

平成13年度

修士論文

北極域中間圏における  
準2日波の研究

名古屋大学大学院理学研究科

素粒子宇宙物理学専攻（宇宙地球物理系）

今井田 星子

## 要旨

本研究では、極域における研究は皆無であった準 2 日波の特性を明らかにすることを旨とした。位相の高度プロファイルと南北東西振幅強度比を考慮すると、トロムソ(69.6°N)にて観測される準 2 日波は、ほとんどがロスビー重力ノーマルモードと結論づけられる。

極域下部熱圏の大気ダイナミクスの理解は、電離圏磁気圏相互作用を考える上で非常に重要である。この領域の大気は、圧力勾配力、コリオリ力、大気粘性力などに加え、大気下層から伝搬する各種波動の影響、さらには磁気圏から影響など、様々な物理過程によるエネルギー、運動量の供給を受けている。これら様々な物理過程が存在する中で、下層大気より伝播してくる各種大気波動の影響を定性的・定量的に明らかにすることは、地磁気擾乱時における下部熱圏大気の役割を明らかにする上で極めて重要である。これまでの研究により、中間圏・下部熱圏においては、プラネタリー波が比較的強い強度で存在していることが確認されているが、プラネタリー波が下部熱圏大気ダイナミクスにおいてどのような役割を果たしているかの十分な理解は未だ得られていない。

トロムソ EISCAT レーダーサイトに併設されている MF レーダーにより取得された風速データを用いて、極域中間圏 (70 ~ 91 km) における準 2 日波の特性を調べた結果、次のことが明らかになった。(1) 観測された準 2 日波の振幅は冬に強く、夏に弱い顕著な季節変化を示す。特に高度 82 km 以下では夏において準 2 日波は同定されない。(2) 準 2 日波の振幅強度は、4~20 日程度の時間変動を示す。(3) 振幅の高度プロファイルは季節により異なる。夏では、高度とともに上昇する傾向を示すが、冬においてはおおむね高度方向に一定な傾向を示す。(4) 位相の高度プロファイルはすべての季節において、高度変化は小さい。(5) 振幅の南北、東西成分の強度比を比較すると両者の比はおおむね 1 を中心に分布する。さらに、EISCAT/MF レーダー同時観測データを用いて、下部熱圏への伝搬に関する知見を得た。(6) 1999 年 7 月 1 日から 9 日にかけて同定された準 2 日波は、周期 51.2 時間であり、高度 95 km に振幅のピークを持つ。南北成分に関して、高度 102 km 付近でも有意な強度をもっており、下部熱圏へ透過していることが示唆される。またその鉛直波長は非常に長く(150 km 以上)、この波動がロスビー重力ノーマルモードであることを示唆する。

## 目次

1. 序論 .....	1
1.1 中間圏・下部熱圏 .....	1
1.2 大気波動 .....	2
1.3 電離圏 .....	3
1.4 準2日波 .....	5
1.4.1 混合ロスビー重力モードの理論.....	5
1.4.2 励起源 .....	9
1.4.3 中低緯度における準2日波の様相 .....	10
1.4.4 高緯度における準2日波による影響 .....	11
2. 目的 .....	13
3. 観測装置とデータ及び解析方法 .....	15
3.1 MF レーダー .....	15
3.2 中性風の測定 .....	16
3.3 トロムソ EISCAT UHF レーダー .....	17
3.4 準2日波の導出（ロームスカーグル法） .....	18
4. MF レーダーにより得られた準2日波の季節変化 .....	23
4.1 準2日波振幅の時間変動 .....	23
4.1.1 季節変化 .....	23
4.1.2 振幅の時間及び高度変動 .....	24
4.2 準2日波の周期 .....	25
4.3 準2日波の南北成分・東西成分強度比 .....	26
5. EISCAT/MF レーダー同時観測結果 .....	38
5.1 各周期成分の強度の比較 .....	38
5.2 準2日波の高度プロファイル .....	39

6. 考察 .....	43
6.1 中低緯度の様相との比較 .....	43
6.2 トロムソで観測された準2日波の励起源 .....	44
7. まとめと今後の課題 .....	45
7.1 まとめ .....	45
7.2 今後の課題 .....	46
8. 参考文献 .....	47

謝辞

## 1. 序論

### 1.1 中間圏・下部熱圏

地球大気は、高度約 600 km 付近まで広がっており、大気の性質は高度によって大きく変化している。この地球大気の領域の分け方として大気温度による分類が広く用いられている。この分類法では、地上から高度 15 km 付近の大気温度の谷までの領域を対流圏(troposphere)、その境界を対流圏境界、そこから高度 50 km 付近の温度の山までの領域を成層圏(stratosphere)、その境界を成層圏境界、その上空高度 90 km 付近の温度の谷までの領域を中間圏(mesosphere)、その境界を中間圏境界、そして中間圏境界以上を熱圏(thermosphere)と呼ぶ。この温度構造は、地球大気の主たる熱源である太陽放射の吸収によって形成され、緯度、季節、太陽活動度などによって各境界の高度は変動する。極端紫外線より短い波長の電磁波は高度約 100 km 以上の大気により吸収され、その大気を加熱する。次に紫外付近の波長を持つ電磁波は主に成層圏に存在するオゾンにより吸収され、成層圏大気を加熱している。残りの光は地表面によって吸収（または反射）されている。そのため、熱源がない対流圏、中間圏での温度構造は高度が上がるとともに減少を示すことになる。

中間圏においては、これまでレーダー、ロケットなどにより多くの観測がなされている。この領域の風系の一つの大きな特徴として、夏半球で西向き風、冬半球では東向き風（ともに最高 約  $60 \text{ m s}^{-1}$  程度）が卓越することが挙げられる。南北風、すなわち子午面循環は存在するが、東西風速と比べて一桁程度小さい。これらの平均場に、各種の大気波動が重畳している。一方、下部熱圏領域の中性風観測は難しく、これまであまり観測はなされてこなかった。ロケットや光学干渉計（例えば、ファブリペロー干渉計）などが用いられてきたが、長時間（例えば、12 時間以上）連続観測は不可能であった。非干渉性散乱(IS)レーダーによる観測も行われてきているが、太陽放射のない夜間は電離圏 E 層が消滅するため、観測は非常に難しい。1990 年代初頭に打ち上げられた Upper Atmosphere Research Satellite (UARS)により中低緯度の中間圏、下部熱圏大気運動の理解は大幅に進んだといえるが、まだ未解明な問題は数多く残されている。

極域下部熱圏大気は、地球大気の中でも特異な領域である。それはこの領域の大気を駆動する力が複数あり、これらの力のバランスが時間、季節、太陽活動度、地磁気活動度などいろいろな条件で変わっているためである。この大気は、磁力線を通し

て磁気圏と繋がっており、オーロラ降下粒子加熱や、磁気圏に起因する対流電場によるイオンドラッグ、ジュール加熱など地磁気擾乱の影響を受けるため、局所または広域にわたる圧力勾配の変化、加速（減速）などが付加される。一方で通常の下部熱圏大気と同様、下層大気に励起源をもつ各種大気波動の影響を受けている。そして 10 年以上にわたり多大な注目を集めている磁気圏・電離圏結合において、下部熱圏大気は重要な役割を果たしていると考えられているが、未だ十分な理解は得られていない。その 1 つの理由として挙げられるのが、地磁気静穏時における極域下部熱圏大気ダイナミクスの理解が十分でないことである。

高緯度電離圏においては、夜間にもオーロラ降下粒子などにより観測可能な電子密度が維持されうるため、条件にもよるが IS レーダーによる 24 時間連続観測が可能である。北極域における下部熱圏風の過去の研究では、EISCAT レーダーにより得られた 1986 年 11 月から 1996 年 10 月の 1 太陽周期中の 56 日間に渡ったデータを用いた *Nozawa and Brekke [1999]* の研究が挙げられる。彼等は、1 年を 4 ヶ月ごとの夏、冬、春(秋)の 3 つの季節に分け、それぞれにおける下部熱圏での中性風の様相を探った。そして、高度 95 km から 119 km において 1 年を通じて東向き平均東西風が存在すること、また夏から冬にかけて北向きから南向きへと変化する平均南北風が存在することを示している。太陽活動度による平均風への影響として、南北平均風が低太陽活動期に南向きを持ち、高太陽活動期に北向きをもつ変化を示すこと、東向き東西平均風が太陽活動度に比例して変化していることを報告している。さらに大気潮汐波の一日潮汐成分、半日潮汐成分振幅についても同様に季節及び太陽活動度への依存を調べた。一日潮汐成分は南北成分について冬から夏にかけて振幅が増加する季節変化を見せるが、東西成分については季節依存が見られない。半日潮汐成分は南北成分についてのみ、高度 107 km 以上では夏に弱い振幅を示し、高度 107 km 以下では、夏に強い振幅を示すという季節変化を示している。また太陽活動度に対して、一日潮汐成分は目立った傾向を示さないが、半日潮汐成分については太陽活動に比例して変化していることが報告されている。そしてこれらの季節・太陽活動度変化の原因について、下層大気から伝搬してくる大気重力波、プラネタリー波の影響を指摘している。

## 1.2 大気波動

地球大気には地表、対流圏、成層圏に励起源を持ついろいろな波動が存在してい

る。これら大気波動は上方伝搬する性質を持つとともに、そのエネルギーを保存して高層大気へ伝搬していく。高度とともに大気密度が減少するため、波の振幅は増大し、やがて波は砕ける。この砕波にともない輸送してきたエネルギー、運動量をその領域の大気へと供給している。すなわちこれらの大気波動は地球大気下層から上層へとエネルギー、運動量を輸送しているといえる。様々な周期及び規模を持つ大気波動が存在し、大気重力波、大気潮汐波、プラネタリー波の3つに大きく分類されている。

大気重力波は、他の2者と比べてスケールの小さい波動であり、そのスケールは鉛直方向に数 km、水平方向には数十 km 程度である。東西方向への位相速度はおおむね $20 \text{ m s}^{-1}$ （西向き）から $20 \text{ m s}^{-1}$ （東向き）と小さいため、その上方伝搬は上部成層圏、中間圏の平均風の向きに敏感である。周期として約5分（ブラントバイサラ周期）から6時間程度を持ち、地形や前線などを励起源とする比較的局所的な波動現象である。しかし中間圏界面付近の東西平均風の向きを転換するのは、この大気重力波の運動量であると考えられ、中間圏・下部熱圏大気ダイナミクスを考える上で非常に重要である。

大気潮汐波は、大気中のオゾン（主に成層圏）、水蒸気（対流圏）、酸素分子（熱圏）などが太陽光（紫外線など）を吸収することによる加熱が源となり、励起されると考えられている波動現象である。周期として6、8、12、24時間を持ち、全球的な規模を持つ波動で、その位相速度は数百 $\text{m s}^{-1}$ に及ぶ。代表的なものとして、24時間周期を持つ潮汐波（一日潮汐波:diurnal tide）、12時間周期を持つ潮汐波（半日潮汐波:semidiurnal tide）がある。高度80 kmより上空では波の振幅が増大し、その振幅は約 $100 \text{ m s}^{-1}$ にも及ぶことがある。

プラネタリー波は、地形の変化や大気の温度勾配により運動する気塊に不安定性が生じた結果、その大気に復元力が働くことにより励起されると考えられている[Salby, 1981a]。全球的規模を持つ大気波動と考えられており、その周期は2日、5日、10日、16日などである。周期が長いと長期間の観測が必要となる。中間圏では分反射(MF)レーダーなどにより広く研究されているが、下部熱圏ではほとんどなされていない。

### 1.3 電離圏

地球の上層大気中には電氣的に中性な分子や原子の気体のほかに、これらが電離されて生じるイオン及び自由電子からなるプラズマが存在する。高度60 km以下の領域では、高密度の大気分子にほとんどの電子が付着して負イオンを作るため、実質的

に電子は存在せず、同密度の正イオンと負イオンが存在する。高度 60 km 以上では、負イオン密度が急激に減少するとともに電子密度が増え始める。この高度約 60 km 以上の領域を電離圏(Ionosphere)と呼んでいる。電離圏において、電子密度は通常高度と共に増加し、高度約 300 km で最大となる。電離圏の電子密度分布は、高度により次のように分けられている。高度 60 km ~ 90 km の範囲を *D* 領域 (電子密度 $10^8 \sim 10^{10} \text{ m}^{-3}$ )、高度 90 km ~ 130 km を *E* 領域 ( $10^9 \sim 10^{11} \text{ m}^{-3}$ )、高度 130 km ~ 約 700 km を *F* 領域 ( $10^{10} \sim 10^{12} \text{ m}^{-3}$ ) と呼んでいる[福西他, 1983]。それぞれ、中間圏、下部熱圏、熱圏にほぼ対応している。

電離圏において、分極電場が発生することにより、大気中に不安定性による波動が生じることが考えられている。中性大気とイオン、および電子との衝突周波数、ジャイロ角周波数を比べてみると、高度 125 km 付近より下では、中性大気とイオンの衝突周波数がイオンのジャイロ角周波数よりも大きい、中性大気と電子との衝突周波数は、電子のジャイロ角周波数よりも小さい。よって、*E* 領域高度で中性風によってドラッグされるイオンは、衝突の効果の違いから、電子との分離が生じ、分極電場が発生する。この電離圏の中性大気との衝突によって電場が発生する効果は、電離圏ダイナモと呼ばれる。

風系の変化により生じる電離圏の現象として、スプラディック *E* 層 (*Es* 層、*Es* layer) の出現がある。この現象とは、非定常的に *E* 領域の狭い高度範囲に高い電子密度の層が生じる現象である。中緯度では以下の機構により出現すると考えられる。*E* 領域高度では、イオンと中性大気の衝突周波数が大きいため、東向きの中性大気風が存在すると、イオンも同じく東向きの力、 $\mathbf{F}$  を受け、磁場  $\mathbf{B}$  との作用で、 $\mathbf{F} \times \mathbf{B}$  の方向 (鉛直方向上向き) にドリフトする。同様に西向きの中性大気風が存在すると、イオンは鉛直下向きにドリフトする。ある高度を境に上下で東西方向に逆向きの中性大気風が存在すると仮定したとき、この高度にイオンが集中する。通常 *E* 領域に存在するイオン種である  $\text{NO}^+$ 、 $\text{O}_2^+$  は密度が上昇すると解離再結合が急速に進み消滅するが、*E* 領域にわずかに存在する金属イオンは再結合係数が小さく、イオンとしての寿命が長いので、狭い領域に集中しても高いイオン密度を保つことができる。こうして形成された高イオン密度に対応して中性を保とうとして電子が集まり、高電子密度領域が形成される。[恩藤忠典他, 2000]また、冬の成層圏で発生する冬季異常についても、中間圏や熱圏まで影響を及ぼし電離圏の秩序を乱す可能性があることが指摘されている[木田秀次, 1983]。



## 1.4 準2日波

1960年代初頭より、分反射(MF)レーダーや、流星(meteor)レーダーなどにより中緯度の中層大気(60~100 km)において全球的な2日付近の周期を持つ振動が南北両半球で報告されている [Kingsley et al., 1978]。その振幅は最大  $40 \text{ m s}^{-1}$ 程度で、観測される変動周期は約 2.1 日と報告されている。また、多点観測によりその水平構造が調べられ、地球を一周する間に何回、波を打つ変化をするかを表わす東西波数が3であり、振動の波は西向きの伝搬性を持つものであると報告されている [Salby, 1981c]。この全球的規模を持つ2日付近の周期波動は、プラネタリー波と考えられている。

### 1.4.1 混合ロスビー重力モードの理論

Salby[1981a]は、プラネタリー波を大気の擾乱成分として考え、理論的に解釈を進めた。そして、観測された2日付近の周期を持つ波は、無風状態の等温大気中での変動成分であると考えた場合について、線形波動方程式を用いて理論的に導き、その結果、混合ロスビー重力モードの(3,0)(mixed Rossby-gravity normal mode)成分の波と結論づけた。

等温大気に対する球面調和関数を用いて次のように導かれる [Forbes, 1995]。背景となる大気は水平方向に一様で、東西平均風はゼロであると仮定する。線形方程式より、球面等温大気の変動成分の運動方程式は次のように表わされる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin \theta v + \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = 0 \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin \theta u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} = 0 \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \Phi_z + N^2 \omega = \frac{\kappa J}{H} \quad (1.3)$$

$$\frac{1}{a \cos \theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \cos \theta) \right] + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \omega) = 0 \quad (1.4)$$

