 3a: Time-height cross section of mixing ratio gradient estimated from humidity measurements with the Raman lidar for about 6 hours and between the altitudes of 1.32 km and 2.7 km. Values in red (blue) color correspond to positive (negative) gradients. Black circles show the location of radar reflectivity peaks selected at the initial range resolution (150 m).

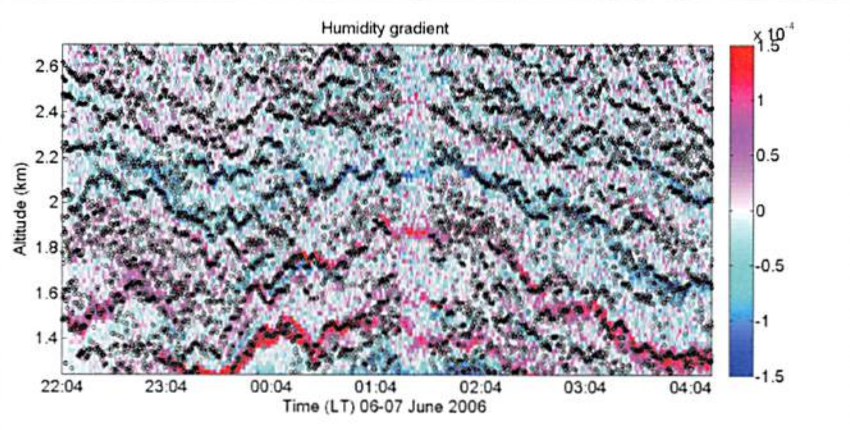


Figure 3b: Same as Fig. 3a but the black circles now show the location of the radar reflectivity peaks selected after doing the Capon processing of the FII technique.

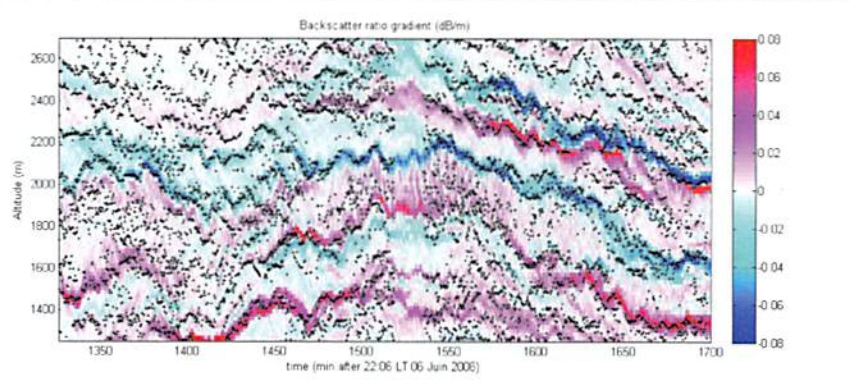


Figure 3c: Time-height cross section of backscatter ratio gradient, used as an index of the vertical gradient of aerosols. The black dots show the same information as in Fig. 3b.

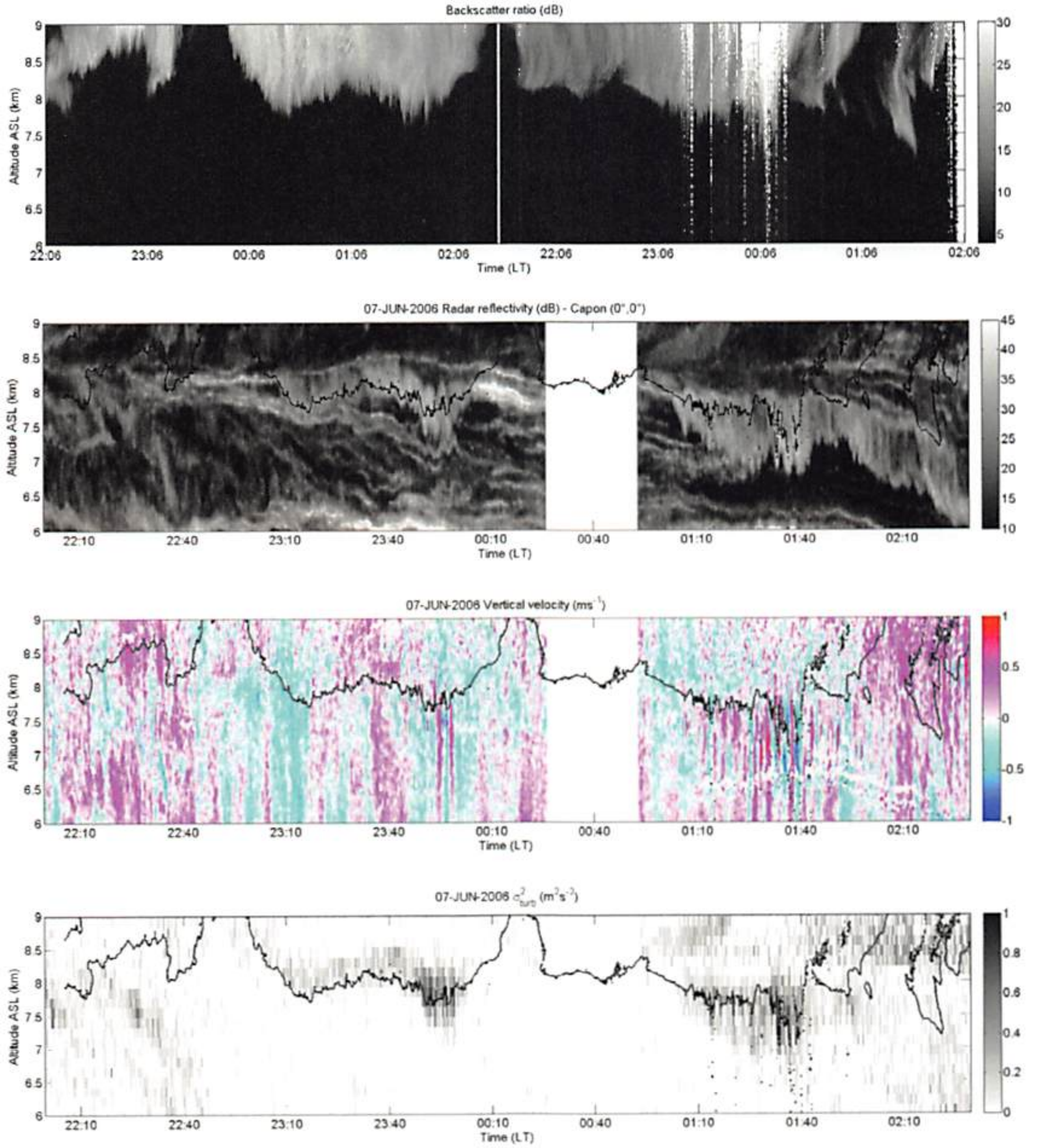


Figure1: (a) Time height cross-section of lidar backscatter ratio (dB) on 08 June 2006 from 0036 LT and for the height range 7-9 km. (b) Time height cross-section of radar reflectivity at vertical incidence from 2200 LT on 07 June 2006 and for the height range 6-10 km. (c) The corresponding time height cross-section of vertical velocity (m/s). (d) The corresponding time height cross-section of variance of Doppler spectrum due to turbulence. The solid lines show the cirrus cloud base contour.

5. Summary and Conclusions

The performances of the FII technique were assessed owing to comparisons with complementary balloon and lidar data. These comparisons confirmed the reliability of the technique for monitoring thin temperature and humidity gradients in the tropo-stratosphere at a vertical resolution better than a few ten meters.

Furthermore, turbulence generated by an 'upside down" convective instability due to sublimation of ice particles underneath cirrus could be reported for the first time. This result illustrates the usefulness of MU radar observations at high resolution for studying small-scale dynamic processes of the atmosphere. It motivated further projects with complementary instruments carried out in 2008.

6. References

Luce, H., G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and S. Fukao, **Ann. Geophys.**, 25, 47-57, 2007.

Luce H., N. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao,, **Monthly Weather Review**, in press, 2009

Luce H., T. Takai, N. Nakamura, , M. Yamamoto, and S. Fukao, **J. Atmos. Ocean. Tech.**, under revision, 2009.

研究題目	レイリー･ラマンライダーとMUレーダーの同時観測 大気圏標準観測とラマンライダーによる対流圏水蒸気の同時観測 レイリー･ラマンライダーとMUレーダーの同時観測による乱流散乱層の微細構造の研究 ラマンライダーによる対流圏水蒸気と MU レーダー同時観測		
研究期間	平成１６年後期～平成２０年前期		
研究代表者 所属・職	国立極地研究所・教授	氏名	中村卓司
研究協力者 所属・職・氏名	University of Hohenheim, Researcher, Andreas Behrendt 京都大学・生存圏研究所・院生・高井智明 LSEET-LEPI, Assoc. Prof., Hubert Luce 京都大学・生存圏研究所・教授・津田敏隆		

成果論文リスト

Behrendt, A.; T. Nakamura, T. Tsuda, V. Wulfmeyer:"Rotational Raman temperature lidar: New experimental results and performance expected for future ground-based and airborne systems." In: G. Pappalardo, A. Amadeo (Eds.), Reviewed and Revised Papers of the 22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004), 12 - 16 July 2004, Matera, Italy (ESA SP-561, June 2004), p. 33 - 36, 2004

Behrendt, A., T. Nakamura, T. Tsuda,, Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, Appl. Optics, 43(14), 2930-2939, 2004.

T. Takai, T. Nakamura, H. Luce, G. Hassenpflug, M. Yamamoto, and T. Tsuda, Simultaneous High-Resolution Observation of Scattering Layers with a Raman/Mie Lidar and the MU Radar/Frequency Interferometric Imaging Technique, Reviewed and Revised Papers of the 23rd International Laser Radar Conference (ILRC 2006), 24 – 28 July 2006, Nara, Japan, p. 893-896, 2006

Imura, S., J.-I. Furumoto, T. Tsuda, and T. Nakamura, Estimation of humidity profiles by combining co-located VHF and UHF wind-profiling radar observation, J. Meteor. Soc. Japan, 85, 301-319, 2007.

Luce, H., T. Takai, T. Nakamura, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of thin humidity gradients in the lower troposphere with a Raman lidar and the VHF MU radar, submitted to J. Atmos. Ocean. Tech., 2009

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

1. はじめに

MU レーダーは、地上２ｋｍから５００ｋｍの大気の主に運動を計測するＶＨＦレーダー装置であり、1984 年より全国共同利用施設として研究者の共同利用に供されてきた．同レーダーのある信楽ＭＵ観測所に 2000 年にレイリー・ラマン・ライダーが設置された。

設置以来、高高度までのレイリー散乱温度計測を活かした大気重力波の解析や中間圏大気光など高高度の観測(ブラジル宇宙科学研究所等との共同観測)、小型ミーライダーとの共同観測（国立環境研との共同観測)、境界層及び乱流の共同観測（京大・防災研との共同観測)、巻雲の共同観測（三菱電機ミリ波ライダーなどと同時観測）などに用いられてきたが、2002 年から 2004 年にかけて行われたライダーシステムの回転ラマン散乱化と、高高度分解能のデータ取得装置の活用で、ＭＵレーダーの新システムによる対流圏の高分解能イメージング観測との共同観測が興味ある観測となってきた。

2. 研究背景と目的

大気レーダーは屈折率高度勾配の乱流によるゆらぎでおこるブラッグ散乱を観測するレーダーで、ドップラー周波数シフトを正確に計測することができることから、風速の測定に優れている。エコー強度は屈折率勾配と乱流強度など複数の要因で変動する。一方、ライダーは大気分子やエアロゾル・雲粒などの粒子からの散乱を観測するもので、散乱体の密度・混合比や温度、エアロゾルや雲に関するパラメータを計測することに優れており、両者は相補的な観測手段である。散乱体が大きくことなるこれらの両観測の同時観測はまだ例が少なく、レーダー、ライダーそれぞれの散乱や計測の特性や装置の性能を知る上でも、また大気の構造を知る上でも重要な観測となる。本研究ではレーダーとライダーの高時間高度分解能の観測を比較し、大気の特性や新観測技術の性能を明らかにすることを目的とした。

3. 研究の方法

信楽ＭＵ観測所のライダーシステムでは、レーザーは、Ｑスイッチパルス Ｎｄ：ＹＡＧレーザーで、第２高調波の出力が 600mJ x 50 Hz (30W at 532 nm)の大型レーザーを用い、望遠鏡は、82cm(F10)のナスミスカセグレン式望遠鏡を用いている。受信分光計は、弾性散乱と準回転散乱２波長、および水蒸気振動ラマン１波長の計４波長、５ｃｈの検出系統を有する。干渉フィルターの組み合わせによる弾性散乱光の高抑圧により、回転ラマン散乱光を取り出し対流圏の薄雲の中でも温度を計測できることが特徴であり、地上１ｋｍから４０ｋｍまでの温度を回転ラマン散乱で、３０ｋｍから９０ｋｍまでの温度をレイリー散乱で計測し、境界層から中間圏界面付近までの温度を一気に計測することができるライダーとなっている。また、高出力のレーザーを活かして水蒸気混合比も高度１０ｋｍ以上まで計測することができる。

本研究で特筆すべき点は、２００４年にアップグレードされたＭＵレーダーの多チャンネル受信機および多周波送信機能を活かしたイメージング観測とのライダーの共同観測である。ＭＵレーダーはそれまでの１５０ｍの高度分解能からＣａｐｏｎイメージングにより 20m 程度まで高度分解能が向上し、乱流散乱エコー層の時間高度変化を詳細に捉えることが可能になった。ライダーの高度分解能は最大９ｍであり、対流圏内の層構造や不安定構造のレーダーとライダーによる同時観測、すなわち前者は電波の屈折率や乱流構造により敏感であり、後者は屈折率の変動を生じる水蒸気やエアロゾル層、雲などに敏感である。観測技術のバリデーションから、不安定構造や乱流構造、雲物理など対流圏内の微細構造の同時観測は種々の新たな知見をもたらすと期待される。

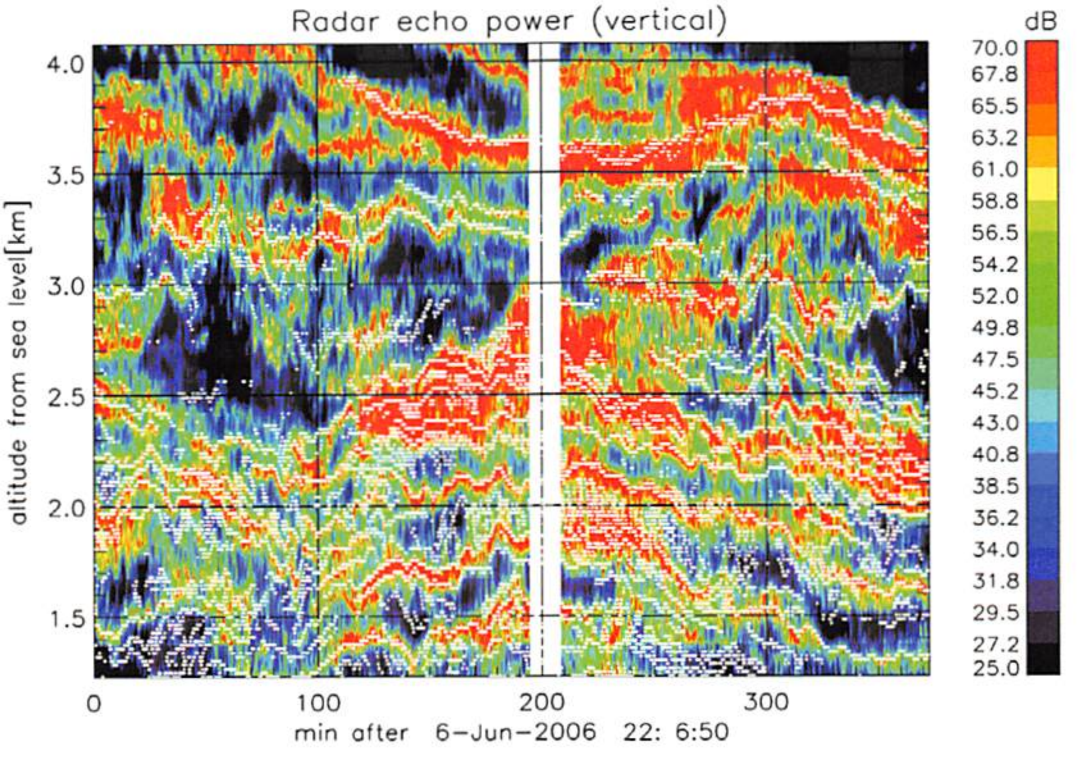


図1 レーダーによる散乱強度(FII 法：背景濃度)とライダーによる後方散乱比の高度勾配のピーク（白）。2006 年 6 月 6 日の観測。横軸は分。

4. 観測結果

図１に観測結果の一例を示す。図は、MUレーダーの周波数ドメイン干渉計による散乱強度（輝度）を背景に、白抜きでライダーによる後方散乱比の高度勾配のピーク位置を示している。レーダーの高度分解能はこれまでの大気レーダーに比べて格段に向上しており、その信号強度とライダーによる粒子の特性に関する信号の時間高度変化が良く一致することは極めて興味深い。同様に、Luce et al., 2009 では、信楽観測所のライダーで計測した水蒸気混合比の高度勾配とレーダー輝度のピークを比較し極めてよい一致を示した。後者の対応は、dq/dz(比湿高度勾配)が屈折率と対応することから想像が容易であるが、後方散乱比との対応は予想外であり、簡易なミー散乱ライダーとレーダーの組み合わせによる新しいリモートセンシングの可能性も示唆するものである。

5. まとめ

レーダー、ライダー以外にも、種々の装置が信楽MU観測所には装備されており、とくにラジオゾンデを放球できる設備があることはライダーの種々の実験や開発にも極めて有益であると思われる。生存圏研究所は今後ライダーの共同利用の推進をはかるところであるが、高高度までの温度の定常観測、また観測所自体を種々のライダー開発の実験サイトとして利用することなどが考えられる

6. 参考文献

Luce, H., T. Takai, T. Nakamura, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of thin humidity gradients in the lower troposphere with a Raman lidar and the VHF MU radar. J. Atmos. Ocean. Tech., in revision, 2009

研究題目	対流圏下層における雲・水蒸気・エアロゾルの微細構造と風速分布の関連		
研究期間	2008年度後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏名	山本 真之
研究協力者 所属・職・氏名	極地研究所・教授・中村卓司（申請時所属：京都大学生存圏研究所・助教授） 仏・トゥーロン大学・准教授・Huburt LUCE		

成果論文リスト

(1) Yamamoto, M. K., T. Kishi, M. Abo, N. Nishi, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, S. Fukao, Vertical air motion in midlevel shallow-layer clouds observed by 47-MHz wind profiler and 532-nm Mie lidar, *Proceedings of The EarthCARE workshop 2009*, Kyoto, Japan, in press.

(2) 山本真之・阿保真・妻鹿友昭・柴田泰邦・橋口浩之・山本衛・深尾昌一郎・山中大学, EARとライダーによる雲内・周辺の鉛直流観測, *第3回赤道大気レーダーシンポジウム（第129回生存圏シンポジウム）講演要旨集*, 京都府宇治市, 2009年9月, 印刷中.

(3) 森谷祐介・橋口浩之・山本真之・妻鹿友昭・山本衛・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明・H. Luce, レンジイメージング境界層レーダーによる大気境界層の発達の観測, *第3回赤道大気レーダーシンポジウム（第129回生存圏シンポジウム）講演要旨集*, 京都府宇治市, 2009年9月, 印刷中.

(4) Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, in press.

(5) Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Proceedings of The 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, London, Canada, in press.

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

(7) 森谷祐介・橋口浩之・山本真之・妻鹿友昭・山本衛・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明・Hubert Luce, レンジイメージング・ウィンドプロファイラーによる大気境界層の発達の観測, *日本気象学会2009年度秋季大会予稿集*, *P159*, 福岡県福岡市, 2009年11月.

(8) 妻鹿友昭・山本真之・阿保真・柴田泰邦・橋口浩之・Hubert Luce・山本衛・山中大学・深尾昌一郎, 赤道大気レーダー・偏光ライダーによる雲底付近の鉛直流変動 —CLEARキャンペーンにおける観測結果—, *日本気象学会2009年度秋季大会予稿集*, *P175*, 福岡県福岡市, 2009年11月.

(9) 橋口浩之・森谷祐介・山本真之・妻鹿友昭・脇阪洋平・山本衛・今井克之・Luce Hubert・足立アホロ・柴垣佳明, イメージング・ウィンドプロファイラーの開発, *地球電磁気・地球惑星圏学会第126回講演会*, *B005-06*, 石川県金沢市, 2009年9月.

(10) 森谷祐介・橋口浩之・山本衛・山本真之・妻鹿友昭・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明, イメージング・ウィンドプロファイラーの開発, *日本気象学会2009年度春季大会予稿集*, *P403*, 茨城県つくば市, 2009年5月.

1. はじめに

非降水雲（shallow-layer clouds）は、凝結に伴う雲粒の生成や蒸発に伴う雲粒の消失に伴う熱収支が比較的小さい（Houze, 1993)。これらの雲は概して、場合 1 km またはそれ以下の物理的厚さを持ち、大気の下層（fog, stratus, stratocumulus), 中層（altostratus, altocumulus), 高層（cirrus, cirrostratus, cirrocumulus）に至るまで様々な形態を持ち存在する。これらの非降水雲は非常に局地的にも存在しうるが、メソスケールあるいは総観規模の非常に広い領域にわたって存在しうる。広い領域にわたって存在しうる非降水雲に伴う光の吸収や散乱の効果は、地球の放射収支を決定する大きな要因である（Stephens, 1990; Liou, 1986)。また、エアロゾルも地球の放射収支を決定する主要な要因である。雲やエアロゾルが放射収支の把握については、気候変動に関する政府間パネル（Intergovermental Panel for Climate Change ;IPCC)の 第4次評価報告書において、その重要性が指摘されている。

近年、米国主導の A-train と呼ばれる 95GHz 帯雲レーダー（CloudSat)、2 波長ライダー（Calipso）などの衛星搭載観測機器群により、全球規模における雲・エアロゾルの高度分布やその微物理特性を知る取り組みが進んでいる（Stephens et al., 2002)。また、レーダー・ライダー・ラジオメーターによる地上観測結果を用いて、数値モデルにおける雲の表現の定量的評価と向上を行う Cloudnet プロジェクトが実施されている（Illingworth et al., 2007)。また、日欧共同のプロジェクトである EartchCARE（Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer）計画により、衛星搭載型のドップラー速度測定機能付きの 95GHz 帯雲レーダー・ライダーなどによる観測から、雲・エアロゾルが地球の放射収支に与える影響を解明する計画が進められている（宇宙航空研究開発機構, 2008)。

2. 研究背景と目的

50MHz 帯大気レーダーは、温度や水蒸気変動に起因する屈折率擾乱からエコーを受信し、受信したエコーの周波数パワースペクトルのドップラーシフトから風速を測定する。そのため、雲の内外を問わず大気の上下方向の風速（鉛直流）及び水平方向の風速（水平風）を最高で数分・数 100m より優れた分解能で観測可能な特長を持つ。ライダーは数μm 以上の大きさを持つ雲粒と同程度あるいは短い波長を持つ光を送信することにより、50MHz 帯大気レーダーでは検出が困難な非降水雲中の粒径の小さい雲粒の鉛直分布を観測可能である。　そのため、50MHz 帯大気レーダーとライダーの同時観測は、雲内及び周辺の風速変動を知る有用な観測手段である。Kumar et al. (2001) は、インドの MST レーダーを用いて熱帯上部対流圏の巻雲周辺に関する風速分布の初期観測結果を示している。Yamamoto et al. (2009b) は、MU レーダーとライダーの同時観測から、中緯度域の巻雲における雲頂上付近の風速変動を高時間鉛直分解能で示した。Yamamoto et al. (2009a) は、赤道大気レーダーとミーライダーから、対流圏中層における非降水雲の雲頂付近における鉛直流擾乱をはじめて高時間・鉛直分解能で示した。Luce et al. (in press) は、MU レーダーとライダー雲底付近における不安定に伴う風速擾乱と雲底高度との対応を示した。Bertin et al. (2001) は、レーダー・ライダーの観測ネットワークを用いて、対流圏界面のフォールディングに伴う成層圏－対流圏間の大気交換の様相を示すことに成功している。Sakai et al. (2005) は、ラマンライダーと 1.3GHz 帯ウィンドプロファイラを用いて、下層への寒冷前線流入に伴う風速及び温度擾乱の詳細構造を示すことに成功している。

本研究の目的は、滋賀県甲賀市の信楽 MU 観測所（136° 06’ E, 34° 51’ N）に設置された 50MHz 帯大気レーダー（MU レーダー）による周波数領域干渉計法（Frequency Domain Interferometer; FDI）を用いた高鉛直分解能の乱流・風速観測データと、ラマン／ミーライダーによる高鉛直分解能の観測データを併用して、対流圏下層における雲・水蒸気・エアロゾルの微細構造と風速分布の関連を明らかにすることである。

3. 研究の方法

MU レーダーは、降水領域の内外を問わず風速 3 成分（鉛直流・東西風・南北風）を計測可能な優れた特長に加えて、FDI を用いた乱流・風速の高鉛直分解能観測が可能である（Hassenpflug, et al., 2008)。MU レ

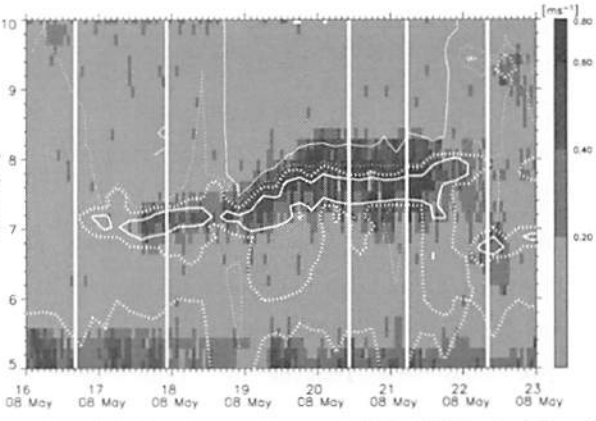
ーダーの観測は、5 周波数（46.00MHz から 47.00MHz まで、0.25MHz 毎の周波数）をパルス毎に切り替えた観測を実施した。FDI を用いた高鉛直分解能の大気乱流及び風速データ処理には、Capon 法を用いた。

信楽 MU 観測所設置のラマン／ミーライダーの送信波長は 532.25 nm であり、1回あたり 600 mJ、50 回/秒のパルス送信を行った。オリジナルの高度分解能は 36 m、データ取得間隔は 20 秒に設定した。ラマン／ミーライダーは、雲・エアロゾル・大気分子からのレイリー散乱を受信する elastic(弾性)チャネル（中心波長 532.25 nm；低高度用と高高度用の 2 つが存在)、温度計測を目的とした 2 つの回転ラマンチャネル（中心波長 531.14 nm 及び 528.76 nm)、及び水蒸気チャネルを備えているが、本研究では低高度用の弾性チャネルと 2 つの回転ラマンチャネルの観測データのみを用いた。光学的厚さは以下のように計算した。最初に、Behrendt et al. (2004) による手法に従い、回転ラマンチャネルの観測データから温度依存性のない参照信号を計算した。次に、参照信号とラジオゾンデの大気密度の観測データを用いて参照信号における雲内の減衰を求め、光学的厚さを決定した。

雲の後方散乱係数は、以下の手順で求めた。最初に、弾性チャネル信号と参照信号より後方散乱比（大気分子からの散乱強度に対する、大気分子・雲・エアロゾルからの散乱強度の比）の高度プロファイルを求めた。次に、求めた後方散乱比と、ラジオゾンデ観測から得られた大気分子の後方散乱係数の高度プロファイルを用いて、雲の後方散乱係数を算出した。大気分子の後方散乱係数の計算は、Bodhaine et al. (1999)に記載の手法に従い、ラジオゾンデの気圧・温度プロファイルを用いて計算した。より詳細なライダーのデータ処理手法は、Yamamoto et al. (2009b)に具体例も含めて記述されている。

4. 観測結果

観測は、Luce 博士を研究代表者とする 2008 年後期のキャンペーン観測“Study on small-scale dynamical processes in the troposphere and stratosphere by means of high resolution observations with the MU radar, Lidar and other instruments” と同時期に実施された。本観測時期には適当な事例がなかったため、他の事例も含めて検討を行った。エアロゾルについては適当な事例がなく、雲についての事例を探したが、下層の水雲においては減衰が激しく、検討に耐えうるデータを取得することができなかった。そのため、赤道大気観測所における赤道大気レーダー・ミーライダーの同時観測結果まで含めて検討を行うこととした。図は対流圏中層における非降水雲の観測事例である。グレイスケールの濃淡は、鉛直ビームのスペクトル幅（鉛直流擾乱の指数）を表しているが、ミーライダーで観測された雲の上部で擾乱が大きいことが明瞭に見て取れる。数値モデルを用いた計算では、雲内の放射がこれらの擾乱生成に重要であることが示されている（Starr and Cox, 1985)。本観測結果は、これらの擾乱を、地上観測から明瞭に捉えることにはじめて成功している。事例観測の詳細は、Yamamoto et al. (2009a)を参照されたい。



図： 2004 年 5 月 8 日 1600LT から 2300LT の期間におけるスペクトル幅（半値全幅）の時間高度断面図。細い白実線はミーライダーの受信強度=2.0×10^2 を、細い白点線はミーライダーの受信強度=2.0×10^3 を、太い白点線はミーライダーの受信強度=1.0×10^4 を、太い白実線はミーライダーの受信強度=5.0×10^4 をそれぞれ示している。

5. まとめ

本報告では、研究の背景・目的及び現在の研究進捗状況を述べるとともに、大気レーダー・ライダー同時観測の現状報告を述べた。下層雲及び周辺の風速変動に関しては、FDI 観測が可能な 1.3GHz ウィンドプロファイラーと、下層雲内の減衰が小さい 35GHz 帯ミリ波レーダーの同時観測を行い、下層雲及び周辺の鉛直流変動の事例解析を既に行っている（成果論文 3, 7, 10)。また、赤道大気レーダーと偏光ライダーにより、融解層における偏光解消度と、融解層より上の高度の鉛直

流との間における明瞭な対応を見出すことに成功した（成果論文8）。今後も大気レーダー・ライダーの同時観測による、関連研究の発展に取り組む。

6. 参考文献

Behrendt, A., T. Nakamura, and T. Tsuda, Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, *Appl. Opt.*, *43*, 2930-2939, 2004.

Bhavani Kumar Y., V. Siva Kumar, A. R. Jain, and P. B. Rao, MST radar and polarization lidar observations of tropical cirrus, *Ann. Geophys.*, *19*, 873-882, 2001.

Bertin, F., B. Campistron, J. L. Caccia, and R. Wilson, Mixing processes in a tropopause folding observed by a network of ST radar and lidar, *Ann. Geophys.*, *19(8)*, 953-963, 2001.

Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser, On Rayleigh optical depth calculations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *16*, 1854-1861, 1999.

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.

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

Illingworth, A. J., et al., Cloudnet: Continuous Evaluation of Cloud Profiles in Seven Operational Models Using Ground-Based Observations, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88(6)*, 883-898, 2007.

岸豊久, VHF 帯大気レーダーとライダーによる非降水雲内及び周辺の風速観測, *京都大学情報学研究科通信情報システム専攻修士論文*, 2008 年 3 月.

Liou, K.-N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, *114*, 1167-1199, doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<1167:IOCCOW>2.0.CO;2, 1986.

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

Sakai, T., T. Nagai, T. Matsumura, M. Nakazato, and M. Sasaoka, Vertical structure of a nonprecipitating cold frontal head as revealed by Raman lidar and wind profiler observations, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, *83*, 293-304, 2005.

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

Stephens, G. L., et al., The Cloudsat mission and the A-train, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(12), 1771-1790, doi: 10.1175/BAMS-83-12-1771, 2002.

Stephens, G. L., S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse Jr., and P. J. Flatau, The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback, *J. Atmos. Sci.*, *47(14)*, 1742-1754, doi: 10.1175/1520-0469(1990)047<1742:TROTMA>2.0.CO;2, 1990.

宇宙航空研究開発機構, 雲エアロゾル放射ミッション／雲プロファイリングレーダ EarthCARE／CPR 計画概要, 2008 年 2 月 (http://www.jaxa.jp/press/2008/02/20080206_sac_earthcare_j.html よりダウンロード可能)

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

Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, N. Nishi, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and S. Fukao, Wind observation around the tops of the midlatitude cirrus by the MU radar and Raman/Mie lidar, *Earth Planets Space*, *61*, e33-e36, 2009b. (http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/abstract/6107/6107e033.html より無償でダウンロード可能).

研究題目	MU レーダー・ライダー・ミリ波レーダーによる上部対流圏層状雲の観測		
研究期間	2004 年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・博士課程	氏 名	和田英子
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・助教・山本真之 京都大学生存圏研究所・准教授・中村卓司（現 極地研究所） 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎（現 福井工業大学） 京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学生存圏研究所・修士課程・杉本尚悠		

成果論文リスト

和田英子・山本真之・中村卓司・西憲敬・橋口浩之・深尾昌一郎，MU レーダーとライダーによる巻雲の同時観測，日本気象学会 2004 年度秋期大会，福岡，2004 年 10 月.

橋口浩之・植松明久・和田英子・手柴充博・山本真之・浜津享助・深尾昌一郎，車載型ミリ波ドップラーレーダーによる雲・霧の観測，日本気象学会 2007 年度春期大会，東京，2007 年 5 月 13-16 日.

1. はじめに

巻雲は、高層に出現する氷雲で、地球上の様々な場所に出現して長時間持続し、地球の表面の約 20～30% を覆っている。そのため、地球の放射収支に与える影響も小さくなく、気候システムにおいても重要な役割を果たしていると考えられている。本研究では、巻雲の特性や形成機構を調べるため、2000 年 10 月と 2002 年 5 月、6 月に信楽 MU 観測所において、ミリ波レーダーと MU レーダーによる巻雲の同時観測を行った。一般の気象レーダーは波長が長く(約 6cm)、粒径の小さい氷晶から成る巻雲に対して感度を持たないが、ミリ波レーダーは波長が短いため(約 8mm)、巻雲の最も有効な観測手段の一つである。

本研究で用いているミリ波ドップラーレーダーは、1997 年に三菱電機(株)と京都大学宙空電波科学研究センター(現 生存圏研究所)との協同研究により開発されたレーダーであり、中心周波数 34.75GHz(波長 8.6mm)、送信出力 100kW である。アンテナはパラボラアンテナを使用し、7 種類の走査方式から目的や状況に応じて選択可能である。

2. 巻雲の発達と水平風の鉛直シアの関係

巻雲が観測された、2000年10月5日、6日の2つの事例について、ミリ波ドップラーレーダーで観測されたエコー強度と、MUレーダーで観測された背景風との比較を行った。図1に2000年10月6日0～24時にミリ波ドップラーレーダーで観測されたエコー強度の時間高度断面を、図2に同時刻にMUレーダーで観測された水平風の鉛直シアを示す。図3に2000年10月5日12～18時にミリ波ドップラーレーダーで観測されたエコー強度の時間高度断面を、図4に同時刻にMUレーダーで観測された水平風の鉛直シアを示す。5日に比べ、6日は、ジェット軸が南下し、信楽上空で、強い西風が見られた。図1、3を見ると、6日は発達した厚い巻雲が一日中見られるのに対して、5日は未発達な薄い雲が見られる。次に、図2、4を見ると、どちらも巻雲内で、水平風の鉛直シアの強い層が見られるが、5日に比べて、6日は、鉛直シアが非常に強く、層も厚い。これは、ジェット軸の位置の違いによると考えられる。次に、ラジオゾンデの観測結果(図省略)によると、5日は巻雲内の大気は安定であったが、6日は巻雲内でケルビン・ヘルムホルツ不安定(KHI)の発生が示唆された。以上のことから、巻雲の発達とKHIに関係があると考えられ、巻雲の厚さと水平風の鉛直シアの大きさの関係について調べた。

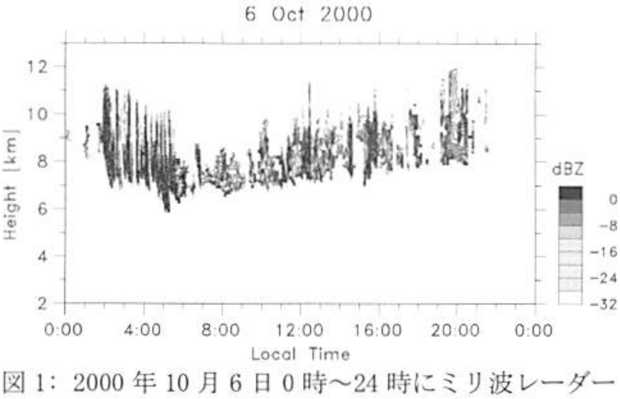


図 1: 2000 年 10 月 6 日 0 時～24 時にミリ波レーダーで観測されたエコー強度の 時間高度断面。

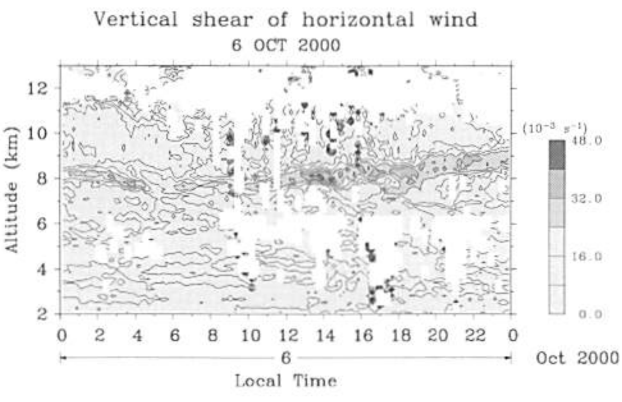


図 2: 2000 年 10 月 6 日 0 時～24 時に MU レーダーで観測された水平風の鉛直 シアの時間高度断面。

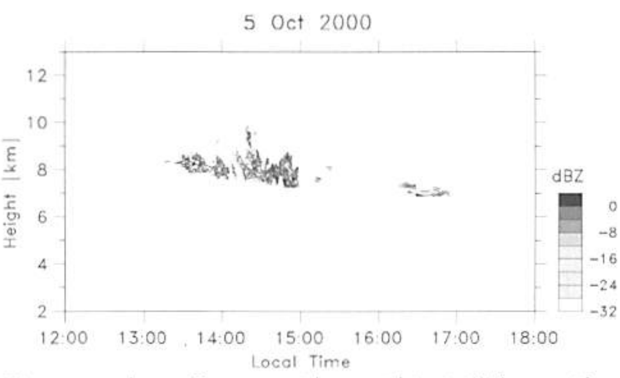


図 3: 2000 年 10 月 5 日 12 時～18 時にミリ波レーダーで観測されたエコー強度の時間高度断面。

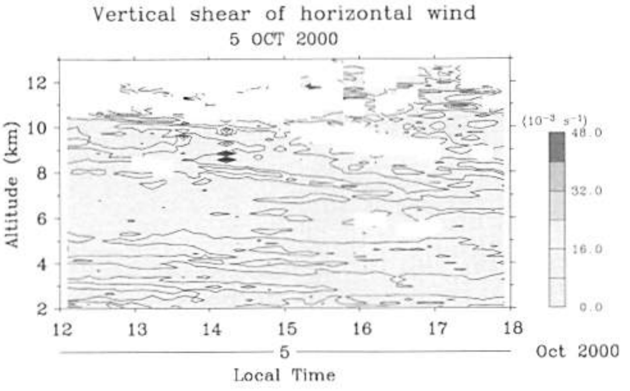
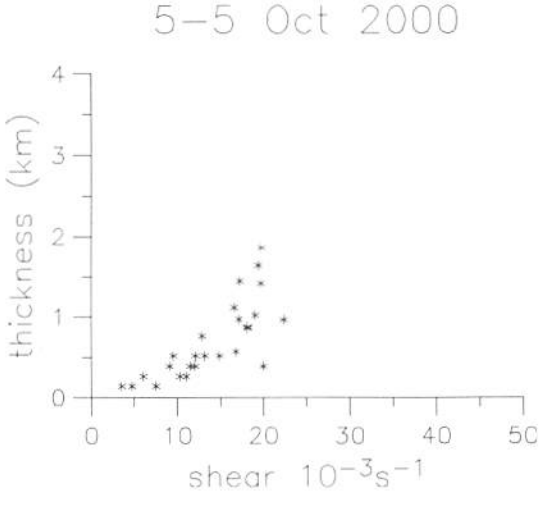
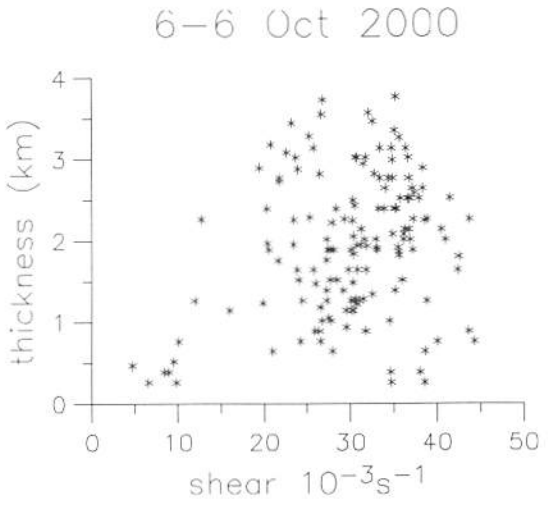


図 4: 2000 年 10 月 5 日 12 時～18 時に MU レーダーで観測された水平風の鉛直シアの時間高度断面。

図5に2000年10月5日(上)、6日(中)、全6例の総合(下)の水平風の鉛直シアの大きさに対する雲の厚さを示す。水平風の鉛直シアの大きさは、巻雲内での鉛直シアの最大値としている。5日は、鉛直シアはほぼ0.02s^{-1}以下で、雲の厚さは1.5km以下と薄い。それに対して、6日は、鉛直シアはほぼ0.02s^{-1}以上で、1.5km以上の厚い雲が多く見られる。全6例の総合では、概ね鉛直シアが大きくなる程、雲が厚くなる傾向が見られる。鉛直シアが0.02s^{-1}以下では、1.5km以下の薄い雲しか見られないのに対して、鉛直シアが0.03s^{-1}以上では、概ね1.5km以上の厚い雲が見られる。これは、鉛直シアが0.02s^{-1}以下では、KHIが起こらず、未発達な雲が見られるのに対して、鉛直シアが0.03s^{-1}以上では、KHIが起こることが多く、発達した雲が見られると考えられる。





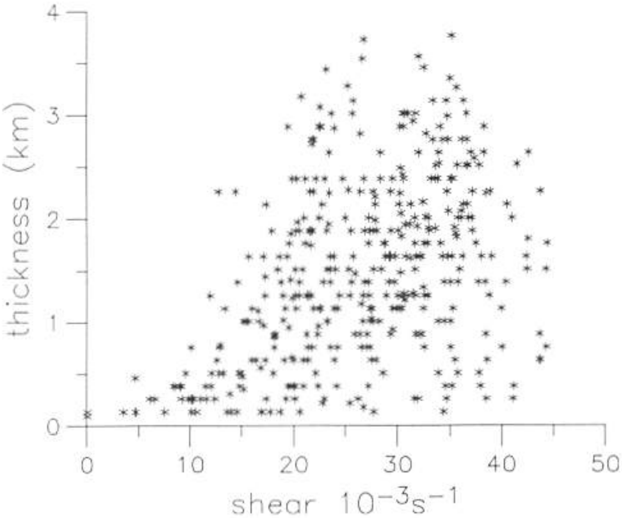


図 5: 2000 年 10 月 5 日(上)、6 日(中)、2000 年 10 月 3、5、6、7、2002 年 5 月 18 日、6 月 28 日の 6 例の総合(下)の水平風の鉛直シアの大きさに対する雲の厚さ。

3. まとめ

2000 年 10 月に、信楽 MU 観測所において、ミリ波レーダーと MU レーダーとの同時観測を行い、巻雲が観測された 5、6 日について、巻雲の発達過程について調べた。水平風の鉛直シアが大きく、KHI を起こしていると考えられる時は、厚く発達した雲が見られた。一方、鉛直シアが小さく、KHI を起こしていないと考えられる時は、薄く未発達な雲が見られた。これらのことから、巻雲の発達に、KHI が重要な役割をしていると考えられる。

研究題目	MU レーダー・X バンド気象レーダー同時観測による層状雲内の乱流の微細構造の研究
研究期間	2006 年度後期～2008 年度前期

研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏 名	山本 真之

研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学理学研究科・助教・西憲敬 仏・トゥーロン大学・准教授・Huburt LUCE 京都大学・情報学研究科・修士課程学生・岸豊久 京都大学・理学研究科・博士課程学生・田畑悦和

成果論文リスト

(1) Luce, H., T. Mega, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, S. Fukao, N. Nishi, T. Tajiri, M. Nakazato, Observations of Kelvin-Helmholtz instability at a cloud base with the MU and weather radars, *J. Geophys. Res.*, submitted.

(2) Luce, H., M. K. Yamamoto, T. Mega, M. Yamamoto, S. Fukao, H. Hashiguchi, T. Tajiri, and M. Nakazato, Mammatus and turbulence observations with the VHF MU radar, Kaband and X-band radars during the TANUKI 2008 campaign, *Proceedings of The 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, London, Canada, in press.

(3) Luce, H., S. Fukao, M. K. Yamamoto, T. Mega, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, T. Tajiri, and M. Nakazato, Characteristics of Kelvin-Helmholtz instabilities in the troposphere (up to ～16 km) seen by the MU radar in range imaging mode, *Proceedings of The 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, London, Canada, in press.

(4) 深尾昌一郎・H. 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プロシーディング*, CD-ROM, 神奈川県相模原市, 2009 年 2 月.

(5) 深尾昌一郎・山本真之・H. Luce・妻鹿友昭・橋口浩之・山本衛・田尻拓也・中里真久, Mammatus clouds(乳房雲)と背景乱流の３波長帯レーダーによる同時観測, 日本気象学会 2009 年度秋季大会予稿集, D215, 福岡県福岡市, 2009 年 11 月.

(6) 山本真之, 大野裕一, 中村卓司, 阿保真, 堀江宏昭, 熊谷博, 長澤親生, 柴田泰邦, 山本衛, 橋口浩之, 深尾昌一郎, VHF 帯レーダー・ミリ波レーダー・可視光ライダーによる雲内及び周辺の風速観測, *信学技報, MW2008-15*, 2008.

