

第3回MULレーダーシンポジウム

1999年12月20・21日

京都大学超高層電波研究センター

第3回MUレーダーシンポジウム

1999年12月20・21日

京都大学超高層電波研究センター

はじめに

MU レーダーが構想から約 10 年の後漸くその全貌を現したのは 1984 年の晩秋の候であった。今年で既に 15 年の歳月を経たことになる。終始その動きの渦中にいた一人としてまさに光陰矢の如しの感に打たれる。MU レーダーはその間に延べ 5 万時間を優に越えてデータを取り続け、300 余編の論文を国際誌に問うてきた。今 MU レーダーは確かに外見は少し古びてはきたがそれにも拘わらずなお”若々しい”息吹きが感じられるのは何故であろうか？

1970 年代末の設計当時技術的に無謀とも揶揄された斬新なアクティブ・フェーズド・アレイ方式を初めて導入したことがその第一の理由であることは言を待たないだろう。約 500 本のアンテナ 1 本 1 本に小型送信機を接続しそれらをコンピュータで完全制御するというアイディアは誠に挑戦的ではあった。しかし他方、かくも多数の送信機を実際安定に制御し得るのか、その製造技術と動作の信頼性が問われたわけである。しかし製造メーカーの優れた技術が多くの技術的困難を克服し所期の仕様性能を達成し得たことは我々にとって誠に幸いであった。こうして MU レーダーに付与された多機能性と柔軟なシステム構成が他の大型レーダーの追随を許すものでないことから内外の多くの研究者を引き付けることになったのは当然である。MU レーダーは今なお彼らの年々進化する要求にも見事に応え続けているのである。

しかし忘れてはならないもうひとつの理由は、MU レーダーが当初より共同利用に踏み切ったことであろう。ちょっとした観測をすれば素のデータですぐ論文ができた時期である。苦勞して漸く MU レーダー観測に迄漕ぎ着けた関係者の中には躊躇の思いがあったのは事実である。しかしこの英断によりその後外部の優れた知見がどれほど多く MU レーダーに注ぎ込まれその研究内容をどれほど豊かなものにしてきたことか、計り知れないものがある。関係者だけでは決して期待できなかった幾つもの新しいフロンティアが切り拓かれてきたのである。あわせてこの過程から多くの若い研究者の巣立ちがあったことも忘れてはなるまい。彼らの若々しい血が MU レーダーを何時までも”若々しく”保ち続けているのは間違いないのである。

過去 15 年間で MU レーダーシンポジウムの開催が今回漸く 3 度目に過ぎないという批判は甘受しなければならない。関係者は殆ど毎年のように内外で、特にインドネシアで、国際シンポジウムを開催してきており本シンポジウム開催の余裕が無かったというのは安易な言訳に過ぎない。特に共同利用研究で得られた新しい発見や発想の芽を学術誌に発表する前にその場で試してみたい、と考えていた若い研究者・院生諸君には全く申し開きできない。出席の皆さんにどうかこの機会に新しい知見についてまた将来の発展の方向について存分意見を戦わせていただきたい、と主催者を代表して熱い声援を送らせていただく。

深尾昌一郎
超高層電波研究センター長

目 次

はじめに	i
深尾昌一郎	
1. 中層大気	
i. オゾンゾンデ・ラジオゾンデ・MU レーダー同時観測データを用いた下部成層圏オゾン 層状構造の解析	1
富川喜弘・藤原正智・北和之(東大・理), 佐藤薫・山森美穂・吉識宗佳(京大・理)	
ii. MU レーダー中層大気スペクトルデータの再解析	7
竹田真二・中村卓司・津田敏隆(京大超高層)	
iii. 高分解能 GCM による大気重力波の研究	12
佐藤薫(京大・理), 熊倉俊郎(長岡技科大環境建設系), 高橋正明(東大 CCSR)	
iv. MU レーダーと光学観測による中間圏界面領域の研究	19
中村卓司・津田敏隆(京大超高層), PSMOS 国内観測グループ	
v. 全天イメージャによる中間圏界面重力波の観測	26
前川良二・中村卓司・山崎豊・津田敏隆(京大超高層)	
vi. MU レーダと MF レーダの比較観測による中間圏平均風の緯度依存性と年々変動	32
五十嵐喜良・村山泰啓・山崎亮三・S. P. Namboothiri・P. Kishore(通総研), 斎藤義信(稚内電波観測所), 貝沼昭司(山川電波観測所), 津田敏隆・ 中村卓司(京大超高層), 堤雅基(国立極地研究所)	
vii. 超高層大気 MU レーダとナトリウムライダーによる同時観測	39
長澤親生・阿保真(都立大・工), 中村卓司・津田敏隆(京大超高層)	
viii. バイスタティック流星レーダによる大気観測	41
阿保真・長澤親生(都立大・工), 中村卓司・津田敏隆(京大超高層)	
ix. MU レーダーによる中間圏エコー強度特性の研究	43
久保幸司(京大超高層), 杉山卓也(生産開発科学研究所), 中村卓司・ 山本衛(京大超高層), 村岡良和(兵庫医大), 深尾昌一郎(京大超高層)	
x. 中間圏における鉛直風周波数スペクトルの変化	49
村岡良和(兵庫医大・物理), 深尾昌一郎・久保孝司(京大超高層), 杉山卓也(生産開発科学研究所)	
xi. MU レーダーおよび SATI 観測による中間圏界面付近の温度変動について	53
下舞豊志・塩川 和夫・小川忠彦(名大・STE), R. H. Wiens(ヨーク大学・CRESS) 中村卓司・津田敏隆(京大超高層)	

- xii. 超高層大気イメージングシステム (OMTI) の概要 57
 塩川和夫・加藤泰男・佐藤貢・江尻省・小川忠彦 (名大 STE), 中村卓司・津田敏隆 (京大超高層)

2. 観測システム及び応用

- i. RASC における境界層レーダー開発 64
 橋口浩之・深尾昌一郎・津田敏隆・山本衛・中村卓司 (京大超高層), 佐藤亨 (京大情報),
 山中大学 (神大自然), 浜津享助 (三菱電機), 磯村昭彦 (住友電気工業)
- ii. 可搬型 Lバンド下部対流圏レーダーの開発 69
 森谷優貴・橋口浩之・山本衛・深尾昌一郎 (京大超高層), 渡邊伸一郎・畑清之 (三菱電機)
- iii. Radar observations of small-scale atmospheric structures with frequency radar
 domain interferometric imaging technique. 76
 Hubert Luce, M. Yamamoto and S. Fukao (RASC, Kyoto Univ.)
- iv. RASS の周波数編移機構に関する解析 83
 増田悦久・足立樹泰 (通総研), 津田敏隆 (京大超高層)
- v. YAG レーザーをベースとした Na ライダー 90
 野村彰夫・久保市豪・原裕樹・川原琢也・北原司・小林史利・斉藤保典 (信大・工)
- vi. ウィンドプロファイラを用いた降雨粒径分布推定法 95
 大野裕一 (通総研), Christopher R. Williams (CIRES, U. of Colorado),
 Kenneth S. Gage (NOAA Aeronomy Lab.)
- vii. MU レーダーによる TRMM 地上校正法の開発 100
 佐藤亨 (京大・情報学), P. Kishore (通総研)

3. 流星・宇宙

- i. Pons-Winnecke 流星群の MU レーダーによる観測 107
 阿部新助 (国立天文台総研大), 渡部潤一 (国立天文台), 中村卓司 (京大超高層),
 堤雅基 (極地研)
- ii. Orbit determination of meteoroids using the MU radar 112
 佐藤亨 (京大・情報学), 中村卓司 (京大超高層), 西村耕司 (京大・情報学)
- iii. しし座流星群の MU レーダーによる観測 118
 渡部潤一 (国立天文台), 阿部新助 (国立天文台総研大), 中村卓司 (京大超高層),
 堤雅基 (極地研), 津田敏隆 (京大超高層)
- iv. MU レーダによる低高度デブリの軌道推定実験 125
 田島徹 (宇宙開発事業団), 佐藤亨 (京大・情報学)
- v. MU レーダーによる銀河背景放射のマッピング 131
 前田耕一郎 (兵庫医大), H. Alvarez・J. Aparici・J. May (チリ大学),
 P. Reich (マックスプランク研究所)

4. 将来計画

- i. 気象庁における 1.3GHz ウィンドプロファイラ観測網展開計画 135
石原正仁(気象庁・観測部高層気象), 郷田治稔(気象庁・予報部数値予報)
- ii. The MUTSI project (May 2000): An original radar-balloon experiment 140
Hubert Luce, S. Fukao, M. Yamamoto, (RASC, Kyoto Univ.), C. Sidi,
F. Dalaudier, (Service d'Aeronomie du CNRS, Paris, France) M. Crochet,
C. Hanuise, (Laboratoire de Sondages Electromagnetiques de l'Environnement,
Univ. de Toulon et du Var, CNRS, France)
- iii. インドでのレイリーライダー観測と信楽でのライダー観測計画 147
澤井志彦・中村卓司・津田敏隆・C.-Y. She(京大超高層), 水谷耕平・板部敏和(通総研),
P. B. Rao (NMRF, India), 阿保真(都立大)

5. 対流圏

- i. MU レーダー・RASS による乱流特性の解明 154
古本淳一・津田敏隆(京大超高層)
- ii. MU レーダと航空機による風観測の比較 161
矢澤健司・田丸卓・田頭剛・坂井紀穂(航技研), 田中太(電通大), 橋口浩之(京大超高層)
- iii. ソーダー・境界層レーダー同時観測で得られた水平風の周期的変動について 167
吉川寛康・荻野慎也・橋口浩之・森谷優貴・深尾昌一郎(京大超高層),
塚本修(岡山大学), 伊藤芳樹((株)カイジョー), 林泰一(京大防災研)
- iv. MU レーダーによる台風 9426 号の観測 172
柴垣佳明(大阪電通大), 山中大学(神大自然), 深瀬美紀(ウェザーニュース),
橋口浩之(京大超高層), 前川泰之(大阪電通大), 深尾昌一郎(京大超高層)
- v. MU・境界層・気象レーダーを用いた台風 9707 号に伴う降水雲の研究 176
手柴充博(京大超高層), 柴垣佳明(大阪電通大), 橋口浩之(京大超高層),
山中大学(神大自然), 深尾昌一郎(京大超高層)
- vi. MU・気象レーダーを用いた梅雨季 3 週間連続観測: 中間規模低気圧近傍の鉛直流
および降水雲の階層構造 180
柴垣佳明(大阪電通大), 山中大学(神大自然), 清水収司(宇宙開発事業団),
上田博(北大理), 渡辺明(福島大教育), 前川泰之(大阪電通大), 深尾昌一郎(京大超高層)
- vii. Classification of precipitating clouds in equatorial Indonesia
based on boundary layer radar observations 184
Findy Renggono・H. Hashiguchi・S. Fukao(RASC, Kyoto Univ.), SriWoro B. H・Tien S.・
Mahally K. (BPPT, Indonesia), Harjono D. (LAPAN, Indonesia), Sri Diharto (BMG,
Indonesia)
- viii. +ミリ波ドップラーレーダーによる雲の観測 190
和田英子・橋口浩之・深尾昌一郎(京大超高層), 渡邊伸一郎・若山俊夫(三菱電機)

ix.	日本海沿岸における冬季雷雲観測	195
	扇澤一平・前川泰之(大阪電通大), 橋口浩之(京大超高層), 柴垣佳明(大阪電通大), 深尾昌一郎(京大超高層), 園井康夫(関西電力)	
x.	巻雲の出現特性と成因に関する研究	200
	青木一真・藤吉康志(北大・低温研), 杉本伸夫・松井一郎(国立環境研), 橋口浩之(京大超高層)	
6. 電離圏		
i.	信楽で観測された熱圏中性大気ダイナミクス ---PSMOS キャンペーン.....	204
	石井守・久保田実・佐川永一・亘慎一(通総研), 門田拓郎(名大・STE), 津田敏隆・中村卓司(京大超高層)	
ii.	信楽における磁気嵐時の電場と磁場の比較	213
	家森俊彦・竹田雅彦・斉藤昭則・中野慎也・油江宏明・荒木徹・田中良和(京大・理)	
iii.	MU レーダー観測による電離圏 F 領域子午面中性大気風速の研究	219
	川村誠治(京大超高層), 大塚雄一(名大・STE), S.-R. Zhang(ボストン大), 深尾昌一郎(京大超高層), W. L. Oliver(ボストン大)	
iv.	MU レーダー多ビーム IS 観測による移動性電離圏擾乱の研究	224
	大塚雄一(名大・STE), 高見友幸(大阪電通大), 斎藤昭則(京大・理), 宮崎真一(国土地理院), 西村政人・深尾昌一郎(京大超高層)	
v.	MU レーダーによる電離圏 F 領域不規則構造の観測	231
	斎藤昭則(京都大・理), 西村 政人・山本衛・深尾昌一郎(京都大・超高層), 大塚一雄(名大・STE)	
vi.	中緯度 F 領域における 3m スケールのイレギュラリティと背景電子密度構造の関係	235
	西村政人・山本衛(京大超高層), 斎藤昭則(京大・理), 大塚雄一(名大・STE), 宮崎真一(国土地理院), 深尾昌一郎(京大超高層)	
vii.	MU レーダーを中心とする電離圏 E 領域イレギュラリティ観測	240
	山本衛・深尾昌一郎(京大超高層)	
viii.	MU レーダー/FMCW レーダー/アイオノゾンデ/大気光による夏期 Es 層 FAI の同時観測結 果	247
	小川忠彦(名大・STE), 野崎憲朗(通総研), 高橋理・下舞豊志・ 塩川和夫(名大・STE), 山本衛(京大超高層), 北 一麻呂(福井高専)	
ix.	可搬型ドップラーレーダーを用いたアメリカ西海岸における電離圏 E 領域イレギュラリティの 観測	254
	横山竜宏(京大超高層), Roland T. Tsunoda (SRI International), 山本衛・ 深尾昌一郎(京大超高層)	
7. 総合討論「これからのMUレーダー」		258

オゾンゾンデ・ラジオゾンデ・MUレーダー同時観測データを

用いた下部成層圏オゾン層状構造の解析

富川喜弘・藤原正智・北和之 (東大・理)、佐藤薫・山森美穂・吉識宗佳 (京大・理)

はじめに

1998年4月16日～24日にかけて信楽(136E,35N)の京都大学 MU 観測所において、オゾンゾンデ・ラジオゾンデ・MU レーダーによる集中観測を行い、下部成層圏(17～22km)に非常に大きな振幅(分圧で peak-to-peak が 100nb 近く)をもつオゾン層状構造を検出した。解析の結果、東西風の鉛直シアと総観～惑星規模の南北風擾乱がこのオゾン層状構造の生成に寄与していることがわかったので報告する。

観測結果

4月16日から24日までの9日間、オゾンゾンデ・ラジオゾンデ各25発を用いたオゾン・気温・湿度の鉛直分布の観測と、MUレーダーによる高度24kmまでの風の観測を行った。対流圏中を切離低気圧が通過していた4月18日に、高度17～18kmにオゾン濃度の極大が現われ、21日までの3日間、時間と共に上方に伝播していく現象を観測した(図1)。このオゾン層状構造は2～4kmの鉛直幅を持ち、オゾン濃度の変動は分圧で最大100nbに達した。

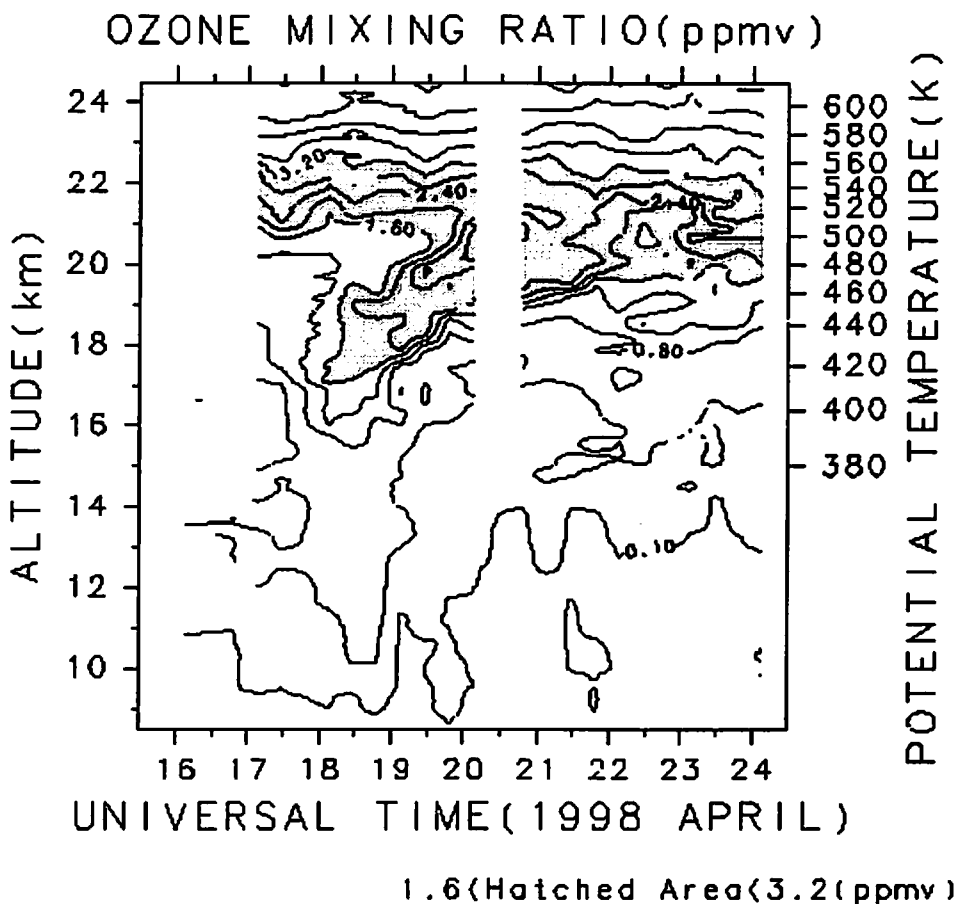


図1：オゾン混合比の時間高度断面図

0.1ppmv がほぼ対流圏界面に相当する

対流圏中の切離低気圧の通過に伴って対流圏界面(0.1ppmv の等値線)が下降している

重力波による生成の可能性

同観測期間中、オゾン層状構造と同じ高度領域に慣性重力波によると思われる顕著な東西風・南北風の擾乱が観測された(図2(a,b))。その中の1つの擾乱(Case A)について、Sato(1989)の方法を用いて慣性重力波の波長等のパラメータを求めたのが表1である。この慣性重力波はかなり大きな振幅を持っているが、周期や位相がオゾン層状構造とは明らかに異なるため、オゾン層状構造の生成には寄与していないと考えられる。これは、極渦の境界や対流圏界面近傍のような急峻なオゾンの濃度勾配を持つ領域を除けば、比較的大振幅の重力波であってもオゾン層状構造を生成するのが困難なことを示唆している。

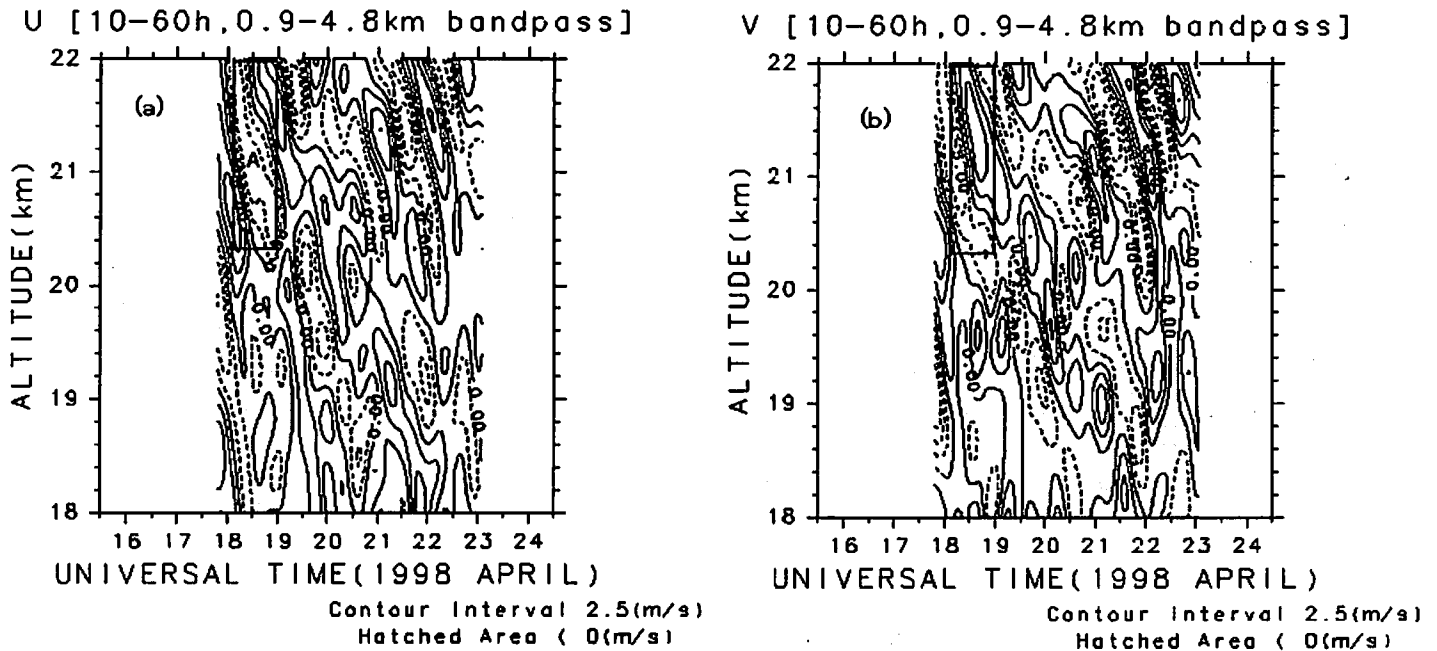


図2：周期10~60時間、鉛直波長0.9~4.8kmのバンドパスフィルターをかけて得られた東西風(a)と南北風(b)の時間高度断面図。実線で囲まれた領域が慣性重力波のパラメータ推定に用いた領域。

表1：Case Aの慣性重力波のパラメータ

θ (deg)	$2\pi/\omega$ (hour)	$2\pi/\omega_i$ (hour)	$2\pi/k$ (km)	$2\pi/m$ (km)	a (m/s)	b (m/s)
199 (西進)	36.9	18.8	1230	2.3	6.3	5.5

- θ : 伝播方向
- $2\pi/\omega$: 観測された周期
- $2\pi/\omega_i$: 平均流から見た周期
- $2\pi/k$: 水平波長
- $2\pi/m$: 鉛直波長
- a : 伝播方向の振幅
- b : 伝播方向に垂直な方向の振幅

Backward Trajectory 解析

高/低濃度オゾンを持つ空気塊の起源を探るため、10日間の Backward Trajectory 解析を行った。計算には NASDA/EORC の Trajectory Model と ECMWF の客観解析データを使用し、高度の決定には等温位条件を用いた。10日間というのは、下部成層圏における平均的な空気塊の寿命である。オゾン層状構造が出現していた4月20日の信楽上空の5つの高度(温位で 400K, 440K, 480K, 520K, 560K)からの10日間の Backward Trajectory を示したのが図3である。オゾンの極大が見られた 480K(～19km)の空気塊は、100E より西側で急激に高緯度側から輸送されてきているのに対して、オゾン層状構造より下の 400K(～16km), 440K(～17.5km)の空気塊は強いジェット気流によって東西に大きく流されるが、南北にはあまり変動していない様子が分かる。また、オゾン層状構造より上の 520K(～21km), 560K(～22.5km)の空気塊は、ジェット気流の影響が弱いため東西方向にはほとんど流されず、低緯度側から輸送されてきているのがわかる。

4/20 3:00(UT) over Shigaraki(136E, 35N), Japan

(10day backward trajectory)

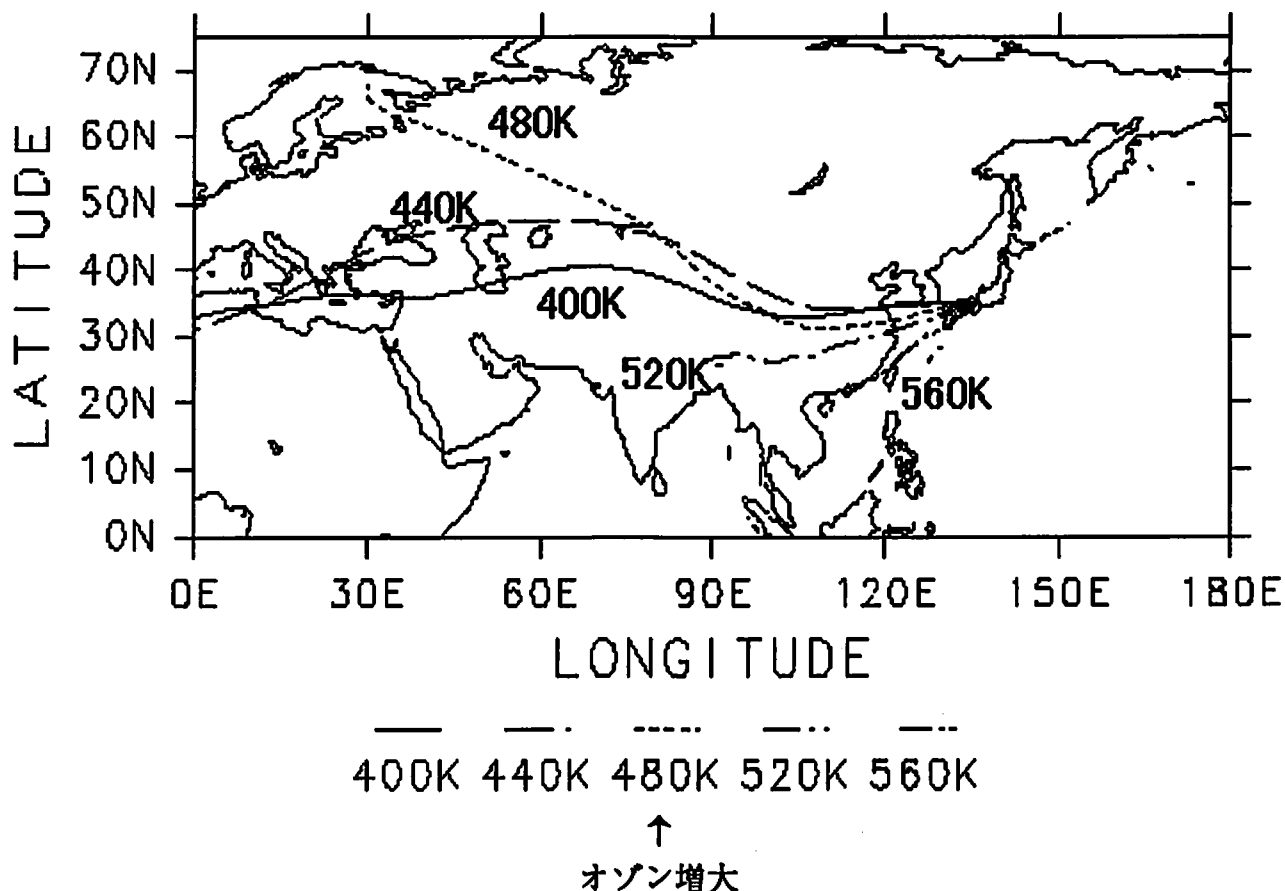
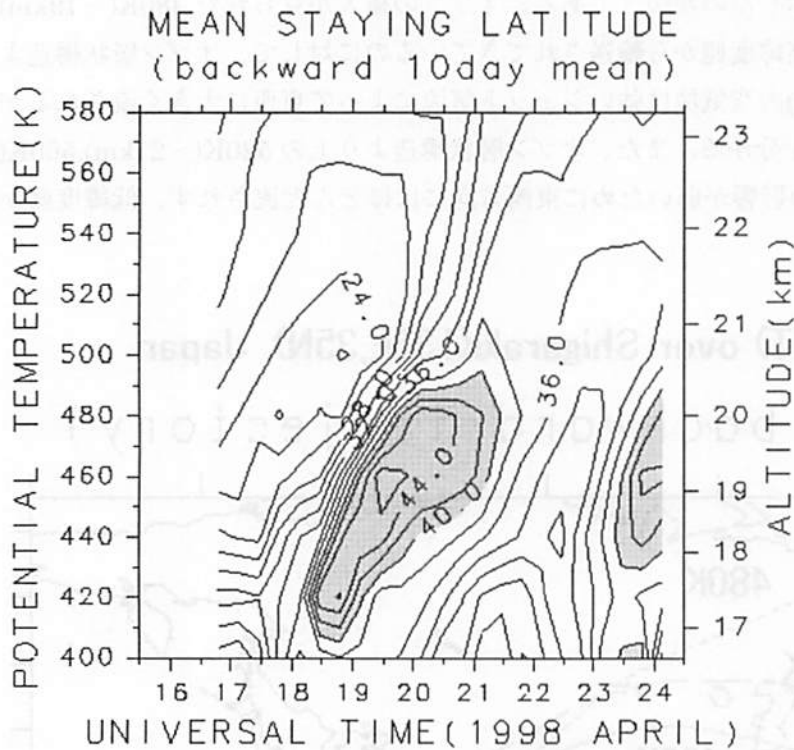
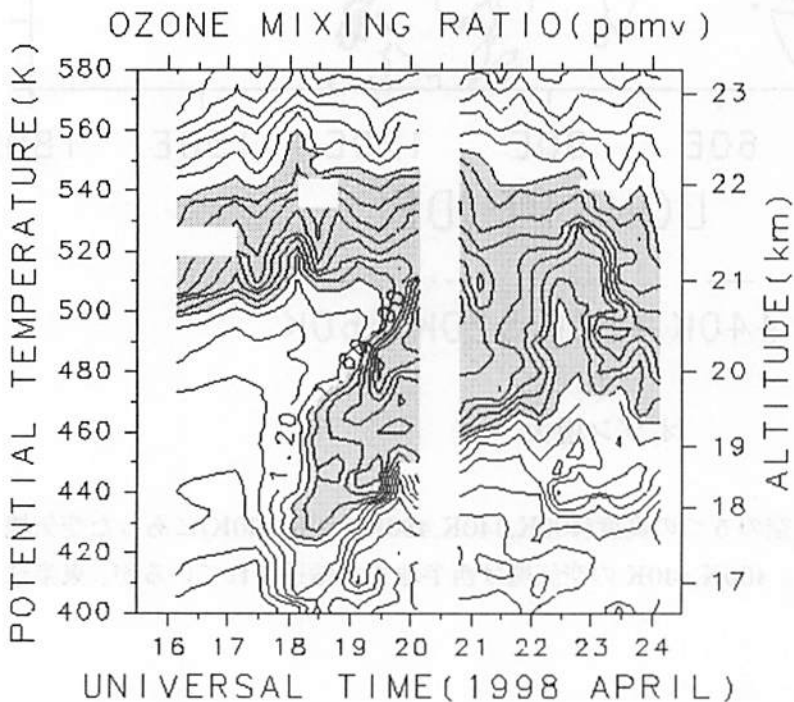


図3：4月20日3:00(UT)に信楽上空の5つの高度(400K, 440K, 480K, 520K, 560K)にあった空気塊の10日間の Backward Trajectory。400K, 440Kの空気塊は西半球まで輸送されているが、東半球のみを示す。

このような描像を定量的に表現するため、平均滞在緯度という量を導入する。これは 10 日間の Backward Trajectory の間に通過した緯度を単純平均したもので、空気塊がどの緯度帯から輸送されてきたかを示す指標となる。信楽の各時刻・各高度の空気塊の平均滞在緯度を計算し、時間高度断面図を描いたのが図 4 (a)である。図 4 (b)のオゾンの時間高度断面図と比較すると、高緯度性の空気塊とオゾンの増大層が非常に良く対応している様子がわかる。



(a) Hatched Area > 40°
Contour Interval : 2°



(b) 1.6 < Hatched Area < 3.2 (ppmv)

図 4 : 観測期間中の信楽上空の空気塊の平均滞在緯度の時間高度断面図(a)。鉛直座標には温位を用いた。(b)は(a)と同じフレームで描いたオゾン混合比の時間高度断面図。

前述のような Trajectory の違いを引き起こす風系を調べるため、オゾン層状構造が現れる少し前の東西風と南北風の様子を示したのが図5である。図5(a)より、高度による東西方向の輸送距離の違いは東西風の鉛直シアによるものであることがわかる。また図5(b)より、60E~100E の北風領域が高緯度性空気の信楽上空への輸送に大きく寄与していることがわかる。この北風領域は 20N~60N 程度まで広がっており、東西波長は 6000~8000km であった (図5(c))。

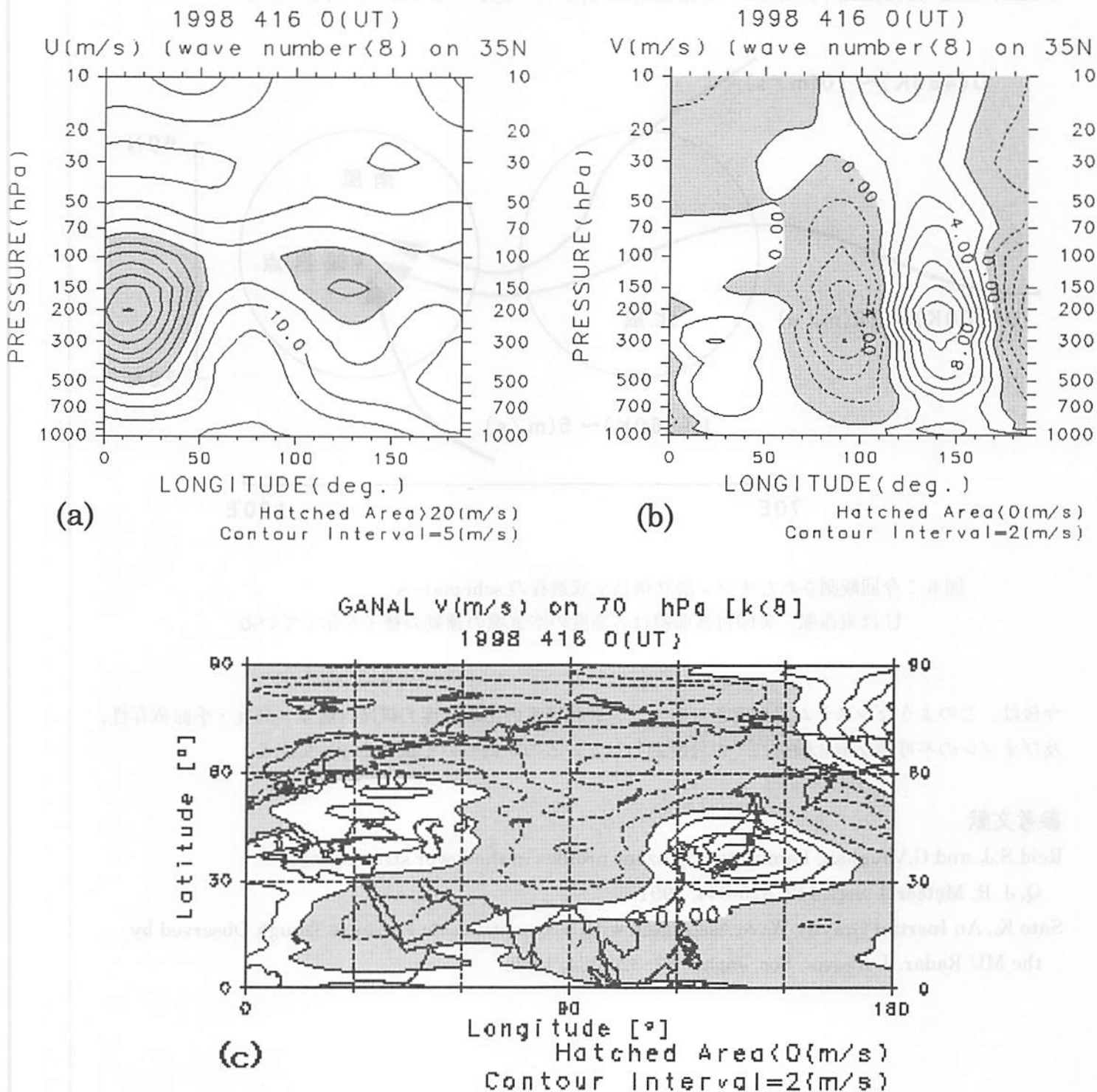


図5：4月16日0:00(UT)の35Nにおける東西風(a)と南北風(b)の経度-高度断面図、および70hPa面上の南北風(c)の緯度-経度断面図。それぞれ東西波数8以下の成分を除去するローパスフィルターをかけてある。

まとめ

信楽でのオゾンゾンデ・ラジオゾンデ・MU レーダーによる集中観測で検出された下部成層圏オゾン層状構造について解析した結果、東西風の鉛直シアと水平スケール 6000~8000km の南北風擾乱がオゾン層状構造の生成に大きく寄与していることがわかった。このオゾン層状構造は、高度によって異なる移流効果が、異なる起源を持つ空気塊の階層構造を作り出すことによって出現したものであった (“differential advection”, Reid and Vaughan[1991])。その様子を示したのが図6である。

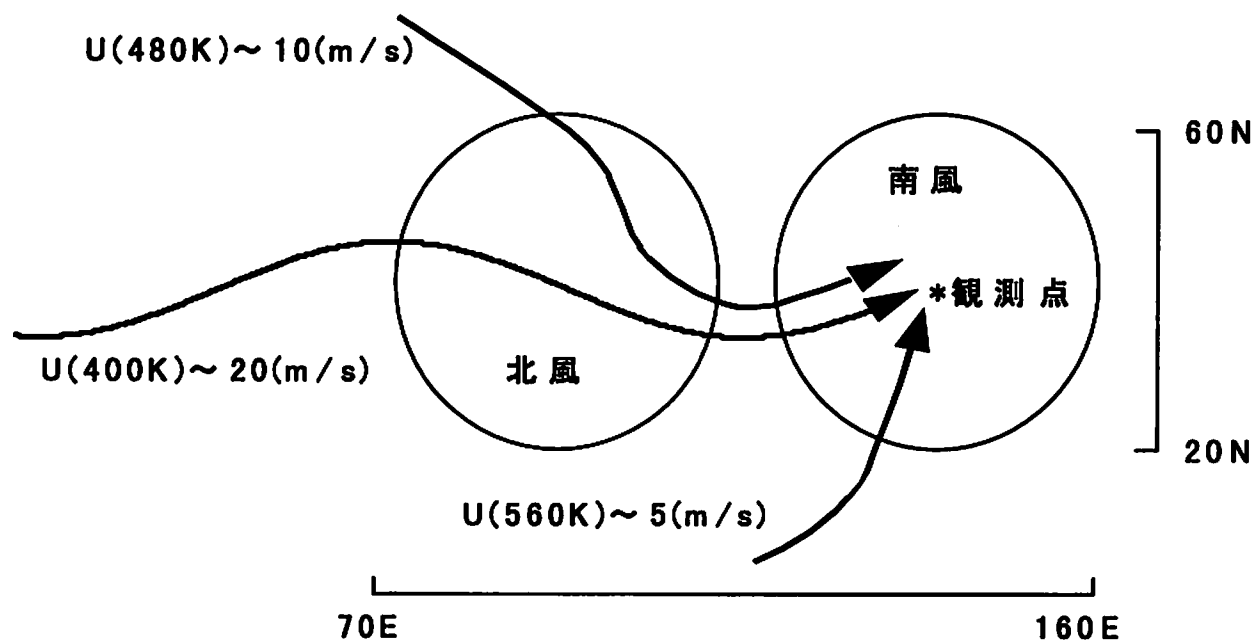


図6：今回観測されたオゾン層状構造生成過程の schematics

Uは東西風、矢印付き曲線は各高度の空気塊の運動の様子を示している

今後は、このようなシステムで生成されるオゾン層状構造の出現頻度の緯度・経度・高度・季節依存性、及びオゾンの不可逆な南北輸送にどの程度寄与しているのかについて調べる予定である。

参考文献

Reid.S.J. and G.Vaughan, Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere,

Q. J. R. Meteorol. Soc., 117, 825-844, 1991.

Sato.K., An Inertial Gravity Wave Associated with a Synoptic-scale Pressure Trough Observed by the MU Radar, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 325-334, 1989.

MU レーダー中層大気スペクトルデータの再解析

超高層電波研究センター
竹田 真二、中村 卓司、津田敏隆

1 はじめに

MU レーダーでは過去 10 年以上に亘って毎月 100 時間程度の中層大気の連続観測を定常的に行われている。その観測は高度 2–5 km の対流圏モード、高度 5–25 km の成層圏モード、高度 59–97 km の中間圏モードと 3 つの高度範囲を 1 分毎に切替えながら風速を測定する。受信信号はフーリエ変換によってドップラースペクトルに変換され、そのスペクトルから風速等の物理パラメータの推定が観測と同時にオンラインで行われる。推定された物理パラメータはドップラースペクトルと共に、超高層電波研究センターのデータアーカイブ装置 (DAS) に納められている。

この時の物理パラメータ推定は、観測と同時に計算を行うという性格上、長い計算時間を要する複雑な信号処理は行う事が出来ず、観測している高度範囲に対して、限られた高度範囲でしかその推定が出来ていない。しかも、推定プログラム (フィッティングプログラム) は、観測が開始された十数年前のものがそのまま用いられており、計算機の計算速度が飛躍的に向上した今日では、必ずしも時間的な制約だけの問題とも言えないところが多い。そこで、我々は中層大気の物理的な特徴を利用して、より複雑なデータ処理をドップラースペクトルに加え、より広い高度範囲でパラメータ推定が可能なフィッティングの方法の開発に着手した。

成果は、中間圏に顕著に現れ、これまでの方法ではパラメータの推定可能な高度は 70–85 km 程度だったのに対して、改善の結果、高度約 65–95 km で推定可能となった。これにより、UARS や来年打ち上げられる TIMED などの衛星からの観測の地上校正に MU レーダーのデータが活用できると考えられる。

また、成層圏でも、改善前は物理パラメータは 20 km 程度までしか得られていなかったが、改善後、22,3 km まで得られるようになった。現在、科学技術庁と郵政省が共同で、高度 20 km 付近に飛行船を停留させ、成層圏の環境観測や、衛星に替る通信の基地に利用しようという、成層圏プラットフォーム構想が発足している。この構想を実現するためには停留高度での風速場の情報が必須であり、その情報を得ることに高度 20 km まで観測できる国内唯一のレーダーである MU レーダーのデータが利用されている。

今回の発表では、改善されたパラメータの推定方法を紹介するとともに MU レーダーのデータがどういった風に成層圏プラットフォームに生かされているかも併せて紹介する。

2 パラメータ推定法

ここでは、現在オンラインで行われているパラメータの推定法を紹介し、その問題点と問題点に対する改善法を紹介する。

まず、受信信号は観測高度決定のために成層圏では $1\mu\text{s}$ 、中間圏では $2\mu\text{s}$ 毎にサンプリングされ、SN 比を上げるために同高度にあたる信号を成層圏では 38 回、中間圏では 10 回積分する (コ

ヒーレント積分)。そして、積分されたデータは、時系列に128点並べられ、この時系列データをフーリエ変換することで、ドップラースペクトルを得る。このスペクトルは100%の統計的揺らぎを持っており、その揺らぎを抑えるためにスペクトルを成層圏、中間圏共に6回積分する(インコヒーレント積分)。この積分されたスペクトルがDASに記録されている。次に、こうして求めたドップラースペクトルからノイズレベルを全高度一定として算出し、ノイズレベルを差し引いたスペクトルを非線形最小自乗法を用いて、ガウス型の関数に近似し、ピークの値、ドップラー変移、スペクトル幅の3つの物理パラメータの推定を行う。以上が簡単なパラメータ推定の流れである。

ここで、観測高度に対してパラメータ推定可能な高度が限られて来る要因として、以下に挙げる2つの事項が考えられる。第1に、受信信号が微弱なため、雑音揺らぎの中に信号が埋もれてしまうこと。第2に、中間圏の流星飛跡や成層圏の飛行機などターゲットとは異なった物体による干渉を受けてしまうことである。

第1の問題点を解決するために

- インコヒーレント積分の回数を増やす。
- 非線形最小自乗法において与える初期値の値の算出法を改善する。

という2つの方法を採用した。これらの方法はK.Sato[1997]によって1995年のMUレーダー成層圏キャンペーン観測データに用いられており[2]、観測高度範囲の向上が確認されている。インコヒーレント積分の回数については、時間分解能が重要である場合はあまり多くする事は出来ないが、高度範囲を広く見たい場合は多くする事が重要であるため、ケースバイケースでその回数を変えられるようなプログラムを設計した。初期値については、これまでの方法では、単純にスペクトルを周波数点方向に平滑化してその最大値を取る点を用いていた。今回改善した方法では、前後の時間のスペクトルを更に積分して求めたスペクトルからこれまでのフィッティング法によりパラメータを求め、その値を初期値とした。

第2の問題点については、特に本研究では中間圏の流星飛跡エコーの問題に着目し、その問題を解決するためにインコヒーレント積分の方法を改善した。第1の問題点を解決するためにインコヒーレント積分の回数を増やしたが、この時に、

- 大気からのエコー以外に強い(流星と思われる)エコーを含むスペクトルを検出してそれを除去する。

という方法を採用した。その除去法は、まず、スペクトルの各周波数点について時間軸方向のメディアンを採り、そのメディアン値より100倍以上大きな値を採るスペクトルを削除する。そうした上で、スペクトル値の上下10%の値を除去して、中間の80%の値を積分する。

3 改善結果

3.1 1997年の中間圏データの再解析

ここでは、前節の上記の3つの方法によって改善された成果を述べる。前節に挙げた方法を用いて、まず、1997年の中間圏のスペクトルデータを再解析した。図1が、月毎の時間分解能別の結果である。左から、オンラインフィッティング(時間分解能3分)、時間分解能3分での再解析、時間分解能30分での再解析の結果で、パラメータが推定されたと考えられる高度範囲を示してい

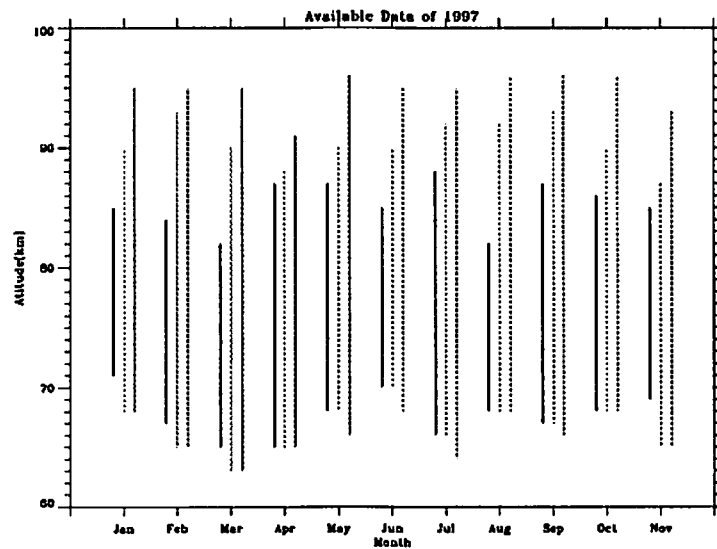


図 1: 大気波動が確認された高度範囲の年変化。左からオンライン、再解析 1(時間分解能 3 分)、再解析 2(時間分解能 30 分)

る。初期値はそれぞれ求めたい時間分解能の 10 倍の時間分解能のスペクトルから算出した。観測毎にパラメータの推定が出来ている高度範囲は異なるが、全ての月において、再解析によってその高度範囲は伸びており、時間分解能 30 分では、観測高度の上限である 97 km まで推定できている観測もある。この図から、観測高度範囲が高度 85 km より上の高度で著しい向上が見られるが、これは、流星エコーの除去が成功している事に依るところが大きいと考えられる。

3.2 衛星データとの比較

地上レーダーと HRDI のデータの比較はこれまでに MF レーダー及び MU レーダーの流星モードでは行われて来た [1]。しかし、中間圏観測モードはパラメータ推定可能な高度範囲が限られていたため、比較が充分におこなわれていなかった。図 2 は、MU レーダーと UARS/HRDI の観測データの比較の 1 例である。高度 50–100 km まで滑らかに描かれている実線が HRDI による観測データで、その上から MU レーダーでの観測データを点線で描いた。MU レーダーのデータは、左側 2 つがオンラインフィッティングのデータ、右側 2 つが時間分解能 9 分で再解析したデータである。双方とも 1 時間分のデータを平均し、平均からの標準偏差を曲線から左右に伸びている直線で表した。再解析によって、MU レーダーの風速推定可能な高度が 80km 付近から 95km 付近まで大幅に改善されている様子が分かる。また、エコーの弱い高度 70–72 km の東西風の推定精度が向上していると思われる。この他に、南北風は比較的単純な(鉛直波数の長い)風速プロファイルであるために HRDI と MU レーダーの結果が 95km までよく一致するが、東西風は高度 82–83km の上下で風速が大きく異なることを HRDI のデータ処理では再現できていないこと、また、MU レーダーの高高度分解能の風データは、鉛直波長数 km の複雑な波状構造まで見えていることなどが分かる。この比較については、今後詳細な比較検討を進める予定である。

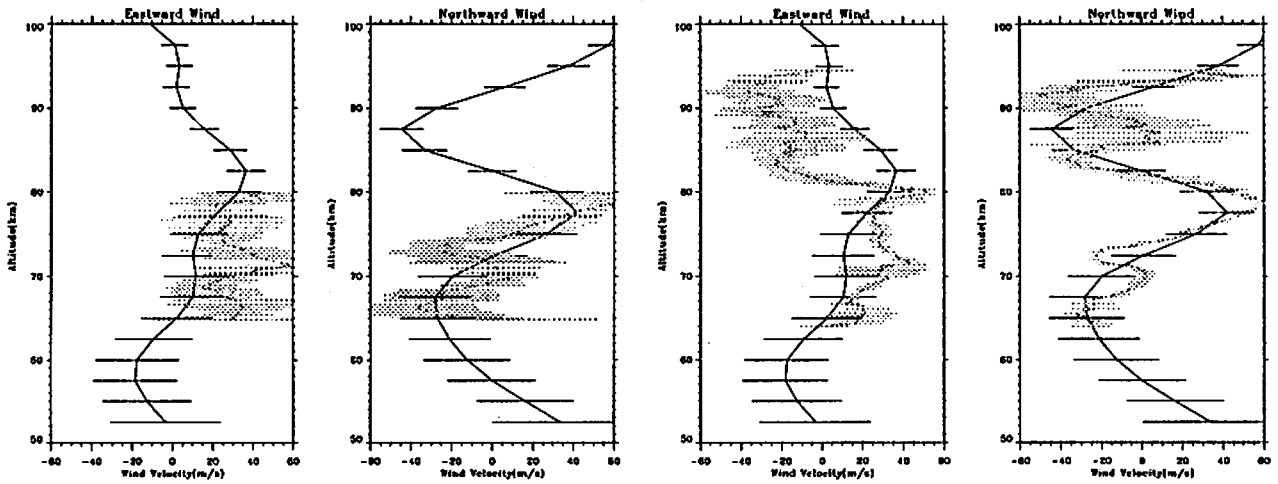


図 2: 風速パラメータの衛星 (UARS/HRDI) データとの比較。実線が HRDI、点線が MU レーダーのデータ

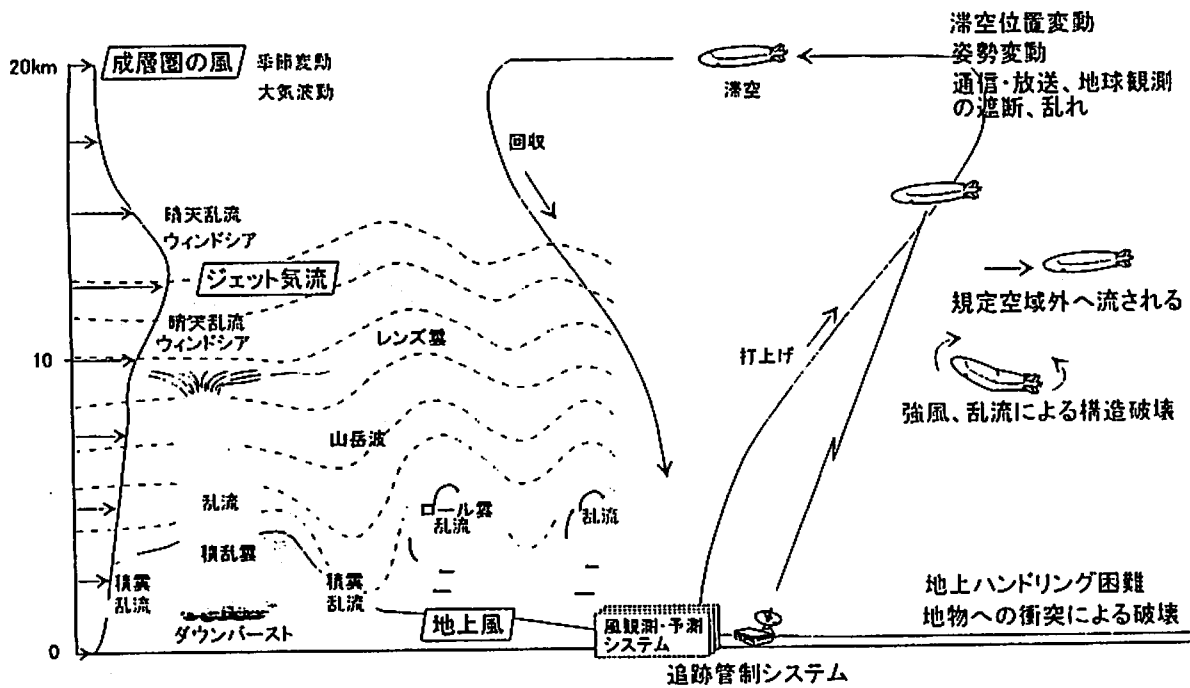


図 3: 成層圏プラットフォームにおける風の飛行船への影響

3.3 成層圏プラットフォームのための応用

高度 20 km 付近は 1 年を通して風速の弱い高度であり、この高度に飛行船を飛ばし、停留させ、環境観測や通信の基地に利用しようという成層圏プラットフォーム構想が進められている。この計画を実現させるには停留高度付近の日本上空の気象環境について詳しく調査する必要があり、その中でも風速場について、改善されたフィッティングプログラムを用いて得られた MU レーダーのデータが利用されている。その際、データの利用区分としては、打ち上げ回収時と停留時の 2 通りの場合が考えられる。打ち上げ回収はジェットの弱い夏季のデータについて高度 5–20km のデータが利用され、停留時については 1 年を通しての高度 20km 前後のデータが利用される。この 2 通りの場合に共通して、MU レーダーのデータはラジオゾンデや客観解析データでは測定できない短周期変動の検出に利用され、それらのデータと組み合わせて、最大耐風値や停留高度の算出に利用される。

参考文献

- [1] F.Hasebe, T.Tsuda, T.Nakamura, and M.D.Burrage. Validation of HRDI MLT winds with meteor radars. *Annales Geophysicae*, Vol. 15, pp. 1142–1157, 1997.
- [2] Kaoru Sato. Low-frequency inertia-gravity waves in the stratosphere revealed by three-week continuous observation with MU radar. *J. Geophys. Res.*, Vol. 24, pp. 1739–1742, 1997.

高分解能GCMによる大気重力波の研究

佐藤薫 (極地研)・熊倉俊郎 (長岡技科大環境建設系)・高橋正明 (東大 CCSR)

1 背景

ここ十数年の大型大気レーダーやラジオゾンデを用いた数多くの観測的研究により、大気重力波の様々な特徴が明らかになってきた。特に京都大学の MU レーダーの観測データ 3 年分を用いた解析により、中緯度下部成層圏においては、季節を問わず水平波長 300 ~ 400km, 鉛直波長 1.5~2km の慣性重力波が卓越していることがわかった (e.g. Sato, 1994). このような大気重力波のもたらす運動量輸送は大気大循環に重要な役割を果たすと考えられている (e.g. Matsuno 1982).

しかしながら、地域的に限られた観測データでは慣性重力波の緯度・経度分布, 3次元伝播特性, 熱・運動量輸送等を定量的に把握することは難しい。本研究の目的は高分解能気候モデルを用いてこれらの力学過程を明らかにする事である。最初のステップとして、地形以外の重力波発生の特徴を調べるため、水惑星全球モデルで計算を行なった。

2 結果

2.1 全球水惑星モデル

モデルの分解能は、当時利用可能な最大の計算機メモリーを用い、水平に T106 (約 120km), 鉛直に 53 層 (鉛直グリッド間隔は上部対流圏, 下部成層圏のみ 600m) とした。積雲のパラメタリゼーションには湿潤対流調節を用いた。また、下部境界は、経度によらず 2 月の SST 気候値を与えた。

まず、鉛直レベルは等しいが水平分解能を落した T21L53 水惑星モデルで 120 日間積分し平衡状態を得た。その平衡値を T106L53 の初期値として、60 日間積分して平衡状態を得た。さらに、続く 20 日間の積分値を 1 時間ごとに取り出して時系列データを作り、モデル大気の東西平均場と、その中に現れた擾乱を解析した。

2.2 東西平均場

時間平均東西平均東西風の緯度高度断面図は大変現実大気に近いものであった。高度 10km 緯度 35N, 45S において、現実的な亜熱帯ジェットが現れており、60N 付近の極夜ジェットと分離している。また、赤道域においてはこれも現実的な東風が現れており、T21 モデルの西風バイアス (Takahashi 1996) が改善されている。対流圏界面高度も赤道域で約 16km, 中緯度で約 10km と現実的な場を再現している事がわかった。

2.3 時間高度断面図

図 1b は、亜熱帯ジェット付近の緯度 34.2N での、ある経度における南北風成分の時間高度断面である。成層圏に時間と共に位相が下降する波状構造が見られる。周期は慣性周期に近い約 20 時間、波長は 4km 程度である。対流圏には傾圧波に対応した、高さ共に位相が遅れる振動が見られる。一方、図 1a は最近行なわれた MU レーダー 3 週間連続観測による南北風の時間高度断面図である。驚くべきことに、成層圏、対流圏とも図 1b と良く似た構造の波動が現れている。

図 1a で用いたデータは実時間処理によるものでなく、妨害波をあらかじめ除き、大気エコースペクトルのフィッティング処理の際の初期値を工夫し、30 分のインコヒーレント積分値に対して、オフライン処理した風速の推定値である。これにより、実時間処理したデータに比べて 2km ほど推定高度をあげることに成功した (Sato et al., 1997)。図に現れている成層圏の周期約 20 時間の波動は、このオフライン処理データによって初めて検出されたものである。そして、ホドグラフ解析によりこれは水平波長約 1200km で西に伝播する慣性重力波であることが示された。これはこの研究で用いた GCM で分解できるのに十分長い水平波長である。さらに、周波数スペクトルを調べてみると、下部成層圏慣性重力波は孤立したピークとして現れており、その振幅は GCM, MU レーダー観測とも同程度である。すなわち、この GCM は現実大気重力波の場を大変よく再現していることが確認できた。

2.4 重力波のグローバルな力学特性

得られたデータ量はとても大きく (35GB)、すべての経度を同時に解析するのは不可能に近い。外部条件 (境界条件) には経度依存性がないので、現れる擾乱も緯度依存性がないと考えられる。そこで 8 つの経度を取り出して波動を解析し、その平均値をモデル中の波動の力学特性の代表値と考えた。

2.4.1 周波数スペクトルの緯度変化

まず、周波数スペクトルの緯度変化を調べた。つまり、慣性周期付近のピークが緯度的にどのように分布しているか、ということである。図 2 に下部成層圏 22~27km で平均した周波数スペクトルの等値線図を示す。縦軸は緯度であり、太い実線は各緯度での慣性周波数を表す。また、太い破線は 1 日及び半日周期を表す。図 1b の緯度で見られた慣性周波数付近のピークは他の緯度でも現れていることがわかる。スペクトル密度は慣性周波数よりも低周波数側で大きく、重力波の力学特性と一致する。慣性周波数がゼロとなる赤道域では目立ったピークはなく、スペクトル密度は広く分布している。

2.4.2 重力波のグローバル分布

次に、観測データによりしばしば重力波として解析される次の 2 つの成分に対して行なった。

1. 鉛直波長 5km 以下の成分 (短波長成分と呼ぶ)
2. 周期 24 時間以下の成分 (短周期成分と呼ぶ)

短波長成分の運動エネルギーは、緯度 20 度以下の領域で圏界面の直上で極大となる。また、北半球緯度約 30 度亜熱帯ジェットの上でも大きくなっており、運動エネルギー分布は南北非対称性となっている。これに対して位置エネルギーは、ほぼ南北対称である。赤道で極大となり、緯度 20 度に至るまで短調にエネルギーは減少する。緯度 20 度より高緯度では平坦な分布となっている。これは、Allen and Vincent (1995) によるオーストラリアのラジオゾンデデータを用いた夏季における統計解析とよく一致している。

運動量フラックスは重力波の伝播特性を知るのに便利な量である。エネルギー上向き伝播波の場合、運動量フラックスの符号は (流れに乗って見たときの) 重力波の水平伝播方向に一致する。エネルギーフラックスを調べてみると、極域を除き、上向き伝播であることがわかった。短波長成分の $\overline{u'w'}$ を調べてみると、亜熱帯ジェットの上で大きなマイナスのピークとなっている。これは、短波長重力波が流れに乗って見たときに西向きに伝播していることを示している。また、 $\overline{v'w'}$ は亜熱帯ジェットの直上で北半球でマイナス、南半球でプラスであった。これは、赤道向き伝播を示しており、Sato (1994) による MU レーダー 3 年分のデータを用いた統計解析結果とよく一致する。

また、赤道上空での $\overline{v'w'}$ は極向伝播を示している。これは、短周期成分において特に顕著である (図 3)。赤道域高度 12km から上で扇状に南北に広がっている。その広がり、高さ 27km で緯度 50 度に達している。

モデルにあらわれた重力波が平均流におよぼす影響を調べるために、Eliassen Palm フラックスを計算し、その発散を求めた。結果は、亜熱帯ジェットの上で西風を減速しているという、これまでの研究と定性的に一致するものであったが、定量的には、1/10 と大変小さかった。このモデルには山岳波が入っていないので弱く出るのは当然なのだが、このような弱い重力波による減速効果にも関わらず、亜熱帯ジェットと極夜ジェットが分離している点が興味深い。

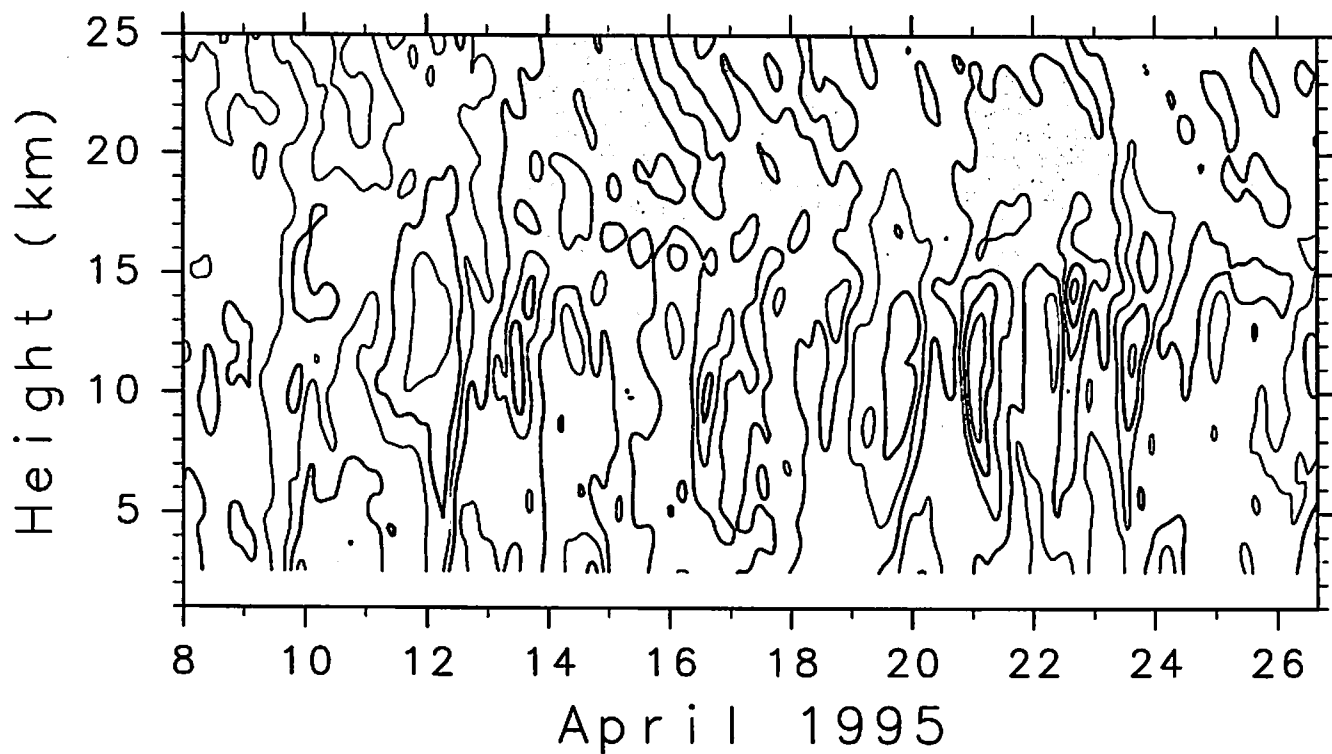
3 まとめ

以上の解析により、この研究で用いた高分解能 GCM は現実大気重力波を良く再現していることが確認され、重力波のグローバル特性を明らかにできた。これは、Sato et al. (1999) として論文発表済である。今後は、得られたデータの部分を用いて、赤道、中緯度、極域のそれぞれで卓越する重力波の詳しい力学特性を調べていく予定である。また、現実大気中にみられる惑星規模波動による大規模な流れの蛇行が重力波の伝播とどのように関わっているかを調べるために、地形を入れた実験も行なう計画である。

参考文献

- Allen, S. J., and R. A. Vincent, Gravity wave activity in the lower atmosphere: seasonal and latitudinal variations. *J. Geophys. Res.*, **100**, 1327–1350, 1995.
- Sato, K., A statistical study of the structure, saturation and sources of inertio-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 755–774, 1994.
- Sato, K., D. J. O’Sullivan and T. J. Dunkerton, Low-frequency inertia-gravity waves in the stratosphere revealed by three-week continuous observation with the MU radar. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1739–1742, 1997.
- Sato, K., T. Kumakura, and M. Takahashi, Gravity waves appearing in a high-resolution GCM simulation. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1005–1018, 1999.
- Takahashi, M., Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 661–664, 1996.

(a) V-Profile (MUR)



(b) V-profile (GCM) 34.2N

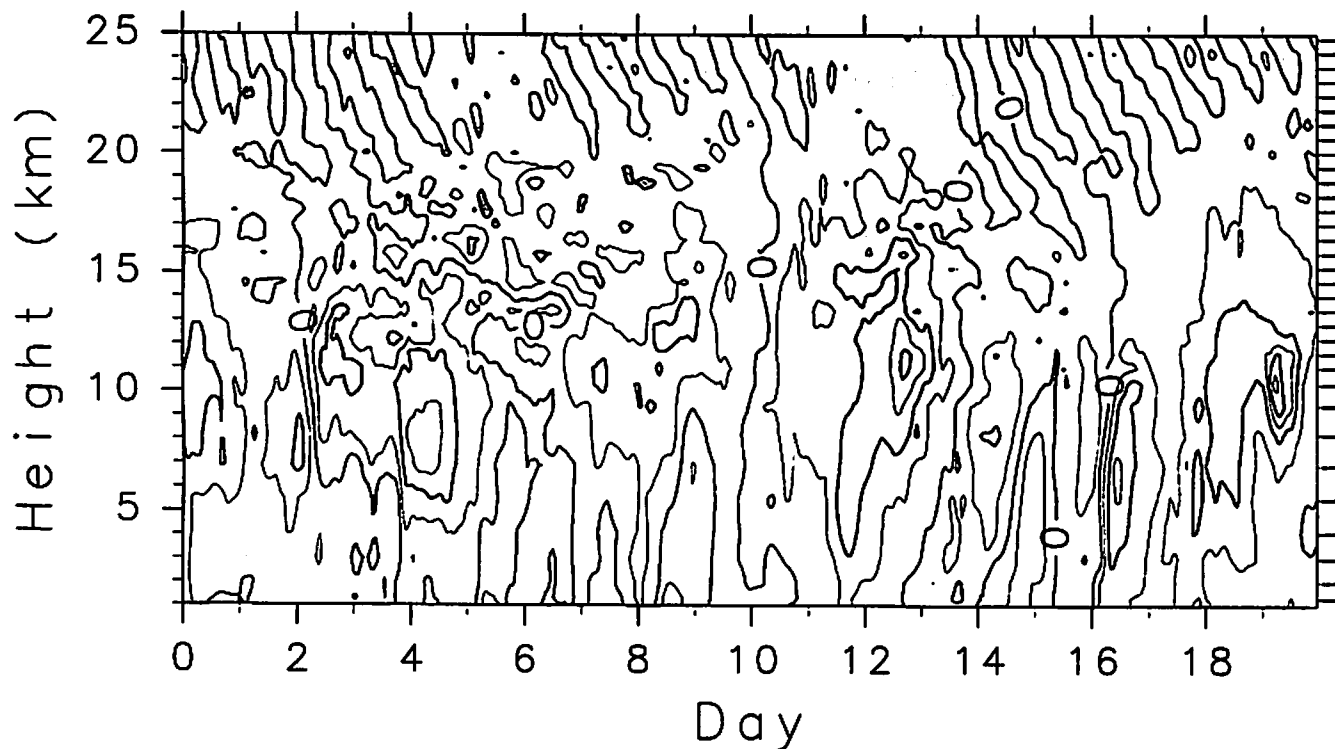


図1: 南北風の時間高度断面図. (a)はMU観測, (b)はGCM.

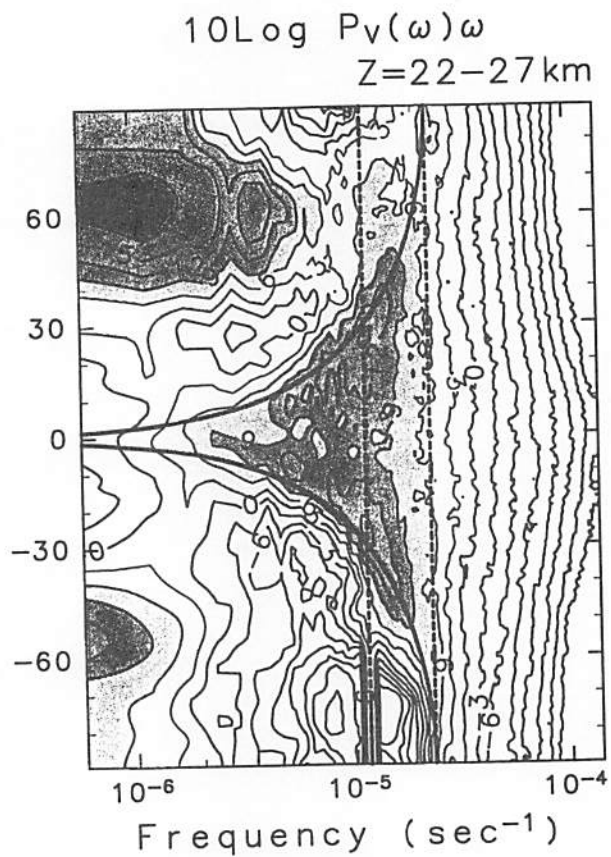


図 2: 南北風の周波数スペクトルの緯度構造.

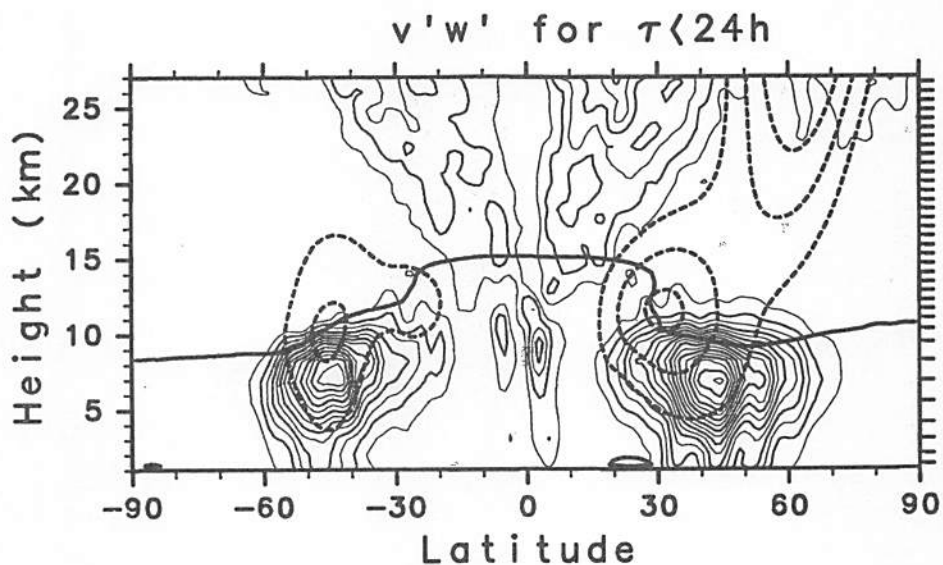


図 3: 短周期成分の $\overline{v'w'}$. 陰をつけたのは負の領域. 太い破線は東西平均東西風の等値線. 太い実線はおよその対流圏界面の高さを示す.

MU レーダーと光学観測による中間圏界面領域の研究

中村 卓司、津田 敏隆 (京都大学超高層電波研究センター)

PSMOS 国内観測グループ

1、はじめに

MUレーダーは、1984年の完成以来、下層・中層・超高層大気の種類々の観測に用いられ、大気重力波などの大気波動の諸現象の解明、気象擾乱の詳細観測、中緯度電離圏の種類々の現象の解明などで成果を上げてきた。とりわけ、このような大型大気レーダーは、風速などの大気力学パラメータを鉛直方向および時間方向について高分解能で詳細に測定することができるのが特徴である。一方、光学観測は、レーダーと異なった特徴を有する。すなわち、ライダー（レーザーレーダー）は、レーダーと同様に高度プロファイルとその時間変化を観測するが、とくに散乱体に関連する大気組成や大気温度などを主に測定する。また、大気光イメージャや FPI（ファブリペロ干渉計）などの大気光の受動光学観測は、高度方向の積分値を観測するが、水平2次元の大気変動とその時間変化が観測可能である。したがって、これらの観測を組み合わせることで互いの不足を補い種類々のパラメータを多角的にまた3次元的に捕えることが可能になる。種類々のスケールの大気波動が混在して複雑な力学系をなし、また大気組成の高度変化に富む中間圏界面領域（高度80-100 km付近）の研究にはこのような電波・光学の複合観測が有効であり、近年 MU レーダーの共同利用研究でもこのような光学観測との共同観測が進展してきた。本講演では、MUレーダーおよび信楽MU観測所を中心に展開されてきた光学観測についてその進展をまとめる。

2、都立大ナトリウムライダー（八王子）との同時観測

MUレーダーと光学観測の協同観測はまず1992-1993年に約300 km離れた八王子のナトリウムライダーとの間で成功した。Namboothiri ら[1996]は、MUレーダーの流星モード観測による風速の高度プロファイルと八王子のナトリウムライダーによるナトリウム密度のプロファイルから、南北方向に伝搬する同一の慣性重力波を見出した。この観測は、レーダーとナトリウムライダーという異なる観測手段での初の同一大気波動の観測となった。

3、信楽でのINPE、OH大気光フォトメータとの同時観測

1994年、ブラジルの宇宙科学研究所（INPE）のTakahashi らは、傾斜フィルター型の分光計（フォトメータ）を信楽MU観測所に持ち込んだ。この分光計は、近赤外のOH（6, 2）バンドを測定して、OH大気光強度と回転温度を測定する。また回転鏡をもちいて、仰角15-30度の8方位を5分程度の分解能で観測する。MU

レーダ流星観測モードとの同時観測から、OH (6, 2) バンドで求めた回転温度とレーダによる流星エコーの減衰時定数からもとめた相対温度変動がよく一致することが示された[Nakamura et al., 1997]. また、レーダおよびOH光で求めた周期6-8時間程度の重力波の鉛直および水平パラメータは相互によく一致し、両方で水平スケールが2000 km程度の慣性重力波を捕えていたことを明らかにし、その夏の伝搬の変化を議論した[Takahashi et al., 1998, 1999].

4. 種々の光学観測測器とMUレーダの同時観測キャンペーン (1995年)

OH大気光との同時観測に成功した翌年は、共同利用研究者により種々の光学観測測器が95年9月から12月にかけて信楽MU観測所に持ち込まれ、MUレーダ流星モードとのキャンペーン観測が行われた。前年につづいて、ブラジルINPEのフォトメータがOH大気光の観測を行ったほか、東北大学理学部のMAIS (Multicolor Airglow Imager System) およびOH広角イメージャ (MoAI)、郵政省通信総合研究所のFPI (ファブリペロ干渉計)、米国ユタ州立大学の全天イメージャ、が大気光の観測を行ったほか、信州大学工学部のナトリウムライダーがナトリウム密度の信楽でのレーダ、ライダー同時観測を始めた。これらの観測では、測器の相互比較や重力波の観測が主なターゲットであったが、東北大やユタ州立大のCCDイメージャによって水平波長10-50 km程度の小スケールの重力波の観測が行われたことが特筆すべきである。

5. SEEK期間中の信楽での光学観測 (1996年) - RASC光学観測の開始

南九州で行われたロケットと地上観測による Sporadic-E Experiment over Kyushu (SEEK)の期間は、MUレーダがFAIモードで観測されると同時に、東北大学理学部から小型の冷却CCDカメラを借用し、信楽観測所においてOH大気光のイメージ観測を行った。このときは、視野は大きくとれず、水平広がり100 km程度の画像であったが、8月のロケット打ち上げ日周辺の新月期間に幸運にも9晩も晴れて観測が行われ、E層FAIが出現する状況での高度87 km付近の重力波の伝搬方向が観測され、FAI理論の条件と比較された[Nakamura et al., 1998]. また、約600 km離れた信楽と内之浦でのイメージャでの重力波特性が比較された[Taylor et al., 1998].

6. OHイメージャでの定常観測 (1997年) - 長期連続観測の面白さ・重要性の発見

前述のSEEK観測期間の信楽でのOH光観測の成功を受け、RASCでも自前の装置を開発し、観測することとなった。東北大のOH大気光イメージャMoAIをベースに、信楽で無人自動観測を行うOH大気光イメージャを開発し、1997年1月より自動観測を始めた。約1年半のデータからOH大気光中に見られる重力波のパターンを解析し、その季節変化と伝搬方向の波長依存性を明らかにした。すなわち、水平波

長 18 km 以上のものは、下層で励起され中層大気風でフィルターされたもの、それより小さいものは、中層大気上部で不安定性などで発生したものが多いことを示唆した[Nakamura et al., 1999]。

7. 信楽と八王子での Na ライダー観測 (1995 年以降) —データの蓄積

この間、信州大の設置した Na ライダーの観測は断続的に行われ、都立大八王子での Na 観測および MU レーダー観測と合わせて、重力波の解析[Kobayashi et al., 1999] や、スポラディック Na 層の解析[Miyagawa et al., 1999]が行われた。

8. PSMOS 開始、信楽での OMTI+全天イメージャ長期観測 (1998 年)

1998 年 1 月から 5 年計画で PSMOS (中間圏界面国際協同観測システム) 計画がスタートし、98 年 1-3 月に信楽 MU 観測所を中心に光学、レーダーのキャンペーン観測が行われた。とくにこの期間に名古屋大学 STE 研究所の OMTI (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers) の一式すなわち FPI, SATI (Spectral Airglow Temperature Imager), 3 台のフォトメータ、3 台の全天イメージャが信楽で観測を始め、また、京大は、極地研と共同開発した大型全天イメージャ(ASI)を信楽に設置し観測を開始した。これらの機器は、キャンペーン後も観測を継続しており、自動観測でデータを取得している。すなわち、OH 大気光イメージャで始まった長期観測が、さらに多層の大気光に関して、それもイメージだけではなく温度や風速の測定まで拡張された。11 月にはしし座流星群極大期を中心に PSMOS キャンペーン観測がふたたび展開され、信楽観測所内外との協同観測を行った。MU レーダーが火球の異常な大出現を捕えたほか、名大 OMTI では月のナトリウム尾の増光を観測した[Shiokawa et al., 2000]。

9. 温度や風速の詳細比較 (1999 年)

名大 STE 研 OMTI の FPI や SATI が Calibration や自動化を完成し、いよいよ本格的にレーダーとの風速、温度観測が始まった。この年には、信州大がナトリウムライダー固体レーザー化した新システムに置きかわって観測を再開した。この年も、11 月にしし座流星群に関連した PSMOS キャンペーンが展開され、レーダーが昼間の大出現を捕えた。

なお、続く 2000 年 1 月には、キャンペーン後半として内之浦での大気光ロケットとの協同観測が行われる。同年 2、3 月には、後述のように信楽 MU 観測所に VHF レーダーとライダーが新たに導入され、中層大気から下部熱圏の観測が強化される。まさに、複合多重パラメータ(multi-instrument multi-parameter)観測が展開されようとしている。

以上のように、信楽 MU 観測所を中心とした光学観測と MU レーダー観測による中間圏界面領域の協同観測は年を追って発展してきており、光電波複合観測による中間圏界面領域の観測研究が展開されている。今後、2000年の2月には、信楽 MU 観測所に FAI (電離圏沿磁力線イレギュラリティ) および流星エコー観測用の連続運転用 VHF レーダー(FAR-J)が導入され、また2000年3月には、同観測所にレイリー/ラマンライダーシステムが導入される。これらの新設の装置も駆使して、信楽 MU 観測所ではより詳細な中間圏界面領域の力学過程や大気構造の解明が進展するものと期待される。

発表論文等：

- Higashikawa, A., T. Nakamura, T. Tsuda, Seasonal Variations of Gravity Waves Observed with an OH CCD Image at Shigaraki (35N, 136E), Japan, *Adv. Space Res.*, 24, 561-564, 1999.
- Kobayashi, K., T. Kitahara, T. D. Kawahara, Y. Saito, A. Nomura, T. Nakamura, T. Tsuda, M. Abo, C. Nagasawa and M. Tsutsumi, Simultaneous measurements of dynamical structure in the mesopause region with lidars and MU radar, *Earth Planets and Space*, 51, 731-739, 1999.
- Miyagawa, H., T. Nakamura, T. Tsuda, C. Nagasawa, M. Abo, T. D. Kawahara, K. Kobayashi, T. Kitahara and A. Nomura, Observations of mesospheric sporadic sodium layers with the MU radar and sodium lidars, *Earth Planets and Space*, 51, 785-797, 1999.
- Namboothiri, S.P., T. Tsuda, M. Tsutsumi, T. Nakamura, C. Nagasawa, and M. Abo, Simultaneous observations of mesospheric gravity waves with the MU radar and a sodium lidar, *J. Geophys. Res.*, 101, 4057-63, 1996.
- Nakamura, T., T. Tsuda, S. Fukao, H. Takahashi, P. P. Batista, R. A. Buriti, M. Tsutsumi, M. Ishii, K. Igarashi, H. Fukunishi, Y. Yamada, A. Nomura, T. D. Kawahara, K. Kobayashi, C. Nagasawa, M. Abo, and M. J. Taylor Studies of the MLT regions using the MU radar and simultaneous observations with OH spectrometer and other optical instruments, *Adv. Space Res.*, 19, 643-652, 1997.
- Nakamura, T., T. Tsuda, H. Miyagawa, Y. Matsushita, H. Fukunishi, Y. Takahashi, and Y. Yamada, Propagation directions of gravity wave patterns observed in OH CCD images during the SEEK campaign, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1793-1796, 1998.
- Nakamura, T., A. Higashikawa, T. Tsuda, and Y. Matsushita, Seasonal variations of gravity wave structures in OH airglow with a CCD imager at Shigaraki, *Earth Planets and Space*, 51, 897-906, 1999.
- Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, T. Ogawa, T. Nakamura, T. Tsuda, and R.

- H. Wiens, Development of optical mesosphere thermosphere imagers (OMTI), *Earth Planets and Space*, 51, 887-896, 1999.
- Shiokawa, K., M. K. Ejiri, T. Ogawa, and T. Nakamura, Distant lunar sodium tail observed in the Japanese local-time sector during the Leonid meteor shower of 1998, *J. Geophys. Res.*, submitted, 2000.
- Takahashi, H., P. P. Batista, R. A. Buriti, D. Gobbi, T. Nakamura, T. Tsuda, and S. Fukao, Simultaneous Measurements of Airglow OH Emission and Meteor Wind by a Sky Scanning Photometer and the MU radar *J. Atmos. solar Terr. Phys*, 60, 1649-1668, 1998.
- Takahashi, H., P. P. Batista, R. A. Buriti, D. Gobbi, T. Nakamura, T. Tsuda and S. Fukao, Response of the airglow OH emission, temperature and mesopause wind to the atmospheric wave propagation over Shigaraki, Japan, *Earth Planets and Space*, 51, 863-875, 1999.
- Taylor, M. J., S.H. Seo, T. Nakamura, T. Tsuda, H. Fukunishi, and Y. Takahashi, Long base-line studies of the spatial extent and propagation characteristics of short period mesospheric gravity waves observed over southern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1797-1800, 1998.
- Tsuda, T., T. Nakamura, A. Nomura, T.D. Kawahara, C. Nagasawa, M. Abo, S. Okano, M. Taguchi and M. Ejiri, Coordinated Observations of the Mesopause Region with Radar and Optical Techniques, *Adv. Space Res.*, in print, 2000.

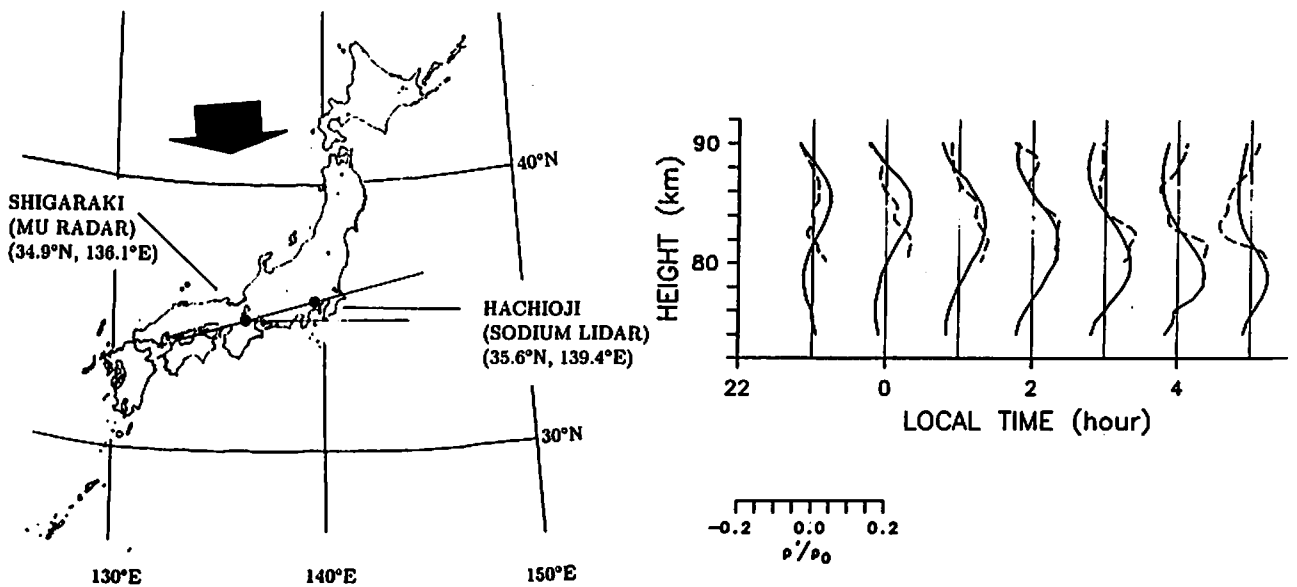


図1、MU レーダー(実線)と八王子 Na ライダー(破線)によって観測された同一慣性重力波による大気密度変動。1993年12月15-16日の観測。[Namboothiri et al., 1996]

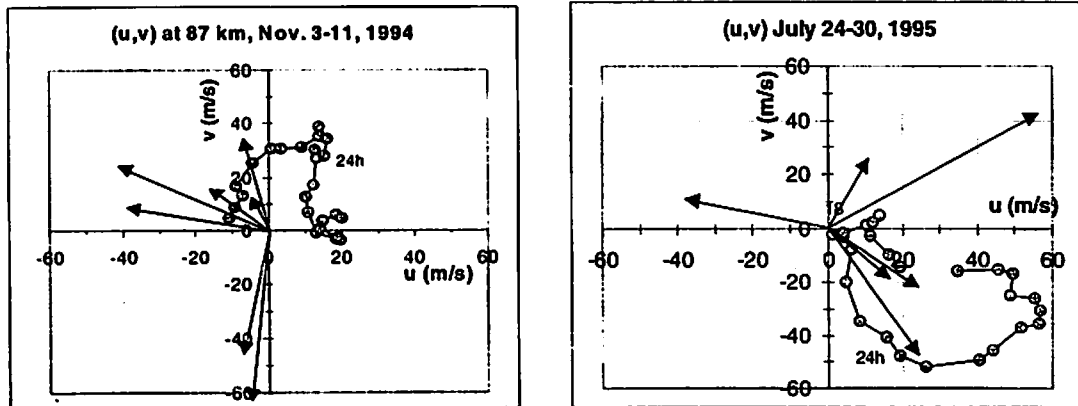


図2、OH フォトメータで観測された重力波の水平位相速度とMUレーダーで観測された平均風の変化。左は冬の例、右は夏の例。[Takahashi et al., 1999]

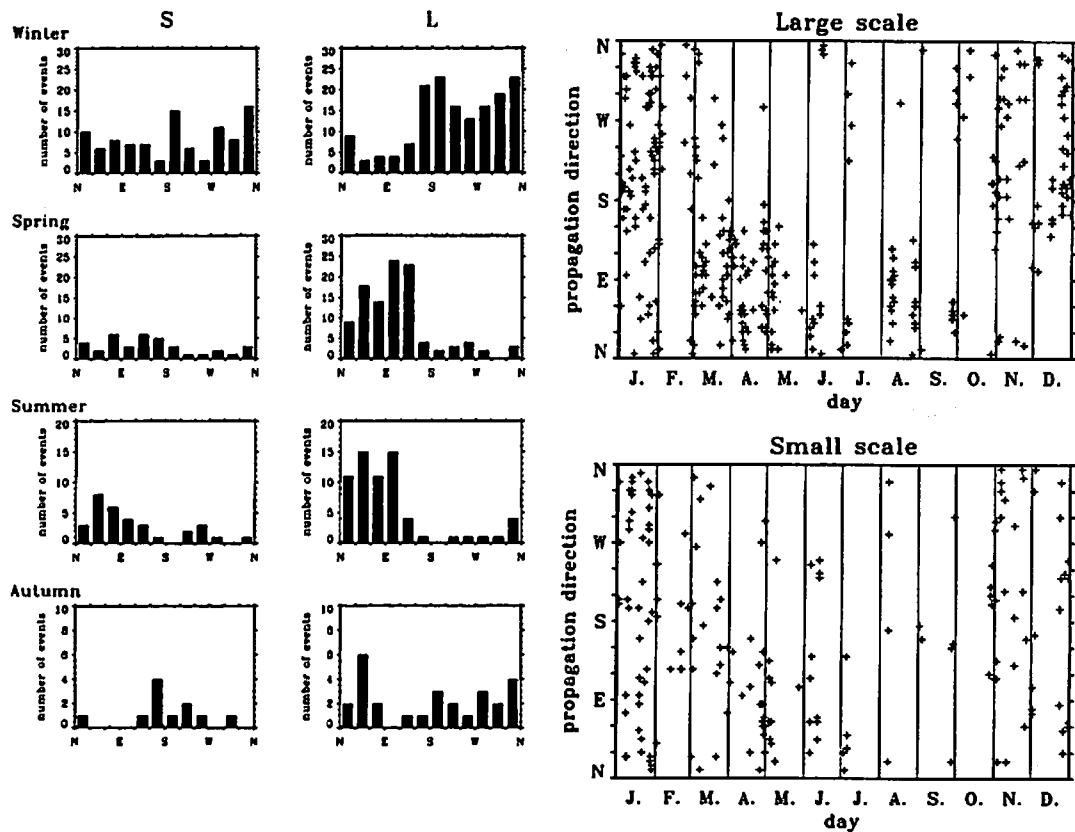


図3、OH イメージャによる小スケール重力波の季節変化。左図は季節毎の水平伝搬方向分布。水平波長を17 km以下(左)と18 km以上(右)に分けた。右図は、個々の重力波の伝搬方向を示した。[Nakamura et al., 1999]

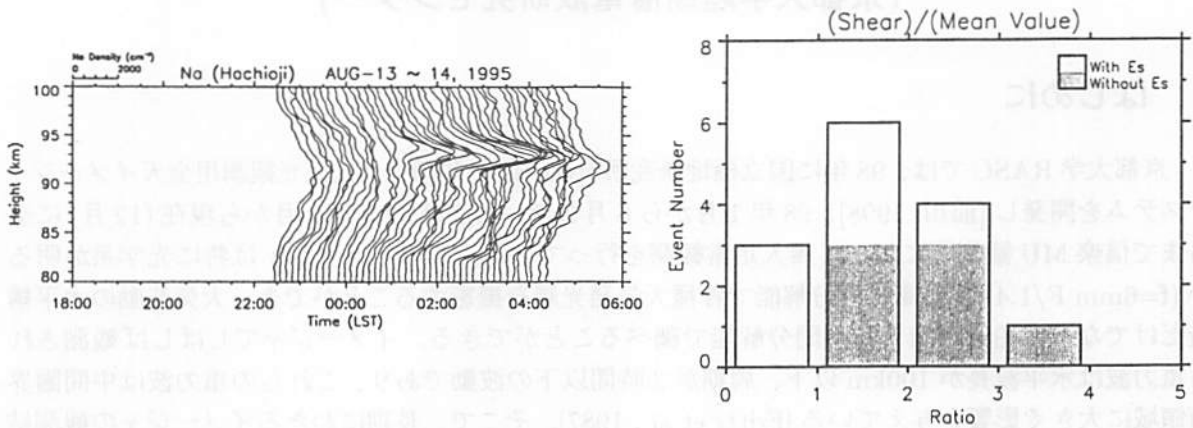


図4、信楽、八王子での Na ライダー観測によるスプラディック Na 層発生時の背景の中性風速のシア。Es が発生していないときに Na が発生する場合は強いシアを伴う。左図は、スプラディック Na 層の例。[Miyagawa et al., 1999]

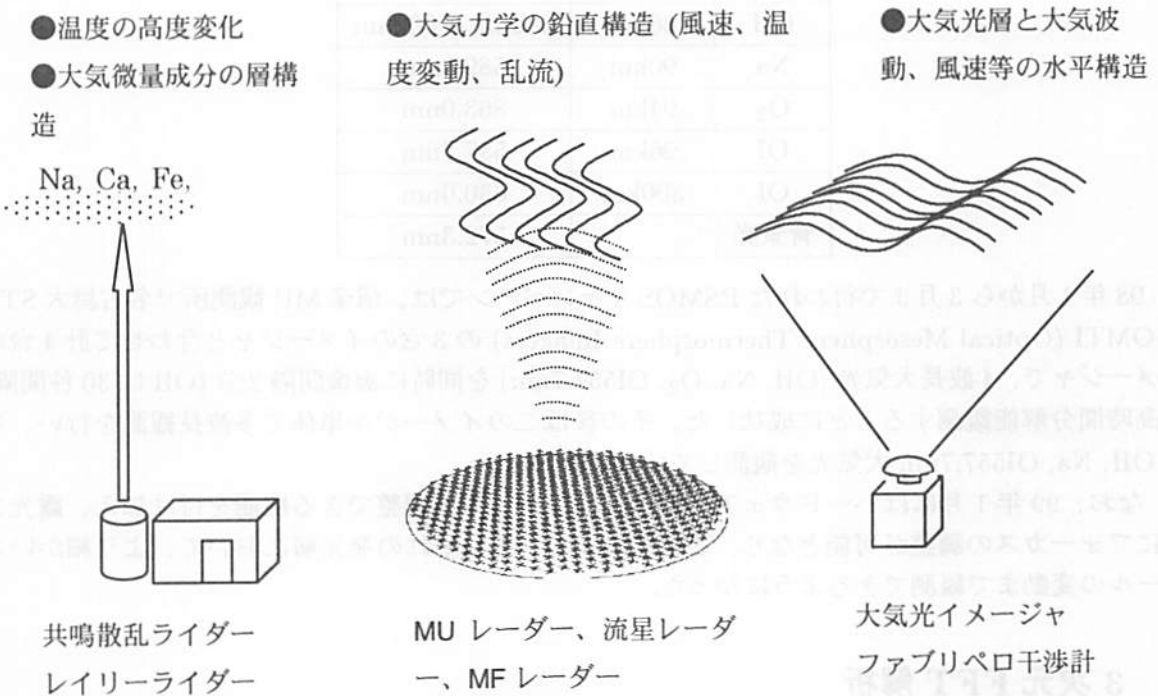


図5、 信楽での光・電波複合観測の概念図

全天イメージャによる中間圏界面重力波の観測

前川 良二, 中村 卓司, 山崎 豊, 津田 敏隆

(京都大学超高層電波研究センター)

1 はじめに

京都大学 RASC では、98 年に国立極地研究所 (NIPR) と共同で、大気光観測用全天イメージャシステムを開発し [前川, 1998]、98 年 1 月から 6 月まで、および、99 年 2 月から現在 (12 月) に至るまで信楽 MU 観測所において無人定常観測を行っている。このイメージャは特に光学系が明るい ($f=6\text{mm F}/1.4$) ため高時間分解能で各種大気発光層を撮影することができ、大気波動の水平構造だけでなく、鉛直構造も高時間分解能で調べることができる。イメージャでしばしば観測される重力波は水平波長が 100km 以下、周期が 3 時間以下の波動であり、これらの重力波は中間圏界面領域に大きく影響を与えている [Fritts et al., 1987]。そこで、長期にわたるイメージャの観測結果と MU レーダーで観測した風速から重力波が中間圏界面領域に与える影響について考察する。

2 全天イメージャ

このイメージャでは下記フィルターのうち 5 つを装着し、回転することにより高さの異なる複数の発光層を観測できる。また、NIPR 所有の標準電球と積分球ならびに、フィルターの特性を測定する分光スペクトロメーターを用いて校正を行ったことにより、原子の発光 (Na, OI) については、イメージ上の大気光絶対強度を知ることができる。

	中心高度	波長
OH	86km	680nm - 900nm
Na	90km	589.3nm
O ₂	94km	863.0nm
OI	96km	557.7nm
OI	300km	630.0nm
背景光	-	572.3nm

98 年 1 月から 3 月まで行われた PSMOS キャンペーンでは、信楽 MU 観測所で名古屋大 STE 研 OMTI (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers) の 3 台のイメージャと合わせて計 4 台のイメージャで、4 波長大気光 (OH, Na, O₂, OI557.7nm) を同時に画像間隔 2 分 (OH は 30 秒間隔) の高時間分解能観測することに成功した。その後はこのイメージャ単体で多波長観測を行い、主に OH, Na, OI557.7nm 大気光を観測している。

なお、99 年 1 月にはハードウェアを改良し、フォーカス調整できる機能を付け加え、露光ごとにフォーカスの調整が可能となり、これによって、それぞれの発光層において、より細かいスケールの変動まで観測できるようになった。

3 3次元FFT解析

Coble 他 [1997]、堤 他 [1998] を参考にして、撮影された画像から定量的に波動パラメータを抽出するために、3次元FFT解析を行う解析アルゴリズム法を開発した。

98年1月28日20:00から22:00JSTまでに得られたOI557.7nm大気光の画像を用いて3次元FFT解析の例を示す。この時間は、水平波長約60kmの波状構造が北東から南西に伝搬していくのがはっきり見られた。この2時間の画像32枚を用いて、水平空間2次元・時間1次元の3次元FFT解析を行った。これにより求めた波数スペクトルを図1に示す。但し、周期8-16分の負の周波数成分を積分して表示してある。波数ベクトルが南西方向の部分に強いスペクトルが現れている。このように、3次元FFT解析を用いると重力波の成分を抽出する際に2次元スペクトルと異なって、水平伝搬方向に180度のあいまいさは生じず、水平波長ごとに分離して、重力波の伝搬方向を定量的に議論できる。しかし、長時間(2時間程度)の雲のない連続画像でないと解析できないため、サンプル数を多くとれない。

ここでは、98年1月から6月まで、99年2月から11月までに得られた雲のない連続画像に対して、3次元FFT解析を行い、以下の式(1)によって大気波動による大気光強度変動のバリエーションの方位角依存を調べた。そして、OH, Na, OI557.7nm大気光それぞれについて、各月ごとに平均し、重力波の伝搬方向の季節変化を調べた。但し、98年1月から3月上旬まではOH, OI557.7nm大気光の画像は名古屋大のイメージャの画像を使用した。

$$\frac{\langle I'(\phi)^2 \rangle}{\bar{I}^2} = \int_{h_{\min}}^{h_{\max}} hP(h, \phi)dh \quad (1)$$

- I : 大気光強度 [カウント]、 h : 水平波数 [cyc/km]、
 $P(h, \phi)$: 大気光強度相対変動のパワースペクトル密度 [1/(cyc/km)²]
 (周期8分から128分を積分)、
 ϕ : 水平波数ベクトルの方位角 (0 - 2 π [radian])

まずは、水平波長が4kmから128kmまでとなる積分範囲について解析した結果を図2に示す。これはそれぞれ中心からの距離が大気光強度変動のバリエーションの大きさを表し、それがどの方向に伝搬しているかを示している。OH, Na, OI557.7nm大気光で、ほぼ似たような方向性が表れており、1月は南西方向、4月から6月は北東方向、10月は北方向に大きく偏っていることがわかる。東西方向の偏りについては、中層大気平均風によるフィルター効果によるものと考えられる。つまり、冬は西風が卓越するため西向き重力波が選択的に伝搬し、夏は東風が卓越するので東向き重力波が容易に伝搬する。南北方向の偏りについては、中層大気中の南北風の大きさが東西風に比べて小さいことを考えると、重力波の励起源の水平位置が季節によって異なることを示唆していると思われる。また、3種類の大気光で大気光強度変動のバリエーションの大きさに違いが見られるが、この原因には背景光の影響を考慮していないためことも含まれる。Na, OI557.7nm大気光については絶対強度較正できるので、より厳密に波動のパワーについて考察するために、背景光の影響を除去して同様の解析を行う必要がある。

次に、式(1)の積分範囲を変えて、水平波長が4kmから16kmまでについて同様の解析した結果を図3に示す。ここでは図2で見られたような季節による伝搬方向の違いはあまり見られない。これより、リップルと呼ばれるこのような波長の波動は、中間圏界面領域で生じており、中層大気背景風の影響を受けていないことがわかる。以上の結果は、広角OHイメージャを用いた信楽でのOH大気光イメージ観測で、個々の重力波イベントを取り出して解析したNakamura他[1999]の結果とよく一致する。

4 運動量フラックスの推定

Gardner 他 [1999] は、イメージャから求めた OH 大気光の絶対強度変動から、OH 大気光の高度における水平風の変動 (u')、鉛直風の変動 (w') の相互相関係数の方位角依存性が求まり、さらに、その高度における u' , w' の 2 乗平均の値を用いることで運動量フラックスが求められることを示した。

ここでは、イメージャで得られた OH, Na, OI557.7nm 大気光の画像を 3 次元 FFT 解析して式 (1) で求まる大気光強度変動を用いて、 u' , w' の相互相関係数の方位角依存性を各月、各大気光ごとに調べた。但し、式 (1) の積分範囲は水平波長が 4km から 128km までとした。その結果を図 4 に示す。5 月、6 月については、3 つの高度で運動量フラックスの水平方向にばらつきが見られるが、他の月に関しては、ほぼ同方向である。相互相関係数が最大となる方向は、1 月は南西向き、2 月は西向き、3 月は東向き、4 月、5 月、6 月は北東向き、10 月は北西向き、11 月は南西向きであった。

次に、運動量フラックスの大きさを求めた。そのためには東西風の変動、南北風の変動、鉛直風の変動、それぞれの 2 乗平均の値が必要となるが、これは MU レーダー流星観測から求まる風速を用いた。OH, Na, OI557.7nm 大気光、それぞれの高度を 86km, 90km, 96km と仮定して、その高度における風速のスペクトルを周期 5 分から 2 時間まで積分して求めた。これにより、高度 86km, 90km, 96km における運動量フラックスが求まる。今回は、MU レーダー流星観測を行っていた 98 年 1 月から 2 月の PSMOS キャンペーン、99 年 11 月の PSMOS キャンペーン中に観測されたイメージについて運動量フラックスを求めた。結果は図 5 の通りであり、東西、南北方向とも、 $0 \sim 3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ であった。

5 まとめ

98 年 1 月から 6 月、99 年 2 月から 11 月まで信楽においてイメージャで観測した OH, Na, OI557.7nm 大気光の画像を 3 次元 FFT 解析して、波動のパワーの伝搬方向や、各大気光の高度における水平風の変動と鉛直風の変動の相互相関係数の方位角依存性が季節によって違うことを示した。3 つの高度で若干のばらつきがみられたが、概ね、1 月は南西向き、2 月は西向き、3 月は東向き、4 月、5 月、6 月は北東向き、10 月は北西向き、11 月は南西向きであった。そして、MU レーダー流星観測による中間圏界面領域における風速を用いて、各大気光の高度における運動量フラックスを求めたところ、東西、南北方向とも、 $0 \sim 3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ であった。

今回の解析では背景光を含めて考えているので、その影響を受けていると思われる。より厳密に議論するため、絶対強度較正を行なえる Na, OI557.7nm 大気光については、背景光を除去して同様の解析を行う必要がある。

参考文献

前川 良二、大気光観測用多波長全天 CCD イメージャシステムの開発、京都大学工学部電子工科学士論文、1998

Fritts D. C. and R. A. Vincent, Mesosphere momentum flux studies at Adelaide, Australia: Observations and a gravity wave-tidal interaction model, J. Atmos. Sci, 1987

Coble M. R., G. C. Papen, and C. S. Gardner, Computing two-dimensional unambiguous horizontal wave number spectra from OH airglow images, IEEE Trans Geosci. Remote Sensing,

1997

堤 雅基、田口 真、岡野 章一、竹下 秀、中村 卓司、津田 敏隆、岡田 雅樹、江尻 全機、麻生 武彦、全天イメージーステレオ観測と MU レーダー同時観測による大気波動 3 次元構造の解析、第 12 回大気圏シンポジウムプロシーディングス、1998

Gardner C. S., K. Gulati, Y. Zhao, and G. Swenson, Measuring gravity wave momentum fluxes with airglow imagers, JGR, 1999

Nakamura T., A. Higashikawa, T. Tsuda and Y. Matsushita, A long term observation of gravity wave structures in OH airglow with a CCD imager at Shigaraki, EPS, 1999

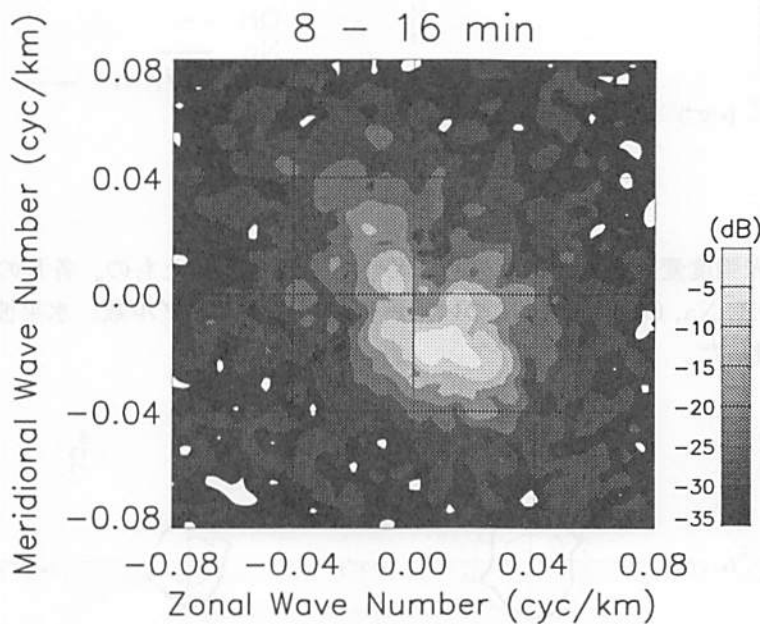


図 1: 3 次元 FFT 解析により求めた水平波数スペクトル。周波数方向に周期 8 - 16 分の負の周波数成分を積分して表示。上が北、右が東。なお、最もスペクトル変動の高い点で正規化した。

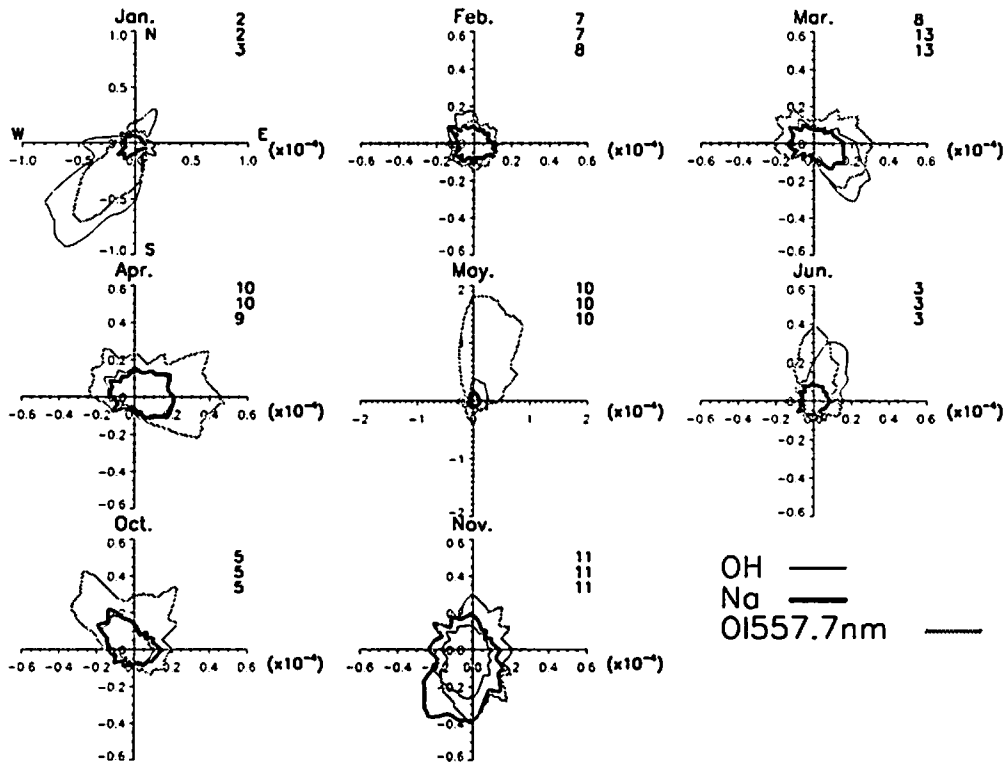


図 2: 各大気光ごとに大気光強度変動のバリエーションを求め、各月で平均したもの。各月の右上の数字は上から順にそれぞれ OH, Na, OI557.7nm について解析に用いたサンプル数。水平波長 4km - 128km の成分について積分した。