ここで、変数はそれぞれ以下の通りである。

- $u$  : 東向き速度
- $v$  : 北向き速度
- $\omega$  : 鉛直上向き速度

$\Phi$	: 擾乱成分ジオポテンシャル
$N^2$	: ブラントバイサラ周波数の自乗 = $\kappa g/H$ , ただし $\kappa = R/C_p \approx 2/7$
$\Omega$	: 地球の自転角速度
$\rho_0$	: 基本場における大気密度
$z$	: 高度
$\lambda$	: 経度
$\theta$	: 緯度
$J$	: 単位質量あたりの加熱率
$a$	: 地球半径
$g$	: 重力加速度
$H$	: スケールハイト
$t$	: 時間

変動成分が東西波数  $s$ 、“周波数”  $\sigma$  を持ち経度方向に伝播する波からなると仮定すると、次のように書き表せる。

$$\{u, v, \omega, \Phi\} = \{\hat{u}, \hat{v}, \hat{\omega}, \hat{\Phi}\} \exp[i(s\lambda - \sigma t)] \quad (1.5)$$

東西波数は正の整数で、経度方向の正弦振動の最大数を表わす。位相を表わす  $(s\lambda - \sigma t)$  は、 $\sigma$  が正のとき東向き伝播波、負のとき西向き伝播波に対応するものである。すなわち、(1.5)式の実数部分は  $\cos(s\lambda - \sigma t)$  で、波頭は  $\lambda = \sigma/s$  に位置する。(1.1)から(1.4)の式に(1.5)式を代入して、変数  $z$  と  $\theta$  により表わされる  $\Phi$  の単純 2 次変微分方程式を用いて、変数分離解が次のように存在すると考える。

$$\hat{\Phi} = \sum_n \Theta_n(\theta) G_n(z) \quad (1.6)$$

ここで  $\{\Theta_n\}$  は完全直交成分 (a complete orthogonal set) である。

また、 $\Theta_n$  は完全直交成分であることから、熱的励起については次のように表わすことができる。

$$\hat{J} = \sum_n \Theta_n(\theta) J_n(z) \quad (1.7)$$

(1.1)式、(1.2)式と(1.6)式から  $\Theta_n$  と  $G_n$  の項を用いることで水平方向の速度は次のように書き表される。

$$\hat{u} = \frac{\sigma}{4\Omega^2 a} \sum_n U_n(\theta) G_n(z) \quad (1.8)$$

$$\hat{v} = \frac{-i\sigma}{4\Omega^2 a} \sum_n V_n(\theta) G_n(z) \quad (1.9)$$

ここで、

$$U_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \theta)} \left[ \frac{s}{\cos \theta} + \frac{\sin \theta}{f} \frac{d}{d\theta} \right] \Theta_n \quad (1.10)$$

$$V_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \theta)} \left[ \frac{s \tan \theta}{f} + \frac{d}{d\theta} \right] \Theta_n \quad (1.11)$$

また鉛直方向については、変数分離の結果、次のように書き表すことができる。

$$i\sigma H \left[ \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 \frac{\partial}{\partial z} G_n \right] + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \kappa J_n) = -\frac{i\sigma \kappa}{h_n} G_n \quad (1.12)$$

ここで、 $h_n$  は分離定数として定義されるもので、等価深度(equivalent depth)と呼ばれる。 $T = 256K$  に対応する  $H = \text{constant} = 7.5 \text{ km}$  を持つ等温大気に対し  $N^2 = \kappa g/H$ 、 $G'_n = G_n \rho_0^{1/2} N^{-1}$  と置き、また、 $x = z/H$  とすることにより、鉛直構造方程式として以下の式を得る。

$$\frac{d^2 G'_n}{dx^2} + \left[ \frac{\kappa H}{h_n} - \frac{1}{4} \right] G'_n = -\frac{\rho_0^{-1/2}}{i\sigma N} \frac{d}{dx} (\rho_0 J_n) \quad (1.13)$$

以上より大気波動を記述する方程式は、固有関数、固有値問題として解くことになる。

(1.13) 式を以下のように書き改め、

$$\frac{d^2 G'_n}{dx^2} + \alpha^2 G'_n = F(x) \quad (1.14)$$

$\alpha^2 = \kappa H/h_n - 1/4$  とし、以下のような解を持つとする。

$$G'_n \sim A e^{i\alpha x} + B e^{-i\alpha x} \quad (1.15)$$

そして、外力が、 $F(x) \neq 0$  である場合について考えると二つの解が求められる。

$$h_n < 0 \text{ or } h_n > 4\kappa H$$

すなわち、 $\alpha^2 < 0$  のとき、

$$G'_n \sim e^{-|\alpha|x} \quad (1.16)$$

このとき波は、振動が励起された領域に補足され、伝搬しない。

$0 < h_n < 4\kappa H$ 、つまり、 $\alpha^2 > 0$  のとき、

$$G'_n \sim e^{i\alpha x} \quad (1.17)$$

このとき波は、 $x$  の増加と共に広がる傾向を見せる。 $\alpha$  の正負はそれぞれ西向き伝播

波、東向き伝播波を示している。

ラプラスの潮汐方程式(Laplace's tidal equation)は、しばしば次のように記述される。

$$F_{s,\sigma}(\Theta_n^{s,\sigma}) = \varepsilon_n^{s,\sigma} \Theta_n^{s,\sigma} \quad (1.18)$$

任意の  $s$ 、 $\sigma$  に対して、(1.18)式を満たす  $\varepsilon_n$  と  $\Theta_n$  の組が存在する。 $s$  が東西波数、 $\sigma$  が周波数、 $n$  が南北指数（緯度方向に対する波の節の数）を表わし、波の伝播性は、 $\sigma$  の値の正負により分けられ、 $\sigma > 0$  のとき東向き伝播波、 $\sigma < 0$  のとき西向き伝播波である。東向き伝播波、及び西向き伝播波はそれぞれ重力モード、ロスビーモードと呼ばれている。

次に、位相速度から波の伝搬性を解釈する。プラネタリー波はその位相速度が平均風に比べて小さいので、平均風による重大な影響を受ける。つまり、平均風により位相速度がドップラーシフトを受ける。プラネタリー波の東西方向への運動方程式を考える。(1.1)の解として表される東西方向速度が、 $e^{i(s\lambda - \sigma t)}$  の形を持つとき、背景となる東西風を  $\bar{U}$  として与えると、

$$\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\bar{U}}{a \sin \theta} \rightarrow ik(-C_{ph} + \bar{U})$$

(ここで、 $k = s/(a \sin \theta)$ 、東西方向の位相速度を  $C_{ph} = \sigma/k$  とする。)

より、周期  $T$  を持つ西向き伝播波であるプラネタリー波について、次のように表わされる。

$$C_{ph} = -\frac{\Omega a \sin \theta}{sT} \quad (1.19)$$

よって東西波数 3 を持つ 2 日周期の波の位相速度は、西向き約  $40 \text{ m s}^{-1}$  と求められる。例えば、西向き東西風が、 $20 \text{ m s}^{-1}$  から  $60 \text{ m s}^{-1}$  の振幅で存在している場合、伝播性プラネタリー波は、

$$\frac{\sigma_D}{k} = -C_{ph} + \bar{U} = 0 \quad (1.20)$$

の条件を満たす風速を持つ高度が伝搬できる臨界高度となる。すなわち  $\sigma_D > 0$  の条件を満たす、西向き平均風が  $40 \text{ m s}^{-1}$  以下の領域のみ伝播できる。

以上の理論式から導くことのできる混合ロスビー重力ノーマルモード(3,0)の波のジオポテンシャル、南北成分振幅、東西成分振幅を図 1.1 に示す。特徴として、南北成分は赤道で最大振幅を持ち、東西成分は中低緯度で最大振幅を持つことが挙げられる。また緯度が高くなるにつれて両成分ともその振幅は小さくなっている。南北成分と東西成分との振幅強度を比較すると、中低緯度ではその比が約 2、トロムソの位置

する緯度 70 度付近では、その比は約 1 である[Salby, 1981c]。

Salby [1981b]は、春分秋分時、および夏至冬至時の混合ロスビー重力ノーマルモードの様相を理論的に求め、以下のような結果を得ている。背景場として、低緯度ジェットが最大値  $25 \text{ m s}^{-1}$ 、成層圏ジェットが最大値  $50 \text{ m s}^{-1}$ を持ち、熱帯における西向き東西平均風は 4 スケールハイト内で  $12 \text{ m s}^{-1}$ に達し、温度場は、対流圏の赤道方向勾配を除いて、緯度に依存しないものであると仮定している。これらの状態に対して、一様表面に力を導入してシミュレートした結果、混合ロスビー重力ノーマルモード(3,0)の波の周期として、夏至冬至時には 2.2 日と 2.5 日、春分秋分時には 2.2 日と 2.3 日が得られている。

#### 1.4.2 励起源

中間圏高度で観測される準 2 日波の励起源については、これまでの理論的解釈より以下の 2 つのメカニズムが挙げられている。一つは、Salby [1981c]らにより提唱されている、下層大気で励起された混合ロスビー重力ノーマルモード(3,0)の上方伝播。この波の伝播性は、上記の理論式展開の中で述べている。背景となる東西平均風と位相速度との比較より、具体的な数値を用いて定量的な議論および、解釈が必要だが、その定性的な解釈として Luo *et al.* [2000]は次のように述べている。冬の間中間圏では、プラネタリー波は上方伝播が可能であるが、夏においては不可能である。その一方で、夏では、プラネタリー波の南半球(冬半球)から北半球(夏半球)へのダクト伝播が考えられる。

もう一つは、Plumb [1983]により提唱されている、夏の間中間圏西向き風ジェットでの傾圧不安定の急成長により励起される波である。一次元モデルで検討されたこのメカニズムは、Pfister [1985]により 2 次元モデルでも検討され、ともに不安定波の成長中に東西波数 2 から 4、周期 1.4 日から 3 日を持つ波を励起すると考えられている。

近年、Hagan *et al.* [1993]は、南半球が夏の状態、特に 1 月についての実際の風系、および拡散を含む数値シミュレーションを行ない、準 2 日波が西向き伝播性を持つ東西波数 3 の混合ロスビー重力モードの構造を持つことを示した[Thayaparan *et al.*, 1994]。

#### 1.4.3 中低緯度における準 2 日波の様相

中低緯度における準2日波の様相は、これまでの研究から次のように述べられている。準2日波は冬半球に比べ、夏半球に大きな振幅を持ち、低緯度ほどその振幅は大きい。北半球では、 $0\sim 25\text{ m s}^{-1}$ で変動し、南半球では、 $0\sim 65\text{ m s}^{-1}$ で変動する。また、その南北成分は、概して東西成分より2倍ほど大きい。そして、振幅の変動が4日から10日の周期で見られる[Craig and Elford, 1981; Clark, 1989; Poole, 1990]。準2日波は大気潮汐波との波動相互作用を通して、大気潮汐波を変調する[Carter and Balsley, 1982; Manson and Meek, 1990]。

Clark et al. [1994]はサスカトゥーン(Saskatoon, Canada:  $52^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{W}$ ) MF レーダーとクリスマス島(Christmas Island:  $2^{\circ}\text{N}$ ,  $157^{\circ}\text{W}$ )とデューラム (Durham, U.S.A. :  $43^{\circ}\text{N}$ ,  $71^{\circ}\text{W}$ )にある2つの流星レーダーとを用いて比較研究を行ない、準2日波の緯度と経度方向の変化は、Salby [1981c]の行なったシミュレーション結果を支持すると述べている。また、北半球の振幅の季節変化として、年間を通して特に低緯度で強い強度で存在することが示されており、中緯度では、夏至の後に強められること、春分秋分時には抑えられ弱い強度を示すという結果が得られている。

電離圏高度でもプラネタリー波の存在が示されている例を挙げる。Forbes and Leveroni [1992]は、1979年1月、2月に赤道付近で、水平磁場強度やF2層の臨界周波数が準16日で振動することに注目した。彼らは、中性大気とプラズマとの作用であるダイナモ効果により16日付近の周期振動が現れると考えた。そして、冬の成層圏で励起されたプラネタリー波が上方伝播し、プラズマと相互作用した結果、これらの現象を発生させたと解釈した。またプラネタリー波が、電離圏電場、電流を生成し、プラズマ密度変化をもたらすことを指摘した。同様に準2日波についても、準2日波は150 kmまでの高度で数 $10\text{ m s}^{-1}$ のオーダーで存在し、ダイナモ効果により日変動や経度方向の変動を引き起こすことが Ito et al. [1986]、Chen [1992]らにより示唆されている。

同じく中緯度におけるこれまでの研究から、両半球間で準2日波の周期が異なったピークを持つことが報告されている。南半球の夏では、 $48\pm 3$ 時間[例えば、Harris, 1993b]、一方、北半球の夏では、 $51\pm 2$ 時間[例えば、Muller, 1972; Glass et al., 1975; Muller and Nelson, 1978; Kingsley et al., 1978; Stenning et al., 1978; Manson et al., 1978; Salby and Roper, 1980; Tsuda et al., 1988]にピークを持つ。

高度91 kmにおける1993年と1994年におけるロンドン( $43^{\circ}\text{N}$ ,  $81^{\circ}\text{W}$ )とサスカトゥーン( $52^{\circ}\text{N}$ ,  $107^{\circ}\text{W}$ )でのMFレーダー同時観測結果から、準2日波の周期として、他の北半球での結果である51時間から52時間よりも短い46時間から47時間にピークが見

られることが示されている。

これら両半球間で生じる差について、波の励起源の違い、そしてまた中層大気からの波の伝搬性の違いによるものであると考えられ、準2日波の励起源を特定することは重要であるとの指摘がなされている[*Thayaparan et al.*, 1997]。

#### 1.4.4 高緯度における準2日波による影響

これまで高緯度中間圏・下部熱圏においては、準2日波はあまり調べられていない。しかし高緯度下部熱圏における準2日波による影響を示した研究が数例あり、ここで述べておく。

*Huuskonen et al.* [1991]は、EISCAT UHF レーダーによって1988年3月20日から4月10日に得られた観測データを解析し、下部熱圏において半日潮汐成分の強度が周期約2.2日に変動することを示した。この変動は、準2日波との相互作用により生起していると解釈した。また、*van Eyken et al.* [2000]は、EISCAT スヴァールバルレーダー(78.2°N, 16.0°E)より得られた中性風データを周期解析し、高度93 kmにて半日潮汐成分に加え2.5日、16.8時間、9.6時間周期変動成分が有意な強度を持つことを示している。そして、これらの周期変動成分が、準2日波と半日潮汐波の非線形相互作用により励起されていることを示唆した。以上のように、下部熱圏高度における準2日波の影響が指摘されている。

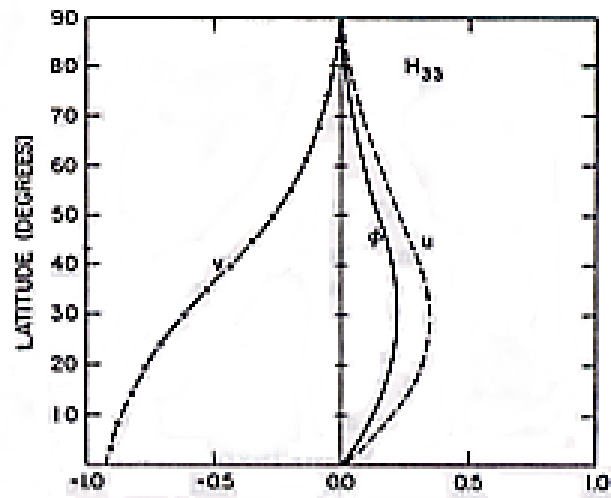


図 1.1 無風および等温大気を仮定した上でのロスビー重力ノーマルモード(3,0)のジオポテンシャル $\phi$ 、東西速度 $u$ 及び南北速度 $v$ の緯度変化。縦軸は緯度、横軸はそれぞれのパラメータの比を表わしている。  
[Salby, 1981c より]