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

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

1. はじめに

時として雷・洪水・土砂崩れなどの災害を引き起こす降水の精度予報向上には、降水の熱力学過程・微物理過程・放射過程の詳細を観測により把握し、これらの効果を予報用の数値モデルに正しく取り入れる必要がある。また、地上からのレーダー観測で得られる風速・降水粒径分布の観測結果は、衛星搭載レーダーからの降水や雲の物理量のリトリーバルに不可欠である。

MU レーダー(以下 MUR)などの 50MHz 帯レーダーは、降水領域の内外を問わず風速 3 成分(鉛直流・東西風・南北風)を計測可能な優れた特長を持つ。また、MUR は周波数領域干渉計法(Frequency Domain Interferometer; FDI)を用いた乱流・風速の高鉛直分解能観測が可能である(Hassenpflug, et al., 2008; Luce et al., 2008)。

過去の 50MHz 帯レーダーと気象レーダーの同時観測により、降水領域内の鉛直流分布と変動は調べられている(Cifelli and Rutledge, 1994 など)。しかし、FDI を用いた降水領域内の乱流構造の研究は過去に実施されていない。そのため、MUR による FDI 観測と気象レーダー観測を組み合わせることにより、降水領域内の層状雲内の乱流の微細構造の研究がはじめて実現される。

2. 研究背景と目的

研究代表者が所属する生存圏研究所では、メーカー(三菱電機特機システム)による X 帯気象レーダー(以下、9G-R)の開発に協力している。MUR・9G-R の同時観測を行うことにより、層状雲内の乱流の微細構造を明らかにすることと、観測を通じて X 帯気象レーダーの性能検証を行うことが、本研究の目的である。

9G-R の観測は、技術開発を兼ねていたため、2006 年及び 2007 年の観測は、システム検証を中心としていた。9G-R を利用した層状雲内の乱流の微細構造の観測は、2008 年後期に実施された Luce 博士を研究代表者とするキャンペーン観測課題に統合され、観測成果が得られている(成果論文(1)-(5))。そのため、本報告では、9G-R の特徴と、本課題で実施した技術開発の内容を中心に述べる。

3. 研究の方法

9G-R は、局地的な極端気象現象(集中豪雨など)の把握のため、近距離(30km)以下の降水が観測対象である。主要諸元を表 1 に示す。9G-R は、局地的な極端気象現象を捉えるための多地点観測を行うため、ドップラー速度測定機能を備えた上で、低コストを実現することが必要となる。本研究では、アンテナ走査につき、本研究ではビーム方向が鉛直固定であるタイプを使用した。

表 1：X 帯気象レーダーの主要諸元

中心周波数	9780.5 MHz
送信機	マグネトロン ピーク出力 20.56 kW
アンテナビーム幅	E 面：1.8 度 H 面：2.0 度
アンテナ利得	38dB
受信機	IF 信号(24MHz)デジタル検波
ドップラー測定機能	あり
ビーム方向	天頂固定*

*CAPPI あるいは PPI 観測が可能なタイプも開発されている。

低コスト化に向けた 9G-R の大きな特徴は 3 つある。最初の特徴は、システムの簡素化及び軽量化である。9G-R は、ケーブル損失を防ぎ、さらにシステムを簡素化するために、アンテナ直下に RF 系(送受信部)を設置した 1 ユニット構造となっている。屋内の信号処理部は、PC と、PC の PCI バスに接続されたインタフェースカードのみである。屋外(アンテナと RF 部)と信号処理部間の送受信信号は IF (24MHz)周波数で伝送されている。アンテナ及び RF 部は数名の人力で持ち運びが可能であり、信号処理部も汎用の PC1 台となっている。そのため、移動および設置が非常に容易である。

次の特徴は、マグネトロンを用いたドップラー測定機能の実現である。本レーダーでは、送信波の位相を検出し、送信波と受信信号の位相差からドップラー速度の検出を実現している。この手法は、3 次元走査型の 35GHz 帯レーダーにおいて過去に実現されている

(Hamazu et al., 2003)。

3つ目の特徴は、マグネトロンに対するIFデジタル検波である。IFデジタル検波により、アナログ系統の一部（IF信号をビデオ信号に変換する周波数変換部、位相検波部）が不要になる。しかし、半導体・クライストロン・進行波管（TWT）などと異なり、マグネトロンでは送信毎に送信周波数が一定でない。そのため、受信信号のIFデジタル検波において、送信周波数を知る必要がある。送信周波数を探索するため、9G-Rではレンジ方向のFFTを行っている。A/Dコンバータに入力される受信IF信号はレンジ方向に64MHzでサンプリングされ、その後パルス幅（パルス幅が0.5usなら32点の実データ）に応じたサンプル点数のFFTから周波数パワースペクトルが計算される。周波数パワースペクトルデータから、最大信号振幅を持つ周波数ビンを探索し、送信周波数を知ることが可能である。中心周波数に対応する周波数ビンのIQ成分を取り出し、さらに送信波の位相と比較することで、ドップラー速度の検出が可能となる。

技術課題として、記録されたデジタル値と受信電力値の関係（デジタル値の"1"が受信電力の何dBmに相当するか）を把握し、デジタル値の桁あふれを防ぐための工夫を行ったことを注記しておく。浮動小数点演算を用いた場合、デジタル値と電力値の関係はA/DのLSBに対応する電力値で容易に対応づけられる。しかし、9G-Rにおけるデジタル処理においては、ソフト開発及びハード面の双方で低コストを実現するため、Field Programmable Gate Array（FPGA）を使用し、固定長整数（9G-Rの場合は最終出力値で16ビット）を用いた演算を実施することでリアルタイム処理を実現している。9G-RのA/D変換器のビット数は符号も含めて14ビットであるため、オンライン処理であるレンジ方向FFT（観測時には64点FFTを使用）や、ドップラー速度を算出するための方位方向FFT（観測時には256点FFTを使用）をそのまま適用すると、固定長整数を用いるFPGA演算では桁あふれが発生する。そのため、固定整数を用いるFPGAの演算においては、Least Significant Bit（LSB）側のビットを切ることで信号の桁あふれを防ぐ必要がある。桁あふれをどこで防ぐかのしきい値につき、観測結果をもとに検討を行い、最適値を決定した。さらに、記録されたデジタル値と受信電力値の関係はLSB側のビットを切ることで変化することを考慮に入れて、デジタル記録値と受信電力との関係を対応づけた。記録されたデジタル値と受信電力値の関係を、レーダー方程式を用いたレーダー反射因子の算出に使用した。

4. 観測結果

観測結果として、周波数パワースペクトルデータの一例を図1に示す。周波数パワースペクトルは、時系列信号のFFTの結果得られたin phaseの信号値Iと、quadrature phaseの信号値Qを用いて、$10*\log(I^2+Q^2)$として計算している。観測パラメータは、レンジ分解能75m、パルス繰り返し周期1200Hzであり、周波数スペクトルを計算するための時系列データは256点である。図1では地面に対して下降する方向を正に取っており、横軸の数値0と255は、それぞれナイキスト速度である$-9.2\ \mathrm{m\ s^{-1}}$と$9.2\ \mathrm{m\ s^{-1}}$に対応する。FFTの周波数分解能は$0.071\ \mathrm{m\ s^{-1}}$である。

観測された周波数パワースペクトルデータからノイズレベルを推定して減じたのち、モーメント法を用いて0次モーメントと1次モーメントを算出した。0次モーメントに対し、レーダー方程式に出てくるシステムパラメータ（150.0 dB）・記録されたデジタル値と受信電力値の関係（パワー値である$10*\log(I^2+Q^2)$から-142.8 dBを減ずる）・距離2乗の補正を行ってレーダー反射因子を算出した。1次モーメントからドップラー速度を求めた。また、2次モーメント（速度分散値）の算出も行った。

2008年度の観測における観測結果を示す。図2は、MURで観測された鉛直流と9G-Rで観測された鉛直方向ドップラー速度（鉛直流と凝結物の落下速度の和）の時系列である。双方の変動は良く一致しており、9G-Rでされた鉛直方向ドップラー速度計測が妥当であることを示している。

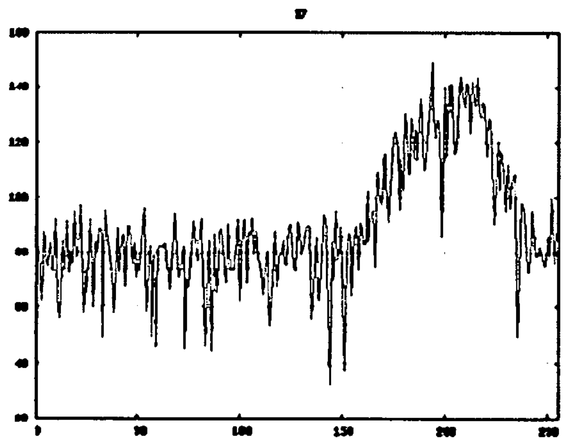


図1：9G-Rで観測された周波数スペクトルデータの一例。

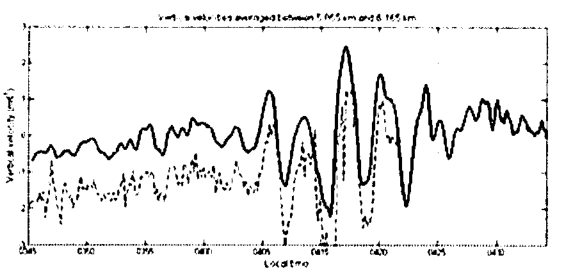


図2：（実線）MURで観測された鉛直流の時系列。（破線）9G-Rで観測された鉛直方向ドップラー速度の時系列。

5. まとめ

本報告書では、9G-Rのシステム概要と観測結果を述べた。本課題は、デジタル信号処理による低コスト化を達成する9G-Rの開発に貢献した。また、本課題は、2008年度後期に実施されたMUレーダーキャンペーン観測や、2009年度後期に実施されたキャンペーン課題（報告課題の研究代表者を中心に実施）の実施に繋がったという点でも、大きな成果があった。2008年度後期のキャンペーン観測により実施された、MUR・9G-R・35GHz帯気象レーダーの同時観測から、層状降水領域に関する大気乱流の優れた観測成果が既に得られている（成果論文(1)-(5)）。本課題の実施で得た知見が、赤道大気レーダーの観測成果にも生かされた（成果論文(6)-(8)）。

多くのドップラー気象レーダー観測で用いるパルスペア法（隣接する時系列信号の位相差からドップラー速度を求める）では、1次モーメント及び2次モーメントの情報しか得ることができないが、本レーダーは図1に示すような周波数スペクトルを得ることができるため、MURで得られた風速観測データと組み合わせて雨滴粒形分布(raindrop size distribution; DSD)をよい精度で得ることが可能である。今後、DSDを得るとともに、MURで得られる風速変動、とりわけ鉛直流との関連に注目したデータ解析を行う予定である。

謝辞

9G-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」により開発されている。観測実施を含む課題の遂行にあたっては、科研費若手研究（B）（課題番号19740293）ならびに京都大学生存圏研究所による、平成21年度の生存圏科学萌芽研究の助成を得た。9G-Rにおけるシステム検討及びデータ処理に関し、生存圏研究所の妻鹿友昭博士から数多くの適切な助言を得た。

6. 参考文献

Cifelli, R., and S. A. Rutledge: Vertical motion structure in Maritime Continent mesoscale convective systems: Results from a 50-MHz profiler. *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2631-2652, 1994.

Hamazu, K., H. Hashiguchi, T. Wakayama, T. Matsuda, R. J. Doviak, and S. Fukao, 35-GHz scanning Doppler radar for fog observations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *20*, 972-986, 2003.

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.

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(5)*, 2885-2896, 2008.

研究題目	MU レーダー・レイリー/ラマンライダーによる cold-point 対流圏界面付近における巻雲の観測的研究
研究期間	2008 年度前期～2009 年度前期
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏名	山本 真之
研究協力者 所属・職・氏名	極地研究所・教授・中村卓司（申請時所属：京都大学生存圏研究所・助教授） 京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学理学研究科・助教・西憲敬 仏・トゥーロン大学・准教授・Huburt LUCE 京都大学・理学研究科・博士課程学生・田畑悦和

成果論文リスト

(1) Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, in press.

(2) Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Proceedings of The 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, London, Canada, in press.

(3) Yamamoto, M. K., T. Kishi, M. Abo, N. Nishi, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, S. Fukao, Vertical air motion in midlevel shallow-layer clouds observed by 47-MHz wind profiler and 532-nm Mie lidar, *Proceedings of The EarthCARE workshop 2009*, Kyoto, Japan, in press.

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

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

(6) 深尾昌一郎・Luce Hubert・中村卓司・山本真之・山本衛, MU レーダーとライダー同時観測で捉えられた巻雲にともなう晴天大気乱流, *地球電磁気・地球惑星圏学会第 126 回講演会*, B005-05, 石川県金沢市, 2009 年 9 月.

(7) 山本真之, 大野裕一, 中村卓司, 阿保真, 堀江宏昭, 熊谷博, 長澤親生, 柴田泰邦, 山本衛, 橋口浩之, 深尾昌一郎, VHF 帯レーダー・ミリ波レーダー・可視光ライダーによる雲内及び周辺の風速観測, *信学技報, MW2008-15*, 2008.

(8) Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, N. Nishi, and S. Fukao, Wind observation around a top of midlatitude cirriform cloud by VHF Doppler radar and Rayleigh/Raman lidar, *reviewed and revised papers presented at the 24th international laser radar conference*, 897-900, 2008.

(9) 岸豊久, VHF 帯大気レーダーとライダーによる非降水雲内及び周辺の風速観測, *京都大学情報学研究科通信情報システム専攻修士論文*, 2008 年 3 月.

1. はじめに

対流圏上層に存在し、一般に巻雲と呼ばれる Cirriform clouds は、cirrus, cirrostratus, cirrocumulus に類別され、その存在高度が高いためほぼ氷晶で構成される (Houze, 1993)。巻雲は、対流性・層状性の降水雲や、降水システムに付随したかなとこ雲 (anvil) と比較して光学的厚さは一般に小さいが、対流圏の広い領域を覆い、さらに対流圏上層の低温域に存在するため、地球の放射収支に大きく影響する (Stepehns, 1990; Liou, 1986)。近年、米国主導の A-train と呼ばれる 95GHz 帯雲レーダー (CloudSat)、2 波長ライダー (Calipso) などの衛星搭載観測機器群により、全球規模における巻雲の高度分布やその微物理特性を知る取り組みが進んでいる (Stephens et al., 2002)。また、レーダー・ライダー・ラジオメーターによる地上観測結果を用いて、数値モデルにおける雲の表現の定量的評価と向上を行う Cloudnet プロジェクトが実施されている (Illingworth et al., 2007)。

2. 研究背景と目的

熱帯域における対流圏界面付近には、光学的に薄い (subvisible) 巻雲が極めて高い頻度で存在する (e.g., Winker and Trepte, 1998; Wang et al., 1996)。熱帯対流圏界面付近の巻雲は、放射収支のみならず、氷晶の落下に伴う上部対流圏の脱水を引き起こすという面で、熱帯上部対流圏での水蒸気輸送に寄与する (Holton and Gettelman, 2001)。数値モデルにおいては、熱帯対流圏界面付近における巻雲の生成・維持メカニズムは、大規模上昇流の存在が重要であることが示されている (e.g., Boehm et al., 1999)。

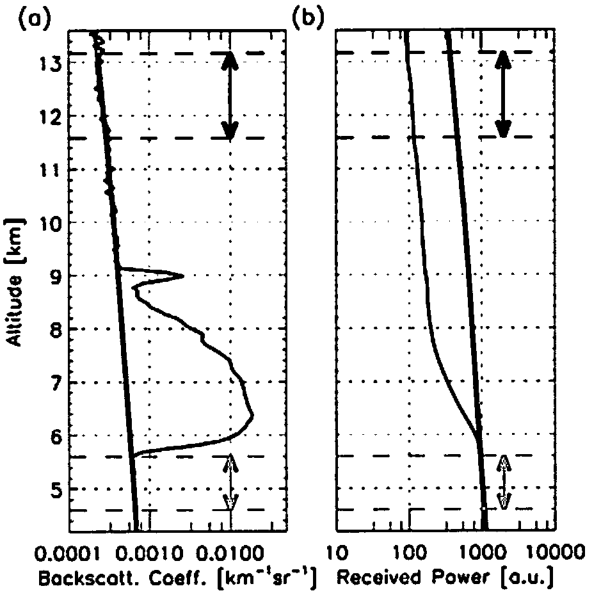
50MHz 帯大気レーダーは、温度や水蒸気変動に起因する屈折率擾乱 (対流圏上部では温度変動が支配) からエコーを受信し、受信エコーの周波数パワースペクトルにおけるドップラーシフトを用いて風速を測定する。そのため、雲の内外を問わず大気の鉛直方向の風速 (鉛直流) 及び水平方向の風速 (水平風) を最高で数分・数 100m より優れた分解能で観測可能な特長を持つ。ライダーは数 μm 以上の大きさを持つ雲粒と同程度あるいは短い波長を持つ光を送信することにより、50MHz 帯大気レーダーでは検出が困難な非降水雲中の粒径の小さい雲粒の鉛直分布を観測可能である。 そのため、50MHz 帯大気レーダーとライダーの同時観測は、巻雲内及び周辺の風速変動を知る有用な観測手段である (Yamamoto et al., 2009a, b; Bhavani Kumar et al., 2001)。

中緯度に存在する滋賀県甲賀市の信楽 MU 観測所 (136° 06' E, 34° 51' N) においても、7-8 月の真夏の時期は対流圏界面付近の温度が最も低い時期であり、その点で熱帯域に類似している。信楽 MU 観測所設置の 50MHz 帯大気レーダー (MU レーダー) とラマン/ミーライダーは、ともに大送信出力、高感度という優れた特長を備えている。そのため、高高度 (16-18km) に存在する温度極小の対流圏界面 (Cold Point Tropopause; CPT) 付近の風速及び雲物理量の同時観測を行うことが期待できる。特に従来観測されていない鉛直流変動に注目し、MU レーダーの観測から、CPT 付近の上昇流の存在が同じく重要であることを示すことが、研究の目的である。

3. 研究の方法

MU レーダーは、降水領域の内外を問わず風速 3 成分 (鉛直流・東西風・南北風) を計測可能な優れた特長に加えて、周波数領域干渉計法 (Frequency Domain Interferometer; FDI) を用いた乱流・風速の高鉛直分解能観測が可能である (Hassenpflug, et al., 2008)。MU レーダーは、5 周波数 (46.00MHz から 47.00MHz まで、0.25MHz 毎の周波数) をパルス毎に切り替えた観測を実施した。FDI を用いた高鉛直分解能の大気乱流及び風速データ処理には、Capon 法を用いた。

信楽 MU 観測所設置のラマン/ミーライダーの送信波長は 532.25 nm であり、1 回あたり 600 mJ、50 回/秒のパルス送信を行った。オリジナルの高度分解能は 36 m、データ取得間隔は 20 秒に設定した。ラマン/ミーライダーは、雲・エアロゾル・大気分子からのレイリー散乱を受信する elastic(弾性)チャネル (中心波長 532.25 nm; 低高度用と高高度用の 2 つが存在)、温度計測を目的とした 2 つの回転ラマンチャネル (中心波長 531.14 nm 及び 528.76 nm)、及び水蒸気チャネルを備えているが、本研究では低高度用の弾性チャネルと 2 つの回転ラマンチャネルの観測データのみを用いた。



図：(a) ライダーで観測された$\beta_c+\beta_{air}$（黒線）とラジオゾンデにより観測されたβ_{air}（灰色）の高度プロファイル。(b) z^2P_{ref}（黒線）と$K_\rho N_{air}(z)$の高度プロファイル。2004年11月6日の0224−0236 LSTの例を示している。(a)と(b)におけるプロファイルの鉛直分解能はそれぞれ72mと216mである。下高度（灰色）の矢印はK_{rho}を計算した高度範囲を、高高度（実線）の矢印は$R(z)$とτを計算した高度範囲を示している。τは0.65である。

4. 観測結果

本研究は、2008年度前期ならびに2009年度前期に観測を実施した。2008年度前期は、観測期間全体を通じて低気圧が西日本に存在し、下層の雲が多い状態であったため目標とする観測イベントを残念ながら得ることができなかった。2009年度前期は、7月14日から15日にかけて対流圏界面付近に存在する巻雲を観測できたが、巻雲の存在高度においてMUレーダーの感度が十分でなく、欠損が多い。そのため、データ解析方法につき検討中である。しかし、本課題は、課題63をベースに準備が完了している。また、雲底付近の不安定現象につき、MUレーダーとライダーの観測を用いてLuce博士と検討を行った（成果論文の1，2及び6)。そのため、報告書では、事前検討において成果が得られているライダーでの雲物理量導出につき述べることとする。

以下、雲の後方散乱比（β_c）の導出方法を述べる。β_cの導出にあたり、弾性散乱チャネルにおける受信信号強度$P_{el}(z)$と、2つの回転ラマンチャネルの受信信号強度から算出した温度依存性のない参照信号$P_{ref}(z)$（Behrendt et al., 2004）を用いて、最初に後方散乱比$R(z)$を計算した（zはレーダーのレンジを示す)。$R(z)$は大気分子からの散乱強度に対する、大気分子・雲・エアロゾルからの散乱強度の比で定義した。$R(z)$は、雲頂高度より十分上であり、雲及びエアロゾルの散乱強度が無視できる高度で$R(z)$が1となるように定数Kを決定し、$R(z)=K\cdot P_{el}(z)/P_{ref}(z)$として求めた。回転ラマン散乱とは弾性散乱の波長は極めて近いため、従来広く使用されている窒素の振動ラマン信号を使用する方法と比較して、大気分子・エアロゾル・雲による光の消散の波長依存性を考慮する必要がない利点を持つ。次に、大気の後方散乱係数$\beta_{air}(z)$を計算した。$\beta_{air}(z)$はラジオゾンデの気圧・温度の高度プロファイルから計算した大気分子の数密度$N_{air}(z)$と大気分子1個あたりの散乱断面積より計算した。散乱断面積の計算には、Bodhaine et al.（1999)に記載の方法を用いた。これらの手順により、$\beta_c(z)=(R(z)-1)\cdot\beta_{air}(z)$の関係を用いて$\beta_c(z)$を計算した。図(a)に、観測結果の一例を示す。

次に、光学的厚さτの導出方法を述べる。参照信号$P_{ref}(z)$は、レンジ2乗の補正により（$z^2P_{ref}(z)$)、N_{air}と雲・エアロゾル・大気分子による消散にのみ依存する量となる。そのため、τは、雲内における$z^2P_{ref}(z)$の減衰から導出できる。具体的な処理として、最初に定数値K_ρを、雲底0-1kmの範囲で$z^2P_{ref}(z)$と$K_\rho N_{air}(z)$が等しい値を持つように決定した。次に、雲粒及び大気による$z^2P_{ref}(z)$の減衰（P_{att}）を、雲頂より上の高度において$P_{att}=z^2P_{ref}(z)/(K_\rho N_{air}(z))$の関係を用いて算出した。最後に$P_{att}$を用いて$\tau$を導出した。図(b)に観測結果の一例を示す。雲の存在する5.6-9.2 kmの範囲において、$z^2P_{ref}(z)$が$K_\rho N_{air}(z)$と比較して減衰している。

上記で述べた手法を用いることにより、ライダーで導出できる物理量であるライダー比や消散係数も、多重散乱の影響を考慮する必要があるものの、導出が可能である。導出手法及び観測結果の詳細は岸（2008）を参照されたい。また、本節に述べた手法を用いて得られたライダーの観測量とMUレーダーとの観測結果の比較は、Yamamoto et al.（2009b）に述べられてい

る。興味のある方は参照頂ければ幸いである。

5. まとめ

本報告では、研究の背景・目的及び現在の研究進捗状況を述べるとともに、ライダーでの雲微物理導出手法につき実例を示して述べた。MU レーダーをもってしても感度が厳しい対流圏最上部での観測結果ではあるが、現在取得した観測データを用いて引き続きデータ解析を行う予定である。

6. 参考文献

Behrendt, A., T. Nakamura, and T. Tsuda, Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, *Appl. Opt.*, *43*, 2930-2939, 2004.

Bhavani Kumar Y., V. Siva Kumar, A. R. Jain, and P. B. Rao, MST radar and polarization lidar observations of tropical cirrus, *Ann. Geophys.*, *19*, 873-882, 2001.

Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser, On Rayleigh optical depth calculations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *16*, 1854-1861, 1999.

Boehm, M. T., J. Verlinde, and T. P. Ackerman, On the maintenance of high tropical cirrus, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24,423-24,433, 1999.

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.

Holton, J. R., and A. Gettelman, Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2799-2802, 2001.

Houze, R. A., Jr., *Cloud dynamics*, pp. 15-19, Academic Press, San Diego, Calif., 1993.

Illingworth, A. J., et al., Cloudnet: Continuous Evaluation of Cloud Profiles in Seven Operational Models Using Ground-Based Observations, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *88(6)*, 883-898, 2007.

岸豊久, VHF 帯大気レーダーとライダーによる非降水雲内及び周辺の風速観測, 京都大学情報学研究科通信情報システム専攻修士論文, 2008 年 3 月.

Liou, K.-N., Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Wea. Rev.*, *114*, 1167-1199, doi: 10.1175/1520-0493(1986)114<1167:IOCCOW>2.0.CO;2, 1986.

Stephens, G. L., et al., The Cloudsat mission and the A-train, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83(12), 1771-1790, doi: 10.1175/BAMS-83-12-1771, 2002.

Stephens, G. L., S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse Jr., and P. J. Flatau, The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback, *J. Atmos. Sci.*, *47(14)*, 1742-1754, doi: 10.1175/1520-0469(1990)047<1742:TROTMA>2.0.CO;2, 1990.

Wang, P. H., P. Minnis, M. P. McCormick, G. S. Kent, and K. M. Skeens, A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from stratospheric aerosol and gas experiment: II. Observations (1985-1990), *J. Geophys. Res.*, *101*, 29,407-29,429, 1996.

Winker, D. M., and C. R. Trepte, Laminar cirrus observed near tropical tropopause by LITE, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3351-3354, 1998.

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

Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, N. Nishi, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and S. Fukao, Wind observation around the tops of the midlatitude cirrus by the MU radar and Raman/Mie lidar, *Earth Planets Space*, *61*, e33-e36, 2009b. (http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/abstract/6107/6107e033.html より無償でダウンロード可能).

研究題目	MU レーダー・ライダー・水蒸気ラジオゾンデによる 上部対流圏層状雲の観測		
研究期間	2004 年度前期～2004 年度後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏名	山本 真之
研究協力者 所属・職・氏名	福井工業大学・教授・深尾昌一郎（申請時所属：京都大学生存圏研究所・教授） 極地研究所 教授・中村卓司（申請時所属：京都大学生存圏研究所・助教授） 京都大学生存圏研究所・准教授・橋口浩之 京都大学理学研究科・助教・西憲敬 京都大学宙空電波科学研究センター・博士課程・和田 英子 （申請時所属を記載）		

成果論文リスト

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

(2) Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, H. Hashiguchi, M. Yamamoto, N. Nishi, and S. Fukao, Wind observation around a top of midlatitude cirriform cloud by VHF Doppler radar and Rayleigh/Raman lidar, *reviewed and revised papers presented at the 24th international laser radar conference*, 897-900, 2008.

(3) 山本真之・岸豊久・中村卓司・西憲敬・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとレイリー／ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *第 26 回レーザセンシングシンポジウム予稿集*, 48-49, 福岡県朝倉市, 2008 年 9 月.

(4) 山本真之・岸豊久・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎・西憲敬, VHF 帯レーダーとライダーによる巻雲の雲頂付近における風速観測, *日本気象学会関西支部 2008 年度年会予稿集*, 24-25, 大阪府大阪市, 2008 年 6 月.

(5) 山本真之・岸豊久・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとレイリー／ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *日本気象学会 2008 年度春季大会予稿集*, *P146*, 神奈川県横浜市, 2008 年 5 月.

(6) 岸豊久, VHF 帯大気レーダーとライダーによる非降水雲内及び周辺の風速観測, *京都大学情報学研究科通信情報システム専攻修士論文*, 2008 年 3 月.

(7) 山本真之・岸豊久・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎・西憲敬, MU レーダーとレイリー／ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *第 22 回大気圏シンポジウム*, CD-ROM, 神奈川県相模原市, 2008 年 2 月.

(8) 岸豊久・山本真之・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとレイリー/ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *2007 年度日本気象学会秋季大会講演予稿集*, *C109*, 北海道札幌市, 2007 年 10 月.

(9) 岸豊久・山本真之・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとレイリー/ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *地球電磁気・地球惑星圏学会第 122 回講演会*, *B005-03*, 愛知県名古屋市, 2007 年 9 月.

(10) 山本真之・岸豊久・中村卓司・山本衛・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとレイリー／ラマンライダーによる中緯度域の巻雲観測, *第 25 回レーザセンシングシンポジウム*, *D-4*, 仙北市, 2007 年 9 月.

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

(12) 和田英子・山本真之・中村卓司・西憲敬・橋口浩之・深尾昌一郎, MU レーダーとライダーによる巻雲の同時観測, *日本気象学会 2004 年度秋期大会講演予稿集*, *A164*, 福岡県福岡市, 2004 年 10 月.

1. はじめに

対流圏上層の氷雲（巻雲）は、対流圏の広い領域を覆うため地球の放射収支に大きく影響する（Liou, 1986）。巻雲の放射効果を正しく数値モデルで再現するためには、巻雲に関連する微物理及び力学過程の観測による、巻雲の生成・維持・消失のメカニズムの解明が重要である。とりわけ、放射収支を決定するにもかかわらず、地上からの観測が困難な雲頂付近の観測が重要である。

本課題の実施により、2004 年 11 月 5 日から 6 日の夜間にかけて得られた巻雲の観測事例が得られた。この観測事例の解析は、査読付き論文（Yamamoto et al., 2009b）として発表されたほか、International Laser Radar Conference（ILRC）を始めとする国内外の学会で成果発表された（成果論文 2 など）。上記の観測事例を中心に本課題の成果報告を行う。

2. 研究背景と目的

50MHz 帯大気レーダーは、温度や水蒸気変動に起因する屈折率擾乱（対流圏上部では温度変動が支配）からエコーを受信し、受信したエコーの周波数パワースペクトルの持つドップラーシフトから風速を測定する。そのため、雲の内外を問わず大気の鉛直方向の風速（鉛直流）及び水平方向の風速（水平風）を最高で数分・数 100m より良い分解能で観測可能な特長を持つ。ライダーは数μm 以上の大きさを持つ雲粒と同程度あるいは短い波長を持つ光を送信することにより、50MHz 帯大気レーダーでは検出が困難な非降水雲中の粒径の小さい雲粒の鉛直分布を観測可能である。そのため、50MHz 帯大気レーダーとライダーの同時観測は、巻雲内及び周辺の風速変動を知る有用な観測手段である（Luce et al., in press; Yamamoto et al., 2009a; Bhavani Kumar et al., 2001）。

滋賀県甲賀市の信楽 MU 観測所（136° 06' E, 34° 51' N）に設置された 50MHz 帯大気レーダー（MU レーダー）とライダーは、ともに大送信出力、高感度という優れた特長を備えている。そのため、従来観測が十分でない上部対流圏における雲頂付近の風速変動（力学過程）の観測を行うことが可能である。本報告では、雲頂付近における風速変動の詳細観測に成功した 2004 年 11 月 5 日から 6 日の夜間にかけての観測事例を述べる。

3. 研究の方法

MU レーダーは中心周波数 46.5 MHz（波長 6.45 m）で運用されており、直径 103 m のほぼ円形に配置された 475 本の三素子八木アンテナで構成されるアクティブフェーズドアレイアンテナを備えている（Fukao et al., 1985）。観測モードは、振幅の小さい鉛直流を精度良く取得するため鉛直方向にのみビームを指向した観測モードと、水平風を観測するために鉛直方向と東西南北の 5 方向にビームを指向した観測モードを切り替えた。水平風と鉛直流の高度プロファイルは 4 分毎に取得した。鉛直分解能は 150 m である。

観測に使用したラマン／ミーライダーの送信波長は 532.25 nm であり、1 回あたり 600 mJ、50 回/秒のパルス送信を行った。高度分解能は 72 m に設定した。ラマン／ミーライダーは、雲・エアロゾル・大気分子からのレイリー散乱を受信する elastic（弾性）チャネル（中心波長 532.25 nm；低高度用と高高度用の 2 つが存在）、温度計測を目的とした 2 つの回転ラマンチャネル（中心波長 531.14 nm 及び 528.76 nm）、及び水蒸気チャネルを備えているが、本研究では低高度用の弾性チャネルと 2 つの回転ラマンチャネルの観測データのみを用いた。

光学的厚さは以下のように計算した。最初に、Behrendt et al. (2004) による手法に従い、回転ラマンチャネルの観測データから温度依存性のない参照信号を計算した。次に、参照信号とラジオゾンデの大気密度の観測データを用いて参照信号における雲内の減衰を求め、光学的厚さを決定した。

雲の後方散乱係数は、以下の手順で求めた。最初に、弾性チャネル信号と参照信号より後方散乱比（大気分子からの散乱強度に対する、大気分子・雲・エアロゾルからの散乱強度の比）の高度プロファイルを求めた。次に、求めた後方散乱比と、ラジオゾンデ観測から得られた大気分子の後方散乱係数の高度プロファイルを用いて、雲の後方散乱係数を算出した。大気分子の後方散乱係数の計算は、Bodhaine et al. (1999) に記載の手法に従い、ラジオゾンデの気圧・温度プロファイルを用いて計算した。より詳細なライダーのデータ処理手法は、Yamamoto et al. (2009b) に具体例も含めて記述されている。

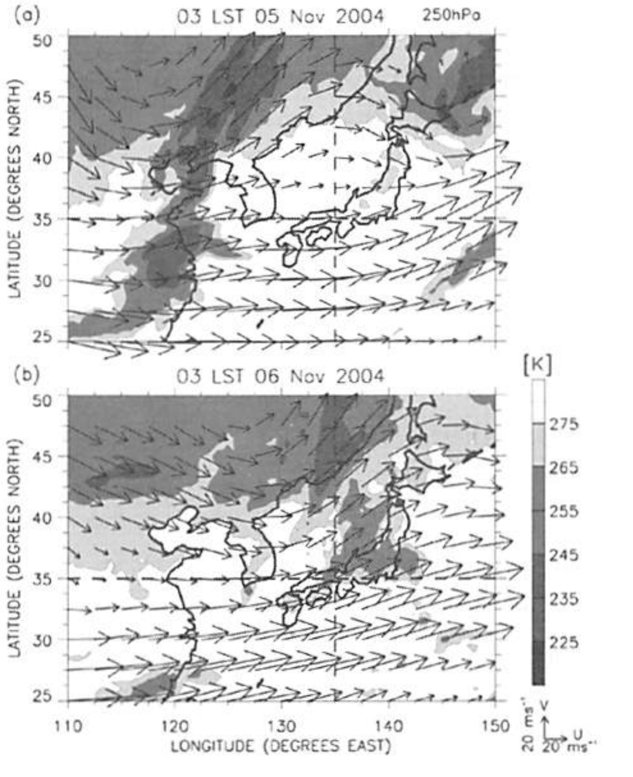


図1：(a) 2004年11月5日03 LST 及び (b) 11月6日03 LST の期間における、T_{BB}と250hPa水平風の緯度経度分布。

4. 観測結果

最初に、雲域の移動について述べる。図1は、気象衛星MTSAT-1RのIR1チャネルで観測された等価黒体温度（T_{BB}）とNational Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)再解析で観測された250 h Pa水平風の緯度経度分布を示している。本報告における地方時（Local Standard Time; LST）は日本標準時であり、世界標準時（UTC）より9時間進んでいる（LST＝UTC＋9)。2004年11月5日03 LST（図1a）の状況から、上昇流の存在が期待されるトラフの東側（東経120° －130°）に、T_{BB}が245K以下（およそ7.2－7.3kmの気温に対応）の雲域が存在している。この雲域は時間とともに東進し、2004年11月5日から6日の夜間にかけて信楽MU観測所上空を通過した（図1b)。

図2は、2004年11月5日1800 LSTから6日0600 LSTにおける、ライダーで観測された光学的厚さの時系列を示す。雲の光学的厚さは、0.06から1.58の範囲にあり、その平均値は0.60であった。この結果は、観測された雲の大部分が、光学的厚さが0.3から3.0であるopaque cirrus （Lynch et al., 2002）であったことを示している。

図3は2004年11月5日1800　LSTから6日0600 LSTにおける、ライダーで観測された雲の後方散乱係数とMUレーダーで観測された東西風の時間高度断面図を示す。雲域を定める雲の後方散乱係数の閾値は、大気分子の後方散乱係数となるべく差がなく、かつ計測誤差が無視できる0.0002 sr km^{-1}とした。巻雲の雲頂高度は5日1900 LSTでは10.5 kmである。雲頂高度は2100 LST付近では10.3 kmであるが、時間の経過とともに次第に低下し、6日0000 LST付近では9.8 km, 0500 LST付近では8.5 kmとなる。

時間の経過に伴う雲頂高度の低下と，西風が25 m s^{-1}以上となる下端の高度の低下はよく対応していた。西風は雲頂すぐ上（数100 m）の高度で，高度とともに西風が増加する大きな鉛直シアーを示し，雲頂の1 kmより上ではほぼ常に25 m s^{-1}より大きい。この西風と雲頂高度との対応は、図1a及びbに見られる亜熱帯ジェットにより説明される。2004年11月5日1800 LSTにおいて、信楽MU観測所上空の高度11.5km以下ではトラフに伴う比較的弱い（25 m s^{-1}以下）西風が支配的であったが、トラフが通過するに従い、亜熱帯ジェットによる強い西風（25 m s^{-1}以上）が時間とともに支配的になったと解釈できる。亜熱帯ジェットは高い温位を持ち、雲生成に適さない条件であったことが、信楽でのラジオゾンデ観測から確認された（図なし）。しかし、時間とともに下降してくる西風や雲頂の様相は、上部対流圏においても高い時間鉛直分解能を持つ信楽観測所設置のMUレーダーとライダーによりはじめて観測された。観測結果は、観測機器の能力を示した点で重要であると考えている。

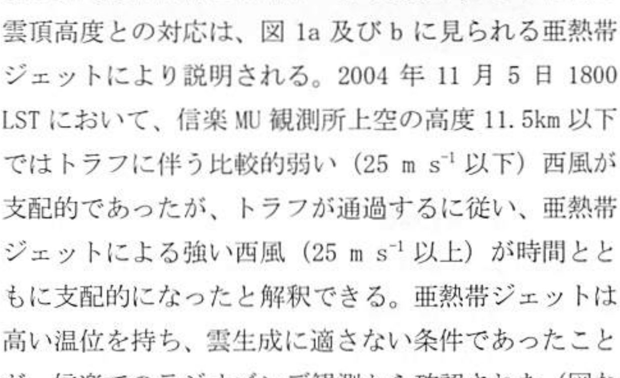


図2：2004年11月5日1800 LSTから11月6日0600 LSTまでの期間における、雲の光学的厚さの時間変化。12分の時間平均を行っている。

5. まとめ

信楽 MU 観測所設置の 50MHz 帯大気レーダー（MU レーダー）とライダーは、ともに大送信出力、高感度という優れた特長を備えている。そのため、従来観測が十分でない上部対流圏における雲頂付近の風速変動を観測することが可能である。本報告では、雲頂付近における風速変動の詳細観測に成功した 2004 年 11 月 5 日から 6 日の夜間にかけての観測結果の概要を述べた。今後のさらなる観測実施と、数値モデルとの組み合わせにより、巻雲の雲頂付近の力学過程の詳細が解明されることが期待される。より詳しい観測結果の記述については、Yamamoto et al. (2009b)を参照されたい。

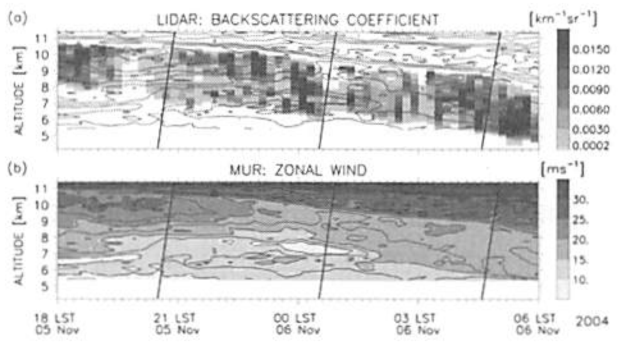


図 3：(a) 後方散乱係数β及び (b) 東西風の時間高度断面図。上図及び下図の等高値線は 2.5 m s^{-1} 毎の東西風変動を示す。観測データは 12 分の時間平均を行っている。5 日 2040LT、6 日 0040LST、6 日 0500LST 付近の 3 つの実線は、信楽において観測したラジオゾンデの高度を示している。

謝辞

NCEP/NCAR 再解析は、米国 National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) / NOAA Research (OAR) / Earth System Research Laboratory (ESRL) / Physical Sciences Division (PSD) により提供されており、データは http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/reanalysis/reanalysis.html より取得した。気象衛星 MTSAT-1R は気象庁により運営されており、解析で使用した観測データは高知大学により提供されているデータを、http://weather.is.kochi-u.ac.jp/ より取得した。観測実施を含む課題の遂行にあたっては、科研費基盤研究 (B)（課題番号 16340139）及び若手研究 (B)（課題番号 19740293）の助成を得た。

6. 参考文献

Behrendt, A., T. Nakamura, and T. Tsuda, Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, *Appl. Opt.*, *43*, 2930-2939, 2004.

Bhavani Kumar Y., V. Siva Kumar, A. R. Jain, and P. B. Rao, MST radar and polarization lidar observations of tropical cirrus, *Ann. Geophys.*, *19*, 873-882, 2001.

Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser, On Rayleigh optical depth calculations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, *16*, 1854-1861, 1999.

Fukao, S., T. Sato, T. Tsuda, S. Kato, K. Wakasugi, and T. Makihira, The MU radar with an active phased array system 1. Antenna and power amplifiers, *Radio Sci.*, *20(6)*, 1155-1168, 1985.

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

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

Lynch, D. K., K. Sassen, D. O'C. Starr, and G. Stephens, *Cirrus*, pp. 18, Oxford University Press., New York, 2002.

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

Yamamoto, M. K., T. Kishi, T. Nakamura, N. Nishi, M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and S. Fukao, Wind observation around the tops of the midlatitude cirrus by the MU radar and Raman/Mie lidar, *Earth Planets Space*, *61*, e33-e36, 2009b (http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/abstract/6107/6107e033.html より無償でダウンロード可能).

研究題目	多チャンネル受信システムを用いた大気乱流微細構造の研究		
研究期間	2006年前期～2009年後期		
研究代表者 所属・職	東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻・教授	氏名	佐藤薫
研究協力者 所属・職・氏名	情報システム研究機構新領域融合研究センター・特任研究員・西村耕司 京都大学大学院情報学研究科・通信情報システム専攻・教授・佐藤亨 情報システム研究機構国立極地研究所・研究教育系・助教・冨川喜弘 情報システム研究機構国立極地研究所・研究教育系・准教授・堤雅基 情報システム研究機構統計数理研究所・モデリング研究系・教授・石黒真木夫 京都大学生存圏研究所・大気圏環境情報分野・教授・山本衛		

成果論文リスト

S. Tateno and K. Sato, "A Study of Inertia-Gravity Waves in the Middle Stratosphere Based on Intensive Radiosonde Observations", *J. Meteor. Soc. Japan,* Vol. 86, No. 5, 2008.

K. Nishimura and T. Sato, "High-resolution volume imaging of the atmosphere with multiple-frequency multiple-subarray MST radar," in *Proc. 29th Union Radio Scientifique Internationale (URSI) Genenral Assembly,* August, 2008.

K. Nishimura, T. Kimura and T. Sato, "An Advection Compensation Algorithm for High-Resolution Imaging with Atmospheric Radar," *Proc. of European Conference of Antennas and Propagat. 2007,* November, 2007.

K. Nishimura, T. Harada and T. Sato, "Multistatic Observation of a Fine-Scale Wind Field with Coupling-Compensated Adaptive Array Technique," *Annales Geophys.*, conditionally accepted..

K. Nishimura, E. Gotoh, T. Harada, and T. Sato, "Development of a multistatic atmospheric radar with digital receiver array," *IEICE Tech. Rep.*, Vol.106, No.1, pp.115-120, 2006.

K. Nishimura, E. Gotoh, and T. Sato, "Fine Scale 3D Wind Field Observation with a Multistatic Equatorial Atmosphere Radar," *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.84A, 227-238, 2006.

1．はじめに

乱流は、大気中の対流不安定やシアー不安定等に伴い発生し、運動エネルギーから熱エネルギーへの変換機構として重要である。また、汚染物質等の大気微量成分輸送における拡散機構の役割を果しており、実態の把握が望まれている。本研究では、乱流散乱の微細構造を可視化するため、MU レーダーによる多周波数多チャンネル観測を利用した３次元高分解能イメージング法の開発を進めている。空間分解能のみならず高時間分解能を実現することで、MU レーダーの視野を通過する間の散乱構造の時間変化が観測可能となり、乱流現象の理解が深められることが期待される。

2．観測スキームとイメージングアルゴリズム

MU レーダーの周波数切り替え機能と、サブアレイ分割受信機能を用いた３次元干渉計による観測を行う。パルス毎に切り替えられる複数の周波数を用いることでパルス長内の距離が位相差に、またサブアレイ受信により送受信ビーム幅以下の角度が位相差にそれぞれ変換される。これにより受信信号とエコー強度の３次元的分布が以下のように関連付けられる。簡易な方法としては、３次元位置に対応する位相回転を与えて受信信号を加算することにより、３次元空間各点における散乱信号強度の推定像を得ることができる。より高分解能な推定像を得るためには、注目する空間位置以外からの散乱信号を除去した推定を行う必要がある。ここでは線形拘束最小分散推定法 (Capon 法) [1]を用いた像推定を行う。Capon 法では、ターゲットの空間位置に対応する位相拘束条件の下で、合成出力が最小となるよう決定された各チャンネルの加算係数を用いて信号の推定を行い、散乱強度は

$$p(r) = \frac{1}{c^{H} R^{-1} c}$$

と表される。ただし、c は周波数、ターゲット位置、受信アンテナ位置の関数となる移相ベクトル

$$c = [\cdots\ e^{j(k_m \cdot r_n - \omega_m t)} \cdots]$$

で、R は信号共分散行列である。

信号共分散行列は、全チャンネル（ここでは 125 チャンネル）の分散、共分散を含む 125x125 行列で、SN 比と時間分解能を考慮し適当な時間重み付け平均をしたものとする。本研究では、均一重みで約６秒間平均したものを用いる。

観測モードは図１に示すように２つのモードの交互とし、それぞれ以下のように構成する。**モード１**：周波数は MU レーダーで利用可能な 46.0, 46.25, 46.5, 46.75, 47.0 の５周波、受信サブアレイはアンテナ各 19 本で構成される 25 群のそれぞれを受信チャンネルとする 25 チャンネルを用いる。よって、全チャンネル数はその積の 125 チャンネルとなる。パルス圧縮符号は Spano&Ghebrebrhan(1996)による 16bit 符号を使用し、IPP は 400μs とした。励振位相は同位相、つまり送受信ビーム方向は天頂とした。**モード２**：背景風を取得するために、対流・成層圏定常観測で用いられる標準５ビームモードを使用した。

散乱体となる乱流は背景風による移流によりレーダーに対して移動しているが、相関平均時間内の移流が一定以上になると正しい像が得られなくなる。 そこで強度推定の対称とする空間を仮想的なセルに分割し、各セル毎の可視化処理において、移流によるチャンネル間位相差の時間変化が 0 となるよう位相補正を行う[2]。この処理では、各セル毎に 125x125 の逆行列演算を必要とするため、計算量は大きなものとなる。

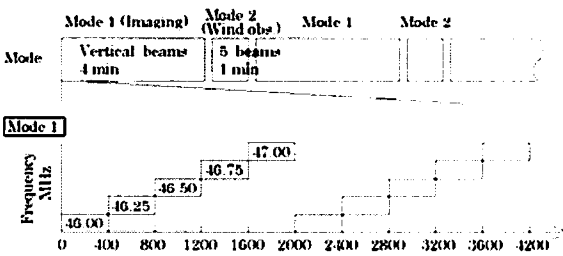


図 1. 観測モードの概略

3. 高精度位相補正法

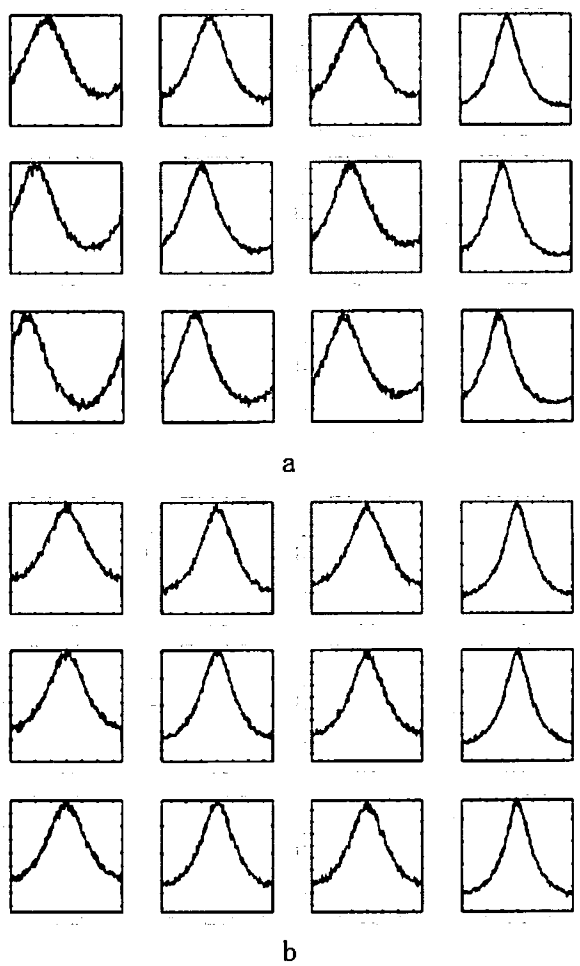


図２．(a)サブアレイ間の位相補正前、(b)位相補正後の位相差ヒストグラム。上・中・下段はそれぞれ46.0, 46.5, 47.0MHz。列ごとに異なるサブアレイの組み合わせになっている。

位相に誤差がある場合、Capon 法の原理より、異なるチャンネルに含まれる信号同士を打ち消す挙動を示し、推定像が著しく劣化する。このため様々な要因で受信信号に含まれる位相誤差を除去する必要がある。しかし、観測対象となる空間には基準となる標的（例えば３次元位置の既知なハードターゲットなど）が存在しないため、明確な位相較正基準は得られない。そこで、大気エコーそのものを利用し位相較正を行う手法を用いた。

これは散乱体となる乱流の空間分布に特定の偏りがないと仮定し次のように考える。受信信号に含まれる大気エコーは、送受信時間差とパルス形状で決定される距離方向分布と、アンテナアレイの送受信ビーム特性で決定される角度空間分布を持つ。このため、周波数チャンネル間位相差とサブアレイ間位相差の中央値はそれぞれ、ターゲットまでの往復距離を光速で除した時間で決定される位相差とビーム中心（天頂）方向に対応する位相差、となることが期待される。よって、実際のデータからこれらを計算し、各チャンネル毎に位相補正値を決定する。ただし誤差はランダム性であることを前提としており、送信ビーム中心のオフセット誤差は解決できない。

散乱体となる乱流の空間分布が一様とみなせる十分長時間の信号を用いれば、受信信号チャンネル間位相差の中央値は、電波の往復時間で決定される位相（距離位相基準）、および電波の送信方向で決定される位相（角度位相基準）に一致すると考えられる。図 2 に Mode 1 の 4 分間における全レンジゲートの受信信号についてサブアレイ間の位相差を求めヒストグラムにしたものを示す。本来期待値は 0 であり、ピークが 0(中央)にくるべき位相差ヒストグラムに明らかなオフセットが見られる。

このオフセット値は、振幅の大きなクラッタによる影響を軽減するため、例えばサブアレイ 1 と 2 の間の位相差の代表値は

$$\angle\gamma_{12} = \sum \frac{s_1^{\dagger}s_2}{|s_1^{\dagger}s_2|}$$

とし、これがすべてのサブアレイ間で 0 となるよう補正を行った。周波数チャンネル間の補正も同様である。

5. イメージング結果

2007 年 7 月 28 日の観測で得られたデータに対してイメージング処理を行った。図 3 は周波数領域干渉計（FDI）により得られた散乱強度の時間－鉛直プロットおよびラジオゾンデにより観測された風速プロファイルである。図 3 において、対流に起因するとみられる強い乱流が観測されている 14:19’－14:23’ LT について 3 次元イメージング処理を行ったものの XZ 断面を図 4 に示す。相関積分時間・時間分解能は 6 秒とした。各画像中央部（X=0）で上下に伸びる高輝度のカラムは、鉛直送信ビームパターン

および分反射の影響によるものである。高度3000から4000m付近で西側より移流してきた構造が、形を変えながらレーダー上空を通過していく様子を捉えている。8枚のプロファイルの時間経過は約42秒、東西風速は約15m/sとすると、この間の背景風による移流距離は630m程度と見積もられる。レンジゲート間の連続性に配慮していないため送受信パルス形状に起因する縞模様が現れている。分解能は最高でレンジ方向、クロスレンジ方向共におおよそ10倍程度になる。

104から110秒時点にかけては、対流に起因する複雑な屈折率構造がS字状に湾曲したカラムとして観測されている。これに対し、129秒時点以降においては鉛直（X=0）部分で顕著に輝度が小さくなっている。これは、ローカルな乱流の内部が十分に攪拌されることにより屈折率擾乱の振幅が小さくなった結果であると考えられる。また、このS字状構造は高さ3800mを中心として上下700mに対称的な輝度構造を示しているなど、興味深い点がみられる。今後、これらの構造の時間発展や速度場などについてより詳細な解析を行う。

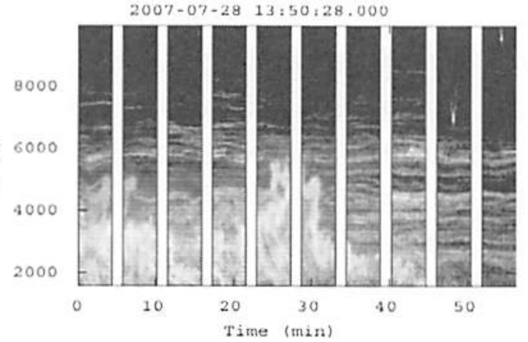


図3. 2007年7月28日13:50より1時間の観測データについてFDI処理を行ったレンジ-時間プロット。

6. まとめ

MUレーダーの機能強化で導入された5周波、25サブアレイの125チャンネル3次元干渉計機能を用いた高分解能イメージング手法の開発を行い、古典的な帯域幅と開口面積で規定されるものにくらべはるかに高い分解能で鮮明な像が得られることが確認された。

参考文献

[1] R. D. Palmer, et al., "Coherent Radar Imaging using Capon's method," Radio Sci., vol. 33, no. 6, pp. 1585-1598, 1998.

[2] K. Nishimura, et al., “An Advection Compensation Algorithm for High-Resolution Imaging with Atmospheric Radar,” *European Conference of Antennas and Propagat.* 2007.