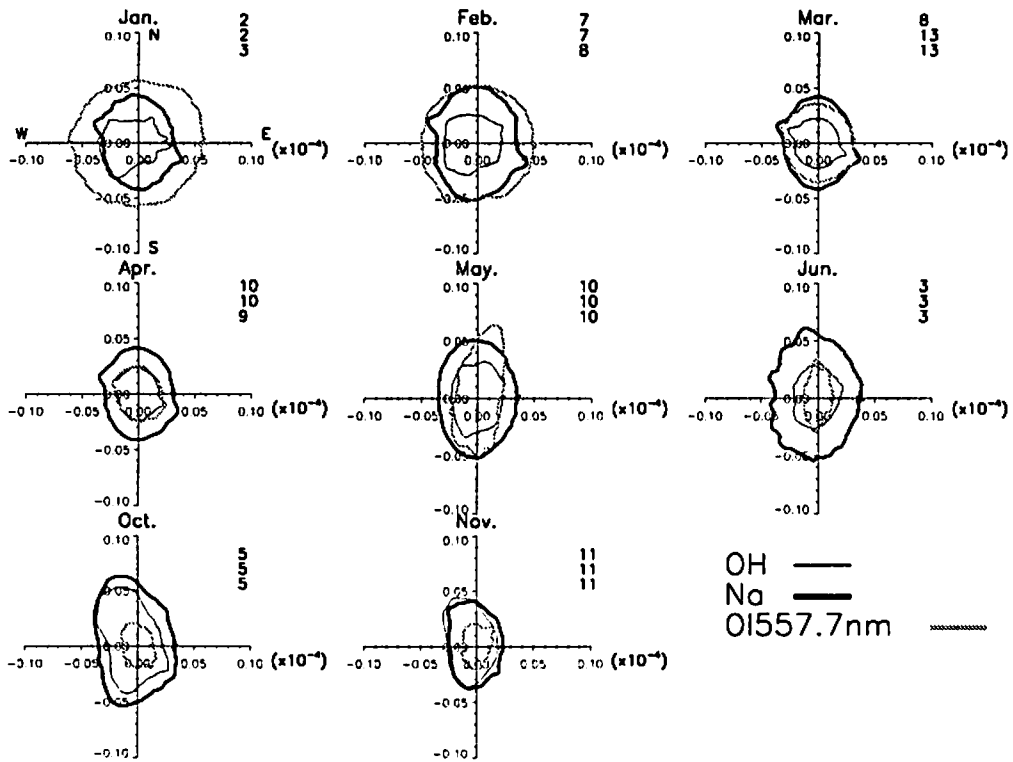


図 3: 図 2 と同様。但し、水平波長 4km - 16km の成分について積分した。

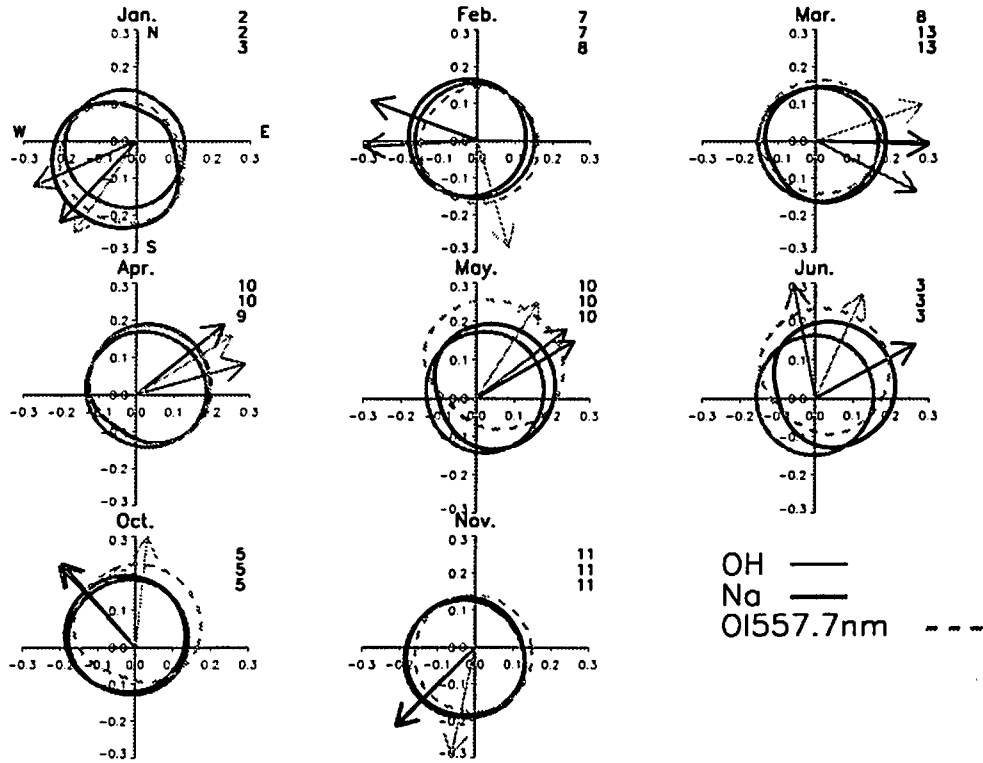


図 4: 各大気光ごとに水平風の変動と鉛直風の変動の相互相関係数を求め、各月で平均したもの。矢印は相互相関係数が最大の方向を示す。

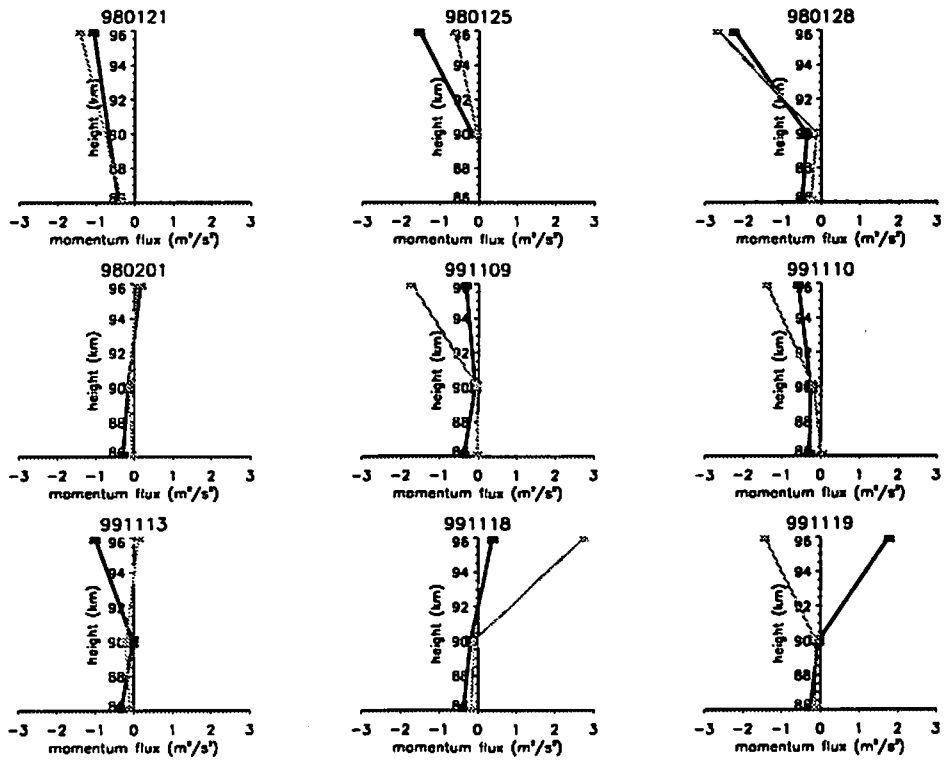


図 5: 98 年 1 月、2 月、99 年 11 月における各 1 日ごとの運動量フラックス。黒線が東西方向 (東向きが正)、灰色が南北方向 (北向きが正)。

MUレーダとMFレーダの比較観測による中間圏平均風の緯度依存性と年々変動

五十嵐喜良¹、村山泰啓¹、山崎亮三¹、
S.P. Namboothiri¹、P. Kishore¹、斎藤義信²、貝沼昭司³、
津田敏隆⁴、中村卓司⁴、堤 雅基⁵

1: 通信総合研究所、2: 稚内電波観測所、3: 山川電波観測所

4: 京都大学超高層電波研究センター

5: 国立極地研究所

1. はじめに

中間圏・下部熱圏における大気波動や平均風の緯度変化、スプラディック E 層の発生機構、D 領域の電子密度増加に起因する f_{min} 冬季異常現象等に関する研究を行うため、通信総合研究所の稚内及び山川に設置された MF レーダと信楽の MU レーダの比較観測を行ってきた。これまでの中間圏平均風の比較解析による緯度依存性と年々変動に関する成果を報告する (Igarashi *et al.*, 1999)。1994 年 8 月に、山川に MF レーダが設置され MU レーダとの比較観測を開始した。1996 年 9 月には、稚内に MF レーダが、設置された。MU レーダと山川 MF レーダの最初の比較観測を 1994 年 9 月に実施した (Igarashi *et al.*, 1996)。1997 年 1 月には、内之浦で、小型ロケットにアルミ片を乗せて、大気中で放出し、地上レーダにより風速を推定する実験を行い、山川 MF レーダ及び MU レーダとの比較観測を行った (Murayama *et al.*, 1999)。1996 年 8 月には、SEEK ロケットキャンペーン実験に参加した (Igarashi *et al.*, 1998, Larsen *et al.*, 1998)。

2. 山川 MF レーダと MU レーダによる中間圏風の比較観測

山川及び稚内に設置された MF レーダの主要緒元については、表 1 に示す。観測サイトの位置及びアンテナ配置は、第 1 図に示す (岡本, 1999)。1994 年 9 月 13 日から 15 日まで MU レーダと山川 MF レーダの比較観測した結果を第 2 図に示す。高度 80–90 km では、東西風は、良く一致している。南北風は、東西風ほどの一致は見られないが、高度 84 km 前後の高度で、1994 年 9 月 14 日 12 時–18 時では、位相、強度とも非常に良く一致している。風の東西成分と南北成分のトレンドや DC 成分を除去した後の分散を、第 3 図に示す。この結果、高度 80–92 km では、良い一致が見られるが、高度 92 km 以上では、MF レーダは、MU レーダに比べて低い風速を示す傾向があることが分かった。この原因として、MF レーダの受信特性の飽和現象、電波干渉

表1 山川及び稚内MFレーダの主要諸元

Parameters	Yamagawa	Wakkanai
Location	31.2 ° N, 130.6° E	45.4° N, 141.7° E
Peak envelope power	50 kW	50 kW
Operating frequency	1.9550 MHz	1.9585 MHz
Half power pulse width	48 μ sec (since Sep. 12, 1996) 27 μ sec (Aug. 26, 1994 - Sep.11, 1996)	48 μ sec
Sampling interval	2 km	2 km
Observation modes	FCA FCA, DAE (since Sep. 13, 1998)	FCA, SCA, DAE, DPE
Operated period	since 26 August 1994	since 19 September 1996

効果について議論された。受信信号の量子化誤差やFCA解析における受信信号の組み合わせを変えた場合の風速推定に与える影響等は、生データを用い、Yamazaki *et al.* (1999) により詳細に検討された。

半日周期の潮汐波の比較解析の結果、東西風については、高度84–90 kmでは、強度は、高度が高くなると減少していく。東西風の位相は、高度82–92 kmで1時間以内で一致している。南北風については、高度88 km以上で、大きな違いが認められた。MUレーダの位相は、高度86–92 kmで、最大4–5時間の進みが見られた。位相や強度における、これらの変動は大気重力波や同じ強度の潮汐波の重ねあわせ効果によるものと考えられる。

3. 山川MFレーダによる中間圏平均風観測と大気風モデルHWM93との比較 (1997–1999)

1997年10月から1999年6月までの期間について、山川MFレーダによる中間圏平均風観測結果とHWM93モデルとの比較結果を第3図にしめす(Kishore *et al.*, 1999)。東西風についてみると、(1)平均風のパターンは、全体的には良く一致している。(2)観測された夏期の東西風のピーク強度は、約30–40 m/sで、ほぼ同じである。しかし、冬季には、観測した東西風は、HWM93モデルより、10 m/s程度小さい値を示している(Hedin *et al.*, 1996)。

(3)東西風のピーク強度は、高度約70 kmで、一致している。(4)冬から夏にかけての循環の変化は、4月でモデルと同じである。南北風については、(1)平均風のパターンは、同じ傾向である。(2)観測した北向きの最大風速は12 m/sで、HWM93モデルの値3 m/sに比べて大きい。(3)南向風の風速のピーク強度の高度は、80–85 kmであり、HWM93モデルの約87 kmより低い。

4. 稚内MFレーダと山川MFレーダの比較結果

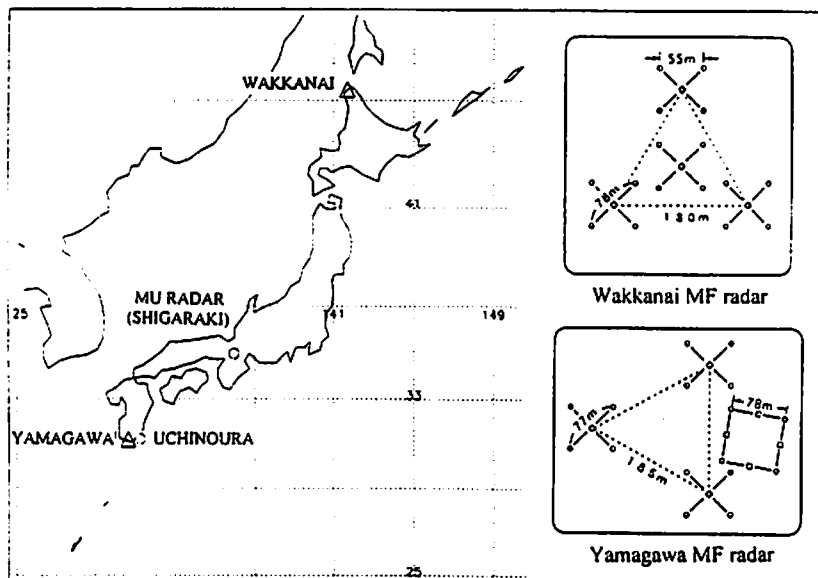
1997年10月—1999年6月までの、稚内と山川における中間圏における平均風の比較結果を第4図に示す。東西風については、次のような特性が見られる。(1) 夏期の東向き風と冬季の東向きジェットの最大値は、両地点でほぼ同じ強度である。(2) 冬季の東向きジェットの強度は、両地点でおおよそ等しい。(3) 稚内の冬季に85 km以上の遷移領域は、下部熱圏まで、広がっている。(4) 夏期の西向き風は、ピーク強度に大きな違いが見られる。稚内の西向きジェット50—70 m/sは、山川の西向きジェット30—40 m/sに比べて20 m/sも大きい。(5) 山川の夏期の西向きジェットの最大となる月は、5月である。しかし、稚内の夏期の西向きジェットの最大となる月は、6月—7月であり、山川より遅れていることが分かった。南北風についての特性は、(1) 東西風に比べ、大きな変動がみられる。(2) 稚内における夏期の南向き風のピーク強度20 m/sは、山川のピーク強度10 m/sに比べ大きい。(3) 稚内における北向き風のピーク強度は、山川のピーク強度と同じ程度10—20 m/sであるが、1997年8月や1999年11月の様に20 m/sをこえることもある。

5. MUレーダと山川MFレーダの平均風の比較(1996—1999)

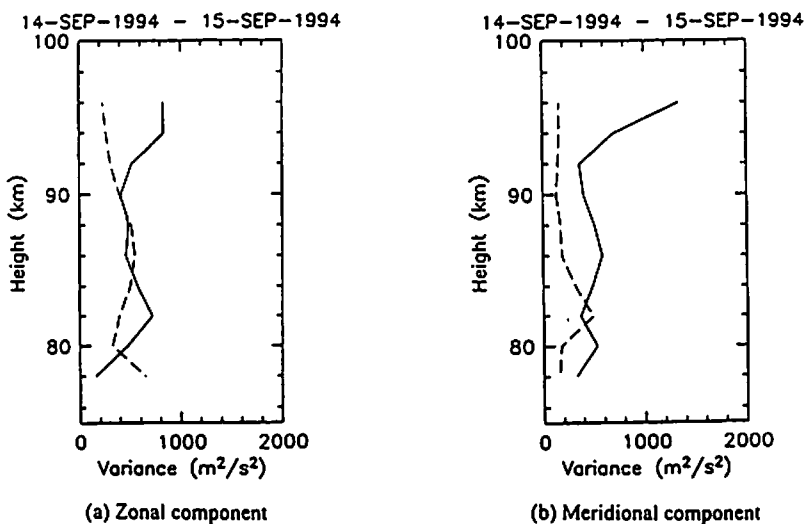
1996年—1998年までのMUレーダの流星風モードの観測結果と山川MFレーダの観測結果を比較解析した(Namboothiri *et al.*, 1999)。第5図に、東西風の比較結果を示す。全体的な風速の季節変動の傾向は似ている。夏季の東向きのジェットと西向きのジェットが反転する高度は、MUレーダと山川MFレーダとも、ほぼ同じ80—85 kmであるが、山川の方が、信楽に比べ、やや低い傾向は見られる。MUレーダの東西風の最大値は、40—60 m/sであり、山川MFレーダの平均風速の最大値30—40 m/sに比べ、10—20 m/s大きい。西向きジェットの最大風速の高度は、約70 kmで、ほぼ同じである。南北風についてみると、夏季の高度80 kmにおけるMUレーダの南向き風の最大値は、10—20 m/sで、山川MFレーダの10—12 m/sに比べ大きい。

5. まとめ

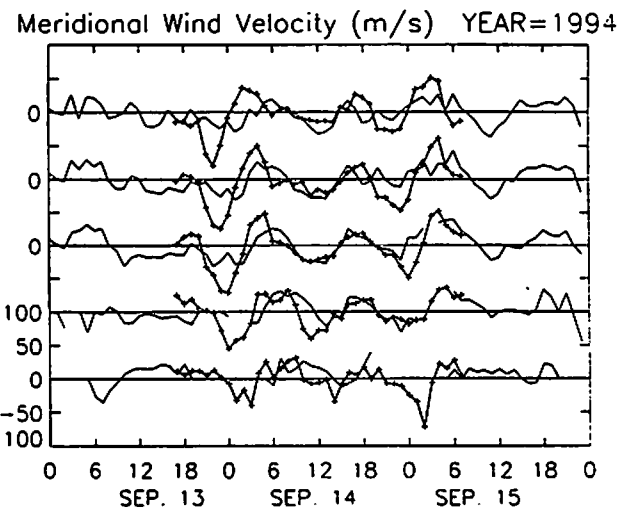
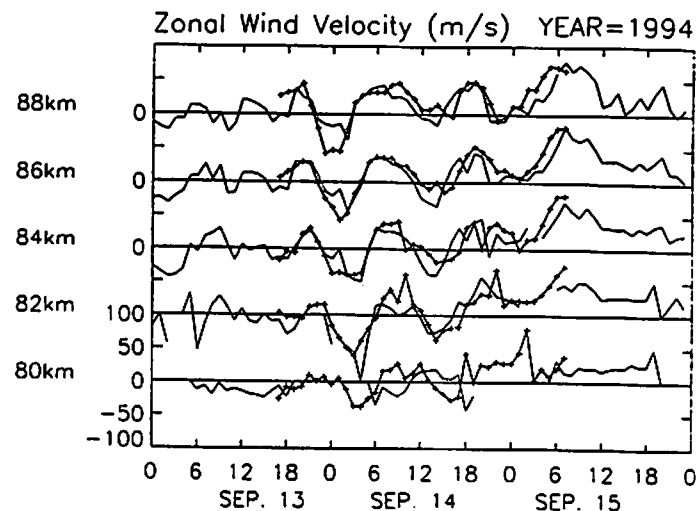
MUレーダと稚内及び山川MFレーダとの比較観測結果を示した。3つのレーダの比較から、中間圏風の緯度依存性が明らかとなった。MUレーダの東西風の最大値は、40—60 m/sであり、山川MFレーダの平均風速の最大値30—40 m/sに比べ、10—20 m/s大きい。稚内の東西風は70 m/sを越えることもあり、夏期の東西風は、MUレーダに比べ大きいことが分かった。南北風の年々変動は大きく、季節変動も複雑な様相を示している。今後も、継続的な比較観測を行うことにより、年々変動特性について解析を進める予定である。



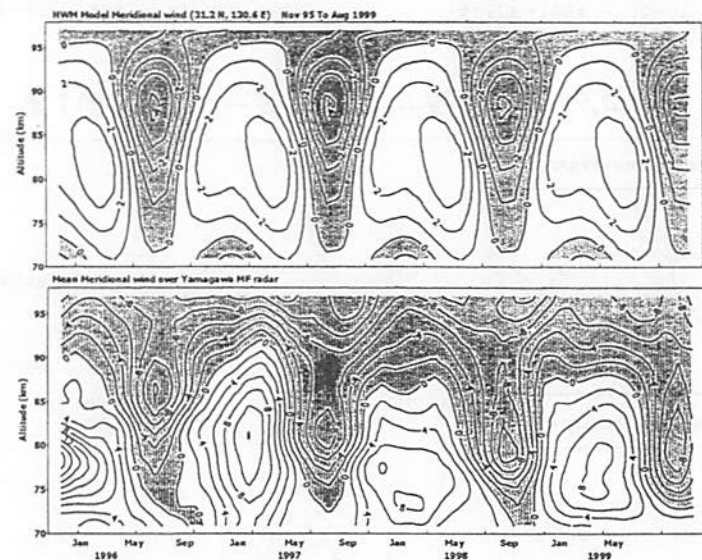
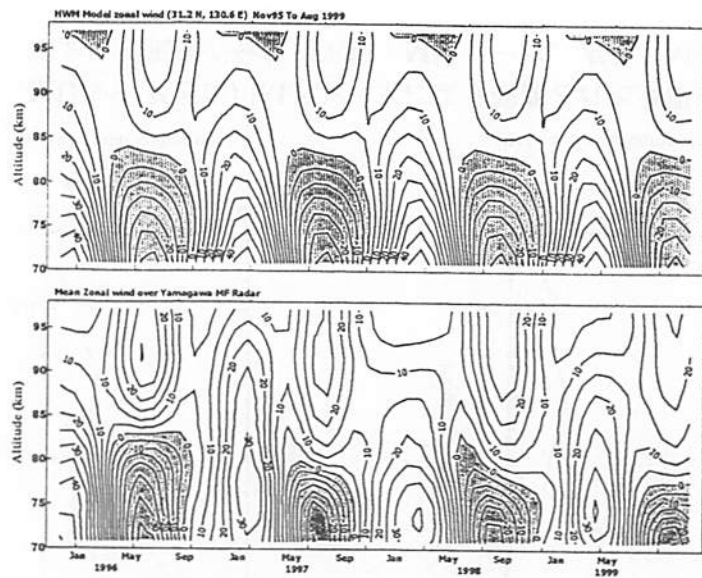
第1図 MFレーダのアンテナ配置とレーダの位置



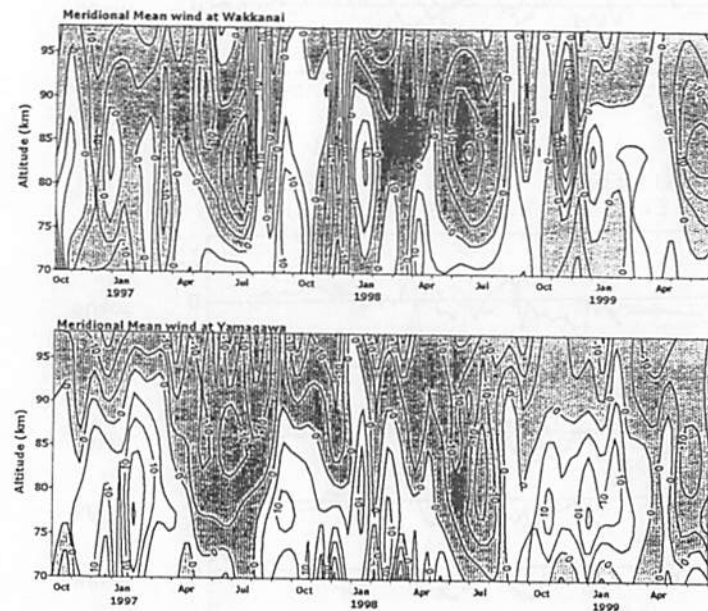
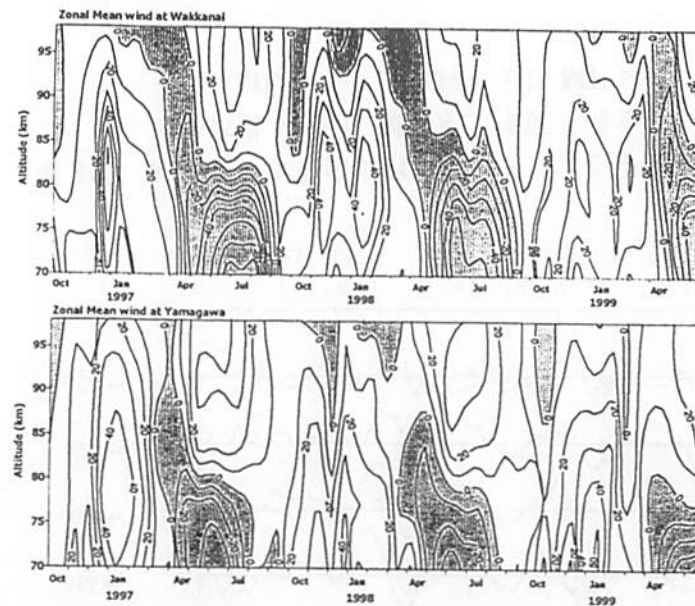
第3図 MUレーダと山川MFレーダにより観測された東西風及び南北風の風速の分散 (実線: MUレーダ、点線: MFレーダ)



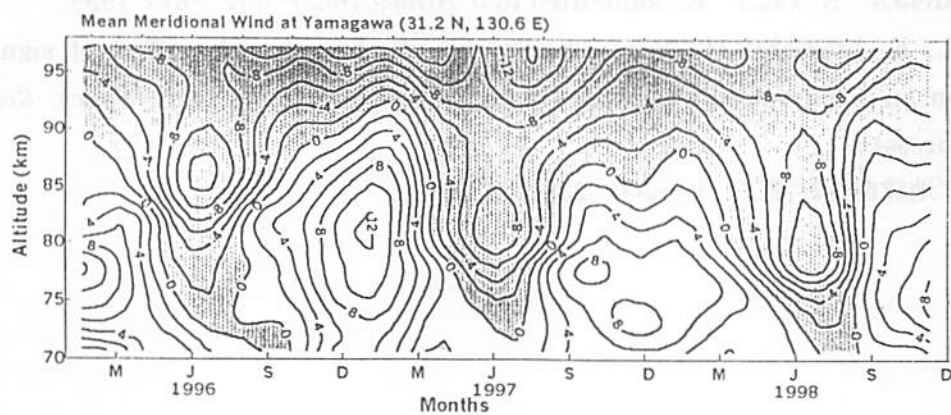
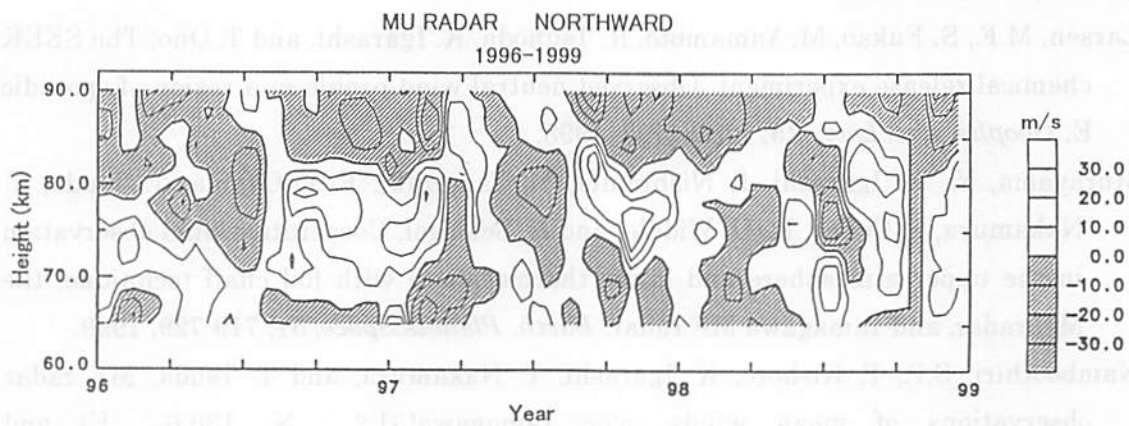
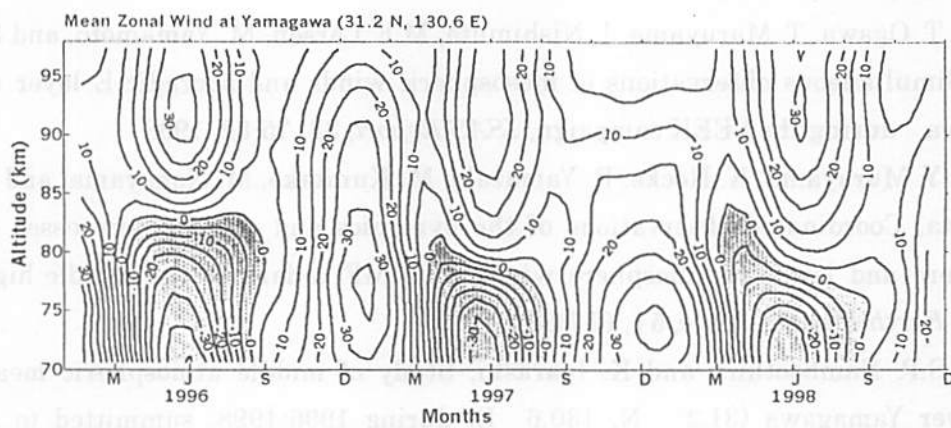
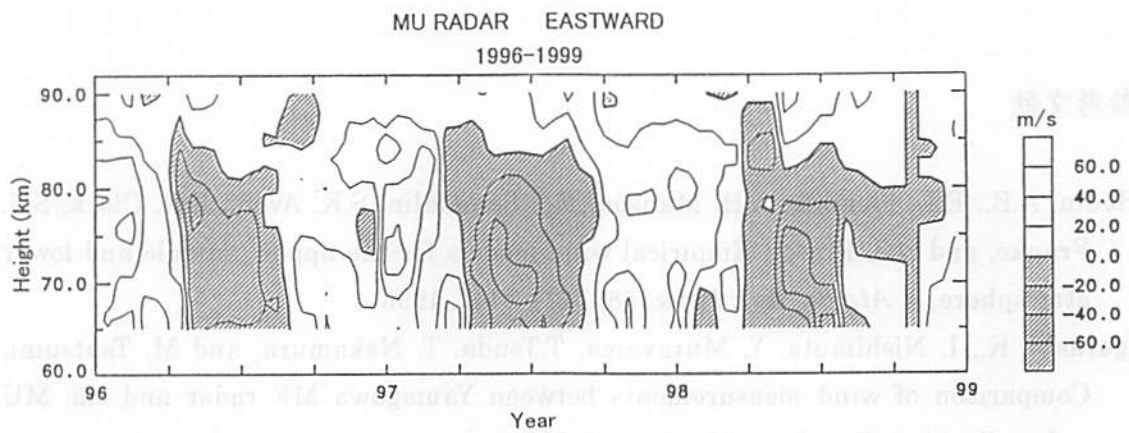
第2図 MUレーダと山川MFレーダによる中間圏風の比較結果 (上図: 東西風、下図: 南北風; +印: MUレーダ、実線: 山川MFレーダ)



第4図 山川MFレーダによる平均風とHWM93モデルの比較結果 (上から HWM モデル：東西風、MF レーダ：東西風、HWM モデル：南北風、MF レーダ：南北風)



第5図 稚内MFレーダと山川MFレーダによる平均風の比較観測結果 (上から稚内：東西風、山川：東西風、稚内：南北風、山川：南北風)



第6図 MUレーダと山川MFレーダによる平均風の比較観測結果
(上図：東西風、下図：南北風)

参考文献

- Hedin, A.E., E.L. Fleming, A.H. Manson, F.J. Schmidlin, S.K. Avery, R.R. Clark, S.J. Franke, and G.J. Fraser, Empirical wind models for the upper, middle and lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **58**, 1421-1447, 1996
- Igarashi, K., I. Nishimuta, Y. Murayama, T. Tsuda, T. Nakamura, and M. Tsutsumi, Comparison of wind measurements between Yamagawa MF radar and the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 341-344, 1996.
- Igarashi, K., T. Ogawa, T. Maruyama, I. Nishimuta, M.F. Larsen, M. Yamamoto, and S. Fukao, Simultaneous observations of mesospheric winds and sporadic E layer at Yamagawa during the SEEK campaign, *ISAS Report*, **38**, 75-82, 1998.
- Igarashi, K., Y. Murayama, K. Hocke, R. Yamazaki, M. Kunitake, M. Nagayama, and I. Nishimuta, Coordinated observations of the dynamics and coupling processes of mesosphere and lower thermosphere winds with MF radars at the middle-high latitude, *Earth Planets Space*, **51**, 657-664, 1999.
- Kishore, P., S.P. Namboothiri, and K. Igarashi, Study of middle atmospheric mean winds over Yamagawa (31.2° N, 130.6° E) during 1996-1998, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1999.
- Larsen, M.F., S. Fukao, M. Yamamoto, R. Tsunoda, K. Igarashi, and T. Ono, The SEEK chemical release experiment :Observed neutral wind profile in a region of sporadic E, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1789-1792, 1998.
- Murayama, Y., K. Igarashi, I. Nishimuta, R. Yamazaki, K.-I. Oyama, T. Tsuda, T. Nakamura, S. Fukao, H.-U. Widdle, and K. Schlegel, Cooperative wind observation in the upper atmosphere and lower thermosphere with foil chaff technique, the MU radar, and Yamagawa MF radar, *Earth, Planets Space*, **51**, 719-729, 1999.
- Namboothiri, S.P., P. Kishore, K. Igarashi, T. Nakamura, and T. Tsuda, MF radar observations of mean winds over Yamagawa(31.2 ° N, 130.6 ° E) and Wakkanai(45.4 ° N, 141.7 ° E), submitted to *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1999.
- Yamazaki, R., K. Igarashi, M. Nagayama, and I. Nishimuta, The effect of signal saturation on wind velocity estimates using MF radar signal, *Adv. Space. Res.*, 1999 (in press).
- 岡本謙一編, “地球環境計測”, オーム社, 238-242, 1999.

超高層大気のMUレーダとナトリウムライダーによる同時観測

長澤親生、阿保 真（都立大・工）、中村卓司、津田敏隆（京大・超高層）

1. はじめに

本研究はMUレーダ（流星モード）と八王子の都立大学のナトリウムライダーにより、高度80-100km付近の中間圏界面付近の同時観測を行い、両測定法により観測された波動現象の相違点、類似点を明らかにすることを目的とし、1993年より共同利用研究としてスタートした。都立大学のナトリウムライダーは1991年の夏より観測を行っているが、晴天時のみ観測可能であるため、実際に8時間以上のMUとライダーの同時観測データが得られたのは、1992年から1999年までの間で46晩であった。

MUレーダの流星モードでは、主に風速2成分（東西、南北）と両極性拡散係数の時間変動率から相対温度が天候に左右されず昼夜連続で観測できる。一方、ナトリウムライダーではナトリウムの個数密度が高分解能（100m, 4min）で測定できる。両測定法での波動現象の比較は、大気密度の変動分を求めることにより可能となる。

また、日本付近の中緯度で頻発する突発的で層幅の狭いナトリウム層の増加現象である Sporadic Na層はその成因について十分明らかにされていないため、MUレーダとの同時観測結果との比較検討が有用であると考えられる。

2. 今までの成果

今までの成果としては、内部重力波のケーススタディとして文献1、Sporadic Na層に関連して、文献2にまとめられている。文献1では、1993年12月15-16日のデータを基に、信楽のMUレーダと310km離れた八王子のナトリウムライダーで同じ重力波をとらえていることを示し、その伝搬方向等を求めた。文献2では、ライダーでSporadic Na層が観測されたときの、MUレーダデータから得られる各種大気パラメータとの関係を調べた。その結果、Sporadic Na層発生高度ではwind shearが見られる頻度が高い事を示した。

3. 今後の展開

1997年からは狭帯域のナトリウム原子ファラデーフィルターを用いることにより昼間のナトリウムライダー観測も可能になったが、天候等の関係でMUとの24時間以上の同時観測データが得られたのは、1998年11月の1例のみである。今後更に昼夜連続観測データの蓄積を行う予定である。

また、1999年からは狭帯域ナトリウムライダーの開発により、ナトリウム温度プロファイルの測定が可能になった。図1にライダーによる温度測定例を示す。今後は温度プロファイルの連続測定を行いMUレーダとの比較を行う予定である。

更に、2000年の夏に向けて、新たなレーザの開発によりCaイオンの観測を行う予定である。中性原子と電離原子との同時観測により、Sporadic Na層とSporadic E層の関連を調べ、Sporadic Na層の成因の解明を行う予定である。

参考文献

- (1) S.P.Namboothiri, T.Tsuda, M.Tsutsumi, T.Nakamura, C.Nagasawa, M.Abo : Simultaneous observations of mesospheric gravity waves with the MU radar and a sodium lidar, J. G. R., Vol.101, pp.4057 - 4063,1996.
- (2) H.Miyagawa, T.Nakamura, T.Tsuda, M.Abo, C.Nagasawa, T.D.Kawahara, K.Kobayashi, T.Kitahara and A.Nomura : Observations of mesospheric sporadic sodium layers with the MU radar and sodium lidars, Earth, Planets and Space, Vol.51, pp.785 - 797, 1999.

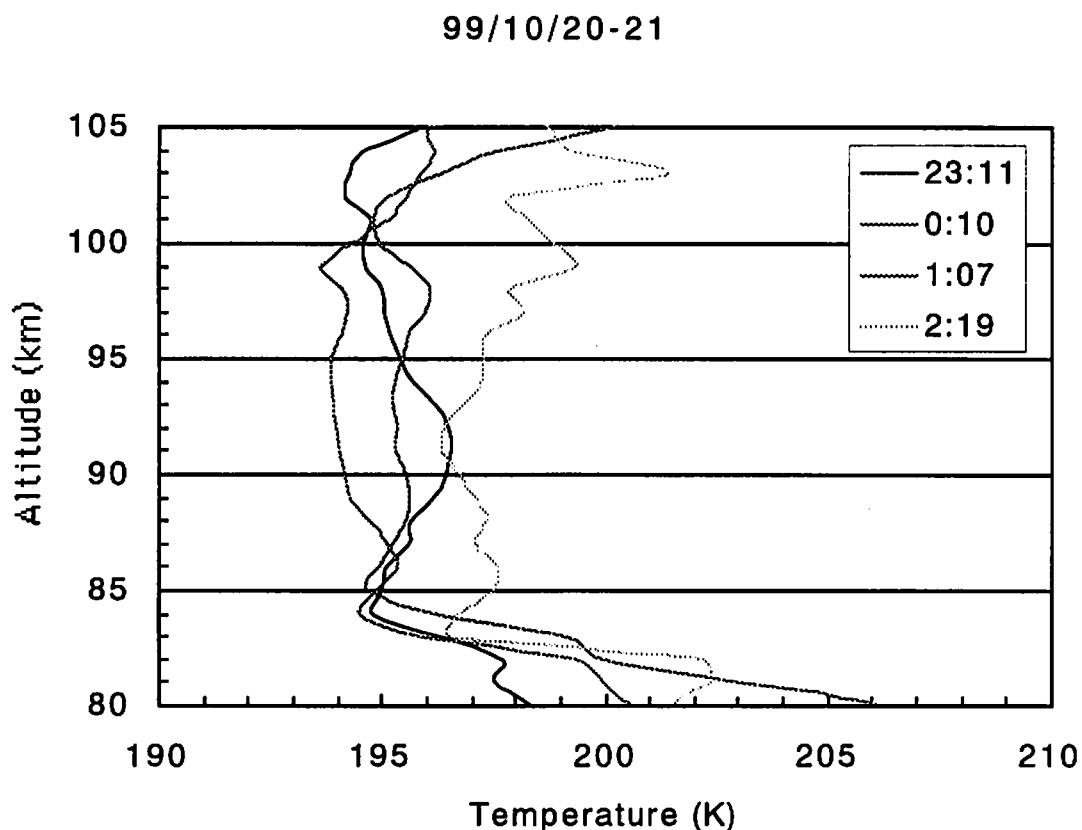


図1 狭帯域ナトリウムライダーによる温度プロファイル測定例

バイスタティック流星レーダによる大気観測

阿保 真、長澤親生（都立大・工）、中村卓司、津田敏隆（京大・超高層）

1. はじめに

高度80~100kmの中間圏界面領域は、最近大型レーダ、共鳴散乱ライダー、大気光イメージャ等の電波・光学リモートセンシング装置による観測が行われるようになってきたが、未だ複雑な現象の解明には絶対数が不十分である。その中でも、流星飛跡による低VHF帯電波の反射現象を利用した流星レーダによる観測は天候に関わらず昼夜連続測定が可能な方法として有用であり¹⁾、MUレーダにおける流星モードでは、流星飛跡を利用し、ドップラシフトから風速、拡散係数から温度変化の連続観測が行われ、他の光学観測との比較など大きな成果が得られている。

本研究は、当初MUレーダのパルス信号を離れた点で受信し、送受信点が離れたバイスタティック配置による大気パラメータの測定が可能かどうかの基礎実験、検討から始まった。MUレーダの流星反射波を310km離れた八王子で受信することは容易であったが、MUレーダの送信パルスのタイミングと正確に同期を取ることが困難であることと、MUレーダのアンテナの指向性パターンが天頂付近に集中しており、バイスタティック配置にしても送受信点が等しいモノスタティックで得られるデータ以上の情報が得られないことがシミュレーションより明らかとなった。そのため、MUレーダの送信波を利用することをあきらめ、MUレーダとは独立した送信機を用いたバイスタティック流星レーダの開発を行うことにした。

2. バイスタティック流星レーダシステムの概要

送信方式については、バイスタティック方式に適した変調方式を検討し、従来のパルス方式ではなく設置・保守の容易なCW方式を用いることとした。CWバイスタティックレーダは飛行機からの干渉波の除去や電波の伝搬距離測定が困難であり、従来大気観測のための流星レーダには用いられて来なかったが、本研究では擬似ランダム変調方式とGPS衛星を用いた時刻同期システムを用いることにより、これを実現する²⁾。バイスタティック方式（受信点が複数になるとマルチスタティック方式）では一つの送信点に対し受信点を複数置くことにより広範囲の測定が同時に行える利点があり、この方式の実現により、風ベクトルの水平方向伝搬特性の測定などの成果が期待できる。

バイスタティック流星レーダで風を測定するためには、電波の伝搬時間、ドップラシフト、反射点の方向ベクトルの3つのパラメータを測定する必要がある。伝搬時間測定には、擬似ランダム変調方式を用いる。まず搬送波を擬似ランダム符号で位相変調（PSK

) し送信する。受信信号と送信符号の遅延時間をずらしながら相関をとり、相関関数が最大となるときの遅延時間が伝搬時間となる。ドップラシフトの測定には直交検波方式を用いる。反射点すなわち流星エコーの到来方向の測定には、受信側に干渉計を構成し、アンテナ間の位相差を測定することによって測定する。

3. 現在までの成果と今後の課題

現在まで基礎実験として、GPS衛星による時刻同期精度の測定、地上での干渉計による方位測定実験、流星エコー数の日変化の測定、FSK変調波による相関実験を行っている。また、基本的なシステムの設計を行い、送信周波数は40~50MHzの一波、出力は100Wを考えている。バイスタティック流星レーダのシステム図を図1に示す。

今後の課題として、相関処理等のデータ処理法確立、干渉計の最適配置の検討、無線局免許の取得手続き等がある。これらをクリアし2000年中の送信開始を目標に開発を進めている。データが取得可能になった後は、MUレーダの流星モードデータとの比較を行う予定である。

謝辞 本研究の一部は文部省科学研究費補助金（基盤研究(C)）により行われている。

参考文献

- (1) 津田 敏隆, "流星レーダによる熱圏下部の大気運動の解明", 天気, 43, 9-23, 1996.
- (2) 阿保 真, 河辺成和, 長澤親生, "擬似ランダム変調方式バイスタティック流星レーダ", 電子情報通信学会技術報告, AP99-53, 77 - 82, 1999.

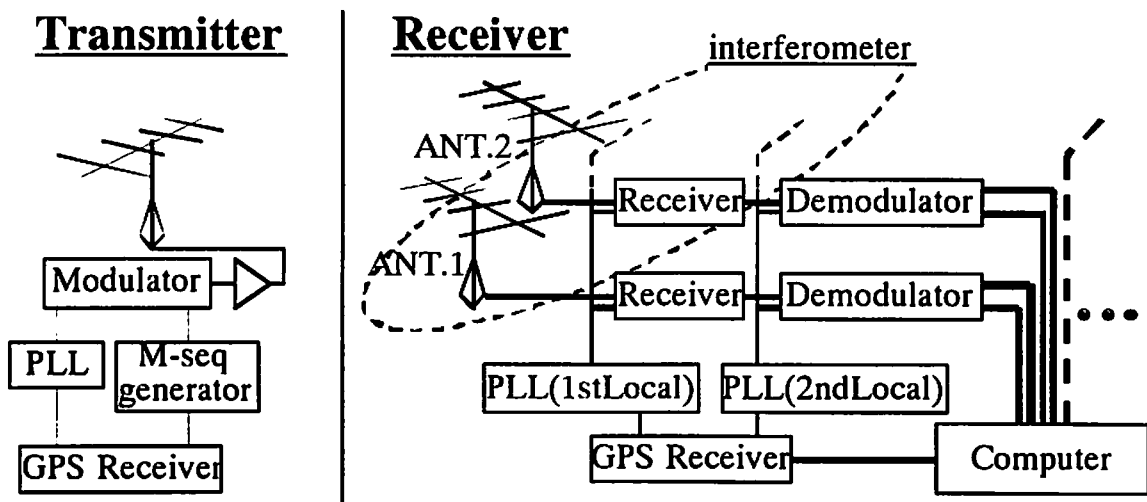


図1 バイスタティック流星レーダのシステム図

MU レーダーによる中間圏エコー強度特性の研究

久保 幸司¹, 杉山 卓也², 中村 卓司¹, 山本 衛¹,
村岡 良和³, 深尾 昌一郎¹

(¹京大・超高層、²生産開発科学研究所、³兵庫医大)

1 はじめに

中間圏界面付近からの大気散乱に起因するエコーはレーダー Bragg 波長 (3m) スケールの電子密度揺らぎによって生じると考えられている。中間圏界面付近の乱流場は、上層になると大きくなる動粘性によって上層程等方乱流の最小スケールが大きくなり、3m スケールの揺らぎが急激に減少する。一方、過去の研究でこの領域からの電波散乱には夏季に高度 70–85km 付近で最も強くなる 1 年周期の変動が存在することなどが明らかにされた。しかし、中間圏からのエコーの強度を定量的に解釈する研究はこれまで行われていなかった。Gage and Balsley [1980] は屈折率揺らぎを等方性乱流がもたらすスペクトル関数として表し、散乱強度を与える式を示したが、実際の計算は行っていない。我々は平均電子密度分布がもつ電子密度勾配の下に中性大気乱流が存在することによって散乱エコーが発生すると考え、電子密度変動スペクトルを乱流理論と同様に仮定したときの散乱強度 (体積散乱率) を見積もり、観測結果との比較を試みた。このとき、ドップラーレーダーエコーのスペクトル幅が等方乱流の情報をもたらすことを利用して、中間圏エコー強度を定量的に評価して電子密度と中性大気乱流の寄与を推定する。

2 中間圏における散乱エコー強度の推定

中間圏界面付近では大気による電子密度分布の揺らぎが電波散乱の直接の原因となる屈折率揺らぎをもたらすと考えられている。そこで、電子密度分布の揺らぎを物理量を用いて表現することを考える。等方性乱流によってもたらされるレーダー体積散乱率 (単位体積あたりの散乱断面積) は屈折率変動の空間波数 K と空間波数スペクトル $\Phi_n(K)$ を用いて

$$\eta_{turb} = \frac{\pi^2}{2} K^4 \Phi_n(K) \quad (1)$$

と表される [Tatarskii, 1971]。等方性乱流のみを考慮すると波数スペクトルは 1 次元の波数 k を用いて表される。この屈折率変動の波数スペクトルは Heisenberg によって示されているように風速変動と同じ関数形、すなわち、波数 k の $-5/3$ 乗と -7 乗に比例する形をとるものとする。中間圏界面領域では屈折率変動は電子密度変動に比例すること、およびロケットによる電子密度分布の観測結果から、風速場のスペクトル密度で示されている波数に対する関数形が電子密度揺らぎのスペクトル密度関数にも適用できること [Røyrvik and Smith, 1984]、などによりこの仮定は妥当であると考えられる。式 (1) にこれらの仮定を用いると体積散乱率 η_{turb} は電子密度変動 $(\Delta N_e)^2$ で表されるが、本研究では $(\Delta N_e)^2$ が電子密度の鉛直勾配と乱流の最大スケールの積で与えられると仮定した。乱流の最大スケール L 、最小スケール ℓ はそれぞれ $L = 10.0 \times \sigma / f_B$ 、 $\ell = 7.4 (\nu^3 / \epsilon)^{1/4}$ により求め

られ [Hocking, 1985]、大気乱流が存在し得るスケールの限界をあらわしている (ただし、 σ : スペクトル幅、 ν : 動粘性係数、 ε : エネルギー消散率)。乱流スケールの推定に大気の乱れの情報を与えるスペクトル幅を用いており、刻々の電子密度変動を表すことができると考えられる。乱流の最大、最小スケールを求めた結果を図 1 に示す。Hocking [1985] および、Fukao et al. [1994] に示されているものとほぼ似た高度プロファイルが得られた。Bragg 波長と乱流の最小スケールの大小は、波数スペクトル関数の変化する境界に対応するので本計算において非常に重要である。図 1 から Bragg 波長と乱流の最小スケールの大小は、高度 75km 付近で入れ替わっており高度 75km 以下は慣性小領域、75km 以上は粘性小領域であることがわかる。

以上、慣性小領域の上限を考慮した上で式 (1) と電子密度揺らぎを与える仮定を用いた結果、体積散乱率は

$$\eta_{turb} \propto \begin{cases} \left(\frac{\partial N_e}{\partial z} - \frac{N_e}{\gamma H_p} \right)^2 L^{4/3} \left[9 - 8 \left(\frac{\ell}{L} \right)^{2/3} \right]^{-1} & (\ell < \lambda/2 : \text{慣性小領域}) \\ \left(\frac{\partial N_e}{\partial z} - \frac{N_e}{\gamma H_p} \right)^2 L^{4/3} \left[9 - 8 \left(\frac{\ell}{L} \right)^{2/3} \right]^{-1} \left(\frac{\lambda/2}{\ell} \right)^{16/3} & (\lambda/2 < \ell : \text{粘性小領域}) \end{cases} \quad (2)$$

と表される。ただし、 λ はレーダー波長、 N_e 電子密度を表す。また、 H_p は大気圧のスケールハイトであり、 H_p を含む項は空気塊が上下動にともなって断熱的に変化することを表したものである。体積散乱率の計算には、大気温度は MSISE90、電子密度は IRI95 から取得したデータを用い、ドップラーズペクトル幅 σ は MU レーダー観測で得られた値を用いた。図 2 には典型的な諸量を与えた場合の式 (2) における各項、およびそれらの積で決まる体積散乱率の高度プロファイルを示す。体積散乱率は電子密度勾配 $\partial N_e / \partial z$ と最小スケール ℓ の変化に最も影響され、粘性小領域と慣性小領域の境界付近で極大と

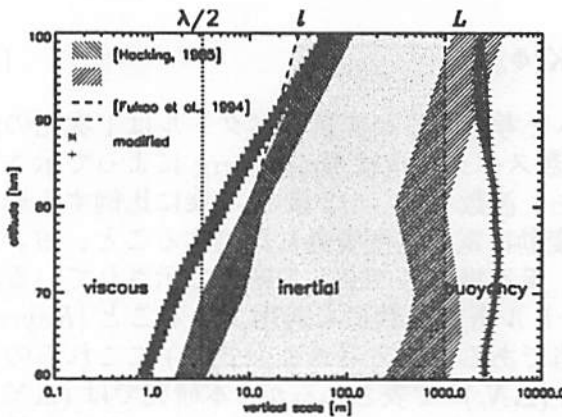


図 1: 乱流の最大・最小スケールの高度プロファイル。

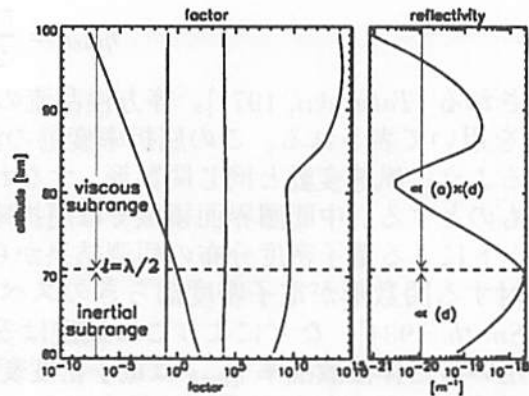


図 2: 式 (2) における各項と体積散乱率の高度プロファイル。

なることが予想される。

3 観測値との比較

図3に1989年10月の観測のうち、12:00から13:00までの1時間における体積散乱率の観測値(a)と計算値(b)の平均プロファイルを示す。コンターは1時間内の各値の発生頻度を表している。体積散乱率が高度75km付近において極大となること、高度80km以上では高度とともに減少することなど、計算値と観測値とは類似した特徴をもっていることがわかる。しかし、高度90km以上では値は大きくずれている。また、計算結果は日中に高度75km付近に出現することなど日周変化も一部再現している。エコー層が時間とともに降下する現象は多くの観測結果にみられるが計算結果ではエコー層は一定の高度を保っており、エコー層の降下は再現できていない。

図4に体積散乱率の観測値(a)と計算値(b)の季節高度変化を示す。値は各高度における月々の平均値を表している。(a)、(b)を比べると、高度70-80kmの範囲が1年を通して散乱層の出現しやすい高度であり、夏季に散乱強度が極大となる1年周期の変動があること、秋季に高度70-80kmに電波散乱層が観測されることなどが共通することが分かる。この推定方法が電波散乱に対する電子密度、大気乱流の寄与を表現したものになっていると考えられる。しかし、計算結果では高度85-90kmにも散乱率の極大がみられるのに対して、観測ではこの領域は夏季にのみしかエコーがみられず、この点は推定法から再検討する必要があると考えられる。また、高度85km付近での体積散乱率の値の違いが大きいことや冬季に観測される散乱エコーが計算結果にはみられないことなどの問題が残されている。

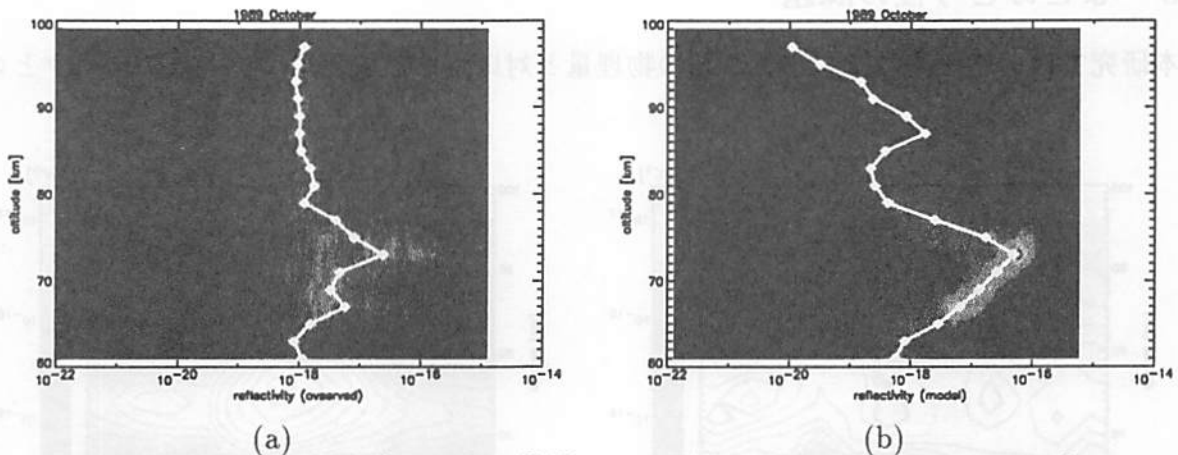


図3: 体積散乱率の観測値(a)と計算値(b)の平均プロファイル。に1989年10月の観測のうち、12:00から13:00までの1時間における値である。

4 考察

今回行った計算で最も観測値と異なる結果が得られたのは高度 80km 以上の体積散乱率である。現在のモデルでは電子密度に IRI95 モデルを用いており、平均電子密度分布 (1 時間の平均値) しか表せないことが考えられる。電子密度揺らぎを求める際、大気の流れの指標としてドップラー観測のスペクトル幅を用いているが、このとき仮定している背景の電子密度勾配は平均的な電子密度分布を基に計算している。このため、1 時間以下の時間スケールの電子密度変動は正確に表現できないという問題が残されている。観測結果を調べてみると高度 75km 付近に発生するエコーは 1 時間以上持続するものが多く、ときには数時間にわたって出現することもあるのに対して、高度 80km 以上に現れるエコーは 1 時間未満のものが多く比較的持続時間は短い。このことから、高度 80km 以上のエコーは 1 時間未満の時間スケールの電子密度変動の寄与があると考えられ、相違の最も有力な原因と推測される。

図 5 に電子密度勾配、慣性小領域とエコー層の時間高度変化の一例を示す。図の等値線が電子密度勾配、黒く塗りつぶした領域がエコー強度が強い領域 (10^{-17} m^{-1} 以上)、斜線部分が慣性小領域を表している。高度 70km 付近と高度 80–85km にエコーがみられるが、下層のエコーは乱流の慣性小領域上限付近で電子密度勾配が比較的高い領域、上層のエコーは電子密度勾配が急激に増加する領域に対応している。この例から、ある程度の電子密度勾配と慣性小領域内という条件が揃う場合にエコーが発生しやすいことが示唆される。上層のエコーは電子密度の急勾配が存在する領域にあり、ここにモデルで表現できていない 1 時間未満の時間スケールの電子密度変動が生じるために、分子粘性が大きく作用する領域にも関わらずエコーが発生していると考えられる。

5 まとめと今後の課題

本研究では、中間圏散乱エコーがどの物理量と対応があるのかについて観測データとの

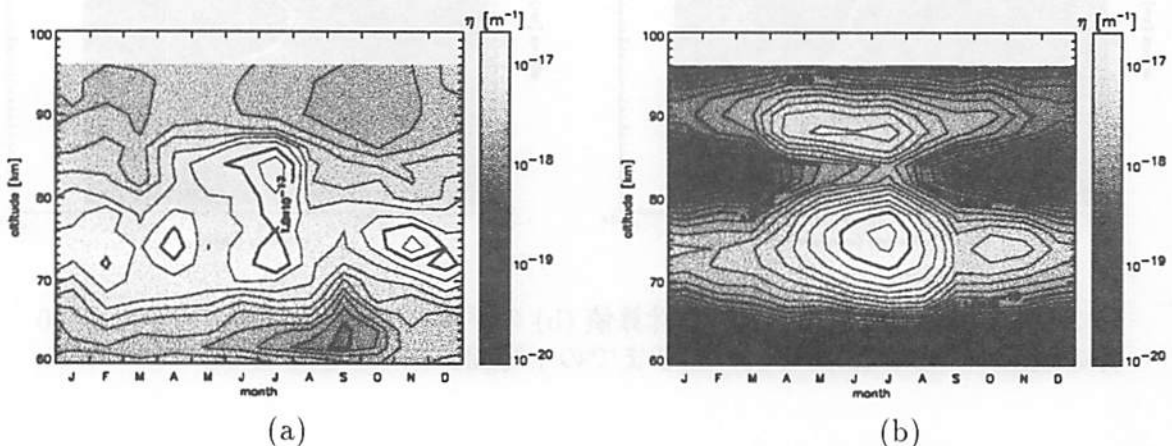


図 4: 体積散乱率の観測値 (a) と計算値 (b) の季節高度変化。

比較を通して定量的な評価を行った。電子密度・温度のモデルを用いた体積散乱率の計算の結果、高度 60-75km に観測されるエコー層は観測結果とほぼ一致する高度に再現されていることがわかった。また、観測によれば高度 80km 以上で散乱エコーはほとんど消滅し、出現しても持続時間は下層のエコーに比べて短いことが分かったが、これは、乱流の最小スケールがレーダーの Bragg 波長に比べて非常に小さいため分子粘性が大きくなって、大気乱流が起こりにくいことに起因するものと考えられる。そのため、エコーの発生は間欠的である。一方、高度 70-75km では散乱エコーが発生しやすいが、この付近では乱流の最小スケールは Bragg 波長に等しくなり、かつ電子密度勾配も比較的大きな値をとるため、持続的にエコーが発生することが考えられる。中間圏ドップラー観測にみられるエコー層は Bragg 波長スケールの電子密度揺らぎと大気乱流の相乗的效果によって発生すると考えられる。今後の課題として以下の項目を挙げる。乱流スケールなどの値における定数係数を散乱強度の絶対値を確定させる。また、散乱強度の波長依存性について考察し、構築したモデルがどの波長帯までに適応できるかどうかを検討し、他のレーダー観測との比較を行っていく。

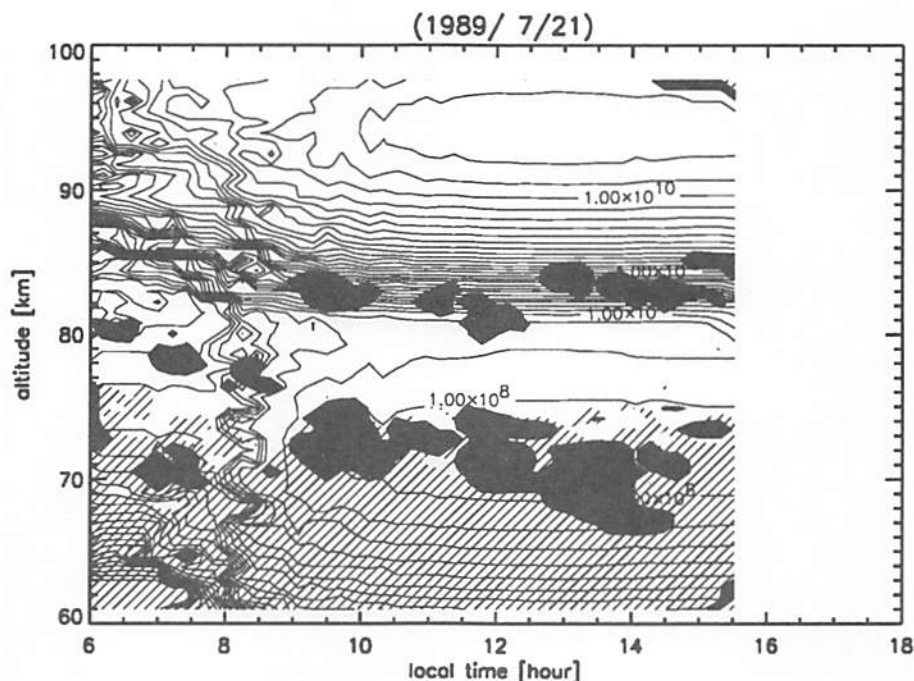


図 5: 電子密度勾配、慣性小領域とエコー層の時間高度変化。

参考文献

Fukao, S., M.D. Yamanaka, N. Ao, W.K. Hocking, T. Sato, M. Yamamoto, T. Nakamura, T. Tsuda and S. Kato, Seasonal variability of vertical eddy diffusivity in the middle atmosphere, 1. Three-year observations by the middle and upper atmosphere radar, *J. Geophys. Res.*, 99, 18973-18987, 1994

Heisenberg, W., On the Theory of Statistical and Isotropic Turbulence, *Proc. Roy. Soc. A*, 195, 1948

Hocking, W. K., Measurement of turbulent energy dissipation rates in the middle atmosphere by radar technique: A review, *Radio Sci.*, 20, 1403-1422, 1985

Tatarskii, V.I., The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation, *U.S. Department of Commerce*, 1971

Røyrvik, O. and L.G. Smith, Comparison of Mesospheric VHF Radar Echoes and Rocket Probe Electron Concentration Measurements, *J. Geophys. Res.*, 89, 9014-9022, 1984

中間圏における鉛直風周波数スペクトルの変化

村岡良和(兵庫医大・物理)
 深尾昌一郎, 久保幸司(京大超高層)
 杉山卓也(生産開発科学研究所)

1. はじめに

MUレーダーなどで観測される中間圏の風速変動を下層から伝搬してくる重力波によって説明しようとする試みはこれまでに数多くなされてきた。ここでは、代表的な重力波スペクトル理論であるSaturated-cascade theory (Dewan, 1997) と Diffusive filtering theory (Gardner, 1994, 1996) を紹介し、理論で予測されている周波数スペクトルの密度を、MUレーダーを用いた中間圏の観測から得られる周波数スペクトルと比較し、スペクトル密度の変化の原因について議論する。

2. 重力波スペクトル理論

Saturated-cascade theory では、鉛直上方に伝搬する重力波の振幅は飽和によって制限され、乱流のカスケードと同じように、波動のエネルギーが低い周波数から高い周波数域に輸送されると考える。これから、Brunt - Väisälä周波数を N 、エネルギー消散率を ε とし、重力波の周波数 ω と鉛直波数 m を関係づける Saturated-cascade condition

$$m^2 = \frac{a_1 N^2}{a_2 \varepsilon} \omega \quad (1)$$

が導かれる。ただし、 a_1 と a_2 は理論的考察から定められる定数である。このとき、水平風 u と鉛直風 w に関する周波数スペクトル密度は、 $f < \omega < N$ を満たす周波数域 (f は慣性振動数) において、それぞれ

$$\Psi_u^{(e)}(\omega) = \frac{\alpha \varepsilon}{2} \left(\frac{a_2}{a_1} \right) \omega^{-2} (2\pi) \quad (2)$$

$$\Psi_w^{(e)}(\omega) = \frac{\alpha \varepsilon}{2N^2} \left(\frac{a_2}{a_1} \right) (2\pi) \quad (3)$$

で与えられる。ここで、 α は理論的考察から定められる定数である。

他方、Diffusive filtering theoryでは、大気中の拡散速度が、重力波の鉛直方向の位相速度より大きくなれば、波動の振幅は減衰すると考え、条件

$$mD \leq \omega / m \quad (4)$$

を満たすところでのみ重力波が存在するものとする。ここで、分子粘性による拡散係数 D への寄与は小さく、波動起源のものだけで近似できるとすれば、拡散係数は

$$D = \frac{\bar{R}_i f \ln(N/f)}{2N^2} \langle (u')^2 \rangle \quad (5)$$

で与えられる。これから、水平風 u と鉛直風 w に関する周波数スペクトル密度は、周波数域 $f < \omega < N$ においてそれぞれ

$$\Psi_u^{(e)}(\omega) = \frac{4\pi DN^2}{\bar{R}_i \ln(N/f)} \omega^{-2} \quad (6)$$

$$\Psi_w^{(e)}(\omega) = \frac{4\pi D}{\bar{R}_i \ln(N/f)} \quad (7)$$

で表されることになる。

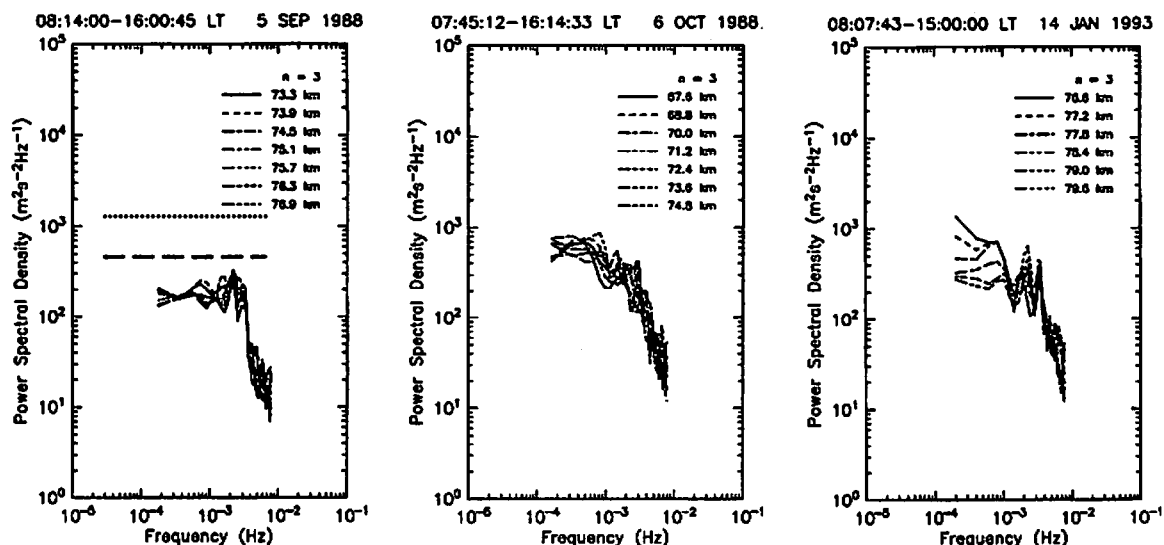


図1 中間圏で観測される鉛直風の変動に対する周波数スペクトル。(a)は1988年9月5日に、(b)は1988年10月6日に、(c)は1993年1月14日に観測されたものであり、図中にはスペクトルが得られた高度が示されている。

3. MUレーダーによる中間圏風の観測と結果

図1は、MUレーダーによる中間圏風速の観測から得られた、中間圏各高度における代表的な鉛直風の周波数スペクトルを示す。中間圏高度でのプラントパイサラ振動数の典型的な値は $N/2\pi = 3.3 \times 10^{-3}$ [Hz] であり、また慣性振動数は $f/2\pi = 1.3 \times 10^{-5}$ [Hz] であるから、 $f < \omega < N$ の周波数域で周波数スペクトル密度は周波数に関係なくフラットな形状を示す。ここで、注目されるのは、その密度が観測日によってかなり変化することで、とくに、図1cに示された1993年1月14日の例では高度と共に減少していることが注目される。

Dewan (1997) は、(2), (3)式における定数を $\alpha = 0.16$, $a_2/a_1 = 2.5 \times 10^3$, $\epsilon = 1.5 \times 10^{-4}$ [W/kg] のように推定しており、これらの値を用いれば鉛直風のスペクトル密度は

$$\Psi_w^{(e)}(\omega) = 4.5 \times 10^2 \text{ [m}^2\text{s}^{-2}\text{Hz}^{-1}\text{]}$$

となる。この値は図1aに破線で示されている。また、Gardner (1994) は、(6), (7)式における定数を $\tilde{R}_i \approx 1, D = 500$ [m²/s] のように推定しており、これらの値を用いれば鉛直風のスペクトル密度は

$$\Psi_w^{(e)}(\omega) = 1.1 \times 10^3 \text{ [m}^2\text{s}^{-2}\text{Hz}^{-1}\text{]}$$

となる。この値は図1aに点線で示されている。理論から予測されるスペクトル密度は、スペクトル密度が最も小さかった図1aの1988年9月5日の例に較べると3-10倍程度大きい。

図2は、ビームを鉛直から20°東方に傾けた方向で測定された斜め風の中間圏各高度における周波数スペクトルを示す。図には、Gardner (1994) と Dewan (1997) のモデルから予測されるスペクトル密度が、それぞれ点線と破線で示されている。厳密には、斜め風と水平風のスペクトルは異なるが (e.g. VanZandt, 1985; Scheffler and Liu, 1985), 図に示された補助線からわかるように、いずれの場合においてもスペクトル密度は ω^{-2} に比例していると言えそうである。

このように、鉛直風と水平風(斜め風)の周波数スペクトルの形状はいずれの観測結果も理論と良い一致を示すが、その絶対密度は必ずしも一致しているとは言えない。その原因の一つとして考えられるのは平均水平風の強さである。理論では、平均風の強さは考慮されていないが、平均風によるドップラーシフトはスペクトル形状に影響を与えることが指摘されている (Scheffler and Liu, 1986; Fritts and VanZandt, 1987)。この影響を考察するために、図3に周波数スペクトルが得られた観測日における平均東西風(斜め風)の高度変化を示した。

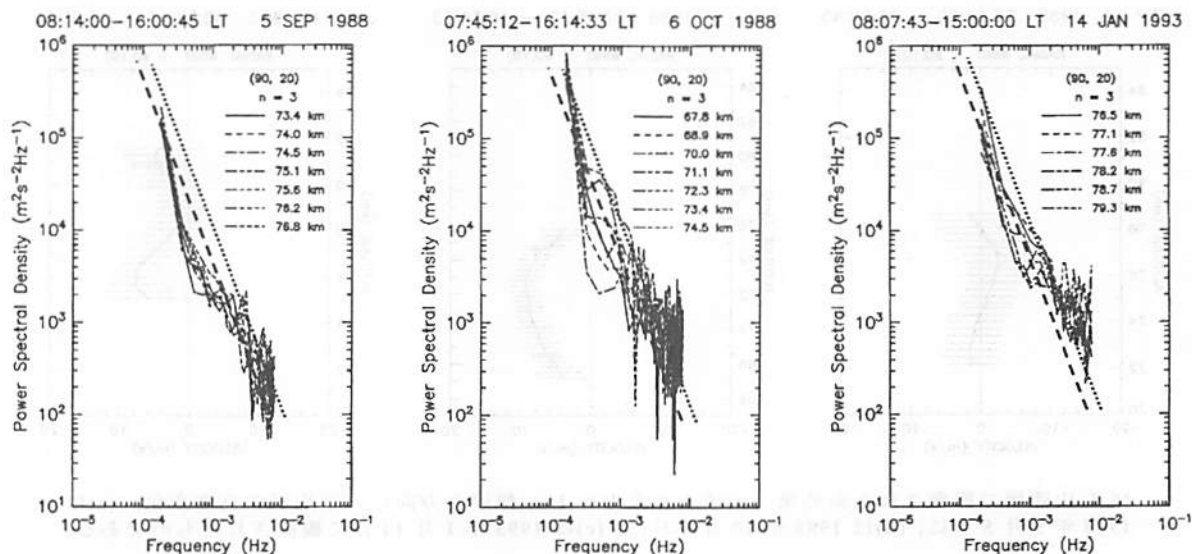


図2 中間圏で観測される斜め風(天頂から東方へ20°傾けた方向)の変動に対する周波数スペクトル。(a)は1988年9月5日に、(b)は1988年10月6日に、(c)は1993年1月14日に観測されたものであり、図中にはスペクトルが得られた高度が示されている。

図3aは、鉛直風のスペクトル密度が最も小さかった1988年9月5日における、天頂から10°東方に傾けたビームで観測された斜め風の平均値の高度変化を示す。図1aに示されたスペクトルの高度に対応する高度領域では平均斜め風の大きさは2.5 m/sより小さい。図3bは鉛直風のスペクトル密度が大きかった1988年10月6日における平均斜め風の高度変化で、図1bのスペクトルが得られた高度範囲でその値は4.8 m/sより大きい。図3cは鉛直風のスペクトル密度が高度とともに減少した1993年1月14日における平均斜め風の高度変化で、図1cのスペクトルが得られた高度範囲で、風速はかなり変化している。このような、スペクトル密度と平均斜め風の大きさとの関係を図示したのが、図4である。平均風が弱い1988年9月と強い1988年10月の例ではあまり相関がないように見えるが、弱い平均風から強い平均風へと変化する1993年1月の例では強い相関を示し、平均風の増大とともにスペクトル密度が増加していることが見て取れる。

この傾向は、図2に示した斜め風のスペクトルの場合にも見られ、平均風の強さがスペクトル密度に影響していることは間違いなさそうである。とくに、平均風が弱いところからある程度強くなるところまでの変化が顕著で、平均風が強くなればあまり変化しなくなるように見える。

4. おわりに

MUレーダーを利用した中間圏観測から得られる周波数スペクトルの特徴を簡単に紹介した。低周波まで伸びたいきいな周波数スペクトルが得られる機会は少なく、ここに示したように過去15年間に行った中間圏観測において3回だけであった。これは、中間圏では安定して長時間持続する散乱エコー層が出現する機会が少ないからである。しかも、エコー層が存在する高度範囲は限定されている。その上、ここに示した例では、長周期の慣性重力波の存在がスペクトル密度構造に大きな影響を与えている(Muraoka et al., 1994)。したがって、これらのスペクトルが中間圏における「通常の」重力波スペクトルを代表しているとは断言できないが、このような数少ないデータから得られる情報は貴重である。

この解析から言えることは、周波数スペクトルの鉛直風と水平風に関する周波数依存性が明らかにされたことである。その関係は、最近の重力波スペクトル理論と一致する。ただし、そのスペクトル密度に関しては、重力波スペクトル理論による予測とは必ずしも一致せず、変動があることを示している。その違いが、背景風の違いによるものか、あるいは慣性重力波の存在によるものか、さらには、理論で示されている重力波振幅の制限の程度によるものか、判然としない。この問題の解決は、今後の観測によってもう少し厳密な議論ができる段階が来るまで待たねばならない。

SEP 5, 1988 08:14:00 - 16:00:45

OCT 6, 1988 07:45:12 - 16:14:33

JAN 14, 1993 08:07:43 - 15:00:00

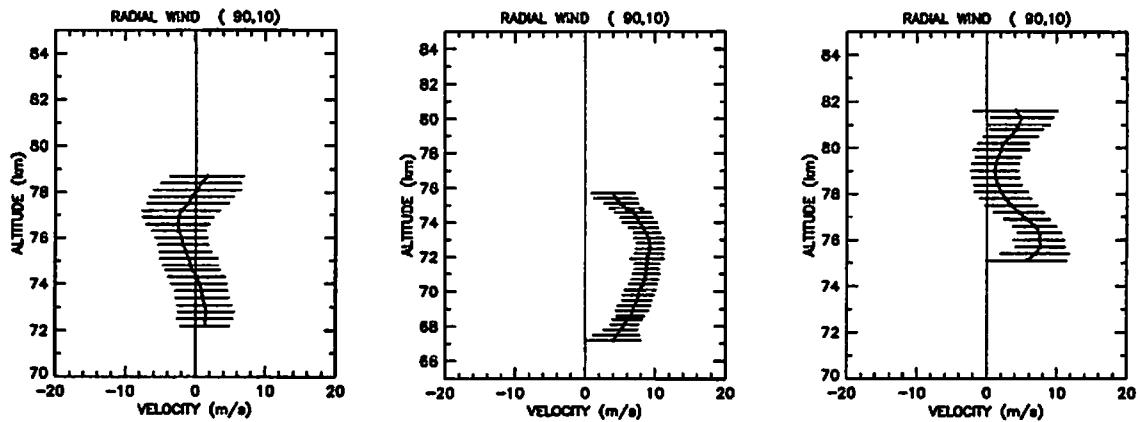


図3 中間圏で観測された斜め風（天頂より東方へ 10° 傾けた方向）の平均値の高度変化。(a)は1988年9月5日に、(b)は1988年10月6日に、(c)は1993年1月14日に観測されたものである。

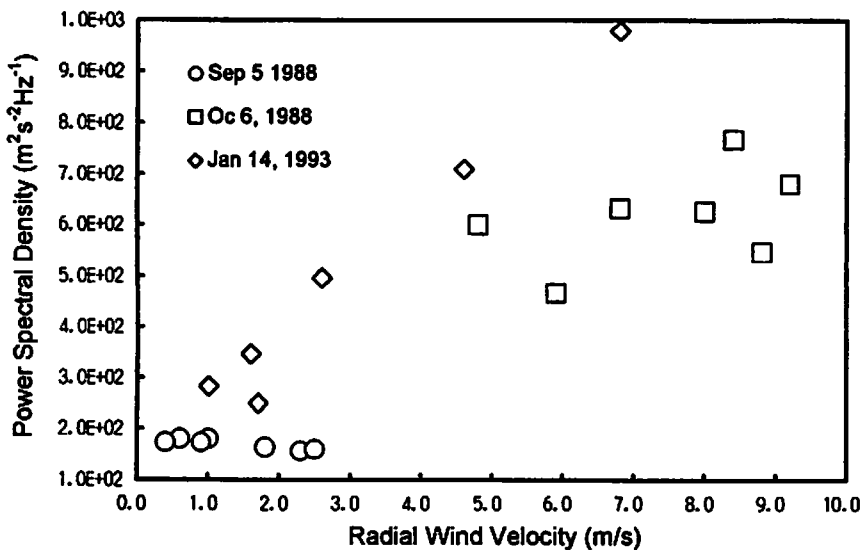


図4 中間圏各高度で得られた鉛直風の周波数スペクトル密度(図1)の低周波域($2-4 \times 10^{-4}$ [Hz])での平均値と対応する平均斜め風(図3)の大きさとの関係。

参考文献

Dewan, E., Saturated-cascade similitude theory of gravity wave spectra, *J. Geophys. Res.*, 102, 29799-29817, 1997.
 Fritts, D. C., and T. E. VanZandt, Effects of Doppler shifting on the frequency spectra of atmospheric gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 92, 9723-9732, 1987.
 Gardner, C. S., Diffusive filtering theory of gravity wave spectra in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 20601-20622, 1994.
 Gardner, C. S., Testing theories of atmospheric gravity wave saturation and dissipation, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1575-1589, 1996.
 Muraoka, Y., S. Fukao, T. Tsuda, and T. Sugiyama, Saturation of frequency spectra for mesospheric wind velocity with middle and upper atmosphere radar, *J. Geophys. Res.*, 99, 19485-19497, 1994.
 Scheffler, A. O., and C. H. Liu, Observation of gravity wave spectra in the atmosphere using MST radars, *Radio Sci.*, 20, 1309-1322, 1985.
 Scheffler, A. O., and C. H. Liu, The effects of Doppler shift on the gravity wave spectra observed by MST radar, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 48, 1225-1231, 1986.
 VanZandt, T. E., A model for gravity wave spectra observed by Doppler sounding systems, *Radio Sci.*, 20, 1323-1330, 1985.

MU レーダーおよび SATI 観測による 中間圏界面付近の温度変動について

下舞 豊志・塩川 和夫・小川 忠彦 (名古屋大学太陽地球環境研究所)

R. H. Wiens (CRESS, York University)

中村 卓司・津田 敏隆 (京都大学超高層電波研究センター)

名古屋大学太陽地球環境研究所で製作した、超高層大気イメージングシステム (OMTI) の一部である分光温度計 (SATI) は、OH・O₂ 分子のバンド発光のスペクトルから、それぞれの分子の温度を求めることが出来る。MU レーダー流星観測からは両極性拡散係数が得られ、温度変動を推定することが可能である。1998 年 1~3 月の新月期間に行われた PSMOS キャンペーンにおいて得られた、SATI 観測による OH・O₂ 回転温度および MU レーダー流星観測により推定された気温の比較を行った。各発光層の高度を仮定すると SATI 観測・MU レーダー観測で良い一致がみられた。

1 はじめに

名古屋大学太陽地球環境研究所では、超高層大気の変動を最新式の大気光撮像技術を用いて観測することを目的として、複数の光学観測機器により構成される超高層大気イメージングシステム (OMTI) を製作し (Shiokawa et al., 1999)、1997 年度より信楽 MU 観測所において連続観測を実施している。OMTI の観測機器の一つである分光温度計 (SATI) は検出器に冷却 CCD を用い、OH・O₂ 分子のバンド発光の数本の輝線を同時に計測することにより、そのスペクトルからそれぞれの分子の温度を時間分解能 4 分で求めることが出来る (Wiens et al., 1997)。SATI の制御は自動化されており、無人定常観測が可能である。1997 年 11 月の設置以来ほぼ連続観測を続けており、観測データが蓄積されている。

1998 年 1~3 月の新月期間に、PSMOS 国内キャンペーン観測が行われ、1 月 21 日~2 月 2 日には MU レーダー流星観測が行われた。流星エコーから温度の変動成分を推定することが出来る。そこで、SATI 観測による回転温度、MU レーダー流星観測から得られた温度変動の比較を行った。なお、OH 回転温度との MU レーダー流星観測による温度変動の比較は以前に行われているが (Nakamura et al., 1997)、O₂ 回転温度との比較は今回がはじめてである。

2 観測

1998 年 1~3 月の新月期間に、京都大学 MU レーダーをはじめとする多くの電波・光学観測機器を用いた PSMOS 国内キャンペーン観測が行われた。同期間中 SATI は連続観測が行われ、夜間・快晴時に OH・O₂ 回転温度が時間分解能 4 分で得られた。1 月 21 日~2 月 2 日には MU レーダー流星観測が行われた。流星エコーの減衰率から両極性拡散係数が求められ、さらに温度の変動成分を推定することが出来る (Tsumumi et al., 1994, 1996)。MU レーダー流星観測による風速・温度変動の観測高度範囲は 80-100km、高度分解能は 1km、時間分解能は 30 分である。

3 観測結果

SATIによって得られた回転温度および発光強度変動は、夜間光学観測のため、最大10時間程度のデータしか得られないが、大気潮汐にともなう変動であると考えられる半日周期の波動が全体的に見られる。一方、MUレーダ流星観測からは昼夜間を問わずデータが得られ、得られた温度変動には、一日周期成分と半日周期成分が一般的にみられる。また、温度変動の位相構造は下向きで、下方から伝搬して来る大気波動がこの高度領域で卓越することを示している。

4 温度変動の比較

SATI観測による回転温度の絶対値の校正が厳密に行えていないため、平均値からの変動成分を用いてMUレーダ流星観測から得られた温度変動との比較を行った。

SATIは光学受動観測であるので、1台で高度を測定することは不可能である。また、発光層の厚みを考えると厳密な高度を推定することは困難であるが、今回は高度1kmの分解能で得られたMUレーダ観測結果の高度3kmの平均値と比較することにより高度の推定を行った。

図1に1月28日の観測結果の比較例を示す。OH、O₂の発光層の温度変化はMUレーダ流星観測による温度の、それぞれ85-87km、90-92kmの平均との良い一致が見られた。±2km異なる高度平均を取ると位相が明らかに異なることから、この方法による高度推定精度は±2km程度と考えられる。OH、O₂各発光層の高度を86km、91kmと仮定し、各層での12時間周期変動成分の位相差を考慮すると、鉛直波長は約20kmとなる。一方、MUレーダ観測から鉛直波長を見積もると約20kmであり、SATI観測と良い一致がみられた。

観測期間中の全データを図2・図3に示す。夜間の変動のみならず、日々変化まで近い対応がみられている。MUレーダ流星観測による温度変動の方がやや高い温度を示す傾向があるが、この原因については検討中である。

5 まとめ

1998年1~3月の新月期間に行われたPSMOSキャンペーンにおいて得られた、SATI観測によるOH・O₂回転温度およびMUレーダ流星観測により推定された温度変動の比較を行った。各発光層の高度を仮定するとSATI観測・MUレーダ観測で良い一致がみられた。

参考文献

- Shiokawa, K. et al., *Earth Planets Space*, **51**, 887, 1999.
- Nakamura, T. et al., *Adv. Space. Res.*, **19**, 643, 1997.
- Wiens, R. H. et al. *Adv. Space. Res.*, **19**, 677, 1997.
- Tsutsumi, M. et al., *Radio Sci.*, **29**, 599, 1994.
- Tsutsumi, M. et al., *J. Geophys. Res.*, **101**, 9425, 1996.

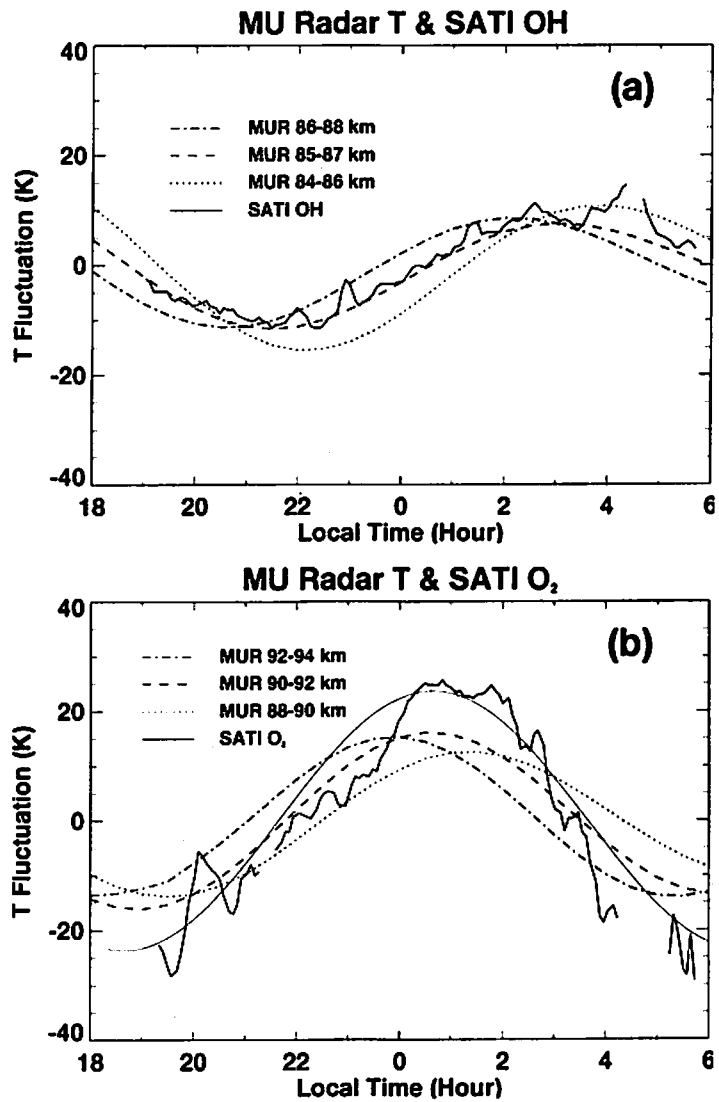


図1. SATI観測による(a)OH (b)O₂回転温度変動とMUレーダー流星観測による温度変動の比較。MUレーダー観測により得られた温度変動に9-15時間のバンドパスフィルターを用い、3km高度平均を行った。

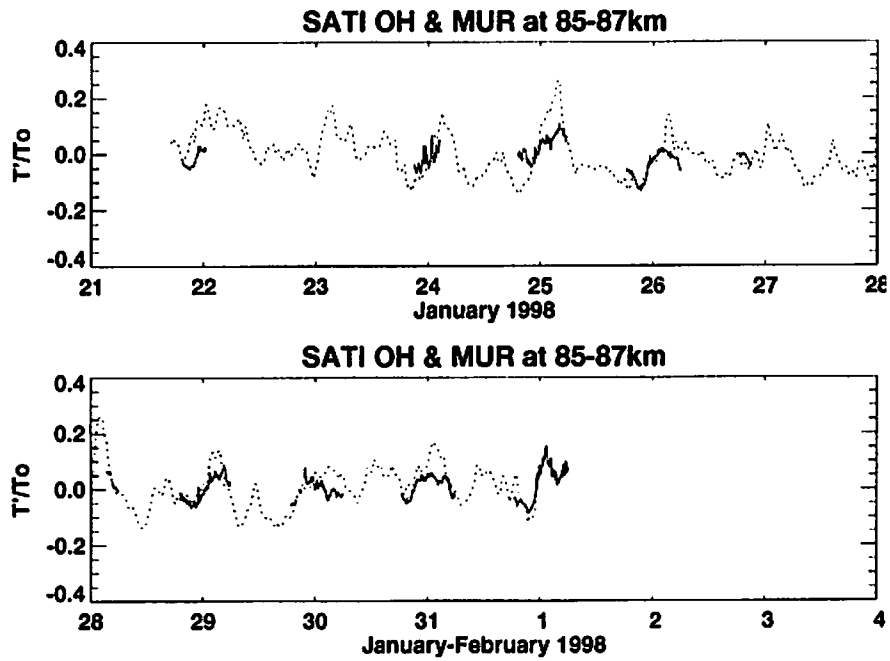


図 2. 全観測期間中における、SATI 観測による OH 回転温度と MU レーダー流星観測による温度変動の比較。実線は SATI 観測、破線は MU レーダー流星観測による温度変動の 85-87km の高度平均を示す。

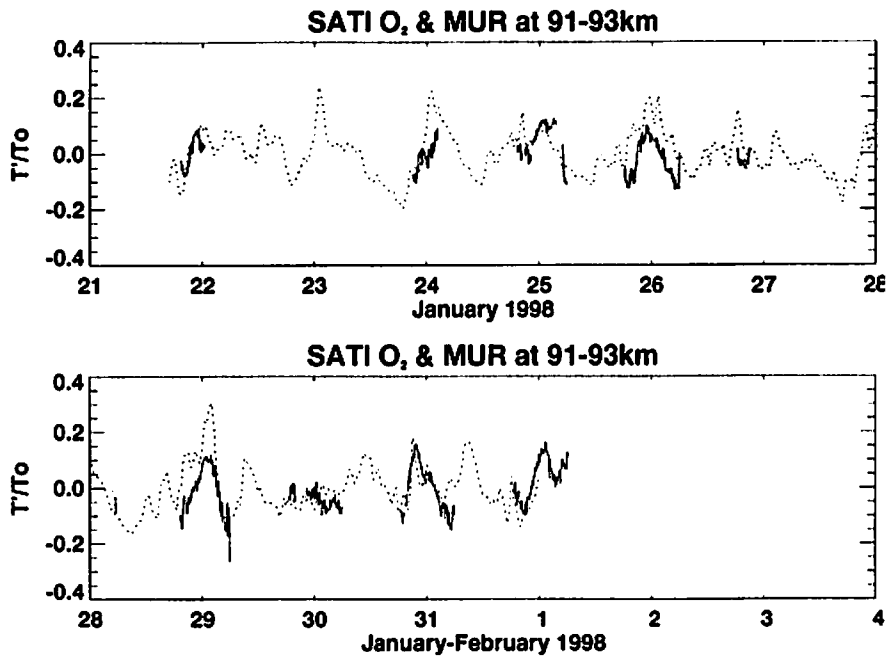


図 3. 図 2 と同じ、ただし SATI 観測による O₂ 回転温度と MU レーダー流星観測による温度変動の 90-92km の高度平均との比較。

超高層大気イメージングシステム (OMTI) の概要

塩川和夫・加藤泰男・佐藤貢・江尻省・小川忠彦 (名古屋大学太陽地球環境研究所)

中村卓司・津田敏隆 (京都大学超高層電波研究センター)

ホームページアドレス: <http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/>

1. はじめに

超高層大気イメージングシステム (Optical Mesosphere Thermosphere Imagers、略称 OMTI)は、超高層大気の変動を最新式の大気光撮像技術を用いて観測することを目的として、名古屋大学太陽地球環境研究所により平成8年度末に導入された。導入の背景には、携帯型ビデオカメラなどで広く使われはじめた CCD 撮像素子を極端に冷やすことにより、雑音を減らし、通常は目に見えないような暗い夜間大気光の撮像を可能にした冷却 CCD カメラの技術の発達がある。高感度の冷却 CCD カメラを用いることにより、90 km以上の超高層大気で光る夜間大気光を、速い時間分解能で鮮明に撮像する事が可能になり、その結果、大気光の空間・時間分布が、従来考えられていたよりもはるかに複雑かつダイナミックに変動していることが分かってきた。OMTIはその構成機器の大部分が信楽の京都大学MUレーダー観測所に置かれて定常観測を行っていたが、これまでまとまった機器の紹介をMUレーダーシンポジウムの集録として報告する機会がなかった。この報告では Shiohara et al. [1999a]にもとづいて、OMTIの構成とその初期結果を簡単にレビューする。

2. 機器の構成

OMTIはファブリ・ペロー分光器1式、全天カメラ3台、フォトメータ3台、分光温度計 (Spectral Airglow Temperature Imager、略称 S A T I) 1台からなり、全体を納めるために2台のコンテナハウスがある。機器はすべて、それぞれのパーソナルコンピュータ (OS: WINDOWS 95) で制御され、ネットワークを介してワークステーションにつながっている。全体の機器の構成図及び観測波長を図1に示す。これらの機器は信楽MU観測所のヘリポート上に設置され、観測を行っている。設置されたコンテナ及び各機器の写真を図2に示す。

これらの機器は、図3に示すように様々な高度で光っている夜間大気光の2次元分布、その高度での風速、温度を同時に計測することができる。このような複数の計測機器による大気光の総合的な観測は、世界でも初めての試みであり、これによって、低高度、高緯度からの大気重力波の伝搬過程や、磁気圏の粒子、電場の中緯度地域への侵入の様子が明らかになることが期待されている。

ファブリ・ペロー分光器は大気光の発光輝線を高分解能分光して、発光している大気のドップラー風速、温度を計測することを目的としている。2枚の平行平板間の干渉を利用してフーリエ分光を3波長 (557.7 nm、630.0 nm、839.9 nm) 同時に行う事ができる。検出器は、当初、液体窒素による冷却 CCD カメラを用いていたが、デューワー内の液体窒素の量の変動によって CCD チップの位置のずれ (温度差によるサポートの伸び縮み) が生じることがわかったため、現在はペルチエ素子を用いた冷却 CCD カメラが用いられている。この機器は、平成11年6月より、557.7 nm、630.0 nmの2波長に関して自動観測が開始された。数日のイベントに関して、MUレーダーによって観測された風速データとの比較が行われている。

全天カメラは冷却CCDカメラを用い、大気光の2次元分布を、魚眼レンズを通して撮像することができる。フィルターを自動交換する事により、1台のカメラで5つの波長を計測することができる。掃天フォトメータは検出器に光電子増倍管を用い、大気光の強さを狭い視野範囲で計測する。干渉フィルターを傾けることにより、波長掃引も行っている。カメラ、フォトメータの詳しい光学系や、その校正に関しては、Shiokawa et al. [1999b]や加藤他[1999]を参照されたい。

分光温度計 (SATI) はカナダのヨーク大学のグループが開発した機器で、検出器に冷却CCDカメラを用い、OH、O₂分子のバンド発光の数本の輝線を同時に計測することにより、その強度比からそれぞれの分子の温度を求めることができる。円錐系の鏡を使って集光された大気光は、レンズを介して透過幅の非常に狭い干渉フィルターを有限の角度で通過する。通過する角度の違いによってCCD上に結像する位置が違うが、同時にフィルターを透過する角度の違いによって透過波長も変わるため、結果的に波長掃引が可能になり、狭い波長域にある数本の発光輝線を同時に計測する事が可能になる。詳しい光学系については Wiens et al. [1997]を参照されたい。

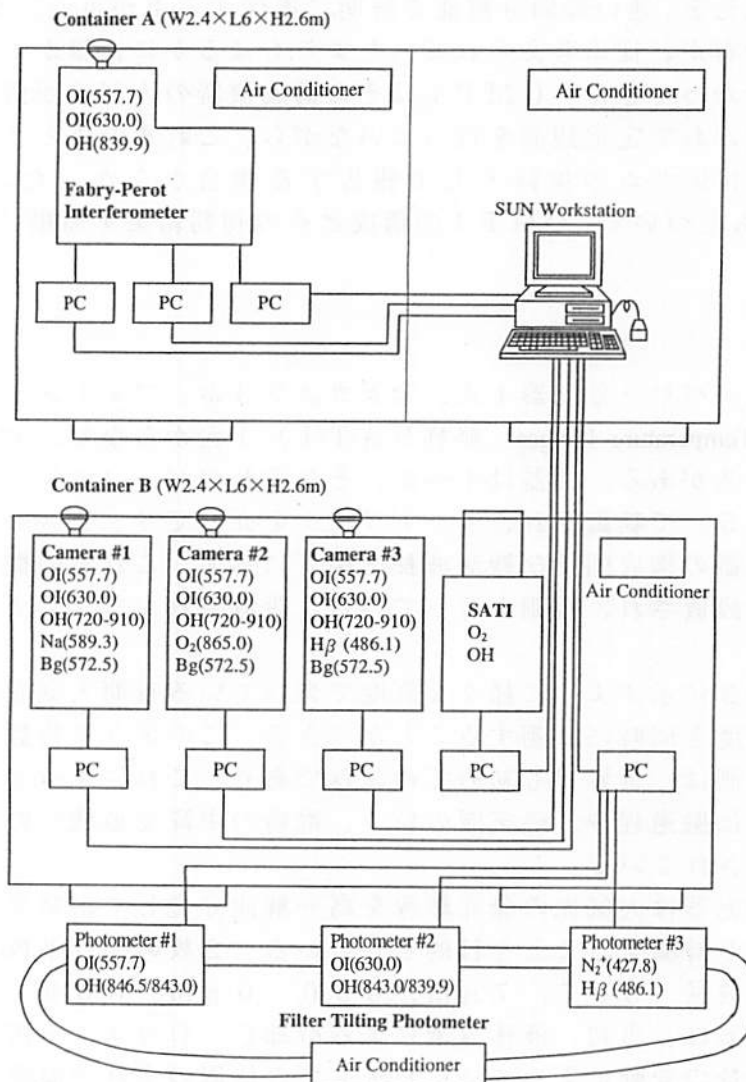
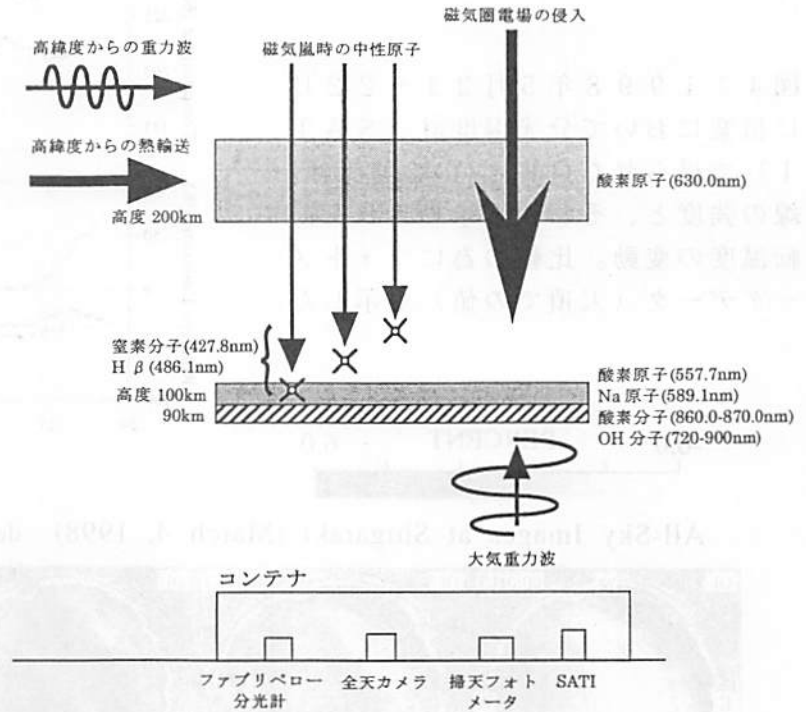


図1：超高層大気イメージングシステム (OMTI) の構成と観測波長。これらの機器のうち、カメラNo. 3、フォトメータNo. 2, No. 3は北海道陸別観測室に、残りの機器は信楽MU観測所に設置され、無人定常観測を続けている。



図2：信楽MU観測所に設置された超高層大気イメージングシステム（OMTI）と、その校正機器の写真。左上から反時計回りに、2台のコンテナハウス、全天カメラ、掃天フォトメータ、分光温度計（SATI）、ファブリ・ペロー分光器（左上）。

図3：超高層大気イメージングシステムの観測対象。高度90-100kmの中間圏界面付近の大気光は主に大気重力波による変動を受ける。高度200km付近の熱圏の大気光は磁気嵐の影響や、高緯度からのエネルギー輸送の影響を受けて変動する。



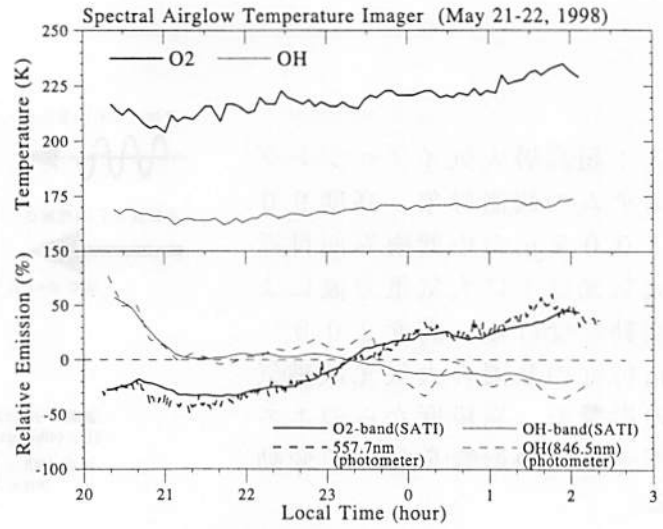
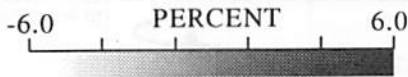
3. 観測データ

図4は1998年5月21-22日に信楽において分光温度計(SATI)で得られたOH、O₂分子の発光輝線の相対的な強さを、フォトメータのデータと比較した例を示す。SATIによって、輝線の強度比から求められた温度も上段に示した。全く違う光学系で得られたデータであるが、同じ発光を測っているOHの強度の相対変化はほぼ同じ変動をしていることがわかる。また、フォトメータで測られた557.7nmの強度とSATIで測られたO₂の強度の変化がよく似ているのは、過去の研究でも報告されており、両者の発光層が非常に近い高度にあるためと考えられる。この図に示すように、大気光発光層の発光強度変動及び温度変動がこれらの機器を用いて同時に得られるようになった。

図5は1998年3月4日の午前0時0分から0時30分にかけて、全天カメラで得られた大気光の像である。このときはOMTIの3台のカメラに加えて、京都大学の1台のカメラも稼働し、合計4台で中間圏界面付近の4つの発光層(酸素原子OI：波長557.7nm、代表的な高度96km、酸素分子O₂：865.0nm、94km、ナトリウム原子Na：589.3nm、90km、水酸分子OH：赤外バンド、86km)を同時に撮像した。この時間帯の平均画像からのずれのみをパーセントで表し、色の黒い方が明るい領域を示している。

大きく分けて3種類の構造がこの中に見られる。1つ目は北北西から南南東にのびる大きなバンド構造で、東北東に向かって約160m/sで動いている。バンドの間隔は約100kmである。この構造は高い高度のOIやO₂ではよく見えるが、低い高度のOHではあまりはっきりしない。2つ目は南北にのびた細かな波構造(small-scale row-like structure)である。波の間隔は約15kmで、南北方向に数列になって並んでいる。この構造は先ほどのバンド構造とは逆に、低い高度のOHの方が顕著にでていいる。3つ目は特にOIに顕著であるが、明るい領域と暗い領域の境目が東西にのびていて、それが北へ向かって約80m/sで動いている。これも低い高度のOHではほとんど見られない。このように、OMTIの複数のカメラを用いて異なる波長の大气光を同時に撮像する事により、高さによる大気の変動の違いが見えるようになってきた。

図4：1998年5月21-22日に信楽において分光温度計（SATI）で得られたOHとO₂の発光輝線の強度と、それから求められた回転温度の変動。比較の為にフォトメータデータ（天頂での値）も示した。



All-Sky Images at Shigaraki (March 4, 1998) deviation from average

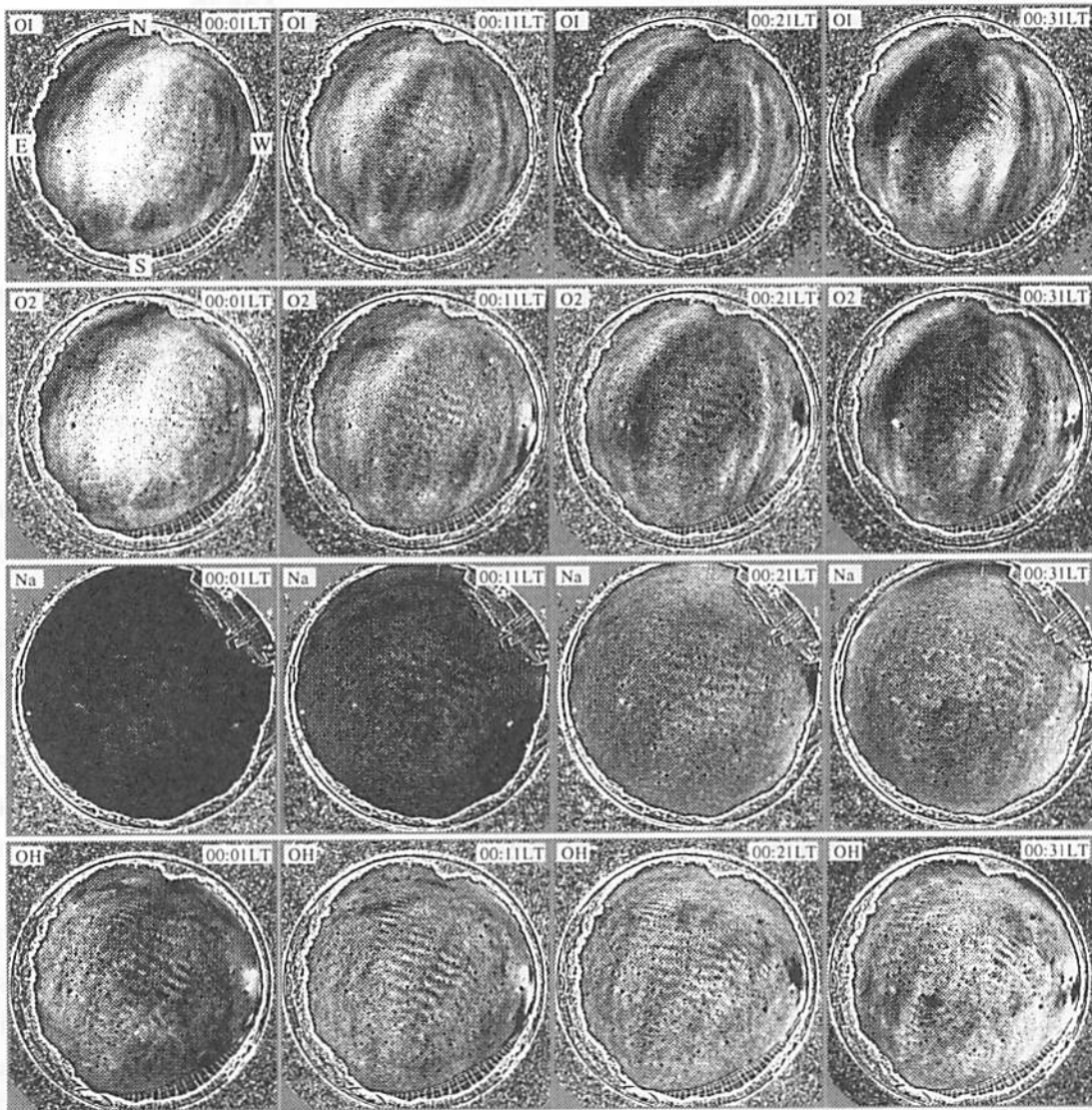


図5：1998年3月4日に信楽において4台の全天カメラで得られた大気光の2次元分布変動。上から酸素原子（OI、高度約96km）、酸素分子（O₂、94km）、ナトリウム原子（Na、90km）、水酸分子（OH、86km）。OHの像は30秒の時間分解能で、他は2分の時間分解能で得られた。魚眼レンズの像で、上が北、左が東。00:01-00:31LTの全データから得られる平均画像からの差を%で表している。

4. 終わりに

OMTI は現在、ファブリ・ペロー分光器、全天カメラ 2 台、掃天フォトメータ 1 台、分光温度計 (SATI) は京都大学信楽 MU 観測所に、全天カメラ 1 台、掃天フォトメータ 2 台は陸別総合観測室におかれ、ファブリ・ペロー分光器は平成 11 年 6 月から、SATI は平成 9 年 12 月から、他の機器は平成 10 年 10 月からそれぞれ自動定常観測を行っている。データは随時ネットワークを介してコピー、蓄積され、プロットされたデータは WWW で公開されているので、詳しくは <http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/> を参照されたい。それぞれの機器は単独で動かすこともできるので、例えば 3 台のカメラを日本の各地において、大気光構造の広がりをも多点観測するなど、観測を有機的に組織することも可能である。そのような観測は、第 1 回 FRONT キャンペーン (平成 10 年 5 月、北海道母子里、信楽、岡山県美星) や第 2 回 FRONT キャンペーン (平成 11 年 8 月、北海道陸別、信楽、沖縄県国頭) で行われ、Traveling Ionospheric Disturbance (TID) の広域多点観測に威力を発揮している。1998 年から 5 年間の予定で行われている PSMOS 国際計画 (Planetary Scale Mesopause Observing System) にも参加しており、今後の国内・国際共同研究への貢献が期待されている。

謝辞

OMTI の設計段階で様々なご助言を頂いた学内外の方々、特に東北大学の福西浩教授、岡野章一教授、高橋幸弘講師、通信総合研究所の石井守博士、国立極地研究所の田口真助教授に感謝致します。名古屋大学太陽地球環境研究所の加藤利男さんには保温箱など周辺機器を作成して頂きました。全天カメラ、ファブリ・ペロー分光器の自動化に使われている Visual Basic のプログラムは京都大学超高層電波研究センター大学院生の前川良二さんのご協力のもとに開発されたものです。ここに深く感謝致します。

参考文献

- 加藤泰男、塩川和夫、佐藤貢、江尻省、小川忠彦、積分球とスペクトロメータを用いた全天カメラ及び掃天フォトメータの校正、南極資料、印刷中、1999。
- Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, T. Ogawa, T. Nakamura, T. Tsuda, and R. H. Wiens, Development of optical mesosphere thermosphere imagers (OMTI), *Earth, Planets, and Space*, 51, 887-896, 1999a.
- Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, and T. Ogawa, Integrating-sphere calibration of all-sky cameras for nightglow measurements, *Adv. Space Sci.*, in press, 1999b.
- Wiens, R. H., A. Moise, S. Brown, S. Sargoytchev, R. N. Peterson, G. G. Shepherd, M. J. Lopez-Gonzalez, J. J. Lopez-Moreno, and R. Rodrigo, SATI: A spectral airglow temperature imager, *Adv. Space Sci.*, 19, 677-680, 1997.

RASCにおける境界層レーダー開発

橋口浩之¹・深尾昌一郎¹・津田敏隆¹・山本衛¹・中村卓司¹

佐藤亨²・山中大学³・浜津享助⁴・磯村昭彦⁵

(1:京大超高層 2:京大情報 3:神大自然)
(4:三菱電機(株) 5:住友電気工業(株))

1 はじめに

京都大学超高層電波研究センターでは、MUレーダー観測の経験を活かして、三菱電機(株)、住友電気工業(株)との協同研究により境界層レーダー(Boundary Layer Radar; BLR)や下部対流圏レーダー(Lower Troposphere Radar; LTR)と呼ばれる下層大気の観測を目的とした小型可搬式レーダーの開発を行っている。本報告では、これまで我々が開発してきたBLR及びLTRについて紹介する。

2 Lバンド境界層レーダー

図1にLバンド境界層レーダー1号機の外観を示す。アンテナは直径2mのパラボラアンテナを3方向に向けた構造をしており、それらを切り替えて使用することで、3方向の観測を実現している。表1に本報告で述べる全てのレーダーの主要諸元を示す。本レーダーの送受信周波数はLバンドの1357.5MHz、送信電力は1kWである。1991年度末に完成し、信楽MU観測所での試験観測の後、インドネシア共和国ジャカルタ近郊のスルボンに移設し、1992年11月から現在まで連続観測を継続している [Hashiguchi *et al.*, 1995, Widiyatmi *et al.*, 1999]。

表1: 境界層レーダー(BLR)と下部対流圏レーダー(LTR)の主要諸元比較

	L-band BLR 1&2	L-band BLR 3	S-band BLR	LTR
送受信周波数	1357.5 MHz	←	3050 MHz	1357.5 MHz
占有周波数帯域幅	4 MHz	8 MHz	10 MHz	←
送信電力(ピーク)	1 kW	1.1 kW	0.5 kW	2 kW
アンテナ形式	パラボラ	フェーズドアレイ	←	←
アンテナ開口	3.1 m ²	5.9 m ²	0.8 m ²	16 m ²
送受信ビーム幅	7.6°	4.1°	6.0°	4.0°
空中線利得	25 dBi	27 dBi	26 dBi	33 dBi
送信パルス幅	0.67, 1, 2 μs	0.33, 0.67, 1, 2, 4 μs	0.33, 0.67, 1 μs	0.67, 1, 2 μs
パルス繰返し周期	50, 100, 200 μs	←	25, 50, 100 μs	50, 100, 200 μs
A/D変換	12 bits	←	←	14 bits
パルス圧縮	なし	←	あり	←
ビーム方向	3方向固定 (天頂角: 15°)	5方向固定 (天頂角: 10°)	← (天頂角: 15°)	鉛直+東西南北 (天頂角: 任意)
測定高度範囲(*)	0.3~2 km	←	0.2~1.5 km	0.2~4.0 km
距離分解能(最小)	100 m	50 m	←	100 m

(*): 気象条件により変化する

図2に示す境界層レーダーは1号機を改良し、より可搬性を高めたものである。パラボラアンテナは1基だけを使用するが、駆動部を設けることでビーム方向を変更可能としている。また、グラウンドクラッターエコーの影響を小さくするため、パラボラアンテナの周囲に電波吸収スクリーンを設け、さらにアンテナ装置の周囲にフェンスを設置している。送受信機や信号処理装置の基本構成は1号機と同じである。関西総合環境センターからレーダーを借り受け、1998年8月からインドネシア共和国西スマトラ州のプキティンギに設置し、赤道大気の観測を続けている。

図3はフェーズドアレイアンテナを使用した境界層レーダーである。192個のパッチアンテナを十字型に配置しており、各パッチアンテナの位相を制御することでビームを5方向に高速に走査することができる。アンテナサイズは2.8m、送信電力は1.1kWであり、1及び2号機より若干パワー開口積が向上している。送信アンプは12台用いており、それぞれのアンプから16個のパッチアンテナに給電するセミアクティブ方式を採用している。

3 車載型 S バンド境界層レーダー

容易に移動観測を可能とするため、Lバンド境界層レーダー3号機を基に小型トラックに搭載可能なサイズに小型化したものが図4に示す車載型Sバンド境界層レーダーである。送受信周波数を3050MHz(Sバンド)にすることでアンテナサイズを1mにまで小型化し、送信機も小型化するため送信電力を500Wに下げている。アンテナは188個のディスクアンテナを円形に配置した構造をしている。パワー開口積の減少を補うため、Spano and Ghebrehan[1996a, b, c]によって考案された符号系列を用いたパルス圧縮が可能である。アンテナと送受信機をトラックの荷台に載せ、信号処理装置を後部座席に設置することで、商用電源さえあれば簡単に移動し観測を行うことが可能となっている。

4 Lバンド下部対流圏レーダー

図5は昨年初めに完成したばかりのLバンド下部対流圏レーダーである(詳細は森谷他[2000]を参照)。アンテナサイズは4m×4m、送信電力は2kWで、パルス圧縮も可能であるので、従来の境界層レーダーに比較して観測最高高度が大幅に向上している。アンテナ素子には電磁結合同軸ダイポールアンテナを使用しており、それぞれに5ビットの移相器を設けることで、ビームを任意の天頂角に向けることができる。

5 まとめ

京大超高層でこれまでに開発してきた境界層レーダーと下部対流圏レーダーについて紹介した。気象庁が境界層/下部対流圏レーダークラスの大気レーダーを日本全国に24台展開し、ネットワーク観測を行うことが決まるなど[石原他, 2000]、今後これらのレーダーの重要性がますます高まるものと期待される。

参考文献

Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Observations of the planetary boundary layer over

equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results, *Radio Sci.*, **30**, 1043–1054, 1995.

Spano E. and O. Ghebrehghan, Pulse coding techniques for ST/MST radar systems: A general approach based on a matrix formulation, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 304–316, 1996a.