## 2. 目的

本研究の目的は、トロムソ EISCAT レーダーサイトに併設されている MF レーダーにより取得された風速データを用いて、極域中間圏(70~91 km)における準2日波の特性を明らかにすることである。さらに、EISCAT/MF レーダー同時観測データを用いて、高度70~120 kmにわたる広い高度領域での準2日波の高度プロファイルを導出し、準2日波の下部熱圏への透過に関する直接的な知見を得ることである。

極域下部熱圏の大気ダイナミクスの理解は、電離圏磁気圏相互作用を考える上で重要であると言える。この領域の大気は、太陽極端紫外線などの直接加熱による圧力勾配力、地球が回転することに起因するコリオリ力、大気粘性などの駆動力に加え、大気下層からの大気潮汐波、プラネタリー波、大気重力波の上方伝播や、磁気圏からのオーロラなどを引き起こす粒子の降り込みや、投影電場など、様々な物理過程によるエネルギー、運動量の供給を受けている。そのためこの領域の大気ダイナミクスは、非常に複雑になっている。これら様々な物理過程が存在する中で、下層大気より伝播してくる各種波動の影響を定性的・定量的に明らかにすることは、地磁気擾乱時における下部熱圏大気の役割を定性的・定量的に評価する上で極めて重要である。

高度70~100 kmにおいて、プラネタリー波の存在、およびその背景風への影響についての観測研究は主に分反射(MF)レーダー観測により行われてきている。この高度領域で存在する長周期変動(2日、5日、16日など)は、対流圏・下部成層圏に起因する“プラネタリー波”と通常考えられ、その上方伝播は、上部成層圏・中間圏における背景風や温度場により強く影響されると考えられている。これまでの研究により、中間圏・下部熱圏においては、プラネタリー波が比較的強い強度で存在していることが確認されている。しかし、未だプラネタリー波が下部熱圏大気ダイナミクスにおいてどのような役割を果たしているかの十分な理解は得られていない。主たる理由の1つとして中間圏風を観測するMFレーダーと下部熱圏風を導出できるISレーダーの併用があまりなされてこなかったことが挙げられる。トロムソにはEISCATレーダーとMFレーダーが併設されており、中間圏・下部熱圏の中性風を広い高度領域で観測することができる。このことは中間圏・下部熱圏結合の研究にとって非常に強力である。

本研究では、極域における研究は皆無であった準2日波の特性を明らかにす

ることを目指した。この準2日波はプラネタリー波の中で準16日波とともに無視できない振幅強度をこの高度領域で保持していると考えられている。得られた研究成果は、中間圏・下部熱圏大気ダイナミクスを理解する上で重要な貢献となると考えられる。

### 3. 観測装置とデータ及び解析方法

#### 3.1 MF レーダー

分反射 (MF) レーダーは、通常 2~3 MHz の中波帯の電波を用いて、高度 60 km ~ 100 km の中間圏 (および下部熱圏) の風速を常時観測することが可能なレーダーである。2~3 MHz の電波は、E 領域のプラズマ周波数と等しくなり、昼間 E 領域で反射される。そのため観測上限高度は 100 km 付近と考えられてきた。

ノルウェートロムソ (北緯 69.6 度) の EISCAT レーダーサイトに設置されているトロムソ MF レーダー [Hall, 2001] は 1998 年夏から秋にかけて大幅なシステム更新がなされた。例えば、送信機の出力が 1999 年 2 月から 50 kW に向上した。このレーダーはトロムソ大学、サスカツーン大学、名古屋大学の国際共同で運営されている。現在この MF レーダーにより高度約 60 km から約 100 km にわたって定常的に風速データが取得されている。送信周波数は 2.8 MHz を用いている。トロムソ MF レーダーについてのシステムパラメータを表 3.1 にまとめた。

表 3.1 トロムソ MF レーダーのシステムパラメータ

地理緯度及び経度	65.58°N, 19.22°E
送信周波数	2.8 MHz
最大送信出力	50 kW
観測高度	60 ~ 100 km
高度分解能	3 km
測定原理	分反射
時間分解能	2 分、5 分
送信ビーム幅	17°
観測時間	常時

## 3.2 中性風の測定

MF レーダーによる中性風の測定は、パルスレーダーの電波が中間圏以上の高度に存在する自由電子を含む大気屈折率の揺らぎにより散乱される分反射現象を利用している。トロムソ MF レーダーで用いられている方法はスペースドアンテナ (Spaced Antenna : SA) 法 [Raid, 1996] と呼ばれるものである。この手法では、分反射エコーにより地上に作られる回折パターンの移動速度を、地上に空間的に離して配置した複数の受信アンテナを用いて測定することにより風速、風向を求める方法である。

1次元に適切な間隔で配置された2本の受信アンテナを用い、中間圏からの散乱エコー強度を測定すると、各波形の時間変化特性として、回折パターンが2本の受信アンテナを移動する時間だけずれた波形が得られる。これらの相関をとり、時間差を求めれば回折パターンの移動速度が求まる。求める風速はこの移動速度の半分と考えられる。

スペースドアンテナ法では、2次元平面での回折パターンの運動を求めることができる。しかし大気は時間的にも変動しているため、この点を考慮した上で、風速を導出する必要がある。そこで、時間的にランダムな変動が重ね合わさっているとして風速を導出する方法としてフルコリレーションアナリシス (Full Correlation Analysis : FCA) 法が Briggs [1980] や Meek [1980] により開発され、現在広く用いられている [岡本謙一他, 地球環境計測]。

本研究では、MF レーダー改良後の1998年12月28日から2001年7月4日までのデータを解析した。準2日波の季節変化という長い期間のデータを用いた統計的研究のため、MF レーダーより取得できる全高度の中から信頼性の高い観測領域である高度70 km ~ 91 km のデータを用いている。高度70 km 以下では、夜間の観測が特に難しく、風速データの品質がその上空と比べて有為に低いため、下限を70 km としている。一方で、Nozawa et al. [2002] は、EISCAT UHF レーダーと MF レーダーにより得られた風速データを統計的およびイベント研究的に比較を行った結果、夏期における MF レーダーの信頼できる観測データが得られる上限高度が91 km であることを示した。本研究ではこの結果に従い、用いるデータの上限を91 km としている。風速データの時間分解能は、1999年2月16日までが5分、それ以降より2000年10月16日までが2分、その後5分となっている。

### 3.3 トロムソ EISCAT UHF レーダー

欧州非干渉散乱(EISCAT)レーダー[Folkestad *et al.*, 1983] は、トロムソ (ノルウェー)、キルナ (スウェーデン)、ソダンキラ (フィンランド)、及びスヴァールバル諸島スピッツベルゲン島ロングイアビンに設置されている IS レーダーの総称である。その中でもトロムソ (送受信局)、キルナ (受信局)、ソダンキラ (受信局) に設置されている 3 機の UHF レーダーは、3 局方式によりイオン速度を精度良く決定できる世界最高水準のレーダーである。トロムソ UHF レーダーは送信周波数として 931 MHz を用いている。IS レーダーでは、送信した電波が電離層の電子 (正確にはイオン音波) により散乱された微弱な電波を地上で受信し、そのシグナルから電子密度、電子温度、イオン温度、イオン速度などを高い高度分解能 (通常約 3 km) で測定することができる。本研究では、この測定されたイオン速度より導出された中性風速度を用いて、準 2 波の下部熱圏への伝搬を調べている。

IS レーダは中性風速度を直接測定することはできない。しかし、観測されたイオン速度および電場 ( $F$  領域のイオン速度から導出) から導出することができる。3次元イオン速度を決定する方法には1局方式と3局方式がある[Williams *et al.*, 1994; Nozawa and Brekke, 2000]。1つのアンテナのみを用いて観測する方法を1局方式と呼ぶ。EISCAT UHF レーダーでは、送信ビームを6分の周期で4方向に向けて行ない、その間の空間および時間一様性を仮定することにより、3次元イオン速度を導出している。

中性風速度は、イオンについての運動方程式より求められる。高度 120 km 以下では、イオンは中性風によるドラッグと電磁気力に支配されており、コリオリ力、粘性力、圧力などは無視できる。よって、イオンの運動方程式を中性大気速度  $\mathbf{u}$  について解くと、次式を得る[Rino *et al.*, 1977]。

$$\mathbf{u} = \mathbf{v} - \frac{\Omega_i}{|\mathbf{B}|v_{in}}(\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (3.1)$$

ここで、 $\mathbf{v}$  はイオン速度、 $\mathbf{E}$  は電場、 $\Omega_i$  はイオンサイクロトロン角周波数 ( $\Omega_i = eB/m_i$ )、 $v_{in}$  はイオンの中性大気との衝突周波数、 $\mathbf{B}$  は地球磁場強度、そして  $m_i$  はイオン質量を表わす。

磁場強度とイオン質量の関数で表される  $\Omega_i$  は、 $E$  領域においてはほぼ一定である。一方で、イオンと中性大気との衝突周波数  $v_{in}$  は大気密度に比例しており、

高度の上昇と共に急激に小さくなる。 $v_{in}$ の高度変化に伴い、高度により式(3.1)の右辺第1項と第2項の寄与は変わる。高度約105 km以下では、 $\Omega_i$ が $v_{in}$ に比べて十分小さいために式(3.1)の右辺第2項の寄与は、無視することができ、中性風速度はイオン速度とほぼ等しくなる( $\mathbf{u} \approx \mathbf{v}$ )。高度が上がるにつれ右辺第2項の寄与は大きくなっていく。高度120 km以上では、 $v_{in}$ が $\Omega_i$ に比べて小さくなるために、式(3.1)の第2項が第1項よりも大きくなる傾向になる。そのため、電場の測定誤差が $\Omega_i/|\mathbf{B}|v_{in}$ 倍となり、導出される中性風の速度に深刻な誤差を導入する。このことから、式(3.1)を用いて中性風の導出可能な領域の上限高度は約120 kmであると考えられている[Nozawa and Brekke, 1999]。

### 3.4 準2日波の導出 (ロム - スカーグル法)

トロムソ MF レーダーから導出された中性風の南北成分、東西成分それぞれについて、1998年12月28日から2001年7月4日の約2年半にわたるデータを用い解析を行った。解析は、連続した9日間のデータの中から1日目の1200 UTから9日目の1200 UTまでの8日間分のデータを連続データとして扱い、ロム - スカーグル法(lomb-scargle method) [Press et al., 1992; Hocke, 1998]を用いて周波数解析を行った。連続データの中心となる5日目を、得られた振幅および位相データの取得日としている。データウィンドの設定の模式図を図3.1に示した。データウィンドウを1日ずつずらし、2年半にわたるデータを周波数解析した。中性風の8日間データとそのデータを用いたロムスカーグル法による解析結果をそれぞれ図3.2、図3.3に示す。

周波数解析にかけるデータとして常に一定の時間間隔で得られるものについては、高速フーリエ変換によるフーリエ解析を行えばよい。しかし現実の観測データには天候や観測機器の不備などの理由でデータギャップがほぼ必ず伴われる。周波数解析をするとき、データギャップの処理に十分な注意が必要である。ロム - スカーグル法はこの種の観測データに適した方法の一つであり、最近広く用いられている。

周波数を求めたいデータに対して、そのデータウィンドウを等間隔に区切る時点にポイントを補間して置く。そして、最小二乗法を用いてフィッティングをかけ、そのポイントに対応した周波数を求めることができる。具体的には、周波

数を求めたい時間 $t_i$ に対する変数 $y_i (i=1, \dots, n)$ について、次のような正弦関数でフィッティングする。

$$y_f(t_i) = a \cos \omega(t_i - t_{ave} - \tau) + b \sin \omega(t_i - t_{ave} - \tau) \quad (3.2)$$

ここで、 $\omega$ は角周波数、また $t_{ave} = (t_i + t_n)/2$ とし、 $\tau$ は次のように定義される。

$$\tan(2\omega\tau) = \frac{\sum_{i=1}^n \sin 2\omega(t_i - t_{ave})}{\sum_{i=1}^n \cos 2\omega(t_i - t_{ave})} \quad (3.3)$$

以上より、

$$a = \frac{\sqrt{\frac{2}{n}} \sum_{i=1}^n y_i \cos \omega(t_i - t_{ave} - \tau)}{\left( \sum_{i=1}^n \cos^2 \omega(t_i - t_{ave} - \tau) \right)^{1/2}} \quad (3.4)$$

$$b = \frac{\sqrt{\frac{2}{n}} \sum_{i=1}^n y_i \sin \omega(t_i - t_{ave} - \tau)}{\left( \sum_{i=1}^n \sin^2 \omega(t_i - t_{ave} - \tau) \right)^{1/2}} \quad (3.5)$$

と求められ、ロム正規化ピリオドグラムは、次のように表わされる。

$$P_N(\omega) = \frac{1}{2\sigma^2} \frac{n}{2} (a^2 + b^2), \quad \sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n y_i^2 \quad (3.6)$$

よって、振幅 $A(\omega)$ は、

$$A(\omega) = \sqrt{\frac{2}{n} 2\sigma^2 P_N(\omega)} \quad (3.7)$$

$$(\text{または、 } A(\omega) = \sqrt{a^2 + b^2})$$

と表わされる。

次に、式(3-2)を変形する。

$$y_f(t_i) = A(\omega) \cos[\omega(t_i - t_{ave} - \tau) + \phi] \quad (3.8)$$

$$\phi = -\text{atan}(b, a) \quad (3.9)$$

上式より位相は次のように表わされる(余弦関数に表わすことにより定義される)。

$$\varphi = \omega(-t_{ave} - \tau) + \phi \quad (3.10)$$

$$= \omega t_{ave} - \omega t + \phi \quad (3.11)$$

そして、周波数は次の各成分が計算される。

$$\omega_j = \frac{2\pi}{(t_n - t_i)ofac} j, \quad j = 1, 2, 3, \dots \quad (3.12)$$

ここで、*ofac* は、オーバーサンプリングファクター (oversampling factor) と呼ばれ、通常は 4 以上の整数を与える。よって、不連続である位相は次のように求めることができる。

$$\varphi_j = -\omega_j t_{ave} - \omega_j \tau - \text{atan}(b, a), \quad j = 1, 2, 3, \dots \quad (3.13)$$

本研究では、*ofac*=4 として、実際のデータポイント数に対し、4 倍のポイント数を仮定して周波数解析を行った。よって、8 日間のデータから 2 日付近の周期に対応するものとして、45.2 時間、48.0 時間、51.2 時間、54.8 時間の 4 つ成分が同定でき、これらを準 2 日波の成分として定義している。なおデータの信頼性を検討した結果、8 日間のデータウィンドウ内で丸 2 日間 (48 時間) 以上のデータ欠損がある部分については、解析結果から除くこととした。

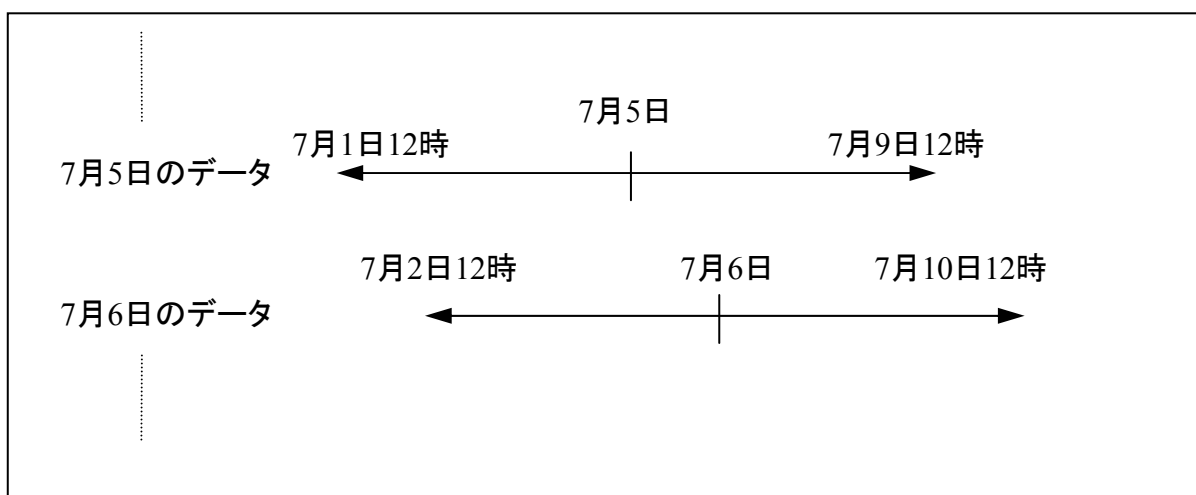


図 3.1 データウィンドウの例。この 8 日間分のデータを、データウィンドウを設けた中心の日のデータとみなし、解析結果である周波数の得られた日とする。



## MFレーダーより得られた中性風データの例

99年7月1日12時から99年7月9日12時までの8日間のデータ(2分値)