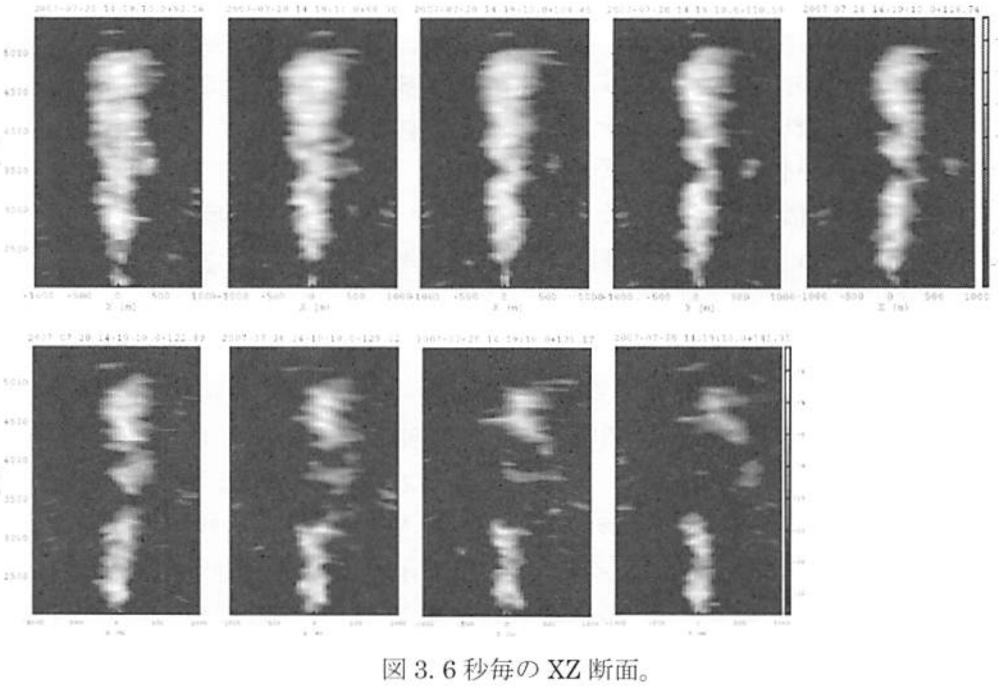


図3. 6秒毎のXZ断面。

研究題目	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微細構造の観測		
研究期間	2008 年前期～2009 年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・准教授	氏名	橋口浩之
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・山本 衛 京都大学生存圏研究所・助教・山本 真之 京都大学生存圏研究所・大学院生・森谷 祐介 京都大学生存圏研究所・大学院生・脇阪 洋平 住友電気工業(株)・今井 克之 大阪電気通信大学・准教授・柴垣 佳明 気象研究所・主任研究官・足立 アホロ フランス Toulon-Var 大学・准教授・Hubert Luce		

成果論文リスト

橋口浩之・山本衛・山本真之・妻鹿友昭・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明, イメージング・ウィンドプロファイラーの開発, 日本気象学会 2008 年度秋期大会, 仙台, 2008 年 11 月 19-21 日.

森谷祐介・橋口浩之・山本衛・山本真之・妻鹿友昭・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明, イメージング・ウィンドプロファイラーの開発, 日本気象学会 2009 年度春期大会, つくば, 2009 年 5 月 28-31 日.

橋口浩之・森谷祐介・山本真之・妻鹿友昭・脇阪洋平・山本衛・ 今井克之・Hubert Luce・足立アホロ・柴垣佳明, イメージング・ウィンドプロファイラーの開発, 第 126 回 地球電磁気・地球惑星圏学会, 金沢, 2009 年 9 月 27-30 日.

H. Hashiguchi, M. Yamamoto, M.K. Yamamoto, S. Fukao, and H. Luce, Imaging observations with the MU radar and an L-band wind profiler, International Symposium on Radar and Modeling Studies of the Atmosphere, Uji, November 10-13, 2009.

森谷祐介・橋口浩之・山本真之・妻鹿友昭・山本衛・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明・H. Luce, レンジイメージング・ウィンドプロファイラーによる大気境界層の発達の観測, 日本気象学会 2009 年度秋期大会, 福岡, 2009 年 11 月 25-27 日.

脇阪洋平・橋口浩之・山本衛・山本真之・森谷祐介・妻鹿友昭・今井克之・足立アホロ・柴垣佳明, GNU Radio を用いたウィンドプロファイラー用デジタル受信機の開発, 日本気象学会 2009 年度秋期大会, 福岡, 2009 年 11 月 25-27 日.

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。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) と京都大学が共同開発したルネベルグレンズアンテナ7 台を用いた小型ウィンドプロファイラー(通称: LQ7、表1)に付加した。位相と散乱体の絶対位置の関係を決めることは難しいため、観測データからサンプリング体積の中央の基準位相を推定した。その後、Capon 法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
利得:	30 dBi
ビーム幅:	6°
天頂角:	14.2°
送信機:	
ピーク送信電力:	2800 W
平均送信電力:	980 W (最大)
占有帯幅:	8 MHz
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

3. 観測結果

2009 年7 月14 日における1周波とFDI観測結果を図1に示す。観測条件はIPP=65s、コヒーレント積分数48、FFT 点数512、3 周波である。上図では分解能が150m となり、乱流の変動を捉えられていないが、下図ではレンジ分解能(150m)内の乱流の変動を細かく捉えることができた。鉛直方向に伸びるエコーが多数観測され、中には3km に到達するものもあった。エコーが強い部分と下降流(図省略)の部分で一致し、特にエコーの上部で強い下降流が観測された。また、その直前に上昇流が観測された。この結果から下降流では屈折率擾乱が大きいと考えられる。

シーロメーターで雲底を観測し、比較を行った。2009 年6 月17 日におけるFDI観測との比較結果を図2に示す。雲底とエコートップが一致している。雲が出来始める時間に上昇流が、途中から下降流が観測された。

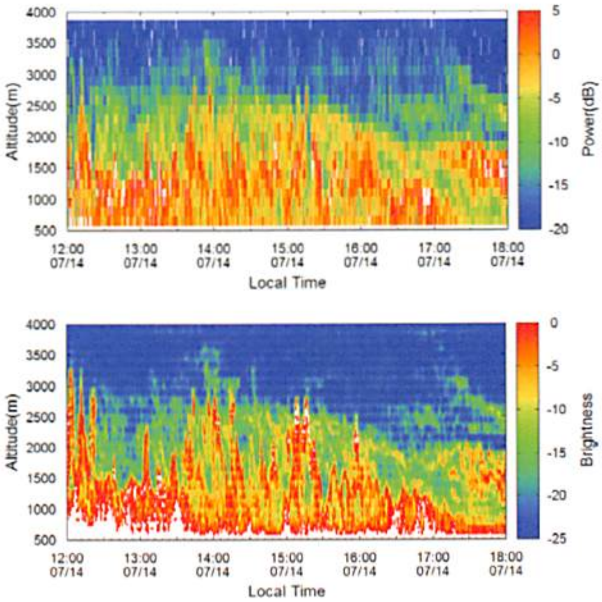


図1: 2009年7月14日における(上)1周波(FDIなし)と(下)3周波FDIモードによる乱流エコー強度。

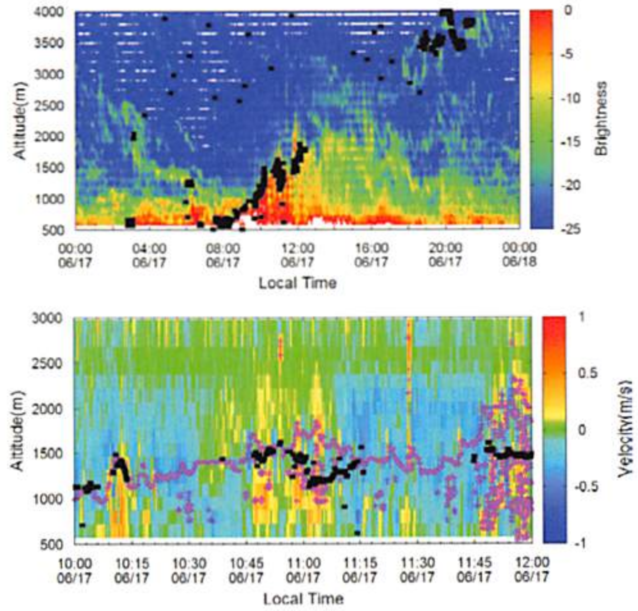


図2: 2009 年6 月17 日における3 周波FDI による(上)乱流エコー強度と(下)鉛直流(点: シーロメーター観測による雲底)

Ka帯FMCWレーダーは鉛直固定で雲とドップラーを測定することができるレーダーである。2009 年8月21日におけるFDI 観測との比較結果を図3に示す。上のケースと同じく雲底とエコートップが一致しており、雲が出来る前から上昇流が観測され、雲が出来やすい条件となっていた。雲中では水蒸気が飽和していて、屈折率勾配が低いためブライトネスが低いと考えられる。

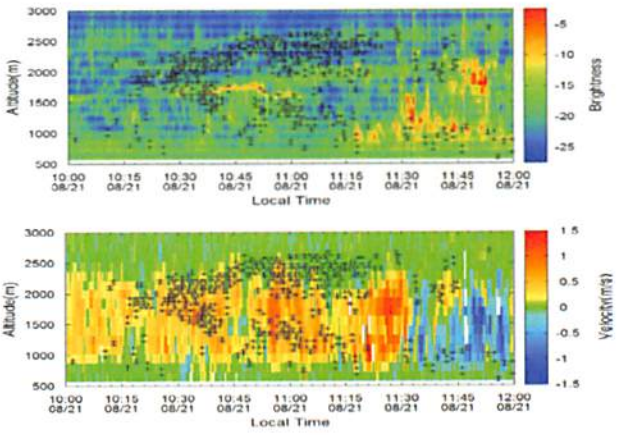


図3: 2009 年8 月21 日における3 周波FDIモードによる(上)乱流エコー強度と(下)鉛直流 (点：FMCWレーダーによるレーダーリフレクティビティ-5dBZの境界点)

4. まとめ

下層大気における乱流の3 次元構造を観測することを目的としてIWPの開発を行っている。LQ7 を用いたFDI観測で境界層の発達の様子や、鉛直方向に伸びるエコーを多数観測した。鉛直方向に伸びるエコーでは下降流が、直前に上昇流が観測された。現在、デジタル受信機を開発しつつあり、今後これを7台用いて空間領域干渉計の開発を行う。

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。

研究題目	MUレーダー観測強化システムを用いたRASS、乱流エコーの高高度分解能観測		
研究期間	2005年後期～2009年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・助教	氏名	古本淳一
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・津田敏隆		

成果論文リスト

Furumoto, J, T. Shinoda, A. Matsugatani, T. Tsuda, Measurement of detailed temperature profile within the radar range gate using frequency-domain interferometric imaging, J. Atmos. Ocean. Tech. in revision.

1. はじめに

大気温度の鉛直分布は、気象擾乱の熱力学過程を支配する重要なパラメーターである。対流圏内においては、気温は基本的に高度とともに減少するが、その微細な高度変動がさまざまな気象現象の振る舞いを決定している。

RASS(Radio Acoustic Sounding System)はウインドプロファイラと音波発射装置を組み合わせて仮温度を測定するリモートセンシング手法である。地上から音波を発射し、上空に形成された音波面に電波を発射し、受信する散乱電波(RASSエコー)のドップラーシフトから音速を計測する。さらに音速が仮温度に依存することから気温を測定する。

強いRASSエコーを取得するには、音波の波長が電波の波長の半分となるブラッグ条件を満たす必要があることが知られている。ところが、音波波長は気温により変化するため、単色の音波を用いた場合は、ブラッグ条件を満たす特定の高度にのみ強いRASSエコーが取得されることになる。このため、一般にRASS観測では時間とともに周波数の変化するFMチャープ音波を利用する。

従来、RASSの鉛直分解能はウインドプロファイラのパルス幅により決定されておりMUレーダーの場合は150mに留まっていた。2004年にMUレーダー観測強化システムが導入され、複数の周波数を用いた干渉計観測が可能となった。周波数領域干渉計映像法(Palmer et al, 1996)は、複数の周波数を用いた観測データに複素重みを乗じて加算することで、鉛直分解能を向上させる手法である。Luce et al. (2001a; 2001b)は、本手法をMUレーダーの乱流散乱エコーイメージングに利用した。さらに、Luce et al. (2006, 2007)は乱流エコーの対流圏、下部成層圏において乱流層構造の微細構造が得られることを示した。

本研究では、RASS観測の鉛直分解能を向上させることを目的として、RASS観測に周波数領域干渉計手法を適用した。

2. MUレーダー・RASSイメージング観測

2006年10月29-31日にMUレーダー・RASSイメージング観測を行った。46.00, 46.25, 46.50, 46.75, and 47.00 MHzの5つの周波数をIPP(Inter Pulse Period)毎に切替え、受信チャンネルは26チャンネルを利用した。RASS観測用として、25サブアレイの信号を合成し受信IF周波数を103Hzオフセットさせた信号を受信し、残りの25チャンネルは、乱流観測用としてMUレーダー各サブアレイの受信信号を受信した。なお、本研究では、最適重みの導出方法としてはCapon (1969)による方法を用いている。26.5分のイメージング観測の合間に、通常のDBS(Doppler Beam Swinging)法による鉛直分解能150mの風速とRASS観測データを得ている。

音波としては、110 Hzから85 Hzに遷移させるFMチャープ音波を用いた。レーダービーム方向としては、最も鉛直分解能が向上する鉛直ビーム方向のデータを用いた。

観測期間中、ラジオゾンデを3時間毎に打ち上げ、得られた結果の検証に用いた。

3. RASSエコーへの周波数領域干渉計の適用

FMチャープ音波を用いたRASS観測では、発射した音波パルス中でブラッグ条件を完全に満たす高度(ブラッグ高度)が存在する。RASSエコーはこの周辺のブラッグ領域と言われるL_{fm}の幅の高度領域から散乱される。このブラッグ領域は、音波伝搬に合わせて上方移動してゆくことから、受信時系列をある部分時系列のみを解析することで特定の高度からのRASSエコーを抽出し鉛直分解能を向上させることが可能である。ところが、ブラッグ高度の正確な位置そのものが気温プロファイルに依存することから、抽出した部分時系列がどの高度からのRASSエコーを受信しているのかを精密に求めることは難しい。このため、抽出した時系列に周波数領域干渉計映像法を併用することでRASSエコー散乱高度を決定する。

音波は、風により流されているため、真の音速を求めるためにはRASSエコーのドップラーシフトから得られる見かけの音速から、視線方向風速を差し引く必要がある。このため、乱流エコーについても、周波数領域干渉計映像法を用いてイメージングを行い、その結果から視線

風速を導出して、RASS エコーイメージングによるドップラーシフトから差し引いている。なお、25 サブアレイの信号は空間領域干渉計映像法で合成し、グラウンドクラッタを抑圧する。

なお、受信される RASS エコー時系列の振幅はレーダーのレンジゲートの影響を受けて、ブラッグ高度がレンジの中心付近になると大きくなりレンジゲートの端付近で小さくなる。部分時系列を抽出し正しく気温プロファイルを推定するためには、この振幅の変化の影響を正確に取り除く必要がある。ところが、このためには高鉛直分解能の気温プロファイルが必要なため、周波数領域干渉計により得られた気温プロファイルを用いて補正を行なう反復解法アルゴリズムを開発した。反復の 1 回目は、気温減率 1/150 (K/m) の単調減少する気温プロファイルを仮定して計算を行ない、得られた結果を用いて再度振幅変化の影響を取り除くアルゴリズムを、気温プロファイルが安定する回数まで繰り返す。

なお、RASS 観測では、周波数エリアジングを受けた乱流およびグラウンドクラッタが同時に受信されるため、バンドパスフィルタを用いてこれを除去してから処理を行なっている。

なお、レーダーの初期位相は Chilson (2004) による方法を用いて、乱流エコーの位相差の統計を取ることで求めている。

4. MU レーダー・RASS イメージングの性能評価

まず、シミュレーションを用いて、擬似的な受信信号を作成し上記のアルゴリズムにより得られる鉛直分解能の評価を行なった。気温プロファイルとしては気温減率 $\Gamma = -1/150$ (K/m)の単調減少プロファイルを仮定し、FM チャープ音波の周波数変化率は 12.5 Hz/s を用いている。

図 1 は、レンジ中心から-72, -36, 0, 36, 72 m の地点を探査高度とした際の受信感度のレンジ分布を示す。なお、それぞれのプロファイルは最大値で正規化を行なっている。 シミュレーション結果の一次モーメントから導出した感度中心と、探査高度の差は 1m 以下に収まっており、半値全幅で規定するレンジ分解能は

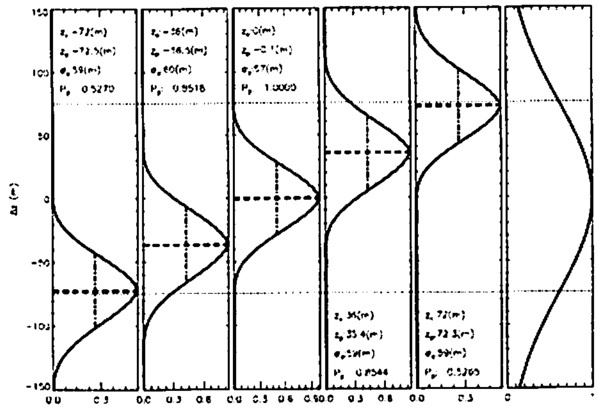


図 1:右側の 4 つのパネルは、RASS のイメージングをシミュレーションした結果の感度高度分布を示す。**左からそれぞれ、レンジ中心から**-72, -36, 0, 36, 72 m 離れた点を探査高度とした結果。右図は MU レーダーで 1μs のレンジを用いた際の 150m 分解能での感度分布を示す。

57-60 m と、右図に示すイメージング前の分解能と比べて向上している。

5. イメージングにより得られた気温微細構造

MU レーダー・RASS イメージング観測結果を用いて気温の高度分布を測定した。図 2 右は 2006 年 10 月 29 日 9 時に得られた推定結果を示す。なお RASS エコーの SNR が-11dB を上回るデータのみを用いて解析を行っている。

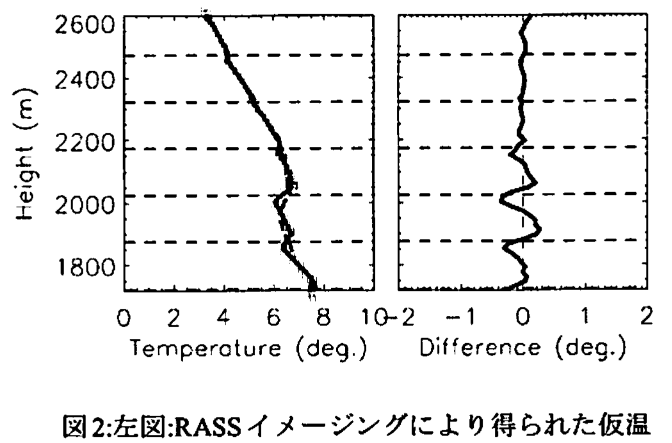


図 2:左図:RASS イメージングにより得られた仮温度プロファイル（黒実線）および 26 分間の標準誤差(エラーバー)。同時観測されたラジオゾンデ観測結果を破線に示す。水平破線は従来の高度分解能である 150m の基準線を示す。左図は、レーダーとラジオゾンデの仮温度の差プロファイルを示す。.

レーダーで得られた結果には明瞭な逆転層構造が 1.95km に見られ、1.95-2.10 km では正の温度勾配となっている。

この微細構造は同時観測されたラジオゾンデ観測結果とよく一致する。エラーバーで表された 26 分間の標準誤差は高度を通じて 0.05K 以下に収まっており RASS の周波数領域イメージング結果の統計的揺らぎが小さいことを示す。右図に示す両者の差プロファイルは全高度を通じて 0.4 K 以下に収まっており優れた推定結果を示している。ただし、レンジゲートの境界付近で差異が大きく見られるのは、レンジゲート関数による振幅の補正がまだ不十分であることを示唆する。

図 3 に 2006 年 10 月 30 日 9, 12, 15, 18 時に得られた仮温度の連続プロファイルを示す。 レーダーとラジオゾンデの観測結果は 12 時の高度 2.35-2.45 km を除いてよく一致する。なお、この不一致は RASS エコー強度が弱かったことに対応すると考えられる。また、図 2 と同じく全例でレンジゲート境界で差異が大きく見られている。

6. まとめ

本研究では、RASS 観測の鉛直分解能を向上させることを目的として、周波数領域干渉計映像法を RASS 観測に適用するアルゴリズムを開発

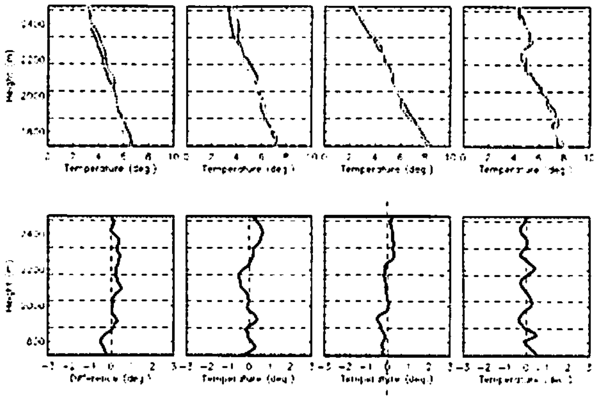


図 3:上図：レーダー（黒実線）およびラジオゾンデ（灰色線）による仮温度の連続プロファイル。左から右に 2006 年 10 月 30 日 9, 12, 15, 18 時の結果を示す。エラーバーは 26 分間の標準誤差を示す。下図は、レーダーとラジオゾンデ観測値の差を示す。

した。MU レーダー・RASS 観測に本アルゴリズムを適用し、ラジオゾンデ観測一致する結果を得ることができた。

7. 参考文献

Palmer, R. D., Yu, T. Y., and Chilson, P. B. 1996: Range imaging using frequency diversity, *Radio Sci.*, **34**, 1,485-1,496.

Luce, H., Yamamoto, M., Fukao, S., and Crochet, M. 2001a: Extended radar observations with the frequency radar domain interferometric imaging (FII) technique, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **63**, 1,033-1,041.

Luce, H., Yamamoto, M., Fukao, S., Helal, D., and Crochet, M. 2001b: A frequency domain radar interferometric imaging (FII) technique based on high-resolution methods, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, **63**, 221-234.

Luce, H., Hassenpflug, G., Yamamoto, M., and Fukao, S. 2006: High-resolution vertical imaging of the troposphere and lower stratosphere using the new MU radar system, *Annal. Geophys.*, 24, 791-805.

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**, Art. No. RS1005.

<table>
<tr><td>Title of project</td><td colspan="3">High Resolution Atmospheric Observations Using Multiple revivers and multiple frequencies</td></tr>
<tr><td>Research Period</td><td colspan="3">from June 2009 to October 2009</td></tr>
<tr><td>P.I. Affiliation Position</td><td>Associate Professor, School of Electrical and Computer Engineering and Atmospheric Radar Research Center, University of Oklahoma</td><td>Name</td><td>Tian-You Yu</td></tr>
<tr><td>Co-Investigators Affil./Position/ Name</td><td colspan="3">Prof. Mamoru Yamamoto, RISH, Kyoto University (professor)
Prof. Hiroyuki Hashiguchi, RISH, Kyoto University (Associate Professor)
Dr. Jun-ichi Furumoto, RISH, Kyoto Univ. (Assistant Professor)</td></tr>
</table>

Publications

Yu, T.-Y, J.-I. Furumoto, M. Yamamoto, Clutter Suppression for High Resolution Atmospheric Observations Using Multiple Receivers and Multiple Frequencies, *Radio Sci.* submitted, 2009.

1. Introduction

It has been shown that atmospheric radar has played a unique and important role in understanding atmospheric phenomena and discovering new sciences [*Fukao*, 2007]. The atmospheric radar typically has angular resolution of a few degrees and the range resolution of approximately a hundred meters. However, observations of the atmosphere with the scale finer than the typical radar resolution is important for the understanding of small-scale dynamics such as turbulent processes and atmospheric instabilities. Significant efforts have been put forth to overcome resolution limitations. One of the promising and effective approaches is the atmospheric radar imaging techniques [e.g., *Yu and Palmer*, 2001], which can reveal the fine-scale structure within the resolution volume of the radar by exploit multi-receiver and multi-frequency signals. Range imaging (RIM) was developed less than a decade ago to improve the range resolution of pulse radar by transmitting several shifted frequencies on a pulse-by-pulse basis [e.g., *Palmer et al.* 1999; *Luce et al.* 2001]. Signals from multiple frequencies are combined coherently to image atmospheric structure within a conventional range gate. The feasibility of RIM for high-resolution observations in the boundary layer, troposphere, and stratosphere has been demonstrated using both UHF and VHF radars. Moreover, for multi-receiver configuration, it has been shown that ground clutter and moving clutter can be suppressed through beam-forming approach, which is also referred as coherent radar imaging (CRI) in the atmospheric radar community. In this report, we capitalized on both RIM and beam-forming technologies to develop three imaging techniques based on signals from multiple receivers and multiple frequencies with the goal of range resolution enhancement and clutter suppression.

The first technique is to combine signals from multiple receivers using Fourier beam-forming to synthesize return from a vertically pointing beam and subsequently, these synthesized signals from multiple frequencies are processed using Capon RIM. It is abbreviated by FB-RIM. The second technique is the same as FB-RIM except the Capon beam-forming is used and thus is termed CB-RIM. The third technique is to apply the Capon 3-D imaging technique [*Yu and Palmer*, 2001] to all the signals to image in the vertical direction and is termed AIM (Atmospheric radar IMaging).

2. Purpose of Project

The research focus is to capitalize on the capability offered by the multi-receiver and multi-frequency configuration to explore various imaging techniques with the goals of improving range resolution and clutter suppression for atmospheric observations. Three imaging techniques were developed in this work. The feasibility of the three techniques were demonstrated and their performances were compared using both simulations and real data collected by the RISH's Middle and Upper (MU) atmospheric radar in Shigaraki.

3. Detail of Observation.

To demonstrate the application of the three techniques to atmospheric observations, a MU radar experiment was conducted on 0817-2328 LT 15 July 2009. In this experiment, two modes of imaging and wind measurements using Doppler Beam Swinging (DBS) were alternated. However, we will focus on the results from the imaging mode, where 5 uniformly spaced frequencies between 46 and 47 MHz, and 25 receivers were used. Moreover, only the center 7 groups of antennas were used for transmission resulting a one-way HPBW of approximately 6.9°. Each record consisted of 125 sets of multi-receiver and multi-frequency signals after 32 coherent averaging of raw signals from an IPP of 400 μs, and each set has 128 data points. Every 30-record of imaging mode (4.1 min) was interlaced with one wind mode of approximately 0.96 min. The minimum height is 1.05 km and 160 ranges gates were used with range resolution of 150 m.

4. Results

The three techniques of FB-RIM, CB-RIM, and AIM have been demonstrated, tested, and verified using simulation for two scenarios. In Scenario I, a thin atmospheric layer that is horizontally uniform was used to demonstrate the high-resolution capability of the three techniques. In Scenario II, one moving clutter with different flying paths was added to test and verify their performance of both layer reconstruction and clutter mitigation. Our results showed that the thin layer (width of 40 m) embedded in the resolution volume can be revealed through the three proposed imaging techniques. This is not possible with the standard radar configuration with single frequency and range resolution of 150 m. In addition, in Scenario I FB-RIM and AIM provide results that agree better with the model compared to CB-RIM. For Scenario II, a moving clutter with both zonal and meridional velocity of 40 m/s was added at height of approximately 5.04 km. We found that FB-RIM is prone to the contamination of clutter, while CB-RIM and AIM can successfully mitigate the clutter and simultaneously recovery the thin layer structure. In addition, statistical analysis was performed for the three techniques. Two quality measures of root mean-squared-error (RMSE) and suppression factor were introduced to quantify the performance of how much the atmospheric component is reconstructed and how well the clutter is suppressed, respectively. The suppression factor (dB) is defined by ratio of the sum of model power to the sum of imaged power over the vicinity heights of the moving clutter. If the clutter is suppressed by the imaging technique, the imaged power at the clutter location should be significantly reduced and is similar to the model power. Our statistical analysis has verified that FB-RIM has superior performance of reconstructing thin layer, but is susceptible to clutter contamination. On the other hand, both CB-RIM and AIM can successfully mitigate clutter if it is located not too close to the center of the radar beam. In addition, for most cases, AIM provides better results in both clutter suppression and layer reconstruction than the CB-RIM.

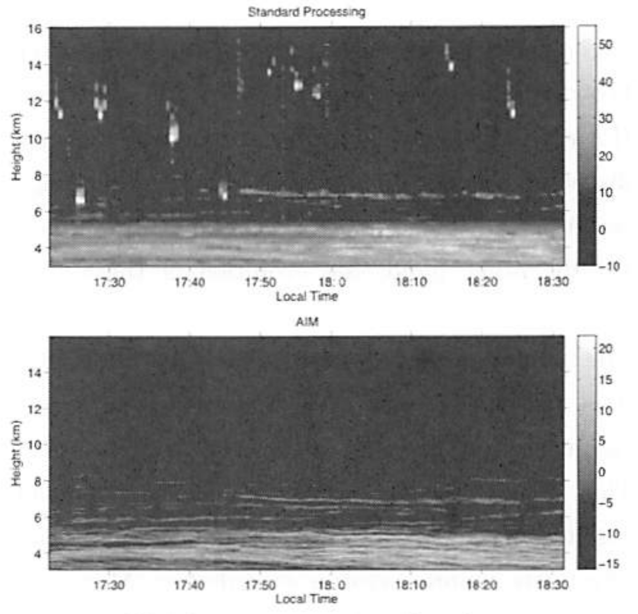


Figure 1 : Height time intensity plot of return power from standard processing (Top panel) and high resolution imaging technique of AIM (Bottom panel) for selected period of 1720-1835 LT 15 July 2009. It is evident that the evolution of the layer structure is exhibited clearly in AIM results because of the enhanced range resolution and clutter mitigation capabilities.

Recent upgrade of the MU radar to an imaging system with up to 25 digital receivers and 5 transmitted frequencies provides an ideal platform to exploit imaging techniques. To demonstrate the application of the three techniques to atmospheric observations, a MU radar experiment was conducted on 0817-2328 LT 15 July 2009. The three imaging techniques of FB-RIM, CB-RIM, and AIM were implemented after careful calibration for range delay. In addition, standard processing using signals a single receiver and frequency was also performed. Results from standard processing and AIM from selected period of 1720-1835 LT are presented on the top and lower panels of Figure 1, respectively. The contamination of moving clutters is apparent in standard processed results at heights above approximately 6 km, which manifested themselves as point-like and typically strong returns. These clutters are likely airplanes or birds. Moreover, some stronger layer structures can be vaguely observed below 5 km and some weaker layer structures are exhibited between 5 and 8 km. However, these layer structures cannot be clearly distinguished due to inherent limitation of range resolution in the standard processing (i.e., 150 m). On the other hand, the evolution of these thin layers can be clearly observed in the AIM image (the bottom panel). From the analysis of real data, it is also shown that FB-RIM provides enhanced resolution but is prone to clutter contamination. The CB-RIM can provide slightly degraded resolution compared to FB-RIM, however, it can effectively suppress clutter contribution. Moreover, our statistical analysis of real data indicates that 84% of AIM results have RMSE smaller than the one from CB-RIM, which further verifies that AIM and FB-RIM provide similar resolvability for the case of atmospheric component only and have better performance than CB-RIM. Additionally, it is shown that AIM performs better than CB-RIM in terms of clutter suppression with approximately 93% of data with larger suppression factor.

5. Summery and Conclusions

In this work, three imaging techniques were proposed to achieve the goal of high range resolution and clutter suppression using signals from multiple receivers and multiple frequencies. The three imaging techniques were first demonstrated and verified using simulation for Scenario I of atmospheric layer only and Scenario II of layer and moving clutter. Statistical analysis showed that FB-RIM has best performance in reconstructing layer structure, but is prone to the contamination of clutter. On the other hand, CB-RIM and AIM can recover the thin layer structure and suppress the clutter for cases where the clutter path is off zenith and not too strong. AIM generally has comparable or better performance compared to the CB-RIM in terms of both atmosphere reconstruction and clutter mitigation. The application of the three techniques to atmospheric observations was further demonstrated using data collected by the MU radar with 25 receivers and 5 frequencies. It is shown qualitatively that FB-RIM and AIM provide similar performance of layer reconstruction. The appearance of clutters in FB-RIM images is clear, although they have limited extent compared to those from standard processing. The capability of clutter suppression offered by CB-RIM and AIM was clearly seen from their images. In addition, the statistical analysis indicates that AIM provides better performance of layer reconstruction and clutter suppression than CB-RIM for most cases. It is worth of emphasizing that adding the multi-receiver capability to conventional RIM offers the flexibility of clutter suppression. In other words, AIM or CB-RIM can be applied if the signals are contaminated by clutter/interference and FB-RIM can be used if signals only from the atmosphere.

The capability of multi-receiver and multi-frequency will be further exploited for other applications. So far we only focused on one of the four experiments to study the improvement of range resolution with simultaneous clutter suppression. Another experiment was designed to study the horizontal structure perturbed by the acoustic waves with multiple receivers. One of the experiments was designed to verify and compare various techniques for range resolution enhancement including the RIM, pulse coding, and range oversampling. It is planned that comprehensive analysis of these experiments will be performed.

6. References

Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal, and M. Crochet, A frequency domain radar interferometric imaging (FII) technique based on high resolution methods, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 63, 221–234, 2001.

Fukao, S., 2007: Recent advances in atmospheric radar study. *J. Meteor. Soc. of Japan* , 85B, 215–239.

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

Yu, T.-Y., and R. D. Palmer, Atmospheric radar imaging using multiple-receiver and multiple-frequency techniques, *Radio Sci.*, 36, 1493–1504, 2001

Title of project	Multiple-frequency and multiple-receiver experiment with the MU radar
Research Period	From Feb 08 to 11, 2006

P.I. Affiliation Position	Department of Computer and Communication Engineering Chienkuo Technology University Associate Professor	Name	Jenn-Shyong Chen

Co-Investigators Affil./Position/ Name	Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH) Professor Mamoru Yamamo Dr. Gernot Hassenpflug

Publications

Chen, J.-S., G. Hassenpflug, and M. Yamamoto, Tilted refractive-index layers possibly caused by Kelvin–Helmholtz instability and their effects on the mean vertical wind observed with multiple-receiver and multiple-frequency imaging techniques, *Radio Sci.*, 43, RS4020, doi:10.1029/2007RS003816, 2008.

Chen, J.-S., C.-L. Su, Y.-H. Chu, G. Hassenpflug, M. Zecha, Extended application of a novel phase calibration approach of multiple-frequency range imaging to the Chung-Li and MU VHF radars, *J. of Atmos. and Oceanic Technol.*, 26, 2488-2500, 2009.

1. Introduction

Multiple-frequency and multiple-receiver imaging techniques have been applied to mesosphere-stratosphere-troposphere (MST) radar for many years. Advanced versions of these techniques are termed range imaging or frequency radar interferometric imaging (RIM/FII) [*Palmer et al.*, 1999; *Luce et al.*, 2001] and coherent radar imaging (CRI) [*Palmer et al.*, 1998], which use more than two frequencies and more than three receiving channels. As a result, both range and angular resolutions of the pulsed MST radar are improved greatly, provoking plenty of fine-scale researches such as irregularity layer structures, multiple scattering centers distribution and gravity wave activities. More experimental and scientific studies are worth carrying out with these high-resolution methods.

2. Purpose of Project

Long-term mean vertical wind has been observed by VHF/UHF radars to be downward in the middle troposphere and usually slightly upward in the lower stratosphere. Such feature is more remarkable in the wintertime [e.g., *Fukao et al.*, 1991; *Gage et al.*, 1991; *Yoe and Ruster*, 1992; *Nastrom and VanZandt*, 1994; *McAfee et al.*, 1995; *Chen*, 2006]. One potential cause of the biased vertical wind is the Kelvin-Helmholtz instability (KHI) of jet stream that may tilt the layers to opposite orientations above and below the jet [*Muschinski*, 1996]. Multiple-frequency observation of the layers is one chance to examine the tilted layers.

The incident angles of radar echoes, which may be closely related to tilted layers, can be estimated by CRI. Therefore, a combined experiment of RIM/FII and CRI can provide a good chance to examine the relationship between tilted layer and biased vertical velocity. This is the major purpose of this project.

3. Detail of Observation

The radar data were collected from 0700 LT on 9 February to 1600 LT on 10 February 2006, using the 46.5-MHz MU radar system (34.85°N, 136.10°E). The 19 antenna groups in the interior part of the radar array were used in our multiple-receiver observations and the combined output of the full antenna array was employed to estimate vertical wind. Five equally spaced transmitting frequencies—46.00, 46.25, 46.50, 46.75, 47.00 MHz—were employed along with the multiple-receiver mode, with the five frequencies switched pulse-to-pulse. The output of the entire array was used for multiple-frequency analysis. For transmission, the entire array was used and the radar beam was directed vertically. Sampling range step was 150 m, and the sampling range was between 3 km and 22.2 km. Moreover, five-beam Doppler beam swinging (DBS) mode was performed for approximately 10 mins at about 1-h intervals, with radar beam directions (azimuth, zenith) = (0, 0), (0 , 10), (90, 10), (180, 10), and (270, 10). The DBS data provide referable horizontal wind in addition to the horizontal wind which we derived from the vertical-beam data with the spaced antenna method (SA). We used the full-correlation analysis (FCA) developed by Briggs [1984]. Such estimated horizontal wind is considered adequate for the purposes of this study.

4. Results

Figure 1 displays some observational examples of echo centers/layer positions, and Figure 2 shows mean vertical and horizontal velocities.

Figure 3 reveals the distributions of echo centers. The profiling curve of number difference in the zonal direction (left panel) indicates that there were more echoes coming back from the west (upstream direction) in the middle troposphere, with the maximum at the height of ~8 km where the greatest downward mean vertical velocity was observed (see Figure 2). On the other hand, there were more echoes returning from the south direction below the jet-stream wind maximum; this could be due to an intrinsic tilt of the echoing surfaces in meridional direction, or other causes, which were not verified in this study.

Mean zonal and meridional incident angles are shown in Figure 4 (left). With the SA-estimated horizontal wind, we calculated the vertical velocity associated with the mean incident angle, and the result is also presented in Figure 4 (right). Interestingly, below ~9 km the order and variation of the estimated vertical velocities (thick-solid curve) are very close to the observed ones (thin-solid curve). Large differences appear in the height interval of ~10–14 km, where the jet-stream wind maximum was observed. In addition, the reversal of the estimated vertical velocities is unremarkable around/above the jet-stream wind maximum. These results suggest that only the vertical velocities below ~9 km be closely related to the incident angles of echo centers for the present observation; in other words, the wind shear-tilted layer structures were important for downward vertical velocities in this region.

Figure 5 reveals the power difference between two oppositely oblique beams. Here the zonal (or meridional) EPI is defined as the ratio of the echo power in the westward (or southward) beam to that in the eastward (or northward) beam. Although the EPI was estimated from DBS data acquired only for ~10 min at about 1-h intervals, the feature of EPI still makes it possible to indicate the occurrence of tilted layers if such layers exist frequently. As one can see in the left panel of Figure 5, the zonal EPI between 4 km and 9 km is apparently larger than those at other places, revealing evidence of the layers tilting mainly downward to the upstream direction in the middle troposphere.

Finally, Figure 6 shows the distributions of layer slopes (left) and the difference between the positive-slope number and the negative-slope number (right). Apparently, below the height of the jet-stream wind maximum, the number of positive slopes is larger than that of negative slopes, irrespective of time resolution. A larger number of positively sloped layers may bias the mean vertical velocity downward, consistent with the observations below the jet-stream wind maximum.

The above investigations have shown one coherent feature in our observations: the existence of wind shear-tilted layer structures was more evident in the middle troposphere and in the zonal direction. It is conceivable that the wind shear-tilted layer structures exist in zonal direction because of the large vertical wind shear in that direction. However, above the jet stream wind maximum, the characteristics predicted by the wind shear-tilted layer model were not found clearly. This suggests that other structures/mechanisms may be more important than wind shear-tilted layers in the region above the jet stream wind maximum, for example, turbulent structures caused by the saturation and breaking of gravity waves, or intrinsic tilt of the echoing surfaces. The depressed influence of wind shear-tilted layer structures on vertical wind in the region above the jet-stream wind maximum could be one of the reasons as to why the reversal height of mean vertical velocity observed in Figure 2 was not located near the jet-stream wind maximum (~12 km).

5. Summary and Conclusions

We have applied multiple-receiver and multiple frequency techniques to survey the vertical velocities in the troposphere and lower stratosphere. Thirty-three hours of radar data were used to acquire estimates of mean vertical velocities at different altitudes. Analysis shows that the mean vertical velocities were downward below ~15 km with a maximum of ~-10 cm/s at ~8 km. In addition, the reversal height of mean vertical velocity was at ~15 km, which is higher than the observed mean altitude of the jet-stream wind maximum (~12 km).

Statistical distributions of layer slopes, incident angles of echo centers, and echo power imbalance between two oppositely oblique radar beams have suggested that asymmetrically tilted layer structures, which might be caused by vertical wind shear, exist in the middle troposphere. Moreover, the mean vertical velocities derived from the incident angles of echo centers were close to the radar-measured mean vertical velocities below ~10 km, suggesting that wind shear-tilted/KHI layer structures could be a major contributor to the downward mean vertical velocities observed in the middle troposphere during our radar observations. However there are obvious differences between the derived and the radar-measured vertical velocities in the regions around and above the jet-stream wind maximum, indicating that other structures or mechanisms are more important there than the tilted layers. This may explain partly the inconsistency between the reversal heights of vertical velocities observed in our experiment and those reported previously in the literature.

6. References

Chen, J.-S., Long-term mean vertical wind observed by the Chung-Li VHF Radar, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 317–327, 2006.

Fukao, S., M. F. Larsen, M. D. Yamanaka, H. Furukawa, T. Tsuda, and S. Kato, Observations of a reversal in long-term average vertical velocities near the jet stream wind maximum, *Mon. Weather Rev.*, 119, 1479–1489, 1991.

Gage, K. S., J. R. McAfee, D. A. Carter, W. L. Ecklund, A. C. Riddle, G. C. Reid, and B. B. Balsley, Long-term mean vertical motion over the tropical Pacific: Wind-profiling Doppler radar measurements, *Science*, 254, 1771–1773, 1991.

Luce, H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. He'lal, and M. Crochet, A frequency radar interferometric imaging (FII) technique based on high-resolution methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63, 221–234, 2001.

McAfee, J. R., K. S. Gage, and R. G. Strauch, Vertical velocities at Platteville, Colorado: An intercomparison of simultaneous measurements by the VHF and UHF profilers, *Radio Sci.*, 34, 1027–1042, 1995.

Nastrom, G. D., and T. E. VanZandt, Mean vertical motions seen by radar wind profilers, *J. of Appl. Meteor.*, 33, 984–995, 1994.

Palmer, R. D., S. Gopalam, T.-Y. Yu, and S. Fukao, Coherent radar imaging using Capon's method, *Radio Sci.*, 33, 1585–1598, 1998.

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

Yoe, J. G., and R. Ru¨ster, VHF Doppler radar observations of vertical velocities in the vicinity of the jet stream, *Mon. Weather Rev.*, 120, 2378–2382, 1992.

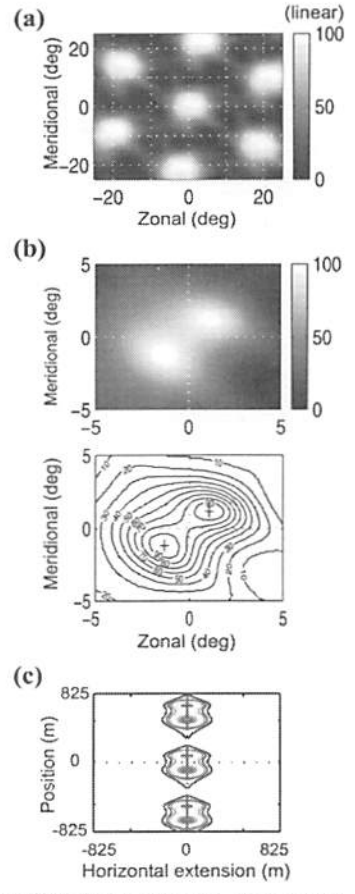


Figure 1: CRI and RIM/FII examples observed by the MU radar, resolved with the Capon method. (a) Grating pattern of CRI brightness. (b) Top: two-blob brightness distribution of CRI. Bottom: contour plot of brightness distribution, in which the symbol + indicates the brightness center estimated. (c) Contour plot of the RIM/FII brightness distribution; the position is relative to the central height of the range gate.

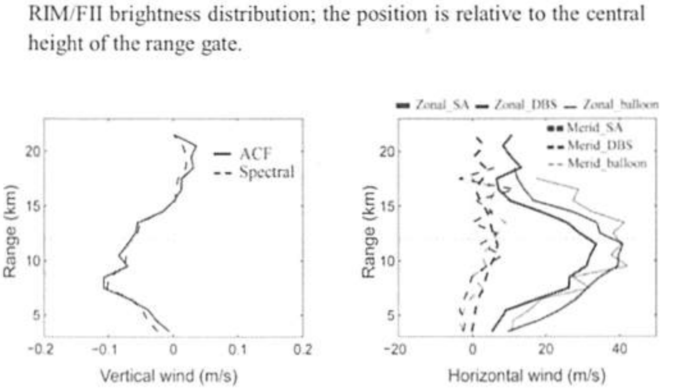
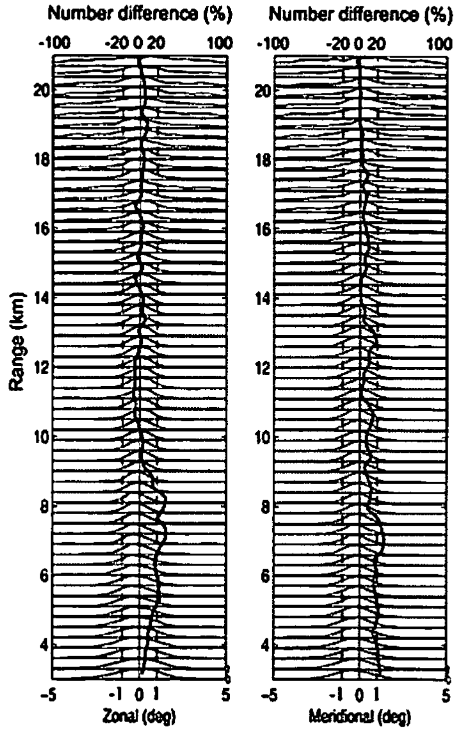


Figure 2: (Left) Profiles of mean vertical velocities estimated with autocorrelation-function analysis (solid) and spectral method (dashed), positive velocity means upward. (Right) Profiles of mean zonal and meridional winds, positive velocity is eastward or northward directions. The balloon-sounding winds were measured by the meteorological stations at Yonago (35.4°N, 133.3°E) and Hamamatsu (34.8°N, 137.7°E).



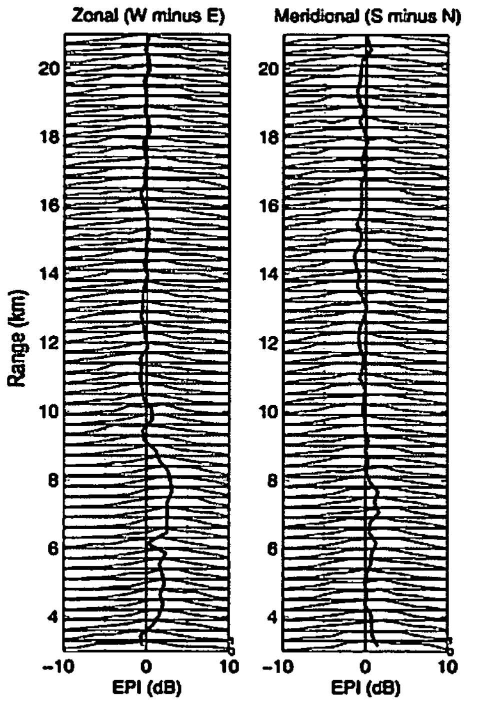


Figure 3: Zonal and meridional distributions of incident angles of the echo centers. The distribution curves in each range bin are self-normalized. The profiling curves (thick solid line) show the difference between the numbers of negative angles and positive angles, presented as a percentage of the total number in each range bin (see upper abscissa for the scale).

Figure 5: Zonal (left) and meridional (right) distributions of echo power imbalance (EPI) at different heights. The distribution curves in each range bin are self-normalized. The profiling curves (thick solid line) show the mean of echo power imbalance.

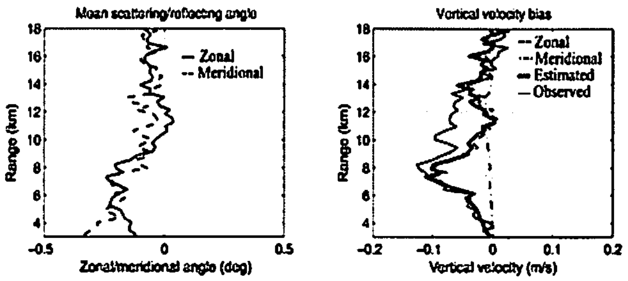


Figure 4: (Left) mean zonal and meridional incident angles of echo centers. (Right) mean vertical velocities observed by the radar (thin solid line) and estimated from the incident angles of echo centers (thick solid line), respectively. Respective vertical velocities contributed from zonal and meridional incident angles are also displayed (dashed and dot-dashed curves). Note that the thick solid and dashed curves almost overlap.

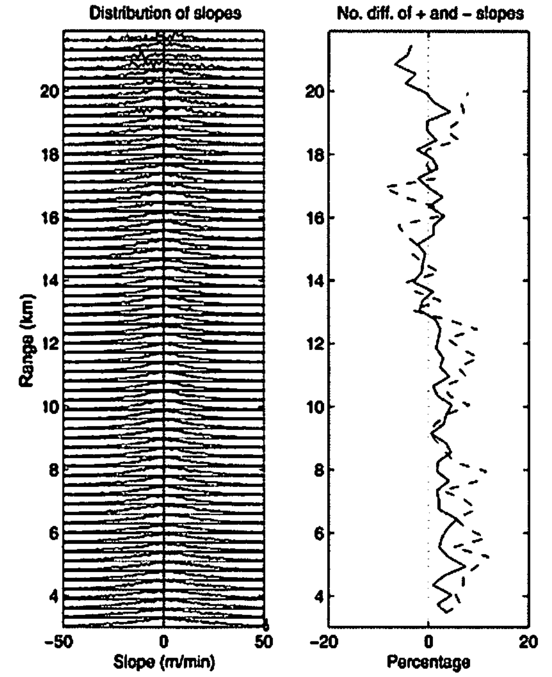


Figure 6: (Left) Distributions of layer slopes at different heights. The distribution curves in each range bin are self-normalized. (Right) Difference between the numbers of positive slopes and negative slopes, presented as a percentage of the total number in each range bin. The solid and dashed curves in right panel result from the layer slopes with about 1-min and 10-min time resolutions, respectively.

Title of project	Studies with multiple-frequency and multiple-receiver imaging techniques: double-layer structure, high resolution aspect sensitivity, and beamwidth effect		
Research Period	From Jan 12 to 15, 2009		
P.I. Affiliation Position	Department of Computer and Communication Engineering Chienkuo Technology University Associate Professor	Name	Jenn-Shyong Chen
Co-Investigators Affil./Position/ Name	Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH) Professor Mamoru Yamamo Associate Professor Takuji Nakamura Assistant Professor Jun-ichi Furumoto		

Publications

Chen, J.-S., J. Furumoto, T. Nakamura, M. Yamamoto, Calibration of multiple-frequency range imaging of VHF/UHF atmospheric radar for various radar beam widths, *Proceedings of International Symposium on Antennas and Propagation*, Bangkok, Thailand, Oct 20-23, 2009.

Chen, J.-S., J. Furumoto, T. Nakamura, Effects of radar beamwidth and anisotropy on multiple-frequency range imaging of MST-VHF radar, submitted to *Radio Science*, 2009.