Spano E. and O. Ghebrehghan, Complementary sequences with high sidelobe suppression factors for ST/MST radar applications, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 317–329, 1996b.

Spano E. and O. Ghebrehghan, Sequences of complementary codes for the optimum decoding of truncated ranges and high sidelobe suppression factors for ST/MST radar systems, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 330–345, 1996c.

Widiyatmi, I., M. D. Yamanaka, H. Hashiguchi, S. Fukao, T. Tsuda, S. Ogino, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Quasi 4 Day Mode Observed by a Boundary Layer Radar at Serpong (6°S, 107°E), Indonesia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1177–1184, 1999.

森谷優貴・橋口浩之・山本衛・深尾昌一郎・渡邊伸一郎・畑清之, 可搬型 L バンド下部対流圏レーダーの開発, 本報告書, 2000.

石原正仁・郷田治稔, 気象庁における 1.3GHz ウィンドプロファイラ観測網展開計画, 本報告書, 2000.

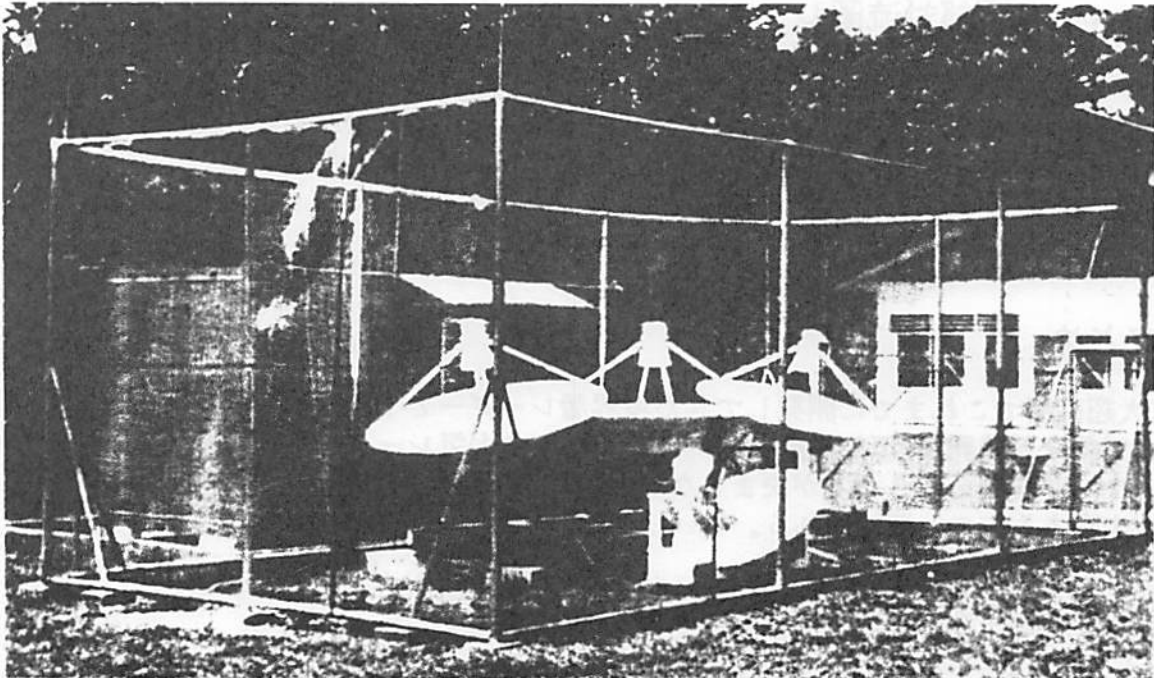


図 1: インドネシア共和国スルボンに設置されている L バンド境界層レーダー 1 号機 (三菱電機 (株) との協同開発)

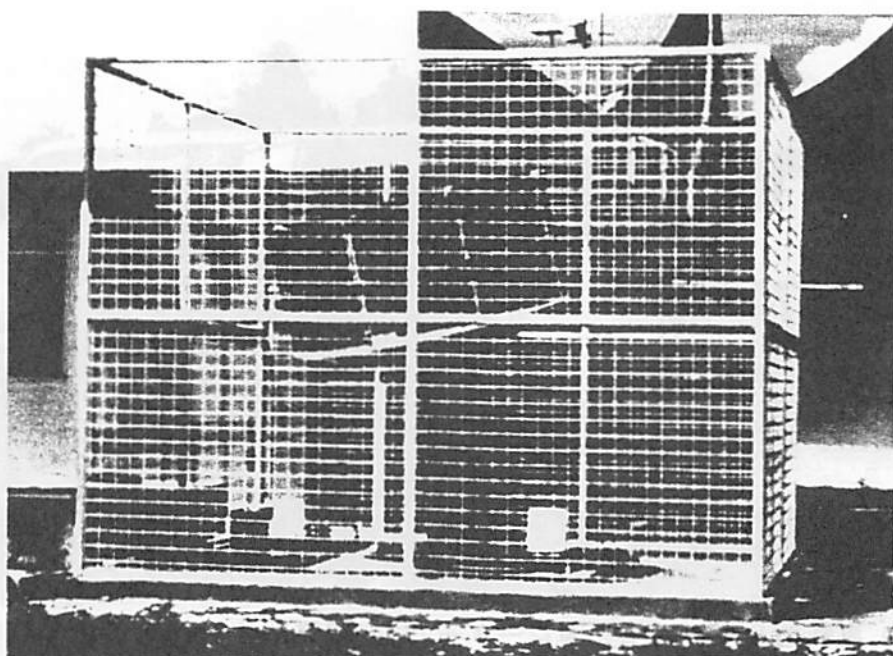


図 2: インドネシア共和国プキティンギに設置されている L バンド境界層レーダー 2 号機 (関西総合環境センターと三菱電機 (株) による協同開発。関西総合環境センターより借用。)

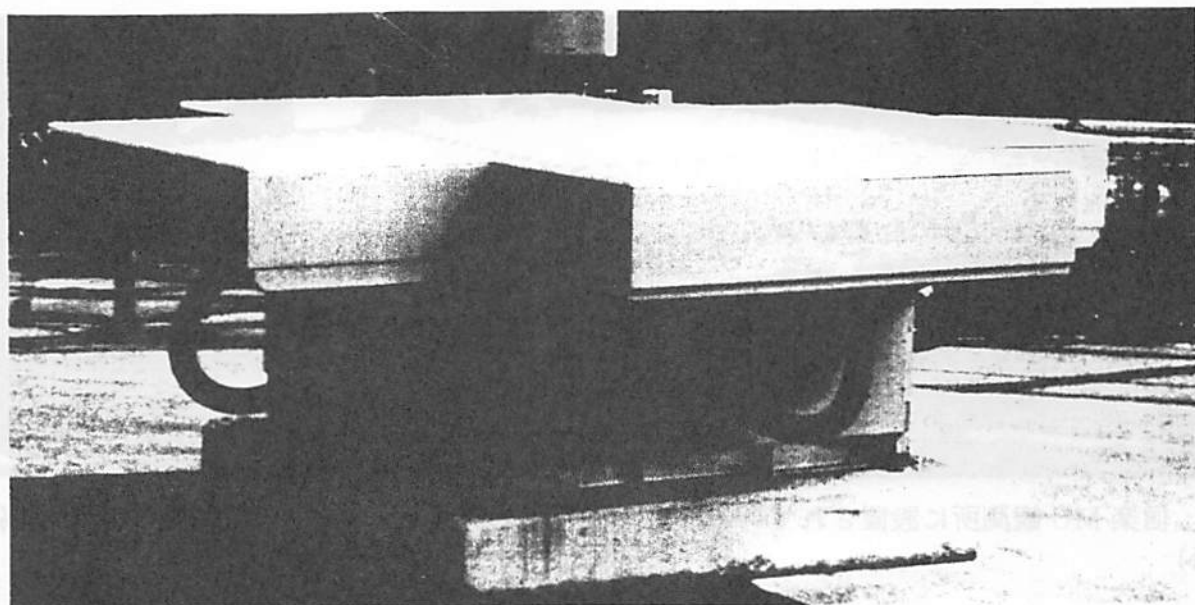


図 3: 信楽 MU 観測所に設置されている L バンド境界層レーダー 3 号機 (住友電気工業 (株) との協同開発)

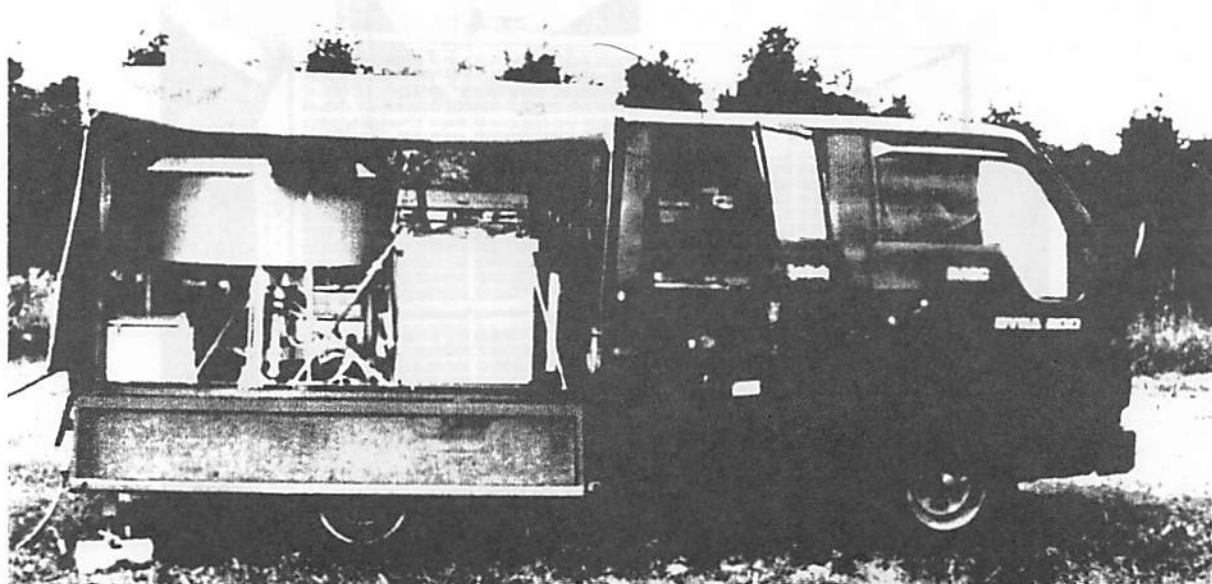


図 4: 車載型 S バンド境界層レーダー (住友電気工業 (株) との協同開発)

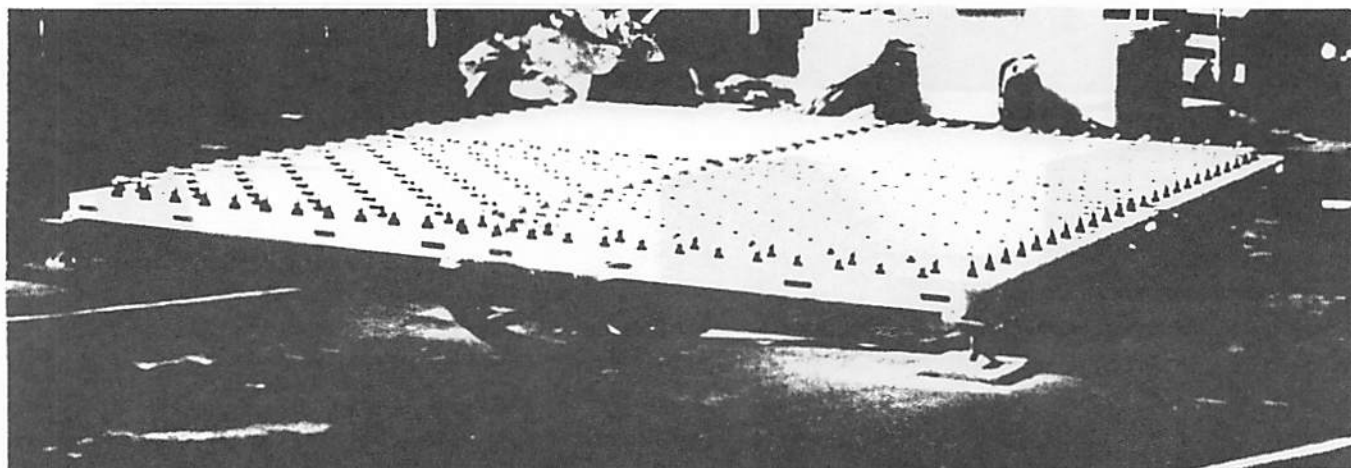


図 5: 信楽 MU 観測所に設置されている L バンド下部対流圏レーダー (三菱電機 (株) との協同開発)

可搬型 Lバンド下部対流圏レーダーの開発

°森谷 優貴¹・橋口 浩之¹・山本 衛¹・深尾 昌一郎¹

渡邊 伸一郎²・畑 清之²

(1: 京大超高層 2: 三菱電機(株))

1 はじめに

京都大学超高層電波研究センターでは、惑星境界層の3次元風速プロファイルを連続観測可能なLバンド境界層レーダー(以下BLR) [Hashiguchi et al.,1995a]の開発に成功し、1992年からそれを用いてインドネシアで連続観測を行っている [Hashiguti et al.,1995b]。その後、フェーズドアレイ・アンテナを用いたLバンド境界層レーダーや、それをより小型化した車載型のSバンド境界層レーダーを開発してきた [Yamamoto et al.,1998]。可搬型Lバンド下部対流圏レーダー(以下LTR)はこれらのBLRの開発経験を活かし可搬性の特長を残しつつより大型化し、観測領域を下部対流圏全域に拡大したレーダーである。

2 本研究の目的

本研究の目的はLTRの観測ソフトウェアの開発と動作性能の検証、並びにLTR/RASSシステムの開発である。

3 レーダーシステム

LTRはアンテナ、アクティブモジュール、送受信機、及びデータ処理装置から構成される。

アンテナ部には4m×4mのフェーズド・アレイ・アンテナを用いており、直径2mのパラボラアンテナ3台を用いたBLR1号機(現在インドネシアのSerpongで連続観測中)よりも、アンテナ開口は5倍に向上しているが、設置に必要な面積はほとんど変わっていない。また、ビームを天頂及び±45°の範囲内の任意の天頂角で天頂及び東西南北の5方向に高速に走査可能である。移設時には4分割可能な構成となっているため、可搬性に優れている。アンテナ素子には、電磁結合ダイポールアンテナを採用しており、比較的大型のアンテナを安価に実現している。送信時のピーク出力は2kWであり、従来のLバンドBLRの2倍の出力である。しかも、最大8bitのパルス圧縮が可能のため、平均出力でLバンドBLRの16倍の高出力を有する。パルス圧縮の符号系列にはSバンドBLRでも採用したSpano and Ghebrebrhan[1996]によって開発されたものを用いており、低高度からのデータ取得を可能にしている。

図1はLTRの外観であるが、アクティブモジュールをアンテナ近傍に設置する構成をとり、損失を最小限に抑えている。またこれまでの経験から、アンテナ高を低くするとグランドクラッターエコーが抑圧できることがわかっており、アンテナ高を20cm以下にしている。

データ処理装置はワークステーションとDSPから構成される。DSPではパルス圧縮の復号・コヒーレント積分等を行い、FFT等はワークステーションで行っている。

また、COHO(COHerent Oscillator)の周波数をオフセットすることによりRASS(Radio Acoustic Sounding System)技術を用いた温度観測も可能であり、そのシステム等については後述する。

4 観測ソフトウェアの開発

通常の風の観測の観測ソフトウェアは次の6つの機能を持つプログラム群からなり、これらの開発を行った。

- 観測パラメータのセット
- データ転送やパラメータ転送、観測の開始/中止

- 信号処理 (FFT, インコヒーレント積分、オンラインフィッティング等)
- 8mm テープへの書き込み
- 上記4つのプログラムのコントロール
- クイックルック

観測時のプログラムのブロックダイアグラムを図2に示す。観測時にオンラインでフィッティングを行っており、また、観測と並行してクイックルックでデータをグラフィック表示することが可能である。また、プログラム間のデータやパラメータのやり取りにはセマフォとシェアメモリを使用している。

5 LTRの性能の検証

LTRで得られる観測データの評価を行うため、既に実績のあるMUレーダー及びドップラーソーダーと風速プロファイルの比較を行った。図3、図4にそれぞれLTRとMUレーダー [Fukao et al.,1985a,b]、ソーダー [Ito et al.,1996] との1時間平均風速プロファイルの比較を示す。これらからLTRでは高度0.2km~7kmの範囲にわたって正しい風速が推定できていることがわかる。

また図5、図6にそれぞれ4ビットパルス圧縮時、8ビットパルス圧縮時のS/N比の変化を示す。理想的にはNビットのパルス圧縮により $10\log_{10}N$ だけS/N比が向上するはずであるが、実際にはパルスが矩形波とはならず両端がなまる。これを考慮した値をシミュレーション値としてプロットしてある。4ビットパルス圧縮時はほぼ理想値に近いS/N比の向上が見られており、8ビットパルス圧縮時も理想値よりはやや小さめではあるがS/N比が向上している。低高度においてもパルス圧縮の効果が現れているのもわかる。

6 LTR/RASSシステムの開発

RASSは音波により大気屈折率を変化させて音波面からの散乱電波を受信し、音速を受信電波のドップラー速度から求め、以下の音速 c_a [m/s]と仮温度 T_v [K]の関係式から大気屈折率を求める手法である。

$$c_a = K\sqrt{T_v} \quad (1)$$

ただしKは湿度によって変化する定数であり、乾燥大気中では

$$K = K_d = \sqrt{\frac{\gamma R}{M}} \approx 20.047 \quad \left\{ \begin{array}{l} \gamma = C_p/C_v \text{ 比熱比} \\ R = \text{気体定数} \\ M = \text{大気平均分子量} \end{array} \right. \quad (2)$$

である。また、RASSエコーを受信するためには音波の波数 \vec{k}_a とレーダー電波の波数 \vec{k}_e の間にブラッグ条件、

$$\vec{k}_a = 2\vec{k}_e \quad (3)$$

が成立しなければならない。したがって、LTRの周波数から音波の周波数は約3kHzとなるが、高度によって音速が変化するため、広い高度範囲にわたって上記の条件式を満足するように単一周波数ではなく周波数を時間掃引した音波を用いて観測を行う [Masuda et al.,1992]。

RASS観測時には観測と同期させて音波を発生する必要があるためRASS観測用に以下のソフトウェアの開発を行った。

- 音波の発生と、発生時間をコントロールするプログラム
- 音の分配とスピーカーのON/OFFをコントロールするプログラム (パソコン上で動作)
- RASS用オンラインフィッティングプログラム

ワークステーションで発生した音を8つのスピーカーに分配するために音波はパソコンを経由してスピーカーへとつながるアンプに供給される構造をとっている。このパソコンに搭載したサウンドユニットによって音の分配と、スピーカーのON/OFFをコントロールしている。RASS観測時のプログラムのブロックダイアグラムを図7に示す。全ての制御をワークステーションで行えるように設計しており、パソコン側に搭載されたソフトウェアは一定時間毎にワークステーションのファイルにアクセスするのでパソコン側でエラーが起こった場合でもワークステーションでそれを探知できる。RASS観測時は音速がドップラーシフトとしてあらわれるため、通常の風の観測とは違い周波数オフセットして検波処理を行う。このオフセット量が経年変化するためフィッティングを行う際にクラッターの位置を求めることにより、正確なオフセット値を得ている。

1999年12月11日にLTR/RASSとラジオゾンデの同時観測を行った。20時50分頃放球のラジオゾンデ観測で得られた仮温度と20時50分~21時20分のLTR/RASS観測で得られた仮温度の比較プロファイルを図8に示す。高度600m程度まで正しく仮温度が推定できていることがわかる。この時間の平均風速に対してRASSエコーがどれくらいの高度まで観測できるかというレイトレイシングを行った結果を図9に示す。風速15m/sという比較的強い北西風が吹いていたことが影響して観測可能高度は700mと低くなっている。また、この日の12時~22時にLTR/RASS観測によって得られた仮温度の時間・高度プロファイルを図10に示す。全体を通して高度400m程度までは常時観測できており、温度変化も顕著に現れている。しかし境界層全域をカバーするためには高度1.5km程度まで観測可能高度を拡大する必要があるため観測パラメータや音源の配置について再度検討が必要である。

7 まとめ

LTRのソフトウェアの開発を行い、データの性能を検証した結果、観測データが正しいことが証明された。また、LTRの観測可能高度範囲が0.2km~7km程度であることがわかった。また低高度からパルス圧縮の効果が現れているがS/N比の向上は理想値よりやや小さいことが確認できた。

LTR/RASSシステムの開発を行い、その観測結果をラジオゾンデ観測と比較した結果、正しい仮温度が推定できていることがわかった。しかし、観測可能高度が400m程度と低く観測パラメータ等に検討が必要であることがわかった。

LTRは現在信楽MU観測所において連続観測中である。今後は観測パラメータや音源配置に再度検討を加え、LTR/RASS観測の観測可能高度の拡大をはかりたい。

参考文献

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

Fukao, S., T. Tsuda, T. Sato, S. Kato, K. Wakasugi, and T. Makihiro, The MU radar with an active phased array system 2. In-house equipment, *Radio Sci.*, **20**, 1169-1176, 1985b.

Hashiguchi, H., M. D. Yamanaka, T. Tsuda, M. Yamamoto, T. Nakamura, T. Adachi, S. Fukao, T. Sato, and D. L. Tobing, Diurnal variations of the planetary boundary layer observed with an L-band clear-air Doppler radar, *Bound.-Layer Meteor.*, **74**, 419-424, 1995a.

Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M. D. Yamanaka, D. L. Tobing, T. Sribimawati, S. W. B. Harijono, and H. Wiryosumarto, Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results, *Radio Sci.*, **30**, 1043-1054, 1995b.

Ito, Y., Errors in wind measurements estimated by five-beam phased array Doppler sodar, *J. Atmos. Sci.*, **14**, 792-801, 1996.

Masuda, Y., J. Awaka, K. Nakamura, T. Adachi, and T. Tsuda, Analysis of the radio acoustic sounding system using a chirped acoustic wave, *Radio Sci.*, **27**, 681-691, 1992.

Spano, E. and O. Ghebrehbrhan, Sequences of complementary codes for the optimum decoding of truncated ranges and high sidelobe suppression factors for ST/MST radar systems, *IEEE Transact. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 330-345, 1996.

Yamamoto, M., Development of a transportable S-band boundary layer radar, 京都大学修士論文, , 1998.

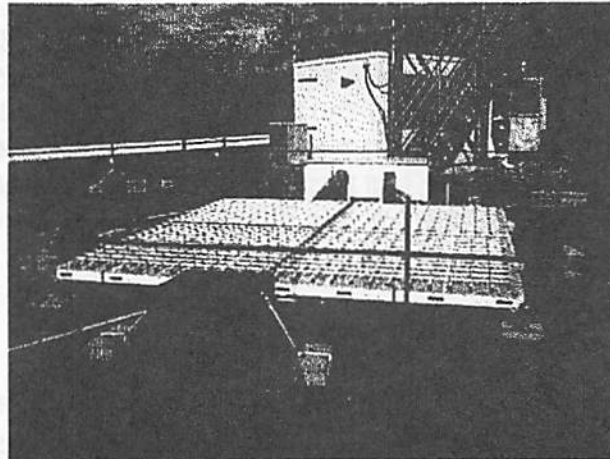


図 1: LTR の外観

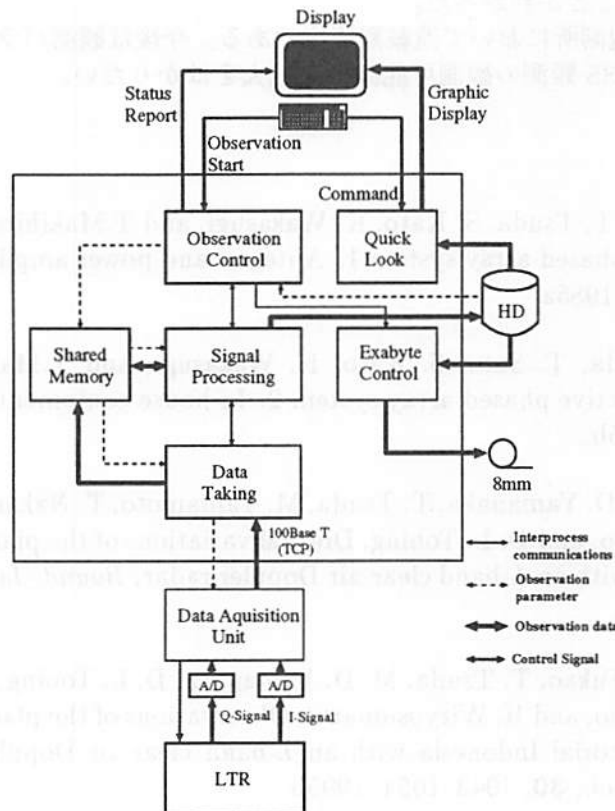


図 2: LTR の観測ソフトウェアのブロックダイアグラム

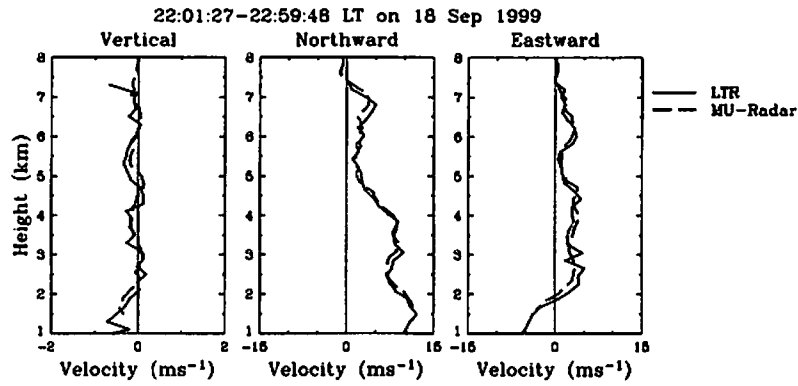


図 3: 1999 年 9 月 18 日 22 時~23 時に LTR(実線)と MU レーダー (破線) によって得られた風速 3 成分の 1 時間平均高度プロファイル

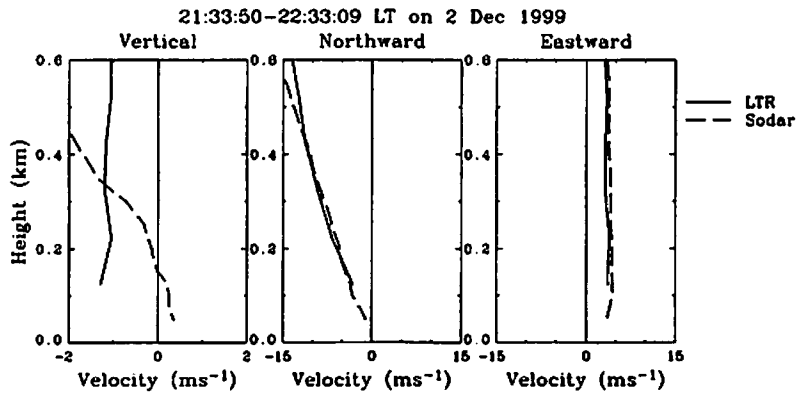


図 4: 1999 年 12 月 11 日 21 時 30 分~22 時 30 分に LTR(実線)とソーダー (破線) によって得られた風速 3 成分の 1 時間平均高度プロファイル

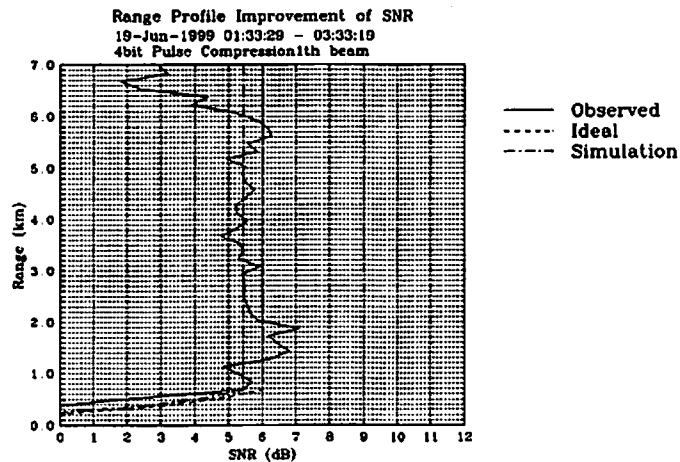


図 5: 4 ビットパルス圧縮時のパルス圧縮効果の実測値 (実線) と理論値 (破線)、シミュレーション値 (一点鎖線) の比較

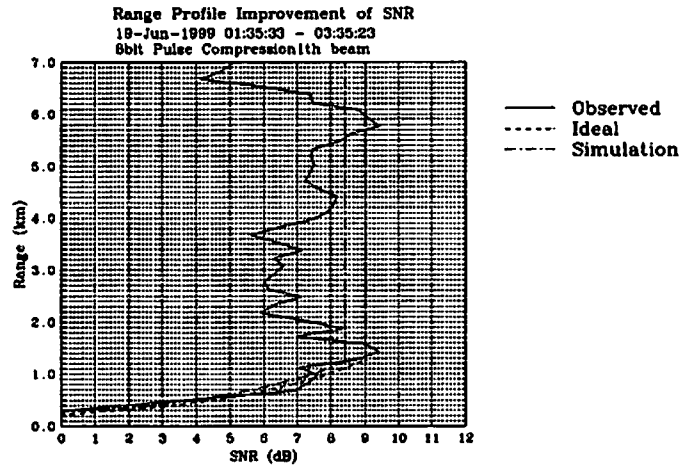


図 6: 8 ビットパルス圧縮時のパルス圧縮効果の実測値 (実線) と理論値 (破線)、シミュレーション値 (1 点鎖線) の比較

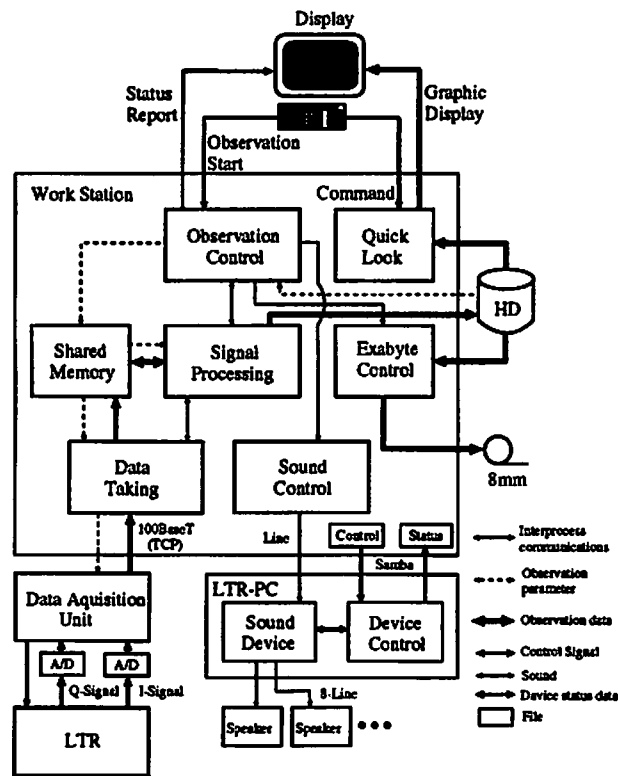


図 7: RASS 観測時のワークステーションとパソコンのプログラムのブロックダイアグラム

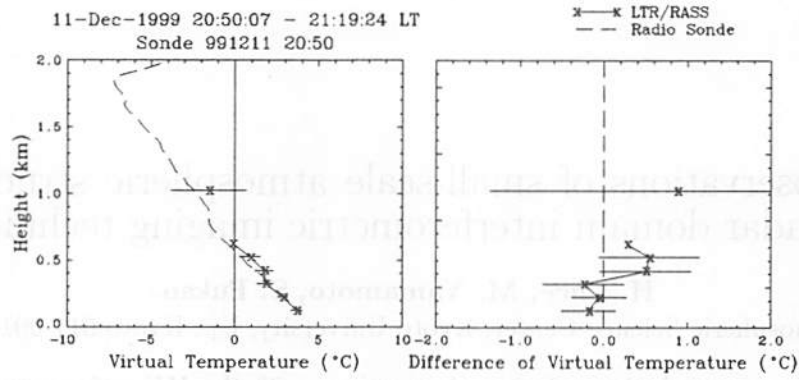


図 8: 1999 年 12 月 11 日 20 時 50 分~21 時 20 分の LTR/RASS 観測 (実線) による 30 時間平均仮温度と 20 時 50 分頃放球のラジオゾンデ観測 (破線) によって得られた仮温度の比較プロファイル (左) と、ラジオゾンデ観測の仮温度を 0°C とした時の LTR/RASS の仮温度の変化 (右)

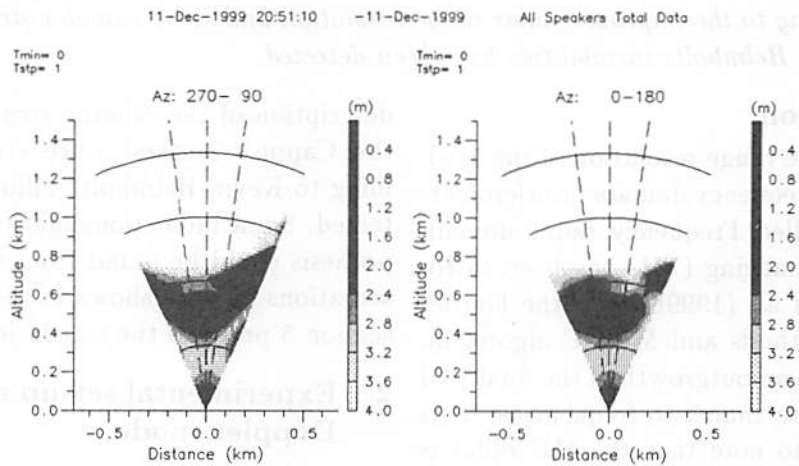


図 9: 図 8 の時間帯の平均風速による音波面と RASS エコーのレイトラッキング結果 (破線は観測の際のビーム天頂角)

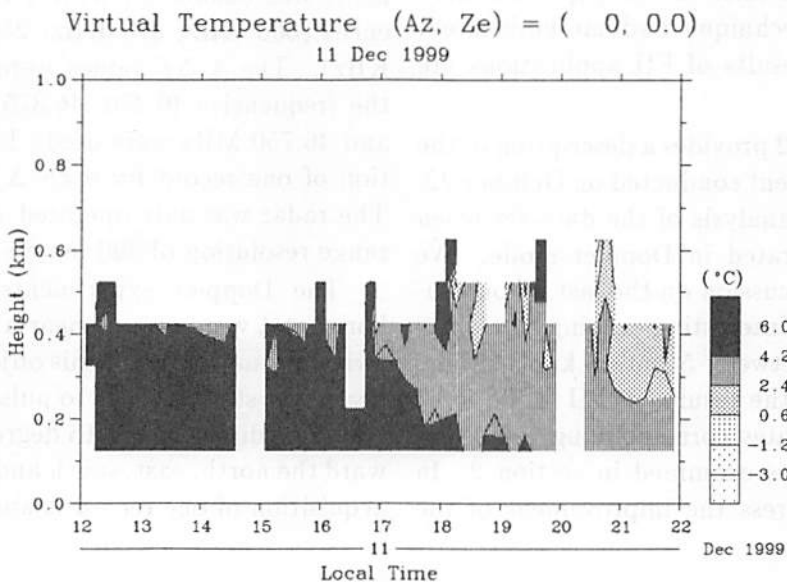


図 10: 1999 年 12 月 11 日 12 時~22 時の仮温度の 10 分平均時間・高度変化

Radar observations of small-scale atmospheric structures with frequency radar domain interferometric imaging technique.

H. Luce, M. Yamamoto, S. Fukao

Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University, Uji, Kyoto 611-0011, Japan.

Abstract *We present high resolution observations with the MU radar using the Frequency radar domain Interferometric Imaging (FII) technique. This technique has recently been introduced for improving the range resolution capabilities of the MST radars limited by their minimum pulse length. The Fourier based Imaging, the Capon's method and the MUSIC's algorithm have been performed with 5 equally spaced frequencies between 46.25 MHz and 46.75 MHz and with an initial range resolution of 300 m. Interesting thin echoing structures have been tracked owing to the improved radar range resolution and some complex structures possibly related to Kelvin Helmholtz instabilities have been detected.*

1 Introduction

For improving the range resolution of the MST radars, a multi-frequency domain interferometric technique called Frequency radar domain Interferometric Imaging (FII) has been introduced by Luce et al. (1999b) with the Fourier and Capon's methods and MUSIC algorithm. This technique is an outgrowth of the dual FDI technique to more than two frequencies. It is very important to note that the MU radar is not actually ideally suited for performing FII since only two frequency synthesizers are available for dual FDI observations. A deeper discussion is given in Luce et al. (1999b) and the reader should also refer to this paper for more details on the technique and methods used. Here, only the results of FII applications are shown.

First, section 2 provides a description of the FII-DBS experiment conducted on October 22-23, 1999 and an analysis of the data set when the radar is operated in Doppler mode. We will focus our discussion on the last 2 hour observations where interesting echoing layers has been detected between 5 and 6 km altitude. Section 3 shows the results in FII mode for 2 adjacent radar gates corresponding to the interesting data sets examined in section 2. In particular, we stress the improvement of the

description of the echoing structures owing to the Capon's method since structures resembling to Kelvin Helmholtz billows could be detected. Some indications that reinforce this hypothesis could be found from the Doppler observations and are shown in section 4. Finally, section 5 presents the conclusion of this work.

2 Experimental set-up and results in Doppler mode.

2.1 Experimental set-up

The FII-DBS experiments were conducted between 2224 LT, 22 October 1999-0457 LT, 23 October 1999 (Figure 1). The FII experiment was conducted with 4 frequency differences (500 KHz, 375 KHz, 250 KHz and 125 KHz). The 4 Δf values were cycled so that the frequencies 46.250, 46.375, 46.500, 46.625 and 46.750 MHz were used. The time acquisition of one record for each Δf is about 30 s. The radar was only operated vertically with a range resolution of 300 meters.

The Doppler experiments were used for horizontal wind, wind shear and aspect sensitivity estimations. For this objective, the radar beam was steered pulse to pulse in vertical and 4 oblique directions at 15 degrees off zenith toward the north, east, south and west. The time acquisition of one record is about 75 s.

FII application with 4 frequency differences (1999 October 22, 22:40 LT -23, 04:57 LT)

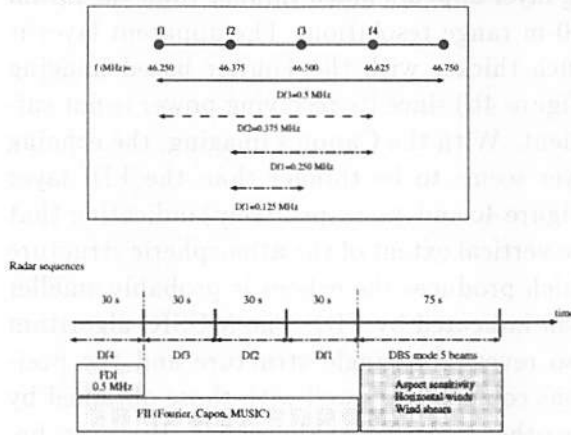


Figure 1: Depiction of the radar configuration for the FII-Doppler experiment described in the text.

2.2 Data analysis in Doppler mode

Figure 2 shows the results of observations from 0244 LT to 0457 LT between 5.1 km and 7.05 km of (a) SNR in vertical incidence, (b) aspect sensitivity estimated from

the ratio of the power received in vertical and oblique directions, the measurements in oblique directions being interpolated at the altitudes of the vertical measurements, (c) total wind shear in $ms^{-1}km^{-1}$ calculated by $\sqrt{(\Delta u/\Delta z)^2 + (\Delta v/\Delta z)^2}$ where Δu and Δv are the variations in the zonal and meridional components measured between 2 consecutive gates at $\Delta z=150$ m. In Figure 2a, a descending layer has first a constant apparent thickness of about 200 meters which increases up to about 600 meters at least near 0415 LT. Unfortunately the measurements are not available below 5.1 km so that we can not fully determine the apparent thickness at this time. The layer is strongly aspect sensitive until 0315 LT and tends to be sporadically aspect sensitive after 0316 LT. It is striking to note that the backscattering process becomes isotropic when the echoing structure width grows near 0400 LT.

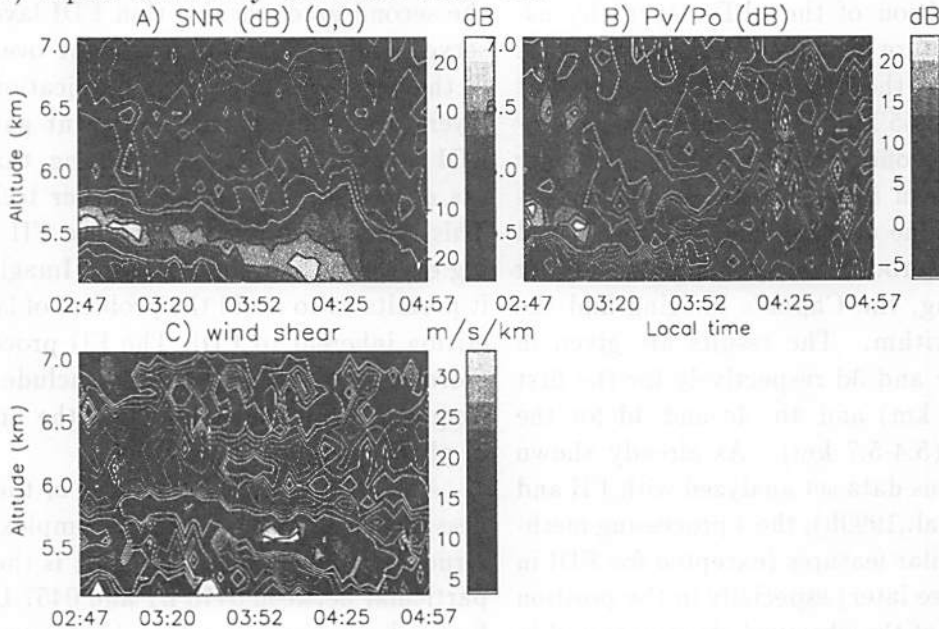


Figure 2: (A) Contour plot of signal-to-noise ratio (dB) measured in vertical incidence in Doppler (or Doppler Beam Swinging-DBS) mode between 0247 LT and 0457 LT from 5.1 km up to 7.05 km altitude. (B) Contour plot of the corresponding aspect sensitivity (dB) estimated from the ratio between the power received in vertical incidence and the power received in oblique directions (15° off zenith). (C) Contour plot of the total wind shear ($ms^{-1}km^{-1}$) calculated over a height interval of 150 m.

Figure 2c indicates a maximum wind shear from 0303 LT at 5.7 km altitude with a strong enhancement ($30 \text{ ms}^{-1} \text{ km}^{-1}$) between 0352 LT and 0410 LT near 5.5 km. The maximum wind shear structure is associated with the downward motion of the layer and is reduced after 0410 LT. It is interesting to note that the echoing layer does not coincide with the shear excepted in the region where the layer is growing. We also note a second wind shear maximum around 5.3 km. The thinnest part of the echoing layer is then surrounded by two well-defined horizontal wind shears.

3 Data analysis in FDI and FII modes

For this second analysis, we only use the data collected in interferometric modes with the sole vertical beam and a 300-m range resolution. We first apply the FDI data processing with $\Delta f = 0.5$ MHz and we estimated the thickness and position of the “FDI layer” by using the procedure described by Franke (1990). The results for the first two gates centered at 5.25 km and 5.55 km corresponding to the position of the second and fourth gate in Doppler mode are shown in figures 3a and 4a respectively. The same analysis has been performed from the FII processing by using the Fourier based Imaging, the Capon’s Imaging and the MUSIC algorithm. The results are given in figures 3b, 3c and 3d respectively for the first gate (5.1-5.4 km) and 4b, 4c and 4d for the second gate (5.4-5.7 km). As already shown from a previous data set analyzed with FII and FDI (Luce et al., 1999b), the 4 processing methods show similar features (excepted for FDI in some cases, see later) especially in the position of the center of the observed structures and in the variations in time of this position. Here, it is particularly the case between 0247 LT and 0340 LT in Figure 4 where a clear single echo-

ing layer appears much thinner than the initial 300-m range resolution. The apparent layer is much thicker with the Fourier based imaging (Figure 4b) since its resolving power is not sufficient. With the Capon’s imaging, the echoing layer seems to be thinner than the FDI layer (Figure 4c and 4a, respectively) indicating that the vertical extent of the atmospheric structure which produces the echoes is probably smaller than indicated by FDI. The MUSIC algorithm also revealed a single structure and the positions coincide very well with those obtained by the other techniques (Figure 5d). However, because this technique is not able to estimate the thickness of a layer, the vertical extents of the maxima are not probably meaningful.

It is also interesting to observe that an FDI layer is located in the first gate between 0247 LT and 0336 LT which clearly results from phase ambiguity (Figure 4a). Because the backscattering process is very intense in the second gate where a thin FDI layer is observed and because of the slight overlapping of the edges of the gates, a duplication of this layer is seen in the first adjacent gate when FDI is used. It is worth noting that replicas do not appear with the other techniques. This is another advantage to use FII processing even with the Fourier based Imaging since it permits us to avoid the problem of layer repetition inherent to FDI. The FII processing is more reliable because it also include smaller frequency differences, reducing the ambiguity in phase and then in position.

After 0340 LT, the 4 images of the brightness distribution exhibit more complex echoing structures than a single layer. It is the case in particular between 0410 LT and 0457 LT in the first radar gate (Figure 3) and between 0350 LT and 0430 LT in the second one (Figure 3). Sudden jumps or double peaks are obtained with the Capon’s and MUSIC’s methods.

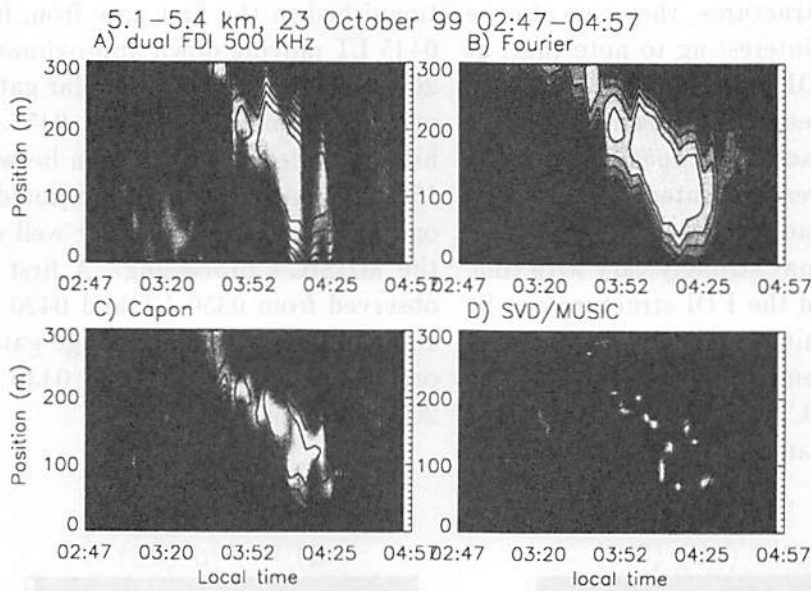


Figure 3: 4 images of the brightness distribution obtained at a 300-m range resolution between 5.1 and 5.4 km from 0247 LT until 0457 LT with the FDI technique (A), with the FII technique utilizing the Fourier based imaging (B), the Capon's imaging (C) and the MUSIC algorithm (D). The contour plot obtained with the Fourier based imaging is superimposed on the 4 images in order to simplify the comparisons between the results of the methods. The brightness distributions have been first normalized and then weighted by the mean SNR received during the 4 consecutive FDI experiments shown in Figure 1. The contour plot presents the SNR values between 14 and 43 dB.

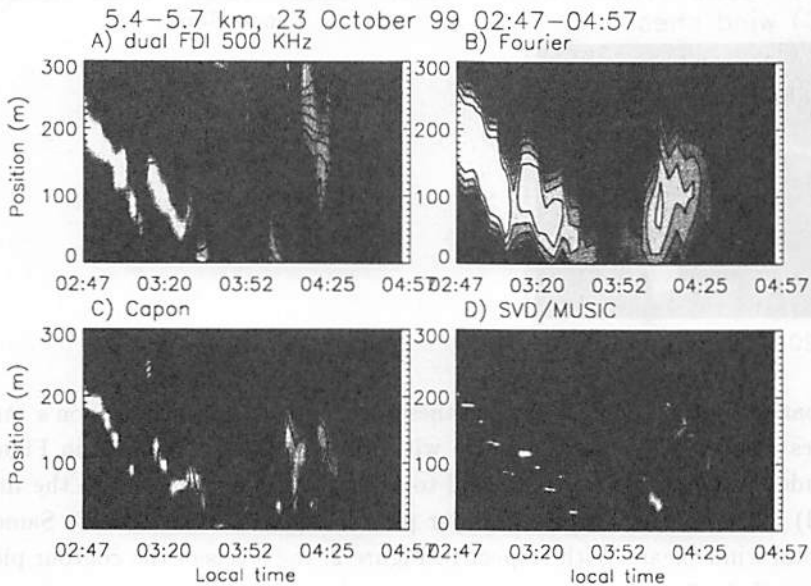


Figure 4: Same as Figure 3 for the adjacent radar gate between 5.4 and 5.7 km.

Although the Fourier based Imaging can not resolve these structures, they can also be guessed. It is also interesting to note that, at these times, the FDI processing fails since no clear structure appears. As shown by Luce et al. (1999a), this result is compatible with the case where a few layers separated by a large distance produce the radar echoes. In such a case, the mean position may strongly vary with time and the thickness of the FDI structure can be very large. This quite important distance between the layers seems to be confirmed by the Capon's and MUSIC's methods. As suggested by these methods (and not so clearly with the

Fourier's method), an echoing layer can be distinguished in the first gate from 0410 LT and 0445 LT moving down approximately between 200 and 50 m within the radar gate and a second one from 0430 LT and 0457 LT also exhibiting a descending motion between 250 and 150 m. Similar features are noted in the second gate, and are especially well-defined with the MUSIC's processing. A first structure is observed from 0350 LT and 0420 LT between 100 and 0 m within the range gate and a second one from 0410 LT and 0430 LT between 200 and 50 m.

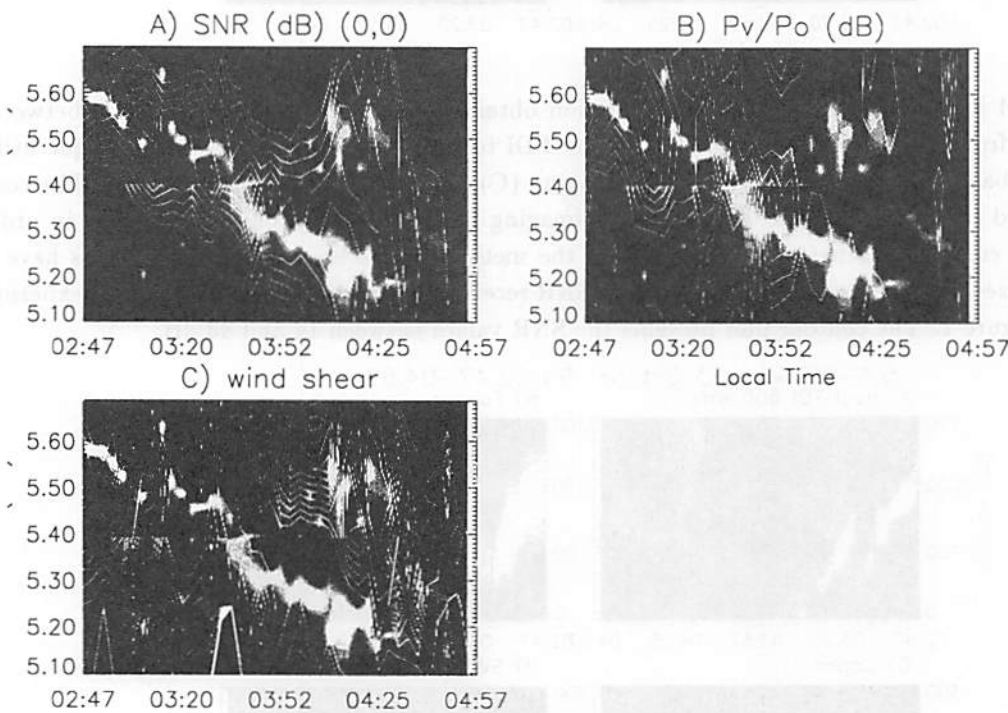


Figure 5: Comparisons of the images of brightness distribution given by Capon's imaging for the 2 adjacent radar gates displayed in Figure 4 and 5 with the contour plots shown in Figure 3 between 5.1 and 5.7 km altitude. (A) Contour plot of signal-to-noise ratio superimposed to the image given by Capon's imaging. (B) Same as (A) with the contour plot of aspect sensitivity. (C) Same as (A) with the contour plot of total wind shear. With respect to Figure 2, the levels of the contour plots have been modified for the clarity of the figure.

4 Other comparisons and discussions

For a tentative interpretation of these results, the images in FII mode were compared with those obtained in Doppler mode at a 150-m range resolution.

On the one hand, it is shown from these comparisons that the results in FII mode are fully compatible with the observations performed in Doppler mode. This indicates that the FII processing is at least partly reliable. Figure 5a shows the image of brightness distribution after FII processing with the Capon's method for the 2 adjacent gates shown in Figures 3 and 4 superimposed to the SNR contour plot already shown in Figure 2 in Doppler mode at a 150-m range resolution. First, one observes that the expected connection of the single layer given by FII processing around 0335 LT between the two adjacent gates correctly occurs. Second, the position of this descending echoing layer corresponds very well with the maximum of the echoing layer observed in Doppler mode. These results imply that the method used for the phase calibration explained in Luce et al. (1999b) is correct even if it is not very accurate.

On the other hand, it clearly appears that the growth of the vertical extent of the echoing layer at a 150-m range resolution is fully related to the occurrence of the complex structures detected in FII mode. Figure 5b also indicates that these complex structures are associated to an isotropic backscattering process. The single layer is first associated to the strong aspect sensitivity observed at the beginning of the plot and is also related to the vanishing aspect sensitivity that occurs during the appearance of the complex FII structures. Figure 6c shows that these complex structures exactly occur within the core of the wind shear pattern, an important result favorable to their interpre-

tation in terms of KH billows. It is also interesting to note that the wind shear becomes less intense during the occurrence of these structures. This observation is compatible with the effect of the turbulent viscosity (within the KH billows) which acts against the wind variations and then can reduce wind shears. It is also worthwhile to observe that the thin echoing layer is not related to a noticeable wind shear at the radar resolution scale but is surrounded by two wind shears.

Another information on the origin of the complex structures seen by FII can be found owing to the radial velocities observed in vertical incidence (not shown). Rapid and intense fluctuations are superimposed on the mean velocity. These fluctuations start from 0355 LT and reach more than 1 ms^{-1} around 0405 LT and then fade out. They appear into several adjacent range gates but the height range where they occur cannot be fully determined because the measurements below 5.1 km, the height of the first gate, are not available. Such features in the vertical velocity have already been observed by Klostermeyer and Ruster (1980) and Chilson et al. (1997) for example during KHI events. Therefore the observed vertical velocity fluctuations could reveal the presence of KHI even if the phase shift of the oscillations characteristic of KHI are very difficult to detect in the present incomplete data set. Assuming that there is no undersampling, the period of these fluctuations is about 3-5 minutes which is similar to the 4 min-period of the case presented by Klostermeyer and Ruster (1980) in the same altitude range.

5 Conclusions

In the present paper, applications of the FII technique recently developed by Luce et al. (1999b) have been shown. It was applied with 5 frequencies between 46.25 and 46.75 MHz during 6.5 hours interlaced with a classical

Doppler observational mode. For the first time, to our knowledge, comparisons between the Doppler, FDI and FII observations have been presented. We found good agreements between the images of the reflectivity and brightness distribution obtained from the different techniques and methods indicating that the FII technique works well and the phase calibration is relevant even if it could be improved. It was also shown that the FII technique is more robust than the classical dual FDI technique since it gives more accurate representation of the existing structures (even with the Fourier based Imaging) when complex structures are embedded within the range gate. Moreover, the problem of layer replicas inherent to the phase ambiguity in adjacent gates is avoided with the FII technique whatever the processing method may be.

During the last sequence of the FII experiment, we found more complex echoing structures than a single apparent layer as already found with the same processing methods by Luce et al. (1999b). Whatever the origin of these structures may be, these results prove the high potentialities of the HR methods for studying the detailed structure of refractive index fluctuations and therefore turbulence within the lower atmosphere. In this paper, a tentative interpretation of these structures has been proposed since we found indications from the measurements in Doppler mode which support the hypothesis of KH billows. : 1) the complex structures which look like cat's eye structures are embedded within the core of a wind shear 2) the wind shear slightly de-

cay during the occurrence of these structures 3) they are associated to isotropic echoes which is characteristic of the isotropic scattering by turbulent billows 4) they are also associated to intense and rapid fluctuations of vertical velocity. A more complete description of the phenomena would be needed for a complete interpretation of the structures seen by FII. Moreover, some new experiments will be needed with a better time resolution, more adapted to the studies of atmospheric structures like KH instabilities. It is also expected that a more suitable radar equipment permitting to perform truly FII experiments by transmitting all the frequencies pulse to pulse could lead to a better description of the observed phenomena.

References

- P. B. Chilson, A. Muschinski, G. Schmidt, 1997, First observations of KH billows in an upper jet stream using VHF frequency domain interferometry, *Radio Science*, 32, 1149-1160.
- S. J. Franke, 1990, Pulse compression and frequency domain interferometry with a frequency-hopped MST radar, *Radio Science*, 25, 565-574.
- J. Klostermeyer, and R. Ruster, 1980, Radar observations and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability, *Journal of Geophysical Research*, 85, 2841-2846.
- H. Luce, M. Crochet, C. Hanuise, M. Yamamoto, and S. Fukao, 1999a, On the interpretation of the layered structures detected by MST radars in dual Frequency Domain Interferometry (FDI) mode, *Radio Science*, 34, 1077-1083.
- H. Luce, M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal and M. Crochet, 1999b, A Frequency radar Interferometric Imaging applied with High Resolution Methods, *Journal of Atmospheric, Solar and Terrestrial Physics*, in revision.

RASSの周波数偏移機構に関する解析

郵政省通信総合研究所 増田悦久、足立樹泰、
京大超高層電波研究センター 津田敏隆

1 はじめに

RASS (Radio Acoustic Sounding System) は、レーダを用いて音波が生成する有限長反射体をターゲットに、その位相速度を測定し仮気温高度分布をリモート観測する装置である。しかし、そのパルス音波とレーダ波が交わり作る有限長散乱体積からのレーダ反射波の周波数偏移量が必ずしも音速に比例しないことが実証されている。

この報告は、温度一定の無風、密度一定の大気モデルの下で、モノスタティック・パルス・レーダと単一周波数パルス音波から成る RASS を用いて、反射波周波数が音速に無関係な音波周波数偏移する仕組みについて解析する。

解析の結果、第一に、無限小散乱体積 ($\Delta R_s \leq \lambda_s, \lambda_e$) による受信反射波は、乗積変調波として検出される。また、有限長散乱体積 ($\Delta R_s \geq \lambda_s, \lambda_e$) による反射波は、周波数変調波として検出される。第二に、有限長散乱体積は、レーダ波を搬送波入力、音波を変調波入力とした乗積変調器と、その出力である乗積変調波を周波数変調波に変換し出力する減算器で構成された周波数変調等価回路として動作する。第三に、散乱体積が音速伝搬する場合は、等価回路の変調波入力周波数が $\omega_s = 0$ となり、散乱体積は、単なる反射体として動作する。一方、散乱体積が一定高度に留まる場合は、等価回路の変調波入力周波数が ω_s となり、散乱体積は、音波周波数成分の周波数変調機構として動作する。従って、受信反射波の周波数は、音速に関係しない音波周波数成分を含む。

散乱体積が音速にて伝搬しない場合でもブラッグ条件の下では、反射波周波数が、音速に比例したドップラ周波数偏移した周波数に等しい。

2 RASSの原理

RASS は、大気を音速伝搬する音波が生成する屈折率乱れをターゲットにし、レーダ反射波の周波数が音速に依存した周波数偏移を受ける事を利用して音速を測定し音波が伝搬する高度の仮気温を測定する装置である。周波数偏移量 f_d と音速 C_s との以下の関係式を使い音速を換算する。

$$f_d = \frac{2C_s}{\lambda_e} \quad (1)$$

但し、 λ_e はレーダ波の波長である。測定した音速 $C_s(r)$ を次の関係式 (2) に代入し、気温高度分布を算出する。

$$C_a(r) = K_d \sqrt{T(r)} \quad (2)$$

K_d は、乾燥大気の分子量等に関する定数である。

3 大気屈折率のステップ状変化と電波反射

図1に示す様に屈折率がステップ状に Δn 増分する屈折率境界に垂直に入射する入射波電界と反射波電界の振幅の関係は、フレネルの公式より次式で与えられる。

$$E_r = \frac{n_i - n_r}{n_i + n_r} E_i \simeq \frac{\Delta n(r_0)}{2} E_i \quad \text{但し、} |\Delta n| \ll 1 \quad (3)$$

E_i : 入射波, E_s : 反射波, C_e : 真空中の速度

$n_i = C_e/v_i$ 入射側屈折率, $n_r = C_e/v_r$ 透過側屈折率

入射波と反射波とは、以下の関係にある。

1. 屈折率増分 Δn の大きさに比例した振幅の反射波を生ずる。
2. 屈折率増分 Δn の振幅符号に応じ、位相反転した反射波を生ずる。

振幅の正負の反転は、光学的に疎から密への媒質の変化では、屈折率が $n_i < n_r$ の関係から Δn が負の値をとる為である。

4 パルス音波と電波反射

パルス音波が生成する反射率波動によるパルスレーダ波の反射について解析する。音波と電波アンテナは、同一地点に配置し、両アンテナ・ビームの指向性は、天頂にとる。音波及び電波の送信信号によりアンテナから発射された波動は、平面波として扱う。また、音波が生成する反射率波動に入射したレーダ波は、各高度で一回反射する事を仮定する。

4.1 パルス音波と反射率波動

乾燥大気での屈折率の近似式を使い、大気圧増分と屈折率増分の関係式、及び音波 P_s が生成する反射率波動は、次式として求まる。

$$\Delta n = 55.4 \times 10^{-6} \frac{\Delta P}{T} \quad (4)$$

$$R(r, t) = \frac{55.4 \times 10^{-6}}{2T} \frac{dP_s}{dr} = R_0 \sin[\omega_s(t + t_0 - r/C_s)] \quad (5)$$

$$\text{但し } P_s = -P_0 \cos[\omega_s(t + t_0 - r/C_s)] \quad (6)$$

$$P_0 = \begin{cases} P_0 & -t_0 + r/C_s \leq t < -t_0 + \tau_s + r/C_s \\ 0 & -t_0 + r/C_s > t, -t_0 + \tau_s + r/C_s \leq t \end{cases}$$

r は、音波の伝搬高度であり、 r/C_s は音波の遅延時間である。

4.2 反射率波動とパルスレーダ波の反射

アンテナから発射するパルスレーダ波は、次式で表す。

$$E_i = \sum_{n=0}^{N-1} E_0 \sin[\omega_e(t - r/C_e)] \quad (7)$$

$$E_0 = \begin{cases} E_0 & nT + r/C_e \leq t < nT + r/C_e + \tau \\ 0 & t < nT + r/C_e, nT + r/C_e + \tau \leq t \end{cases}$$

RASS の体積散乱式の誘導 図1 を使い散乱体積が生成する反射式を誘導する。図1は、 r_0 を起

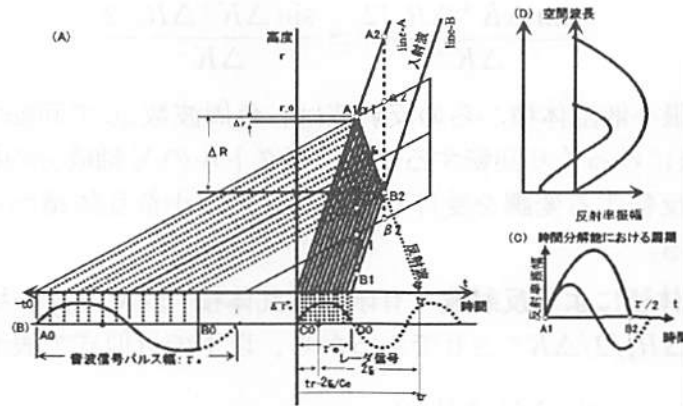


図1: 散乱体積とパルスレーダ波の反射

点に時間圧縮した受信反射波を生成する時空間過程を示しており、図1(D)は、受信反射波に寄与する $\tau/2$ 時間内のパルス音波と入射波の振幅と位相の時間変化を示している。時刻 t_r に受信される反射波振幅は、時間 $\tau/2$ に沿って発生した反射波振幅の和として与えられる。レーダ距離分解能 ΔR に沿って入射したパルス音波とパルス入射波時系列の位相情報がサンプリングにより失われない程度に散乱体積長を微小距離 δr 長 ($\ll \lambda_e, \lambda_s$ を仮定) の M 個の小区間に分ける。その区間高度をそれぞれ $r_{m=0} > r_1 > \dots > r_{M-1}$ に取る。微小距離 δr は、レーダ送信信号の微小等時間間隔を $\delta\tau = \tau/M$ とすると、 $\delta r = C_e \delta\tau/2$ の関係にある。また、パルス音波の微小距離 δr に対応するパルス音波信号の微小等時間間隔は、 $\delta\tau_s = (C_e/C_s + 1)\tau/2/M$ で与えられ、従って、微小距離は、 $\delta r = \Delta R/M + C_s\tau/2/M$ となる。

図1の散乱体積長内の m 番目の微小距離 δr からの反射波を $\Delta E_r(r_m, t_r)$ とした場合、図のライン上 $A_1 - B_2$ の M 区間からの合成反射波は、次式で表せる。

$$E_r(t_r) = \sum_{m=0}^{M-1} E_0 \sin(\omega_e t_r - 2k_e r_m) R_0 \sin(\omega_s t_r - K_s r_m + \phi) \delta r \quad (8)$$

$$\text{但し、} \quad r_m = r_0 - m\delta r,$$

式(8)の分割数 M を大きく取り δr を0に収束させることにより、以下の積分を得る。

$$E_r(t_r) = \int_{r_b}^{r_t} R_0 \sin(\omega_a t_r - K_s r + \phi) E_0 \sin(\omega_e t_r - 2k_e r) dr \quad (9)$$

$$\begin{aligned} &= R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K^- \Delta R_s / 2}{\Delta K^-} [\cos(\omega_a t - K_s r_c + \phi) \sin(\omega_e t - 2k_e r_c) \\ &\quad - \sin(\omega_a t - K_s r_c + \phi) \cos(\omega_e t - 2k_e r_c)] \\ &\quad - R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K^+ \Delta R_s / 2}{\Delta K^+} [\cos(\omega_a t - K_s r_c + \phi) \sin(\omega_e t - 2k_e r_c) \\ &\quad + \sin(\omega_a t - K_s r_c + \phi) \cos(\omega_e t - 2k_e r_c)] \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \Delta K^+ &= 2k_e + K_s, & \Delta K^- &= 2k_e - K_s, & \phi &= \omega_a t_0 \\ r_c &= (r_t + r_b)/2, & \Delta R_s &= (r_t - r_b) \end{aligned} \quad (11)$$

r_c は、散乱体積の荷重平均高度である。

一定高度 r_c の無限小散乱体積による反射波 高度 r_c 一定の散乱体積を無限小 ($R_s \ll \lambda_e, \lambda_s$) に取った場合、(10) の右辺の振幅は

$$\frac{\sin \Delta K^+ \Delta R_s / 2}{\Delta K^+} \simeq \frac{\sin \Delta K^- \Delta R_s / 2}{\Delta K^-} \quad (12)$$

と成る。結果として、無限小散乱体積からの反射波は、角周波数 ω_e で回転する XY 座標上を音波角周波数 $\omega_s (\ll \omega_e)$ で正負にゆっくり回転する 2 組のベクトルの X 軸成分の振幅を持ち、音波半周期毎にレーダ波の振幅が反転する変調を受ける。即ち、無限小散乱体積からの反射波は、乗積変調波となる事を示している。

一定高度 r_c の有限長散乱体積による反射波 有限長散乱体積 ($\gg \lambda_e, \lambda_s$) の場合、式 (10) の波数和を含む振幅項が $\sin \Delta K^+ \Delta R_s / 2 / \Delta K^+ \simeq 0$ であるから、以下の近似式で表せる。

$$E_r(t_r) \simeq R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K_a \Delta R_s / 2}{\Delta K_a} [\sin(\omega_e t - 2k_e r_c) \cos(\omega_a t - K_s r_c + \phi) - \cos(\omega_e t - 2k_e r_c) \sin(\omega_a t - K_s r_c + \phi)] \quad (13)$$

無限小散乱体積における XY 座標上の波数和の振幅項が消去した結果、反射波は、搬送波周波数 ω_e と負の音波角周波数 ω_s との和で回転するベクトルの XY 座標を介した x 軸への投影となる。従って、式 (13) で表される反射波は、音波周波数偏移した周波数変調波である事を示している。

有限長散乱体積の等価回路 無限小散乱体積に入射し反射したレーダ波は、乗積変調波である事を考慮し、式 (13) を使い有限長散乱体積の周波数変調機構として動作する等価回路を図示する。有限長散乱体積は、レーダ波を搬送波入力、音波を変調波入力とした 2 組の乗積変調器と、それ

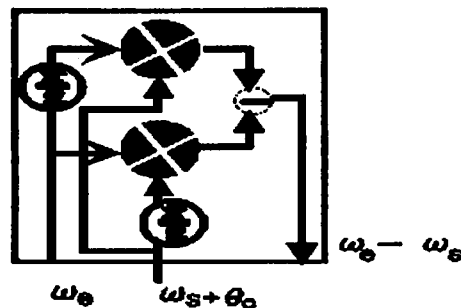


図 2: 散乱体積の周波数変調等価回路

ら乗積変調器からの 2 組の乗積変調出力信号を周波数変調信号に変換出力する減算器とで構成する回路として表せる。

4.3 等価回路の動作と反射波周波数

反射波の周波数偏移量は、レーダ距離分解能 ΔR とパルス音波長 L との相対的な長さとの位置関係により、散乱体積の高度 r_c が時間変化するために複雑に変化して見える。以下の 3 種類の条件における周波数変調等価回路の動作を考察する。(A): $L > \Delta R = \Delta R_s$ 、(B): $\Delta R \gg L = \Delta R_s$ 、(C): $L > \Delta R > \Delta R_s$ 。但し、レーダ波のパルス周期 T と、反射波が受信される時間 t_r とは、 $T > t_r$ の関係にある。レーダパルス周期 T 毎に作られた一定高度のレーダ距離分解能内の散乱体積からの反射波を時刻 $t_n = nT + t_r$ 毎にサンプルした反射波時系列について解析する。

(A): $L > \Delta R = \Delta R_s$. 散乱体積長がレーダ距離分解能に等しく、散乱体積を構成するパルス音波の位相が、パルスレーダ波の周期 T 毎に音速で伝搬して見える点に特徴がある。

解析 パルスレーダ波時系列に適用した反射波は、次の積分式として与えられる。

$$\begin{aligned}
 E_r(t_n) &= \sum_{n=0}^{N-1} \int_{r_0-\Delta R}^{r_0} R_0 \sin(\omega_a t_r - K_s r + \phi) E_0 \sin(\omega_e t_r - 2k_e r) dr \\
 &= R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K_a \Delta R / 2}{\Delta K^-} \sum_{n=0}^{N-1} [\sin(\omega_e t_n - 2k_e R_c) \cos(\omega_a t_n - K_s R_c + \phi) \\
 &\quad - \cos(\omega_e t_n - 2k_e R_c) \sin(\omega_a t_n - K_s R_c + \phi)] \tag{14}
 \end{aligned}$$

$$\text{但し } r_c = \frac{r_0 + (r_0 - \Delta R)}{2} = r_0 - \frac{\Delta R}{2} = R_c \tag{15}$$

$$\Delta R_s = r_0 - (r_0 - \Delta R) = \Delta R \tag{16}$$

反射波は、レーダ反射波の直交成分を表示する xy 座標系に対して、同一原点を持ち位相角 $\omega_e t_n - 2k_e R_c$ と音波の負の位相角 $-(\omega_a t_n - K_s R_c + \phi)$ で回転するベクトルの XY 座標を介した x 軸上の射影として与えられる。

等価回路と動作 図3に示す様にレーダレンジゲートでサンプルされた一定高度の散乱体積は、周波数 f_e のレーダ波を搬送波入力とし、周波数 f_s の音波を変調信号として受信する。図2の等価

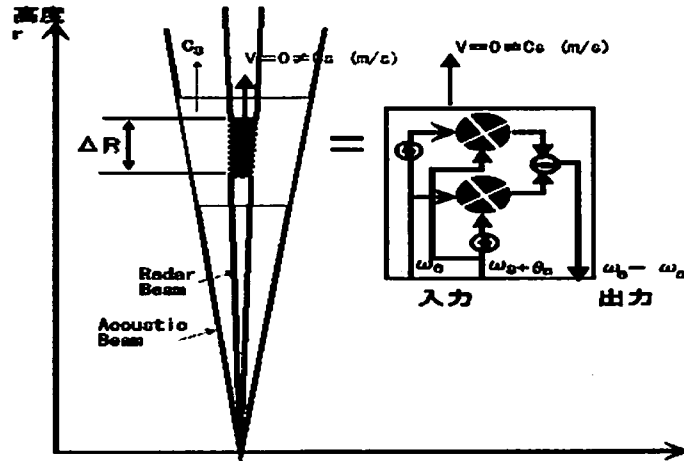


図3: 一定高度の散乱体積の周波数変調等価回路 (A)

回路で解析した様に、図3の散乱体積は、音波周波数偏移した周波数変調波を出力する。従って、受信反射波は、レーダ波周波数が音波周波数偏移した時系列として受信される。即ち、反射波は、搬送波周波数が音波周波数だけオフセットした周波数変調波として受信される。

(B): $\Delta R \gg L = \Delta R_s$. 散乱体積が音速で伝搬する事から、散乱体積から見たパルス音波の位相は、変化しない点に特徴がある。

解析 パルスレーダ波時系列に対応した反射波は、以下の積分を実行する事で求まる。

$$\begin{aligned}
 E_r(t_n) &= \sum_{n=0}^{N-1} \int_{r_0-\Delta R+C_a n T}^{r_0-\Delta R+L+C_a n T} R_0 \sin(\omega_a t_r - K_s r + \phi) E_0 \sin(\omega_e t_r - 2k_e r) dr \\
 &= R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K^- L / 2}{\Delta K^-} \sum_{n=0}^{N-1} [\sin((\omega_e - 2k_e C_a) t_n - 2k_e R_c) \cos(-K_s R_c + \phi) \\
 &\quad - \cos((\omega_e - 2k_e C_a) t_n - 2k_e R_c) \sin(-K_s R_c + \phi)]
 \end{aligned}$$

$$- \cos((\omega_e - 2k_e C_a)t_n - 2k_e R_c) \sin(-K_s R_c + \phi)] \quad (17)$$

$$\text{但し } r_c = \frac{r_0 - \Delta R + L + C_a n T + (r_0 - \Delta R + C_a n T)}{2} = C_a t_n + R_c \quad (18)$$

$$\Delta R_s = r_0 - \Delta R + L + C_a n T - (r_0 - \Delta R + C_a n T) = L \quad (19)$$

反射波は、レーダ反射波の直交成分を表示する xy 座標系に対して、同一原点を持ち位相角 $(\omega_e - 2k_e C_a)t_n - 2k_e R_c$ と音波の固定位相角 $-K_s R_c + \phi$ の和で回転するベクトルの XY 座標を介した x 軸上の射影として与えられる。

等価回路と動作 図4に示す様にレーダレンジゲートでサンプルされた音速伝搬する散乱体積は、周波数 $f_e - 2k_e C_s/2$ のレーダ波を搬送波入力とし、周波数 $f_s = 0$ の音波を変調信号として入力する。図4の散乱体積は、周波数 $\omega_e - 2k_e C_s/2$ の周波数変調波を再出力する。しかし、散乱体

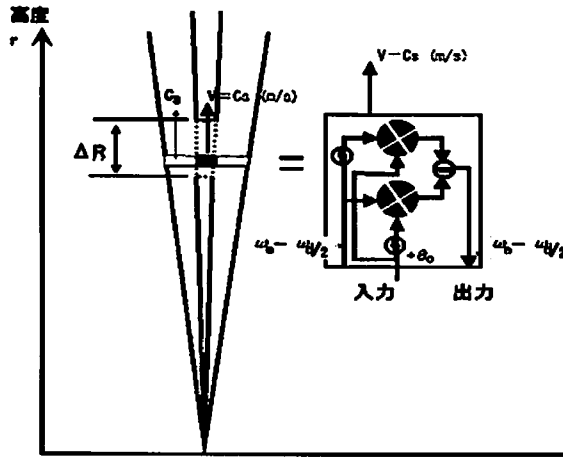


図4: 音速伝搬する散乱体積の周波数変調等価回路 (B)

積は、受信点に対して音速で伝搬している事から受信反射波は、更に $-2k_e C_s/2$ だけ周波数偏移 $\omega_e - 2k_e C_s$ した時系列として受信される。即ち、反射波は、搬送波周波数が単にドップラ周波数だけオフセットした周波数変調波とすて受信される。

(C): $L > \Delta r > \Delta R_s$ 散乱体積の平均高度 r_c がレーダパルス周期毎に音速の半分速度で時間変化して見える事と、その散乱体積からみたパルス音波の位相は、パルスレーダ波の周期 T 毎に音速の半分で伝搬して見える点に特徴がある。

解析 レーダ距離分解能の上限を反射率波動が通過中の、パルスレーダ波時系列に適用した反射波について解析する。

$$\begin{aligned} E_r(t_n) &= \sum_{n=0}^{N-1} \int_{r_0-L+C_a n T}^{r_0} R_0 \sin(\omega_a t_r - K_s r + \phi) E_0 \sin(\omega_e t_r - 2k_e r) dr \\ &\simeq R_0 E_0 \frac{\sin \Delta K^- (L - C_a (t_n - t_r)) / 2}{\Delta K^-} \sum_{n=0}^{N-1} \\ &\quad \left[\sin \left(\left(\omega_e - 2k_e \frac{C_a}{2} \right) t_n - 2k_e R_c \right) \cos \left(\left(\omega_a - K_s \frac{C_a}{2} \right) t_n - K_s R_c + \phi \right) \right. \\ &\quad \left. - \cos \left(\left(\omega_e - 2k_e \frac{C_a}{2} \right) t_n - 2k_e R_c \right) \sin \left(\left(\omega_a - K_s \frac{C_a}{2} \right) t_n - K_s R_c + \phi \right) \right] \quad (20) \end{aligned}$$

$$\text{但し、 } r_c = \frac{r_0 + r_0 - L + C_a n T}{2} = \frac{C_a}{2} t_n + R_c \quad (21)$$

$$\Delta R_s = r_0 - (r_0 - L + C_a n T) = L - C_a n T = L - C_a (t_n - t_r) \quad (22)$$

反射波は、レーダ反射波の直交成分を表示する xy 座標系に対して、同一原点を持ち位相角 $(\omega_e - 2k_e C_s/4)t_n - 2k_e R_c$ と音波の負の位相角 $-[(\omega_s - K_s \frac{C_a}{2})t_n - K_s R_c + \phi]$ の和で回転するベクトルの XY 座標を介した x 軸上の射影として与えられる。

等価回路と動作 図5に示す様にレーダレンジゲートでサンプルされた音速の半分で伝搬する散乱体積は、ドップラ周波数偏移した $\omega_e - 2k_e C_s/4$ のレーダ波を搬送波とし、周波数 $\omega_s/2$ の音波を変調信号として受信する。図5の散乱体積は、散乱体積の移動速度に比例したドップラ周波数に

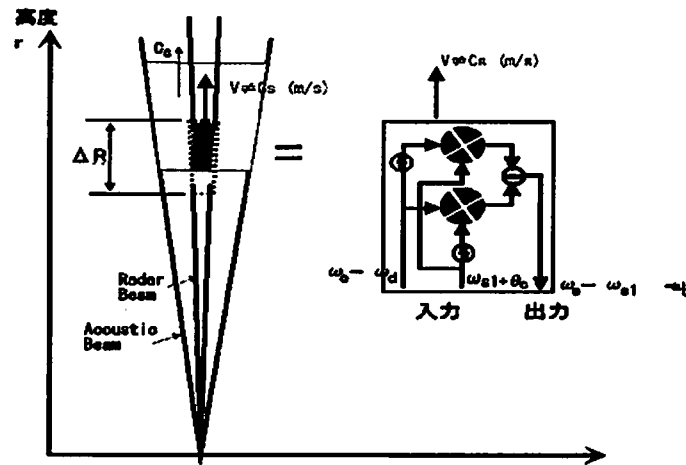


図 5: 音速外で伝搬する散乱体積の周波数変調等価回路 (C)

半分の音波周波数を加えた和の周波数偏移をした周波数変調波を出力する。しかし、散乱体積は、受信点に対して2分の1の音速で伝搬している事から受信反射波は、更に $-2k_e C_s/4$ だけ周波数偏移した時系列として受信される。即ち、反射波、音速の2分の1に比例したドップラ周波数偏移に加え、音速の2分の1に比例した負の音波周波数偏移した周波数変調波である。

5 まとめ

大気圧、及び気温一定、無風、乱流の無い大気モデルの下で、モノスタテックパルス・ドップラ・レーダ波と単一周波数パルス音波を用いた RASS の周波数偏移機構について解析した。

結果は、第一に、無限小散乱体積 ($\leq \lambda_e, \lambda_s$) は、乗積変調機構として作用する。

第二に、有限長散乱体積は、散乱体積が受信するレーダ波と音波を搬送波入力、及び変調波入力とする2組の乗積変調器と、その2組の乗積変調出力信号を入力とし周波数変調波に変換出力する減算器で構成された周波数変調機構として作用する。

第三に、周波数変調機構を有する散乱体積からの受信反射波周波数は、散乱体積が (A) : 一定高度に留まる場合は、音波周波数偏移した周波数、(B) : 音速にて伝播する場合は、ドップラ周波数偏移した周波数、(C) : 音速以外の速度で伝搬する場合は、その速度に比例したドップラ周波数偏移と散乱体積から見た音波周波数成分の周波数偏移との和の周波数偏移した周波数に等しい。

音波周波数偏移は、反射体積が単なる反射体として作用するだけでなく、音波を変調波入力とする乗積変調器を含む周波数変調機構として動作するためである。

YAG レーザをベースとした Na ライダー

Sodium Lidar Based on a Single Nd:YAG Laser

野村彰夫, 久保市 豪, 原 裕樹, 川原琢也, 北原 司, 小林史利, 斉藤保典
A. Nomura, G. Kuboichi, H. Hara, T. D. Kawahara, T. Kitahara, F. Kobayashi, Y. Saito
信州大学工学部
Faculty of Engineering, Shinshu University

1. はじめに

中間圏 Na 原子層のライダー観測は、共鳴散乱 (D_2 共鳴線 589nm) を利用して古くから行われてきた¹⁾。これはローダミン 6G を使った液体色素レーザーが D_2 共鳴線付近で高効率で発振することに起因しており、現在でも色素レーザーをベースとした高分解能ライダー送信系に使われている²⁾。しかし装置が複雑で信頼性、メンテナンス等において大変であるとともに将来におけるスペースからの観測には用いることは難しいことから送信レーザーの全固体素子化が望まれている。最近の固体レーザー結晶、波長変換素子としての非線形結晶や OPO による波長変換技術の発展は目覚ましく、紫外から赤外までのほぼ全波長域にわたるレーザー光の発振が可能となっている。しかし、発振効率の点から言うと NaD_2 線付近の波長がちょうど谷間となっており、シンプルなレーザー送信システムが得にくい状況となっている。1989年に Jeys らが2台の Nd:YAG レーザから 1064nm と 1319nm をそれぞれから発振させ、非線形結晶で和周波をとることにより NaD_2 線に同調したレーザー光を得ることに成功し、Na 原子層からの共鳴散乱によるエコー信号を観測した³⁾。これは、まだフラッシュランプ励起ではあるが全固体素子化の可能性を示した画期的な実験であった。我々は、2台のシーダ付き Nd:YAG レーザと和周波混合によりドップラー広がりによる Na 温度観測可能なライダーを開発し、現在南極の昭和基地に設置して 1999-2001 年の3年間に渡って極域中間圏 Na 原子層観測を進めている⁴⁾。

我々は更にシンプルな Na ライダー用レーザー送信系の開発を目指して、1台の Nd:YAG レーザをベースとしたシステムの構築 (Fig.1) を行ってきた。本報告では、送信システムと信楽観測所において得られた観測結果を紹介する。

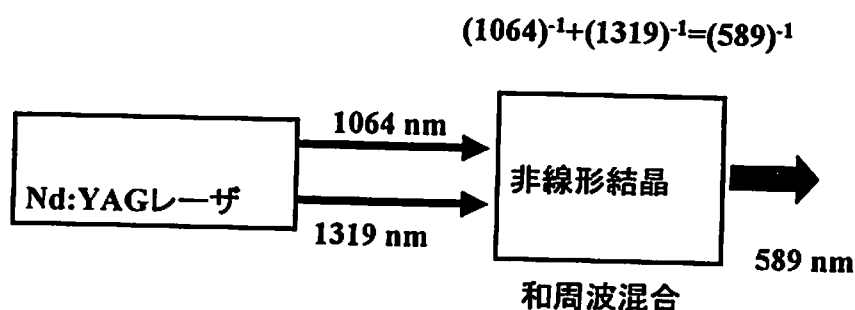


Fig.1, 1台の Nd:YAG レーザを用いた NaD_2 共鳴波長 (589nm) 発振の基本原理

2. システム構成と発振特性

具体的な送信系のシステム構成を Fig.2 に示す. 2 台のフラッシュランプ励起レーザーヘッドが基本構成となっている. 右側のヘッド(rod1)は 1064nm と 1319nm を同時に発振させている. ただし, 相互干渉をさけるためそれぞれの偏光面は直交させている. 1064nm は発振効率が高いのでこのヘッドのみで共振器を構成(点線)し, 1319nm は出力をあげるため左側にもう 1 台のヘッド(rod2)を挿入し, タンDEM構造の共振器を構成している. 2 波長の分離および偏光面の分離は, それぞれ 2 枚のダイクロイックミラーとポーラライザーによって行っている. 1319nm のレーザー光は, 1/2 波長板により 1064nm の発振光と偏光面をそろえてダイクロイックミラーにより光路をそろえ非線形結晶に入れて和周波混合を行っている. また, 2 波長の発振タイミングをそろえるため built-up time の速い 1064nm 側の Q スイッチ

トリガ回路に delay 回路を入れてある. 波長の狭帯域化素子としては, エタロンを用いている. 1319nm 共振器内に 1 枚のエタロン(厚さ: 2mm, FSR: 302pm, 反射率: 65%, フィネス: 7.2)を, 1064nm 共振器には 2 枚のエタロン(厚さ: 0.5mm, FSR: 780pm, 反射率: 40%, フィネス: 3.3, 厚さ: 5mm, FSR: 78pm, 反射率: 69%, フィネス: 8.4)を挿入している.

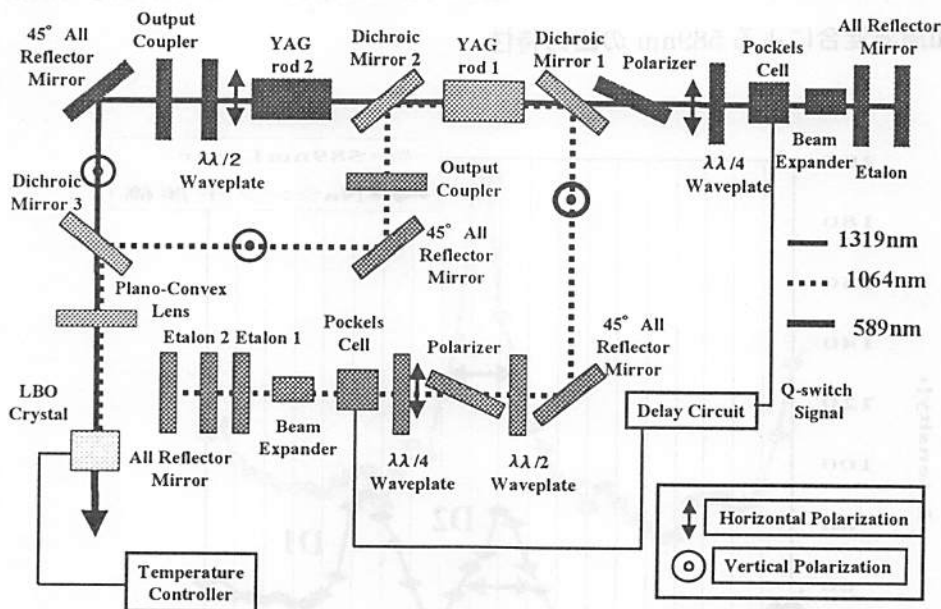


Fig.2. 1 台の Nd:YAG レーザをベースとした送信システム構成

1319nm の Q スイッチのタイミングを固定し, 1064nm の Q スイッチのタイミングを変化させた時のそれぞれの 2 波長の出力特性(左側目盛)と和周波混合によって得られた 589nm 出力特性(右側目盛)を測定した結果を Fig.3 に示す. 1064nm の Q スイッチタイミングを遅らせていくと出力が低下する一方, 1319nm の出力は増加の傾向を示す. そして 589nm の出力は, 両 Q スイッチが一致する付近で最大の出力(5.4mJ)が得られている. 和周波の変換効率として 11%が得られている(今までの変換効率としては, 20%近い値が得られているので, 今回のデータでは, まだ最適なアラインメントができていない). またスペクトル特性として厚さ 2mm のエタロン(FSR: 60pm, 反射率: 96.3%, フィネス: 83)で得られた干渉リングから求めた結果を Fig.4 に示す. 同図には参照信号として用い

ているナトリウムランプの干渉リングから求めた結果も示してある。589nm のスペクトル幅として約 3pm の半値幅が得られ、仕様通りの特性が得られている。

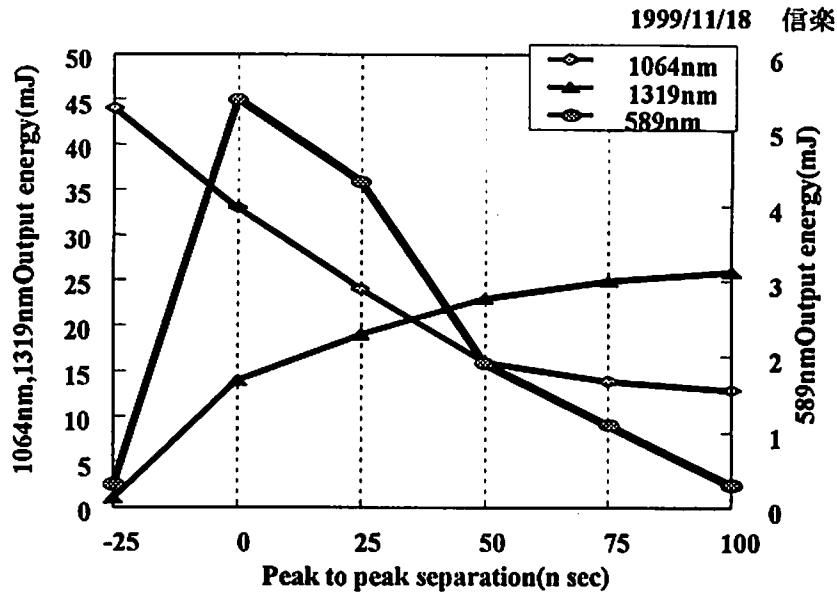


Fig.3. 1064nm 共振器の Q スイッチタイミングを変化させた場合の 1064nm 及び 1319nm の発振特性と和周波混合による 589nm の出力特性

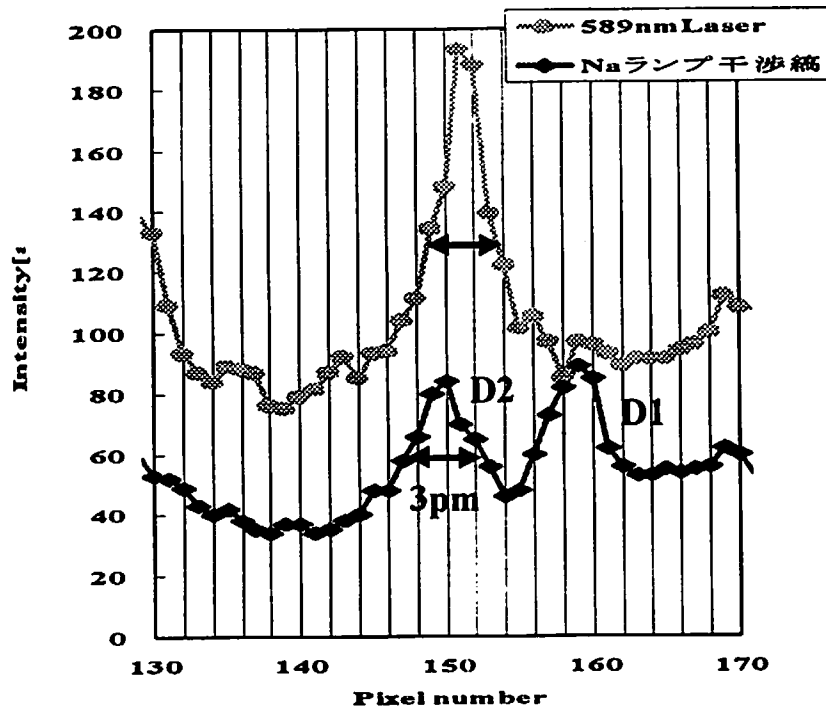


Fig.4. ファブリーペローエタロン（厚さ：2mm、反射率：96.3%、フィネス：83）によって得られた干渉リングから求めた和周波混合による発振スペクトル（upper）とナトリウムランプ光のスペクトル（lower）

3. 観測結果

上記レーザー送信システムを用いて、1999年11月6—19日の期間、信楽にある京大 MU レーダー観測所において「獅子座」流星群観測キャンペーンの一貫としてライダー観測を実施した。受信系には、直径 35cm の Schmitt-Cassegrain 型望遠鏡を用い、光子計数法による観測を行った。流星群のピークとなる 17 日夜間は、あいにく曇りで観測はできなかったが、翌日の 18 日夜間には長時間の観測に成功した。また、11 日と 13 日の夜間にも観測データを得ることができた。観測は、1200 ショットの積算値（時間分解能 2 分、高度分解能 192m）を基本データとした。18 日夜間に得られた Na 原子層高度プロファイルの夜間変化の結果を Fig.6 に示す。この結果は、時間方向に 10 分、高度方向に 2km の移動平均を取ったものである。夜半にピークがエンハンスされること、下方に移動（波動は上方に伝搬）していき様子がうかがえる。このような傾向は、ほぼ毎晩観測されることから、長周期の大気波動（12 時間あるいは 24 時間周期の潮汐波）活動を思われる。

12 月にもライダー観測を実施し、1 晩の観測データが得られた。また 1 月 10-14 日の PSMOS キャンペーン期間中もライダー観測を予定し、今後は、毎月ライダー観測キャンペーン期間を 1 週間程度設定して定期的に観測を行う予定である。

99/11/18 京都大学MULレーダー観測所(信楽)

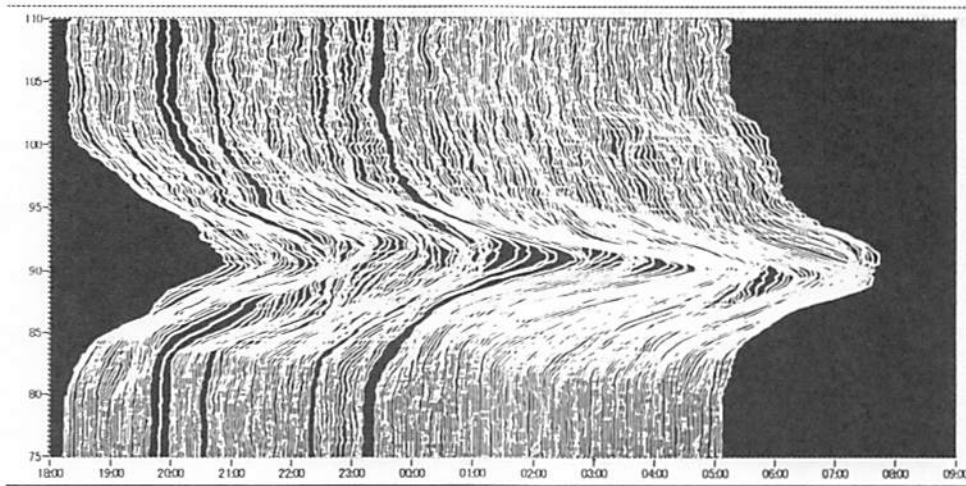


Fig.5. 1999年11月18-19日の夜間にライダー観測により得られた Na 原子層の高度プロファイルの時間変化。1200 ショットの積算値（時間分解能 2 分、高度分解能 192m）を時間方向に 10 分、高度方向に 2km の移動平均を取ったもの

4. まとめ

1 台の Nd:YAG レーザをベースとした中間圏 Na 原子層観測用のライダー送信系を構築し、実際の

フィールド観測から十分な SN 比で観測できることを実証できた。送信出力及び効率については、まだベストな調整ができていないので今しばらくの時間が必要であるが、基本的にはシンプルな構造の送信系が実現し、今後は全固体素子化に向けてさらに小型化、高効率化について検討を進める予定である。また現在の送信系を含む Na ライダー装置は、当分の間、倡案の観測所に設置しておき準定常的に観測を進め、MU レーダー、光学観測および都立大の Na ライダーとの共同観測を行っていく予定である。

文献

- 1) M. R. Bowman et.al., Atmospheric sodium measured by a tuned laser radar, Nature vol.221 (1969) 456.
- 2) R. E.Bills, C. S. Gardner and C. Y. She, Narrowband lidar technique for sodium temperature and doppler wind observations of the upper atmosphere, Optical Engineering, vol.30, no.1 (1991) 13-21.
- 3) T. H. Jeys et.al., Sum frequency generation of sodium resonance radiation, Applied Optics, vol.28, no.13 (1989) 2588-2591.
- 4) T. Kitahara et. al., Sodium temperature lidar system for measuring the Antarctic mesopause region at Syowa station in 1999, 2000 and 2001, SPIE vol. 3504 (1998) 275-282.

ウィンドプロファイラを用いた降雨粒径分布推定法

大野裕一(通信総合研究所)、
Christopher. R. Williams (CIRES, Univ. of Colorado)、
Kenneth. S. Gage (NOAA Aeronomy Laboratory)

1. はじめに

気象レーダによる降雨強度(R)の推定は通常レーダ反射強度(Z)を用いて行われているが、降雨粒径分布の違いによって、その関係式(Z-R関係)が異なり、降雨の推定誤差となる。これまでディストロメータ(降雨粒径測定器)などを使って、Z-R関係を測定する試みがなされてきたが、まだ十分とは言えない。本論では、UHF帯のウィンドプロファイラで得られる降雨エコーを使った降雨粒径分布の簡易推定法を示し、降雨強度およびZ-R関係の推定に応用する。さらに地上雨量計と推定量の比較した結果について報告する。

2. ウィンドプロファイラによる降雨粒径分布推定法の過去の研究

Atlas et al.(1973)は、鉛直に向けたドップラレーダを使って降雨強度や降雨粒径分布のパラメータを得る手法について論じたが、鉛直流による降雨落下速度の補正が必要なことを指摘している。Wakasugi et al.(1986)やSato et al.(1990)では鉛直流と雨の落下速度の両方を測定できるMULレーダの特徴を生かし、非線形最小二乗法を使ったパラメータフィッティングによる降雨粒径分布の解析法を示している。Gossard(1994)は、粒径分布モデルを仮定するパラメータフィッティングではなく、スペクトルのリトリーバル(逆変換)によって粒径分布を推定する方法を示した。

上記の方法は、計算が複雑であり、UHF帯ウィンドプロファイラのスペクトルのように降雨エコーと大気エコーが重なりあってしまう場合に安定したパラメータ推定できないという欠点がある。そこで本論文では、降雨エコーのピーク位置だけを使い、降雨粒径分布を求める簡易推定法を提案する。

3. 降雨ピーク位置による降雨強度推定法

Wakasugi et al.(1986)でも示されているように大気と降雨エコーの両方が含まれるスペクトルは

$$S(v) = S_t(v-w) + S_p(v-w) * S_o(v) + P_n$$

と一般に書ける。ここで S_t 、 S_p は大気のドップラスペクトル、雨の本来のドップラスペクトルを指し、 S_o は大気乱流による雨スペクトルのブロードニング効果を示す。 $*$ はコンボリューションの演算で、 w は大気鉛直流、 P_n は雑音である。Sato et al.(1990)では、スペクトルの形から非線形最小二乗法を用いて大気と降雨の両パラメータを同時に推定していたが、計算が複雑で収束するまで時間が掛かり、しかも偽の収束値に陥る危険もある。ここでは、鉛直流 w によるシフトのみを取り入れて、ブロードニングの効果 S_o を無視して降雨粒径分布の推定を行う。これはブロードニングの効果が、大気エコーが弱く、降雨エコーときちんと分離できないUHF帯プロファイラのスペクトルではこの項の推定誤差が大きな割には降雨強度などには重要でないという理由による。

また推定にあたり次の2つを仮定した。降雨粒径分布はガンマ分布、すなわち

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$$

を用いた。Dは雨粒の直径(mm)、N(D)は粒径分布で1立方メートルあたりの個数、No、 μ 、 Λ は降雨粒径分布のパラメータである。 μ は-2~10程度の値を持つパラメータであるが、ここでは μ を固定値 $\mu=3$ として計算した。これは μ パラメータが降雨強度やレーダ反射因子の推定に大きく効かないことによる。降雨落下速度と粒径の関係はGunn and Kinzer(1949)による経験式に大気密度による落下速度変化を加えた次式

$$v = \{-\alpha_1 + \alpha_2 \exp(-\alpha_3 D)\} (\rho_0 / \rho)^{0.4}$$

を用いた。ここでvは上向きを正とした雨の落下速度(m/s)、 $\alpha_1=9.65\text{m/s}$ 、 $\alpha_2=10.3\text{m/s}$ 、 $\alpha_3=0.6\text{mm}^{-1}$ 、 ρ_0 、 ρ は地表および測定した高さの大気密度である。以降 $\beta=(\rho_0/\rho)^{0.4}$ と書く。雨エコーのスペクトル $S_p(v)$ は

$$S_p(v) = C \cdot N(D) D^6 |dD/dv|$$

で表される。ここでCは送信出力やゲインなどから決まるレーダ固有の定数である。さて、鉛直に向けたウィンドプロファイラで観測されるドップラスペクトル上(図1)の降雨エコーのピーク的位置($S_p(v_{\text{peak}})$ 、 v_{peak})を計算すると $dS_p/dv=0$ から次のようになる。

$$v_{\text{peak}} = [-\alpha_1 + \alpha_2 \exp\{-\alpha_3(\mu+6)/(\Lambda-\alpha_3)\}] \beta + w$$

$$S_p(v_{\text{peak}}) = \frac{C N_0 [(\mu+6)/\{e \cdot (\Lambda-\alpha_3)\}]^{\mu+6}}{\alpha_2 \alpha_3 \beta}$$

上の2式より N_0 、 Λ が求まり、降雨粒径分布を決定できる。

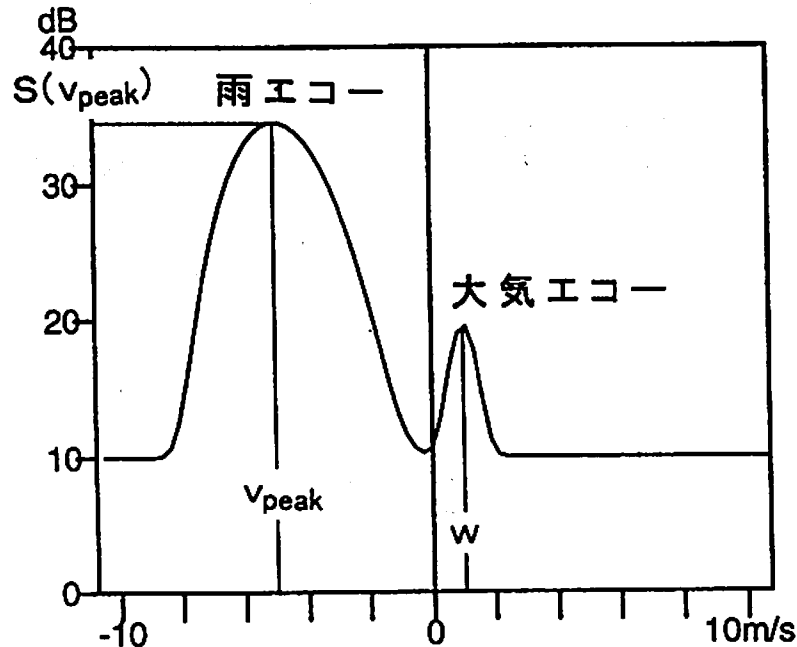


図1 ウィンドプロファイラで得られるドップラスペクトル

降雨強度 (R) およびレーダ反射強度 (Z) は N_0 , Λ から次のように計算できる。

$$R = 6\pi \times 10^{-4} N_0 \Gamma(\mu+4) \times \left\{ \alpha_1 / \Lambda^{\mu+4} - \alpha_2 / (\Lambda + \alpha_3)^{\mu+4} \right\}$$

$$Z = N_0 \Gamma(\mu+7) / \Lambda^{\mu+7}$$

ここで $\Gamma(x)$ はガンマ関数で x が整数の時に $(x-1)!$ となる。 $\mu = 3$ とすると $\Gamma(\mu+4) = 6! = 720$ で $\Gamma(\mu+7) = 9! = 362880$ である。

図2は雨エコーのピーク的位置から上記のように計算した降雨強度、反射強度の等値線図である。雨エコーのピーク的位置と大気鉛直風さえ分かれば、この図を用いて簡単に降雨強度とレーダ反射因子が推定できる。また、図から Z が同じでも降雨粒径分布の違いにより R がかなり違ってくることが分かる。

さて、いくつかの観測から雨エコーのピーク位置の分布が求まったならば、次には $Z-R$ の関係を知ることもできる。図3は Tokay and Short(1996) で示された二つの代表的な $Z-R$ 関係式 ($Z = aR^b$) を満たす点がどこに位置するかを示したものである。図を見て分かるように $Z-R$ 関係式を満たす点はほぼ直線上に位置しており、観測したピーク位置の分布図からどういった $Z-R$ 関係式になっているのかを知ることができる。

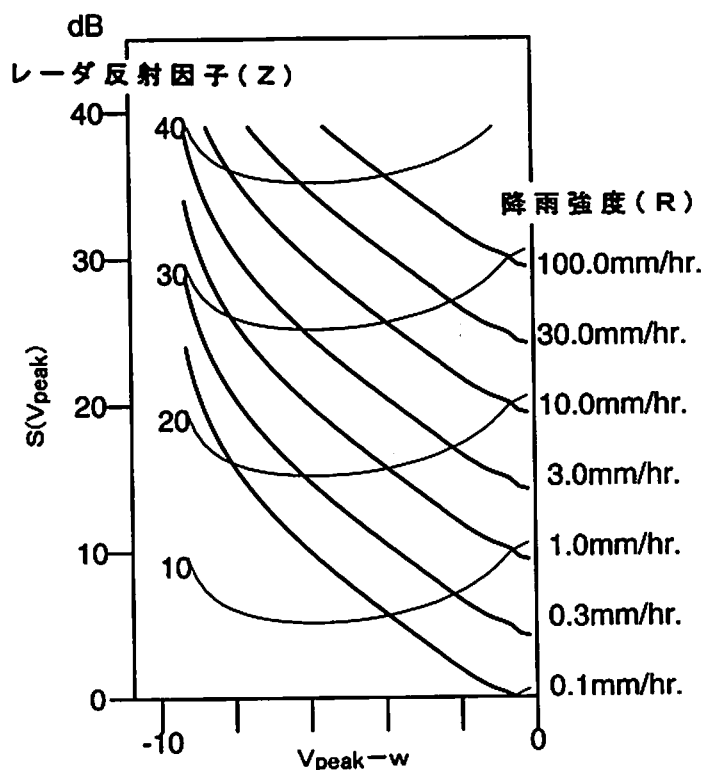


図2 雨のピーク的位置と降雨強度、レーダ反射因子との関係

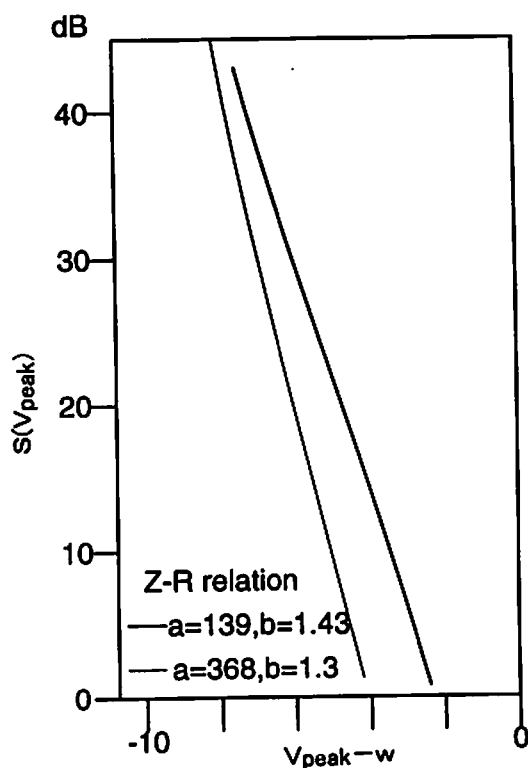


図3 雨のピーク的位置と $Z-R$ 関係

4. 地上雨量計との比較検証

雨エコーのピークを用いた降雨強度推定法の検証のために、インドネシア東部Biak島で運用されているNOAA915MHzウィンドプロファイラの1995年3月26日～4月24日の約1ヶ月間のデータから降雨強度を推定して、一緒に地上で測定されている雨量計のデータと比較した。ウィンドプロファイラの鉛直ビームの観測間隔は約3分で、一方、転倒ます式の地上雨量計データは5分間の平均を取って比較に用いた。この間、雨を観測したスペクトルデータは約500個取得された。ウィンドプロファイラのスペクトルは最低の測定レンジである488mを用いた。

図4は降雨エコーのピークの位置と推定される降雨強度の関係を示した図で、降雨強度の等値線と共に描いている。実際に測定された降雨ピーク的位置は円で示している。円の大きさは地上の雨量計の降雨強度に対応している。この図から、ばらつきはあるがウィンドプロファイラによる降雨推定が、雨量計による測定に概ね一致していることが見てとれる。ただし、30mm/hr以上の強雨については、飽和によりピークの高さが抑えられて雨量計のデータに比べて、プロファイラによる降雨強度が低めに見積もられているようである。

図5はプロファイラで推定された降雨強度と地上の雨量計データを時系列で比較したものである。強雨の部分を除き、概ねよい一致を示している。このように今回示した雨のピーク位置を用いた降雨強度の推定法が十分有効であることが確認された。

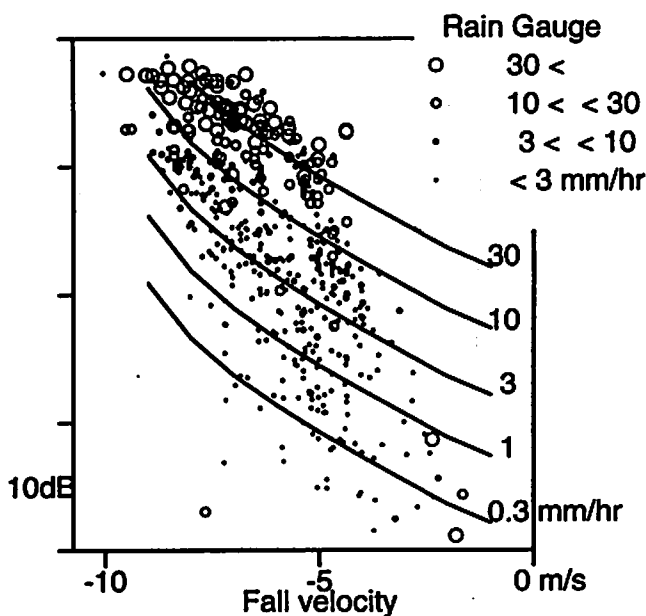


図4 プロファイラからの雨のピーク的位置による降雨強度推定と地上雨量計との比較

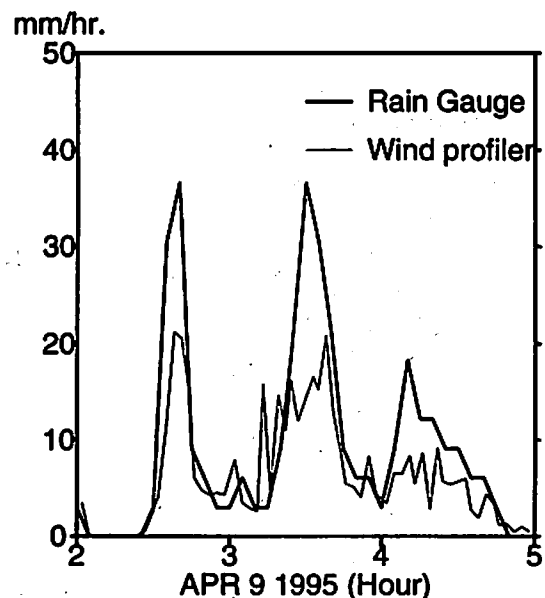


図5 時系列によるプロファイラと雨量計との比較

5. まとめ

ウィンドプロファイラのスペクトルを用いて、従来行われている最小二乗法のようなフィッティングによる方法でなくとも、簡単な仮定と雨のピーク的位置および鉛直風の情報から降雨粒径分布や降雨強度などの推定が十分に行えることが示された。ただし、降雨強度が強すぎると大気エコーが雨に隠されて鉛直風の補正ができなくなることや、雨エコーのピークが飽和に達してしまうことなどの問題点がある。今後、ディストロメータで測定された降雨粒径分布と比較したり、多量のデータを用いて推定精度を見積もったりしながら、Z-R関係の変化などについて考えていく予定である。

参考文献

1. D. Atlas, R. Srivastava and R. Sekhon : Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence, Rev. Geophys. Space Phys., Vol.11, pp. 1-35., 1973.
2. K. Wakasugi, A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao and S. Kato : A Direct Method for Deriving Drop-Size Distribution and Vertical Air Velocities from VHF Doppler Radar Spectra, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 3, pp. 623-639, 1986.
3. T. Sato, H. Doji, H. Iwai and I. Kimura : Computer Processing for Deriving Drop-size Distributions and vertical air velocities from VHF Doppler radar Spectra, Radio Sci., Vol.25, pp. 961-973, 1990.
4. E. E. Gossard : Measurement of Cloud Droplet Size Spectra by Doppler Radar, J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 11, pp. 712-726, 1994.
5. R. Gunn and G. D. Kinzer : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, J. Meteorol., Vol. 6, pp. 243-248, 1949.
6. A. Tokei and D. Short. : Evidence from Raindrop Spectra of the origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds, J. Appl. Meteor., Vol.35, pp. 355-371, 1996.