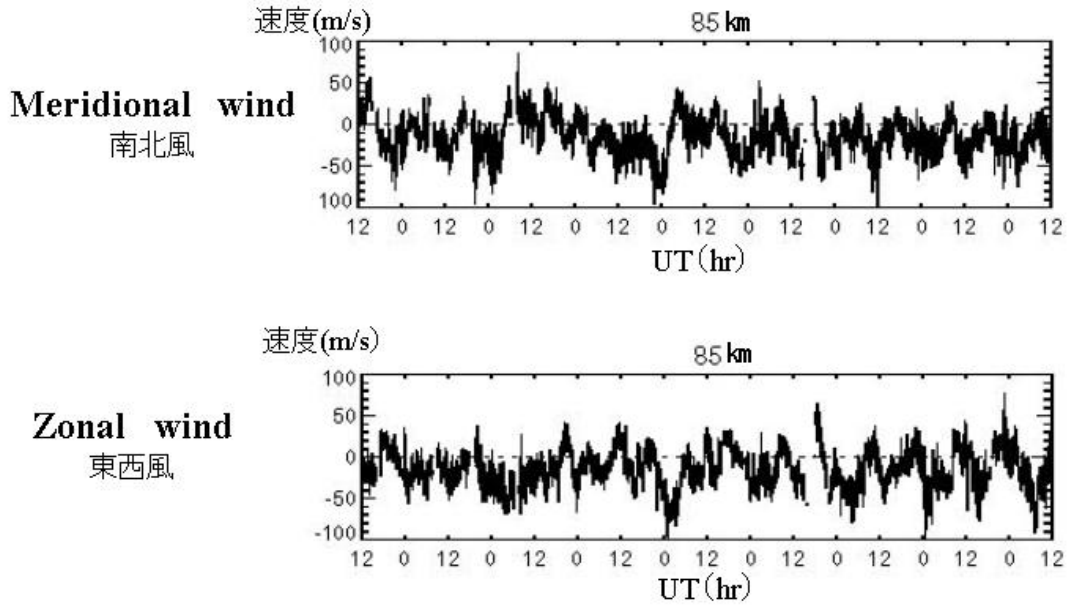


図 3.2 高度 85 km における中性風データの一例。

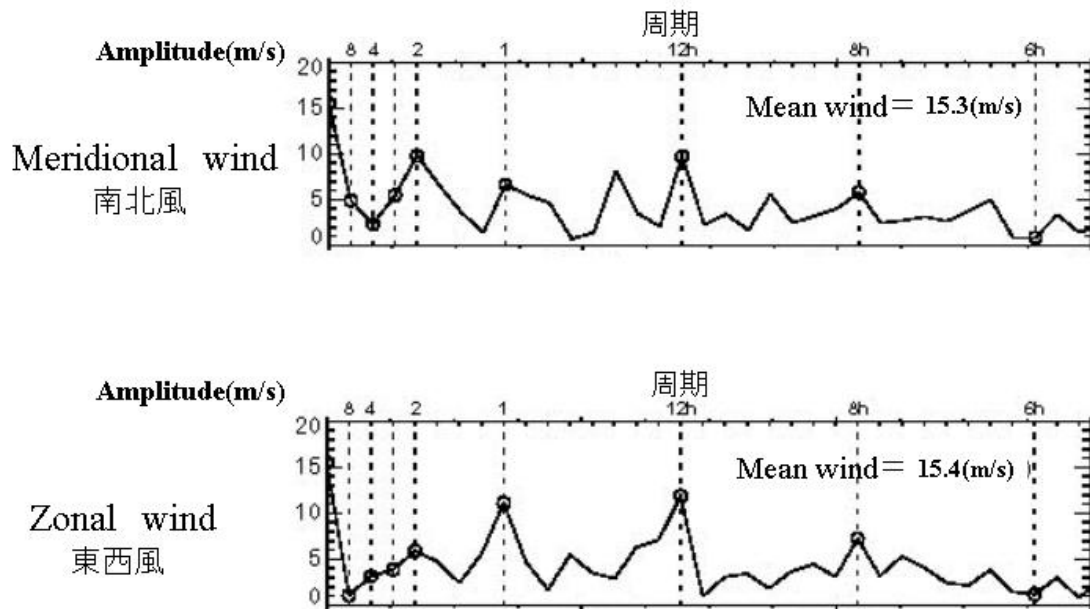


図 3.3 ロムスカーグル法を用いて 8 日間の中性風データを周波数解析した結果。縦軸に振幅、横軸に周波数をとってある。上横軸に周波数に対応する周期を示した。

## 4. トロムソ MF レーダーで観測された準 2 日波

### 4.1 準 2 日波振幅の時間変動

2 年半に渡ってトロムソ MF レーダーより得られた中性風データをロムスカーグル法を用いて得られた準 2 日波の振幅強度を横軸に時間、縦軸に高度をとって図 4.1 に示した。上図が準 2 日波の南北成分振幅、下図が東西成分振幅を示している。縦軸は周波数解析を行った全 8 高度を示しており、高度 70 km から 91 km まで 3 km ごとである。横軸には、上下に目盛りを配しており、下横軸は、1999 年 1 月 1 日を 1 として数えた日数となっている。上横軸は、各月の頭文字を示している。準 2 日波の強度を示すカラーは、最小値を  $0 \text{ m s}^{-1}$ 、最大値を  $15 \text{ m s}^{-1}$  とし、青から赤の順に振幅強度が強くなっている。すでに述べたように準 2 日波の周期として、45.2, 48.0, 51.2, 54.8 時間を考えているが、この図ではこの 4 つの周期成分に対応する振幅のうち、最大値をその時の準 2 日波強度として定義し、示している。

#### 4.1.1 季節変化

高度 82 km を境に振幅強度の時間変動に顕著な差異が見られる。南北成分、東西成分共に高度 82 km 以下では、振幅の強度が冬に強く、夏に弱いという顕著な季節変化が見られ、この季節変化は春分秋分付近で切り替わっていることがわかる。一方高度 82 km 以上ではすべての季節において  $5 \text{ m s}^{-1}$  以上の有意な強度が見られるが、南北東西両成分とも冬に系統的に強い傾向がみられる。すなわち振幅が  $15 \text{ m s}^{-1}$  に達する期間が夏と比較して冬に多く存在し、強度自体の季節変化も見られると言える。そして高度 91 km では、季節によってその強度はほとんど変わらない。まとめると、高度 82 km 以下で見られる振幅の強度と高度 82 km 以上で見られるそれとを比較してみると、その季節変化は前者の方がより顕著であり、高度が高くなるにつれて小さくなっている傾向がある。

年毎に比較してみると、南北成分と東西成分振幅の両方で夏の振幅が弱い領域が、年を経るごとに高高度へと広がっていったような傾向を示しているが、準 2 日波の年変化と断定するにはデータ数が不足しており今後の観測が待たれる。

#### 4.1.2 振幅の時間および高度変動

振幅の時間変動は季節変化という大きなスケールの変化に加え、数日から数十日で強弱を繰り返すような変動が全高度のすべての季節においてみられる。南北成分振幅と東西成分振幅両方で見られるこの変動は、例えば、360 日目付近(1999 年 12 月)で南北成分振幅は、ほぼ全高度で  $15 \text{ m s}^{-1}$  に達する強度を示しているのに対して、東西成分振幅は、高度 79 km 以下の 3 高度のみで  $15 \text{ m s}^{-1}$  に及ぶ強度を示している。また、750 日目付近(2001 年 1 月)においては、東西成分振幅がほぼ全高度で  $15 \text{ m s}^{-1}$  に達する強度を示しているのに対し、南北成分振幅は、ほぼ全高度で有意な振幅強度は示されていない。以上のように両成分間の振幅変動は必ずしも同期していない。

高度ごとの振幅の強度の時間変動を図 4.2 に表わす。南北成分の振幅の強度(図 4.2a)は、冬に最大値が約  $25 \text{ m s}^{-1}$  の強度を持つ一方、夏は最大値約  $15 \text{ m s}^{-1}$  の強度を持つ。準 2 日波の東西成分振幅の強度(図 4.2b)についても、南北成分と同様にその最大値はそれぞれ冬に最大値約  $25 \text{ m s}^{-1}$ 、夏に最大値  $15 \text{ m s}^{-1}$  である。

南北成分について高度別に 2 年半を通して追っていく。高度 70 km では、全 8 高度の中でも最大値を示す  $25 \text{ m s}^{-1}$  の振幅が 2001 年 1 月に見られる。1999 年 1 月に最大  $20 \text{ m s}^{-1}$  に達する値を示している振幅は、細かい周期的な変動を繰り返しながら、 $10 \text{ m s}^{-1}$  程度の強度を保っている。しかし 1999 年 4 月に入るとその振幅は急激に減少し、9 月ごろまで  $5 \text{ m s}^{-1}$  程度の強度でしか存在しない。続く 1999 年 10 月から再び振幅が、 $10 \text{ m s}^{-1}$  を超えるほどにまで達し、1999 年 11 月には約  $20 \text{ m s}^{-1}$  の強度が得られている。この  $10 \text{ m s}^{-1}$  程度の強い振幅は、2000 年 3 月まで見られるが、この時期を境に 1999 年と同様に 2000 年 9 月まで  $5 \text{ m s}^{-1}$  程度の強度でしか存在しない。2000 年 10 月には、また 1999 年 10 月と同様に、急激にその振幅が  $15 \text{ m s}^{-1}$  にまで達するほどになり、2001 年 3 月までこの強い振幅強度を持ち続ける。2001 年 5 月、6 月に入ると、前 2 年の 5、6 月における  $5 \text{ m s}^{-1}$  程度の振幅より強い、 $10 \text{ m s}^{-1}$  以上に達する期間が存在し、1999 年、2000 年とは違った様相を示していることが見られる。2 年半のデータをみると、東西成分に関しては、1999-2000 年の冬の活動度が他の期間と比べて高いことが分かる。一方南北成分に関しては、他の期間と比較して必ずしも活動度が高いとは言えない。

準2日波の振幅の季節内変動は、4日から20日で起こることが見て取れる。南北成分・東西成分振幅それぞれの変動の様子をみると、ともに変動は4日から20日であるが、両成分の最大振幅値を示す日は一致しておらず、位相はずれている。

準2日波の振幅が、バースト的に強い期間が存在する。図4.3a,bに1999年1月から3月の3ヶ月間について時間変動の様子をそれぞれ南北、東西成分について示した。図4.3aで南北成分振幅が、高度91 kmを除いたほぼ全高度で、1月17日から約9日間にわたって増大( $10 \text{ m s}^{-1}$ 以上)することがわかる。この期間の最大値は $25 \text{ m s}^{-1}$ に及ぶ。興味深いことに、この同じ期間の東西成分は特に増大を示していない(図4.3b)。

図4.4に1999年1月に観測された準2日波の振幅および位相の高度プロファイルを示した。ダイヤモンドが南北成分を、プラスが東西成分を、黒が振幅を、赤が対応する位相を示している。この図から、冬において振幅が南北東西両成分とも単純増加傾向は示しておらず、むしろ高度方向にほぼ一定であることが分かる。対応する位相は南北成分に関しては高度方向の変動は小さい。このことは波の鉛直波長が長い(100 km以上)ことを示唆する。東西成分の位相は、南北成分の位相と比べて高度変化が大きく、異なる様相を示している。

## 4.2 準2日波の周期

中間圏でみられる準2日波が、もし対流圏起源の波動とすると、その励起源における周期は48時間であると考えられる。そして上方伝搬するにつれ、背景場との相互作用によるドップラー効果により、周期がシフトすると考えられている[Forbes, 1995]。波の素性を調べる意味で、周期の時間変動は重要な情報を与えることが期待される。そこで図4.5a, bに、高度70 km~91 kmについて、2年半分におよぶ周期の変動を示した。強度 $5 \text{ m s}^{-1}$ 以下のものは点で、 $5 \text{ m s}^{-1}$ 以上ものについては円で示してあり、円の半径は振幅強度に比例している。ただし、 $20 \text{ m s}^{-1}$ 以上のものは最大の円(= $20 \text{ m s}^{-1}$ )で示している。図から準2日波の周期は、季節により変動していることがわかる。また南北成分と東西成分では違った傾向が見られる。南北成分(図4.5a)については、冬において高度91 kmでは、54.8時間周期にピークの期間が多く見られるのに対し、88 km以下の高度では、45.2時間周期に多く見られる。その傾向は、1999~2000年の冬、および2000~2001年

の冬に顕著である。夏には、そのピークの周期に顕著な傾向は見られず、45.2 時間から 54.8 時間にかけて散在している。東西成分（図 4.5b）については、1999 年の冬は高度 88 km、高度 73 kmにて 54.8 時間周期にピークの期間が多く見られる。また 2000 年夏は 54.8 時間に多く分布している傾向がみられるのに対し、1999 年、2001 年の夏では異なる傾向がみられている。

### 4.3 準 2 日波の南北成分・東西成分強度比

準 2 日波の南北、東西成分の強度を比較することにより、観測された波動が *Salby* [1981c] で指摘された混合ロスビー重力モードの波であるかどうかについて判断するための重要な情報を得ることが期待される。図 1.1 で示したように、トロムソの緯度 69.6 度における *Salby* [1981c] の理論で予想されている強度比はほぼ 1 である。

図 4.6a, b にそれぞれ冬と夏の季節ごとに、準 2 日波の南北成分振幅と東西成分振幅の強度比をヒストグラムで高度ごとに示した。1 月、2 月、11 月、12 月を冬、5 月から 8 月を夏と定義している。本研究では、2 年半のデータより冬の季節として、1999 年 1 月から 2 月、1999 年 11 月から 2000 年 2 月、2000 年 11 月から 2001 年 2 月の計 10 ヶ月間のデータを用いる。夏の季節として、1999 年 5 月から 8 月、2000 年 5 月から 8 月、2001 年 5 月から 6 月の計 10 ヶ月間のデータを用いている。この期間のデータで両成分振幅とも  $5 \text{ m s}^{-1}$  以下のデータは、有意でないとして除外している。そのために比較に用いた全データ数が高度ごとに違っていることに注意が必要である。

全体を通して冬は、南北成分と東西成分の比がおおよそ 1.0 付近に分布のピークを持つ傾向がみられるが、比が 3 程度まで分布している。高度別で見ると、高度 70 km では、そのヒストグラムの分布から両成分が同程度の強度を持つケースが多いことが分かる。ただし、比が 2 以上の例（南北成分が強い）も少なくないことが分かる。高度 73 km から高度 85 km について、その強度比がおおよそ 1.0 であるが、高度 70 km と同様比が 2 以上（南北成分が強い）のケースも少なくない。しかし、高度 88 km および 91 km では、この比 1 以下の分布数と 1 以上の分布数が同程度であることから、南北成分振幅に比べて東西成分振幅の強度が強いケースも多数あることが分かる。

次に夏の様相について述べる。高度 76 km 以下では、準 2 日波の振幅が両成

分のどちらかが  $5 \text{ m s}^{-1}$  以上の値を持つ期間が少ないため、検討から除外する。高度  $79 \text{ km}$  以上のすべての高度で、比が 1 付近にピークを持ち、ほぼ対象に分布している。

最後にまとめると、冬、夏ともに東西南北強度比はおおむね 1 を中心に分布している。冬の高度  $85 \text{ km}$  以下では、強度比の分布のピークは 1 付近にあるが、その一方で南北成分の強度が強いケースが多数存在する。高度  $88 \text{ km}$  以上では、同様に 1 付近にピークを持つが、東西成分が強いケース、南北成分が強いケース両方も観測されている。夏については、強度比は準 2 日波が観測されているすべての高度において、おおむね 1 を中心に分布していると言える。

