



修士論文

**EISCAT スヴァールバルレーダーデータを用いた
極冠域下部熱圏風の研究**

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

(太陽地球環境研究所)

津田卓雄

平成 16 年度

要旨

極冠域下部熱圏風に関する統計的な研究を、Longyearbyen（北緯 78 度）にある EISCAT スヴァールバルレーダー(ESR)データを用いて、初めて行なった。本研究では、極冠域下部熱圏大気ダイナミクスを理解するための第一歩として、ESR CP-2 モードにより 1998 年 8 月から 2004 年 6 月までに取得された 80 日分のデータを解析した。高度 95-120 km における平均風および大気潮汐波（24 時間成分、12 時間成分）の統計的描像を調べ、またそれらの季節変動を調べた。さらに、Tromsø（北緯 70 度）に位置する EISCAT UHF レーダーデータを併せ用いて、極域下部熱圏風の緯度変動を調べた。また、大気潮汐波モデル（GSWM-02）の計算値と比較を行なった。さらに、南北風速度に関しては、2 種類の導出法から求めた風速データの比較を行なった。

全 80 日分を時間・高度ごとに平均したデータから求めた南北平均風は、高度 100 km 以上で、主に北向き 10-20 m/s 程度、東西平均風は高度 115 km 以下で主に東向き 10-20 m/s 程度、鉛直平均風はすべての高度で上向き(5-10 m/s)である。一方データを季節毎に分類して季節変動を調べると、南北平均風は顕著な季節変化を示し、夏期に北向き 10-40 m/s、冬期に 20-40 m/s と風向きが逆転していた。一日潮汐波は、主に直接励起的な位相高度プロファイルを示していた。高度とともに振幅強度は増加し、高度 116 km 以上では、最も支配的な波動成分となっていた。一日潮汐波については、顕著な季節変化は見られなかった。半日潮汐波は主に上方伝搬性を示す特徴をしており、鉛直波長は南北成分、東西成分、それぞれ~40 km、~30 km 程度であった。夏と冬の振幅強度が、春と秋の振幅強度と比べ大きかった。位相は季節変化を示しており、季節によりモードが異なっていることが示唆される。

Longyearbyen と Tromsø の下部熱圏風を比較すると、地方時平均速度データ、スペクトル、平均風、大気潮汐波ともに、全般的に両者は良く似たものとなっており、北緯 70 度から北緯 80 度へかけて、基本的には類似・連携した風系が存在していることが予想される。GSWM-02 の計算値と比較すると、振幅強度に関して、春と秋で比較的良い一致を示していた。夏と冬に関しては、半日潮汐波成分の振幅が大きく異なっており、ノンマイグレーションタイドによる寄与の存在が示唆される。

1 極方式と沿磁力線方式の 2 手法において、それぞれについて南北風を導出し、その平均風および大気潮汐波に関する比較を行なった。1 日および半日周期成分に関しては、両方式から導出した風速は良い一致を示した。しかし、南北平均風の値は両者で大きく異なるものであった。この相違の原因に関して考察を行ない、その原因として強い（5-10 m/s 程度）鉛直上向き平均風の存在、または ESR 観測にイオン速度オフセット（5-10 m/s 程度）の存在を指摘した。

謝辞

当研究室の藤井良一教授、小川泰信助手、元場哲郎博士には、本研究を進めるにあたり、指導、データの取得など数多くの貴重な助言を頂きました。深く感謝の意を表します。

本研究で使用したEISCATスヴァールバルレーダーのデータは、EISCAT科学協会により提供されたものあります。EISCAT科学協会に深く感謝いたします。

GSWMの結果を提供して頂いたHAO/NCARのHagan博士に感謝の意を表します。

地磁気活動度のデータは、Tromsø大学より提供して頂きました。Tromsø大学の関連する全ての方々に感謝いたします。

当研究室の足立和寛氏、岩橋弘幸氏には日々の研究ににおいて、多くの助力を頂きました。深く感謝いたします。

当研究室の岡田慶吾氏、櫻井彰宏氏、藤村昌樹氏には、研究生活において数多くの刺激を与えて頂きました。ありがとうございます。

また、本論文の作成にあたり、研究から日々の生活まで、非常に多くの方々にお世話になりました。残念なことに全ての方々を明記するとはできませんが、心から御礼を申し上げます。

最後に、指導教官である野澤悟徳助教授には、全ての面でお世話になりました。不甲斐ない自分を常に叱咤激励し、修士論文作成へと熱く導いて頂きました。心より感謝致します。

目次

要旨

謝辞

第1章 イントロダクション.....	1
1.1 地球大気.....	1
1.2 大規模な風系.....	1
1.3 大気波動.....	3
1.4 研究背景.....	7
1.5 本研究の目的.....	8
第2章 観測装置とデータ.....	14
2.1 EISCAT レーダー.....	14
2.2 非干渉散乱レーダーによる物理量の導出.....	14
2.3 観測プログラム.....	16
2.4 中性風速度導出.....	17
2.4.1 局方式.....	17
2.4.2 沿磁力線方式.....	18
2.5 周波数解析.....	19
2.6 大気潮汐波モデル.....	20
第3章 結果.....	29
3.1 統計的描像.....	29
3.2 季節変動.....	31
第4章 考察.....	46
4.1 下部熱圏風の緯度変動.....	46
4.2 平均風.....	48
4.3 大気潮汐波.....	48
4.3.1 一日潮汐波.....	48
4.3.2 半日潮汐波.....	49
4.4 手法により導出した南北風速度の比較.....	50
4.4.1 風速データの比較.....	50
4.4.2 平均風、大気潮汐波の比較.....	51
4.4.3 南北平均風の相違について.....	51
4.4.4 沿磁力線方式の検討.....	51
4.4.5 ESR イオン速度のオフセット.....	53
第5章 まとめ.....	74
第6章 今後の課題.....	76
参考文献.....	77

第1章 イントロダクション

1.1 地球大気

地球表面を覆う薄い膜、大気は密度成層のため水平方向にほぼ一様である。一方、鉛直方向には大きく変化しており、いくつかの領域に分類される。地上から高度約 1500 m までを大気境界層と呼び、それより上の大気は地表面との摩擦による影響を受けない自由大気と呼ばれる。自由大気を分類する方法のひとつとして、大気温度による分類がある。20 世紀に入ってから観測データに基づいて、4つの高度領域、すなわち対流圏 (<~15 km)、成層圏 (~15 - ~50 km)、中間圏 (~50 - ~90 km)、熱圏 (~90 - ~600 km)、に分類された (図 1.1 参照)。大気温度は地表面から高度 15 km 付近までは、約 7 K/km の気温減率で単一減少となる。対流圏では、主に熱は対流によって運ばれる。15 km 付近をこえると大気温度は上昇に転じ、高度 50 km 付近まで上昇する。これは主に成層圏に含まれるオゾンの紫外線吸収による加熱効果による。そして高度 50 km 付近を過ぎると再び大気温度は減少に転じ、高度 90 km 付近で最小となる。これは放射冷却の効果によっており、主に二酸化炭素の 15 μm 放射とオゾンの 9.6 μm 放射が重要な役割を果たしている。高度 90 km 付近が地球大気温度の極小域であり、中間圏界面と呼ばれている。高度 90 km より上では、極端紫外線 (EUV) や X 線によって大気は加熱され、大気温度は高度とともに 600 km 付近まで上昇し、それより上ではほぼ一定となる。

1980 年以降、領域間の相互作用が注目され、対流圏、成層圏、中間圏に関しては多くの研究がなされ、その理解は大幅に深まった。しかしながら、中間圏-熱圏、磁気圏-電離圏-熱圏の相互作用の理解は未だ十分なものではなく不明な点が多い。極域下部熱圏における領域間結合過程において、中性大気は重要な役割を担っているが、その力学過程、すなわち極域下部熱圏大気ダイナミクスの理解は限られている。この領域では、下層大気より伝搬してくる各種大気波動による影響に加え、地球固有磁場の磁力線を介して磁気圏と密接に関係しているため、電磁気的な結びつきも強く、大気ダイナミクスはより複雑なものとなっている。

1.2 大規模な風系

大気ダイナミクスは複雑であるが、時空間的に大規模な大気の運動を考えることにより、大気の流れ、すなわち風の基本的な振る舞いをおおまかに捉えることができる。まず、大気は流体であり、一般的に運動方程式は、ナビエーストークス (Navier-Stokes) の方程式、

$$\rho \frac{d\mathbf{u}}{dt} = \mathbf{F} - \nabla p + \nabla^2 \mathbf{u} \quad (1.1)$$

と連続の式、

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (1.2)$$

により記述される。ここで、 ρ は大気密度、 \mathbf{u} は風速、 \mathbf{F} は外力、 p は大気圧、 μ は粘性係数を表す。いま大規模な場、すなわち定常状態を考えているので、加速度はなく、大気粘性の効果は小さいとして、式(1.1)の左辺と右辺第3項をゼロと置く。この場合、大気の運動方程式(1.1)は、気圧傾度力とその他の外力のつりあいで表現される。鉛直方向における支配的な外力は重力であるため、鉛直方向においては、重力と気圧傾度力がつり合うことになり（図 1.2 参照）、式(1.1)より次式(1.3)が導かれる。

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g \quad (1.3)$$

ここで、 g は重力加速度、 z は鉛直方向の座標軸[上向き:正]を表す。この関係は静水圧平衡と呼ばれ、地球大気が鉛直方向に安定した構造をもつことを示している。そのため鉛直方向の風速は、成層圏、中間圏、熱圏では非常に小さいと考えられている（例えば、中間圏では0.01 m/s以下）。一方、水平方向においては、コリオリ力の効果が重要である。温度構造によって決まる気圧傾度力と大気に働くコリオリ力がつり合い、地衡風平衡と呼ばれる、次式(1.4)で表される関係が成り立つ。

$$f u = \rho \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1.4)$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 u は東西風速[東向き:正]、 y は南北方向の座標軸[北向き:正]を表す。このような地衡風バランスが成立している場合、風は等圧線に沿って吹くことになる。北半球では、コリオリ力は風の進行方向に対して右向きに作用するので、高圧側を右手に見るように風は吹く（図 1.3 参照）。この関係は、鉛直方向に成り立つ静水圧平衡と違い、風の進行方向と力のつりあいの方向が異なっている。そのため、水平方向には安定した定常流が存在できることが分かる。等圧線の曲率が大きくなると気圧傾度力が一定でも、風向きが変わることによる加速度（遠心力）が無視できなくなり地衡風の関係は成立しなくなる。従って、力のバランスに遠心力の項が加わり次式(1.5)の関係が成り立つ。

$$f v + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{v^2}{r} = 0 \quad (1.5)$$

ここで、 v は水平風速、 r は曲率半径を表す。この風は傾度風と呼ばれる。気圧傾度力は高気圧側から低気圧側へと働く。北半球において、コリオリ力は風の進行方向に対して右向きに働く。遠心力は極座標系で外向きの方向に働く。傾度風の関係はこれらの3つの力のバランスによる。従って、低気圧ではコリオリ力と遠心力の合力が気圧傾度力とつり合い、傾度風は反時計回りに吹く。一方高気圧では気圧傾度力と遠心力の合力がコリオリ力とつり合い、傾度風は

時計回りに吹く (図 1.4 参照)。さらに曲率が大きくなると、コリオリ力が遠心力と比較して無視できるようになり、気圧傾度力と遠心力がつり合う旋衡風の関係式(1.6)が成り立つことになる。

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{v^2}{r} = 0 \quad (1.6)$$

竜巻きなどは旋衡風に相当する。また、理想気体の状態方程式は

$$p = \rho RT \quad (1.7)$$

である。ここで、 T は大気温度、 R は気体定数を表す。式(1.4)を微分し、式(1.3)、式(1.7)を用いて書き直すと次式(1.8)が得られる。

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \left[\frac{g}{f} \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial y} \right] + \left[\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} u \right] \quad (1.8)$$

この式(1.8)において、右辺第 2 項は通常の大気の状態においては第 1 項に比べて小さく省略できる。従って、式(1.8)は東西風の鉛直傾度が温度の南北傾度に比例するという関係になる。この関係は温度風の関係と呼ばれ、風の場合と温度場が対応することを示している。中間圏高度では、地衡風バランスが基本的に成立し、風の場合と温度場はよく対応している。一方で、下部熱圏高度では、地衡風バランスの関係が成立しないことも報告されており [Hall et al., 2003]、下部熱圏において、大規模な風系は温度場だけでは決まらなると考えられている。

1.3 大気波動

下部熱圏は、節 1.2 で述べた大規模な大気の流れの上に、振動成分、すなわち大気波動が重畳したものとなっている。対流圏や成層圏などの下層大気で励起される大気波動は、上方へと伝搬する。伝搬過程において大気波動は物質の攪拌を行いながら、上層大気へ運動量やエネルギーを輸送する。高度が上がるにつれて、大気密度は減少する。大気波動のエネルギーが保存されると、波の振幅は高度とともに増大する。やがて波は砕波し、運動量とエネルギーを散逸する。大気波動は、様々な周期と規模を持ち、その特徴に応じて大気重力波、大気潮汐波、プラネタリー波の 3 つに大きく分類される。

振動周期がプラントバイサラ周期から慣性周期までの大気波動は、大気重力波と呼ばれる。プラントバイサラ周期とは、スケールハイトによって決まる大気重力波の限界周期であり、その周期は地表から高度 100 km 付近までの領域では 5~10 分である。大気重力波は主に浮力を復元力とするため、内部重力波ともいわれる。浮力以外にコリオリ力の影響が無視できないものを特に慣性内部重力波という。大気重力波は空間スケールとして水平方向に数十 km、鉛直方向に数 km 程度であり局所的な波動である。大気重力波が果たしている重要な役割の一つに、中間圏界面付近における夏期東西平均風の向きを逆転することが挙げられる。大気重力波がこ

の高度領域で砕波し、東向き運動量を大気に与えることによって起こると考えられている。

大気潮汐波は、その周期が1日およびその半分、3分の1などの大気波動であり、中間圏、下部熱圏領域において、最も支配的な大気波動である。大気潮汐波が生じる第1要因は、太陽放射により、オゾン（成層圏）、水蒸気（対流圏）、酸素分子（熱圏）などの大気が加熱されることによると考えられている。この第1要因による大気潮汐波は、地球の自転による太陽の日照に同期した大気潮汐波であり、マイグレーティングタイド（migrating tide）と呼ばれる。一方で、潜熱加熱など太陽に非同期な要因により励起される大気潮汐波をノンマイグレーティングタイド（non-migrating tide）と呼んでいる。特にノンマイグレーティングタイドに関しては、不明な点が多く、最近大きな関心を集めている。

プラネタリー波は、温度勾配によって運動している気塊に不安定性が生じた結果、コリオリ力等の復元力が働くことによって励起される波動である。その周期は2日、5日、10日、16日などであり、全球的規模の波動である。成層圏においてその活動は顕著であり、また中間圏においても多くの観測例が報告されている。中間圏において、振幅強度は大気潮汐波と比較して通常小さいが、波動間相互作用や平均風との相互作用を考慮すると中間圏・下部熱圏領域で重要な役割を果たしている可能性があると考えられている。

波動を大気の変動成分として考え、大気は無風、等温状態を仮定することにより、球面調和関数を用いて波動方程式は、以下のように記述される[Forbes et al, 1982a, 1982b; Forbes, 1995]。

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega \sin\theta v + \frac{1}{\cos\theta} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} = 0 \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega \sin\theta u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} = 0 \quad (1.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \Phi_z + N^2 w = \frac{\partial J}{H} \quad (1.11)$$

$$\frac{1}{a \cos\theta} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \cos\theta) + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) = 0 \quad (1.12)$$

変数をそれぞれ以下に示す。

u : 東向き速度

v : 北向き速度

w : 鉛直上向き速度

Φ : 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二乗 = g/H 、($\theta = R/C_p \theta/7$)

R : 気体定数

C_p	: 定積比圧
Ω	: 地球の自転角速度
ρ_0	: 気本場における大気密度
z	: 高度
λ	: 経度
ϕ	: 緯度
J	: 単位質量当たりの加熱率
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 ω の経度方向に伝搬する波であると仮定すると次のようになる。

$$\{u, v, w, \hat{\rho}\} = \{\hat{u}, \hat{v}, \hat{w}, \hat{\rho}\} \exp[i(s\lambda - \omega t)] \quad (1.13)$$

東西波数は正の整数であり、経度方向の正弦振動の最大数を表す。位相を表す $(s\lambda - \omega t)$ は ω が正のとき東向き伝搬波、負のとき西向き伝搬波に対応する。すなわち、式(1.13)の実数部は $\cos(s\lambda - \omega t)$ であり、波頭は $\lambda = \omega t/s$ に存在する。式(1.9)から式(1.12)に、式(1.13)を代入して、 z と λ の関数である $\hat{\rho}$ 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。

$$\hat{\rho} = \sum_n \hat{\rho}_n(\lambda) G_n(z) \quad (1.14)$$

$\hat{\rho}_n$ は完全直行成分 (complete orthogonal set) であり、 $G_n(z)$ は下で定義する。また、 $\hat{\rho}_n$ は完全直行成分であることから、熱的励起 $\hat{J}(z, \lambda)$ 以下のように表すことができる。

$$\hat{J}(z, \lambda) = \sum_n \hat{\rho}_n(\lambda) J_n(z) \quad (1.15)$$

ここで $J_n(z)$ は、加熱の高度分布関数である。式(1.9)、式(1.10)、式(1.14)より、 $\hat{\rho}_n$ と G_n を用いて水平方向の速度は以下のように記述できる。

$$\hat{u} = \frac{\omega}{4\Omega^2 a} \sum_n U_n(\lambda) G_n(z) \quad (1.16)$$

$$\hat{v} = \frac{\omega i \lambda}{4\Omega^2 a} \sum_n V_n(\lambda) G_n(z) \quad (1.17)$$

ここで、

$$U_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \theta)} \left[\frac{s}{\cos \theta} + \frac{\sin \theta}{f} \frac{d}{dz} \right] G_n \quad (1.18)$$

$$V_n = \frac{1}{(f^2 - \sin^2 \theta)} \left[\frac{\tan \theta}{f} + \frac{d}{dz} \right] G_n \quad (1.19)$$

である。鉛直方向については、変数分離の結果、次のように記述される。

$$i \omega H \left[\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 \frac{\partial}{\partial z} G_n + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 J_n) \right] = - \frac{i \omega}{h_n} G_n \quad (1.20)$$

ここで h_n は分離定数として定義されるものである。 $T = 256 \text{ K}$ に対応するスケールハイト $H = 7.5 \text{ km}$ の等温大気に対して $N^2 = g/H$ 、 $G_n = G_n \rho_0^{1/2} N^{\omega}$ と置き、 $x = z/H$ 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。

$$\frac{d^2 G_n}{dx^2} + \left[\frac{\omega H}{h_n} - \frac{1}{4} \right] G_n = \frac{\rho_0^{1/2}}{i \omega N} \frac{d}{dx} (\rho_0 J_n) \quad (1.21)$$

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。外力を $F(x)$ として、式(1.21)を以下のように表す。

$$\frac{d^2 G_n}{dx^2} + \omega^2 G_n = F(x) \quad (1.22)$$

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

$$G_n \sim A e^{i \omega x} + B e^{-i \omega x} \quad (1.23)$$

$F(x) \neq 0$ である場合を考えたとき、次の2つの解が求められる。

$h_n < 0$ 、または $h_n < 4 \omega H$ のとき、すなわち $\omega^2 < 0$ のとき、

$$G_n \sim e^{\omega x} \quad (1.24)$$

である。このとき波は、振動が励起された領域に捕捉され、伝搬しない。次に $0 < h_n < 4 \omega H$ のとき、すなわち $\omega^2 > 0$ のとき、

$$G_n \sim e^{i \omega x} \quad (1.25)$$

となる。このとき波は、高度の増加とともに広がる傾向をみせる。 ω の正負はそれぞれ西向き伝搬波、東向き伝搬波を示している。また、式(1.23)の解において一波長分を考えたとき、すなわち $z = \lambda_n$ としたとき、 $a \lambda_n = 2 \omega$ の関係が成り立つ。従って、鉛直波長 λ_z は以下の式により得ることができる。

$$\lambda_z = \frac{2 \omega H}{a} = \frac{2 \omega H}{\sqrt{\frac{\omega H}{h_n} - \frac{1}{4}}} \quad (1.26)$$

中間圏、下部熱圏高度において、代表的な西向き伝搬性の大気潮汐波、プラネタリー波の特性を表 1.1 に示す。表で示した通り、同じ周期をもつもので、東西波数が異なるいろいろなモー

ドが存在する。それらの鉛直波長は互いに異なり、そのことがそれぞれのモードの伝搬性が異なることの一因となっている。一般的に、鉛直波長が長いモードほど、上方伝搬性が良いと言える。例えば、1日周期の大気潮汐波(Diurnal tide)では、(1,1)モード以外は中間圏界面までは伝搬できずに、散逸している。以上のように、大気の波動特性を理論的に記述することができる。しかしながら、実際には、大気の無風、等温状態の仮定は成り立たず、さらに非線形的な効果などの影響により、大気波動の特性はより複雑なものとなっている。

1.4 研究背景

極域下部熱圏大気ダイナミクスの理解は、Chatanika(65°N, 147°W)、SøndreStrømfjord(67°N, 51°W)、EISCAT レーダーに代表される近年の非干渉散乱 (IS) レーダー観測により着実に進められてきた[e.g., Brekke et al., 1973; Johnson et al., 1987; Azeem and Johnson, 1997; Nozawa and Brekke, 1999]。Johnson et al. [1987]は、Chatanika IS レーダーデータを用いて、高度 90-120 km の中性風速度を求め、それらの振る舞いが地磁気活動度により異なることを報告している。Chatanika IS レーダーは、1982 年に Søndre Strømfjord へと移され、Søndre Strømfjord IS レーダーとなった。Azeem and Johnson [1997]は、Søndre Strømfjord IS レーダーデータより、下部熱圏高度で支配的な波動成分である半日潮汐波が季節に関係なく強くなっており、特に夏には冬の 2 倍程度の振幅強度となることを示した。また、地磁気静穏時における下部熱圏大気の大陽活動度、季節による依存性を調べた Nozawa and Brekke [1999]は、Tromsø (69.6°N, 19.2°E)の EISCAT UHF 観測データ 56 日分を解析し、平均風、一日潮汐波、半日潮汐波が季節、大陽活動度により変動し異なる様相を示すことを明らかにしている。一方で北緯 70 度を超えるような、さらに高緯度における IS レーダーによる下部熱圏風観測は、Longyearbyen (78.2°N, 16.0°E)に設置されている EISCAT Svalbard Radar (ESR)による E 領域の観測が開始されるまで、皆無であった。van Eyken et al. [1999]は、1998 年 8 月に行われた ESR による初めての E 領域観測データを用いて、下部熱圏における大気潮汐波に関する研究を行い、1日潮汐波、半日潮汐波、8時間周期波の振幅および位相について、高度プロファイルを示すとともに、高度 93 km において、周期~2.5 日波 (おそらく準 2 日波) が存在していることを報告した。しかしながら、この研究は、3 つのデータセット計 6 日間分のデータを用いて、南北成分のみに関して行った研究である。北緯 70 度より高緯度の下部熱圏風の研究は非常に少ない。近年、IS レーダー (ESR)、FPI、流星レーダー(Nippon/Norway Svalbard Meteor Radar: NSMR) [eg., van Eyken et al., 1999; Wu et al., 2003; Hall et al., 2003] 等により、少しずつ観測研究が行われ始めているが、地球大気において最も理解が乏しい領域の一つであると言える。特に下部熱圏高度 (95-120 km) を網羅するような統計的な研究は存在しない。

1.5 本研究の目的

下部熱圏風をおおまかに表現するならば、平均風に大気波動が重畳したものであるといえる。この高度領域で最も支配的な大気波動現象は周期1日と半日の大気潮汐波である。それに加えて、準2日波の寄与が考えられる。すなわち、この高度領域の大気ダイナミクスを理解するためには、平均風、大気潮汐波（、準2日波）の挙動をまず明らかにする事が重要である。

本研究の目的は、これまでほとんど観測研究がされていない北緯約80度の下部熱圏における平均風および大気潮汐波（24時間成分、12時間成分）の基本的な特性を明らかにすることにある。北緯78度に位置する唯一のISレーダーであるEISCAT Svalbard Radar (ESR)の観測データ80日分を基に、平均風および大気潮汐波（24時間成分、12時間成分）に関する統計的な研究を初めて行った。具体的には平均風、大気潮汐波の基本的な特性および季節変動を調べた。そして、それらの緯度変動を調べるために、トロンソEISCAT UHFレーダーで得られている統計的な結果と比較を行った。さらに、大気潮汐波モデル（GSWM-02）の結果と比較を行った。

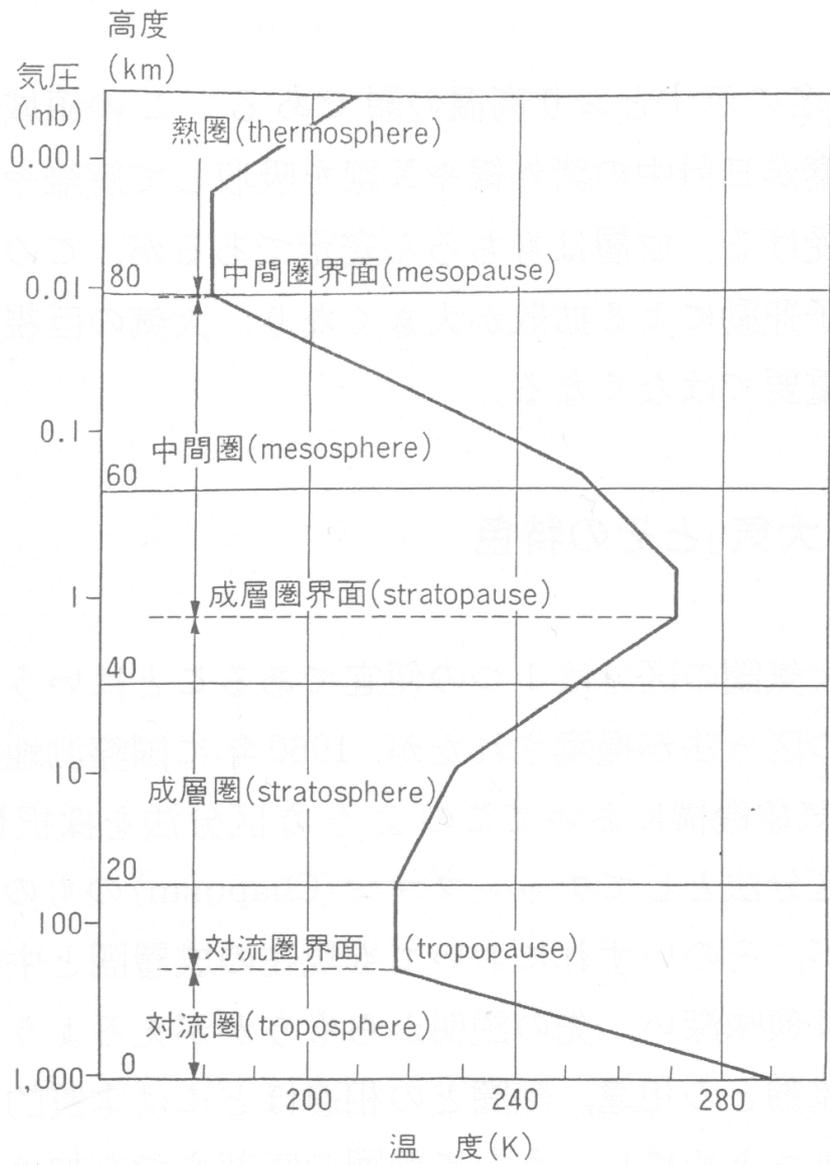


図1.1 大気の温度構造による分類

温度分布は1962年の米国標準大気。[松野 and 島崎, 1981 より]