1. Introduction

The applicant's first use of MU radar in 2006 has resulted in good product [*Chen et al.*, 2008]. Based on our experience and other researchers' studies, the high-quality data observed by multiple-frequency and multiple-receiver imaging techniques (RIM/FII and CRI, respectively) are indeed excellent for advanced studies of the atmospheric structures. For example, double-layer structures have been observed with continuous-wave (CW) radars [*Browning and Watkins*, 1970] and have also been demonstrated to be related to Kelvin-Helmholtz instability processing. However, such layer structures were not resolved by VHF radars until the use of RIM/FII technique [*Luce et al.*, 2006; *Chen et al.*, 2009]. A combined usage of RIM/FII and CRI can even give some further studies of the atmosphere, for example, investigation of vertical velocity bias observed by VHF/UHF radars [*Chen et al.*, 2008]. In view of this, more observations using RIM/FII and CRI are worth carrying out.

2. Purpose of Project

Three goals are initially set for this project. The first one is to distinguish the isotropic and anisotropic parts of a double-layer structure with the RIM/FII technique, operated along with vertical and oblique radar beams. Since the RIM/FII technique improves the range resolution of echo power distribution greatly (meter scale), it is also possible to improve the estimate of aspect sensitivity in meter-scale; this is the second goal. In addition to RIM/FII technique, combining CRI technique in observations is helpful to the above studies.

The third goal of this project is to examine the effect of beamwidth on applications of RIM/FII and CRI. Qualitatively, broad beamwidth is unfavorable to RIM/FII. We intend to examine this in quantity, which can improve our understanding of using RIM/FII technique. Besides, the influence of beamwidth is also crucial for CRI because CRI brightness distribution is weighted by radar beam pattern that usually causes a biased estimate of echo center. To calibrate such beamwidth effect is thus a valuable work.

3. Detail of Observation

The radar data were collected from 1600 LT on 13 Jan to 1600 LT on 14 Jan 2009, using the 46.5-MHz MU radar system (34.85°N, 136.10°E). Pulse length was 1 μs and range resolution was 150 m. Table 1 lists three observational modes.

4. Results

Two studies have been achieved: (1) the effect of radar beamwidth on RIM (program 2; see Table 1); (2) double-layer structures and their isotropic characteristics (program 3). The other research topics of this project are still under examination.

For the first study, the novel calibration approach proposed by *Chen and Zecha* [2009] was applied to examine the dependence of phase bias and range weighting function on radar beamwidth. Figure 1 exhibits the histograms of phase biases (left column) and σ_z values (middle column, which indicates the standard deviation of Gaussian range-weighting function) obtained. Right column demonstrates the variation of σ_z value with SNR. The nine transmission-reception pairs are displayed separately. As seen, each histogram of phase bias possesses a peak, of which peak location can be regarded as the likely phase bias (ϕ_{bais}) of RIM. This diagram reveals a remarkable feature: ϕ_{bais} varies with Tx_Rx pair. For the pair "Tx_full & Rx_full", ϕ_{bais} is about 125°; for the pair "Tx_3 & Rx_3", however, ϕ_{bais} raises to 170°. Obviously, a broader radar beam results in a larger likely phase bias. This feature is a new finding in RIM.

As for the distribution of σ_z value, the peak location is about 70 m for all pairs, which represent approximately the theoretical standard deviation of Gaussian range-weighting function. Note that spread of σ_z toward larger value is associated with the data with lower SNR. Also, the minor peak of the pair "Tx_3 & Rx_3" (around σ_z =150 m) arose from a large amount of low-SNR data.

As demonstrated by *Chen and Zecha* [2009], the value of σ_z can be adaptive to SNR of the data when we pursue the optimal continuity of imaged power between adjacent gates, and a fitting curve can be obtained to determine the approximate value of σ_z at different SNRs, as shown in right column of Fig. 1. Adaptive value of σ_z has been applied to the

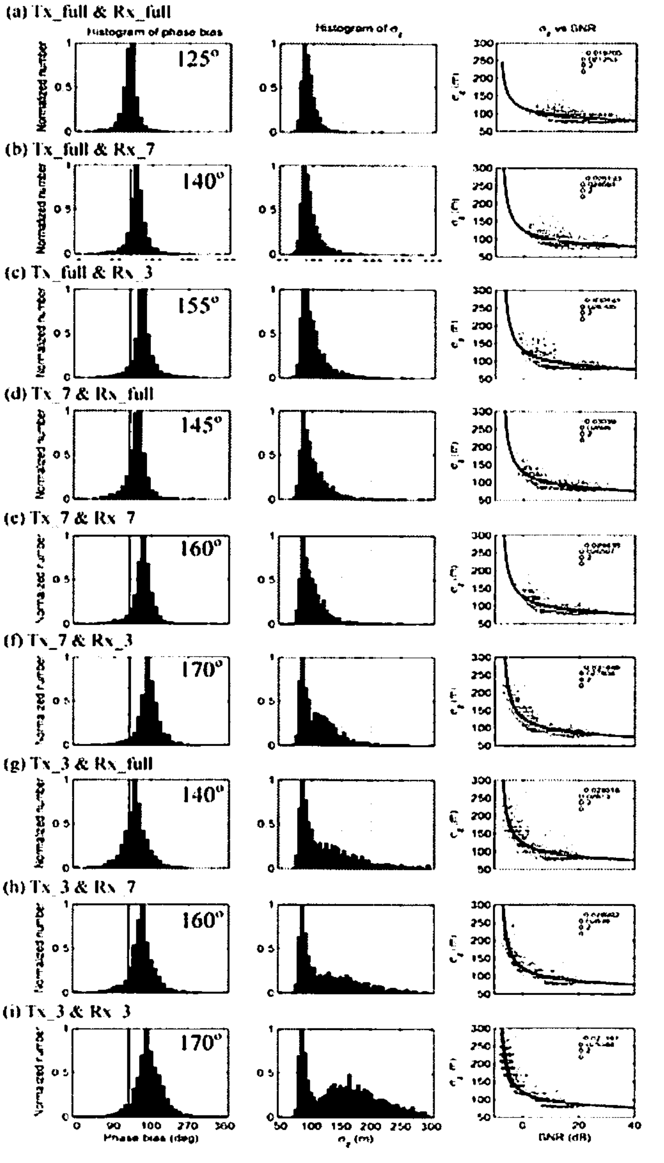


Figure 1: Histograms of the (left) optimal phase biases and (middle) σ_z for various Tx_Rx pairs, obtained with the calibration approach proposed by *Chen and Zecha* [2009]. The phase and σ_z bins are 10° and 5 m, respectively. Vertical lines at left column indicate the phase bias of 125°. Right column: scatter plots of σ_z versus SNR, in which the solid lines are the fitting curves, and the four constants given in each panel are the parameters used for the fitting curves.

range imaging in the follow-up studies. It is found that the differences of layer positions are very small after proper corrections of phase and rang weighting for various beamwidths. On the other hand, the layer thicknesses estimated for a broader beamwidth are larger (not shown). These features demonstrate the apparent role of radar beamwidth in the performance of RIM.

For the second study achieved, Figure 2 displays a portion of the imaged powers derived from the vertical and three oblique beams in the program 3 listed in Table 1, in which the ordinates for the oblique beams have been corrected to coincide with the vertical beam. As seen, the vertical beam provides the clearest layer structures in the range direction. Three features are noticeable: (1) there are two double-layer structures observed between 18 UT and 20 UT: the first one descends from ~8.7 km to ~8.4 km, and the second one locates between ~7.8 km and ~8.0 km. As the tilt angle of the radar beam gets larger, the imaged layer structures become more diffusive and the double-layer structures cannot be seen clearly; (2) the layer structure descending from ~8.4 km to ~8.0 km between 18 UT and 20 UT, as observed by the vertical beam, fades out in the observations of oblique beams; (3) the major structures seen by 10°- and 15°-obique beams are similar. All the three features seem to be associated with anisotropic characteristics (or aspect sensitivity) of the layer structures.

5. Summary and Conclusions

The effects of radar beamwidth and anisotropy on the performance of RIM were examined from practical observations in this study. Calibrations with the approach proposed by *Chen and Zecha* [2009] have revealed that the phase bias in the RIM processing varies with beamwidth: a larger beamwidth results in a larger phase bias. With this finding, we have estimated the layer position and layer thickness more properly for various radar beams transmitted by the same radar system.

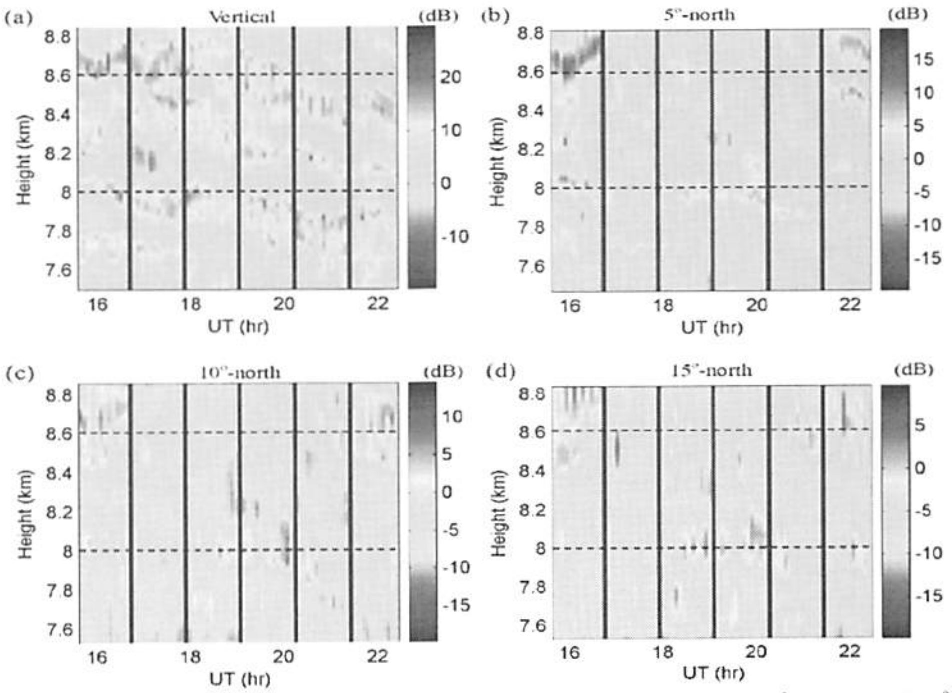


Figure 2: Range-imaged powers of four beam directions: (a) vertical, (b) 5° north, (c) 10° north, and (d) 15° north. Full array was employed for transmission and reception.

This study also demonstrated an application of RIM to the anisotropy (or aspect sensitivity) characteristic of the layer structure by means of vertical and oblique beams. Comparisons of the imaged powers and layer positions between vertical and oblique beams have disclosed different levels of anisotropy in the imaged layer structures that may exist simultaneously in a range gate. Such a fine-scale study is different from the methods having a range-gate resolution

6. References

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

Chen, J.-S., G. Hassenpflug, and M. Yamamoto, Tilted refractive-index layers possibly caused by Kelvin–Helmholtz instability and their effects on the mean vertical wind observed with multiple-receiver and multiple-frequency imaging techniques, *Radio Sci.*, 43, RS4020, doi:10.1029/2007RS003816, 2008.

Chen, J.-S., and M. Zecha, Multiple-frequency range imaging using the OSWIN VHF radar: Phase calibration and first results, *Radio Sci.*, 44, RS1010, doi:10.1029/2008RS003916, 2009.

Chen, J.-S., C.-L. Su, Y.-H. Chu, G. Hassenpflug, and M. Zecha, Extended application of a novel phase calibration approach of multiple-frequency range imaging to the Chung-Li and MU VHF radars, *J. of Atmos. and Oceanic Technol.*, 26, 2488-2500, 2009.

Luce, H., 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.*, 24, 791–805, 2006.

Table 1: Observational Programs

Program / Radar parameter	(1) Beamwidth correction of coherent radar imaging (CRI)	(2) Effect of beamwidth on RIM/FII	(3) Double-layer structure and aspect sensitivity
Mode	CRI	RIM with different sizes of transmitting array	RIM-CRI (~50 min), DBS (~10 min), ... (alternately)
Transmitting array	7 subarrays in the center F5-A4-B4-C4-D4-E4-F4	whole array, 7 subarrays in the center (F5-A4-B4-C4-D4-E4-F4), and 3 subarrays (e.g., F5-F4-A4), alternately, about 1 min for each array.	whole array
Radar beam direction: (azimuth, zenith)	(1) (0,0), (0,1), (90,1), (180,1), (270,1), (0,2), (90,2), (180,2), (270,2) (0,3), (90,3), (180,3), (270,3), (0,4), (90,4), (180,4), (270,4) (2) (0,0), (0,6), (90,6), (180,6), (270,6), (0,8), (90,8), (180,8), (270,8), (0,10), (90,10), (180,10), (270,10), (0,12), (90,12), (180,12), (270,12) Change pulse-to-pulse	(0,0)	(1) FII-CRI mode: Vertical, 5°, 10°, 15° zenith, alternately, about 1~2 min for each beam direction (2) DBS mode: (0,0),(0,10),(90,10),(180,10),(270,10)
Receiver	7 channels combined from the subarrays as follows: F5-A4-B4-C4-D4-E4-F4, A4-A3-B2-B4-F5-F4-A2, B4-B2-B3-C2-C4-F5-A4, C4-B4-C2-C3-D2-D4-F5, D4-F5-C4-D2-D3-E2-E4, E4-F4-F5-D4-E2-E3-F2, F4-A2-A4-F5-E4-F2-F3, respectively	3 channels: whole array, 7 subarrays in the center (F5-A4-B4-C4-D4-E4-F4), and 3 subarrays (F5-F4-A4), respectively.	(a) FII-CRI mode: (20 channels) 19 channels in the interior part of the array for CRI, and the whole array for RIM/FII. (b) DBS mode: whole array
Duration	(1) ~3 h (2) ~2 h	~3 h	16 h
Frequency (MHz)	46.5	46, 46.25, 46.5, 46.75, 47	(1) RIM/FII-CRI mode: 46, 46.25, 46.5, 46.75, 47 (2) DBS mode: 46.5

B. 電離圏

研究題目	地磁気変化における電離層電場・風の影響および下層大気擾乱に起因する波動現象の検出		
研究期間	2001 年前期～2009 年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学・大学院 理学研究科・教授	氏名	家森俊彦
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学大学院理学研究科・助教　竹田雅彦 京都大学大学院理学研究科・助教　斉藤昭則 京都大学大学院理学研究科・助教　能勢正仁 摂南大学工学部・非常勤講師　田中良和 京都大学大学院理学研究科・博士課程(D1)　松村　充		

成果論文リスト

(学術誌)

Matsumura et. al., The Predominant Periods of the Atmospheric Perturbations and Geomagnetic Oscillations, Advances in Geophysics, August 2009.

Takeda, M., T. Iyemori and A. Saito, The relationship between electric field and currents in the ionosphere and the geomagnetic Sq field, J. Geophys. Res., 108(A5), 1183, doi:10.1029/2002JA009659, 2003.

(学会発表)

Iyemori, et al., Temporal variation of acoustic vertical resonance estimated from geomagnetic pulsation and barometric oscillation after earthquakes, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会、2008 年 5 月

Iyemori et al., Temporal variation of acoustic resonance estimated from magnetic pulsations and barometric oscillations after earthquakes and a comparison with those excited by atmospheric turbulence AOGS, Busan, June 16-20, 2008.

Iyemori et al., Vertical Coupling Between Lower Atmosphere and Ionosphere Through Acoustic Resonance and Its Characteristics Estimated From Magnetic Pulsations and Barometric Oscillations, WPGM, Cairns, July 29-Aug.2, 2008.

1. はじめに

当共同研究では、当初、地磁気 Sq 変化や磁気嵐現象を、地磁気観測データと MU レーダー観測を組み合わせて調べることを主目的にしていたが、2006 年からは、信楽 MU 観測所の地の利を生かした微気圧変動観測と地磁気観測を組み合わせた重力音波共鳴と地磁気脈動の研究に力を入れてきた。前者については、Takeda (2003) などで既に公表済みであるので、ここでは後者の研究成果について報告する。

2. 研究背景と目的

地上で観測される数年より時間スケールの短い地磁気変動の大部分は、電離圏および磁気圏を流れる電流が原因で、そのエネルギー源は太陽、あるいは太陽風にあると考えられてきた。しかし、スマトラ地震の際に当研究グループが発見した約 4 分周期の特異な地磁気脈動 (Iyemori et al., 2005) を契機に、ここ数年の研究を通して、固体地球あるいは下層大気に起源を持つ地磁気脈動の存在が明らかになってきた。

固体地球あるいは下層大気の振動は、重力音波あるいは内部重力波として電離層高度に伝搬し、ダイナモ作用で電離層に電流を流す。その電流が作る磁場変化を地上に設置した磁力計で観測していると考えられる。それを確認するとともに、その特性を調べるためには、地上磁場観測と電離層観測だけではなく、地上での微気圧変動観測が重要である。信楽MU観測所は周囲を山林に囲まれ、微気圧観測にとってノイズ源となる日射による乱流の発生などが比較的少なく、また、ネットワークによるデータ転送などの環境も整っているので、2006 年 8 月に気圧計を設置し、9 月から連続観測を開始した。

3. 研究の方法

３－４分周期の重力音波共鳴および周期 10 分前後の内部重力波の検出を試みるために、分解能が 0.01hPa 程度、あるいはそれ以上の精度で気圧を観測する必要がある。微気圧計ではないが、ほぼ 0.01hPa の分解能のある気圧計 (Vaisala 製 PTB210) を信楽MU観測所構内に設置し微気圧観測を開始した。気圧計からのアナログ出力 (0V-2.5V) を 4 倍に増幅し、16bit A/D コンバーターを通して 490Hz でサンプリングし、毎秒平均値として記録した。同様の微気圧変動観測システムは、阿蘇火山研究センターや京大理学研究科内でも稼働している。

4. 観測結果

(1) 台風接近時の気圧と磁場変動のスペクトルの比較例を図 1 に示す。周期が 230 秒付近の明瞭なピークが両者に共通に見られる。この周期は、地表と電離層間の重力音波共鳴の主要なモードのうち、' first overtone' (Nishida, 2000) に対応していると考えられる。200 秒以下にも共通のピークがいくつか見られる。

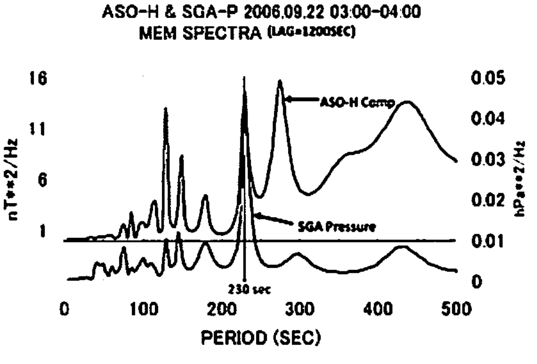


図 1　台風接近時の阿蘇地磁気観測データ (水平成分) と信楽微気圧変動のパワースペクトル密度の比較。

(2) 信楽 MU 観測所に比較的近い三重県中部で 2007 年 4 月 15 日 03:15UT に発生したマグニチュード 5.4 の地震に伴うと考えられる微気圧振動のパワースペクトルと、阿蘇における磁場変動のパワースペクトルの比較を図 2 に示す。この場合は、信楽で周期約 260 秒付近に明瞭な気圧変動のスペクトルピークが現れるとともに、遠く離れた阿蘇の磁場観測データにもほぼ同じ周期のピークが見られる。

示す。図４は、同じく信楽における微気圧変動スペクトルピーク出現確率の 2007 年各月の平均で、８月から１０月にかけて、3.7mHz の共鳴周波数に明瞭なピークが現れる。この３ヶ月間は比較的ノイズ(全体的なパワー)が小さいので、共鳴スペクトルのピークが明瞭に現れている可能性がある(Matsumura et al., 2009)。

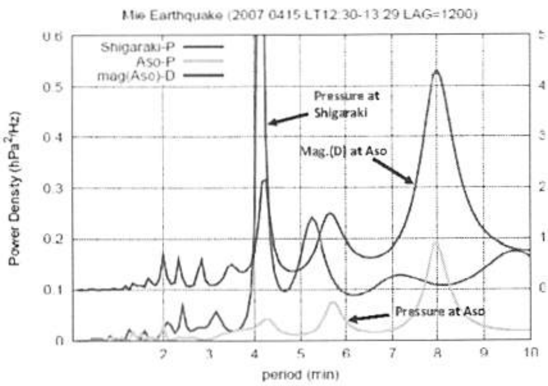


図２ 2007 年４月 15 日の三重県中部地震(M=5.4)発生直後の信楽における微気圧変動のスペクトルと阿蘇における磁場観測データのスペクトルの比較。

(3) 音波共鳴スペクトルピークの統計的性質

信楽での微気圧観測と阿蘇での地磁気観測データを統計的に解析することにより、上に示した台風接近時や地震発生時以外にも、３－４分周期の地表と電離圏の間の音波共鳴モードが常時（あるいは頻繁に）励起されていることが確認できる。図３は、2007 年９月の信楽における微気圧変動のスペクトルの平均で、日変化を

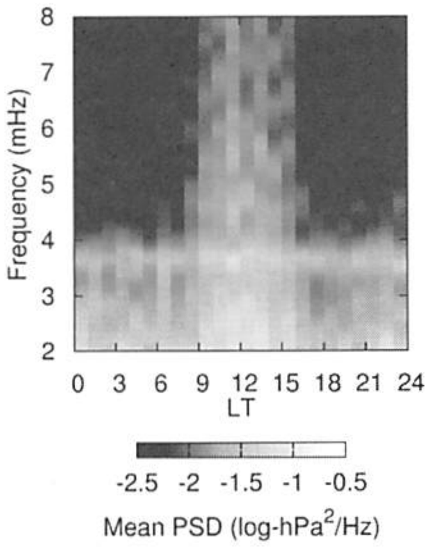


図３ 信楽における微気圧変動パワースペクトル密度の日変化。2007 年９月の１ヶ月の平均で、3.7mHz の共鳴周波数に終日ピークが現れる。

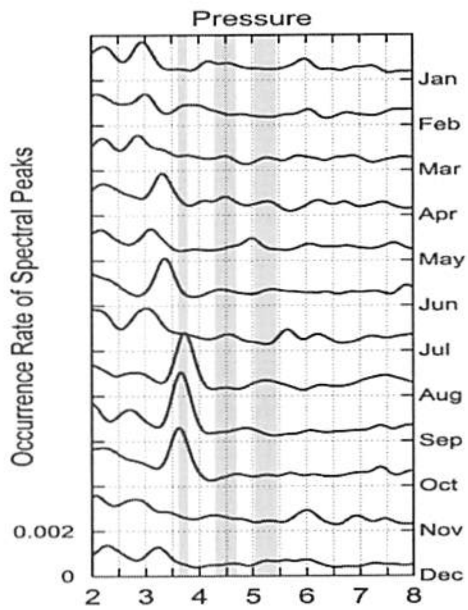


図４ 信楽の微気圧変動スペクトルピークの出現位置(横軸は周波数(mHz))とその確率。８月から１０月にかけて、3.7mHz の共鳴周波数に明瞭な出現率ピークが現れる

5. まとめ

信楽に設置した気圧計による微気圧観測データの解析を中心に、地表と熱圏間の重力音波共鳴現象の検出とその出現特性を調べた。その結果、重力音波共鳴現象が、台風接近時や地震発生時に明瞭に検出された。また、統計的解析から、基本共鳴周期には、年間を通して、地方時によらないスペクトルの極大の存在を示すことができた。

今後も、この観測を継続することにより、共鳴周期の変動から、熱圏大気の温度構造に関する新たな知見を得ることができるかもしれない。

6. 参考文献

Iyemori, T., M. Nose, D.-S. Han, Y. Gao, M. Hashizume, N. Choosakul, H. Shinagawa, Y. Tanaka, M. Utsugi, A. Saito, H. McCreadie, Y. Odagi, F. Yang, Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004, Geophys. Res. Lett, VOL. 32, L20807, doi:10.1029/ 2005GL024083, 2005.

Matsumura et. al., The Predominant Periods of the Atmospheric Perturbations and Geomagnetic Oscillations, Advances in Geophysics, August 2009.

Nishida, K., Earth's background free oscillations, Ph.D. thesis, University of Tokyo, 2000.

Takeda, M., T. Iyemori and A. Saito, The relationship between electric field and currents in the ionosphere and the geomagnetic Sq field, J. Geophys. Res., 108(A5), 1183, doi:10.1029/2002JA009659, 2003.

研究題目	多波長イメージング・分光機器とMUレーダーによる 超高層大気の同時観測		
研究期間	2004年前期～2008年後期		
研究代表者 所属・職	名古屋大学・太陽地球環境研究所・教授	氏名	塩川和夫
研究協力者 所属・職・氏名	名古屋大学太陽地球環境研究所・教授（当時）・小川 忠彦 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教・大塚 雄一 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員（当時）・佐藤 貢 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・加藤 泰男 名古屋大学太陽地球環境研究所・院生（当時）・鈴木 臣 京都大学生存圏研究所・教授・津田 敏隆 京都大学生存圏研究所・助教授（当時）・中村 卓司 島根大学総合理工学部・助 手（当時）・下舞 豊志 京都大学生存圏研究所・教授・山本衛		

成果論文リスト

信楽の観測に関連した2004-2008年の成果論文は以下の通り

1. Fujii et al., J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 66, 573-583, 2004.
2. Balan et al., J. Geophys. Res., 109, A04308, doi:10.1029/2003JA009982, 2004.
3. Takahashi et al., Earth Planets Space, 56, 249-258, 2004.
4. Otsuka et al., Geophys. Res. Lett., L15803, doi:10.1029/2004GL020262, 2004.
5. Shiokawa et al., J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 66, 891-897, 2004.
6. Ogawa et al., Earth Planets Space, 57, 385-392, 2005.
7. Takahashi et al., Adv. Space Res., vol.35, No.11, 1940-1944, 2005.
8. Onoma et al., Ann. Geophys., 23, 2385-2390, 2005.
9. Ogawa et al., Ann. Geophys., 23, 2391-2399, 2005.
10. Nakata et al., Geophys. Res. Lett., 32, L17110, doi:10.1029/2005GL023243, 2005.
11. Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 110, A05202, doi:10.1029/2004JA010706, 2005.
12. Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 110, A05303, doi:10.1029/2004JA010845, 2005.
13. Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 112, D07106, doi:10.1029/2006JD007385, 2007.
14. Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 112, A05308, doi:10.1029/2006JA011772, 2007.
15. Shiokawa et al., Earth Planets Space, 59, 585-599, 2007.
16. Suzuki et al., J. Geophys. Res., 112, D02102, doi:10.1029/2005JD006558, 2007
17. Otsuka et al., J. Geophys. Res., 112, A06317, doi:10.1029/2005JA011548, 2007.
18. Suzuki et al., Earth Planets Space, 59, 421-428, 2007.
19. Shiokawa et al., AGU monograph on Mid-Latitude Ionospheric Dynamics and Disturbances, 271-281, 2008.
20. Suzuki et al., Polar Science 2, 1-8, 2008.

1. はじめに

私たちは、大気光の撮像と同時にその高度での風速、温度を計測することができる超高層大気イメージングシステム（Optical Mesosphere Thermosphere Imagers－ＯＭＴＩ）を 1998 年（平成 10 年）より信楽 MU 観測所のコンテナハウスに設置し、定常的な観測を続けてきた。MU レーダーとの比較などから、さまざまな成果を得ている。この報告では、平成 16-20 年（2004-2008 年）に得られた代表的な成果をまとめる。

2. 研究の方法

図１に、OMTIs による大気光の観測を示す。夜間大気光は、波長によって中間圏界面付近と熱圏下部にいくつかの発光層を持っており、観測波長を切り替えることによって、その高度の大気波動を２次元イメージング観測することができる。さらに発光輝線のドップラーシフトから、発光高度の風速を求めたり、OH、O2 バンド発光の輝線の比から、中間圏界面付近の発光層の大気温度を測定することができる。

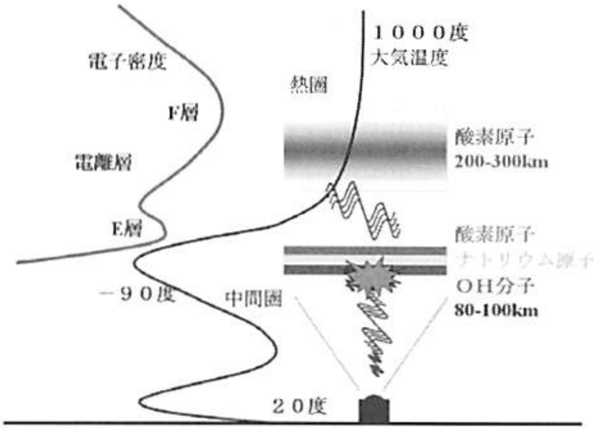


図１：大気光の発光高度と超高層大気の温度・電子密度構造

3. 観測結果

以下に、OMTI s で得られた観測成果の代表的なものを簡単にまとめる。

（１）平成１５年５－６月に行われた第３回 FRONT キャンペーンでは、陸別、信楽、佐多、Darwin, Renner Springs, インドネシアの全天大気光イメージャー観測から、すべての中規模伝搬性電離圏擾乱（MSTID）が、図２の例に示すように非常によい南北の共役性を示すことが明らかになった。また、５月２８日には低緯度に向けて伝搬する大規模伝搬性電離圏擾乱（LSTID）が南北両半球で観測されており、北半球と南半球で２０－３０分程度、発生時刻がずれることがわかった（Shiokawa et al., 2005a）。

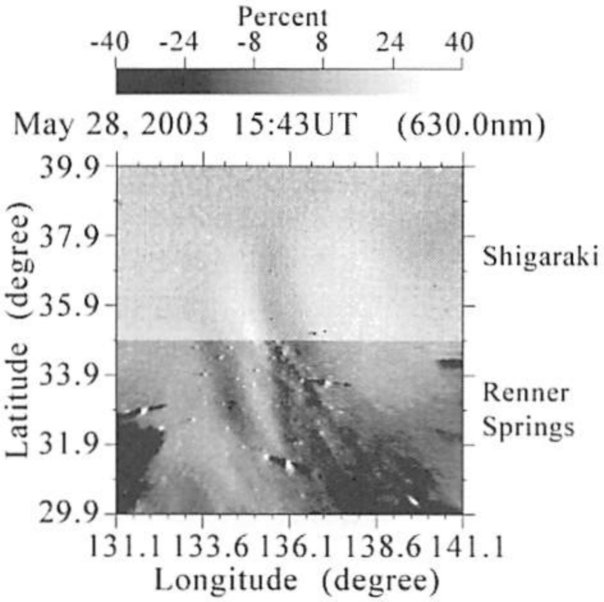


図２：信楽とオーストラリアのレナースプリングスで同時観測された MSTID の画像。オーストラリアの画像は IGRF 磁場モデルを用いて、北半球に投影してある(Shiokawa et al.. 2005a) 。

（２）1998 年から 2004 年までに、磁気嵐に伴って日本で観測された低緯度オーロラの観測をまとめた。信楽に設置したカメラでは２００１年と２００３年に合計３回、オーロラが観測されている。これらのオーロラの特徴と、オーロラ発生時の地磁気変動の特徴をまとめた（Shiokawa et al., 2005b）。

（３）２００２年１０月３日の信楽の 557.7nm（発光高度 90-100km）、OH（80-90km）の全天カメラ画像に、曲がった波面を持つ重力波構造を見いだした。MU レーダーの流星モード観測で得られた背景風のデータを合わせて、この重力波の特性を明らかにし、さらに対流圏の降雨レーダーや GMS 衛星画像から、この波が四国沖付近に発達し始めた積乱雲によって生成されたことを示し、中間圏ジェット気流が終期に弱まることによって、対流圏と中間圏のダイナミックな結合が強まることを示唆した（Suzuki et al., 2007a）。

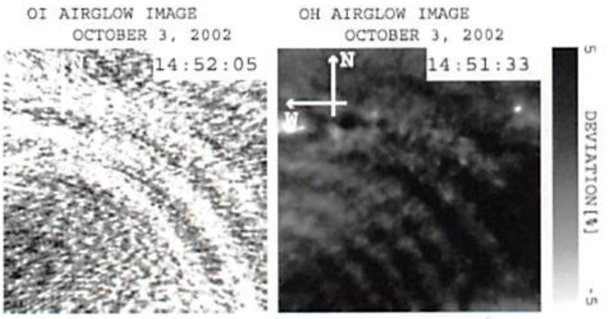


図3：信楽で観測された、同心円状に曲がった波面を持つ中間圏の大気重力波（256kmx256km）の画像。

（4）２００１年１２月２２日に信楽のファブリ・ペロー分光計で 557.7nm 大気光のドップラーシフトから求めた中間圏風速に、周期１．５時間で振幅が 68m/s（peak-to-peak）の非常に強い波を見いだした。この波の偏波の方向や、同時に得られた大気光画像データの解析から、この波が水平波長８００ｋｍ、鉛直波長６０ｋｍ、位相速度１５０ｍ／ｓで南西に伝搬しており、日本の北東で非常に発達した低気圧から発生していることを示した（Shiokawa et al., 2007a）。

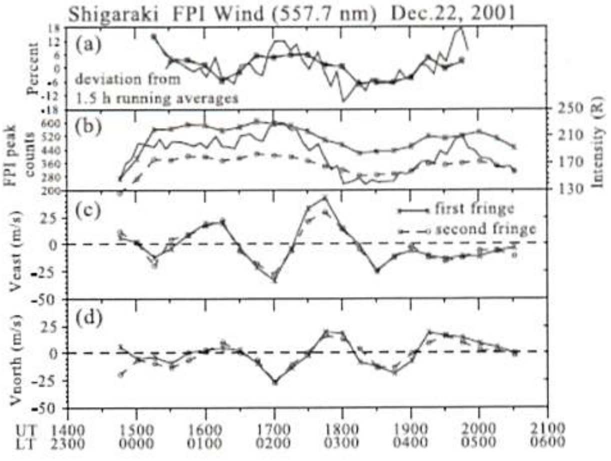


図4：信楽のファブリ・ペロー干渉計（FPI）で 557.7nm の大気光に観測された大振幅の大気重力波。上から、全天カメラで観測された大気光の輝度変動（1時間の移動平均からの差）、大気光（557.7nm）の輝度（FPI のカウントと全天カメラの輝度）、FPI で計測された東向きと北向きの中間圏風速(Shiokawa et al., 2007)。

（5）2001年3月31日の大きな磁気嵐時に信楽の全天カメラ、ファブリ・ペロー干渉計（波長 630nm）、MU レーダー（電離圏観測モード）で観測された大規模伝搬性電離圏擾乱（LSTID）に関して、米国 NCAR で開発された AMIE/TIEGCM モデルの計算結果との比較を行った。その結果、モデルでこの LSTID が再現されることを確認し、そのソースが、日本の高緯度に当たるシベリアのオーロラ帯ではなく、朝側から昼側に位置するカナダのオーロラ帯にあり、そこから極冠域を横切って日本まで熱圏大気波動が伝搬して、LSTID として観測されたことが示された。

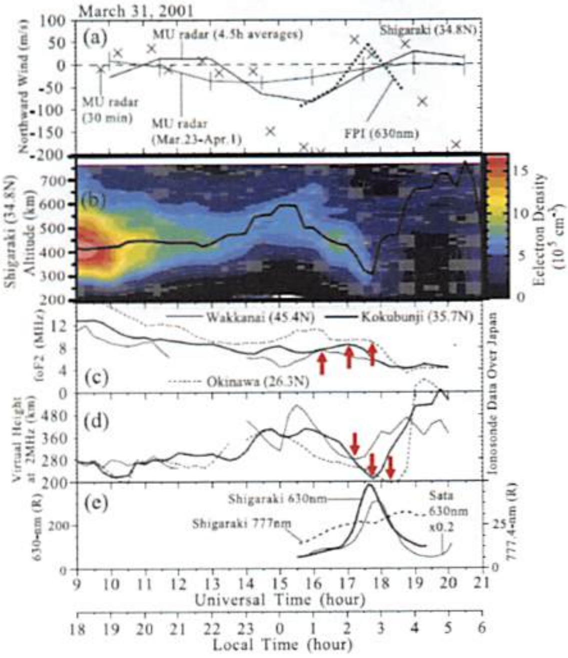


図5：磁気嵐に伴う大規模伝搬性電離圏擾乱（LSTID）の際に MU レーダー、FPI、全天カメラ、イオノゾンデで観測された電離圏変動（Shiokawa et al., 2007b）。

（6）信楽の全天カメラで観測されたＯＨ大気光画像中の大気重力波と、同時に流星観測モードで得られる中間圏風速データ、ＳＡＴＩによって得られるＯＨ大気光強度データを用いて、大気光画像から重力波を自動的に抽出し、銀河ノイズ、背景光を除去、波動の伝搬方向、波長、位相速度、振幅、鉛直波長、運動量輸送量を定量的に見積もるプログラムを開発した。このプログラムを用いて、水平波長１００ｋｍ以下の小スケール重力波による運動量輸送を定量的に見積もった。その結果、このスケールの重力波が１日継続した場合、中間圏ジェットの半分程度に匹敵するような大きな風速変動を引き起こす可能性があることを定量的に示した（Suzuki et al., 2007b）。

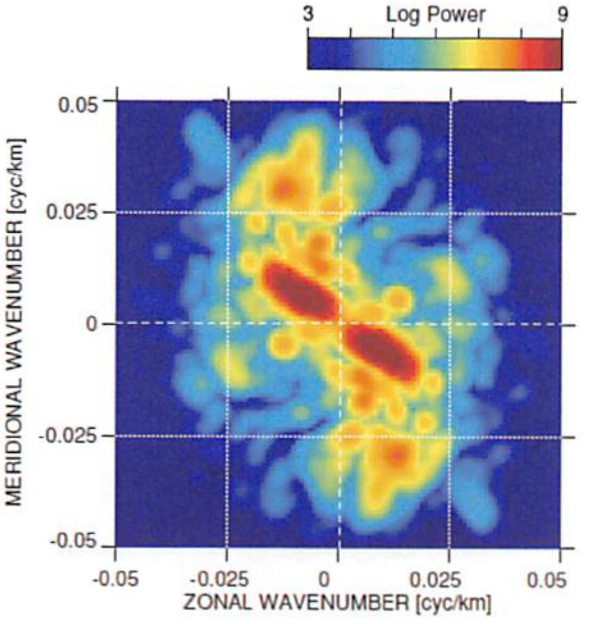


図6：信楽の全天カメラでOH大気光画像に観測された大気重力波のFFT解析による2次元波数分布図（Suzuki et al., 2007）。

4. まとめ

超高層大気イメージングシステム（OMTIs）は、高感度全天カメラ、ファブリ・ペロー干渉計、掃天フォトメータ、OH/O2 回転温度計測用分光器（SATI）、コンピュータ、及びこれらの機器を収納するためのコンテナからなる。上記の成果の中でも出てきたように、これらの機器は、主に 557.7nm、ＯＨバンド、630.0nm の３つの波長（高度 95km, 87km, 250km 付近にそれぞれ対応）を用いて、大気光の輝度分布、風速、温度を観測することができる。OMTIs のデータは逐次プロットし、ホームページ（http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/）でも公開して共同研究が展開されている。今後も、これらの観測の維持に努めるとともに、計画されている TIMED 衛星関連、中間圏関連、電離層関連のキャンペーン観測にも積極的に参加したい。

5. 参考文献

Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 110, A05303, doi:10.1029/2004JA010845, 2005a.
Shiokawa et al., Ann. Geophys., 22, 3137-3143, 2004.
Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 110, A05202, doi:10.1029/2004JA010706, 2005b.
Suzuki et al., J. Geophys. Res., 112, D02102, doi:10.1029/2005JD006558, 2007a.
Suzuki et al., Earth Planets Space, 59, 421-428, 2007b.
Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 112, D07106, doi:10.1029/2006JD007385, 2007a.
Shiokawa et al., J. Geophys. Res., 112, A05308, doi:10.1029/2006JA011772, 2007b.

<table>
<tr><td>研究題目</td><td colspan="3">昭和基地VHFレーダー装置（下部熱圏探査レーダー）の開発</td></tr>
<tr><td>研究期間</td><td colspan="3">2008年前期</td></tr>
<tr><td>研究代表者
所属・職</td><td>国立極地研究所・准教授</td><td>氏
名</td><td>堤　雅基</td></tr>
<tr><td>研究協力者
所属・職・氏名</td><td colspan="3">情報・システム研究機構・新領域融合研究センター・特任研究員・西村耕司
京都大学・大学院情報学研究科・通信情報システム専攻・教授・佐藤亨
東京大学・大学院理学系研究科・地球惑星科学専攻・教授・佐藤薫
情報・システム研究機構・国立極地研究所・研究教育系・助教・冨川喜弘
情報・システム研究機構・国立極地研究所・研究教育系・教授・山内恭
情報・システム研究機構・国立極地研究所・研究教育系・教授・山岸久雄
京都大学・生存圏研究所・教授・山本衛
情報・システム研究機構・国立極地研究所・研究教育系・教授・中村卓司
（申請当時：京都大学・生存圏研究所・准教授）</td></tr>
<tr><td colspan="4">成果論文リスト</td></tr>
</table>

1. はじめに

南極地域観測の第VII期計画重点プロジェクト研究観測（極域の宙空圏－大気圏結合研究）の主要観測装置であり、かつ南極昭和基地大型大気レーダー（PANSY）のパイロットシステムも兼ねる下部熱圏探査レーダーの電波免許試験および国内運用試験を MU レーダーサイトの一角において実施した結果を報告する。

2. 研究背景と目的

南極域の大気は、その地球規模循環に帰依する重要性にも関わらず、観測例が少ないため理解は十分ではない。国立極地研究所を中心とするプロジェクトグループでは、極域大気の複合観測を行うべくこれまでの光学、電波、磁場などの観測機器ネットワークに加え、南極昭和基地への VHF 大型大気レーダー（PANSY）の設置を計画している（佐藤他、2002）。

平成 20 年 12 月出発の第 50 次南極地域観測隊では、そのパイロットシステムを兼ねる下部熱圏探査レーダーを流星風などの観測のために昭和基地に導入した。消費出力削減のために新しい技術であるE級増幅原理に基づく送信機を使用するなど新規開発装置であるので、南極昭和基地での運用に先立ち装置の校正の実施と、信頼性と精度の向上を図る必要があり、20 年以上の観測実績を持つ MU レーダーと連動した試験運用を平成 20 年 6 月から 9 月において実施した。

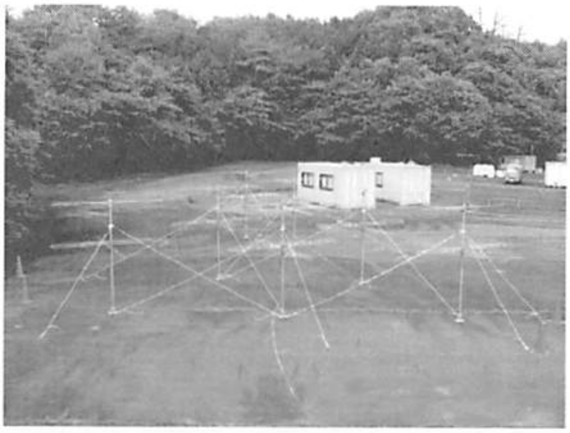
日本国内において予備観測を実施しておくことにより、万一の不良や故障など不測の事態に際しても対処することが可能となり、南極昭和基地において新規設置からの運用に際するリスクが最小化される。

3. 研究の方法

レーダー装置の主要諸元を表 1 に示す。装置は、落成検査の期日に合わせ、図 1 に示すように MU レーダー南側のアスファルト面に設置を行った。

システム	アクティブフェイズドアレイ方式のパルスドップラーレーダー
中心周波数	47MHz、帯域幅 6MHz、電波型式 V1X
アンテナ	3 本の直交八木アンテナ
送信機	個々の八木アンテナ直下に E 級増幅原理に基づく送信モジュール(500W)。送信ピーク電力 1.5kW。平均出力 75W
受信機	デジタル受信機による 3 チャンネルシステム

表 1　下部熱圏探査レーダーシステム主要諸元



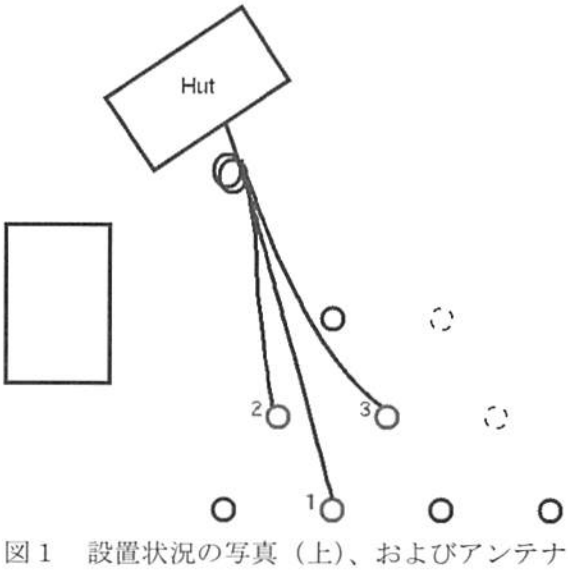


図 1　設置状況の写真（上）、およびアンテナ配置図（下）。試験アンテナは 7 本設置し、その内の 3 本をレーダー運用に使用した。

MU レーダーと使用周波数帯が重なる装置であるため、以下のように運用を実施した。

① 受動観測：　本レーダーに比して 28dB 以上送信電力の大きい MU レーダーによる散乱波

を受信することにより流星散乱の受動観測を実施。

② タイムシェアリング観測： MU レーダーの運用されていない週末を中心に送信を行って、単独で観測を実施。

③ 長期擬似観測： ダミーロードによる擬似空中線を接続した上で電波を放射することなく、連続運用の試験を実施。

4. 観測結果

2008 年 7 月 25 日に電波免許試験を受験して問題なく免許を取得し、その直後より予定通り運用試験を開始した。9 月末の運用試験期間終了までに無事、動作を確認した後、撤収・梱包し、2008 年 11 月出発の南極地域観測隊にて搬送して南極昭和基地に設置した。

信楽で得られた観測データから、流星飛跡の時空間分布の例を図２に示す。エコー数、レンジ分布など、小型流星レーダーとして良好な結果が得られている。また、高度 90km 付近を中心として、80〜100km の領域に分布しており、MU レーダーによる流星エコー観測と同等の分布域であることから干渉計観測が良好に行われていることも確認できた。

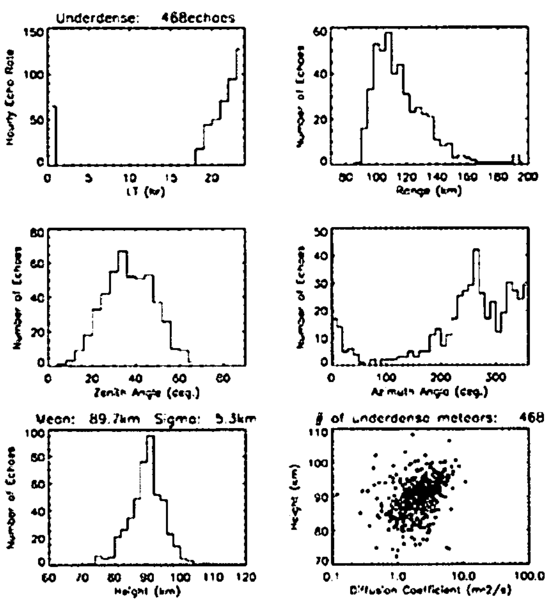


図２　2008 年 7 月 25 日 18：30〜24：37 に得られたデータを元にした、電離流星飛跡の時空間分布の例。

図３に図２の観測データ例を元にした風速推定結果を示す。高度 80〜100km の領域において、1 時間・4km 程度の時間高度分解能で風速推定が行えた。風速場の時間発展の様子が捉えられている。

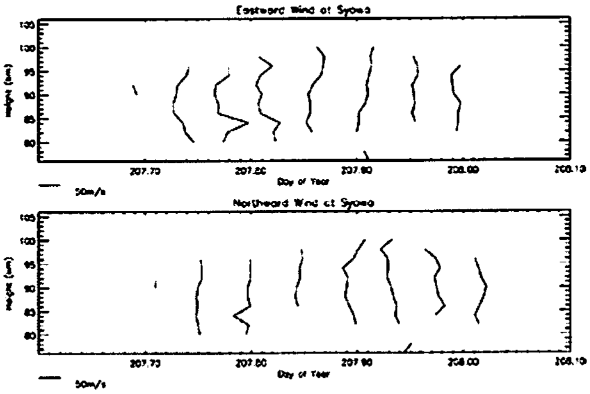


図３　2008 年 7 月 25 日 18：30〜24：37 に得られたデータを元にした水平風速推定例。

5. まとめ

MU レーダーサイトの一角を使用して、下部熱圏探査レーダーの電波免許受験と試験運用を実施した。南極での実運用に先立つレーダーシステムの動作確認と問題抽出のための非常に有用なデータが得られた。

6. 参考文献

佐藤　薫、堤　雅基、麻生武彦、佐藤　亨、山内　恭、江尻全機、これからの南極観測－南極昭和基地大型大気レーダー計画－、2002 年度春季大会シンポジウム「21 世紀の極域科学－今なぜ南極観測なのか－」の報告、天気、50、619－624.

研究題目	地上光学・電磁波観測器とＭＵレーダーを用いた雷活動と電離圏擾乱現象の同時観測		
研究期間	2007年後期～2008年後期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所研究所・日本学術振興会特別研究員（ＰＤ）	氏名	足立透
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・山本衛 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教・大塚雄一 北海道大学大学院理学研究院・教授・高橋幸弘 北海道大学大学院理学研究院・講師・佐藤光輝		

成果論文リスト

Adachi, T., Y. Takahashi, R. R. Hsu, H. T. Su, A. B. Chen, S. B. Mende, and H. U. Frey, Transient luminous events as lightning effects in the lower ionosphere: Recent progresses by ISUAL measurements on FORMOSAT-2 satellite, *12th International Symposium on Equatorial Aeronomy*, Session 8, Crete, Greece, 18-24 May, 2008.

Adachi, T., M. Yamamoto, Y. Otsuka, Y. Takahashi, U. S. Inan, VHF radar echoes in the lower ionosphere associated with lighting discharges, *AGU Chapman Conference*, EV-01, University Park, Pennsylvania, 10-14 May, 2009.