### Seasonal variation of quasi-2-day wave

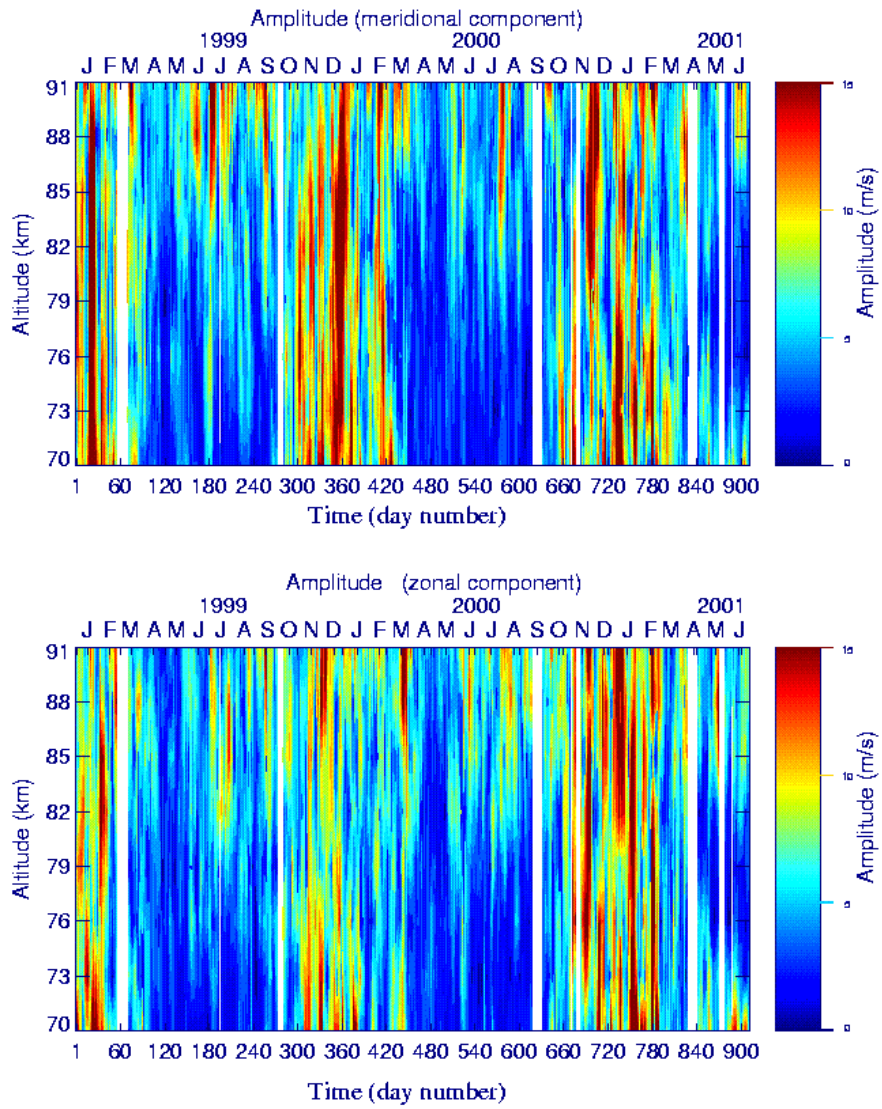


図 4.1 準 2 日波の季節変化（上の図が南北成分、下の図が東西成分）。縦軸に高度、横軸に時間を day number（下横軸）、各月の頭文字（上横軸）で表わしてある。準 2 日波の振幅の強度をカラーコンターで示し最大値に  $15 \text{ ms}^{-1}$  を用いている。



Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( meridional component )

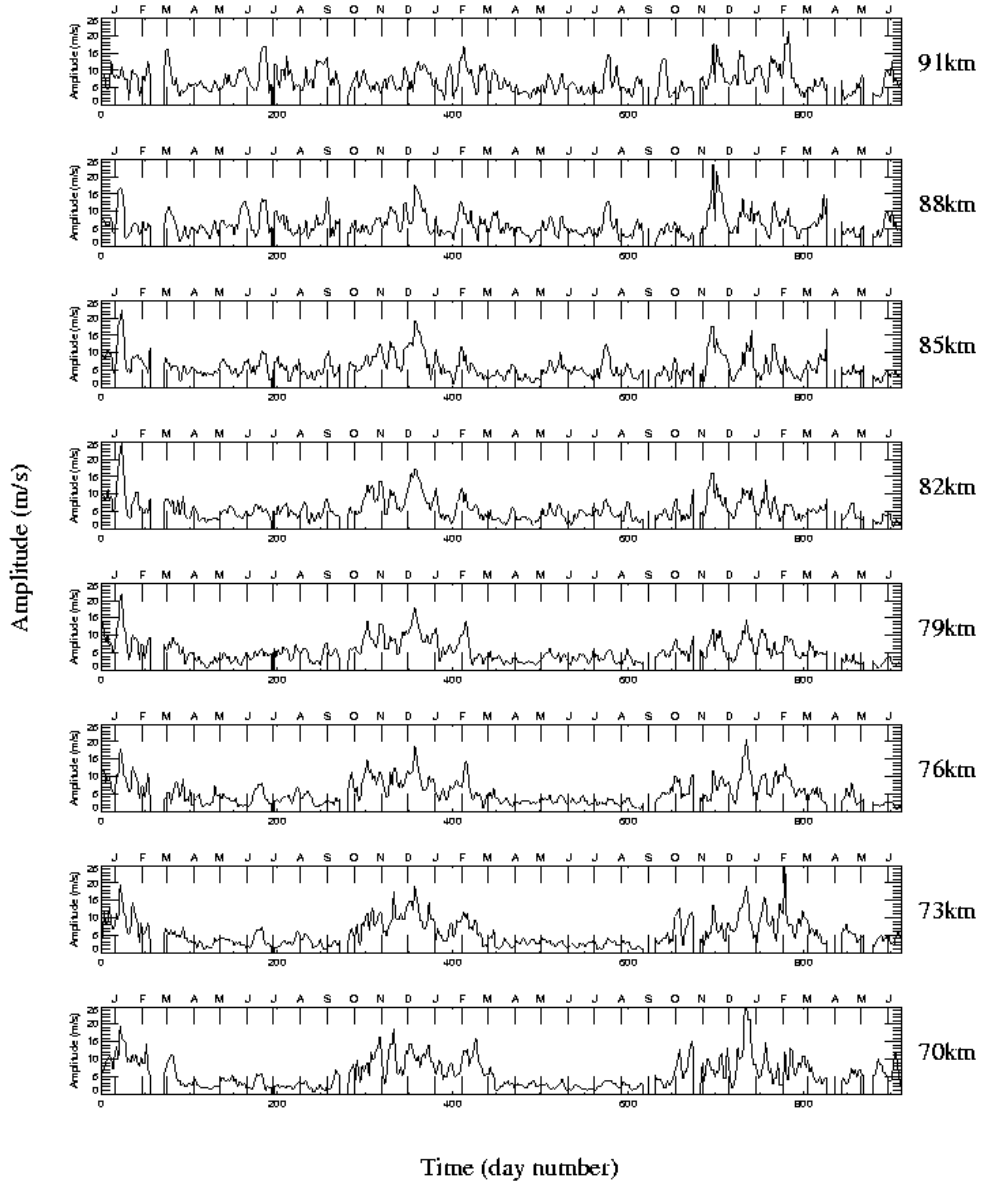


図 4.2a 高度 70 km から 91 km における準 2 日波の南北成分振幅の強度時間変化。横軸は時間 (図 4.1 と同じ形式)、縦軸は振幅であり、最大値  $25 \text{ ms}^{-1}$  としている。

Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( zonal component )

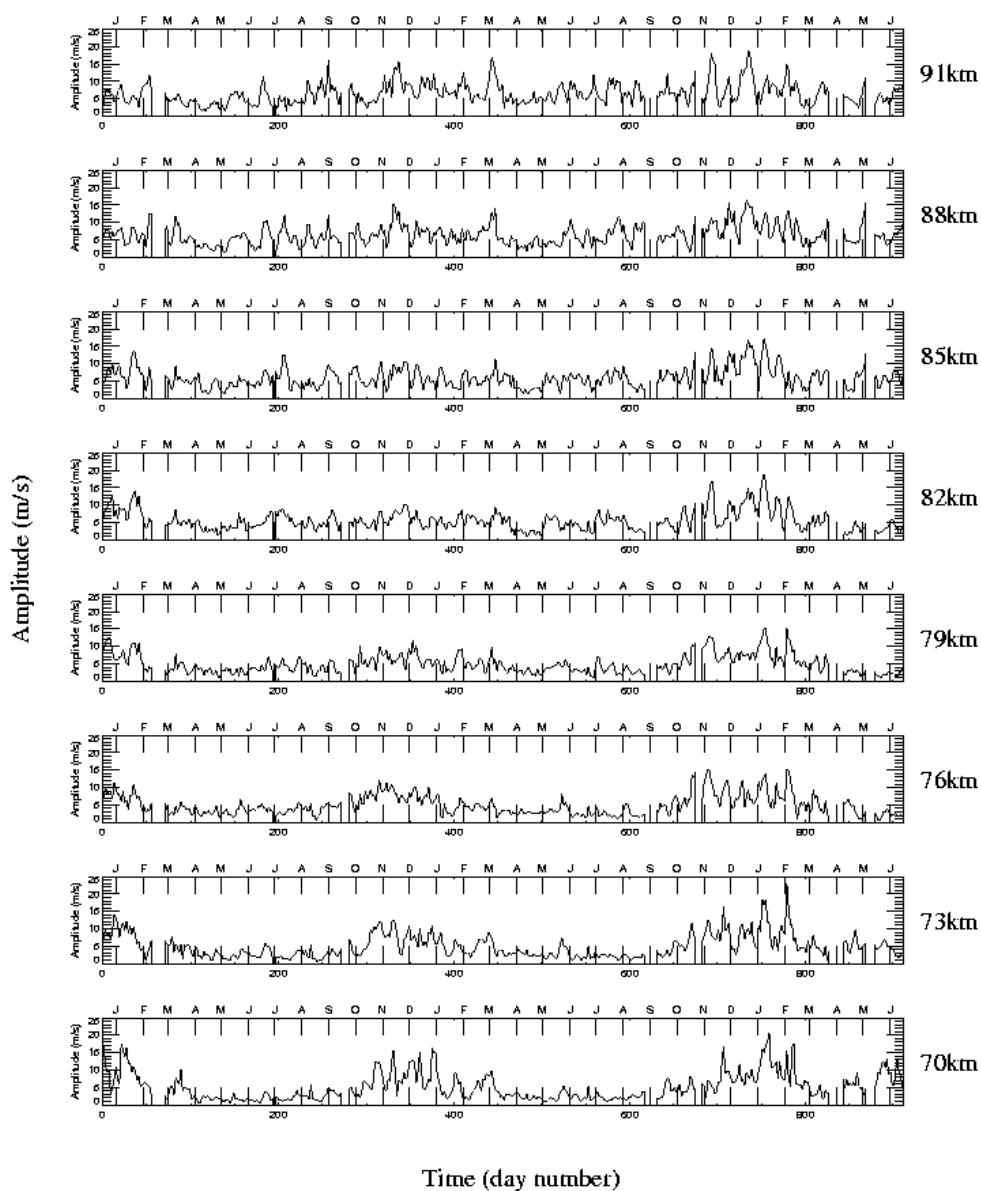


図 4.2b 高度 70 km から 91 km における準 2 日波の東西成分振幅の強度時間変化。  
横軸は時間 (図 4.1 と同じ形式)、縦軸は振幅であり、最大値  $25 \text{ ms}^{-1}$  としている。

Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( meridional component ) Jan - Mar, 1999

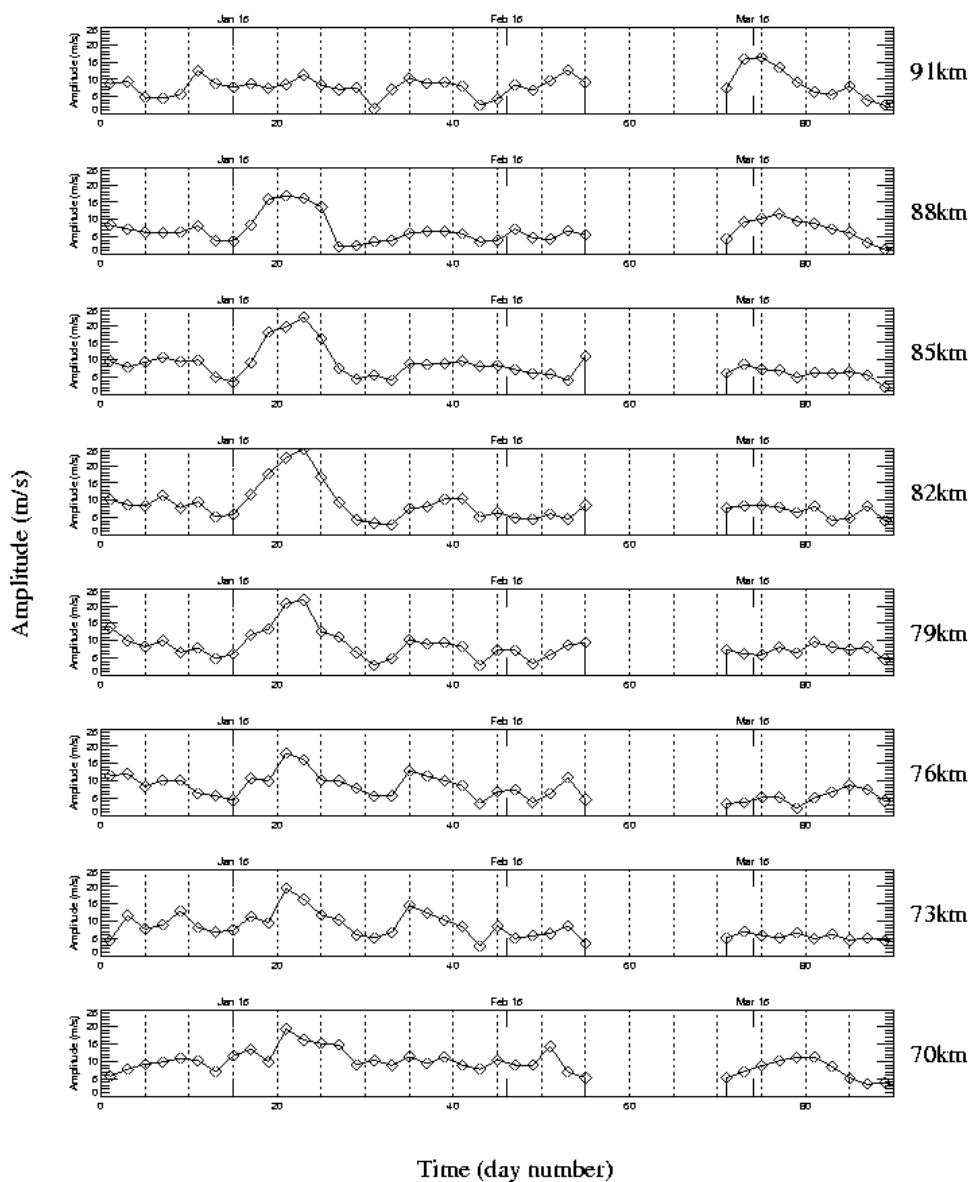


図 4.3a 1999年1月から3月までの高度70 km から91 km における準2日波の南北成分振幅の強度変化。横軸は時間 (図 4.1 と同じ形式)、縦軸は振幅で、最大値  $25 \text{ ms}^{-1}$  としている。

Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( zonal component ) Jan - Mar, 1999