MUレーダーによる TRMM 地上較正法の開発

佐藤 亨 (京大・情報学)

P. Kishore (CRL)

1 はじめに

我々は TRMM 衛星に搭載された降雨レーダー (Precipitation Radar; 以下 PR と略す) のプロダクトの精度を評価する目的で、京都大学が開発した MU レーダーによる地上検証を進めている。MU レーダーは、鉛直流や大気乱流の効果を補正した正確な雨滴粒径分布の高度プロファイルが高い空間分解能で求められるという特性を持つ [1] ため、衛星搭載降雨レーダーの地上較正に有用と期待されている。

特に PR において問題とされるビーム内降雨不均一効果の影響を調べるため、PR フットプリントサイズを 19 本の MU レーダービームによりカバーする TRMM PR 地上較正用の観測モードを開発した [2]。さらに 1996 年 7 月 8 日には通信総合研究所の航空機搭載レーダー CAMPR との同時観測実験を行い、両レーダーの検証を行うと共に、これを TRMM PR との同時観測の疑似データとして、降雨空間不均一の効果のシミュレーションを行った [3]。

1998 年 4 月からは、TRMM 衛星通過時に MU レーダーによる定常的観測を開始し、1998 年には 10 例、1999 年にはさらに 6 例の同時観測に成功している。ここでは両者のエコー強度プロファイルを比較した結果について報告する。

2 MU レーダー観測

MU レーダーは全国共同利用施設であり、通常の観測はあらかじめ提出された利用申請に基づいて年 2 回利用スケジュールが決定される。TRMM 同時観測はこの手順に適合しないため、特別に基準を定め、これを満たす場合に割り込み観測を行うことが認められた。

現在の基準は、TRMM 衛星が信楽上空を通過する予測時間の 1 時間から 30 分前の 30 分間の平均降雨強度が 0.5mm/hr 以上であり、その時の地上気温が 12°C 以上である場合に、予測通過時刻の前後 10 分間 TRMM 地上較正モードの観測を行う、というものである。地上気温の条件は、MU レーダーの最低観測高度が 1.5km であるため、雨滴からのエコーを観測するためには、融解層高度がそれより高いことが必要であるという要請に基づく。

4 月から 11 月末までの 8 ヶ月間に、この条件を満たしたのは 16 回であった。ただし、このうちの 6 回は、観測の結果 MU レーダーで雨滴からのエコーが観測できなかった。従って、残る 10 回を解析の対象とした。表 1 に、これらの一覧を示す。表中の降雨強度は、信楽 MU 観測所内に設置された光学式降雨強度計による 1 分値の、通過前後 5 分間の変動範囲を示す。図 1 は、同時観測により MU レーダーで降雨が検出された 10 例の高度 2~3km における強度と、地上降雨強度を比較したものである。地上までの雨滴の平均落下時間を考慮して、地上降雨の時刻を 6 分ずらしてある。横軸は MU レーダー観測レコード数であり、1 レコードが 48.7 秒に当る。MU レーダーは絶対較正の手段を持たな

表 1: TRMM/MU 同時観測データ一覧

No.	Date	TRMM Apex (JST)	MU Observation (JST)	Rainfall Rate (mm/hr)	Data Status
1	23-APR-98	23:55:29	23:51:03-23:58:22	0.3-0.7	A
2	11-MAY-98	15:03:19	14:58:23-15:06:30	0.5-1.0	A
3	09-JUN-98	23:42:13	23:32:35-23:48:00	1.8-2.8	A
4	16-Jul-98	06:19:28	06:13:24-06:27:21	1.7-2.1	A
5	29-Jul-98	21:28:23	21:23:38-21:34:11	7.7-11.6	A
6	21-Sep-98	17:37:08	17:33:02-17:41:57	0.1-1.1	A
7	07-Oct-98	09:32:52	09:27:07-09:37:40	1.1-1.5	B
8	07-Oct-98	11:09:18	11:06:51-11:15:46	1.1-1.8	A
9	16-Oct-98	06:42:15	06:39:55-06:46:25	1.6-3.7	A
10	24-Oct-98	01:52:03	01:08:33-02:35:18	0.4-0.7	B

A: 解析済、B: TRMM データ待ち

いため、背景銀河雑音温度を用いた相対較正を行っており、比較的長期に安定した降雨が観測される場合を基準としてさらに地上降雨強度との比較により較正定数を定めている。今回用いた定数は、1996年のCAMPRとの同時観測時に得られたものと同一である。

3 TRMM PR との同時観測

現在までに NASDA より TRMM PR データが提供されているのは、この 10 例のうち 8 例であり、以下ではこれらについて比較を行う。図 2 は、TRMM PR と MU レーダーの観測範囲の例（6 月 9 日）を示す。TRMM PR のフットプリントは直径 4km、MU レーダーの個々のビームサイズは、高度 4km で 250m であり、19 本のビームが 4km の範囲に均一に配置されている。

図 3 は、両者の平均値が最もよい一致を示した 4 月 23 日の観測例における両レーダーによるエコー強度プロファイルと比較したものである。MU レーダーのエコー強度値（太実線）は、降雨と大気の高成分を含むエコーパワースペクトルから、非線形最小自乗フィッティングによる決定された降雨粒径分布を用い、雨滴成分のみを抽出してこれをエコー強度に再換算したものであり、19 ビーム平均である。太破線は、これとほぼ一致する位置を観測した PR のエコー強度プロファイルである。高度 3.3km で最も両者の差が大きく、2.5dB に及ぶが、平均値はほとんど一致している。しかし、細線で示した周辺 8 ビームでは最大 10dB に及ぶ空間変化が見られる。

図 4 は、両者の差が最も大きい観測例である 7 月 16 日の TRMM 衛星通過前後 3 レコードの MU レーダーエコー強度プロファイルの変化を示す。図より明らかなように、時間変化は非常に小さい。この図は同時に MU レーダー観測におけるランダム誤差が十分小さいことも示している。これに対して図 5 は、通過時刻の MU レーダーデータ（太実線）と、これを囲む PR の 4 ビームにおけるエコー強度プロファイル、ならびに MU

MU-RainGauge Rain Intensity Plot

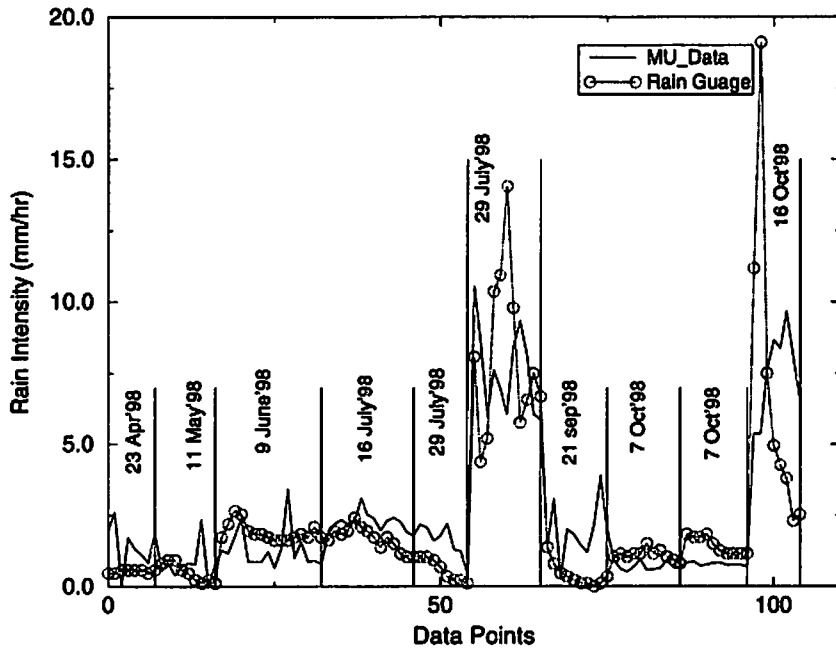


図 1: MUレーダー（折れ線）と地上降雨強度計（○印付き線）の比較。MUレーダーは高度 2~3km の 48.7 秒平均値、降雨強度計は 6 分遅らせた 1 分平均値である。

ビーム中心からの距離の逆数で重み付けした PR の平均プロファイル（太破線）を示す。この場合は、空間変化は比較的小さいにもかかわらず、平均プロファイルは特に低高度で一貫して MU より 4dB 程度低い値を示している。この原因についてはさらに検討の必要がある。

図 6は、これまでに比較を行った 8 例について高度 2~3km の平均値を比較したものである。PR においては減衰補正を行っていないが、得られた観測例がいずれも比較的弱い降雨条件であったため、減衰の影響は小さいと考えられる。破線は、勾配 1 を仮定した回帰直線であり、MU レーダーのエコー強度が TRMM PR のエコー強度より 1.04dB 高いオフセットを持つことがわかった。データ点数が少く、勾配に関する検証はできないが、特に仮定には問題がないと思われる。オフセットについても、比較的小さな誤差であり、ただちにどちらの測器に起因するかの判定は容易ではない。ただし、仮に MU レーダーに起因するものとする、上記のように絶対較正の手順に最も大きな不確定性があると考えられる。

MU レーダーの受信感度較正は、各時刻の S/N 比とその時刻の背景銀河雑音温度を用いて行っている。この場合、背景銀河雑音測定に用いた観測時の低仰角サイドローブレベルの総和が、観測時のものと異なれば、これが誤差の原因になると考えられる。これを補正するため、安定した層状性降雨が観測される期間に TRMM 地上較正モードで観測を行い、補正係数を定めている。今回の観測に用いたのは 1996 年に行われた観測により定められた係数であり、2 年間に多少の変動を生じていることは考えられる。ちなみ

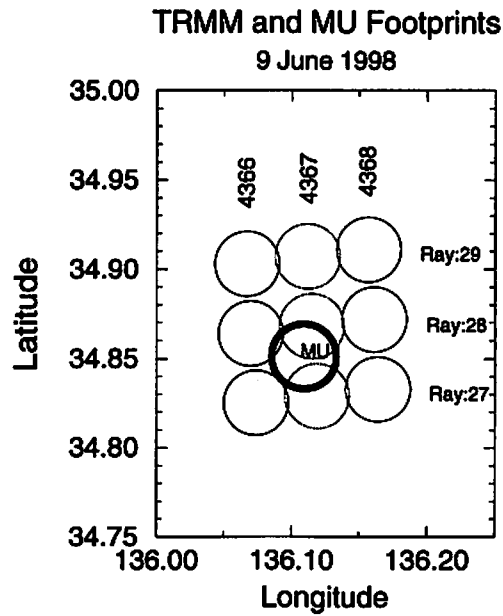


図 2: TRMM PR フットプリントと MU レーダービーム走査範囲の例 (1998 年 6 月 9 日)。

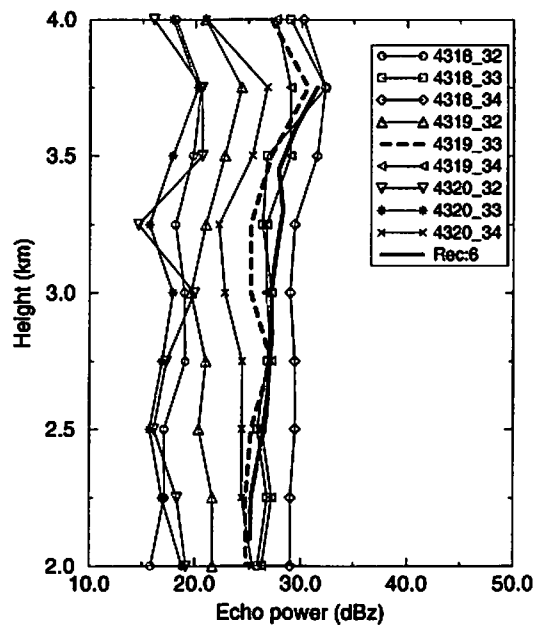


図 3: 1998 年 4 月 23 日の観測における信楽近傍の 9 ビームにおける PR のエコー強度プロフィールと MU レーダー観測から推定した 19 ビーム平均の強度プロフィール (太実線) の比較。太破線は、MU 観測とほぼ重複する領域の PR 観測を示す。

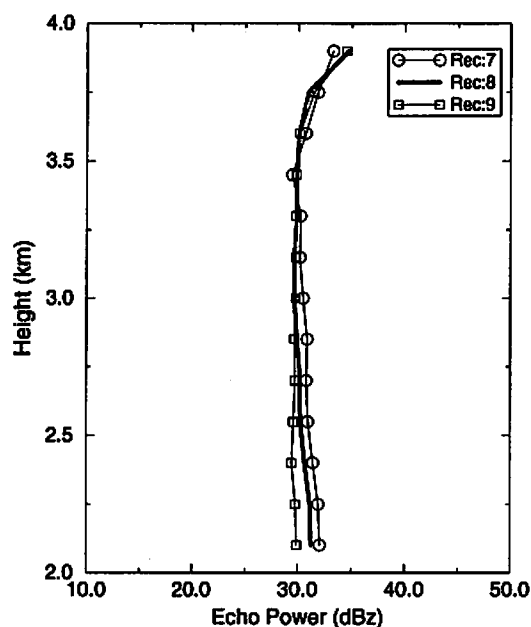


図 4: 1998 年 7 月 16 日の TRMM 衛星通過前後 3 レコードの MU レーダーエコー強度プロファイル。1 レコードは 48.7 秒間の平均である。

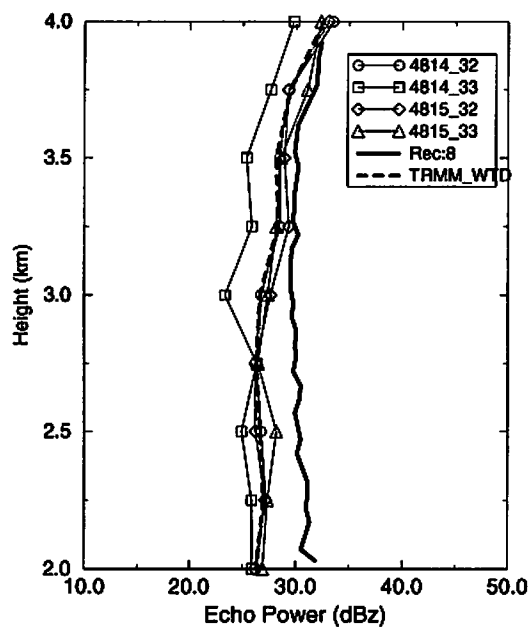


図 5: 1998 年 7 月 16 日の信楽最近傍の 4 ビームにおける PR エコー強度プロファイルと、それらの重み付き平均 (太破線)、および MU レーダー観測 (太実線) の比較。

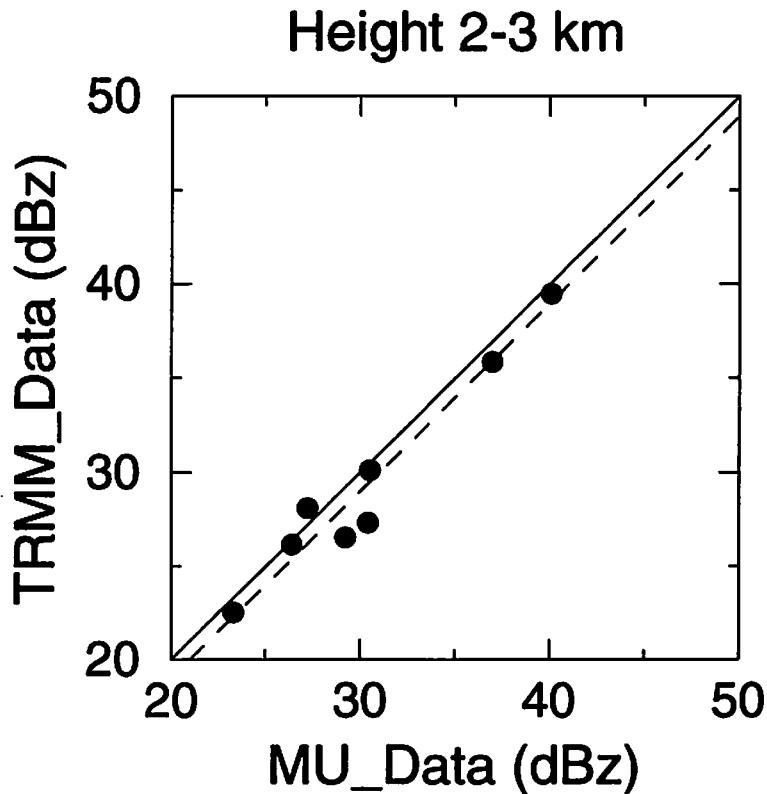


図 6: これまでに得られた 8 回の観測例における同時観測エコー強度の比較。高度 2～3km における平均値。

に、この補正係数の長期変動については、8 年間に約 2dB 程度の差があったことが知られている。

送信系については、個体送信機を用いていることと、定期点検において送信機出力をモニターしていることなどから考えて、10% を越える誤差が含まれることは考えにくい。いずれにしてもなるべく早期に再度補正係数決定のための観測を行うことが必要である。

また、上で検討したように、MU と PR の平均値に大きな差が見られる例が、必ずしも降雨の空間変化の激しい場合に対応していないことがわかった。ただし、MU レーダービーム間の強度変動については十分検討できていないので、今後はこれと PR で観測される巨視的な空間変動の関係について検討して行く必要がある。さらに、今年度の比較は 1C21 データを用いたエコー強度に関するもののみであった。来年度以降は、2A25 データを用いた降雨強度についても定量的に比較し、降雨粒径分布との関係などを検討して行く予定である。

4 まとめ

1998 年 4 月～11 月に行われた 10 例の TRMM/MU 同時観測のうち、両者のデータが入手できている 8 例について比較を行った。統計的比較のできる段階ではないが、全体としては、約 1dB のオフセットが存在するが、おおむね良好な一致が得られていると考え

られる。ただし、平均値に 4dB を越える差が見られる例もあり、今後の詳細な検討が必要である。

参考文献

- [1] T. Sato, H. Doji, H. Iwai, and I. Kimura, Computer processing for deriving drop-size distributions and vertical air velocities from VHF doppler radar spectra, *Radio Sci.*, Vol. 25, pp. 961–973, 1990.
- [2] T. Sato, T. Teraoka, and I. Kimura, Validation and ground truth for TRMM precipitation radar using the MU radar, *IEICE Trans. Commun.*, Vol. E79-B, pp. 744–750, 1996.
- [3] T. Sato, R. Peng, H. Hanado, and H. Horie, Simultaneous observation of a rain event using the MU radar and an airborne Doppler radar for simulating TRMM ground validation, *Proc. 1997 IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, pp. 1645–1647, 1997.

Pons-Winnecke 流星群のMUレーダーによる観測

阿部新助 (国立天文台／総研大), 渡部潤一 (国立天文台)

中村卓司 (京大超高層), 堤雅基 (極地研)

1 目的

7P/Pons-Winnecke 彗星 (以下、PW 彗星) に関連する流星群の観測を行なう。PW 彗星は周期6年の短周期彗星であるが、その軌道は、木星と2:1の平均運動共鳴にある軌道進化の大きな天体である。PW 彗星は1875年に発見され、1909-1927年には、地球軌道に約0.03天文単位まで接近する彗星となり、毎年6月末に活動を見せる流星群 (Pons-Winneckids; 以下、PW 流星群) に進化した。実際、1916,1921,1927年に流星雨の記録があるが、1927年以降、PW 流星群の顕著な活動は報告されていなかった。1998年6月27日19h-28日4h(日本時)に、1時間に約100個(最大ZHR=260)の流星が日本で観測された。しかし、現在のPW 彗星の軌道は、木星の摂動により地球軌道から0.26天文単位も離れており、このような突発流星を説明する事ができない。MUレーダーの観測からPW 流星群の活動性を調べ、(1) 流星物質の軌道進化、(2) 流星群の活動 (出現数と輻射点) などについて明らかにする。

2 観測

Pons-Winnecke 流星群の特徴は明るく遅い流星が多いので、MUレーダーの観測からは、微光低速流星も含め多くのエコーを捕える事が可能である。また、これまで、渡部らが行ってきた流星輻射点のマッピングの手法 (Watanabe et al. 1992) により、正確な輻射点決定も期待でき、1998年のHam-band 電波観測結果 (Abe et al. 1999) で得られた輻射点赤経との比較もできる。

- ランダムな位相、天頂ゲイン最大となるビーム。
従来のドーナツビームによる干渉計モード (流星風モード) では、天頂付近にあまり出力が出ず、低仰角に輻射点があるときに受信されるはずの高仰角のエコーが効率良く受信できない事から、今回、新たな試みとして、各アンテナへ供給する位相をランダムに与え、天頂ゲインが最大となり、天頂角が大きくなるにつれて緩やかにゲインが落ちるようなビームで観測を行なった。
- 対地速度の導出。
速度の測定についても、これまでのドップラー速度の観測から求まる視線方向速度ではなく、観測されたエコーのスペクトルと、ある速度の流星が形成するエコーのスペクトルのモデル計算とを照らし合わせ、対地 (対MU) 速度の算出を行なっている (Tsutsumi et al. 1994)。
- 観測期間：1999年6月27日02時 (JST)～29日08時 (JST)

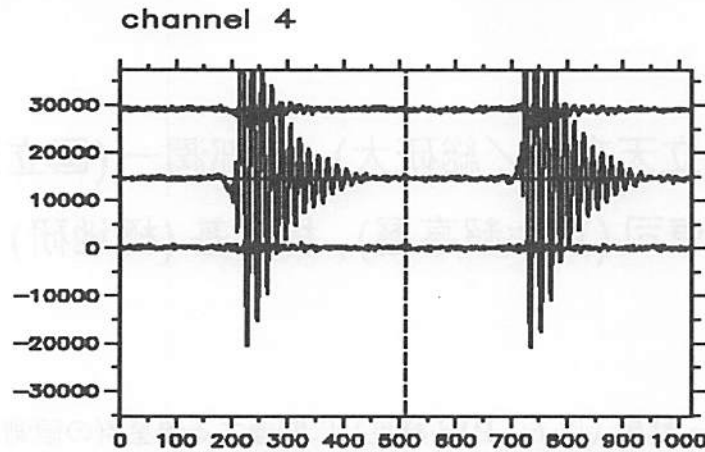


図1. MUレーダーで観測される典型的な流星エコー (左: sin 成分、右: cos 成分)

3 解析と結果

3.1 速度分布

これらのグラフは、観測した3日間全ての流星速度分布である。観測は、1999年6月27日2時(JST)~29日8時(JST)の間、連続的に行なっている。27日の速度分布は、観測中のクイックルックにも偏りが見られ、低速度成分の増加が確認できる。PW群の対地速度は極めて遅く~16-20km/se 太陽系で最も遅いダストに分類される事からこの低速度成分は、PW群の活動によるものではないかと思われた。

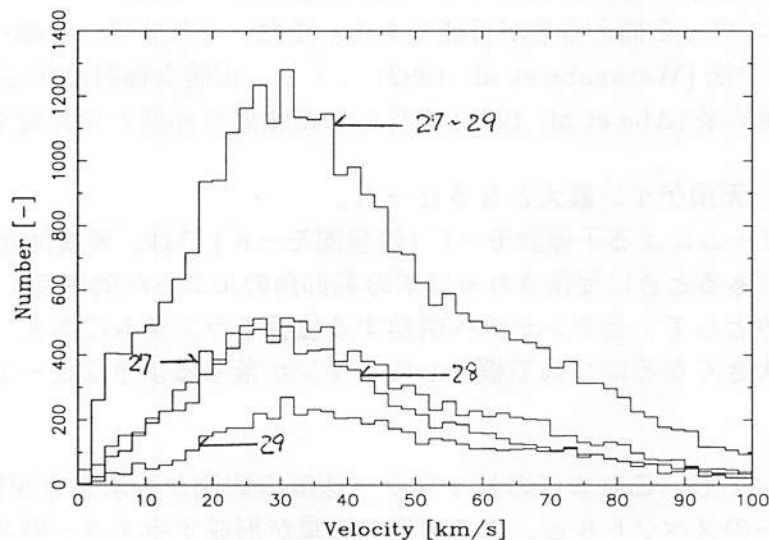


図2. 速度ヒストグラム (6月27日~29日、全データ)
 27~29日の全エコー数: 67757 個、27日のエコー数: 31565 個
 28日のエコー数: 25676 個、29日のエコー数: 10516 個

次に各日の3時間毎の速度プロファイルを見てみた。プロットでは、エコーの最大強度が20dB以上、速度導出に用いたデータ数が3以上50以下の範囲にあるもの(長いものは、流星エコーか疑わしいので除外)を用いた。低速度流星の増加に寄与しているのは、27日の18~21時(JST)の時

間帯データである事が示唆される。また、27日21~24時の時間帯データをみると、エコーの増加が見られる。ここで、これらの増加成分が本当に流星によるものか否かを調べる為に、まず、拡散係数に注目をした。拡散係数は、受信信号強度が最大になったあとに減少していく時の時定数 ($1/e$ になる時間) の関数として表される ($D = \text{観測波長} \lambda^2 / 32 / \pi^2 / \text{時定数}$)。拡散係数が測定できるエコーは、非常に綺麗なエコーであり、綺麗な (確実性の高い) 流星の指標となる。結果は、拡散係数が取れているデータのみをプロットすると、注目していた低速度エコー成分が綺麗に消える事が分かった。

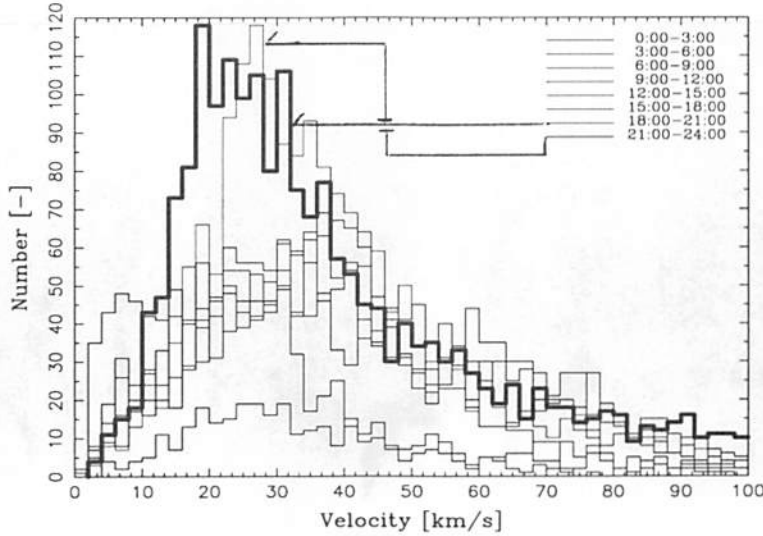


図3. 速度ヒストグラム (6月27日0時~24時、bin = 2.0km/s、拡散係数無しも含む)
速度解析に使用したデータ数: $3 < \text{Number} < 50$ 、シグナルピーク強度が 20dB 以上。

3.2 速度-高度分布

横軸に流星速度 [km/s]、縦軸に出現高度 [km] をとり、3日間の全ての流星についてプロットを行なった (エコー最大強度 20dB 以上、データ数が 3 以上 50 以下)。拡散係数の有無の違いについてプロットを行ない結果を比べてみる。27日18~21時の低速度増加成分が、高高度に (拡散係数無し) の悪データとして) 現れている。低速度流星は低高度で、高速度流星は高高度で出現するグローバルな傾向と外れた箇所に出現したこの増加分は、流星エコーであるか否か疑わしい。

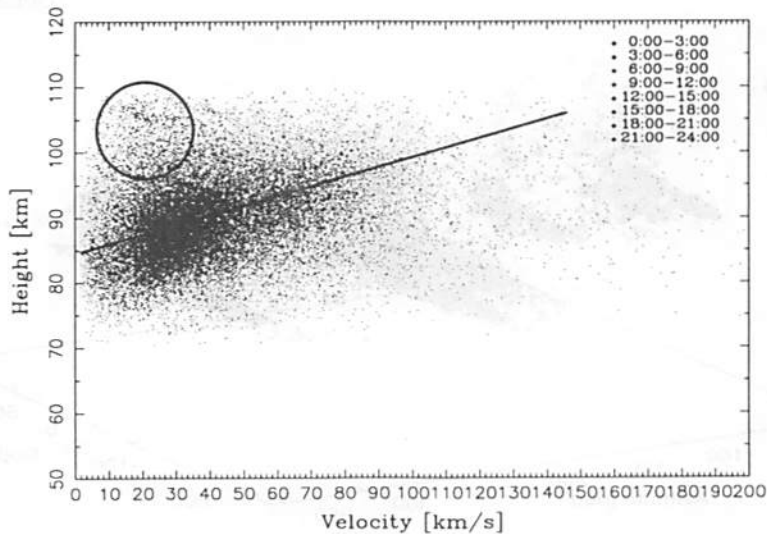


図4. 速度-高度分布 (6月27~29日、拡散係数観測無しも含む)
速度解析に使用したデータ数: $3 < \text{Number} < 50$ 、シグナルピーク強度が 20dB 以上。

3.3 エコー出現位置

次に、横軸に流星エコー出現の方位 (Azimuth)[deg.]、縦軸に仰角 (Elevation)[deg.] をとり、3日間の全ての流星についてプロットを行なった (エコー最大強度 20dB 以上、データ数が 3 以上 50 以下)。そして、前述同様に拡散係数の有無の違いについてもプロットした。27日 18~21 時、21~24 時が、方位角 180 度、360 度付近などの特定の位置に屯している。これは、FAI(Field Arraigned Irregularity) か E スポによるものである事が示唆される。

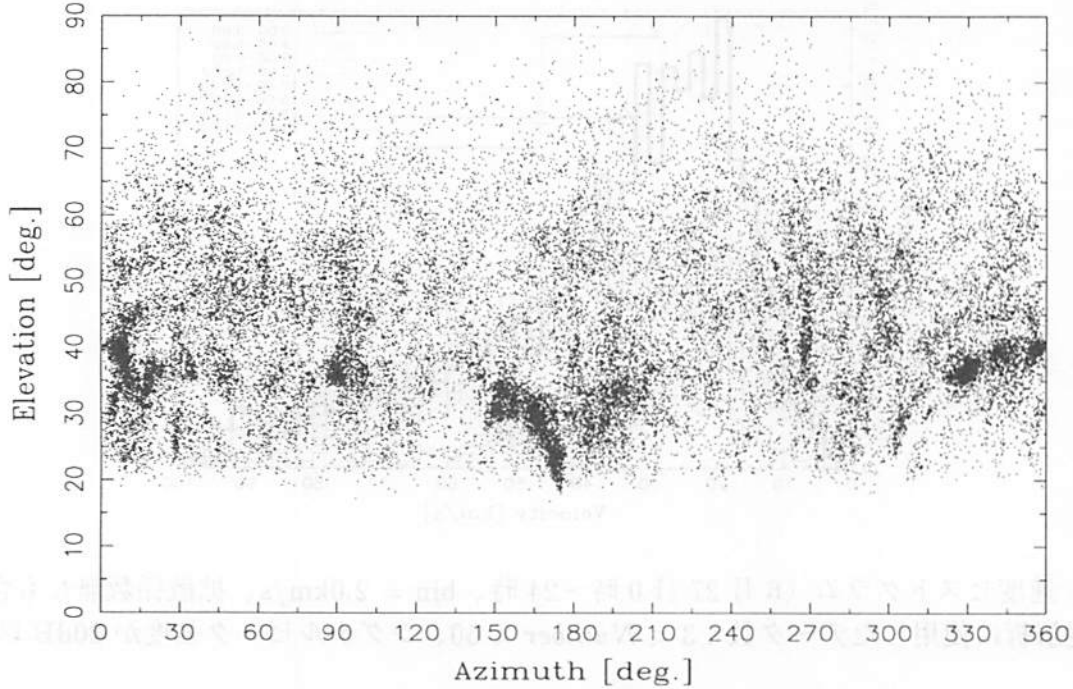


図5. 出現位置 (AZ-EL) プロット (6月27~29日、拡散係数観測無しも含む)
速度解析に使用したデータ数: $3 < \text{Number} < 50$ 、シグナルピーク強度が 20dB 以上.

3.4 FAI(沿磁力線イレギュラリティー)

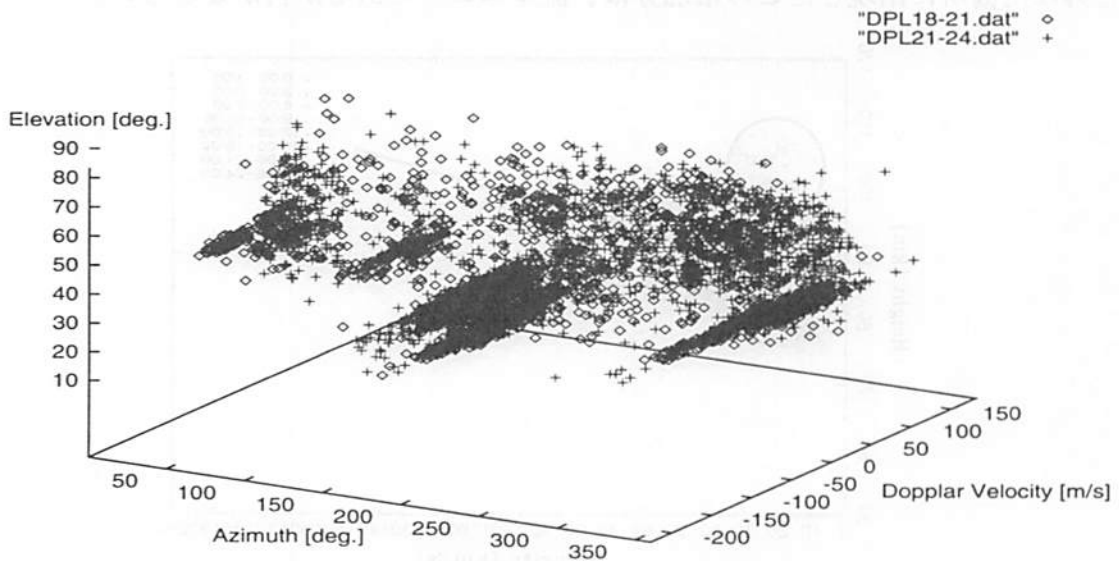


図6. ドップラー速度プロット (6月27日 18~24 時 [JST])

横軸 (X 軸) に流星エコー出現の方位 (Azimuth)[deg.]、縦軸 (Z 軸) に仰角 (Elevation)[deg.] をとり、奥行き (Y 軸) にドップラー速度を取り、27 日 18 時~21 時 (上図) と 27 日 18 時~24 時 (下図) の間のデータについてプロットを行なった (エコー最大強度 20dB 以上、データ数が 3 以上 50 以下)。ドップラー速度は、視線方向に投影した風速であり、直線的に変化する信号位相の時間変化率に相当する。棒状に見える構造は、エコーが特定の位置からしかやってきておらず、かつ、その場所の風速がゆっくりと変化している事を示している。北側 (Azimuth 300-360 度と 0-60 度付近) に出ているエコーの分布は、MU レーダーから見た高度 100km 付近の磁力線直交方向の AZ-EL プロットにはほぼ沿っている事から、これは E 層 FAI (電離圏 E 層の FAI [沿磁力線イレギュラリティー]) からのエコーである。また、南側 (Azimuth 150-180 度付近) のエコーは、干渉計での方向決定のあいまい性の問題で現れたものと思われる。MU レーダー観測所 (東経 136 度 06 分 32 秒、北緯 34 度 51 分 08 秒) における現在の地磁気パラメータは、全磁力:F=46576 nT、偏角:D=6°49′ (西偏)、伏角:I=48°8′ である事から、エコーの仰角が最も高くなるのは、偏角:D=6°49′ 分だけ西へずれる事になる。これは、出現位置プロットでも明確に分かる。6 月 27 日の夕刻は、E スポや FAI が強く出現しており、結果的にこれらのノイズを低速度の流星エコーとして捕えてしまっていたようである。結論は、今回は PW 群の目だった出現は現れなかったと言えよう。しかし、これらの電離圏現象と流星エコーを明確に分離できる指標として、拡散係数取得の有無が有効利用できる事が明らかになった事は大きな成果であり、今後の観測に生かす事ができる。

3.5 太陽系外ダストの可能性?

我々の太陽系形成期に誕生した小惑星や彗星、EKBO などは、太陽の重力に強く縛られ太陽系脱出速度を越える事はない。ところが近年この速度を大きく上回るダストが観測され始めている。地球軌道付近での太陽系脱出速度は、42.1km/sec、対地速度に直すとおよそ 73km/s(head on) になる。これまで、星間空間起源のダストの観測例は、Ulysees 探査機が木星軌道付近で捕えたダストの一団 [Grun et al. 1993, 1994]、Taylor らが ニュージーランドの AMOR レーダーで捕えたものなどがある [Taylor et al. 1996]。Taylor らの観測によると、星間ダストの起源は 2 つある。1 つは近傍星に関係する起源、もうひとつは太陽系の銀河に対する運動に関する起源である。1990~1991 年の 1 年を通じた彼らの結果から季節変化が捕えられ、Day of year 32(2 月初め) と 170(6 月下旬) に増加が見られ、全体の 14 % が ISP であった。2 月初めのダストは、6 月下旬のダストの速度より約 20km/s 遅く、年間を通してこの 2 つの高速ダスト成分に分離されると彼らは主張している。今回の観測では、100km/s を越える流星エコーも多数受かっているが、これらの結果については慎重に議論する必要があるようだ。

4 まとめ

- PW 流星群による突発は観測されなかった。
- 流星と電離圏現象の判別に拡散係数が有効である事が分かった。
- 強い FAI が観測され、その時間変化 2 次元マップが得られた。
- 70km/sec 以上の高速度成分ダストがリアルか否かは今後の課題である。

Orbit determination of meteoroids using the MU radar

Toru Sato⁽¹⁾, Takuji Nakamura⁽²⁾, and Koji Nishimura⁽¹⁾

⁽¹⁾ Graduate School of Informatics, Kyoto University
Kyoto 606-8501, Japan

⁽²⁾ Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University
Uji 611-0011, Japan

1 Introduction

A substantial maximum of the Leonids meteors was observed worldwide on November 18, 1998, and also in 1999. The very large impinging velocity of 72 km/s, which is close to the maximum relative velocity of two bodies encountering in the solar system, is a serious potential hazard for the space environment. In order to make a precise prediction of the possible damage due to this meteor shower, it is important to study the statistics of the orbit of meteors. Radar observations of meteors has an advantage of a much higher sensitivity over optical observations, but the orbit determination has been a difficult task because of the high speed of the target.

We have developed a special observation scheme of this event for the MU (Middle and Upper atmosphere) radar of Japan, which is a powerful VHF Doppler radar equipped with an active phased array antenna of 100m size. The technique is basically the same as that used to monitor space debris, but modified to detect meteors with much higher velocity. Here we describe the technique and some preliminary results obtained during the observation made on November 18, 1998.

2 MU radar observation of space debris and meteors

Radar observation is the most practical way of studying the space debris environment on the low-earth orbit as far as the objects of larger than 1 cm are concerned[1].

The MU (middle and upper atmosphere) radar of Japan is originally designed to observe backscattering from turbulent fluctuations in the refractive index of the atmosphere[2], and thus has the lowest frequency (46.5 MHz) among all radars used for debris observation. Since the radar backscattering cross-section (RCS) is proportional to the 6th power of size for objects smaller than the radar wavelength, it is dis-advantageous to employ a wavelength of as long as 6.4 m in detecting small objects. However, the reduced RCS of small debris is compensated for by the large antenna aperture and the high output power, so that the radar has shown comparable sensitivity in space debris detection to those employed by US SPACECOM for routine monitoring of space debris[3].

In observations of meteors, on the other hand, a lower frequency has the advantage of higher sensitivity because the echo is due to scattering and reflection from the ionized plasma created around the meteors by the friction between the surrounding atmosphere at the height of about 100 km. When a meteor impinge the atmosphere, a column of such ionization remains after the trace of the meteor, usually for a fraction of a second. Meteor radar is a type of radar designed to detect strong specular reflection from such ionized trails produced when the line-of-sight direction is perpendicular to the trail. It is also possible to observe the scattering from the plasma around the meteor itself if the sensitivity of the radar is sufficiently high, as is the case for the MU radar. This type of echoes are called meteor head echoes in contrast to the trail echoes. While the analysis of trail echoes provide the information mainly on the atmosphere, those of head echoes give more direct information on the meteor itself[4].

3 Determination of directions

The antenna beam of the MU radar has a one-way half-power width of 3.7° , and can be pointed to any desired direction within a coverage of 30° from the zenith in a switching time of $10 \mu\text{sec}$. It is therefore possible to observe the passage of an object with multiple beams. We developed a special debris observation mode with which the antenna beam is switched alternately from pulse to pulse among 8 directions arranged closely around the zenith. Accurate instantaneous direction of the object is determined by comparing the echo intensity from different beams knowing each beam pattern.

During the observation of Leonids meteors, the antenna beam was switched alternately among 8 directions at the inter-pulse period of 5.12ms around the expected radiant of the Leonids meteors. Six 15-min observations were made during the 6-hour period while the elevation of the radiant is above 60° . The left panel of Fig. 1 shows a plan view of the 8 beams. Instantaneous direction of a meteor thus determined from 3 adjacent pulses are plotted on the figure. Solid and dashed circles roughly indicate the coverage of each beam.

If a target is located within 3° from the center of the center beam, the ratio of the echo power between the two adjacent beams falls within the range of $\pm 18 \text{ dB}$, whose value gives the relative location of the target between the beam centers. The accuracy of determined direction is estimated to be about 0.13° for the case of satellites with sufficiently large cross section.

4 Determination of range and doppler velocity

In order to detect weak meteor head echoes at a range of about 100 km, it is necessary to use a long pulse of more than $100 \mu\text{sec}$, which has a narrow bandwidth of less than 10 kHz. The pulse width used in this observation is $256 \mu\text{sec}$, whose bandwidth is 4 kHz. On the contrary, the large Doppler shift of 22 kHz corresponding to the impinging velocity of 72 km/sec does not allow the integration over the entire pulse width. We thus sample the received signal at a rate of $8 \mu\text{sec}$, take a series of 32 samples corresponding to the pulse width starting from each

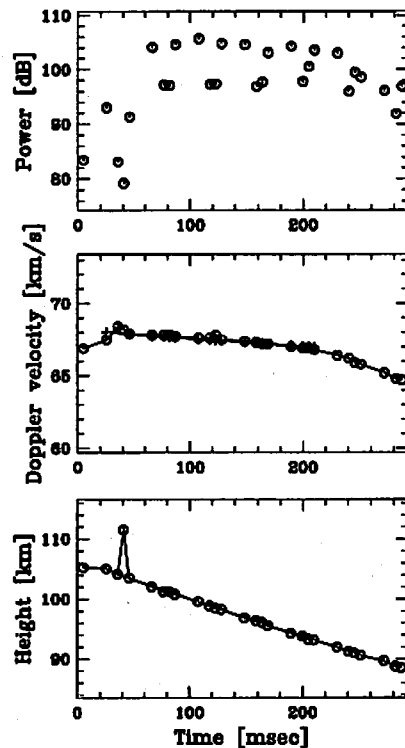
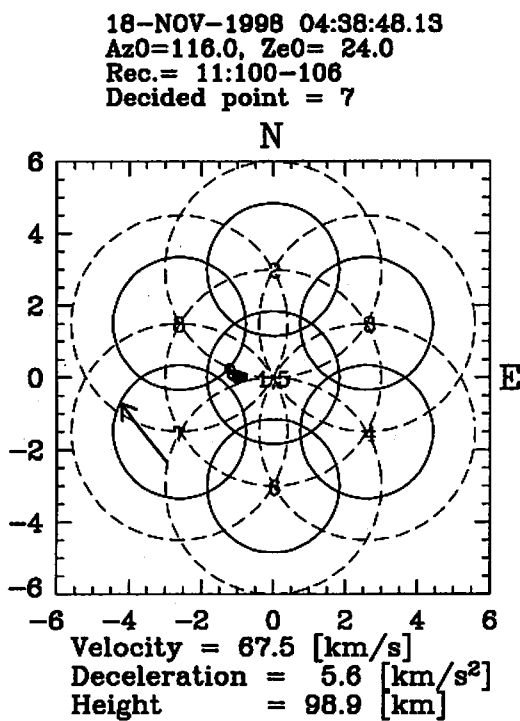


Figure 1: Example of orbit determination. Angular position (left) and the variation of echo power (top right), Doppler velocity (middle right), and height (bottom right) versus time after detection.

18-NOV-1998 04:38:23.10
 Az0=116.0, Ze0= 24.0
 Rec.= 7:001, Beam= 3
 P_{max}=100.3dB (V= 65.8km/s, R=111.5km)

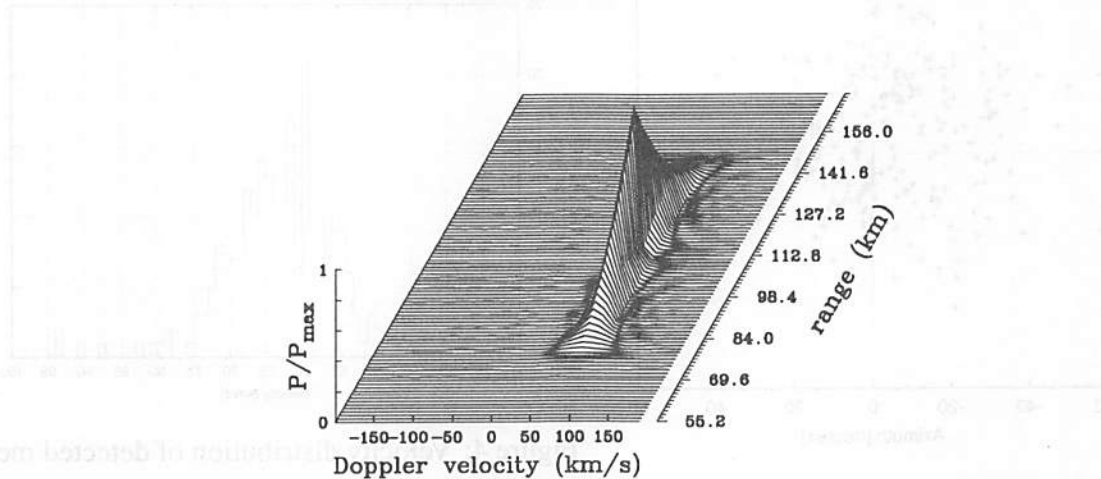


Figure 2: Example of a meteor echo after Doppler pulse compression. Echo power is plotted versus height and Doppler velocity.

sample, and then take its Fourier transform of each series to obtain a Doppler power spectrum of the echo at that range sample. Fig. 2 shows an example of the meteor echo thus processed versus the Doppler velocity and the range. As is shown in the figure, a sharp peak is found at a frequency bin which matches to the velocity of the meteor. This process is equivalent to use 32 receivers of 4 kHz bandwidth with staggered center frequency at 4 kHz interval, and thus is called Doppler pulse compression hereafter.

The precise velocity is determined by interpolating between the three adjacent bins around the peak using the shape of the sinc weight function. Along the range direction, a triangular response, which is the auto-correlation function of the rectangular pulse, can be seen. The echo power and the range of the meteor is determined from the height and the location of the peak of this triangular shape by fitting the theoretical shape of the auto-correlation function.

5 Preliminary results

About 4,000 head echoes from the meteors were observed with sufficient intensity during this period. In order to determine the direction by using the method as described above, however, it is necessary to detect the same meteor over at least three consecutive pulses. About 530 cases satisfied this condition, for which the location can be determined for at least one pulse cycle consisting of 8 pulses. If the instantaneous position can be determined for two or more pulse cycles, the velocity vector can be determined. We have so far successfully determined the orbit

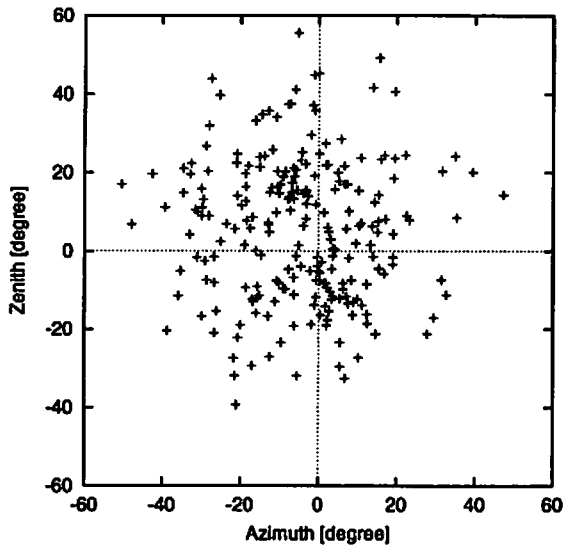


Figure 3: Directional distribution of velocity vector of the meteors around the expected radiant.

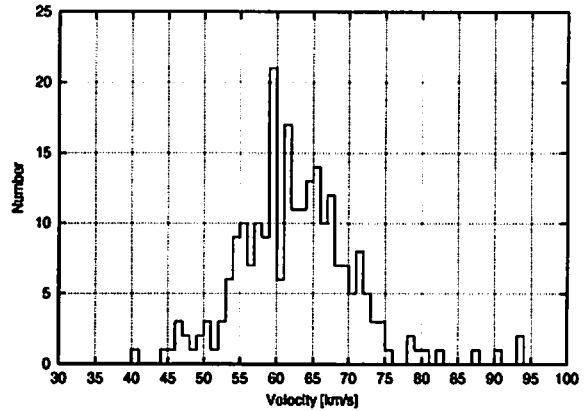


Figure 4: Velocity distribution of detected meteors.

for about 230 events, although the analysis program is still under way of improvement. The points plotted in Fig. 1 are the example of such determination. Three right panels in the figure shows the variation of echo power, Doppler velocity, and the height, respectively. This example is one of the strongest meteors, and was observed over 7 pulse cycles. The decay of Doppler velocity in time indicates the deceleration due to atmospheric drag.

Fig. 3 and Fig. 4 show the distribution of the direction and the magnitude of the velocity vector, respectively. The direction is plotted versus the azimuth and zenith angle relative to the radiant of the Leonids. As is clearly shown in Fig. 3, the observed meteors shows a large spreading of about 18° in their direction. Part of the scatter is due to the error in determining the instantaneous location of the meteor caused by the fluctuations of the echo power during the three adjacent pulse period. The magnitude of this error is computed from the deviation of the locations from a straight line for the cases where the same meteor was observed for three or more pulse cycles, and its standard deviation is estimated to be about 9° . A substantially larger scatter than this error seem to suggest that the very weak meteors detected by the MU radar are dominated by sporadic meteors rather than the group meteors associated with the Leonids storm. It gives an important information on the brightness distribution of the Leonids meteors.

6 Summary

We developed an observation scheme to detect weak head echoes of very fast meteors associated with Leonids meteor storm, and to determine their orbit. The direction was determined

by making use of the fast beam steerability of the MU radar, and the range and velocity was estimated using the Doppler pulse compression. In order to reduce the error in determining the direction, a mono-pulse capability was added to the observation scheme by separately recording the received signals from three subsets of the antenna array. It was applied to the observation on November 18, 1999, although the analysis of the data has just been started.

References

- [1] D. J. Kessler, "Orbital debris environment for spacecraft in low earth orbit," *Journal of Spacecraft and Rockets*, Vol. 28, No. 3, pp. 347-351, 1991.
- [2] S. Fukao, T. Sato, T. Tsuda, S. Kato, K. Wakasugi and T. Makihira, "The MU radar with an active phased array system, 1. Antenna and power amplifier," *Radio Sci.*, Vol. 20, No. 6, pp. 1155-1168, 1985.
- [3] T. Sato, T. Wakayama, T. Tanaka, K. Ikeda and I. Kimura, "Shape of space debris as estimated from RCS variations," *J. Spacecraft and Rockets*, Vol. 31, No. 4, pp. 665-670, 1994.
- [4] F. Verniani, "An analysis of the physical parameters of 5759 faint radio meteors," *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, No. 35, pp. 8429-8462, 1973.

しし座流星群のMUレーダーによる観測

渡部潤一（国立天文台）、阿部新助（国立天文台/総研大）、
中村卓司（京大超高層）、堤雅基（極地研）、津田敏隆（京大超高層）

要旨

1991年から継続して観測を続けているしし座流星群は、1998年-1999年に活動期を迎え、ピーク時には短時間に多くの流星エコーを捕捉することができた。その結果、兩年のピーク時のエコーの性質は全く異なっていた。1998年11月17日午前11時前後のピークでは極端なオーバーデンスエコーが多発し、いわゆる長時間継続するような流星痕を伴う流星が頻出したことを示している。一方、1999年11月18日11時前後のピークでは、オーバーデンスエコーが少なく、むしろ素直な鏡面反射条件を満たすアンダーデンスエコーが捉えられた。これによりしし座流星群の輻射点マッピングが可能となり、光学的に決められた輻射点と一致していることがわかった。兩年のピーク時のエコーの性質の差は流星体の粒の大きさの系統的な差であると考えられ、流星群の塵粒の軌道進化に関して重要な示唆を与えるものである。本稿では、特にこのピークの2年間についての結果を紹介する。

1. はじめに

流星群の観測は二つの大きな意義がある。ひとつは天文学的な観点、もうひとつは工学あるいは実学的な意義といえる。前者は流星体のサイズ分布や、空間密度を知ることにより、流星群の進化過程を調べることにある。流星群は彗星から供給される塵粒であり、太陽系を満たしている惑星間空間塵（IPD）の有力な供給源の候補である。しかしながら、実際には小惑星帯や太陽系外縁部にあるエッジワース・カイパー・ベルトからの供給も無視できず、どの種類の供給源から、どのようにして惑星間空間塵となるのかは完全に解明されたとは言えない。彗星から放出された塵粒の進化、すなわち流星群の進化を追うことは、こういった塵の供給の素過程を調べることに他ならない。

もうひとつの意義は、きわめて現代的である。宇宙空間における流星体の空間密度を把握することから、こういった流星雨来襲時の人工衛星や宇宙ステーションへの危険度を推定するものである。宇宙時代を迎え、どんな流星群がどの程度の流入量でやってくるのかを正確に知っておく必要に迫られている。流星体を含めて、一般に惑星間空間塵は、

そのサイズが小さくとも、相当なスピードで衝突してくるために、与えるエネルギーは大きく、場合によってはたいへん迷惑な代物である。人工衛星の一部に穴をあけたり、電気回路をショートさせたりして、その機能を破壊してしまう可能性を秘めている。実際、1993年8月12日には、ヨーロッパの打ち上げた人工衛星オリンパスが、突然の姿勢制御不能に陥り、回復不可能になってしまった。これはペルセウス座流星群の流星の衝突によるものと推定されている。携帯電話や衛星放送、GPSなど日常生活が宇宙に依存し始め、さらには宇宙ステーションなど人間が宇宙空間へ常時滞在することになれば、安全面の知識蓄積がますます必要になろう。サイズの小さな惑星間空間塵は量が多いので人工衛星でも観測可能である。しかしながら、ダメージの大きなサイズのでかい塵は数が少ないので地球の大気を利用して、流星として観測したほうが効率的である。逆に言えば、流星観測というのは、衛星では到底計測不可能なほど空間密度の低い、大きな塵粒を地球大気を一種の検出器として利用して観測していることになる。

これらのふたつの大きな側面から、流星群の観測は地球という大きな天体そのものが彗星軌道のそばを通過していくのを利用して、これを巨大な塵検出器として利用しているわけである。

2. しし座流星群の観測の意義

しし座流星群は、流星群の中でもきわめて特別である。もともと流星群や流星に関する研究が始まるきっかけをつくったという歴史的意義は別に論ずる(渡部、1998)として、母親であるテンペル・タートル彗星の回帰周期である33年ごとに、大出現を繰り返すという習性がある。したがって、まだ「若い」流星群と考えられ、その観測は流星群の進化過程解明には最も好適なサンプルと考えられる。

彗星からの塵の供給とその進化を簡単に紹介しよう。彗星が塵を供給し続けると、軌道上にどんどん流星体が拡散していく一方で、母彗星の周囲には常に非常に濃い流星体が密集する状態となる。こういう流星群形成進化の初期段階では、彗星核から遠く離れた軌道上には、まだほとんど流星体が存在していない。親元だけに塵があるため、母彗星がその塵の集団を引き連れて近づいたときのみ、地球で流星雨が出現する。逆に母彗星が遠方にあるときには、地球がその軌道を横切ってもほとんど流星が出現しない。よって激しい流星雨が出現する周期は、母彗星の周期そのものと一致し、周期的に流星雨が見られる。これこそ、まさにしし座流星群のメカニズムである。

一方、長い年月の間、流星体が拡散していくと、しまいには核に先行する流星体の塵と、核から遅れていく後方の塵とが、いわばレースの周回遅れのように混じり合い、枯れ始めた彗星核の周囲の流星体が濃密な部分も薄くなっていく。こうなると流星体は、彗星核とは無関係に、軌道上にほぼまんべんなく分布するようになる。このような「年老いた」状態では、流星の出現は母彗星の軌道上の位置とはほぼ無関係となり、地球が軌道を横切るたびに毎年ほぼ同じ時期に同じような規模の流星雨が見られることになる。流星体の分布する軌道の幅も広がるので、出現期間も長く、数日から数週間にも渡って、流星が散見される。毎年1月はじめに出現するしぶんぎ座流星群、8月中旬に出現するペルセウス座流星群、12月中旬に現れるふたご座流星群などがこれらの例である。

3. MUレーダーでのしし座流星群の観測

われわれは、今まで述べた観点から、主に進化過程を探る二つのサンプルをMUレーダーの観測対象としてきた。ひとつが進化的に「若い」しし座流星群、もうひとつは「年老いた」ペルセウス座流星群である。(なお、後者は1991年に母彗星が回帰し、その後7年にわたって追跡を行い、観測は終了した。)

従来行われてきた可視光による光学観測に比較して、MUレーダーが流星群の観測に有利な点は「天候に左右されないこと」「同一条件により均質なデータを得ることが出来ること」「低速流星の場合、可視光では観測困難な微光流星を捉えられること」である。特定の流星群に対して、観測のウィンドウがせいぜい数日しかないという特殊性を鑑みると、確実に同一条件で観測できる手法は、天文学者にとっては画期的な利点である。

さらに、しし座流星群の観測において、MUレーダーではいくつかの不利な点が逆に有利に働いている。しし座流星群は数ある流星群の中でも最も高速で明るくなる。母彗星が逆行軌道を辿っており、地球の進行方向と正面衝突する形で塵粒がぶつかってくるからである。一般に高速の流星は、低速流星に比べて早く発光・消滅する。そのために、プラズマの形成される領域が地上120km以上と非常に高空になる。上空であればあるほど濃密なプラズマが形成しても、その拡散速度が早く、消失してしまう。そのため、レーダーの周波数が高ければ高いほど、その電離柱を捉えにくくなる。これを「Height Ceiling」と呼ぶ。捉えられるのは、塵粒が比較的大きく、低空まで侵入して濃い電離柱をつくったものだけである。これらはオーバーデンス・エコーになるので、鏡面反射条件を満たさない。したがって群判定がしにくいという不利な点はあるが、継続時間が長いエコーをピックアップすることで、しし座流星群の活動の推移を推定するのが普通である。

ところが、しし座流星群のように大出現する可能性のある高速の流星群において、その活動の推移を考えるとときには、これらの点が利点となる。しし座流星群では一時間に光学的に数千あるいは数万の大出現の可能性があるが、実際に1999年のピークでは光学観測では1万に達した。その場合、すべてをサンプリングできる低周波数レーダーでは、データのオーバーフローが心配されるが、MUレーダーではHeight Ceilingによって、ごく一部だけをサンプリングしているために、逆に全体の活動の推移を正確に捉えることが出来るのである。

われわれは1992年から、しし座流星群の観測を毎年実施してきた。観測は流星風観測と同様に、ドーナツビームによる干渉計モードで実施し、流星飛跡からの反射エコーを捉えるものである。これまでの観測結果によると、1994年から著しい増加が見られ、極大は太陽黄経235.4度(2000.0分点)付近であったことがわかった(渡部他、1998a,b)。さらに活動がピークとなると期待された1998年は予想よりも半日以上早く、太陽黄経234.6度(2000.0分点)付近で、オーバーデンスエコーが多発した。また、1999年には予測通り、太陽黄経235.3度(2000.0分点)付近でエコー数が増加、光学的には一時間1万を越えるという流星嵐となった。

1998年、1999年両年とも、活動のピークは日本時間で午前11時となり、幸いにも輻射点がまだ沈んでいない時間帯であった。したがって、光学的な観測はできなかったが、MUレーダーでは、両者のピーク共に捕捉することができたのである。

4. 1998年と1999年のピークの比較

1998年のしし座流星群では、従来通りピーク時に置いてもオーバーデンスエコーが卓越していた。そのため、継続時間の長いエコーを同定・抽出し、その数の変化から活動度を推定できる。その結果、ピークが11月17日午前8時にあることがわかる(図1)。ただし、このデータは輻射点補正をかけていないので実際のピーク時刻(光学観測では11時)とは異なっている(渡部他、1999)。

一方、1999年のピークでは、オーバーデンスエコーが多くなることはなかった。図1と全く同じ条件で、オーバーデンスエコー数の変化を見ても、1998年のような極端なピークは見られない(図2)。それでは、1999年にはしし座流星群の流星はまったく捉えられていないのだろうか。低速流星群の場合に用いる全天マッピング解析を兩年のピーク時のデータに施したものが図3、4である。これらは天球上でエコーがどの方向から帰ってきたかを示すもので、1998年では当然ながら、継続時間の長いオーバーデンスエコーが数多く見られる。一方、1999年のデータでは、輻射点とちょうど90度の離角を持つ場所(大円上)にややエコーが密集していることがわかる。これは流星のエコーが鏡面反射条件を満たしていることをしめしており、確実にしし座流星群に属する流星である。数千あるいは数万という大出現のうち、一部が低空まで侵入し、アンダーデンスエコーとなったものと考えられる。

さて、このようなアンダーデンスエコーが大円上に集中して捉えられる場合、これらをもちいて輻射点の確率マッピングを行うことが出来る(Watanabe et al. 1992)。その結果を図5に示す。MUレーダーで捉えられたしし座流星群の輻射点は、光学的な輻射点の位置とほぼ一致していることがわかる。低速流星群の場合に用いられる輻射点マッピングが、このような高速の流星群に適用できるのは、驚くべき事である。

1999年のピーク時のエコーは、このように従来のようなオーバーデンスエコーが少なく、むしろ素直な鏡面反射条件を満たすアンダーデンスエコーが多かったことは、流星体の粒の大きさが系統的に小さくなっていると考えられる。小さいながら、たくさん出現したために、マッピングが可能なほどの流星が捕捉されたのであろう。いずれにしろ、このような塵粒の大きさの変化が、母彗星通過後の今後数年間に渡って継続するかどうか、興味深いところである。

参考文献：

Watanabe, J., Nakamura, T., Tsuda, T., Tsutsumi, M., Miyashita, A., and Yoshikawa, M., 1992: Meteor Radiant Mapping with MU Radar, in Asteroids, Comets, Meteors 1991, eds. by A. Harris and E. Bowell (Lunar and Planetary Institute, Houston), pp.625-627(1992).

渡部潤一、1998：しし座流星雨がやってくる(誠文堂新光社)

渡部潤一、中村卓司、堤雅基、津田敏隆、福島英雄、布施哲治、1998a:

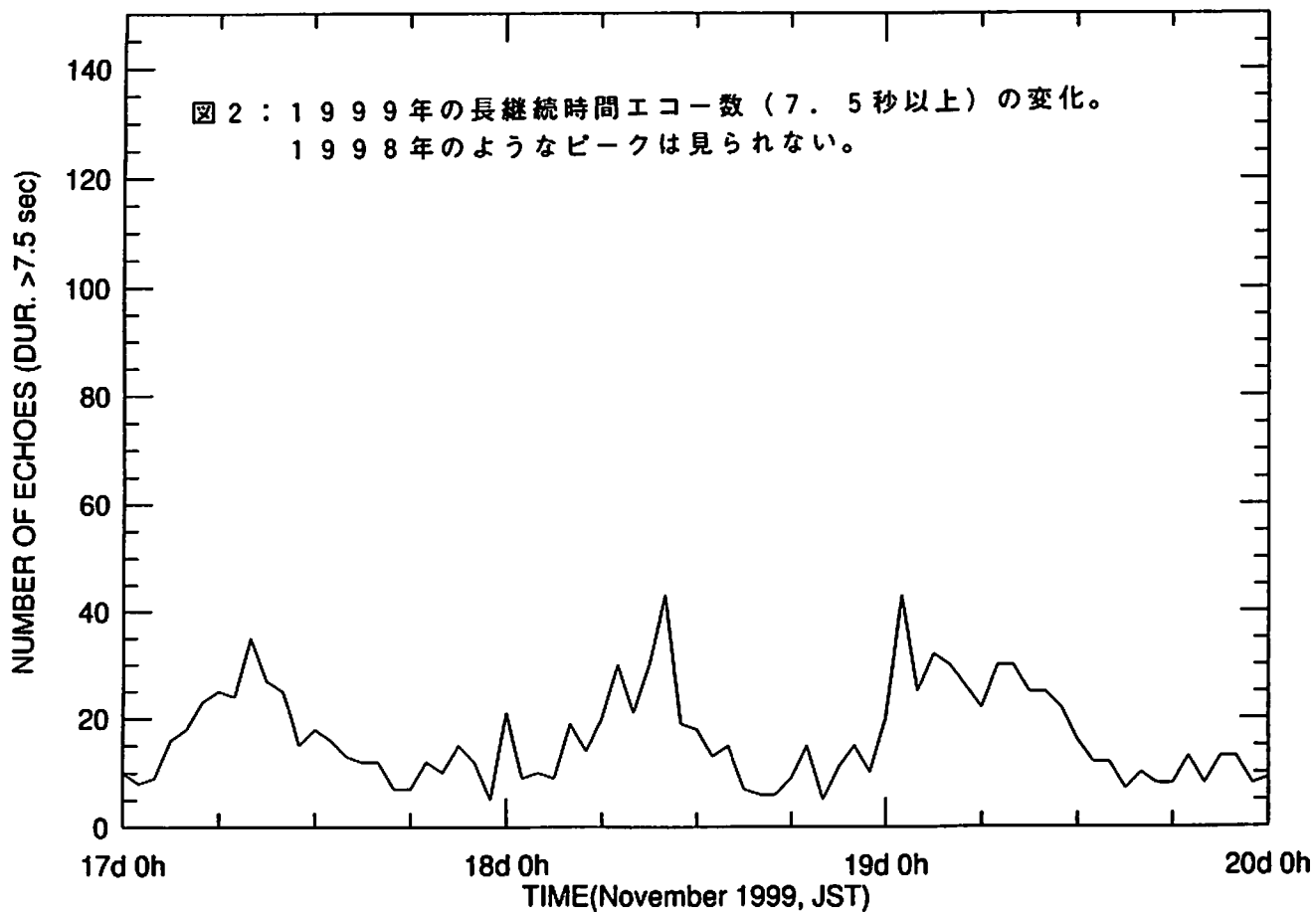
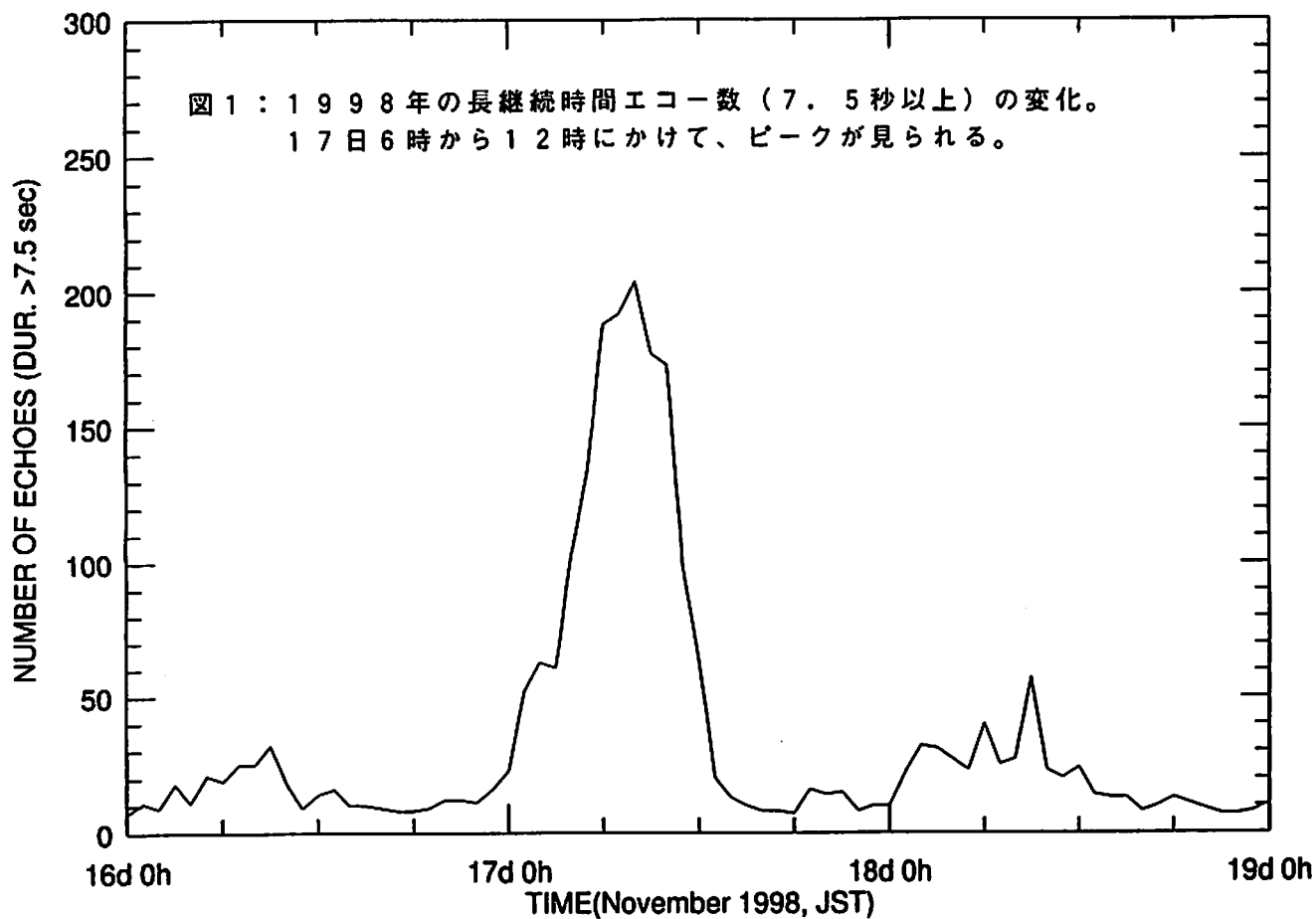
しし座流星群のレーダー観測:1991-1997,日本天文学会1998年春期年会 L04a

渡部潤一、中村卓司、堤雅基、津田敏隆、福島英雄、布施哲治、1998b:

レーダー観測によるしし座流星群の推移,地球惑星科学関連合同学会 Pc-014

渡部潤一他 しし座流星群観測チーム、1999:1998年のしし座流星群の活動、

日本天文学会1999年春期年会 口頭発表L10a



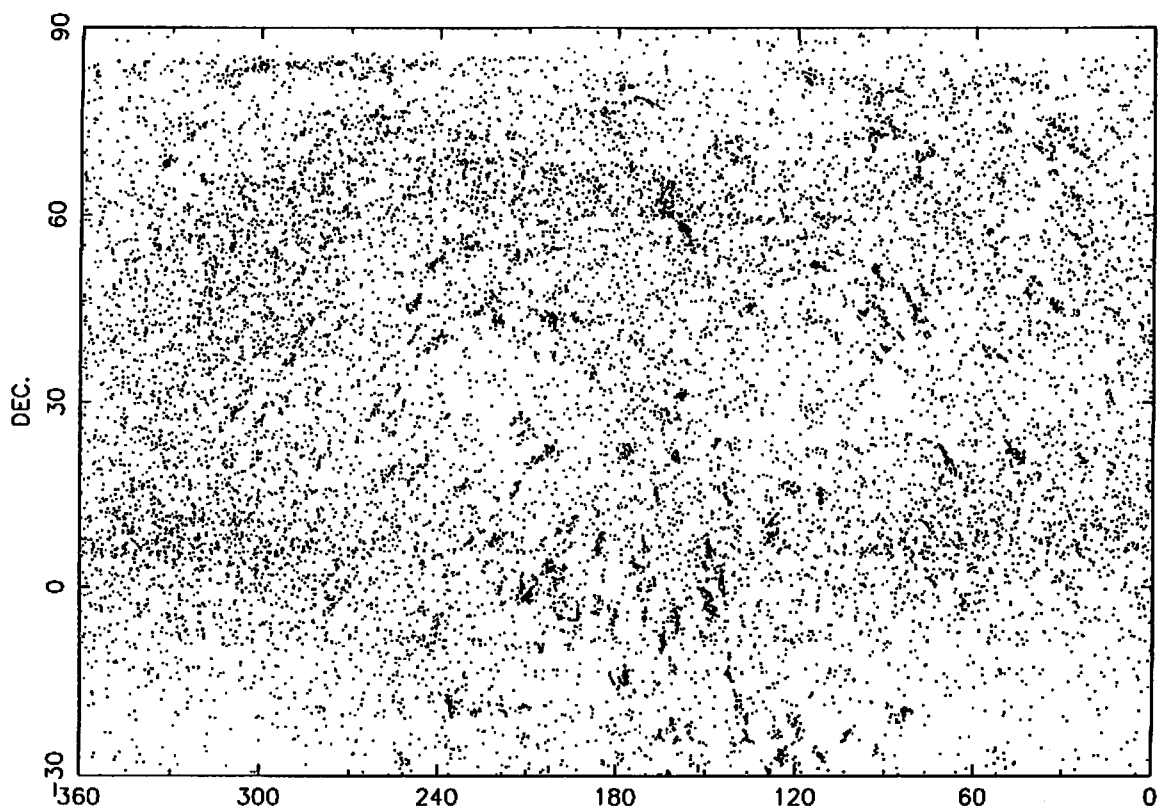


図 3 : 1998年11月17日の流星エコー反射点のマップ。
輻射点と無関係にランダムな方向から長継続時間エコーの点の密集が見られる。

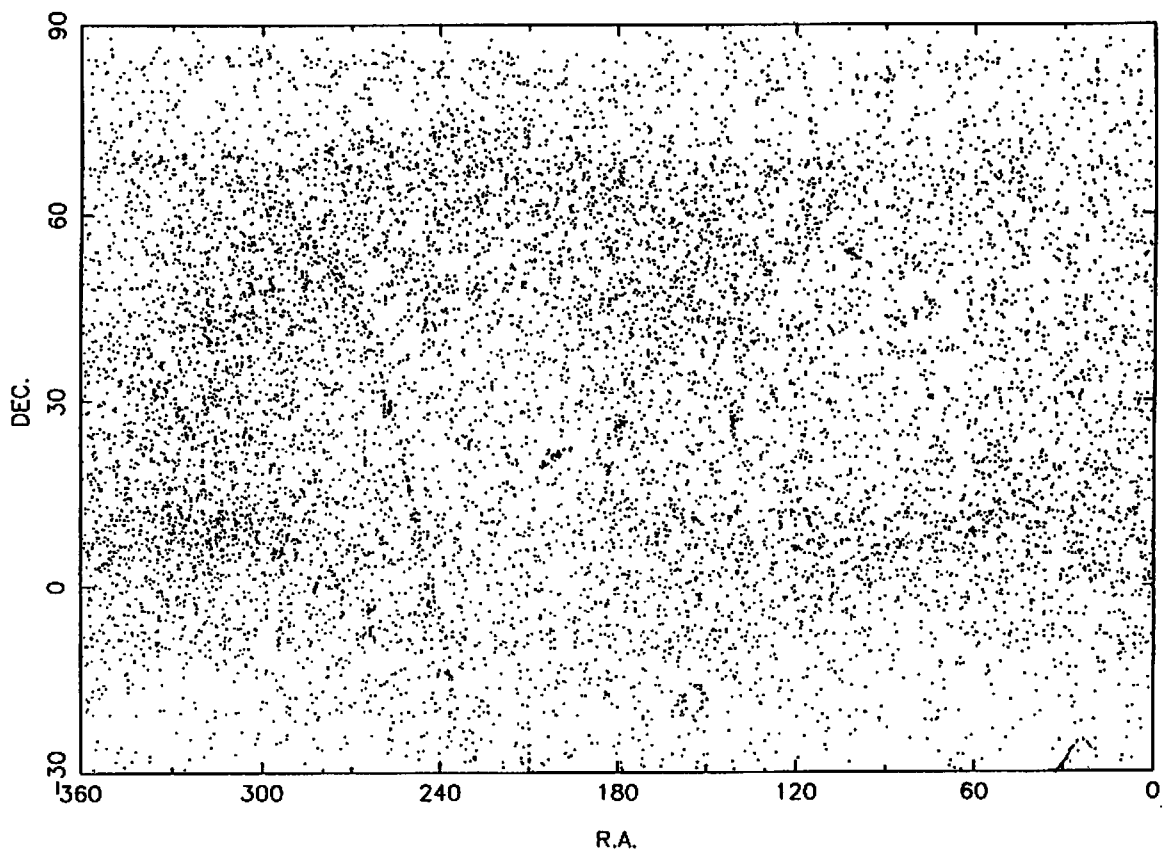


図 4 : 1999年11月18日の流星エコー反射点のマップ。
しし座流星群の輻射点から90度離れた大円上にエコーの密集が見られる。

RADIANT POINT

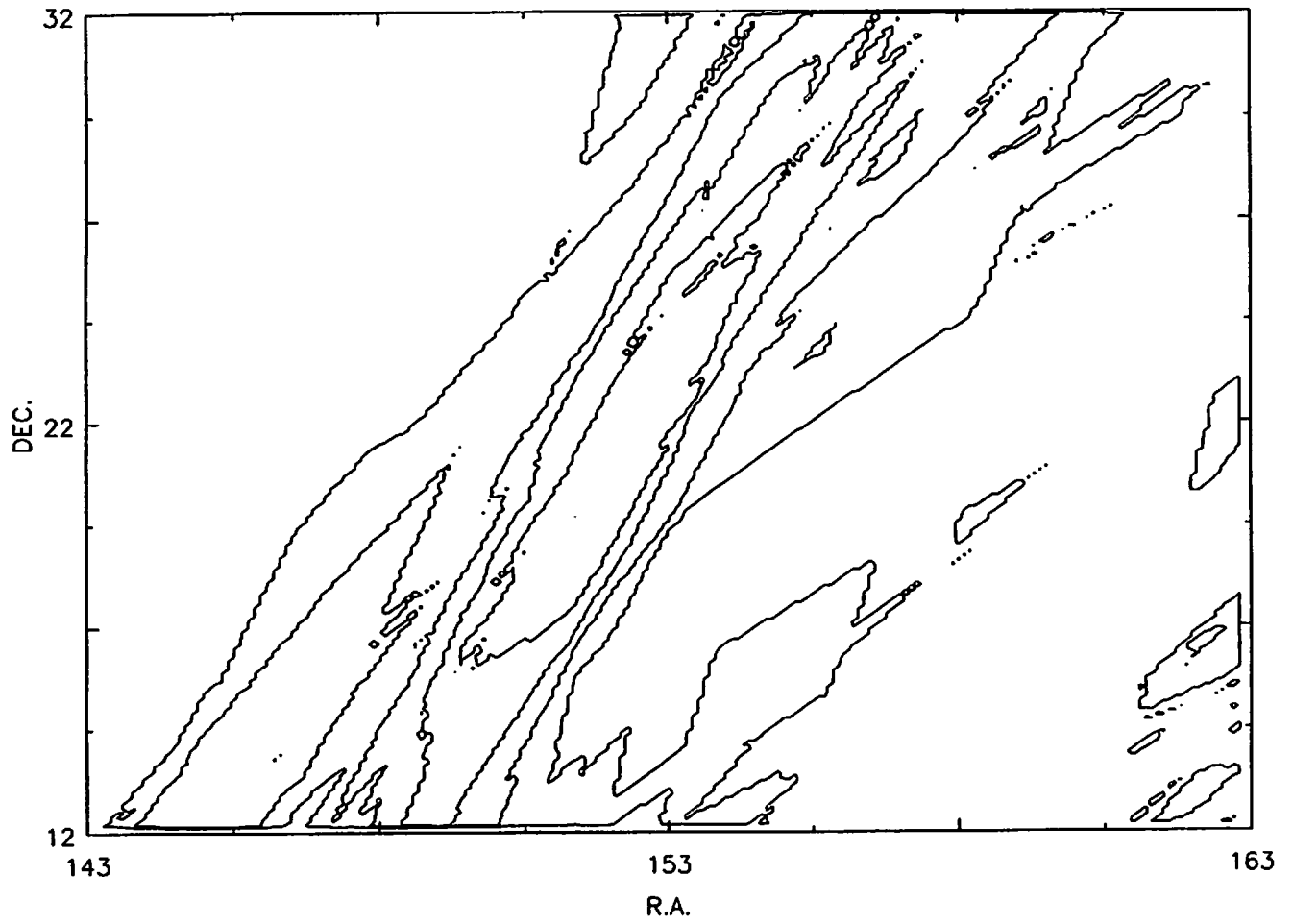


図5：図4のデータから作成したしし座流星群の輻射点マッピングの結果。
光学観測から予想される位置に、電波でも輻射点が存在することがわかる。

MUレーダによる低高度デブリの軌道推定実験

○田島 徹 (宇宙開発事業団) 佐藤 亨 (京都大学)

Abstract

スペースデブリをとりまくさまざまな問題は、現在の宇宙開発に及ぼす影響のみならず、将来の有人宇宙活動の発展に対して、無視できない問題として数々の場面で取り扱われるようになってきた。

宇宙開発事業団 (以下、NASDA) においては、平成6年度よりデブリを地上から観測するための研究を行ってきた経緯があるが、特にレーダによるデブリ観測では、観測のみならず、観測データを用いた軌道決定、軌道予測が実用上の精度を十分に満たすことがシステムの成立性を決定するといっても過言ではない。

この実験では、京都大学が保有するMUレーダを共同利用することで、デブリの観測データに基づく軌道推定を行い、1局のデータのみでデブリ観測が成立することを立証した。

1. はじめに

本実験は、NASDAが制定した『MUレーダ軌道推定実験実施計画書』に基づいて、NASDAと京都大学が『MUレーダ共同利用』のテーマの1つとして実施したものである [1]。

その目的は、スペースデブリ観測システムの研究の一貫として、京都大学超高層電波研究センター所有のMU (Middle and Upper atmosphere) レーダを用いて、スペースデブリと仮想したNASDA運用衛星の追尾データを取得し、このデータを用いてNASDAが軌道決定を行い、この軌道決定値から翌日再度の同一衛星捕捉追尾のための軌道予測が可能かどうかを確認するためのフィジビリティスタディを目的としている。

今回の実験の結果としては、スペースデブリと想定したNASDA衛星のレーダ観測を行い、軌道推定に成功した [2, 3]。又、今回の実験結果より、MUレーダのデブリ観測の制約を踏まえた将来システムへの反映すべき問題点の抽出も行えた。

2. 実験の概要

① 実験方法

- (1) MUレーダを用いて、NASDAが定常的に運用中のMOS-1bを仮想デブリとして追尾し、この観測データを用いて軌道決定を行う。
- (2) MUレーダの観測データに基づく軌道決定値と、NASDAの定常運用で行っている精度の高い軌道決定値とを比較することで、レーダデータによる軌道決定値の精度を把握する。

本実験では、このロジックで測定された絶対空間の位置をレーダ中心の方位角 (AZ)、仰角 (EL)、距離 (RNG) のデータに変換し、NASDAの軌道計算プログラムに入力、軌道決定等を行う。

尚、この観測上行われるデータ処理の主な流れ (外来雑音から物体のエコー抽出、エコーパターンからの高度の決定、ビームパターンからの方位の決定等) については、電子情報通信学会技術報告 [4] を参照されたい。

② 実験結果

(1) レンジバイアスの推定

軌道決定を行う上で、観測系の精度を把握することは必須であり、これには観測系の物理的制約から理論的に把握できる観測ノイズに起因する誤差と、観測系が潜在的に持つ観測バイアスに起因する誤差の2種類の誤差があるが、本実験では、観測レンジデータに内在するレンジバイアスの推定をまず行った。

本実験に先立ち、MUレーダのデブリ観測モードには、レンジ観測精度向上のために後付けしたパルス圧縮のロジックに、その時間原点の設定のズレから数百mのレンジバイアスが内在している可能性があらかじめ示唆されていたため、この推定を行った。

本来、レンジバイアスの推定手法は、比較的多くの観測データを軌道決定に用いて、軌道6要素の推定と併せてレンジバイアス推定を最小二乗法により行うのが常套であるが、今回の場合、MUレーダの観測データが信楽1局のみのデータであり、そのデータ量が1日高々1パス10秒程度と僅少で、かつ、データの精度もNASDAのデータと比較して2桁以上悪いことを考慮すると、従来の方で推定することが不適當であると推察した。そこで、NASDAの定常運用で得られている高精度な軌道決定値を基にした観測モデルと、MUレーダによる観測データとの差分（残差）を求め、これを便宜的に考慮すべきレンジバイアスとした。

図1に観測パスの仰角に応じた残差の絶対値を示す。

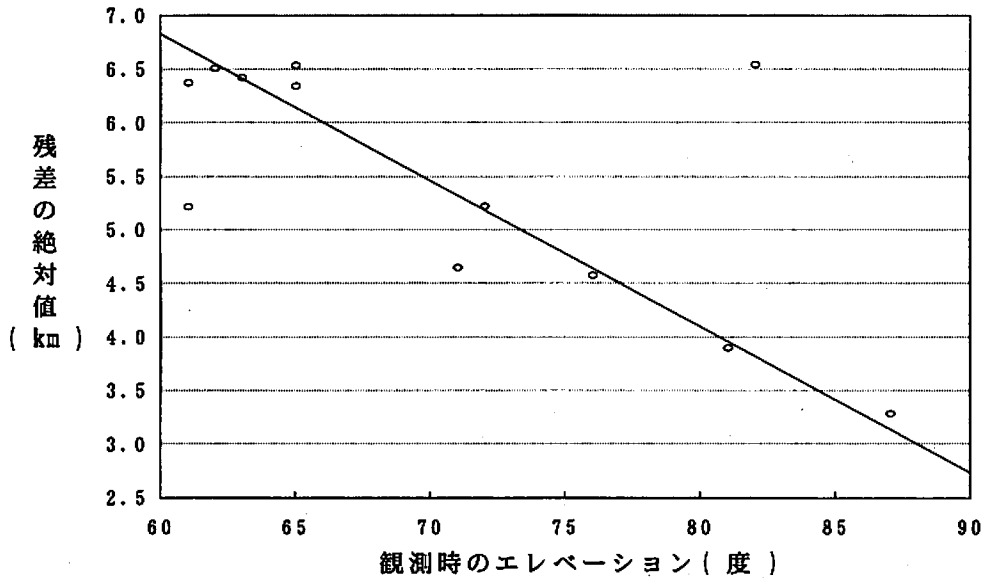


図1 観測時のエレベーションと残差の関係

図1からわかるように、観測時のエレベーションに対応する残差には強い相関が見られ、その関係は図中の一次関数で近似した。

ここで整理すべきこととして、本来バイアスとは固定的なものと考えられるが、この結果を見る限り、 $y = 0.135x - 14.93$ で表される変動バイアスの存在が想定され、この変動バイアスが天頂 ($EL = 90$ 度) で零になるものと考えれば、MUレーダが潜在的に持っている固定バイアスは -2.78 km と考えられる。

今回の実験で得られたレンジデータの観測値は、上記で述べた各バイアスを考慮すると、最終残差がMUレーダの性能から判明している精度 (200 m) と同等のノイズレベルであったため、上で立てた仮定が結果的に正しいと考え (その発生理由については要調査)、ここで求められたバイアス成分をあらかじめ生データ補正し、軌道推定に用いることとした。

(2) 幾何学的軌道決定法による軌道要素の推定

(1)で推定した各パスのレンジバイアスを考慮し、これを観測データとして軌道6要素の推定を行った。

さて、本実験の目的から考えると、想定するケースが未知デブリを偶然に捕らえ、次回に局上空を通過するパスを再捕捉することを前提としているので、その次回通過パスを最悪1日後と仮定すれば、理想的なフェーズドアレー方式のデブリレーダの観測サーチ幅を $\pm 20^\circ$ とし、これから逆算して、そのビーム予測誤差が 20° 以内であれば再捕捉可能であると見なせる。この予測誤差が生じる原因の大半は、軌道長半径の決定誤差に起因する可視時刻のずれ分を地球の自転角に置き換えた量と見なして問題ない (オーダエスティメイトとして)。地球の自転に伴うビーム方向の 20° のずれは、地球の自転時間に置き換えて、MOS-1bの軌道高度では592秒であるため、1日間に可視時刻が上記の時間だけずれるために要する軌道長半径の差分を求めれば、本実験における軌道長半径の許容決定誤差の評価基準を大まかに求めることができる。

いま、二体問題の式は以下で表せる [5] 。

$$n^2 = \mu / a^3 \quad (n: \text{平均運動、} \mu: \text{地球重力定数、} a: \text{軌道長半径})$$

これより、MOS-1bのノミナル軌道長半径でnを求めると、

$$\begin{aligned} n &= (2.975540 \times 10^{16} / 7287^3)^{1/2} \\ &= 87.692 \text{ (rad/day)} = 5024.379 \text{ (deg/day)} \end{aligned}$$

そこで、上記算出値のnが592秒だけずれたn'となるようなa'を逆算すれば、許容決定誤差を求めることができる。

$$\begin{aligned} a' &= (\mu / n'^2)^{1/3} \\ &= (2.975540 \times 10^{16} / 88.293^2)^{1/3} = 7254 \text{ km} \end{aligned}$$

従って、MOS-1bのノミナル軌道長半径との差分を求めれば、軌道長半径の許容決定誤差は±33kmとなる。

MOS-1bの観測データの一覧を表1に示す。

表1 MOS-1bの観測データ一覧

データ期間	データ数	観測7-クの状態	観測7-ク長
95-07-11 12:29:10.031 ~ 12:29:18.350	6	EL増角時	96.4秒
07-11 12:30:37.151 ~ 12:30:46.430	9	EL減角時	
95-07-12 12:34:52.401 ~ 12:34:59.120	5	EL増角時	76.7秒
07-12 12:35:58.811 ~ 12:36:10.010	11	EL減角時	
95-07-13 12:41:46.721 ~ 12:41:56.000	10	MAX. EL時	9.3秒
95-11-28 01:21:40.471 ~ 01:21:48.790	8	EL増角時	88.6秒
11-28 01:22:58.831 ~ 01:23:09.070	8	EL減角時	
95-11-29 01:27:45.761 ~ 01:27:53.120	7	EL増角時	90.0秒
11-29 01:29:07.431 ~ 01:29:15.750	9	EL減角時	
95-11-29 01:33:45.971 ~ 01:33:50.770	5	EL増角時	87.8秒
11-29 01:35:04.451 ~ 01:35:13.730	9	EL減角時	

上記データを用いて幾何学的軌道決定を行った結果を表2に示す。

表2 幾何学軌道決定結果(接触軌道要素)

	① 7-11 (12:29:10.031)		② 7-12 (12:34:52.401)		③ 7-13 (12:41:46.721)	
	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値
a (km)	7290.383	6995.703	7290.701	7173.189	7289.826	7776.479
e	0.0014	0.0419	0.0014	0.0162	0.0014	0.0632
i (deg)	98.992	98.618	98.991	98.975	98.991	97.884
Ω (deg)	261.379	261.140	262.358	262.377	263.337	262.562
ω (deg)	103.429	219.211	101.826	203.895	106.785	39.642
M (deg)	289.680	173.188	290.163	188.232	288.267	355.735
φ (deg)	33.109	32.399	31.989	32.127	35.052	35.377
	④ 11-28 (01:21:40.471)		⑤ 11-29 (01:27:45.761)		⑥ 11-30 (01:33:45.971)	
a (km)	7289.210	7159.930	7289.210	7328.950	7289.120	7217.590
e	0.0014	0.0211	0.0014	0.0062	0.0014	0.0098
i (deg)	99.130	97.990	99.130	98.930	99.130	99.350
Ω (deg)	38.910	39.660	39.900	40.030	40.890	40.710
ω (deg)	67.580	294.670	67.390	168.570	66.680	316.200
M (deg)	74.470	208.870	74.650	333.980	75.060	185.800
φ (deg)	142.050	143.540	142.040	142.550	141.740	142.000

a: 軌道長半径, e: 離心率, i: 軌道傾斜角, Ω: 昇交点赤経, ω: 近地点引数
M: 平均近点離角, φ: 緯度引数, 基準値: NASDAの高精度な軌道決定値

この結果を軌道決定値と基準値との差分で比較すると、6ケース共に許容基準を満足していないことがわかる (Δa=295km, 117km, 486km, 129km, 40km, 72km)。

さて、ここまでの6回の観測実験データの幾何学軌道決定の結果を押し並べて考察すると、一部の結果を除いて軌道面情報(i, Ω)はそれなりに決まっており、又、衛星の軌道上の位置を間接的に表す緯度引数φも概ねよく決まっていることを考慮すると、軌道長半径の決定精度を著しく悪化させる要因として、観測高度に無理に軌道をフィッティングしたことで離心率が不定となり、大きな軌道長半径の決定誤差を生んでいるものと推察される。

これを裏付けるもう一つの論拠として、『基準値』と『MU決定値』のカルテシアン軌道に着目し、表2同様に比較して、特に慣性空間における個々のベクトルの差（位置誤差 ΔR ）を求めると、それぞれの幾何学的決定値の位置情報（ x, y, z ）が非常に良く推定できていることに着目した。

表3 各軌道決定値と基準値との位置誤差

観測日付	7/11	7/12	7/13	11/28	11/29	11/30
位置誤差	2.1km	4.3km	0.6km	18.0km	3.4km	3.9km

次の段階で行う特別摂動法による軌道決定においては、幾何学的軌道決定で得られた決定値を初期値にして、摂動を考慮した観測モデルを用いた最小二乗法による軌道改良を行うのであるが、元々、観測データが極めて少ない今回の場合、古典的の最小二乗法のような初期値依存性が極めて低い方法では解が発散し推定不能となるため、特定の軌道要素に初期値依存性を持たせて、推定パラメータを少なくするような推定手法をとることが望ましい（ベイズ重み付け最小二乗法）。

さて、初期値の特定の変数の標準偏差に重み付けし、推定パラメータを減らすことをここまでの結果に当てはめて考えると、幾何学決定の軌道長半径以外のパラメータを固定して軌道長半径のみを推定することが一見得策のように考えられるが、全決定値に着目すると、軌道長半径だけの決定精度が悪いとは言え切れない結果が散見されるため、この方法は必ずしも適当とは言えない。

そこで、表3の結果を前提に考えて、衛星の位置は極めて良く決まっているが、その運動状態であるカルテシアンの速度成分が決まっていないという事実を考慮して、最小二乗法による推定パラメータをケプラーリアンからカルテシアンに変更して、その位置成分（ x, y, z ）を固定し、速度成分（ $\dot{x}, \dot{y}, \dot{z}$ ）を推定すれば、結果的にケプラーリアン軌道要素全てが良く推定できるものと考えた。

この際、位置成分についてはその標準偏差に $1/\infty$ の重みを与え、速度成分の標準偏差を 7 km/s 程度とすれば適切な推定が可能であると考え、次に示す結果を得た。

(3) 特別摂動法による軌道要素の推定

(2)で立てた考察結果に基づき、特別摂動法による軌道決定をベイズ重み付け最小二乗法を用いて、カルテシアン軌道要素を推定パラメータとして、かつ、位置成分を固定し、速度成分のみの推定を試みた。

表4 精密軌道決定結果（カルテシアン→ケプラーリアン変換済）

	① 7-11 (12:29:10.031)		② 7-12 (12:34:52.401)		③ 7-13 (12:41:46.721)	
	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値
a (km)	7290.383	7285.677	7290.701	7275.137	7289.826	推定不能
e	0.0014	0.0017	0.0014	0.0032	0.0014	
i (deg)	98.992	98.803	98.991	99.127	98.991	
Ω (deg)	261.379	261.255	262.358	262.472	263.337	
ω (deg)	103.429	135.536	101.826	155.055	106.785	
M (deg)	289.680	257.600	290.163	237.137	288.267	
ϕ (deg)	33.109	33.136	31.989	32.192	35.052	
	④ 11-28 (01:21:40.471)		⑤ 11-29 (01:27:45.761)		⑥ 11-30 (01:33:45.971)	
a (km)	7289.210	7187.710	7289.210	7328.090	7289.120	7261.450
e	0.0014	0.0182	0.0014	0.0062	0.0014	0.0042
i (deg)	99.130	97.990	99.130	98.930	99.130	99.310
Ω (deg)	38.910	39.660	39.900	40.030	40.890	40.750
ω (deg)	67.580	286.280	67.390	170.230	66.680	291.030
M (deg)	74.470	217.370	74.650	332.340	75.060	211.110
ϕ (deg)	142.050	143.650	142.040	142.570	141.740	142.140

表4の内、③のケースは天頂通過時の10秒程度のデータのみによる結果であり、予想通り、この程度のデータ期間では幾何学的軌道決定以上の決定が難しいことを示している。一方、①②⑤⑥の推定結果に関しては評価基準を概ね満たす結果が得られており、特に①の結果は極めて精度の高い結果が得られたため、1日後の軌道予測に十分な実用性を持つことがわかる。

また、仮に2日目に1日目の観測結果を用いて衛星を追尾することとし、1日目の決定値を2日分の観測データによる軌道決定でアップデートすることを想定してみると、これにより得られる軌道決定値は以下に示すものが得られた（精密軌道決定においては、同様に位置固定のカルテシアン推定を行った）。

表5 2日間データによる精密軌道決定結果（接触軌道要素）

	7-11 (12:29:10.031)		11-28 (01:21:40.471)		11-29 (01:27:45.761)	
	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値	基準値	MU決定値
a (km)	7290.383	7290.349	7289.210	7289.180	7289.210	7289.190
e	0.0014	0.0016	0.0013	0.0012	0.0014	0.0027
i (deg)	98.992	98.829	99.130	98.930	99.130	98.930
Ω (deg)	261.379	261.272	38.910	39.070	39.900	40.040
ω (deg)	103.429	106.246	67.580	222.870	67.390	228.380
M (deg)	289.680	286.872	74.470	279.520	74.650	274.180
ϕ (deg)	33.109	33.118	142.050	142.390	142.040	142.560

表5から判断する限り、2日間のデータがあれば、その軌道決定値の精度はNASDAの決定値と比較して、単に目標物体を任意の時間に追尾するためのビーム待ち受け予報値を生成するという目的の下では、全く遜色のない決定値であることがわかる。

3. 実験結果からの反映事項

今回の実験で、ここまで述べた軌道推定に関する成果以外に、衛星をレーダで追尾するという初めての経験で、今後の実験、並びに、将来的なNASDAのデブリの電波観測システムを開発する上で、その前段階から考慮しておくべき反映事項を以下に示す。

(1) MUレーダ固有の制約事項に関連する反映事項

MUレーダは前述したように、元々が中高層の大気観測用のレーダであるため、デブリ観測では、使用周波数が低い（46MHz）ことによって探知能力がNORADのレーダシステムに比較して大きいことがデブリ観測上の大きな制約であるものと当初は認識していた。しかし、今回の実験によって具体的にその他の幾つかの制約があり、かつ、その一部は設計段階よりデブリ観測用と認識して開発しなければ対処できない事項であることがわかったため、ここに明示する。

MUレーダはアクティブフェーズドアレイ方式を採用したアンテナであるため、そのビーム走査は機械的なものによらない電子的サーチが可能である。そのサーチはビーム制御プログラムによってプランに合わせて高速でサーチできる能力を持つはいるが、実際にはそのターゲットが雲等の大気現象であるため、雲等の移動速度に比較してレーダに対する相対速度が極めて速い衛星向きにはつくられていない。

デブリ観測を行っている時のMUレーダの高速サーチとは、シーケンシャルローピングにより8つのビームを瞬時に振ることであって、この8つのビームの固まりを衛星の運動に合わせてトラッキングしていくためには、再度プランを入力し（これは予め入力しておくことはできる）次々にビームを衛星の進行方向に移動させていく必要がある。しかし、このために、あるビームサーチ方向から別の方向にビームサーチ方向を移動させるためには約1分程度のインターバルが必要で、このため今回の観測で1パスが2分割され、パス毎のインターバルが約1分程度となってしまった。

そこで、MUレーダのようにビームを予め設定した方向から別の方向へ向けるのに1分間要してしまう点については、ビームフォーミングロジックを見直すことで、NASDAにとってさほどの問題とはならないまでも、サーチ方法については今後よく検討する必要がある。

(2) 理想的なサーチ方法に関する反映事項

既知のデブリを観測するだけでなく、未知のデブリを発見、観測することをシステムの第一条件として位置づければ、ビーム固定でそこに入ってきたデブリを観測するような受動的な待ち受け方法（このような方法は、デブリの高度分布観測には適している）ではなく、フェーズドアレイの利点を生かしてビームを広範囲にサーチすることが適切である。但し、全天球をサーチするとなるとゲインが稼げないという本質的な問題点に遭遇するため、ここではスカイラインのサーチを考えたい。

スカイラインのサーチとは、全方位、地平線を回転サーチすることを意味しているが（以下、スカイラインサーチと仮称する）、この方法ならば、全天球に比較して数十分の一のサーチ領域となるため、ゲインの問題については大きく改善できると考えられる。

また、スカイラインサーチを行えば、少なくとも局可視の物体については、他の物体を追尾中以外は、理論的には全て捕捉可能と考えてよい（最悪、ビーム通過直後にAOSし、再びビームが戻ってきたときにはビーム幅よりも仰角が高くなってしまう場合は捕捉できないが、いま想定するビーム回転速度は1分程度であるから、トランスファ軌道の近地点付近が偶然にスカイライン付近にあるというようなケースを除いて、捕捉は殆どのケースで可能と考えてよい）ため、デブリ観測の意義を大きく満足できる。

但し、この場合、アンテナから物体までの距離は最も遠方にある状態で捕捉することになるため、実効放射電力を大きくすることを設計パラメータ上考慮する（AOS時のスラントレンジ換算で1500～2000km程度）と共に、実際には、この問題点の解決のため、スカイラインの設定として仰角を10～15°程度とする必要があるだろう。

又、スカイラインサーチを行うと、MUレーダのような仰角60°以上しかサーチできないレーダに比較して、飛躍的に観測データ量が増える（約5倍）。

ビームサーチ範囲がそれぞれ±30°であっても、スカイラインから仰角30°と、天頂角30°では観測領域に著しい優劣があることは明白である。また、観測領域以外でも、ドップラ偏移が天頂付近に比較して大きい低仰角におけるドップラデータが受信可能なスカイラインサーチは、デブリ観測には最も適したビームサーチ方法と考えられる。又、観測アークの長さに関しても、7～8倍長く観測可能であるため、軌道決定精度の点から見ても理想的なサーチ方法である。

この事実を裏付けるかのように、NORADの所有するフェーズドアレーレーダには、MUレーダタイプのような平面アンテナを地平面に対して立てて設置して観測仰角を低くするような工夫がされているものがある。

尚、効率的にスカイラインサーチを行うためのアクティブフェーズドアレーレーダのタイプとして、MUレーダのような平面アンテナではなく、近年実用化されたシリンドリカルアクティブフェーズドアレーレーダの採用も考えられる。

4. まとめ

以上に述べた本実験の成果についてまとめる。

本実験は、仮想デブリとして「MOS-1b」を用いてMUレーダで観測を行い、この軌道決定結果は観測実験前の予想以上に良好な結果が得られた。

成果概要は以下の通りである。

- (1) 本実験により、1パス20秒程度の観測データ（AZ/EL/RNG）で実用レベルにある軌道決定値を得ることができた（決定の為に、幾つかのノウハウを修得した）。
- (2) 2日間の可視2パス（1パス20秒程度）で予報値レベルではNASDA定常決定値に遜色無い決定値が得られた。
- (3) 全ケースにおいて、NASDA定常決定値との位置誤差は2～3km以内であるためデブリの軌道同定確度に限っては、軌道予報に比較して開発上大きな障害がないものと考えられる。
- (4) NASDAシステム開発への反映として、京大タイプの高仰角観測対応型ではなく、低仰角観測可能なフェーズドアレーアンテナの検討、有効なサーチ方法の検討（スカイラインサーチ等）、及び周波数の高周波数化等が上げられる。

参考文献

- [1] 田島：MUレーダ軌道推定実験実施計画書 NASDA技術資料(1995)
- [2] 田島：MUレーダ軌道推定実験（その1）成果報告書 NASDA技術資料(1995)
- [3] 田島，紺野：MUレーダ軌道推定実験（その2）成果報告書 NASDA技術資料(1996)
- [4] 若山，古澤，佐藤，木村：MUレーダによる軌道運動物体の探索（2）電子情報通信学会技報(1989-No. 394)
- [5] 古在：人工衛星の軌道 NASDA(1979)

MUレーダーによる銀河背景放射のマッピング

前田耕一郎 (兵庫医大), H. Alvarez, J. Aparici, J. May (チリ大学)
P. Reich (マックスプランク研究所)

MUレーダーの最大の特徴は、アクティブ・フェイズド・アレイとしてビーム方向を短時間に操作できる点にある。この特徴を生かして46.5MHzで銀河背景放射のマッピングを行った。観測期間は1985-1990年及び1996-1998年である。子午面内に16~18のビーム方向を設定して、0.4~1ms毎に切り替えながら観測することにより、1日で広い範囲の空のデータを取得する方法をとった。観測を行ってみると明らかなゲイン変動が認められた。MUレーダーの場合、プリアンプが置かれているブースの中は外気を引き込んで強制冷却されている。ブース内の温度は外気温によって変動するが、その温度変動によるプリアンプのゲイン変動が全体のゲイン変動の大きな要因になっているものと思われる。MUレーダーは独自のキャリブレーション・システムを持たない。MUレーダーシステムには475基のアンテナに対応してプリアンプがあり、これらを観測中にキャリブレーションすることは実際上不可能である。したがって、最大の問題は絶対的なキャリブレーションをどのように行うかであった。

まったくの偶然であるが、1982年からチリ大学においてMUレーダーと同程度の有効面積のアレイを用いて45MHzで銀河背景放射のマッピングが始められていた。MUレーダーで観測できるのは赤緯5°までであるが、幸いなことにチリのアレイでも赤緯5°の空の観測が可能であった。チリの観測ではダイオードノイズによるキャリブレーションが行われていたため、チリのデータを用いて赤緯5°でMUレーダーのデータをキャリブレーションすることが可能になった。

電離層の影響や混信があるために、信頼できるデータを得るには何度も繰り返し観測する必要があった。このような事情はチリでも同様であり、チリの観測が完了したのは観測開始から10年以上経過した1994年のことである。そして、必要なデータ解析を終えてチリの南半球のマップは1997年に完成した。1997年からMUレーダーのデータの最終的な解析に入った。まず、観測データのうちで最も質の良かった1988年2月のデータを選んで解析を行った。赤緯5°でチリのデータと比較したところ、驚くほどよく一致していた。残るわずかな違いはMUレーダーのゲイン変動と解釈してゲイン変動係数として求め、その変動係数を用いて他の赤緯のデータのキャリブレーションを行った。キャリブレーションを行う過程で、MUレーダーの46.5MHzのデータを45MHzのデータに変換した。さらに、1998年2月のデータで補完することにより、最終的に赤緯で2°間隔のデータセットを得た。最終データセットはマップ作成のノウハウが蓄積されているマックスプランク研究所に送られ、スムージングが施された後にマップがつけられた。図1a~1dに赤道座標でのマップを示す。また、図2に銀河座標でのマップを示す。

45MHzという周波数での観測には意義がある。この周波数では銀河系内の熱的放射成分の影響が小さく、また、星間吸収もまだきいてこないのでシンクロトロン放射を純粋な形で観測できるからである。チリ大学で作成された南半球のマップとMUレーダーでつけられた北半球のマップを結び付けると、45MHzで全天の約95%のマップが作成できる。Haslam達(1982)による408MHzでのマップや現在マックスプランク研究所でつけられつつある、1420MHzでのマップと比較することにより銀河磁場や宇宙線電子の分布についての新しい情報が得られるものと期待される。

参考文献

- Alvarez, H., J. Aparici, J. May, and F. Olmos, A 45-MHz continuum survey of the southern hemisphere, *Astron. Astrophys. Suppl.*, 124, 315-328, 1997.
Maeda, K., H. Alvarez, J. Aparici, J. May, and P. Reich, A 45-MHz continuum survey of the northern hemisphere, *Astron. Astrophys. Suppl.*, 140, 145-154, 1999.