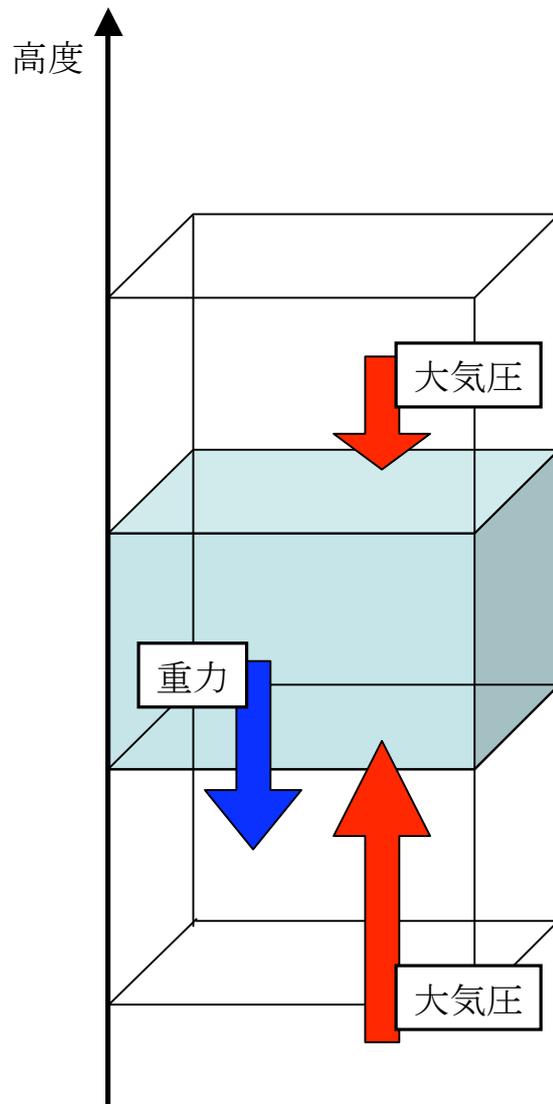


図1.2 静止大気に働く鉛直方向の力の釣り合い

静止した空気塊に対して鉛直方向に働く力は重力と気圧傾度力である。気圧傾度力は空気塊の下の大気による押し上げられる力と上の大気による押し下げられる力の合力である。鉛直方向において、この気圧傾度力と重力がつり合っているため大気は鉛直方向に安定している。図中の水色の直方体は空気塊、青い矢印は重力、赤い矢印は大気圧による力を表す。

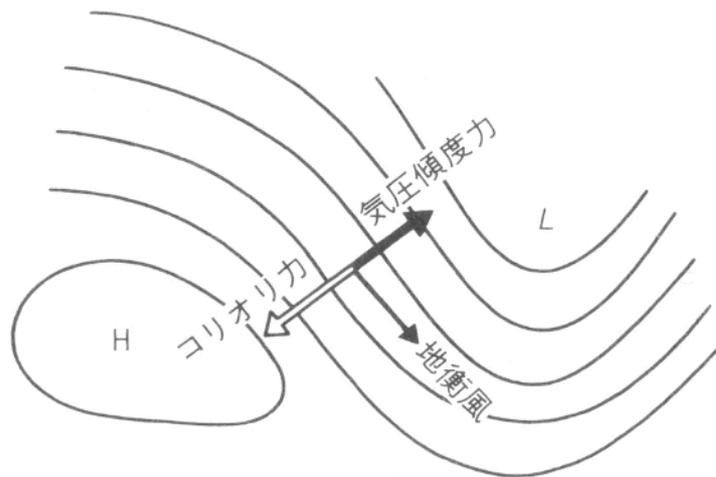


図1.3 北半球における地衡風の模式図

気圧傾度力は高気圧側から低気圧側へと働く。北半球において、コリオリ力は風の進行方向に対して右向きに働く。地衡風の関係はこの2つの力のバランスによる。従って、北半球では地衡風は高気圧側を右手に見るように吹く。図中の記号は、H: 高気圧側、L: 低気圧側、を表す。

[小倉, 1984 より]

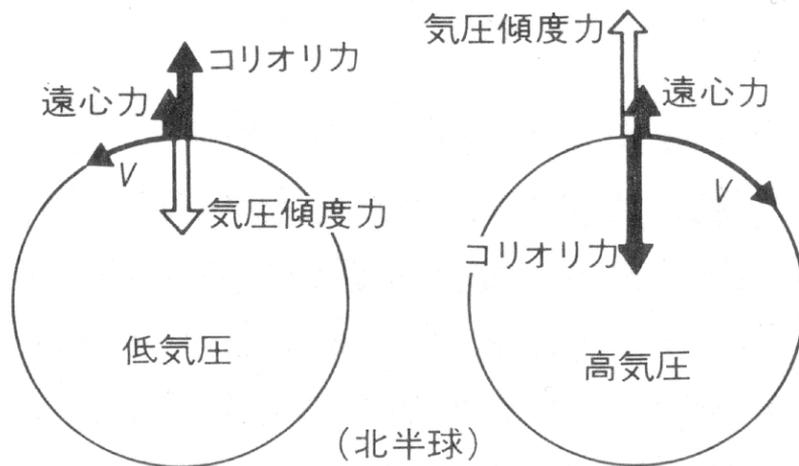


図 1.4 北半球における傾度風の模式図

気圧傾度力は高気圧側から低気圧側へと働く。北半球において、コリオリカは風の進行方向に対して右向きに働く。遠心力は極座標系で外向きの方向に働く。傾度風の関係はこれらの 3 つの力のバランスによる。従って、低気圧ではコリオリカと遠心力の合力が気圧傾度力とつり合い、傾度風は反時計回りに吹く。一方高気圧では気圧傾度力と遠心力の合力がコリオリカとつり合い、傾度風は時計回りに吹く。[小倉, 1984 より]

Wave	(s, n)	$(s, n - s)$	h_n (km)	λ_z (km)	Additional Descriptors
Diurnal tide	(1,1)		0.6909	27.9	Gravity; first symmetric propagating
Diurnal tide	(1,2)		0.2384	15.9	Gravity; first asymmetric propagating
Diurnal tide	(1,3)		0.1203	11.2	Gravity; second symmetric propagating
Diurnal tide	(1,-1)		803.356		Rotational; first asymmetric trapped
Diurnal tide	(1,-2)		-12.2703		Rotational; first symmetric trapped
Diurnal tide	(1,-4)		-1.7581		Rotational; second symmetric trapped
Semidiurnal tide	(2,2)		7.8519	31.1	Gravity; first symmetric (propagating)
Semidiurnal tide	(2,3)		3.6665	81.4	Gravity; first asymmetric (propagating)
Semidiurnal tide	(2,4)		2.1098	53.8	Gravity; second symmetric (propagating)
Semidiurnal tide	(2,5)		1.3671	41.0	Gravity; second asymmetric (propagating)
Semidiurnal tide	(2,6)		0.9565	33.4	Gravity; third symmetric (propagating)
5-day wave	(1,-2)	(1,1)	10.5		Rotational; Rossby; first symmetric
10-day wave	(1,-3)	(1,2)	10.5		Rotational; Rossby; first asymmetric
16-day wave	(1,-4)	(1,3)	10.5		Rotational; Rossby; second symmetric
4-day wave	(2,-3)	(2,1)	10.5		Rotational; Rossby; first symmetric
2-day wave	(3,-3)	(3,0)	10.5		Mixed Rossby-Gravity; asymmetric

表 1.1 中間圏、下部熱圏で代表的な西向き伝搬性の大気潮汐波、プラネタリー波の特性。[After *Forbes*, 1995]

表中の記号は、 s (東西波数)、 n (南北波数)、 h_n (大気の相当深度)、 λ_z (鉛直波長)

第2章 観測装置とデータ

本研究では、ESR 観測データを用いて導出した下部熱圏中性風速度を解析し、平均風、大気潮汐波の研究を行った。この章において、観測装置およびデータの解析方法を示す。また、得られた結果との比較に用いた大気潮汐波モデル Global Scale Wave Model (GSWM)に関して、その概要を述べる。

2.1 EISCAT レーダー

EISCAT 科学協会は、フランス、ドイツ、スウェーデン、日本、イギリス、ノルウェー、フィンランドの加盟7ヶ国の協力のもと、EISCAT (European Incoherent SCATter : 欧州非干渉散乱) レーダーシステムを共同運営している。EISCAT レーダーシステムは、3つのレーダーシステムを有している。それらは、UHF レーダー、VHF レーダー[Folkestad *et al.*, 1983]、及び EISCAT Svalbard Radar (ESR) [Wannberg *et al.*, 1997]である。

UHF レーダーは、中心送信周波数 931 MHz の3局式レーダーシステムであり、Tromsø (69.6° N, 19.2° E)の送信機と、Tromsø、Kiruna (67.9° N, 20.4° E)、Sodankylä (67.4° N, 26.6° E)の受信機により構成され、1981年より稼働している。VHF レーダーは、Tromsø に設置されている単局式のレーダーであり、1987年より稼働している。VHF レーダーの中心送信周波数 224 MHz であり、40 m×30 m のパラボリックシリンダー (Parabolic cylinders: 放物柱) アンテナにより構成されている。ESR は Longyearbyen (78.2° N, 16.0° E)に設置された2つのアンテナにより構成されている。可動式の 32 m アンテナは、1996年より稼働している。1999年12月には、沿磁力線方向に向けられた固定式の 42 m アンテナによる観測が開始された。両アンテナの中心送信周波数は 500 MHz であり、送信機の出力を最短 3.2 秒でそれぞれのアンテナに切り替えることができる。この ESR は北極域において、地理的に最も高緯度に位置する非干渉散乱 (IS) レーダーであり、Tromsø とほぼ同経度、約 9 度北に位置している。図 2.1、表 2.1 にそれぞれのレーダーの位置および仕様をまとめた。

2.2 非干渉散乱レーダーによる物理量の導出

非干渉散乱レーダーは、電離圏の自由電子による非干渉散乱波 (トムソン散乱波) を利用している。非干渉散乱レーダーの送信電波の波長は、0.6 m (ESR の場合) 程度であるのに対し、電離圏 E 領域の電子密度を $n_e \sim 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 、電子温度を $T_e \sim 500 \text{ K}$ としたとき、デバイ長 λ_D は

$$\lambda_D = \sqrt{\frac{\epsilon_0 k_B T_e}{n_e e^2}} \sim 4.79 \times 10^3 \text{ m} \quad (2.1)$$

である。ここで、 ϵ_0 は真空の誘電率、 k_B はボルツマン定数、 e は電荷素量を表す。すなわち、通常用いられる送信電波（VHF 帯から UHF 帯を用いている）の波長は電子のデバイ長より遥かに長い。この電波の波長のスケールで観測したとき、非干渉散乱波を生じる電子はイオンに捕捉されているため、結果的にイオンの運動を測定することになる。レーダー電波はイオン音波と電子音波の2種類の静電波により散乱される。非干渉散乱レーダーは、主にイオン音波の散乱波を用いて物理量を導出する。イオン音波の位相速度 v_+ は次式(2.2)により表される。

$$v_+ = \sqrt{\frac{k_B T_i}{m_i} + \frac{T_e}{T_i}} \quad (2.2)$$

ここで、 m_i はイオン質量、 T_i はイオン温度、 T_e は電子温度を表す。送信電波の波長を λ_0 とすると、電波を最も効果的に散乱する電子密度のゆらぎの波長 λ は、 $\lambda = \lambda_0/2$ である。後方散乱波は、この波長のゆらぎによりドップラーシフトを起こす。ドップラーシフトによる振動数のずれ ($\Delta \nu$) は、次式(2.3)となる。

$$\Delta \nu = \nu \frac{\lambda_0}{\lambda} = \nu_0 \left[\frac{c+v}{c-v} \right] \cos \theta + 2 \frac{v}{c} \cos \theta = 2 \frac{v}{\lambda_0} \quad (2.3)$$

ここで、 c は光速、 ν_0 は入射波の振動数、 ν は散乱波の振動数を表す。密度のゆらぎは熱運動に起因したものであるため、送信電波を効果的に散乱する波長 λ をもつようなイオン音波の速度としては、観測している視線方向において、近付いてくる方向と離れていく方向の2通りの場合がある。従って、後方散乱波のスペクトル線は、送信周波数から $\pm 2v_+/\lambda_0$ ずれたところに見られることになる。このイオン音波による散乱波のスペクトルをイオンライン (ion line) と呼んでいる (図 2.2 参照)。散乱波は連続的な波動であり常に新しい波が生み出されるが、ランダウ減衰 (Landau damping) によりすぐに弱められ、時間的な隔たりが十分にある散乱波はお互いに干渉しない。これは、散乱波の自己相関関数 (autocorrelation function: acf) が、時間の経過とともに減衰することを意味している。従って、自己相関関数は、図 2.3 に示すように正弦波にはならない。結果として、受信されるイオンラインは広がりを持つことになる。散乱波のスペクトルの形を決める上で重要になるのは個々の電子ではなく、密度のゆらぎである。このイオンラインの広がりのは、熱運動やイオン-中性粒子衝突の効果により決定される。さらにイオンの全体的な運動によりドップラーシフトが起こり、受信波の中心周波数が送信周波数に対してシフトする。これらの結果として、受信されるスペクトルは、図 2.4 のようになる。

IS スペクトルより直接求めることができる物理量、すなわち非干渉散乱レーダーにより直接導出可能な物理量は、電子密度、電子温度、イオン温度および視線方向のイオン速度である。これらの物理量に加え、いくつかの仮定やモデルを用いることにより、電場、電気伝導度、電

流、そして中性風速度を導出することができる。

2.3 観測プログラム

EISCAT レーダーの観測プログラムには、長期間の観測を主たる目的とした共通実験 (Common Program: CP) と、EISCAT 加盟各国の研究者による独自の観測である特別実験 (Special Program: SP) に大きく分類される。CP には、CP-1 から CP-7 までの 7 種類のモードが存在する。以下に、本研究において使用した CP-2 モードに関して説明する。

CP-2 モード[Collis, 1995]は、Tromsø UHF レーダーおよび ESR において行われる観測モードであり、ビームを 4 方向へ向けることによりそれぞれの視線方向の物理量を求めている。CP-2 モードでは 4 つの視線方向のイオン速度データを得ることができ、この内の 3 方向のイオン速度データを結合することで、3 次元のイオン速度を求めることが可能である。視線方向のイオン速度とは、実際の 3 次元イオン速度の視線方向成分のことである。従って、観測により得られる 3 つの視線方向のイオン速度 ($\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \mathbf{v}_3$) を用いて、3 次元のイオン速度 \mathbf{v} は、以下の式で表される。

$$(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_1) \cdot \mathbf{v}_1 = 0 \quad (2.4)$$

$$(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_2) \cdot \mathbf{v}_2 = 0 \quad (2.5)$$

$$(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_3) \cdot \mathbf{v}_3 = 0 \quad (2.6)$$

式(2.4)、式(2.5)、式(2.6)の連立方程式を解くことにより、3 次元のイオン速度 \mathbf{v} が求まる。このとき、イオン速度に関して、3 方向を観測する間の時間一様性、3 つのビーム視線方向により囲まれる空間一様性を仮定する (図 2.5 参照)。

Tromsø UHF レーダーの CP-2 モードでは、6 分間の周期でビームを 4 方向に向けて観測をしている。4 つのビーム視線方向の内 1 つは沿磁力線方向へ向けて観測している。ESR の CP-2 モードは 1999 年までは可動式の 32 m アンテナのみを用いて、Tromsø UHF レーダーと同様に 4 方向を観測していた。2000 年以降は、沿磁力線方向へ向けた固定式 42 m アンテナによる観測が加わったことにより、42 m アンテナによる沿磁力線方向の観測と 32 m アンテナによる 3 方向の観測を組み合わせた観測モードとなっている。32 m アンテナ、42 m アンテナは約 1 分おきに交互に観測を行い、1 サイクルは約 6 分である。従って、3 次元イオン速度を導出するためには最低でも約 5 分間必要であるが、32 m アンテナにおいて一定のサイクルで得られるイオン速度を移動平均的に 3 つ選ぶことによって、約 2 分おきに 3 次元イオン速度を導出することができる。

2.4 中性風速度導出

EISCAT レーダー観測から中性風速度を導出する方法として、Tromsø UHF レーダーによる CP-1 より 3 次元中性風速度を導出する 3 局方式 (Tristatic method)、CP-2 から求められ同じく 3 次元の中性風速度を導出する 1 局方式 (Monostatic method)、および沿磁力線方向のイオン速度を利用した方法で CP-1、CP-2 の両方のモードから求められ 1 次元の中性風速度を導出する沿磁力線方式 (Field-Aligned method) の 3 つがある。EISCAT KST レーダー観測を基に、これら 3 手法の比較研究を行った *Williams et al.* [1994]、*Nozawa and Brekke* [2000] では、3 次元中性風速度を高い高度分解能 (約 3 km 程度) で導出可能な 1 局方式が、大気潮汐波研究において最適であることが報告されている。ESR は 1 局方式のレーダーシステムであるため、3 局方式を用いることはできないが、1 局方式および沿磁力線方式により中性風速度を導出することが可能である。以下に、本研究において使用した 1 局方式、沿磁力線方式について説明する。

2.4.1 1 局方式

1 局方式は、ビームスウィング方式 (Beam-Swinging method) と呼ばれ、CP-2 モードにより求めた 3 次元イオン速度から 3 次元の中性風速度を導出する方法である。下部熱圏高度においては、イオン運動は中性粒子との衝突により受ける力 (中性風ドラッグ) と電磁気力によってほぼ支配されており、コリオリ力、粘性力、圧力勾配力、重力などは無視することができる。従って、イオンの運動方程式は以下のように表される。

$$m_i \frac{d\mathbf{v}}{dt} = q\mathbf{E} + q\mathbf{v} \times \mathbf{B} - m_i \nu_{in} (\mathbf{v} - \mathbf{u}) \quad (2.7)$$

ここで、 \mathbf{u} は中性風速度、 \mathbf{v} はイオン速度、 m_i はイオン質量、 q はイオンの電荷、 \mathbf{B} は磁束密度ベクトル、 \mathbf{E} は電場ベクトル、 ν_{in} はイオン-中性粒子衝突振動数を表す。下部熱圏では、 ν_{in} は約 100-5000 Hz 程度である。イオンは中性大気と衝突し、時定数 $\tau_{in} = 1/\nu_{in}$ の数倍の時間スケールで定常状態になると考えられる [cf., *Comfort et al.*, 1976]。すなわち 1 秒以下の時間スケールでイオンは中性大気と平衡状態におちつく (図 2.6 参照)。従って、式(2.7)の左辺は 0 とみなすことができ、式(2.7)を中性風速度 \mathbf{u} について解くと、次式が得られる [Rino et al., 1977]。

$$\mathbf{u} = \mathbf{v} \times \frac{\nu_{ci}}{|\mathbf{B}| \nu_{in}} (\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad (2.8)$$

ここで、 $\nu_{ci} (= qB/m_i)$ はイオンサイクロトロン角周波数を表す。電場 \mathbf{E} は、高度 300 km 付近、 F 領域のイオン速度 \mathbf{v}_F より計算している。この高度では、イオンは $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフト運動をしており、電場 \mathbf{E} は次式により表される。

$$\mathbf{E} = -\nu_F \times \mathbf{B} \quad (2.9)$$

ここで、 \mathbf{B} の値は、国際磁場 (International Geomagnetic Reference Field: IGRF) モデル [IAGA

Division I working Group I, 1987]から与えている。イオン-中性粒子衝突周波数 ν_{in} は、中性大気モデルをMSIS90 [Hedin et al., 1991]より与え、Schunk and Walker [1973]の計算式から求めている [cf., Brekke et al., 1994]。また、下部熱圏高度では主要なイオンとして、一般的には NO^+ 、 O_2^+ が3:1の割合で存在していることから、 q は素電荷 $e(=1.6 \times 10^{19} \text{ C})$ 、イオン平均質量 $m_i(=30.5 \text{ amu})$ として与え、また磁場強度 $B = |\mathbf{B}|$ であることから、イオンサイクロトロン角周波数 $\omega_i(=eB/m_i)$ を計算している。 B と m_i の関数で表される ω_i は E 領域においてほぼ一定(約160 Hz)であるが、 ν_{in} は大気密度に比例しており、高度の上昇とともに著しく減少する。 ν_{in} の高度変化に伴い式(2.8)における右辺第1項と第2項の寄与は変わる。高度105 km以下では、 ω_i は ν_{in} に比べて十分小さいため右辺第2項はほとんど無視でき、 $\mathbf{u} \parallel \mathbf{v}$ と表すことができる。高度が上がるにつれ第2項の寄与は大きくなっていき、高度120 kmを超えると ν_{in} は ω_i より小さくなるため、第2項の寄与は第1項の寄与よりも大きくなる傾向にある。そのため電場の測定誤差は $\omega_i/|\mathbf{B}|\nu_{in}$ 倍で大きくなり、導出される中性風速度に深刻な誤差をもたらすことになる。このことから、この方法による中性風速度の導出可能上限高度は約120 kmであると考えられている[Nozawa and Brekke, 1999]。一方で導出可能な下限高度は、ISレーダーでプラズマ速度を導出できる下限高度と考えられており、Tromsø UHFレーダーでは高度90 km付近である。

2.4.2 沿磁力線方式

沿磁力線方式は、沿磁力線方向のイオン速度 v_{\parallel} を用いて、磁力線方向のイオンの運動方程式を解くことにより、1次元の中性風速度を導出する方法である。模式図を図2.7に示す。磁力線に平行な成分の電場は十分小さく無視できることから、沿磁力線方向のイオンの運動方程式は、水平中性風速度 u_{hor} 、鉛直中性風速度 u_v 、イオン拡散速度 v_{diff} を用い、次式により表される。

$$v_{\parallel} = \nu_{\text{hor}} \cos I + u_v \sin I + v_{\text{diff}} \sin I \quad (2.10)$$

Longyearbyenでは、磁力線の伏角 I は 81.6° である。一般的に下部熱圏高度ではイオンの拡散速度は1 m/s以下であり[Kofman et al., 1996]、鉛直中性風速度は中性風の水平成分と比較して十分小さいと考えられている。よって右辺第2項、第3項の寄与は小さく無視できると仮定することができ、次式を得る[Williams et al., 1994]。

$$u_{\text{hor}} = \nu_{\parallel} / \cos I \quad (2.8)$$

ここでLongyearbyenにおいて磁力線の方位角(Az)は、ほぼ真南($Az = 180^\circ$)を向いていることから導出する速度は、ほぼ南北中性風速度であると言える。この方法の利点は、電場とイオン-中性粒子衝突周波数を用いることなく、中性風速度を導出できることである。そのため、1局方式において電磁気力の項の誤差による影響が無視できなくなる高度120 km以上でも中性風速度が導出可能である。基本的には導出可能な上限高度は、イオンの拡散速度が無視できな

くなる高度約 140 km 程度であるが、イオン拡散速度を考慮にいれ、(2.3)式、左辺第 3 項のイオン拡散速度の項を補正すれば、イオン拡散速度を与えられる高度 400 km 付近まで導出可能である[Witasse *et al.*, 1998]。しかしながら、手法の特性上、中性風速度の東西成分は導出することができない。また、導出過程において鉛直風の項を無視したが、仮にある程度の大きさの鉛直風 (~10 m/s) が存在した場合、その鉛直風速度の $\tan I$ 倍 (Longyearbyen では約 6.8 倍) の誤差を持つことになる。

2.5 周波数解析

本研究において、大気潮汐波等導出のための周波数解析にはロムスカーグル法(Lomb-Scargle method) [Press *et al.*, 1992; Hocke, 1998]を用いた。ロムスカーグル法の大きな特徴は、フーリエ解析と異なり、データ欠損が存在するようなデータセットに対しても、比較的問題なく周波数解析を行える点にある。観測データは観測機器の不調や天候の不具合などの理由により、データ欠損を伴うことが多い。周波数解析を行う際、データ欠損の処理には十分な注意が必要である。ロムスカーグル法は観測データを周波数解析するのに適した方法の一つであり、近年、観測データの周波数解析法として広く用いられている。

ロムスカーグル法は、解析するデータセットに対して、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完し、最小二乗法でフィッティングをかけることによりある周波数における振幅、位相の成分を求めている。具体的には、時刻 t_i ($i = 1, \dots, n$) におけるデータ y_i を、ある角周波数 l に対して次のような正弦関数を用いてフィッティングする。

$$y_f(t_i) = a \cos[l(t_i - t_{ave})] + b \sin[l(t_i - t_{ave})] \quad (2.9)$$

ここで、 t_{ave} 、 l は以下のように定義されている。

$$t_{ave} = (t_i + t_n)/2 \quad (2.10)$$

$$\tan(2l) = \frac{\sum_{i=1}^n \sin 2l(t_i - t_{ave})}{\sum_{i=1}^n \cos 2l(t_i - t_{ave})} \quad (2.11)$$

以上より a, b は、

$$a = \frac{\sqrt{\frac{2}{n}} \sum_{i=1}^n y_i \cos[l(t_i - t_{ave})]}{\left[\sum_{i=1}^n \cos^2[l(t_i - t_{ave})] \right]^{1/2}} \quad (2.12)$$

$$b = \frac{\sqrt{\frac{2}{n}} \sum_{i=1}^n y_i \sin \varphi(t_i - t_{ave} - \varphi)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n \sin^2 \varphi(t_i - t_{ave} - \varphi)}} \quad (2.13)$$