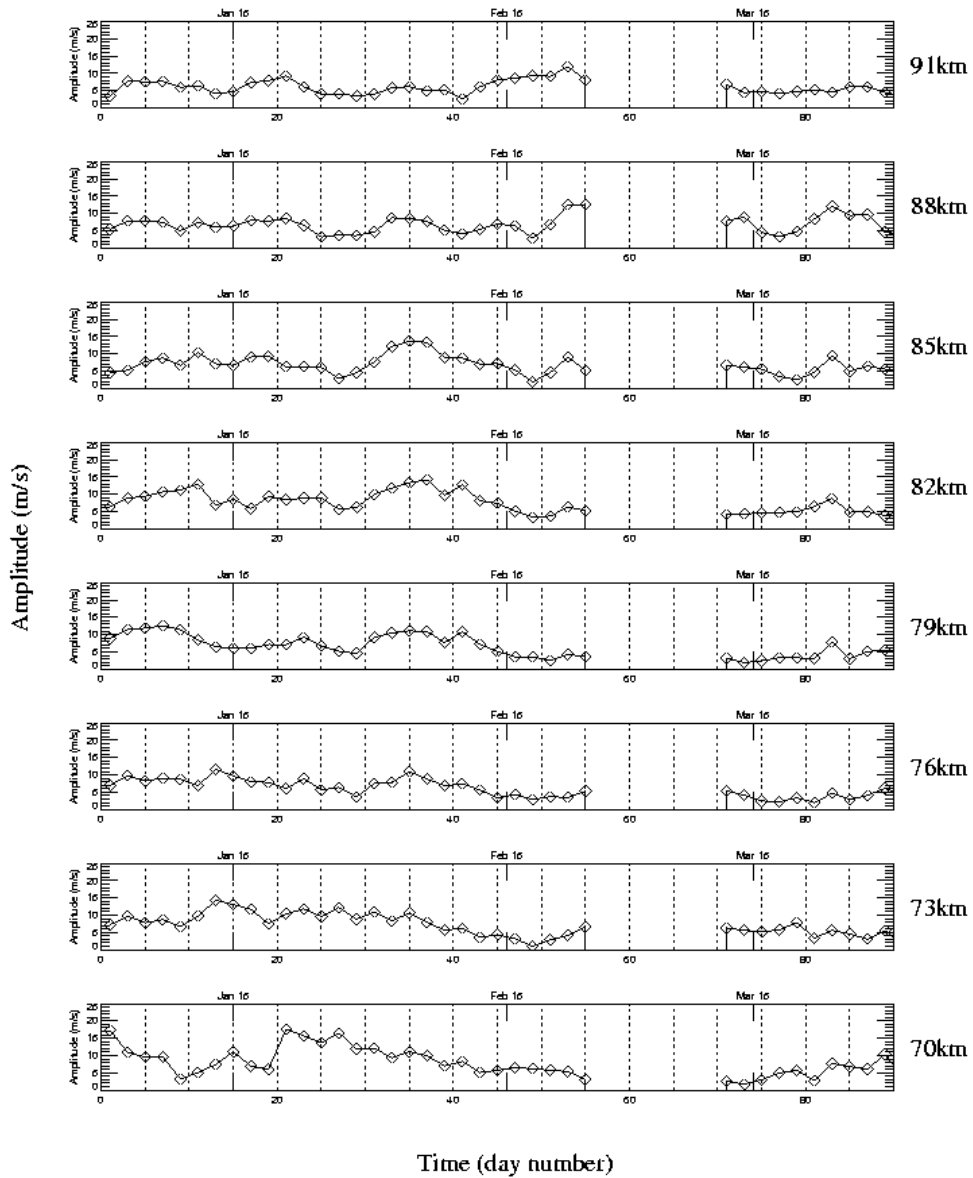


図 4.3b 1999年1月から3月までの高度70 kmから91 kmにおける準2日波の南北成分振幅の強度変化。横軸は時間(図4.1と同じ形式)、縦軸は振幅で、最大値 $25 \text{ ms}^{-1}$ としている。

quasi-2-day wave

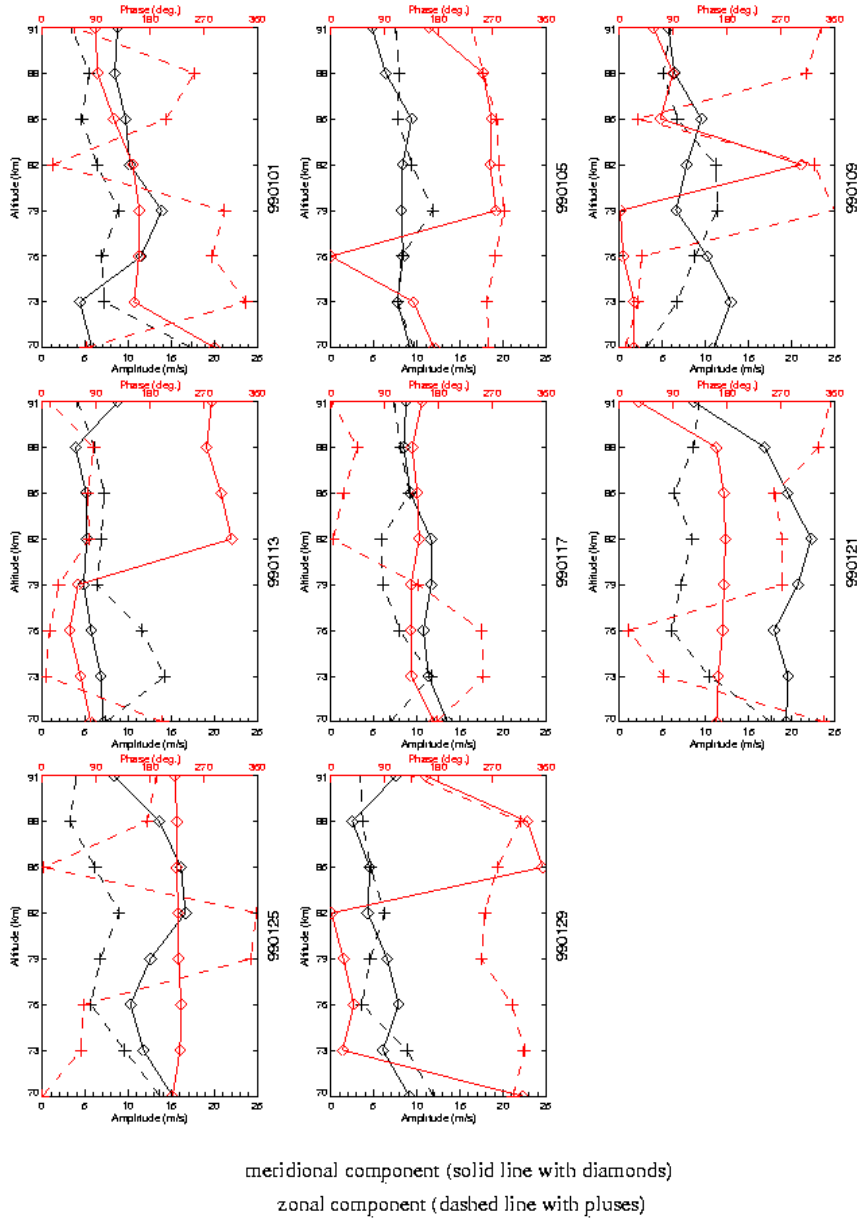


図 4.4 1999年1月の準2日波の振幅及び位相の高度プロファイルを示した。縦軸が振幅及び位相、縦軸が高度である。黒のラインが振幅、赤のラインが位相を示し、ダイヤモンドが南北成分、クロスが東西成分に対応する

Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( meridional component )

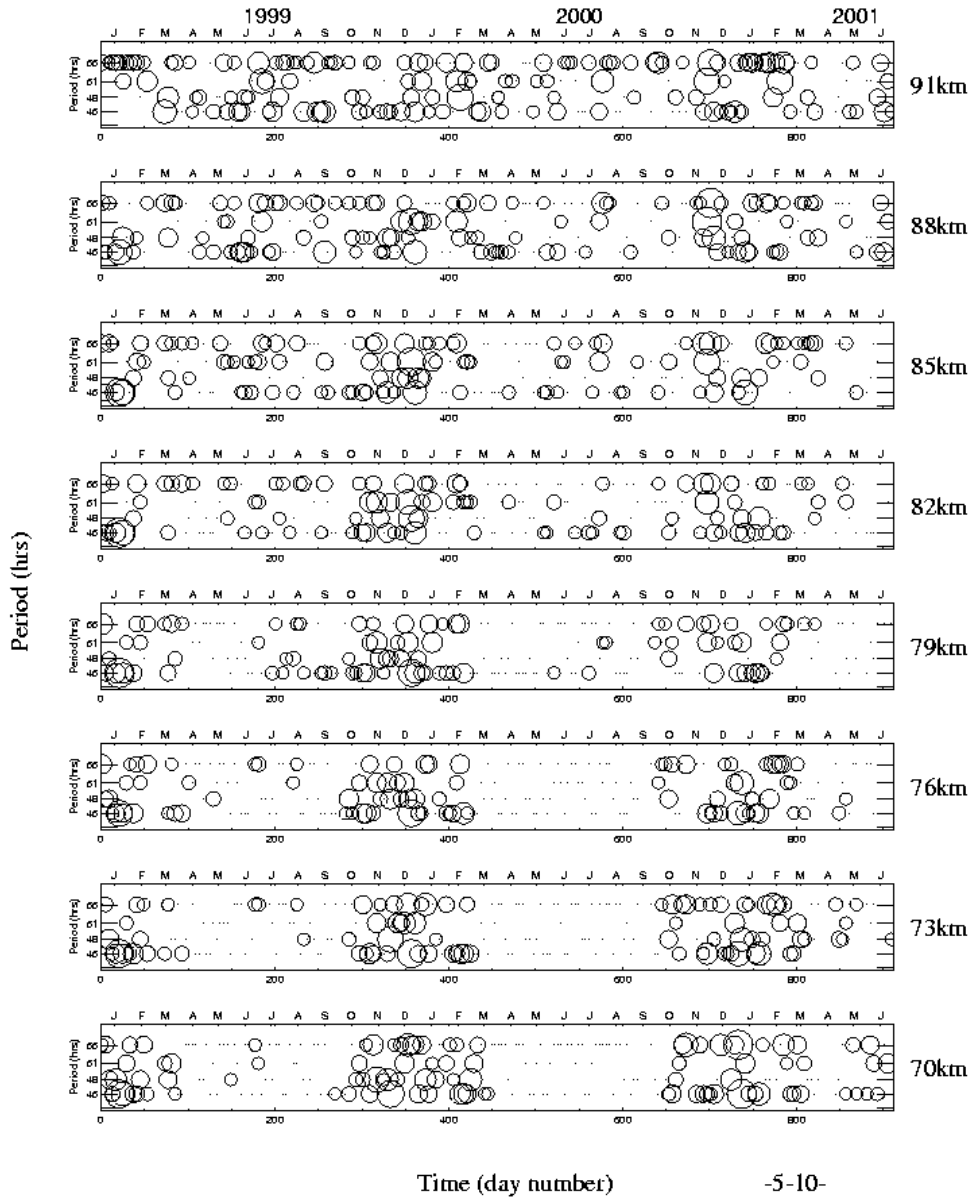


図 4.5a 高度 70 km から 91 km における準 2 日波南北成分の周期変動を示した。  
横軸が時間、縦軸が周期である。

Seasonal variation of quasi-2-day wave  
( zonal component )

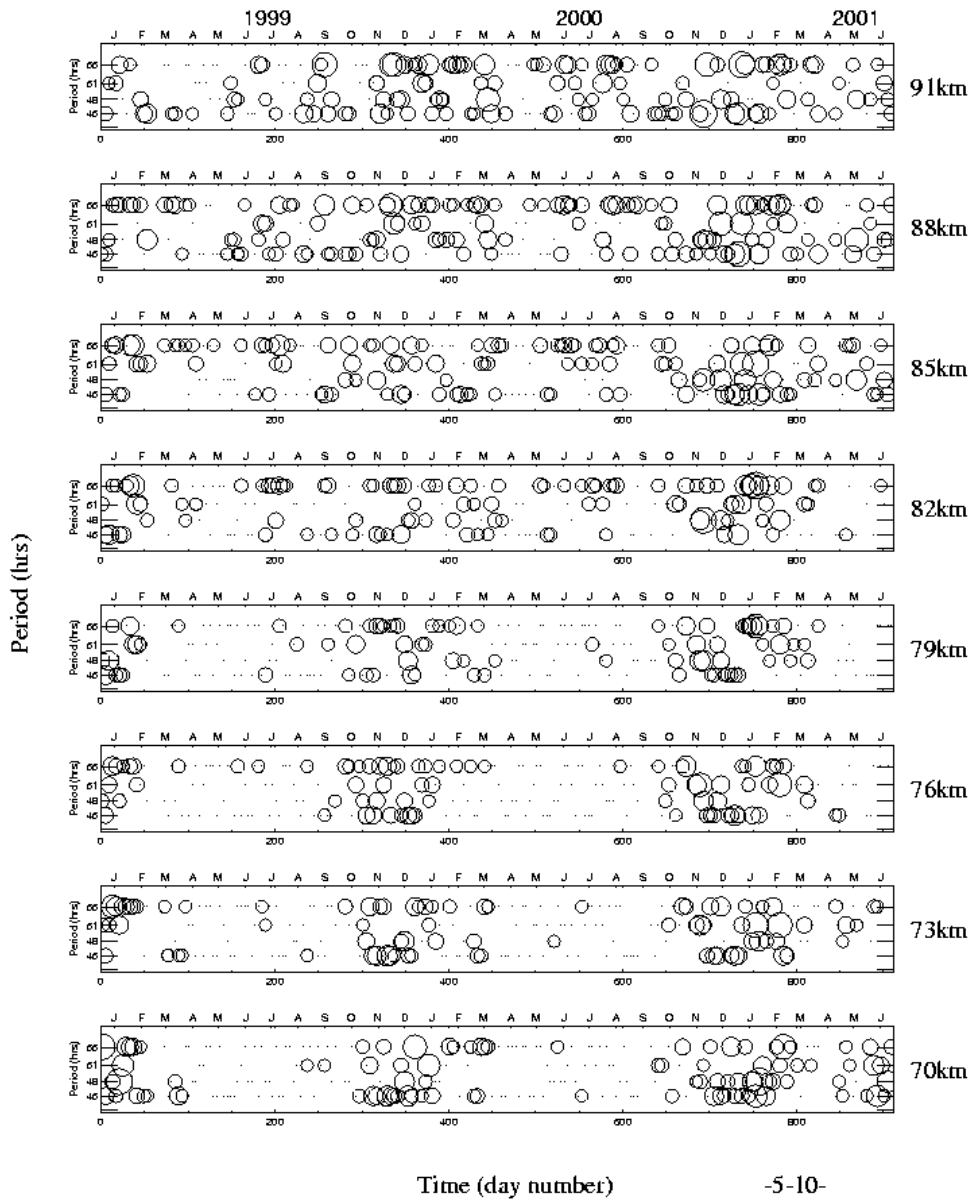


図 4.5b 高度 70 km から 91 km における準 2 日波東西成分の周期変動を示した。  
横軸が時間、縦軸が周期である。

Ratio of  $V(\text{meridional})/V(\text{zonal})$   
(winter)

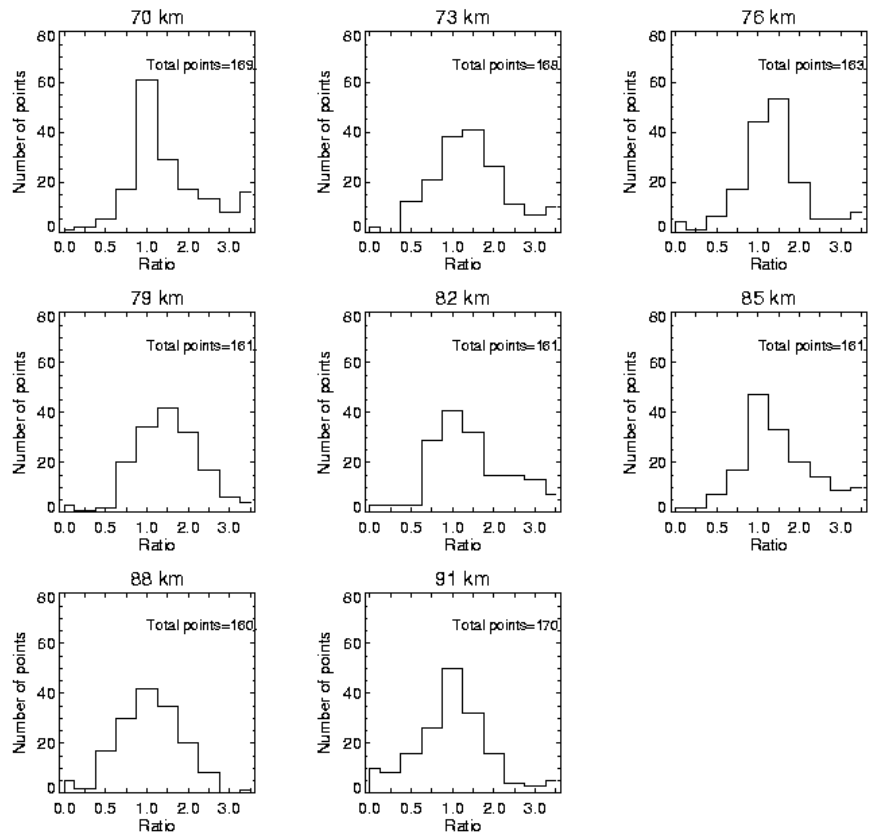


図 4.6a 冬における準2日波の東西成分振幅と南北成分振幅との強度比ヒストグラムを各高度ごとに示した。幅は比が1以上の場合は0.5ステップ、1以下の場合、その逆数で決めてある。