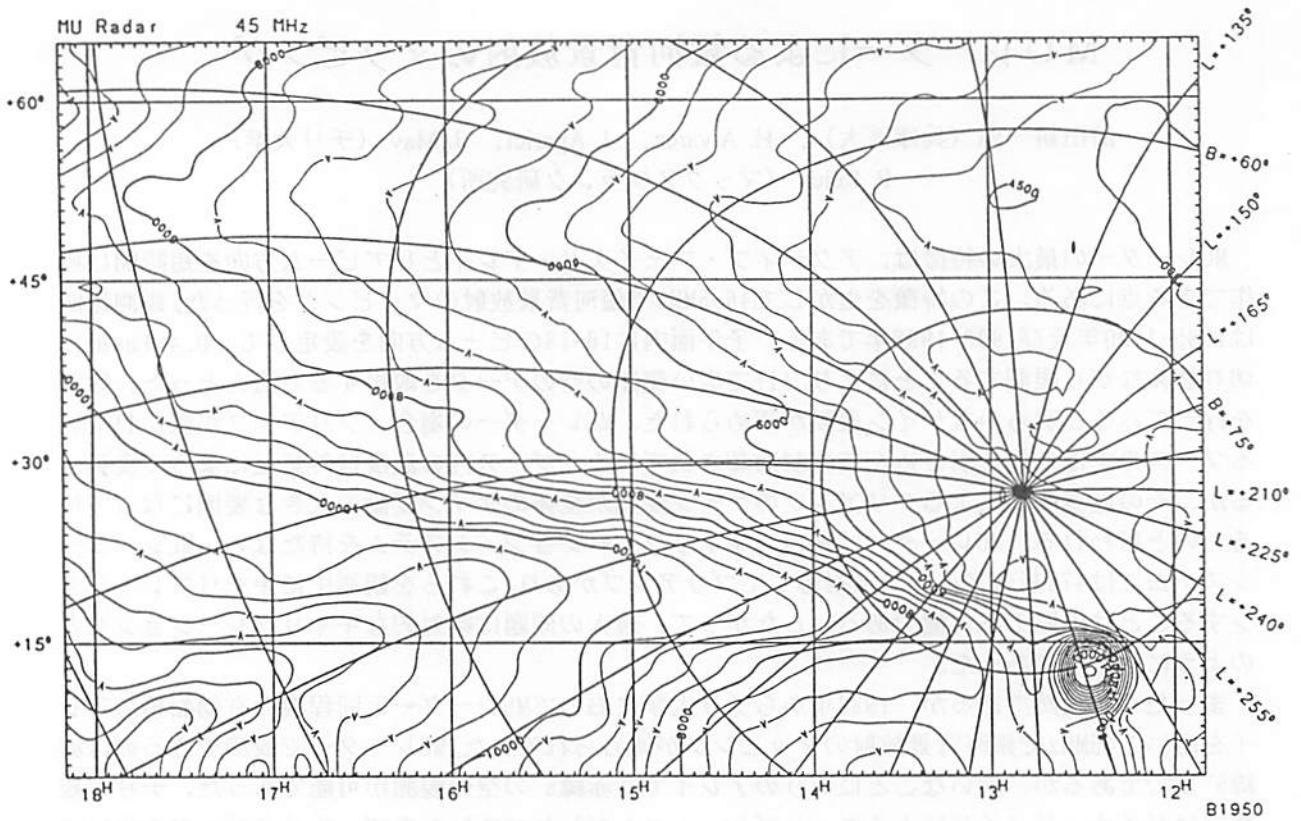


Fig. 1a : 銀河背景放射の強度分布図。横軸は赤経、縦軸は赤緯である。強度は雑音温度 (K) で表されている。また、銀河座標も重ねて示されている。

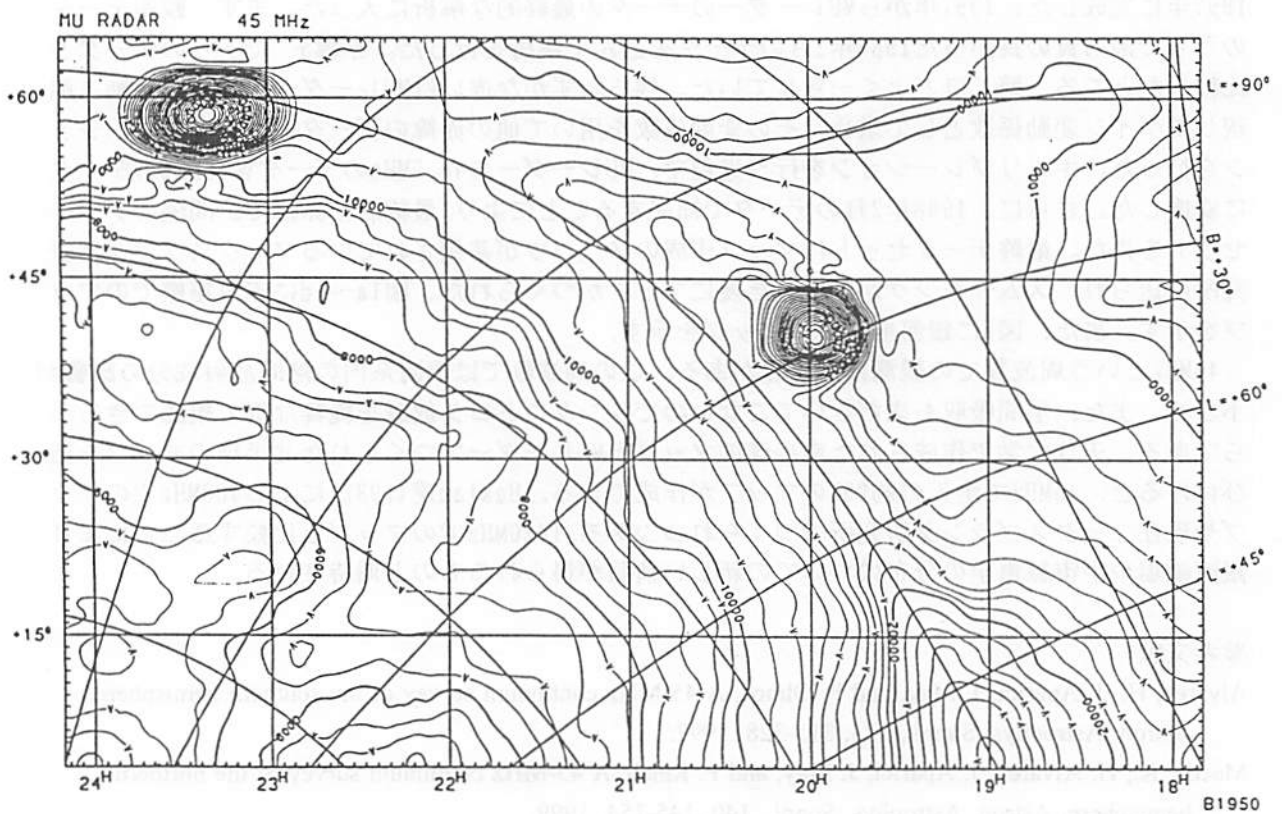


Fig. 1b : 同

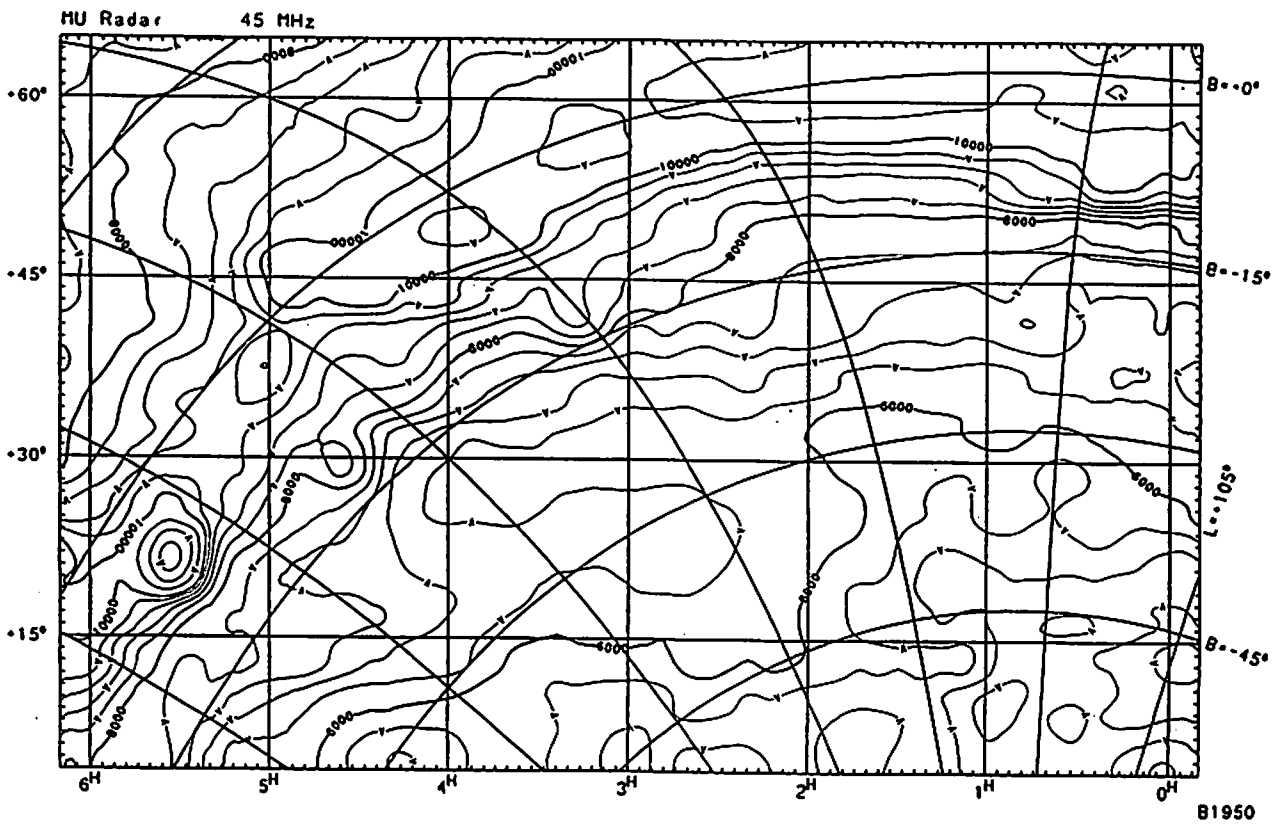


Fig. 1c : 同

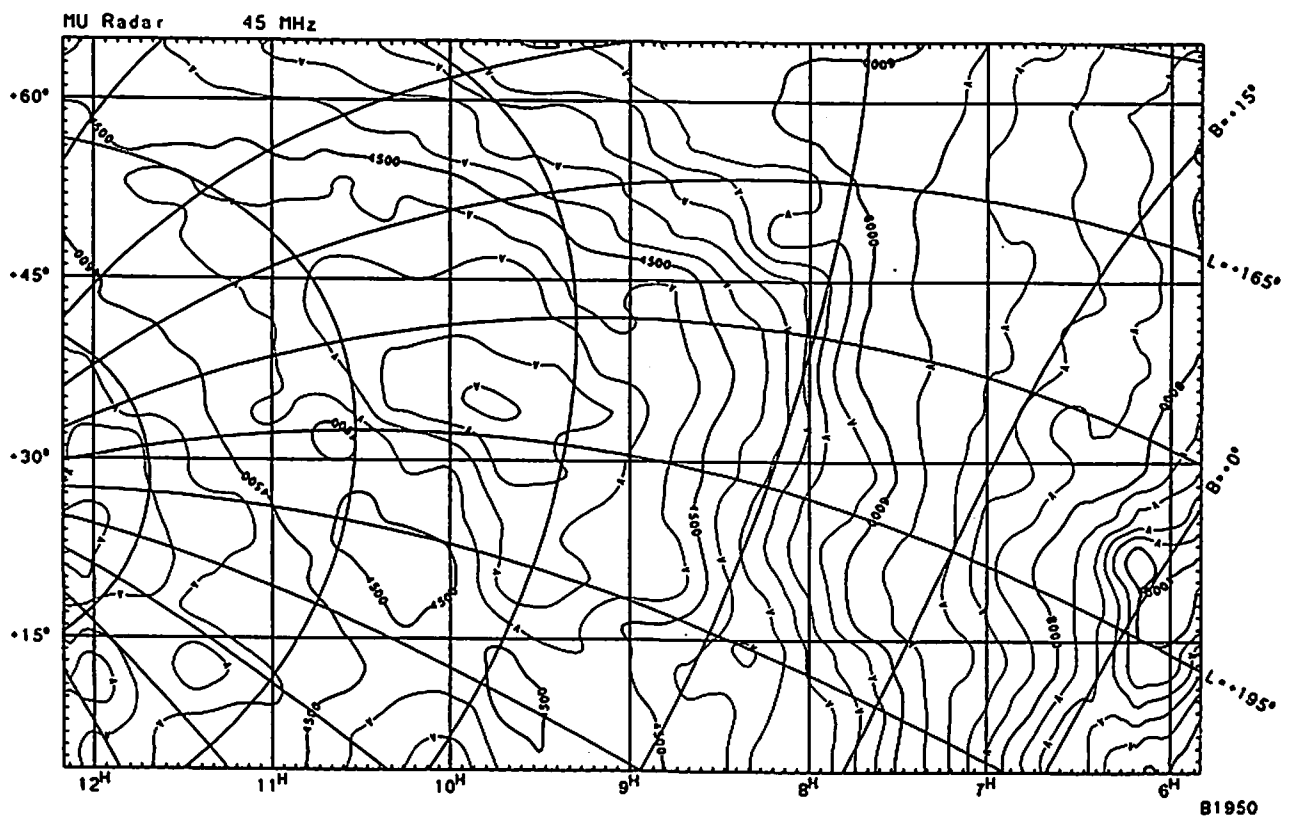


Fig. 1d : 同

45 MHz

90° (北銀極)

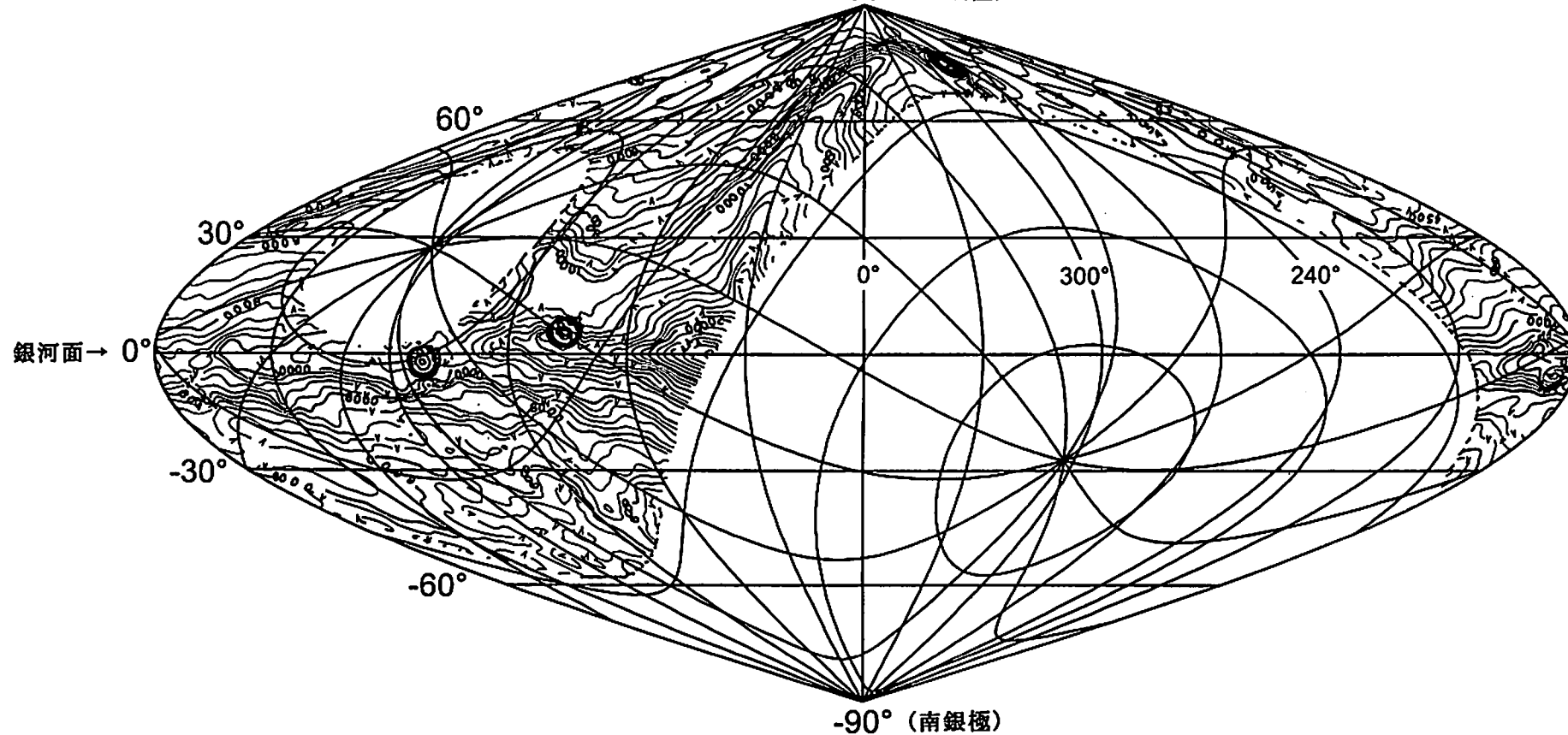


Fig. 2 : 銀河背景放射の強度分布図。銀河座標が使われていて、強度は雑音温度 (K) で示されている。

気象庁における 1.3GHz ウィンドプロファイラ観測網展開計画

石原正仁（気象庁観測部高層気象観測室）・郷田治稔（気象庁予報部数値予報課）

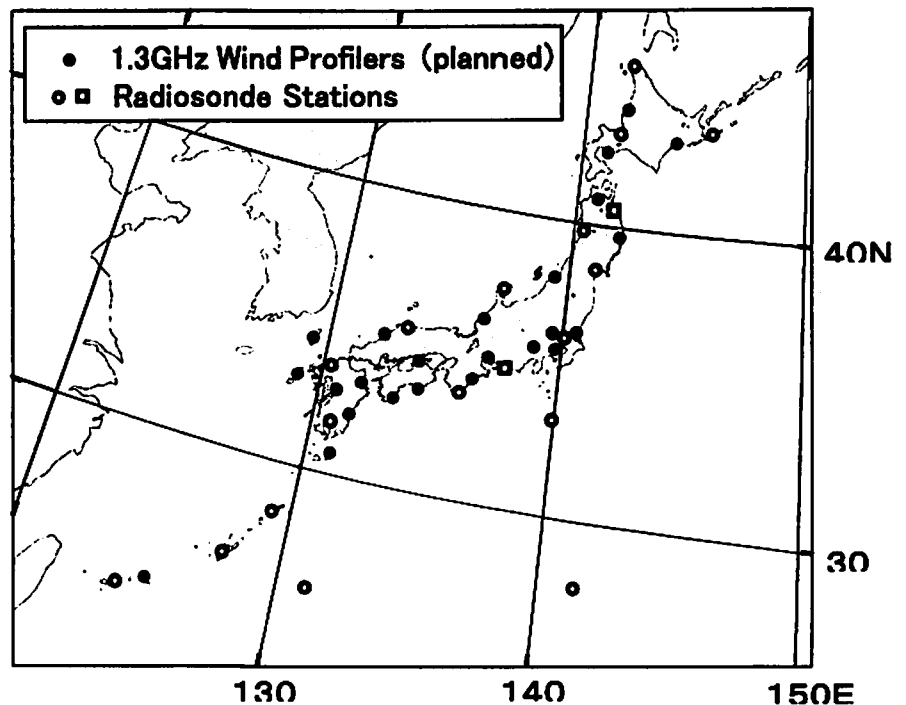
1. はじめに

1970年代から1980年代前半まではもっぱら超高層大気の研究に利用されていたUHF・VHFレーダーは、その後「ウィンドプロファイラ（プロファイラ）」と名づけられ、対流圏を対象とする高層風観測の有力手段として気象関係者に認められるようになった。1990年代に入ると各国の政府気象機関はプロファイラを観測業務に取り入れる準備を始めた。米国海洋大気庁（NOAA）が30数台のプロファイラを米国中西部に展開して実施したWind Profiler Demonstration Networkに見られる業務実験（NOAA,1994）はその端緒であり、現在ではNOAAはこの観測網を業務的に運用している。また、ヨーロッパにおけるCOST74及びCOST76の活動は、これらの地域をはじめ世界各地で、近い将来プロファイラ観測網の実運用が始まることを予感させる（EC,1994）。

日本国内では1983年の京都大学MUレーダーの設置（Fukao et al., 1985）を契機として、大学・研究施設に研究用プロファイラが導入され、現在その数は10台を超えている。気象庁では1988年に気象研究所に400MHzプロファイラを整備し、1994～96年には「定常化観測のための業務実験」を3年間実施し、業務的に利用するための諸条件について検討を加えた。その後、新しい観測機器（ドップラーレーダー・プロファイラ・ACARS・GPS・気象衛星新センサー）のデータを数値予報に取り込むことの効果を調べるため机上調査や数値モデルによる業務実験を行い、降水の有無にかかわらず観測点上空の風データを高い鉛直分解能でほぼ連続的に得られるという理由から、プロファイラの導入を最優先とすることを確認した。こうした準備にもとづき、気象庁は日本全土を網羅するプロファイラ観測網を構築するプロジェクトを発足させた。

2. 気象庁のプロファイラ観測網設置計画

第1図のように、現在気象庁は国内18ヶ所でラジオゾンデによる高層気象観測を実施しており、これら地点間の平均間隔はWMOの勧告に従い300～350kmである。わが国では地理的条件や地形の効果によってメソスケールの豪雨や豪雪が多発し、毎年のように災害をもたらしている。これらの現象を的確に監視し予報するためには、総観規模現象を対象とした現行のラジオゾンデ観測網だけでは不十分であることは明らかである。このため時間・空間的に密な高層観測網の構



第1図 国内のラジオゾンデ観測網と計画中の気象庁ウィンドプロファイラ観測網

築が求められており、特にメソスケール現象を担当する数値予報業務の現場からの要求が高い。

気象庁では数値予報モデルとして、全球モデル（格子間隔 55km）と領域モデル（同 20km）を現在運用している。領域モデルは日本付近の半日～2 日程度後の天気を精度良く予測しているが、主に格子間隔による限界から 100km 程度の水平規模を持つメソスケール現象に対しては予測能力が低い。しかし豪雨・豪雪はこうしたメソスケール現象にともなって発生することがほとんどであるので、さらに高精度の数値予報モデルの導入が求められている。このため、現在気象庁は 10km の格子間隔をもつメソ数値モデルの試験運用を行っており、このモデルは 2001 年に本格運用を開始する予定である。

メソモデルの導入を成功させるためには、空間及び時間的に高密度の観測データが初期値として必要である。このため、気象庁はプロファイラを日本全土に設置するプロジェクトを発足させた。この観測網の設置によって、既存のラジオゾンデ観測網と合わせると、平均約 150km の格子間隔の高層風観測網が完成する。

3. 機器の仕様と特徴

観測高度の面から考えると、気象の現業観測に最も適したプロファイラの周波数は、対流圏のほぼ全層を測定できる 400MHz 帯であると思われる。1997 年の ITU-R の WRC-97 においてプロファイラに割当てられた周波数帯は 46-68MHz、420-450MHz、904-928MHz、1270-1295MHz、1300-1375MHz であった。しかし、現時点では日本では国内事情により、1300-1375MHz のみが業務的に使用可能な周波数帯である。これを主な理由として、気象庁は 1.3GHz プロファイラを観測網に採用することを決めた。この周波数帯のプロファイラは「境界層レーダー」とも呼ばれるとおり、測定範囲は地表付近から高度数 km までに限定されており、気象庁にとっては、観測高度の低さがこの周波数帯のプロファイラの短所であった。

しかし近年の電子技術の進歩、特に空中線の性能向上と信号処理におけるパルス圧縮技術の進歩を取り入れ、さらに送信出力を増加するなどによって、今回設置するプロファイラでは、冬季には高度 3 km まで、夏季の条件の良いときには高度 6～7 km までの風を測定することを目標としている。1.3GHz プロファイラの最大の利点は価格であり、さらに設置に必要な敷地面積が狭いこと（全ての機器を含めて 8 m 四方程度）は、平地の少ないわが国にとっては好条件である。

4. プロファイラ観測網と運用

第 1 図は、計画中のプロファイラ観測網である。24 台を日本全土に配置するが、降雨災害が多発する九州地方、人口の集中度が特に高い関東地方に若干重みをつけた配置となっている（ただし設置台数と設置場所は暫定であり、最終的には変更の可能性はある）。占有面積が小さいため、ほとんどのプロファイラは気象官署の敷地内に設置できる。

プロファイラは無人で常時運用される。風の測定は 1 分を基本単位として行われ、自動品質管理によって 10 分平均値・1 時間平均値等が計算される。それらは気象庁専用回線またはデジタル公衆回線を経由して 1 時間ごとに東京の気象庁本庁内に設置される中央監視局に送られ、隣接サイトとの比較などの品質管理が行われた後、人員による最終チェックを受けた後に、BUFR 形式の電報に変換されて気象庁の中核計算機に配信される。

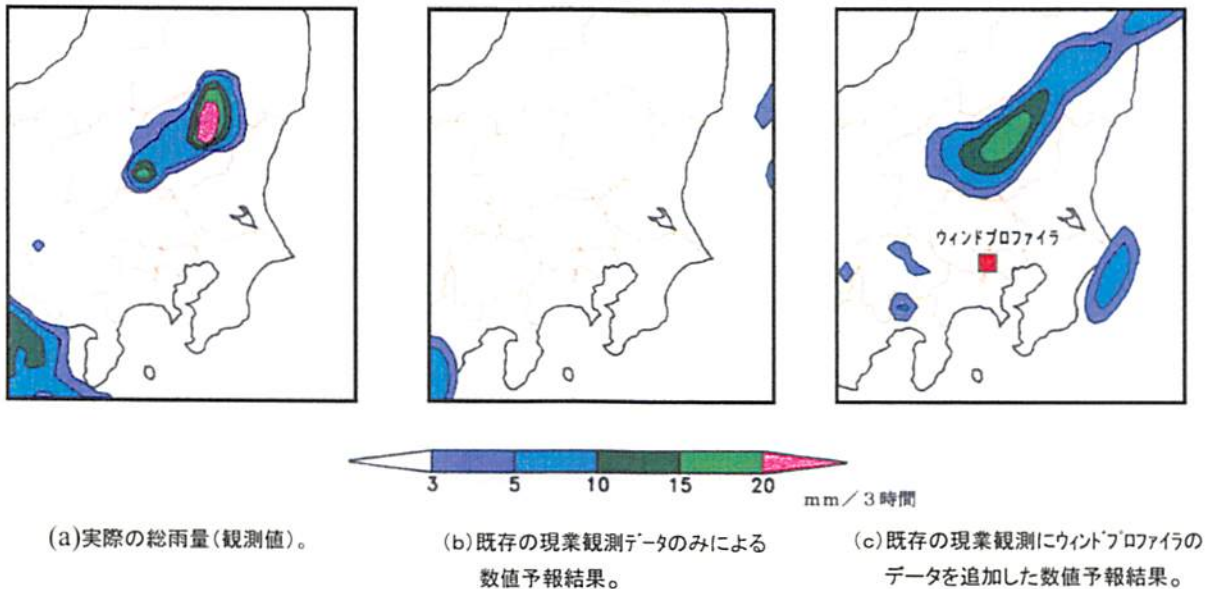
観測データは数値予報の初期値として利用され、中でも 1 日 4 回運転されるメソ数値モデルの初期値として有効に利用されることが予想される。特にこのメソ数値予報においては、2002

年頃から4次元変分同化システムが採用されることが見込まれており、この際プロファイラの連続的な観測データが、数値予報の精度向上に威力を発揮すると期待されている。BUFR 報は国内だけでなく、GTSによって国際的にも配信される予定である。

5. プロファイラ導入の効果

1.3GHz プロファイラには観測高度の限界があるため、1日2回高層風の観測を行っているレーウィンの代替とはなり得ないが、豪雨・豪雪をもたらすメソスケール擾乱の予測データとしては有効である。次に示すものは、これを裏付ける数値予報の感応実験の結果である。

1997年7月28～29日、栃木県北部を中心とする北関東では台風第10号の通過にともない大雨となり、宇都宮では2日間に172mmの降水量が記録された。第2図aは、同年7月29日0～03時(JST)のアメダスによる雨量観測値であり、栃木県北部に20mm以上の雨が観測されている。第2図bは28日9時の気象庁現業観測データにみを初期値として、15～18時間後の雨量を試験運用中のメソ数値モデルで予測した結果である。この例では北関東の降雨は予測できなかった。一方、第2図cは第2図bと同じ計算手法ではあるが、28日9～15時の郵政省通信総合研究所1.3GHプロファイラ(東京都小金井市)の風データを、データ同化の手法で数値予報に組み込んだ結果である。降雨域の全体は実際よりも広く表現されたが、栃木県の大雨の位置はかなり正しく再現された。これは、栃木県の風上における、下層～中層の南西流とそれにとまなう水蒸気の収束の状況が、数値モデルに取り込まれた結果であると思われる。



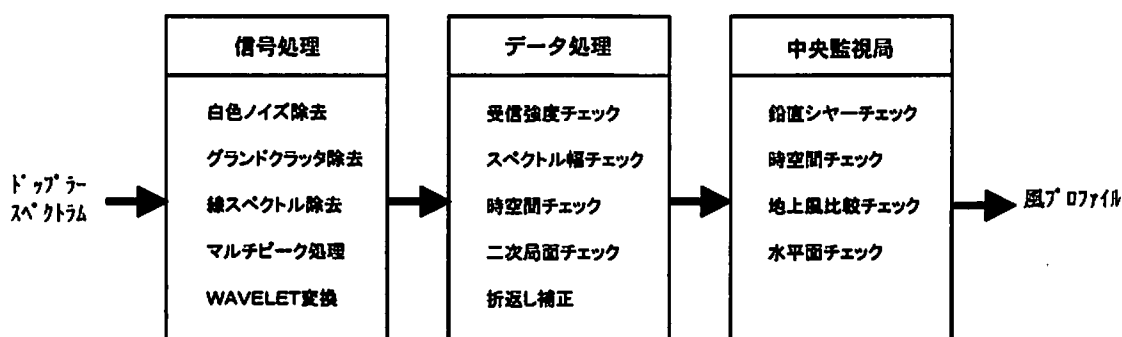
第2図 ウィンドプロファイラのデータが数値予報の精度向上に貢献する例。1998年7月29日0時～3時の関東における3時間雨量の観測値と数値予報の結果を比較した。

大気中の水蒸気は、平均的に見ると全量の90%以上が高度5km以下の層に集中している。大雨の監視と予測にはこうした大気下層～中層における流れとその収束発散を把握することが重要であることを、この実験結果は示している。今回気象庁が整備する1.3GHzプロファイラ観測網は観測高度の限界はあるにしても、その空間・時間密度の高さから、豪雨・豪雪の監視と予測に効果を発揮することが期待できる。

6. 今後の課題

前節の感応実験で示したように、1. 3GHz プロファイラの観測データは、メソスケール現象にともなう豪雨豪雪に対する数値予報の精度を、向上させることが期待される。一方、これまでにはもっぱら研究用に用いられてきたプロファイラを実運用に供する本計画においては、今後次のような点に留意し、それぞれの課題を十分に検討する必要がある。

- ・ 24 時間運用を実施するためのプロファイラ機器・データ伝送経路・中央監視局の安定性と信頼性の確保。
- ・ データの品質管理の徹底化による高品質データの出力（第3図）。
- ・ 高高度などにおける低 S/N 比データを生かすための信号・データ処理の採用。
- ・ プロファイラ観測データの広い分野での有効利用の促進。



第3図 気象庁 1.3GHz ウィンドプロファイラにおいて計画中の信号・データの品質管理。

7. まとめ

気象庁が計画している 1.3GHz ウィンドプロファイラ観測網整備計画の概要について述べた。気象庁は、2001 年 4 月におけるメソ数値予報の運用開始とともに、この観測網による高層風の観測を開始する予定である。

謝辞：紹介したウィンドプロファイラ観測網整備計画の策定にあたっては、京都大学超高層電波研究センターの諸氏、特に深尾昌一郎所長、橋口浩之氏から貴重な情報やご助言をいただきました。感謝いたします。1998 年 7 月栃木県大雨の数値実験では、郵政省通信総合研究所から 1.3GHz プロファイラ観測データの提供を受けました。お礼申し上げます。

参考文献

- Fukao, S., K. Wakasugi, T. Sato, S. Morimoto, T. Tsuda, I. Hirota, I. Kimura and S. Kato, 1985: Direct measurement of air and precipitation particle motion by very high frequency Doppler radar. *Nature*, 316, 712-714.
- NOAA, 1994 : Wind profiler assessment report and recommendations for future use 1987-1994. U.S. Department of Commerce, 141pp.
- European Commission, 1994 : COST74 final report : Utilization of UHF/VHF radar wind profiler networks for improving weather forecasting in Europe. 333pp.

The MUTSI project (May 2000): An original radar-balloon experiment

H. Luce, S. Fukao, M. Yamamoto

Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University, Uji, Kyoto 611-0011, Japan.

C. Sidi, F. Dalaudier,

Service d'Aéronomie, Paris VI University, Verrrière le Buisson, Cedex France.

M. Crochet and C. Hanuise.

Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre, Université de Toulon et du Var, CNRS, La Garde, France.

Abstract *The MUTSI (MU radar Temperature sheets and Interferometry) project is the result of a cooperation between RASC (Radio Atmospheric Science Center, Kyoto, Japan), LSEET (Laboratoire de Sondages Electromagnetiques de l'Environnement Terrestre, Toulon, France), and SA (Service d'Aeronomie, Paris, France). It will consist in launching 10 small 'capsphere-type' balloons equipped with instrumented borne gondolas near the MU radar site (Shigaraki, Japan, 34.85° N, 136.10° E). This original radar-balloon experiment aims to improve our knowledge in physics of radar measurements in different observational modes (Doppler Beam Swinging -DBS-, Frequency Domain Interferometry -FDI-, Frequency radar domain Interferometric Imaging -FII- and Spatial Domain Interferometry -SDI-). and to get information on the temperature field in the stratified lower atmosphere at small scales and their relationships with dynamics at larger scales. The measurement campaign will be carried out on May 10-31, 2000.*

1 Introduction

During the MUTSI campaign, "capsphere-type" balloon borne instrumented gondolas will first provide PTU (pressure, temperature and humidity) and GPS (Global Positioning System) wind measurements owing to Väisälä RS80 radiosondes (Figure 1). The upwind-oriented gondolas will also provide temperature profiles along the gondola path with four high-resolution (about 2 mK of accuracy) fast response platinum cold wire thermometers (time constant less than 10 ms, sampling frequency > 50 Hz) similar to those presented by Dalaudier et al. (1994). Figure 2 shows the main components of the instrumented gondolas and Figure 3 presents an exemple of 4 high-resolution temperature profiles obtained during a campaign in France (1998). It is expected to obtain a vertical resolution of the order of 10 cm depending upon the balloon vertical ascent velocities. The MU radar, operating dur-

ing the balloon flights, will provide wind, reflectivity and other parameters within different radar configurations. Owing to this campaign, totally original and complementary data sets will be collected for studies of atmosphere and radar physics.

If weather conditions are favourable (i.e. no rain, no strong wind at the ground and assuming that the jet-stream -wind in altitude- is not too large), two instrumented balloons could be launched during the night between 0:00 am and 5:00 am. The night time is used for safety reasons and airline regulations. This is not a constraint since we need to avoid the insolation of the temperature sensors and during this period, the radar measurements are not affected by interferences from airplanes. Between 5 and 10 observation nights will be needed for the complete balloon campaign.

We first introduce the scientific context of the MUTSI project in section 2. In section 3,

we present the different radar configurations intended to be used during the balloon flights and some radar operational sequences. Finally, the expected outcomes are given in section 4. More details on the balloon equipment, scientific context and objectives, and radar configurations can be found in Luce et al. (1999a).

2 Scientific context of the MUTSI campaign.

Comparisons between classical temperature and humidity measurements by meteorological balloons with radar reflectivity measurements revealed the relationship between the static stability and the intensity of the radar vertical echoes (e.g., Tsuda et al., 1986). However, these comparisons have not resolved the problem of the nature of the anisotropic structures producing aspect sensitivity. Indeed, the classical vertical resolution of balloon measurements is not sufficient compared to the Bragg scale (about 3 meters). An original high-resolution (about 20 cm) temperature measurement technique by instrumented balloons developed by Service d'Aeronomie (CNRS) permitted to identify thin stable layers (temperature sheets) in the temperature field of the free atmosphere up to 24 km at least (Dalaudier et al., 1994). The temperature sheets are typically 5-10 meter thick and present strong temperature increases generally without overturning (local inversions of potential temperature). They coexist at the same scales with "more classical" random turbulent-type fluctuations and both of them contribute to an energetic point of view to the 1D temperature fluctuation spectra at the same scales.

From these high resolution temperature profiles, vertical profiles of echo power have been reconstructed based on the partial reflection mechanism on temperature sheets considered as specular reflectors. The comparison between the observed profiles and the reconstructed ones at a 600 meter range resolution

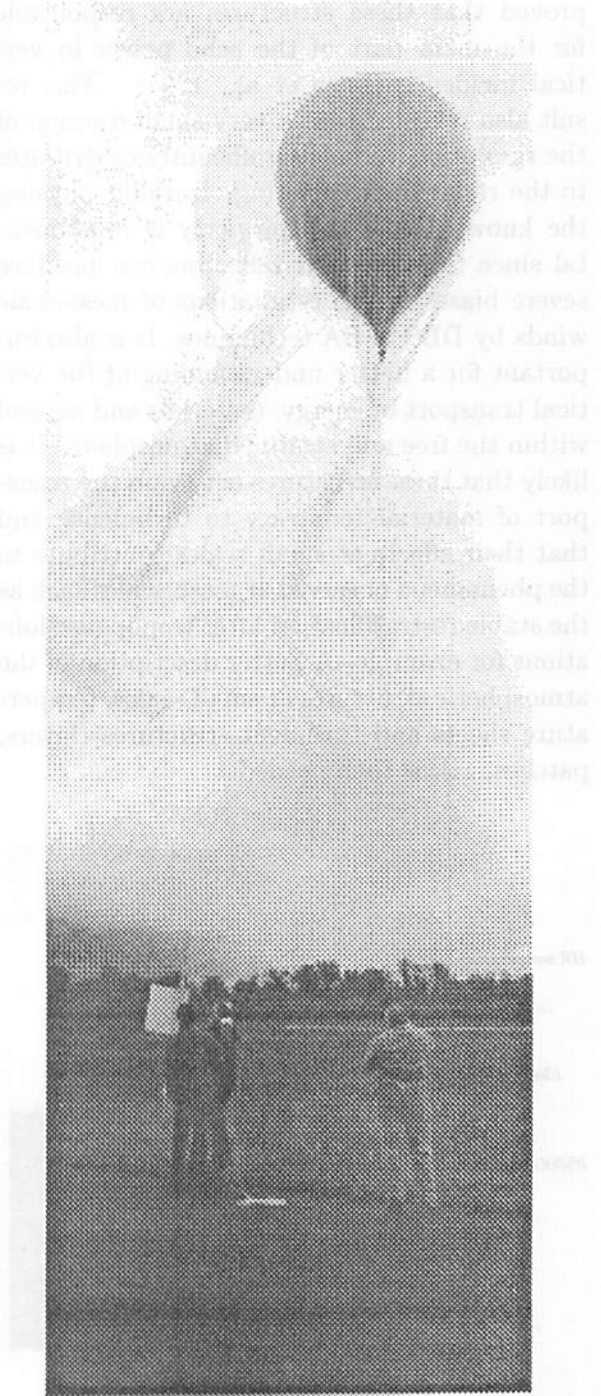


Figure 1: The "capsphere-type" balloon developed by SA and CNES (Centre National d'Etudes spatiales) (Barat and Villaeys, 1998).

proved that these structures are responsible for the main part of the echo power in vertical incidence (Luce et al., 1995). This result also revealed that a very small fraction of the resolution volume significantly contributes to the radar backscattering. In radar physics, the knowledge of this property is fundamental since thin specular reflectors can produce severe biases in the estimations of meso-scale winds by DBS or SA techniques. It is also important for a better understanding of the vertical transport of energy, materials and aerosol within the free and stratified atmosphere. It is likely that these structures act against the transport of materials contrary to turbulence and that their effects at small scales contribute to the phenomena observed at meso-scales such as the stable restratification after tropopause foliations for example. A better description of the atmospheric structures at small scales, temperature sheets and turbulent structures (layers, patches, ...), is then needed.

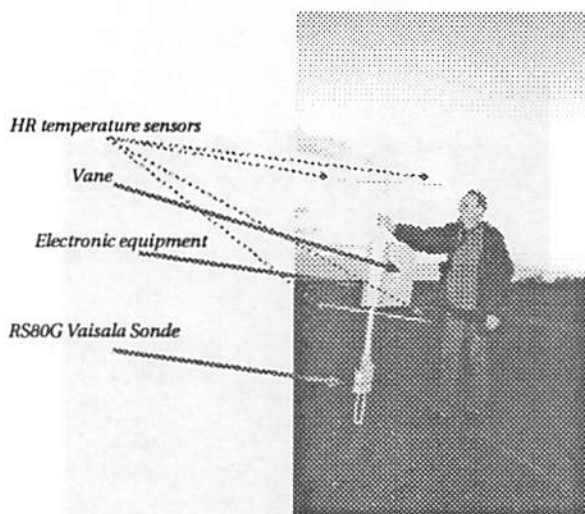


Figure 2: The main components of the instrumented borne gondola

An attempt has been performed owing to the radar interferometric techniques. The (dual) Frequency Domain Interferometry

(FDI) technique, which is similar in the principle to the Space Domain Interferometry (SDI) technique, has been developed for palliating the problem of the limited range resolution of the MST radars (Kudeki and Stitt, 1987). This mode permits to detect stratified echo layers of typically 100 meter thick in the lower atmosphere. Then, by height-time observations of these layers, some of their properties like horizontal extent, lifetime, vertical displacements due to synoptic scale motions may be described. Thus, the FDI technique presents exciting potentialities for dynamic studies of the lower atmosphere, but a clear interpretation of the layered structures identified by this technique must be made in light of comparisons with in situ high resolution measurements. Indeed, the FDI results are ambiguous since it uses only 2 frequencies. Recently, an outgrowth of this technique, the FII technique, has been proposed by Luce et al., (1999b) and Palmer et al. (1999) and consists in transmitting more than 2 frequencies and using high resolution processing methods. During the MUTSI campaign, most MST radar techniques will be used for comparisons of the results with balloon observations.

3 Radar configurations and operational program

Because the number of balloons (10) is "limited" and the radar configurations are multiple, it seems preferable to interlace the different radar observational modes for most experiments in spite of the loss of temporal continuity of the measurements. This technical ability of the MU radar will reduce the number of configurations and increase the number of cases for comparisons with balloon measurements within a given observational mode. The different observational modes are indicated in table 1.

1) Several balloons (two or three) will be launched during the standard (GRATMAC)

observations performed each month by RASC for interpreting the radar data in this classical configuration (STC configuration). This configuration will permit to use the large amount of data collected during the previous years (from 1986) for further studies in addition to the data sets collected during the balloon flights.

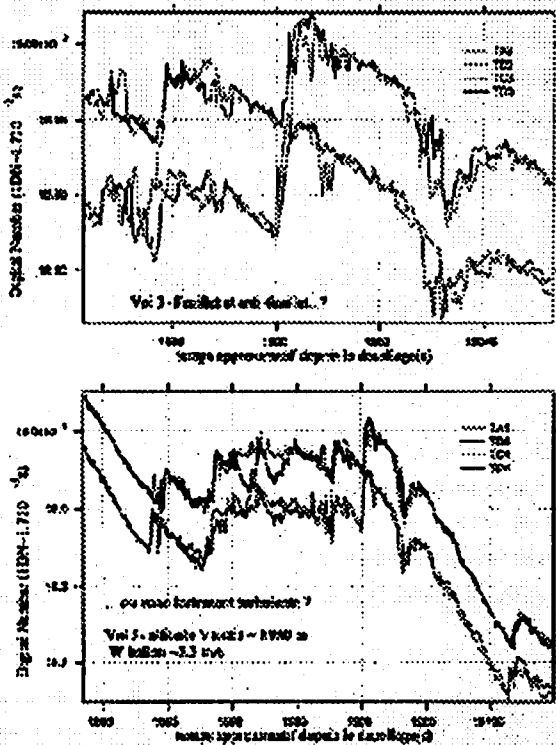


Figure 3: Example of temperature profiles obtained during a campaign in France (1998) with 4 high-resolution sensors. The approximate record length (bottom of the panel) corresponds to a range of 200 meters in altitude.

2) The other balloons will be used during a “basic configuration” BC (a simultaneous DBS and Spatial Interferometry -SI- mode), ensuring a good detectability. “SPecific radar con-

figurations” (SPC) will alternate with the BC configuration as shown in Figure 3. They will be used for particular scientific purposes. The radar parameters are chosen such that we can obtain, as far as possible, a good detectability in the lower stratosphere with the maximum altitude range. This objective can be reached to the detriment of the simultaneity of the measurements in the different directions and then to the detriment of the quality of the wind estimations in DBS mode used in standard configuration. However, the use of the SA technique simultaneously with the DBS technique could permit to reduce this drawback since the FCA (Full Correlation Analysis) and SDI (Space Domain Interferometry) can be applied for horizontal and vertical wind estimations.

4 Expected outcomes

4.1 Structure of the dynamic fields in a stable atmosphere.

With its maximal range resolution (150 m), MU radar will provide wind, reflectivity and Doppler width profiles every minute and up to 20-25 km. Combined with the high-resolution observations by balloon, these measurements can provide information about the spatial and temporal morphology of turbulent blobs or layers and stable sheets and their connection with the meso-scale dynamics. The measurements during the standard observations STC could also permit to collect information about the dynamical (and maybe meteorological) conditions leading to temperature sheet generation in the troposphere and the lower stratosphere. Moreover, the relative position of turbulent layers and divergence zones of the momentum fluxes estimated from radar data sets will permit to verify the classical hypothesis of the relationship between turbulent layers and internal gravity wave breakings.

Configuration used for the BC configuration

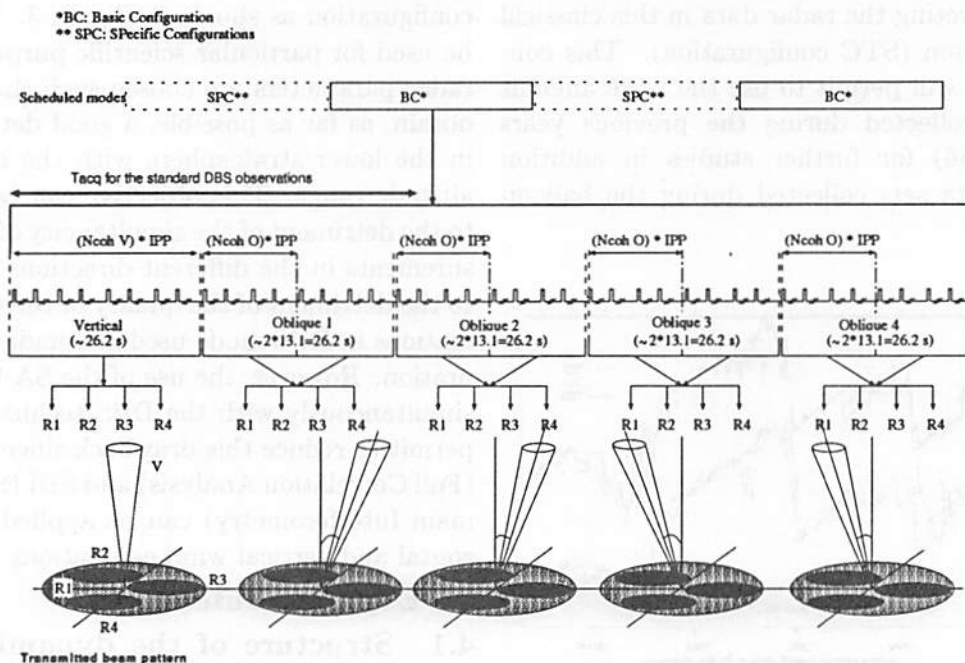


Figure 4 Configuration used for the basic DBS/SI observations of the MUTSI campaign. The beams are oriented with zenith angles of 15° and with azimuth angles of α , $\alpha + 90$, $\alpha + 180$, $\alpha + 270$. The parameter α can differ from each experiment and will depend on the direction of the maximum wind velocity. It will be chosen just before the beginning of each balloon experiment. Although not shown, each pulse represents a complementary coded (16 moment) sequence of two pulses. “Ncoh V” and “Ncoh O” is the number of vertical and oblique coherent integrations respectively and “Nincoh” is the number of incoherent integrations.

Owing to the angular flexibility of the MU radar, the aspect sensitivity (angular variations of power with the zenith angle) associated to the anisotropy of the refractive index fluctuation field can be described with accuracy. The observations could be compared with the reality of the temperature fluctuation field observed by balloon. If aspect sensitivity is also observed in a range gate without temperature sheets, the estimation of the anisotropy of the 3D temperature fluctuation spectrum becomes possible, at least at the Bragg radar wavelength (about 3 meters). Thanks to the temporal continuity of the measurements, especially in FDI and FII observational modes and accord-

ing to the interpretation of the layers observed by these techniques (see below), information about the horizontal extent, life time and vertical displacement of these structures could be obtained.

4.2 ST radar measurement physics in DBS mode.

Similar studies to that performed by Luce et al. (1995) are proposed with data sets collected by MU radar. The main study will consist in testing the models used with more complete radar data sets especially in the lower stratosphere. The comparisons will be performed with a better range resolution (150 meters instead of 600 meters and 2250 meters).

Config	Technique	Tacq for 1 cycle*
STC	DBS : (5 directions)	58.9 s
BC	DBS + SA: (5 directions, 4 channels)	2 min 11 s
SPC1	FDI (1 Δf) + SA: (Vertical, 4 channels)	52.4 s
SPC2	FDI/DBS zenithal scanning (16 directions)	32.7 s
SPC3	DBS Horizontal scanning (32 directions)	58.9 s/3 min 55 s
SPC4	FII (3 Δf) + SA: (vertical, 4 channels)	2 min 37 s

Table 1: List of the proposed radar configurations. “STC” is the standard (GRATMAC) observations. “BC” is the basic configuration that will be used during each balloon flight interlaced with specific configurations “SPC” (see figure 5).

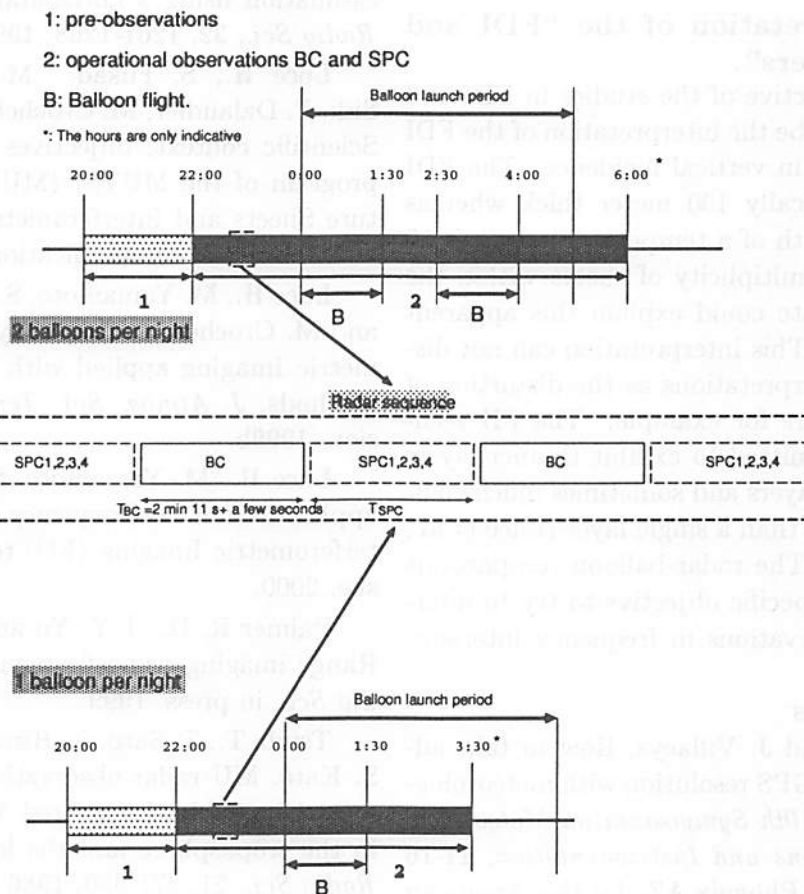


Figure 5: Radar measurement sequences. One or two balloons will be launched according to the meteorological conditions. “Pre-observations” will be performed before each experiment for testing the radar configurations.

The comparisons are intended to prove the efficiency of two models used for the reconstruction of the radar power profiles in vertical and oblique directions sufficiently far from the zenith (Luce et al., 1996, 1997). It would also be interesting to establish other physical models compatible with the phenomena observed at intermediate angles, easily accessible with the MU radar. The relative contributions of diffuse (or quasi-specular) reflection from rough or corrugated thin layers (Tsuda et al., 1997) and scattering from anisotropic turbulence will be studied in light of high resolution balloon measurements.

4.3 Interpretation of the "FDI and FII layers".

The main objective of the studies in FDI and FII modes will be the interpretation of the FDI and FII layers in vertical incidence. The FDI layers are typically 100 meter thick whereas the typical depth of a temperature sheet is 10 meters. The multiplicity of sheets within the radar range gate could explain this apparent disagreement. This interpretation can not discard other interpretations as the distortion of the stable layers for example. The FII technique also permitted to exhibit thinner layers than the FDI layers and sometimes much complex structures than a single layer (Luce et al., 1999b, 2000). The radar-balloon comparisons will have the specific objective to try to interpret the observations in frequency interferometric modes.

References

Barat J. and J. Villaeys, How to take advantage of the GPS resolution with meteorological balloons, *10th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, 11-16 January 1998, Phoenix, AZ, by the American Meteorological Society, Boston, MA.

Dalaudier F., C. Sidi, M. Crochet and J. Vernin, Direct evidence of "sheets" in the atmospheric temperature field, *J. Atmos. Sci.*,

51, 237-248, 1994

Luce H., M. Crochet, F. Dalaudier, and C. Sidi, Interpretation of VHF ST radar vertical echoes from in situ temperature sheet observations, *Radio Sci.*, 30, 1002-1025, 1995.

Luce H., F. Dalaudier, M. Crochet, and C. Sidi, Direct comparison between in situ and VHF oblique radar measurements of refractive index spectra: a new successful attempt, *Radio Sci.*, 31, 1487-1500, 1996.

Luce H., M. Crochet, F. Dalaudier, and C. Sidi, An improved interpretation of VHF oblique radar echoes by a direct balloon C_n^2 estimation using a horizontal pair of sensors, *Radio Sci.*, 32, 1261-1268, 1997.

Luce H., S. Fukao, M. Yamamoto, C. Sidi, F. Dalaudier, M. Crochet and C. Hanuise, Scientific context, objectives and operational program of the MUTSI (MU radar Temperature Sheets and Interferometry) project (May 2000), internal communication, 1999a.

Luce H., M. Yamamoto, S. Fukao, D. Helal, and M. Crochet, A Frequency radar Interferometric Imaging applied with High Resolution Methods, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, in revision, 1999b.

Luce H., M. Yamamoto, S. Fukao, Recent applications of the Frequency radar domain Interferometric Imaging (FII) technique, this issue, 2000.

Palmer R. D., T.Y. Yu and P. B. Chilson, Range imaging using frequency diversity, *Radio Sci.*, in press, 1999.

Tsuda T., T. Sato, K. Hirose, S. Fukao, and S. Kato, MU radar observations of the aspect sensitivity of backscattered VHF echo power in the troposphere and the lower stratosphere, *Radio Sci.*, 21, 971-980, 1986.

Tsuda T., T. E. VanZandt, and H. Saito, Zenith-angle dependence of VHF specular reflection echoes in the lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 59, 761-775, 1997.

インドでのレイリーライダー観測と 信楽でのライダー観測計画

澤井 志彦、中村卓司、津田敏隆 (京大超高層)

C.-Y. She (コロラド州立大学)

水谷 耕平、板部 敏和 (通総研)

P. B. Rao (NMRF, India)

阿保 真 (都立大)

1999年12月20日

1 はじめに

赤道域中層大気は対流圏、下部成層圏での大気擾乱が中高緯度域よりも活発であり、またコリオリ力が小さく低周波数の波動まで鉛直伝搬が可能となるので、重力波や潮汐波、赤道波が上方伝搬して多大なエネルギーや運動量を輸送し、全地球規模的な大気循環に大きな影響を与えている領域と考えられている。しかし、高度20-60 kmはライダーでは観測できない領域であるため成層圏、中間圏下部は十分な観測が行われていなかった。この高度領域を定常観測する手段としてレイリーライダーは注目を浴びている。このレイリーライダーにより高度30から70 km、80 kmまでの大気温度と大気密度を測定することができるので、レイリーライダー観測により中層大気の大気波動の解析が進むと思われる。

2 データベース

郵政省通信総合研究所とインド国立 MST レーダー研究所 (NMRF) がガダンキ (13°N、79°E) で、1998年3月からレイリーライダー観測を行っている。観測日と分解能300 m、250秒での一晩のプロファイル数を図1に示す。

上図は温度プロファイルの例である。このレイリーライダーによって高度30 km から80 km程度まで観測することができることがわかる。また1998年5月8日について、この温度プロファイルの時間高度コンター図を図3に示す。

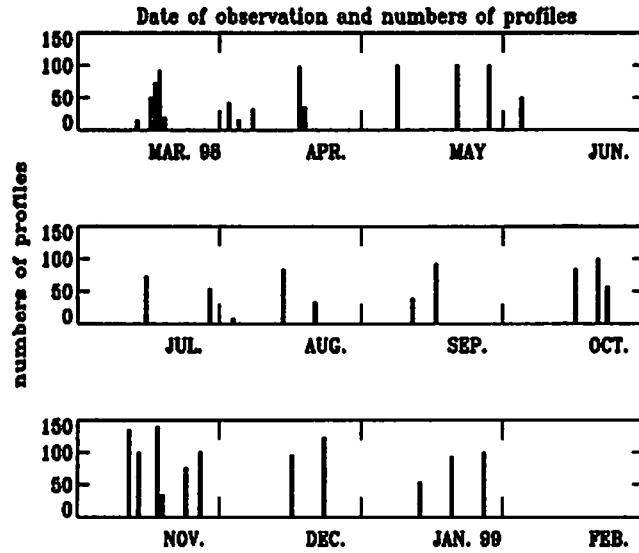


図 1: インドでのレイリーライダー観測の観測日とそのプロフィール数。縦軸が分解能 300 m、250 秒での一晩のプロファイル数。

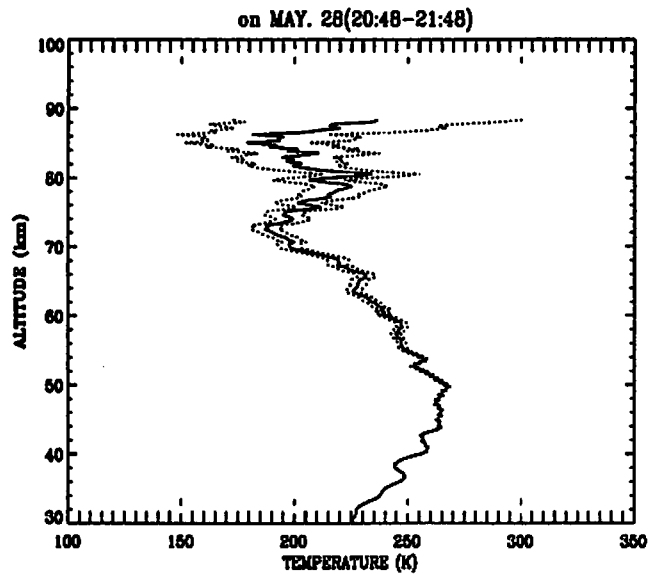


図 2: ガダンキのレイリーライダー観測による温度プロフィールの例。観測日は 1998 年 5 月 28 日。

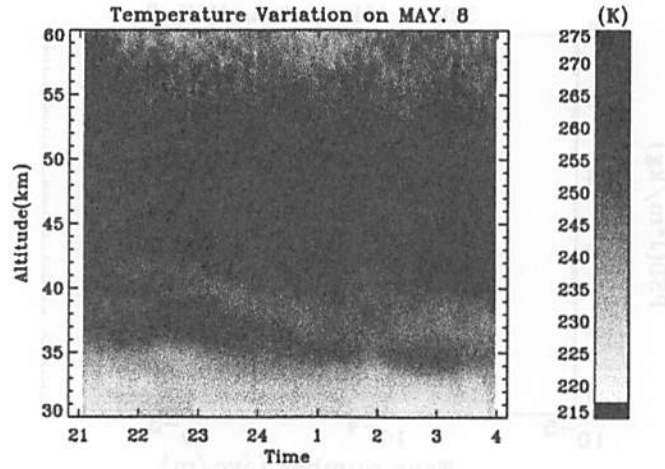


図 3: 大気温度の時間高度方向のコンター図。観測日は1998年5月8日。分解能は300 m、250秒。

3 重力波のエネルギーの振舞

重力波による変動成分 ρ' として、大気密度のデータを用いて

$$\rho' = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0}$$

と定義する。ただし、 ρ_0 は各高度一晩平均し、それを対数上で最小自乗法を用いて2次式の曲線近似することにより修正したものをを用いている。一晩平均の重力波のポテンシャルエネルギー以下のように求めた。まず ρ' の高度30 kmから45 kmまでの範囲で波数スペクトルを求め一晩平均した。その結果を図 refspectrum に示す。

この波数スペクトルを波長が1 kmから15 kmの部分積分する。その日変化を調べた。その結果を図 /ref30-45 に示す。比較のために1990年、1991年の筑波(36°N, 140°E)での観測結果もプロットした[Murayama et al.,1994]。

筑波のデータでは12月から2月にかけての冬に値が大きく、6月から8月の夏に値が小さいという年変化が見られる[Murayama et al.,1994]。これに対してガダンキのデータでは逆に6月から9月に値が大きく、12月から1月は値が小さいという結果になった。その上、ガダンキの方が全体的に値が大きく、平均で2倍強大きいことがわかる。これは低緯度域であるガダンキの方が中緯度域である筑波よりも対流圏、下部成層圏での大気波動が活発なためと考えられる。

同じ処理を高度45 kmから60 kmの範囲に対して行った結果を図 /ref45-60 に示す。

両観測地とも際だった日変化が見られず、値もあまり変わらないことがわかる。これは高度45 kmから60 kmになると、重力波のポテンシャルエネルギーは次第に波動の飽和が起こって制限されるため、観測地、観測日間による変化が小さくなったと考えられる。

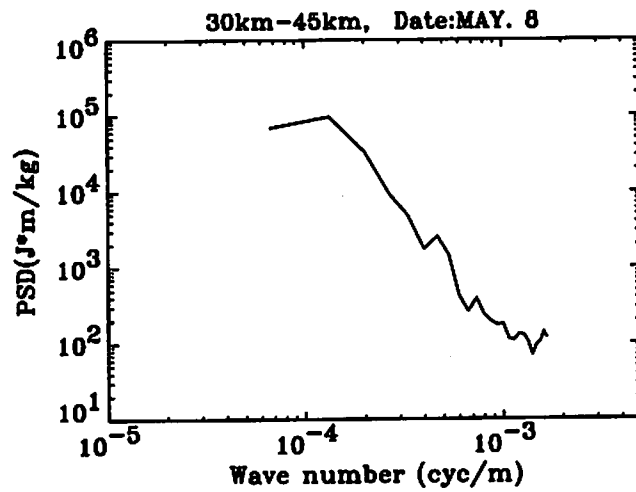


図 4: 高度 30 km から 45 km の ρ' の波数スペクトル。観測日は 1998 年 5 月 8 日。

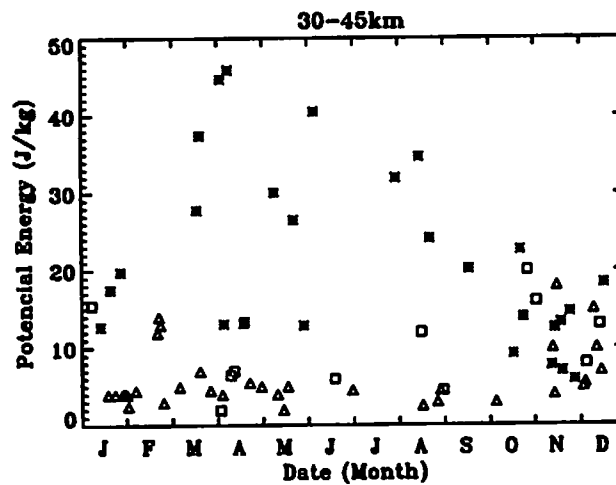


図 5: 高度 30 km から 45 km における一晩平均の重力波のポテンシャルエネルギーの季節変化。 \square は 1990 年の筑波のデータ、 \triangle は 1991 年の筑波のデータ、 $*$ はガダンキのデータである。

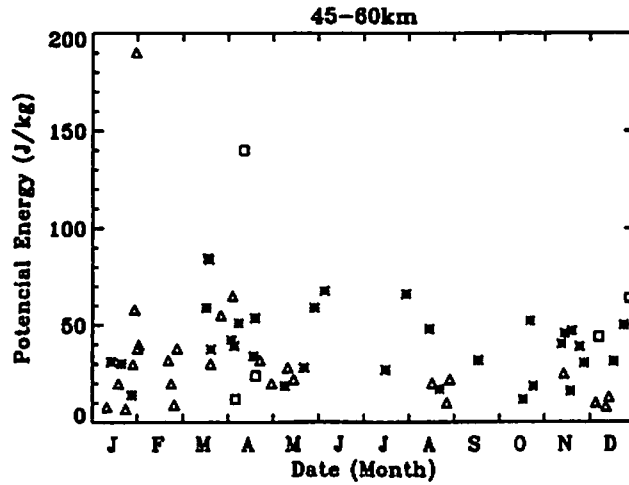
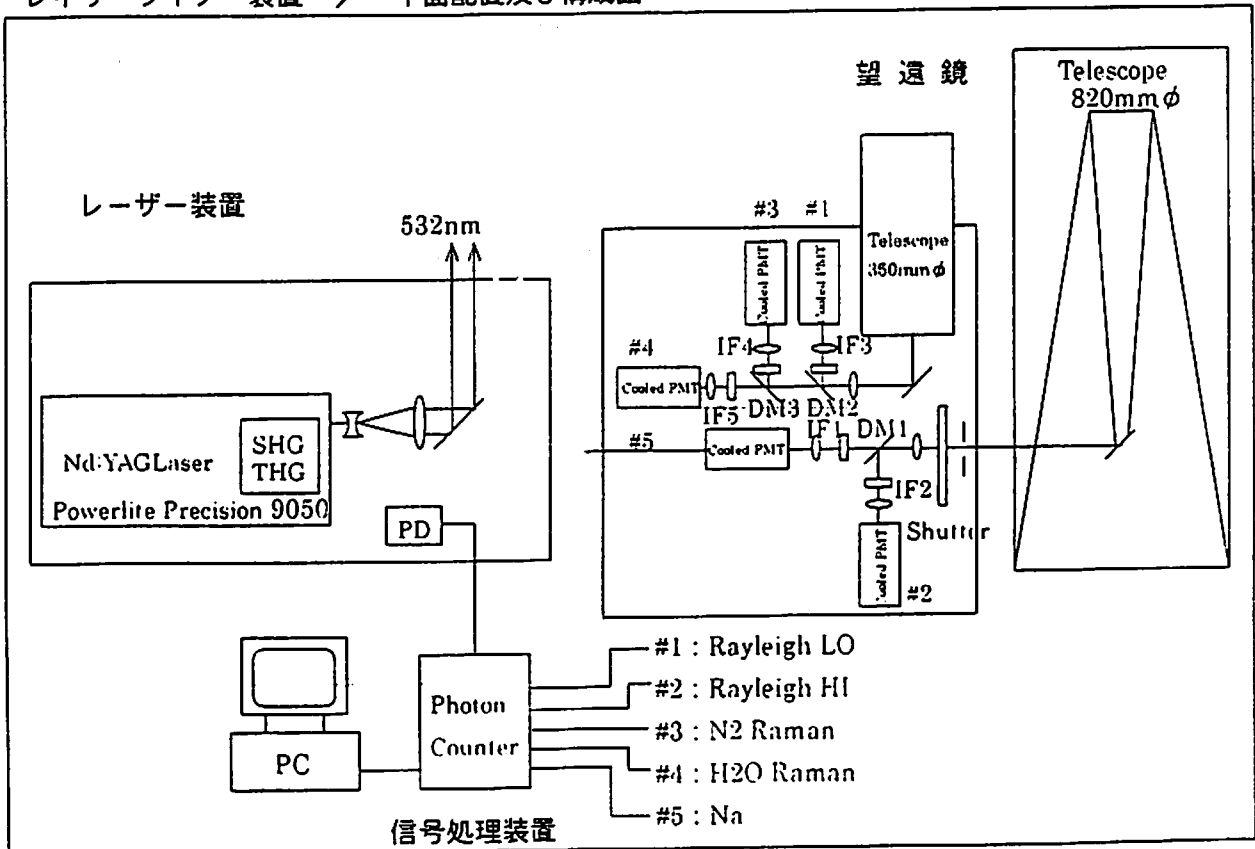


図 6: 一晩平均の重力波のポテンシャルエネルギーの季節変化。高度は 45 km から 60 km である。

4 信楽でのライダー観測計画

2000年3月(予定)に信楽のMUレーザー観測所にライダーを設置する。現在のところアメリカコロラド州立大学のC.-Y. She教授や都立大学の阿保真氏等の協力を得て、諸元等の計画はほぼ決定している。下にこのライダーシステムのブロック図を示す。

レイザーライダー装置 / 平面配置及び構成図



送信系と受信系の仕様を次に示す。

システム構成	レイリーライダー、窒素ラマンライダー、 水蒸気ラマンライダー
観測対象	対流圏上部、成層圏、中間圏
レイリー散乱 (532nm)、ラマン散乱 (窒素 607nm、水蒸気 660nm)	
対流圏上部、成層圏、中間圏の大気密度、温度 (高度: ~ 90 km)	
対流圏の水蒸気	(高度: ~ 10 km)
レーザー	Nd:YAG レーザーの 2 倍高調波
レーザー出力	600 mJ/p
レーザー波長	532 nm
レーザー繰り返し周波数	50 Hz
レーザービーム幅	0.5 mrad (ビームエキスパンダーを通す前)
受信望遠鏡	82cm 口径カセグレン 1 台、 35.5cm 口径 シュミットカセグレン 1 台
PA 積	15.8 Wm
検出器	光電子増倍管 (PMT) による光子計数 4 系統
完成予定日	2000 年 3 月
備考	ナトリウム共鳴散乱用レーザー (信州大) と 受信望遠鏡を共用し、中間圏界面ナトリウム密度も測定

次に、この装置を用いて分解能が 300 m、1 時間でどの程度の光子数、光子による統計誤差をもつデータが得られるかをレイリーライダー、窒素ラマンライダー、水蒸気ラマンライダーについてシミュレーションした結果を図 7 に示す。

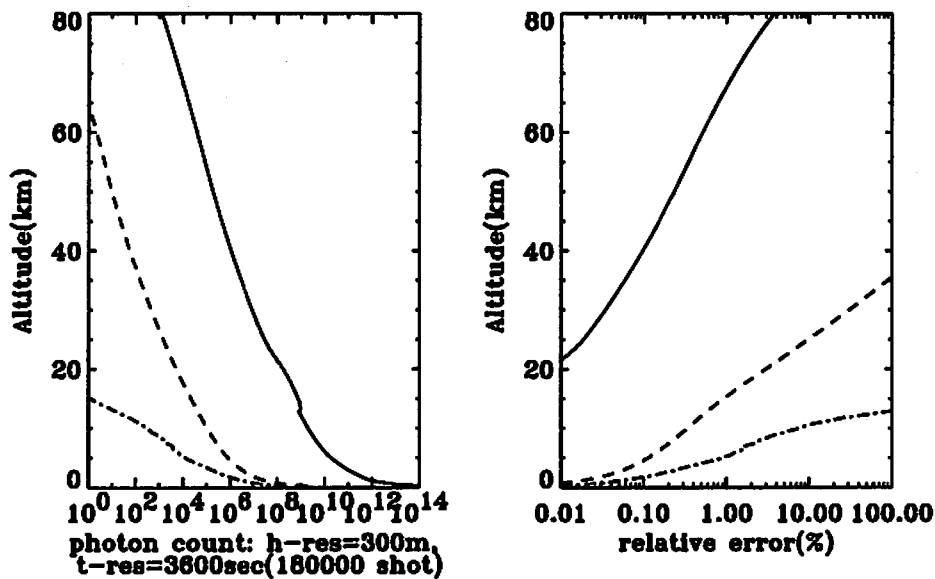


図 7: 2000年3月に信楽に設置予定のライダーによる観測データのシミュレーション結果。分解能は300m、1時間。実線がレイリーライダー、破線が窒素ラマンライダー、点破線が水蒸気ラマンライダーの結果である。

このように高出力のレーザと大口径の望遠鏡を用いることにより、S/Nのよいデータが得られると期待される。また、信楽でのMUレーダやイメージャー観測等の他の観測機器との比較をすることにより、大気波動その他の大気現象の解明が詳細な観測により進むものと期待される。

5 参考文献

Murayama, Y., T. Tsuda, R. Wilson, H. Nakane, S. A. Hayashida, N. Sugimoto, I. Matsui, and Y. Sasano, Gravity wave activity in the upper stratosphere and lower mesosphere observed with the Rayleigh lidar at Tsukuba, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, bf 21, 1539-1542, 1994

Wilson, R., M. L. Chanin, and A. Hauchecorne, Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar 1. case studies, *J. Geophys. Res.*, **96**, 5153-5167, 1991

Wilson, R., M. L. Chanin, and A. Hauchecorne, Gravity waves in the middle atmosphere observed by Rayleigh lidar 2. climatology, *J. Geophys. Res.*, **96**, 5169-5183, 1991

MU レーダー・RASS による乱流特性の解明

*古本 淳一・津田 敏隆 (京都大学超高層電波研究センター)

1 はじめに

乱流エネルギー消散率 (ϵ) は大気乱流の特性を表す重要なパラメーターである。MST レーダーを用いて乱流エネルギー消散率を測定する方法として従来主に2つの方法が行われてきた。1つはレーダー受信エコーのスペクトル幅を用いる方法であり他方はエコー強度を用いる方法である。両者の方法において、主に大気温度鉛直構造により決定されるプラントパイサラ周波数が必要である。しかしながら、従来大気温度の微細な構造を観測する手段がなかったため、ラジオゾンデのデータを補間した導出が広く行われてきた。

本研究では微細な乱流特性を求めるとして MU レーダー・RASS により求められた高分解能の大気温度からプラントパイサラ周波数を計算し、これを両者へ応用することにより乱流エネルギー消散率の導出を行った。さらに、5-10km の上部対流圏において両者の方法から求めた ϵ の絶対値や変動の大きさなどの比較を行い、両者の方法の評価を行った。

2 データセット

本研究では1995年8月2-6日に行われた MU レーダー・RASS キャンペーンデータを用いた。この観測では、RASS 観測と交互に通常の5ビームドップラー観測を行い大気温度とともに風速3成分のデータを得ている。また RASS 観測においては、視線方向の風速を得るために受信チャンネルを2チャンネル用い乱流散乱エコーと RASS エコーを同時に取得している。

観測期間中6時間おきに合計17発のラジオゾンデを放球し大気温度・気圧・湿度のプロファイルを得た。ラジオゾンデは2秒おきにサンプルされているため高度分解能は約10mである。このデータをレーダーと高度分解能を一致させるため、高度150mの間について平均化を行っている。

期間中は連日晴天の続く穏やかな天候であった。また風速3成分の大きさも小さくその時間変化も大きくなかった。

3 乱流エネルギー消散率の導出方法

レーダーのサンプリングボリューム内の微細な空気塊は、乱流により微細に動かされる。レーダーにより観測される視線風速は背景の平均風速にこれらの微細な風速変動を加えたものとなるため、ドップラースペクトルは平均の風速のまわりに広がることとなる。したがって乱流により広げられるスペクトル幅 (σ_{turb}) から ϵ を導出することができる。

$$\epsilon = A^{-3/2} N \sigma_{turb}^2 \quad (1)$$

ここで、 N および $A = 1.6$ はプラントバイサラ周波数および Kolmogov 定数である。

ただしスペクトル幅は乱流以外に背景の風速の効果によっても広げられることが知られている。このため乱流によるスペクトルの幅を求めるためには、観測スペクトル幅からブロードニングと言われるこれらの効果を影響を差し引く必要がある。

ジェットが存在するような風速が強い条件下では、ブロードニングの効果が非常に大きくなることが知られている。このような場合、ブロードニングを差し引いたあとのスペクトル幅は観測スペクトル幅の $1/10$ 程度になることがあり、観測スペクトル幅やブロードニングに含まれる誤差の影響が非常に大きく受けることがあることが知られている。

一方、エコー強度から乱流エネルギー消散率を求める方法であるが、これはエコー強度から算出される体積散乱率 η_{turb} が以下のような関係式で表されることを利用して導出する。

$$\eta_{turb} = C\epsilon^{2/3}M^2/N^2, \quad (2)$$

ここで、 M と C は、それぞれ屈折率の高度変動と定数値である。従来の研究によりこの方法では N^2 と M の微細な変動が導出のために必要であるとされてきた。

両者の方法による乱流エネルギー消散率の観測的比較は、限られた観測条件のもとではあるが *Cohn (1995)* や *Delage et al. (1997)* などにより行われてきた。*Cohn (1995)* は Millstone Hill UHF radar と直接観測データを組み合わせて両者の方法で ϵ を導出しその比較を行い、両者に類似性が認められたことを報告している。

しかしながら、これらの過去の研究では、両者の導出に必要なプラントバイサラ周波数は 3-6 時間の間には激しく変動しないという仮定の元に、レーダーサイトの近くから打ち上げられたラジオゾンデなどから得られた大気温度を用いている。本研究では MU レーダー・RASS 観測により求められる高分解能のプラントバイサラ周波数を用いて ϵ の導出を行う。

4 両者の方法から求めた ϵ の比較

両者の方法から ϵ を求め 5-10 km の高度でその比較を行う。まず本研究に用いたエコー強度、スペクトル幅などのスペクトルパラメーターはガウシアンフィッティング法を用いて推定した。またモーメント法でも同様の導出を行い、両者の間のスペクトル幅に約 0.2 m/s 程度の差があるものの両者のエコー強度およびスペクトル幅の変動に良い正相関があることを確認している。

4.1 スペクトル幅から求めた ϵ のプロファイル

スペクトル幅から ϵ を求める前に、観測スペクトル幅 (σ) と各種ブロードニングの相対的な大きさについて議論を行う。乱流およびブロードニングによるスペクトル幅がすべてガウス分布に従うと仮定すると、乱流によるスペクトル幅 (σ_{turb}) は以下のように表される。

$$\sigma_{turb}^2 = \sigma^2 - \sigma_{beam}^2 - \sigma_{shear}^2 - \sigma_{trans}^2, \quad (3)$$

ここで、 σ_{beam} , σ_{shear} , σ_{trans} はそれぞれビームブロードニング、シアブロードニング、時間変動によるブロードニングである。

Figure 1 は 1995 年 8 月 4 日 10:12LT における観測スペクトル幅、各々のブロードニング及び乱流によるスペクトル幅のプロファイルを示したものである。

観測スペクトル幅は $0.7\text{--}1.3\text{ ms}^{-1}$ の範囲を変動しているが、一方ビームブロードニングはほぼ一定で 0.3 ms^{-1} 程度である。また、シアブロードニングは 5.1, 6.5, 8.9 km で大きな値を示しているがその最大値は 0.5 ms^{-1} 以下に収まっている。この結果として、ブロードニングを差し引いた乱流によるスペクトル幅は $0.6\text{--}1.3\text{ ms}^{-1}$ の範囲に収まっておりその変動はほぼ観測スペクトル幅と一致する。本観測期間はほとんどのデータが Figure 1 のようにブロードニングの効果が観測スペクトル幅より小さくスペクトル幅から推定するには理想的な条件であった。

Figure 1 の右パネルは、天頂角 14° のビームで観測された体積散乱率 (η_{14}) のプロファイルであるが、 η_{14} の各ピークはスペクトル幅の反対向きのピークと良い一致が認められ、スペクトル幅と反相関の関係があることがわかる。

こうして求められた乱流によるスペクトル幅と RASS により得られたプラントパイサラ周波数を用いて ϵ を導出した。Figure 2 はスペクトル幅から求めた ϵ の 1 日平均および 3 日平均プロファイルである。 ϵ は $0.0004\text{--}0.004\text{ m}^2\text{s}^{-3}$ の間を変動しているがその振幅は大きくなく、日別プロファイルの間にも大きな差は認められない。

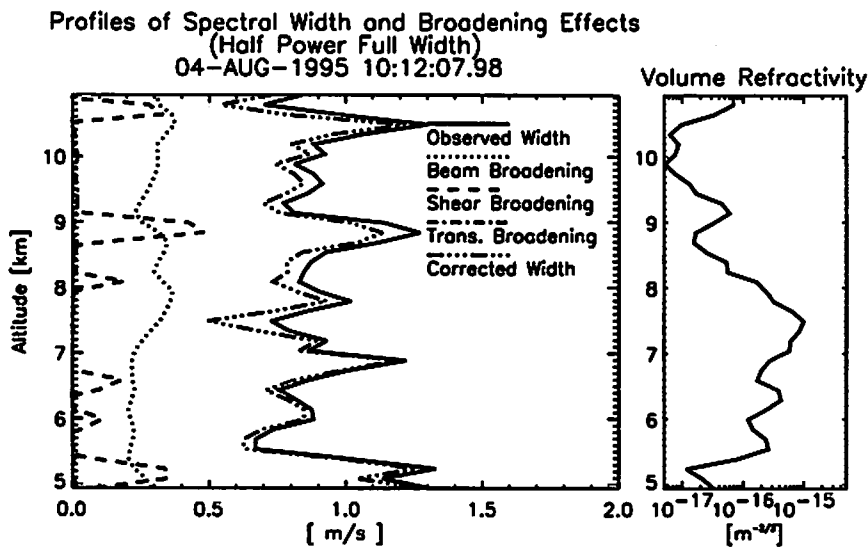


Figure 1: 1995 年 8 月 4 日に観測された観測スペクトル幅、各ブロードニング、乱流によるスペクトル幅のプロファイル (左パネル) および、体積散乱率 (右パネル)

4.2 エコー強度から求めた ϵ のプロファイル

次に、RASS から求められた N^2 を用いてエコー強度から ϵ を求める。まずエコー強度の絶対値を求めるため、前田、前田 (1991) による典型的の銀河雑音温度を用い雑音強度を算出し、さらに受信機によるロスファクターなどを典型的な値を採用してエコー強度の絶対値を計算した。

さらに、 ϵ の導出にはレーダーレンジボリューム内の乱流の存在確率 (F) が必要であるが、これは単層の乱流層を仮定しその厚さやその傾きを変えて F の値を様々な条件でシミュレートしその平均値 ($F = 0.1$) を採用することとした。

また Ottersten (1969) により M は以下のように表される。

$$M = -77.6 \times 10^{-6} \frac{p}{T} \left(N^2 + 15600 \frac{q}{T} \frac{N^2}{g} - \frac{7800}{T} \frac{dq}{dz} \right), \quad (4)$$

ここで p 、 q 、 g はそれぞれ大気圧、水蒸気混合比、重力加速度である。本解析では M の導出に必要な T は RASS より、また q は 6 時間おきに打ち上げられたラジオゾンデデータの内挿から求めた。

Figure 3 はエコー強度から求めた ϵ のプロファイルである。3 日平均の ϵ プロファイルは変動の振幅がスペクトル幅から求めた ϵ よりかなり大きく $0.0006-0.005 \text{ m}^2\text{s}^{-3}$ の範囲を変動している。1 日平均プロファイルでは 3 日平均より更に変動振幅が大きくなっており、更に各 1 日平均プロファイル間にも相関が見られない。

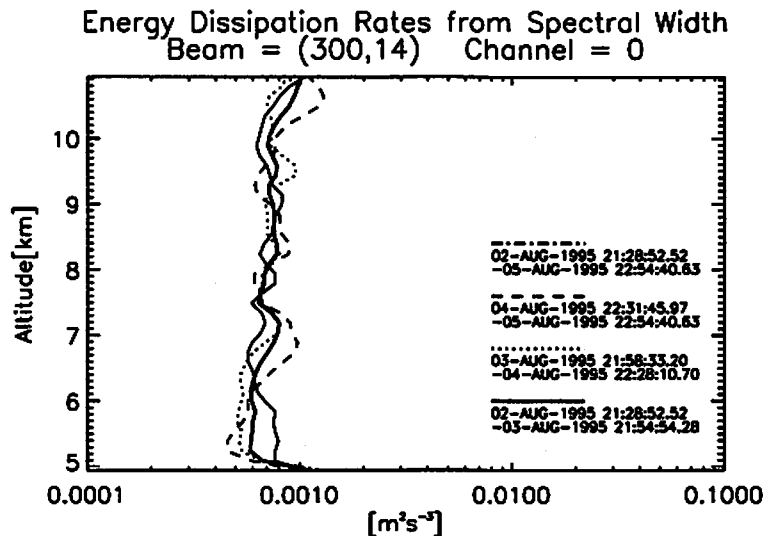


Figure 2: スペクトル幅から求めた ϵ の 1 日平均プロファイル及び 3 日平均プロファイル。スペクトル幅の推定にはビーム方向 (方位角, 天頂角) = (300°, 14°) の受信エコーを用いている。

4.3 両者の方法より求められた ϵ の比較

両者の方法から求められた ϵ は桁的には一致するものの、スペクトル幅から求めた ϵ と比べてエコー強度から求めた ϵ は大きな変動振幅を持っておりその変動の様子は一致しない。

今回の観測キャンペーン中はブロードニングの効果が小さかったため、スペクトル幅から求める方法にとって理想的な条件であったことを考慮し今回の解析ではスペクトル幅から求めた ϵ が正しく実際には高度・時間的に大きく変動しなかった仮定する。

この時エコー強度から求めた ϵ に見られる大きな振幅の原因を考えるため、エコー強度法で導出に必要な η_{14} , N^{-2} そして M^2 のプロファイルを示す。

η_{14} には約 0.5 km の鉛直波長を持つ大きな振幅の変動がみられる。また η_{14} は 7 km で最大となるが、8-9 km の高度で急激に小さくなり最大値の 1/10 程度の大きさになっている。また N^{-2} の変動は小さく 10 倍程度以下に収まっており、 η_{14} に見られたような大きな振幅は認められない。一方、 M^2 には鉛直波長 0.5 km の非常に大きな振幅を持ち、その概形は η_{14} と同様に高度とともに減少する傾向が認められる。

この結果より、 M^2 が N^{-2} より大きな振幅を持つことから、 ϵ が大きな変動を示さないと仮定すれば、 M^2 が η_{14} の変動に最も影響を及ぼすことがわかる。更に水蒸気の多い夏期には M は主に水蒸気の高度微分 dq/dz の変動により主に決定されることが知られている。従って、エコー強度は主に ϵ により決定されるのではなく、

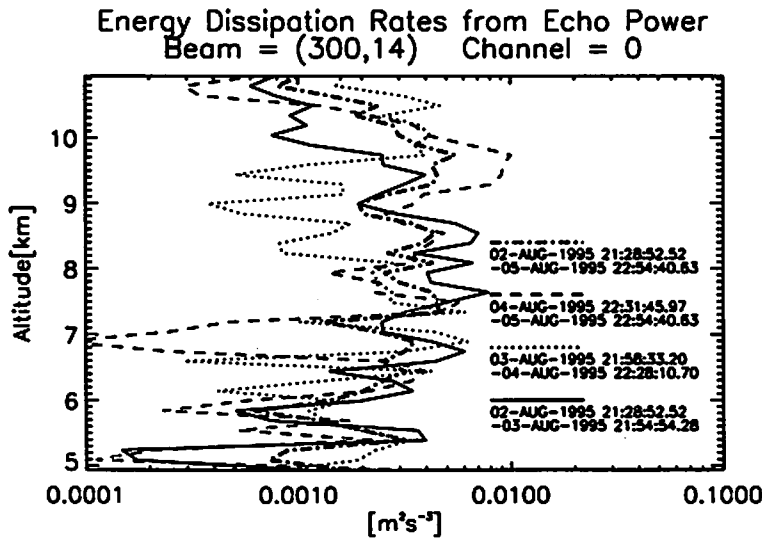


Figure 3: Figure 2 と同様。但しエコー強度から求めた ϵ の 1 日及び 3 日平均プロファイルを示している。

水蒸気の高度微分により決定されると考えられる。

5 まとめ

本研究では RASS により得られた N^2 を利用して、スペクトル幅及びエコー強度の両者の方法で ϵ を導出し 5-10 km の高度で両者の ϵ の比較を行った。

本解析に用いた観測期間は、風速が小さくその変動も小さかったため各種ブロードニングは概して観測スペクトル幅より小さく、スペクトル幅から ϵ を導出するには理想的な状況であった。

両者から求めた ϵ は析的には一致したもののその特性は大きく異なり、スペクトル幅から求めた ϵ に比べてエコー強度から求めたものは時間・高度的に変動が大きかった。

本観測期間がスペクトル幅法にとって理想的であったことを考慮すると、この違いの原因として、 M の微細構造が十分に求められないためエコー強度法の ϵ が正しく求められないかと考えられる。つまり、 M は水蒸気の高い条件下では主に水蒸気の高度微分で決定されるが、この微細構造が観測できないため正しく ϵ を求めることができないと考えられる。

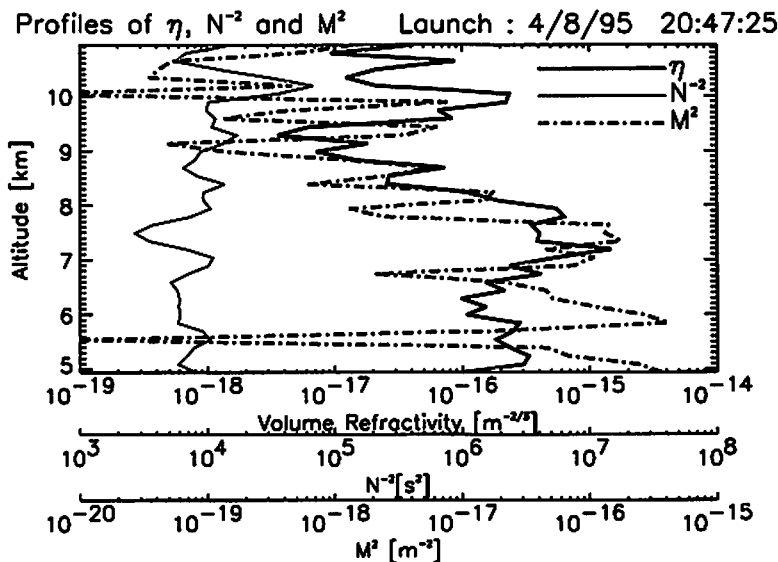


Figure 4: η_{11} , M^2 および N^2 の 5-10 km におけるプロファイル。ただし、 N^2 および M の導出に必要な温度と湿度のプロファイルは 1995 年 8 月 4 日 20:47 に打ち上げられたラジオゾンデのデータを用いている。また、 η_{11} は、上昇するラジオゾンデの高度と時刻からこれに最も近いデータを抽出しプロファイルを得ている。

6 参考文献

Cohn, S., Radar Measurements of Turbulence Eddy Dissipation Rate in the Troposphere: A Comparison of Techniques, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **12**, 85-95, 1995

Delage, D., R. Roca, F. Bertin, J. Delcourt, A. Crémieu, M. Masseur and R. Ney, A consistency check of three radar methods for monitoring eddy diffusion and energy dissipation rates through the tropopause, *Radio Sci.*, **32**, 757-767, 1997

前田耕一郎、前田佐和子, MU レーダーによる銀河背景放射の観測, 第2回 MU レーダーシンポジウム, 2-3, 1991

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

MUレーダーと航空機による風観測の比較

航空宇宙技術研究所
電気通信大学大学院
京都大学超高層電波研究センター

矢澤健司 田丸 卓 田頭 剛 坂井紀穂
田中 太
橋口浩之

1. 風観測の目的

航空宇宙技術研究所では1993年から国立環境研究所との共同研究「航空機による燃焼ガスおよび大気移動速度の測定に関する研究」を行ってきた。これは、垂直風とガス濃度の相関からフラックスを求めるもので高精度の垂直風を航空機で計測する必要がある。このために航空機搭載型の超音波風速計を開発してきた。

今回は1999年2月16日に京都大学超高層電波研究センター信楽MU観測所のMUレーダー上空で行った飛行試験の超音波風速計で計測した3次元風速とMUレーダーの3次元風速との比較を行ったので報告する。

2. 超音波風速計の原理

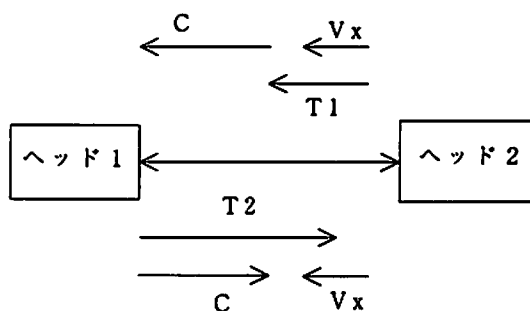


図1 超音波風速計原理図

超音波は人間の耳に感じないような高い周波数(20kHz以上)の音波でその速さは毎秒約340m/sでありほとんど一定である。しかし、空気が流れている状態では速度は若干変化し、音波が風と順方向に伝わる場合は風速分だけ早くなり、逆方向に伝わる場合は風速分だけ遅くなる。

図1に示す超音波風速計はこの現象を応用したもので、超音波パルスの送受波圧電素子(ヘッド)を2個向かい合わせに一定距離L(スパン)をおいて固定し、ヘッドから、一定時間毎に交互に超音波パルスを発射させる。伝播方向がお互いに逆向きな超音波パルスが交互に伝搬するが、この時の伝搬時間を T_1 と T_2 とすると式(1)及び式(2)のようになる。ここから音速Cを消去すると式(3)のように V_x が T_1 、 T_2 及びスパンLの関数として得られる。超音波風速計は1対のヘッドを結ぶ軸に平行な風速をはかることができ温度や気圧に無関係に測定できるので直線性がよく安定した出力を与える特徴を持っている。

$$T_1 = \frac{L}{C + V_x} \quad (1)$$

$$T_2 = \frac{L}{C - V_x} \quad (2)$$

$$V_x = \frac{L}{2} \left(\frac{T_2 - T_1}{T_1 T_2} \right) \quad (3)$$

3. 温度の計測

式(1)及び式(2)から音速Cを導くことができる。

$$C = \frac{L}{2} \left(\frac{T_2 + T_1}{T_1 T_2} \right) \quad (4)$$

音速は温度の1/2乗に比例することから、標準温度を T_0 とし、その時の音速を C_0 とすると測定温度 T_m は式(5)のように得られる。

$$T_m = T_0 \left(\frac{C}{C_0} \right)^2 \quad (5)$$

センサー軸方向の風速は音速及び温度測定結果には影響しないが、センサー軸に直角方向の速度 V_n は音源が風下に流され、見かけ上のセンサー間距離Lを $(1 + V_n^2/C^2)^{1/2}$ 倍に長くする。このため測定音速はその分遅くなり温度も低くなる。従って次の補正式が必要となる。

$$T_c = T_0 \left(\frac{C}{C_0} \right)^2 \left(1 + \frac{V_n^2}{C^2} \right) \quad (6)$$

$$T_c = T_m + T_0 \left(\frac{V_n}{C_0} \right)^2$$

ここで、 T_c は補正後の温度、 T_m は補正前の温度、 T_0 は標準温度(273.15°K)、 C_0 は標準温度での音速(331.45m/s)、 V_n はセンサー軸に直角方向の速度である。

4. 風洞試験による校正

風洞試験の目的として次の項目を挙げる。

- ・超音波風速計のスケールファクタ、各センサーの取り付け角度を求める
- ・マウントの形状が性能にどのように影響するか調べる
- ・総合的な精度及び誤差解析を行う
- ・計測可能な上限速度を求める

写真1に示す超音波風速計(200kHz, L=50mm)には超音波の送波と受波を兼ねる一対の圧電素子(ヘッド)からなるセンサーを、マウント軸周りに上下に一対、水平面に40度の角度でクロスするように二対のセンサーが取り付けられている。

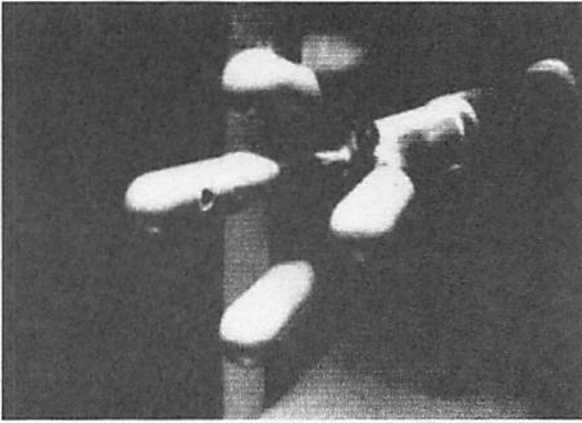


写真1 超音波風速計の風洞試験

風洞のセンサーを取り付けるスティング軸を X 軸としそれに直角な右方向及び下方向をそれぞれ Y 軸、Z 軸とする。そして風洞の風の成分を V_{xyz} で表し、3つのセンサーの出力を V_{abc} で表したとき次式のようなモデルを定義することが出来る。

$$V_{abc_i} = \mathbf{T}(\mathbf{p})V_{xyz_i} \quad (7)$$

ただし、 i はデータのポイントをしめす。ここで $\mathbf{T}(\mathbf{p})$ は次のように定義される。

$$\mathbf{T}(\mathbf{p}) = \mathbf{K} \left[\mathbf{I}_{11} \mathbf{R}_\theta(\theta_a) \mathbf{R}_\phi(\phi_a) + \mathbf{I}_{21} \mathbf{R}_\theta(\theta_b) \mathbf{R}_\phi(\phi_b) + \mathbf{I}_{31} \mathbf{R}_\theta(\theta_c) \mathbf{R}_\phi(\phi_c) \right]$$

ここで \mathbf{R}_ϕ 、 \mathbf{R}_θ は X 軸及び Y 軸回りの座標変換マトリックスである。 \mathbf{I}_{11} 、 \mathbf{I}_{21} 、 \mathbf{I}_{31} は各センサーの測定軸方向の速度を取り出すためのマトリックスである。

\mathbf{p} はモデルを決定するパラメータベクトルであり、スパン係数 K 、X 軸まわりの取り付け角 ϕ 、Y 軸まわりの取付角 θ がそれぞれ a、b、c センサーについて決定される。

$$\mathbf{p} = [K_a \ K_b \ K_c \ \phi_a \ \phi_b \ \phi_c \ \theta_a \ \theta_b \ \theta_c]$$

ここで、パラメータベクトル \mathbf{p} を求めるため次式のような誤差モデルを設定し、誤差を最小にすることによりパラメータベクトル \mathbf{p} を推定する。

$$\boldsymbol{\varepsilon}_i = V_{abc_i} - V_{mabc_i} \quad (8)$$

今回、このパラメータベクトル \mathbf{p} を求めるために修正ニュートンラプソン法を用いた¹⁾。

超音波風速計としてセンサーからの測定値 V_{mabc} から航空機の機体軸に対する速度ベクトルを求めるためには式(7)から $\mathbf{T}(\mathbf{p})$ の逆マトリックスを計算して両辺に掛けることにより次式を得る。

$$V_{xyz_i} = \mathbf{T}(\mathbf{p})^{-1} V_{mabc_i} \quad (9)$$

また、温度の修正を行うためにセンサーの直角風速成分を求める必要がある。このとき温度を測定する a センサーのセンサー軸回りの速度成分は次式によって求められる。

$$[V_{ax_i} \ V_{ay_i} \ V_{az_i}] = \mathbf{R}_\theta(\theta_a) \mathbf{R}_\phi(\phi_a) V_{xyz_i} \quad (10)$$

このとき式(6)の V_n^2 は $(V_{ay_i}^2 + V_{az_i}^2)$ から得られる。

5. 超音波風速計による風の測定

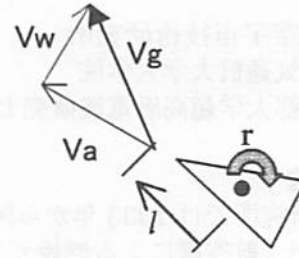


図2 航空機の運動と風の関係

航空機の対気速度 (V_a)、と対地速度 (V_g) の差から風 (V_w) を算出できる。対地速度を測るセンサー位置から超音波風速計を指す位置ベクトルを l とし航空機の角速度ベクトルを \mathbf{r} としたときの回転による補正ベクトル \mathbf{e} を加えると風は式(11)のように求まる。

$$V_w = V_g - V_a + \mathbf{e} \quad (11)$$

航空機の対地速度 (V_g) は慣性センサー (IRU) から得られるが加速度等の積分誤差から速度ドリフトがある。そこで、これを取り除くため GPS との速度差をスムージングして次式のように補正している。

$$V_g = V_{IRU} - \sqrt{V_{GPS} + V_{IRU}} \quad (12)$$

一方、航空機の対地速度は式(9)を使って超音波風速計から得られた V_{xyz} を座標変換マトリックス $\mathbf{R}_{\phi\theta}$ により慣性座標に式(13)のように変換する。

$$V_a = [\mathbf{R}_{\phi\theta}] V_{xyz} \quad (13)$$

式(11)の \mathbf{e} は位置ベクトル $l=(l_x \ l_y \ l_z)$ 、角速度ベクトル $\mathbf{r}=(p \ q \ r)$ により生じる速度を慣性軸に座標変換すると次式に示す補正速度が生じる。

$$\mathbf{e} = [\mathbf{R}_{\phi\theta}] \begin{bmatrix} 0 & lzq & -lyr \\ -lzp & 0 & lxr \\ lyp & -lxq & 0 \end{bmatrix} \quad (14)$$

今回超音波センサーを取り付けた位置は機体軸上にあり $l_y=l_z=0$ である。

6. 飛行試験による観測

平成11年2月16日及び17日の2日間京都大学超高層電波研究センター信楽 MU 観測所の MU レーダー上空 3000m~4000m を飛行して超音波風速計で風を計測した。

写真2に示す MU レーダーは中層・超高層および下層大気観測用 VHF 帯大型レーダーで下層対流圏の風を観測し、航空機で飛行した同時刻、同高度における風のデータを比較のために用いた。観測データは 10 分毎に高度 150m 間隔で3次元の風速ベクトルが得られる。



写真2 京都大学超高層電波研究センター信楽 MU 観測所 MU レーダー

風の検証 (MU レーダーと航空機の観測を比較)

MU レーダーの3次元観測風と航空機で観測した風の比較を行った。

図3に MU レーダーと航空機で観測した風の比較を示

す。上から北方向の風(V_{wn})、東方向の風(V_{we})、垂直風(V_{wz})、航空機の方位角(Heading)、高度(Hi)である。この風との比較は99年2月16日の午前のデータで、航空機の風のデータ(V_{wn} V_{we} V_{wz})を600秒のローパスフィルタにかけた後、その上にMUレーダーの観測データから時間及び高度が一致するデータ(O)を拾い出し重ねたものである。ただし気圧高度計を用いたので航空機の飛行高度とMUレーダーの観測高度は完全には一致しない。そこで参考のためにMUレーダーの観測データはその前後(着目している高度から+150m(+)-150m(x)のデータ)もプロットしてある。

MUレーダーのデータ(O)と航空機の風との差の標準偏差は $\sigma_{wn}=0.79\text{m/s}$ 、 $\sigma_{we}=1.75\text{m/s}$ 、 $\sigma_{wz}=0.11\text{m/s}$ となりMUレーダーに比較して良い一致が得られた。

図4は航空機による風のパワースペクトル密度である。北向きの風(P_{s_ns})と東向きの風(P_{s_ew})、垂直風

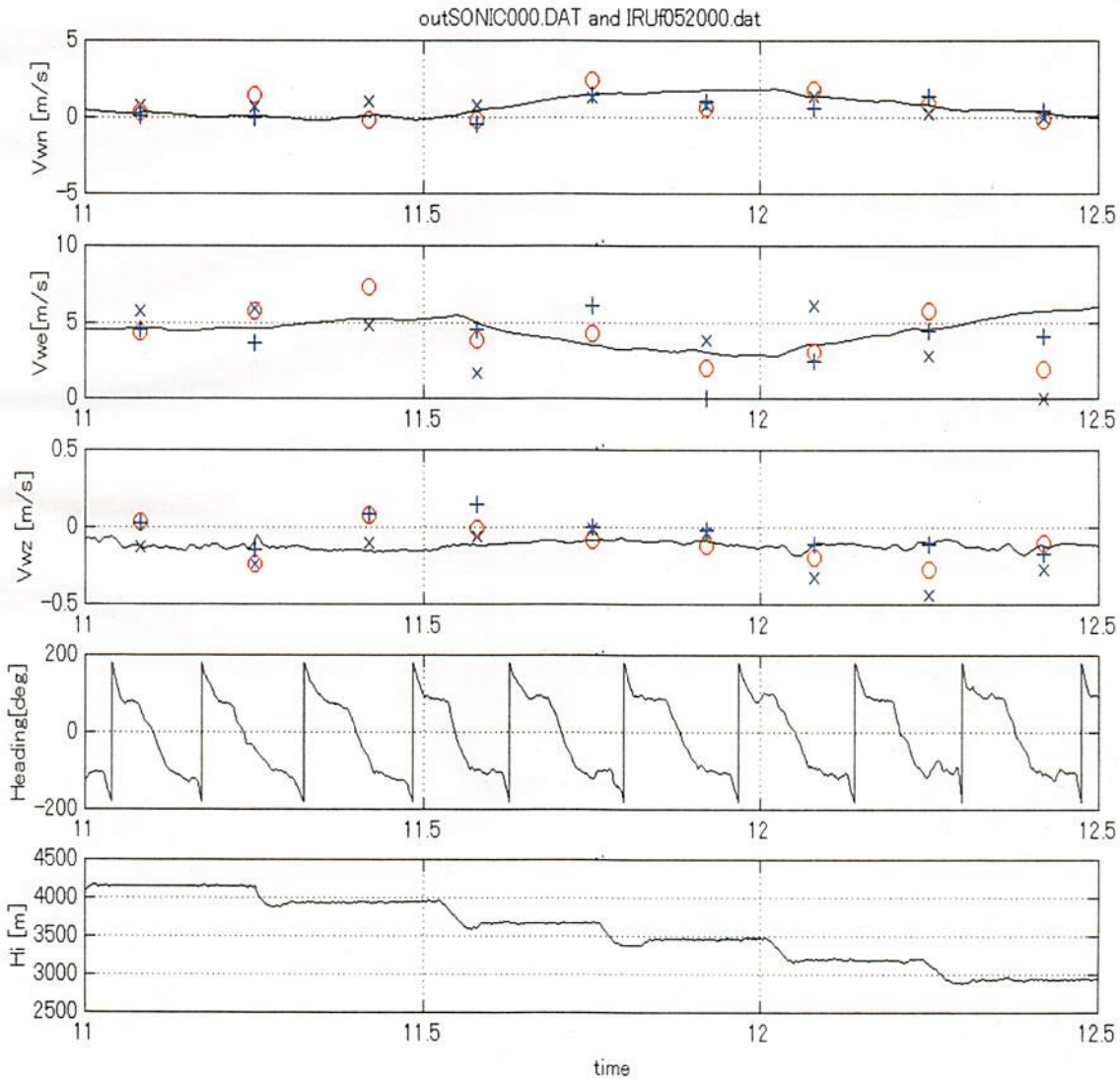


図3 MUレーダーと航空機の風の比較

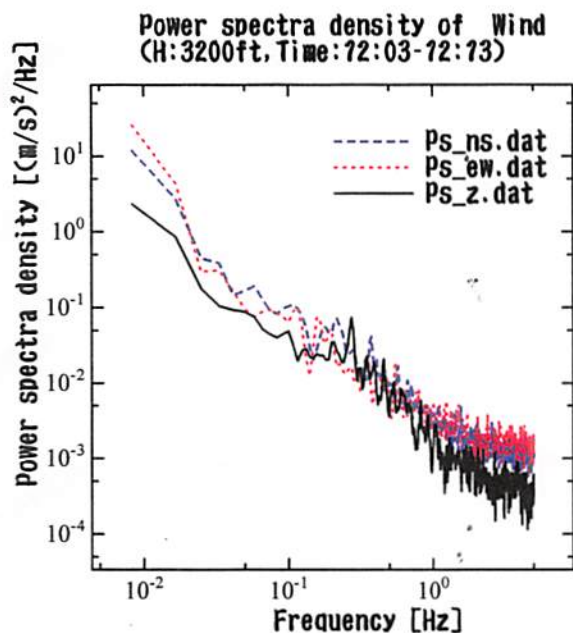


図4 航空機による風のパワースペクトル

(Ps_z)とも同じ傾向を示し等方性で傾斜も $-5/3$ 乗のっている。

図5は98年4月20日の超音波風速計で測定した温度を示す。

T_mは式(5)で示した測定温度である。SATは温度計測に使用した垂直軸のセンサーに対し水平面内の風速で修正した温度である(式(6)参照)。Vは機体のエアードータトランスデューサーから得られた真対気速度である。この試験は高度8500ftで速度スイープ試験を行い速度に対する温度出力の影響を調べ、その補正の精度を検証した。速度は60m/sから100m/sまで変化させ、測定温度T_mは速度と共に低くなって行く。これに対し、補正したSATは速度の変化に対し一定の値を示し補正されている。

80m/s以上でSATが乱れているのは超音波風速計のX及びY方向の速度出力が不安定になり温度補正に乱れが生じたためである。この超音波風速計の速度限界である。

7. 結論と今後の課題

航空機搭載型の超音波風速計を開発し、センサーモデルを構築し、風洞試験による較正を行った。飛行試験による評価試験を行い、地上のMUレーダーとの比較を行い良好な結果を得た。超音波風速計による温度測定ではセンサー軸に直角の風速成分を補正する事により静温度(SAT)が得られた。しかし、高度8500ftで80m/s

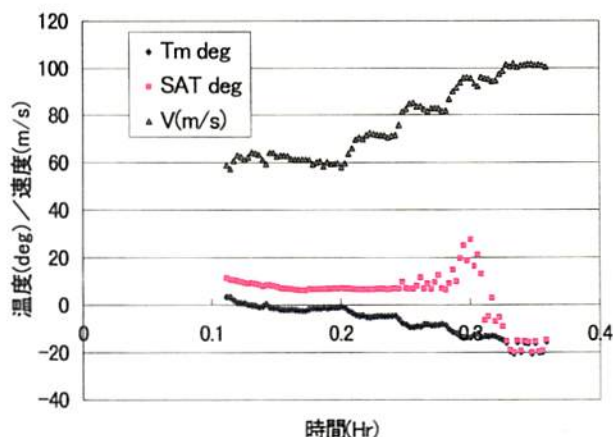


図5 超音波風速計による温度測定(4/20)

以上の速度ではX軸及びY軸の水平面内速度計測が不安定になった。更なる超音波風速計の性能向上のためにはセンサー周りの流れの解析が必要である。

超音波風速計による風の観測は地上のMUレーダーと同レベルの精度で測定できることがわかり、航空機の機動性を生かした観測がMUレーダーのように地域に固定されず広範囲に実施可能になった。

今後、実時間処理による風及び大気温度の観測を行い、上下風速と温室効果ガスとの相関を計算しフラックスを観測するシステムを構築することによりガスの発生、吸収を調べ、地球規模の環境変化を観測することを目指している。

8. 参考文献

- 1)Yazawa,K.,Tamaru,T.,Nkamura,M.,Terui,Y., Shirai,M., Inoue,G., Machida,T., ; Aircraft measurement of CO2 and development of an ultrasonic anemometer, Proc. of the Fourth Symposium on the Joint Siberian Permafrost studies between Japan and Russia in 1994, Tsukuba, 30-31 January 1995
- 2)Yazawa,K. ,Tamaru,T., Shirai,M.;Anemometer for Local Flux Data of Global Warming Effect Gases, Proc. of the Fourth Symposium on the Joint Siberian Permafrost studies between Japan and Russia in 1995, Sapporo, 23-24 January 1996
- 3)Yazawa,K.,Tamaru,T.,Inokuchi,H.,shirai,M., Nkamura,M.,Terui,Y.,Inagaki,T., Inoue,G.,Machida,T.,Makshutov,.S.; Research on Upgrading the Measuring Method of the Global Warming Gases by Aircraft, Proc. of the Fourth Symposium on the Joint Siberian Permafrost studies between Japan and Russia in 1996, Tsukuba, 27-28 January 1997

ソーダー・境界層レーダー同時観測で得られた 水平風の周期的変動について

*吉川 寛康¹・荻野 慎也¹・橋口 浩之¹・森谷 優貴¹・深尾 昌一郎¹
塚本 修²・伊藤 芳樹³・林 泰一⁴
(1: 京大超高層、2: 岡山大学、3: (株)カイジョー、4: 京大防災研)

1 はじめに

大気境界層は地表面に接する最も低い気層で、地表面の熱的、機械的な影響を直接受け原則として一日を周期として変化し、変動の大きさは季節によっても様々である。その大気境界層の詳細な時間・高度変化を解析するために行われた1997年11月のドップラーソーダー、Lバンド境界層レーダーの同時観測キャンペーンにおいて、地上観測データやソーダーの水平風速に約1時間の特徴的な周期を持った振動が観測された。

これまで、信楽における大気境界層の気温、風速の約1時間周期の振動についての報告はなされていない。本研究では、94年度から連続観測されている地上データや数回行ったドップラーソーダーと境界層レーダー同時観測のデータを用いて、約1時間の特徴的な周期を持った振動の構造と発生メカニズムを解明することを目的として解析を行った。

2 背景

2.1 観測の概要

1997年11月4日～12月3日の期間、滋賀県信楽町のMU観測所にBLRとソーダーを隣接して設置し観測を行った。境界層レーダーでは高度範囲約500～2000mにおける、ソーダーでは高度範囲約50～500mにおける風速3成分とエコー強度の情報を得ることができる。また地上では1994年5月から気温、湿度、風向、風速、気圧の気象要素を連続観測している。本研究で解析に用いたデータは、全ての要素で5分平均したものをを用いている。

2.2 観測結果

図1に、1997年11月6日0時～24時に地上で観測された気象要素を示す。午後5時～24時に気温、相対湿度、風速に約1時間特長的な周期性を持った振動が顕著に現れている。このような顕著な振動は、今回の観測期間ではこの時間帯だけに見られた。

同様の振動がソーダーの水平風速においても顕著に現れていた(図2)。この風速の振動は南北成分、東西成分どちらにも現れていたが鉛直は約1時間周期の振動は顕著ではなかった。

3 解析結果

3.1 周波数特性

図3に地上で観測された気温とソーダーで観測された75mの風速3成分をスペクトル解析した結果を示す。地上気温、南北、東西成分が約1時間にピークもつ振動成分を含んでいる事がわかる。この結果、ソーダーで観測された風速の振動と地上で観測された振動が、ソーダーで観測された風速の振動と何らかの関係があることがわかった。また、高度75mで観測された鉛直流は約1時間の周期をもった振動がそれほど顕著でなかった。

3.2 ダイナミックスペクトル

各観測データの周波数特性と約1時間周期の振動の発生頻度を調べるためにダイナミックスペクトルを作成した。1994年11月の地上気温のダイナミックスペクトルを図4に示す。この図から数時間以上の長周期成分の他、約1時間前後の周期帯に独立したピークが存在することがわかる。また、約1時間前後の周期を持った振動はほとんど観測されないことがわかる。

同様の解析をドップラーソーダーで観測された風速についても行った結果、観測期間中に数回約1時間の周期にピークをもつ振動が観測されていることがわかった。

3.3 位相の鉛直構造と振幅の高度変化

位相の鉛直構造を調べるため、データに30~120分のバンドパスフィルターを通した。図5はソーダーで観測された水平風速にバンドパスフィルターを通した結果であるが、鉛直に位相が揃った構造が確認できる。また、ソーダーで観測された風速の南北、東西成分にも同様の位相構造が見られた。一方、鉛直流は300m以下の高度では同様の位相構造が確認できなかったが、それより上の高度範囲では東西、南北成分と同様に鉛直に揃った位相構造が確認できた。

同時観測された境界層レーダー、MUレーダーで鉛直流に同様の処理を行って合成したものが図6である。図は50~500mまでがソーダー、500~1.5kmがLバンド境界層レーダー、1.5km以上がMUレーダーで観測されたデータである。鉛直流の約1時間周期の振動が高度約5kmまで揃った位相構造を持つことがわかった。

さらに、この振動のエネルギーの高度分布を調べるために図6の右側に16時~24時の期間の振幅の分散を取った結果を示す。1.5km付近と3.0km付近が大きいエネルギーを持つ事が分かる。

4 まとめ

これまでの解析で、地上気温に周期約1時間前後の独立したピークを持った振動が存在する事がわかった。その振動の発生頻度を調べた結果、多くても月に数回程度である事がわかった。

バンドパスフィルターを用いて位相の鉛直構造を調べた結果、11月6日にソーダーで観測された風速の南北、東西成分は鉛直に揃った位相構造を持っていることがわかった。また、鉛直流は境界層レーダー、MUレーダーのデータを用いて調べた結果、高度約5kmまで鉛直に揃った位相構造が確認できた。

現在も信楽でソーダー観測を行っているが、今後は観測事例を増やし振動が観測される時の背景場や振動の成因についての検討が必要である。

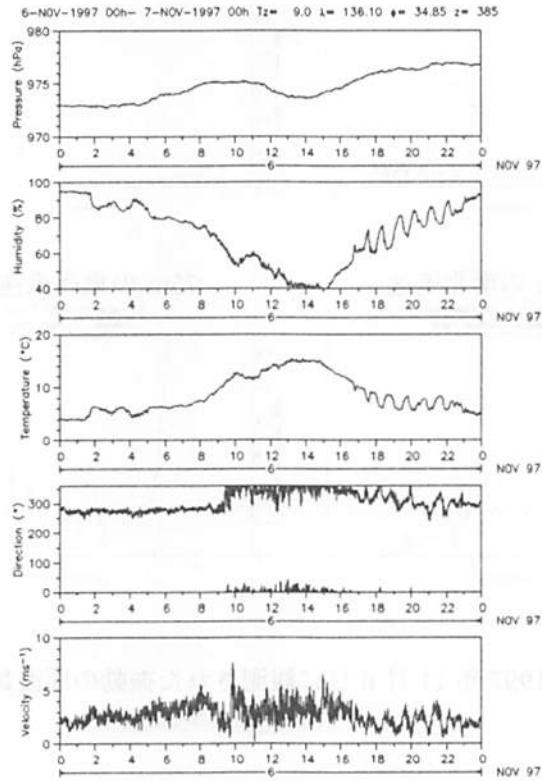


図 1: 11月6日に信楽 MU 観測所の地上で観測された(上から)気圧、湿度、温度、風向、風速の時間変化。

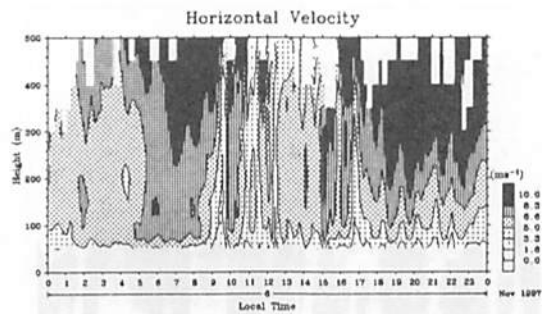


図 2: 11月6日にソーダーで観測された水平風速の時間・高度変化。

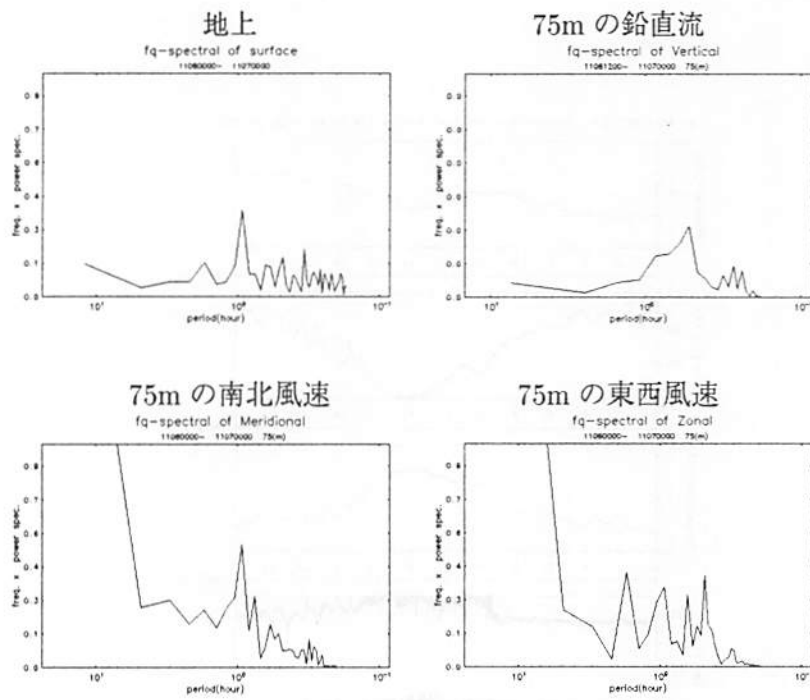


図 3: 1997 年 11 月 6 日に観測された振動の周波数特性

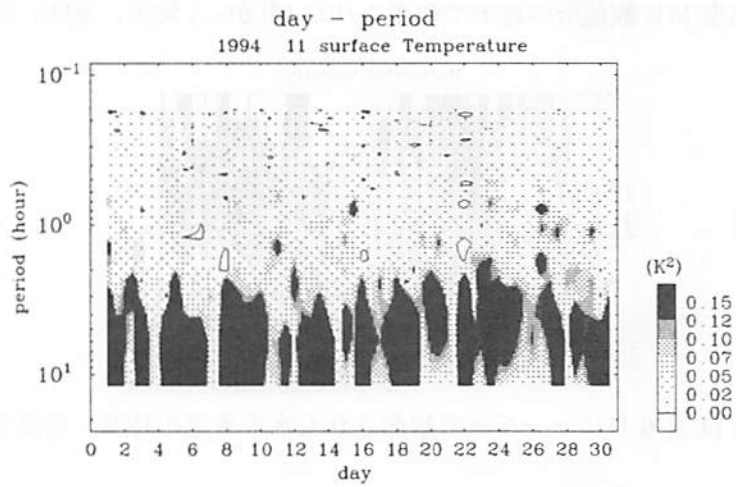


図 4: 1994 年 11 月の地上気温のダイナミックスペクトル

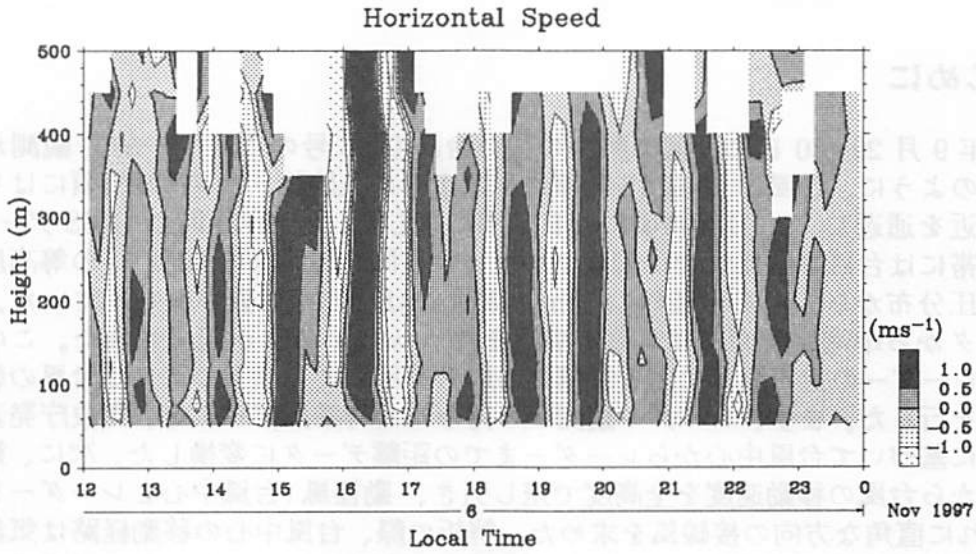


図 5: 1994 年 11 月 6 日 12:00~24:00 にドップラーソーダーで観測された水平風速に 30~120 分のバンドパスフィルターを通した結果

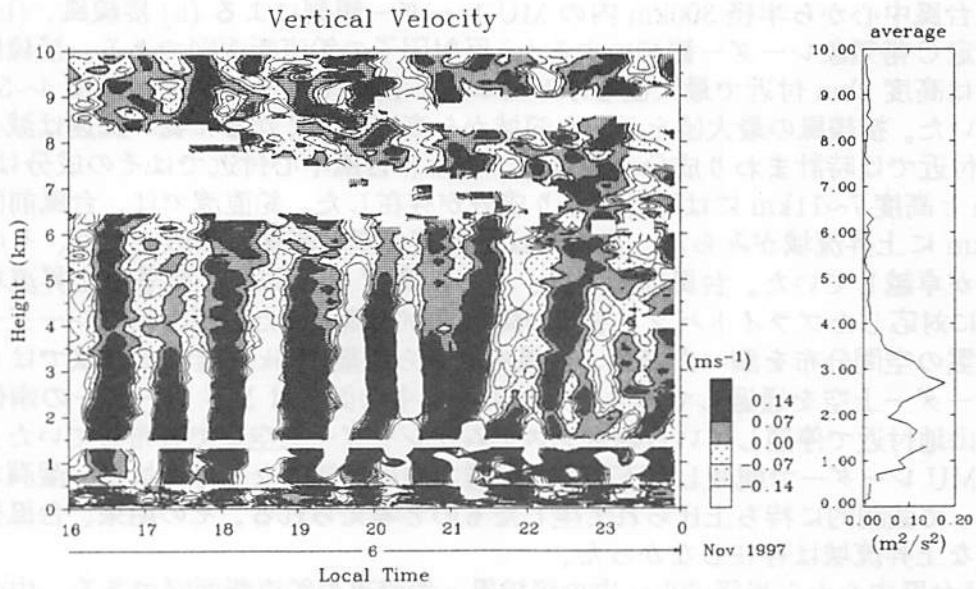


図 6: 1994 年 11 月 6 日 16:00~24:00 に観測された水平風速に 30~120 分のバンドパスフィルターを通した結果 (50~500m はソーダー、500m~1500 は境界層レーダー、それ以上は MU レーダーで観測された鉛直流) と各高度の振幅の分散値 (右)