と求められ、ロム正規化ピリオドグラム $P_N(\varphi)$ は、次のように表される。

$$P_N(\varphi) = \frac{1}{2\varphi^2} \frac{2}{n} (a^2 + b^2) \quad (2.14)$$

$$\varphi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i^2 \quad (2.15)$$

よって、振幅 $A(\varphi)$ は、

$$A(\varphi) = \sqrt{\frac{2}{n} 2\varphi^2 P_N(\varphi)} \quad (= \sqrt{a^2 + b^2}) \quad (2.16)$$

であり、式(2.9)は以下の関数型となる。

$$y_i(t_i) = A(\varphi) \cos[\varphi(t_i - t_{ave} - \varphi) + \varphi] \quad (2.17)$$

$$\varphi = \varphi \tan(b/a) \quad (2.18)$$

従って、位相は次のように表される。

$$\varphi = \varphi(t_{ave} - \varphi) + \varphi \quad (2.19)$$

このようにして、以下の周波数に対応する振幅と位相がそれぞれ計算される。

$$\varphi_j = \frac{2\varphi}{(t_n - t_i)} j, \quad j = 1, 2, 3, \dots \quad (2.20)$$

位相は次式で与えられ、不連続な値をとることになる。

$$\varphi_j = \varphi(t_{ave} - \varphi_j) \varphi \tan(b/a), \quad j = 1, 2, 3, \dots \quad (2.21)$$

2.6 大気潮汐波モデル

本研究において、ESR 観測により得られた大気潮汐波の成分を大気潮汐波モデル Global Scale Wave Model (GSWM) [Hagan and Forbes, 2002, 2003] と比較した。GSWM は、2次元線形、定常状態の仮定により、風速、温度、圧力、密度、オゾンを媒介変数として大気潮汐波（24、12時間成分）の振幅、位相の成分を計算したモデルである。背景場として、観測結果を基にした経験的な平均値を経度方向（東西方向）に平均したものを与え、それに働く駆動力（対流圏：赤外線吸収、成層圏：紫外線吸収、中間圏：シューマン・ルンゲ帯吸収、下部熱圏：シューマン・ルンゲ連続吸収）と散逸過程（イオンドラッグ、熱伝導、分子拡散、渦拡散、大気重力波ドラッグ）の影響を計算することで、一般的な大気潮汐波の振る舞いを解いている。本研究で

用いた最新の GSWM-02 は、新たに駆動力として対流圏の潜熱放出による加熱効果を加え、ノンマイグレーションタイド (non-migrating tide) の効果も考慮に入れている。

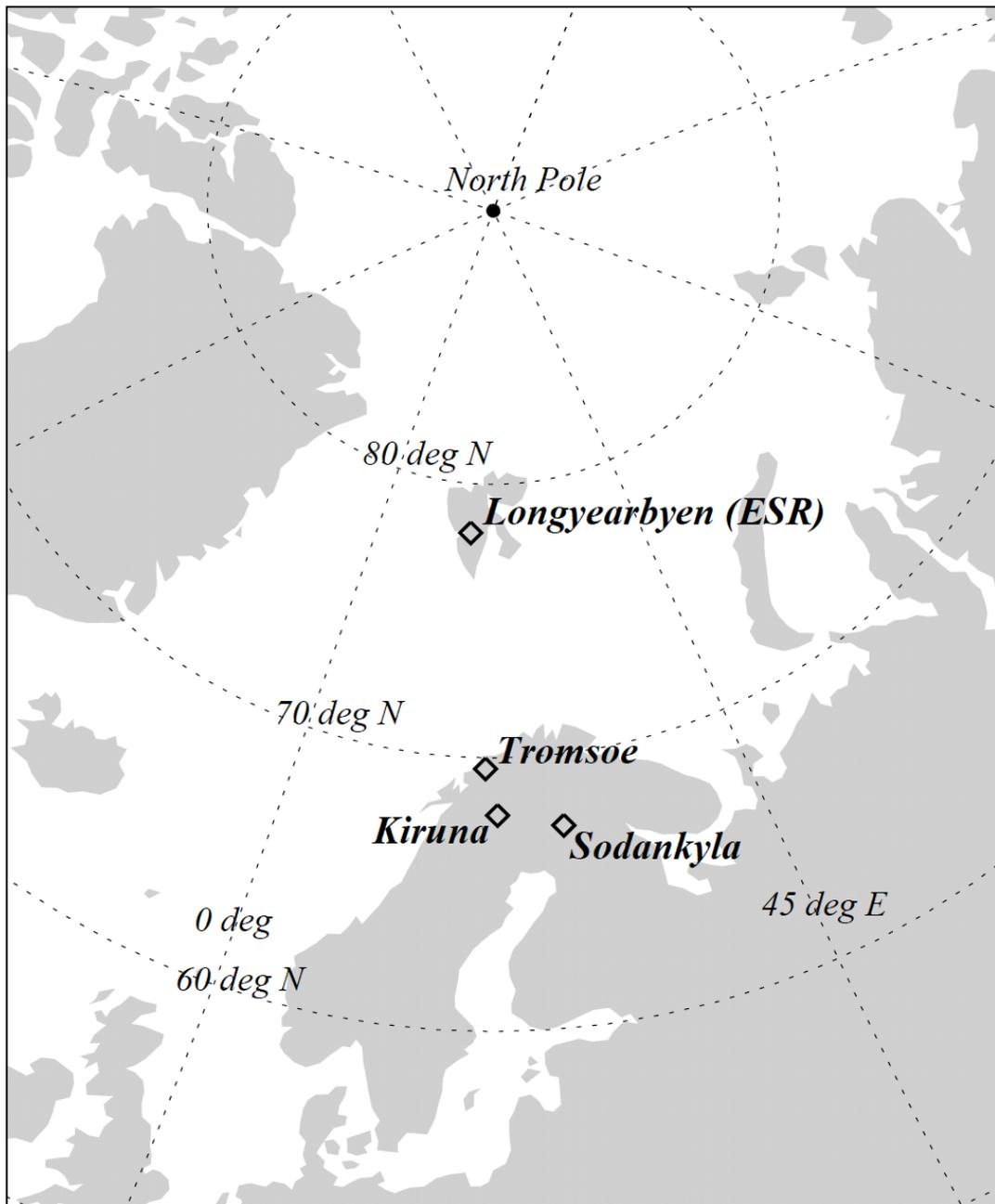


図 2.1 EISCAT レーダーサイトの位置

Longyearbyen に設置されている ESR は北極域で最も高緯度（北緯 78.2 度）に位置した IS レーダーである。Tromsø には UHF レーダー、VHF レーダーが設置されている。KST レーダーシステムは Tromsø の UHF レーダーと受信機、Kiruna、Sodankylä の受信機により構成されている。Tromsø は Longyearbyen に対して、ほぼ同経度、約 9 度南に位置している。

表 2.1 EISCAT レーダーシステム概要

Location	Tromsø		Kiruna	Sodankylä	Longyearbyen
Geographic coordinates	69.6°N		67.9°N	67.4°N	78.2°N
	19.2°E		20.4°E	26.6°E	16.0°E
Geomagnetic inclination	77.5°N		76.8°N	76.7°N	81.6°N
Invariant latitude	66.2°N		64.5°N	63.6°N	75.2°N
Band	VHF	UHF	UHF	UHF	UHF
Center operating frequency (MHz)	224	931	931	931	500
Max. bandwidth (MHz)	3	8	8	8	10
Channels	8	8	8	8	8
Peak power (MW)	3.0	2.6	-	-	1.0
Average power (MW)	0.3	0.3	-	-	0.25
Pulse duration (msec)	0.001-2.0	0.001-1.0	-	-	0.001-2.0
Gain (dB)	46	48	48	48	42.5
System temperature (K)	250-350	90-110	30-35	30-35	80-85

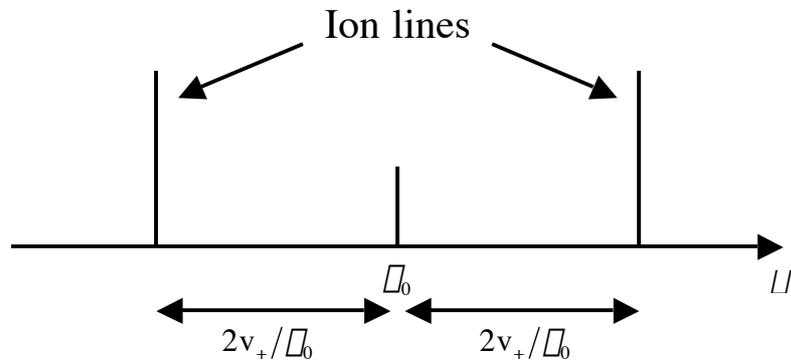


図 2.2 受信するイオンラインのスペクトル模式図 [After Nygén, 1996]

散乱波の周波数は送信周波数から $\pm 2v_+/\lambda_0$ だけずれる。(v_+ はイオン音波の位相速度、 λ_0 は送信電波の波長、 ω_0 は送信電波の振動数を表す。)

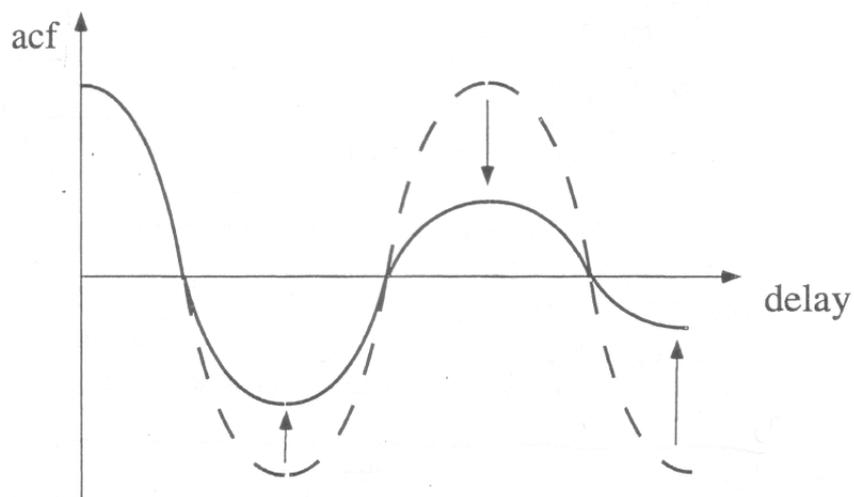


図 2.3 自己相関関数の減衰の模式図 [After Nygén, 1996]

散乱波はランダウ減衰により弱められ、自己相関関数 (autocorrelation function: acf) は時間の経過とともに減衰する。(図の縦軸は acf、横軸は時間の経過 : delay を表す。)

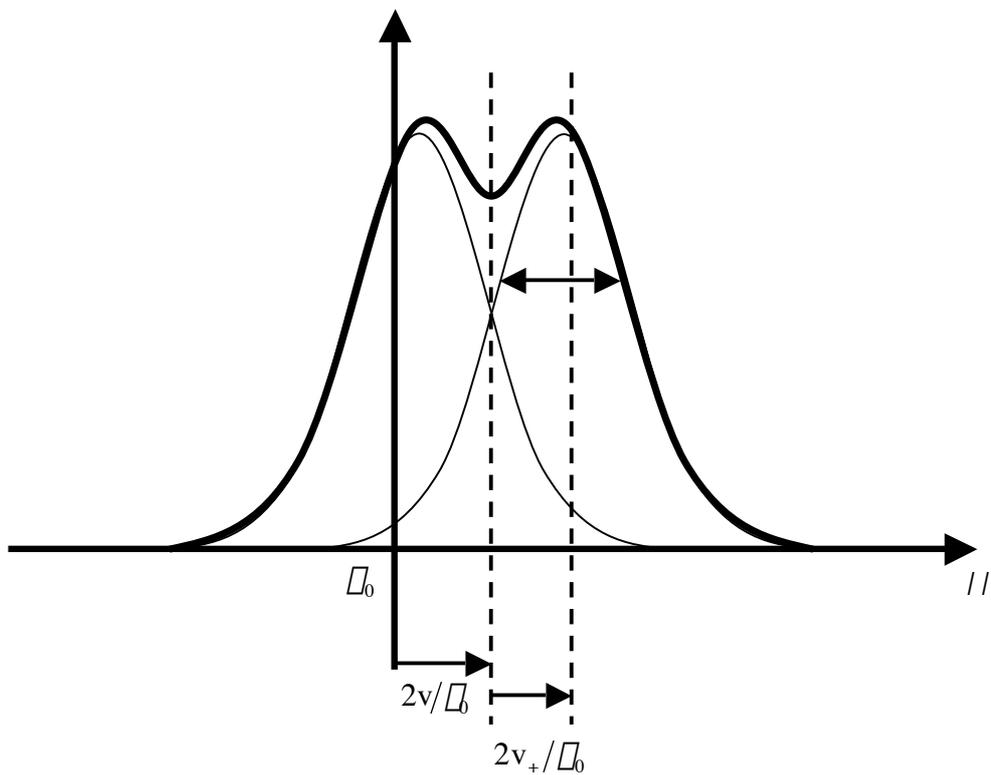
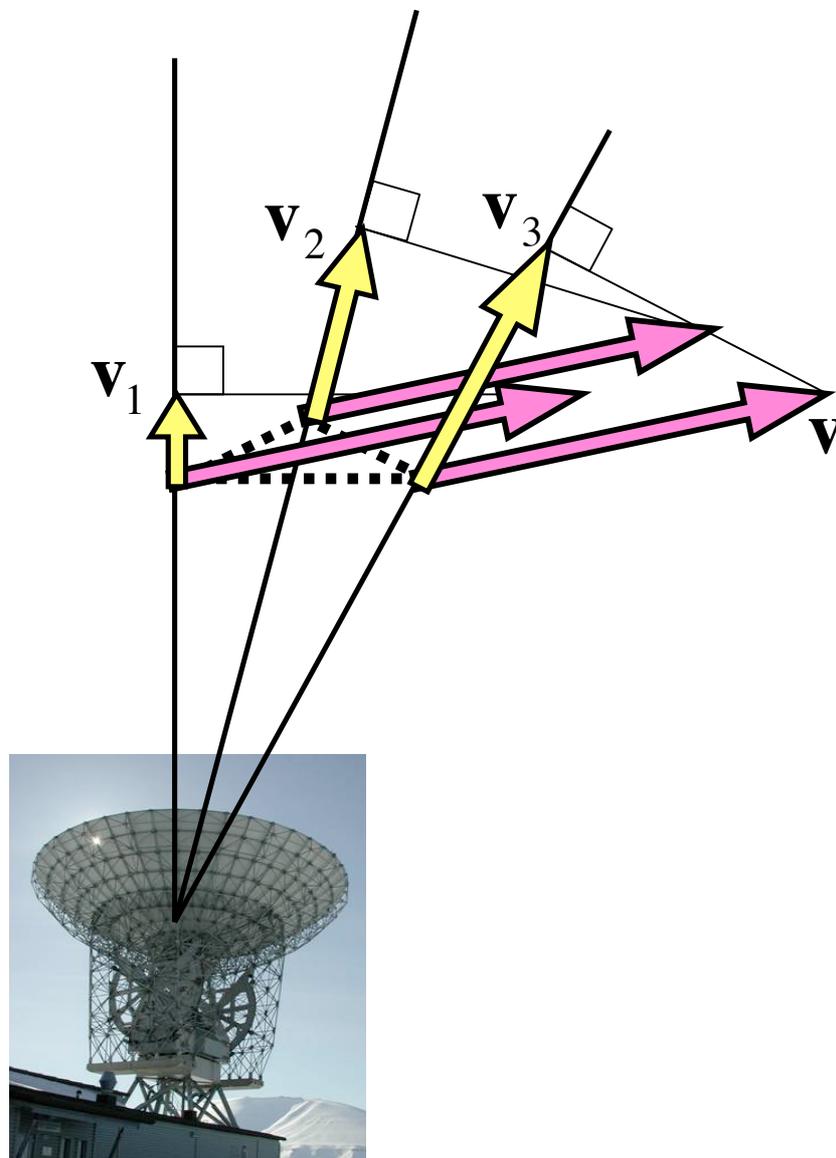


図 2.4 実際に受信されるスペクトルラインの模式図 [After Nygén, 1996]

イオンラインは、散乱により $\pm 2v_+/\Delta_0$ ずれ、さらに全体的な運動により $2v/\Delta_0$ だけずれる。また、ランダウ減衰の効果によりイオンラインは幅を持つことになる。イオンラインの広がりのは、熱運動、イオン-中性大気の衝突の効果により決まる。



ESR 32m antenna

図2.5 3次元イオン速度導出の模式図

CP-2 観測により、実際のイオン速度 \mathbf{v} の 3 つの視線方向の速度成分 (\mathbf{v}_1 , \mathbf{v}_2 , \mathbf{v}_3) が得られる。

図に示すように、これらには、以下の関係 $(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_1) \cdot \mathbf{v}_1 = 0$, $(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_2) \cdot \mathbf{v}_2 = 0$, $(\mathbf{v} \square \mathbf{v}_3) \cdot \mathbf{v}_3 = 0$

が成り立つ。この連立方程式を解くことにより 3 次元のイオン速度を導出することができる。

このとき 3 方向を観測する間の時間一様性、3 方向の各観測点の間の空間一様性を仮定している。

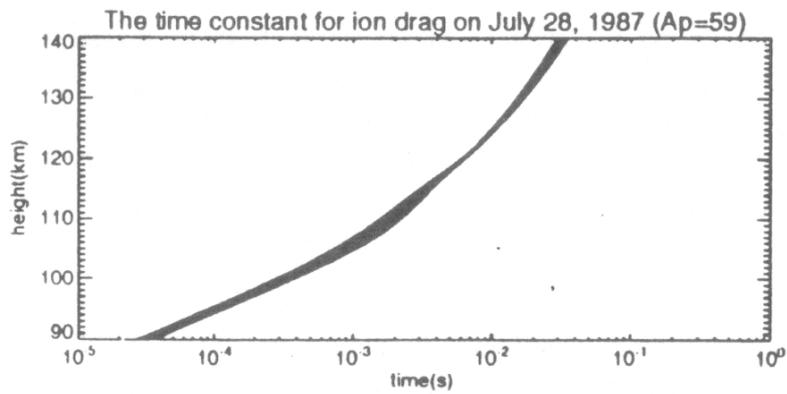


図 2.6 イオンが中性粒子の速度に近づくときの時定数 τ_{in} の高度プロファイル

縦軸：高度、横軸：時間を示している。高度 90-140 km において、時定数 $\tau_{in} = 1/\nu_{in}$ は、0.1 秒以下である。この数倍のスケールでイオンの速度は定常状態へとおちつく。[After Nozawa and Brekke, 1995]

第3章 結果

本研究では、極冠域下部熱圏における平均風、および大気潮汐波の統計的な研究を行うために、1998年8月から2004年6月までに取得されたESR CP-2データ80日分を解析した。データセットの概要を表3.1にまとめた。各観測データセットは、2日間程度のものから1月間程度のものまであり、必ずしも季節に関して均等に分布していない。CP-2データより1局方式を用いて中性風速度を導出し、得られた風速データに関して地方時平均風速データを計算し、周波数解析をすることにより、1日平均風と大気潮汐波の振幅および位相を求めている。ここで位相とは、ある方角に関して最大の速度を持つ時間として定義している。例えば南北風成分の位相とは、北向きに最大の速度を持つ時間のことを指す。

第1段階として、北緯80度付近の下部熱圏中性風の全体像をとらえるため、全てのデータを時間/高度ごとに平均して、解析を行った。次に、季節変動を調べるために、観測日に従って、全データセットを4つの季節に分類した。具体的には、春分、秋分の前後45日間を春、秋と定め、それぞれの間を夏、冬とし、それぞれについて解析を行った。この章では、得られた結果について述べる。なお本研究では、太陽活動度、および地磁気活動度による分類は行っていない。これらは、今後の課題として挙げられる。

データ期間中の地磁気活動度を表す指標として、Longyearbyenの3時間ごとの*K*指数、及び当該日の*A_p*指数、太陽活動度を表す指標として当該日の*F10.7*指数を、表3.2に、各季節における地磁気活動度および太陽活動度指数の平均的な値を表3.3に、それぞれまとめた。図3.1に、局所的な地磁気活動度の指標である*K*指数（Longyearbyen）のデータ期間中における個数分布を示した。*K*指数は3を中心に分布しており、平均値は3-4程度と地磁気活動度は少し高めであったといえる。図3.2には*F10.7*指数の1996年1月から2004年11月までの時系列変動を表した。データ期間中は第23期の太陽活動極大期にあたり、太陽活動度は全般的に高く、*F10.7*指数の平均値は $151 [10^{22} \text{ Wm}^{-2} \text{ Hz}^{-1}]$ であった。

3.1 統計的描像

1章で述べたとおり、これまで北緯約80度における下部熱圏風に関する観測研究はほとんどなかった。そこでまず、全てのデータセット（80日分）を平均して、その描像を調べた。図3.3に、水平成分の地方時変動を高度95 km から120 km までの9高度について示した。円の中心が北極点（北緯90度）、内側の円がLongyearbyenの緯度（北緯78.2度）に対応している。円の中心向きが北向き、反時計回り方向が東向きの風に相当する。地方時（LT）=世界標

準時 (UT) +1 時間である。高度が上がるにつれて、風のパターンが早い時間へと移動している様子が見られる。この様相は上方伝搬性の波動の存在を示唆する。高度 110 km 以上では、昼間側において北向きの流れが強くなっていた。この流れは南北方向の圧力勾配力により、下部熱圏において直接励起される一日潮汐波が大きな振幅を持っていることを示唆している。また、高度 95 km、98 km、では、水平風の風向きが細かく変動している様子がみえる。この変動は、時間スケールの小さい波動である大気重力波による影響との関連性を示唆するものである。

平均風及び大気潮汐波 4 成分 (24 時間成分、12 時間成分、8 時間成分、6 時間成分) のスペクトルを、高度 95-120 km の 9 高度について、図 3.4 に示した。高度 98 km では、平均風、大気潮汐波の各振幅成分は、ほぼ同程度の大きさであり特に優位な成分はみられなかった。高度 110 km では、12 時間成分の振幅が 20 m/s を超え、最も卓越した波動成分となっている。高度 116 km においては、24 時間成分は、12 時間成分の振幅強度を上回り支配的な波動となっていた。また、24 時間成分は、高度の上昇とともに振幅が大きくなる傾向がみられた。その振幅強度は、高度 120 km において 40 m/s 程度に達している。8 時間成分と 6 時間成分は、他の成分と比べ振幅は小さく、優位な波動成分ではなかった。ここで注意すべき点は季節、太陽活動度、地磁気活動度等を考慮せず平均したデータを見ていることである。すなわち、ここで示した特徴は、非常に基本的なものであることである。各種の条件によって (大きく) 変動するものは、今回のような解析では見えてこない。例えば、8 時間や 6 時間周期変動は、今回の結果では、振幅が小さい。しかし、1 日から数日間のデータセットで解析した場合は、比較的強い振幅を示す可能性がある。過去の研究から考えると、これらの比較的短い周期のものは、その位相が短時間で変わり、多数のデータを平均した場合は、小さい値になってしまう可能性が高い。このため、これ以降の解析では、8 時間や 6 時間周期変動については、結果を示さない (図 4.2 を除く)。これらの大気波動の研究は、今後の課題として挙げられる。

まとめると、低い高度 (高度 100 km 以下) においては、平均風、大気潮汐波の各成分の大きさは同程度であるが、その上の高度 (高度 100-113 km) では、12 時間成分が支配的な波動として振舞っている。さらに高度が上がると 24 時間成分の振幅強度が大きくなっていき、高度 116 km 以上では、支配的な波動成分が 24 時間成分へと切り替わる。このように、下部熱圏領域 (高度 95-120 km) において、大気潮汐波の振幅は高度方向に大きく変化しており、高度により卓越する波動成分が異なる。すなわち、大気運動を決める力のバランスが高度により変化していることがわかる。鉛直成分は、大気潮汐波の全ての成分において、水平成分と比べ非常に小さくなっており、鉛直方向の大気の安定性が確認できる。

図 3.5 に平均風及び大気潮汐波 (24 時間成分、12 時間成分) の振幅、位相の高度プロファイルを高度 95 km から 120 km について示した。左から順に南北成分、東西成分、鉛直成分、上から順に平均風、大気潮汐波の振幅 (24 時間成分、12 時間成分)、位相 (24 時間成分、12 時

間成分)を示したものとなっている。平均風に関して、南北成分、東西成分、鉛直成分において、それぞれ北向き、東向き、下向きを正としている。

東西平均風は、高度 115 km 以下で東向きに吹いており、高度 100-105 km 付近で風速強度は最大となっている(約 15 m/s)。また、高度 115 km 以上では西向き風へと変わっていた。南北平均風は、高度 95 km では南向き 10 m/s 程度である。高度の上昇とともに風向きは南向きから北向きへとゆっくりとシフトしていき、高度 120 km において北向き 15 m/s 程度となっている。鉛直平均風は、水平成分と比較して小さい。しかしながら、この高度領域に亘って、上向き 5-10 m/s の値を示している。

一日潮汐波の振幅強度は南北、東西成分とも高度が上がるにつれ大きくなる傾向が見られた。特に高度 110 km 付近をこえると振幅の増加の割合はさらに大きいものとなっていた。高度 116 km 以上で半日潮汐波を上回り、高度 120 km で振幅強度は 40 m/s に達している。一日潮汐波の位相、南北成分は、ほぼ一定値(〜12 LT 付近)となっていた。これは直接励起、あるいは鉛直波長の長い波動成分であることを示している。東西成分は、高度 115 km 以下では、ほぼ一定値(〜20 LT 付近)であった。高度 115 km 以上の高度においては、地方時間 20 時と約 5 時間程度のずれが見られた。これにより、東西成分は、高度 115 km 以下において直接励起、あるいは鉛直波長の長い波動成分であると考えられる。

半日潮汐波の振幅強度は、南北成分、東西成分ともに全体的には 20-30 m/s 程度であり、高度 113 km 以下において最も支配的な波動成分となっていた。南北成分の振幅強度は高度の上昇とともに大きくなる傾向が見られ、下部熱圏高度においては、高度 120 km において最大値 30m/s 程度となっていた。一方で東西成分においては、高度 100-115 km 付近に強度のピーク(30 m/s 程度)が存在していた。半日潮汐波の位相は、南北、東西成分とも高度の上昇とともに早い時間へと移動しており、上方伝搬性を示していた。鉛直波長は、南北成分が〜50 km、東西成分が〜30 km 程度であった。鉛直波長の大きさから判断すると、観測された半日潮汐波は、古典潮汐理論[e.g., *Forbs* 1995]における西向き伝搬性半日潮汐波の(2.4)モード、(2.5)モード、(2.6)モードのいずれかに相当していると考えられる。