Ratio of  $V(\text{meridional})/V(\text{zonal})$   
(summer)

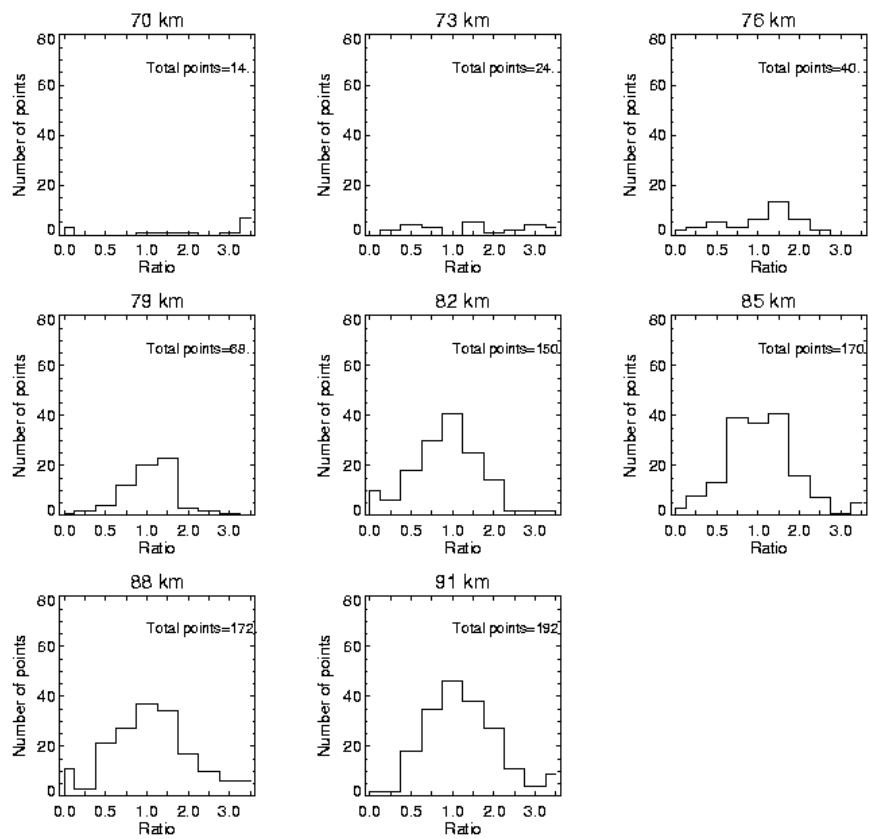


図 4.6b 夏における準2日波の東西成分振幅と南北成分振幅との強度比ヒストグラムを各高度ごとに示した。幅は比が1以上の場合は0.5ステップ、1以下の場合には、その逆数で決めてある。

## 5. EISCAT/MF レーダー同時観測結果

1999年7月1日から9日にかけてトロムソ EISCAT UHF レーダーにて8日間におよび連続観測 (TIDE campaign) が行われた。この連続観測の目的の1つは、下部熱圏大気ダイナミクスにおけるプラネタリー波の影響を調べることである。観測モードは1局方式 (3.3章参照) で行われ、8日間に及ぶ下部熱圏風の観測データが取得された。ただ1つ注意すべき点は、レーダーの受信機のみキサーのカップリングが不調であったため、システム雑音温度が通常の2倍程度高く、データの質は必ずしも良いとはいえない。しかし、トロムソ EISCAT UHF レーダーにより8日間連続観測された例はなく、非常に重要なデータセットであると言える。これまで下部熱圏高度においてISレーダーを用いて準2日波の観測結果が示された例はほとんどなく、大変興味深い。またこの観測期間中、トロムソ MF レーダーの観測は定常通り行われ、中間圏風のデータも取得されている。ここではこれらのデータセット、すなわち高度70 km から119 km の広い高度領域に渡る中性風データを用いて、準2日波の高度プロファイルを導出し、下部熱圏への伝搬を調べる。また各高度において、半日周期成分、1日周期成分などの他の波動成分の強度との比較を行い、中間圏・下部熱圏における準2日波の重要性を吟味する。なお、高度70~91 km まではMFレーダーデータを、高度95~119 km ではEISCATレーダーデータを用いる。

### 5.1 各周期成分の強度の比較

この期間の中性風データを周波数解析した結果から、MFレーダー観測データより82 km から91 km までの4高度、EISCATレーダー観測データより95 km から105 km までの4高度について、各周波数成分の正規化した振幅を図5.1に示す。左側が南北成分振幅、右側が東西成分振幅を示し、横軸に周波数(Hz)、縦軸に正規化した振幅をとっている。周期48時間、24時間、12時間、8時間に対応して点線を引いてある。また、プロットごとに引かれている水平線(破線、点線)は、下の線からそれぞれ50%、99%のシグニフィカンスレベルを示している。(MFレーダー観測データでは、最大振幅強度の強さのためにシグニフィカンスレベルは一つの線として見えている。)

図5.1からこの領域のすべての高度(東西成分の95 kmを除く)において

半日周期成分が支配的であることが分かる。1日周期成分は高度85 km付近で散逸し、高度102 km以上で現れることが分かる。これは通常伝搬性のものが中間圏界面付近で散逸する一方で、太陽光の直接加熱に起因する1日周期成分が励起されると解釈される。準2日波の振幅は、高度82 kmから95 km付近まで99%のシグニフィカンスレベルを超える値を示している。南北成分では、高度99 kmおよび102 kmで50%の振幅を超える値が得られている。大気潮汐波成分と比較してみると、南北成分では高度85~95 kmにおいて半日周期成分と並び支配的な成分であることが分かる。東西成分においても、高度85 kmから91 km付近で主要な成分の1つとなっている。なお準2日波の周期としては、51.2時間にピークが得られている。

## 5.2 準2日波の高度プロファイル

準2日波の周期として51.2時間を定義し、両レーダーの全観測高度における振幅と位相についての高度プロファイルを図5.2に示す。上2つのパネルには振幅を、下2つのパネルには対応する位相を高度の観測として示した。左側が南北成分で右側が東西成分を示している。位相の図では速度が最大値になる時間(local time of maximum)も示してある。各高度の振幅及び位相を示すダイヤモンドは、塗りつぶしたものがシグニフィカンスレベルを超えている有意な振幅を示し、大小二つの大きさはそれぞれ99%および50%を超えるものに対応させている。白抜きのポイントは50%のシグニフィカンスレベル以下の値を示す。

準2日波の南北成分振幅は、高度82 kmまでは小さいが、それより上の高度では高度が上がるにつれて、増加していく。そして高度95 kmで約 $25 \text{ m s}^{-1}$ の最大値を持ち、それより上の高度では高度が上昇するに伴い、振幅は減少していく。しかし高度101 kmで、50%シグニフィカンスレベルを超えた $20 \text{ m s}^{-1}$ 程度の値が得られている。このことは、準2日波が下部熱圏高度まで透過していることを示している。対応する位相はほぼ10時付近の値を示しており、高度82 km~101 kmに関して鉛直波長を見積もると、約150 kmとなる。

東西成分振幅は、MFレーダーで観測された高度では、南北成分とはやや異なる様相を示しており、高度88 kmに約 $10 \text{ m s}^{-1}$ のピークを持つ。一方、EISCATレーダー観測高度では、高度95 kmに $20 \text{ m s}^{-1}$ のシグニフィカンスレベルを越えた値が得られているが、それより上の高度では有意な値は得られていない。対応

する位相は、高度 82 km ~ 91 km では高度方向にほとんど一定であり、非常に長い鉛直波長を持つことが示唆される。

まとめると、この 1999 年 7 月 1 ~ 9 日にかけて観測された準 2 日波は、高度 82 km 付近から有意となり、高度 95 km 付近でピークを持ち、下部熱圏へと伝搬していていることが示されたと言える。また、南北成分に関しては高度 85 ~ 95 km において半日周期成分と並び支配的な周波数成分であることが分かった

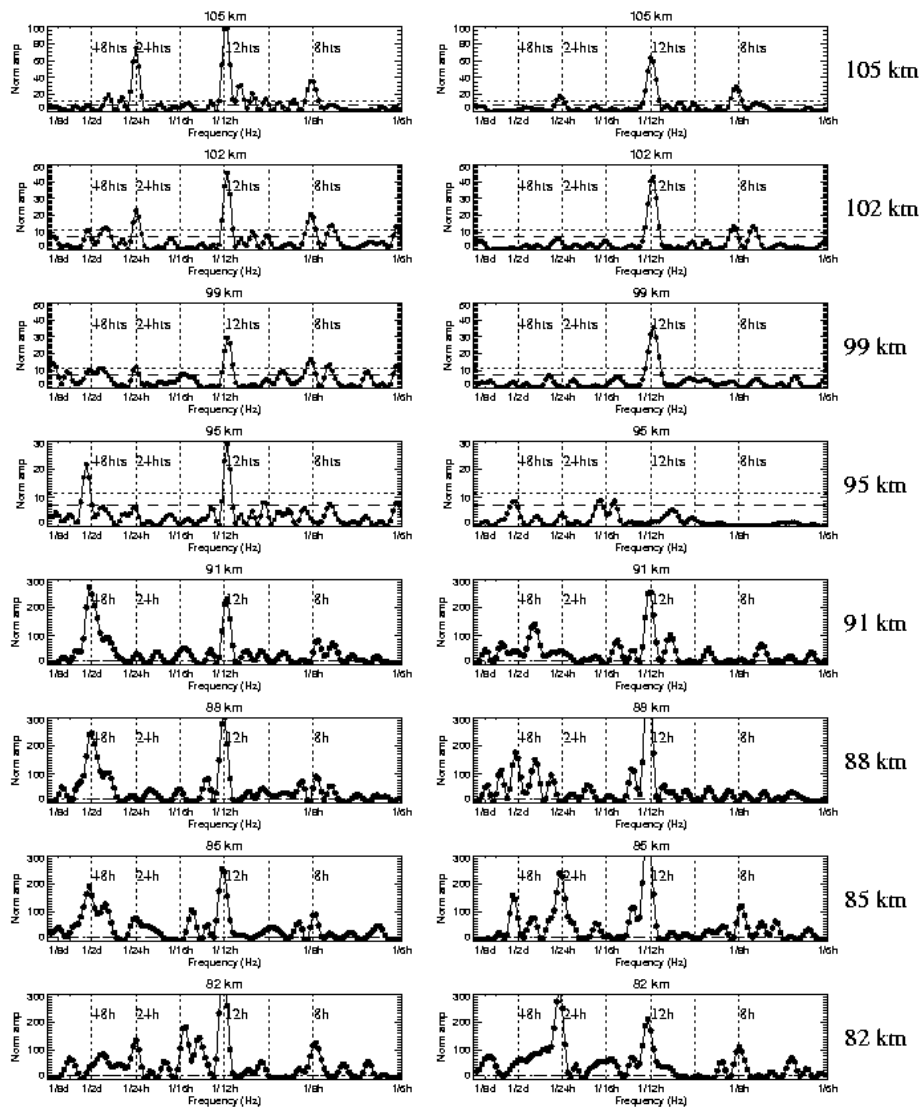


図 5.1 EISCAT レーダー・MF レーダー同時観測により得られた中性風データを周波数解析したスペクトル。左側が南北成分振幅、右側が東西成分振幅を示している。上側の 4 高度が EISCAT レーダーデータ、下側の 4 高度が MF レーダーデータを用いて示してある。

Altitude profile of Q2DW in Tromsø for July 1-9, 1999

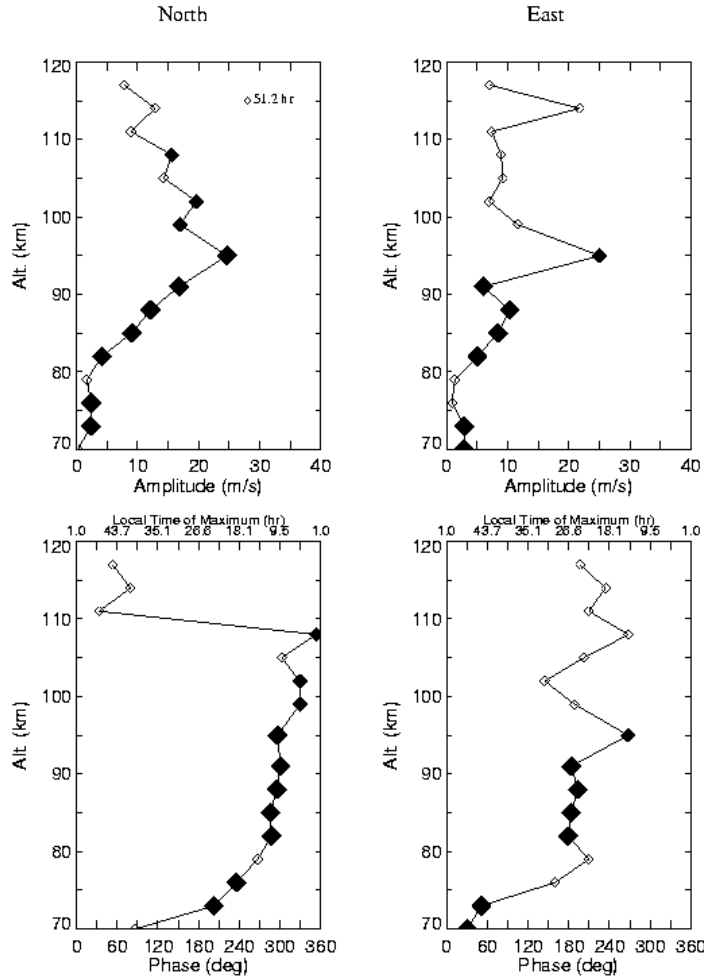


図 5.2 EISCAT UHF レーダーと MF レーダー同時観測結果の準 2 日波(51.2 時間)の高度プロファイル。上側が振幅を、下側が位相を示しており、左側が南北成分、右側が東西成分について示してある。黒塗りのダイヤモンドは、シグニフィカンスレベルを超えたものを示し、小さい方が 50%シグニフィカンスレベル、大きい方が 99%シグニフィカンスレベルを超えたものである。

## 6. 考察

### 6.1 中低緯度の様相との比較

トロムソ（北緯 69.6 度）中間圏(70~91 km)にて観測された準 2 日波は、振幅が冬に強く夏に弱いという顕著な季節変化を示した。特に高度 82 km 以下の高度では、より顕著であり、夏においては準 2 日波はほとんど同定できない。高度 82 km 以上では、夏においては高度が上がるにつれ振幅が増加する傾向がみられる。そして高度 91 km では、平均で冬の強度の 70 % 程度となっている。一方冬では図 4.4 で示した通り、振幅の高度方向の変動を小さい。また振幅の最大値は冬で約  $25 \text{ m s}^{-1}$ 、夏で約  $15 \text{ m s}^{-1}$ であった。この様相は中低緯度のこれまでの結果と大きく異なっていると言える。すなわち北半球の中低緯度では、夏の終わり（8 月ごろ）に準 2 日波の振幅は最大になっており、観測される強度の最大値は約  $25 \text{ m s}^{-1}$  と報告されている。冬では検出可能であるが、小さい振幅を持つという結果が得られている [Harris, 1994]。一方で振幅の強度が 4~10 日程度で変動する現象は、中低緯度での観測データからも指摘されている。