1. はじめに

雷放電による下部電離圏の擾乱はその存在が理論的に予測され、それを支持するいくつかの観測結果が出されているものの、レーダーなどの直接的な手法で確認されてはいない。そこで、この現象を初めて直接に捉えることを目的とし、雷観測装置と MU レーダーを用いた同時観測を行った。その結果、下部電離層のレーダー観測点の真下を雷雲が通過した時間帯に、4つの連続して発生した雷放電に1対1で対応する高度 80-90 km の電離圏エコーを発見した。本報告では、観測された現象の特徴をまとめ、その発生機構について議論する。

2. 研究背景と目的

雷放電による電離圏D領域の擾乱現象は、過去に多くの研究によって確認されている。これらの擾乱現象は、主に VLF 帯標準電波の変調を用いた手法によって観測されており、水平スケールは数 10 km から数 100 km に渡ることが示唆されている。その一方で、さらにスケールの小さい擾乱現象の存在も報告されており、よく知られたものの1つにスプライトなどのプラズマ発光現象が挙げられる。スプライトは多数のストリーマ型のプラズマ構造からなり、最小単位の空間スケールは数 10 m ほどである。

過去にこのような小さいスケールの擾乱現象をアクティブ・レーダーで観測したとの報告がある。Rumi (1957)は、VHF レーダーを用いた観測を行い、中・高層大気中におけるプラズマ現象の存在を示唆した。さらに 1990 年代後半には、HF 帯・VHF 帯レーダーで雷放電起源と考えられるエコーの報告が相次いでいる。しかしながら、それらの多くは雷の同時観測を行っておらず、その結論は推測の域に止まっている。

そこで本研究では、MU レーダーの電離圏観測と雷電波・光学観測を同時実施し、両者の関係を初めて直接的に実証することを目的とする。

3. 研究の方法

本研究では、MU レーダーと VLF 電磁波、および光学観測を同時運用した。図1は観測ジオメトリを表したものである。まず、京都大学生存圏研究所の建物屋上（135.80 E deg, 34.91 N deg）に光学・VLF 帯電波観測装置を配置した。昼夜問わない雷の観測を実現するため、高感度カメラとレンズを連動させ、光学観測装置に自動感度調整機能を持たせた。また、カメラの視野は地理北に固定し、高い雷活動が見込まれる北陸地方をターゲットとした。一方で、VLF 帯電波観測装置は電場ダイポールアンテナと磁場直交ループアンテナから成り、1-40 kHz の周波数帯を観測した。これらの装置によるデータは2台のパーソナルコンピュータに入力し、トリガー方式による記録を行うことで長期間にわたる効率的な観測の実現を目指した。

MU レーダーは下部電離圏(80-90 km)における過渡的なエコーを取得するため、表1にあるモードで運用した。擾乱現象の空間スケールを把握するために4方向のビームを用い、また、電離圏D領域の観測を可能とするようにレンジ分解能や最小レンジ、IPP を最適化した。さらに、短時間スケールの解析が可能となるように、受信信号の生データを記録した。

2007 年から 2008 年にかけて、気象条件が整いかつレーダー運用が可能な日を選んで観測を実施した。数少ない機会を最大に生かすため、スケジュール観測に加えて割込み観測を精力的に行った。その結果、3 シーズン中の観測待機日数は計 47 日間であり、実際のレーダー運用日数は計 15 日間であった。本報告では、そのうちで最も理想的な観測条件を有する 2008 年 8 月 23 日のデータに注目し、雷放電と電離層エコーとの関係性を議論する。

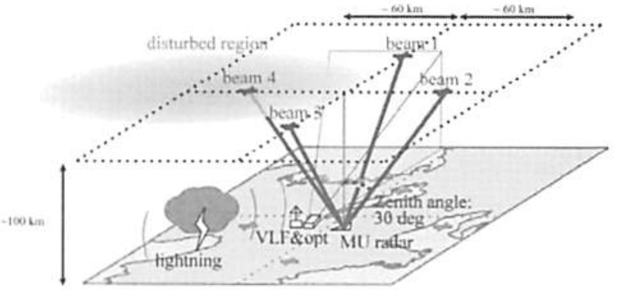


図1：観測ジオメトリ

表1：MU レーダーの運用モード

ビーム数	4
ビーム方位角	0, 90, 280, 270 deg
ビーム天頂角	全て 30 deg
レンジ分解能	4.8 km
最小レンジ	63 km
IPP	9 ms
パルスコード	11-bit Barker

4. 観測結果

本研究で注目する2008年8月23日は、夜間に強い低気圧が日本列島を通過した。18:00LTに香川県西部上空に位置した雷雲が、徐々に発達しながら北東に進み、21:00-24:00LT にかけてビーム3（方位角 270 deg, 天頂角 30 deg）の電離層観測点の真下を通過した。図1は当日の雷活動を表したものである。本研究における1地点雷観測は、その発生位置を決定することはできないものの、観測点から見た方位を誤差約2度の精度で決定することが可能である。図2上は、雷電波とターゲットの雷雲領域の方位角を比較したものである。両者の方位角が良く一致しており、当日に観測された雷放電のほとんどがこの雷雲内で発生したものであることを示す。なお、雷の方位角の決定には 180 deg の不確定性が存在するが、対の方位に雷雲が存在しないことを他の気象観測データから確認している。図2下は、観測された雷電波のうち、図2上で雷雲の領域内に位置するイベントのみを取り出し、検出数の時間推移を表したものである。22:10-22:20LT にピークを有し、その値は10分平均で 40/min である。これは典型的な雷雲の成熟期における雷放電活動度に等しい。ここで、雷雲の接近に従って観測点・雷放電間距離が短くなる傾向にあったため、雷電波の検出率も時間とともに高くなった可能性が考えられる。しかしながら、その効果は距離に線形的な関数であるのに対し、21:00-23:00LT の振舞いは非線形であり、かつ、同時刻の気象レーダーが 22:00LT に最大降雨量を観測していることから、22:10-22:30LT 付近のピークは雷雲の成熟期に相当するものと結論付けられる。

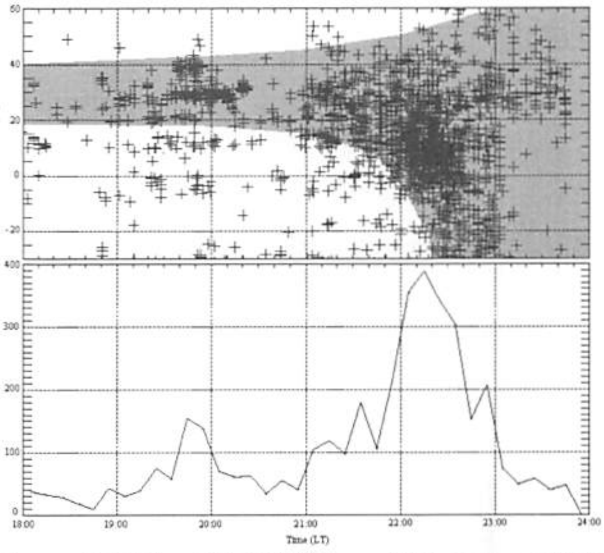


図２：雷活動の時間的推移。（上）ＶＬＦ帯雷電波（＋印）と雷雲（灰色領域）の方位角。（下）雷電波の検出数。

図3は 22:05－22:06LT にかけて観測された、（上）高度 70-100 km 及び（中）140-170 km における MU の電離圏エコーパワーと（下）雷電波の検出時刻・強度を表したものである。ここで、1分半ほどの時間帯に主に4つの強い雷電波とそれに付随する弱い雷電波が検出された。図3中にあるように、これらの雷電波と同期して、高度 70-100 km のレンジにおいて強いエコーが発生しており、その最大値は高度 80-90 km のレンジで確認された。Rodger et al. (2001) によれば、雷放電起源の電磁パルスによる電離圏擾乱は高度 85-95 km に発生すると見積もられている。本観測で確認された電離圏エコーも同高度に位置しており、理論的予測と整合した結果と言える。また、さらに高高度の領域(図3上)ではエコーが観測されていない。MU レーダー観測では、IPP=9 ms で4ビームのデータをサイクリックに取得しており、図4は 25 サイクル分の積分値（0.9 秒間積分）を表示したものである。もし観測されたエコーが雷電波を直接受信したことによるフェイクデータであれば、それは数 100 ms もの持続時間を持つため、他のレンジ・ビームでも同様に観測される。しかしながら、図3上で他の高度領域ではエコーが確認されないことから、得られた結果は高度

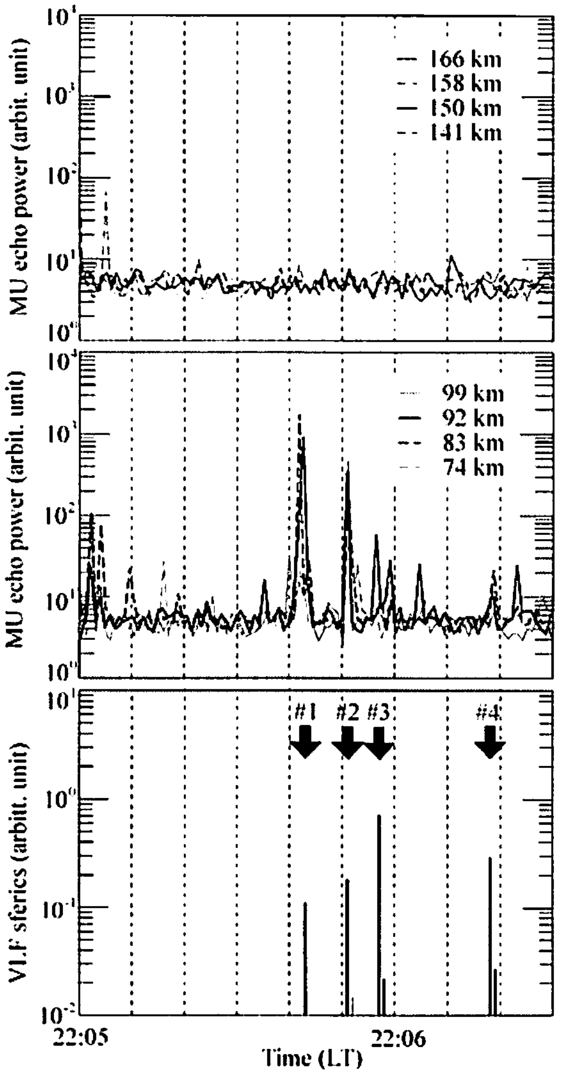


図３：(上) 高度 140-170 km と (中) 高度 70-100 kmにおけるMUレーダーのエコーパワーデータ。(下) 雷放電電波の検出時刻とパワー。

80-90 kmにおける電離圏擾乱による真のエコーであることを示唆する。また、4 方向の各ビームの受信エコー強度を比較したところ、雷雲上空を観測したビーム 4 (方位角 270 deg) に加えて、イベント#1 では他の全てのビームにおいて、イベント#2 はビーム 3 (方位角 180 deg) で、イベント#3, #4 はビーム 3 及びビーム 1 (方位角 0 deg) で、それぞれ同じ高度領域にエコーが確認された。これらの結果は、本研究で観測された擾乱現象が水平約 100 km もの広範囲に渡って存在することを示唆する。

一方で、いくつかの点において、理論的な予測と異なる特徴が確認された。まず、雷電波強度と電離圏エコー強度に相関が見られなかった。これは、帰還雷撃のような雷放電の鉛直放電路だけでなく、例えば水平放電路などの、地上 VLF 観測では捉えられない雷成分が寄与する可能性を示唆する。また、観測されたエコー強度が、電子密度増加に伴うインコヒーレントなエコーの予測値に比べて極めて大きいものであった。これは、雷が印加する電磁場によって何らかのプラズマ構造が作られ、それによってコヒーレントなエコーが生じるといった、新たな物理機構を考慮する必要性を示唆する。Zabotin et al. (2001) は数値計算を行い、雷放電起因の静電場によって微小流星を核とした数 m から数 10 m スケールのプラズマ構造が形成されることを報告した。もし、このような構造を MU レーダーで観測すると、強いコヒーレントエコーが捉えられると考えられる。

5. まとめ

本研究では、4 つの連続して発生した雷放電に同期した下部電離圏エコーの観測に初めて成功した。エコーのピークは高度 80-90 km に見られ、水平規模約 100 km もの範囲で見られた。エコーは背景に対して 1-2 ケタの強度を有するため、何らかのプラズマ構造の生成によるコヒーレントエコーの可能性を考える必要が示唆された。今後、本報告で注目した時間帯以外のデータを解析し、現象の普遍的な特徴や発生条件を明らかにする必要がある。

6. 参考文献

Rodger, C. J., M. Cho, M. A. Clilverd, and M. J. Rycroft, Lower ionospheric modification by lightning-EMP: Simulation of the night ionosphere over the United States, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2, 199-202, 2001.

Rumi, G. C., VHF radar echoes associated with atmospheric phenomena, *J. Geophys. Res.*, 62, 4, 547-564, 1957.

Zabotin, N. A., J. W. Wright, Role of meteoric dust in sprite formation, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 13, 2593-2596, 2001.

<table>
<tr><td>研究題目</td><td colspan="4">磁気嵐期間の中低緯度帯D領域電離圏の電子密度変動</td></tr>
<tr><td>研究期間</td><td colspan="4">2005年前期～2005年後期</td></tr>
<tr><td>研究代表者
所属・職</td><td colspan="2">千葉大学大学院工学研究科・助手</td><td>氏
名</td><td>大矢　浩代</td></tr>
<tr><td colspan="2">研究協力者
所属・職・氏名</td><td colspan="3">なし。</td></tr>
<tr><td colspan="5">成果論文リスト</td></tr>
</table>

1. はじめに

本研究の目的は，tweek 空電の反射高度の高精度推定により，磁気嵐期間の中低緯度帯D領域電離圏の電子密度変動を明らかにすることを目的とする。Tweek 空電とは，雷放電から発生し，地球—電離層導波管内を数千km長距離伝搬するVLF/ELF帯電磁波である。その反射高度での電子密度は 20-28cm^{-3} であり，反射高度の低下（上昇）は，電子密度増加（減少）に対応する。中性風のD領域高度に対する影響を調べるため，MU レーダーのデータベースを使用する。

2. 研究背景と目的

本研究の目的は，tweek 空電の反射高度の高精度推定により，磁気嵐期間の中低緯度帯D領域電離圏の等電子密度変動を明らかにすることを目的とする。共同利用当時の2005年には，tweek 反射高度変動の要因が全く分からなかったため，MU レーダーで測定された中性風の観測データベース，信楽のイオノグラム，LF帯標準電波の強度，磁場データや MF レーダー等，他の観測データとの比較を行った。のちに，このD 領域反射高度変動は放射線内帯の変動を反映しており，放射線帯粒子の変動のモニターの一つとして重要な意味を持つことが徐々に明らかになった。

3. 研究の方法

磁気嵐期間に母子里および鹿児島で観測された tweek 反射高度推定を行い[Ohya et al., 2003]，MU レーダーおよびMF レーダーで測定された中性風データ，信楽のイオノグラム，LF帯標準電波，磁場データや MF レーダーによって推定された電子密度プロファイル等，他の観測データとの比較を行う。

4. 研究結果

2000年10月2-12日および2006年12月11-21日の磁気嵐期間の tweek(s)を解析した。2000年 10 月の磁気嵐開始時（10 月 2 日 14:50-15:50UT）には，反射高度が母子里受信で 87.8 km→79.1 km，鹿児島で 89.6 km→80.6 kmに低下した。さらに，翌 3 日 12:50UT にも，約89 kmの反射高度から母子里で 79.0 km，鹿児島で 82.9 kmまで低下した。MU レーダーの中性風データとの相関はみられなかった。

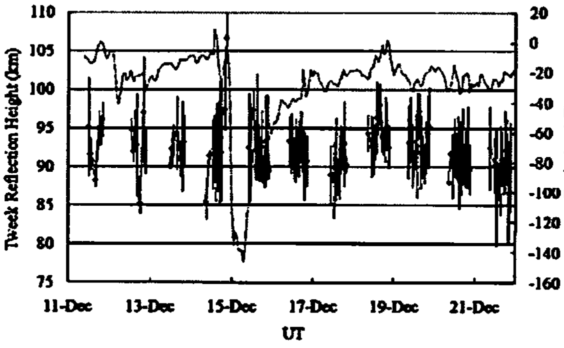


図 1:2006年12月の磁気嵐期間の tweek 反射高度変動

2006 年 12 月の磁気嵐では，反射高度は初相（12 月 14 日 17:50-20:50UT，91.9 km→106.7 km）および回復相（12 月 15 日 9:50-12:50UT，91.9 km→97.4 km）で突然上昇した（図 1)。どちらの磁気嵐でも，Dst 値の変動に対応して tweek 反射高度の変動が起こっていた。

5. まとめ

本研究により，磁気嵐期間に tweek 反射高度が数時間にわたって約 9-15km 変動したことが分かった。その反射高度変動は，Dst 値の変動と対応している傾向が見られた。Tweek 反射高度変動は，放射線帯内帯の高エネルギー電子フラックスの変動に対応している可能性がある。

6. 参考文献

Ohya, H., M. Nishino, Y. Murayama, and K. Igarashi, Equivalent electron densities at reflection heights of tweek atmospherics in the low-middle latitude D-region ionosphere, *Earth, Planets and Space*, 627-635, 2003.

Ohya, H., M. Nishino, Y. Murayama, K. Igarashi, and A. Saito, Using tweek atmospherics to measure the response of the low-middle latitude D-region ionosphere to a magnetic storm, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 697-709, 2006.

Ohya, H., K. Shiokawa, and Y. Miyoshi, Development of an automatic procedure to estimate the reflection height of tweek atmospherics, *Earth, Planets and Space*, 837-843, 2008.

研究題目	レーダー・光学観測を中心とする電離圏E領域・F領域間相互作用観測計画FERIX (F - and E - Region Ionosphere Coupling Study)		
研究期間	2004年度前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・教授	氏名	山本衛
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・助教授・山本 衛 京都大学生存圏研究所・教授・深尾 昌一郎 京都大学生存圏研究所・助教授・橋口 浩之 京都大学生存圏研究所・助手・山本 真之 京都大学生存圏研究所・助教授・中村 卓司 京都大学大学院理学研究科・助手・斎藤 昭則 名古屋大学太陽地球環境研究所・教授・小川 忠彦 名古屋大学太陽地球環境研究所・助手・大塚 雄一 独立行政法人通信総合研究所電磁波計測部門・専攻研究員・斉藤 享 京都大学生存圏研究所・学振特別研究員・横山 竜宏 SRI International・研究主幹・Roland T. Tsunoda （所属・職はすべて観測当時のもの）		

成果論文リスト

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, A. Maegawa, and A. Saito, Observational evidence of coupling between quasi-periodic echoes and medium scale traveling ionospheric disturbances, Ann. Geophys., in press, 2007.

Otsuka, Y., F. Onoma, K. Shiokawa, T. Ogawa, M. Yamamoto, and S. Fukao, imultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and E-region field-aligned irregularities t idlatitude, J. Geophys. Res., 112, A06317, doi:10.1029/2005JA011548, 2007.

Kotake, N., Otsuka, Y., Ogawa, T., Tsugawa, T., Saito, A., , Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California, Earth Planets and Space, 59, 95-102, 2007.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and A. Maegawa, Observations of three-dimensional structures of quasi-periodic echoes associated with mid-latitude sporadic-E layers by MU radar ultra-multi-channel system, Geophys. Res. Lett., 33(14), L14109, 10.1029/2005GL025526, 2006.

Ogawa T., Y. Otsuka, M. Yamamoto, Characteristics and implications of Doppler spectra of E region quasi-periodic echoes observed by the multibeam middle and upper atmosphere radar, J. Geophys. Res., 111, A05309, doi:10.1029/2005JA011335, 2006.

1．研究の概要

我々はこれまで MU レーダーを中心とする数多くの観測によって、中緯度域の電離圏イレギュラリティ (Field-Aligned Irregularity; FAI) に非常に特徴的な空間構造が生じることを明らかにしてきた。MU レーダーの磁力線直交モード観測から得られた顕著な発見は、電離圏 E 領域においては数分から数十分の周期的な構造を有する「準周期エコー」であり、F 領域 FAI (以下では F-FAI) においては、最下層の波動構造の上部に数 100 km 規模の巨大な「泡 (plume)」が成長すると言うダイナミックな空間構造である。現在までの研究から、E 領域 FAI (以下では F-FAI) の準周期構造は、スポラディック E 層 (Es 層) に現れる十数 km スケールの水平構造 (粗密構造) に起因する分極電界の作用で生じるものと考えられている(Maruyama et al., 2000 など)。一方、F-FAI に関しては、伝搬性電離圏擾乱 (Traveling Ionosphere Disturbance; TID) との一致性が観測されており、分極電界の作用がクローズアップされている。電離圏内では、分極電界は地球磁力線に沿って数百 km 以上にわたってほとんど減衰なしに伝播しうるため、当然 E-FAI と F-FAI の間には相互の関係が予想される。しかしながら後述するような観測上の問題点から、現在までこの関連が明らかにされてきたとはいえない。本研究は、最近クローズアップされてきた電界を通じた電離圏 E 領域・F 領域の相互作用の解明を目的として実施された。以下に示すように、この問題に対して多面的に取り組んだ。

○MU レーダーを中心とする中緯度における同一磁力線 E・F 領域同時観測

FAI 観測用レーダーとして卓越した性能を誇る MU レーダーを活用して日本上空の観測を実施し、中緯度域における電離圏 E 領域・F 領域相互作用を明らかにした。具体的には、通常は MU レーダー観測所に設置・運用されている下部熱圏プロファイラーレーダー (LTPR) を MU レーダーの北方数百 km の位置に設置し、MU レーダーから F 領域 FAI 観測と E 領域観測の切替え観測を実施中に、LTPR による E 領域 FAI 観測を実施した。FERIX (F and E Region Ionospheric Coupling Study) と名づけられた観測キャンペーンについては次節で概要を示す。

○計算機シミュレーションによる分極電界の生成と E・F 領域の相互作用の研究

分極電界の生成と伝搬に関しては観測のみから十分な物理的理解を得ることは不可能である。本研究課題においては、3 次元の大規模計算機シミュレーションを開発し、中性大気波動に基づく E 領域における分極電界の生成と電子密度の空間変動の解明を図ると同時に、F 領域電子密度の変動が E 領域で生成される分極電界の大きさと沿磁力線マッピングの様子に大きく影響する状況の解明を図った。

2．FERIX 観測の概要

E-FAI・F-FAI の相互関係を明らかにするため、MU レーダーと可搬型 VHF レーダーを中心とする観測キャンペーン FERIX (F and E Region Ionospheric Coupling Study) を 2004 年夏季に実施した。そのために MU レーダーから F-FAI の 16 ビーム観測を実施し、通常は信楽 MU 観測所に設置されている可搬型の下部熱圏プロファイラーレーダー (LTPR) を山形県酒田市に設置し同一磁力線上の E-FAI を観測した。FAI エコーは地球の磁力線に対する極めて高い直交性が知られている。そのためレーダーのビーム方向を磁力線に対して直交するように設定しなければならず、一つのレーダーのみで観測高度が約 200 km 離れている E-FAI と F-FAI を同

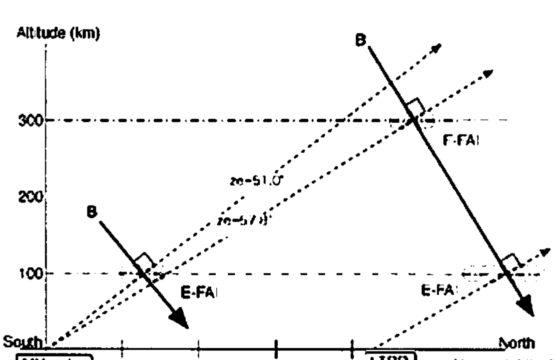


図 1　E 領域 F 領域 FAI の同時観測の概念図

時に観測することは不可能である。すなわち同時観測は図 1 に示すように、MU レーダーで F-FAI を観測する場合、E-FAI の観測は MU レーダーより 400 km 近く北方から行わなければ磁力線との直交性を満たせない。MU レーダーの真北に可搬型レーダーを設置して、北向きのビームで E-FAI を観測するのではなく、図 2 に示すように山形県酒田市から西向きのビームで観測する方法で同時観測を実現した。

FERIX キャンペーン期間中には(独)情報通信研究機構により東北地方の 3 地点(酒田、弘前、宮古)におけるアイオノゾンデ観測、名古屋大学太陽地球環境研究所による信楽および酒田からの大気光イメージャ観測も行われた。また京都大学理学研究科によって東北大学蔵王観測所から大気光のファブリーペロー観測も行われた。E-FAI の観測は 5 月 26 日から 8 月 19 日までトラブルによる停止を除き原則的に毎晩 18 時から翌朝 6 時まで行った。一方で MU レーダーによる F-FAI 観測は大気光イメージャーとの兼ね合いから、キャンペーン期間中の新月前後の期間に当たる、6 月 10～20 日、7 月 9～19 日、8 月 13～19 日の計 29 夜の 18 時から翌朝 6 時まで実施した。図 3 に、MU レーダーによる F-FAI の 16 ビーム方向観測の観測領域を緑色の線で示す。途中の赤線部分が高度 300 km 付近に対応しており、これを磁力線に沿って高度 100 km に投影すると、より北方に見られる短い赤線に対応する。つまり MU レーダーと LTPR の観測領域は、水平には図 3 に示すような位置関係にある。

3．研究実施内容

本研究の研究の経緯は下記のとおりである。

平成 15 年度

下部熱圏プロファイラーレーダー(LTPR)を MU レーダーの北方に移設し、MU レーダーとの同時観測から F-FAI と E-FAI のカップリングを明らかにする観測キャンペーン FERIX (F- and E-Region Ionosphere Coupling Study)の準備をすすめた。LTPR 観測場所として山形県酒田市を選定し、無線局免許の取得のほか、移動観測に必要な改修を実施した。また通信総合研究所では東北地方に FM-CW レーダー3 台からなるネットワークを形成し、FERIX に参加することが決定し、そのための準備も並行して行われた

3 次元の大規模計算機シミュレーションを開発し、中性大気・電離大気の相互作用に基づく分極電界生成メカニズムと電離圏 E・F 領域相互作用について研究を進めた。中性大気中を下方から伝搬してくる大気重力波がスポラディック E 層を変調することで分極電界が生じ、これが F 領域まで影響を与える可能性が明らかになった。

平成 16 年度

中緯度域における観測キャンペーン FERIX (F- and E-Region Ionosphere Coupling Study) 実施のため、5～9 月の期間、下部熱圏プロファイラーレーダー(LTPR)と大気光イメージャを山形県酒田市に設置し、MU レーダーとの同時観測を実施した。情報通信研究機構の協力を得て

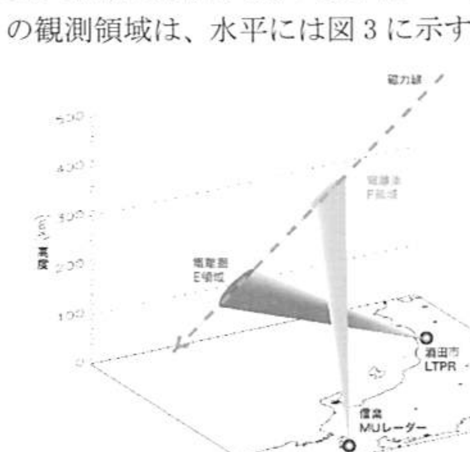


図 2　FERIX 観測に用いられたレーダーと観測領域

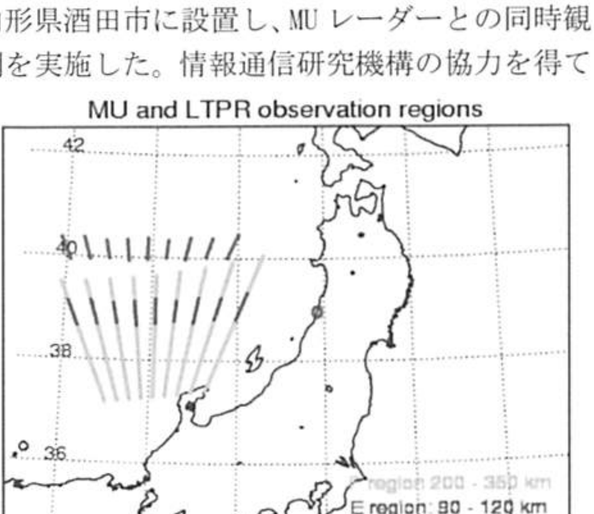


図 3　FERIX 観測領域の水平分布

FM-CW アイオノゾンデを酒田市を含む東北地方3ヶ所に設置して更に大きなネットワークを形成して観測を行った。FERIX 観測成果の解析を進め、F-FAI エコーが出現するときに、同一磁力線で結ばれたE領域においてE-FAI エコーの形状が大きく変化し、両者が同じ方向に水平移動することを明らかにした。

4．解析結果

2004年6月から8月中旬までのFERIXキャンペーン期間中、酒田からのE領域観測はトラブルがない限り毎夜行い、一方でMUレーダーによるF領域観測は大気光イメージャ観測との兼ね合いから期間中の新月前後、計29夜に行った。E領域のエコーは毎夜観測されたが、F-FAIは29夜のうち14夜しか観測されなかった。E・F領域で同時間にエコーが観測されている日について、F領域は多ビーム解析、E領域は干渉計解析を行い両領域のFAIエコーの空間的な位置を決定した。F-FAIを磁力線に沿ってE領域高度である100kmに投影し、E-FAIとの対応関係を比較したところ、カップリングしていると思われる例が10夜あった。F-FAIが存在しないときのE-FAIは地図上にマッピングすると酒田における110kmの磁力線直交線上に最大で東西約200kmの長きにわたって位置し、F-FAIの発生、移動に伴いE-FAIは形を小さく変え、ともに西へ移動することが確認できた(図4)。

5．まとめ

観測成果は以下のようにまとめられる。まず、F-FAI の存在にかかわらず E-FAI は発生し、F-FAI のないときの E-FAI は東西方向に長く分布する。110km の磁力線直交線上に沿って分布し、分布の時間的な変動が小さいことが多い。一方 F-FAI が発生すると、磁力線を介してつながった領域にある E-FAI は比較的小さな構造に分かれ、ほぼ同じ位相速度で F-FAI と同じ方向に動いた。

F-FAI が F 領域の分極電場の発生に伴って現れ、E-FAI がスポラディック E 層の分極電場によりもともと存在していると考えると、E-FAI は磁力線を介して F 領域の電場変動の影響を受けるのではないかと考えられる。よって F 領域の電場をさらに詳しく調べる必要がある。

4．参考文献

Maruyama, T., S. Fukao, and M. Yamamoto, A possible mechanism for echo striation generation of radar back scatter from midlatitude sporadic E, Radio Sci., 35, 1155-1164, 2000.

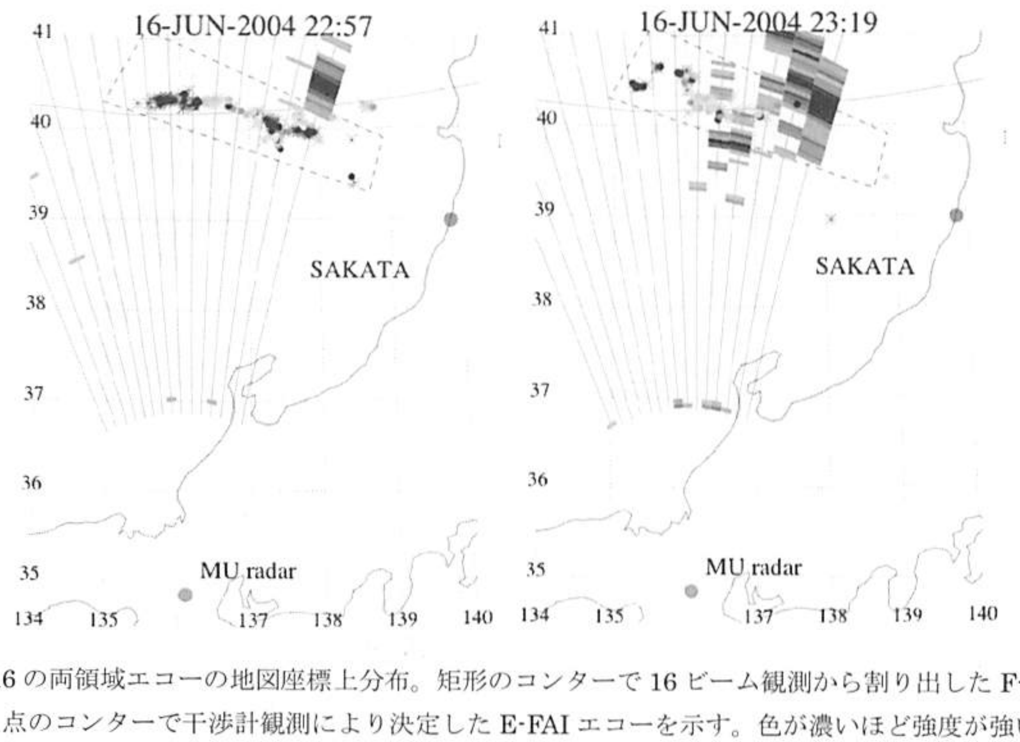


図4　6/16 の両領域エコーの地図座標上分布。矩形のコンターで 16 ビーム観測から割り出した F-FAI エコー、点のコンターで干渉計観測により決定した E-FAI エコーを示す。色が濃いほど強度が強い。

研究題目	MU レーダー、LTPR、GPS-TEC による 電離圏 E 領域 F 領域カップリングの研究		
研究期間	2005 年度前期～2006 年度前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・教授	氏名	山本衛
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・山本 衛 京都大学名誉教授・深尾 昌一郎 京都大学大学院理学研究科・助教・斎藤 昭則 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教・大塚 雄一 独立行政法人情報通信研究機構・電磁波計測部門・専攻研究員・斉藤 享 米コーネル大学・日本学術振興会特別研究員・横山 竜宏 京都大学生存圏研究所・日本学術振興会特別研究員・足立 透 米 SRI International・研究主幹・Roland Tsunoda 米クレムソン大学・教授・Miguel Larsen 米 NASA/GSFC・上級研究員・Robert Pfaff 米 NRL・上級研究員・Paul Bernhardt 台湾国立中央大学・教授・Y.-H. Chu （所属・職はすべて観測当時のもの）		

成果論文リスト

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:10.1029/2008JA01390, 2009.

Yokoyama, T., D. L. Hysell, Y. Otsuka, M. Yamamoto, Three-dimensional simulation of the coupled Perkins and E-s-layer instabilities in the nighttime midlatitude ionosphere, *J. Geophys. Res.*, **114**, A03308, 2009.

Yokoyama, T., Otsuka Y, Ogawa T, M. Yamamoto, First three-dimensional simulation of the Perkins instability in the nighttime midlatitude ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **35**(3), L03101, 2008.

Saito, S., M. Yamamoto, 他 2 名, A. Saito, Observational evidence of coupling between quasi-periodic echoes and medium scale traveling ionospheric disturbances, *Ann. Geophys.*, **25**, 2185-2194, 2007

Otsuka, Y., F. Onoma, K. Shiokawa, T. Ogawa, M. Yamamoto, 他 1 名, Simultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and E region field-aligned irregularities at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, **112**, A06317, 2007.

Saito, S., M. Yamamoto, 他 2 名, Observations of three-dimensional structures of quasi-periodic echoes associated with mid-latitude sporadic-E layers by MU radar ultra-multi-channel system, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L14109, 10.1029/2005GL025526, 2006.

1. はじめに

中緯度域の電離圏は、強い赤道ジェット電流が存在しプラズマバブル現象が発生する磁気赤道域や、宇宙空間からの高エネルギー粒子の降込みに伴ってオーロラ現象が現れる極域の電離圏と違って、比較的静かな領域と考えられていた。しかしながら研究代表者らは、1980年代後半から MU レーダー観測から中緯度域における活発な電離圏イレギュラリティ(Field-Aligned Irregularity; FAI)を発見し、SEEK (Sporadic-E Experiment over Kyushu)及び SEEK-2 に代表される大規模な観測実験を実施し、計算機シミュレーションによるモデル検証などを継続して、そのダイナミックで複雑な様相を明らかにしてきた(例えば Yamamoto et al., 2005)。

中緯度電離圏の特徴は、ひとつは電離圏プラズマと背景の(電気的)中性大気との密接な相互作用である。電離圏E領域(高度100〜120km)の周期的な構造を有する「準周期エコー」、F領域(高度200-500km)の空間スケール数100 km規模の巨大な「泡(plume)」などは、その最も典型的な表われである。最近の研究からは、プラズマ密度の空間不均一に中性風が加わって分極電界が発生し、これが磁力線に沿って伝播することから、遠く離れた電離圏の相互作用を果たしていることが明らかになっている(例えば Shiokawa et al., 2003)。地球大気には下層で励起した大気波動が上層に伝搬しながらエネルギーと運動量を運ぶ作用があるが、それは電離圏において、中性大気から電離圏プラズマへの力学的相互作用と、磁力線を通じた電離圏の上下層間の電磁力学的相互作用を伴う複雑な流れを形成している。しかしながら、現在までの我々の知識は非常に断片的で限られている。

本研究の目的は、中緯度電離圏における力学的・電磁力学的な大気及び電離圏の上下結合過程の全体像を明らかにすることである。そのため、2007年5〜9月の期間に、同一磁力線上の電離圏F領域ーE領域の相互作用を観測するためにレーダーと大気光観測機器を中心とする統合観測計画 FERIX-2 (F- and E-Region Ionosphere Coupling Study)を実施した。FERIX-2観測の特徴は、MU レーダーに導入された多チャンネルディジタル受信システムを活用したイメージング観測による電離圏FAIの微細構造の観測である。

2. FERIX-2 観測

FERIX-2観測は、まず平成18年度に準備を進めた。観測機器(レーダー制御用PCや八木アンテナ類)の購入、レーダー設置場所の準備、レーダー観測のための無線局免許の取得を実施した。平成19年度には、4月から9月にわたって可搬型レーダーを酒田市(本体)と新潟市(受信専用装置)、大気光イメージャを胎内市に設置・運用するとともに、MU レーダーとの同時観測を実施した。今回は、新たな観測手法として、MU レーダーと LTPR の両方にレーダーイメージングを導入した。また、LTPR からの電波を同期受信できる受信専用システムを新潟市間瀬に新設し、バイスタティック・レーダー観測を行った。

3. 観測結果

2007年7月10日24:00LT付近の E-FAI と F-FAI の水平面での比較例を図1に示す。まず(a) 23:49LT では、E-FAI は高度100km付近に2つの構造と高度120km付近に1つの小領域が観測された。一方 F-FAI は北西-南東に伸びる長い波状構造を示し、波面の向きはおよそ方位角-60度を向いていた。また波面構造はそのスケールが約20km〜30km程度のいくつかの小領域から形成されている。FAI エコーのドップラー速度については、図1では、小領域のほとんどが赤色(遠ざかる向き)を示しているが、単一ではなく緑色(ゼロ近傍)を示す小領域が混ざっている。このことから、F-FAI エコーはドップラー速度の異なる構造が複数混ざっていることがわかった。E-FAI と F-FAI の分布を比較すると、E-FAI の高度100km付近の2つの構造と高度120km付近の小領域は F-FAI の北西-南東に伸びる長い波状構造の端に分布していた。(a) 23:49LT では E-FAI のドップラー速度は小

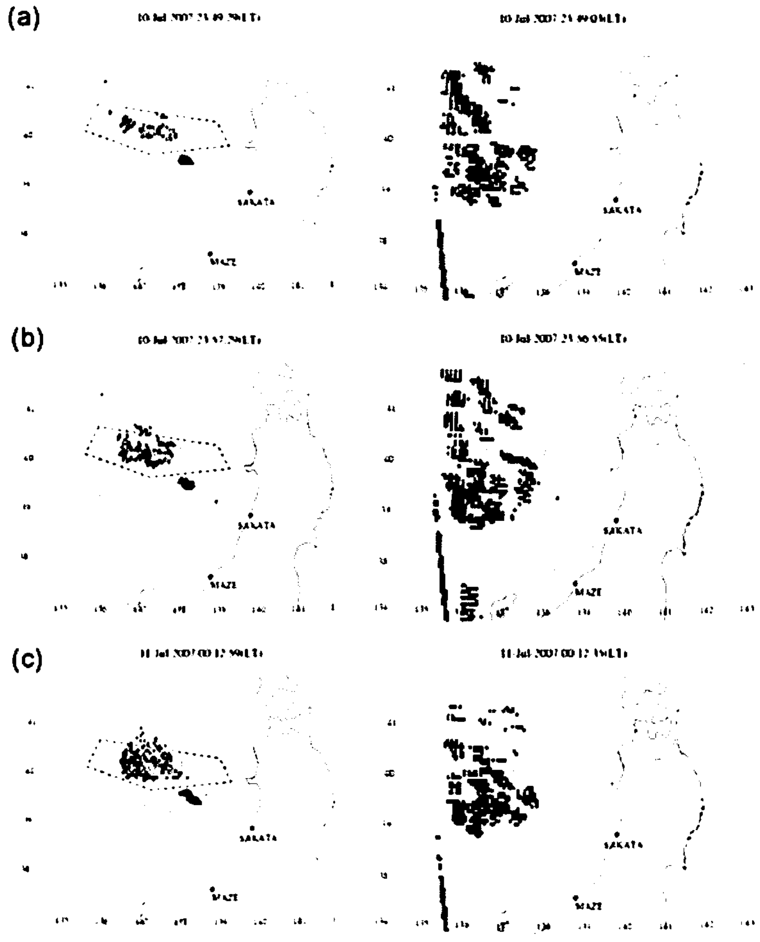


図１：2007 年 7 月 10 日 24:00(JST)頃の E-FAI、F-FAI エコーの水平分布。(a)23:49(LT)、(b)23:57LT、(c)24:12LT。左図は LTPR 観測による E-FAI エコー分布、右図は MU レーダーイメージング観測による F-FAI エコー分布を表す。イメージはともに磁力線に沿って高度 100km に投影している。

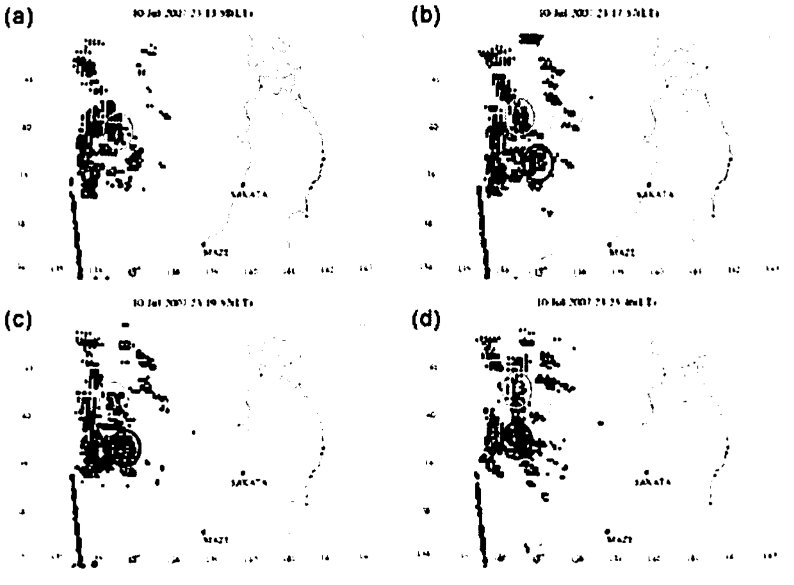


図２：2007年7月10日23:14～23:24LT頃のF-FAIエコー分布の時間変化

さかったが、(b) 23:57LT では様々なドップラー速度が観察できた。E-FAI 全体の構造は東西に広がった分布をしているが、ドップラー速度の色に着目すると東西に広がった分布や北西-南東に広がった分布などいくつかの小領域が分布していることがわかった。F-FAI の分布と比較すると、E-FAI は F-FAI の北西-南東構造と同じ位置、あるいは F-FAI を取り囲むように分布していた。(c) 24:12LT では E-FAI はドップラー速度の異なる 3 つの北西-南東構造を持ち、高度 100km 付近の遠ざかる向きのドップラー速度を示す構造は F-FAI の遠ざかる向きのドップラー速度の分布と良い一致が見られた。

次に F-FAI エコー分布の時間変化を図 2 に示す。2007 年 7 月 10 日の 23:15LT 頃、およそ 10 分間の様子である。まず (a) 23:13:58LT の例で、酒田での高度 100km における磁力線直交線付近に分布する緑色と黄色を持つ構造に着目した (緑線で囲んだ)。構造を追っていくと、時間が進むつれ北西へ方位角-18 度の向きに約 133m/s の速度で伝搬したことがわかった。また (b) 23:17:57LT の例で、東経 137 度、北緯 39 度付近に分布する着目したところ、やはり時間が進むつれ、北西へ方位角-53 度の向きに約 133m/s の速度で伝搬した。複数の小領域から形成される北西-南東に伸びた波面はおよそ方位角-40 度の方位を持ち速度約 74m/s で西方へ動いていった。このような動きは他の時間でも見られ、F-FAI は時間が進むにつれ北西一南東に伸びた波面は西方へ伝播し、波面を構成する一つ一つの小領域は北西へ動いていく様子が観察できた。

4. まとめ

本研究では、FAI 微細構造の観測ため、レーダー・イメージング観測手法を活用した。観測から、F 層 FAI が南西伝搬する波長数 100km の波動(中規模 TID に相当)と北西伝搬する数 10km スケールの小規模構造から構成されることを明らかにした。電離圏相互作用については、F 層 FAI と E 層 FAI は同時に活発化するが、それぞれの小規模構造は磁力線で繋がれた相補的な位置に現れることを明らかにした。

5. 参考文献

Shiokawa, K., Y. Otsuka, C. Ihara, T. Ogawa, and F. J. Rich, Ground and satellite observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbance at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, **108**(A4), 1145, doi:10.1029/2002JA009639, 2003.

Yamamoto, M., Fukao, S., Tsunoda, R. T., and Hayakawa, H.: SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295-2305, 2005.

研究題目	地上観測・ロケット観測・衛星観測を統合した 中緯度電離圏の総合観測
研究期間	2001年度前期～2007年度前期

研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・教授	氏名	山本衛

研究協力者 所属・職・氏名	京都大学宙空電波科学研究センター・助教授・山本 衛 京都大学宙空電波科学研究センター・助教授・橋口 浩之 京都大学宙空電波科学研究センター・助手・山本 真之 京都大学宙空電波科学研究センター・助教授・中村 卓司 京都大学宙空電波科学研究センター・・COE研究員・斉藤 享 京都大学大学院理学研究科・助手・斎藤 昭則 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教授・塩川 和夫 名古屋大学太陽地球環境研究所・助手・大塚 雄一 東北大学大学院理学研究科・講師・高橋 幸弘 独立行政法人通信総合研究所電磁波計測部門・グループ長(研究職)・丸山 隆 独立行政法人通信総合研究所電磁波計測部門・主任研究員・野崎 憲朗 (所属・職はすべて観測当時のもの)

成果論文リスト

Bernhardt, P. A., Selcher, C. A., Siefring, C., Wilkens, M., Compton, C., Bust, G., Yamamoto, M., Fukao, S., Ono, T., Wakabayashi, M., and Mori, H.: Radio Tomographic Imaging of Sporadic-E Layers During SEEK2, *Ann. Geophys.*, **23**, 2357-2968,, 2005.

Larsen, M. F., Yamamoto, M., Fukao, S., Saito, A., and Tsunoda, R. T.: SEEK 2: Observations of neutral winds, wind shears, and wave structure during a sporadic E/QP event, *Ann. Geophys.*, **23**, 2369-2375, 2005.

Maruyama, T., Saito, S., Yamamoto, M., and Fukao, S.: Simultaneous observation of sporadic E by rapid-run ionosonde and coherent VHF radar during SEEK-2, *Ann. Geophys.*, **24**, 153-162, 2006.

Ogawa, T., Otsuka, Y., Onoma, F., Shiokawa, K., and Yamamoto, M.: Relationship between E region field-aligned quasi-periodic radar echoes and lower thermospheric dynamics, *Ann. Geophys.*, **23**, 2391-2399, 2005.

Onoma, F., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Ogawa, T., Yamamoto, M., Fukao, S., and Saito, S.: Relationship between gravity waves in OH and OI airglow images and VHF radar backscatter from E-region field-aligned irregularities during the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2385-2390, 2005.

Saito, S., Yamamoto, M., Fukao, S., Marumoto, M., and Tsunoda, R. T.: Radar observations of field-aligned plasma irregularities in the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2307-2318, 2005.

Yamamoto, M., Fukao, S., Tsunoda, R. T., and Hayakawa, H.: SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295-2305, 2005.

Yokoyama, T., Yamamoto, M., and Fukao, S.: Numerical simulation of midlatitude ionospheric E region based on the SEEK and the SEEK-2 observations, *Ann. Geophys.*, **23**, 2377-2384, 2005.

1. Introduction

SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) is an observation campaign to study spatial structure of Field-Aligned Irregularity (FAI) and sporadic-E (Es) layer by means of two sounding rockets and ground-based observation network with radars and optical instruments. SEEK-2 was planned based on the results from the first SEEK experiment (SEEK-1) in 1996. Figure 1 shows concept of the SEEK-2 experiment. We planned to monitor FAI echoes in the E-region from separated radar sites, and then launch sounding rockets for in situ observations. This figure also includes expectations from the schematic view of the QP echoes and the Es layer structures by Ogawa et al. (2002). While planning the SEEK-2 experiment, we postulated that there are (1) a horizontally-structured Es layer that induces polarization electric fields, and (2) field-elongated plasma enhancements generated by the electric field above it. Keeping basic concept of SEEK-1, we tried to advance the experiment by launching two rockets as close as possible in time. We tried to conduct plasma density measurement on both rockets. We introduced dual-band beacon experiment in both rockets to measure horizontal structure of Es layers. On the ground, we used two radars instead of one in SEEK-1. One of the radars had a radio interferometry capability for correct measurements of spatial structures of the QP echoes. In addition to these, the observations were planned during the solar-maximum period while SEEK-1 was conducted in the solar-minimum condition.

After the successful operation of SEEK-2, we have continued data analysis. We now try to publish 13 papers from SEEK-2 experiment in a special issue of Annales Geophysicae. For detailed results of each experiment, readers should refer to companion papers (Bernhardt et al; Larsen et al.; Maruyama et al.; Ogawa et al.; Onoma et al.; Oyama et al.; Pfaff et al.; Saito et al.; Wakabayashi et al.; Wakabayashi and Ono; Yokoyama et al., 2005).This paper is to summarize these results, and discusses the spatial structures of the mid-latitude E-region irregularities that we have obtained from our experiments (Yamamoto et al., 2005).

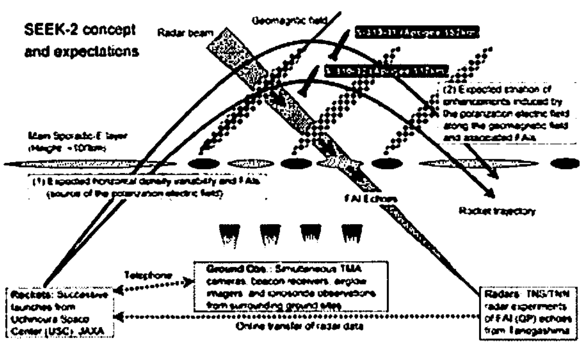


Fig 1.: Schematic diagram of the SEEK-2 experiment

2. Results from SEEK-2 experiment

The experiment was successfully conducted on August 3, 2002 with successive launches of two sounding rockets (S-310-31 at 2324JST, and S-310-32 at 2339JST) from Uchinoura Space Center (USC) of Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). Timing of the experiment is selected while intense QP echoes were observed with two radars in Tanegashima (Figure 2). Main Es layer with double-layered structure was observed at 103-105 km altitudes, and was well explained by the ion accumulation owing to the neutral-wind shear. Number of minor peaks were detected in the electron density profiles up to 130 km. Electron temperature showed depletions in association to the minor density peaks. Electric field was 5-10 mV m-1, and its intense fluctuations appeared below 110 km. Wavelike variation of the electric field was seen above 110 km. From radar experiment we found that QP echoes appeared at around 105 km altitude, which agreed well with the main Es layer. They propagated to the southwest with a frontal structures elongated from northwest to southeast. Rocket beacon experiment of Es layers revealed spatial structure of the plasma densities.

As shown by Saito et al. (2005), the FAI echoes appeared horizontally at nearly constant altitude of around 105 km, which was well associated with the Es layers. At the same time, we observed horizontal variability of the layers (e.g., Bernhardt et al., 2005). Maruyama et al. (2005) carefully analyzed time variation of from Yamagawa ionosonde, and found about 10-minutes variations of that are similar to the periodicity of the QP echoes. first fluctuated in small amplitude for a couple of cycles (for 50-60 minutes), and then grew very fast (Figure 2). This abrupt growth of fluctuation was well associated with the QP echo onset.