MU レーダーによる台風 9426 号の観測

柴垣佳明¹、山中大学²、深瀬美紀³、橋口浩之⁴、前川泰之¹、深尾昌一郎⁴

(¹大阪電通大、²神大自然、³ウェザーニュース、⁴京大超高層)

1 はじめに

1994年9月29~30日に大型で勢力の強い台風9426号のMUレーダー観測が行われた。図1のように、台風は29日18時頃に和歌山県に上陸後、22時30分頃にはレーダーサイト付近を通過し、30日3時頃には日本海に達した。29日21時のGMSデータから、この時間帯には台風の眼はすでに確認できないが、同じ時間帯の500hPaの等高度分布や地上の気圧分布から、台風半径約100kmの範囲ではまだ軸対象が保たれていた。またゾンデデータから準南北断面の軸対称な構造を持つwarm coreが観測された。この事実から、MUレーダーの定点観測による風速の3成分を用いて、以下のような台風の軸対称構造の解析を行った。まず、レーダー観測から得られた時系列データを、気象庁発表の台風中心位置に基づいて台風中心からレーダーまでの距離データに変換した。次に、観測された水平風から台風の移動速度を全高度で差し引き、動径風(台風中心とレーダーを結ぶ方向)とそれに直角な方向の接線風を求めた。解析の際、台風中心の移動経路は気象庁発表による台風中心位置(最確値)に信楽MU観測所の位置を加えたものをスプライン補間し用いた。

2 解析結果

図2は台風中心から半径300km内のMUレーダー観測による(a)接線風、(b)鉛直流と鉛直固定C帯気象レーダー観測による(c)反射因子の鉛直断面図である。接線風は、台風前面では高度2km付近で最大値を示しており、後面ではその高度は高度4~5kmまで上昇していた。接線風の最大値を示した領域から高度が高くなるに従い風速は減少し、高度15km付近では時計まわり成分が現れた。また、台風中心付近ではその成分は弱まり、高度3kmと高度7~11kmには時計まわり成分が存在した。鉛直流では、台風前面では高度8~14kmに上昇流域がみられ、後面では上昇流の卓越高度幅が広くなり、その下側では下降流が卓越していた。台風前面では、さらに高度4km以下に顕著な上昇流域が存在し、それに対応したブライトバンドを持つ降水雲が観測された。深山気象レーダーデータから降水雲の空間分布を調べた結果、台風中心から距離200km離れた領域ではレインバンドがレーダー上空を通過しており、それよりも中心側ではMUレーダーの南側に位置する紀伊山地付近で停滞している降水システムがレーダー上空まで分布していた。この事実から、MUレーダーで観測した下層での距離方向に連続的な上昇流域は、湿潤な南風が地形によって強制的に持ち上げられて生じたものと考えられる。その結果、台風後面ではそのような上昇流域は存在しなかった。

図3は台風中心から半径60km内の接線風・鉛直流の鉛直断面図である。中心軸上では、風速はほぼ0m/sとなり、軸対称仮定はまだ成り立っていた。また、台風中心から半径10km内には時計まわり成分が中心軸の前後に現れ、この領域は高度10~12kmを除き下降流域と良く対応していた。この事実から、図4に示すように台風中心付近の時計まわり成分は、解析上の台風中心が鉛直方向に一樣なのに対して、実際の台風がその中心を軸として螺旋状にねじれていることから見かけ上現れたものであり、その時計まわり成分と下降流との対応から、台風の眼が螺旋状にねじれていたと考えられる。また、螺旋状構造をさらに調べるために、台風中心通過時にMUレーダーで観測された水平風のホドグラフを作成した結果、高高度から低高度に向かって、時計まわりに回転していた。さらに、台風の前面の中心距離15~20km、高度8~13kmの弱い反時計まわり成分領域では背の高い壁雲に対応した上昇流域が確認された。

3 まとめ

MU レーダー観測データを用いて、台風 9426 号の軸対象構造の解析を主に接線風について行った。接線風では、反時計まわり成分の風速が下層から上層に従い弱まり、対流圏界面高度付近で時計まわり成分に変化した。台風前面の下層の反時計まわり成分の最大値の領域では顕著な上昇流が卓越し、そこでは強いエコー域に対応した降水雲が観測された。また、台風中心近傍でも時計まわり成分が発見されたが、それは台風の眼を形成する低気圧性渦の管が竜巻等で知られているような非軸対称の螺旋状構造を持つため、軸対象を仮定した解析によって現れた見かけ上の高気圧性風速であると結論づけた。

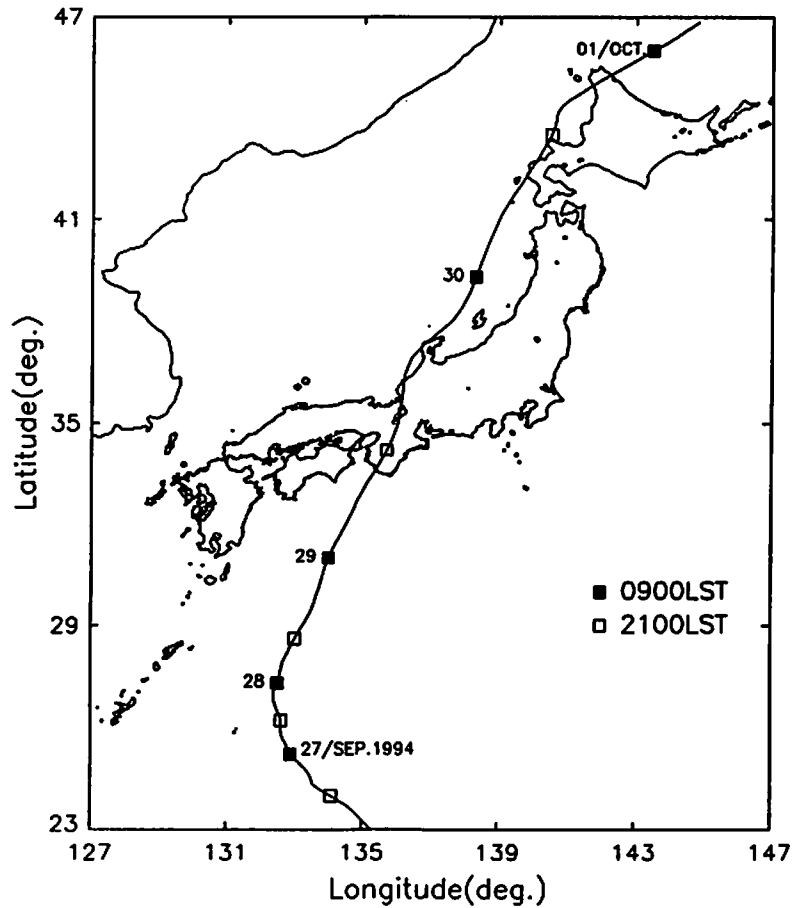


図 1:気象庁発表の台風 9426 の経路図。

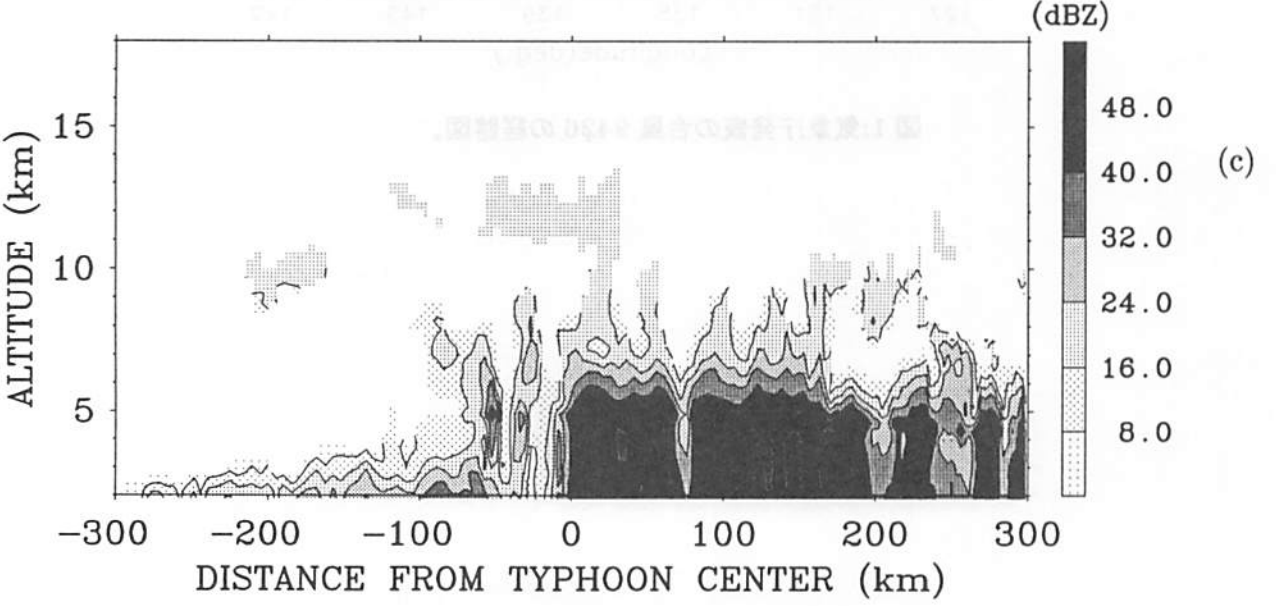
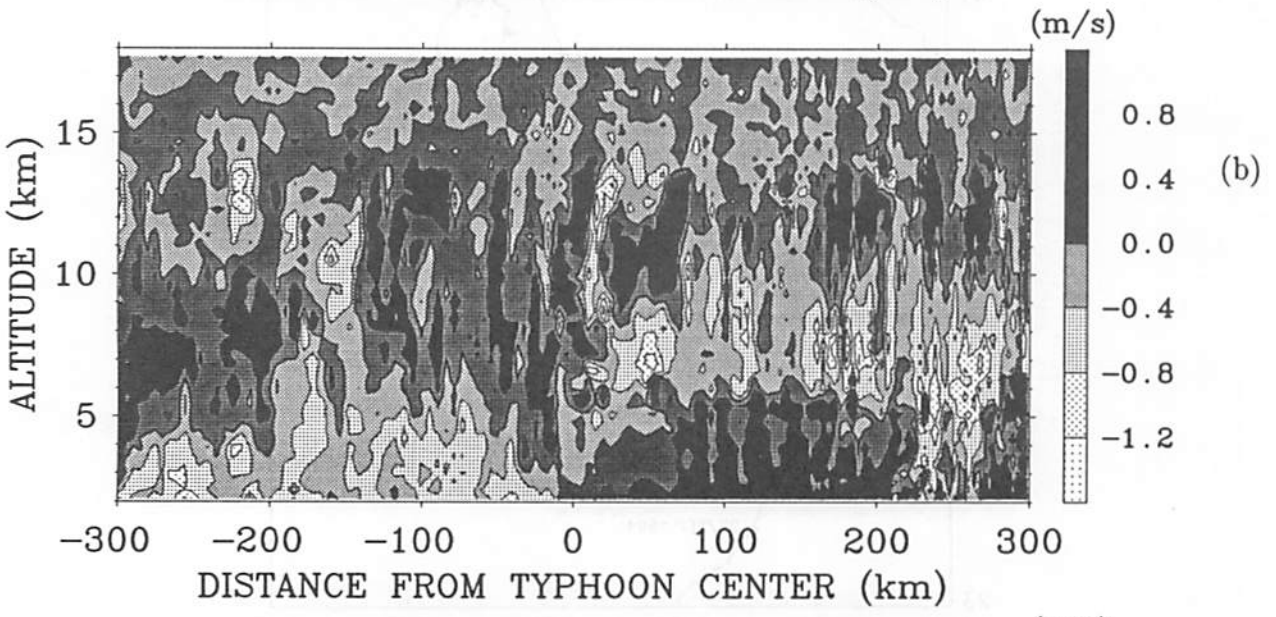
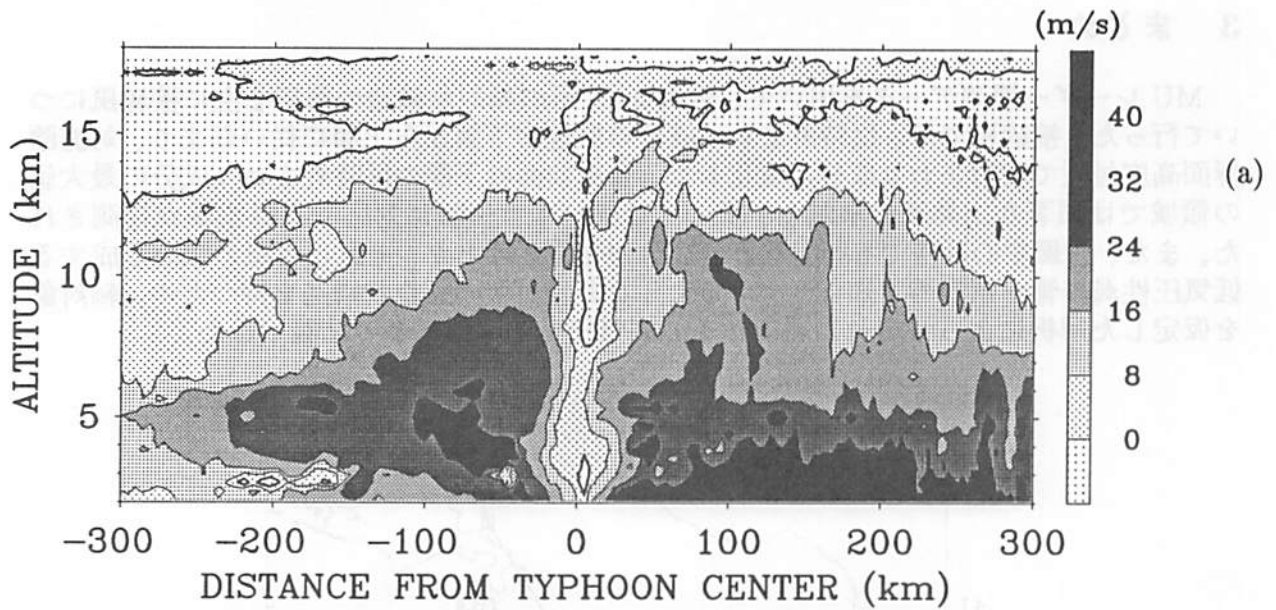


図2:台風中心から半径300km内のMUレーダー観測による(a)接線風、(b)鉛直流と鉛直固定C帯レーダー観測による(c)反射因子の距離・高度変化。正・負の横軸は台風前面・後面における中心からの距離をそれぞれ示す。

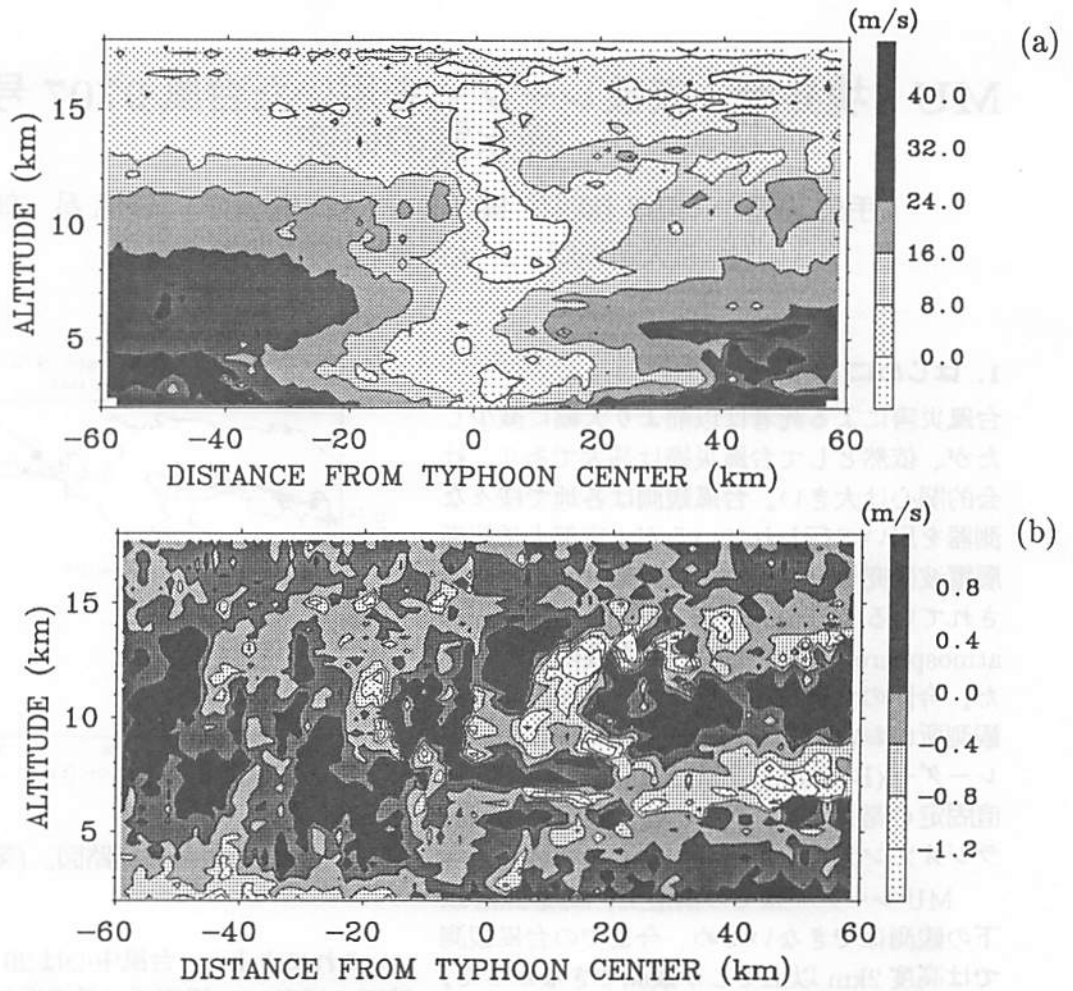


図 3: 台風中心から半径 60km 内の MU レーダーの (a) 接線風と (b) 鉛直流の距離・高度変化。

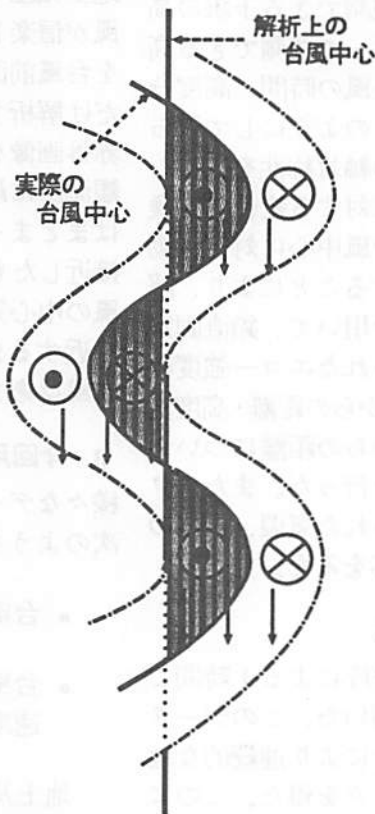


図 4: 台風中心の螺旋状構造。

MU・境界層・気象レーダーを用いた台風 9707 号に伴う降水雲の研究

手柴 充博¹・柴垣 佳明²・橋口 浩之¹・山中 大学³・深尾 昌一郎¹
(1: 京大超高層、2: 大阪電通大、3: 神戸大自然)

1. はじめに

台風災害による死者は以前より大幅に減少したが、依然として台風災害は甚大であり、社会的関心は大きい。台風観測は各地で様々な測器を用いて行われているが、京都大学超高層電波研究センターでも滋賀県信楽町に設置されている MU レーダー (Middle and Upper atmosphere radar) を用いて多数行われてきた。今回の台風 9707 号についても信楽 MU 観測所において MU レーダーのほかに境界層レーダー (Boundary Layer Radar ;BLR)、鉛直固定 C 帯気象レーダー、地上気象観測装置、ラジオゾンデにより観測が行われた。

MU レーダーはその構造上、高度 2km 以下の観測はできないため、今までの台風観測では高度 2km 以上でしか観測できなかった。本研究では高度 2km において MU レーダーと境界層レーダーのデータを結合することにより、境界層レーダーの観測できる下限の高度 500m から、MU レーダーで観測できる高度 10km 超までの連続的な風の時間・高度分布を得ることができた。このようにして得られた風の時間変化を台風の軸対称性を仮定して、台風中心からの距離に対する変化に変換した。その後、水平風を台風中心に対して動径方向と接線方向に分解することにより、解析を行った。同様な仮定を用いて、鉛直固定 C 帯気象レーダーから得られたエコー強度の時間・高度変化を台風中心からの距離・高度変化に変換して、台風中心からの距離について台風に伴う降水雲の分類を行った。また、ラジオゾンデデータから得られた気温、湿度の高度分布と降水雲との対応をみた。

2. 気象庁による観測結果

台風の位置については気象庁による 1 時間ごとの中心位置のデータを用いた。このデータをスプライン補完することにより連続的な地上における台風中心のデータを得た。このようにして得られた台風の経路図を図 1 に示す。

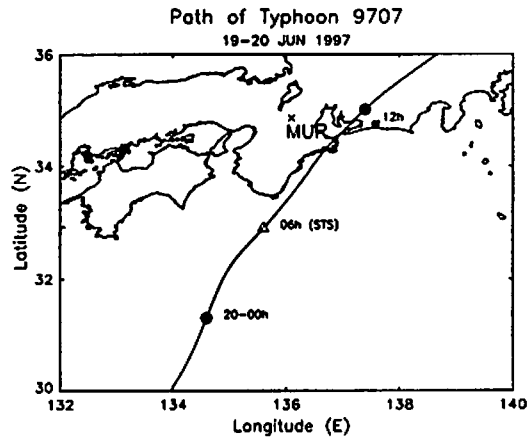


図 1: 台風 9707 号の経路図。(気象庁提供)

これによると、台風中心は 20 日の午前 10 時頃に信楽 MU 観測所に最接近したものである。このことは信楽 MU 観測所における地上気圧の観測結果からも分かる。以降、台風が信楽 MU 観測所に最接近するまでのことを台風前面と称し、今回の解析では台風前面だけ解析することにする。また、ひまわりの赤外面像をみると(図省略)、台風は信楽 MU 観測所に最接近する 20 日午前 10 時頃まで雲はまとまっており、あまり衰弱することなく接近したものと考えられる。実際、気象庁の台風の中心気圧をみると、信楽 MU 観測所に最接近するまで台風はほぼ STS を保っており、台風はあまり衰弱しなかったと考えられる。

3. 今回用いた仮定について

様々なデータの解析を行う上で、本研究では次のような仮定を用いた。

- 台風が軸対称構造を持つこと。
- 台風は高度方向に一定に、地上の移動速度で移動すること。

地上及び高層天気図から地上の気圧場及び高層の高度場を、またひまわりの赤外面像

を確認したところ(図省略)、地上気圧場及び高度場ではほぼ軸対称性を持ち、地上から高層まで台風中心がほぼ一致しており、ひまわりの赤外画像で台風の眼が確認できたので、以上の仮定は妥当であると考えられる。

4. MU・境界層レーダーから得られた水平風

MU・境界層レーダーから得られた水平風の時間・高度分布を図2に示す。

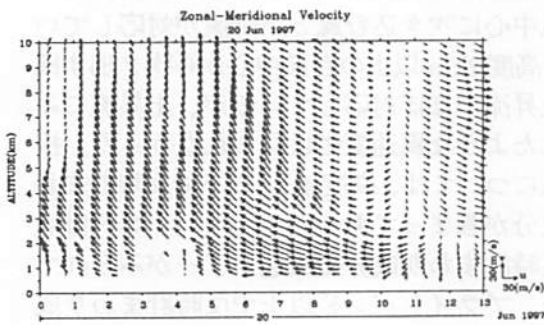


図2: MU・境界層レーダーから得られた水平風の時間・高度分布。

これを見ると、初めは南東風が卓越しているが、台風が接近するにつれて風速が強まりながら風向が南東から東へ変化していった。風速は下層の方が強く上層へいく程弱まっていった。下層の方が風速が強く南よりの風が吹いていることを考えると信楽周辺の地形の影響を少なからず受けていることが考えられる。

5. 台風に伴う降水雲の分類

ここでは、信楽MU観測所に設置した鉛直固定C帯気象レーダー(C帯レーダー)から得られたエコー強度、MUレーダーから得られた鉛直流のデータを用いて、台風に伴う降水雲を台風中心からの距離によって分類した。また、降水雲の分布とMU・境界層レーダーから得られた接線・動径風の分布とを比較・結合した。MU・境界層レーダーから得られた接線・動径風、MUレーダーから得られた鉛直流、C帯レーダーから得られたエコー強度の台風中心からの距離・高度分布を図3に示す。

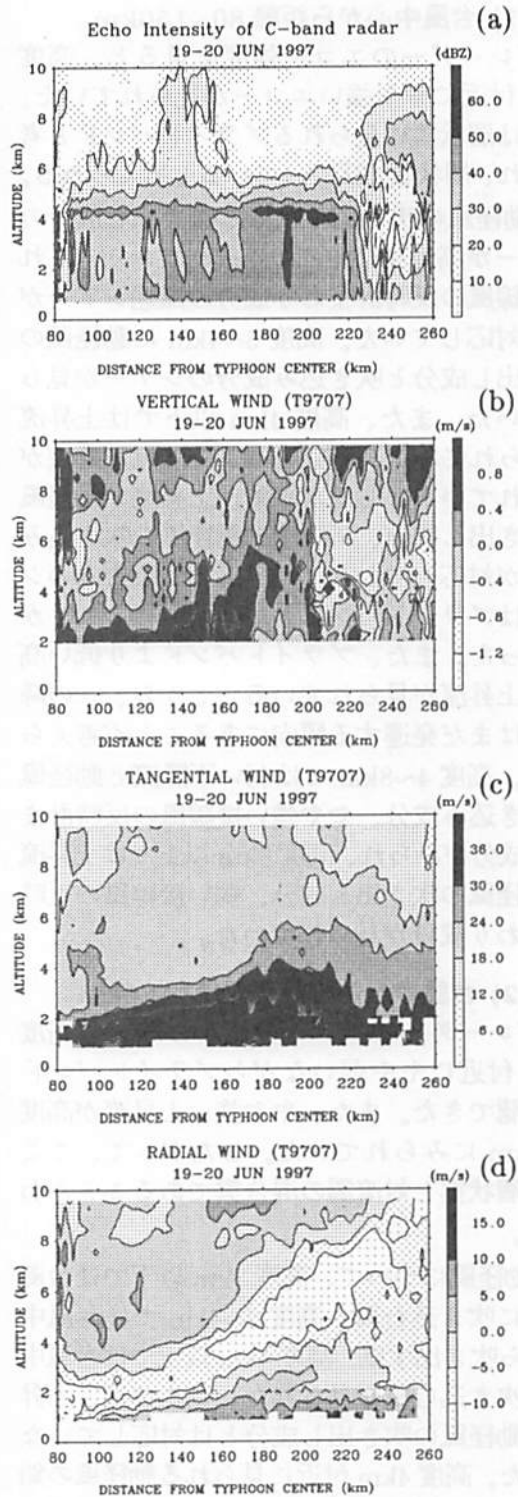


図3: (a) C帯レーダーから得られたエコー強度、(b) MUレーダーから得られた鉛直流、MU・境界層レーダーから得られた(c)接線・(d)動径風の台風中心からの距離・高度分布。

(1) 台風中心から距離 80~150km

C 帯レーダーのエコー強度を見ると、高度 4km 付近にやや強いエコーが見られていた。これは層状雲に見られるブライバンドと考えられ、層状雲が広がっていると考えられる。

動径風の吹き込み成分と吹き出し成分のシアアが高度 1~2km で見られており、これと接線風の反時計まわり成分の風速シアアがよく対応していた。高度 3~4km に動径風の吹き出し成分と吹き込み成分のシアアが見られていた。また、高度 4km 以下では上昇流が見られており、高度 4km 以上では下降流がみられていた。したがって、上昇流と動径風の吹き出し成分、下降流と動径風の吹き込み成分が対応しており、動径風の鉛直方向のシアアはブライバンドと対応していることが分かった。また、ブライバンドより低い高度で上昇流が見られていることから、この降水雲はまだ発達する傾向にあることが考えられる。高度 4~8km では弱い下降流と動径風の吹き込み成分、やや強い接線風の反時計まわり成分がみられ、高度 8km 以上では上昇流と動径風の吹き出し成分、弱い接線風の反時計まわり成分が見られていた。

(2) 台風中心から距離 150~170km

C 帯レーダーのエコー強度をみると、高度 4km 付近にやや弱いながらブライバンドが確認できた。また、やや強い上昇流が高度 2~5km にみられていた。したがって、ここでは層状雲と対流雲の混合雲であることがわかる。

動径風について、高度 2km 以下では台風中心に吹き込む風、高度 2~4km では台風中心から吹き出す風、高度 4km 以上では台風中心に吹き込む風が見られた。ここでは、上昇流と動径風の吹き出し成分とは対応していなかった。高度 4km 付近に見られる動径風の鉛直方向のシアアはほぼブライバンド付近に見られていた。接線風については高度 3km 以下で反時計まわり成分が強まっており、ブライバンドのすぐ下の高度で、反時計まわり成分の風速シアアがみられた。高度 4km 以上では反時計まわり成分は弱まっていた。

(3) 台風中心から距離 170~200km

C 帯レーダーのエコー強度を見ると、高度 4km 付近に明瞭なブライバンドが確認でき

た。また、ブライバンド以下の高度で、やや強いエコーが見えた。このエコーは降水によるものである。高度 2km 以下でやや弱い下降流、高度 2~6km で上昇流がみられた。上昇流は (2) の場合と比較して弱く、強弱が高度方向に一定に、距離方向に交互に表れていた。したがって、ここでは層状雲と対流雲の混合雲であり、スケールの小さい対流雲が次々と信楽 MU 観測所を通過したと考えられる。

動径風は高度 2km 以下で台風中心に吹き込む風、高度 2km 以上、高度 4~8km 以下で台風中心から吹き出す風、それ以上で台風中心に吹き込む風が見られた。高度 2km 以下の台風中心に吹き込む風と下降流が対応していた。高度 2km 以上の台風中心から吹き出す風と上昇流がほぼ対応しているが、上昇流にみられたような風速変動は見られなかった。接線風については、高度 4km 以下で反時計まわり成分が強まっており、ブライバンド付近で反時計まわり成分の風速シアアがみられていた。ブライバンド以上で反時計まわり成分は弱まっていた。

(4) 台風中心から距離 200~225km

C 帯レーダーのエコー強度を見ると、高度 4km 付近にブライバンドが確認でき、ブライバンド以下の高度では降水によるものと思われる、やや強いエコーが見えた。また、鉛直流については、ほぼ全層にわたって下降流が卓越していた。したがって、ここでは層状雲がみられており、また衰弱傾向にあることが分かる。

動径風は高度 2km 以下で台風中心に向かって吹き込む風、高度 2km 以上で台風中心から吹き出す風が見られた。高度 1~2km で動径風のシアアが見られており、高度 6~8km で動径風の吹き出し成分が最大になっていた。接線風は高度 2km 付近で反時計まわり成分が最大で、ブライバンド付近で接線風のシアアが確認できたが、(1)~(3) の場合と異なり、大きさは弱くなっていた。

(5) 台風中心から距離 225~340km

C 帯レーダーのエコー強度をみると、強弱が高度方向にほぼ一定で、台風中心からの距離方向に交互にみられた。鉛直流は高度 3km 以上で下降流、高度 3km 以下で上昇流がみられ、強弱はエコー強度と同様な傾向が見られ

た。したがって、ここでは対流雲が観測されていたと考えられる。

動径風は高度2km以上で台風中心から吹き出す風がみられており、高度3~4kmで最大となっていた。接線風は高度2km以上で反時計まわり成分が見られ、高高度ほど反時計まわり成分が弱まっていった。今までの例と異なり、高度方向に風速変動はあまり見られていない。

6. 降水雲と気温場・湿度場との対応

信楽 MU 観測所において、3時間ごとにラジオゾンデを放球し、気温・湿度の高度分布を得た。

(1) 6月20日5時30分放球 (図4a)

この時間は台風中心からの距離200~240kmにあたる。気温場は目立った変化は見られていないが、湿度場は高度3km以下ではほぼ一定で高度3~5kmで急激な湿度低下、高度3.5km付近で最小湿度となっていた。高度3km以下の湿度一定の場は、上昇流が下層から高度3km付近まで存在していることと対応する。高度3~5kmはブライトバンドと対応しているが動径風の鉛直方向のシアもこの付近に見られている。最小湿度はブライトバンドの中心と、動径風の吹き出し、吹き込み成分の境目と両方に対応しており、湿度低下がブライトバンドに対応するのか、動径風のシアに対応するのかは今回の観測からは判断できなかった。

(2) 6月20日8時30分放球 (図4b)

この時間は台風中心からの距離90~130kmにあたる。気温場についてはあまり目立った変化は見られていなかった。湿度場は高度3.5~5kmで湿度低下が見られた。この湿度低下は(1)の時ほど急激な変化ではなかった。この高度ではブライトバンドと対応しているが、動径風とはあまり対応していなかった。鉛直流はこの高度以下で上昇流、以上で下降流が見られていた。したがって、高度3.5~5kmで見られた湿度低下はブライトバンドに対応するものと考えられる。

7. まとめ

信楽 MU 観測所において MU・境界層レーダーから得られた水平風、MUレーダーから得られた鉛直流、鉛直固定C帯気象レーダーから得られたエコー強度、ラジオゾンデデータを用いて、台風に伴う降水雲の分類をおこなった。その結果、動径風の吹き出し成分と上昇流がほぼ対応しており、台風中心から風は吹き出しながら上昇しているものと考えられる。接線風は境界層付近で最も大きな反時計まわり成分が観測された。また、台風中心からの距離が225kmより遠いところでは主に対流雲が、225kmより近いところでは、主に層状雲が観測された。これは、225kmより遠いところでは、台風に伴う雲ではなく、台風からの風が紀伊山地などの地形の影響を受けて強制上昇し、対流雲を発生させ、225kmより近いところでは、層状性の雲は主に台風に伴う雲で、対流雲は地形の影響を受けた雲であると考えられる。湿度場については、湿度の急激な低下とブライトバンドがほぼ一致していた。

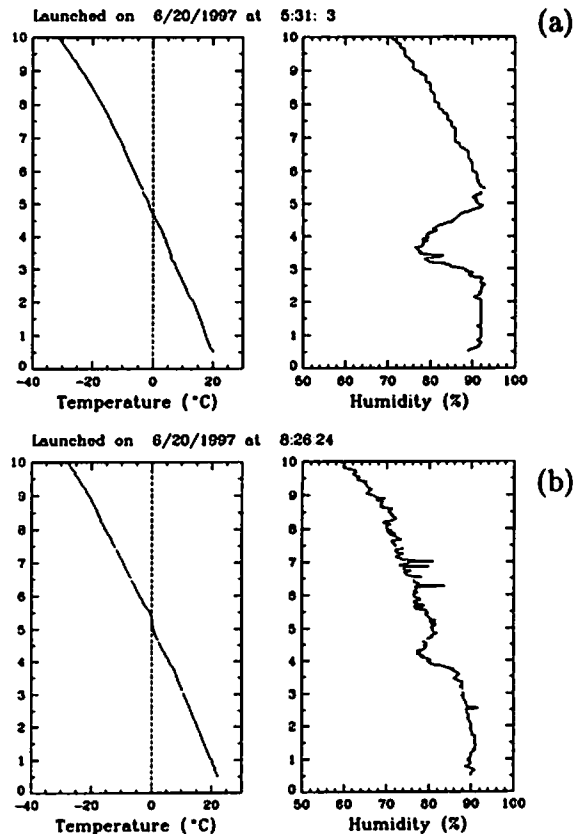


図4: ラジオゾンデで得られた温度・湿度の高度変化。(a) 6月20日6時、(b) 6月20日9時。

MU・気象レーダーを用いた梅雨季3週間連続観測： 中間規模低気圧近傍の鉛直流および降水雲の階層構造

柴垣佳明¹、山中大学²、清水収司³、上田博⁴、渡辺明⁵
前川泰之¹、深尾昌一郎⁶

(¹大阪電通大、²神大自然、³宇宙開発事業団、⁴北大理、⁵福島大教育、⁶京大超高層)

1 はじめに

梅雨季のメソスケール擾乱は、これまで降雨や雲の観測に基く研究が主であったため、特に力学的な成因に多くの謎を残していた。本研究では、1991年6月17日~7月8日に行われたMUレーダーと複数の気象レーダーの梅雨季3週間連続観測データを用いて、対流雲に関わる現象から低気圧までのメソスケール擾乱の力学的メカニズムを明かにすることを目的とする。今回使用するMUレーダーデータは、下部対流圏の降雨エコーの影響を取り除いたものである。また、MUレーダーと同時観測を行った京大C/Ku帯レーダーはMUレーダー上空の降水雲分布を観測することができ、大阪管区気象台C帯レーダーとこの期間信楽MU観測所に配置された北大X帯気象ドップラーレーダーは中間規模と中規模の降水雲の水平分布をそれぞれ調べることができる。

2 中間規模~中規模擾乱

3週間全期間の解析結果から、MUレーダー上空の鉛直流は中間規模低気圧通過直後に数時間に渡る顕著な上昇流域が現れた(参照:図1(a))。全期間の中で最も多くの降水量が観測された7月4~5日の低気圧通過の事例に注目し、前線・低気圧との相対的位置関係に基づいた数時間スケールの鉛直流と降水雲との対応について調べた。GMS・気象レーダーデータより、低気圧前面の温暖前線付近には発達したクラウドクラスターがみられ、中にはいくつかの中規模の降水雲が卓越していた。図1(b)、(c)より、このクラウドクラスター通過に対応した7月4日18時~22時にかけて高度10~14kmまで延びたエコー域がみられ、その中には中~積雲規模の強い上昇流域が発見された。一方、低気圧後面では寒冷前線に沿ったバンド状の降水雲が5日3時30分付近に観測されたが、その鉛直流変動が数分スケールのものであったため、ここでははっきりとした降水雲内の鉛直流の振舞いは確認できなかった。さらに、寒冷前線からかなり離れたその北側では降水雲を伴わない上昇流が数時間にわたって観測されており、気象庁客観解析データからそれは上空の気圧の谷に対応していることが確認できた。

3 中規模~積雲規模の降水雲システム

前章で述べた7月4~5日の低気圧近傍において、(1)温暖前線付近と(2)寒冷前線付近で対流雲が、(3)寒冷前線北側で層状雲が観測された。これらのケースに対して、背景風を取り除き雲内の循環構造を調べた結果、(1)では高度4~5kmの東西風の収束とその上側の高度での南風の強化によって高度4~12kmに顕著な上昇流が生じた(参照:図2)。この対流雲は、スコールラインの対流域でみられるようなガストフロント構造よりも高いところに収束域が位置することから、欧米でよく観測される対流システムとは区別された。(2)では、寒冷前線に対応した降水システム内で高度4~6kmと高度12km付近まで延びた2つのレインバンドが観測され、両者ともに雲内では顕著な上昇流が存在した(参照:図3)。北大X帯ドップラーレーダーデータから、前者のレインバンドは高度2km以下にガストフロント構造を持ち、そのレインバンドの前方とその中で積雲規模のローター循環がそれぞれ発見された。(3)では、南東風(北西風)は高度9km付近まで延びた寒冷前線面の上側に沿って(その内部および真下で)上昇(下降)していた。その前線面下側には降雨

を伴わない乾燥域が存在し、そこでは前線面に沿って下降した西風の一部が雲システムの後方へ吹き出していた(参照:図4)。

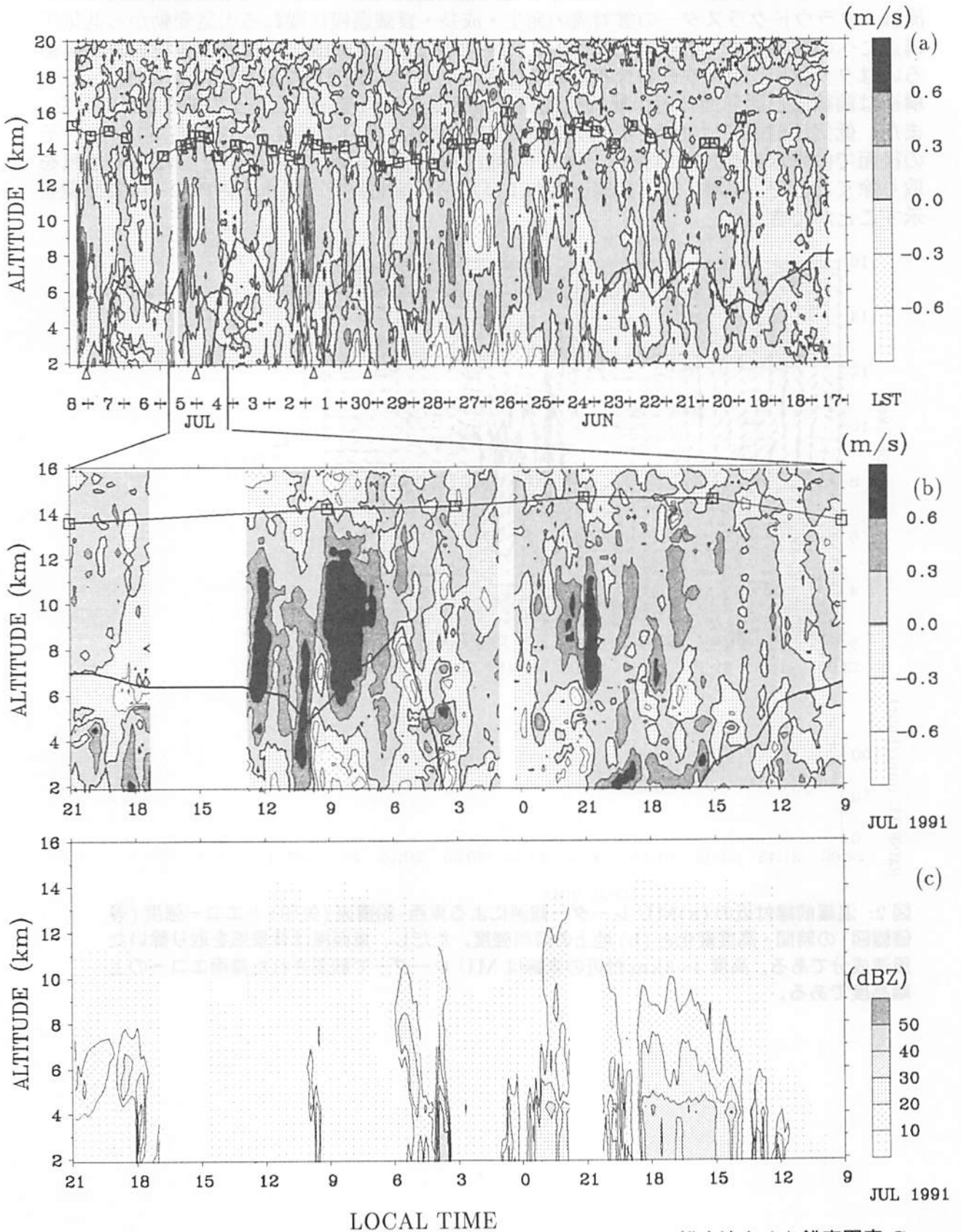


図1:(a)全期間のMUレーダー観測による鉛直流、7月4~5日の(b)鉛直流と(c)鉛直固定C帯気象レーダー観測による反射因子の時間・高度変化。□は対流圏界面付近の層状性乱流下端高度、実線は前線面である。

4 まとめ

MU レーダー・気象レーダーによる3週間連続観測によって、中間規模低気圧近傍の対流群・クラウドクラスターの雲対流の発生・成長・衰滅過程に関わる大気変動から低気圧構造への組織化までを一挙に調べることができた。その結果、中間～中規模の対流群あるいはクラウドクラスターの分布は低気圧中心に対して非対称な構造を持っており、その構造は前線面と圏界面付近の層状性乱流下端高度(14~15km)によって制約されていた。また、低気圧前面では発達した降水雲内で中～積雲規模の上昇流(~5km 高度幅)が、その後面では降水を伴わない強い上昇流(~8km 高度幅)が発見された。さらに、背景風を取り除くことで、温暖・寒冷前線近傍および寒冷前線北側での降水雲内の中～積雲循環を示すことができた。

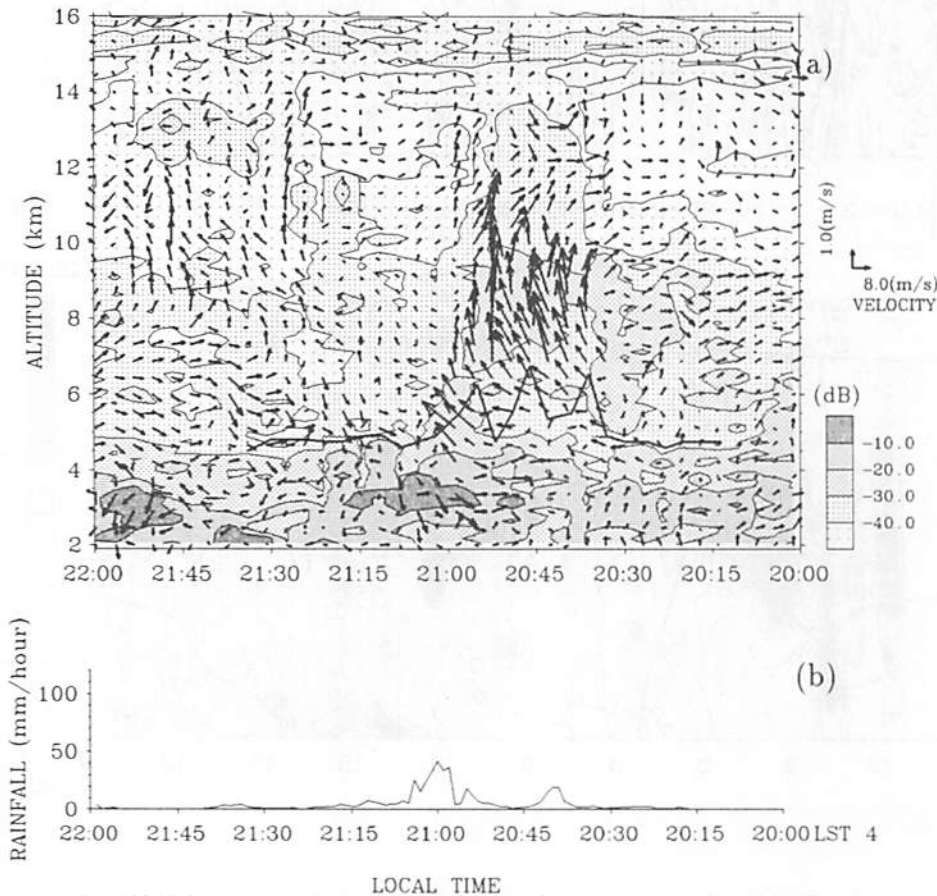


図2: 温暖前線付近の (a)MU レーダー観測による東西-鉛直流 (矢印) とエコー強度 (等値線図) の時間・高度変化と (b) 地上の降雨強度。ただし、東西風は背景風を取り除いた風速成分である。高度 4~5km 付近の実線は MU レーダーで観測された降雨エコーの上端高度である。

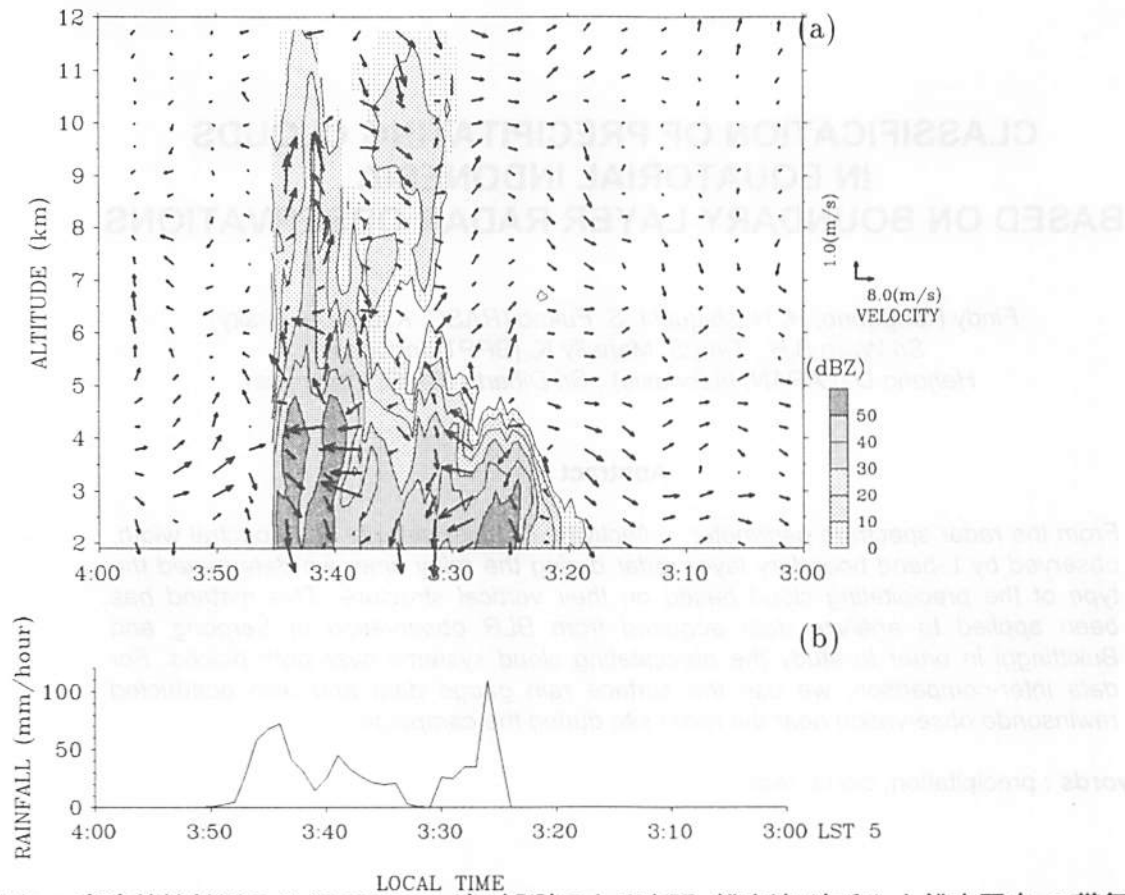


図 3: 寒冷前線付近の (a)MU レーダー観測による東西-鉛直流 (矢印) と鉛直固定 C 帯気象レーダー観測による反射因子 (等値線図) の時間・高度変化と (b) 地上の降雨強度。ただし、東西風は背景風を取り除いた風速成分である。

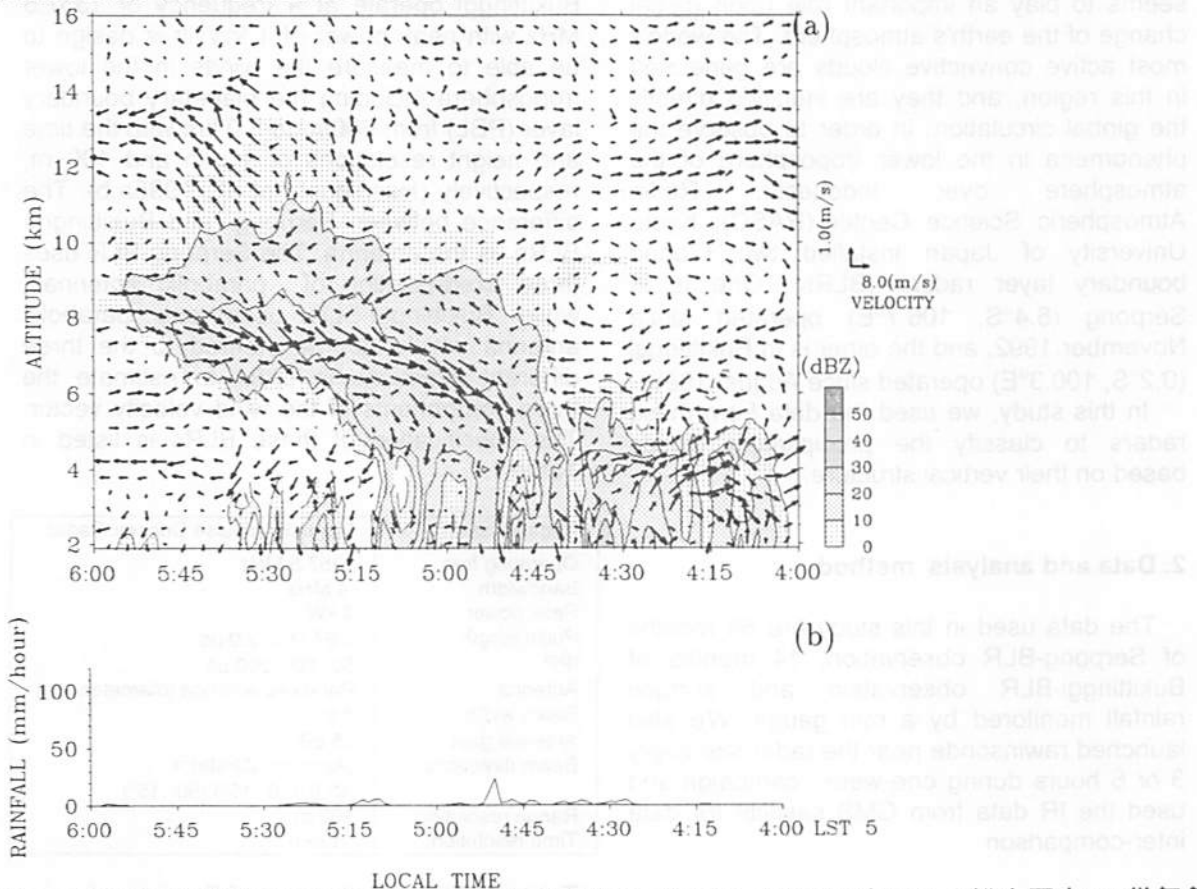


図 3: 寒冷前線北側での (a)MU レーダー観測による東西-鉛直流 (矢印) と鉛直固定 C 帯気象レーダー観測による反射因子 (等値線図) の時間・高度変化と (b) 地上の降雨強度。ただし、東西風は背景風を取り除いた風速成分である。

CLASSIFICATION OF PRECIPITATING CLOUDS IN EQUATORIAL INDONESIA BASED ON BOUNDARY LAYER RADAR OBSERVATIONS

*Findy Renggono, H. Hashiguchi, S. Fukao (RASC, Kyoto University)
Sri Woro B.H., Tien.S, Mahally K. (BPPT, Indonesia)
Harjono D.(LAPAN, Indonesia) , Sri Diharto (BMG, Indonesia)*

Abstract

From the radar spectrum parameter: reflectivity, Doppler velocity and spectral width, observed by L-band boundary layer radar during the rainy time, we determined the type of the precipitating cloud based on their vertical structure. This method has been applied to analyze data acquired from BLR observation in Serpong and Bukittinggi in order to study the precipitating cloud systems over both places. For data inter-comparison, we use the surface rain gauge data and also conducted rawinsonde observation near the radar site during the campaign.

Key words : precipitation, cloud, radar

1. Introduction

The equatorial atmosphere over Indonesia seems to play an important role upon global change of the earth's atmosphere. The world's most active convective clouds are generated in this region, and they are inducing directly the global circulation. In order to observe the phenomena in the lower troposphere of the atmosphere over Indonesia, Radio Atmospheric Science Center (RASC), Kyoto University of Japan installed two L-band boundary layer radars (BLRs). One is in Serpong (6.4°S, 106.7°E) operated since November 1992, and the other is in Bukittinggi (0.2°S, 100.3°E) operated since August 1998.

In this study, we used the data from these radars to classify the precipitating clouds based on their vertical structure.

2. Data and analysis method

The data used in this study are 56 months of Serpong-BLR observation, 14 months of Bukittinggi-BLR observation and surface rainfall monitored by a rain gauge. We also launched rawinsonde near the radar site every 3 or 6 hours during one-week campaign and used the IR data from GMS satellite for data inter-comparison.

2.1 Boundary Layer Radar Observation

The BLR which is installed in Serpong and Bukittinggi operate at a frequency of 1357.5 MHz with peak power of 1 kW. It is design to be able to measure the winds in the lower troposphere including the planetary boundary layer (PBL) from 600 m to 3.0 km with the time and height resolutions of 1 min and 100 m, respectively (Hashiguchi et al., 1995a,b). The difference between Serpong- and Bukittinggi-BLRs is the antenna. The Serpong-BLR uses three fixed-position of parabolic antennas, while Bukittinggi-BLR uses one parabolic antenna which can be steered to the three different directions in order to estimate the three components of the wind velocity vector. The specification of these BLRs is listed in Table 1.

Radar System	Monostatic pulse Doppler Radar
Operating freq.	1357.5 MHz
Bandwidth	4 MHz
Peak power	1 kW
Pulse length	0.67, 1.0, 2.0 μ s
IPP	50, 100, 200 μ s
Antenna	Parabolic antenna (diameter: 2m)
Beam width	7.6°
Antenna gain	25 dB
Beam directions	(Azimuth, Zenith) = (0°,0°),(0°,15°),(90°,15°)
Range resolution	100 m
Time resolution	~1 min

Table 1. The specification of Boundary Layer Radar

Bukittinggi, October 4, 1998

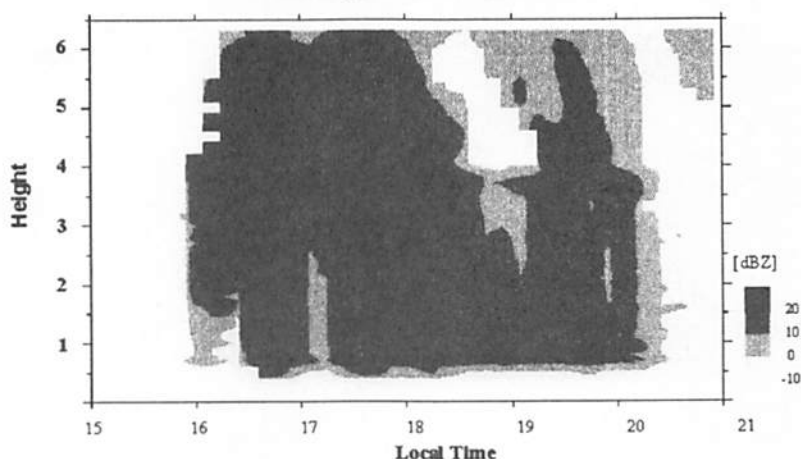


Figure 1. Time-height cross section of the radar reflectivity averaged every 10 min during the rain.

Although these BLRs are designed to measure the winds in clear air, but the earlier studies showed that these L-band BLR can also be used to detect the hydrometeors up to the height of 6.4 km. An example of the echo intensity derived from BLR observation during the rain is shown in Figure 1. This figure shows the echoes from the convective and stratiform clouds. During this time of observation, total 10 mm of rain was detected by the surface rain gauge.

2.2 Classification of precipitating cloud

To classify the precipitating clouds observed by the BLR, it is needed to select the data which have high reflectivity near the surface assuming the scattering is only from rain drops. Thirty-minutes averaged reflectivity, Doppler velocity, and spectral width derived from vertical-pointing beam were calculated to determine the precipitating cloud type. From the vertical structure of the precipitating clouds, we classified each profiles into 4 types of clouds, i.e. stratiform cloud, convective cloud, mixed stratiform-convective cloud and shallow convective cloud, using the algorithm developed by Williams *et al.* [1995]. This algorithm is based on the presence of melting layer, and the presence of turbulence or hydrometeors above the melting layer.

3. Result of campaign in Bukittinggi

Campaign observation in Bukittinggi has been conducted on September 30 to October 7, 1998. During the campaign, we launched rawinsonde every 6 hours. The classification of the precipitating cloud which is observed by

the BLR is shown in Figure 2. This figure plots the precipitating cloud's type for every 30-min. According to this result, the radar reflectivity shown in Figure 1 can be defined as the occurrence of deep convective cloud followed by the stratiform cloud as we can see it in Figure 2 for October, 4 between 15:00 and 21:00.

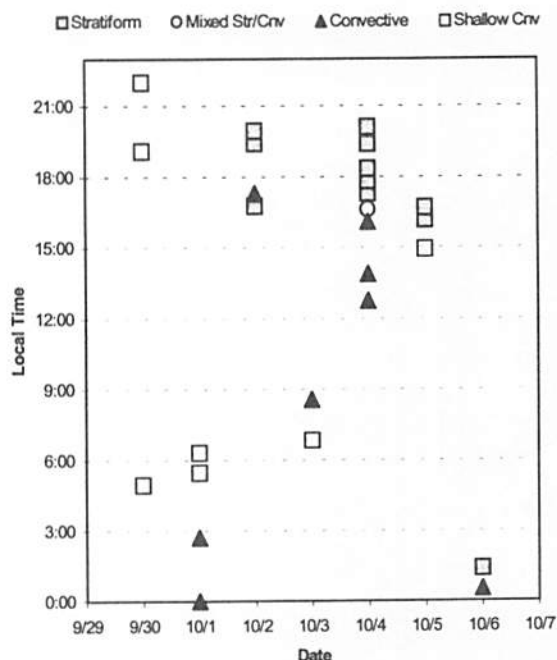


Figure 2. The precipitating cloud's occurrence during the campaign. The dark shaded square is for the stratiform cloud and the dark shaded triangle is for deep convective cloud. The white square and circle are for mixed stratiform/convective and shallow convective, respectively.

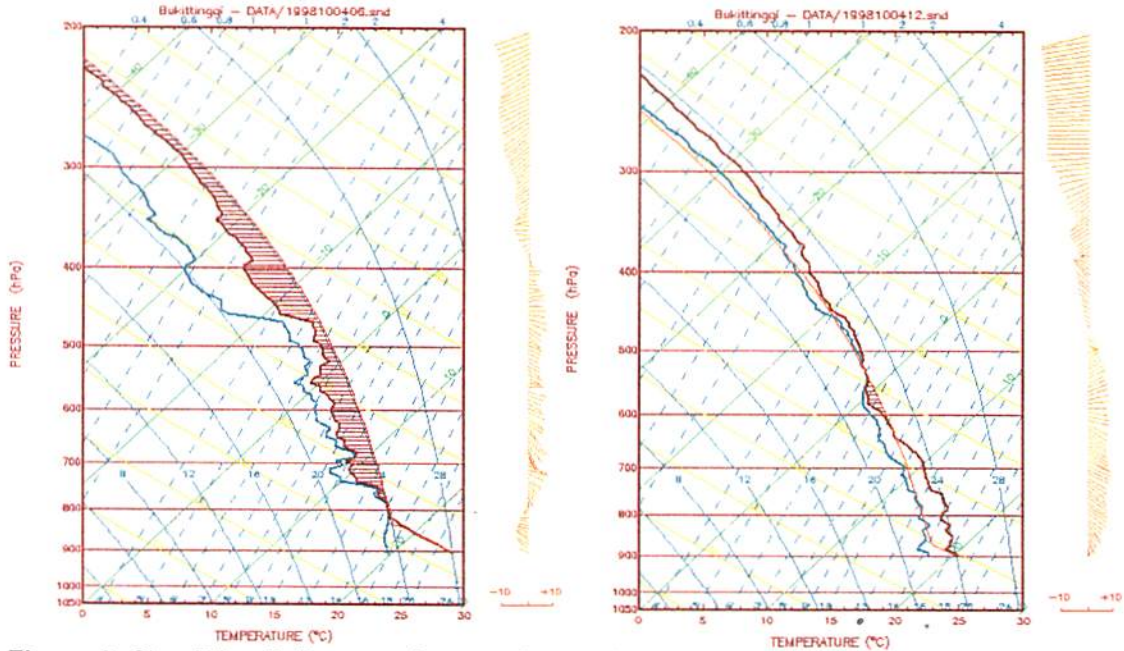


Figure 3. SkewT/LogP diagram of upper-air sounding launched on October 4, 1998 at 12:00 LT (left panel) and at 18:00 LT (right panel).

The upper-air sounding result for that day which launched near the radar site at 12:00 and 18:00 are shown in Figure 3. The total energy available for convection (CAPE) is represented by the darkly shaded area. From the sounding before the occurrence of deep convective cloud (left panel), it is found that the positive area of CAPE exists from 845 hPa up to more than 200 hPa. During the occurrence of stratiform cloud, which is shown in the right panel, the moisture profile shows nearly saturated condition at 600 hPa to 450 hPa.

4. Diurnal and Annual variations

Using the same method, we evaluated almost 5 years data of the Serpong-BLR and one year data of Bukittinggi-BLR. Figure 4 shows the diurnal and annual variations of cloud's occurrence in Serpong and Bukittinggi. The annual variation in Serpong (upper-right) shows that the percentage of cloud's occurrence in dry season and rainy season is different. During rainy season (DJFM), the occurrence of stratiform cloud is generally dominant and reaches the peak in January-February, which is also the peak of rainy season in Java. The deep convective cloud is seem to be more frequent during dry season (MJJAS) rather than stratiform cloud. The annual variation in Bukittinggi (lower-right) shows that the rain pattern in this region is different from that in Serpong. The blank data here means that no data available during that time.

From the diurnal variation (upper-left and lower-left panels), we found that almost all the precipitating clouds has occurred in the afternoon but the peak of the stratiform cloud and convective cloud's occurrence are not the same. The peak of stratiform cloud's occurrence comes after the convective's, which corresponds to the development of the cloud.

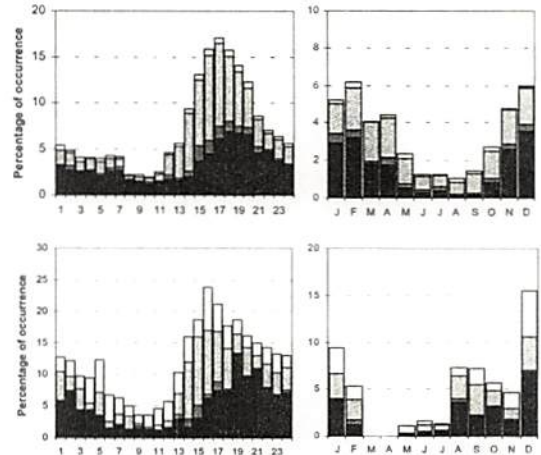


Figure 4. The percentage of the cloud's occurrence observed by the boundary layer radar. In the left panel is for the diurnal variation and the right panel is for the annual variation. The upper panel is the result from BLR Serpong observation between November 1992 and December 1998, and the lower panel is from BLR Bukittinggi observation between August 1998 and February 1999. Stratiform, mixed stratiform/convective, deep convective and shallow convective cloud are shown by the dark shaded bar to the light shaded bar, respectively.

5. Concluding Remarks

The L-band boundary layer radar is sensitive to fluctuations in the radar refractive index or turbulence in clear air as well as the presence of hydrometeors. Because of the ability of the boundary layer radar in Serpong and Bukittinggi to do continuous observation with the good resolution of time and height, we can observe the precipitating cloud systems over Indonesia to study the effect of monsoon or ENSO in this area.

Acknowledgments

The authors wish to thank to Mr. Teruo Ohsawa of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University for providing the GMS IR data and also for all operators who maintain the BLR in Bukittinggi and Serpong.

REFERENCES

- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M.D. Yamanaka, D.L. Tobing, T. Sribimawati, S.W.B. Harijono, and H. Wiryo Sumarto, 1995a. Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results, *Radio Sci.*, **30**, 1043-1054.
- Hashiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda, M.D. Yamanaka, S.W.B. Harijono, and H. Wiryo Sumarto, 1995b. Boundary layer radar observations of the passage of convection center over Serpong, Indonesia (6°S, 107°E) during TOGA COARE Intensive Observation Period, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 535-548.
- Williams, C.R., W.L. Ecklund, and K.S. Gage, 1995: Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 996-1012.

ミリ波ドップラーレーダーによる雲の観測

和田英子¹・橋口浩之¹・深尾昌一郎¹・渡邊伸一郎¹・若山俊夫²

(1:京大超高層、2:三菱電機(株))

1 はじめに

Cバンド(～5GHz; 波長6cm)やXバンド(～10GHz; 波長3cm)の周波数を使用している一般の気象レーダーでは、雨粒(半径100 μm ～数十 μm)からのエコーは観測できるが、粒径の小さな雲粒や霧粒(半径数 μm ～数十 μm)からのエコーは観測できない。また、MUレーダーに代表される大気レーダーでも雨粒からのエコーは観測できるが、雲粒や霧粒からのエコーは観測できない。そこで、1997年に京大超高層と三菱電機(株)との協同研究により、雲粒や霧粒に対しても感度を持つミリ波ドップラーレーダーが開発された。

ターゲットの粒径がレーダー波長に比べて十分に小さいRayleigh近似が成り立つ場合、受信電力と粒径、波長の関係は次式のレーダー方程式で表される。

$$P_r = \frac{P_t \sum D^6}{\lambda^4 r^2} C \quad (1)$$

P_r は受信電力、 P_t は送信電力、 D はターゲット粒子の直径、 λ は波長、 r はレーダーからターゲットまでの距離、 C はレーダーの利得その他によって決まるシステム定数である。 $\sum D^6$ はレーダー反射因子と呼ばれ Z で表される。式(1)から、受信電力は粒径の6乗に比例し、波長の4乗と距離の2乗に反比例することが分かる。従って、雲粒や霧粒のように粒径が小さくても波長が短く、レーダーからターゲットまでの距離が近ければ、レーダーはターゲットからのエコーを受信することができる。ミリ波ドップラーレーダーで

は、中心周波数34.75GHz(波長:8.6mm)を使用し、一般の気象レーダーより波長が短いいため、雲粒や霧粒からのエコーを受信可能である。そのため、雲の生成・発達から、降水及び消滅までの降水過程を観測できる。また、霧の観測も可能である。

本レーダーを用いて1997年6月より約1年間、滋賀県信楽町MU観測所において、雲の観測を行った。本発表では、1997年7月17日と1998年6月8日に観測された巻雲の観測結果を報告する。

2 ミリ波ドップラーレーダー

ミリ波ドップラーレーダーの主要諸元を表1に示す。本レーダーでは、送信管に自励発振形のマグネトロンを使用している。マグネトロンは安価で大出力が得られるが、送信パルス毎に初期位相がランダムに変化するので、通常ドップラー速度情報を得るためのコヒーレント信号処理は困難であると言われてきた。本レーダーでは、送信パルス毎に送信はをサンプリングし受信信号の位相補償を行うことで、コヒーレント信号処理を可能とし、ドップラー速度計測を行えるようにしている。

空中線には、カセグレン形式のパラボラアンテナを用いており、方位角 $0^\circ \sim 360^\circ$ 、仰角 $-2^\circ \sim 90^\circ$ の範囲で走査可能である。アンテナ走査方式は、PPI(Plan Position Indicator), RHI(Range Height Indicator), CAPPI(Constant Altitude PPI), SECTOR, SPPI(Sector PPI), SRHI(Sector RHI), POSITIONの7種類から選択可能である。

周波数	34.75GHz
空中線利得	49dBi
送信尖頭出力	100kW
送信管	マグネトロン(自励発振形)
パルス繰り返し周波数	900Hz(連続パルス方式) 450,4500Hz(パルスペア方式)
パルス幅	0.3 μ s,0.5 μ s
ビーム幅(ペンシルビーム)	0.3°
偏波	水平偏波
水平回転速度	6r.p.m. 以下
システム受信感度	-11dBm 以下

表1：ミリ波ドップラーレーダーの主要諸元

3 巻雲の観測

高度 6km 以上に現れる層状の雲として、無数のすじまたは羽毛状の巻雲、幕状の巻層雲、団塊状の巻積雲がある。今回観測された雲は現れる高度やエコーの形状から巻雲と思われる。巻雲は毛のような繊維状組織や絹のような光沢のある離ればなれの雲で、氷晶から成っており、通常高度 5km から 13km に現れる。今回の観測では高度約 6km から 10km の間に現れている。

本研究では、ミリ波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風速を比較し、その関係について調べる。

3.1 1997 年 7 月 17 日の観測

1997 年 7 月 17 日のミリ波ドップラーレーダーによる観測では、主に PPI モードと RHI モードで行われた。今回の解析には、12 時 19 分～12 時 30 分に方位角 225°(レーダーから南西方向)の RHI モードで観測されたエコー強度のデータと、同時刻に MU レーダーで観測された風速のデータである。ミリ波レーダーでは、初めは強いエコーの層

状の雲が観測され、その雲が時間の経過とともに、レーダーから北東の方向に背景風により流された後、弱いエコーの二層の層状の雲が観測された。ミリ波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南北風、東西風とを比較すると、エコーが見られる高度(6~8km)付近で、南北風、東西風の高度方向の変化が大きいように見られた。そのため、MU レーダーで観測された風速から鉛直流と水平風の鉛直シアを求めた。シアとは一般にベクトル場におけるベクトルの方向変化率のことで、ここでの鉛直シアは風速の高度方向の変化率をいい、次のように表される。

$$W_s = \frac{dW}{dz}$$

$$H_s = \sqrt{\left(\frac{dv}{dz}\right)^2 + \left(\frac{du}{dz}\right)^2} \quad (2)$$

ここで、 W_s は鉛直流の鉛直シア、 H_s は水平風の鉛直シア、 W は鉛直流、 v は南北風、 u は東西風、 z は高度である。

12 時 25 分にミリ波レーダーで観測されたエコー強度を図 1 に、12 時 21~27 分に

MU レーダーで観測された 6 分平均の風速プロファイルを図 2 に示す。図 2 に対応した風速の鉛直シアを図 3 に示す。図 1 と図 3 を比較したところ、エコー強度と鉛直流の鉛直シアとは目立った対応は見られないが、エコー強度と水平風の鉛直シアとは、下の層のエコーが見られる高度 (6~7km) と鉛直シアが強い高度 (6~7km) との対応が見られる。この時、上の層では下の層のようなはっきりした対応は見られないが、上の層のエコーが見られる高度 (8~9km) では、水平風の鉛直シアは他の高度よりやや強くなっている。他の時刻に観測されたエコー強度と風速の鉛直シアを比較しても、エコー強度と鉛直流の鉛直シアとは目立った対応は見られないが、エコー強度と水平風の鉛直シアには同様の対応が見られ、水平風の鉛直シアは下の層のエコーが見られる高度で強く、上の層見られる高度ではやや強くなっている。

次に、MU レーダーで観測された鉛直流とミリ波ドップラーレーダーで観測された視線方向のドップラー速度から水平風を求めた。この時、MU レーダーで観測された水平風から平均移動速度を求め、水平距離を時間に換算して対応した時刻の鉛直流のデータを用いて求めた。その結果、雲の内部や平らな部分では水平風は鉛直方向にほぼ一様であったが、雲に凹凸がある部分では水平風は鉛直方向に変化していた。

3.2 1998 年 6 月 8 日の観測

1998 年 6 月 8 日のミリ波ドップラーレーダーによる観測では、主に CAPPI モードと RHI モードで行われた。今回の解析には、22 時 35 分~22 時 45 分に方位角 0°(レーダーから北方向) の RHI モードで観測されたエコー強度のデータと、同時刻に MU レーダーで観測された風速のデータである。ミリ波レーダーでは、初めは弱いエコーの一層の層状

の雲が観測され、その後時間の経過とともに、二層の層状の雲が観測された。22 時 40 分にミリ波レーダーで観測されたエコー強度を図 4 に、22 時 38 分~41 分に MU レーダーで観測された 3 分平均の風速プロファイルを図 5 に示す。図 5 に対応した風速の鉛直シアを図 6 に示す。図 4 を見ると、層状のエコーの他に、高度 0~2km 辺りにもエコーが見られる。このエコーは、この時刻に降雨が観測されていることから、降雨からのエコーと考えられる。図 4 の層状のエコーは図 1 のエコーより弱くなっているが、降雨による減衰が影響していると考えられる。図 4 と図 6 を比較すると、97 年の場合と同様に、下の層のエコーが見られる高度と水平風の鉛直シアが最も大きい高度との対応が見られる。上の層が見られる高度では鉛直シアとの対応は見られない。また、97 年の場合と同様に MU レーダーで観測された鉛直流とミリ波ドップラーレーダーで観測された視線方向のドップラー速度から水平風を求めた。その結果、97 年の場合と同様に、雲の内部や平らな部分では水平風は鉛直方向にほぼ一様であったが、雲に凹凸がある部分では水平風は鉛直方向に変化していた。

4 まとめ

1997 年 7 月 17 日と 1998 年 6 月 8 日にミリ波ドップラーレーダーで観測されたエコー強度と、同時刻に MU レーダーで観測された風速の比較を行った。97 年、98 年ともに、層状のエコーが見られる高度と水平風の鉛直シアが強い高度との対応が見られ、水平風の鉛直シアが最も強い高度付近から上空に層状のエコーが見られた。また、水平風の鉛直方向の変化とエコーの形状には関係があるように思われた。

Thu Jul 17 12:24:55-12:25:25 1997, RHI
 Azimuth 225.1 - 225.1
 Elevation 0.5 - 84.9

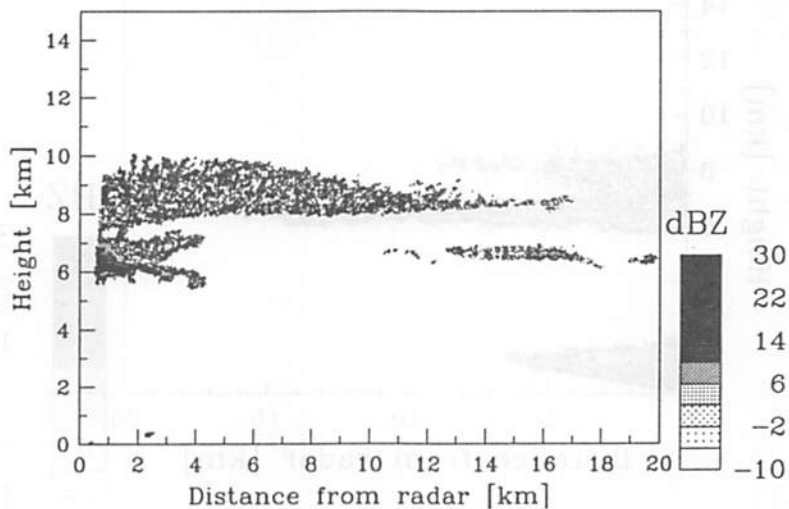


図1 : 1997年7月17日12時25分にミリ波レーダーで観測されたエコー強度

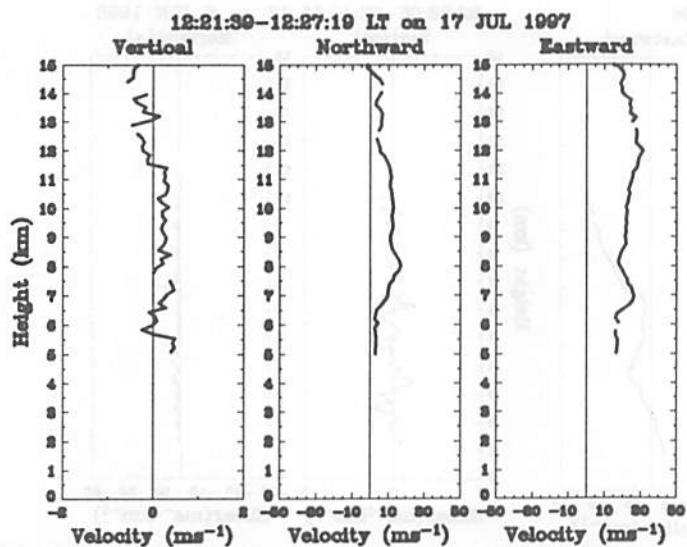


図2 : 1997年7月17日12時21~27分にMUレーダーで観測された6分平均の風速プロファイル

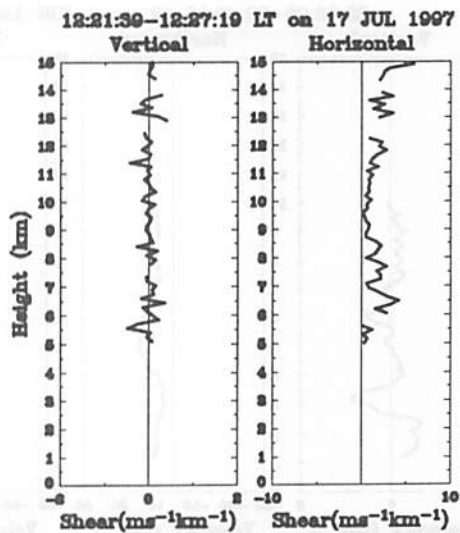


図3 : 1997年7月17日12時21~27分にMUレーダーで観測された6分平均の風速の鉛直シア

Mon Jun 8 22:39:49-22:40:20 1998, RHI
 Azimuth 359.9 - 359.9
 Elevation 0.5 - 89.5

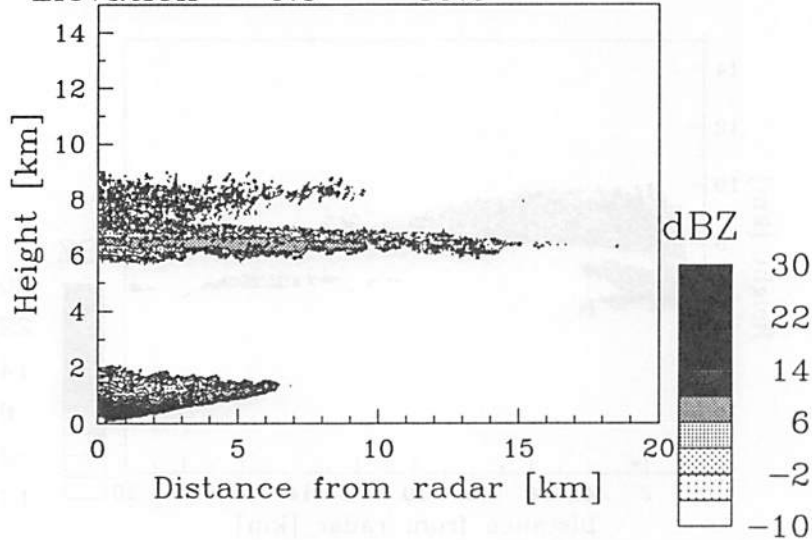


図4 : 1998年6月8日22時20分にミリ波レーダーで観測されたエコー強度

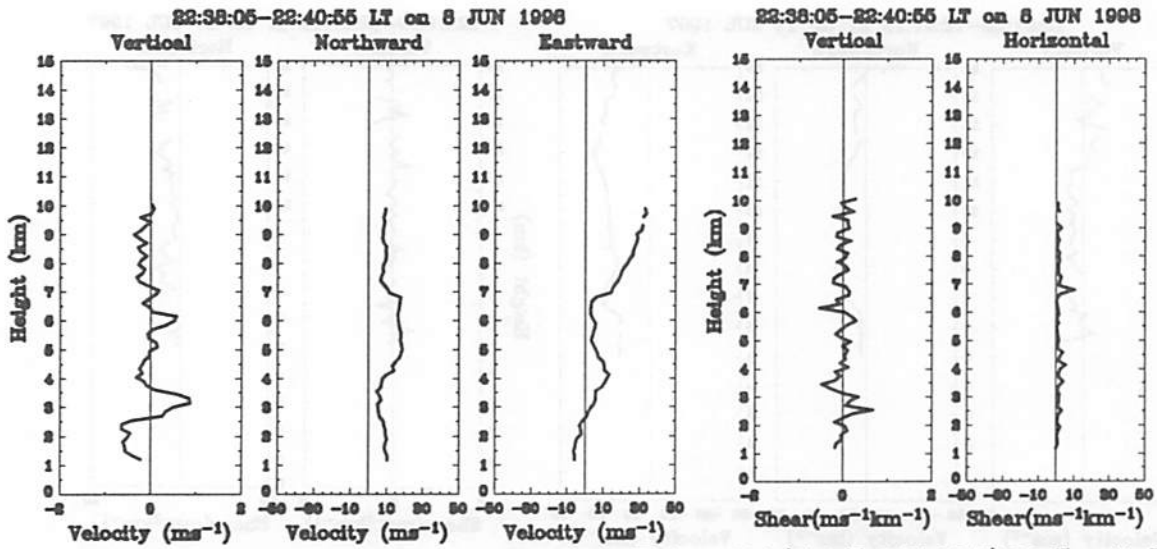


図5 : 1998年6月8日22時38分~41分にMUレーダーで観測された3分平均の風速プロファイル

図6 : 1998年6月8日22時38分~41分にMUレーダーで観測された3分平均の風速の鉛直シア

日本海沿岸における冬季雷雲観測

*扇澤 一平¹・前川 泰之¹・橋口 浩之²・柴垣 佳明¹・深尾 昌一郎²・園井 康夫³
(¹大阪電通大、²京大超高層、³関西電力)

1 はじめに

冬季雷雲内および雷雲周辺における降水粒子の運動、分布の状況を把握し、冬季雷雲の発雷メカニズムおよび発雷予知の基礎データを収集する事を目的に、平成10年12月～平成11年2月にかけて、福井県三国町においてミリ波ドップラーレーダーを用いた、冬季雷雲観測が行われた。また久須夜岳に常設されているC帯気象レーダー及びSAFIR(VHF波帯干渉計雷予知警戒システム)のデータも同時に用いて解析した結果について報告する。図1にミリ波ドップラーレーダー、C帯気象レーダーの設置場所を示す。

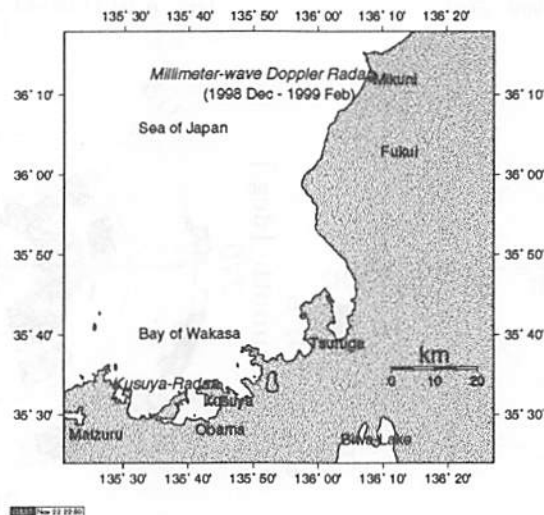


図1 観測機器の設置場所

2 主な観測機器

2.1 ミリ波ドップラーレーダー

ミリ波レーダーの主要諸元を表1に示す。送信周波数がKa帯(34.75GHz)で直径2mのカセグレアンテナをもつ車載型ドップラーレーダーである。送信周波数にミリ波帯を用いることにより、数十 μm 程度の粒径の雲粒を観測可能である。C帯気象レーダーとミリ波ドップラーレーダーの降水粒子に対する感度の違いを利用して、雷雲内の氷晶やあられなどの降水粒子を識別できる可能性がある。今回の観測では 4° 、 7° 、 10° 、 13° 、 16° の5仰角のSPPI(Sector Plan Position Indicator)モードで観測を行った。

2.2 C帯気象レーダー

C帯気象レーダーの主要諸元を表2に示す。福井県小浜市久須夜岳(標高600m)に設置されている関西電力所有のレーダーである。このレーダーは直径4mのパラボラアンテナを有し送信電力は250kW、送信周波数は5270MHzで、地上高度2km、4kmのエコー強度と同時に1仰角のPPI測定から視線方向風速の擾乱度(乱流速度)観測が行える機能を有している。

表1. ミリ波レーダーの主要諸元

アンテナ形式	パラボラアンテナ (直径 2m)
送信周波数	34.75 GHz
送信電力	100 kW
送信管	マグネトロン
送受信ビーム幅	0.3°
送信パルス幅	0.5 μs
偏波	直線偏波
水平回転速度	1 r.p.m

表2. C帯気象レーダーの主要諸元

アンテナ形式	パラボラアンテナ (直径 4m)
送信周波数	5270 MHz
送信電力	250 kW
送受信ビーム幅	1.1°
送信パルス幅	1.9 μs
受信帯域幅	1.4 MHz
水平回転数	10 r.p.m
CAPPI ステップ	23 ステップ

3 観測結果

3.1 1999年1月8日の観測結果

観測期間中の1999年1月8日4時18分~19分にかけて、ミリ波レーダー設置場所付近に数回の落雷が観測された。これら一連の落雷が発生する時点から約10分前と約5分前のミリ波レーダー(図2. 左・右図)及びC帯気象レーダー(図3. 左・右図)で観測された反射強度分布(高度2kmにおけるCAPPI図)を示す。なお、図3において、×印はミリ波レーダーサイトを示している。

Jan 8 04:06:31-04:10:38 1999, SPPI

Jan 8 04:11:02-04:15:09 1999, SPPI

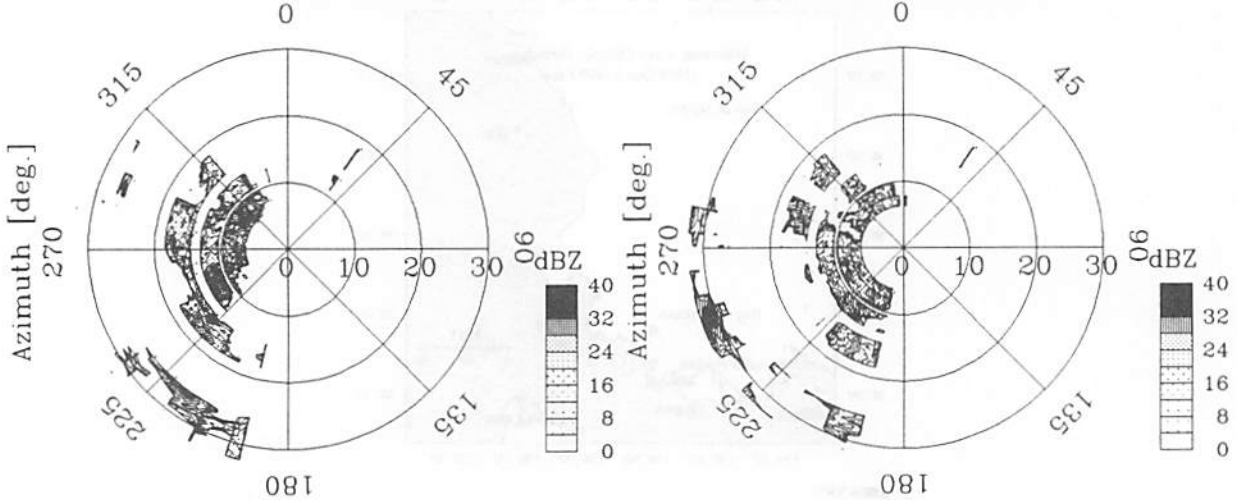


図2. ミリ波レーダーで観測された高度2kmにおける反射強度分布

08-Jan-1999 04:10

08-Jan-1999 04:15

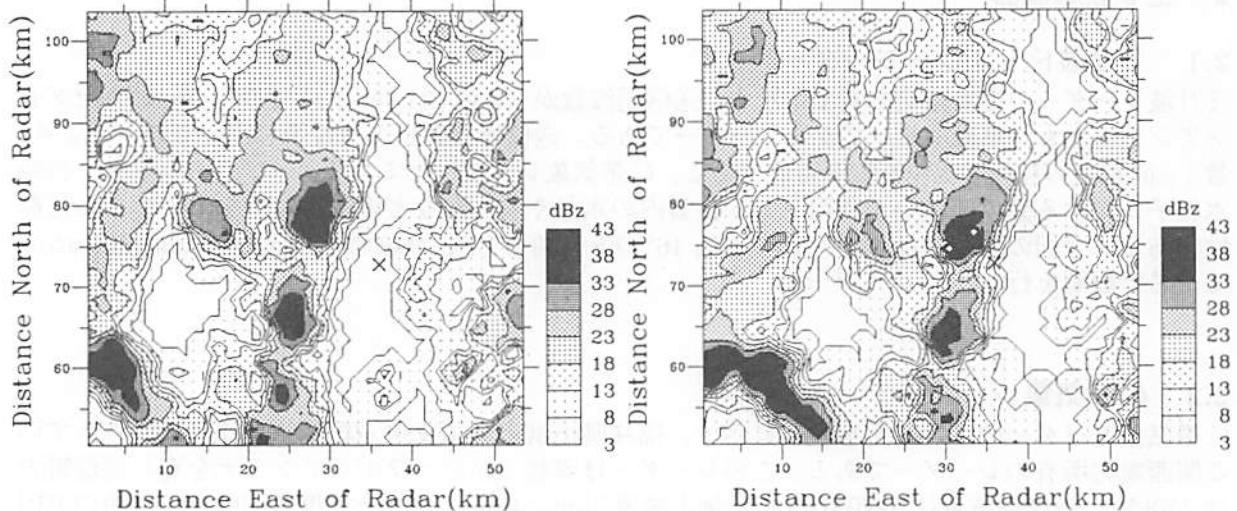


図3. C帯気象レーダーで観測された高度2kmにおける反射強度分布

図2、図3ともに発雷10分前では高度2km付近に40dBZ近い反射強度を示す雷雲のコアが2ヶ所観測されている。発雷が発生した時刻の前後の雷雲の移動を見ても、発雷したコアは各反射強

度分布図における北側のコアであったと推定される。一方ほぼ同じ反射強度を示す南側のコアは非発雷であった。そこでC帯気象レーダーから得られた擾乱度(乱流速度)を見てみると、発雷10分前、5分前ともに北側のコア付近に擾乱度が高い数値を示しており、一方南側のコアでは確認できなかった。よって北側のコア内であられや氷晶などの降水粒子同士が乱流によって激しく衝突しあい電荷が蓄積され、雷を誘発させたと考えられる。またミリ波レーダーデータでも北側のコアに注目し約10分前、5分前の方位角 313° における鉛直断面図を示す(図4.左・右図)。40dBZ近い反射強度を示す領域が発雷10分前には高度2km付近に、5分前には高度1km付近に存在していた。この様に雷雲が水平方向だけでなく、高度を下げながら発達し、発雷をもたらした様子が確認できる。

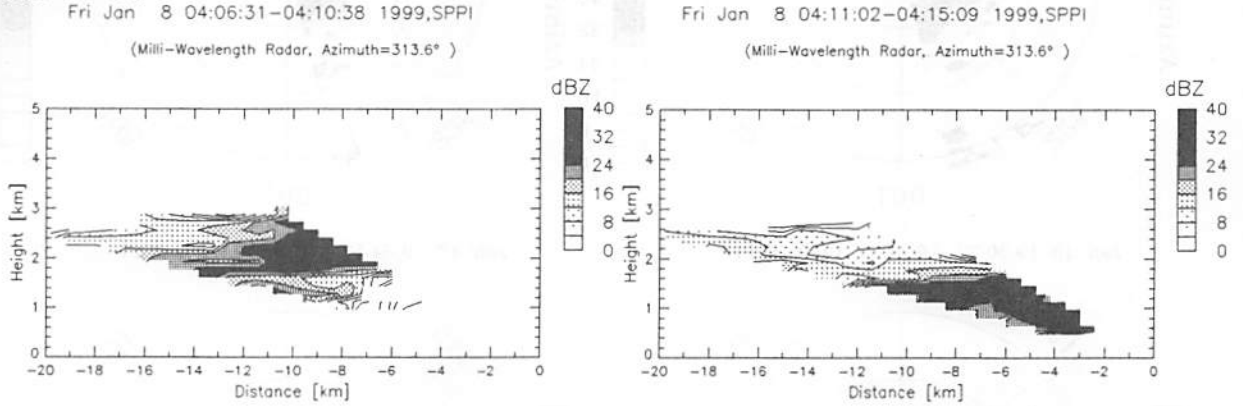


図4. ミリ波レーダーで観測された反射強度の鉛直断面。(方位角は 313°)

3.2 1999年1月13日の観測結果

1999年1月13日の19時29分~19時33分にかけてSAFIRによりミリ波レーダー設置場所から西~北西方向に約10km離れた地点の海上で雲放電が評定された。図5に評定された放電位置を示す。また図6にミリ波レーダーから図7にC帯気象レーダーから得られた発雷時刻前後における高度2km(CAPPI図)の反射強度を示す(図7の×印はミリ波レーダーサイトを示している)。図7より雷雲と思われるコアがゆっくりと西方海上から接近し、上陸する様子がわかる。発雷があった海上付近では発雷時刻(19時29分~33分)に近づくにつれて、反射強度が強まり図6からわかるように19時30分にはちょうど発雷地点上には強い反射強度が示されている。また発雷後には発雷地点において著しい反射強度の低下が確認された。また擾乱度(乱流速度)も発雷時刻前に反射強度が強い領域に対応して高い数値を示しており、発雷後の反射強度の低下に伴って擾乱度も低下していた。降水粒子がお互いに衝突し合い氷晶が正に、アラレが負に帯電するといわれる -10°C 層は、高度2km付近に相当し反射強度も擾乱度の値も高いことから降水粒子による電荷の蓄積がおり、発雷をもたらしたと考えられる。

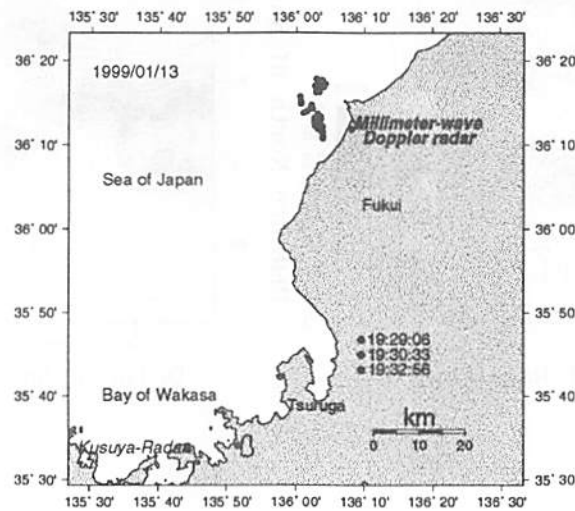


図5.SAFIRによる雲放電評定状況

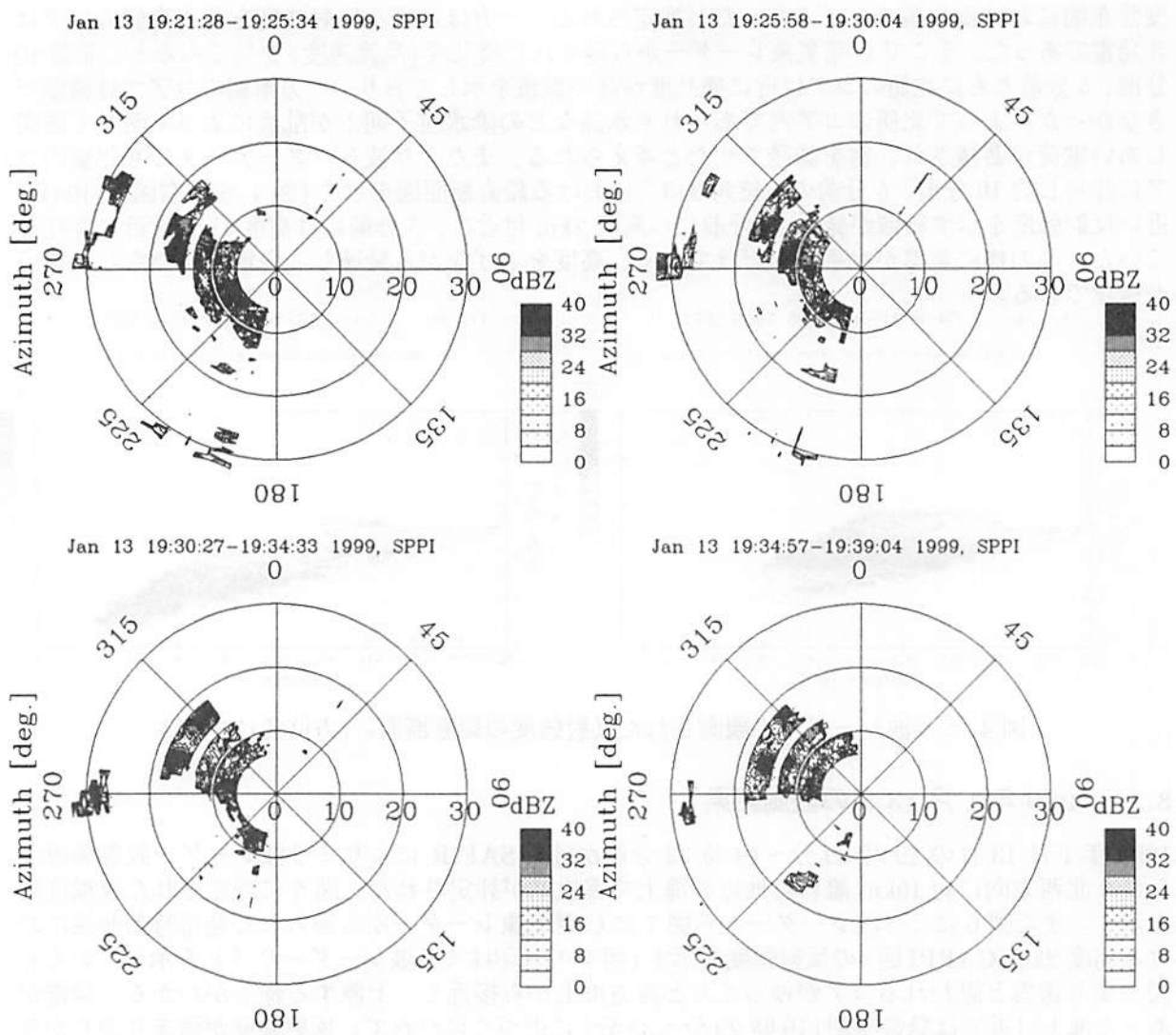
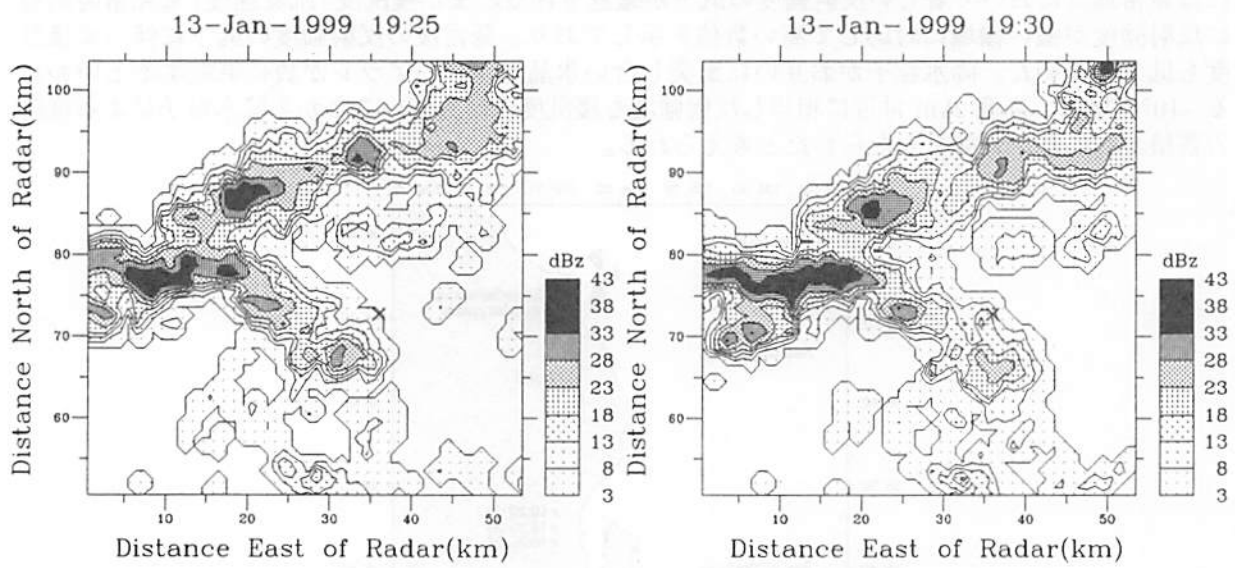


図 6. ミリ波レーダーで観測された高度 2km における反射強度分布



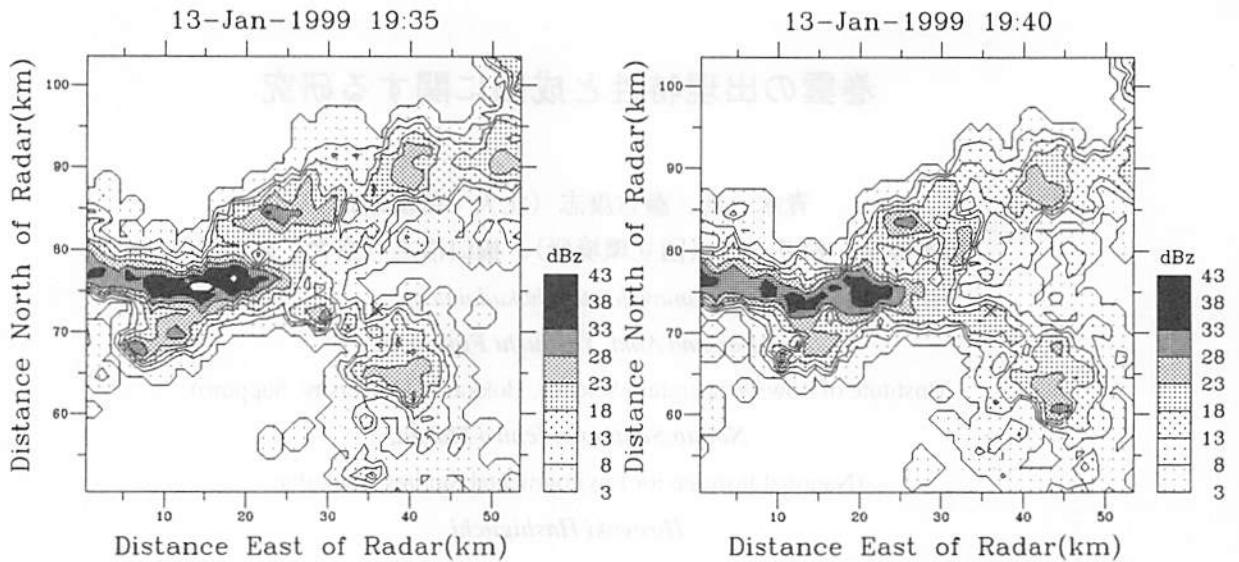


図7. 久須夜C帯レーダーで観測された高度2kmにおける反射強度分布

4 まとめと今後の課題

今回の観測ではミリ波ドップラーレーダー、C帯気象レーダー及びSAFIRにより得られたデータをもとに解析を行った。発雷前にはほぼ -10°C 層に相当する高度2km付近に強い反射強度、擾乱度が観測され、発雷後には降水粒子の降下と思われる著しい反射強度、擾乱度の減衰がみられた。この結果は1997年~1998年にかけて境界層レーダー、C帯気象レーダーを用いた観測でも確認されている。これらのことより、発雷前に上昇流と下降流の組合せによって氷晶やあられ等の降水粒子が接触することにより着氷電荷分離機構によって雷雲内に電荷が蓄積され、雷放電発生後に降水粒子が落下し衰弱するというプロセスを裏付ける事ができた。

今回の解析では降水粒子の識別が目的の1つであるが、1月13日のケースを見てみるとC帯気象レーダーデータに比べ、ミリ波レーダーデータの方が反射強度は強く観測されている。比較的粒径が大きいあられ等は両レーダーとも観測できるが、粒径が小さい氷晶等の降水粒子は波長の関係上C帯気象レーダーでは観測できない。このことから高度2kmの上空には、比較的粒径の小さい氷晶等の粒子が多く存在していたのではないかと考える。今後の課題として同様の解析を継続し雷雲内の氷晶やアラレなど降水粒子を識別し、発雷にいたるまでの関係を明らかにする必要がある。

参考文献

園井 康夫、上田 博、河崎 善一郎、前川 康之、橋口 浩之、深尾 昌一郎，「境界層レーダー他による冬季雷雲の観測結果」，電気学会，1998

【冬季雷の科学】道本 光一郎 著

【大気電気学】北川 信一郎 偏著

Takahashi, T., Thunderstorm Electrification - A Numerical Study, *J. Atmos. Sci.*, Vol.41, No17, pp.2541-2558, 1984

巻雲の出現特性と成因に関する研究

青木一真、藤吉康志（北大・低温研）、
杉本伸夫、松井一郎（国立環境研）、橋口浩之（京大・超高層）

kazuma@lowtem.hokudai.ac.jp

Kazuma Aoki, Yashushi Fujiyoshi,

(Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo)

Nobuo Sugimoto, Ichiro Matsui,

(National Institute for Environmental Studies, Tsukuba)

Hiroyuki Hashiguchi

(Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University, Kyoto)

1. はじめに

雲核形成に重要なエアロゾルの気候に与える影響は、大きく分けて次の2つが上げられる。エアロゾル粒子そのものが、散乱や吸収に関わる直接的効果と、エアロゾル粒子が雲核となって働く間接的効果がある。このような雲とエアロゾルによる時間・空間的変動、気候への評価は、最近のリモートセンシング技術の発達⁽¹⁾や気候への放射強制力^{(2), (3)}といった立場から、多くの研究者によって取り組まれるようになり、その評価も徐々によくなってきている。しかし、その特徴が、時間・空間的変動が大きいため、雲やエアロゾルの評価は、未だ不確定な量が多く、まだ研究課題が多いと考えられる。特に、間接的効果である巻雲による影響は、重要な位置を占めてくる。

そこで我々は、地上観測から、エアロゾルや巻雲の時間・空間的変動について精度よく定量的に把握することを当初の目標として研究を進めてきている。今回は、巻雲の出現特性と成因に着目し、信楽 MU 観測所において、MU radar, Millimeter Wave Radar, Sky radiometer, Lidar などの測器を使って、巻雲に着目して同時観測を行ったので、ここに報告する。

2. 観測概要について

1999年9月16日(木)~9月24日(金)まで、京都大学超高層電波研究センター信楽 MU 観測所 (34.85N, 136.11E; 滋賀県甲賀郡信楽町字神山) にて、「巻雲の出現特性と成因に関する研究」のために、MU radar (京都大学) と各観測機器との同時観測を行った。観測機器は、Sky radiometer (Prede Co., Ltd.: Fig. 1)、Mie Lidar (国立環境研)、Infrared Camera (Inframetrics Inc.; Model 740)、Digital Camera (Sony)、Millimeter Wave Radar (京都大学) を使って行った。Sky radiometer は、太陽直達光と周辺光を7波長 (エアロゾルチャンネル: 400, 500, 675, 870, 1020 nm、水蒸気チャンネル: 940 nm、オゾンチャンネル: 315 nm) で連続観測を行って、エアロゾルの光学的厚さ、一次散乱アルベド、体積粒径分布、水蒸気量などを導出した。Sky radiometer は、晴天時5分に1回、太陽直達光と周辺光を測定した。雨天時には、鏡筒に雨が入らないように雨センサーを取り付けて鏡筒が下を向くように設計されており、自動観測に適している。観測から得られた太陽直達光と角度別の周辺光の比を取り、Eq.(1) のように規格化した放射輝度を定義して、インバージョン法⁽⁴⁾により、粒径分布や光学的厚さを計算している。

$$R(\Theta) \equiv \frac{E(\Theta)}{Fm\Delta\Omega} = \omega\tau P(\Theta) + r(\Theta) \equiv \beta(\Theta) + r(\Theta) \quad (1)$$

ここで、 $E(\Theta)$ は、太陽周辺光の放射輝度、 F は、太陽直達光の放射輝度、 m は、大気光路長、 $\Delta\Omega$ は、測器の立体視野角、 ω は、一次散乱アルベド、 τ は、光学的厚さ、 $P(\Theta)$ は、散乱位相関数、 $r(\Theta)$ は、多重散乱の寄与である。Table. 1 は、計算パラメータの詳細である。

Table. 1 Details of the calculation parameters

Aerosol complex refractive index	
$m = m - ki$	1.50 - 0.01i
Observation angle	0.0 - 160.0 degree
Used of the scattering angle	3.0 - 30.0 degree (3.0, 4.0, 5.0, 7.0, 10.0, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0)
Volume size distribution of the aerosol particles in the radius interval	0.02 - 10.0 μm
Ground albedo	0.1 for each channel

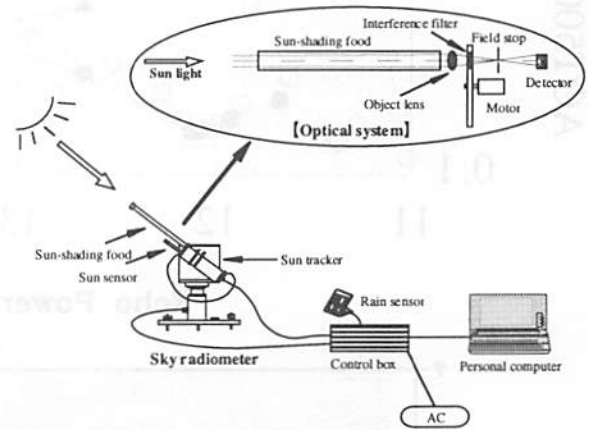


Fig. 1 Geometry of the sky radiometer system

Lidar (Mie lidar: 532 nm) は、天頂角 30 度、北向きの方角にレーザーを向けて、散乱強度と偏光解消度について昼夜問わず連続観測を行った。Infrared Camera と Digital Camera は、日中にレーザーと同じ方向の空について、Lidar がどの雲をとらえているかモニタリングするために測定を行った。Infrared Camera は、ビデオ録画を行い、Digital Camera は、5 秒おきにコマドリ録画を行った。MU radar と Millimeter Wave Radar は、期間中に同時に連続観測を行った。

3. MU radar との同時観測

今回、初めて MU radar との共同観測を行ったが、残念ながら期間の最初と最後に台風の通過に伴う影響があり、また、観測期間中についても、降雨や厚い雲に覆われる期間が多く、巻雲についての観測は、ほとんど出来なかった。しかし、その中でも、晴れ間の中に雲があるような日があったのでその解析結果について、ここでは、Sky radiometer と MU radar の結果を次に示す。

Fig.2 は、1999 年 9 月 19 日の 11 時から 16 時までの Sky radiometer と MU radar の観測結果である。上の図は、Sky radiometer から得られた、直達光のみからサンフォト法を用いて計算した 500 nm のエアロゾルの光学的厚さ (DAOT500)、Eq.(1) により得られた周辺光まで使って計算をした 500 nm のエアロゾルの光学的厚さ (AOD500) とオングストローム指数 (ALFA) の結果である。Fig.2 の真ん中の図と下の図は、それぞれ MU radar から得られた、2 km から 7 km までのエコー強度と鉛直風の結果である。12 時付近と 15 時 30 分すぎには、エアロゾルの光学的厚さも比較的低い値を示しているが、直達光から求められた光学的厚さを見ると、全体的にエアロゾルの光学的厚さが高くなったり低くなったりしているため、太陽によく雲が覆っているのが示された。Fig.3 は、Fig.2 でエアロゾルの光学的厚さが一番低いとき (12 時 07 分) と高いとき (14 時 13 分) の体積粒径分布を示したものである。一番低いときは、光学的厚さが 0.17 で、混濁指数が 1.01 であり、一番高いときは、光学的厚さが 0.95 で、混濁指数が 0.32 である。光学的厚さが高くなるにつれて、混濁指数が低いということは、大粒子の増大が影響していることがわかる。同じように、体積粒径分布の結果からも全体的に

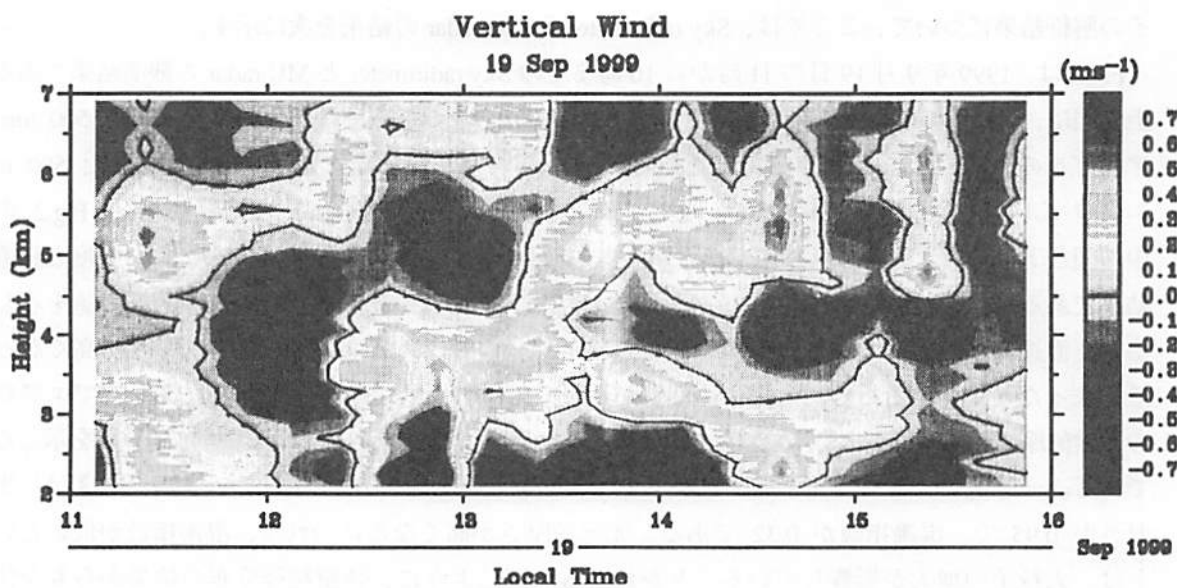
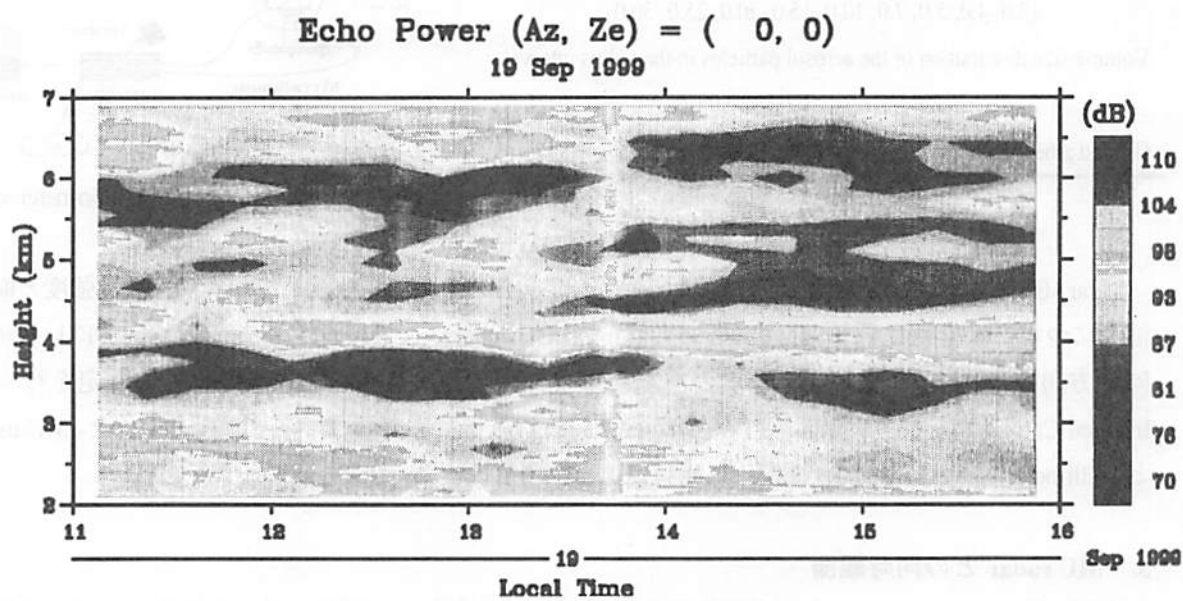
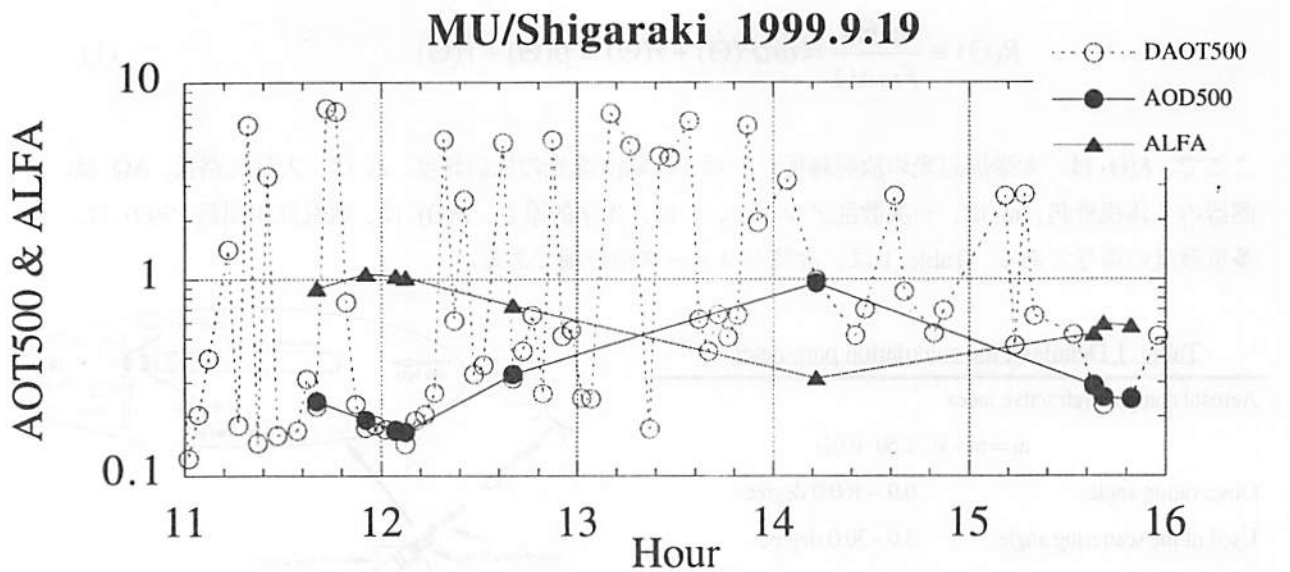


Fig. 2 Relationship between Sky radiometer and MU radar results at September 19, 1999 in Shigaraki

体積分布が増えている様子が確認でき、特に、2 μm 以上の粒子の増大が確認できた。このことは、エアロゾルの量が増加したことで、大粒子の影響に雲の影響が含まれている可能性があることが示唆される。

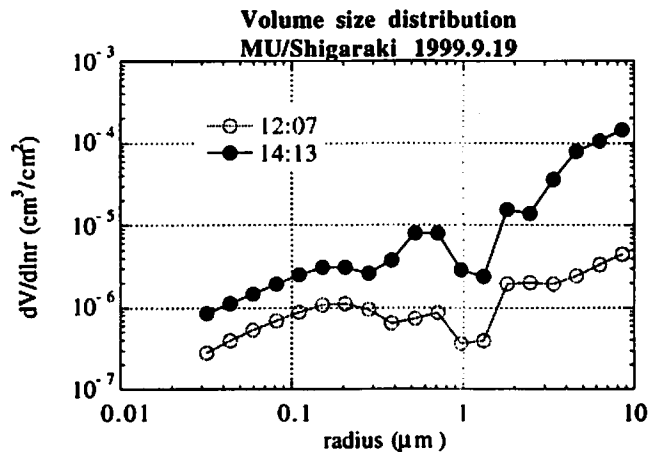


Fig. 3 Volume size distribution from sky radiometer, September 19, 1999 in Shigaraki.