まとめると、南北平均風は高度 100 km 以上で主に北向き、東西平均風は高度 115 km 以下で主に東向きに吹いている。鉛直平均風が上向き 5-10 m/s の値で観測された。これについては、4.4.3 章にて議論する。1 日潮汐波は、直接励起的な位相高度プロファイルを示し、高度とともにその強度は増加する。一方、半日潮汐波は、上方伝搬性を示している。

3.2 季節変動

3.1 章では、全データを平均して、統計的描像を示した。本章では、風速データを季節ごとに平均して、1 日平均風および 1 日、半日大気潮汐波の振幅、位相を導出し、これらの季節変

動について示す。データ日数は、春 9 日、夏 21 日、秋 38 日、冬 12 日である (表 3.3 参照)。導出した平均風、大気潮汐波の高度プロファイルを図 3.5 に示す。図中では、春 (青色)、夏 (赤色)、秋 (緑色)、冬 (黒色) として示してあり、図の表示形式は図 3.4 と同じである。

南北平均風は、高度 115 km 以下で、顕著な季節変化を示している。平均風は、主に夏期に北向き 10-40 m/s、冬期には南向き 20-40 m/s 程度であり、春と秋は、その間の値をとり、 ± 10 m/s である。南北平均風が、夏の北向きから冬の南向きへと風向きが逆転するという結果は *Kirkwood [1996]* や *Nozawa and Brekke [1999]* により Tromsø で得られている結果と一致する。これは *Nozawa and Brekke [1999]* において議論されている E 領域高度における冬半球から夏半球への循環の存在を示唆するものである。

東西平均風は、全ての季節において、高度 110 km 以下では東向きに吹いていた (40 m/s 以下)。秋に関しては、全ての高度 (95-120 km) において東向き風であり、風速のピーク高度は約 113 km 付近に存在していた。他の季節における東向き風のピーク高度は、高度 105 km 以下に存在しており、それらと比較して秋のピーク高度は高い高度にみられた。同時に、高度 105 km 以下では、秋の東向き風は弱くなっていた (10 m/s 程度)。夏と秋における高度プロファイルは *Nozawa and Brekke [1999]* の結果と良い類似を示している。鉛直平均風に関しては、その強度は水平成分と比較して、非常に小さい。季節変動はみられないが、ほとんどすべてのデータで上向きになっている。

一日潮汐波南北成分の振幅強度は、すべての季節において、高度の上昇とともに振幅が大きくなる傾向が見られる。顕著な季節変化は見られず、振幅強度はだいたい 10-50 m/s 程度であった。しかしながら、夏と冬の振幅強度を比べた場合、ほぼ全高度にわたって冬の方が強い。さらに冬の高度 110 km 以上においては、100 m/s に達するような大きな振幅がみられている。一方、一日潮汐波南北成分の位相に関しては、季節により数時間のずれが見られるとともに、高度方向にやや複雑なプロファイルを示している。ただし、夏と秋に関しては、高度方向にあまり変動しない高度プロファイルを示している。

一日潮汐波東西成分の振幅強度は、一日潮汐波南北成分の振幅強度とほぼ同じく、高度 100 km 以上で高度の上昇とともに振幅が大きくなる傾向が見られた。振幅強度に関しては、約 10-50 m/s 程度と一日潮汐波南北成分と同程度となっている。顕著な季節変動は見られない。一日潮汐波東西成分の位相は、夏と秋では比較的高度方向に一定なプロファイルを示しているが、冬と春の位相を高度方向に関して、変動が大きいプロファイルを示している。

半日潮汐波の振幅強度、南北成分において、高度 110 km 以下では冬における強度がもっとも強い。冬の高度 100-110 km と春の高度 115 km 以上では、50 m/s を超える強い振幅強度が見られた。冬と夏では高度 107-110 km 付近でピークを持つ高度プロファイルを示しているが、春と秋の振幅強度は、高度とともに増加している。対応する位相プロファイルは、ほぼすべて

の季節において、上方伝搬性を示している。南北成分に関して、鉛直波長は夏に最も長く（~50 km 程度）、冬に最も短く（~25 km 程度）になっている。これは夏と冬でモードが異なることを意味する。

東西成分では、春と秋に比べて、夏と冬に振幅強度が強くなっている傾向が見られる。夏と冬の振幅強度は、高度方向にやや振動しているが、比較的一定である。秋の振幅強度は、特に小さい（~20 m/s 以下）。東西成分の位相において、高度 115 km 以下では高度上昇とともに早い時間へとシフトする伝搬性のプロファイルをすべての季節で示している。東西成分の鉛直波長は、秋を除いて~35 km 程度の長さであったが、秋の鉛直波長は~20 km 程度と非常に短くなっていた。鉛直方向の大気潮汐波の強度は小さい(< 10 m/s)ため、有為な季節変化等は認められない。

表 3.1 ESR CP-2 データセット

本研究では、1998 年 9 月から 2004 年 6 月までの約 80 日間の ESR CP-2 観測データを用いている。1999 年までは、32 m アンテナのみにより観測を行っていた。2000 年以降は 42 m アンテナが加わっている。季節は、春分、秋分の前後 45 日を春、秋と定め、それぞれの間を夏、冬とし、1 年を 3 か月ごとに 4 つの季節に分けた。

データセット	観測開始		観測終了		観測時間	アンテナ	季節
	月/日	時間(UT)	月/日	時間(UT)			
980921	9/21	10	9/22	22	36	32m	秋
990308	3/8	10	3/12	16	102	32m	春
990701	7/1	10	7/9	16	198	32m	夏
000925	9/25	20	9/27	16	44	32m, 42m	秋
010711	7/11	10	7/9	16	102	32m, 42m	夏
010917	9/11	10	9/20	16	78	32m, 42m	秋
020325	3/25	10	3/27	22	60	32m, 42m	春
021004	10/4	16	11/3	18	722	32m, 42m	秋
021111	11/11	10	11/15	16	102	32m, 42m	冬
030319	3/19	11	3/23	15	100	32m, 42m	春
031111	11/11	9	11/19	9	192	32m, 42m	冬
040604	6/4	16	6/14	7	231	32m, 42m	夏

表 3.2 データ期間の地磁気活動度、太陽活動度

データ期間中の地磁気活動度として、Longyearbyen の K index と A_p index、太陽活動度の指標として F10.7 index の値を示した。

year	date	K at Longyearbyen								Ap	F10.7
		0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24		
1998	921	-	-	-	-	-	1	2	0	12	139.4
1998	922	1	2	3	2	2	2	5	2	7	142.1
1999	308	1	4	3	3	3	3	4	4	12	125
1999	309	2	5	5	3	4	3	5	4	21	125.3
1999	310	6	6	3	4	3	2	4	2	34	133.6
1999	311	1	4	4	5	3	4	3	1	15	135.3
1999	312	1	2	3	3	3	3	5	2	11	138.5
1999	701	3	2	4	5	4	3	4	4	6	202
1999	702	3	5	6	5	4	5	5	5	26	193.4
1999	703	3	3	5	4	3	3	1	2	9	203.5
1999	704	2	2	2	2	2	1	3	3	2	191.9
1999	705	1	1	1	2	3	2	3	3	2	180
1999	706	3	2	4	2	1	5	4	5	8	173.5
1999	707	2	2	2	3	2	2	2	2	4	163.7
1999	708	3	3	3	3	4	3	2	2	6	154.1
1999	709	3	3	3	3	2	3	4	2	4	155.9
2000	925	3	3	3	4	3	6	4	4	19	226.8
2000	926	3	4	4	4	6	3	5	2	24	224.7
2000	927	2	3	3	4	3	5	5	2	11	205.5
2001	711	3	5	3	3	3	3	3	2	7	136.3
2001	712	3	4	5	5	4	2	3	2	6	138.3
2001	713	3	3	3	4	3	3	5	3	6	137.7
2001	714	4	3	3	4	4	3	2	1	12	145.4
2001	715	2	3	4	4	5	4	3	3	10	146.8

表 3.2 (続き)

year	date	K at Longyearbyen								Ap	F10.7
		0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24		
2001	917	1	3	3	3	3	2	0	3	6	201.1
2001	918	2	3	2	2	3	2	4	1	11	205.7
2001	919	3	3	3	2	3	2	1	0	9	200.6
2001	920	1	2	1	2	2	0	2	2	4	228.7
2002	325	3	3	2	2	2	2	2	1	7	169.1
2002	326	2	3	4	5	3	2	2	3	11	164.9
2002	327	1	3	3	2	2	2	2	0	4	168.4
2002	1004	3	3	3	3	3	4	4	3	64	157.6
2002	1005	2	4	3	4	4	4	3	2	28	155.1
2002	1006	2	3	3	3	2	2	3	4	15	161.6
2002	1007	2	2	3	4	4	5	4	3	48	163.5
2002	1008	3	3	3	4	4	4	6	1	33	165.1
2002	1009	1	3	3	4	3	3	3	2	20	166.8
2002	1010	2	2	2	4	3	3	3	2	16	171.4
2002	1011	2	2	3	3	2	2	2	2	6	178.7
2002	1012	2	2	3	3	2	3	2	1	6	179.7
2002	1013	2	2	2	2	1	2	2	2	5	178.3
2002	1014	1	2	3	3	3	4	3	3	23	180.2
2002	1015	3	3	3	4	3	5	3	2	18	175.7
2002	1016	2	1	2	3	3	2	6	2	18	181.4
2002	1017	3	3	3	3	3	2	2	4	13	177.7
2002	1018	2	4	4	3	3	2	5	4	14	171.3
2002	1019	3	4	4	3	2	3	3	5	14	178.1
2002	1020	5	3	3	3	3	2	1	2	10	178.7
2002	1021	2	3	3	3	2	3	4	5	8	180.8
2002	1022	3	3	3	4	3	2	4	3	10	167.7
2002	1023	2	2	3	3	3	3	3	3	11	161.9
2002	1024	3	3	3	5	4	4	4	2	63	158.5
2002	1025	5	3	3	5	3	2	5	3	39	170.9

表 3.2 (続き)

year	date	K at Longyearbyen								Ap	F10.7
		0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24		
2002	1026	3	4	4	4	5	6	6	2	27	156.1
2002	1027	3	3	4	4	5	5	4	4	25	155.2
2002	1028	5	3	4	4	3	3	3	3	19	156.3
2002	1029	2	3	3	4	3	3	3	3	14	159.4
2002	1030	3	3	3	4	2	2	4	4	16	165.3
2002	1031	5	2	1	3	4	4	3	2	20	167.7
2002	1101	1	2	3	3	2	4	4	2	7	159.7
2002	1102	5	3	4	4	4	3	3	3	28	162.1
2002	1103	2	3	2	4	4	3	4	4	35	166.5
2002	1111	2	2	4	3	4	2	1	4	12	181
2002	1112	2	2	3	4	4	2	5	5	17	174.6
2002	1113	4	4	3	2	3	2	1	3	13	178.6
2002	1114	4	3	3	2	2	3	3	0	8	180.2
2002	1115	1	2	3	3	3	2	2	3	12	193.2
2003	319	3	5	4	3	3	4	3	2	12	107.2
2003	320	1	4	4	5	4	6	6	4	25	96.6
2003	321	4	4	5	5	4	2	3	6	30	90.3
2003	322	4	3	4	3	3	2	2	3	16	88.3
2003	323	2	4	4	4	4	3	6	5	22	92.4
2003	1111	4	3	5	4	3	6	7	5	61	93.7
2003	1112	4	5	3	4	4	6	5	4	30	96.7
2003	1113	2	3	4	4	4	4	7	4	52	100
2003	1114	3	3	4	3	3	3	5	4	38	96.8
2003	1115	2	5	5	4	5	7	6	6	40	95.6
2003	1116	5	4	4	4	5	6	6	6	41	102
2003	1117	2	4	4	4	5	4	5	4	39	118.2
2003	1118	5	4	4	3	3	6	6	3	26	141
2003	1119	2	3	3	3	3	6	5	1	12	151.5

表 3.2 (続き)

year	date	K at Longyearbyen								Ap	F10.7
		0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-18	18-21	21-24		
2004	604	3	3	3	3	4	3	2	2	7	92
2004	605	3	3	2	3	3	4	3	4	11	87
2004	606	3	5	3	3	5	3	3	2	11	91
2004	607	4	4	2	3	2	3	3	4	8	91.2
2004	608	3	4	3	4	3	3	4	3	9	88.6
2004	609	4	3	5	5	3	5	3	3	13	87.9
2004	610	4	3	3	2	3	2	5	4	10	85
2004	611	4	3	3	3	3	3	2	1	5	86.5
2004	612	1	3	2	3	3	2	2	2	3	90.7
2004	613	1	2	3	3	2	1	2	2	4	98.2
2004	614	3	3	5	4	4	2	3	3	10	103.1

表 3.3 各季節における地磁気活動度、太陽活動度の平均値

全期間のデータセット、及び各季節のデータセットにおける平均的な地磁気活動度と太陽活動度として、Longyearbyen の *K* index、*Ap* index、と F10.7 index の平均値と、データセットの日数を示した。*K* index は、対数的な指標のため換算表に従って平均値を計算している。

Season	Number of Days	Averaged Value		
		K at Longyearbyen	Ap	F10.7
All	80	4	17.3	150.5
Spring	9	4	16.9	125.8
Summer	21	3	8.0	132.9
Fall	38	3	19.4	174.6
Winter	12	4	28.6	135.9

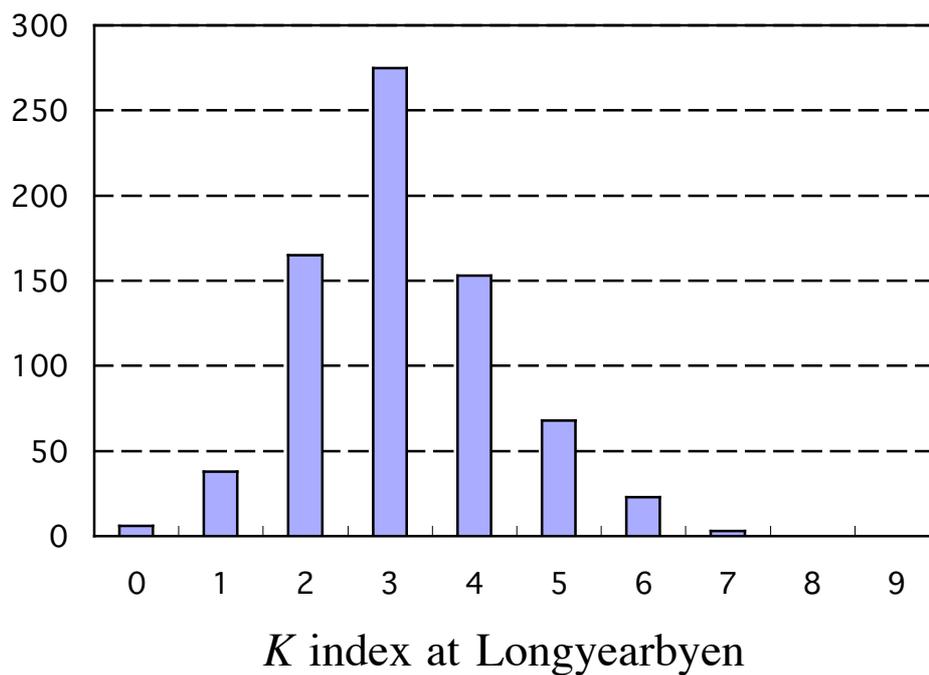


図 3.1 K index at Longyearbyen の分布

K index at Longyearbyen は、Longyearbyen における 3 時間ごとの地磁気活動の擾乱度を、0~9 までの 10 段階の値により示す指数である。図は、本研究で用いたデータセットの全ての期間中の K index at Longyearbyen の個数分布を示している。座標軸は、横軸： K index at Longyearbyen、縦軸：個数を表す。データ期間中の K index at Longyearbyen の値は 3 を中心に分布している。 K index は対数的な値であることに注意が必要である。

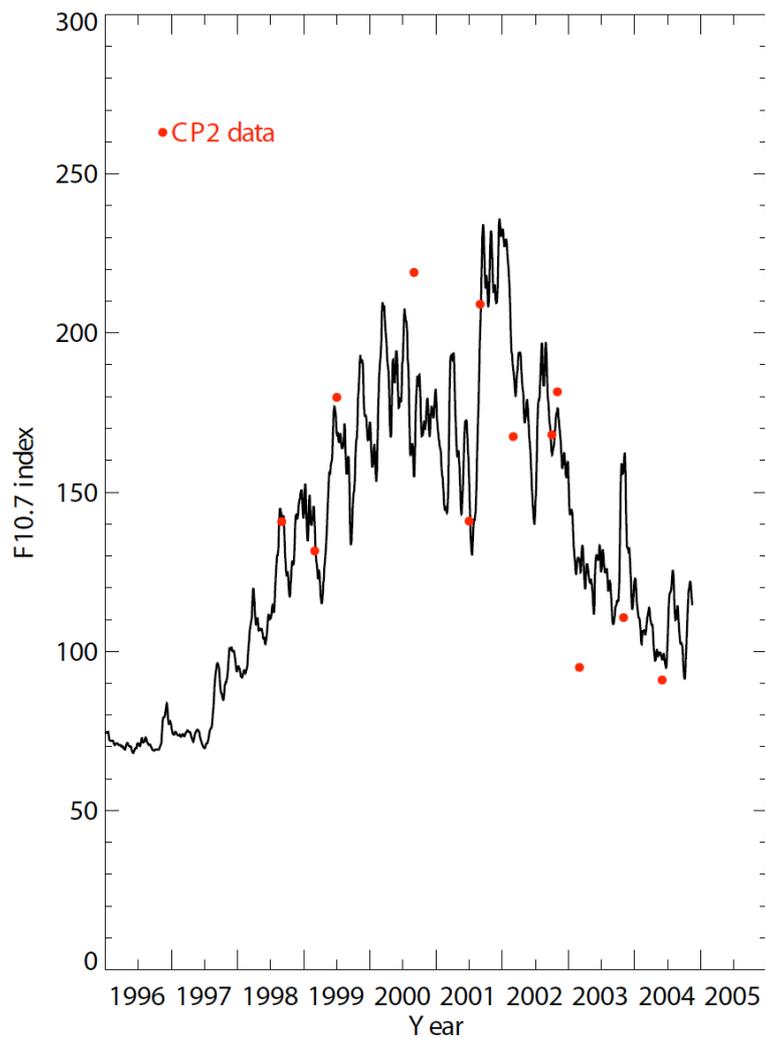


図 3.2 太陽活動度を示す F10.7 index の変動

図は 1996 年 1 月 1 日から 2004 年 11 月 30 日までの F10.7 index の 1 日置きの 31 日間の移動平均値を示している。図中の赤丸は CP-2 データセットの各観測期間における F10.7 index の平均値を表している。F10.7 index とは、波長 10.7 cm (2.8GHz) の太陽電波強度を太陽フラックスユニットで表したもので、太陽活動度の指標としてしばしば用いられる。(1 太陽フラックスユニット = $10^{22} \text{ Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1}$)。F10.7 は 1947 年から連続して観測されている。

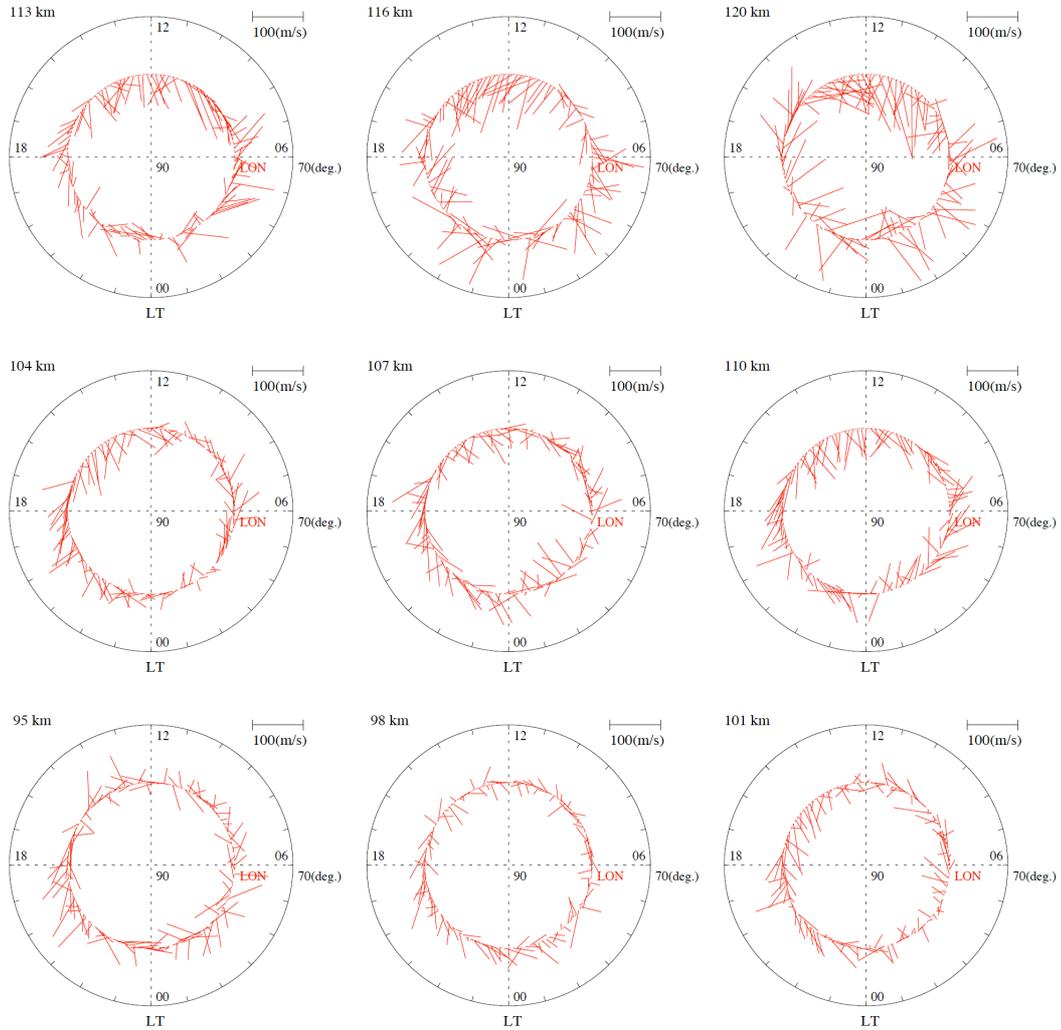


図 3.3 水平風速度の 1 日変動

高度 95-120 km の 9 高度について、全データセット 80 日分の地方時平均水平風速度を求め、北緯 78.2 度、Longyearbyen の水平風速度の 1 日変動を、ダイアルプロット図に示した。円の中心が北極点（北緯 90 度）、内側の円が Longyearbyen（北緯 78.2 度）を表す。中心方向が北向き、反時計回り方向が東向きに対応している。LT（地方時）=UT（世界標準時）+1 時間である。

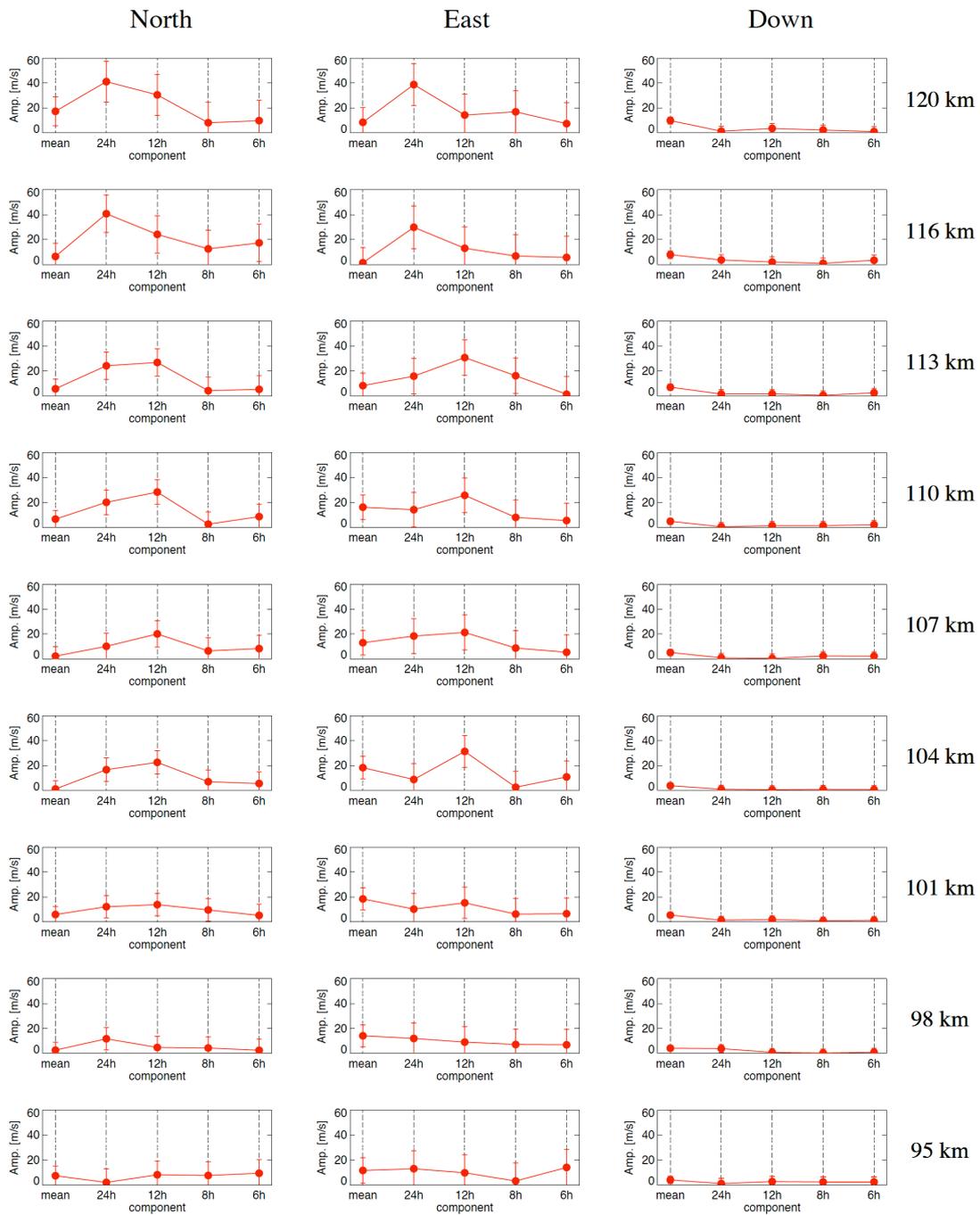


図 3.4 平均風、大気潮汐波のスペクトル

全データセット 80 日分の地方時平均中性風速度を周波数解析し、平均風、大気潮汐波の各成分 (24 時間、12 時間、8 時間、6 時間) の強度を求め、高度 95-120 km の 9 高度に関して示した。