3. Discussion

We confirmed that the Es layers are spatially modulated by the motion of the neutral atmosphere, and then FAI echoes start to appear. The sources of the FAIs are plasma-density gradient of the Es layers and polarization electric field that is induced by the neutral wind and spatial inhomogeneity of the Es layers. At the main Es layer, wind-driven FAI mechanism may be effective at both upper and lower sides of the Es layers. Induced polarization electric field maps along the geomagnetic field, and generate small plasma structures above the Es layers. In these secondary plasma enhancements, weak FAIs can be driven by the polarization electric field although they are not well detectable to portable radars such as those used in SEEK-2. The scenario of the midlatitude E-region with QP echoes is now clear to this scope. The sources of the QP echoes in the main Es layers, especially the mechanism that determines horizontal structures, can be gravity waves or KHI in the neutral atmosphere, or azimuth-dependent E-region instability of the plasma (Tsunoda et al, 2004). Unfortunately, we could not choose one from these based on these results.

4. Conclusion

Based on the results from SEEK-1, SEEK-2 and other experiments, we studied structures of night-time midlatitude E-region. We concluded that the QP echoes are the reflection of horizontal structures of the main Es layers. Source of the structures were not determined from the experiments, but the candidates are gravity waves, Kelvin-Helmholtz Instability, or azimuth-dependent Es instability. Polarization electric field is induced from the Es layer with QP echoes, maps upward along the geomagnetic field, and plays an important role determining structures of the whole E-region.

An important finding from SEEK-1 and SEEK-2 is intense polarization electric field. Such electric fields with scale size of several km or more can easily map to the F-region along the geomagnetic field. Ionospheric E/F-region coupling is the next interesting research topic. Studying the source of the QP echoes should be done in such a large framework in future studies.

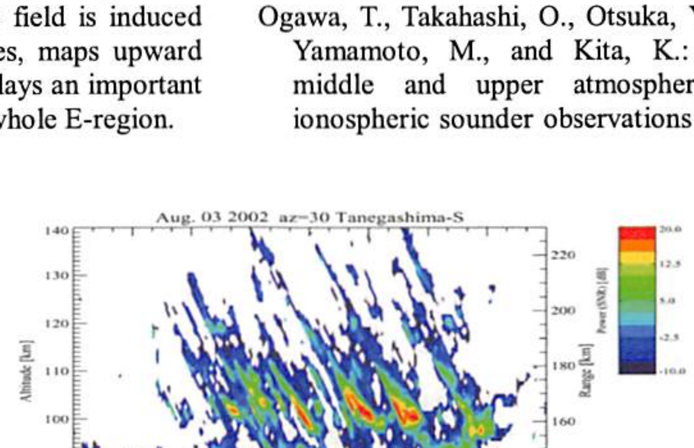
5. References

Bernhardt, P. A., Selcher, C. A., Siefring, C., Wilkens, M., Compton, C., Bust, G., Yamamoto, M., Fukao, S., Ono, T., Wakabayashi, M., and Mori, H.: Radio Tomographic Imaging of Sporadic-E Layers During SEEK2, *Ann. Geophys.*, **23**, 2357-2968,, 2005.

Larsen, M. F., Yamamoto, M., Fukao, S., Saito, A., and Tsunoda, R. T.: SEEK 2: Observations of neutral winds, wind shears, and wave structure during a sporadic E/QP event, *Ann. Geophys.*, **23**, 2369-2375, 2005.

Maruyama, T., Saito, S., Yamamoto, M., and Fukao, S.: Simultaneous observation of sporadic E by rapid-run ionosonde and coherent VHF radar during SEEK-2, *Ann. Geophys.*, **24**, 153-162, 2006.

Ogawa, T., Takahashi, O., Otsuka, Y., Nozaki, K., Yamamoto, M., and Kita, K.: Simultaneous middle and upper atmosphere radar and ionospheric sounder observations of midlatitude



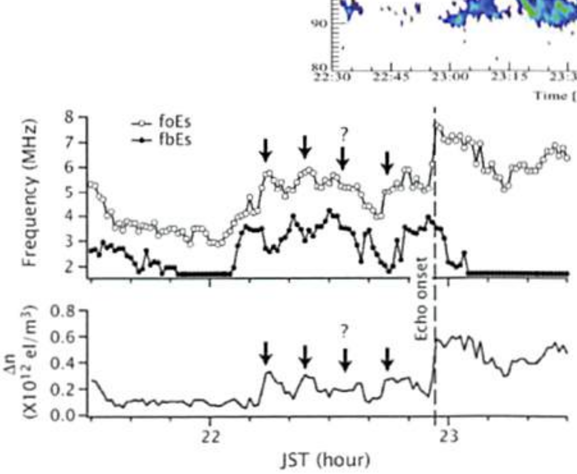


Fig 2.: (top) Range-Time-Intensity plot of Tanegashima-south radar on August 3, 2003. Rockets were launched at 2324 and 2339JST while intense QP echoes were observed by the radar (Saito et al., 2005). (bottom) Fluctuation of Δf ($= f_o E_s - f_b E_s$) from Yamagawa ionosonde. Δf started fluctuation about 50 minutes before the onset of intense QP echoes (Maruyama et al, 2005).

E region irregularities and sporadic E layer, J. Geophys. Res., 107 (A10), 1275, doi:10.1029/2001JA900176, 2002.
Ogawa, T., Otsuka, Y., Onoma, F., Shiokawa, K., and Yamamoto, M.: Relationship between E region field-aligned quasi-periodic radar echoes and lower thermospheric dynamics, *Ann. Geophys.*, **23**, 2391-2399, 2005.
Onoma, F., Otsuka, Y., Shiokawa, K., Ogawa, T., Yamamoto, M., Fukao, S., and Saito, S.: Relationship between gravity waves in OH and OI airglow images and VHF radar backscatter from E-region field-aligned irregularities during the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2385-2390, 2005.
Oyama, K.-I., Hibino, M., Abe, T., Yamamoto, M., Yokoyama, T., Fukao, S., and Pfaff, R.: Spatial structure of Sporadic E layer - Implication of Te /Ne measurements obtained from Dc Langmuir probe -, private communication, 2005.
Saito, S., Yamamoto, M., Fukao, S., Marumoto, M., and Tsunoda, R. T.: Radar observations of field-aligned plasma irregularities in the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2307-2318, 2005.
Tsunoda R. T., Cosgrove, R. B., and Ogawa, T.: Azimuth-dependent E s layer instability: A missing link found, J. Geophys. Res., 109, A12303, doi:10.1029/2004JA010597, 2004.
Wakabayashi, M., Ono, T., Mori, H., and Bernherdt, P. A.: Electron density and plasma waves measurement in mid-latitude sporadic-E layer observed during the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2335-2345, 2005.
Wakabayashi, M., and Ono, T.: Multi layer structure of mid-latitude sporadic-E observed during the SEEK-2 campaign, *Ann. Geophys.*, **23**, 2347-2355, 2005.
Yamamoto, M., Fukao, S., Tsunoda, R. T., and Hayakawa, H.: SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295-2305, 2005.
Yokoyama, T., Yamamoto, M., and Fukao, S.: Numerical simulation of midlatitude ionospheric E region based on the SEEK and the SEEK-2 observations, *Ann. Geophys.*, **23**, 2377-2384, 2005.

研究題目	多ビーム・イメージングによる電離圏E・F領域 イレギュラリティの微細構造の観測		
研究期間	2008年度前期～2009年度前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・教授	氏名	山本衛
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・山本　衛 京都大学生存圏研究所・JSPS外国人特別研究員・Smitha Thampi 京都大学生存圏研究所・JSPS特別研究員・Huixin Liu (独)電子航法研究所通信・航法・監視領域・主任研究員・斎藤　享 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教・大塚雄一 NARL/ISRO (インド)・准教授・Amit Kumar Patra		

成果論文リスト

Thampi, S. V., M. Yamamoto, H. Liu, S. Saito, Y. Otsuka, and A. K. Patra, Nighttime quasi periodic echoes induced by a partial solar eclipse, submitted to *Geophys. Res. Lett.*, 2010.

Thampi, S. V., C. Lin, H. Liu, and M. Yamamoto, First Tomographic Observations of the Mid-latitude Summer Nighttime Anomaly (MSNA) over Japan, *J.Geophys. Res.*, **114**, A10318, doi:10.1029/2009JA014439, 2009.

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

1. はじめに

電離圏では電界は磁力線に沿ってはほとんど減衰なく伝搬するため、電磁力学的な E・F 領域のカップリングが生じている。代表者らは、2004 年と 2007 年夏季に、MU レーダーと LTPR を用いた同一磁力線を通じた E・F 領域の沿磁力線イレギュラリティ(以下 FAI)観測を実施し、両者の相関性を明らかにしてきた。また 2007 年の観測では、両方の FAI についてイメージング観測を導入することにより、FAI が全体としては正の相関をみせるが、空間スケール 20-30km 程度の小領域については、磁力線に沿って、空間的にお互いを埋めあう位置に発生するという、興味深い性質を発見した(Saito et al., 2007)。一方 F 領域 FAI は、GPS-TEC に見られる中規模 TID (MSTID)との関連が指摘されているが、1 対 1 の詳しい対応関係は必ずしも明らかではない。本研究の目的は、MU レーダー超多チャンネルディジタル受信システムを活かした多ビームのイメージング観測によって FAI の微細構造を観測し、GPS-TEC や衛星ビーコン観測等との比較をもとに FAI の発生に関する電離圏電界の振舞いを明らかにすることである。

電離圏 FAI の発生に関しては、電界がかかわる例、中性大気の風速が要因となる例、KH 不安定による例などが提案されている。本研究で様々な FAI の特徴を整理することができると考えられ、その成果は電離圏における電離大気・中性大気相互作用の解明につながると期待される。

2. 観測手法

本研究は実施途上にある。以下の観測機器と

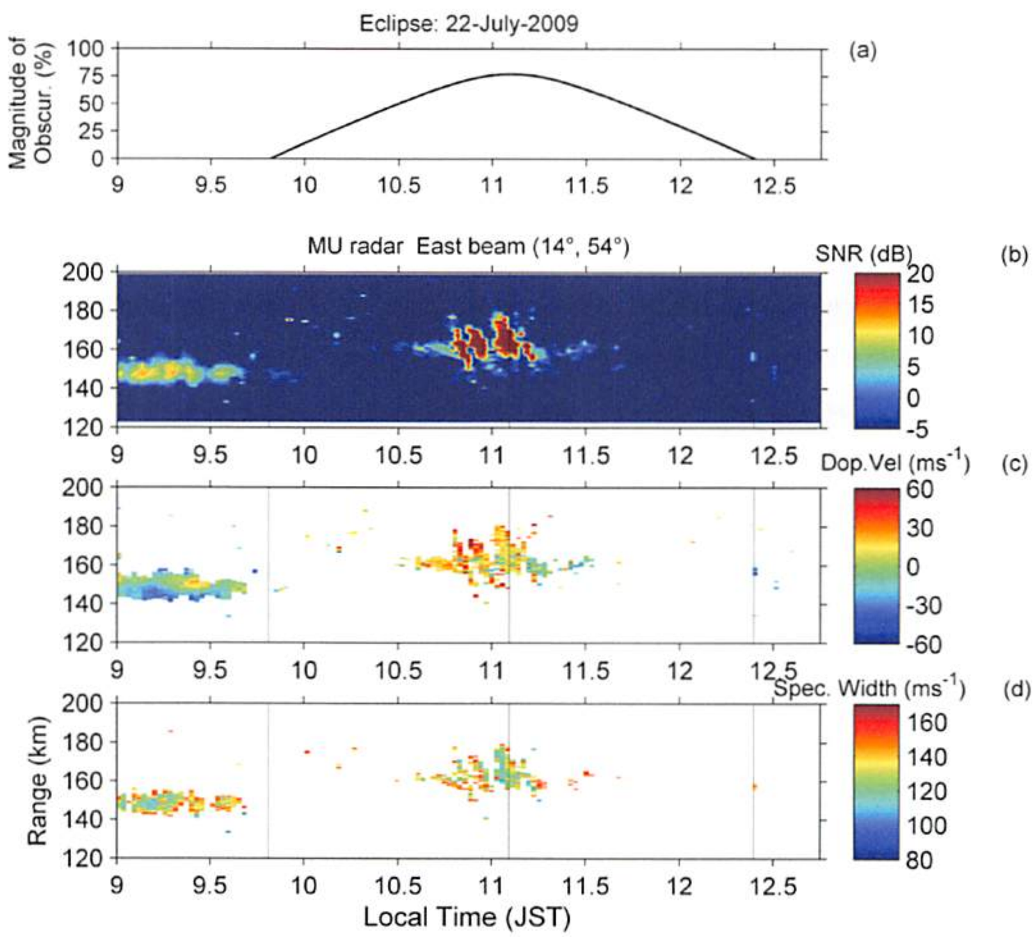


図 1：2009 年 7 月 22 日の日食の福井市における(a)食分と、MU レーダーによる E 領域 FAI 観測の(b)エコー強度、(c) ドップラー速度、(d) スペクトル幅の時間（地方時）・レンジ分布。

観測内容で研究を推進している。

MU レーダー：多ビーム・イメージング観測によってE·F領域FAIの空間構造を明らかにする。

GPS-TEC：GEONET 観測網による電離圏全電子数(TEC)から中規模TIDのパターンを調べる。

低軌道(LEO)衛星ビーコン観測：TEC 観測からFAI の空間構造を探る。現在、受信機は信楽MU観測所・宇治・潮岬・福井に設置し4点同時観測が可能となっている。

MU レーダーによる多ビーム・イメージング観測は、FAI の空間分布のみならず、個々の FAI エコーのドップラー速度の分布も明らかにできる優れた観測手法であり、信楽 MU 観測所においては多様な観測手法との比較が可能となっている。

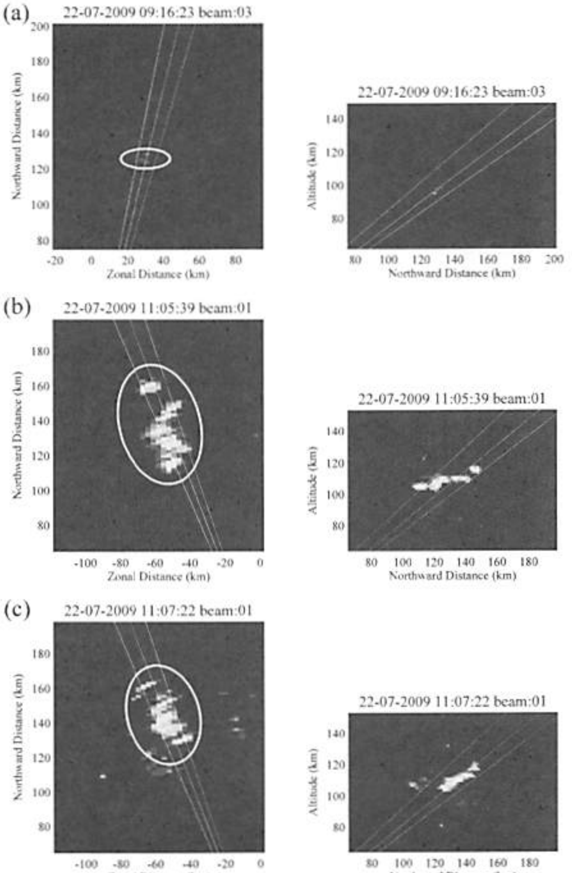


図2：日食中のE領域FAIエコーのイメージング観測結果。左図がエコーの水平分布(高度100km に投影)、右図がエコーの子午面分布を示す。

3. 日食に伴うE領域イレギュラリティ

2009年7月22日に日本周辺で皆既日食があったため、この時間帯の電離圏イレギュラリティ観測を試みた。MU レーダー観測はE領域とF領域の磁力線直交方向に交互に向けてそれぞれの高度域のイレギュラリティ・エコーを観測した。結果としてF領域からのエコーは見られずE領域から興味深いエコーが観測された。

図1にE領域イレギュラリティ・エコーの時間・レンジ分布と食分（太陽の書ける比率）の時間変化を示す。MU レーダーによるE領域のイレギュラリティ観測は水平的にはおおむね福井市上空に相当するため、食分のデータは福井市のものを採用した。日食のピークは11時（地方時）過ぎであるが、ほぼその時間を中心としてレンジ 150～180km に強いエコーが現れている。これ以外には日食イベントが始まる前の9時30分過ぎまでレンジ140～150km に比較的弱いエコーが現れている。エコーの形状から、日食の時間帯にはいわゆる準周期エコーが、朝の早い時間帯には連続エコーが現れたものと推察される。

図2にレーダーイメージング観測結果を示す。それぞれ時刻(a) 9:16LT、(b) 11:05LT、(c) 11:07LT のエコーの水平分布（左図）と子午面分布（右図）である。(a)ではエコー高度は100km 付近であるが、(b)と(c)では高度100～120km にエコーが分布している。これは準周期エコーの性質として一般的なものである。即ち、レーダーイメージング観測によって、日食の時間帯にE領域イレギュラリティに準周期構造が現れたことが確かめられた。

日食時のE領域高度の電子密度の変化については、Zhang et al. (1991)がMU レーダーを用いて行った観測結果がある。これによると日食の食分変化に沿って電子密度が数十%低下することが報告されている。また最近、インドのMST レーダーによって、日食時のE領域イレギュラリティ・エコーの発見が Patra et al. (2009)によって報告されたが、準周期エコーではなかった。

E 領域イレギュラリティの準周期エコーはス

ポラディックＥ層の強い水平非一様性に起因することが良く知られている(Yamamoto et al., 2005)。つまり今回の観測は、日食時のスポラディックＥ層に強い水平非一様性が存在し、通常のＥ層電子密度が日食の進行につれて低下することによって、分極電界が増大し、準周期エコーを発生に至ったと考えられる。ここで問題はスポラディックＥ層の非一様性が日食のときに特有の現象であるか、あるいは、日中であってもスポラディックＥ層には非一様性が存在しており、日食時にそれがあぶり出された結果であるか、である。未だ断定には至っていないが、後者であれば、日中のスポラディックＥ層が水平一様な構造を持つというコンセンサスを破ることとなる。この点についてはさらに検討を加えたい。

4. おわりに

本研究では、日食時のＥ領域イレギュラリティに対してレーダーイメージング観測を行うことで、イレギュラリティの性質を明らかにすることに成功した。今後も同種の観測を続けて、電離圏イレギュラリティの発生と背景の大気あるいは電離圏プラズマとの関係について研究を深めたい。

5. 参考文献

Patra, A. K., R. K. Choudhary, and J.-P. St.-Maurice, Solar eclipse-induced E-region plasma irregularities observed by the Gadanki radar, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L13105, doi:10.1029/2009GL038669, 2009.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, A. Maegawa, and A. Saito, Observational evidence of coupling between quasi-periodic echoes and medium scale traveling ionospheric disturbances, *Ann. Geophys.*, **25**, 2185-2194, 2007.

Yamamoto, M., Fukao, S., Tsunoda, R. T., and Hayakawa, H.: SEEK-2 (Sporadic-E Experiment over Kyushu 2) - Project Outline and Significance -, *Ann. Geophys.*, **23**, 2295-2305, 2005.

Zhang ; X. R., T. Sato, I. Kimura, S. Fukao, S. Kato, Profiles of electron density in the lower ionosphere observed by the MU radar, *J. Geomag. and Geoel.*, **43**, 179-187, 1991.

<table>
<tr><td>研究題目</td><td colspan="3">MU レーダー多ビーム超多チャンネルイメージング観測によるＥ 領域タイプ１エコーの研究</td></tr>
<tr><td>研究期間</td><td colspan="3">2007 年後期～2007 年後期</td></tr>
<tr><td>研究代表者
所属・職</td><td>電子航法研究所・主任研究員</td><td>氏
名</td><td>斎藤　享</td></tr>
<tr><td>研究協力者
所属・職・氏名</td><td colspan="3">京都大学生存圏研究所・教授・山本　衛
名古屋大学太陽地球環境研究所・名誉教授・小川　忠彦</td></tr>
<tr><td colspan="4">成果論文リスト</td></tr>
</table>

1. はじめに

電離圏イレギュラリティによるコヒーレントレーダーエコーは、その特徴からタイプ1から4までに分類されることが知られている。中緯度電離圏E領域において観測されるエコーのほとんどはタイプ2に分類される。タイプ1エコーが発生するためには電子とイオンの相対速度がイオン音波の音速を超える必要があり、電場が一般的に弱い中緯度ではあまり観測されない。しかしながら、中緯度においてもタイプ 1 エコーが観測されることがあり(Schlegel and Haldoupis, 1994; Hysell et al., 2002; Ogawa et al., 2006)、中緯度において強い電場を生成するメカニズムは未だ解明されていない。

中緯度において強い電場を生成するメカニズムとしては、スポラディック E(Es)層の空間不均一性と中性風により分極電場が生成するというモデルが提唱されている。このモデルでは、Es層の形状により分極電場の大きさが変わるとされている。

本研究では、MUレーダーによる多ビーム超多チャンネルイメージング観測により、タイプ 1 エコーの空間構造を詳細に調べ、中緯度における強い電場の生成モデルの妥当性を検証する。

また、中規模移動性電離圏擾乱(MSTID)等によりF領域で生成される分極電場とE領域タイプ1エコー生成との関連についても調べる。

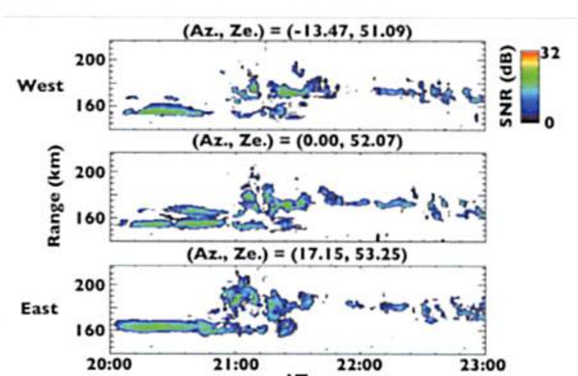


図1. 2006年6月12日に観測されたエコー強度

2. 研究の方法

E領域を、ビームを密に配置した多ビーム超多チャンネルイメージングモードで観測する。タイプ 1 エコーはドップラー速度が 250 m s^{-1} 以上と速いため、広いドップラースペクトル幅を確保する必要がある。そのため、3 ビーム程度の多ビームモード観測を2セット用意し、それぞれのビームがインターレース的に配置されるように設定する。この2セットを交互に観測することにより、広いドップラースペクトル幅と広い観測領域、高い空間分解能を実現する。

F領域シングルビーム観測を 3 方向程度間に挟み、F層のイレギュラリティの活動・電場強度と、E層タイプ1エコーの関係を調べる。
同時に、下部熱圏プロファイラーレーダーによりE領域をイメージング観測し、レーダーの出力、ビームパターン、レーダー周波数の違いによる、エコーの見え方の違いを調べる。

さらに、名古屋大学が信楽 MU 観測所に設置する大気光全天イメージャ、ファブリペロー干渉計による同時観測を行い、タイプ1エコー発生メカニズムにおけると大気重力波、熱圏風の果たす役割を調べる。

3. 観測結果

ここでは、過去に行われ本研究の動機となった類似の観測により得られたタイプ1エコーについて、本研究の目的に沿った解析を行った結果を報告する。

図1は2006年6月12日に観測されたエコー

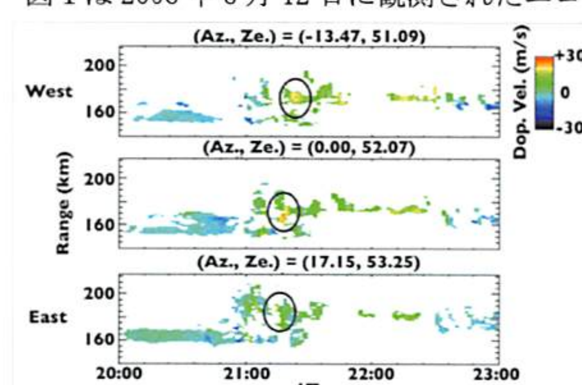


図2. 2006年6月12日に観測されたエコーのドップラー速度。丸印のところでタイプ1エコーが観測された。

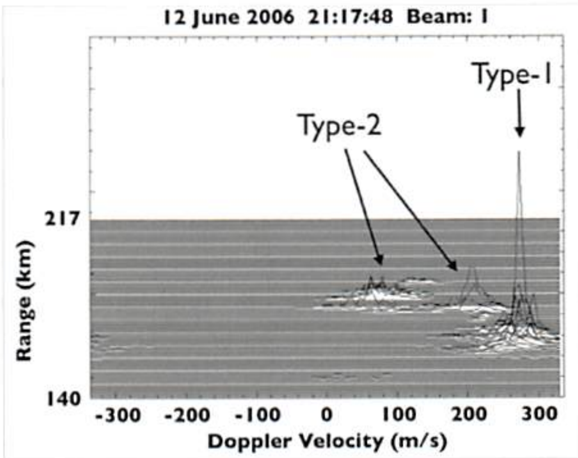


図 3. 2006 年 6 月 12 日 21:17:48 LT に観測されたエコーのドップラースペクトル

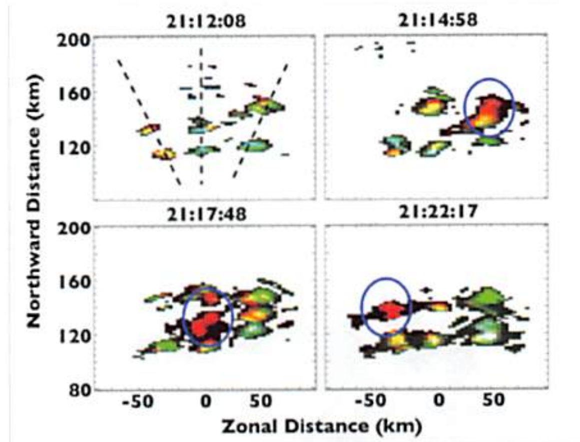


図 4. 2006 年 6 月 12 日に観測されたエコーのレーダーイメージ。丸印をつけた赤いエコーがタイプ 1 エコーである。

強度の Range-Time-Intensity (RTI)図である。この時の観測は 3 ビーム観測であった。観測されたエコーは、20:00-20:50 LT の間は連続エコー、その後は細かい構造を持つものの準周期(QP)エコーのようなはっきりとした筋状構造は見られない。図 2 は同観測におけるエコーのドップラー速度を示したものであり、21:00-21:30 LT の間に非常に速いドップラー速度が観測されている。図 3 は 2006 年 6 月 12 日 21:14:48 LT に北向きのビームにおいて観測されたエコーのドップラースペクトルを示したものであり、レンジ 170 km 付近に非常にドップラー速度が速くスペクトル幅が狭いタイプ 1 エコーの特徴を持つエコーが観測されていることが分かる。

図 4 は 3 ビームで観測されたレーダーイメージを合成したものである。21:14:58 LT に東側のビームに現れたタイプ 1 エコー（赤いエコー）は次第に南西に移動し北向きビームを 21:17:48 LT に通過し西側のビームへと移動していることが分かる。この観測ではビーム間隔がビーム幅より広いため、3 ビームのレーダーイメージの間に間隙が生じていることに注意が必要であるが、タイプ 1 エコーの領域はどちらかと言えば塊状であり、QP エコーの際に現れるような帯状構造(Hysell et al., 2002; Saito et al., 2006)は見られない。

この時、F 領域では強い MSTID が観測されていた。図 5 は国土地理院の GEONET により観測された電離圏全電子数の変動成分である。MU レーダーによりタイプ 1 エコーが観測された時、その E 領域と磁力線を介して結合する F 領域でとりわけ強い MSTID が通過中であったことは非常に興味深い。このことから、F 領域の振幅の大きな MSTID に伴う強い分極電場が E 領域の分極過程によりさらに強化された結果タイプ 1 エコーが発生したのではないかと考えられる。

しかしながら、2005 年 6 月 2 日の観測では、同程度の振幅の MSTID が存在し、かつよく発達した QP エコーが観測されながら(Saito et al., 2007)、タイプ 1 エコーは発見されなかった。大きな違いの一つはエコー領域の形状のである。Es 層の形状により分極の効率が異なる(e.g. Shalimov et al., 1998)。また、背景の中性風速の違いにより E、F 領域における分極電場の強さが異なっていた可能性もある。残念ながらこれらの時、悪天候あるいは月明かりにより名古屋大学の大気光全天イメージャ、ファブリペロー干渉計による観測は行われておらず、背景中性風に関する情報は得られていない。

エコー領域の形状の違い、背景場の違い等がタイプ 1 エコーの発生にどのように関係しているのか、今後の研究を進めていく必要がある。

5. まとめ

中緯度電離圏 E 領域におけるタイプ 1 エコー

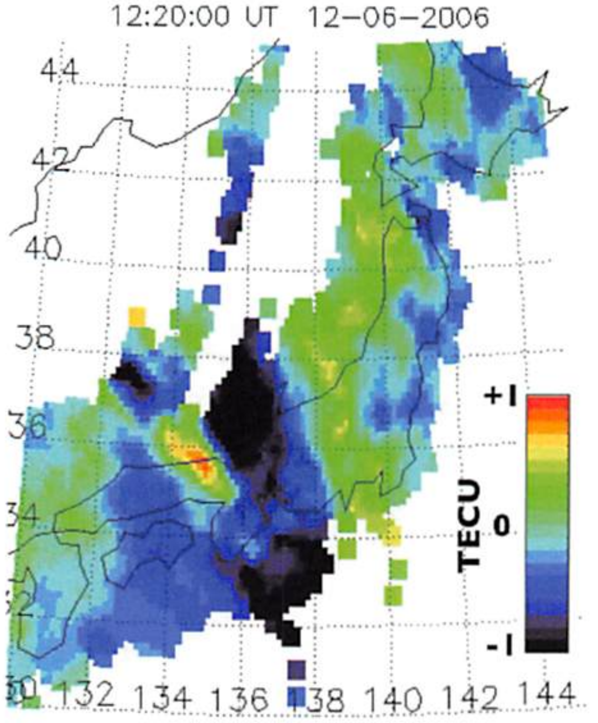


図5. 2006年6月12日 12:20 LT に観測された電離圏全電子数の変動成分

の超多チャンネルイメージング観測に成功し、詳細な空間構造を知ることができた。タイプ1エコー領域は小さなパッチ状の領域で、南西方向に移動しており、7分以上にわたって存在し続けた。

同時にF領域では振幅の大きなMSTIDが発生し南西方向に移動していた。F領域の振幅の大きなMSTIDに伴う強い分極電場がE領域の分極過程によりさらに強化された結果タイプ1エコーが発生したのではないかと考えられる。

しかし、同程度のMSTIDが発生しE領域エコーが観測されながら、タイプ1エコーが観測されなかった場合もあった。エコー領域の形状の違い、背景場の違い等が関係している可能性が高く、今後の研究課題である。

6. 参考文献

Hysell, D. L., M. Yamamoto, and S. Fukao, Simulations of plasma clouds in the mid-latitude E-region ionosphere with implications for type I and type II quasi-periodic echoes, J. Geophys. Res., 107, 1313, 2002.

Ogawa, T., Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Characteristics and implications of Doppler spectra of E region quasi-periodic echoes observed by the multibeam middle and upper atmosphere radar, J. Geophys. Res., 111, A05309, doi:10.1029/2005JA011335, 2006.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, and A. Maegawa, Observation of three-dimensional structures of quasi-periodic echoes associated with mid-latitude sporadic-E layers by MU radar ultra-multi-channel system, Geophys. Res. Lett., 33, L14109, doi:10.1029/2005GL025526, 2006.

Saito, S., M. Yamamoto, H. Hashiguchi, A. Maegawa, and A. Saito, Observational evidence of coupling between quasi-periodic echoes and medium scale traveling ionospheric disturbances, Ann. Geophys., 25, 2185-2194, 2007.

Schlegel, K. and C. Haldoupis, Observation of the modified two-stream plasma instability in the mid-latitude E-region ionosphere, J. Geophys. Res., 99, 6219-6226, 1994.

Shalimov, S., C. Haldoupis, and K. Schlegel, Large polarization electric fields associated with midlatitude sporadic E, J. Geophys. Res., 103, 11617-11625, 1998.

Title of project	Investigation of mid-latitude daytime 150-km irregularities using the MU radar		
Research Period	from June 10 to June 12, 2008		
P.I. Affiliation Position	National Atmospheric Research Laboratory, Gadanki, India. Scientist-SE	Name	Amit Kumar Patra
Co-Investigators Affil./Position/ Name	RISH, Kyoto University/ Professor/ Mamoru Yamamoto STEL, Nagoya University/ Assistant Professor/ Yuichi Otsuka NICT/ Susumu Saito/ Researcher STEL, Nagoya University (Now at Cornell Univ.)/Tatsuhiro Yokoyama/ Researcher		

Publications

Nil

1. **Purpose of Project** One of the ionospheric phenomena, discovered more than 40 years ago, which is still elusive is the occurrence of daytime 150-km echoes (140-170 km region). The origin of the irregularities causing radar echoes has remained unresolved. Thought to be confined to the dip equator, they are now observed quite frequently at low latitudes up to 11° magnetic latitude. The findings of these off the dip equatorial observations came first from Gadanki MST radar located in India and now from the Equatorial Atmosphere Radar (EAR) located in Indonesia (Patra and Rao, 2007; Patra et al., 2008; Yokoyama et al., 2009). Notably, the echo characteristics observed at these two locations are very similar to those of the dip equator. Importantly, detectability of these echoes with the EAR has clearly suggested that MU radar will be able to detect these echoes due to its high sensitivity if they are present at mid-latitudes. Considering the solar zenith angle dependence of the echoes, we wondered whether the phenomenon is related to F1 layer itself (all details of the F1 layer) and nothing to do with latitude or longitude or any large polarization process. Thus, the first and foremost target of this research project was to detect the 150-km echoes over Shigaraki, a mid-latitude location, which will provide evidence on their latitudinal extension.

3. **Detail of Observation.**

Experiments were conducted on three days (10-12 June 2008) using the MU radar. The MU radar antenna was phased to point the beam transverse to earth's magnetic field. Experiments were designed suitably to detect field-aligned irregularities from the height region of 90-180 km. During these three days of observations, echoes from the 150-km region were not detected.

4. **Results**

During the three days (10-12 June 2008) of observations made using the MU radar, 150-km echoes were not detected. Considering that the 150-km echoes have a strong seasonal dependence and also strong day-to-day variability, this negative result is not totally unexpected. The first attempt in search of the 150-km echoes thus suggested that more rigorous search is possibly necessary to detect these echoes at mid-latitude. We are currently planning to carry out a more comprehensive experimental program to discover the mid-latitude 150-km echoes using the MU radar, a program to be submitted for future experimentation.

5. **Summary and Conclusions**

In the first attempt made during 10-12 June 2008, we have not been successful in detecting the mid-latitude 150-km echoes. More rigorous search is necessary to discover these and we wish to carry out a comprehensive experimental program using the MU radar.

6. **References**

Patra, A. K., and N. V. Rao, Further investigations on 150-km echoing riddle using simultaneous observations of 150-km and E region echoes from off-electrojet location Gadanki, *J. Geophys. Res., 112*, A09301, doi:10.1029/2006JA012204, 2007.

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, L06101, doi:10.1029/2007GL033130, 2008.

Yokoyama, T., D. L. Hysell, A. K. Patra, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Zonal asymmetry of daytime 150-km echoes observed by Equatorial Atmosphere Radar in Indonesia, *Ann. Geophys.*, 27, 967–974, 2009.

<table>
<tr><td>研究題目</td><td colspan="3">多ビームIS観測による中緯度電離圏F領域波動擾乱の研究</td></tr>
<tr><td>研究期間</td><td colspan="3">1996年前期～2006年後期</td></tr>
<tr><td>研究代表者
所属・職</td><td>名古屋大学太陽地球環境研究所・助教</td><td>氏
名</td><td>大塚雄一</td></tr>
<tr><td>研究協力者
所属・職・氏名</td><td colspan="3">名古屋大学太陽地球環境研究所・助教授・塩川和夫
名古屋大学太陽地球環境研究所・教授・小川忠彦
名古屋大学太陽地球環境研究所・Ｄ３・小竹論季
京都大学生存圏研究所・助教授・山本衛
（所属・職は、2006年度後期の申請当時）</td></tr>
</table>

成果論文リスト

Onishi, T., T. Tsugawa, Y. Otsuka, J.-J. Berthelier, and J.-P. Lebreton, First simultaneous observations of daytime MSTIDs over North America using GPS-TEC and DEMETER satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L11808, doi:10.1029/ 2009GL038156, 2009.

Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California, *Earth Planets Space, 59*, 95-102, 2007.

Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Climatological study of GPS total electron content variations caused by medium-scale traveling ionospheric disturbances, *J. Geophys. Res.*, *111*, A04306, doi:10.1029/2005JA011418, 2006.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Geomagnetic conjugate observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all-sky airglow imagers, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L15803, doi:10.1029/2004GL020262, 2004.

Oliver, W. L., Y. Otsuka, M. Sato, T. Takami, and S. Fukao, A climatology of F region gravity wave propagation over the middle and upper atmosphere radar *J. Geophys. Res.*, *102*, 14,499-14,512, 1997.

Oliver, W. L., S. Fukao, M. Sato, Y. Otsuka, T. Takami, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of the dispersion relation for ionospheric gravity waves, *J. Geophys. Res.*, *100, 23,763-23,768*, 1995.

1. はじめに

MU レーダーにはアクティブ・フェイズド・アレイ・システムが採用されているため、ビームの高速走査が可能であり、他の IS レーダーにない多点同時観測が実現されている。多点同時観測では、電子密度の時間的変動と空間的変動を区別して観測が可能となり、電離圏の波動現象や伝搬性擾乱の観測にとりわけ威力を発揮する。F 領域電子密度の波動である中規模伝搬性電離圏擾乱(Traveling Ionospheric Disturbance; TID)は、熱圏中性大気の内部重力波によって引き起こされており、事実、これまでの MU レーダー観測によって、F 領域電子密度の変動が連続する波状構造をなし、その特徴が大気重力波で説明し得ることが報告されている(Fukao et al., 1993; Oliver et al., 1994)。一方、近年の GPS 受信機網や全天大気光カメラによる観測などから、夜間における中規模 TID(MSTID)は、大気重力波だけでは説明ができず、電磁力学的な作用によって生成されていると考えられるようになってきた(Kelley and Miller, 1997)。

2. 観測及び結果

2.1 昼間における伝搬性電離圏擾乱

図 1 に 1990 年 11 月 15 日に MU レーダーによるパワープロファイル観測で得られた電子密度変動について周期 80 分の成分を抽出したものを示す。高度 200～400 km にかけて 4 方向全てのビーム方向で同様の電子密度の波状構造が観測されており、変動の位相が時間とともに低高度に下がるという特徴が見られる。この様な構造は大気重力波によって生成される波状構造に類似しており、この場合は大気重力波の伝搬エネルギーが上方へ伝搬していることを示す。

本研究課題による観測では、ビームを天頂角 20 度で東西南北の 4 方向に走査しており、受信信号強度変動のビーム間での位相差から、電子密度の波状構造の水平伝搬速度を求めることができる。1986 年 9 月から 1994 年 4 月までの 58 日分の F 領域電子密度観測データについて、

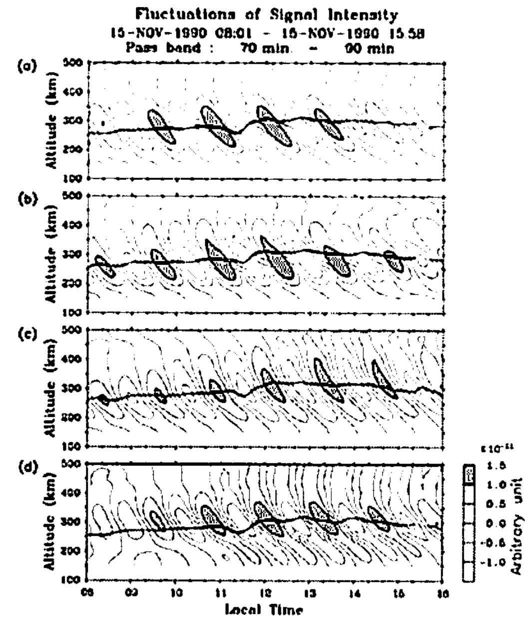


図 1: 1990 年 11 月 15 日に観測された電子密度変動。周期 80 分の成分を抽出し、北、東、南、西ビームで得られた電子密度変動である。図中、陰影の濃い部分ほど電子密度が高いことを示し、太実線は F 層ピーク高度を示している。

周期 40～130 分の波動成分を取り出し解析したところ、季節や地方時、波による依存せず波動は南向きに伝搬するものが多いことが明らかになった。また、伝搬速度は、平均で約 200m/s であった。この結果を過去に行われたアイオノゾンデ、HF ドップラーレーダー観測によって得られた分散関係を比較したところ、他観測で得られた水平伝搬速さも 100～300 m/s の範囲が多く、MU レーダー観測によって得られたものと良い一致が見られた。さらに、大気重力波理論において消散効果を考慮にいれた場合といれない場合において得られる分散関係とも比較した。その結果より、MU レーダーで観測された TID の殆どは、鉛直波長が 100～200km 程度の非消散的な重力波であると考えられる。これらの成果は、Oliver et al. (1995, 1997)に発表済みである。

2.2 夜間における伝搬性電離圏擾乱

図 2 に、信楽に設置された全天大気光イメージャーで 2003 年 6 月 1 日夜間に観測された

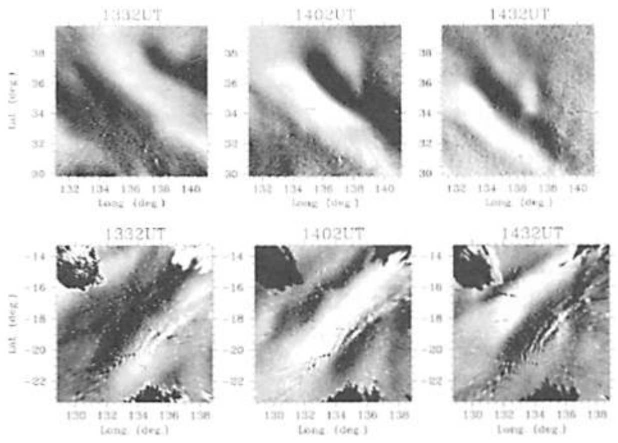


図 2: 2003 年 6 月 1 日 1332、1402、 1432UT に信楽(上)とその磁気共役点である Renner Springs(下)で観測された 630nm 大気光の水平二次元分布。大気光発光高度を 250km として、地理座標系で示す。大気光発光強度の 1 時間移動平均からの偏差を計算し、背景の大きさに対する割合を図の濃淡で示す。

630nm 大気光の水平二次元分布を示す。この時、大気光発光高度を 250km と仮定し、全天画像を地理座標系に変換した。各々の図の中心は、信楽の位置に相当する。図の濃淡は、大気光発光強度の 1 時間の移動平均からの偏差(背景の値に対する割合)を示す。図から、MSTID による、北西から南東にのびる波面をもつ大気光変動が南西方向に伝搬していることが分かる。また、信楽と磁気共役点である Renner Springs では、南西から北東にのびる波面をもち北西に伝搬する MSTID が同時に観測された。両地点で観測された大気光変動の空間構造の磁気共役性を調べたところ、磁力線で結ばれた南北両半球の大気光変動の位相がほぼ一致していることが分かった。これは、MSTID の生成に電場が重要な役割を果たしていることを示している (Otsuka et al., 2004)。

信楽の MU レーダーによって観測された電子密度の時間・高度分布を図 3 の上図に示す。2003 年 6 月 1 日夜間、MU レーダーによって天頂方向 1 ビームの電子密度観測と 16 ビームの F 領域沿磁力線不規則構造の観測を切替えて行った。本研究では、天頂方向の電子密度高度分布を時間分解能 5 分で算出し、統計的揺らぎを軽減するために 15 分の移動平均を行った。信楽で観測された大気光変動と比較すると、大気光発光強度の減少時(0005LT)には F 領域高度が高く、大気光強度の増大時(0035LT)には F 領域高度が低いことが分かる。630nm 大気光は、F 領域中の酸素イオン(O^+)と酸素分子(O_2)との衝突によって生成された酸素分子イオン(O_2^+)が電子と衝突することによって発光する。その発光強度は、O^+ と O_2 の密度に比例する (Sobral et al., 1993)。MSIS モデルの中性大気密度と MU レーダー観測で得られた電子密度の値を代入して発光強度を計算したものを図 3 の下図に太線で示す。また、大気光イメージャー観測で得られた発光強度は細線で示す。両者を比較すると、大気光強度の時間変化が良く一致している

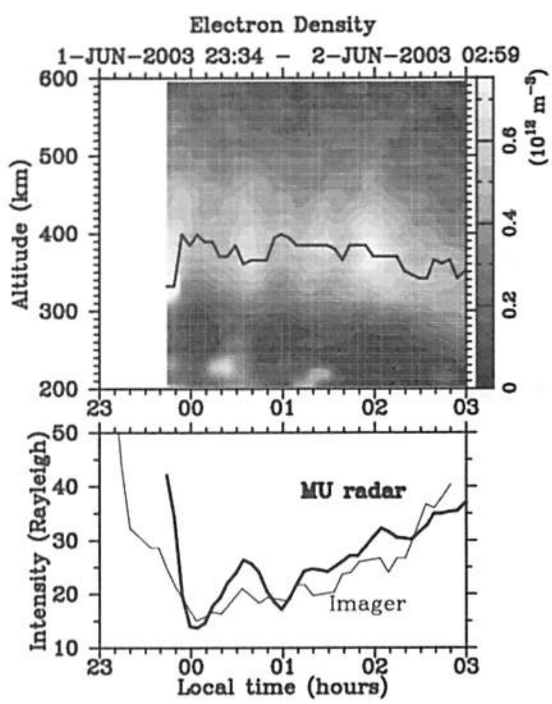


図 3: (上) 2003 年 6 月 1 日 2300LT から翌 2 日 0300LT に、MU レーダーによって観測された電子密度の時間・高度変化。図中の実線は、F 領域電子密度最大高度を示す。(下)MU レーダーサイトに設置された大気光イメージャーによって観測された 630nm 大気光の発光強度(細線)と MU レーダーによる電子密度観測データを用いて算出した発光強度(太線)の時間変化。

ことが分かる。これらの結果は、F 領域高度が下降(上昇)すると、F 領域下部の電子密度が増加(減少)し、大気光発光強度が増大(減少)することを意味しており、MSTID による大気光変動がF領域下部の高度変化によるものであることを示している。

一方、絶対値については、大気光観測結果の方が MU レーダーによる電子密度観測結果を使って求めた値よりも小さい。これは大気光発光層から地上の観測点までの水蒸気等による吸収による影響のためと考えられる。

3. まとめ

本研究において、MU レーダー観測で日中に観測された中規模伝搬性電離圏擾乱(MSTID)は、鉛直波長が 100～200 km の大気重力波に起因するものであると考えられる。一方、夜間の MSTID について、大気光の水平二次元観測と MU レーダーによる電子密度の高度分布との比較を行うことにより、大気光変動が電離圏プラズマの高度変化によるものであることを明らかにした。この結果は、夜間の MSTID の生成に分極電場が重要な役割を果たしていることを示唆している。

参考文献

Fukao, S., Y. Yamamoto, W. L. Oliver, T. Takami, M.D. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of ionospheric horizontal gradients produced by gravity waves, *J. Geophys. Res.*, *98*, 9443-9451, 1993.

Kelley, M. C., and C. A. Miller, Electrodynamics of midlatitude spread *F* 3. Electrodynamic waves? A new look at the role of electric field in thermospheric wave dynamics, *J. Geophys. Res.*, *102*, 11,539-11,547, 1997.

Oliver, W., S. Fukao, Y. Yamamoto, T. Takami, M. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and Upper Atmosphere Radar Observations of Ionospheric Density Gradients Produced by Gravity Wave Packets, *J. Geophys. Res.*, *99(A4)*, 6321-6329, 1994.

Oliver, W. L., S. Fukao, M. Sato, Y. Otsuka, T. Takami, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of the dispersion relation for ionospheric gravity waves, *J. Geophy. Res.*, *100*, 23,763-23,768, 1995.

Oliver, W. L., Y. Otsuka, M. Sato, T. Takami, and S. Fukao, A climatology of F region gravity wave propagation over the middle and upper atmosphere radar *J. Geophy. Res.*, *102*, 14,499-14,512, 1997.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Geomagnetic conjugate observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all-sky airglow imagers, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L15803, doi:10.1029/2004GL020262, 2004.

Sobral, J. H. A., H. Takahashi, M. A. Abdu, P. Muralikrishna, Y. Sahai, C. J. Zamlutti, E. R. de Paula, and P.P. Batista, Determination of the quenching rate of the $O(^1D)$ by $O(^3D)$ from rocket-borne optical (630 nm) and electron density data, *J. Geophys. Res.*, *98*, 7791-7798, 1993.

研究題目	Ｅ・Ｆ領域沿磁力線不規則構造と中規模伝搬性電離圏擾乱の同時観測		
研究期間	2006 年前期～2009 年前期		
研究代表者 所属・職	名古屋大学太陽地球環境研究所・助教	氏名	大塚雄一
研究協力者 所属・職・氏名	名古屋大学太陽地球環境研究所・教授・塩川和夫 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・加藤泰男 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・濱口佳之 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・山本優佳 Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, France・研究員・大西健夫 京都大学生存圏研究所・教授・山本衛 情報通信研究機構・専攻研究員・小川忠彦 (所属・職は、2009 年度前期の申請当時)		

成果論文リスト

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.

Yokoyama, T., Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Yamamoto, and D. L. Hysell, First three-dimensional simulation of the Perkins instability in the nighttime midlatitude ionosphere, *Geophys. Res Lett., 35*, L03101, doi:10.1029/2007GL032496, 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.