4. まとめと今後の課題

Fig.2 のように、MU radar の鉛直風が弱いときや下降流のときに、エアロゾルの光学的厚さが低い傾向が示されているが、エアロゾルの光学的厚さが増加に伴い、雲とエアロゾルの関係については、今後の課題である。今まで地上風との比較では、風向、風速の変化による光学的特性の変動が見られてきているが、より詳細に見ていく必要がある。

今回の観測期間中は、天候不順のため、残念ながら巻雲の出現特性と成因に適切な雲とエアロゾルの観測を行うことが出来なかったため、報告も不十分であり申し訳ございませんが、次回の観測に期待することが大きい。このような観測を行うことは、MU radar、ミリ波レーダや Lidar のように大気の鉛直構造⁽⁴⁾がわかる測器と Sky radiometer のように、光学的厚さや粒径分布がわかる測器を組み合わせることで、今まで、どちらか一方しかわからなかったことが、同時観測で詳細に示すことができるようになり、今後の結果が期待したい。

Reference

- (1) Nakajima, T., A. Higurashi, K. Aoki, T. Endoh, H. Fukushima, Member, IEEE, M. Toratani, Y. Mitomi, G. B. Mitchell, and R. Furuin, 1999: Early phase analyses of OCTS radiance data for aerosol remote sensing. *37 IEEE Trans. Geosci. Remotesensing*, 1575-1585.
- (2) IPCC 95: Climate change 1996: *Univ Press*, pp.572.
- (3) Hansen, J. E., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Matthews, 1998: Climate forcing in the industrial era. *Proc. Natl. Acad. Sci.* **95**, 12753-12758.
- (4) Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, 1996: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *App. Opt.*, **35**, 2672-2686.
- (5) Fujiyoshi, F., M. Quante, O. Danne, and E. Raschke, 1999: Some properties of deep stratiform ice cloud revealed by 95 GHz GKSS cloud radar – A case study. *Contr. Atmos. Phys.*, **72**, 113-125.

信楽で観測された熱圏中性大気ダイナミクス ---PSMOS キャンペーン---

石井守・久保田実・佐川永一・亘慎一（通信総合研究所）

門田拓郎（名古屋大学太陽地球環境研究所）

津田敏隆・中村卓司（京都大学超高層電波研究センター）

1998年1月に信楽を中心に実施された国内 PSMOS キャンペーンにおいて、中間圏・下部熱圏の中性大気ダイナミクスを対象に MU レーダと光学機器の同時観測が行われた。本研究ではその中の通信総合研究所の全天型ファブリペロー干渉計と MU レーダ流星モードとの中性風観測の結果比較を行う。1月24、28、31日の3例について、VAD法を用いて得られた水平風の東西・南北成分は両者でよい一致を示した。また水平風の2次元分布とレーダの比較を行うと、高度方向のシアが存在するとき、異なる高度の風向に対応する2つのピークが FPI の水平風に見られることがあった。これは水平面内で発光層のピークが高度方向に変動していることを示している可能性がある。

緒言

熱圏中間圏の中性大気ダイナミクスは地上からこの領域への、また極域から中低緯度への重力波伝播によるエネルギー輸送を考える上で重要なパラメータである。近年光学素子や情報処理装置の著しい発達、また電波観測技術の向上により、高い時間空間分解能でこの領域の中性大気についての情報が推定できるようになってきた。

光学・電波観測、また能動、受動観測にはそれぞれ長短があり、両者を同時に使用して観測を行うことで情報量およびその信頼性を増すことが出来る。たとえば光学受動観測は広い領域の情報を高い時間空間分解能で得られる一方、高度情報が得られない、天候や日照などの影響を受けるといった短所を持つ。能動電波観測はその補完的な役割を果たすために、これまでも多くの同時観測が行われてきた。(e.g., Hays et al., 1970; Hernandez et al., 1975; Wickwar et al., 1984; Haerendel et al. 1996)

本研究の主題は、1998年1～2月に滋賀県信楽町の京都大学 MU レーダ観測所を中心に行われた国内 PSMOS キャンペーンにおいて得られた通信総合研究所のファブリペロー干渉計（以下、CRLFPI）と MU レーダ流星モードによる下部熱圏中性風速の比較である。いまだ開発途中であった CRLFPI にとっては、機器のパフォーマンスの確認として重要である。また、受動観測の長所である風速の2次元分布の推定結果はレーダでは得にくい情報を提供することが出来る。

観測及び解析の概要

PSMOS キャンペーンは京都大学、名古屋大学、通信総合研究所などが参加し1998年1～2月の新月期間に、京都大学 MU 観測所を中心とした電波および光学観測を展開した。

このキャンペーンに参加した CRLFPI は掃天型および全天型 2 台のファブリペロー干渉計からなる (Ishii et al, 1997)。ダイクロイックミラーを使用することで 2 波長同時観測を行うことが出来る。このキャンペーンでは、全天型は 557.7nm,630.0nm (時間分解能 5 分 33 秒)、掃天型は 557.7nm,843.0nm (時間分解能 11 分) の観測を行った。今回は全天型 FPI の OI557.7nm のフリンジイメージを、SN 比向上のため隣り合う 2 枚を重ね時間分解能 11 分 06 秒として解析を行った。

MU レーダーの流星モードでは、流星の飛跡に反射する電波の Doppler shift を測定することで高度 75~100 km の中性風を観測できる。今回用いたデータは高度分解能 1 km, 時間分解能 30 分で得られている。

ここで得られたデータの解析を行うに当たり、以下に示すいくつかの点で解析プログラムの改良を行った。

- 1) fitting の精度を向上するためにパラメータを 3 個 (ピーク高さ、ピーク位置、フリンジ幅) から 4 個 (前記に加えて背景強度) にした。
- 2) fitting の領域を決めるにあたり FFT によるスムージングを行い、微少ノイズの影響を除いた (e.g., Hays and Roble, 1971)。
- 3) フリンジの歪みをレーザーデータから推定し観測結果の補正を行った。
- 4) VAD 法 (Sato[1988]) を高次まで適用し、風速の空間分布を得た。その方法は Burnside et al.[1981] によった。

結果

1) 風速の東西、南北 2 成分の比較

ケーススタディとして 98 年 1 月 24 日、28 日、31 日の 3 日分の結果を図 1~3 に示す。黒線 2 本が CRLFPI 観測から推定された風速、緑、青、赤線が MU レーダー観測から推定された風速である。CRLFPI 観測のうち細線が一番内側、太線は第 2 番目のフリンジから推定したものである。MU レーダー観測で緑、青、赤はそれぞれ高度 93,95,97km での水平風速を示す。

全体的傾向として、南北成分の細線を除いては良い一致を示している。1 月 24 日の東西成分では 22 時から 24 時 30 分に太線とレーダーの結果との間に有意な差がみられる。細線は 93km 高度の風速と良い一致を示す。南北成分では、22 時から 26 時まで、93~97km 高度に最大 50m/s 程度のシアアがあることが分かる。CRLFPI の結果はこのシアアの間を振動する形になっている。また 26 時以降シアアが小さくなるのに伴い、CRLFPI の結果での振幅も小さくなる。

1 月 28 日では、MU レーダーの結果は 25 時 30 分まで大きな風速のシアアがあることを示す。この時間帯の東西成分では 95km 以上で MU と FPI の風速によい一致が見られるのに対して南北成分では 93km で一致する。27 時付近の南北風は有意な違いを示す。

1 月 31 日では、それ以外の例に比べて CRLFPI の結果に短周期の変動が大きい (24 時

30分以降細線の南北風など)。これは大気発光強度が小さいための観測誤差の可能性がある。MUレーダーの結果から風速のシアーは比較的小さい事が分かる。26時付近に有意な差がある以外は全体としてCRLFPIとMUレーダーの結果は良い一致を示す。

2) 風向の比較

CRLFPIでは一つの観測されたフリンジについて方位角に対し24点の風速変動が得られる。これに対してFFTを使い5次までの成分を戻してやることにより、滑らかな風速の空間分布が得られる(Burnside et al., 1981)。この風速の2次元分布とMUレーダーで得られた風向とを比較した。図4はその一例である。観測期間は1月24日00:37:12~02:25:45JSTである。それぞれの中心に描かれた2つの同心円上の矢印がFPIで得られた風、左下の3色のベクトルはMUレーダーで得られた風向を示す(ベクトルのサイズは、FPIとMUレーダーで一致していない)。緑、青及び赤はそれぞれ93,95,97km高度での風向を示す。

MUレーダーの風向の高度分布から02:34:22JSTまで風向にもシアーがあることが分かる。しかし全体には00:37:12JSTに南東方向だった風向が時間と共に南から南西に(図では時計回りに)変化している。CRLFPIの風向はほぼ一様風が同様に南東から南、南西へと変化している。

考察

FPIは受動的光学観測を行うために観測される風速及び温度の情報は得られない。しかし人工衛星やロケットなどの観測から、今回観測を行ったOI557.7nmの発光高度ピークは92-97kmであることが多い(e.g., Shepherd et al., 1995)。今回のCRLFPIとMUレーダ一流星モード観測による風速変動が良い一致を示したことは、この実証となる。

発光高度は空間的に変動している可能性があり、例えば全天型FPI視野内で異なる高度の観測が行われている可能性がある。風向比較の例を増やすことでそのような例が見つかる可能性は高い。また、1月24日の南北風中に25時30分まで風速シアー中を振動する変化が見られる。これは発光のピーク高度が上下に変動する現象を見ている可能性がある。CRLFPI観測で求められた風速の東西成分に、フリンジの違いで有意な差が見られた。この理由は現在不明であるが、何らかの人工的な問題がある可能性が高い。原因を追及し取り除く必要がある。

まとめ

1998年1月に信楽を中心に実施された国内PSMOSキャンペーンにおいて、中間圏・下部熱圏の中性大気ダイナミクスを対象にMUレーダとファブリペロー干渉計(FPI)の同時観測が行われた。高度93-97kmの水平風とFPIのOI557.7nm観測の水平風は、南北成分の内側フリンジを除いて定量的にも良い一致を示した。

参考文献

- Burnside, R. G., F. A. Herrero, J. W. Meriwether, Jr., and J. C. G. Walker, Optical observations of thermospheric dynamics at Arecibo, *J. Geophys. Res.*, 86, 5532-5540, 1981.
- Haerendel, G., B. U. Olipitz, S. Buchert, E. Rieger, and C. La Hoz, Optical and radar observations of auroral arcs with emphasis on small-scale structures, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 71-83, 1996.
- Hays, P. B., and R. G. Roble, A technique for recovering Doppler line profiles from Fabry-Perot Interferometer fringes of very low intensity, *App. Optics*, 10, 193-, 1971.
- Hays, P. B., A. F. Nagy, K. D. McWatters, and J. V. Evans, Comparison of radar and optical temperature measurements in the F region, *J. Geophys. Res.*, 75, 4881-4882, 1970.
- Hernandez, G., T. E. VanZandt, V. L. Peterson, and J. P. Turtle, Comparison of optical and incoherent scatter measurements of nighttime exospheric temperature at the magnetic equator, *J. Geophys. Res.*, 80, 3271-3274, 1975.
- Ishii, M., S. Okano, E. Sagawa, S. Watari, H. Mori, I. Iwamoto, and Y. Murayama, Development of Fabry-Perot Interferometers for airglow observations, *Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys.*, 10, 97-108, 1997.
- Sato, T., Radar principles, *International School on Atmospheric Radar Lecture Notes*, edited by S. Fukao, Kyoto, 417pp., Nov. 24-28, 1988.
- Shepherd, G.G., G. Thuillier, B. H. Solheim, Y. J. Rochon, J. Criswick, W. A. Gault, R. N. Peterson, R. H. Wiens and S.-P. Zhang, WINDII on UARS --- Status report and preliminary results, *AGU monograph 87*, ed. R. M. Johnson and T. L. Killeen, 297-304, 1995.
- Wickwar, V. B., J. W. Meriwether, Jr., P. B. Hays, and A. F. Nagy, The meridional thermospheric neutral wind measured by radar and optical techniques in the auroral region, *J. Geophys. Res.*, 89, 10987-10998, 1984.

図1 1998年1月24～25日にMUレーダー流星モードおよびCRLFPIで観測された水平風の東西及び南北成分。黒線はCRLFPI（細線：最内側フリッジ、太線：内から2番目のフリッジ）、緑、青および赤線はそれぞれ93,95および97kmでの風速。

図2 1998年1月28～29日にMUレーダー流星モード及びCRLFPIで観測された水平風の東西及び南北成分。図の形式は図1に同じ。

図3 1998年1月31日～2月1日にMUレーダー流星モード及びCRLFPIで観測され

た水平風の東西及び南北成分。図の形式は図1と同じ。

図4 1998年1月25日 00:37~02:57 に CRLFPI および MU レーダーで観測された風向分布。

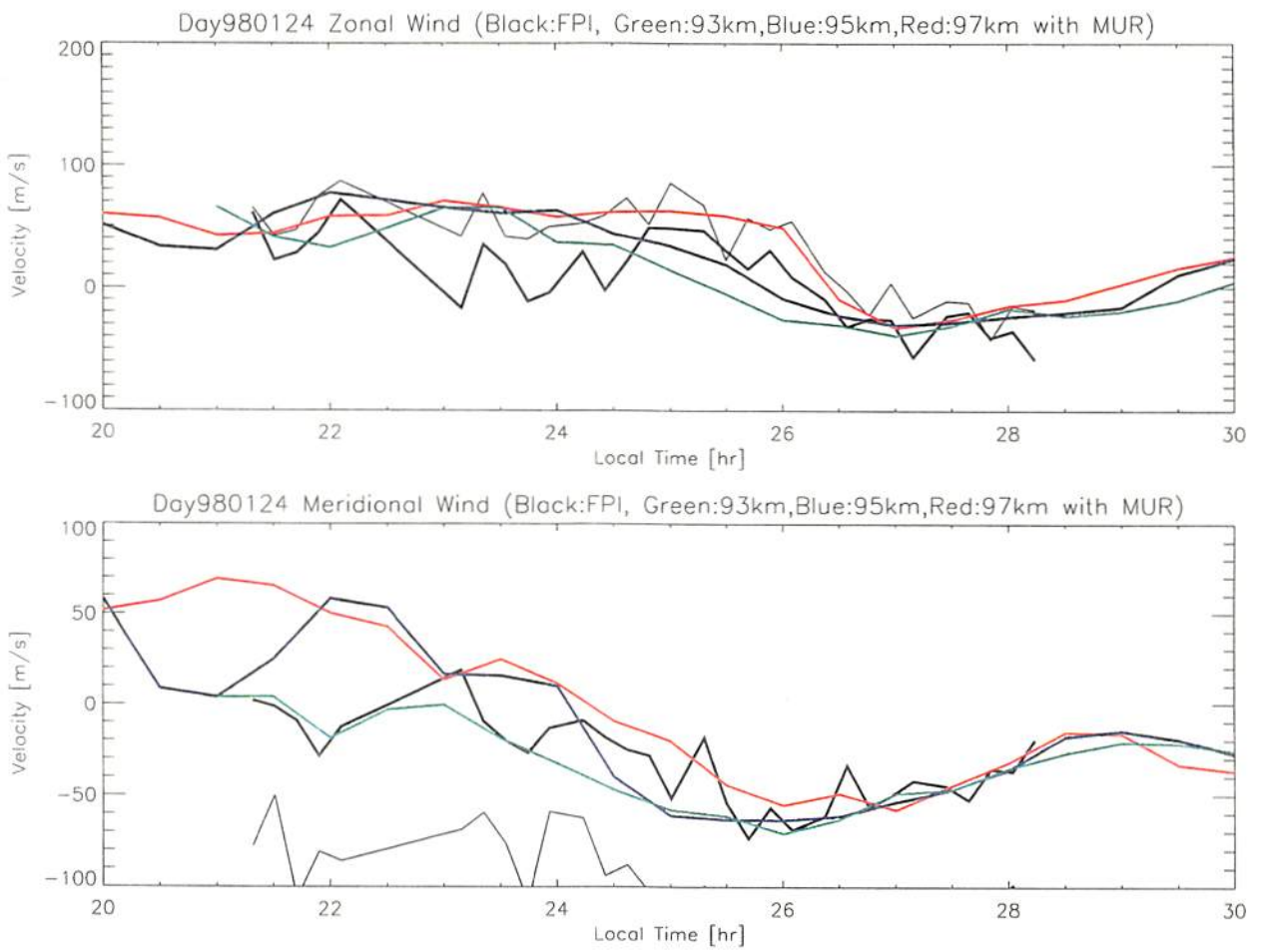


图 1

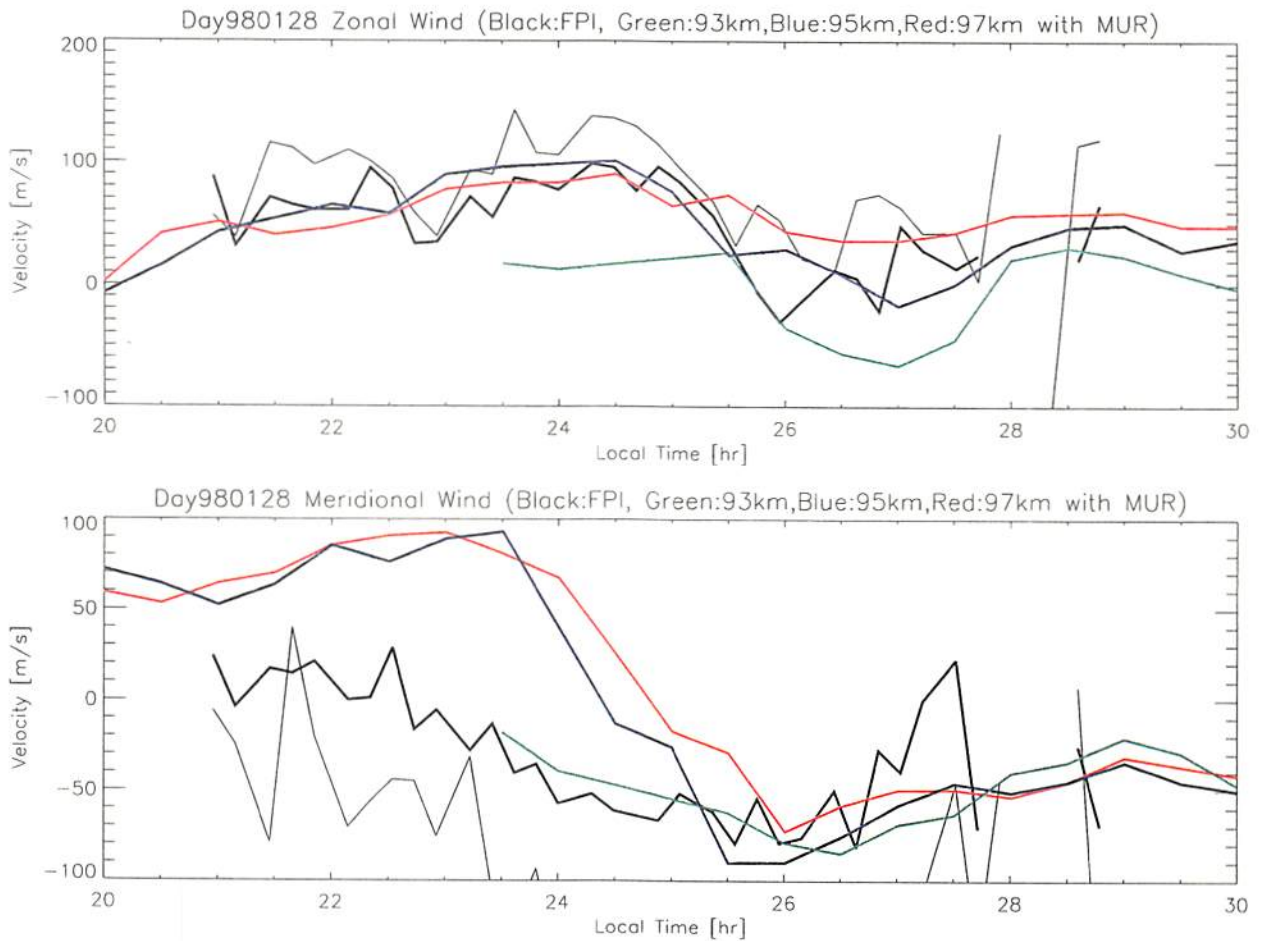


图 2

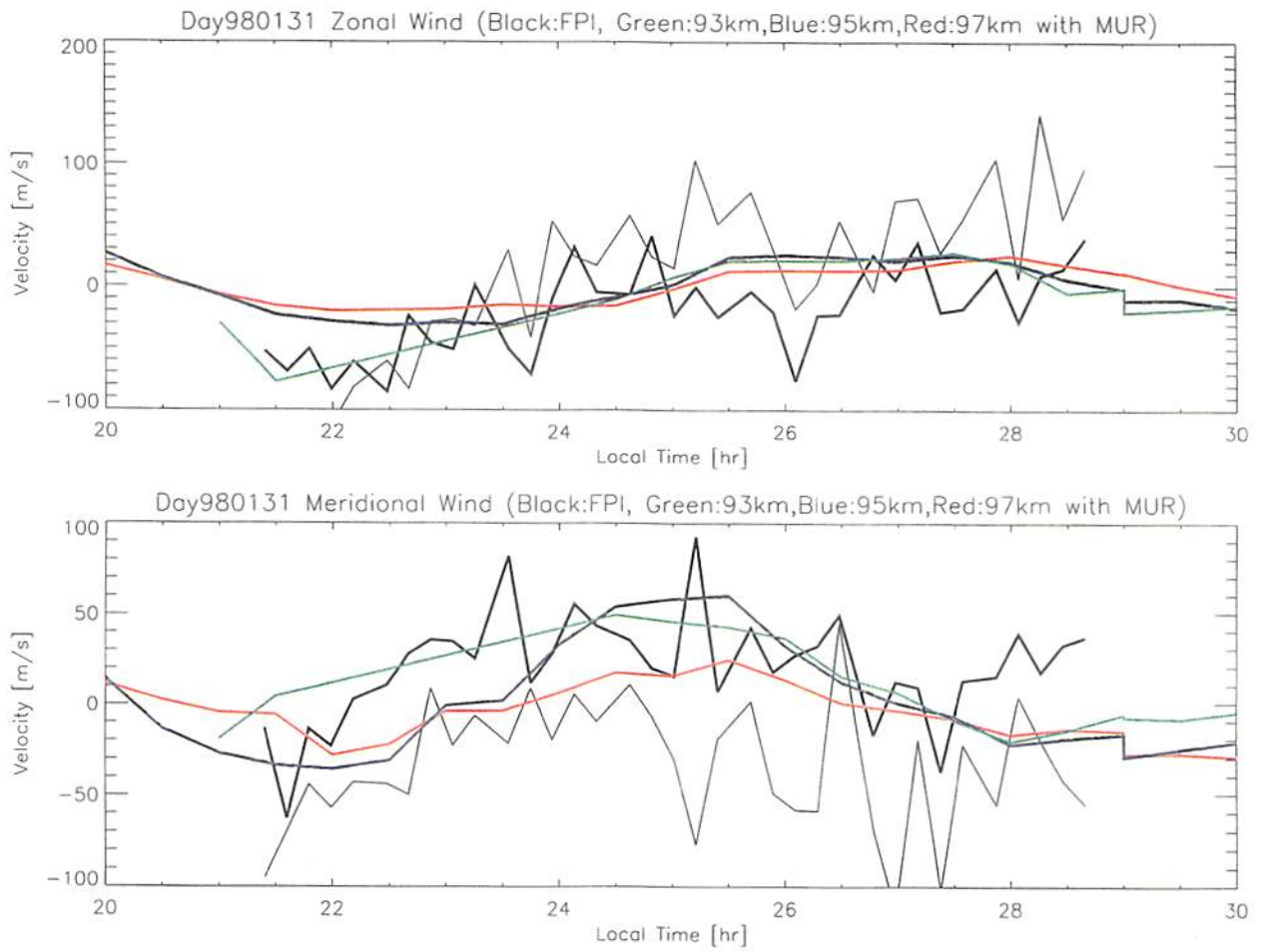


图 3

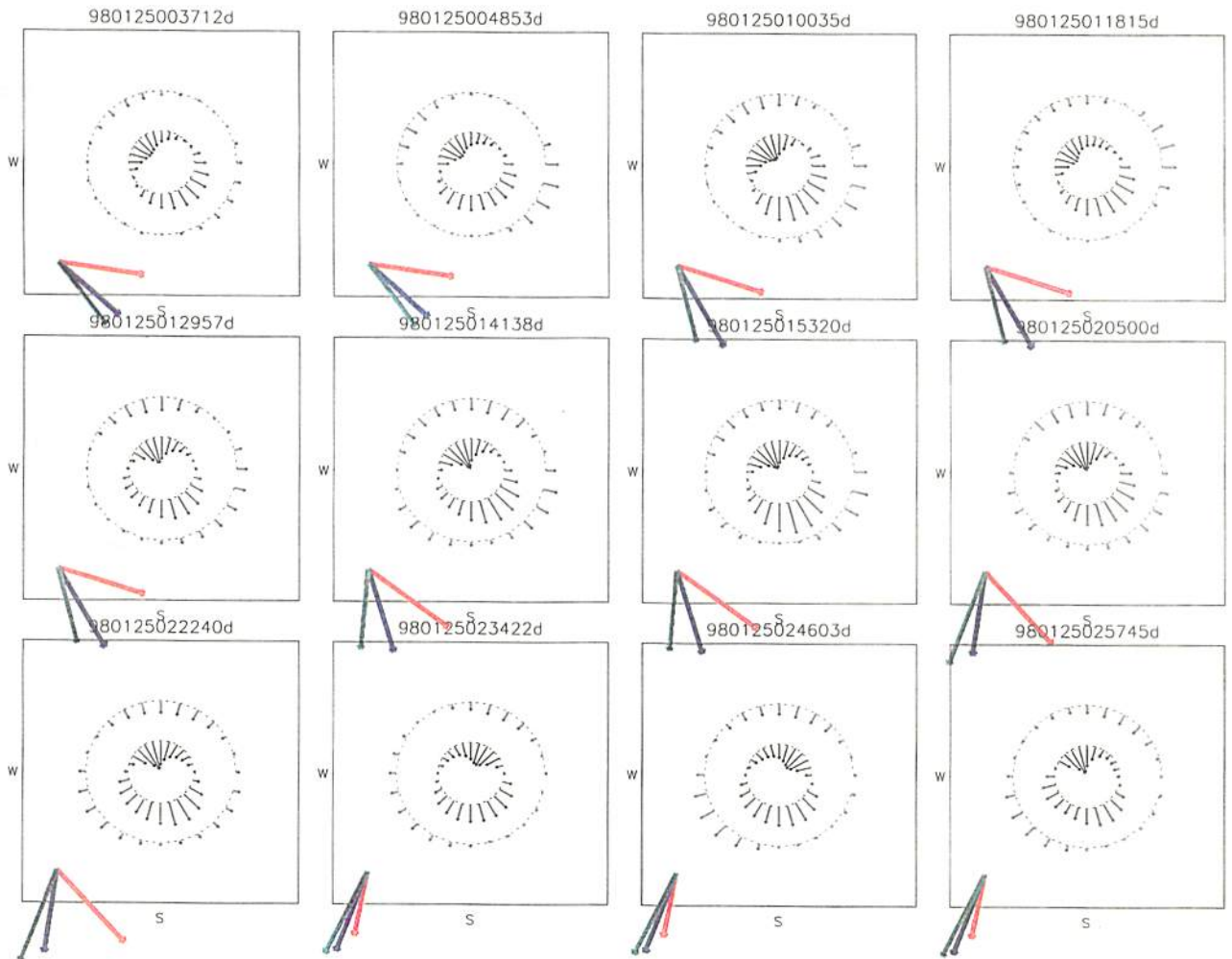


图 4

信楽における磁気嵐時の電場と磁場の比較

家森俊彦・竹田雅彦・斉藤昭則・中野慎也・油江宏明・荒木徹・田中良和
(京都大学大学院理学研究科)

1. 目的

静穏時でもなく、また、大きな磁気嵐でもない、通常の期間の中緯度地磁気擾乱に、電離層電流、磁気圏電流、沿磁力線電流がそれぞれどの程度寄与しているかということは、未だによくわかっていない。レーダー観測から推定される電離層電場による磁場変化と実際の磁場変化を比較することにより、磁気圏起源の電場に伴う電離層電流効果を抽出することが本研究の目的の一つである。

中緯度における静穏時の地磁気変化は、電離層中性風によるダイナモが主な原因であり、MUレーダーで観測されるF層ドリフトから推定される電場は分極による2次的なものと考えられ、その電場から推定される地上磁場変化は、観測値と非常に異なるのは当然である。他方、大きな磁気嵐の時の磁場変化はリングカレントや沿磁力線電流等の影響が主要であると考えられ、この場合も電離層電場から推定された磁場変化と観測値は全く異なると考えられる。実際、MUレーダーによる静穏時および大きな磁気嵐の時の観測データは上記予想と調和的であることは一部既に報告した(家森・他、第92回地球電磁気・地球惑星圏学会、1992年10月)。

しかし、極域にかかった磁気圏電場、あるいは、オーロラ帯に流れる沿磁力線電流に伴う電離層電場は中低緯度まで滲入し、静電場による電離層電流を流すことが数値シミュレーションから示される。滲入の程度は電気伝導度モデルの違いなどから様々に推定されている(e.g., Tsunomura and Araki, 1984)。また、現象の時間・空間スケールによっても異なると考えられる。それゆえ、レーダーから推定された電場が電離層に流す電流を推定し、それを実際の地上磁場観測データと比較し、極域電場の効果を検証する必要がある。

ここでは、通常の地磁気擾乱時における電離層静電場の寄与を統計的に調べ、それを、静穏時の場合、および個別の磁気嵐の場合と比較した結果を報告する。

2. 方法

ドリフトモード(毎時45分間)の観測から得られた1時間毎の電場推定値と、国際標準電離層モデル(IRI)から計算される高さ積分された電離層電気伝導度を用いて、平面電流の近似のもとに地上磁場効果を計算し、信楽あるいは柿岡で観測された地磁気データと比較した。電場の推定には、Saryou et al.(1989)の開発したソフトウェアを用いた。解析に当たっては、電場推定誤差値が1mV/m以下、絶対値が5mV/m以下の場合のみを使用した。地上磁場効果は、地球内部誘導電場の効果を考慮し、平面電流が作る磁場を1.5倍した。

地磁気静穏期間および擾乱期間は、中緯度地磁気非対称指数ASY-HおよびASY-Dがそれぞれ両者とも20nT以下の場合を静穏期間とし、どちらかが50nT以上の場合を擾乱

期間とした。

データ期間は、1987-1994 の 8 年間、約 200 日分を使用した。上記電場の選択基準を満たしたのは昼の期間で約半分余りである。相関をとるにあたっては、地方時で 2 時間毎に区切った。

3. 結果

(1) 静穏時の場合には、推定磁場変化と観測データの相関は非常に小さいか、または、逆相関である。これは、二次的分極電場であることで理解できる。(図 1)

(2) 磁気嵐の場合は例が少なく個別のケーススタディであるが、これも予想通り、推定磁場変化と観測データの相関はほとんど見られないか、むしろ逆相関である。これは、磁気圏からの磁場変化による誘導電場である可能性がある。(図 2)

(3) 中間的な擾乱の場合は、午後側等で有意に高い相関が見られる。然し、一般的にはダイナモに伴う分極電場が卓越するため、明瞭な相関はみられない。(図 3)

(4) 全期間をとったばあいには、相関はほとんどゼロに近い。

4. まとめ

昼間側に於ける短周期磁場変化(例えば PRI: Preliminary Reverse Impulse 等)は、極域からかかった電場による電離層電流で説明されているが、1 時間以上の長周期変動については、今回の解析結果は、どの地方時においても極域電場の効果が主要因にはなっていないことを示している。地磁気 K_p 指数を用いた電場観測データの統計においても、擾乱時と静穏時の差違はダイナモに伴う分極電場に比して小さいことから上記結果は推測される。(図 4) しかし、一方では、サブストームに関連して夜間には約 6mV/m という大きな値が報告されている。(Reddy et al., 1991) 今回は、Partial Ring Current やサブストームに伴う電場の中緯度への滲入を期待して、ASY 指数を用いて期間を分別したが、地磁気擾乱への静電場の効果は一部の地方時で相関が見られるもののそれも副次的である。現象およびその位相も考慮して期間を分別し統計を取る必要があるのかもしれない。

5. 参考文献

- Reddy, C.A., S. Fukao, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuruda, T. Nakamura and S. Kato, A MU radar-based study of mid-latitude F region response to a geomagnetic disturbance, *J. Geophys. Res.*, 95, 21077-21094, 1991.
- Saryou, T., M. Takeda, T. Araki, T. Sato, T. Tsuda, S. Fukao, and S. Kato, Ion drift measured by the MU radar and its comparison with geomagnetic field variation, *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 597-611, 1989.
- Tsunomura, S. and T. Araki, Numerical analysis of equatorial enhancement of geomagnetic storm sudden commencement, *Planet. Space Sci.*, 32, 599-604, 1984.

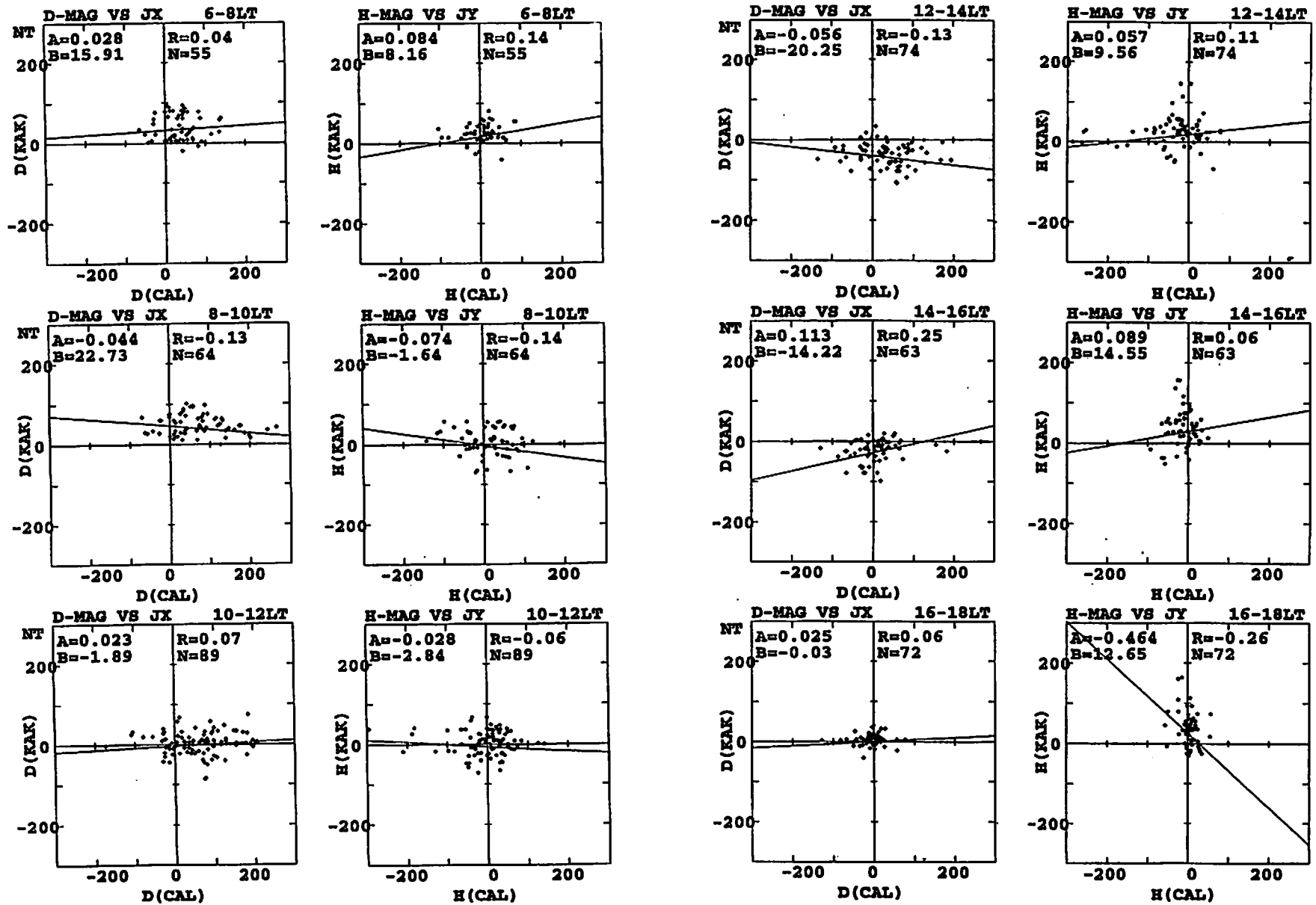


図1 地磁気静穏時の 06-18LT における地上磁場変化 (柿岡) と MU レーダーにより観測された電場と IRI モデルから計算された磁場変化寄与推定値との相関。

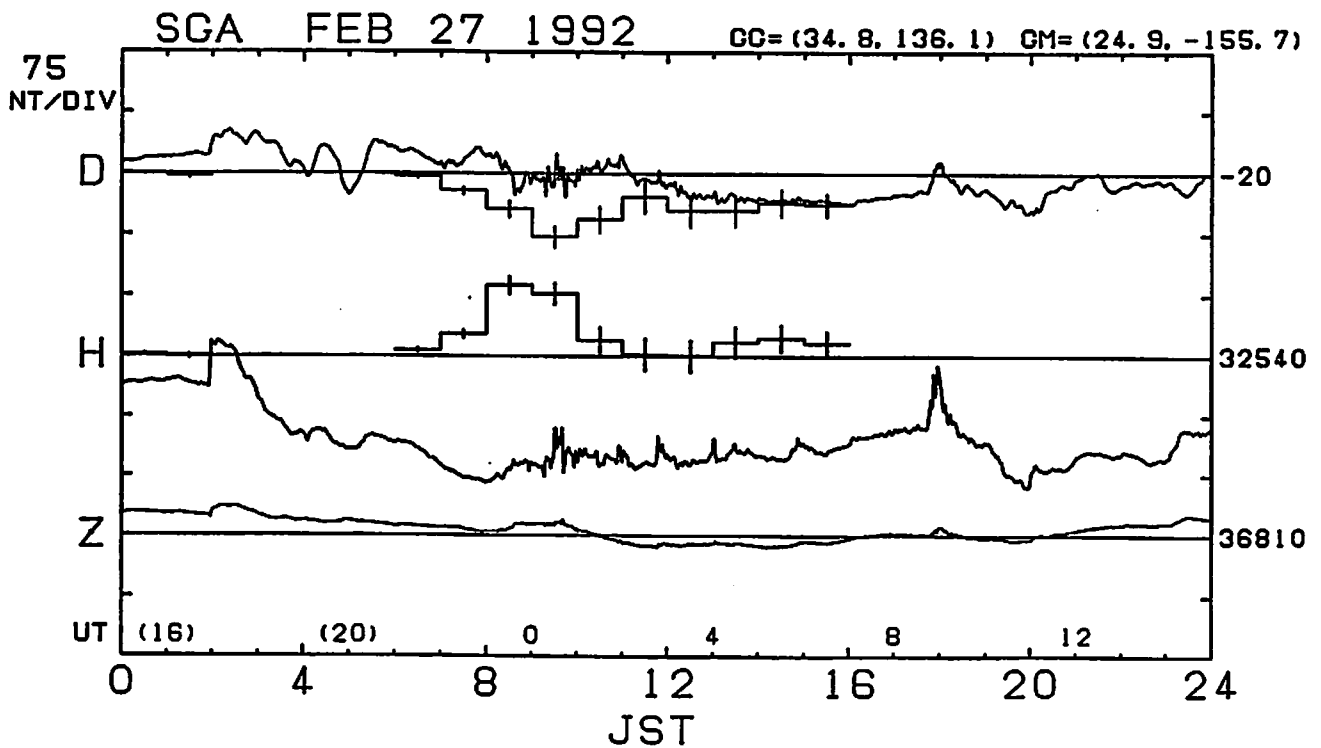
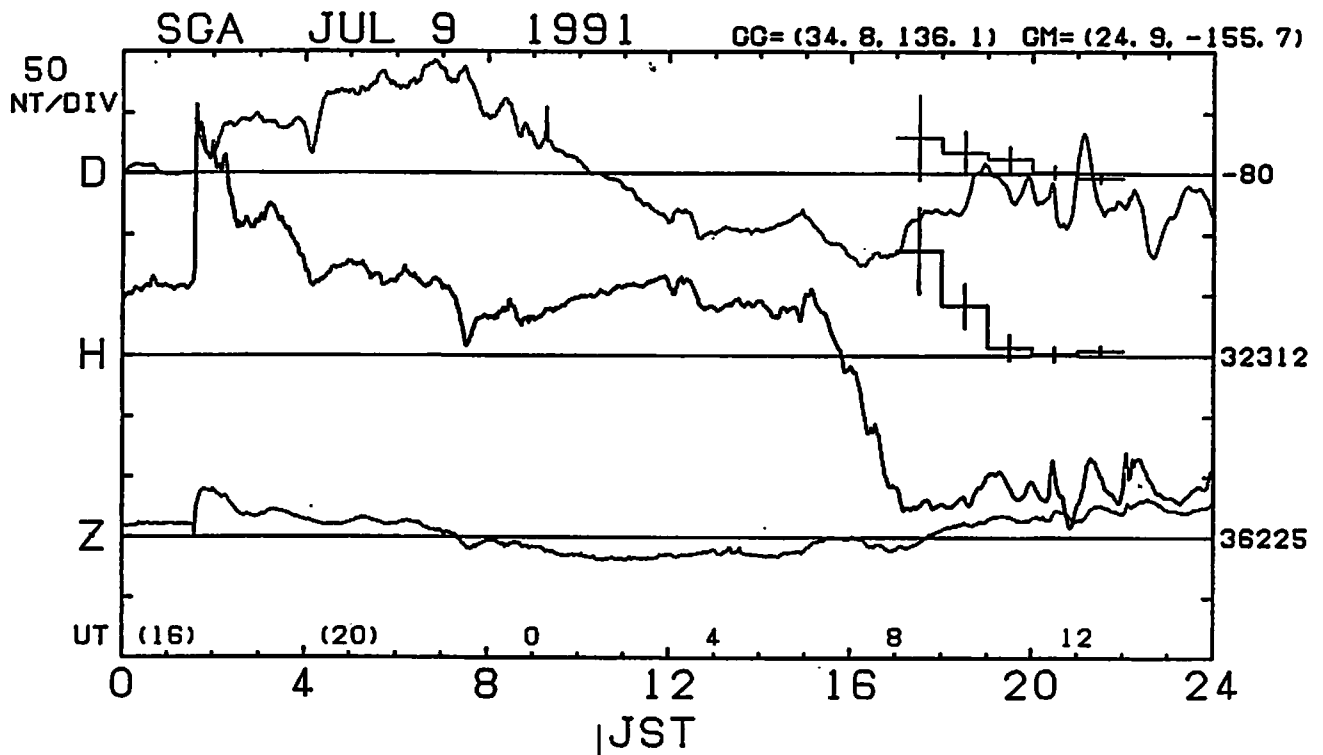


図2 磁気嵐の時の信楽に於ける磁場観測値 (30 秒サンプル値) と、電場 (1 時間値) による磁場変化奇与推定値の比較。

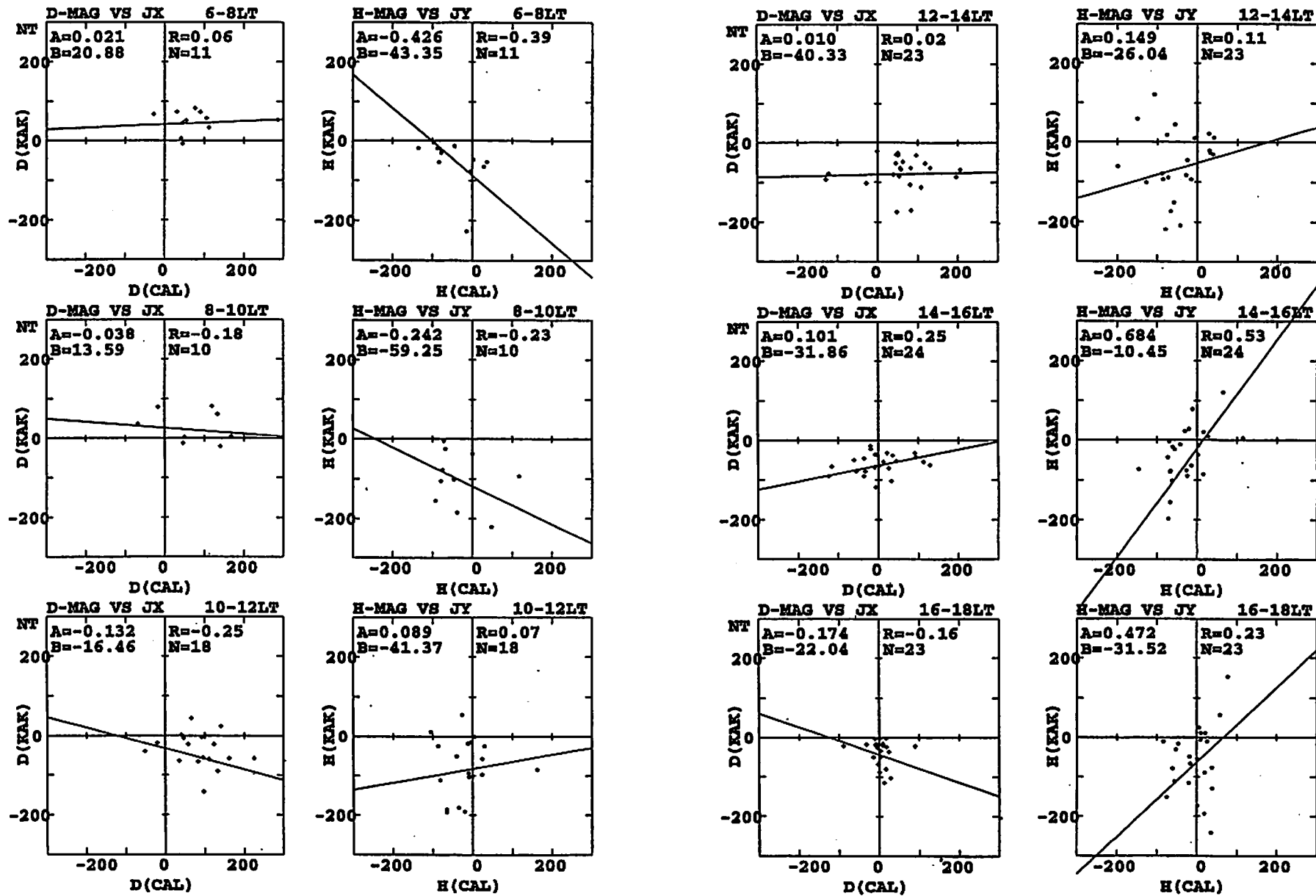


図3 地磁気擾乱時の 06-18LT における地上磁場変化と静電場による磁場変化奇与推定値との相関。

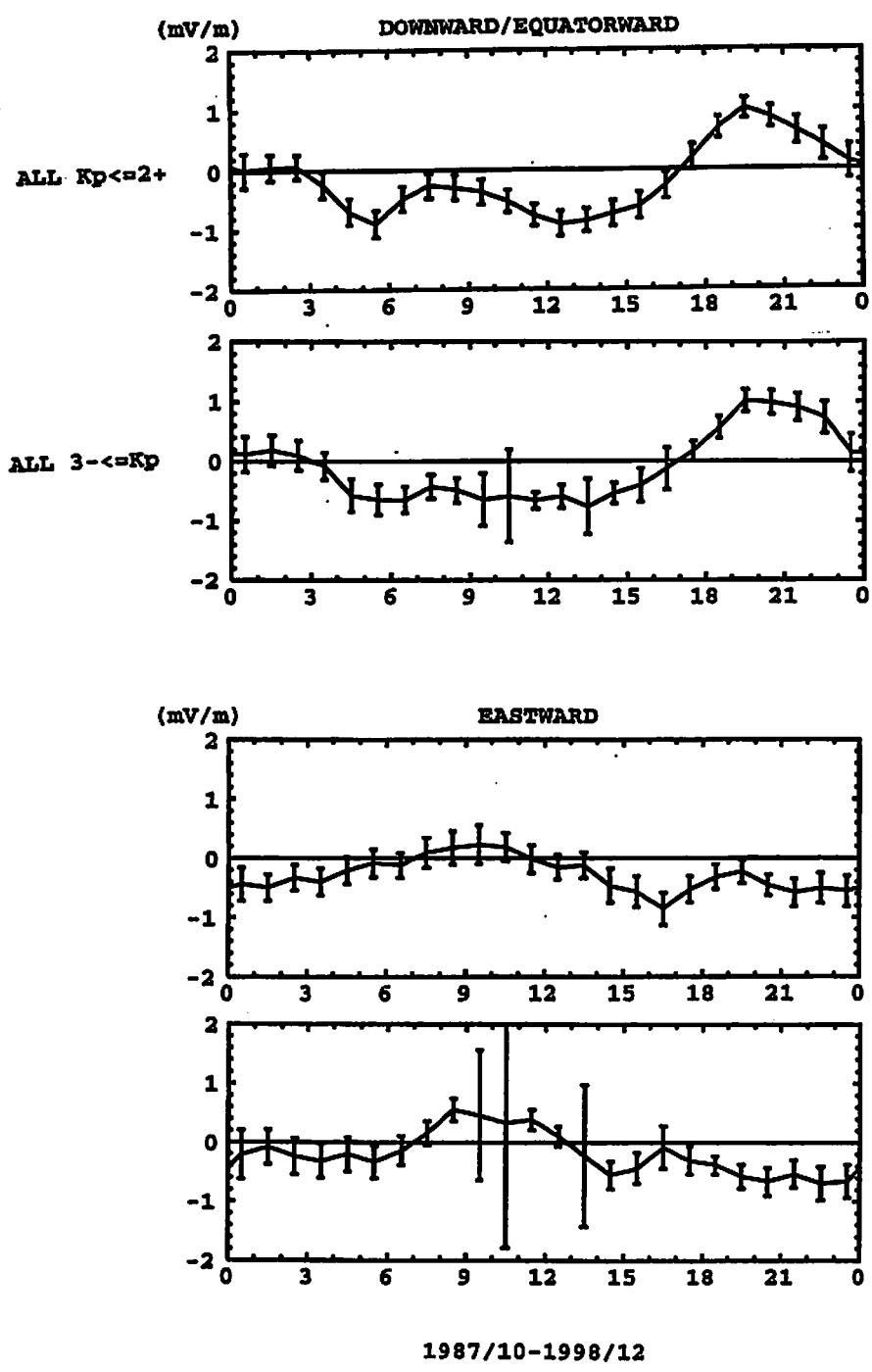


図4 地磁気 K_p 指数で分別した静穏時と擾乱時の電場観測値の比較。上の2つのパネルは南北成分の静穏時 ($K_p \leq 2+$) と擾乱時 ($K_p \geq 3-$) を示し、下の2つは、東西成分の静穏時 ($K_p \leq 2+$) と擾乱時 ($K_p \geq 3-$) を示す。

MU レーダー観測による電離圏 F 領域 子午面中性大気風速の研究

川村 誠治¹, 大塚 雄一², S.-R. Zhang³, 深尾 昌一郎¹, W. L. Oliver³

¹京都大学超高層電波研究センター

²名古屋大学太陽地球環境研究所

³ボストン大学

1. はじめに

中性大気風速は、電離圏 F 領域の力学的、熱的構造に大きな影響を与えている。本研究では、MU レーダーによる観測データから子午面中性大気風速 (以下中性風と略す) を求め、その統計解析を行う。

1986 年から始まった MU レーダーによる電離圏観測は、現在では太陽活動 2 周期目に入っている。本研究では、1986 年から 1996 年まで 11 年間 (太陽活動 1 周期分) の観測データを利用する。

2. MU レーダーによる中性風の導出法

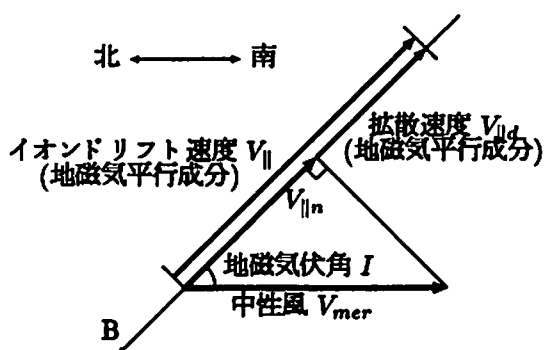


図 1: 中性風導出の原理

イオンドリフト速度と拡散速度は、それぞれ高度 220 km から 450 km の範囲で平均した値を用いる (Oliver *et al.* [1997])。

中性風は水平方向にのみ吹くと仮定する。磁力線平行方向において、イオンドリフト速度が中性風と拡散速度の和であるという関係を用い、観測によるイオンドリフト速度から計算で求めた拡散速度を引くことで中性風を求める。

拡散速度の計算において、電子密度には MU レーダーによる観測値を、プラズマ温度には IRI モデルを、中性大気温度と組成には MSIS モデルを用いている。O-O⁺ の衝突周波数には Pesnel *et al.* [1993] の値を用いる。

3. 統計解析結果

高太陽活動期にはイオンの密度が高いため、中性大気とイオンの衝突によるイオンドラグの効果が強くなり、中性風の日変化の振幅が小さくなる (図 2: 左)。

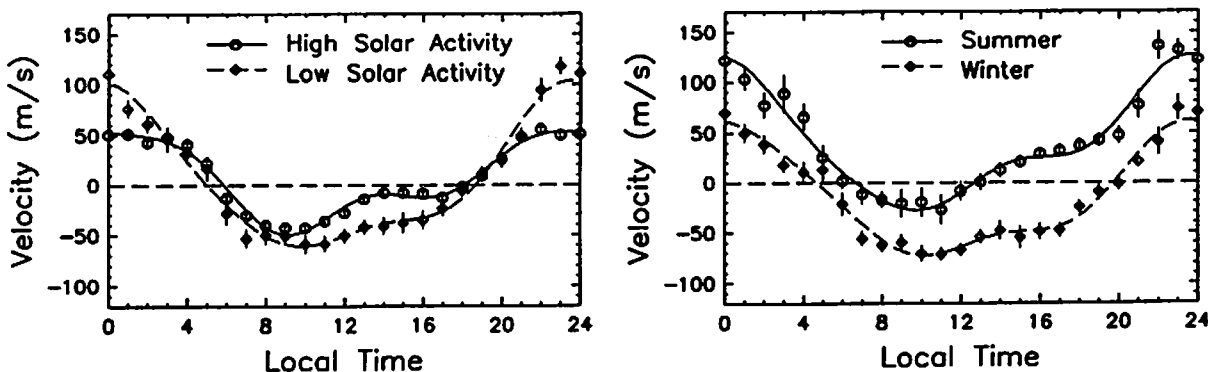


図 2: MU レーダーによる中性風の日変化。太陽活動依存性 (左) と季節依存性 (右)。

夏と冬を比較すると、日変化において夏は全ての時間に冬よりも約 50 m/s の南向きオフセットを持っている (図 2:右)。これは、暖かい夏半球から冷たい冬半球へ大気の流れが生じていることを示している。

地磁気擾乱時の中性風は、地磁気静穏時に比べてわずかに南向きのオフセットを持っている (図 3:左)。地磁気擾乱時にはオーロラオーバルが加熱されると同時に南に張り出して来る。その結果、極から赤道方向へ中性風を駆動する大気圧勾配が強まり、中性風に南向きのオフセットが現れると考えられる。

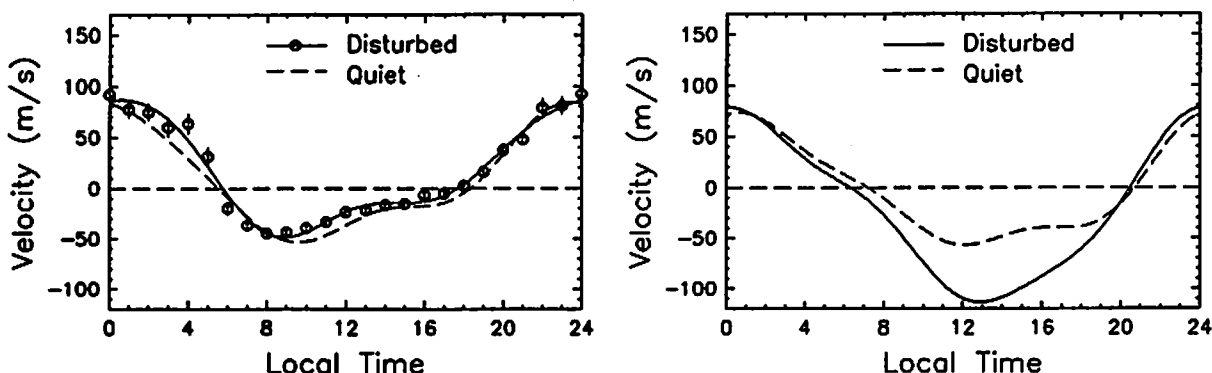


図 3: 中性風の地磁気活動依存性。左が MU レーダーによる中性風で右が HWM。

経験モデルである HWM では、MU レーダーの観測結果とは大きく異なり、1時から20時まで地磁気擾乱時の方が地磁気静穏時よりも北向きに強くなる (図 3:右)。この他にも HWM には、MU レーダーによる中性風と比べて日変化の位相が 1~2 時間遅れていること、1 日周期成分の振幅の太陽活動依存性が MU レーダーの解析結果と逆になっていることなどの違いが見られる。MU レーダーによる観測結果と HWM との違いは、HWM にアジア圏電離圏の観測データが組み込まれていないために生じたものと思われる。

4. 数値モデルによる中性風の導出

hmF2 (F2 層ピーク高度) の変化は中性風、E×B ドリフト、電子密度の生成・消滅などによる。このうち中性風の寄与が主であるため、他の効果を見捨て、中性風が hmF2 を変化させると仮定する。観測による hmF2 とモデル計算による hmF2 が一致するように中性風を決定する。用いるモデルは “Time-dependent Ionospheric Model for Mid-latitudes” (Zhang *et al.* [1995]) である。

MU レーダーによる中性風と数値モデルによる hmF2 からの中性風は、全平均で比べると比較的良い一致を示す (図 4:左)。日出、日没時にずれが見られるのは、この時間帯は電子密度の生成・消滅による hmF2 の変化が大きいためである。高太陽活動期の冬は、日中に MU レーダーによる中性風と数値モデルによる中性風とで違いが大きい (図 4:右)。

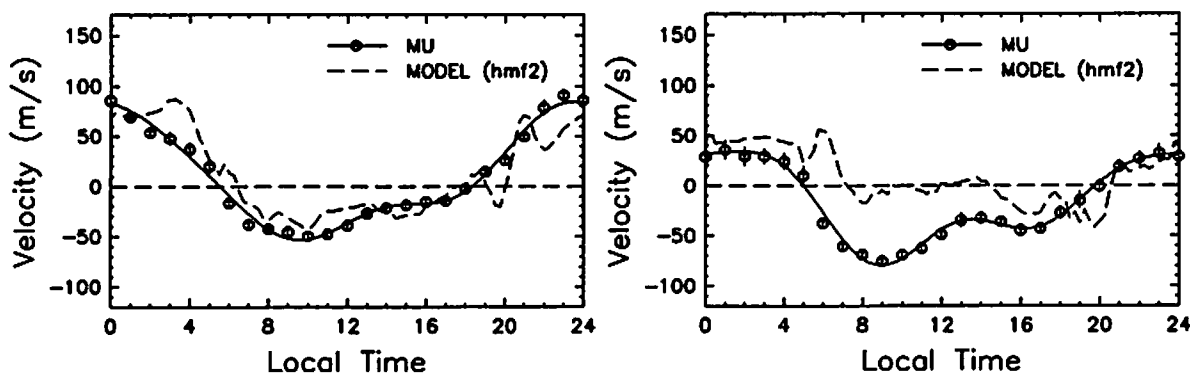


図 4: MU レーダーによる中性風と数値モデルによる中性風の比較。地磁気静穏時の全平均 (左) と高太陽活動期の冬 (右) の例。

従来の hmF2 からの中性風の推定では $E \times B$ ドリフトの効果は考慮されていないが、MU レーダーでは $E \times B$ ドリフトの観測が可能で、中性風のデータ個数と同等のデータ蓄積がある。 $E \times B$ ドリフトの効果を入れて数値モデルによる計算結果を補正することで、MU レーダーによる中性風との一致がさらによくなる。高太陽活動期の冬は $E \times B$ ドリフトの値が大きいため、 $E \times B$ ドリフトの効果を補正することにより顕著に改良が見られる (図 5)。

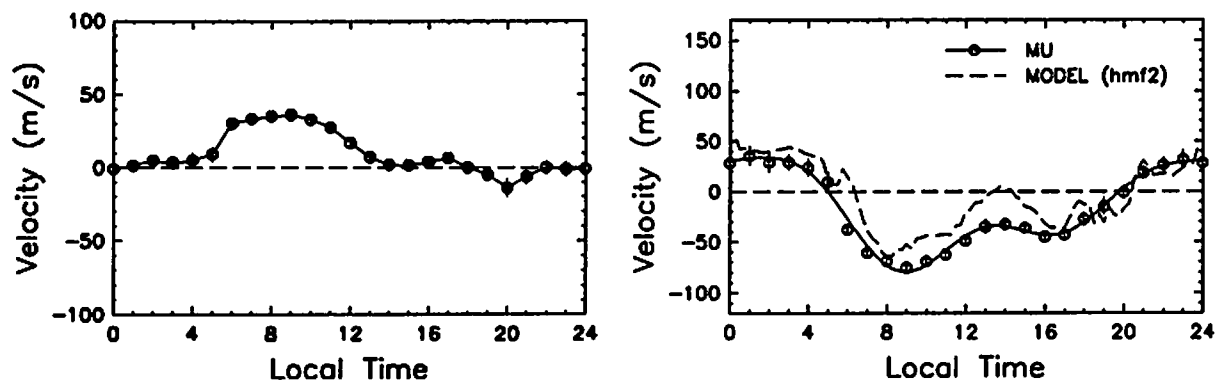


図 5: MU レーダーと数値モデルによる中性風の比較。左が MU レーダーによる $E \times B$ ドリフトで、右は $E \times B$ ドリフトの効果を補正した結果。高太陽活動期の冬の例。

5. 他観測との比較

MU レーダーによる統計解析結果を Millstone Hill、St. Santin の観測結果と比較する。高太陽活動期は比較的よい一致を示しているのに対し、低太陽活動期は Millstone Hill が他に比べて南向きの傾向を持ち、観測地によるばらつきが大きい。低太陽活動期は太陽放射による大気圧勾配の効果が小さくなるため、相対的に極域の効果が重要になってくる。そのため高緯度の Millstone Hill が最も南向きの傾向を持つなど、低太陽活動期には観測地点による差異が大きくなると考えられる。

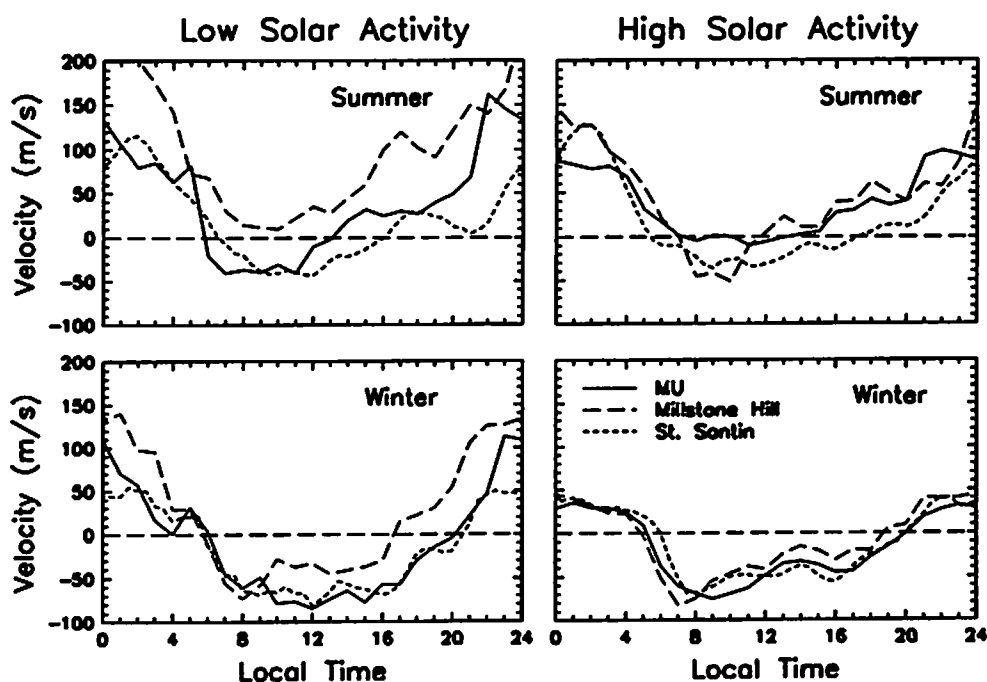


図 6: MU レーダーによる中性風と Millstone Hill (Buonsanto *et al.* [1997])、St. Santin (Duboin *et al.* [1992]) の中性風との比較。

6. 24時間連続データの解析

MU レーダーによる 11 年間の中性風の全観測データの内、24 時間データが連続しているものは地磁気擾乱時も含めて 27 例存在する。この 27 日分のデータからそれぞれの日変化の振幅と DC 成分 (24 時間平均) を計算し、太陽活動 ($F_{10.7}$)、地磁気活動 (Kp)、季節依存性を調べる。

27 個の振幅と DC 成分を式 (1) に用いて、フィッティングにより係数 $a_1 \sim a_4$ を求め、振幅または DC 成分に対する $F_{10.7}$ 、 Kp 、季節の効果を分離する。

$$U = \bar{U} + a_1(F_{10.7} - \overline{F_{10.7}}) + a_2(Kp - \overline{Kp}) + a_3 \cos \frac{2\pi(d - a_4)}{365.25} \quad (1)$$

ここで、 U は振幅または DC 成分を、 \bar{U} はその 27 日分の平均値を表す。 $\overline{F_{10.7}}$ 、 \overline{Kp} は $F_{10.7}$ 、 Kp の 27 日分の平均値を、 d は日にちを表す。

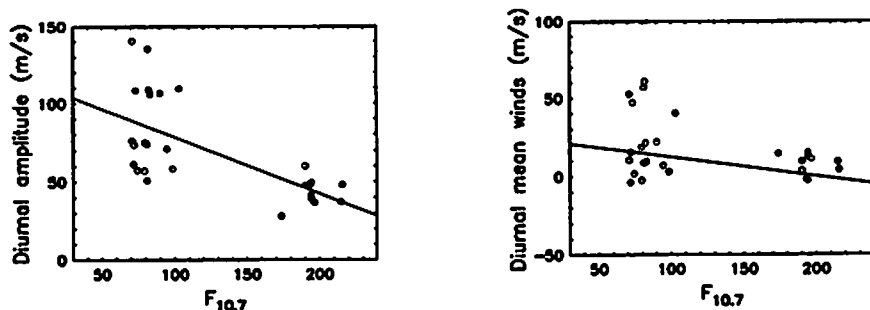


図 7: 中性風の日変化の振幅 (左) と DC 成分 (右) の太陽活動依存性。

振幅も DC 成分も太陽活動が高くなるに連れて小さくなって行く。太陽活動が高くなるとイオン密度も高くなるので、イオンドラッグの効果が大きくなる。このため太陽活動が高くなるに連れ振幅も DC 成分も小さくなると考えられる。

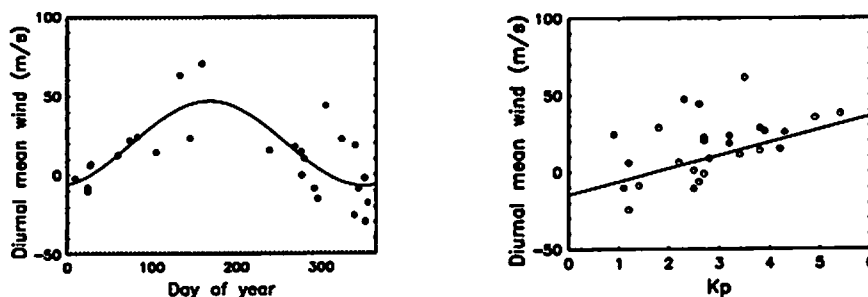


図 8: 中性風の日変化の DC 成分の季節依存性 (左) と地磁気活動依存性 (右)。

DC 成分は夏の方が冬より約 50 m/s 南向きとなっており、日変化の統計解析で見られた夏半球から冬半球への大気の流れが確認できる (図 6: 左)。

地磁気活動が高くなると DC 成分は南向きの傾向が強くなる (図 6: 右)。これは極域の加熱による極から赤道向きの大気圧勾配が原因と考えられる。

7. まとめ

1986 年から 1996 年までの 11 年間の MU レーダーの観測データを用いて、中性風の統計解析を行なった。

イオンドラッグの効果のために低太陽活動期に比べ高太陽活動期に中性風の振幅が小さくなることや、夏半球から冬半球への大気の流れによって夏に南向きのオフセットが生じることなどが明らかとなった。また、地磁気活動が高くなると、極域の加熱のため極が

ら赤道向きの大気圧勾配が強まり、中性風の DC 成分は南向きの傾向が強くなることが分かった。

経験モデルである HWM はアジア域の電離圏観測データが組み込まれていないため、MU レーダーに比べて日変化の位相や振幅に違いが見られた。

他観測との比較では、高太陽活動期は Millstone Hill や St. Santin と比較的良い一致を示したが、低太陽活動期は観測地点によるばらつきが大きかった。低太陽活動期には太陽放射による大気圧勾配の効果が小さくなり、相対的に極域の加熱の効果が重要になる。そのため高緯度の Millstone Hill などは南向きの傾向がより強く出て、観測地点による差異の原因となっていると思われる。

参考文献

- Oliver, W. L., Y. Otsuka, and S. Fukao, MST radar measurement of ionospheric *F* region winds: The "layer-wind" technique, *Radio Sci.*, *33*, 941-948, 1997.
- Bilitza, D., International Reference Ionosphere 1990, National Space Science Data Center/World Data Center A for Rockets and Satellites, 90-22.
- Hedin, A. E., MSIS-86 thermospheric model, *J. Geophys. Res.*, *92*, 4,649-4,662, 1987.
- Pesnel, W. D., K. Omidvar, and W. R. Hoegy, The momentum transfer collision frequency of O^+-O , *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 1,343-1,346, 1993.
- Hedin, A. E., E. L. Fleming, A. H. Manson, F. J. Schmidlin, S. K. Avery, R. R. Clark, S. J. Franke, G. J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial, and R. A. Vincent, Empirical wind model for upper, middle, and lower atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *58*, 1,421-1,447, 1996.
- Zhang, S.-R., and X.-Y. Huang, A numerical study for ionospheric profiles for mid-latitudes, *Ann. Geophys.*, *13*, 551-557 1995.
- Igi, S., T. Ogawa, W. L. Oliver, and S. Fukao, Thermospheric winds over Japan: Comparison of ionosonde and radar measurements, *J. Geophys. Res.*, *100*, 2,1323-2,1326, 1995.
- Miller, K. L., D. G. Torr, and P. G. Richards, Meridional winds in the thermosphere derived from measurement of F_2 layer height, *J. Geophys. Res.*, *91*, 4,531-4,535, 1986.
- Buonsanto, M. J., and O. G. Witasse, An updated climatology of thermospheric neutral winds and *F* region drifts above Millstone Hill, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24,675-24,688, 1999.
- Duboin, M.-L. and M. Lefeuvre, Thermospheric dynamics above Saint-Santin: Statistical study of the data set, *J. Geophys. Res.*, *97*, 8,661-8,671, 1992.
- Kawamura, S., Y. Otsuka, S.-R. Zhang, S. Fukao, and W. L. Oliver, A climatology of MU radar observations of thermospheric winds, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1999.

MU レーダー多ビーム IS 観測による 移動性電離圏擾乱の研究

大塚 雄一¹、高見 友幸²、斉藤 昭則³、宮崎 真一⁴、西村 政人⁵、深尾 昌一郎⁵

¹名大 STE 研、²大阪電通大、³京大・理、⁴国土地理院、⁵京大超高層

1 はじめに

MU レーダーは、アクティブフェイズドアレイ・システムを採用しており、ビームの高速走査が可能である。このため、多ビーム同時観測を行うことにより他の IS レーダーでは実現出来ない多点同時観測を行うことが出来る。多点同時観測により、電子密度の時間的変動と空間的変動を区別して観測することが可能となり、電離圏の波動現象や移動性擾乱の観測に威力を発揮している。F 領域電子密度の波動構造は熱圏中性大気の内重力波によって引き起こされている。これまでの MU レーダー観測によっても、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]。本研究では、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を解析し、得られた大気重力波の分散関係とアイオノゾンデ、HF ドップラーレーダーにより得られた観測結果及び、大気重力波理論より得られる分散関係との比較を行った。

また、国土地理院によって GPS 受信機が日本全国に 1,000 点以上設置されており、全電子数 (Total Electron Content; TEC) の変動の水平分布や時間変化をとらえることができる。事実、1997 年夏季の夜間において TEC の変動が南西方向に伝搬することが観測されている [Saito et al., 1998]。本研究では、国土地理院 GPS 観測網によって得られた TEC データを解析することにより、TEC 変動の季節変化を明らかにした。さらに、特に変動が顕著に見られた夏期の夜間について TEC 変動の分散関係を調べ、MU レーダーの観測結果との比較を行った。

2 MU レーダー観測結果と考察

ビームは、天頂角 20°で地磁氣的東西南北の 4 方向に走査している。南北 (東西) のビーム間水平距離は高度 300km で約 220km である。レーダーで得られた受信信号強度は電子密度に比例しており、受信信号強度の変動から電子密度の変動を知ることが出来る。本研究では、時間分解能 2 分のデータを用いている。

図 1 に 1990 年 11 月 15 日に観測さ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 200~400km において、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、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している。図 1 に示した周期 80 分の波について、受信信号強度のビーム間の位相差から変動の水平伝搬速度を求めたものを図 2 に示す。図中の濃淡は、受信信号強度のビーム間の相互相関係数を示し、下向きの矢印は南向き、右向きの矢印は東向きに波が伝搬していることを示す。観測は 4 ビームを用いているが、その

うち3方向のビームで得られたデータから水平伝搬速度を計算することが出来る。異なる3ビームの選び方は4通りあり、各々のビームの組合せから水平伝搬速度を計算し、伝搬方向がお互いに45°以内に入る場合だけを表示している。これにより、MUレーダーで観測している範囲(半径約100 kmの円)内で伝搬方向が変化する波や平面波とはみなされない波は除かれる。図2から、8-9LTでは西向き伝搬、その後速い(約500 m/s)南向き伝搬、午後は遅い(約200m/s)南向き伝搬が見られる。

MUレーダーで得られた58日分の観測データについて同様の解析を行い、周期40~130分の波の水平伝搬速度を求めた。水平伝搬方向の分布を図3に示す。周期40~130分の全てにおいて、南向き伝搬が卓越していることがわかる。図4に、周期に対する水平伝搬速さの平均を示し、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との比較を行う[Morgan and Tedd, 1983; Maeda and Handa, 1980; Brownlie et al., 1973; Shibata and Okuzawa, 1983; Herron, 1973; Bristow et al., 1994]。MUレーダー観測から得られた平均水平伝搬速さは、周期に依らず約240m/sであった。他観測で得られた水平伝搬速さは100~300m/sの範囲が多く、MUレーダー観測結果と良く一致している。また、図中の実線と波線は、大気重力波理論において消散効果を考慮にいたした場合と入れない場合において得られる理論曲線である[Brownlie et al., 1973; Hines, 1960; Pitteway and Hines, 1963]。消散効果を考慮しない場合の理論曲線についてはMUレーダー観測の結果(図1)から見積もられる鉛直波長(100、150、200 km)を代入して求めた。非消散的な分散関係を適用すれば、MUレーダーで観測された大気重力波のほとんどが、100~200kmの鉛直波長をもつ大気重力波であることがわかる。

3 TEC変動の解析

国土地理院GPS連続観測網による全電子数(Total Electron Content; TEC)の観測データから、電子密度変動の大きさの季節変化及び変動の周期と水平波長を明らかにする。GPSの2つの異なる周波数(1575.42と1227.60 MHz)の遅延時間の差から受信機とGPS衛星間の全電子数を測定することが出来る。

各受信機及び衛星で得られたTECの時系列から2時間移動平均を差し引くことによって、TECの変動成分を取り出す。衛星が移動するため、この操作は空間スケール400~500km以下の変動を抽出していることに相当する。ただし、TECの時間変動と空間変動とを完全に分離することは出来ない。移動性電離圏擾乱の活動度を明らかにするためには、背景のTECに対する変動の大きさを示す必要がある。GPSの衛星と受信機は、それぞれ送信及び受信回路に固有のオフセットをもっており、これを考慮しなければTECの絶対値が求められない。ここでは、1受信機に対して複数の衛星から得られるTECが等しい、つまりTECの空間一様性を仮定することにより、TECの絶対値を求める。図5に、1998年4月から1999年4月までに得られた252日分の全電子数のデータから信楽におけるGPS受信機で観測されたTEC変動の季節変化を示す。これは移動性電離圏擾乱の活動度の季節変化を示すものである。活動度は日中よりも夜間に高い。季節変化については、夜間では夏に最も高いが日中では逆に冬に最も活動度が高い。さらに、夜間においてTEC変動の大きさが背景のTECに対して1%以上ある割合を図6に示す。夜間における移動性電離圏擾乱の活動度の季節変化は、アイオノグラムで見られるスプレッドFの発生頻度の季節変化と類似している。スプレッドFの原因は電離層高度の空間変動であると考えられていることから、GPSで観測されるTECの変動は電離層高度の変動による

ものだと考えられる。

国土地理院 GPS 受信機は日本国内約 1,000 点に設置されており、それぞれの受信機間距離は約 25km であり、水平スケール数百 km から千 km 程度までの電子密度の空間構造を捉えることが出来る。図 7 に、1999 年 8 月 4 日から 18 日までの 15 日間の夜間に観測された電子密度変動の周期と水平波長との関係を示す。周期及び水平波長は、それぞれ平均で 60 分、400km である。図中の波線は、大気重力波の分散関係 [Hines, 1960] を示す。観測された電子密度変動は、50~150km の鉛直波長をもつ大気重力波に起因するものと考えられる。

4 まとめ

MU レーダーで観測された大気重力波の水平伝搬速度は、日によってばらつきが大きいことが明らかになった。平均では、周期 (40-130 分) に依らず 240m/s であり、伝搬方向は南向きのものが多いことが明らかになった。得られた分散関係は、他の観測 (アイオノゾンデや HF レーダー観測) 結果と良い一致を示す。また、大気重力波理論より得られる分散関係との比較から、MU レーダー観測で得られた大気重力波の鉛直波長は 100~200km であると結論づけられる。

一方、国土地理院 GPS 受信機網で観測される TEC は、日中よりも夜間、季節では夏に変動が大きいことが明らかになった。このような TEC 変動の日変化及び季節変化特性は、アイオノゾンデで観測されるスプレッド F の発生頻度と類似している。アイオノゾンデは、水平スケール数 100km 程度の範囲を観測しており、スプレッド F はその範囲内の電子密度の空間不均一により生じる。TEC 変動は、400km 程度の水平波長をもつものが顕著に見られており、この TEC 変動がスプレッド F を起こしているものと考えられる。ただし、アイオノゾンデは F 層最大電子密度高度よりも下の高度を観測しているのに対し、TEC は電離層内の電子密度の積分値である。従って、両者の関係を定量的に明らかにするためには、電子密度変動の高度分布を解明する必要がある。

GPS で観測される TEC 変動は、その分散関係から鉛直波長が 50~150km の大気重力波によるものと予想される。これは、MU レーダーで日中に観測される電子密度変動の鉛直波長と比べて短い。また、水平波長は日中に比べて夜間のものが短い。このような日中と夜間における大気重力波の違いは、背景の中性大気風速や温度の変化に因るものかもしれない。また、夜間では電子密度の生成がないために電子密度は電場や中性大気風速などの力学的作用に影響されやすい。このため、夜間の電子密度変動には Perkins 不安定などが関与している可能性がある。Perkins 不安定 [Perkins, 1973] が起っている場合、分極電場により電子密度の変動が引き起こされる。電場は磁力線に沿って伝わるため、電子密度変動は磁力線に沿った構造をもつと予想され、大気重力波から予想される鉛直波長よりも長い鉛直波長をもつことになる。従って、夜間の電子密度変動に Perkins 不安定が関与しているか、または大気重力波だけで説明が可能かを明らかにするためには、電子密度の鉛直構造を明らかにする必要があると考える。

参考文献

- [1] Bristow, W. A., R. A. Greenwald, and J. C. Samson, Identification of high-latitude acoustic gravity wave sources using the Goose Bay HF radar, *J. Geophys. Res.*, **99**, 319, 1994.
- [2] Brownlie, G. D., L. G. Dryburgh, and J. D. Whitehead, Measurement of the dispersion of waves in the ionosphere, *Nature Phys. Sci.*, **244**, 243, 1973.
- [3] 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, 1993.
- [4] Herron, T. J., Phase velocity dispersion of *F*-region waves, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **85**, 101, 1973.
- [5] Hines, C. O., Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can. J. Phys.*, **38**, 1441, 1960.
- [6] Maeda, S., and S. Handa, Transmission of large-scale TIDs in the ionospheric F_2 region, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **42**, 853, 1980.
- [7] Morgan, M. G., and B. L. Tedd, The dispersion of traveling ionospheric disturbances, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10,253, 1983.
- [8] Oliver, W. L., S. Fukao, Y. Yamamoto, T. Takami, M. D. Yamanaka, M. Yamamoto, T. Nakamura, and T. Tsuda, Middle and upper atmosphere radar observations of the dispersion relation for ionospheric gravity waves, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6321, 1994.
- [9] 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, 1997.
- [10] Perkins, F. W., Spread *F* and ionospheric currents, *J. Geophys. Res.*, **78**, 218, 1973.
- [11] Pitteway, M. L. V. and C. O. Hines, The viscous damping of atmospheric gravity waves, *Can. J. Phys.*, **41**, 1935, 1963.
- [12] Saito, A., S. Fukao, and S. Miyazaki, High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3079, 1998.
- [13] Shibata, T., and T. Okuzawa, Horizontal velocity dispersion of medium-scale traveling ionospheric disturbances in the *F* region, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **45**, 149, 1983.
- [14] Yamanaka, M. D., and S. Fukao, A simple model of gravity-wave momentum and energy fluxes transferred through the middle atmosphere to the upper atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 1375, 1994.

Fluctuations of Signal Intensity
 15-NOV-1990 08:01 - 15-NOV-1990 15:58
 Pass band : 70 min. - 90 min.

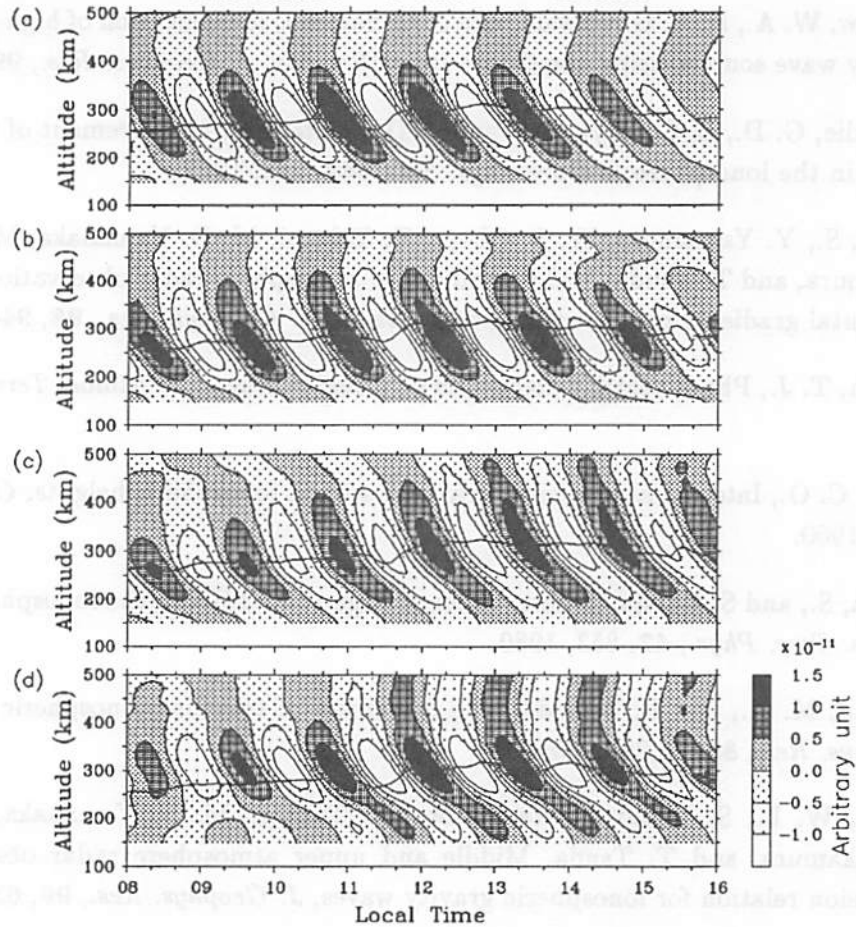


図 1: 1990 年 11 月 15 日に観測された周期 80 分の電子密度変動。上から北、東、南、西ビームで得られた電子密度変動を示す。図中、陰影の濃い部分ほど電子密度が高いことを示し、太実線は F 層ピーク高度を示す。

Horizontal Trace Speed
 15-NOV-1990 08:01 - 15-NOV-1990 15:58
 Pass band : 70(min.) - 90(min.)

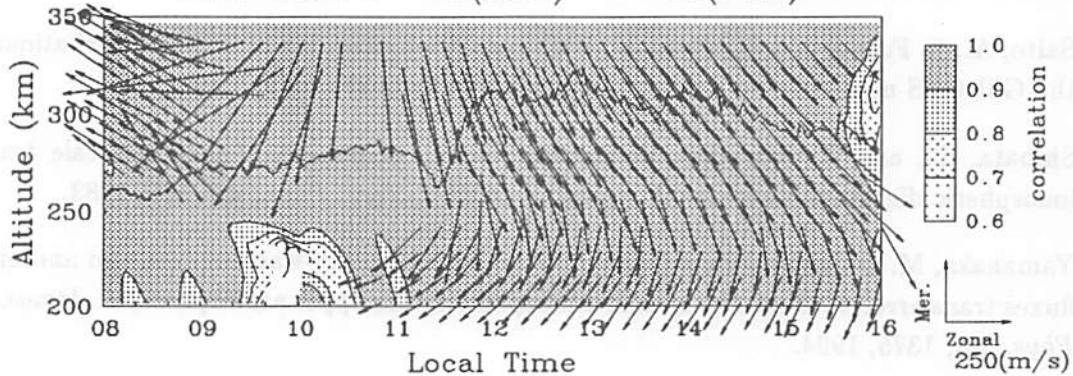


図 2: 図 1 と同期間における周期 80 分成分の波の位相の水平伝搬速度。図中の実線は 4 ビームの平均 F 層ピーク高度を示している。また、陰影の濃淡は相互相関係数を示しており、位相の伝搬速度は相互相関係数の値が 0.9 を越えた場合のみ求めた。

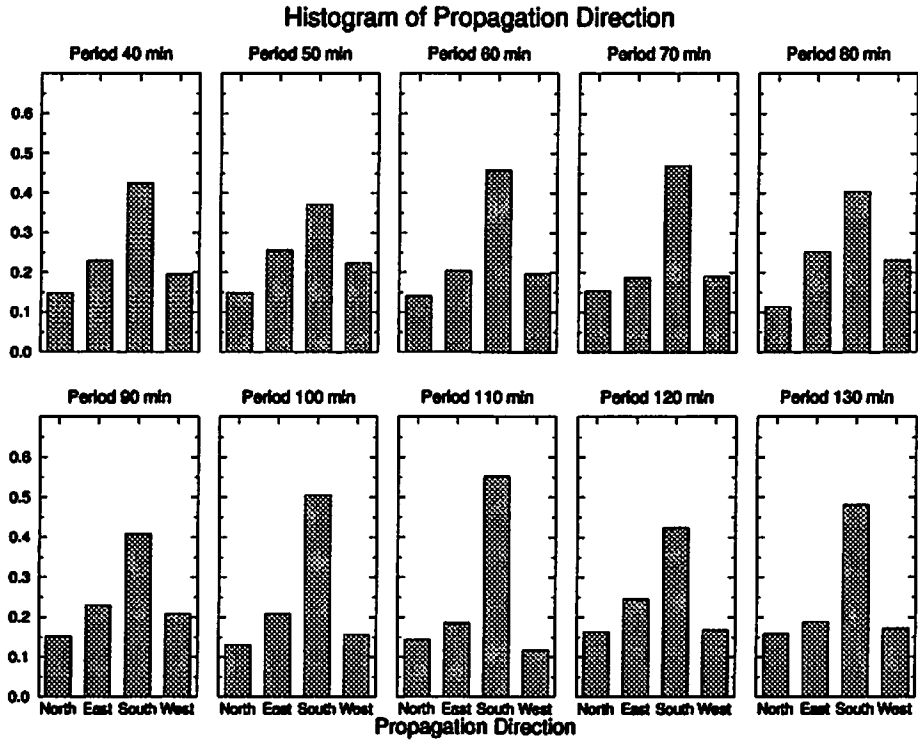


図 3: 58 日分の MU レーダー観測から得られた波の水平伝搬方向の分布。

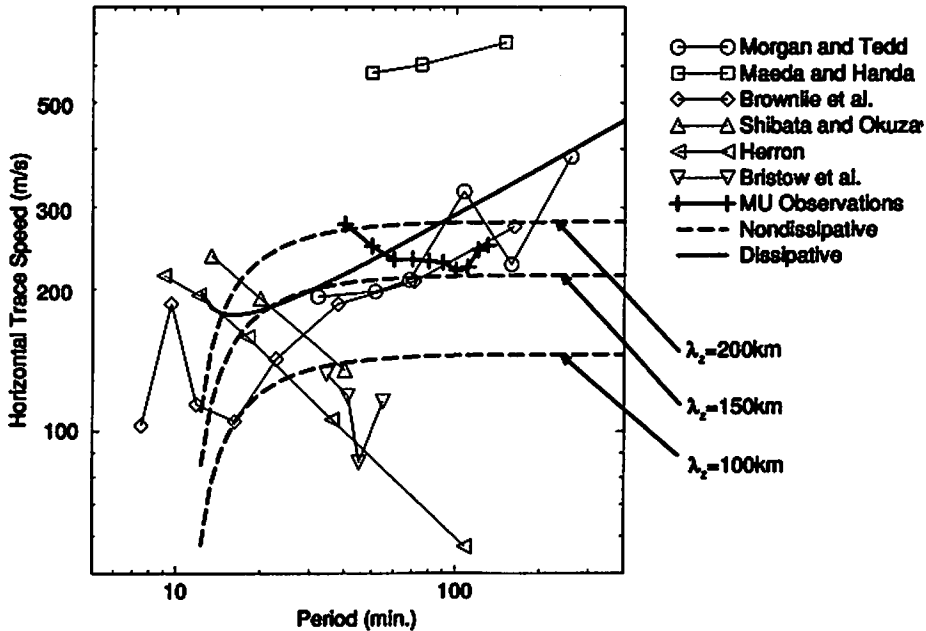


図 4: MU レーダーによる観測結果と過去に行われた他の電離圏観測による結果との比較。+ が MU レーダーで得られた観測結果であり、○ は *Morgan and Tedd* [1983] によって、□ は *Maeda and Handa* [1980]、◇ は *Brownlie et al.* [1973]、△ は *Shibata and Okuzawa* [1983]、× は *Herron* [1973]、▽ は *Bristow et al.* [1994] によって得られた観測結果である。実線は大気重力波理論において消散効果を考慮に入れた場合の分散関係式、波線は消散効果を考慮に入れない場合の分散関係式から得られる曲線である。

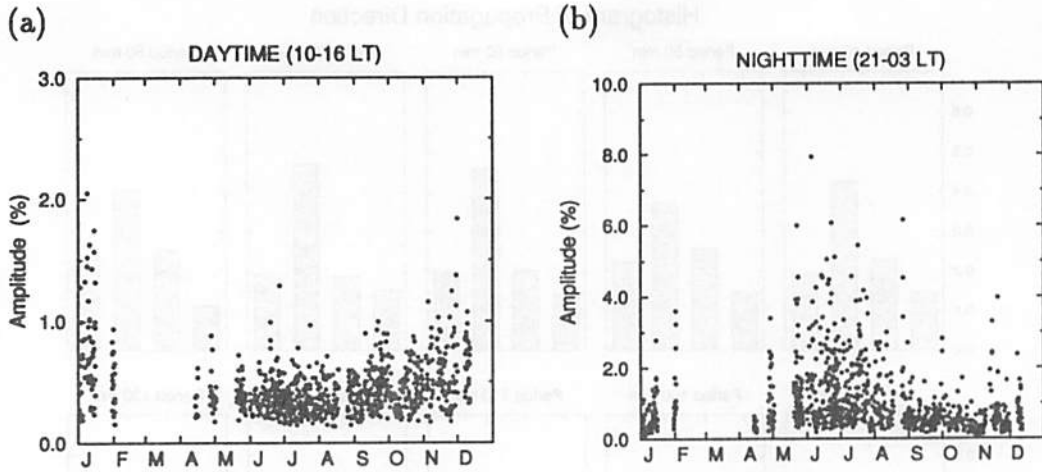


図 5: 信楽における国土地理院 GPS 受信機によって観測された日中 (a) 及び夜間 (b) における TEC 変動の季節変化を示すスキャター・プロット。背景の TEC に対する大きさで示す。

図 6: 信楽における国土地理院 GPS 受信機によって観測された夜間における TEC 変動 (図 5(b)) が背景の TEC に対して1%を越える割合の季節変化。

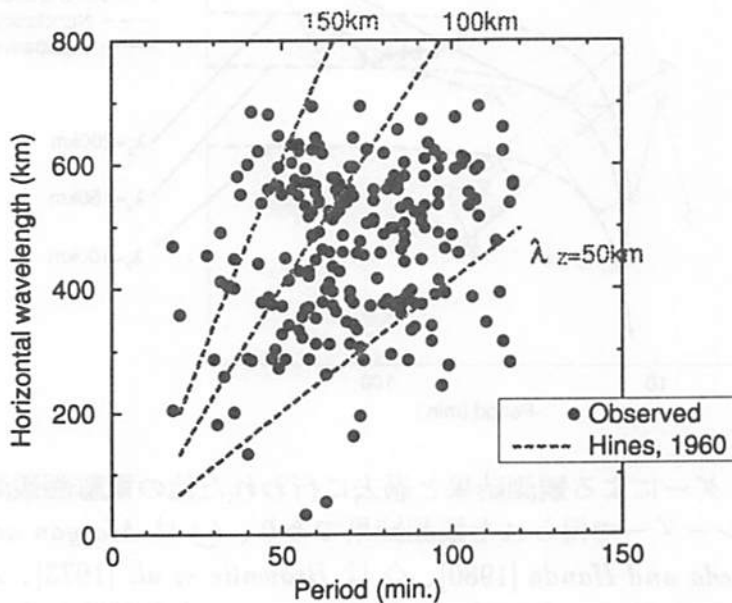
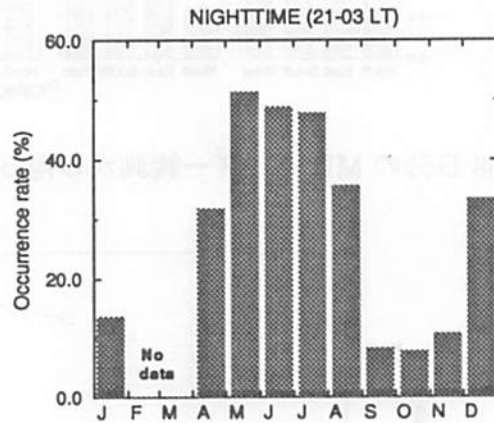


図 7: 国土地理院 GPS 受信機網によって観測された電子密度変動の分散関係。各観測値を●で示す。波線は、鉛直波長を 50, 100, 150km とした時の分散関係 [Hines, 1960] を示す。

MUレーダーによる電離圏F領域不規則構造の観測

齊藤 昭則¹、西村 政人²、山本 衛²、深尾 昌一郎²、大塚 雄一³

1. 京都大学大学院 理学研究科 地球物理学教室

2. 京都大学 超高層電波研究センター

3. 名古屋大学 太陽地球環境研究所

1. 導入

MUレーダーでは、磁力線直行方向にビームを向けることにより、磁力線に沿って伸び、磁力線直交方向に送信電波波長の半分の空間スケールを持つ構造からの反射エコーを得ることができる。これにより3-mスケールの沿磁力線不規則構造 (Field-Aligned Irregularities [FAI]) とその内部における電場が観測される。MUレーダーによるFAIの観測としては、E領域とF領域のそれぞれの領域で観測が行われてきた [e.g., Fukao et al, 1991; Yamamoto et al., 1994]。E領域FAIについては、薄く、電子密度の高い層である sporadic E層に伴う Gradient-drift 不安定性によって生じると考えられているが [Ogawa et al., 1998]、F領域でのFAIについてはその生成機構は未解明な点が多い。MUレーダーでは1986年からF領域FAIの観測を行っており、その出現頻度分布を求めることができる。また、1997年から1998年に行われた多ビーム観測では、FAIの生じている領域の空間構造が求められる。

2. 中緯度F領域沿磁力線イレギュラリティーの出現頻度

2-1. 太陽活動度依存性

1987年から1999年にかけて、F領域FAIの観測は136晩行われた。その期間におけるF領域FAIの発生頻度を図1のX印によって示した。観測は5月から8月の期間を選び、観測回数に対するFAIが出現した晩の比を示した。

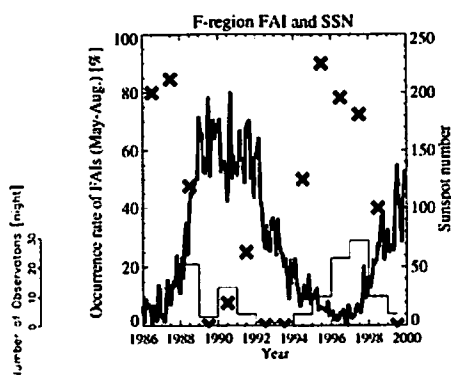


図1：F領域FAIの出現頻度の年変化

太線は太陽黒点数 (Sun-Spot Number) を示している。観測回数は細線で示されている。観測回数に偏りがあるが、F領域FAIの出現頻度は太陽活動度に逆相関していることが明らかである。太陽活動度の低い、1986, 87年や1995, 96年は80%程度の確率でFAIが出現しているが、太陽活動度の高い期間では、ほとんどFAIは出現しない。季節依存性については、1997年12月に10晩の観測が行われたが、このうちでF領域FAIが観測されたのは1晩であり、1997年、1998年の夏期と比べ出現頻度は明らかに低かった。MUレーダーの運用上、観測機会は限られており、厳密な観測はできていないが、春期、秋期ともに夏期にくらべ、出現頻度は低いようである。この出現の季節依存性は、日本付近において ionosonde によって観測された spread-F の出現頻度の季節依存性と類似している。出現頻度が太陽活動度と逆相関をすることは Fukao et al., [1991] においても示されており、Kelley and Fukao [1991] において Perkins 不安定性の成長率で説明された。しかし、Perkins 不安定性は成長率が低く、F領域FAIの生成にどれだけ寄与している

かはまだ明らかになっていない。Perkins 不安定性以外の要因としては、鉛直方向の Pedersen 電気伝導度の勾配の違いが考えられる。F 領域 FAI は E 領域 FAI と同じく Gradient-drift 不安定性によって 3-m スケールの磁力線沿いに伸びた構造が作られていると考えられる。Gradient-drift 不安定性が働くには電離圏の電気伝導度の磁力線に直交する方向の勾配が必要である。図 2 には 1997 年 6 月と 1999 年 8 月の電気伝導度の高度分布を示した。

太陽活動度が低い 1997 年の方が F 領域下部における Pedersen 電気伝導度の鉛直勾配が大きいのがわかる。これは、太陽活動度の低下によって中性大気のスケール・ハイトが小さくなっているためである。中緯度域では磁力線が水平に対して角度を持っているため鉛直方向の勾配だけではなく、水平方向の勾配も重要であるが、この鉛直方向の大きな電気伝導度の勾配が不規則構造の成長しやすい状況を作っていると考えられる。

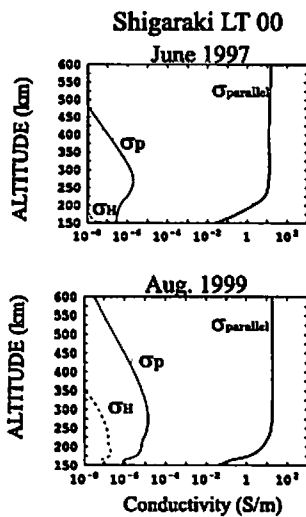


図 2：モデルによる信楽における電気伝導度の高度分布

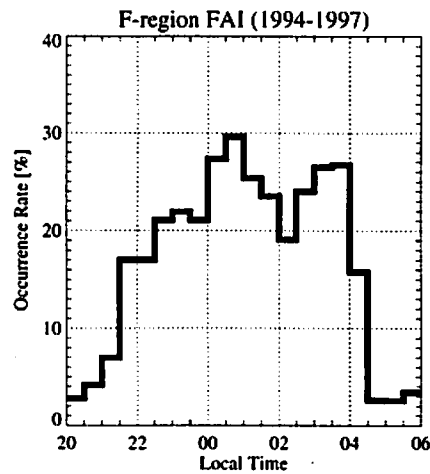


図 3：F 領域 FAI の出現頻度のローカル・タイム分布

2-2. ローカル・タイム依存性

図 3 は F 領域 FAI の出現のローカル・タイム依存性である。日没から日の出まで分布していることがわかる。真夜中付近に幅広い極大を持つ。図は Doppler 速度のローカル・タイム分布である。FAI の観測にはレーダーのビームを磁力線と直交させなくてはならないが、方位方向にはプラス・マイナス 20 度ほどビームを振ることができる。この多ビームから得られる Doppler 速度から磁力線に直交する平面内の Doppler 速度の向きと大きさを見積もることができる。ただし、ビームの方向が北方向に偏っているため東西方向成分に関しては精度が悪くなっている。上段は速度の大きさのローカル・タイム分布を示している。太線で示されているのが FAI の Doppler 速度の平均値であり、細線で示されているのが、MU レーダーの IS 観測から得られた平均的電場から求められた各時刻でのドリフト速度である。真夜中以前は平均速度が大きく、時間が進むにつれ速度が小さくなっていくことがわかる。平均場との比較では、特に早い時間帯において、大きさが 3 倍程度違うことがわかる。下段は Doppler 速度の方向であり、北を 0 度と取り、時計回り方向に角度を取っている。真夜中前は北方向に集まっているが、真夜中以降は伝播方向がばらついてくることがわかる。背景場はタイドによって真夜中を過ぎて方向が変化しているが、FAI 内の Doppler 速度は背景場の方向とは無関係であるように見える。

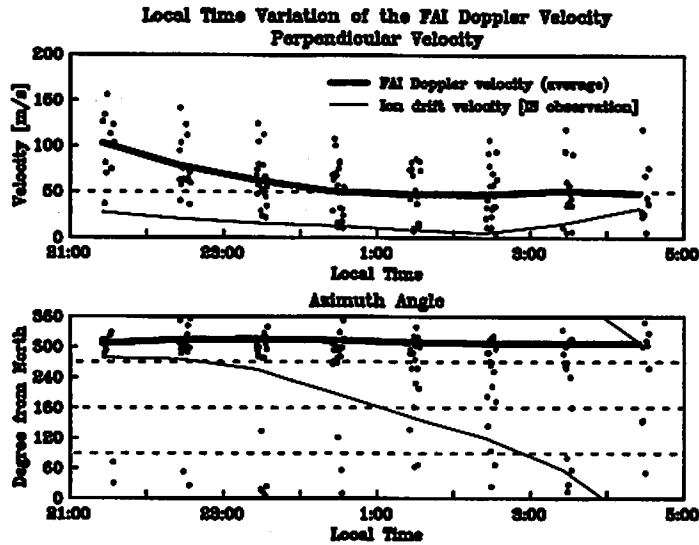


図4：F領域FAIのDoppler速度のローカル・タイム分布

3. 2つのタイプの沿磁力線イレギュラリティーの空間構造

多ビームの観測により磁力線に直交する平面内でのFAIが起こっている領域の空間構造が観測できる。図5は1997年6月27日22時30分から22時53分のMUレーダーのF領域FAIの観測である。この時、北より30度東方と30度西方の間に15本のビームを向けた。

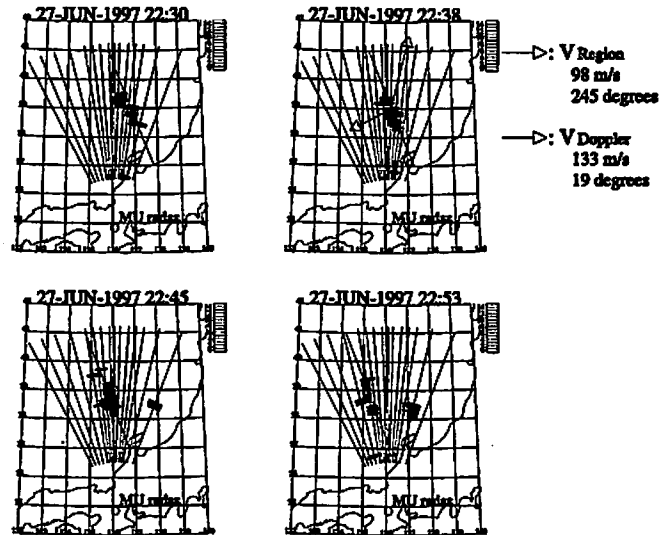


図5：帯状タイプのF領域FAIの空間分布と伝搬

エコーが生じている領域は北西から南東に伸びた帯状の構造を形成していることが分かる。図5の4枚の図は約7分30秒毎のFAIの空間分布であるが、FAIが起こっている帯状の領域は時間とともに南西に移動していくのが見られる。図中のFAIエコーが見られる領域上に引いた直線は西から南へ25度傾いた波数ベクトルを持ち南西に98m/sで移動する波面の伝搬を示しているがFAIの領域の伝搬はこの直線によく表現されている。このFAIが生じている領域内のDoppler速度ベクトルを複数のビームによって測定されるDoppler速度から推定する事ができるが、その向きと大きさは、北から19度東向きに133m/sである。FAIのDoppler速度はプラズマのドリフト速度であるE×Bドリフトを示しているとみなせる。つまりFAI内のプラズマは北向きに移動しているのに対してFAIの起こっている領域は南西に移動している。Doppler速度の波数ベクトルと同じ方向の成分とFAI領域の伝播速度との相対速度は190m/sであり、プラズマがFAIが起こっている領域内に滞在する時間は短い。このような帯状の構造が多く出現する時間帯は午前1時以前であり、図4のDoppler速度の大きい時間帯に当てはまる。

一方遅い時間帯に見られる構造は図6に示されている。

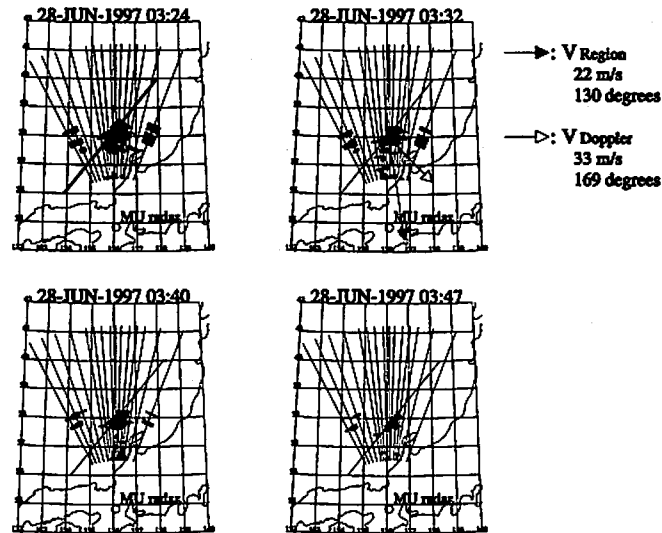


図6：プロップタイプのF領域FAIの空間分布と伝搬

これは、1997年6月28日03時24分から03時47分のMUレーダーのFAIの観測であり、図5に見られたような明確な波面構造が見られない。図中に引いた直線は東から南へ40度傾いた波数ベクトルを持ち南東に22m/sで移動している。Doppler速度の波数ベクトル方向の成分とFAI領域の伝播速度との相対速度は4m/sであり、FAIの起こっている領域はその内部のプラズマのドリフト速度で移動していることが分かる。

4. まとめ

F領域FAIは太陽活動度に対して逆相関を示し、これにはPedersen電気伝導度の鉛直方向の勾配が太陽活動度極小期の方が大きいことが寄与していると考えられる。また、午前1時を境にFAIは2つのタイプに分けられ、早い時間帯に現れるものは帯状の構造をもつことが多くDoppler速度とは逆向きの南西方向に100m/sほどで伝播する。この南西伝播はその出現時刻や伝播特性の類似からGPS受信機網などで観測されている中規模TIDと関連があると考えられる[Saito et al., 1998]。これらTIDとFAIの2つの現象の同時観測による比較は1998年5月、1999年8月に行われたFRONTキャンペーンにて行われた。

References

- Fukao, S., et al., Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere, 1. Observational results by the MU radar, *J. Geophys. Res.*, 96, 3725-3746, 1991.
- Kelley, M.C., and S. Fukao, Turbulent upwelling of the mid-latitude ionosphere, 2, Theoretical framework, *J. Geophys. Res.*, 96, 3747-3753, 1991.
- Ogawa, T., et al., Height comparison of midlatitude E region field-aligned irregularities and sporadic E layer, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1813-1816, 1998.
- Saito, A., et al., High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3079-3082, 1998.
- Yamamoto, M., et al., Spatial structure of the E-region field-aligned irregularities revealed by the MU radar, *Radio Sci.*, 29, 337-347, 1994.