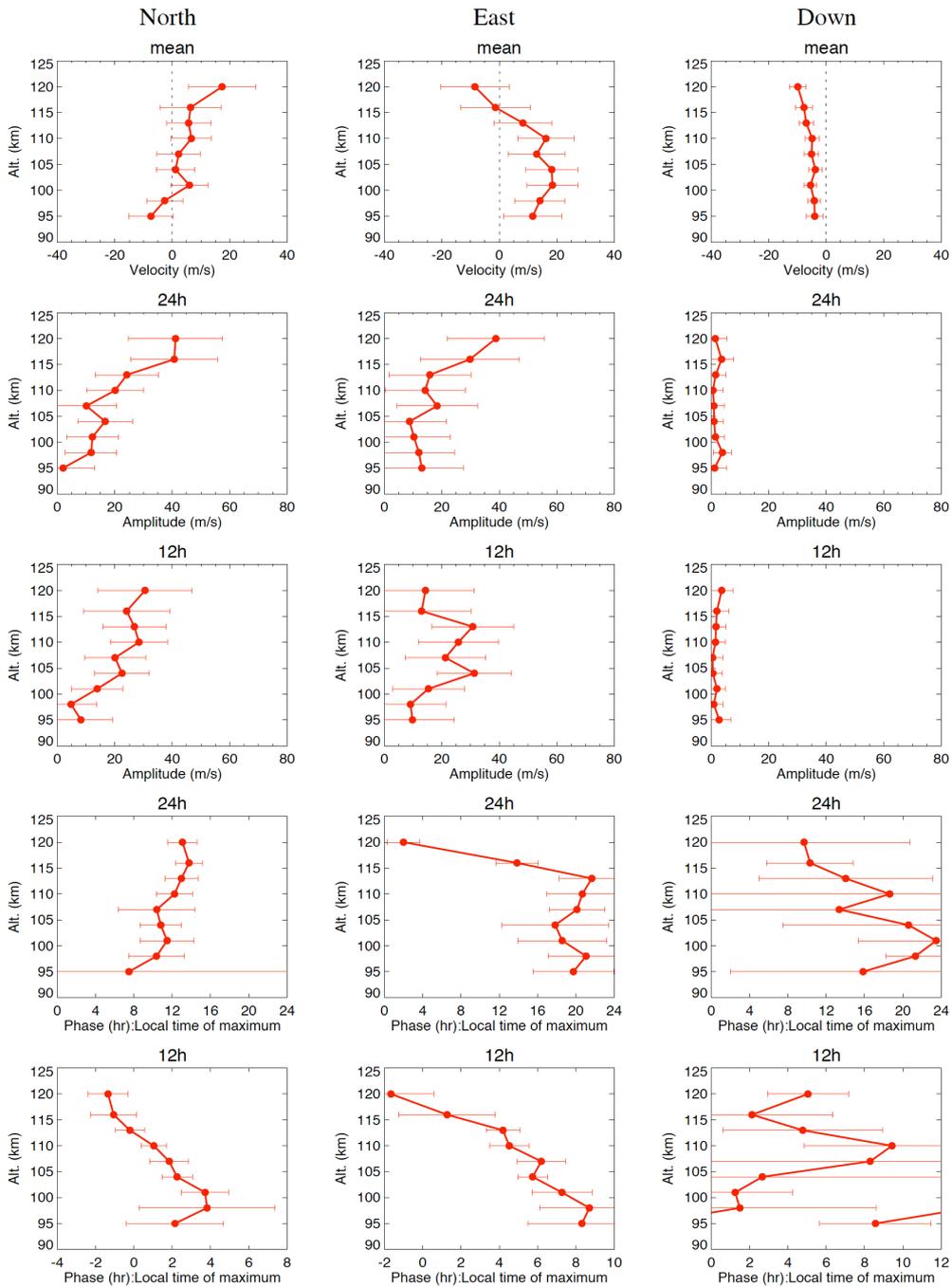


図 3.5 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル

全データセット 80 日分の地方時平均中性風速度を周波数解析し、高度 95-120 km の平均風、一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相を求め、それぞれの高度プロファイルを示した。図は左から順に、南北成分、東西成分、鉛直成分となっている。また、上から順に平均風、振幅強度（一日潮汐波、半日潮汐波）、位相（一日潮汐波、半日潮汐波）の高度プロファイルである。南北成分、東西成分、鉛直成分において、それぞれ北向き、東向き、下向きが正の値に対応する。

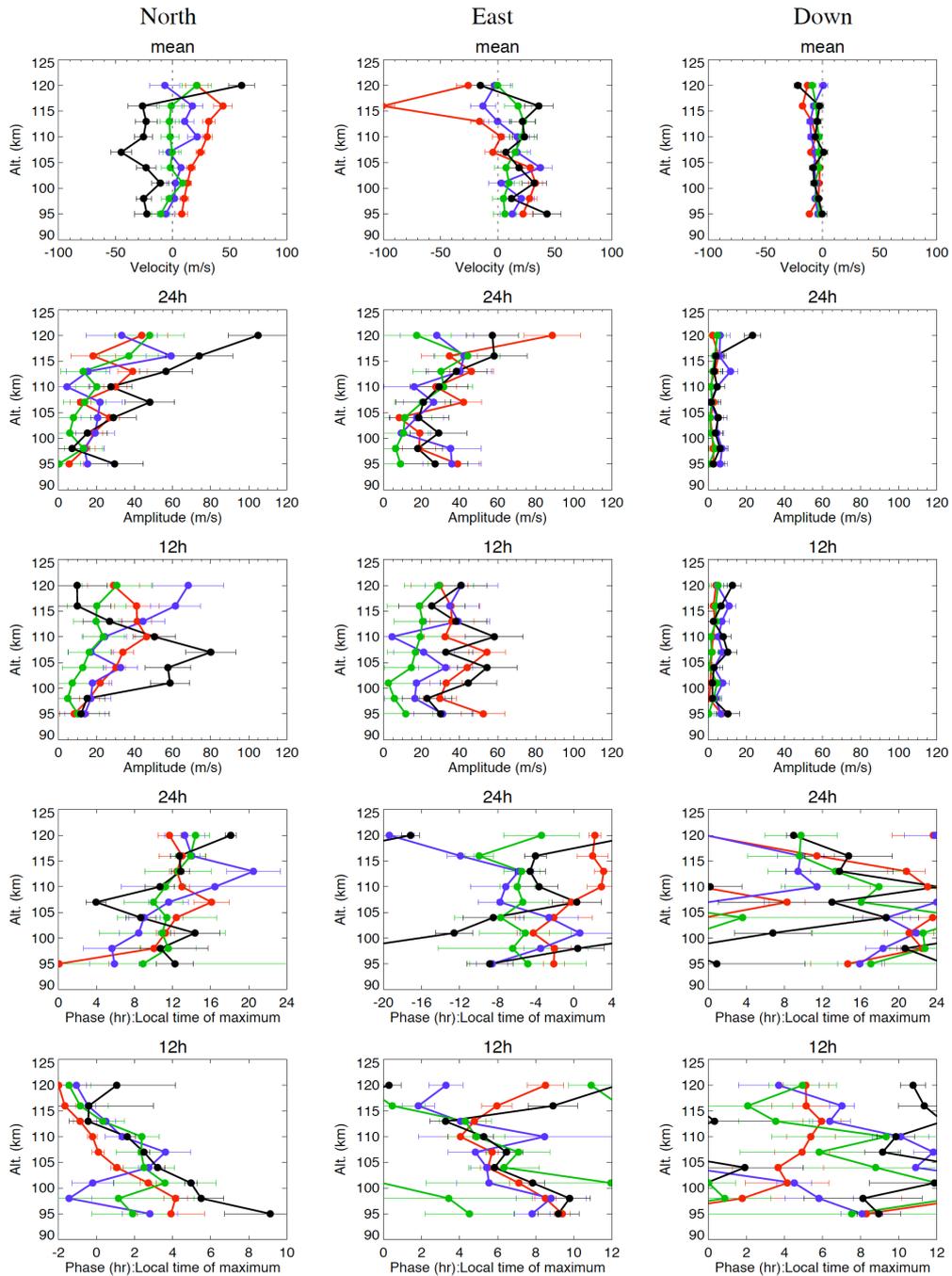


図 3.6 平均風、大気潮汐波の季節変動（青: 春、赤: 夏、緑: 秋、黒: 冬）

表 3.1 に示した季節ごとのデータセットに関して、それぞれ地方時平均中性風速度を周波数解析し、高度 95-120 km の平均風、一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相を求め、それぞれの高度プロファイルを示した。プロット図の表示は、図 3.4 と同じである。

第4章 考察

この章では、極域下部熱圏風の理解を深めるため、ESR 観測により得られた平均風および大気潮汐波に関して、緯度差約 9 度、ほぼ同経度に位置する Tromsø UHF レーダーデータを用いた統計的な結果との比較を行う。それぞれの緯度変動に着目し、下部熱圏風の風系について考察を行う。次に、平均風について、ロングイアビン流星レーダーの結果との比較を行う。一方、大気潮汐波について、大気潮汐波モデル GSWM-02 計算値との比較を行う。最後に、同時に取得された沿磁力線データセットより中性風南北成分を導出し、1 局方式により求めた速度データとの比較を行う。

4.1 下部熱圏風の緯度変動

本研究の目的の一つは、北極域下部熱圏大気ダイナミクスの理解を深めることである。ほぼ同じ経度で、緯度が 9 度異なる Longyearbyen と Tromsø で得られた風速データを比較することで、北緯 70 度から北緯 80 度における下部熱圏風の描像を探ることができる。1987 年から 1999 年にわたる 13 年間に、Tromsø UHF レーダーにより CP-1 および CP-2 モードで取得された約 204 日分の観測データを Tromsø における統計的な結果として用いる。データセットの概要を表 4.1、表 4.2 にまとめた。このデータセットの主要部は、*Brekke et al. [1994]*、*Nozawa and Brekke [1995, 1999a, 1999b]* において解析され、季節変化、地磁気活動度依存性、太陽活動度依存性等の結果が報告されている。ここでは、季節、地磁気活動度、太陽活動度による条件分けをせず、Longyearbyen と Tromsø の両サイトに関して、それぞれ全てのデータセットを平均し解析を行った。

Longyearbyen と Tromsø における全期間のデータセットを地方時平均した水平風速度の時間変動を図 4.1 に示した。図中の円の中心は北極点(北緯 90 度)、一番内側の赤い円は Longyearbyen の地理緯度 78.2 度、二番目の黒い円は Tromsø の地理緯度 69.6 度を表す。風向きに関しては、図 3.2 と同じである。風のパターンは、両サイトでおおむねよく似ており、Tromsø の結果においても Longyearbyen と同じく、上方伝搬性を示すような風のパターンの早い時間へのシフトが見られる。高度 104 km、12 LT から 16 LT では、Longyearbyen、Tromsø とともに北東向きの風が吹いている。そして、夕方側へと向かうにつれて、ともに南向きへと風向きが変化している。00-06 LT では風向きは極方向に向かい、06-12 LT では赤道方向に向かっている。すなわち、午後側から夕方側へ、朝側から午前側へと 2 つの流れがあるように見える。このような風系が、高度 95 km から 104 km まで各高度で見られる。一方高度 120 km では、朝側(00 - 06 LT)では赤道向き、それ以外の時間帯では、極向きに吹いている。これは、高度 116 km でも見られる。高度 113 km

では 18 LT 付近で赤道向きになっている以外は、それ以上の風系に似ている。ところが、高度 107 km と 110 km では他の行動と様相が異なっていることがある。それは、朝側(00-06UT)で、両サイトにおいて風向きが異なっており、風が発散しているような流れのパターンを示していることである。

図 4.2 には、Longyearbyen、Tromsø 両サイトにおける、平均風、大気潮汐波の各成分 (24 時間、12 時間、8 時間、6 時間) に関して、高度 95 km から 120 km までの 9 高度についてスペクトルの比較を示した。南北成分、東西成分ともに、両サイトのスペクトルの形はよく似ており、高度が上がるにつれ支配的な波動成分が 12 時間成分から 24 時間成分へ変化するという同様の描像が見られる。全体的に Tromsø の振幅は、Longyearbyen の振幅より大きくなっている。高緯度ほど振幅が小さくなるという傾向が見られたが、高度が高くなるにつれて、その差は小さくなっており、Longyearbyen においても十分な強い振幅が認められる。鉛直成分に関しては、南北成分、東西成分に比べて、平均風、大気潮汐波の強度は非常に小さいものとなっていた。

図 4.3 には、Longyearbyen、Tromsø の平均風、大気潮汐波の高度プロファイルを示した。両サイトで得られた平均風の南北成分、東西成分についての高度プロファイルはよく似ていた。しかしながら、鉛直平均風に関しては、違いが見られた。Tromsø において、鉛直平均風がほぼ 0 m/s であったのに対して、Longyearbyen では、上向きに吹いていた (5~10 m/s)。大気潮汐波に関して、水平成分においては、24 時間成分、12 時間成分ともに振幅の高度プロファイルの形は、両サイト間において全般的によく似ていた。振幅の大きさは、全体的に Longyearbyen のほうが、Tromsø と比べて小さくなっており、高緯度ほど振幅が小さくなるという傾向がみられたが、その差は大きいものではなかった (20 m/s 以下)。水平成分の位相に関しては、高度プロファイルの形は両サイトで良く似ていた。両サイト間における位相値の差は 2 時間程度と小さかった。上方伝搬性の波動と考えられる半日潮汐波では、Longyearbyen の位相は Tromsø より 2 時間程度遅れている。半日潮汐波は、一般的に太陽光加熱により下層大気で励起されたものが、上方伝搬により下部熱圏へと伝わるものであるが、同時に加熱源の強い中低緯度から、加熱源の弱い高緯度へ大気粘性を通してと伝わるものでもある。Longyearbyen の位相が Tromsø より遅れる理由はこのことにより説明できる。鉛直成分に関しては、両サイトとも振幅は小さく、そのため位相もばらついていた。

まとめると、Longyearbyen と Tromsø により得られた結果は、以上に示したように、地方時平均速度データの時間変動、1 日平均風、大気潮汐波のスペクトル、及び、平均風、大気潮汐波の振幅、位相の高度プロファイル、全てにおいて全般的によく似ているものであった。すなわち、北緯 70 度から北緯 80 度にかけての下部熱圏高度において、基本的には類似・連携した風系が存在していることが考えられる。

4.2 平均風

Longyearbyen 高度 95-100 km では、南北成分は夏を除いて南向き、東西成分は年間を通して東向きに吹いていた。流星レーダーを用いると高度 80 km から 100 km の水平風速が連続して観測できる。そこで、我々の ESR の結果を、Longyearbyen 流星レーダーの結果と比較した。Hall et al. [2003]は、Longyearbyen 流星レーダーにより得られた約 2 年分の風速データを解析して、Tromsø MF レーダーを併せ用いて、高度 80 km から 100 km における、平均風を比較し、議論を行った。Hall et al. [2003]の結果を図 4.8 に示した。高度 95 km から 100 km においては、南北平均風はすべての季節に渡ってほぼ南向きで、その強度は 10 m/s 以下、東西平均風は同様にほぼ東向きで 10 m/s 以下であった。この結果は、我々の今回の ESR の結果と良い一致を示している。

ESR で得られた南北成分の平均風の季節変化は、高度 95-115 km では、夏期と冬期で風向きが逆転していた（夏：北向き、冬：南向き）。これは Nozawa and Brekke [1999a]で示された地磁気静穏時の様相と一致するものである。Nozawa and Brekke [1999a]においては、この様相を F 領域に存在する冬半球から夏半球への循環のリターンフローとして議論されている。冬期において、高度 95-115 km で南北平均風が南向きであったのに対して、東西平均風は東向きとなっていた。これは Hall et al. [2003]で議論されたような非地衡風の関係（北向きと西向き、南向きと東向きがそれぞれ対応するような関係）に相当している。また冬期の南北平均風に関して、Tromsø では ± 10 m/s、 Longyearbyen では南向き 20-40 m/s 程度となっており、北緯 ~ 70 度から北緯 ~ 80 度の間の収束を示唆するような違いが見られた。

4.3 大気潮汐波

この節では、季節ごとに Longyearbyen と Tromsø の結果を比較する。また併せて、GSWM-02 の計算値との比較も行う。GSWM-02 の計算値は、北緯 78 度、東経 15 度のものを使用し、(Longyearbyen の位置は北緯 78.2 度、東経 16.0 度)、データセット期間に近い月のものを選んで（春：3 月、夏：7 月、秋：10 月、冬：11 月）。それぞれの季節における一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを、図 4.4 から図 4.7 に示した。全般的に、振幅においては比較的良い一致が見られたが、位相に関しては異なる場合が多かった。

4.3.1 一日潮汐波

Longyearbyen と Tromsø での一日潮汐波の振幅強度は、基本的にすべての季節において、高度の上昇とともに強くなる傾向が見られ、両サイトの高度プロファイルはよく似ている。振幅

の大きさは、春と秋では両サイトの値はほぼ等しい。夏では、南北成分については、Tromsø の振幅の強度が Longyearbyen より強いが、東西成分では、逆転している。冬では、両成分とも Longyearbyen の方が強い。一方で GSWM-02 計算値と比較すると、冬期を除いて、高度 116 km 以下では、振幅強度は南北、東西成分とも GSWM-02 とよく一致していた。しかしながら、高度 116 km を超えると、減少傾向にある GSWM-02 に比べ、観測値が大きくなる傾向が見られた。この違いの原因として考えられるのは、GSWM-02 において EUV による加熱効果が（十分）インプットされていないこと、および、第 2 章で述べたように、1 局方式による中性風速度導出の精度が高い高度ほど低くなり、特に高度 120 km 付近が導出限界高度であること、などが挙げられ今後詳細な検討が必要である。

位相に関して、南北成分は、季節により多少のばらつきがあるが、おおむね一定値（~12 LT 付近）であり、Longyearbyen と Tromsø の結果は良い一致を示している。GSWM-02 の結果とも比較的よい一致が見られた。これらの結果を考慮すると、年間を通して、直接励起かあるいは鉛直波長の長い波動であることがわかる。東西成分の位相は、季節による変動が見られるが Tromsø の結果とは、ある程度一致するものであった。GSWM-02 の計算値とは、秋を除いて大きくずれていた。秋には Longyearbyen の観測結果と GSWM-2 において、非常に良い一致が見られており、GSWM-02 は秋の一日潮汐波を精度良くあらわしていた。これまで、このような高緯度下部熱圏における比較研究が皆無であることを考慮すると、GSWM-2 の計算値は比較的良い値であると言える。

4.3.2 半日潮汐波

半日潮汐波の振幅強度に関して、Tromsø と Longyearbyen を比較すると、冬を除いて Tromsø の振幅が Longyearbyen のものより大きい。冬に関しては、南北成分では Longyearbyen の方が強いが、東西成分はほぼ等しかった。振幅の高度プロファイルは、両者で比較的良い一致を示している。一方位相の高度プロファイルは、同様に両者で比較的良い一致を示している。位相値は、両者を比較すると、違いはほぼ 3 時間以内である。

半日潮汐波の振幅強度に関して、春、秋の様相と夏、冬の高度プロファイルで異なる特徴が見られた。春、秋は高度が上がるにつれ、振幅強度が強くなっており、GSWM-02 の結果と良い一致を示していた。一方で、夏、冬では、観測値は GSWM-02 計算値を大きく上回っていた。一般的な古典潮汐理論によると、マイグレーションタイドは極点が節（振幅強度が零）となるため、高緯度になるほど大気潮汐波の振幅強度は小さくなる。GSWM-02 は潜熱加熱の効果によるノンマイグレーションタイドも考慮しているが、ノンマイグレーションタイドの励起源に関しては不明な点が多く、GSWM-02 のノンマイグレーションタイドの見積もりは完全なものであるとは言えない。夏、冬における、観測値とモデル計算値との違いは、ノン

マイグレーションタイドの効果が大きいことを示唆する。また、GSWM は線形モデルであり、波動間相互作用などの非線形の効果は含んでいないことも違いの1つの原因として挙げられる。

位相に関して、全体的には、南北成分、東西成分とも、Longyearbyen のものは、上方伝搬性を示しており、鉛直波長はそれぞれ 40-50 km、30-35 km 程度であった。また、Tromsø における統計的な結果と比較的良好に似た高度プロファイルを示していたが、GSWM-02 による計算値との間には違いが見られた。Forbes *et al.* [1999]は、南半球中間圏の半日潮汐波において、緯度 70 度までは、マイグレーションタイド、緯度 78 度以南では、ノンマイグレーションタイドの寄与が大きいことを指摘している。今回の結果からは、はっきりしたことは言えないが、少なくとも Longyearbyen では、ノンマイグレーションタイドの寄与が大きいと思われる。

4.4.2 手法により導出した南北風速度の比較

ESR CP-2 観測データの沿磁力線方向のイオン速度データを基に、もう一つの中性風速度導出法、沿磁力線方式を用いて同期間のデータセットより南北風速度を導出し、1 局方式で得られた結果と比較した。Williams *et al.* [1994]、Nozawa and Brekke [2000]において、1 局方式および沿磁力線方式により求めた風速データ、平均風、大気潮汐波は良く一致することが示されており、中性風速度導出法として両手法はともに確立していると言える。

4.4.1 風速データの比較

2004 年 6 月 5 日から 7 日に得られたデータを用いて、両手法により南北風速度を求め、高度 97 km から 118 km までの 6 つの高度について、図 4.9 に示した。1 局方式により導出した南北風速度を赤色で、沿磁力線方式により導出した南北風速度を青色で示した。北向きが正である。図の右側には 72 時間平均値を示した。また、図 4.9 の下段には、対応する 1 局方式から求めた電場の時間変動を示した。2 手法により導出した南北風速度の時系列データは、細かい変動の違いはあるが、比較的長い時間スケール (2 から 3 時間程度) でみるとよく似た時間変動をすべての高度で示している。しかし、全体的に沿磁力線方式により導出した速度の成分が、1 局方式により求めた速度成分と比べて南向きに現れている。これは平均値からも確認できる。2004 年 6 月 7 日 02-07 UT における両手法で導出した南北風高度プロファイル (1 時間平均値) を図 4.10 に示した。また、72 時間平均値の高度プロファイルも併せて示した。両手法により導出した高度プロファイルは、比較的良く似ているが、沿磁力線方式で求めた値は、1 局方式のものより、南向きにずれているのが見て取れる。これは、72 時間平均値でも明らかであり、すべての高度で、沿磁力線方式で求めた値が南にずれていることがわかる。

図 4.9 で示した時系列データにおいて、沿磁力線方式と比較して、1 局方式による風速デー

タでは高い高度ほど大きなばらつきが見られる。このばらつきは電場の強いときに顕著に現れている。これに関しては2章で説明したが、1局方式では、電場の強いとき、高い高度（110 km 以上）では、電磁気力による影響を表す(2.4)式の右辺第2項の寄与が大きくなる。従って、イオン-中性粒子衝突振動数や電場データの見積もり誤差による影響が大きくなるため、風速データの精度は落ちる。一方で沿磁力線方式は導出過程において、イオン-中性粒子衝突振動数や電場データを必要としない。すなわち、電磁気力の項による影響を受けないため、電場の強いときや高い高度においても1局方式に比べて信頼度の高い風速データを得ることができる。これらのことは *Williams et al. [1994]* 及び *Nozawa and Brekke [2000]* による Tromsø UHF レーダーを用いた比較研究の結果と同様である。

4.4.2 平均風、大気潮汐波の比較

沿磁力線方式により導出した中性風速度データに関して、1局方式と同様、地方時平均をとった後、周波数解析を行い、平均風、大気潮汐波を導出した。得られた平均風、大気潮汐波に関する結果と対応する1局方式により得られた結果との比較を図4.11に示した。両手法により求めた一日潮汐波、半日潮汐波における振幅、位相の各成分は良く一致している。平均風に関しては、1局方式では ± 10 m/s 程度であったのに対して、沿磁力線方式においては南向き 40 m/s 程度と、その値は大きく異なっていた。この南北平均風の違いは、導出手法の信頼性に関わる重要な問題であるため、以下に議論する。

4.4.3 南北平均風の相違について

両手法により得られた結果の妥当性を確かめるため、他の観測結果と比較した。ESR と同じく Longyearbyen に設置されている流星レーダーの観測結果（図4.11）では、高度 95-100 km において、南北平均風は南向きに 10 m/s 以下であり、1局方式の結果と良い一致を示している。また、Tromsø における統計的な結果と比較（図4.4）すると、高度 95-120 km において、南北平均風はほぼ ± 10 m/s 程度であり、これもまた1局方式の結果を支持するものであった。従って、1局方式の結果が他の観測結果と矛盾しないことから、沿磁力線方式を用いる際の仮定に問題がある可能性が考えられる。また、変動成分である大気潮汐波に関しては良い一致が見られるのに対し、平均風のみが異なることから、ESR 観測によるイオン速度にオフセットが存在する可能性も考えられる。

4.4.4 沿磁力線方式の検討

沿磁力線方式は、磁力線方向のイオンの運動方程式を考えることにより中性風速度を導出している。この際に磁力線方向のイオンの拡散速度、及び中性風速度の鉛直成分は、水平風速

度と比較して非常に小さく無視できると仮定している。これらの仮定の妥当性を確かめるため、イオン拡散速度、鉛直風速度を計算により見積もった。

イオン拡散速度 V_{diff} の導出には、以下に示す *Kofman* [1992] の計算式を用いた。

$$V_{\text{diff}} = D_a \frac{T_i}{T_r} \frac{1}{N_e} \frac{\partial N_e}{\partial h} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial h} + \frac{w}{T_r} \frac{\partial T_r}{\partial h} + \frac{\langle m_i \rangle g}{2kT_p} \quad (4.1)$$

$$T_p = (T_i + T_e)/2, \quad T_r = (T_i + T_n)/2, \quad \langle m_i \rangle = \sum_i q_i m_i,$$

$$D_a = 2kT_p / \langle m_i \square_{in} \rangle, \quad \langle m_i \square_i \rangle = \sum_i q_i m_i \square_{in}$$