1. はじめに

中規模伝搬性電離圏擾乱(Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbance; MSTID)は、電離圏F領域において電子密度変動が伝搬する現象である。これまでの大気光やGPS観測により、MSTIDは日本において夏季夜間に発生頻度が高く、南西方向に伝搬するものが多いことが明らかになっている(Shiokawa et al., 2003a, Kotake et al., 2007)。一方、沿磁力線不規則構造(Field-Aligned Irregularity; FAI)は、磁力線直交方向に電子密度の不規則構造が生じる現象であり、京都大学信楽MUレーダーによってF領域におけるFAIが観測されている(Fukao et al., 1991)。F領域FAIは、夏季夜間に発生し、西方に移動する。MSTIDとFAIは、発生頻度の季節、地方時変化や伝搬方向が類似しているが、両者の関係は未だ明らかになっていない。本研究では、大気光イメージャーによるMSTIDの観測と、MUレーダーによるF領域FAIの観測を同時に行うことにより、両者の空間構造を比較し、F領域FAIの発生メカニズムを考察することを目的とする。

2. 観測及び結果

2004年6月から9月にかけて行われたFERIX(F- and E-Region Ionospheric Coupling Study)キャンペーン期間中、山形県酒田市(39.0°N, 139.9°E)に全天大気光イメージャーを設置し、信楽(34.9°N, 136.1°E)のイメージャーとの同時観測を行った。また、信楽にある京都大学MUレーダーにより、F領域FAIの観測を行った。

このFERIXキャンペーン期間中の2004年6月16日晩に、酒田と信楽のイメージャーによって同時に、MSTIDによる630nm大気光の変動が観測された。このMSTIDの周期は約50分、水平波長は約260kmであり、南西方向に約90m/sの速さで伝搬していた。MSTIDが観測された時刻にMUレーダーによってF領域FAIも観測された。17日の0030－0130LTにおいて、レーダーから遠ざかる向き(磁力線直交北向き/上向き)のドップラー速度をもつF領域FAIが観測

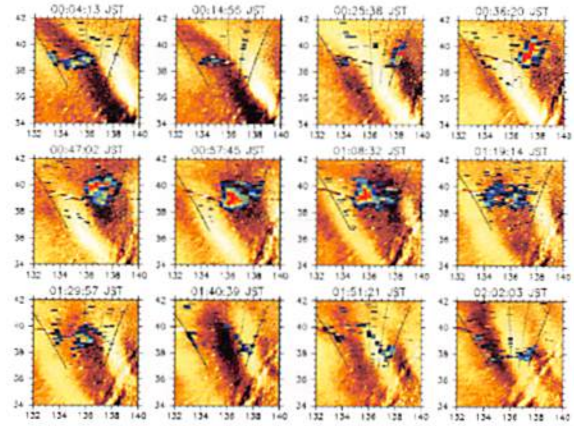


図1: 2004年6月16日夜間に信楽で観測された630nm大気光の二次元分布。同時にMUレーダーによって観測されたF領域FAIのエコー強度を磁力線に沿って大気光発光高度(260km)に投影したものを重ね描きした。エコー強度の強いFAIが大気光の減光領域で起こっていることが分かる。

された。このFAIエコーは、レンジ一時間断面において塊状に分布していた。その後の0130－0230LTには、エコー強度が弱く、エコー領域が時間とともにレーダーに近づくFAIが観測された。このFAIエコーのドップラー速度は、レーダーに近づく向き(磁力線直交南向き/下向き)であった。信楽と酒田で観測された大気光画像を用いて、三角測量の手法によりMSTIDによる大気光変動の空間分布が一致するように大気光発光高度を求めた。その結果、00－01LTにおいて、大気光発光高度は、約260kmであることが明らかになった。また、MSTIDによる大気光変動の空間分布とF領域FAIの発生領域を比べるため、FAIの位置を磁力線に沿って大気光発光高度(260km)に投影した(図1)。また、図2に、MUレーダーで観測されたF領域FAIエコーのドップラー速度(レーダーから遠ざかる向きが正)の時間-高度(レンジ)断面図を示す。さらに、630nm大気光変動を磁力線に沿って磁力線直交面内に投影したものを白黒の濃淡で示す。上から、方位角0、10、22度のビームで得られた結果を示す。北向き(方位角0度)ビームで得られたドップラー速度の振幅が最も大

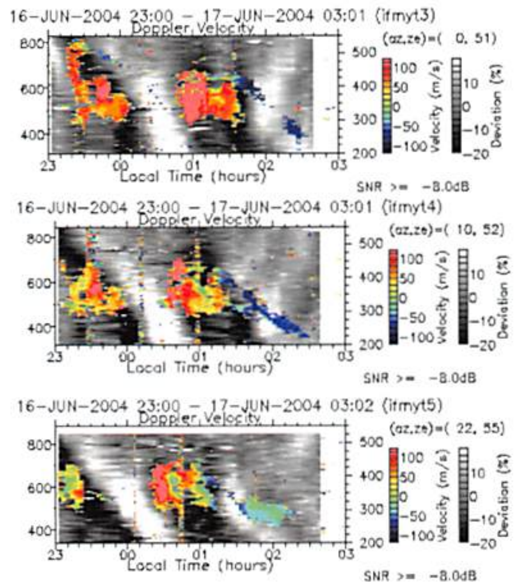


図 2: MU レーダーで観測された F 領域 FAI エコーのドップラー速度(レーダーから遠ざかる向きが正)の時間-高度(レンジ)断面図。630nm 大気光変動を磁力線に沿って磁力線直交面内に投影したものを白黒の濃淡で示す。上から、方位角 0、10、22 度のビームで得られた結果を示す。北向き(方位角 0 度)ビームで得られたドップラー速度の振幅が最も大きいことから、ドップラー速度が北西－南東に振動していると考えられる。

きいことから、ドップラー速度が北西－南東方向に振動していると考えられる。これらの結果より、強いエコー強度をもち、上向きドップラー速度をもつ FAI エコーの発生領域は、大気光の減光領域に一致し、エコー強度が弱く下向きドップラー速度をもつ FAI エコーは増光領域に一致することが明らかになった。

3. 考察

大気光発光強度は F 領域における積分 Pedersen 導電率に比例しているため、MSTID による大気光の変動は積分 Pedersen 導電率の空間変動とみることができる(Makela and Kelley, 2003)。図 3 に示すように、Pedersen 導電率の空間不均一があるとき、磁力線直交面内を電流が流れていると、電流の連続性を保つために分極電場が生じる(例えば、Otsuka et al., 2007, 2009)。F 領域中 Pedersen 電流は、中性大気風速 U による U x B (B は磁場) と電場とによって流れる。2004 年 6 月 16 日の真夜中付近に信楽のファブリ・ペロー干渉計で観測された中性風はほぼ南向きであり、この中性風による電流は東向きである。この時、大気光の減光(増光)領域、つまり Pedersen 導電率の低い(高い)領域では、北東向き(南西向き)の分極電場がつくられる。電場の東向き(西向き)成分は、ExB ドリフトにより F 領域プラズマを上方(下方)に動かすため、その領域では大気光は減光(増光)する。このように、分極電場は MSTID の生成に密接に関連しており、実際に DMSP 衛星によって MSTID に関連する電場変動が観測されている(Shiokawa et al., 2003b)。本研究では、この分極電場による ExB ドリフトが FAI のドップラー速度の方向と一致していることを明らかにした。

また、エコー強度の強い FAI は、MSTID による大気光減光領域、つまり MSTID に伴う分極電場が東向き成分をもつ領域に一致していることが明らかになった。背景の実効的な電場(E＋U x B)も東向き成分をもっており、この領域では、分極電場によって実効的な電場が強められている。FAI は F 領域下部で主に発生することが知られている。F 領域下部では、電子密度は上向きの勾配をもつため、東向きの実効電場によってグラディエント・ドリフト不安定が成長する条件が満たされている。従って、MU レーダーで観測される F 領域 FAI の生成原因は、MSTID に伴う分極電場が背景の実効電場を強めることによって起こるグラディエント・ドリフト不安定であると考えられる。

4. まとめ

2004 年 6 月 16 日晩に、酒田と信楽のイメージャーによって MSTID が観測され、同時に MU レーダーによって F 領域 FAI が観測された。2 地点における大気光観測から、三角測量により大気光発光高度が約 260km であることが明らかになった。観測された MSTID の周期は 50 分、水平波長は 260km であり、南西方向に約 90m/s の速さで伝搬していた。F 領域 FAI は、エコー強

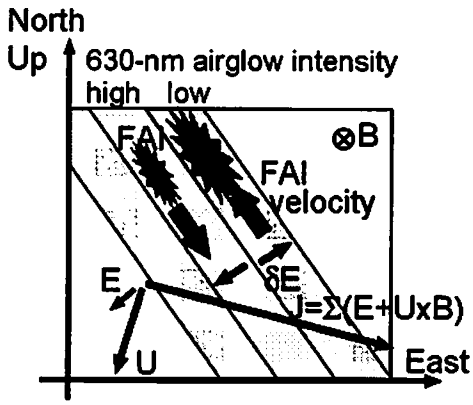


図 3: 磁力線Bに直交する面内における630nm 大気光変動、中性大気風速U、Pedersen電流、背景電場E、分極電場δE、及びFAIの関係。

度、ドップラー速度から以下のように２種類に分類でき、MSTIDによる630nm 大気光変動と以下のような対応が見られた。

- エコー強度が強く、北西向きドリフト速度(北東向き電場)をもつFAIエコーの領域は、大気光の減光領域に一致する。
- エコー強度が弱く、時間とともに下降し、南東向きドリフト速度(南西向き電場)をもつFAIエコーの領域は、大気光の増光領域に一致する。

これらFAIのドリフト速度の向きは、MSTIDに伴う電場の方向と一致する。また、エコー強度の強いFAIは、MSTIDによる大気光減光領域、つまりMSTIDに伴う分極電場が背景の実効的な電場(E＋UxB)を強める方向を向いている領域と一致する。この結果は、MSTIDによって強められた東向きの電場とF領域下部における上向きの電子密度勾配とによってグラディエント・ドリフト不安定が起こり、FAIの生成に寄与していることを示唆する。

参考文献

Fukao, S., M. C. Kelley, T. Shirakawa, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato (1991), Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere 1. Observational results by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3725-3746.

Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California, *Earth Planets Space*, *59*, 95-102, 2007.

Makela J. J. and M. C. Kelley (2003), Using the 630.0-nm nightglow emission as a surrogate for the ionospheric Pedersen conductivity, *J. Geophys. Res.*, *108*(A6), 1253, doi:10.1029/2003JA009894.

Otsuka, Y., F. Onoma, K. Shiokawa, T. Ogawa, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and E-region field-aligned irregularities at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, *112*, A06317, doi:10.1029/2005JA011548, 2007.

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.

Shiokawa, K., C. Ihara, Y. Otsuka, and T. Ogawa (2003a), Statistical study of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances using midlatitude airglow imagers, *J. Geophys. Res.*, *108*(A1), 1052, doi:10.1029/2002JA009491.

Shiokawa, K., Y. Otsuka, C. Ihara, T. Ogawa, and F. J. Rich (2003b), Ground and satellite observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbance at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, *108*(A4), 1145, doi:10.1029/2002JA009639.

研究題目	伝搬性電離圏擾乱に伴うプラズマドリフト速度の観測		
研究期間	2008年後期～2009年後期		
研究代表者 所属・職	名古屋大学太陽地球環境研究所	氏名	大塚雄一
研究協力者 所属・職・氏名	名古屋大学太陽地球環境研究所・教授・塩川和夫 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・加藤泰男 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・濱口佳之 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・山本優佳 京都大学生存圏研究所・教授・山本衛		

成果論文リスト

なし

1. はじめに

電離圏には、伝搬性電離圏擾乱(Traveling Ionospheric Disturbance; TID)とよばれる電離圏プラズマ密度の変動があることが従来から知られており(Hocke and Schlegel, 1996)、1960 年代からこの現象は大気重力波による中性大気の振動が原因であると考えられてきた(Hines, 1960; Hooke, 1968)。しかし、近年の光学・電波観測技術の発展によってTIDの水平二次元構造や伝搬特性が明らかになると、夜間に発生する中規模 TID(MSTID)は南西方向に伝搬するものが殆どであるなど、従来の大気重力波理論では説明が不可能であることが分かってきた。さらに、近年の研究から、MSTID の生成原因は日中と夜間とでは異なると考えられるようになってきた(Kelley and Miller, 1997; Kotake et al., 2007)。本研究では、プラズマドリフト速度の観測を行うことにより、日中と夜間とに発生するMSTIDの生成機構の違いを明らかにすることを目的とする。

2. 研究の背景及び目的

国内に国土地理院が展開しているGPS観測網や名古屋大学の大気光イメージャーによる観測から、これまでに以下のことが明らかになった。1) 日中に発生する MSTID は、南南東方向に伝搬するものが多く、冬季に発生頻度が高い。2)夜間に発生するMSTIDは、南西方向に伝搬するものが多く、発生頻度は夏季に第一極大、冬季に第二極大となる半年周期変動を示す。さらに、MUレーダーによる電子密度観測との比較から、日中の MSTID は大気重力波、夏季夜間の MSTID は電離圏電場の変動に起因すると考えられるようになってきた。大気重力波は中性大気との衝突によってプラズマを磁力線平行方向に動かし、一方、電場はExB ドリフトによってプラズマを磁力線直交方向に動かすことによってプラズマ密度の変動が起こると考えられる。MSTID に伴ってプラズマドリフト速度がどのように変動するかを明らかにすることは、MSTID の生成機構解明に非常に重要であるが、MSTID の生成原因の違いによるプラズマドリフト速度変動の違いはまだ観測的に明らかにされていない。

本研究では、MSTID に伴うプラズマドリフト速度変動の磁力線平行成分を観測し、その日中と夜間との違いを明らかにする。

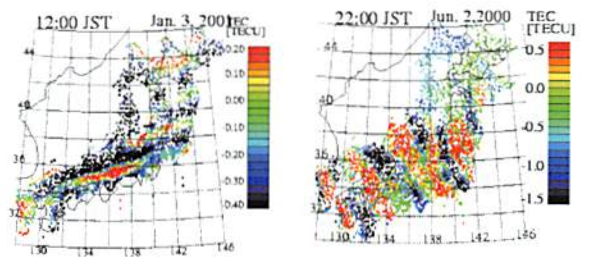


図 1: 国土地理院が所有する国内の GPS 受信機網から得られた全電子数(TEC)変動の水平二次元分布。日中及び夜間にみられる MSTID の典型例をそれぞれ右図と左図に示す。

2. 研究の方法

1. MU レーダーによる磁力線平行方向のプラズマドリフト速度の観測を行う。電離圏 IS 定常観測で行われているドリフト速度観測の推定精度では、本研究を遂行するのに充分ではない。そこで本観測では、推定精度を向上させるため、IS 定常観測とは異なり、電子密度プロファイル観測は行わず、2 パルスのドリフト速度観測のみを行う。また、ビーム方向は磁力線平行方向の一方向のみとし、積分回数を増やすことで推定精度を向上させる。
2. 国土地理院の GPS 観測網データを用いて全電子数を算出し、MSTID を検出する。
3. MU レーダーのプラズマドリフト速度観測で得られる自己相関関数の 0 ラグ・データを用いて MSTID によるプラズマ密度変動を検出する。
4. 上記の観測データから、MSTID に伴うプラズマドリフト速度変動を抽出し、全電子数変動及びプラズマ密度変動との関係を調べる。これらが日中及び夜間に発生する MSTID ではどのような違いがあるかを調べ、それぞれの MSTID の生成機構について議論する。

プラズマドリフト速度データから子午面中性大気風速を導出する。名大のファブリ・ペロー干渉計で観測される中性大気風速データも活用し、風速変動及び背景風速と MSTID との関係を明らかにする。

3. 期待される成果と進捗状況

これまでの MU レーダーによる電子密度観測データをもとに大気重力波のモデル計算を行った結果、平均的に日中の MSTID は磁力線平行方向に振幅約 7m/s のプラズマ及び中性大気の振動をもつことが予測されている(Fukao et al., 1991; Kirchengast et al., 1996)。本研究では、MSTID に伴うプラズマ速度の磁力線方向の振動を中緯度では初めて直接観測する。これにより、大気重力波が日中の MSTID の原因である確証が得られると期待される。また、熱圏における大気重力波のエネルギーや運動量輸送について定量的な知見が得られる。

一方、夜間では分極電場による ExB ドリフトが MSTID の主要な原因と考えられるが(Kelley and Miller, 1997; Otsuka et al., 2004)、大気重力波が MSTID の水平波長や伝搬方向を決定しているとの考え方もあり、夜間の MSTID に対する大気重力波の寄与は未解明である。本研究では、大気重力波による磁力線平行方向のプラズマ速度の変動を観測し、夜間の MSTID に大気重力波がどのような役割りを果たしているか明らかにする。

この磁力線平行方向のドリフト速度観測は、2008 年 12 月 1-2 日に初めて行ったが、GPS 全電子数データを調べたところ、この期間には MSTID は発生していなかった。このため本観測を継続して行いたい。

参考文献

Fukao, S., Y. Yamamoto, W. L. Oliver, T. Takami, M. D. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of ionospheric horizontal gradients produced by gravity waves, *J. Geophys. Res., 98*, 9443-9451, 1991.

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

Hocke, K., and K. Schlegel, A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982-1995, *Ann. Geophys., 14*, 14,917-14,940, 1996.

Hooke, W. H., Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves, *J. Atoms. Terr. Phys., 38*, 1441-1481, 1968.

Kelley, M. C., and C. A. Miller, Electrodynamics of midlatitude spread F: 3. Electrohydrodynamic waves? A new look at the role of electric fields in thermospheric wave dynamics, *J. Geophys. Res., 102*, 11,539-11,547, 1997.

Kirchengast, G., K. Hocke, and K. Schlegel, The gravity wave-TID relationship: insight via theoretical model-EISCAT data comparison, *J. Atmos. Terr. Phys., 58*, 233-243, 1996.

Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California, *Earth Planets Space, 59*, 95-102, 2007.

Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson, Geomagnetic conjugate observations of medium-scale traveling ionospheric disturbances at midlatitude using all - sky airglow imagers, *Geophys. Res. Lett., 31*, L15803, doi:10.1029/2004GL020262, 2004.

研究題目	Ｅ・Ｆ領域同時観測による中規模伝搬性電離圏擾乱の生成機構の解明		
研究期間	2006 年前期		
研究代表者 所属・職	名古屋大学太陽地球環境研究所・助教	氏名	大塚雄一
研究協力者 所属・職・氏名	名古屋大学太陽地球環境研究所・助教授・塩川和夫 名古屋大学太陽地球環境研究所・教授・小川忠彦 名古屋大学太陽地球環境研究所・学振ＰＤ・横山竜宏 京都大学生存圏研究所・助教授・山本衛 （所属・職は申請当時）		

成果論文リスト

Shalimov, S., T. Ogawa, Y. Otsuka, On the gravitywave-driven instability E layer at mid-latitude, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 1943-1947, 2009.

Yokoyama, T., D. L. Hysell, Y. Otsuka, and M. Yamamoto, Three-dimensional simulation of the coupled Perkins and Es-layer instabilities in the nighttime midlatitude ionosphere, *J. Geophys. Res.*, *114*, A03308, doi:10.1029/2008JA013789, 2009.

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.

Otsuka, Y., F. Onoma, K. Shiokawa, T. Ogawa, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and E-region field-aligned irregularities at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, *112*, A06317, doi:10.1029/2005JA011548, 2007.

1. はじめに

電離圏には、伝搬性電離圏擾乱(Traveling Ionospheric Disturbance; TID)とよばれる電子密度の変動があることが従来から知られており、1960年代からこの現象は大気重力波による中性大気の振動が原因であると考えられてきた(Hines, 1960; Hooke, 1968)。しかし、近年の光学・電波観測技術の発展によってTIDの水平二次元構造や伝搬特性が明らかになると、夜間に発生する中規模 TID(MSTID)は南西方向に伝搬するものが殆どであるなど、従来の大気重力波理論では説明が不可能であることが分かってきた。特に (1)なぜMSTIDが南西方向に伝搬するのか？(2)プラズマ不安定のメカニズムは何か？が未解明の問題としてあげられる。これら未解明の問題を解決するには、F 領域と磁力線で結ばれたE領域も含めて考える必要がある。MSTIDは、数百km程度の水平波長をもっており、このスケールの電場は殆ど減衰することなくE、F両領域に伝わる。E領域における沿磁力線不規則構造 (Field-Aligned Irregularity; FAI)については、従来よりMUレーダーなどを用いた観測が行われており、夏季夜間に発生頻度が高く南西方向に伝搬する、といったF領域のMSTIDと類似した特徴が明らかになっている(Yamamoto et al., 1994)。本研究では、E領域のFAI観測、F領域のMSTID、中性大気風速の観測を行い、MSTIDの伝搬特性、生成メカニズムの解明を目指す。

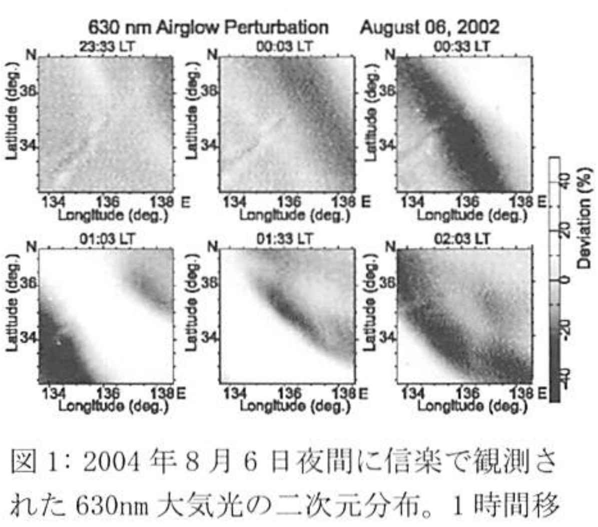


図1: 2004年8月6日夜間に信楽で観測された630nm大気光の二次元分布。1時間移動平均からの偏差を平均値で規格化した値を示す。

2. 観測及び結果

2.1 中規模伝搬性電離圏擾乱

OMTI(Optical Mesosphere Thermosphere Imagers)の一部として、全天大気光イメージャーが1998 年から信楽のMUレーダー観測所に設置されている。この大気光イメージャーを用い、630nmの波長を持つ酸素原子の大気光の2 次元イメージを時間分解能5.5分で撮像した。露光時間は2.5分である。図1に2002 年8 月6 日夜間に撮像された大気光画像を示す。大気光画像は発光層の高度を 250 km と仮定して地理座標に変換した。この画像より南西に伝搬するMSTID が確認された。MSTID の伝搬方向は南西(方位角 200°) であり、その伝搬速度は 80 m/s であった。

2.2 E 領域FAI

図2に、2004年8月6日22:00 JSTから7日02:00JSTにMUレーダーで観測されたE領域FAIのエコー強度の時間・レンジ断面図を示す。図より、典型的な QP エコーが、22:20 JST にまずビーム 5(北東向き)から現れ、ビーム 4、3、2、1 と順番に現れている。ビーム 5 とビーム 1 との QP エコーの出現時間差は 25 分である。このことから、この QP エコーの構造は、西向きに約120 m/sで伝搬していることが分かった。また、図中で、エコーは負の傾きをもつ筋状の構造として現れており、FAI の構造がレーダーに近づく方向に移動していることを示している。この速度(レンジ・レート)は、北東向きのビームで小さく(～60m/s)、南西向きのビームで大きな値をもつ(～120m/s)。このことから、エコー領域は北西から南東に延びる葉巻状の構造をしており、南西方向に移動していると考えられる。

図3に、MUレーダーで観測されたE領域FAIのドップラー速度の時間・レンジ断面図を示す。高度約100km以上では、FAIのドップラー速度は、電場による E×B ドリフトによるものであると考えられる。図より、各ビーム方向で得ら

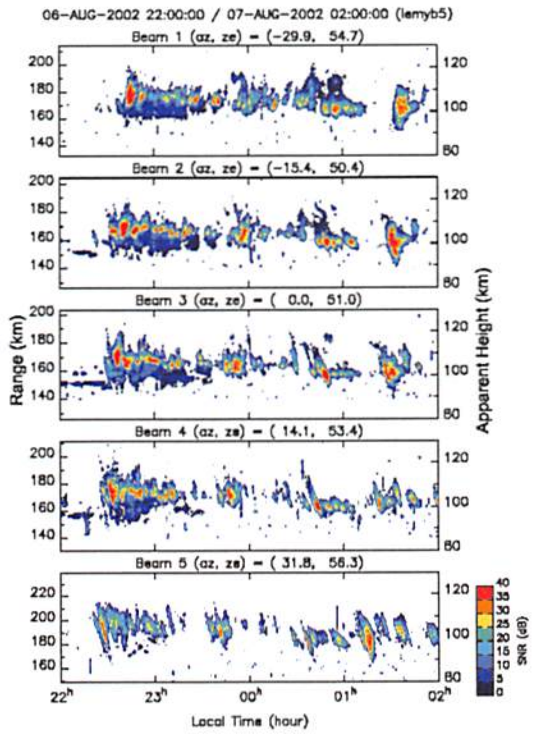


図 2: 2004 年 8 月 6 日夜間に信楽 MU レーダーで観測された E 領域 FAI のエコー強度の地方時・レンジ断面図。5 方向のビームで得られたもの。図の右の縦軸は高度を示す。

れたドップラー速度は、60-90 分程度の周期で変動していることが分かる。このドップラー速度変動の振幅は、ビーム 5(北東向き)からビーム 1(北西向き)に向かうにつれて大きくなる。このような傾向は、FAI のドリフト速度が北西-南東方向に振動していることを意味する。

2.3 熱圏中性大気風速

2002 年 8 月 6 日夜間には、信楽のファブリペロー干渉計(FPI)によって高度 250 km 付近における中性風速が観測された。強いエコーが観測された 6 日 22:00 JST から 7 日 00:00 JST における平均的な値は、東向き成分が 86 m/s、南向き成分が 91 m/s であった。よって、南東向き(方位角 137°) で風速 125 m/s であった。熱圏における中性風は、太陽放射による圧力勾配によって昼半球から夜半球に向けて吹くことが明らかになっている(Hedin, 1988)。このことから、中緯度の熱圏における風は、日没時に東向きで時間と共に南に方向を変え、夜半には南南東向きであることが期待される。FPI によって観測された風は南東向きであり、徐々に南向きに変化していることは、これと良く一致する。

3. 議論

F 層中を流れる電流 J は、電場と E 中性大気風速 U によって、$J = \Sigma p(E + U \times B)$ と表される。ここで、Σp は積分 Pedersen 導電率である。本研究では、J を求めるため、ファブリ・ペロー干渉計で観測された U を用いた。MSTID が観測されたとき、U は南東方向(方位角 160°)に向いており、約 100m/s であった。一方、E の同時観測データは無いため、これまでの MU レーダーによる F 領域ドリフト速度観測データから得られた平均値を用いた。その結果、J はほぼ東向き(方位角約 80°)と見積ることができた。630nm 大気光強度は、F 層における積分 Pedersen 導電率(Σp)の大きさにほぼ比例する(Kelley et al., 2000)。Σp に空間不均一があると、そ

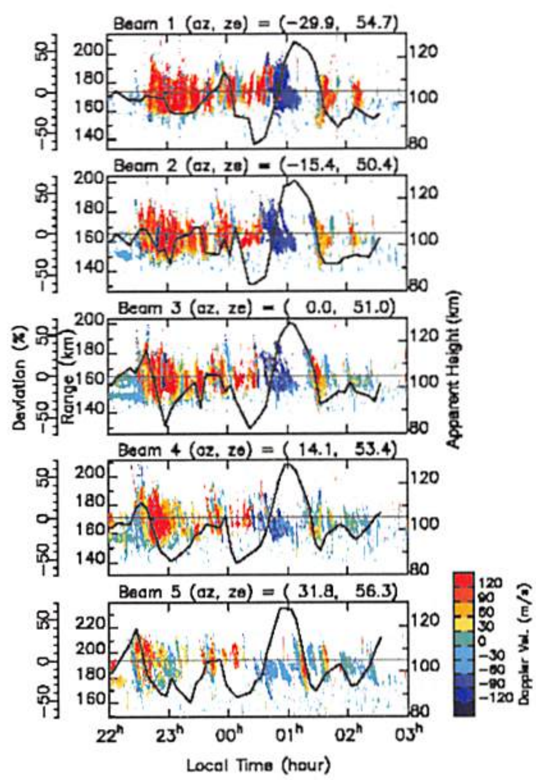


図 3: 2004 年 8 月 6 日夜間に信楽 MU レーダーで観測された E 領域 FAI のドップラー速度の地方時・レンジ断面図。遠ざかる方向が正。図中の黒線は、FAI が存在する磁力線を高度 250km までたどった場所の 630nm 大気光の変動成分。

こを流れるJの連続性を保つために分極電場dEが発生する。従って、大気光変動を引き起こすMSTIDによって分極電場dEが発生すると考えられる。また、電場dEの東向き(西向き)成分は、ExB ドリフトにより F 領域プラズマを上方(下方)に動かすため、その領域では大気光は減光(増光)する。dE は、Σp 変動(つまり 630nm 大気光の変動)の波面と直交する方向であり、

$$dE = d\Sigma p / \Sigma p\ (E + U \times B) \cdot k / |k|$$

と表される。ここで、dΣpは、Σpの変動成分である。dΣp/Σp は、大気光強度変動の大きさから求められ、約 0.5 であった。よって、dEは、1.1mV/mと求められる。この電場によるプラズマのExBドリフトの大きさは約24m/sである。dE は、Σpの減少領域(大気光の減光領域)において北東向き、Σpの増大領域(大気光の増光領域)において南西向きである。したがって、MSTIDに伴う分極電場dEによるExBドリフトの向きは、E領域FAIで観測されたドリフト速度の向きと一致する。しかし、E 領域 FAI のドリフト速度は100m/s以上あり、MSTIDに伴う分極電場dEよりも数倍大きい。これは、MSTID生成に起因する分極電場は、F 領域だけでなくE領域でも生成されているためと考えられる。

4 まとめ

2002年8月6日晩に、MU レーダーと同レーダーサイトに設置した全天大気光カメラによってE領域FAIとMSTIDの同時観測に成功した。E 領域 FAI のドップラー速度は、MSTID の周期である約 60-90 分で変動しており、MSTID による大気光増光(減光)領域と磁力線で結ばれた E 領域ではFAIのドリフト速度が南東(北西)向きであることが明らかになった。この結果は、E 領域とF領域における電離圏擾乱が磁力線を介して電場で強く結合していることを示すものである。さらに、F 領域およびE 領域における分極電場を推定し、その比較を行った。大気光発光強度の変化より F 領域における分極電場は1.1 mV/m と推定され、E 領域FAI のドップラー速度より見積もられる E 領域における分極電場よりも小さいことが明らかになった。この結果より、MSTID の生成に、E 領域起源の分極電場が寄与していることが示唆される。この結果は、Otsuka et al. (2007)に報告済みである。

参考文献

Hedin, A. E., N. W. Spencer, T. L. Killeen, Empirical global model of upper thermosphere winds based on atmosphere and dynamics explorer satellite data, *J. Geophys. Res.*, *93*, 9959-9978, 1988.

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

Hooke, W. H., Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves, *J. Atoms. Terr. Phys.*, *38*, 1441-1481, 1968.

Kelley M. C., J. J. Makela, W. E. Swartz, S. C. Collins, S. Thonnard, N. Aponte, and C. A. Tepley, Caribbean ionosphere campaign, year one: airglow and plasma observations during two intense mid-latitude spread-F events, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 2825-2828.

Otsuka, Y., F. Onoma, K. Shiokawa, T. Ogawa, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances and E-region field-aligned irregularities at midlatitude, *J. Geophys. Res.*, *112*, A06317, doi:10.1029/2005JA011548, 2007.

Yamamoto, M., N. Komoda, S. Fukao, R. Tsunoda, T. Ogawa, T. Tsuda, Spatial structure of the E-region field-aligned irregularities revealed by the MU radar, *Radio Science*, *29*, 337-347, 1994.

研究題目	電離圏ビーコン観測用ディジタル受信機の開発		
研究期間	2006 年度後期～2008 年前期		
研究代表者 所属・職	京都大学生存圏研究所・教授	氏名	山本衛
研究協力者 所属・職・氏名	京都大学生存圏研究所・教授・山本　衛 京都大学生存圏研究所・JSPS 外国人特別研究員・Smitha Thampi (独)情報通信研究機構電磁波計測部門・推進室長・石井　守 名古屋大学太陽地球環境研究所・助教・大塚雄一 LAPAN（インドネシア）・研究マネージャ・Timbul Manik SRI International（米国）・主席研究者・Roland Tsunoda		

成果論文リスト

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

Thampi, S. V., C. Lin, H. Liu, and M. Yamamoto, First Tomographic Observations of the Mid-latitude Summer Nighttime Anomaly (MSNA) over Japan, *J.Geophys. Res.*, **114**, A10318, doi:10.1029/2009JA014439, 2009.

Thampi, S. V., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, Y. Otsuka, 他3名, 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, doi:10.1029/2009GL039887, 2009.

Thampi, S. V., and M. Yamamoto, First results from the ionospheric tomography experiment using beacon TEC data obtained using a network along 136°E longitude over Japan, *Earth Planet Space*, in print, 2010.

GRBR公開URL　http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/digitalbeacon/

1. はじめに

わが国には、建設省国土地理院が全国千地点以上に展開するGPS受信機網GEONETがある。我々はこれを用いて日本上空の全電子数(Total Electron Content; TEC)の水平分布を30秒毎に算出するシステムを開発し、夏季の夜間に頻繁にあらわれる中規模電離圏擾乱(Middle-Scale Traveling Ionospheric Disturbance; MSTID)の構造を研究してきた(Saito et al., 1998)。一方、TECの観測手法としては、衛星から2波(あるいは3波)のビーコン電波を送信し地上でその位相差を測定するという、非常に古典的な手法がある。ビーコン電波を送出する衛星として、高度数百kmから千km程度を飛翔する、いわゆる低軌道衛星が使用されるため、地上から見た一回の衛星パスが10～15分間と短時間である。衛星ビーコン観測は、近年は我が国ではほとんど行われることがなかったが、最近のディジタル信号処理技術の高度化に伴い、ディジタル信号技術を使って受信機を安価に開発することができるようになっている。我々は、衛星—地上間のTEC測定用のディジタル・ビーコン受信機GNU Radio Beacon Receiver (GRBR)を開発した。

GRBRは既製品に比べて価格が1/10かつ高性能という特徴を持っており、研究に実利用され始めている。具体的な研究目的は、ひとつは、世界最大の地上GPS受信機網GEONETと新規の衛星ビーコン多地点観測を組合せ、TECデータに基づいたトモグラフィ解析によって、MSTIDの空間構造を明らかにすることであり、もうひとつは、低緯度・赤道域における赤道スプレッドF現象(Equatorial Spread-F; ESF)研究への応用である。

2. 受信機の構成

開発したディジタル受信機は、Linux PC、GNU Radio、USRP (Universal Software Radio Peripheral)から構成される。GNU Radioはディジタル送受信機を簡易に実現するために開発されたソフトウェアツールキットである。GNU RadioはLinux PC上で動作し、プログラム言語Pythonを用いたプログラミングにより、変復調器やフィルタ等の機能が実現できる。一方、USRPは安価で高性能なディジタル信号処理ボードであり、サンプリング周波数64 MHzのアナログ・ディジタル(A/D)変換器やプログラムFPGA (Field Programmable Gate Array で構成される信号処理装置等を備え、二周波の同時送受信が可能である。アンテナには、無指向性に近くあらゆる方向に円偏波特性を持つQFH (QuadriFilar Helicoidal)アンテナ(Kilgus, 1969)を自作して使用した。

図1にビーコン受信機のブロック図を示す。人工衛星からのビーコン信号は、アンテナにより受信され、プリアンプ(増幅器1, 4)、帯域通過フィルタ(BPF 1, 2)、外付け増幅器(増幅器2)等を経てUSRPに入力される。150 MHzの信号は直接A/D変換され、400 MHzの信号は、いったんドーターボード上でアナログ回路によって数MHzの信号に変換された上でA/D変換される。両信号はFPGAに構成されたプログラムによってディジタル復調され、CICフィルタによってサンプリング周波数が1/200に下げられる(周波数320 kHz)。その後USBインターフェースを通してLINUX PC上のGNU Radioプログラムに引き渡される。GNU Radio上でさらにFIR

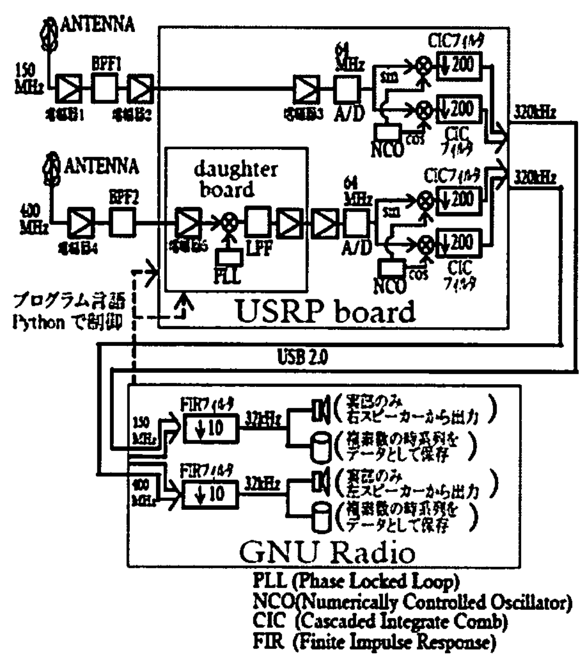


図1：ディジタル・ビーコン受信機のブロック図

フィルタで帯域制限された上でサンプリング周波数が 1/10 に下げられ、それぞれ±16 kHz の帯域をもつ複素時系列として保存される。

開発した受信機と評価の確立した既存の受信機との比較観測は、2007 年 8 月に JAXA 内之浦宇宙空間観測所（鹿児島県）で、2008 年 8 月に信楽において行われた。いずれもアナログ受信機との比較であったが、TEC 推定値の一致は極めて良好であって、我々の受信機が良好に動作することが確認された。本受信機を GNU Radio Beacon Receiver (GRBR) と名づけ、ハードウエア・ソフトウエアの状況と初期比較観測結果をまとめて論文発表した (Yamamoto, 2008)。またホームページを設けて設計・製作情報の公開を始めた（参考文献参照）。

3. 日本上空の観測例

GRBR の初めての研究利用として、2008 年 7 ～9 月に下記の 3 地点からの同時観測を実施した。

京都大学生存圏研究所信楽 MU 観測所（滋賀県甲賀市）
京都大学防災研究所潮岬風力実験所（和歌山県串本市）
中部特機産業・福井支店（福井県福井市）

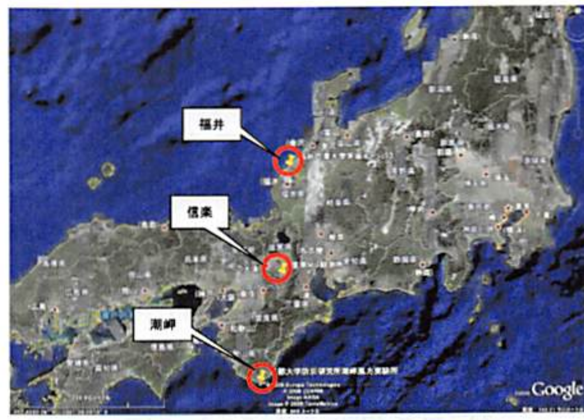


図 2：ビーコン受信機の配置図。各点の間隔は約 150km である。衛星パスは南北に近いためトモグラフィ解析に適している。

図 2 に示すように、3 地点は、全体で 300km の規模を持つ南北 1 直線状の配置となる。観測状況は良好であって、ほぼ全ての期間にわたってデータを取得した。

図 3 に 7 月 10～11 日に得られたデータに基づくトモグラフィ解析の結果を示す。(a)～(h) がそれぞれ 2008 年 7 月 10 日 12:00UT, 23:00 UT, 7 月 11 日 06:15UT, 08:10UT, 10:00UT, 12:15UT, 20:00UT, 22:00UT に対応している。いずれも緯度範囲 28 度～41 度において電子密度分布が良好に推定された。(a), (e), (f) が MSTID の発

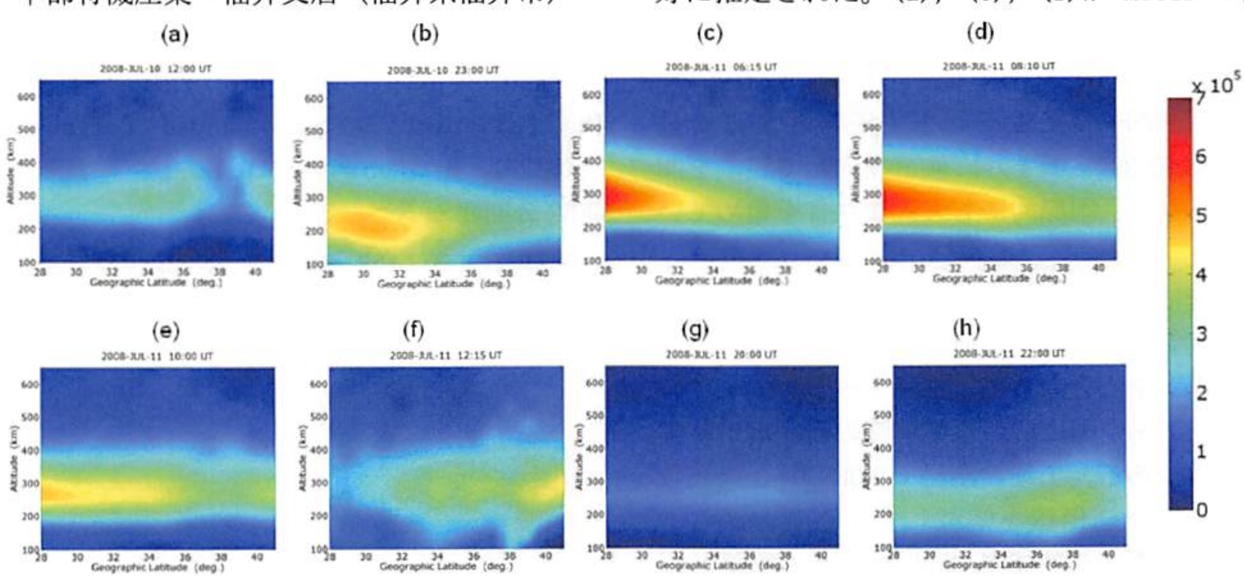


図 3：2008 年 7 月 10～11 日の観測からトモグラフィ解析で得られた電子密度分布の緯度・高度分布。(a) 2008 年 7 月 10 日 12:00UT (21:00LT), (b) 23:00 UT (09:00LT), (c) 7 月 11 日 06:15UT (15:15LT), (d) 08:10UT (17:10LT), (e) 10:00UT (19:00LT), (f) 12:15UT (21:15LT), (g) 20:00UT (05:00LT), (h) 22:00UT (07:00LT)。

生が期待できる夜間に当っているが、電子密度の分布に緯度構造が現れている（特に(a)と(f)で顕著）、GPS-TECとの詳細な比較には至っていないが、これはMSTIDによる電子密度変動と考えられる。日中にあたる(c)と(d)については、低緯度側に電子密度の増大が見られるが、これは電子密度の大規模分布が磁気緯度10度付近で最大となる、いわゆる赤道異常といわれる分布の北側の様子を捉えたものである。地方時で朝7〜9時に当る(b)と(h)については、夜の低電子密度の状況が日中に移り変わる状況が現れているものと考えられる。

4. 低緯度電離圏研究

最近では、GRBRの低緯度・赤道域への展開が開始されている。ESFのプラズマ不安定としての理解は、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る。ESFは衛星通信やGPS測位の阻害要因となりうる顕著な擾乱であり、最近ではGPS測位が民間航空機のナビゲーションに採用され始めたため、発生予測が航空機の運行や安全を左右する重要な問題と認識されている。ESF研究は赤道低緯度電離圏のホットトピックであり続けてきたが、ESFを誘発する「種」が未解明で、日々変動の予測ができない。米国はESFの発生予測を主任務とする衛星C/NOFSを2008年4月に軌道投入して観測を開始するなど、国際的にも大きな注目を集めている。

わが国においては、京都大学生存圏研究所、名古屋大学太陽地球環境研究所、(独)情報通信研究機構が中心となって、タイ・ベトナム・インドネシア・中国に広がる電離圏の観測網が整備されつつある。上述の衛星C/NOFSが3周波数のビーコン送信機を搭載していることから、我々は東南アジア域にGRBR観測網を整備し、観測データを蓄積しつつある。

5. まとめ

本研究ではソフトウエア無線専用のオープン・ソフトウエア／ハードウエアを利用した衛星ビーコン観測用のディジタル受信機GRBRの開発状況について報告した。実利用として、これまで信楽を中心とする3点ネットワーク観測を行って、トモグラフィ解析から電子密度の緯度・高度分布の推定を行った。また最近ではESF研究へ貢献することを狙って東南アジア域への展開を進めつつある。今後は、GRBRの特徴である「低価格」「高性能」「オープン性」を活かして利用者を増やし、観測ネットワークを飛躍的に拡大して行きたい。

6. 参考文献

Kilgus, C. C., Resonant Quadrafilar Helix, IEEE Trans. *Antennas and Propagation*, AP-17, 349-351, 1969.

Saito, A., S. Fukao, and S. Miyazaki, High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (16), 3079-3082, 1998.

Yamamoto, M., Digital beacon receiver for ionospheric TEC measurement developed with GNU Radio, *Earth Planets Space*, 60, e21-e24, 2008. (http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/2008e/6011e021.pdf)

GNU Radio, http://gnuradio.org/.

The Universal Software Radio Peripheral (USRP), http://www.ettus.com/.

GRBR公開ホームページ：
http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/digitalbeacon/

研究題目	しし座流星群の観測
研究期間	平成２年後期～平成２１年後期
研究代表者 所属・職	自然科学研究機構　国立天文台・准教授
氏名	渡部潤一
研究協力者 所属・職・氏名	国立極地研究所・教授　中村 卓司 同　・助教　堤 雅基 国立天文台　天文情報センター　広報普及員　佐藤 幹哉 台湾中央大学　助理教授　阿部新助

成果論文リスト

"Meteor Radiant Mapping with MU Radar"
J. Watanabe, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Tsutsumi, A. Miyashita, and M. Yoshikawa
in Asteroids, Comets, Meteors 1991, ed. A.W.Harris and E.Bowell, pp.625(1992)

"Wide-Field TV Observation of the Leonid Meteor Storm in 2001:Main Peak over Japan" ,
J. Watanabe et al.
Publ. Astron. Soc. Japan, Vol.54, L23-L26 (2002)

"Meteoroide Clusters in Leonids: Evidence of Fragmentation in Space"
Watanabe,J. et al. Pub. Astron. Soc. Japan,Vol.55, L23-L26(2003)

1. 本研究の目的

しし座流星群は、数ある流星群の中でも、母天体であるテンペル・タットル彗星の回帰に伴って活動が活発化する、いわゆる周期群の代表である。周期群は、一般に母天体から放出された流星塵が軌道上にまだそれほど拡散していない“若い”流星群とされる。したがって、その軌道上の流星体分布を調べられれば、流星群の進化を探る上で貴重なデータとなる。地球は、毎年１１月中旬に、この流星群の軌道を横切ることになるが、それはとりもなおさず流星群そのものの軌道の違った部分をサンプリングすることになる。軌道上の流星体分布を明らかにするためには、毎年しし座流星群を同一条件で観測することが望まれる。

しかしながら、旧来の光学観測では、天候や月明かりに左右されること、昼には観測できない。そのため、これらに左右されないＭＵレーダーによる流星風観測モードで平成２年より継続的な観測をおこなっている。当初の目的からすれば、1998 年の彗星回帰の前後１０年で終了する予定であったが、流星群の新しい概念が登場し、それに添って 2010 年頃まで出現が予測されていたことから、平成 21 年まで観測を継続したところである。

2. 観測結果

観測データの解析により、おなじしし座流星群でも出現年によって、その性質が大きく異なることがわかってきた。母彗星が回帰した 1998 年と、その翌年の 1999 年の例を示す。前者では、流星体のサイズが大きく、オーバーデンスエコーの多発によって、ランダムな出現を示しているが、後者ではアンダーデンスエコーが卓越しており、捕捉位置は放射点から９０度、つまり鏡面反射点に多い。この差は、その後の研究で、これらの流星を出現せしめたダストトレイルが、それぞれ流星体を彗星から放出する速度が異なっているため、サイズ依存性が存在したことが明らかになった。前者では、秒速 2.4m、後者では 13.6m であった。したがって、流星群の進化を考察する上では、こうしたダスト・トレイルそれぞれで性質が異なる流星が出現することを考慮に入れなくては成らないことがわかった。

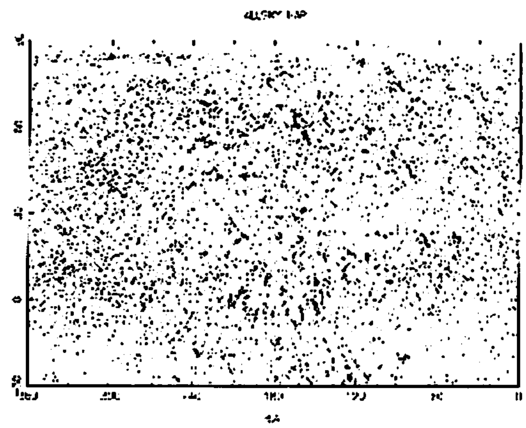


図１：1998 年のしし座流星群の MU レーダー観測結果。天球上に直した反射点マップで、オーバーデンスエコーが多いことがわかる。

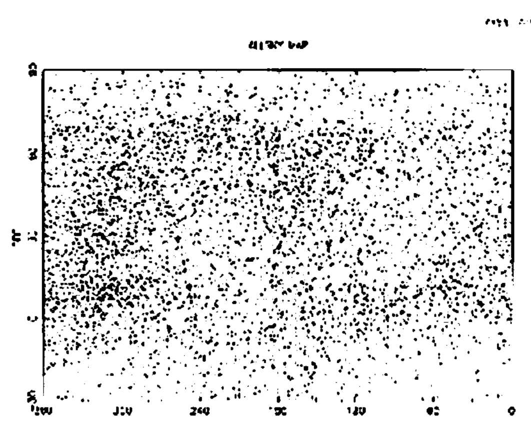


図２：1999 年のしし座流星群の MU レーダー観測結果。図１と同じだが、アンダーデンスエコーが、放射点を中心とする大円上に並んでいることがわかる。

研究題目	レーダーデータからの流星群の探索しし座流星群の観測		
研究期間	平成16年後期～平成17年前期		
研究代表者 所属・職	自然科学研究機構　国立天文台・准教授	氏名	渡部潤一
研究協力者 所属・職・氏名	国立極地研究所・教授　　中村 卓司 日本流星研究会　　上田　昌良		

成果論文リスト

「ＭＵレーダーによる微光流星群の観測」
渡部 潤一、中村卓司、津田敏隆、堤雅基、宮下暁彦、吉川真
第２回ＭＵレーダーシンポジウム集録、pp. 4(1991)

「ＴＶ流星と電波流星エコーの同時観測結果の統計」
上田昌良、中村卓司、日本天文学会１９９６年春季年会Ｌ０６ｂ

1. 本研究の目的

ＭＵレーダーの流星風観測モードは、特に低速流星の場合、古典的な可視光での観測よりも小さな流星体を捉えるのに非常に有効であり、いままであまり知られていない低速・微光流星群の活動を捉えている可能性がある。われわれは、長年に渡って蓄えられたMU レーダーの流星モード観測データを利用し、流星群の探索を行ってみてはどうか、と考え、その探索方法を検討した。微光流星は、いわゆるアンダーデンスエコーとなるため、鏡面反射条件が成立する場所が反射点となる。したがって、流星モードで捉えられる流星は、おおまかにいえばレーダーサイトに直交して飛行している。その出現点の高度・方位角を、出現時刻から天球上の赤経・赤緯に引き直してプロットすると、出現点はひとつの大円上に並ぶ。この大円は輻射点（その流星群が地球に飛び込んでくる方向）を極とするものになっており、これから確率的に輻射点の位置を決めることができる（参考文献１)。この方法を利用し、いままで解析されていない流星モードのデータを用いて、天球上の出現点マッピングから、未知の流星群の探索を行った。

2. 研究結果

現在まで、主に主要流星群活動期の流星モードの観測データから、上記の方法によって、輻射点の位置を割り出し、可視光の位置に一致することを確かめており、その有効性はすでに発表済みである。この手法を流星群活動期以外に行われた流星モードのデータに適用することにより、未知の流星群の活動を探し出すことができる。１９９６年には、新流星群らしきものが抽出できたので、これを上田氏を中心にしてまとめた。機会が有れば、今後も local time や高度、強度などに階層わけして流星群検出をおこなっていきたい。

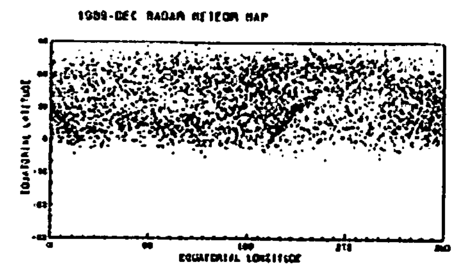


図１：1989 年のふたご座流星群のデータで手法の有効性を確かめた結果。天球上に直した反射点マップで、アンダーデンスエコーが放射点から９０度の大円上に並んでいることがわかる。

3. 参考文献

"Meteor Radiant Mapping with MU Radar"
J. Watanabe, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Tsutsumi, A. Miyashita, and M. Yoshikawa, in Asteroids, Comets, Meteors 1991, ed. A.W.Harris and E.Bowell, pp.625(1992)

研究題目	ジャコビニ流星群の観測		
研究期間	平成１６年後期		
研究代表者 所属・職	自然科学研究機構　国立天文台・准教授	氏名	渡部潤一
研究協力者 所属・職・氏名	国立極地研究所・教授　　　中村 卓司 国立天文台　天文情報センター　研究技師　福島 英雄		

成果論文リスト

1. 本研究の目的

ジャコビニ流星群とは、りゅう座ガンマ流星群ともいわれ、毎年10月上旬に出現する流星群である。流星の元となる塵（ちり）粒を供給しているのは、母彗星はジャコビニ・ジンナー彗星と呼ばれる周期6.6年の短周期彗星である。例年は出現数が少ないが、母彗星の回帰周期の6年あるいはその倍の13年毎に、大出現を見せることがある。これまで1時間数千個以上の極端な大出現が1933年、1946年にあったが、最近では1998年には日本を中心に1時間あたり100個近い流星が観測された。しし座流星群と同様の“若い”周期群であり、その活動を監視することは、流星群の進化を知る上で重要である。

2004年には、一部の研究者によって、ダストトレイルが接近し、活発化するかもしれない、と指摘された。軌道計算によれば、1880年頃の回帰時に放出・生成された複数のダスト・トレイルがほぼ同時刻、日本時間で10月8日2時〜8時頃に地球と遭遇し、かなりの出現が見られる可能性があると予測されたのである。この計算結果は研究者によって大きなばらつきがあるが、観測の動機になった事は確かである。

ジャコビニ流星群は対地速度が秒速２０ｋｍと極めて遅いために、光学的にはそれほど輝かない微光流星であり、また発光高度が低くなるため、いわゆる Height Ceiling 効果（高度が高いと、流星により生成された電離柱が拡散速度が速く、電波が反射しないまま消失してしまい、観測できない効果）が効かないために、MU レーダーによる観測は最適である。そこで、われわれは活動を捉えるために、本観測を企画したものである。

2. 観測結果

ジャコビニ流星群の予想極大は2004年10月8日午前2時から4時頃となっている。これまでの観測と同様、ドーナツビームによる干渉計モードで観測し、流星の出現時刻とその方向を知り、強度その他からジャコビニ流星群の出現個数の時間変化を調べる予定であった。これにより、実際に予測された流星体（塵粒）が存在するかどうかを探るデータを得ることができると予想した。活動の極大はいくつかの予測があったが、ピーク予測は日本時間で10月8日午前2時から4時ごろとされており、この時刻には流星群の放射点は地平線に近くなるものの、まだ観測可能ではあるため、この予測時刻をはさんだ観測を行った。しかし、残念ながら、今回ほとんど出現が見られなかった。

3. 今後の予定

次回のジャコビニ流星雨の出現は2011年とされており、現在、この出現予測に向けて、ダストトレイルの計算を行っている最中である。計算結果を基に、再度MUレーダーでの観測を試みる予定である。

研究題目	新システム流星観測によるMLT領域風速の水平構造の観測 超多チャンネル流星観測の干渉計の較正方法に関する研究 マイケルソン干渉計大気光イメージングとレーダー観測によるドップラー風速マップの比較		
研究期間	平成１７年前期～平成２１年前期		
研究代表者 所属・職	国立極地研究所・教授	氏名	中村卓司
研究協力者 所属・職・氏名	国立極地研究所・准教授・堤雅基 国立極地研究所・助教・江尻省 国立極地研究所・JSPS 特別研究員・鈴木臣 京都大学・情報学研究科・教授　佐藤亨 東京大学・理学系研究科・教授　寺沢敏夫 ニューブランズウィック大学・教授・William Ward ニューブランズウィック大学・院生・Jeffery Langille 信州大学・工学部・准教授・川原琢也 名古屋大学・太陽地球環境研究所・塩川和夫		

成果論文リスト

Suzuki. S., K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Kubota, M. Tsutsumi, T. Nakamura and D.C.Fritts, Gravity wave momentum flux in the upper mesosphere derived from OH airglow imaging measurements, *Earth Planets and Space.*, 58(5): 421-428, 2007.