中緯度 F 領域における 3m スケールの イレギュラリティと背景電子密度構造の関係

西村 政人¹, 山本 衛¹, 斉藤 昭則², 大塚雄一³, 宮崎 真一⁴, 深尾 昌一郎¹
¹京大超高層, ²京大理学部地球物理学教室,
³名大太陽地球環境研究所, ⁴国土地理院

1. はじめに

F 領域 FAI (Field-Aligned Irregularity) は電離圏 F 領域の電子密度の不安定が磁力線直交方向に成長するプラズマ不安定現象であり、MU レーダーのビームを磁力線直交方向 (真北方向、高度 300km 付近で磁力線直交の場合で天頂角 57°) に向けることによって 3m スケールのイレギュラリティが観測される。さらに MU レーダーでは同時に IS 観測を行い電子密度観測を行うことが出来る。これまでの観測では夜半前の時間帯には帯状のエコーが多く、夜半後には筋状のエコーが多いと言う傾向がみられている。

一方、国土地理院の GPS 受信機網は全国約 1000 点におよび、各地で観測される TEC (Total Electron Content) データを用いることにより、日本上空の広い範囲について電離圏の電子密度の水平構造を観測することができる。これまでに、伝搬特性を持つ FAI が $90\sim 150\text{ms}^{-1}$ で南西方向に伝搬し、GPS で観測される電離圏伝搬性擾乱 (TID) が約 100ms^{-1} で南西に伝搬することが観測されており、FAI の生成が TID に伴う電場や中性風の影響を受けていることが考えられる。本研究では、1997~1999 年の夏季に行われた MU レーダーおよび GPS 受信機網の観測から各年 6~9 日、合計 21 日のデータを用いて、F 領域 FAI および GPS で観測される TID の関連と生成構造について調べた。

2. TID 強度の日変化、年変化

GPS によって観測される TID 強度の時間変化をとらえるために、経度 $134\sim 138^\circ$ 、緯度 $33\sim 37^\circ$ の領域内の TEC 変動成分の標準偏差を 1 時間毎に求めた。図 1 に 1997~1999 年の観測期間中の各年について、TEC 変動の標準偏差の一日の最大強度が最大であった例と最小であった例を示す。図 1 で縦軸は TEC 変動の標準偏差を表し、単位は TEC ユニット ($10^{16}\text{el}/\text{m}^2$) である。TEC 変動の標準偏差が大きいということは強い TID が観測されていることを示す。また観測期間中には、常に南西方向に伝搬する波状構造が観測されていた。図 1 より、多くの日について夜間 (20 時~翌 4 時) に強い TID がみられることが確認された。このような夜間に見られる TEC 変動強度のピーク値は 1998 年 5 月の 18 日では $1.0\times 10^{16}\text{el}/\text{m}^2$ 、19 日では $0.5\times 10^{16}\text{el}/\text{m}^2$ と連続した日の間でも $0.5\times 10^{16}\text{el}/\text{m}^2$ の大きな差があることから分かるように、日毎に変化していることが明らかになった。また図 1 上段の TEC 変動強度が強い日を 1997~1999 年で比較すると、TEC 変動の大きさは 1997 年年が最も弱く 1998、1999 年は同程度の強さであった。

3. 夜間に見られる強い TID と FAI の出現

FAI と GPS に見られる TID の関連を調べるために、1997~1999 年の FAI 出現状況 (出現・非出現) と前節で述べた夜間の TEC 変動の標準偏差について比較を行った。図 2 に 1998

年の5月18日と5月19日のFAI観測結果とTEC変動の標準偏差を示す。5月18日はFAIが23時から3時までFAIが出現しているが、それに対してTEC変動強度は22時から3時まで $0.4 \times 10^{16} \text{el/m}^2$ 以上の高い値を示し、0時に $1.0 \times 10^{16} \text{el/m}^2$ のピークを持っている。一方、FAIが出現していない5月19日の例では23時に $0.5 \times 10^{16} \text{el/m}^2$ のピークを持つが、5月19日に比べてピークの値は低い。図3に1997年のFAI出現日7月13日と非出現日6月29日の場合を示す。図3より1997年の場合も1998年と同様に、FAIの出現日には非出現日に比べて高いTEC変動強度のピークを持っていることが分かる。この様にFAIの出現日にTID強度が高いことは、強いTIDが電子密度勾配に伴う分極電場生成の形でFAIの生成に寄与している可能性が考えられる。

4. FAI 帯状構造と TID の位相関係

FAIとTIDの伝搬構造の比較を詳しく行うために、FAIの帯状構造がTIDの波状構造とどのような位相関係にあるかを調べた。図4に1997年7月11日23:39~翌日00:19の観測の例を示す。図中の扇状の囲いはMUレーダーのFAI観測領域を示し、この領域内をFAIが北西から南東に伸びる構造を持って東から西へ伝搬する様子が観測されているのが見てとれる。一方、背景に観測されているTEC変動もFAIと同様に北西から南東に伸びる波状構造をもって伝搬する様子が見られており、正のTEC変動を持つ位相に少し遅れてFAIが出現しているという位相関係があった。これはTIDに伴う中性風や電場が、FAIの生成を寄与しているという可能性を示唆している。図5に1997年7月14日00:15~00:58の観測の例を示す。この例ではFAIは東側から西側へ出現範囲を拡大し0時58分には観測領域内の広い範囲に分布しており、TEC変動に見られる波状構造とは関係は小さいことが見てとれる。図6に図4と図5で示した1997年6月11日と7月13日のFAIの時間高度分布図を示す。6月11日にFAIが帯状エコーをもち、7月13日のエコーは明らかにこれと異なる形状を持っていることが分かる。このため7月13日のように夜半過ぎに現れる遅い時間帯のFAIはTIDの強い関連を持つ帯状のFAIと異なり、TIDの影響の小さい生成過程で生成されているのではないかと考えられる。

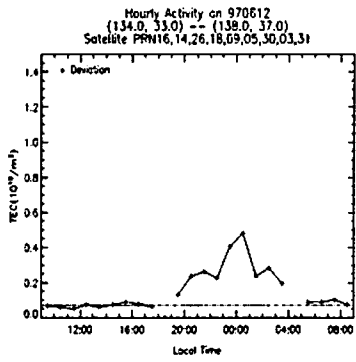
5. まとめ

本研究では、1997~1999年のFAIとGPSで観測されるTIDについて研究を行った。その結果、TIDは夜間(20時~翌4時)に強く現れ、その大きさは日毎に変動していることが明らかになった。さらにTID強度はFAIが出現した日に強く見られFAIが出現しなかった日には弱いと言う傾向が見られた。また、FAIの帯状構造とTIDの波状構造の伝搬について調べた結果、夜半前の早い時間帯のFAIがTIDの電子密度の大きい部分より伝搬方向に対して後方の電子密度の勾配の勾配が強い位相で最も強く見られる例が見られ、強いTIDが電子密度勾配に伴う分極電場生成の形でFAIの生成に寄与している可能性が示唆された。一方、夜半後の遅い時間帯のFAIについては、TIDの波状構造と明確な関連を持たない例が多く、これらのFAIが夜半前に多い帯状のFAIとは異なる生成過程を持っているのではないかと考えられる。

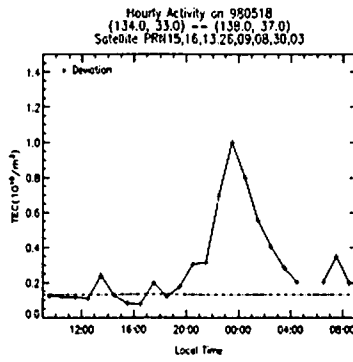
参考文献

Saito, A., S. Fukao and S. Miyazaki, High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan., *J. Geophys. Res.*, **25**, 3079-3082, 1998.

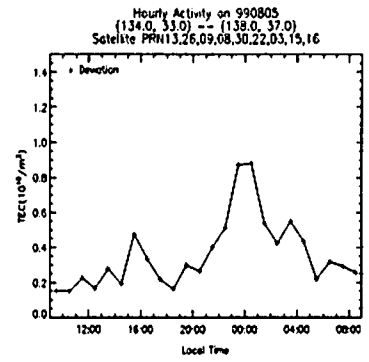
1997年6月12日



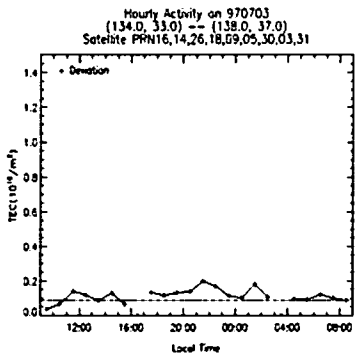
1998年5月18日



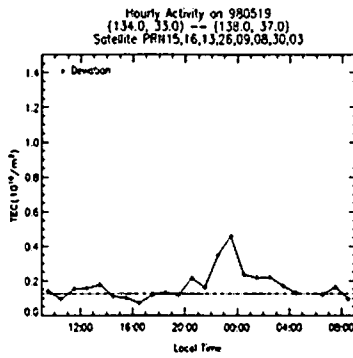
1999年8月5日



1997年7月3日



1998年5月19日



1999年8月14日

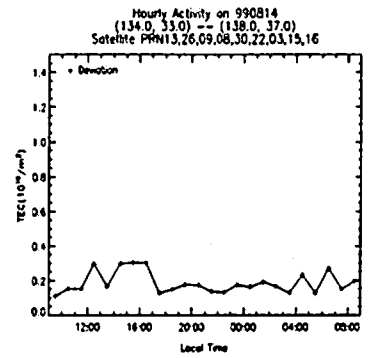


図1：1997～1999年夏季観測における TEC 変動の標準偏差。(図上段は各年の観測期間中で最も強い TEC 変動の観測された例、図下段は最も弱い TEC 変動の観測された例を示す。)

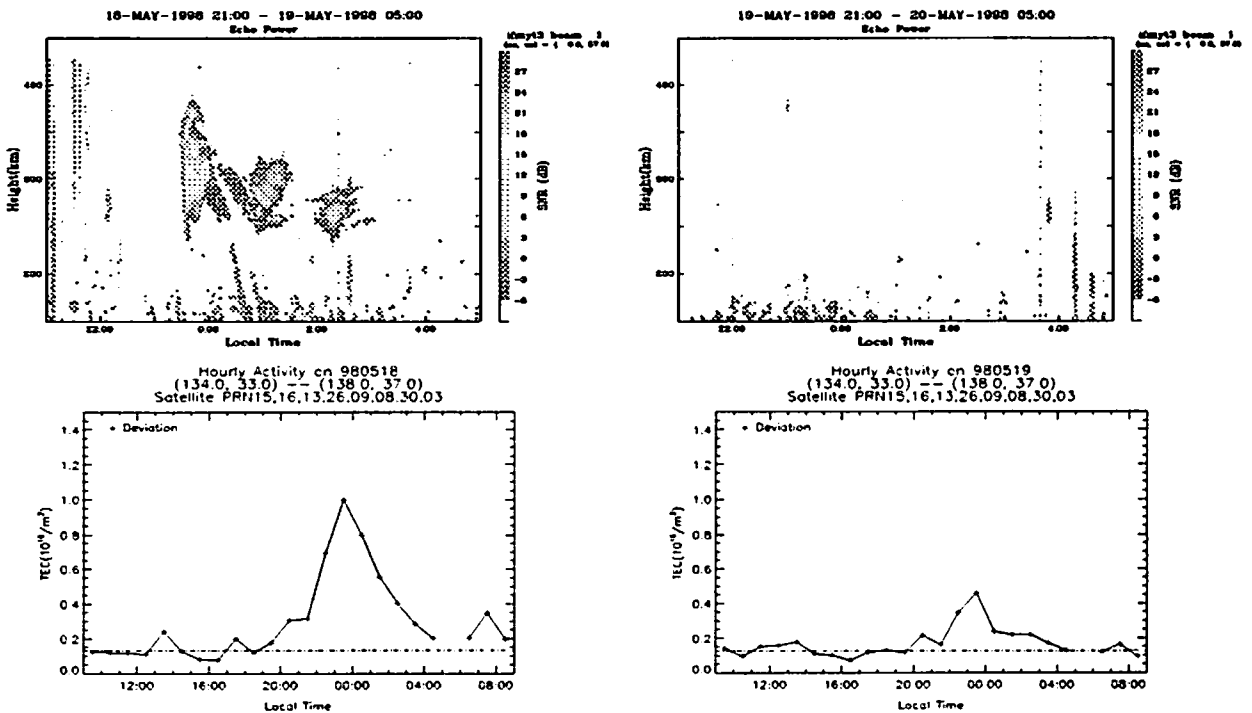


図2：1998年のFAI観測とTEC変動の標準偏差の図。

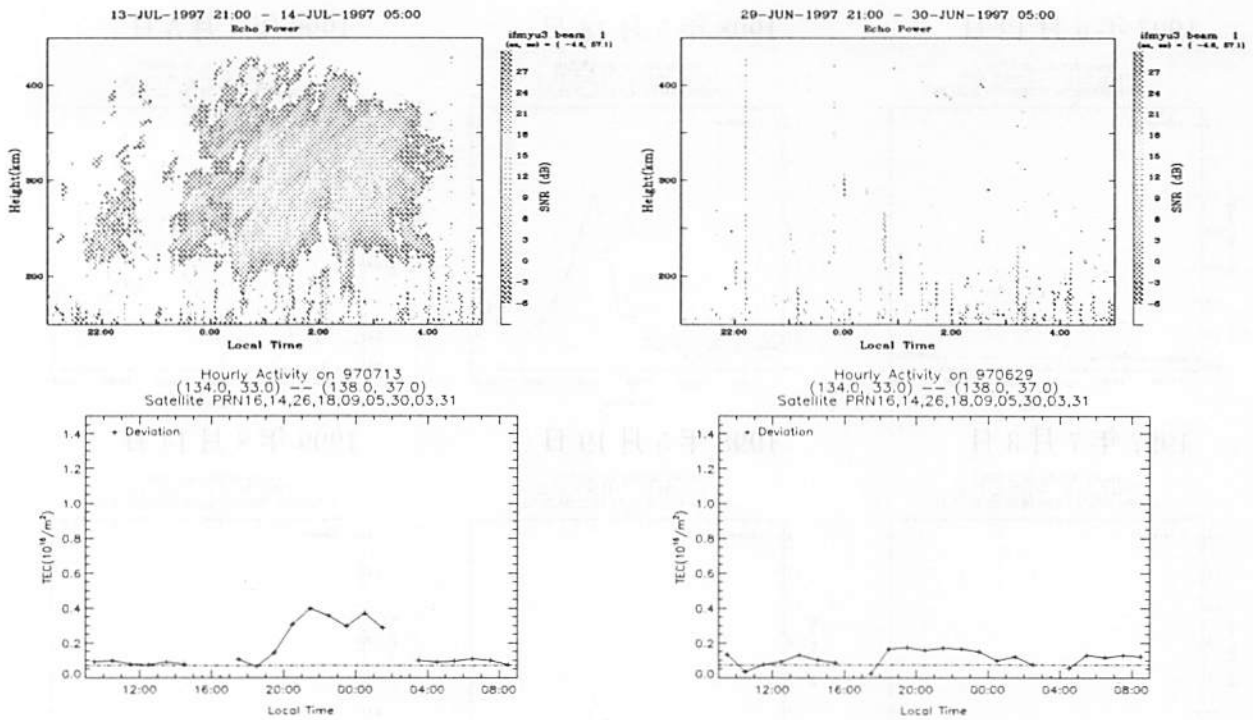


図3：1997年のFAI観測とTEC変動の標準偏差の図。

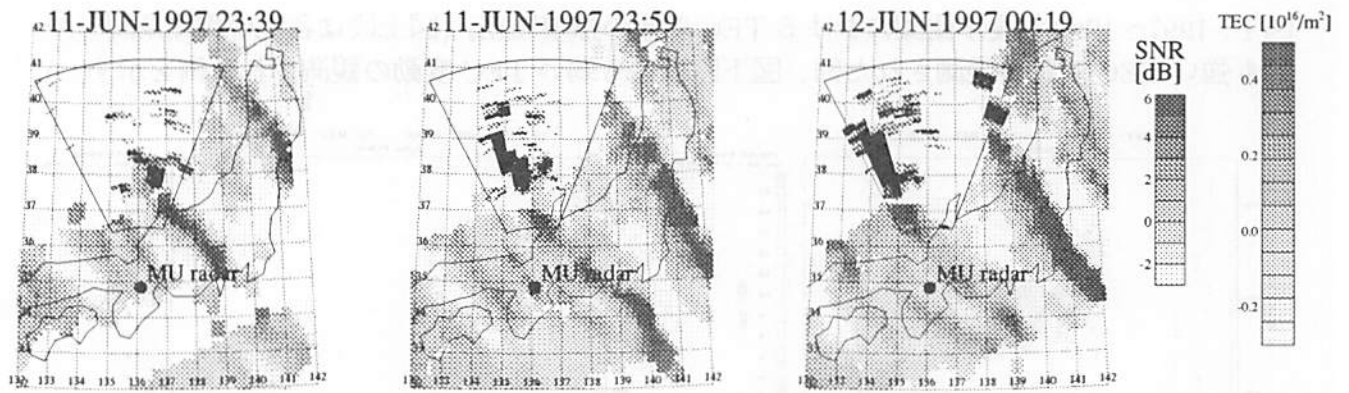


図4：1997年6月11日のFAIとTIDの伝搬の様子。扇状の囲いはMUレーダーのFAI観測領域を示す。

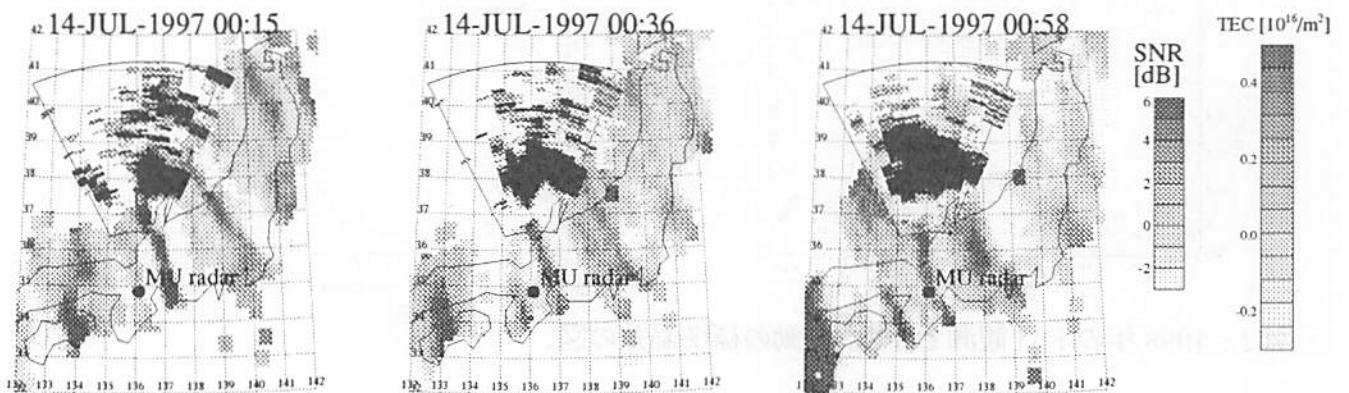


図5：1997年7月13日のFAIとTIDの伝搬の様子。扇状の囲いはMUレーダーのFAI観測領域を示す。

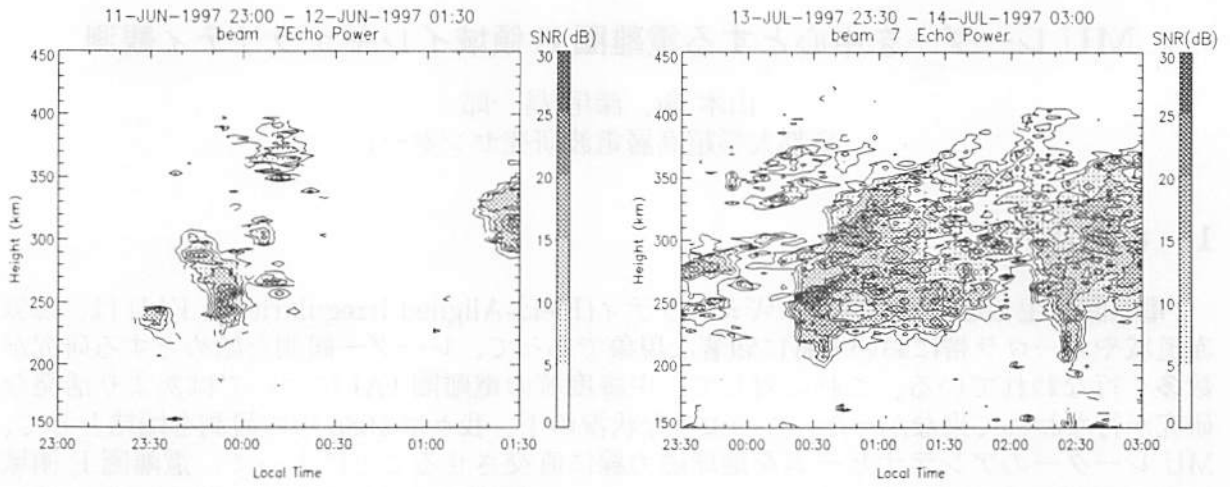


図6：図4.5で示した1997年6月11日と7月13日のFAIの時間高度分布図。

4.2 観測データの時間高度分布

図4.5に示した1997年6月11日と7月13日のFAIの時間高度分布図を比較すると、7月13日の観測データは6月11日の観測データよりも、高度200 km以上、時間00:00～01:30にかけて、より広範囲にわたって高強度のFAIが観測されたことが確認できる。これは、7月13日の観測データが、6月11日の観測データよりも、より広範囲にわたって高強度のFAIが観測されたことを示している。図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。

図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。図4.5の左側の観測データは、6月11日の観測データであり、右側の観測データは、7月13日の観測データである。

MU レーダーを中心とする電離圏 E 領域イレギュラリティ観測

山本 衛、深尾 昌一郎
(京都大学超高層電波研究センター)

1 はじめに

電離圏に生じる沿磁力線イレギュラリティ(Field-Aligned Irregularity = FAI)は、磁気赤道域やオーロラ帯において特に顕著な現象であって、レーダー観測を始めとする研究が数多く行なわれている。これに対して、中緯度域の電離圏 FAI についてはあまり活発な研究が行なわれて来なかった。このような状況の下、我々は1986年の観測を端緒として、MU レーダーのアンテナビームを地球磁力線に直交させることによって、電離圏 E 領域及び F 領域からの強いイレギュラリティエコーの観測に成功してきた。例えば F 領域においては、空間スケールが百~数百 km に及ぶ「ブリューム (泡)」と名付けられた FAI エコーの波動構造を発見し、従来、磁気赤道域やオーロラ帯に比べて比較的「静か」であるとされていた中緯度域において、活発な FAI が存在することを明らかにした [Fukao *et al.*, 1991]。一方、E 領域 FAI に関しては、1989 年に MU レーダーによる初の高時間・高度分解能観測を実施し、「準周期エコー (Quasi-periodic Echo)」と「連続エコー (Continuous Echo)」と名付けられた顕著な振舞いを発見した [Yamamoto *et al.*, 1991]。これら中緯度の電離圏 FAI に見られる大きな特徴は、大気波動に近い時間・空間スケールの波動構造を示すことであって、中性大気と電離大気の相互作用が FAI 生成に大きく関与していることを示していると考えられている。本報告では、E 領域 FAI エコーに内容を絞って、MU レーダーを中心としてこれまでに実施されてきた研究を概観する。

2 準周期エコーと連続エコーの振舞い

MU レーダーによる電離圏 E 領域 FAI 観測においては、アンテナビームを北へ天頂角 50~60°の方向へ向けて地球磁力線に直交させることによって、レーダー波長の半分 (3.2 m) のスケールのイレギュラリティからの反射エコーの観測が可能となる。

Yamamoto *et al.* [1991] や Yamamoto *et al.* [1992] が示したように、高時間・高度分解能の E 領域 FAI 観測によると、FAI エコーは E 領域高度の日没後と日出後の時間帯に多く現われる。また、エコーの出現頻度は夏季に多く冬季に少ないことも報告されている。このうち主に日出後から午前 10 時頃までの時間帯に現われるエコーは、発生高度が 90~100 km であって時間的に継続的に現われることから、「連続エコー (Continuous Echo)」と名付けられ、平均エコー強度は大きくない [Ogawa *et al.*, 1995]。一方、日没後に観測されるエコーは、連続エコーに比べてエコー強度の最大値が極めて大きいとともに、時間・高度変化が大きいという特徴を持つ。このエコーは主に 100~130 km の高度に現れ、エコー強度が 5~15 分の周期で変化することから、「準周期エコー (Quasi-periodic Echo)」と名付けられた。

準周期エコーは、多くの場合、観測ビーム内においてエコーの出現レンジが時間とともにレーダーに向かって近づいてくる振る舞いを示す。また MU レーダーの多ビーム観測及び干渉計観測から、また MU レーダーによる多ビーム観測や干渉計観測から、その水平構造は、北西から南東に筋状に 10~20 km の間隔で分布し南西~西南西の方向に伝搬するものが多いことがわかってきた [Yamamoto *et al.*, 1994]。準周期エコーの成因は、これらの性質から、まず初めに短周期の大気重力波によるスポラディック E (Es) 層の高度変調によって生成されると説明され [Woodman *et al.*, 1991]、Es 層の大きな高度変調による分極電界の発生が指摘されてきた [Tsunoda *et al.*, 1994]。実際、アイオノゾンデと MU

レーダーの同時観測等によって、Es 層と準周期エコーの相関関係が確かめられている。一方、連続エコーと Es 層との相関関係については否定的な結果が得られている [Ogawa *et al.*, 1998]。

3 現在までの観測プロジェクト

3.1 MU レーダーと可搬型 VHF レーダーによる協同観測

電離圏 E 領域 FAI 研究に関しては、現在までにいくつかの観測プロジェクトが実施されてきた。その一つが 1993 年 5~7 月に実施された MU レーダーと可搬型 VHF レーダーによる協同観測である。FAI からのエコーが得られる方向は磁力線に対する角度依存性が強いいため、MU レーダーからの観測領域は福井市上空の高度 100 km 付近をほぼ東西に横切る線上に制限される。従って MU レーダーのみを用いて南北方向の水平構造を知ることには強い制約が伴う。そこでこの協同観測においては、米国 SRI 国際研究所の FAR (Frequency Agile Radar) [Tsunoda *et al.*, 1995] を、図 1 に示すように MU レーダーの北方約 40 km に位置する滋賀県犬上郡多賀町に設置し周波数 43.72 MHz の VHF レーダーとして用い、MU レーダーとの同時観測によって準周期エコーの 3 次元構造の推定を試みた。

図 2 に 1993 年 6 月 4 日に MU レーダーと可搬型 VHF レーダーで観測された FAI エコー強度の時間・高度分布を示す。中・下段の MU レーダー観測結果は、それぞれ図 1 のビーム方向 9 及び 8 において得られた結果であり、21 時~22 時 10 分に強いエコーが観測されている。図 2 の上段に示す可搬型 VHF レーダーの結果にも同様に準周期エコーが現れ、例えば 22 時 10 分頃に現れるエコー領域は MU レーダーにおいても同時刻に現れてしかもその時間高度分布がきわめて似通っていることから、準周期エコーの波面は図 1 の FAR 観測領域と MU レーダー観測のビーム 9 を結ぶ方向に近いと推論され、MU レーダーの多ビーム観測や干渉計観測による推定結果を裏づける成果が得られた [Yamamoto *et al.*, 1997]。

3.2 SEEK (Sporadic-E Experiment over Kyushu) キャンペーン

観測キャンペーン SEEK (Sporadic-E Experiment over Kyushu) は、中緯度 E 領域 FAI の振舞いを明らかにする目的で 1996 年 7 月~9 月の期間に実施された、宇宙科学研究所のロケット観測と地上のレーダー及び光学観測を組み合わせた総合観測である。SEEK においては、鹿児島県内之浦町の宇宙科学研究所鹿児島宇宙空間観測所から観測ロケット 2 機が打ち上げられるとともに、その周辺で多くの地上観測が行なわれた [Fukao *et al.*, 1998]。図 3 に SEEK が実施された九州南部の地図を示す。2 機の観測ロケット S310-25、-26 号機は、それぞれ 8 月 26 日 23:00 (JST ; 以下同)、8 月 21 日 0:30 に内之浦からほぼ真東方向に打ち上げられた。S310-25 号機の観測項目は電界、電子密度及び電子温度の直接測定であり、一方 S310-26 号機は、電界と電子密度の直接測定を行うとともに TMA (トリメチルアルミニウム; Trimethyl Aluminate) 放出による中性大気風速の観測を行なった。SEEK の地上観測では、まず中核をなす装置として宇宙開発事業団種子島宇宙センター竹崎射場に FAR を設置し [Tsunoda *et al.*, 1998a]、ロケット観測と同領域の FAI エコーをリアルタイムでモニターすることで発射タイミングの決定を行なった。また同時に MU レーダーおよび台湾の Chung-Li レーダーによる観測を実施した。郵政省通信総合研究所山川支所においては、アイオノゾンデによる電離層電子密度観測と MF (Medium-Frequency) レーダーによる高度 60 ~ 100 km の中性風速観測を実施した。さらに内之浦、大隅、山川、信楽においては、大気光イメージングによって大気重力波観測を行なった他、山川にお

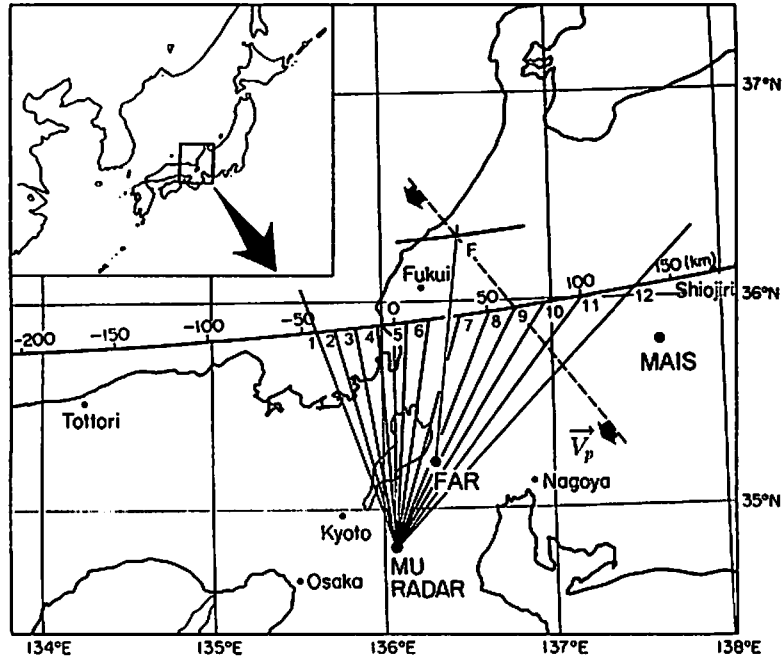


図 1: 1993 年 5~7 月に実施された MU レーダーと FAR の協同観測の観測領域。

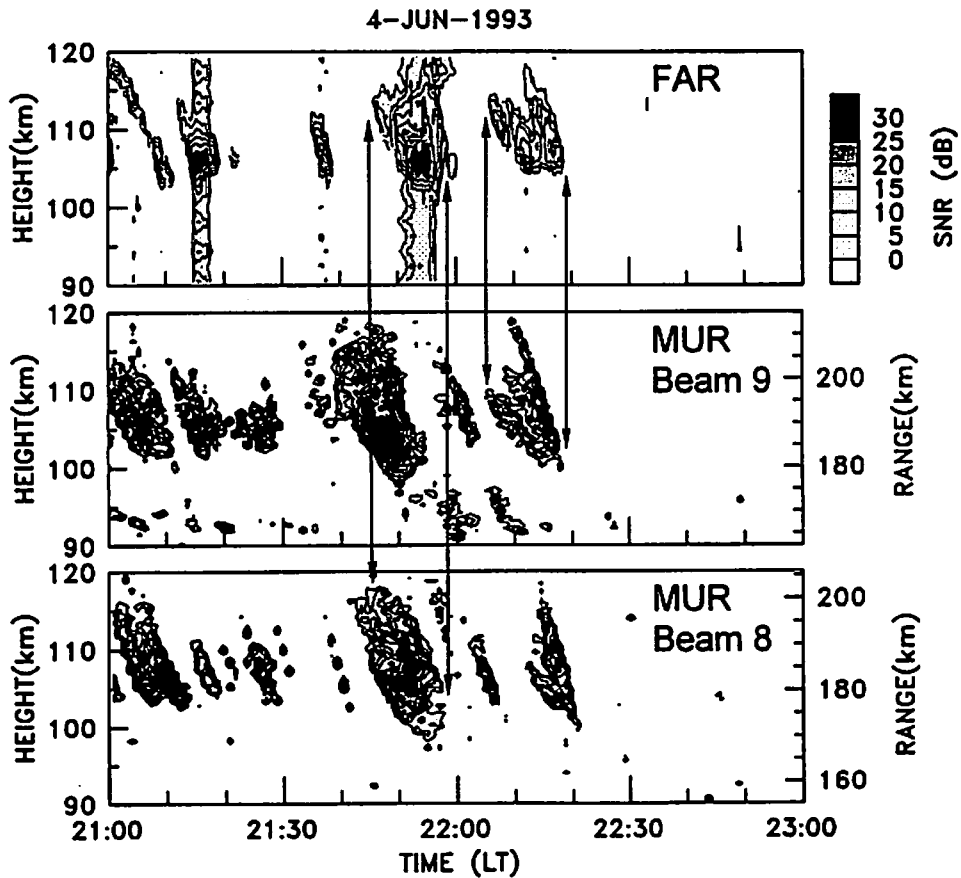


図 2: MU レーダーと FAR で同時観測された準周期エコー強度の時間高度分布。

いて大気光ファブリ・ペロー干渉計による中性大気風速と温度の観測を実施した [Fukao *et al.*, 1998]。

SEEK 観測結果の結果、まず 2 機のロケットによって観測された電子密度プロファイルと FAR データとの比較から、Es 層電子密度の最大高度と FAI エコー強度の最大高度が良く一致することが明らかにされた [Yamamoto Mas. *et al.*, 1998]。また S310-26 号機で実施された中性大気風速プロファイルの観測結果には強い風速のシアが現れたが、これはシア理論による Es 層の生成を裏づける結果となっている [Larsen *et al.*, 1998]。一方、2 機のロケットでそれぞれ別の方法で実施された電界観測では、どちらも 10 mV/m を越える大きな電界の存在が明らかにされたことが特徴である [Pfaff *et al.*, 1998; Nakamura M. *et al.*, 1998]。一般に FAI エコーの示すドップラー速度は、FAI を作り出す電界による $E \times B$ ドリフト速度に近いとされている。そこで図 4 に示すように、S310-25 号機で観測された電界と同時に FAR で観測された FAI エコーの平均ドップラー速度の比較を行った。ここでは地球磁場 B について $B = 5 \times 10^4$ nT と仮定することによって、電界強度 1 mV/m が $E \times B$ ドリフト速度 20 m s^{-1} に対応するとして両者を比較している。電界と FAI エコーの平均ドップラー速度は正負にわたって変動しているが、両者の大きなスケールの変動が高度 100~115 km の範囲でよく一致することが明らかにされた [Yamamoto *et al.*, 1998]。

SEEK 観測は、中緯度 E 領域 FAI の内部構造を初めて明らかにした点で極めて意義深い。S310-25 号機の電界観測からは、FAI 内部に従来の予想を越える強い分極電界が存在することを示したが、一方、モデルから予想されていたような Es 層の大きな高度変調を発見することはできなかった。また大気重力波の伝搬方向に関しては、SEEK 期間中に信楽 MU 観測所で実施された大気光イメージャ観測から、準周期エコーから想像される南西向き伝搬とは逆に、北ないし北東向き伝搬の重力波の卓越が示されている [Nakamura T. *et al.*, 1998]。さらに中性大気プロファイルに見られた風速シアは KH (Kelvin-Helmholtz) 不安定を引き起こす程に強いものであった [Larsen *et al.*, 1998]。

4 まとめ

電離圏 E 領域 FAI の準周期エコーは、MU レーダー観測によって発見され、上に述べたような観測キャンペーンを通じて次第にその性質が明らかにされてきた。最近では準周期エコーの研究はわが国に留まらず広く台湾、インド、米国等においても積極的な観測が開始されている。準周期エコーの成因としては、当初から大気重力波による Es 層の高度変調モデルが提唱されているが、SEEK によってもこれを完全に証明するには至っていない。特に SEEK 観測結果から提起された問題は、10 mV/m を越える強い分極電界の原因と、KH 不安定が生成しうる強い風速シアの存在である。このうち分極電界の生成に関しては、最近、Tsunoda [1998] が磁力線に沿った板状の Es 層構造を考えることによって説明しうるというモデルを提唱している他、Larsen [1999] が KH 不安定によって準周期エコーが生成するとの説を唱えはじめている。一方、準周期エコーの発生頻度が中性大気のプラネタリー波動と関連するという指摘もある [Tsunoda *et al.*, 1998b]。これらの生成モデルや新しい観測結果を整理するためには、計算機シミュレーション等による検証も必要と考えられ、我々はその努力を開始している。また一般に、MU レーダーでは同一対象の長時間観測を継続することが不可能であるが、本年度中には信楽 MU 観測所に下部熱圏プロファイラーレーダーが完成の予定であり、これを用いて E 領域 FAI の長期観測を実現し、これらの振舞いについてさらに進んだ研究が可能になるものと期待される。

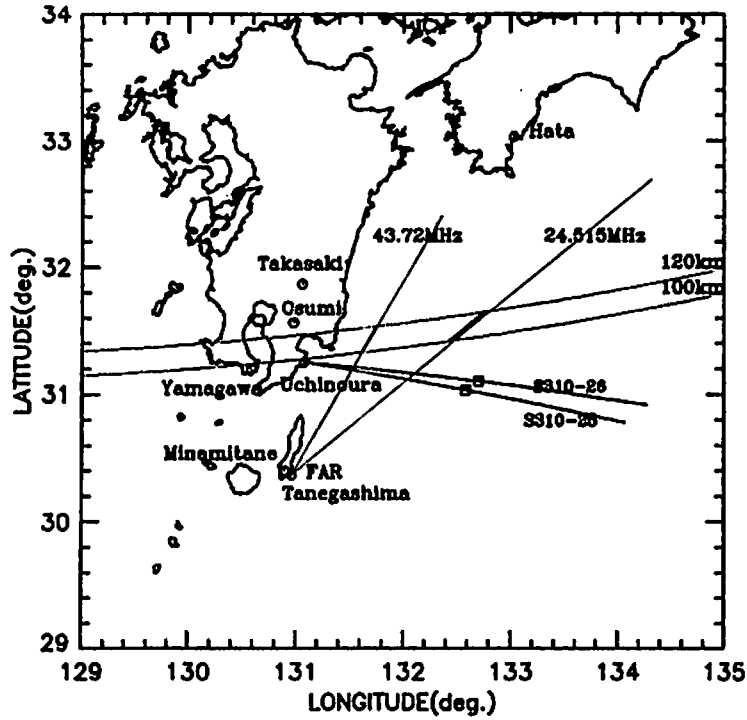


図 3: 1996 年 8 月に実施された SEEK キャンペーン観測の実施領域。観測ロケット S310-25 号機及び S310-26 号機の軌道と、種子島の FAR 観測ビーム方向を地表への投影線で示す。

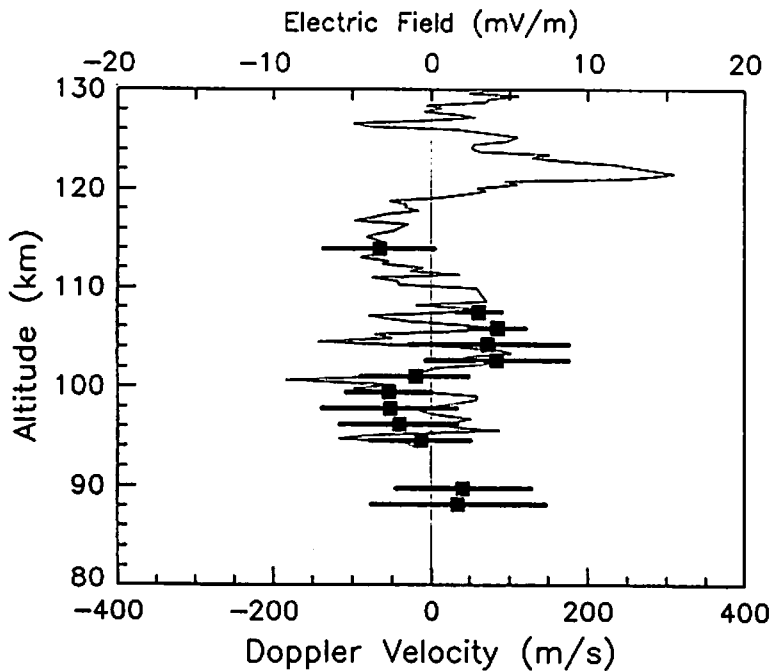


図 4: 観測ロケット S310-25 号機による電界(実線)と FAR による FAI エコーの平均ドップラー速度(■)の比較。電界強度と速度のデータは、地球磁場 $B = 5 \times 10^4$ nT を仮定し、 $E \times B$ ドリフトの関係を用いて比較されている。

参考文献

- Fukao, S., M. C. Kelley, T. Shirakawa, T. Takami, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, Turbulent Upwelling of the Mid-Latitude Ionosphere: 1. Observational Results by the MU Radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3725–3746, 1991.
- Fukao, S., M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, H. Hayakawa, and T. Mukai, The SEEK (Sporadic-*E* Experiment over Kyushu) campaign: An overview, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1761–1764, 1998.
- Larsen, M. F., S. Fukao, M. Yamamoto, R. T. Tsunoda, K. Igarashi, and T. Ono, The SEEK chemical release experiment: Observed neutral wind profile in a region of sporadic E, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1789–1792, 1998.
- Larsen, M. F., A shear instability seeding mechanism for quasi-periodic radar echoes, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1999.
- Nakamura, M., H. Noda, I. Yoshikawa, N. Iwagami, M. Yamamoto, and S. Fukao, DC electric field measurement in the SEEK campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1777–1780, 1998.
- Nakamura, T., T. Tsuda, H. Miyagawa, Y. Matsushita, H. Fukunishi, Y. Takahashi, and Y. Yamada, Propagation directions of gravity wave patterns observed in OH CCD images during the SEEK campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1793–1796, 1998.
- Ogawa, T., M. Yamamoto, and S. Fukao, MU radar observations of turbulence and movement of mid-latitude sporadic E irregularities, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12173–12188, 1995.
- Ogawa, T., N. Sekito, K. Nozaki, and M. Yamamoto, Height comparison of midlatitude *E* region field-aligned irregularities and sporadic-*E* layer, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1813–1816, 1998.
- Pfaff, R. F., M. Yamamoto, and P. Marionni, Electric field measurements within a sporadic-*E* layer, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1769–1772, 1998.
- Tsunoda, R. T., S. Fukao, and M. Yamamoto, On the Origin of Quasi-Periodic Radar Backscatter from Mid-Latitude Sporadic E, *Radio Sci.*, **29**, 349–365, 1994.
- Tsunoda, R. T., R. C. Livingston, J. J. Buonocore, and A. V. McKinley, The frequency-agile radar: A multi-functional approach to remote sensing of the ionosphere, *Radio Sci.*, **30**, 1623–1643, 1995.
- Tsunoda, R. T., On polarized frontal structures, type-1 and quasi-periodic echoes in midlatitude sporadic *E*, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2641–2644, 1998.
- Tsunoda, R. T., S. Fukao, M. Yamamoto, and T. Hamasaki, First 24.5-MHz radar measurements of quasi-periodic backscatter from field-aligned irregularities in mid-latitude sporadic E, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1765–1768, 1998a.

- Tsunoda, R. T., M. Yamamoto, K. Igarashi, K. Hocke, and S. Fukao, Quasi-periodic radar echoes from midlatitude sporadic-*E* and role of the 5-day planetary wave, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 951–954, 1998b.
- Woodman, R. F., M. Yamamoto, and S. Fukao, Gravity Wave Modulation of Gradient Drift Instabilities in Mid-Latitude Sporadic-E Irregularities, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1197–1200, 1991.
- Yamamoto, M., S. Fukao, T. Tsuda, S. Kato, and R. F. Woodman, Mid-Latitude *E*-Region Field-Aligned Irregularities Observed with the MU Radar, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15943–15949, 1991.
- Yamamoto, M., S. Fukao, T. Ogawa, T. Tsuda, and S. Kato, A Morphological Study on Mid-Latitude *E*-Region Field-Aligned Irregularities Observed with the MU Radar, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **54**, 769–777, 1992.
- Yamamoto, M., N. Komoda, S. Fukao, R. T. Tsunoda, T. Ogawa, and T. Tsuda, Spatial Structure of the *E*-Region Field-Aligned Irregularities Revealed by the MU Radar, *Radio Sci.*, **29**, 337–347, 1994.
- Yamamoto, M., S. Fukao, R. T. Tsunoda, K. Igarashi, and T. Ogawa, Preliminary results from joint measurements of *E*-region field aligned irregularities using the MU radar and the frequency agile radar, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, **59**, 1655–1663, 1997.
- Yamamoto, M., T. Itsuki, T. Kishimoto, R. T. Tsunoda, R. F. Pfaff, and S. Fukao, Comparison of *E*-region electric fields observed with a sounding rocket and a Doppler radar in the SEEK campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1773–1776, 1998.
- Yamamoto, Mas., T. Ono, H. Oya, R. T. Tsunoda, M. F. Larsen, S. Fukao, and M. Yamamoto, Structures of sporadic-*E* observed with and impedance probe during the SEEK campaign — Comparisons with neutral-wind and radar-echo observations, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1781–1784, 1998.

MU レーダー / FMCW レーダー / アイオノゾンデ / 大気光による 夏期 Es 層 FAI の同時観測結果

小川忠彦¹、野崎憲朗²、高橋 理¹、下舞豊志¹、塩川和夫¹、山本 衛³、北一麻呂⁴
(¹名大 STE 研、²通総研、³京大超高層、⁴福井高専)

概要：夏期夜間のスポラディック E (Es) 層に伴う沿磁力線電子密度不規則構造 (FAI) からのレーダーエコー、Es 層の諸パラメータ及び大気重力波の関係を明らかにするため、1999 年 8 月中旬に MU レーダー (信楽)、FMCW レーダー (鯖江)、アイオノゾンデ (信楽)、下部熱圏大気光観測装置 (OMTI; 信楽) を用いた観測を行った。悪天候のため OMTI 観測は不可能であったが、以下のような幾つかの新事実が見つかった。

(1) FAI の発生・消滅とその強度は、Es パラメータの foEs や fbEs ではなく、その差である foEs-fbEs の値と非常によく相関がある。このことは、Es 内に存在する高電子密度塊に付随した電子密度勾配によって強いプラズマ不安定が発生していることを示唆する。

(2) 真夜中前の準周期 (QP) エコーの出現高度 (100-130 km) は Es の高度 (103-113 km) と一致しないが、エコーが最大強度を持つ高度は Es 高度にほぼ一致する。これらのことから、既存の QP エコー発生モデルを再検討する必要がある。観測結果から推測される Es と FAI の空間構造を提案する。

(3) 0200 JST 以降では、MU エコー高度 (< 100 km) と Es 高度 (115-120 km) は大きく異なる。このエコーは 100 km 以下の弱い Es が原因と考えられるが、確証はない。

(4) 日出後の連続型エコーに付随して、QP 型に似た新種のエコーが 90-100 km 高度で発見された。fbEs の急増と関連がありそうだが、詳しい成因は不明である。

1. はじめに

Yamamoto et al. (1991) は、MU レーダーが有する高時間・空間分解能を用いて夏期 Es 層に伴うメータスケールの沿磁力線電子密度不規則構造 (field-aligned irregularities: FAI) の詳細な観測を行い、レーダーエコーは日没後から夜半にかけて 100-120 km 高度に 5-10 分の周期で出現する"準周期型" (quasi-periodic: QP) と、日出後に 90-100 km 高度に出現する"連続型" (continuous) の 2 種類に大別できることを初めて明らかにした。特筆すべきは、時間とともにエコー域がレーダーに近づく (すなわち、エコー高度が下降する) QP エコーの発見である。MU 観測以前から、エコーの存在域やドップラー速度が時間的・空間的に大きく変動する現象は知られていた (e.g., Riggin et al., 1986)。しかし、レーダーの時間・空間分解能が悪かったためその実体は不明であったが、MU で詳細が初めて明らかになり QP エコーと命名された。MU による初観測以降、QP エコーはギリシャ (Haldoupis and Schlegel, 1993)、台湾 (Pan and Tsunoda, 1998)、米国 (Hysell and Burcham, 1999; Tsunoda et al., 1999)、インド (Choudhary and Mahajan, 1999)、ペルー (Chau and Woodman, 1999) などの国で次々と見つかったが、QP エコー高度の時間変化が正か負 (MU の場合は負) かは観測緯度や観測時刻に依存しているようである。

Woodman et al. (1991) は Yamamoto et al. (1991) による QP エコーの観測結果を説明するモデルを提唱した。南方向に伝搬する大気重力波が Es 高度を正弦波的に変化させるとし、変形された正弦波の波面の一部が磁力線に沿うと仮定すると、高度方向に広がった FAI が作られるとした。また、実際に観測されるような FAI の高度範囲 (100-120 km) を説明するために、Es が高度方向に複数個存在するとした。Tsunoda (1994) はこのモデルを改良し、背景電場と Es とが作る分極電場の存在を考慮し、一つの Es 層が重力波のために高度方向に大きく (± 15 km) 正弦波的に変化すれば、波面が磁力線に沿わなくても高度方向に広がった FAI が作られるとした。分極電場が存在すると FAI 中のプラズマ運動は非常に複雑になることが

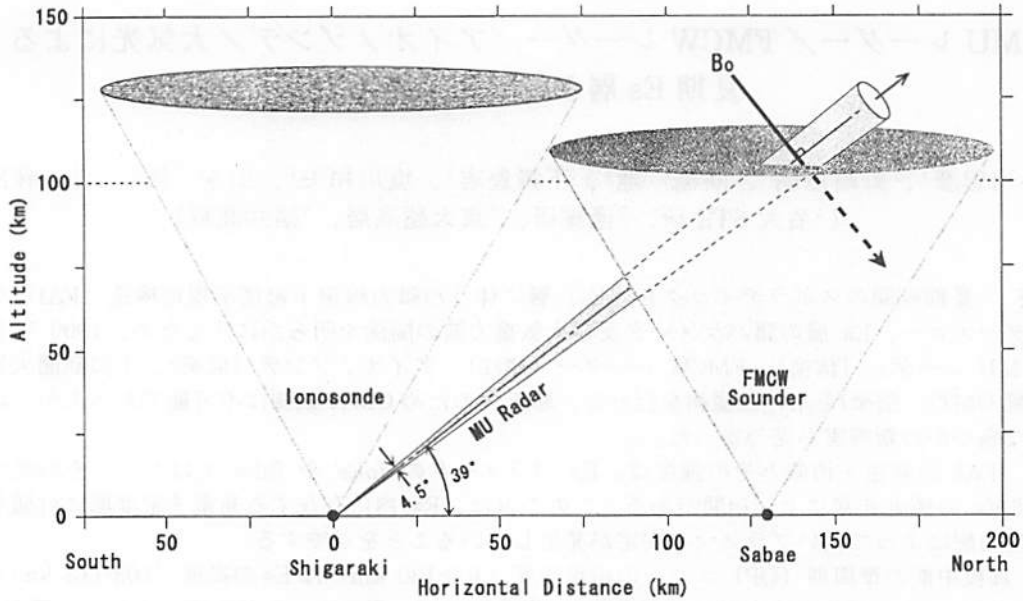


図1. 観測の模式図。

予想されるが、このことはMU観測が証明した (e.g., Ogawa et al., 1995)。さらに、Ogawa et al. (1998) は、MUと信楽FMCWサウンダとの同時観測結果から、QPエコーに伴ってEsが ± 5 kmの高度変調を受けていることを見つけたが、この値はQPエコーの高度範囲(100-120 km)を説明するものではなかった。したがって、Woodman et al. (1991) やTsunoda et al. (1994) のQPモデルを検証するために、さらなる観測が要請されていた。

2. 観測概要

QPエコーの成因を探るため、1999年8月16日-19日の日没後から日出後までMU-FAI観測を時間分解能=約20秒、高度分解能=600mで行った。観測の模式図を図1に示す。観測ではMUの5ビームを水平面内に配置したが (e.g., Ogawa et al., 1995)、図にはビーム番号3 (地理的北向き、仰角 39°) の配置を示す。このビームは、信楽の北約130 kmにある福井県鯖江市の上空100 km高度で地球磁力線と直交しており、90-120 km高度のFAIを捕らえることができる。FAIに伴うEsの高度変化を連続観測するため、鯖江市の福井工業高等専門学校の敷地にFMCWレーダー (サウンダ: FCS) を設置し、3と4.5 MHzの固定周波数を1分毎に切り替えて観測を行った (高度分解能=1 km)。これに加えて、信楽のアイオノゾンデで15分毎にアイオノグラムを取得した。さらに、大気重力波とFAIとの関係を探るため、信楽MUサイトにある「超高層大気イメージングシステム (OMTI)」 (Shiokawa et al., 1999) を用いて85-95 km高度の大気光の観測も同時実施したが、生憎の悪天候のため、残念ながら意味のあるデータは取得できなかった。

3. 観測結果

3.1. MUレーダー

観測は3夜にわたって行ったが、強いEsが出現した8月16日の夜間についてのみ詳しいデータ解析を行った。図2にビーム3のrange-time-intensity (RTI) プロットを掲げる。レーダービームの主軸に沿ったrangeを高度に換算した値が右側の縦軸である。2010 JSTに突然エコーが受かり始め、2130 JSTまでは典型的なQPエコーの様相をしている。2200-2300 JST

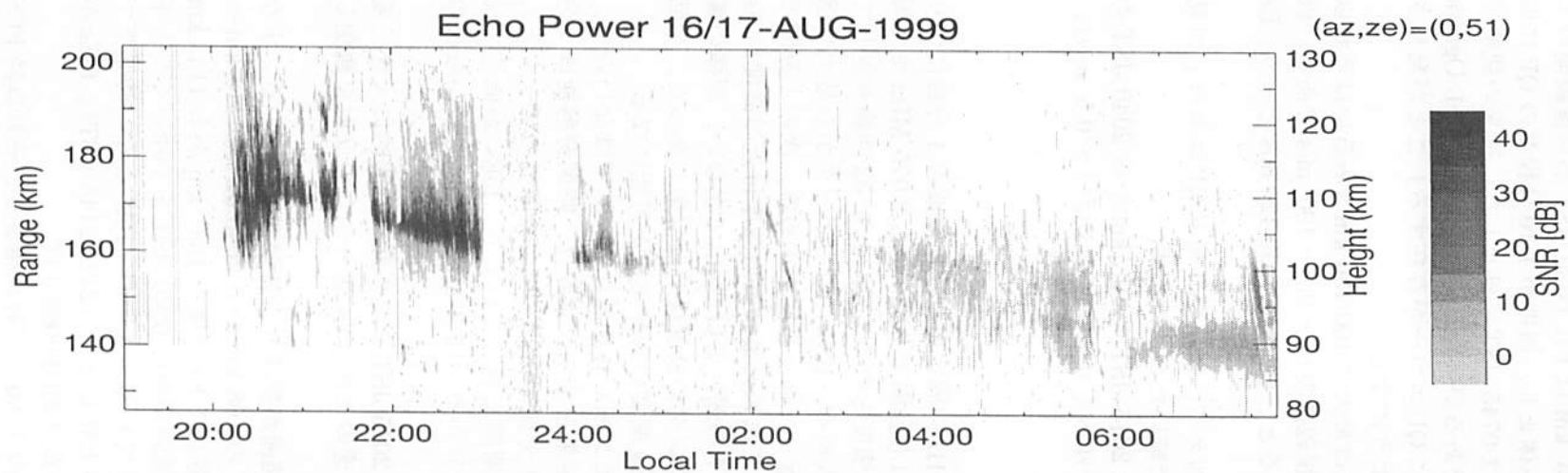


図2. 1999年8月16日2000 JST - 17日0745 JSTに真北向きビーム (ビーム番号3) で観測されたMUレーダーエコーのRTIプロット。レンジに対応する高度が右縦軸に示されている。

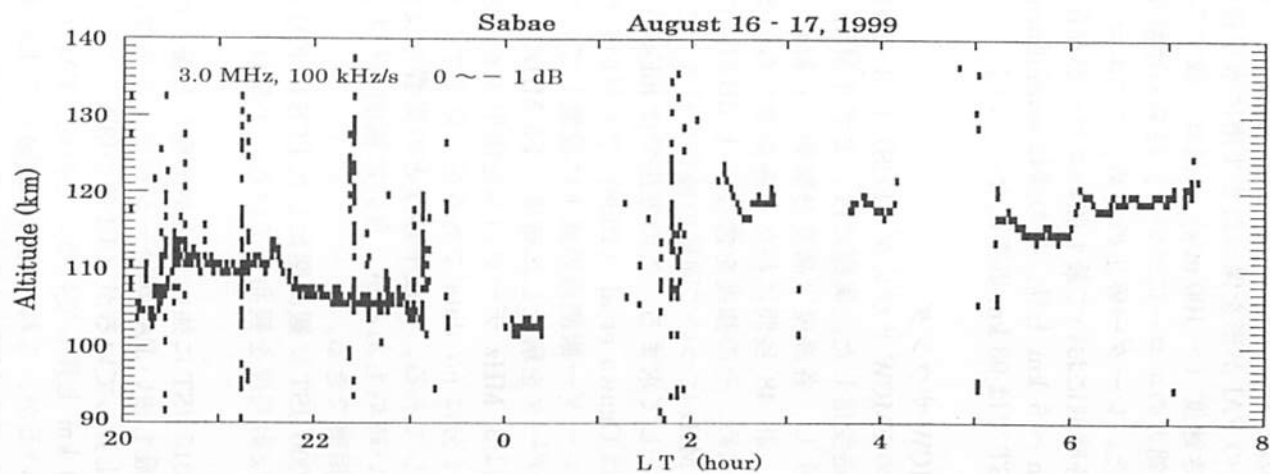


図3. 1999年8月16日2000 JST - 17日0720 JSTにFMCWサウンダ (鯖江) で観測された3 MHz波の反射高度。高度方向に大きく広がったデータは電波干渉による。

では QP エコーのパターンはあまり明白でないが、QP の様相を呈している。0000-0040 JST でエコーが出現した後は、流星がトリガーしたと思われるバースト状のエコーが頻発している。0510-0540 JST にやや強いエコーが出現した後、95 km 以下に 0630 JST から連続型のエコーが存在している。連続型エコーが 0730 JST に突然休止し、周期が 1-10 分程度の QP に似たエコーが 90-100 km 高度に出現している。レーダーは 0745 JST に停止した。従来の観測では、朝方の連続型エコーはあまり特徴がないのが普通であるが (Yamamoto et al., 1991; Ogawa et al., 1995)、今回初めて「朝方にも 100 km 高度以下に QP エコーが存在する」ことが発見された。この夜の FAI エコーの特徴をまとめると以下ようになる。

(1) QP エコーについて、周期は 5-20 分、出現高度域は最大で 100-130 km (あるいはそれ以上)、2010-2040 JST における各 QP エコーパターンの視線速度は $-90 \sim 100$ m/s である。仮に、QP の FAI が形を保ったまま南に水平移動したとすると、その速度は約 120 m/s となり、Es の南向き速度 (~ 100 m/s) にほぼ一致する (後述)。

(2) 朝方のエコーについて、従来の連続型エコーに加えて、新種の「朝方 QP エコー」が見つかった。レーダー停止のため、このエコーがいつまで続いたのかは不明。

(3) 各時刻において最も強いエコーが存在する高度は 2015 JST の 108 km から 2040 JST の 113 km へ 5 km 上昇。その後は semi-diurnal の周期でゆっくりと高度を下げ (~ 0.5 m/s)、0730 JST では 93 km 以下になっている。

3.2. FMCW サウンダ

鯖江の FMCW サウンダ (FCS) は 3 MHz と 4.5 MHz の固定周波数の電波を 1 分毎に切り替えて送受信した。実際には、まず 3 MHz について、1.5 秒間で 2.925 から 3.075 MHz まで周波数掃引し、各高度 (高度分解能 = 1 km) からの受信強度を求める。これを 32 回繰り返して積分し、計 48 秒間にわたる各高度からの受信強度を求める。次に、このデータから最大受信強度を求め、その強度を含む ± 1 dB 以内の反射波が返ってきた高度を決める。次の 1 分間では 4.5 MHz について同様の操作を行う。このようにして決めた最大反射強度付近の高度が Es の高度として求まる。この方法では foEs が 3 MHz 以下の弱い Es は検出できない。同様の観測技法は Ogawa et al. (1998) でも用いられたが、サウンダの設置場所は信楽であった。今回は MU レーダー観測点の直下に設置したので、FAI と Es 高度の直接比較が可能になる。

観測データを解析した結果、4.5 MHz については散乱が強く有意義なデータではないので、ここでは 3 MHz データのみを使用する。図 3 にその結果を示す。実際は、時間分解能は 1 分で次の 1 分は no data であるが、見やすくするため、1 分間のデータを 2 分間分のデータとして表示してある。電波干渉などの影響で反射高度が短期間広がっていたり、foEs が低くて反射がない時刻もあるが、良好に観測が行われたことが分かる。図 3 と図 2 との比較から次のことが指摘できる。

(1) 2000 JST に観測開始した FCS は FAI が出現する 2015 JST までの間、時間的に大きく変動する反射高度を観測している。すなわち、Es が未発達のため、Es 以外からの反射を観測している。

(2) 2015 JST に強い FAI が出現した後では反射高度範囲が狭まり、時間変動している。すなわち、最も強い FAI エコーが存在する高度は 2015 JST の 108 km から 2040 JST の 113 km へ 5 km 上昇しているが (3.1 節の (3))、これに正確に呼応して Es 高度も 103 km から 113 km へと 10 km 上昇している。その後、FAI エコーが最も強い高度は 0040 JST までゆっくりと下降しているが、これに正確に追従して Es 高度も下降している。この間、FAI がいない時間帯では、foEs が 3 MHz 付近まで減少したために反射高度が上昇したり (2125-2145 JST)、foEs が 3 MHz 以下になったため反射がない状態が発生している (2300-0000 JST)。

(3) 0200 JST 付近において 130 km 以上の高度からの 3 MHz 反射が始まり、それ以降 FCS が観測を終了する 0720 JST まで、115-120 km 高度に断続的に反射が存在している。しかし、この反射高度と FAI 高度とは 15-30 km の高度差がある。従って、高々度の Es と低高度の FAI に直接の関係を求めることはできない (Ogawa et al., 1998)。しかし、0040 JST まで継続して

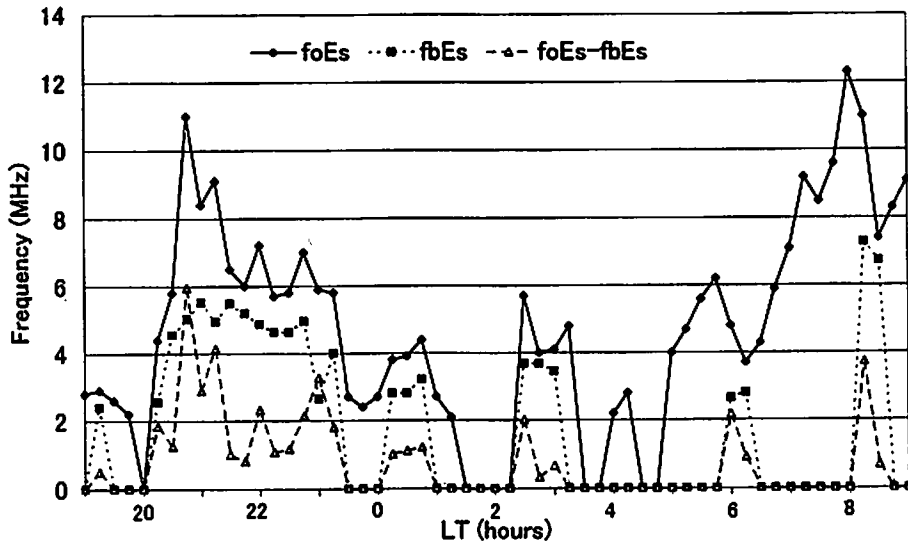


図4. 1999年8月16日1900 JST - 17日0900 JSTの信楽アイオノグラムから得られた foEs, fbEs 及び foEs-fbEs の時間変化。送受信アンテナの特性上、2 MHz 以下の foEs と fbEs の読み取りは不可能である。

いた Es の foEs がこの時刻以降で 3 MHz 以下に下がったため、FCS でこの弱い Es を検出できなかったが、実際にはこの弱い Es は高度を徐々に下げながらも存在し続け、0500 JST 以降の低高度の連続型エコーと朝方 QP エコーの原因となっている、という推測はできる。

3.3. 信楽アイオノゾンデ

信楽アイオノゾンデで 15 分毎に得られるアイオノグラムから読みとった foEs, fbEs 及び両者の差 Δf ($= foEs-fbEs$) の時間変化を図4に示す。信楽と鯖江は南北に 130 km 離れているので、図2、3、4を相互比較する際、Esの南北移動を考慮することが必要であるが(後述)、foEsが3 MHzを超えている時刻にほぼ合致してFCSの3 MHz反射(図3)が出現していることは明白である。次に、MUエコーの発生時間帯と"foEs"が増加する時間帯には相関があるが、foEsの上昇は必ずしもエコーを伴わない。一方、MUエコーの発生時間帯と"fbEs"が増加する時間帯にはfoEsの場合よりもよい相関があるが、やはりfbEsの上昇は必ずしもエコーを伴わない。最後に Δf と RTI 図(図2)を比較する。20-25分の時間ずれ(FAIが早い)を考慮すると、エコーの出現時間帯と Δf が 0.5 MHzを超える時間帯はほぼ完全に一致する。以上の事実から以下の点が指摘できる。

- (1) エコー (FAI) の発生・消滅は foEs や fbEs よりもその差 (Δf) と直接関係している。
- (2) 20-25分の時間ずれは、Esの南北移動成分が南向きであり、移動速度は 90-110 m/s であることを意味する。この速度は上述のQP-FAIの南向き速度 (~ 120 m/s) とよく一致する。
- (3) Es中に電子密度の濃淡があると、fbEsがEs中の背景電子密度を、foEsが最も濃い電子密度を表すことは知られている。 Δf がゼロでないことは、電子密度の空間勾配が垂直面内に加えて水平面内にも存在することを意味するが、 $\Delta f = 0$ は垂直勾配のみの存在を意味する。したがって、われわれの観測結果は、FAIの発生・消滅には水平方向の勾配に加えて、濃い電子密度域の必然的な垂直方向の勾配が決定的に重要であることを強く示唆している。
- (4) 0700 JST以降にEsの速度が ~ 60 m/s に減速したとすると、朝方QPエコーの突発とfbEsの急上昇の期間が一致する。これは、両者に何らかの因果関係があることを示唆するが、エコー高度とEs高度は 10-15 km 程度食い違っている。

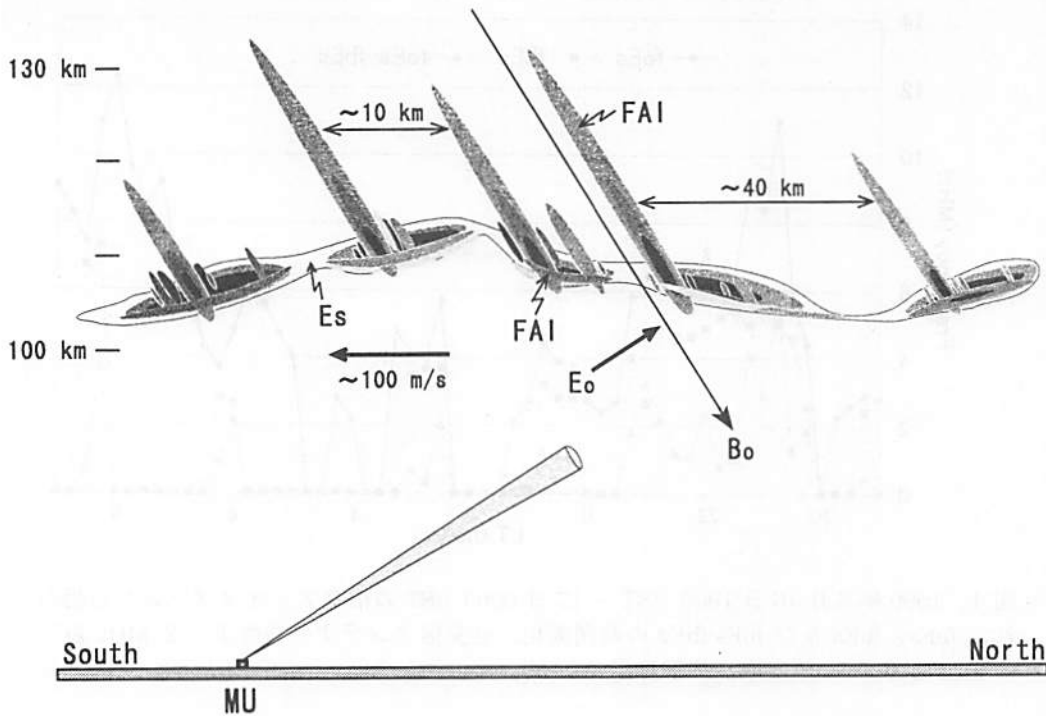


図5. Es と QP エコーの原因となる FAI の空間構造の模式図。詳細は本文参照。

4. まとめと討論

中緯度 Es 中の FAI は電場と電子密度勾配 (∇N_e) が関与する gradient-drift 型のプラズマ不安定 (GDI) で作られる。電場が強くなり、電子ドリフト速度が音速を超えると two-stream 不安定が発生するが、このような例は極めて希である (Schlegel and Haldoupis, 1994)。中緯度の電場は数 mV/m 以下で、かつ数時間の間では大きく変化することはないので、短時間での FAI の発生・消滅の原因は ∇N_e にあると考えられる。したがって、図2の夜中前に現れる FAI の激しい時間・空間変動の主因は ∇N_e の時間・空間変動であると言える。われわれの観測結果は FAI の生成・消滅と Δf とが密接に関係していることを明らかにしている。このことは、Es の中に高電子密度塊が部分的に存在し、それに伴う水平・垂直方向の ∇N_e が GDI の生成に非常に重要であることを示している。Es 自体は長周期の大気波動による wind shear で発生すると思われるが、Es 内にパッチ状に存在する高電子密度塊の成因はよく分かっていない。短周期かつ短波長の大気重力波、若しくは強烈な wind shear による shear 不安定 (Larsen et al., 1998) が原因になっている可能性がある。今回の観測では悪天候のために 95 km 付近の大気光の観測ができなかったが、将来の MU-FAI と大気光変動との同時観測から何らかのヒントが得られるかもしれない。

0100 JST 以前の時間帯について、3 MHz-FCS で観測した Es 高度は FAI エコー強度が最大になる高度とよく一致する。しかし、Es の高度変化範囲 (103-113 km) と QP エコー高度範囲 (100-130 km) とは一致しない。従って、Es 高度変化そのものが QP エコーの高度変化に対応するとする Woodman et al. (1991) と Tsunoda et al. (1994) のモデルは見直しが必要である。われわれの結果は、QP エコーが高々度に延びる原因は Es 高度変調ではなく、別のプロセス (例えば、Es 中の分極電場が高々度にマッピングされる) が働いていることを示唆している。

今回の MU、FCS 及びアイオノゾンドの観測結果も基に、夜中前の QP エコーの成因となる

FAI 及び Es の空間構造の模式図を図 5 に示す。Es 自体の高度は空間的に波打っているが高度範囲は 100-110 km であり (図 3)、図 5 に示すような空間構造を保ったまま ~ 100 m/s で南に移動している (図 2、4)。Es 中には 10-40 km の間隔でパッチ状に高密度塊があり、これに伴う ∇Ne と外部電場 (図では、Es の西向き移動を考慮して北向き) により FAI が発生する。FAI は ∇Ne が最も大きい Es 内で発達するので、そこからのエコー強度が最大になる (図 2)。高密度塊域の一部で発生した強い分極電場 (E_p) は磁力線に沿って Es の上側 (< 130 km) にマッピングされるが、そこには南向きの ∇Ne が存在するので、 E_p が南下方向きであれば GDI が発生する。高度が高くなるほど ∇Ne は減少し、かつ分極電場も減衰するので FAI は弱くなる。図 5 のような FAI 構造 (実際は時間変化もするであろう) が Es と一緒に南に移動すれば、時間とともに FAI は MU レーダーに近づく (すなわち、高度が下がる) ので、図 2 のような QP エコーパターンが得られることになる。このモデル図では、Es の高度変化と QP エコーの発生とは関係がない。重要なのは高密度塊である。

0200 JST 以降の時間帯では、Es 高度は FAI 高度よりも 15-30 km 高い。これは以前の結果と一致する (Ogawa et al., 1998)。連続型エコーが 100 km 以下に現れる一つの理由として、3 MHz-FCS では測定できないような弱い Es ($foEs < 3$ MHz) が低高度に存在して FAI を作ったことが考えられる (この Es は 0100 JST 以前の Es がゆっくりと低高度に下降してきたものであろう)。これ以外に中性乱流が関与していることも考えられるが (Gurevich et al., 1997)、過去の MU 観測 (未発表) によると、レーダービームが磁力線と直角方向から数度ずれるとエコーは検出されなくなるので、中性乱流では説明できない。プラズマと中性乱流がカップルした理論が必要である。連続型 FAI の生成因は依然として謎である。

日出後の 90-100 km 高度に現れる新種の QP エコーと $foEs$ の急増とは関連がありそうだが、詳しい因果関係は不明である。夜半前の QP とは異なる原因を探る必要がある。

上記において、FAI はもっぱら GD 不安定で発生するとしたが、最近、中性風が関与した新しい不安定理論が提唱され (Kagan and Kelley, 1998, 1999)、その検証が進んでいる (Kagan et al., 1999)。FAI の生成機構の解明には MU/FMCW レーダーやアイオノゾンデを用いた Es プラズマの観測だけでなく、大気光や中性風の観測も同時に行うことが必要になってきている。

参考文献

- Chau, J. L. and R. F. Woodman, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2167, 1999.
Choudhary, R. K. and K. K. Mahajan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 2613, 1999.
Gurevich et al., *J. Geophys. Res.*, **102**, 379, 1997.
Haldoupis, C. and K. Schlegel, *Radio Sci.*, **28**, 959, 1993.
Hysell, D. L. and J. D. Burcham, *J. Geophys. Res.*, **104**, 4361, 1999.
Kagan, M. L. and M. C. Kelley, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4141, 1998.
Kagan, M. L. and M. C. Kelley, *J. Geophys. Res.*, in press, 1999.
Kagan, M. L. et al., *Geophys. Res. Lett.*, submitted, 1999.
Larsen, M. F. et al., *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1789, 1998.
Ogawa et al., *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,173, 1995.
Ogawa et al., *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1831, 1998.
Pan, C. J. et al., *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1809, 1998.
Riggin, D. et al., *J. Geophys. Res.*, **101**, 26,893, 1986.
Schlegel and Haldoupis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6219, 1994.
Shiokawa et al., *Earth Planets Space*, **51**, 887, 1999.
Tsunoda, R. T. et al., *Radio Sci.*, **29**, 349, 1994.
Tsunoda, R. T. et al., *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 995, 1999.
Woodman et al., *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1197, 1991.
Yamamoto et al., *J. Geophys. Res.*, **96**, 15,943, 1991.

可搬型ドップラーレーダーを用いたアメリカ西海岸における電離圏E領域イレギュラリティの観測

横山 竜宏¹、Roland T. Tsunoda²、山本 衛¹、深尾 昌一郎¹

¹京都大学超高層電波研究センター

²SRI International

1. はじめに

中緯度E領域における沿磁力線イレギュラリティ(field-aligned irregularities : 以下FAI)は、MUレーダー観測によって明らかにされたように、大きく特徴の異なる2種類のエコー、即ち日没後に高度90~130 kmの広い範囲に現れ発生と消滅を繰り返す「準周期エコー」と明け方に高度90~100 kmの狭い範囲に現れ長時間持続して存在する層状の「連続エコー」に分類されている。

一方アジア地域以外におけるFAI観測ではこれまで準周期エコーは観測されていなかったが、1998年夏季に、アメリカ、カリフォルニア州スタンフォードにおいてE領域FAI観測キャンペーン実施され、その結果、初めてアジア地域以外で明確な準周期エコーが観測された(Tsunoda et al.,1999)。その後、世界各地から準周期エコーの観測例が報告されており、準周期エコーは中緯度地域に普遍的なものであることが明らかにされつつある。

1999年の7月から8月にかけて、第2回目のE領域FAI観測キャンペーンがスタンフォードで実施された。今回の観測では、主レーダーによるスタンフォードでの通常の観測と同時に、バイスタティック観測を実施した。ここでは、主に2台のレーダーで観測されたFAIエコーの振舞いについて報告する。

2. 観測手法

図1に観測地点付近の地図と観測の主要パラメータを示す。観測には同じ型の可搬型ドップラーレーダー(Frequency-Agile Radar; FAR)が2台使用され、主サイト(スタンフォード)と受信専用サイト(プレザントン)にそれぞれ設置された。主サイトには8本の八木アンテナが設置され送受信を行った。受信専用サイトでは、車上に搭載された1本の八木アンテナで、主サイトから送信されたパルスを受信した。両サイトにはGPS同期の基準信号発生器を設置し、受信専用サイトにおいても主

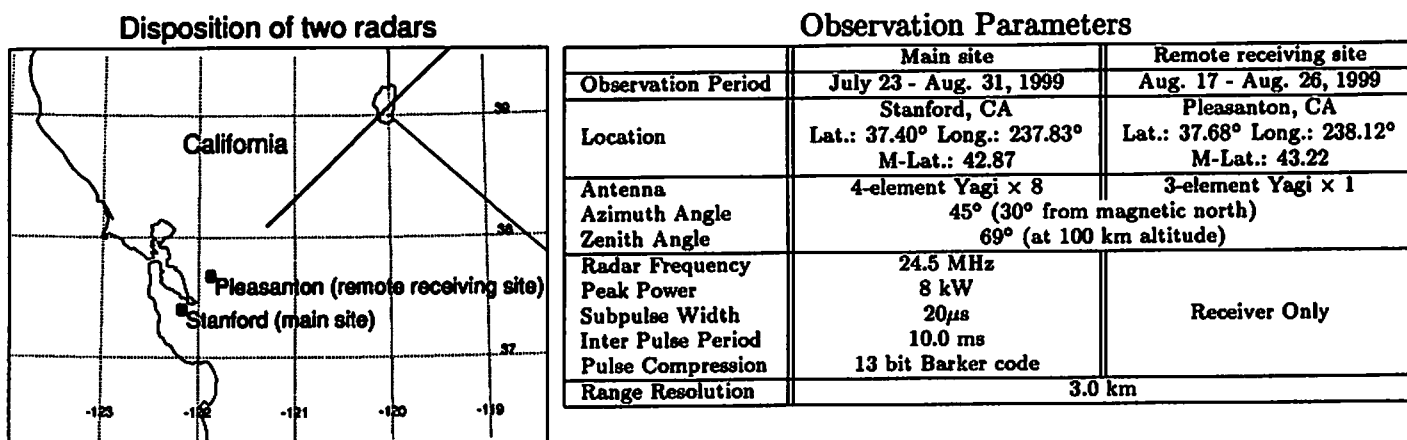


図1: 観測地点付近の地図と観測の主要パラメータ。レーダーの観測領域を地上に投影した線で示す。

サイトと同じタイミングでサンプリングを行った。観測は、主サイトでは7月23日から8月31日までの約1ヶ月、受信専用サイトでは8月17日から26日までの10日間の観測を行った。1日の観測はほぼ24時間連続であって、日出後など昨年は観測が行われなかった時間帯の観測も定期的に行われた。

3. 観測結果

1999年のFAIの観測結果を図2～図4に示す。図2、図3は、両サイトで準周期エコーが観測された日の例、図4は、日出後に観測された連続エコーの例である。図5は、全観測期間におけるFAIエコーの出現頻度分布を示している。

図2は、スタンフォードでよく観測される典型的な準周期エコーであり、時間とともにレーダーに近づく向きに伝搬するエコーが22:00LTごろに現れ始め、03:00LTごろに消滅する。図5の出現頻度分布にもこの傾向がよく現れており、また昨年の観測結果ともよく一致する。図3の例では、レーダーから遠ざかる向きの傾きを持ったエコーが02:00～03:00LTごろに現れ、約2時間後に傾きが反転したエコーが現れている。しかし、図5からも分かるように、この時間帯に現れるエコーは非常にまれであり、バイスタティック観測の期間内(10日間)では傾きの正負が変化するようなエコーが

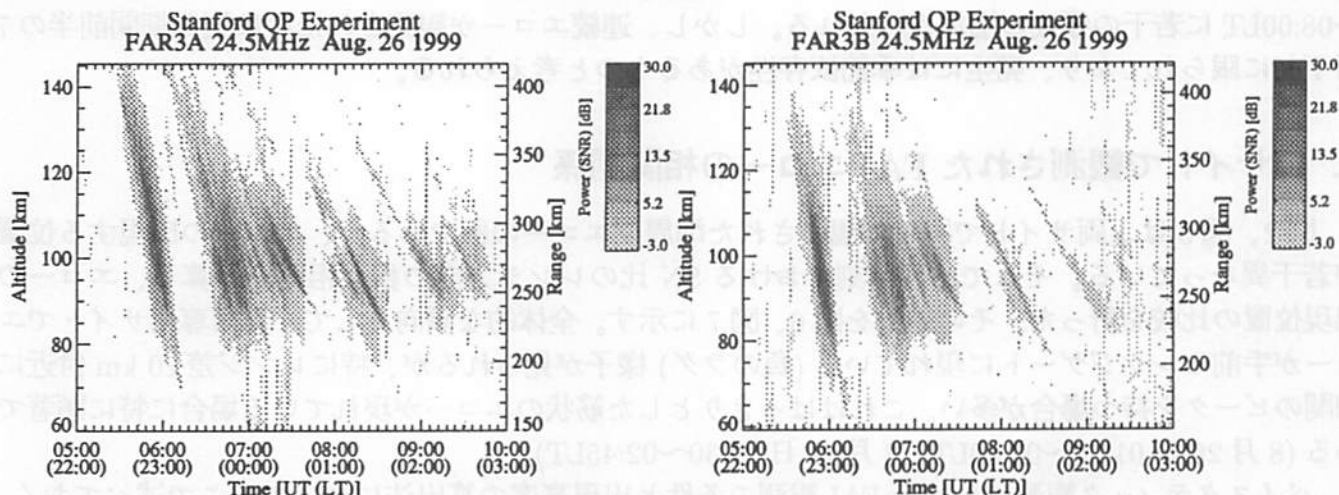


図2: 1999年8月25日22:00LT～8月26日03:00LTに観測された準周期エコー。
左図が主サイト、右図が受信専用サイトでの結果。

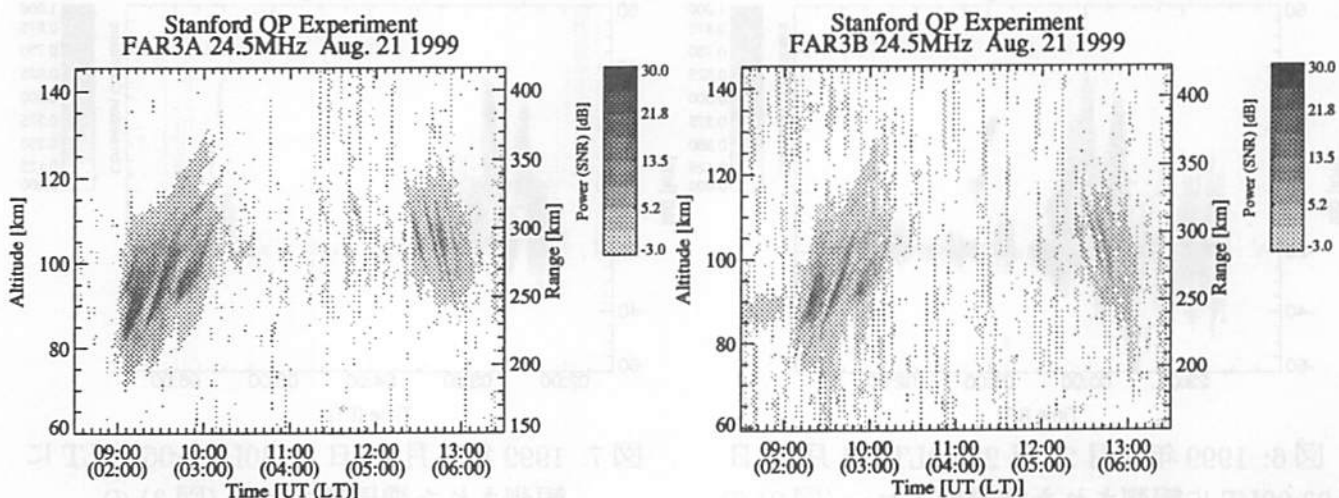


図3: 1999年8月21日01:30LT～06:30LTに観測された準周期エコー。
左図が主サイト、右図が受信専用サイトでの結果。

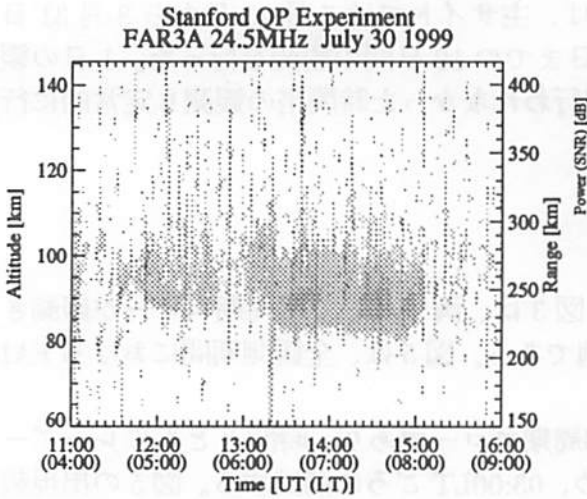


図4: 1999年7月30日11:00LT~16:00LTに観測された連続エコー。

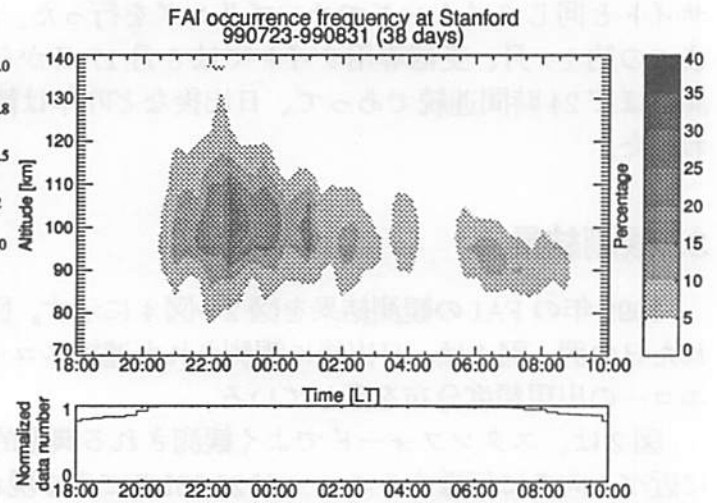


図5: 1999年7月23日~8月31日でのFAIエコーの出現頻度分布。

現れたのはこの日だけであった。図4は連続エコーの例である。昨年はこの時間帯の観測が行われなかったため、スタンフォードで連続エコーが観測されたのは今年が初めてである。図5でも06:00~08:00LTに若干の頻度の増加がみられる。しかし、連続エコーが観測されたのは観測期間前半の7月下旬に限られており、発生には季節依存性があるものと考えられる。

4. 両サイトで観測されたFAIエコーの相関関係

図2、図3は、両サイトで同時に観測された準周期エコーの例であるが、エコーの出現する位置が若干異なっている。そこで、各時刻におけるSN比のレンジ方向の相互相関を計算し、エコーの出現位置の比較を行った。その結果を図6、図7に示す。全体的な傾向として、受信専用サイトでエコーが手前のレンジゲートに現れている(負のラグ)様子が見られるが、特にレンジ差20 km付近に相関のピークを持つ場合が多い。これははっきりとした筋状のエコーが現れている場合に特に顕著である(8月26日01:00~02:00LT、8月21日02:30~02:45LT)。

バイスタティック観測におけるFAI観測の条件と出現高度の算出法についてここで述べておく。主サイトでは、エコー観測の条件は送信ビームが磁力線と直交することであるため、アンテナビーム

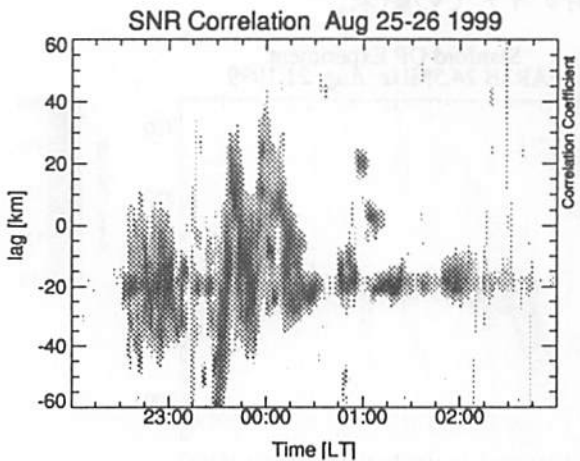


図6: 1999年8月25日22:00LT~8月26日03:00LTに観測された準周期エコー(図2)のレンジ方向の相互相関。

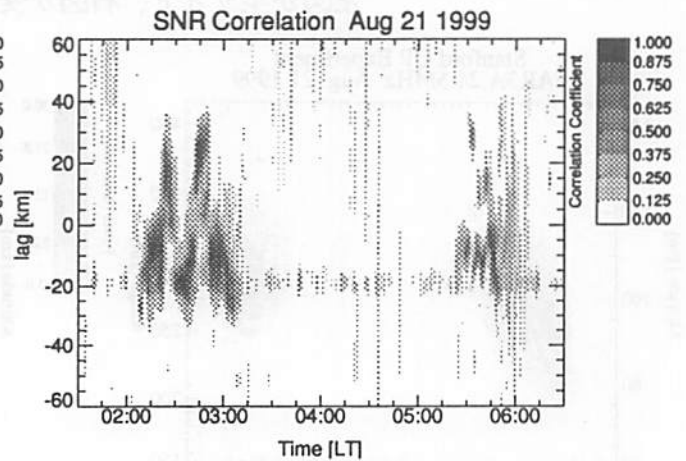


図7: 1999年8月21日01:30LT~06:30LTに観測された準周期エコー(図3)のレンジ方向の相互相関。

の方位方向においてビームが磁力線に直交する天頂角を求めてエコー出現高度を計算した。一方受信専用サイトでは、FAI エコー観測の条件は、主サイトから放射されたビームの磁力線に対する入射角と、そのビームが受信専用サイトへ向かうときのビームの反射角が等しいという条件であり、これを用いて観測レンジから高度を定めた。

図6、図7の結果から、両レーダーが観測している点を模式的に表すと図8のようになる。レンジ差が約20 kmの場合、反射点間の高度差は約7~8 kmとなる。また、2つの反射点を結ぶベクトルは、その点での地球磁場ベクトルとほぼ平行になる。従って準周期エコー領域は、同時に磁力線に沿って少なくとも約7~8 kmの高度範囲に渡って存在していると考えられる。これはレンジレート、正負、大小、またエコーの出現高度にかかわらず見られる特徴である。

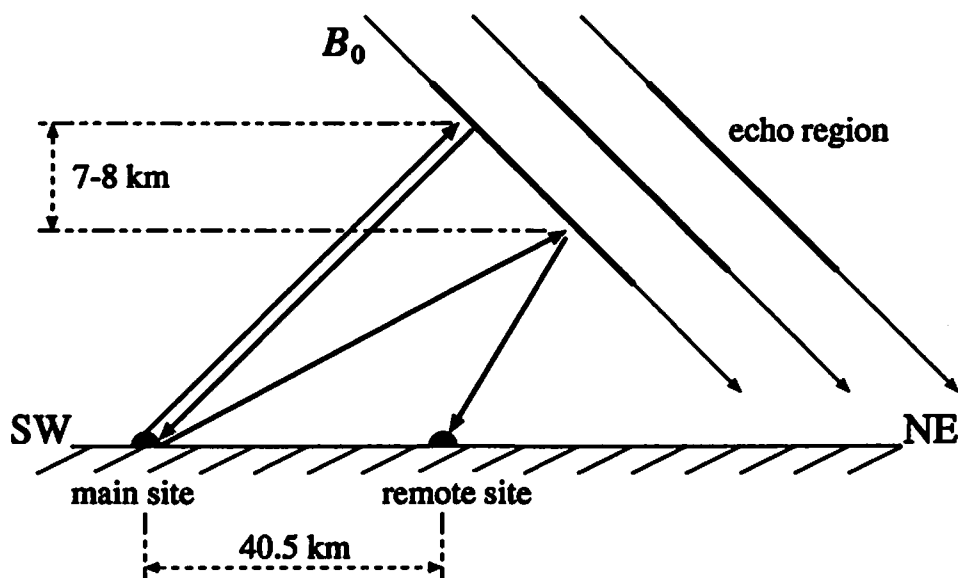


図8: レーダービームを含む鉛直面内の模式図。

5. まとめ

昨年に引き続き、カリフォルニア州スタンフォードでE領域FAI観測キャンペーンが実施され、昨年の観測結果と良く似た特徴をもつ準周期エコーが観測された。また、日出後には高度100 km以下の領域に連続エコーも観測された。さらに、バイスタティック同時観測により準周期エコーの空間構造を観測することに成功した。この結果に対しては様々な解釈方法があるが、磁力線に沿った構造が高度方向に少なくとも7~8 kmの広がりを持っていると考えるのが最も妥当であると思われる。

スタンフォードでのFARを用いたFAI観測は2000年にも行われる予定である。FAI出現の季節依存性を調べるためには、より早い時期からの長期間の観測が望まれる。また、受信専用サイトをもう1点設置すれば、3次元的な構造の考察が可能になるものと思われる。

参考文献

Tsunoda, R.T., J.J. Buonocore, A. Saito, T. Kishimoto, S. Fukao, and M. Yamamoto, First observations of quasi-periodic radar echoes from Stanford, California, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 995-998, 1999.

総合討論「これからのMUレーダー」

要旨

座長 津田敏隆 (京大超高層)

パネリスト (講演順):

宮原三朗 (九州大学大学院理学研究科)

藤井良一 (名古屋大学太陽地球環境研究所)

石原正仁 (気象庁観測部)

丸山隆 (通信総合研究所平磯宇宙環境センター)

田中浩 (名古屋大学大気水圏科学研究所)

新レーダー紹介: 深尾昌一郎 (京大超高層)

文責: 堀之内武 (京大超高層)

座長:

普段 MU レーダー共同利用の審査をしていただいている共同利用委員から 4 人、さらに気象庁から石原さんの計 5 人をパネリストとしてお招きした。共同利用委員の方々にはシンポジウムでの発表を今後の審査に生かして頂く一方で、この場でこれからの MU レーダーを用いた研究のありかたに提言を頂きたい。また、石原さんには、天気予報という現場から見た MU レーダーに、あるいは広く大学での大気レーダーに関連した研究に関し、提言を頂けないかと考え来て頂いた。

本討論の導入として、MU レーダーの観測種別毎の時間配分の半期毎の集計を示す(図 1)。一方 MU レーダーを用いた研究の論文出版数は図 2 のようになる。年間平均 20 件くらいあり、成果が上がっていると見えよう。今回は MU レーダーのこれまでの成果をいかして、今後いかに発展させていくべきかということを議論したい。そのたたき台として、良い点はさておき、MU の弱点と対策について考えるところを述べる。

弱点:

- 観測不能域の存在。
高度領域 25-60km, 0-1.5km は測れない。
- 設置後 15 年が経過したことによる
 - 「発見」の時代の終焉
 - 研究/観測事象のマンネリ化
 - 研究グループの固定化 — ただし今回のシンポジウムを聞いて、様々なグループに利用が広がっており必ずしも固定化してないことを実感した。

対策:

- キャンペーン観測を強化する。
マンネリ化を避けるためにも、また新たな展開を探るためにも、特定目的のための集中的なキャンペーンや、様々な手段を組み合わせた複合観測のキャンペーンを強化するのが良いのではないか。
- 定常観測システムと協調する (気象庁 etc.)

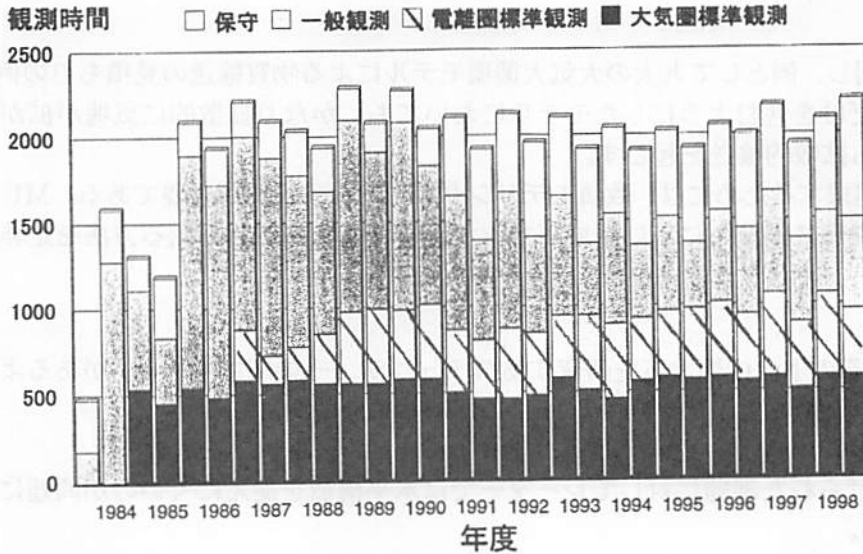


図 1: MU レーダーの観測種別毎の時間配分の半期毎の集計

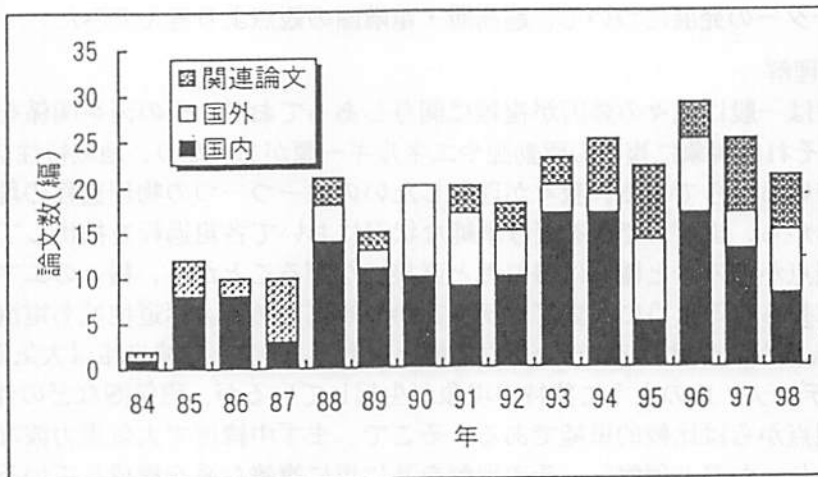


図 2: MU レーダーを用いた研究の論文出版数

- 実用的研究への応用 (航技研 etc.)
- 観測データのデータベース化: 「観測主体からデータ提供へ」
- 途上国へのデータ提供/支援
- 海外への展開 (例: 現在も進めているインドネシアへの展開)

宮原:

観測でなく数値計算をしている立場から話す。個人的興味の対象は MLT(中間圏・下部熱圏) 領域であるので、それについて論ずる。

この領域のサイエンスにおける現在の課題には、

- 各種波動 (重力波、プラネタリー波; 潮汐波、不安定波など)

- 物質輸送

がある。物質輸送に関し、例として九大の大気大循環モデルによる物質輸送の見積もりの例を示す。例えば擾乱として潮汐だけを含むようにしたモデルにおいても、かなり拡散的に気塊が拡がるのがわかる。一方重力波砕破も拡散的輸送を起こす。

こういった課題を追求するためには、数値モデリングだけでなく観測が必要である。MU レーダーには成層圏・中間圏や熱圏に観測しにくい領域があるが、その領域の風速を測る方法を是非開拓して欲しい。

質疑

津田: 電離圏熱圏とその下の中性大気を研究するコミュニティーの間にギャップがあるように思うがその点はどう思うか。

宮原: 確かにそう思う。

堀之内 (RASC): 挙げられた課題に対してレーダーでは水平構造を捉えにくいのが問題になりそうだがどう考えるか。

宮原: まだ測れない領域があるのだから、そこを測れるようにすることから始めるべきでは。

藤井:

これからの MU レーダーの発展について、超高層・電離圏の観点より考えてみた。

- 超高層物理過程の理解

超高層物理過程は一般に種々の要因が複雑に関与しあっており、その因果関係を理解することが困難な場合が多い。それは現象に複数の駆動源やエネルギー源があったり、地域特性などが入り交じって現象を複雑にしているからである。我々が理解したいのは一つ一つの物理過程の理解と、物理過程間の相互作用であるから、まず、できるだけ単純な状況において各粗過程を抽出して理解することが重要である。この観点からみると極域は磁気圏と直接つながることから、種々のエネルギー源が存在し、オーロラ現象に見られるように大変アクティブかつ複雑である。赤道地域も電流源が存在するなど、electrodynamics 面からやはりアクティブな領域といえる。一方、中緯度帯は大気重力波やイレギュラリティー、スボラディック E のように独特の現象が生起しているが、磁気圏などの外界からのエネルギーの流入という観点からは比較的単純である。そこで、まず中緯度で大気重力波などの現象の伝播や生成過程を個別にしっかりと理解し、その理解を基に更に複雑な系を構成している極域や赤道の現象を理解するという研究の方法が重要であると思う。具体的な方法としては MU を中心にして複数の観測器 (Lidar/radars, MF, digisonde, GPS, optical) を集中的に配置し、更に観測器の全国展開も行って、基本的な現象を研究するのが最も効率的であり、現在その方向で実験や整備が進められているのは望ましい方向である。

電離圏現象においては電場や中性風が大きな役割を演じるが、それらの源の一つである極域とのコネクションが重要となる。この場合高時間分解能の観測等が必要な場合があるが、この点で MU は十分ではないので、より適した他のレーダーの利用を促進する必要がある (要するに一つの機器で万能ということはありません)。またグローバルな観測 (伝播の効果などを知るために) のためには、Millstone Hill, Arecibo, Jacamarca, EISCAT 等とのグローバルネットワーク観測が重要となるので、これらの同時観測を積極的に促進することが望ましい。また実験を実施するのに加えて、研究目的に応じて上記の他のレーダーのデータを用いた共同研究の促進も重要である。これらの点で RASC が中枢機関となってイニシアチブを取り、全国の研究者に共同研究の機会を提供してくれることを期待したい。

- 新たな分野への挑戦

MU レーダーは大変優れた性能を有しており、デブリの観測研究などで分るように地球の大気観測に限らず、新たな分野での貢献も可能であると思う。例えば惑星大気科学への応用や、天文物理 (パルサー研究など) にも応用が可能であると思うので、その可能性を積極的に探っては如何であろうか?

質疑

津田: ご指摘の通り、観測のコーディネーションを行うのは RASC に望まれることである。

前田 (兵庫大): 惑星については木星電波に MU を使おうとしたことがある。パルサー研究はシステム雑音温度が高いため難しいのでは。なお、保守の時間に銀河の背景放射観測をやって欲しい。季節によって変わるのもっと観測例が欲しい。

石原:

昨日の講演では気象庁のプロファイラー網展開計画について話したが、まずはそれに関連する個人的な昔話から。1985 年にレーダー工学のシンポジウムに出て MU について聞き、データを使ってみたことがある。MU は 1.5km より下が観測できず、予報のためにはもう少し下層がみえると良いと思った。しかし、その後、RASC は境界層レーダー、下部対流圏レーダーと、希望に沿うものを作ったので喜ばしい。今回のプロファイラー計画においてはその RASC のシステムを参考にした。つまりレーダー開発の基礎研究として現業に役立った。今後気象庁境界層レーダーのソフトのバージョンアップをしたいが、それについても RASC の経験を参考にしたい。

今後 RASC には風以外の物理量の測定手段の開発やコストの安い観測手法の開発を期待する。例えば対流圏中層まで水蒸気を測れる手段が欲しい。

質疑

津田: プロファイラー網ができたらやがてそれでラジオゾンデ観測はやめるのだろうか。

石原: 測定項目と測定高度が異なるので、それはしない。

津田: ラジオゾンデはデータの規格が統一されており、長期かつ広域のモニターに役立っている。今度の気象庁プロファイラーについてもその規格を世界標準とすべく働きかけるのか。

石原: 新しいシステムなのでまだその予定はないが、今回の観測網が完成すれば、それが気象庁標準仕様となる。

津田: ところで GPS のおかげで、提案された水蒸気プロファイル測定は近々出来るようになると思う。

大野 (通総研): (津田へ) MU 等による測定をリアルタイムで気象通信網に配信し、天気予報等のためにデータ同化させる方向に進まないのか。

津田: 研究用レーダーの場合毎日休まず定期的にデータを送ることは難しい。定期でないデータでも受けていれて貰えるのなら可能である。

石原: 不定期データの受け入れは有り得る。さらにまた、将来的には 4 次元同化の導入により、不定期なデータに対応する柔軟性が増すだろう。

丸山:

電離層は、研究の歴史が長いので成熟分野ではあるが、いくつかわからないでもやもやしたことがある。

- スポラディック E

日々変動が大きい; 電磁的条件が同じような場合でも大きく変動する。電離層は今まで電波で (電磁環境を) 観測してきたが、F 層でも荷電粒子密度は割合としては微量である。日々変動も中性大気の変動に起因するかもしれない。よって、中性大気にもっと注目する必要がある。これに関連して、より下層の大気との結合を考慮することも重要であろう (重力波など)。

- スポラディック E / 中緯度スプレッド F / 赤道プラズマバブル

これらは皆予測が難しい。MU を中心とする観測でその前駆現象のようなものを解明できれば宇宙天気予報に役立つであろう。

- MU への期待

前述のようにまでもやもやしたものを解き明かすためには下層大気の観測が必要である。それが出来る MU に期待する。

田中:

MU レーダーによる研究を今後どうすべきか。

これまで MU レーダを使った観測の成果は非常に多く、敬服すべきことである。しかし、設置後 15 年経つので、心機一転、新しい視点で今後の運営を期待したい。

MU を使った電離層高度の観測も現在盛ん行われている。電子密度を基にした議論が多いのは当然だとしても、電子密度変動と中性大気の変動（例えば重力波）との関連をきちんと扱った発表はなかった。このためには、理論的研究も必要で、かつて加藤先生の粘性の強い状況における重力波モードの研究があったが、その後の発展が見受けられないのはいささか残念である。

重力波の研究は多いが、そのような比較的理解されている現象だけでなく、大気中にはすぐには説明のつかないいろいろな説明のつかない現象があるはずだ。いった現象の発見を追求すると良いと思う。その現象を一般化し、既存の理論との対応を模索すべきであろう。

もうひとつの MU、または同様のもっと強力なレーダーを日本国内に作って欲しい。また、風を測るなんらかのレーダーを衛星に載せたい。ドイツで宇宙ステーション搭載のライダーが成果を挙げているが、風のグローバル観測を指向も視野に入れておくとよい。

質疑

津田: アレシボレーダーは当初の想定設置期間を大幅に変え現在も使われている。これは研究対象を当初想定された電離層から電波天文に発展させてきたからである。MU もそのように用途が広がっていくと嬉しい。

深尾:

建設予定の赤道レーダーの紹介。

MU 完成直後に、次の目標として世界最大最高性能のレーダーを赤道域に設置しようという構想を、MU のグループで立てた。その頃インドネシアの LAPAN (航空宇宙庁) の研究センター長が日本を訪れ、RASC との研究協力が始まった。92 年にはスルボンに境界層レーダー・流星レーダーを設置し、さらにその後 MF レーダー、第 2 の境界層レーダーを設置するなど順調に協力を進めてきた。そして、最初に構想した赤道レーダーを含む総合的な赤道大気研究センターの設立に向け努力したが、うまく行かなかった。その時点で多くの方は「赤道レーダー」はもう出来ないと思った。しかし、方針を少し変え、より低コストな「可搬型レーダー」を構想し、それが今年度の第二次補正予算で認められる運びとなった。MU と同様、フェーズドアレーの VHF ウィンドプロファイラーで、対流圏全層の観測ができ、電離層モードも持つ。設置場所は、スマトラ島のインド洋側でほぼ赤道上にあるプキティンギという市の郊外で、第二の境界層レーダーを設置してある研究用の敷地である。この地域は El Niño とインドモンスーンの接する科学的に大変興味深い場所であり、成果が多いに期待される。

全体討論

大野: MU レーダーのバイスタティックレーダーへの展開は出来ないか。

深尾: 原理的には可能だが鉛直分解能がとれないだろう。

中村: MU そのものでなく、超高層観測に特化した別の送信機を設置すれば可能であろう (対流圏は難しい)。

第3回 MU レーダーシンポジウム

2000年3月発行

編集・発行 京都大学超高層電波研究センター
〒611-0011 宇治市五ヶ庄
電話 (0774) 38-3801
FAX (0774) 31-8463