ここで、 N_e は電子密度、 T_i はイオン温度、 T_e は電子温度、 T_n 中性大気温度、 w は温度拡散係数、 k はボルツマン定数、 g は重力加速度を表す。それぞれの値は、ESR 観測データ及び中性大気モデル (MSIS90) より与えた。また、温度拡散係数は通常他の項に比べて小さく無視できる。本研究の計算においても、この項をゼロとして計算している。図 4.12 に導出したイオン拡散速度の高度プロファイルを示した。全データ期間 80 日間に得られたイオン拡散速度の 1 時間平均値の高度プロファイルを黒線、全データのイオン拡散速度の平均値の高度プロファイルを赤線で描いた。この図より、磁力線方向のイオン拡散速度が、高度 120 km 以下においてほぼ 1 m/s 以下となっていることが確認できる。これは *Kofman et al.* [1996] で示されている結果と同様であり、沿磁力線方式を用いる際、イオン拡散速度は問題なく無視し得ると言える。一方で、鉛直風速度は 1 局方式により計算した。図 3.4 の上段右に示した平均風速度、鉛直成分の高度プロファイルを拡大したものを、図 4.13 に示した。鉛直平均風は、上向き 5-10 m/s 程度と (鉛直風速にしては) 大きく、水平風に換算すると 40 m/s 程度となり無視できるものではない。よって、沿磁力線方式において、イオン拡散速度は無視できるが、鉛直風は無視できないと仮定して、鉛直風の寄与を考慮にいたした沿磁力線方式 (図 4.14 参照) により南北平均風を求めた。この結果は 1 局方式の結果と非常に良く一致しており (図 4.15 参照)、鉛直風の効果を考慮に入れることにより、2 手法により導出した南北風速度に良い一致が見られた。

しかしながら、下部熱圏大気は、通常、静水圧平衡状態にあるため、統計的には鉛直平均風の値は零付近に近付くはずである。極冠域下部熱圏における鉛直風の観測例として、南極点 (90 °S, 75 °INV) において FPS (Fabry-Perot Spectrometer) による大気光 (酸素原子発光 : 557.7 nm) 観測をもとに、鉛直風速度を求めた *Smith and Hernandez* [1995] が挙げられる。*Smith and Hernandez* [1995] は、高度 95 km 付近で 40 m/s を超えるような鉛直風が観測されたことや、鉛直風の地方時平均速度が、 ± 10 m 程度 (標準偏差も 10 m/s 程度) であったことを報告しているが、これらは一時的な鉛直風を指すものであり、鉛直平均風とは性質の異なるものである。そのため一般的に 5-10 m/s 程度の鉛直平均風が存在するとは考えにくい。また、本研究において導出してい

る中性風速度のエラー値は、平均的に~10 m/s 程度あるいはそれ以上の大きさを持つため、この鉛直風の結果は十分に信頼できるとはいえない。従って現段階では、この鉛直平均風の結果の信頼度は決して高いとはいえないが、南北平均風の相違を説明する一つの解釈であるといえる。

4.4.5 ESR イオン速度のオフセット

ESR は 32 m アンテナ、42 m アンテナの 2 つのアンテナを持つ。両方のアンテナ、または 42 m アンテナのみにアンテナから離れていく方向にイオン速度のオフセットが存在するならば、南北平均風の相違を説明できる。

(42 m アンテナについて) 42 m アンテナから導出した南向き成分の速度が、32 m アンテナから導出した南向き成分の速度より大きくなる結果は、42 m アンテナから離れていく方向の速度オフセットの存在に対応している。

(32 m アンテナ) 鉛直上向き成分が、一定の値を持って出てくる結果は、3 方向のビーム全てにアンテナから離れていく方向の速度オフセットがあるとすると、それらを合成すれば上向き (+少し東向きと南向き) に出てくると対応している。仮に 10 m/s の速度オフセットが存在するとしたとき、鉛直方向オフセットは 10 m/s、水平方向オフセットは 3 m/s 以下程度であらわれてくる)

よって、アンテナ間のオフセットは無く、アンテナから離れていく方向の速度オフセットが両アンテナとも同じ大きさで存在すると考えれば、南北風の相違、強い鉛直平均風、及び鉛直風の寄与を考えた際に得られた結果が 2 手法でよく一致することを説明できる。しかしながら、数 m/s 程度の精度で各アンテナに関してオフセットの有無を確認するのは困難である。ここでは両アンテナ間のオフセットを調べた。

2004 年 11 月 6 日から 9 日において、ESR 32 m アンテナ、および 42 m アンテナを共に磁力線方向へむけて観測する実験が行われた。このときのイオン速度の時系列データ、この期間の平均イオン速度の高度プロファイルをそれぞれ図 4.16、図 4.17 に示した。両アンテナにより観測されたイオン速度の時系列データは、細かいばらつきはあるが、数時間のスケールではよく似た時間変動を示していた。また、平均イオン速度の高度プロファイルも両アンテナにおいて良く一致しており、これらのことから両アンテナ間のオフセットはないと考えられる。

上に述べたように、南北平均風の相違の原因を説明する可能性があるものとして、強い鉛直風、および両アンテナのイオン速度オフセットが挙げられる。しかしながら、これらの要因の是非を判断するためには、ESR 観測によるイオン速度に高い精度 (数 m/s 程度) が求められる。鉛直方向に 32 m アンテナを固定して、長時間の観測を行うような特別実験を試みる必要があり、今後の課題として挙げられる。

表 4.1 Tromsø UHF レーダー CP-1 データセット

データセット	観測開始		観測終了		観測時間
	月/日	時間(UT)	月/日	時間(UT)	
870210	2/10	09	2/11	23	38
870224	2/24	09	2/25	09	24
870324	3/24	09	3/25	23	38
870414	4/14	08	4/15	22	38
870512	5/12	08	5/13	22	38
870616	6/16	08	6/17	08	24
870728	6/28	08	6/29	08	24
870921	9/21	08	9/25	08	96
871110	11/10	12	11/12	23	59
871117	11/17	09	11/19	23	62
880316	3/16	09	3/20	09	96
880405	4/5	08	4/7	06	46
880503	5/3	08	5/4	08	24
880830	8/30	08	9/1	22	62
880906	9/6	08	9/7	22	38
880920	9/20	08	9/21	08	24
890110	1/10	09	1/11	23	38
890207	2/7	09	2/8	09	24
890328	3/28	08	3/29	22	38
890502	5/2	08	5/3	08	24
890801	8/1	13	8/3	16	51
890905	9/5	10	9/6	13	27
891114	11/14	10	11/16	16	54
900124	1/24	10	1/25	16	30
900409	4/9	10	4/10	16	30
900605	6/5	10	6/6	16	30
900612	6/12	08	6/13	14	30
900702	7/2	10	7/13	16	30
900730	7/30	19	8/1	04	33
900925	9/25	10	9/27	22	60
901127	11/27	10	11/28	16	30

表 4.1 (続き)

データセット	観測開始		観測終了		観測時間
	月/日	時間(UT)	月/日	時間(UT)	
910212	2/12	15	2/14	8	41
910220	2/20	10	2/20	11.5	25.5
910502	5/2	10	5/3	14	28
910710	7/10	10	7/11	16	30
910910	9/10	09	9/11	16	31
911208	12/8	10	12/10	16	54
920330	3/30	16	4/3	16	96
920730	7/30	16	8/5	16	144
930216	2/16	10	2/16	22	36
930420	4/20	10	4/20	22	36
930720	7/20	22	7/20	22	24
931018	10/18	14	10/19	23	33
940608	6/8	16	6/9	22	30
950228	2/28	14	3/2	17	51
950328	3/28	15	3/29	20	29
950620	6/20	12	6/20	18	32
950713	7/13	08	7/13	14	30
950927	9/27	12	9/28	16	28
951221	12/21	10	12/22	16	30
960213	2/13	10	2/14	16	30
960617	6/17	08	6/19	16	54
961114	11/14	16	11/15	16	24
961210	12/10	10	12/11	14	28
970210	2/10	13	2/12	16	51
970409	4/9	14	4/10	22	32
970514	5/14	14	5/15	22	32
970623	6/23	10	6/27	16	102
971030	10/30	18	11/1	08	38
980120	1/20	10	1/21	17	31
980817	8/17	09	8/19	16	55
990209	2/9	10	2/12	16	78
990915	9/15	10	9/17	16	54
991012	10/12	10	10/15	16	78
991202	12/2	10	12/3	16	30

表 4.2 Tromsø UHF レーダー CP-2 データセット

データセット	観測開始		観測終了		観測時間
	月/日	時間(UT)	月/日	時間(UT)	
870120	1/20	09	1/21	23	38
870217	2/17	09	2/18	09	24
871020	10/20	09	10/22	23	62
880411	4/11	08	4/13	08	48
880613	6/13	08	6/15	08	48
880809	8/9	08	8/10	08	24
880816	8/16	08	8/18	22	62
881115	11/15	09	11/17	07	46
890214	2/14	09	2/15	17	32
890425	4/25	08	4/26	22	38
890828	8/28	12	9/1	16	100
891023	10/23	18	10/25	14	44
900320	3/20	15	3/22	16	49
900521	5/21	10	5/22	16	30
901024	10/24	10	10/25	16	30
901120	11/20	15	11/21	16	25
910111	1/11	10	1/13	16	54
910817	8/17	21	8/19	06	33
920127	1/27	10.5	1/29	16	53.5
920413	4/13	10	4/14	16	30
920707	7/7	10	7/8	16	30
921027	10/27	10	10/29	16	54
930120	1/20	16	1/25	9.5	113.5
930615	6/15	09	6/16	22	37
941219	12/19	13	12/22	23	34
950522	5/22	14	5/23	16	26
951218	12/18	08	12/21	10	74
960319	3/19	10	3/22	16	78
960716	7/16	10	7/17	16	30
961008	10/8	14	10/12	22	110
970106	1/6	12	1/10	16	100
971021	10/21	11	10/23	20	57
980323	3/23	10	3/28	00	110
980921	9/21	09	9/25	18	105
990308	3/8	10	3/12	12	98
990701	7/1	16	7/9	16	192

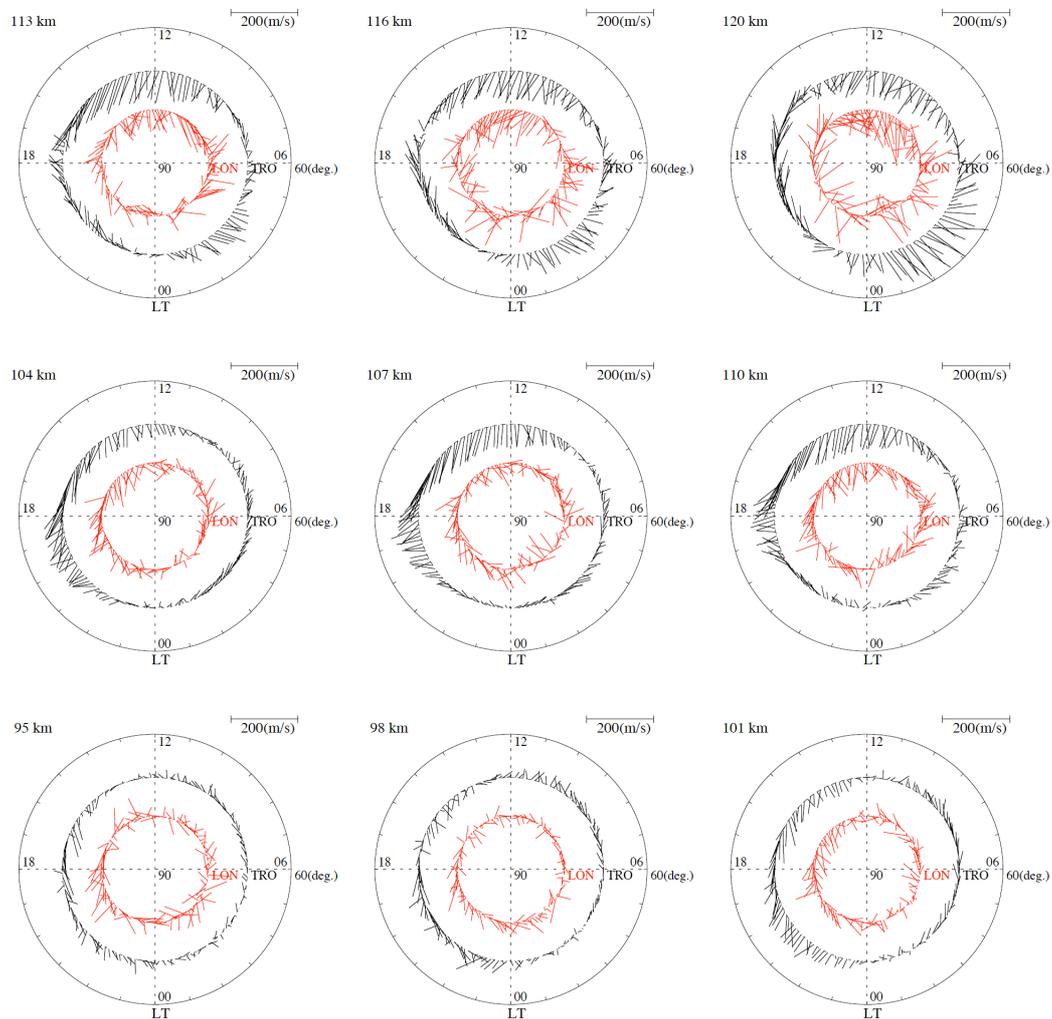


図 4.1 水平風速度の 1 日変動 (赤: Longyearbyen、黒: Tromsø)

高度 95-120 km の 9 高度について、全データセットの地方時平均水平風速度の 1 日の変動を、Longyearbyen、Tromsø の両サイトについてダイヤルプロット図に示した。円の中心が北極点 (北緯 90 度)、内側の赤い円が Longyearbyen (北緯 78.2 度)、外側の黒い円が Tromsø (北緯 69.6 度) を表す。中心方向が北向き、反時計回り方向が東向きに対応している。LT (地方時) = UT (世界標準時) +1 時間である。

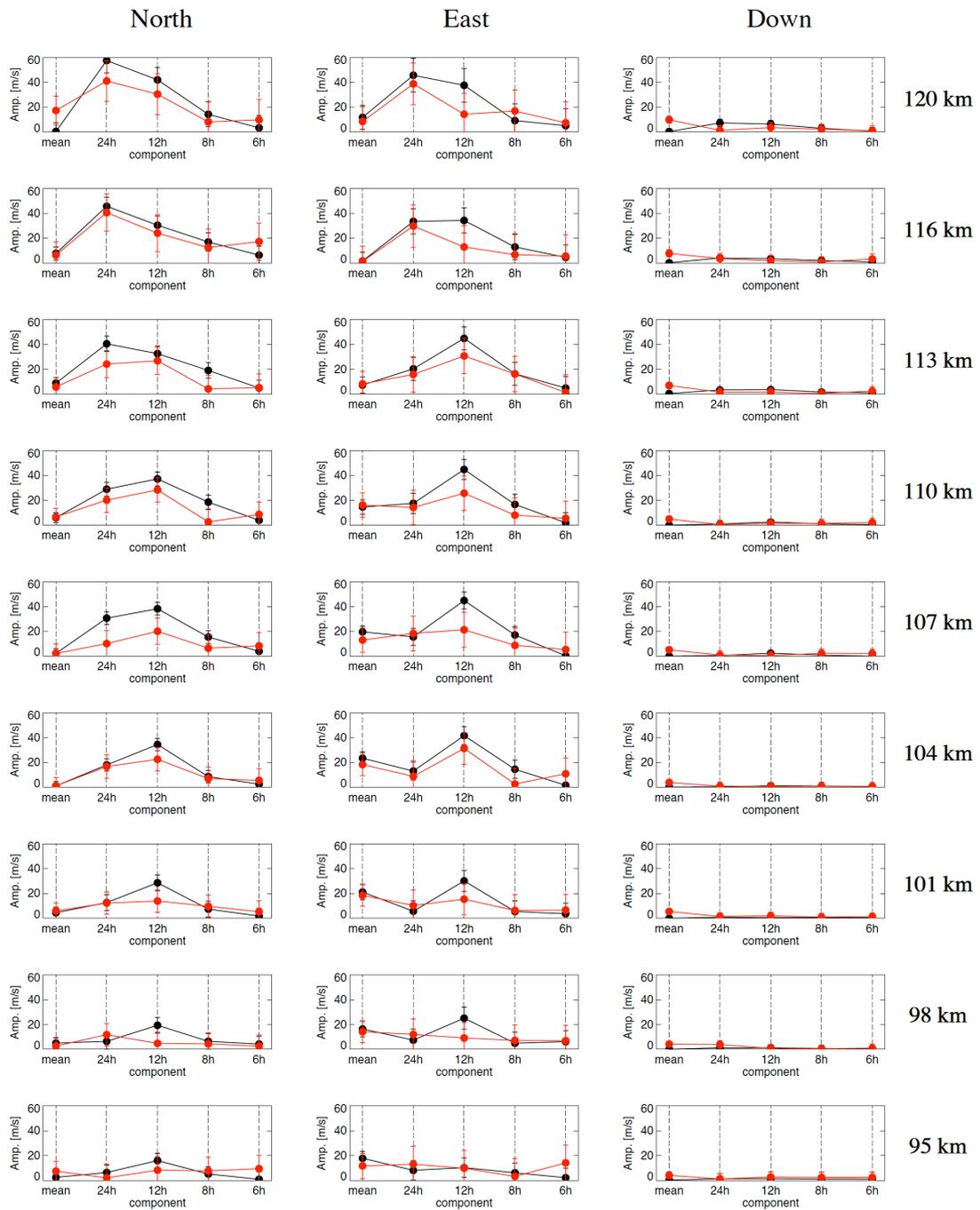


図 4.2 平均風、大気潮汐波のスペクトル (赤: Longyearbyen、黒: Tromsø)

Longyearbyen、Tromsø の両サイトに関して、全データセットの地方時平均中性風速度を周波数解析し、平均風、大気潮汐波の各成分 (24 時間、12 時間、8 時間、6 時間) の強度を求め、高度 95-120 km の 9 高度に関して示した。

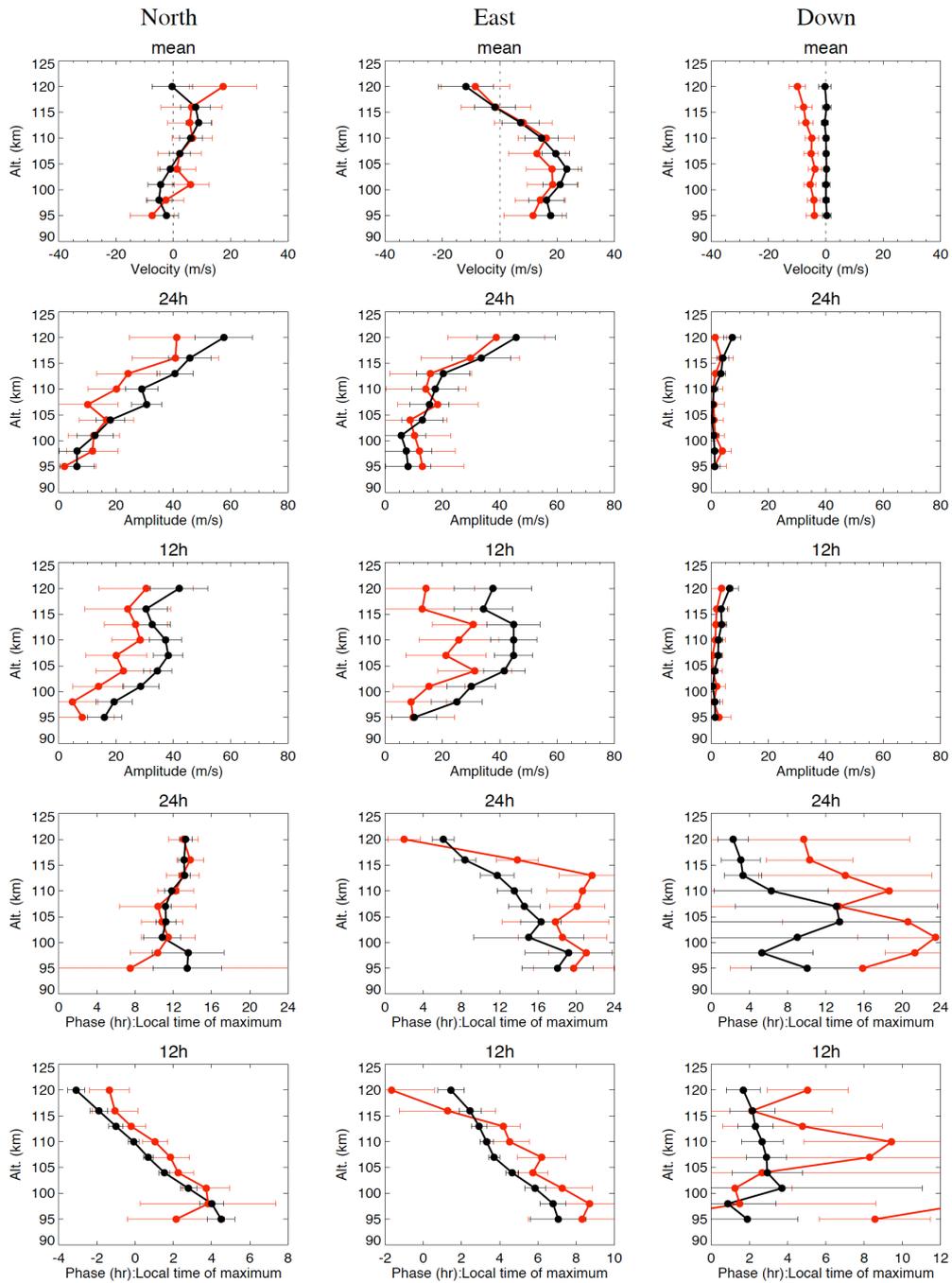


図 4.3 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル (赤: Longyearbyen、黒: Tromsø)

Longyearbyen、Tromsø の両サイトに関して、全データセットの地方時平均中性風速度を周波数解析し、高度 95-120 km の平均風、一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相を求め、それぞれの高度プロファイルを示した。図の表示は、図 3.4 と同じである。

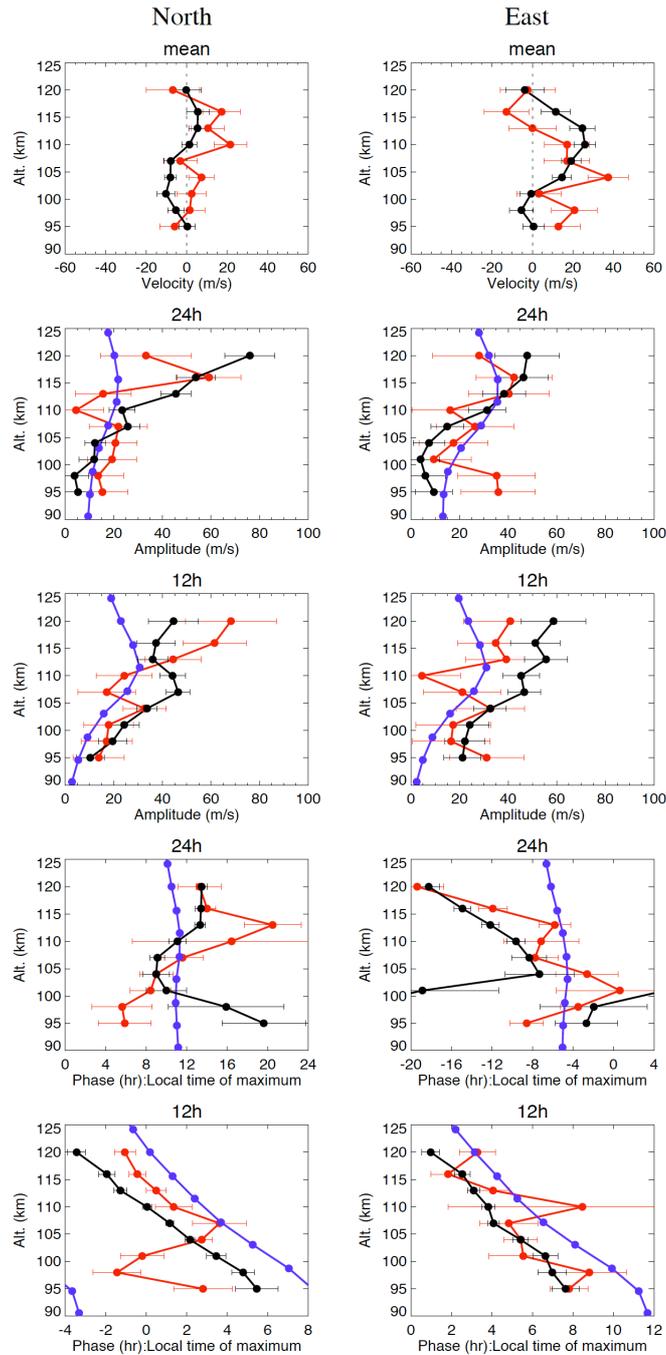


図 4.4 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル（春）

（赤: Longyearbyen、黒: Tromsø、青: 3月[GSWM-02]）

Longyearbyen、Tromsø 両サイトの春の観測結果と GSWM-02 による 3 月の計算値に関して、高度 95-120 km の平均風、及び一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを示した。図中の左列に南北成分、右列に東西成分、上から順に平均風、振幅強度（一日潮汐波、半日潮汐波）、位相（一日潮汐波、半日潮汐波）の高度プロファイルである。南北成分、東西成分において、それぞれ北向き、東向きが正の値に対応する。

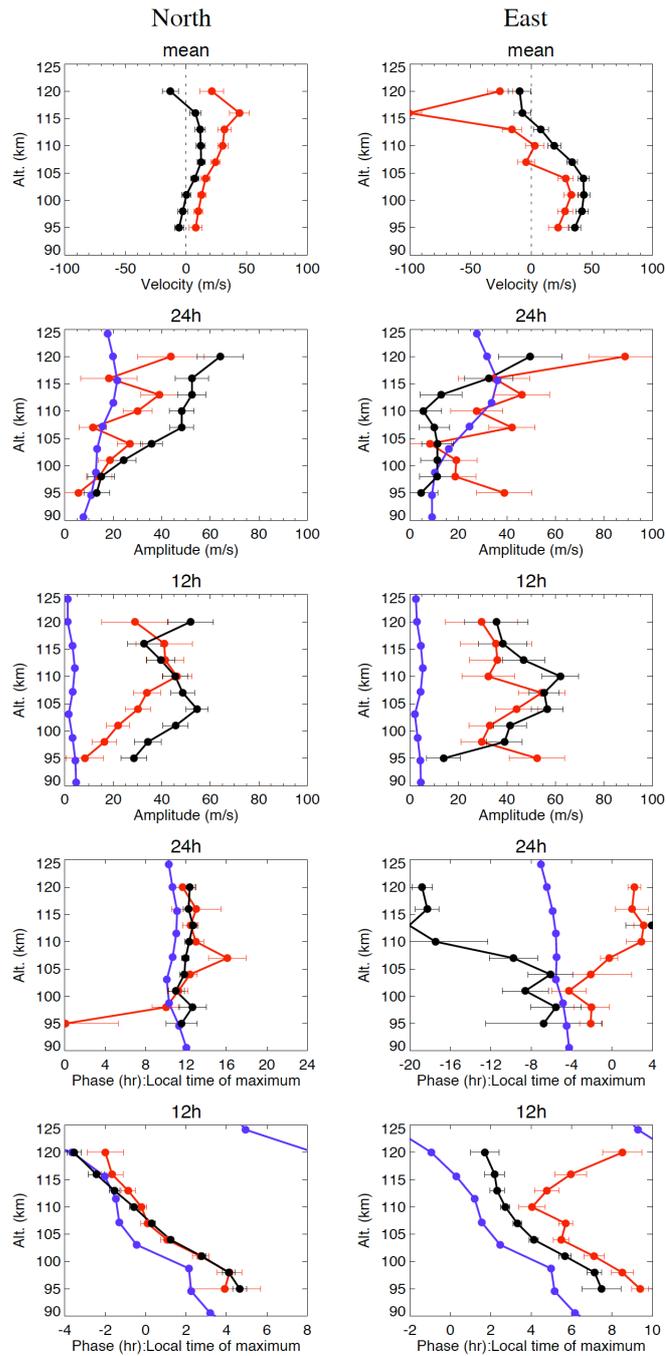


図 4.5 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル (夏)