準 2 日波の位相速度は混合ロスビー重力モードと考えた場合、西向き約  $40 \text{ m s}^{-1}$ 程度であり、上部成層圏・中間圏の平均風との相互作用が上方伝搬にとって重要となる。トロムソの中間圏の平均風速は、1999 年の例では、夏に西向き約  $40 \text{ m s}^{-1}$ 、冬に東向き約  $20 \text{ m s}^{-1}$ である。また夏は安定して平均場が存在しているが、冬は時間変動が大きい[Nozawa et al., 2002]。もし下層大気で励起された準 2 日波が上方伝搬すると考えた場合、夏では平均風にブロックされるかどうか簡単に判断はできないが、冬においては問題なく中間圏上部に達することが可能である。これと今回の準 2 日波の観測事実と比較すると、夏では高度 82 km 以下で検出できないということは、下層からの上方伝搬は不可能であるということを示唆する。中低緯度の観測における夏の強度ピークは、反対半球からダクト伝搬によるものと説明がなされている。この機構で北緯約 70 度の高緯度領域まで説明できるかどうかは現時点では不明であるといわざるを得ない。この問いに答えるためには、少なくとも同経度で低緯度に位置する観測データとの比較研究が必要である。

冬では、トロムソにおいて準 2 日波は全高度(70~91 km)でほぼ一様に同定されており、上方伝搬で説明できそうである。しかし通常上方伝搬の場合、高度上昇とともに振幅が増大する傾向を示すと考えられるが、観測した結果はそうになっていない。中低緯度の過去の研究では冬においては小さい振幅しか確認されておらず、我々が観測した最大約  $25 \text{ m s}^{-1}$ という値は非常に大きい。これらは、極域成層圏・中間圏では準 2 日波の伝搬にとって、中低緯度とは異なる状態が達成されていることを示唆する。ところで下部熱圏で観測される大気潮汐波の強度も通常モデル等から予想されている強度より非常に強いことが指摘されているが、これに対する十分な理解はまだなされていない。これらのことを考慮すると大気潮汐波やプラネタリー波にとって、極域成層圏・中間圏は伝搬に適した状態が達成している可能性とともに、まだ未解明の励起源があることを示唆する。

## 6.2 トロムソで観測された準 2 日波の励起源

すでに 1.4.2 章で述べたが、準 2 日波の励起源として 2 つのメカニズムが考えられている。1 つは対流圏で励起されたロスビー重力ノーナルモードの上方伝搬、他の 1 つは、夏期中間圏ジェット的不安定性に起因するものである。両者の大きな違いは、その鉛直波長である。ロスビー重力ノーナルモードの鉛直波長は非常に長い(理論的には $\infty$ : 観測的には 150 km 以上)。一方で、不安定波は、ジェットの不安定によって生じたものであり(実際、不安定問題を解いたときの解を調べてみると、波の鉛直構造が求まる)、励起した波は、ジェット的不安定を解消するような働きをする。そしてこの波により、運動量や熱を南北方向や鉛直方向に輸送し、ジェットを弱める働きをする。運動量や熱を南北方向や鉛直方向に輸送することと、鉛直波長などの波の構造が関係しているので、不安定波の場合、鉛直波長は短いと考えられる。

観測された準 2 日波の励起源を議論するため、位相の高度プロファイル調べた。その結果、すべての季節において位相の高度方向に対する変化が小さいことが分かった(たとえば、図 4.4、図 5.2 参照)。このことはトロムソで観測された準 2 日波は非常に長い鉛直波長を持つことを示唆する。これは、下層大気より伝播してくるロスビー重力ノーナルモードで説明される波動であると解釈しても矛盾しない。

図 1.1 で示した通り、*Salby* [1981c] の理論計算から求められたロスビー重力モード波の振幅として、トロムソの位置する緯度約 70 度付近では、南北成分、東西成分とも同程度であることが示されている。4.4 章で述べたが、夏の場合は東西南北強度比はほぼ 1 を中心に分布しており、また位相の高度プロファイルから鉛直波長が長いことが示されている。これらのことより、観測した準 2 日波はロスビー重力ノーナルモードと考えるのがもっともらしい。一方で、冬のケースでは、ジェットにより不安定励起は考え難く、鉛直波長が長いことから、東西南北の強度比が 1 付近のものに関しては、ロスビー重力ノーナルモードであると考え得る。ただし、強度比が 2 以上のものに関しては、今後の検討が必要である。ただ一つ注意すべき点として、この *Salby* [1981c] の理論値は、背景風の存在及び南北方向の温度勾配を考慮していないため、現実的な準 2 日波の振幅とは、必ずしも一致しないことである。また観測された準 2 日波の強度に周期的変動が見られたが、この変動中の振幅のピーク時期が南北成分と東西成分とで、必ずしも同期していないことも考慮する必要があると思われる。



## 7. まとめと今後の課題

### 7.1 まとめ

本研究では、トロムソ EISCAT レーダーサイトに併設されている MF レーダーにより取得された 2 年半にわたる風速データを用いて、極域中間圏(70 ~ 91 km)における準 2 日波の特性を探った。そして、位相の高度プロファイル、南北東西強度比を考慮すると、トロムソにて観測される準 2 日波は、ほとんどロスビー重力ノーマルモードと結論づけられる。さらに、EISCAT/MF レーダー同時観測データを用いて、高度 70~120 km にわたる広い高度領域での準 2 日波の高度プロファイルを導出し、準 2 日波の下部熱圏への透過に関する知見を得た。主な結果は以下のようにまとめられる。

- (1) 準 2 日波の振幅は顕著な季節変化を示す。冬に強く、夏に弱い。特に高度 82 km 以下では夏においては準 2 日波は同定されない。この季節変化は中低緯度のものと大きく異なっている。
- (2) 準 2 日波の振幅は、4~20 日程度の時間変動を示す。
- (3) 振幅の高度プロファイルは季節により異なる。夏においては、高度とともに上昇する傾向を示すが、冬においてはおおむね高度方向に一定な傾向を示す。
- (4) 位相の高度プロファイルはすべての季節において、おおむね高度変化は小さい。このことは長い鉛直波長を持つ波動であることを示唆する。
- (5) 振幅の南北、東西成分の強度比を比較すると両者の比はおおむね 1 を中心に分布する。ただし、冬では南北成分が卓越するケースが多数見られる。
- (6) 1999 年 7 月 1 日から 9 日にかけて観測された準 2 日波は、周期 51.2 時間であり、高度 95 km に振幅のピークを持つ。南北成分に関して、高度 102 km 付近でも有意な強度をもっており、下部熱圏へ透過していることを示唆する。さらに高度 85 km ~ 95 km の南北成分では、準 2 日波は半日潮汐波とともに支配的な周期成分であった。

## 7.2 今後の課題

準 2 日波の同定にとって、東西波数の決定は本質的に重要である。1998 年以降通信総合研究所の MF レーダーがポーカーフラット(65.1°N, 147.5°W)にて観測を行っている。このレーダーデータを併せて解析することにより、東西波数の決定が可能となる。また、夏に観測される準 2 日波が、ダクト伝搬により南半球から伝搬してきたものかを検証するため、同程度の経度で低緯度に位置する観測ステーションのデータの解析が必要である。そして、準 2 日波が下部熱圏ダイナミクスでどのような寄与をしているかを定性・定量的に評価するため、より多くの EISCAT レーダーとの同時観測データが必要である。さらには、プラネタリー波の他の周期 (5 日波、10 日波、16 日波等) や大気潮汐波についても同様に季節変化を調べ、各種大気波動が中間圏・下部熱圏ダイナミクスの中でどのような役割を担っているを明らかにする。

## 8. 参考文献

- Briggs, B. H., The analysis of spaced sensor records by correlation techniques, *Handb. MAP*, 13, 166-186, 1984.
- Carter, D. A., and B. B. Balsley, The summer wind field between 80 and 93 km observed by the MST radar at Pokar Flat, Alaska (65°N), *J. Atmos. Sci.*, 39, 2905-2915, 1982.
- Chen, P. R., Two day oscillation of the equatorial anomaly, *J. Geophys. Res.*, 97, 6343-6357, 1992.
- Clark, R. R., The quasi 2-day wave at Durham (43°N): solar and magnetic effects, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 617-622, 1989.
- Clark, R. R., Current, A. C., Manson, A. H., Meek, C. E., Avery, S. K., Palo, S. E., Aso, T., Hemispheric properties of the two-day wave from mesosphere-lower-thermosphere radar observations, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 56, 1279-1288, 1994.
- Craig, R. L., and W. G. Elford, Observations of the quasi 2-day wave in the Southern Hemisphere mesosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43, 1051-1056, 1981.
- Folkestad, K., T. Hagfors, and S. Westerlund, EISCAT: An updated description of technical characteristics and operational capabilities, *Radio Sci.*, 18, 867-879, 1983.
- Forbes, J. M., and Susanna Leveroni, Quasi 16-day oscillation in the ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 981-984, 1992.
- Forbes, J. M., Tidal and Planetary Waves, *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory in Geophysical Monograph*, 87, ed. R. M. Johnson and T. L. Killeen, pp. 67-87, 1995.
- 福西 浩, 国分 征, 松浦 延夫, 南極の科学2, オーロラと超高層大気, 国立極地研究所編, 古今書院, 1983.
- Glass, M., J. L. Fellous, M. Massebeuf, A. Spizzichino, I. A. Lysenko, and Y. I. Portiagin, Comparison and interpretation of the results of simultaneous wind measurements in the lower thermosphere at Garchy (France 3°E) and Obninsk (USSR 36°E) by meteor technique, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 37, 1077-1087, 1975.
- Hagan, M. E., and J. M. Forbes, Numerical Investigation of the Propagation of the Quasi-Two-Day Wave Into the Lower Thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 98, 23,193-23,205, 1993.
- Harris, T. J., A long-term study of the quasi 2-day wave in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 55, 1993.
- Harris, T. J., A long-term study of the quasi-two-day wave in the middle atmosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 569-579, 1994.
- Hocke, K., Phase estimation with the Lomb-Scargle periodogram method, *Ann. Geophysicae*, 16, 356-358, 1998.
- Hall, C. M., The Ramfjordmoen MF radar (69°N, 19°E): Application development 1990-2000, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 63, 171-179, 2001.
- Husskonen. A., Viridi. T. S., Jones. G. O. L. and Williams. P. J. S., Observations of day-to-day variability in the meridional semi-diurnal tide at 70°N, *Ann. Geophys.*, 9, 407-415, 1991.

- Ito, R., Kato, S., and T. Tsuda, Consideration of an ionospheric wind dynamo driven by a planetary wave with a two-day period, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *48*, 1-13, 1986.
- Kingsley, S., H. Muller, L. Nelson, and A. Scholefield, Meteor winds over Sheffield, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *40*, 917-922, 1978.
- 木田 秀次, 気象学のプロムナード 16, 高層の大気, 東京堂出版, 1983.
- Luo, Yi., Manson, A. M., and Meek, C. E., Meyer, C. K., and Forbes, J. M., The quasi 16-day oscillations in the mesosphere and lower thermosphere at Saskatoon (52°N, 107°W), 1980-1996, *J. Geophys. Res.*, *105*, 2125-2138, 2000.
- Manson, A. H., and C. E. Meek., Dynamics of the middle atmosphere at Saskatoon (52°N, 107°W): a spectral study during 1981,1982, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *35*, 592-599, 1978.
- Manson, A. H., C. M. Meek, Long period (~8-20h) wind oscillations in the upper middle atmosphere at Saskatoon (52°N): evidence for non-linear tidal effects, *Planet. Space. Sci.*, *38*, 1431-1411, 1990.
- Meek, C. E., An efficient method for analyzing ionospheric drifts data, *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, *42*, 835-839, 1980.
- Meek, C. E., and A. H. Manson, MF Radar spaced antenna experiment: wind variance vs. record length, *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.*, *63*, 181-191, 2001.
- Muller, H. G., Long-period meteor wind oscillations, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, *271*, 585-598, 1972.
- Muller, H. G., and L. Nelson, A traveling quasi-2-day in the meteor region, *J. Terr. Atmos. Phys.*, *40*, 761-766, 1978.
- Nozawa, S., A. Brekke, Studies of the auroral E region neutral wind through a solar cycle: Quiet days, *J. Geophys. Res.*, *104*, 45-66, 1999.
- Nozawa, S., A. Brekke, A case study of the auroral E region neutral wind on quiet summer day: Comparison of three methods of the EISCAT UHF radar for deriving the E region wind, *Radio Sci.*, *35*, 845-963, 2000.
- Nozawa, S., A. Brekke, A. H. Manson, C. M. Hall, C. Meek, K. Morise, S. Oyama, K. Dobashi, and R. Fujii, A comparison study of the auroral lower thermosphere neutral winds derived by the EISCAT UHF radar and the Tromsø MF radar, *J. Geophys. Res.*, in press, 2002.
- 岡本 謙一 編著, ウェーブサミット講座 地球環境計測, オーム社, 1999.
- 恩藤 忠典, 丸橋 克英 編著, ウェーブサミット講座 宇宙環境科学, オーム社, 2000.
- Palo, S. E., R. G. Roble, and M. E. Hagan, TIME-GCM Results for the Quasi-Two-Day Wave, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3783-3786, 1998.
- Poole, L. M. G., Characteristics of the mesospheric two day wave as observed at Grahamstown (33.3°S, 26.5°E), *J. Atmos. Terr. Phys.*, *52*, 259-268, 1990.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, *Numerical Recipes in Fortran*, Cambridge Univ. Press, 569-577, 1992.
- Raid, I. M., On the measurement of gravity waves, tides and mean winds in the low and middle latitude mesosphere and thermosphere with MF radar, *Adv. Space Res.*, *18*, (3)131-(3)140, 1996.
- Rino, C. L., A. Brekke, and M. J. Baron, High-resolution auroral zone E region neutral wind and current measurements by incoherent scatter radar, *J. Geophys. Res.*, *82*, 2295-2304, 1977.

- Salby, M. L., and Roper, R. G., Long-period oscillation in the meteor region, *J. Atmos. Sci.*, 37, 237-244, 1980.
- Salby, M. L., Rossby Normal Modes in Nonuniform Background Configurations. Part I : Simple Fields, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1803-1826, 1981a.
- Salby, M. L., Rossby Normal Modes in Nonuniform Background Configurations. Part II : Equinox and Solstice Conditions, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1827-1840, 1981b.
- Salby, M. L., The 2-day wave in the middle atmosphere: Observations and theory, *J. Geophys. Res.*, 86, 9654-9660, 1981c.
- Salby, M. L., Survey of planetary-scale traveling waves: the state of theory and observation, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22, 209-236, 1984.
- Stenning, R., C. M. Meek, A. H. Manson, and D. Stephensen, Winds and wave motions to 110 km at mid-latitudes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2194-2204, 1978.
- Thayaparan, T., W. K. Hocking, J. MacDougall, A. H. Manson, C. E. Meek, Simultaneous observations of the 2-day wave at London (43°N, 81°W) and Saskatoon (52°N, 107°W) near 91 km altitude during the two years of 1993 and 1994, *Ann. Geophys.*, 15, 1324-1339, 1997.
- Tsuda, T., S. Kato, and R. A. Vincent, Long period oscillations observed by the Kyoto meteor radar and comparison of the quasi-2-day wave with Adelaide HF radar observations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 225-230, 1988.
- van Eyken, A. P., P. J. S. Williams, S. C. Buchert and M. Kunitake, First measurements of tidal modes in the lower thermosphere by the EISCAT Svalbard Radar, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 931-934, 2000.
- Williams, P. J. S., T. S. Virdi, G. O. L. Jones and A. Huuskonen, A comparison of three methods of measuring tidal oscillations in the lower thermosphere using EISCAT common programmes, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 1347-1359, 1994.

## 謝辞

本研究で使用した MF レーダーは、サスカチュワン大学、トロムソ大学、名古屋大学の 3 大学の国際共同のもと運営されており、その運営に携わるすべての方々に感謝いたします。

本研究で使用している EISCAT レーダーのデータは、EISCAT 科学協会によって提供されたものです。ここに EISCAT 科学協会に感謝の意を表します。

通信総合研究所の大山伸一郎氏には、貴重な助言をいただきました。深く感謝いたします。

また、当研究所の小川泰信さん、杉野正彦さん、足立和寛さん、河野政樹さん、岩橋弘幸さん、隅山智子さん、玉川貴文さんには、数多くの助言、協力をしていただいたこと深く感謝いたします。

野澤悟徳博士には、本研究について多くの時間を割いていただき、熱くご指導いただきました。大変お世話になりましたことを心より感謝いたします。

最後に、指導教官である藤井良一教授には、研究やその他の面で大変お世話になりました。心より感謝いたします。