Nakamura, T., T. D. Kawahara, K. Shiokawa, M. Tsutsumi, M. K. Ejiri, Shear instability structure in the mesopause region observed with all-sky imager, sodium temperature lidar and the MU radar, to be submitted J. Geophys. Res.

Nakamura. T., K.. Shiokawa, M. Tsutsumi, T. D. Kawahara, M. K. Ejiri, Wind and Temperature Structures in the Mesosphere and Lower Thermosphere With the MU Radar and Optical Observations, 37th COSPAR (Committee on Space Research) Scientific Assembly, Montréal, Canada, Jul　13- 20, 2008.

Kawahara, T.D., T. Nakamura, K. Shiokawa, Y. Saito, A. Nomura, Sodium lidar observations with the upgraded MU radar and an all-sky imager (OMTI) over Kyoto area, Reviewed and Revised Papers of the 23rd International Laser Radar Conference (ILRC 2006), 24 – 28 July 2006, Nara, Japan, p. 623-626, 2006

1. はじめに

大気が流体として振る舞い地表・海洋や気象擾乱の影響が顕著である下層・中層大気と、大気のより粒子的な側面が強くなり太陽活動や地球外からのエネルギー・物質の流入の影響を強く受ける超高層大気の境界となる中間圏・下部熱圏（ＭＬＴ）は、レーダー・大気光観測・衛星からの光学観測などで次第にその構造や力学・化学過程が明らかになってきた。しかしながら、局所からグローバルまでの種々の空間スケール、また分・秒から時間、日程度の種々の時間スケールの現象が複雑に絡み合うこの領域の全容を理解するには、我々の観測的理解は未だ道遠しという状況である。世界最大級の大気レーダーであるＭＵレーダーでは、他の観測ではできない時間・空間分解能でＭＬＴ領域を見ることができる点が重要である。

2. 研究背景と目的

ＭＵレーダーは大出力１ＭＷの高感度流星レーダーとして高度８０－１００ｋｍの風速、拡散係数および温度変動の観測に利用され、大気光イメージャ、ライダーほか種々の光学観測との協同観測、衛星との同時観測などで中間圏・下部熱圏（ＭＬＴ）領域の層構造や大気波動とその伝播砕波を明らかにしてきた。本研究では、とくにＭＵレーダーの高感度を活用して多数の流星エコーから風速の高度分布だけでなく水平分布を求める解析法（Nakamura et al., JASTP 2002）を、2004年に導入されたＭＵレーダー観測強化システム（新システム）の高機能での観測に適用して、より分解能の高い空間構造描像を得ることを目的とし、種々の協同観測でＭＬＴ領域の微細構造を探ることに供する。

さらに、これまでの流星観測では4chの受信位相を合わせるために、観測の都度屋外で位相の調整を行っていた。25chではこの作業は多くの労力と時間を費やすため、その較正作業を軽減するために、種々の較正方法を検討して実用的な運用方法を開発する。

3. 研究の方法

ＭＵレーダー新システムを活用して、２５ｃｈの干渉計観測を行う。２５群(25ch)の各群から１本の八木アンテナを選び全天の広範囲をカバーする受信チャンネルとする。コヒーレント積分回数は２回と最小とした。また、ＧＰＳ同期でマルチスタティック観測を可能にするために、ＩＰＰはこれまでの１９５０ｍｓから２．０００ｍｓに変更してバイスタティック、マルチスタティック観測を容易にした。25chの信号は簡易的にオンラインでコヒーレント合成することで、1ch の観測に比べて S/N 比を 14dB 改善する。

4. 観測結果

図１にコヒーレント合成による流星エコーのS/N比の増加例を示す。コヒーレント合成によるS/Nの増加により、検出できる流星エコー数は飛躍的に増大し、１日あたり 50,000 個の流星の観測が可能となった。

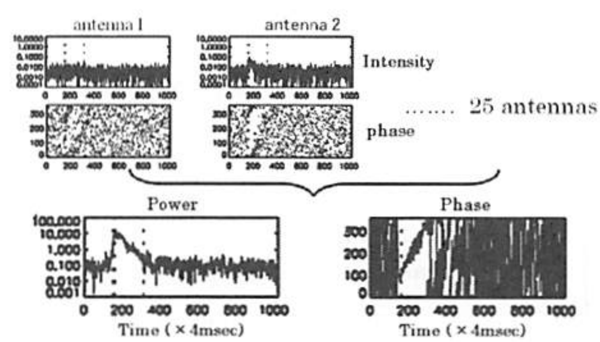


図 1：MU レーダー流星エコー時系列の電力と位相(上)および、25ch 合成した電力(左下)と位相(右下)

観測された流星エコーの分布を図 2 に示す。明け方には 3,000 個以上の流星が観測された。高度は 89km を中心に 75-102,3km の範囲に分布する。水平分布は 250-300km の範囲となる。流星エコーによる MLT 領域の風速推定は、時間高度格子を定めてその中の流星エコーによる視線風速風から時間高度格子内の風速を推定する。そのため多数のエコーによりこれまでにな

い小さい空間領域(<100km)と時間で水平風速の推定が可能となった。たとえば高度 100km x 100km の範囲と 300km x 300km の範囲で風速を水平して比較したところ、前者の方が大きな風速変動を観測することができ、この領域の風速が　数百ｋｍ以下の空間スケールで変化すること、すなわち大気重力波の卓越が示唆される。

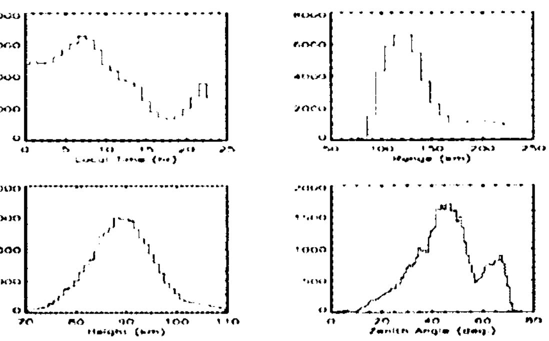


図 2 : 2006 年 5 月 3 日に観測された流星エコー数(左上)、距離(右上)、高度(左下)と天頂角(右下)。

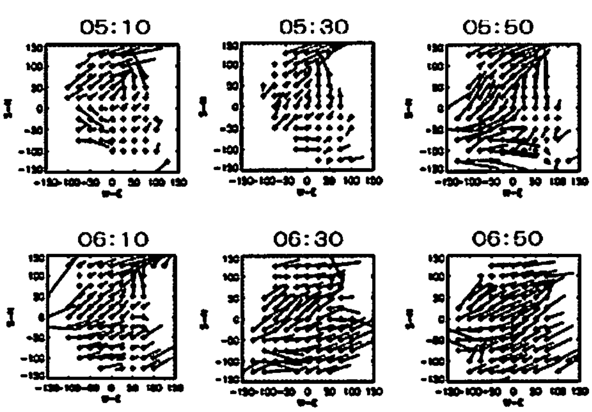


図 3 : 2006 年 5 月 3 日に観測された水平風速の水平分布。88km 高度。ベクトルの水平位置が空間領域(km)で、ベクトルの大きさが風速(m/s)。

図 3 は、明け方の流星エコーが多い時間帯に 1 時間の時間分解能（時間間隔）で 2km の高度分解能で求めた風速分布である。各風速ベクトルは各格子点を中心に半径 50km の領域で求めた風速である。大規模な大気潮汐波あるいは慣性重力波に内部重力波が重なっている様子が見て取れる。このような内部重力波のパターンは同時に観測されている大気光中の重力波にも見られ、光学とレーダー風速で同時に重力波が捉えられることが可能となったことを示す。

このような高感度・高分解能の流星風観測により、大気光イメージャ、FPI、共鳴散乱ライダーなどとの同時観測によるＭＬＴ領域の大気波動相互作用、砕波現象、大気不安定構造などの詳細な観測が可能となった。

このような MLT 領域の電波・光学同時観測の成功例として、大気光のリップルイベントの K-H インスタビリティ(シア不安定)としての同定例を示す。当該イベントは 2005 年 10 月 31 日/1 日の 3-4 時に約 90 分発生したもので、OMTI が OI および OH 大気光で撮像した。リップルイベントとしては長時間のものである。同時に観測したＭＵレーダー流星モードの風速では、多数の流星エコーから高度 1km 毎の風速を求め、風速シアを推定した。その結果高度 90km 付近で 46m/s/km もの水平風シアが方位 225 度(南西)の方向に見られた。同時に観測していた宇治のナトリウムライダーでは、温度プロファイルが得られるため、レーダーとライダーからリチャードソン数 Ri が推定できる。その結果、リップルが見られた時間帯で、高度 90km 付近で Ri が 1/4 程度となっており、観測されたリップルイベントがシア不安定によるものであることが確認された。現在リップルイベントについてはさらにイベント数を増やした解析を試みている。

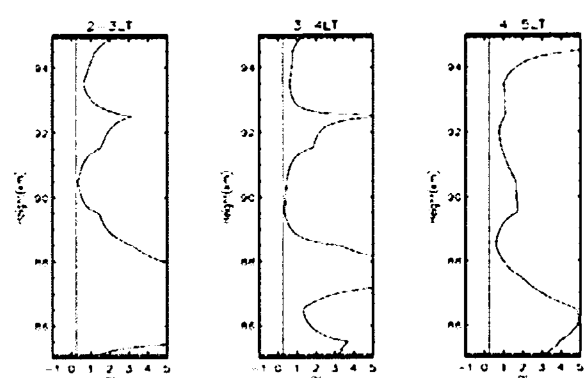


図4: ＭＵレーダーと Na ライダーで観測されたリチャードソン数。ライダーの高度分解能は 2km。3-4LT のリップル発生時に高度 90km 付近を中心に Ri が 1/4 程度となっている。

2008年-2009年にかけては、高感度流星観測と同時に、信楽MU観測所のOMTI(名大STE研)のイメージャとフォトメータ、宇治のナトリウム温度ライダー、さらに大気光イメージングによる大気光高度決定のため多賀町のイメージャ(ダイニック天究館に設置)とのキャンペーン観測を行った。これには、カナダ・ニューブランズウィック大学で開発したマイケルソン干渉計による大気光のドップラーイメージング観測(MIADI, Michelson Interferometer for Airglow Dynamics Imaging) の観測や、れいめい(INDEX)衛星による大気光のイメージングとも同時観測を行った。とくに2008年10月1-3日には台風後の好天に恵まれ、かつ活発な大気波動の出現とリップルイベントが観測されており、現在解析を進めている。

最後に、このような25chの流星観測についても光学との同時観測により種々の較正方法を実験してきた。特に我々は、イメージインテンシファイアによるTV画像との比較を有力な較正源と考えてきた。その中でも民間航空機による飛行機エコーは天候によらずに光学観測できるために有力と考えた。しかしながら、MUレーダーでの数回の実験では、低仰角からの飛行機エコーはマルチパスの影響が大きいこと、また民間航空路には複数の飛行機が間隔をおいて飛行するために干渉が避けられないことなど、種々の問題があることがわかった。

かわりに用いることが可能であったのは、レンジを制限してエコーの統計を取ることであった。同じレンジからの流星エコーは、各方位での流星の平均高度が一定であれば、同一仰角にその分布の中心が来るはずである。このよう仮定のもとにオフセットの推定を測ることが有用であることを示すことができた。実際には、アンテナの位相のオフセットを、アンテナの位置(x, y)の1次関数($\phi=ax+by+\phi 0$)で表される言わば天頂方向のオフセットと、各アンテナにランダムに発生するランダムオフセットの2つの要素に分離し、前者は流星の分布で、後者は25chの信号の相互相関行列で求めることが現実的であった。

5. まとめ

MUレーダー新システムの流星観測はこれまでの5倍の流星エコー数を利用し、さらに干渉計の精度が上がることで高精度の流星風観測が可能となった。大気光光学観測およびライダー観測、さらに衛星観測と同時観測を行うことでMLT領域の小空間スケールの現象を他にない分解能で観測多角的に観測でき、同高度領域の力学・化学過程の解明に大きく貢献できることが期待される。

6. 参考文献

Nakamura, T., S. Morita, T. Tsuda, H. Fukunishi, and Y. Yamada, Horizontal structure of wind velocity field around the mesopause region derived from meteor radar observations, J. Atmos. solar-Terr. Phys., 64, 947-958, 2002.

<table>
<tr><td>研究題目</td><td colspan="3">ＭＵレーダーによる改良型流星観測の開発</td></tr>
<tr><td>研究期間</td><td colspan="3">平成17年度前期～平成18年度前期</td></tr>
<tr><td>研究代表者
所属・職</td><td>国立極地研究所・准教授</td><td>氏
名</td><td>堤　雅基</td></tr>
<tr><td>研究協力者
所属・職・氏名</td><td colspan="3">国立極地研究所・教授・中村卓司（申請時：　京都大学生存圏研究所・助教授）
東京大学大学院理学研究科・教授・佐藤　薫
国立極地研究所・名誉教授・麻生　武彦　（申請時：教授）
京都大学大学院情報学研究科・教授・佐藤　亨</td></tr>
<tr><td colspan="4">成果論文リスト
M. Tsutsumi, T. Aso, C. Hall, T. Nakamura, K. Sato, and T. Sato,
Advanced meteor wind observations using meteor and MST radars (solicited),
the 36th COSPAR Assembly, Beijing, July, 2006.</td></tr>
</table>

1. はじめに

大気波動の伝播特性の詳細を調べるには水平風速に加えて鉛直風もしくは温度を観測することが本質的に重要である。３次元風速観測が可能なMST レーダーによる中間圏乱流観測は非常に高い時間高度分解能（１分・数百m）を持ち、短周期重力波の解析が可能な非常に優れたリモートセンシング手法といえる。一方、流星エコーを使ったレーダー観測は、上部中間圏から下部熱圏にかけての水平風速および限定的ではあるが温度情報も得られる。電子密度の低い夜間は観測困難となる乱流観測に対し、流星観測は連続観測が可能である点で優れ、平均流、大気潮汐波、プラネタリー波といった解析に適している。しかし時間高度分解能においては乱流観測には遠く及ばないのが実情である。

京大 MU レーダーを用いた流星観測は 1990 年ごろから実用化された。その送信出力やアレイアンテナの能力を生かし流星観測としては良好な１時間・１km 程度の時間高度分解能を有しているが、光学観測（夜間）との同時観測の進展などにより、さらに高い時間高度分解能での観測が必要とされている。特に、現状ではエコー数に限りがあるため水平面内で風速・温度場は一様として推定を行っているが、領域を分割して大気波動の水平構造を探ることが求められている（図１）。

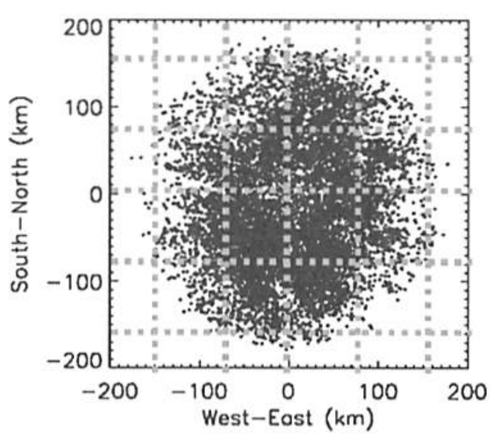


図１　MU レーダーによる流星エコー観測でのエコー水平分布例。直径 300ｋｍほどの領域からエコーが受信される。

また、南極昭和基地への建設が計画されている南極昭和基地大型大気レーダー（PANSY）［佐藤他、2003］においても、冬期観測が困難となる中間圏乱流観測（表１）を補う手法として、より精密な流星観測実現の要望がある。2004 年に MU レーダーは「観測強化システム」を導入し、受信機は従来のアナログ４系統からデジタル 25 系統に更新され、また計算機能力も大幅に向上した。本研究では能力の向上した MU レーダーを用いた改良型流星流星観測の実現を目的とする。

	流星	MS 中間圏観測
観測される物理量	水平風速 温度情報	３次元風速 乱流
地方時依存性	○昼夜連続	△昼間（極域では夏期中心）
時間空間分解能	△小スケールの重力波に対しては不十分	○小スケール重力波に対しても十分

表１：流星風観測と中間圏乱流観測の比較

2. 研究の方法

これまで MU レーダー流星観測は４本のアンテナによる受信干渉計を構成して観測を行ってきた。また 1990 年当時の計算機処理能力の制限により、４つの受信出力の内、１系統の出力だけを調べ、最大 SN 比が 10ｄB 以上の信号強度パターンを示すエコーを流星と判断して記録を行っている。強化システムの導入により、MU レーダーのアンテナグループ全２５群のそれぞれから１本ずつのアンテナを選んで全２５本のアンテナによる干渉計を構成可能となったため、流星エコーの到来方向に受信ビームの走査を行うことができれば［Tsutsumi and Aso, 2005; Holdsworth et al., 2004］、理論上は従来よりも 14dB（25 倍）だけ SN 比の低いエコーも検出が可能となり大幅なエコー数増大が期待できる（図２参照）。

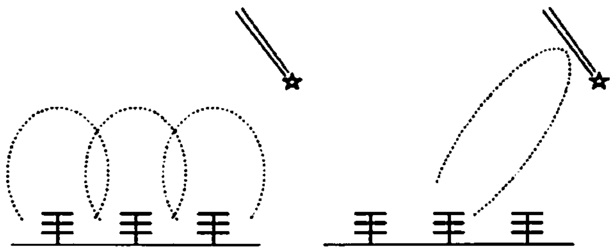


図 2　受信ビーム形成の概念図。左：受信ビーム走査を行わない場合。右：受信ビーム走査を行った場合。

本研究では、送信に従来と同じくアレイアンテナ全体を用いたドーナツ型送信ビームパターンを採用し（Nakamura et al., 1991)、受信には図 3 に示す 25 本のアンテナを使用した。他のパラメターは表 2 の通りで、ほぼ従来からの観測パラメターと同等である。エコー検出アルゴリズム開発のため、研究期間の初期にはすべての生データ（約 250GB/日）を記録した。

サブパルス幅	6μ秒 (0.9km)
パルス圧縮	16 ビットコンプリメンタリー
パルス繰り返し周期	2m 秒
コヒーレント積分回数	6 回
サンプルレンジ	80.5km～

表 2　観測パラメター

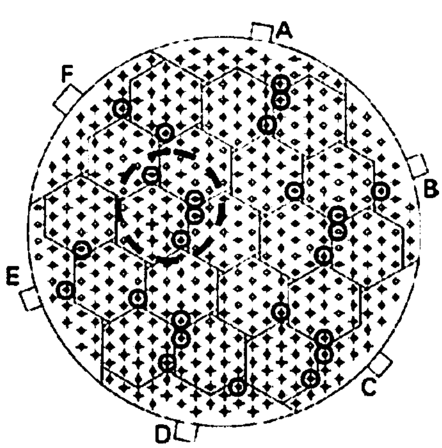


図 3　受信アンテナ配置。各アンテナ群より 1 本づつのアンテナを使用。破線で囲まれた 4 つアンテナが従来の受信アンテナ配置。

3. 観測結果

エコー検出を行わない生データの状態ではデータ量が膨大であるため、実用化のためにはオンラインでの実時間流星エコー検出が必要となる。一方、流星エコーの到来時刻と方向は予測不可能であるため、正確に受信ビームを実時間内に空間走査するのは容易ではない。そこで、擬似的な受信ビーム走査法として以下の方法を採用した[Holdsworth et al., 2004]。

1　一つの受信機出力を基準とし(ここでは一番目の受信機を基準とした)、他の 24 台の受信機出力との位相差を求める。
2　流星エコーが出現した場合、受信機間の位相差はエコーの継続している間はある一定の値を示す。一方、ノイズしか受信されていない場合、位相値は時間方向に相関を示さずランダムに変化する。VHF 帯レーダーの場合、流星エコーの継続時間は数百ミリ秒程度であるため、上記の位相差情報を 200 ミリ秒毎に平均しても流星エコーの位相差は有意な値を保つ。
3　平均化された位相差分をキャンセルするように２５台の複素受信信号に回転行列を施し合成し、合成エコー強度を求める。流星エコーが存在する場合は、等価的にエコー到来方向に対して受信ビームを走査したことに相当する。
4　上記の走査を時系列全体および全レンジに対して行い、時間・レンジの２次元エコー強度マップを得る。
5　得られた２次元マップ内で有意なピークを持つエコーを検出する。

なお、ここで行った擬似的な受信ビーム走査では、実際に受信ビームがどの方向に向いているかは分からないため、エコー検出後に改めて詳しく到来方向を推定する必要がある。

図４に位相合成前と、合成後のエコー時系列の例を示す。合成後は少なくとも 10ｄＢ程度のＳＮ比の向上が認められる。この擬似ビーム走

査により一日あたり従来の5倍相当の約50000個のエコーを検出に成功した。またその計算機負荷も十分小さく、この手法を用いることでリアルタイムでのエコー検出ソフトの開発にも成功した。

オフラインにおけるデータ処理は、基本的には従来の4チャネル時と同様であるが、エコー到来方向推定においては従来の干渉計的手法とは異なる方法を採用した。25本の受信アンテナを使うと、その合成された受信ビームパターンは、ほぼペンシルビームとなる。できるだけサイドローブレベルが低くなるよう受信アンテナを選定することで、フーリエ法によるビーム走査により到来方向推定を行うことに成功した。

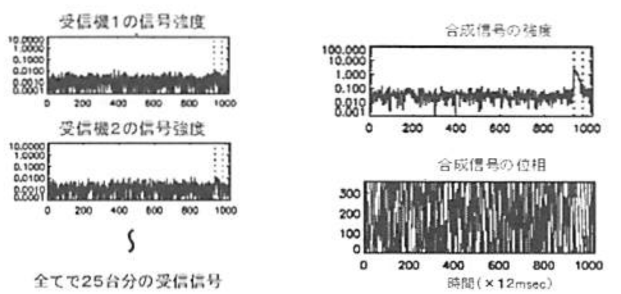


図4　位相合成前の各受信機出力（信号強度のみ）（左）と25合成された信号（右）の例。

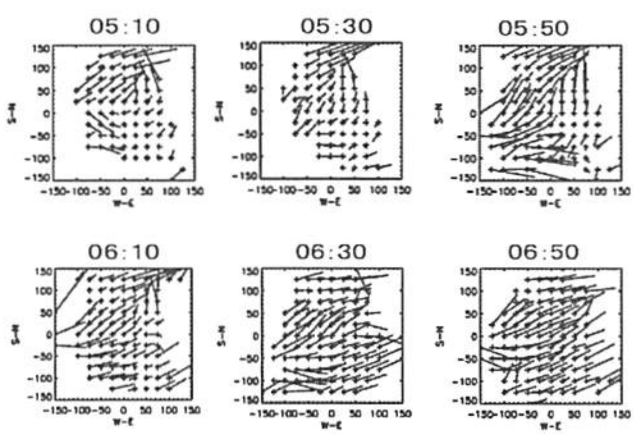


図5　2006年5月3日の05:10～06:50まで20分ごとに推定した高度88kmの水平風の水平構造（300x300km）。図中の各点の風速推定には、水平領域100x100kmのデータを使用した。複雑な風速場の時間発展の様子が見て取れる。

リアルタイム検出された2006年5月3日のデータから、水平空間を分割して水平風の水平2次元構造を推定した例を図5に示す。20分の時間分解能で水平空間構造を示したのは、流星エコー観測としては世界初の成果といえる。従来は水平方向に一様と仮定していた風速場は、実際には非常に複雑な構造を示すことが明らかであり、大気波動に伴うと考えられる構造の時間発展の様子が分かる。

4. まとめと展望

「MUレーダー観測強化システム」の導入を受け、より高い時間高度分解能が求められている流星エコー観測の改良を行った。従来にくらべ少なくともエコー数を5倍程度に増大させた観測手法を実現した。今後は、従来の4受信機のMUレーダー流星風観測モードをこの新手法と置き換えて、光学観測装置と組み合わせた大気重力波の詳細研究の発展などが期待できる。ここで開発された手法は、計画中の南極昭和基地大型大気レーダーにも応用が可能であり、中間圏乱流観測が困難となる冬期において特に有力な観測手段となると期待される。

5. 参考文献

佐藤　薫、堤　雅基、麻生武彦、佐藤　亨、山内　恭、江尻全機、これからの南極観測－南極昭和基地大型大気レーダー計画－、2002年度春季大会シンポジウム「21世紀の極域科学－今なぜ南極観測なのか－」の報告、天気、50、619－624.

Holdsworth, David A., Iain M. Reid, and Manuel A. Cervera, Buckland Park all-sky interferometric meteor radar, Radio Sci., 39, 2003RS003014, 2004.

Nakamura, T., T. Tsuda, M. Tsutsumi, K. Kita, T. Uehara, S. Kato, and S. Fukao, Meteor wind observations with the MU radar, Radio Sci., 26, 857-869, 1991.

Tsutsumi, M. and T. Aso, MF radar observations of meteors and meteor-derived winds at Syowa (69S, 39E), Antarctica: A comparison with simultaneous spaced antenna winds, J. Geophys. Res., 110, 2005JD005849, 2005.

研究題目	1：「前方散乱多点流星電波観測による流星軌道観測法の研究」 2：「MUレーダー・マルチスタッティック観測網による流星パラメタの高精度決定」 3：「MUレーダー・ヘッドエコーモード検出実験」		
研究期間	1：2005年後期、　2：2007年後期、　3：２００８後期－２００９後期		
研究代表者 所属・職	2005-2007:　東京工業大学大学院理工学研究科・教授 2008-2009:　東京大学大学院総合文化研究科・博士３年	氏 名	寺澤敏夫 宮本英明
研究協力者 所属・職・氏名	東京大学大学院総合文化研究科・博士課程３年・宮本英明 東京大学大学院理学系研究科・技術職員・吉田英人 名古屋大学太陽地球環境研究所・技術職員・濱口佳之 国立極地研究所・教授・中村卓司 日本流星研究会・会員・臼居隆志 日本流星研究会・会員・藤原康徳		

成果論文リスト

学会・研究会講演

寺澤敏夫、「流星電波エコーのGPS利用高時間精度多地点観測の現状」、第25回生存圏シンポジウム・波動分科会(京大宇治)、2006. 1. 30

寺澤敏夫、「MUレーダーによる太陽系外ダスト・高速荷電粒子の検出」、第81回生存圏シンポジウム(京大宇治)、2007. 12. 7

吉田英人、「多地点電波観測から求めた流星の３次元ベクトル」、第３回始原天体研究会(国立天文台)、2007. 12. 22

宮本英明、「多地点電波観測の今後」、第３回始原天体研究会(国立天文台)、2007. 12. 22

藤原康徳、「MUレーダー外部受信点での同時電波観測による流星の軌道決定」、第３回始原天体研究会(国立天文台)、2007. 12. 22

宮本英明、「MU新システムでの流星のヘッドエコー観測について」、第5回始原天体研究会(国立天文台)、2009. 2. 28

宮本英明、「MUレーダー25ch干渉計による流星ヘッドエコー観測」(1)ふたご群の観測結果、日本地球惑星科学連合2009年大会(幕張メッセ)、2009. 5. 18

宮本英明、「MUレーダ25ch干渉計によるふたご群観測結果の定量的評価」、地球電磁気・地球惑星圏学会(金沢)、2009. 9. 28

1. はじめに

ニュージーランドの AMOR レーダー観測による「太陽系外起源の星間塵が高速流星の１％以上を占める」との結論(Tayler 他、1996, Nature)は極めて重大な内容を含むが、その提唱後、有効な追試が行われていない。本計画はその追試・更なる精密観測のための基礎観測技術の開発･確立を目的とした。言うまでもなく、太陽系外起源の流星を検出するには、太陽系内起源の通常の流星軌道を精密に決定する必要がある。現段階の研究において、この通常の流星軌道の精密決定の目標が達成されつつある。

2. 経過

2005 年の共同研究（課題 1）では、AMOR 法を拡張した多点同時観測法を実施するべく、MU 本体でのエコー受信に加え、京都市周辺に多地点受信網を設置し流星飛跡パラメタ（放射点、３次元速度ベクトル）の決定を試みた。2005 年の観測ではレンジ決定はMU本体のみで、前方散乱多地点観測網ではエコーの時刻差をミリ秒オーダーで検出するのに留まったが、2007 年の共同研究（課題 2）では、前方散乱多地点観測網においても、５μ秒精度でのパルス遅延の検出を行い、レンジ計測を試みた。これら 2005-2007 の経験は我々に流星 trail エコーを用いた流星飛跡パラメタ決定の限界を痛感させることとなった。すなわち、trail エコーの鏡面反射条件や、多点観測網の異なる観測点で受信されたエコー波形の相似性など、解析の前提となる仮定が全て満たされる例は極めて少数派であり、なかなか正確な軌道が求まらないことである。

これらの反省を踏まえ、2008-2009 には、流星ヘッドエコー観測法を試みることとなった（課題 3)。ヘッドエコー観測法の原理は新しいものではないが、高速・多量データ処理の必要性から、実際の成果が挙がりだしたのは国際的にもこの数年間のことである。MU においても、25 素子干渉計整備後にヘッドエコー観測を行ったのは本研究によるものが最初である。結果は現在とりまとめ中であるが、ふたご群に属する流星のヘッドエコーの初めての検出を行うなどの成果が挙がりつつある。

3. 研究の方法

まず、AMOR 法を拡張した多点同時観測法について触れておく。前方散乱により観測されるエコーは送信点－反射点－受信点との間でなす角度がちょうど鏡面反射の条件を満たすものとなる。そのため、流星の移動に伴いエコーを受信できる領域が時間と共に変化する。そこで、受信点を複数用意し、エコーの到来時間差を計測することで最小二乗法を用いて流星飛跡パラメタを決定できる。必要な外部受信点は最低 6 地点となるが､MU の送信波が GPS 同期のため、受信システムを GPS 同期させることで外部受信点においてレンジ計測が可能となり、この場合は 3 つの外部受信点のみで、流星飛跡パラメタを求めることができる。

ヘッドエコー観測法ではドップラーパルス圧縮法(佐藤 他, 2000, IEICE)を元に FFT 実行時にオーバーサンプリングを行うことで、より高い精度でレンジと視線速度を割り出し、方探は干渉計が 25 素子となったことから、フーリエイメージング法の適用を行った。具体的には、従来、方探処理をハードウェアで行っていた物を、受信機からの直交検波された複素信号を 25 系統別々にいったん保存し、オフラインで合成することで天球上での輝度分布を描いた。この方法では従来 4 素子で行っていた方法と比べ、エコーが観測可能な空間領域が広がる他に、複数のエコーが同時に観測されても分離が可能となる利点がある。

こうして、ヘッドエコーの位置を決めた後、観測されたサンプルがごく短時間のもので流星の速度ベクトルを 1 次近似できると仮定し、最小二乗法でモデルにフィットさせ、結果を評価した。

4. 観測結果

2007 年の共同研究(課題番号 2)にてふたご群をターゲットにヘッドエコー観測と同時に 200kHz サンプリング A/D コンバーターを用意し

た外部3受信点を展開し多点同時観測法による観測を行った。ここで問題となったのはエコーの波形の相似性である。エコーの立ち上がりから受信時刻の計測を試みたが、当然、各受信点での波形は同一とはならず、最大で100ms程度の誤差を生じる結果となった。エコーを同時観測できる制約から受信点間の距離は 30km 程度が現実的であるため、目的である高速流星の速度は 70km/s を超えることから、単純に計算しても時間差計測で100msのオーダーが要求され、観測での誤差とほぼ同じとなってしまう。このように速度を高い精度で計測するためには、流星の速度が高速になればなるほど、各受信点で受信される時刻差が小さくなるため速度誤差が大きくなってしまい、しかも必要とされる精度とほとんど変わらないという原理的な問題が明らかとなった。

なお、外部 3 地点による測距付き観測では、原理上外部3受信点のみで流星の飛跡パラメタを計算できるため、MUによる方探・測距結果との比較を行った。MUが示した反射点と多点同時観測法とのずれを比較したところ、ほぼ統一的なずれが見られたことから、MU送信波を使った外部 3 点の受信結果から MU のアンテナ位相差について推定が可能であると考えられる。なお全体的に角度にして 12 度程度のずれが見られたが、これは 2007 年のヘッドエコー観測時のアンテナ位相差データが古かったためであり、現在はもっと小さいはずである。

ヘッドエコー観測は観測・解析結果を判断するために流星パラメタが既知のふたご群をターゲットとして2008・2009年に行った(課題番号76)。現在2008年の観測結果についてとりまとめ中であるが、全観測時間の約2/3である390分間から計 1255 個の飛跡パラメタを求めることができた。従来のヘッドエコーモード観測と比べ流星数が少ないのは、最小二乗法で計算時の誤差が 5%以内で求まったサンプルのみに厳選しているためである。

得られた解析結果の中には輻射点が天頂角80度に達する物も存在した。これはMUのビーム幅が広いため、ほぼ水平に流れた流星についても、より長い時間追跡できるため、精度良く飛跡が決定できたためであると考えられる。

輻射点分布はその多くが地球向点付近となり速度も 60km/s 程度と早いことから、観測されたエコーのほとんどが散在流星起源のものであることが明らかとなった。これはトレイルエコー観測時でも明らかなことではあるが、ヘッドエコーモードではより暗い流星をとらえているため、この傾向がより強く出たと考えられる。なかには速度が 70km/s を越える物がいくつか見られたが、これらについては誤差評価を含めて現在検証中の段階である。

1255 個のサンプルから輻射点の位置と速度がふたご群に近い物を選び出したところ、25個該当した。これらのサンプルと光学観測から知られているパラメタと比較したところ、いずれも速度が±2.5km/s、赤経で±5度、赤緯で±2.5度の範囲に収まっており、これらはふたご群に属すると十分に考えられると共に、観測・解析結果が妥当なものであったと判断される。

5. まとめ

多点同時観測法では、高速流星の速度を高い精度で測定するためには原理的な問題から適さず、ヘッドエコーによる観測が有効なことが示された。なお、多点同時観測法を用いることで干渉計の位相オフセット誤差について検証できることが明らかとなった。

ヘッドエコー観測では、元々ビーム幅が広いところに干渉計の 25 素子化に伴い新たな解析手法を用いたところ、広い輻射点分布を得ることができ、ふたご群のヘッドエコーを初めてとらえることに成功した。得られた解析結果から流星の3次元飛跡パラメタを高い精度で求められていることが推測され、MUのヘッドエコーモード観測から、太陽系外起源の流星の定量的評価がより精度高くできると期待される。

6. 参考文献

Tayler, A. D., W. J. Baggaley, and D. I. Steel, Discovery of interstellar dust entering the earth's atmosphere, Nature, 380, 323-325, 1996.

Toru SATO, Takuji NAKAMURA, and Koji NISHIMURA, Orbit Determination of Meteors Using the MU Radar, IEICE TRANS. COMMUN., vol.E83-B, No.9 September, 1990-1995, 2000

研究題目	1：「超高エネルギー宇宙線空気シャワーからのMUレーダー・エコー検出実験」 2：「MUレーダー位相オフセット較正源としての天体電波源調査」 3：「超高エネルギー宇宙線空気シャワーからのMUレーダー・エコー検出実験」		
研究期間	1：2009年後期、　2：2008年後期、　3：２００８前期－２００８後期		
研究代表者 所属・職	1，2：　東京工業大学大学院理工学研究科・教授 3：　東京大学宇宙線研究所・准教授	氏 名	寺澤敏夫 佐川宏行
研究協力者 所属・職・氏名	東京工業大学大学院理工学研究科・助教・浅野勝晃 東京大学宇宙線研究所・教授・福島正己 東京大学大学院総合文化研究科・博士課程３年・宮本英明 東京大学大学院理学系研究科・技術職員・吉田英人 国立極地研究所・教授・中村卓司 茨城大学理工学研究科・教授・吉田龍生 山梨大学工学部・教授・本田健 大阪大学大学院工学研究科・教授・河崎善一郎 広島大学理学研究科・助教・山崎了		

成果論文リスト

学会・研究会講演

佐川ほか、「最高エネルギー宇宙線の電波的観測 (3) R&Dの現状」、日本物理学会2008秋期大会(山形大学)、2008.9.21

寺澤ほか、「最高エネルギー宇宙線の電波的観測 (4) 空気シャワー・エコー探索のためのバックグラウンド測定・大気乱流・雷関連エコーの同定」、日本物理学会2008秋期大会(山形大学)、2008.9.21

寺澤・宮本ほか、「流星エコーを用いた大気レーダーアンテナの位相較正法の試み」(1)、(2)、SGEPSS、2008.10.

寺澤ほか、「最高エネルギー宇宙線の電波的観測 (5) 最適レーダー・パラメタの探索、、日本物理学会2009春期大会(立教大学)、2009.3.28

寺澤ほか、「最高エネルギー宇宙線の電波的観測 (6) レーダー受信部の感度較正、日本物理学会2009秋期大会(甲南大学)、2009.9.13

Terasawa et al., Search for radio echoes from EAS with the MU radar, Shigaraki, Japan, 31st International Cosmic Ray Conference, Poland, 2009.7.10

1. はじめに

10^{19}eV を越える超高エネルギー宇宙線（以下、UHECR と略記）の起源は現在の宇宙線物理学・高エネルギー天体物理学における最大の謎の１つである。既存の手段による UHECR 観測は予算上の限界に達し、電波による新しい観測手段が世界的に注目されている。特に、レーダーによる宇宙線エコー検出の可能性は理論的に検討されている(Gorham, 2001)。Gorham によれば、UHECR 1 個あたりのエネルギーは数分の 1J〜数 J 程度で、流星を作る惑星間塵の持つエネルギーと同程度であるため、UHECR の生成する電離柱からのレーダー・エコー（宇宙線エコーと略記）には流星エコーとの類似点が多い。Gorham のモデルに基づいた試算(プロジェクト・メンバーの極地研中村卓司氏による)によれば、MU レーダーによる 1 晩の観測で宇宙線エコー（$10^{17.5}$eV 以上を想定）数個が得られると期待される。本計画では MU レーダーの流星モード運用の知識を生かし宇宙線エコーの検出実験を企画・実行してきた。なお、Jicamarca のレーダーを用いた試験観測が行われ(Wahl ほか、2007)、高度 25km 以上から正体不明のエコーが検出されているが、宇宙線エコーとは同定されていない。

本研究計画では、まず、佐川を代表として、平成２０年度前期にレーダー法の R/D 研究を開始した(計画６７)。一方、エコーが検出された際の感度の較正方法と位相オフセット絶対較正法を確立するため、寺澤を代表として天体電波源の探索を行った(計画２)。さらに、平成２１年度は、佐川の米国ユタ州における UHECR 地上観測が本格化したため、代表を寺澤が交代して計画３を継続している(計画１)。

2. 経過・研究の方法

平成２０年度前期は宇宙線エコーの検出を目指し最適な観測モードの探索を行った。4 月末－5 月初めの第 1 回観測により、人工ノイズ（東南アジアからのＴＶ信号？）、飛行機エコー、流星エコーとの判別法を確立した。なお、宇宙線エコーの同定のためにはエコーのレンジと方向探知を行う必要があるが、数マイクロ秒以下の積分時間で方向探知を行うため、干渉計を構成する２５基のアンテナ間の位相オフセット誤差を最小化する必要に迫られた。そのため、流星エコーを用いてそれを実現する方法を考案し、秋の地球電磁気学会で発表した。

流星と異なり、宇宙線の到来には季節変化・JST 依存性はないと考えられる。しかし、平成２０年度前期の観測から、昼間は飛行機エコーの頻度が高く、宇宙線エコー検出の妨げとなることが判ったので、平成２０年度後期は飛行機エコーの少ない深夜〜明け方を選び試験観測を行った。特に、バックグラウンドノイズ源となる雷関連現象は季節変化するため、10－11 月期、12－1 月期、2－3 月期に各 8 時間、合計 24 時間の観測を行った。

一方、宇宙線エコー探索と並行して、平成２０年度後期に行った天体電波源の探索では、秋〜冬〜春の真夜中〜早朝に南中する電波源として M87、TauA（かに星雲）を選んで観測を行った。これらは夏期の真夜中に南中し較正源としての実用性が確立(Palmer ほか、1996)されている CygA に比べて相対的に弱いが、観測の結果、M87、TauA ともカタログ値どおりの強度を有することを確認し、これらの電波源も CygA 同様の較正源として役立てうるとの結論を得た。Tau A についての観測結果を図１、図２に示す。

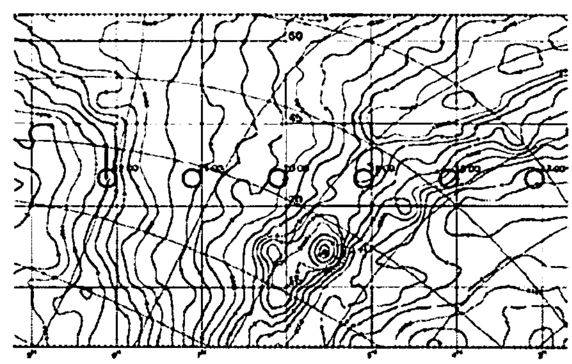


図 1. 2009.2.20 の Tau A(赤丸)観測期間のアンテナの指向方向。３０分毎に切り換え、ドリフトスキャンを行った。青丸は各時刻における天頂方向であり、Tau A とビームを切り換えて較正観測を行った。

引き続く平成２１年度前期は、平成２０年度に得たデータの解析期間とし、新たな観測の申請は延期した。平成２０年度の観測では、天頂角 40 度以内の広い天空範囲を送信ビームにより照射しており、十分な S/N 比を稼ぐため周波数帯域を 500kHz 以下（時間分解能 Δt を 2μ 秒以上）にする必要があった。しかし、得られた宇宙線エコー候補の時間波形の確定には Δt=2μ 秒では十分でなく、MU のハード的限界である Δt=1μ 秒

に設定することの必要性を見いだした。

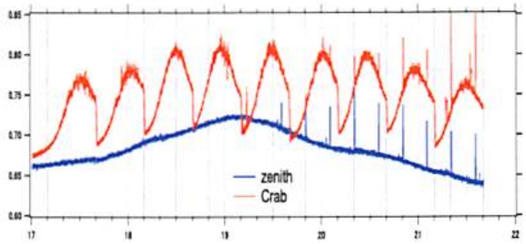


図 2. 2009. 2. 20, 17:00-21:40JST の観測期間における Tau A 方向(赤線)と天頂方向(青線)の強度変化。

時間分解能を$\Delta t=2\mu \rightarrow 1\mu$秒とすることに伴うノイズ増加に対応するため、平成 21 年度後期の観測では送信ビームを 18 度程度に絞ること、そして、受信に際して各グループ 19 本全てのアンテナ出力を合成し感度を上げることを１２月２４-２５日の観測割り当て時間に企画・実行した。新しい送信ビームパターンであるため、いきなり宇宙線エコーに適用するのは問題がある。まず、パターンの確認のため、流星ヘッドエコーの検出を試み、現在そのデータの処理中である。（各グループ毎、全 19 本の出力を位相を揃えて足し合わせる。その後、事後処理により２５グループのデータをフーリエ合成し、送信時に照射した天空範囲内の詳細な輝度分布マップを得る。）この結果、送信ビームパターンについて、満足すべき結果が得られれば、1-3 月期の観測割り当て時間に宇宙線エコー探索を実施する予定である。

3. 観測結果

平成２０年度前期の観測開始時には宇宙線エコーの持続時間の理論的推定値（Gorham による）に数マイクロ秒から数ミリ秒の３桁におよぶ不定性があったが、これまでの観測により、持続時間が十数マイクロ秒以上である可能性は棄却できた。さらに、得られたデータの解析から、２５基(各グループから 1 基選択)のアンテナ出力の単純合成による全天平均輝度の時間変化解析ではエコー検出感度が足りないことを見いだした。そのためフーリエ合成法により全天を数度以下の小範囲に分割し、各範囲の輝度の時間変化を追跡する手法を開発した。この方法はフーリエ変換を多数回ソフト的に繰り返すため著しく時間がかかる（処理時間は観測実時間の数百倍）が、それにより宇宙線エコー候補を得ることができた(図 3、4)。 この結果は日本物理学会および宇宙線国際会議にて発表済みである。

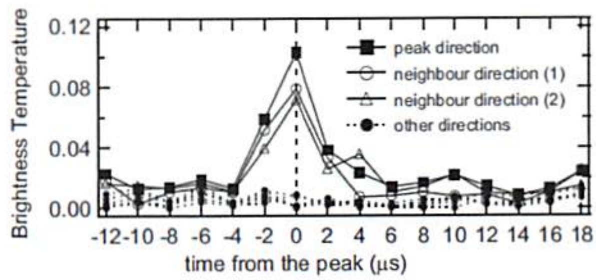


図 3. 2009. 12. 3, 02:31:53. 264 JST に見いだされた宇宙線エコー候補。ピーク強度前後の±2 マイクロ秒間に 3 σ 以上の信号強度が得られた。

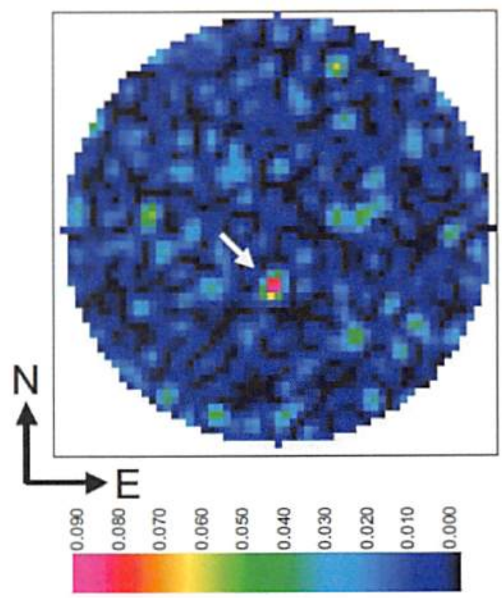


図 4. 宇宙線エコー候補のピーク強度時の天頂角 50 度以内の天空輝度マップ。矢印が宇宙線エコー候補の位置で、天頂角 12 度、方位角 185 度(北より時計回り)であった。

5. まとめ

本研究計画により、宇宙線空気シャワーからのレーダーエコー検出について、その可能性を示すことができた。今後は、エコーの持続時間・波形などについて、さらに詳細なデータを蓄積し、既存の宇宙線観測手段（地上粒子カウンターアレー、大気蛍光望遠鏡）との照合実験の準備をすすめたい。

6. 参考文献

Gorham, P.W., On the possibility of ratar echo detection of ultra-high energy cosmic ray- and neutrino-induced extensive air showers, Astroparticle Phys. 15, 177-202, 2001.

Palmer, R.D., Phase calibration of VHF spatial interferometry radars using stellar sources, Radio Science, 3 1, 147-156, 1996.

Terasawa, T., et al., Search for radio echoes from EAS with the MU radar, Shigaraki, Japan, Proc. Of 31st International Cosmic Ray Conference, Poland, 2009.

Wahl, D., J. Chau, and J. Bellido, The search for vertical extended air shower signals at the Jicamarca Radio Observatory, Proc. Of 30th International Cosmic Ray Conference, 2007.