(赤: Longyearbyen、黒: Tromsø、青: 7月[GSWM-02])

Longyearbyen、Tromsø 両サイトの夏の観測結果と GSWM-02 による 7 月の計算値に関して、高度 95-120 km の平均風、及び一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを示した。図の表示は図 4.3 と同じである。

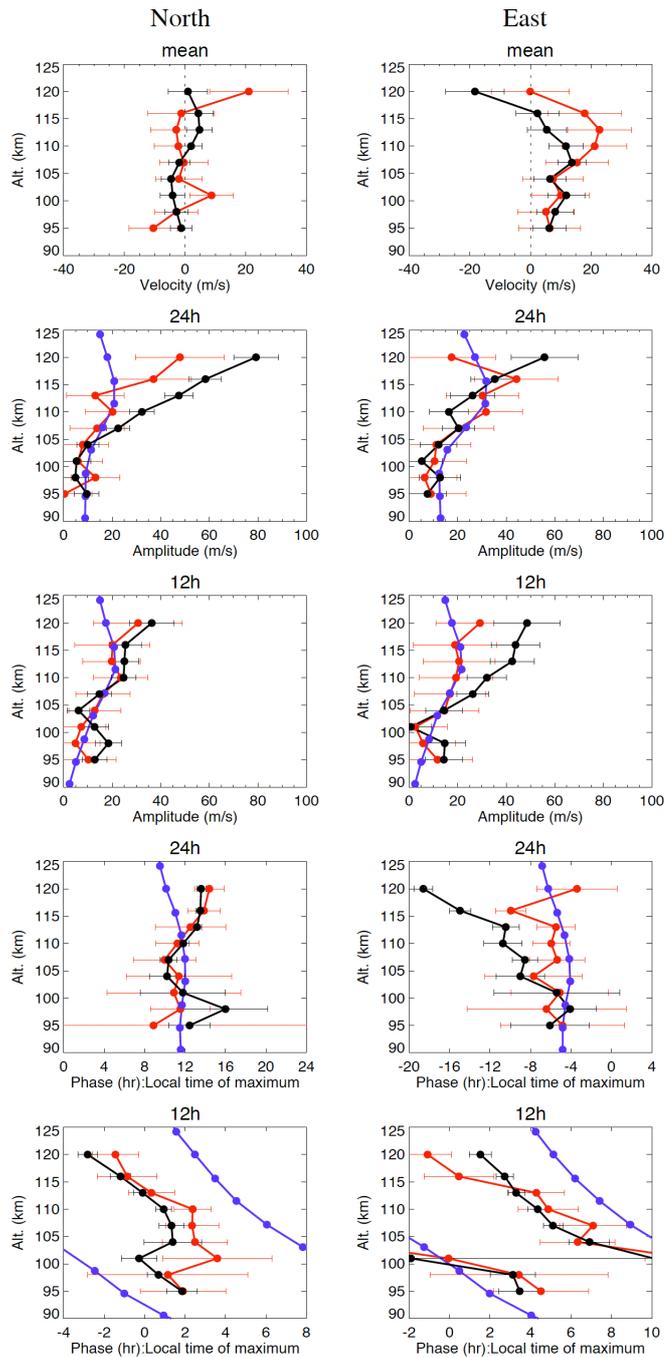


図 4.6 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル (秋)

(赤: Longyearbyen、黒: Tromsø、青: 10月[GSWM-02])

Longyearbyen、Tromsø 両サイトの秋の観測結果と GSWM-02 による 10 月の計算値に関して、高度 95-120 km の平均風、及び一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを示した。図の表示は図 4.3 と同じである。

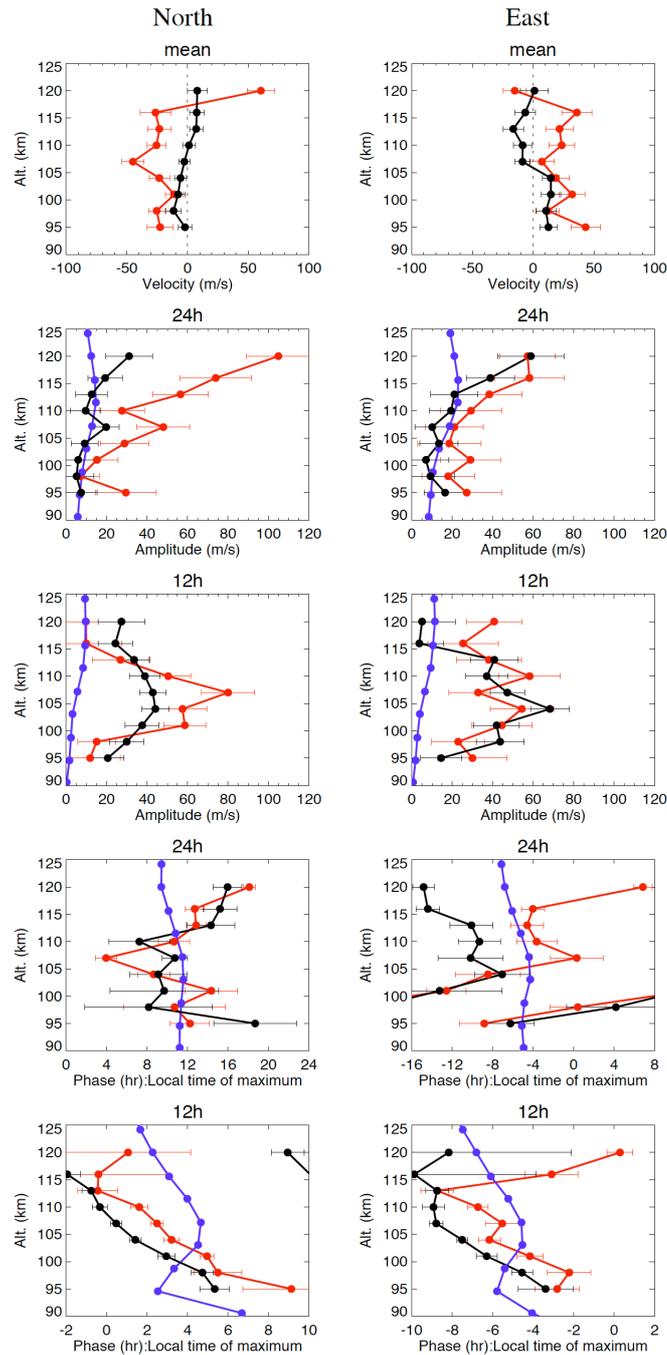


図 4.7 平均風、大気潮汐波の高度プロファイル（冬）

（赤: Longyearbyen、黒: Tromsø、青: 11月[GSWM-02]）

Longyearbyen、Tromsø 両サイトの冬の観測結果と GSWM-02 による 11 月の計算値に関して、高度 95-120 km の平均風、及び一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを示した。図の表示は図 4.3 と同じである。

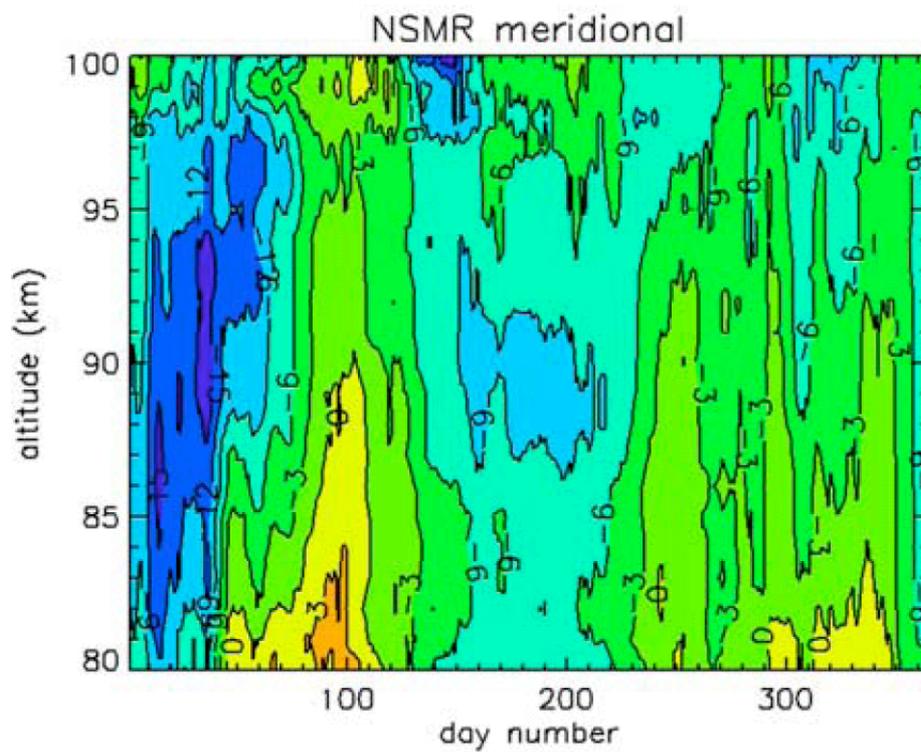


図 4.8 北緯 78 度、Longyearbyen (ESR と同位置) に設置されている Nippon/Norway Svalabrd Meteor Radar (NSMR) により観測された南北平均風。[After Hall et al., 2003]

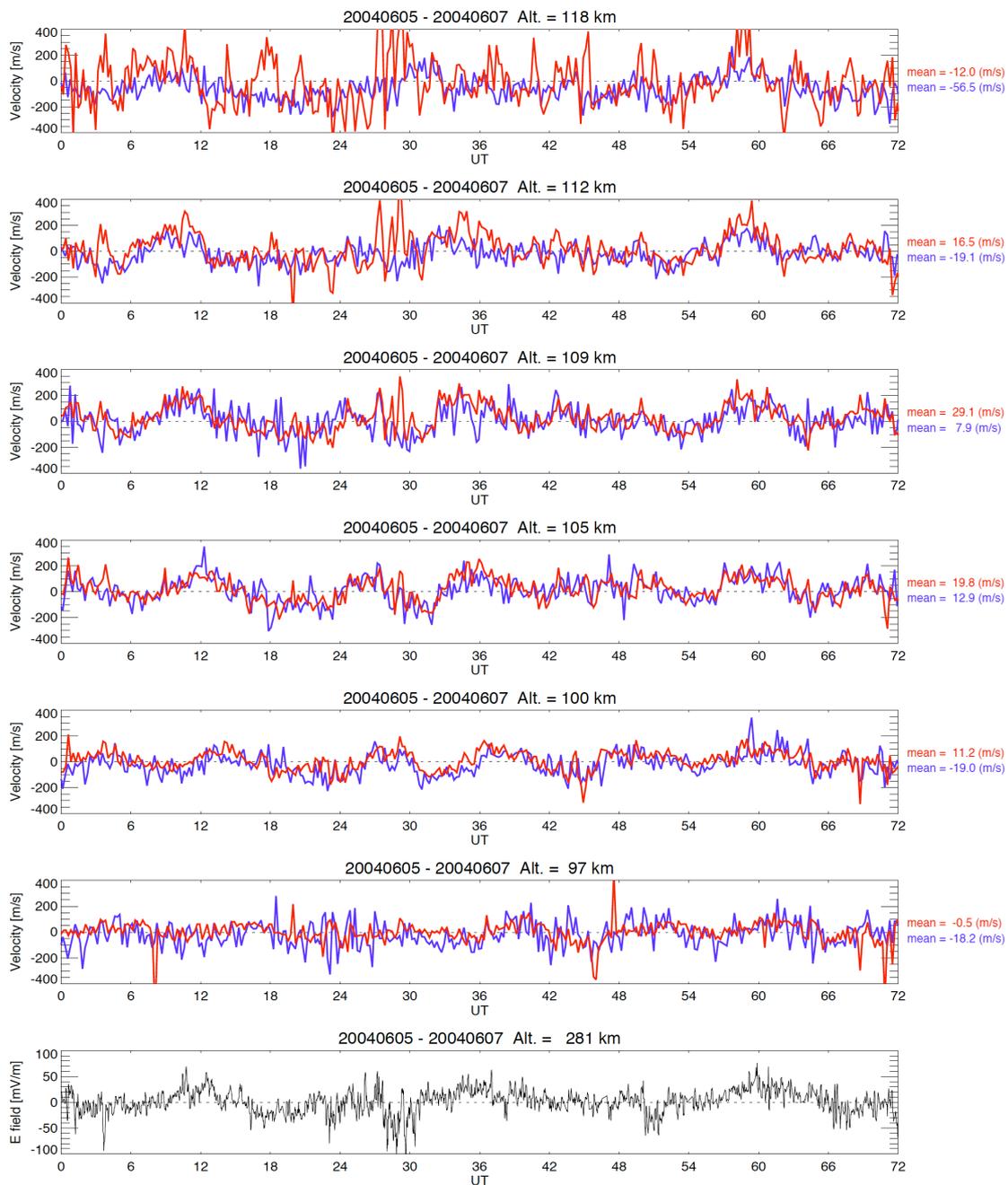


図 4.9.2 手法により導出した南北風速度、電場の時系列データ

(赤: 1 局方式、青: 沿磁力線方式)

1 局方式、沿磁力線方式により求めた南北風速度時系列データの代表例として、2004 年 6 月 5 日から 6 月 7 日において、高度 97-118 km の 6 高度で得られた南北風速度を示した。同期間の電場データ（南北成分）を最下段に示した。

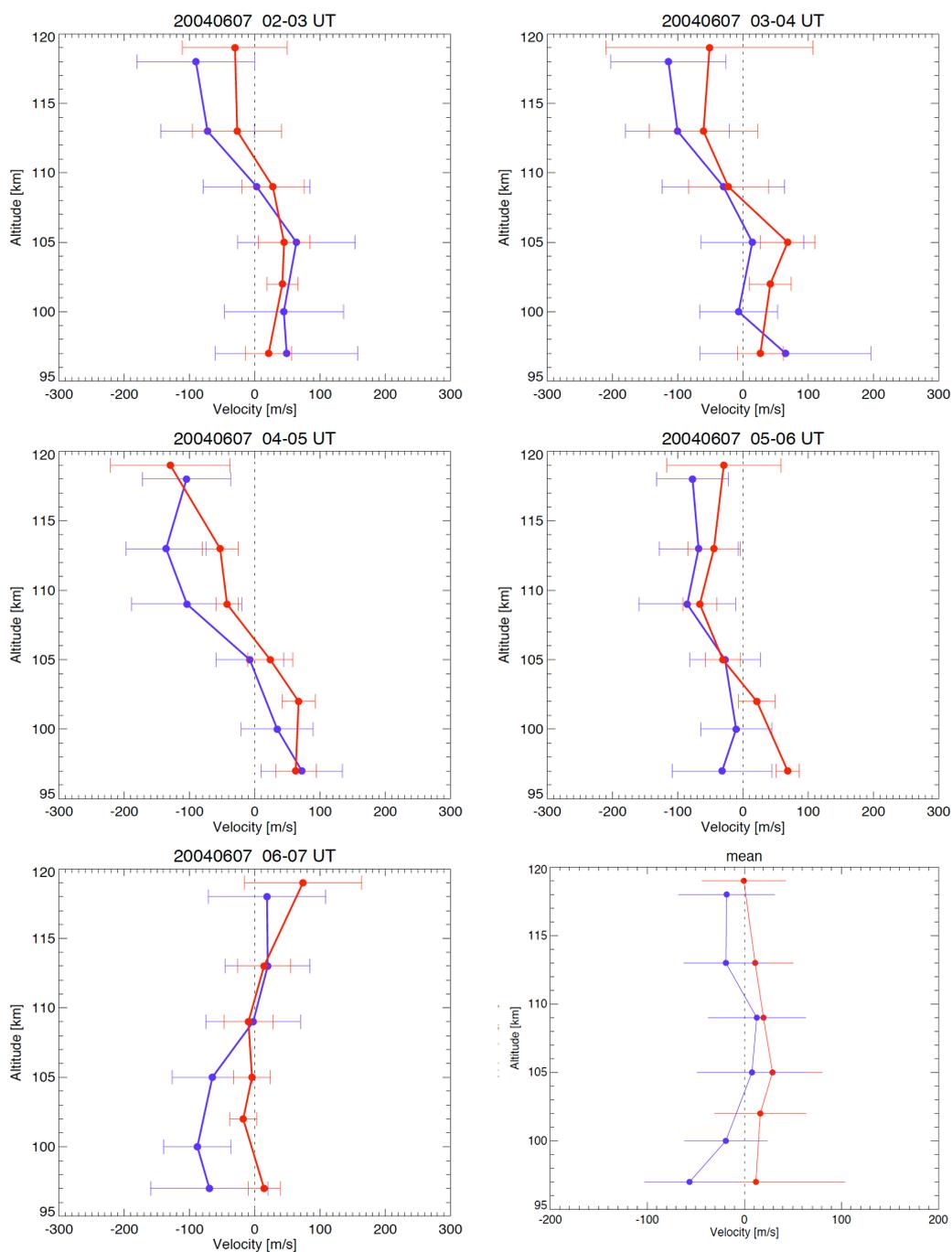


図 4.10 2 手法により導出した南北風速度の高度プロファイル

(赤: 1 局方式、青: 沿磁力線方式)

1 局方式、沿磁力線方式により求めた南北風速度の高度プロファイルの代表例として、2004 年 6 月 7 日 02-07 UT に得られた南北風速度の高度プロファイルを示した。高度プロファイルに示したデータは 1 時間平均値である。右列の再下段は 2004 年 6 月 5 日から 7 日の平均値 (平均風) の高度プロファイルを示した。

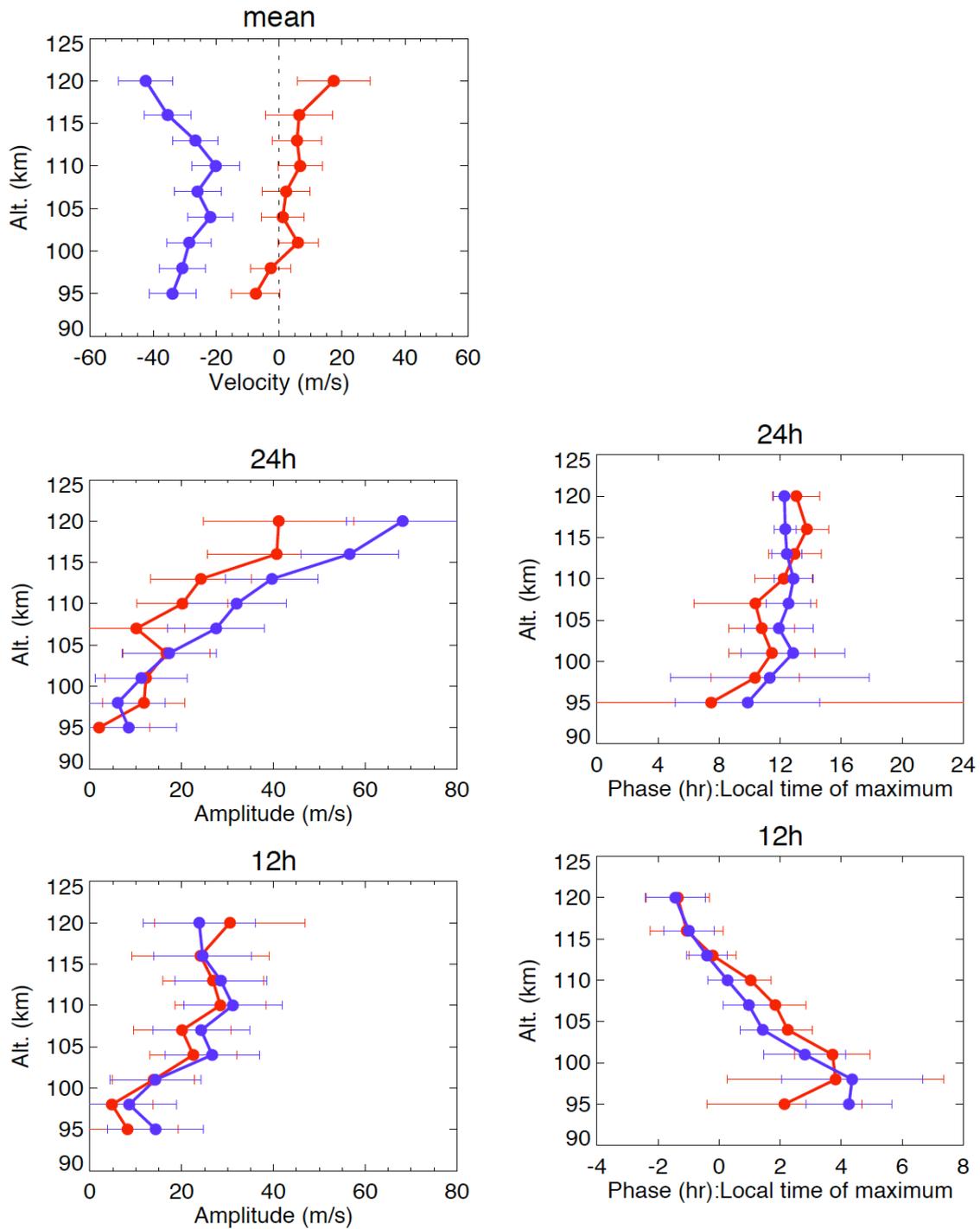


図 4.11 2 手法により導出した平均風、大気潮汐波の高度プロファイル

(赤: 1 局方式、青: 沿磁力線方式)

高度 95-120 km の平均風、および一日潮汐波、半日潮汐波の振幅、位相の高度プロファイルを示した。上段の図が平均風、中段より下の左列に振幅、右列に位相、上から順に一日潮汐波、半日潮汐波の高度プロファイルである。南北成分の北向きが正の値に対応する。

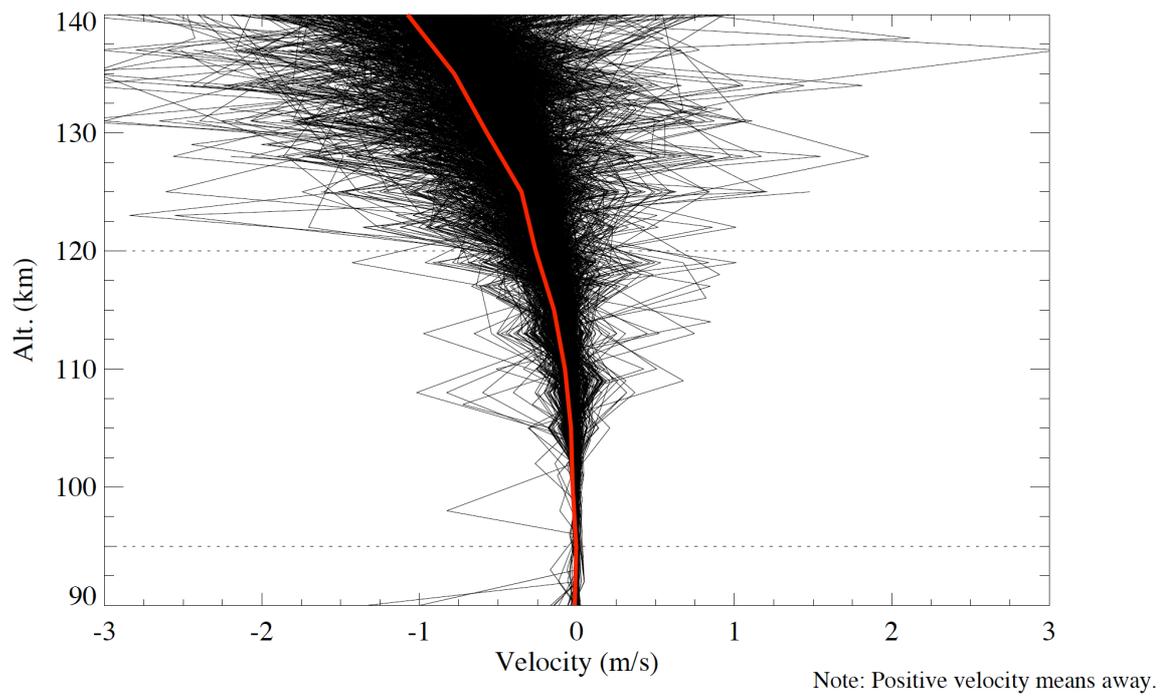


図 4.12 磁力線方向のイオン拡散速度の高度プロファイル

全データ期間中の、磁力線方向のイオン拡散速度の 1 時間平均値全てを黒線で描いた。赤線は全データの平均速度を表す。

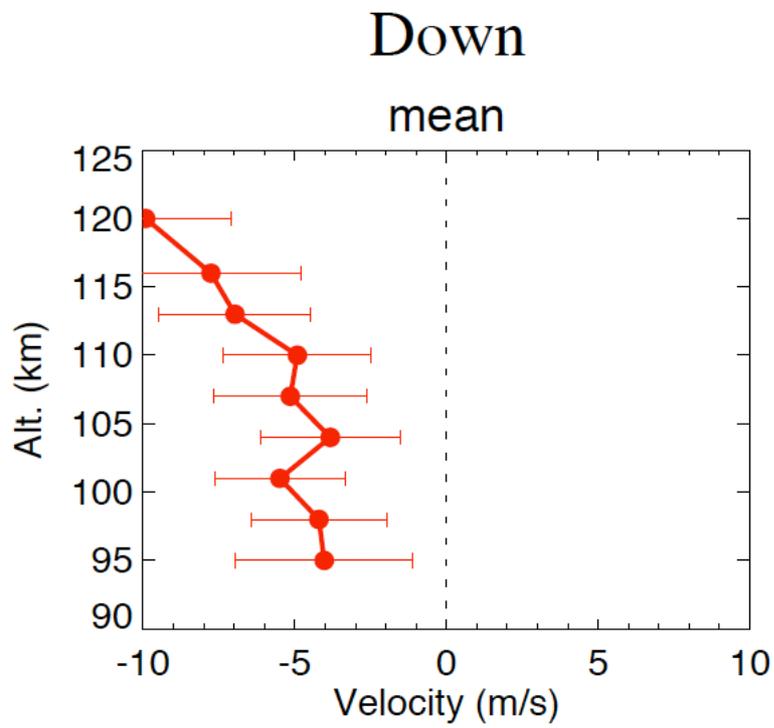


図 4.13 鉛直平均風の高度プロファイル

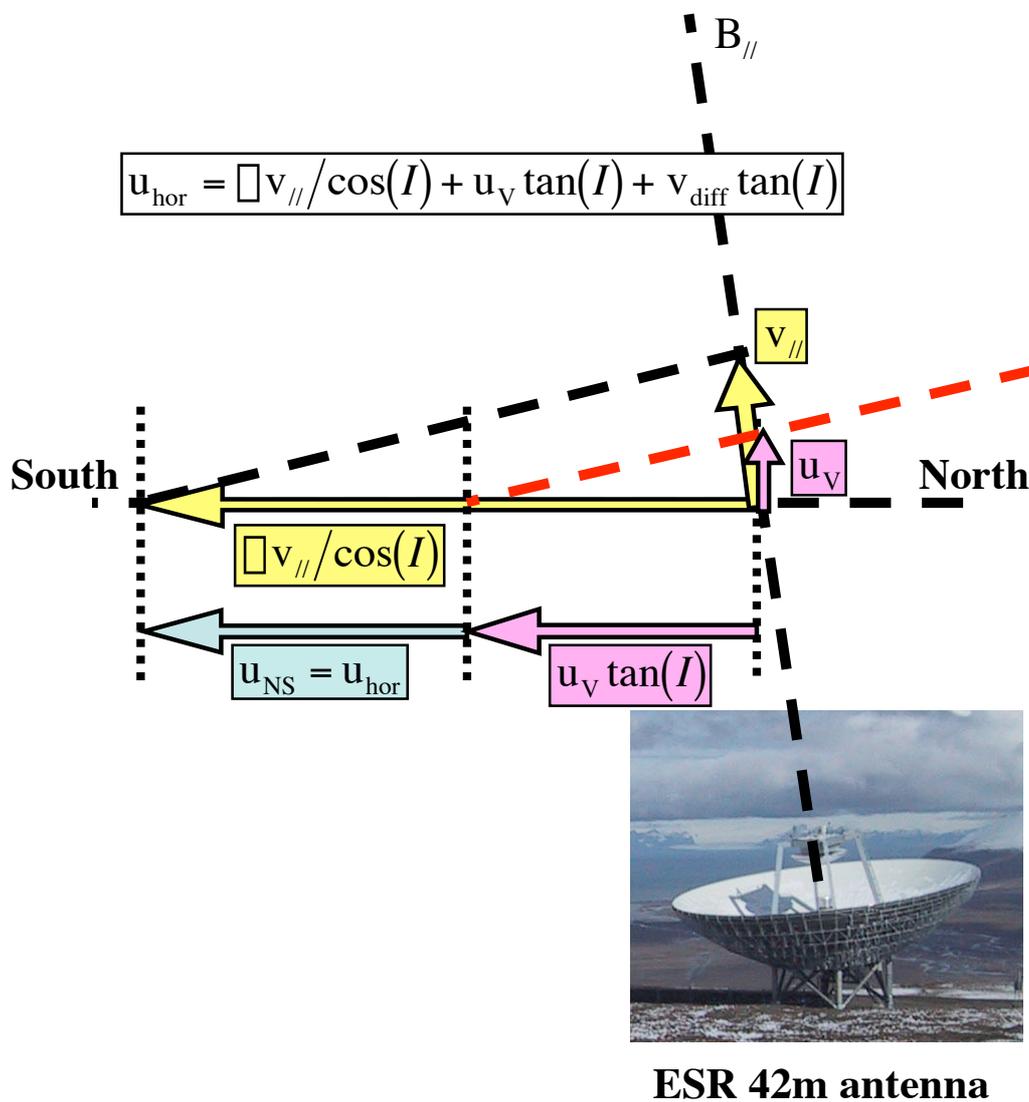


図 4.14 鉛直風の寄与を考慮した場合の沿磁力線方式の模式図

イオンの運動は中性大気に支配されている。また、中性風速度の水平成分と比べて、イオンの拡散速度は十分小さく無視できると仮定するが、中性風鉛直成分は無視できないとしたとき、磁力線方向 ($El = 81.6^\circ$, $Az = 181.0$) のイオン速度と鉛直風速度から中性風速度の南北成分を導出する。上の式において、 u_{hor} は水平中性風速度、 v_{\parallel} は磁力線方向のイオン速度、 u_v は鉛直中性風速度、 v_{diff} はイオン拡散速度、 u_{NS} は南北中性風速度を表している。また、Longyearbyen では、磁力線の伏角 $I = 81.6^\circ$ である。

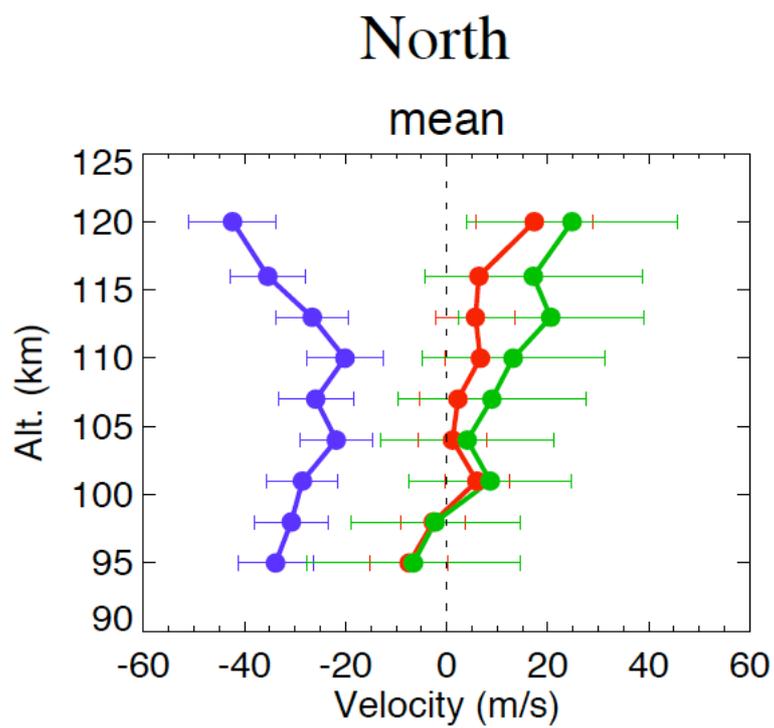


図 4.15 南北平均風の高度プロファイル

(赤: 1 局方式、青: 沿磁力線方式、緑: 鉛直風の効果を含めた場合の沿磁力線方式)

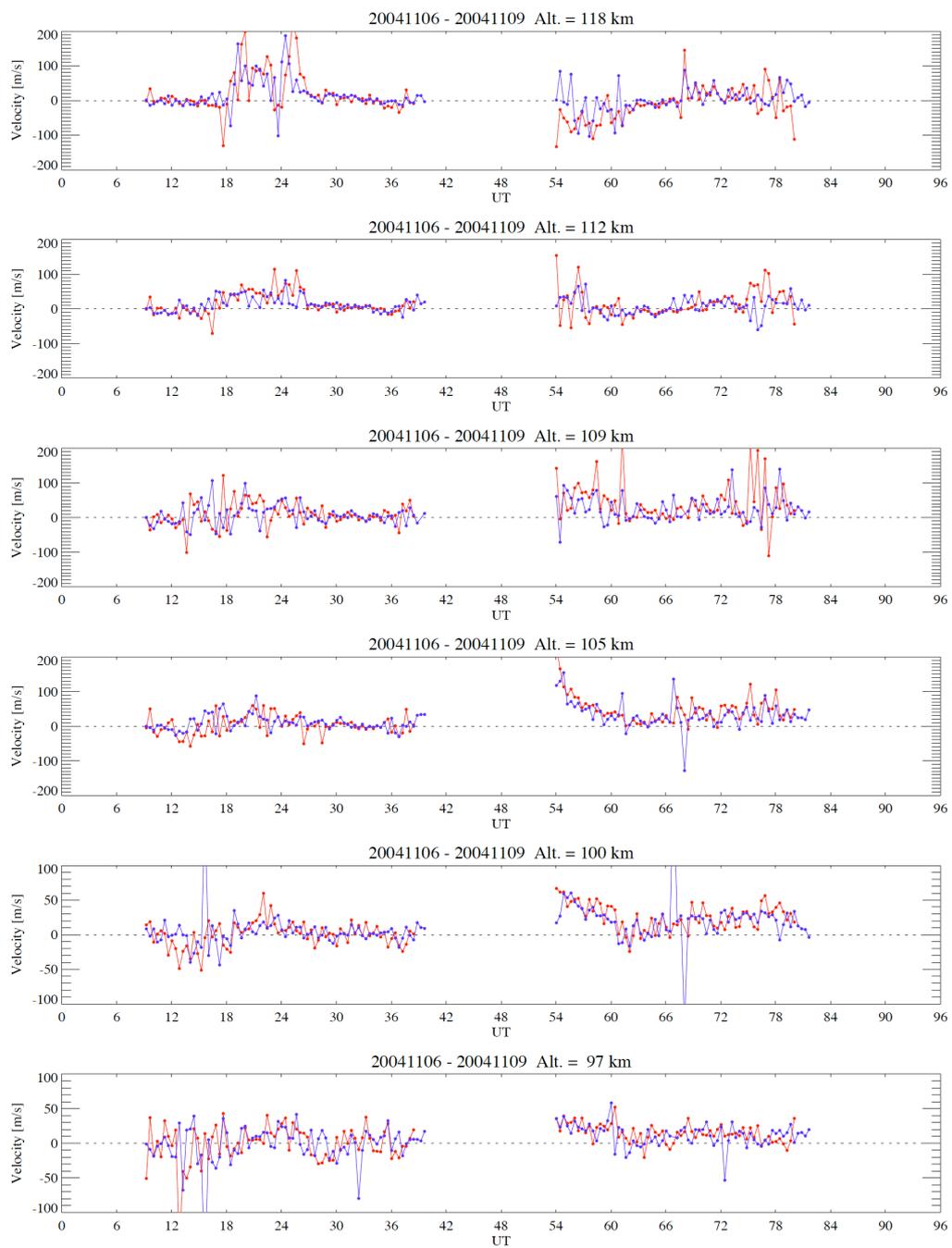


図 4.16 両アンテナの同時観測により得られた磁力線方向のイオン速度の時系列データ
 (赤: 32 m アンテナ、青: 42 m アンテナ)

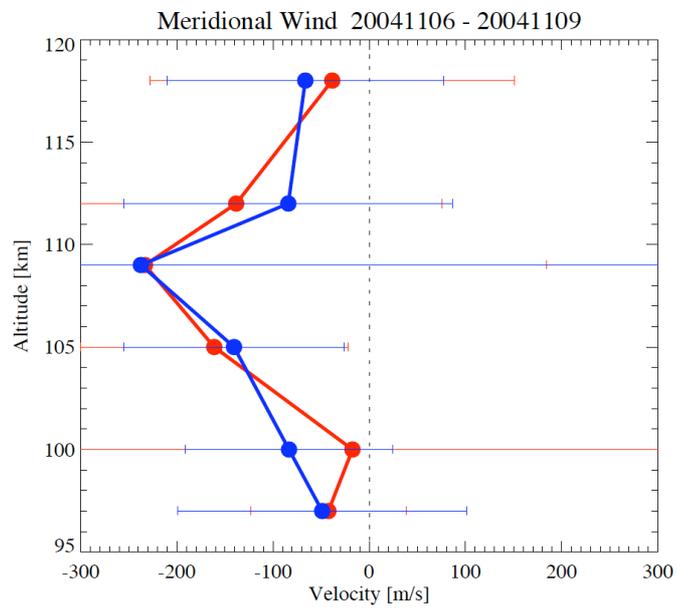
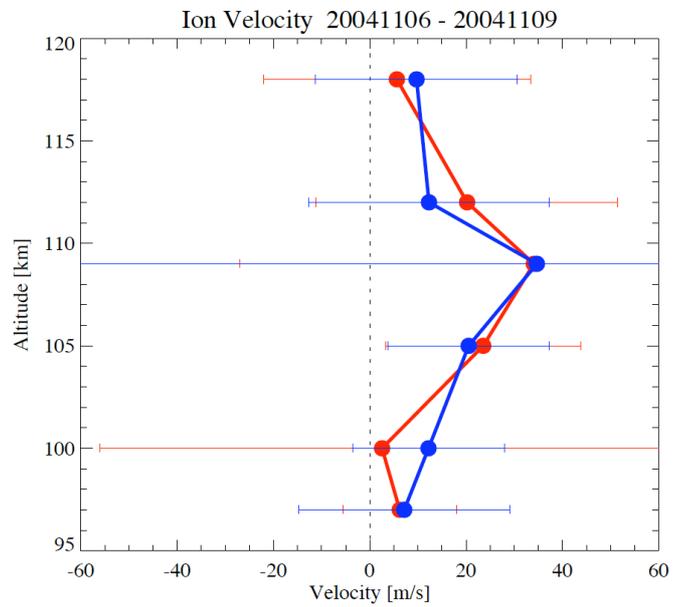


図 4.17 両アンテナの同時観測により得られた磁力線方向のイオン速度の高度プロファイル
(赤: 32 m アンテナ、青: 42 m アンテナ)

第5章 まとめ

本研究では、極冠域下部熱圏大気ダイナミクスの理解を目指し、1998年9月から2004年6月までのESR CP-2観測データ約80日分を用いて、Longyearbyen（北緯~80度）高度95-120 kmにおける平均風および大気潮汐波（24時間成分、12時間成分）の統計的描像を初めて調べた。さらに、風速データを4つの季節に分類し、それらの比較を通して、下部熱圏風の季節変動を調べた。また、Tromsøで得られている統計的な結果との比較を行い、北極域下部熱圏における風系に関して考察を行った。さらに、大気潮汐波モデル（GSWM-02）計算値と比較を行った。最後に、南北風速度について、2つの中性風速度導出法から求めた平均風および大気潮汐波の比較を行った。主要な結果は、以下にまとめられる。

(1) 全データ80日分を平均したデータでは、南北平均風は、高度100 km以上で、主に北向き、東西平均風は高度115 km以下で主に東向き、鉛直平均風は、上向き5-10 m/sの大きさをもっていた。この鉛直平均風の結果については、今後の詳細な検討が必要である。

(2) 南北平均風は顕著な季節変化を示し、主に夏期に北向き10-40 m/s、冬期に南向き20-40 m/sと風向きが逆転していた。東西平均風に関しては、顕著な季節変化は見られないが、高度110 km以下では、すべての季節で東向きである。鉛直平均風はほぼすべての季節・高度で上向きに吹いている。

(3) 一日潮汐波は、主に直接励起的な位相高度プロファイルを示していた。高度とともにその強度は増加し、高度116 km以上では、最も支配的な波動成分となっていた。振幅の大きさは、高度120 kmで、40-50 m/s程度であった。しかし、顕著な季節変化は見られなかった。春と秋では振幅および位相は、GSWM-02計算値と比較的良好一致を示している。

(4) 半日潮汐波は、主に上方伝搬性の特徴を示していた。夏と冬は、振幅が強く、ノンマイグレーションタイドの寄与が大きい事を予想させる。鉛直波長は、南北成分、東西成分それぞれ40-50 km、30-35 km程度であった。春と秋は比較的振幅が弱く、GSWM-02計算値とよい一致が見られた。位相にも季節変化がみられ、季節により鉛直波長が変化していた。

(5) LongyearbyenとTromsøにおける結果は、地方時平均速度データの時間変動、1日平均風、大気潮汐波のスペクトル、及び、平均風、大気潮汐波の振幅、位相の高度プロファイル全てにおいて全般的によく似ており、北緯70度から北緯80度にかけて類似・連携した風系が存在していることを指摘できる。

(6) Longyearbyenの観測結果とGSWM-02計算値を比較すると、比較的良好一致をするものが多かった。これまで、北緯80度付近の下部熱圏風の研究がなかったことを考慮すると、GSWM-02は優れていると言える。

(7) 沿磁力線法からも南北風を導出し、1極方式から導出したものと比較した。その結果、

大気潮汐波については、良い一致が見られた。しかし、南北平均風の値は大きく異なっていた。この違いの原因について考察を行い、その原因として ESR におけるイオン速度オフセット、あるいは、鉛直平均風の存在を指摘した。

第6章 今後の課題

本研究は、極冠域下部熱圏風の統計的な研究を行った初めてのものである。第1段階として、下部熱圏高度における平均風と大気潮汐波の全体的な描像、それらの季節変動および緯度変動を調べた。本研究により、極冠域下部熱圏大気ダイナミクスの基本的な描像を得ることができたと言える。

下部熱圏大気は、季節だけでなく、太陽活動度、地磁気活動度など様々な要因により影響を受け、その振る舞いは大きく変化する[e.g., *Nozawa and Brekke, 1999a, 1999b*]。従って、更に理解を深めるために、太陽活動度、及び地磁気活動度依存性についての統計的な研究を行うことがまず挙げられる。また、北緯70度以北の高緯度域における風系のさらなる理解のためには、ESR観測データに加え、他の観測機器による観測データや理論モデル計算値との併用が重要である。具体的には、Longyearbyen(78.2°N)流星レーダー、Resolute Bay (74.4°N)のAMISER (2006年冬、稼働開始予定)、Resolute Bay および Eureka (81.1°N)のFPIによる光学観測、TIMED衛星などによる観測を合わせ用いた研究である。そして、シュミレーションモデル (TIME-GCM、九州大学 GCM 等) による計算値との比較を通してグローバルな構造について知見を得ることも、北極域下部熱圏における大気ダイナミクスの総合的な理解を目指す上で非常に重要である。

本研究において議論した、2手法により導出した南北平均風の相違の原因についての、より慎重な検討が必要である。特に鉛直平均風の存在の有無は、下部熱圏大気ダイナミクスの理解の上で、非常に重要である。1つの試みとして、ESR32 m アンテナを鉛直上向きに向け、長時間観測する特別観測を行なうことが考えられる。

参考文献

- Azeem, S. M. I., and R. M. Johnson, Lower thermospheric neutral winds at Søndre Strømfjord: A seasonal analysis, *J. Geophys. Res.*, 102, 7379-7397, 1997
- Brekke, A., J. R. Doupnik, and P. M. Banks, A preliminary study of the neutral wind in the auroral E-region, *J. Geophys. Res.*, 78, 8235-88250, 1973.
- Brekke, A., S. Nozawa, and T. Sparr, Studies of the E-region neutral wind in the quiet auroral ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 8801-8825, 1994.
- Brekke, A., *PHYSICS OF THE UPPER POLAR ATMOSPHERE*, Praxis Publishing, 1997.
- Collis, P. N., EISCAT data base for ionospheric modelling: F-region and topside ionosphere, *Adv. Spase Res.*, 16, 37-46, 1995.
- Comfort, R. H., S. T. Wu, and G. R. Swenson, An analysis of auroral E region neutral winds based on incoherent scatter radar observations at Chatanika, *Planet. Space Sci.*, 24, 541-560, 1976.
- Duboin, M. -L., and M. Lafeuille, Thermospheric daynamics above Saint-Santin: Statistical study of the data set, *J. Geophys. Res.*, 97, 8661-8671, 1992.
- Folkestad, K., T. Hagfors, and S. Westerlund, EISCAT: An updated description of technical characteristics and operational capabilities, *Radio Sci.*, 18, 867-879, 1984.
- Forbes, J. M., Atmospheric Tides 1. Model Description and Results for the Solar Diurnal Component, *J. Geophys. Res.*, 87, 5222-5240, 1982a.
- Forbes, J. M., Atmospheric Tides 2. The Solar and Lunar Semidiurnal Components, *J. Geophys. Res.*, 87, 5222-5240, 1982b.

- Forbes, J. M., Tidal and Planetary waves, *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory in Geophysical Monograph*, ed R. M. Johnson, and T. L. Killeen, pp. 67-87, 1995.
- Forbes, J. M., M. E. Hagan, X. Zhang, and K. Hamilton, Upper atmosphere tidal oscillations due to latent heat release in the tropical troposphere, *Ann. Geophys.*, *15*, 1165-1175, 1997.
- Forbes, J. M., Yu. I. Portnyagin, N. A. Makarov, S. E. Palo, E. G. Merzlyakov, and X. Zhang, Dynamics of lower thermosphere over South Pole from meteor radar wind measurements, *Earth Planets Space*, *51*, 611-620, 1999.
- Fraser, G. J., Yu. I. Portnyagin, J. M. Forbes, R. A. Vincent, I. A. Lysenko, and N. A. Makarov, Diurnal tide in the Antarctic and Arctic mesosphere/lower thermosphere regions, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *57*, 383-393, 1995.
- Fujii, R., S. Nozawa, N. Matuura, and A. Brekke, Study on neutral wind contribution to the electrodynamics in the polar ionosphere using EISCAT CP-1 data, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14,731-14,739, 1998.
- Hagan, M. E., and J. M. Forbes, Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4754, doi:10.1029/2001JD001236, 2002.
- Hagan, M. E., and J. M. Forbes, Migrating and nonmigrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release, *J. Geophys. Res.*, *108*, 1062, doi:10.1029/2002JD009466, 2003.
- Hall, C. M., T. Aso, A. H. Manson, C. E. Meek, S. Nozawa, and M. Tsutsumi, High-latitude mesospheric mean winds: A comparison between Tromsø (69°N) and Svalbard (78°N), *J. Geophys. Res.*, *108*, 4598, doi:10.1029/2003JD003509, 2003.
- Hedin, A. E., MSIS-86 thermospheric model, *J. Geophys. Res.*, *92*, 4649-4662, 1987.

- Hedin, A. E., Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *96*, 1159-1172, 1991.
- Hocke, K., Phase estimation with the Lomb-Scargle periodogram method, *Ann. Geophys.*, *16*, 356-358, 1998.
- Holton, J. R., and X. Zhu, A further study of gravity wave induced drag and diffusion in the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, *41*, 2653-2662, 1984.
- IAGA Division I Working Group 1, International geomagnetic reference field revision 1987, *J. Geomag. Geoelectr.*, *39*, 773-779, 1987.
- Innis, J. L., and M. Conde, High-latitude thermospheric vertical wind activity from Dynamics Explorer 2 wind and temperature spectrometer observations: Indication of a source region for polar cap gravity waves, *J. Geophys. Res.*, *107*, 10.1029/2001JA009130, 2002.
- Ishii, M., S. Oyama, S. Nozawa, R. Fujii, E. Sagawa, S. Watari, and H. Shinagawa, Dynamics of neutral wind in the polar region observed with two Fabry-Perot Interferometers, *Earth Planets Space*, *51*, 833-844, 1999.
- Johnson, R. M., V. B. Wickwar, R. G. Roble, and J. G. Luhmann, Lower-thermospheric winds at high latitude: Chatanika radar observations, *Ann. Geophys.*, *5*, 383-404, 1987.
- Kirkwood, S., Lower thermosphere mean temperatures, densities, and winds measured by EISCAT: Seasonal and solar cycle effects, *J. Geophys. Res.*, *101*, 5133-5148, 1996.
- Kofman, W., Auroral ionospheric and thermospheric measurements using the incoherent scatter technique, *Surveys in Geophysics*, *13*, 551-571, 1992.
- Kofman, W., C. Lathuillere, and B. Pibaret, Neutral dynamics of the high latitude E region from EISCAT measurements: a new approach, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *58*, 121-138, 1996.

Lindzen, R. S., Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown, *J. Geophys. Res.*, *86*, 9707-9714, 1981.

松野太郎, 島崎達夫, 大気科学講座 3, 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会, 1981.

Nozawa, S., and A. Brekke, Studies of the E region neutral wind in the disturbed auroral ionosphere, *J. Geophys. Res.*, *100*, 14, 717-14, 734, 1995.

Nozawa, S., and A. Brekke, Studies of the auroral E region neutral wind through a solar cycle: Quiet days, *J. Geophys. Res.*, *104*, 45-66, 1999a.

Nozawa, S., and A. Brekke, Seasonal variation of the auroral E-region neutral wind for different solar activities, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, *61*, 585-605, 1999b.

Nozawa, S., and A. Brekke, A case study of the auroral E region neutral wind on a quiet summer day: Comparison of three methods of the EISCAT UHF radar for deriving the E region wind, *Radio Science*, *35*, 845-863, 2000.

Nozawa, S., H.-L. Liu, A. D. Richmond, and R. Roble, Comparison of the auroral E region neutral winds derived with the European Incoherent Scatter radar and predicted by the National Center for Atmospheric Research Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *106*, 24,691-24,700, 2001.

Nozawa, S., A. Brekke, A. Manson, C. M. Hall, C. Meek, K. Morise, S. Oyama, K. Dobashi, and R. Fujii, A comparison study of the auroral lower thermospheric neutral winds derived by the EISCAT UHF radar and the Tromsø MF radar, *J. Geophys. Res.*, *107*, 1216, doi:10.1029/2000JA007581, 2002.

Nozawa, S., S. Imaida, A. Brekke, C. M. Hall, A. Manson, C. Meek, S. Oyama, K. Dobashi, and R. Fujii, The quasi 2-day wave observed in the polar mesosphere, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4039, doi:10.1029/2002JD002440, 2003.

Nozawa, S., H. Iwahashi, A. Brekke, C. M. Hall, C. Meek, A. Manson, S. Oyama, Y. Murayama,

and R. Fujii, The quasi 2-day wave observed in the polar mesosphere: Comparison of the characteristics observed at Tromsø and Poker Flat, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4748, doi:10.1029/2002JD003221, 2003.

Nygrén, T., *INTRODUCTION TO INCOHERENT SCATTER MEASUREMENTS*, Vol. No.1 of *INVERS PUBLICATIONS*. Invers Oy, 1996.

小倉義光, 一般気象学, 東京大学出版会, 1984

Portnyagin, Y. I., J. M. Forbes, N. A. Makarov, E. G. Merzlyakov, S. Palo, The summertime 12-h wind oscillation with zonal wavenumber $s=1$ in the lower thermosphere over the South Pole, *Ann. Geophys.*, *16*, 828-837, 1998.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, *Numerical Recipes in Fortran*, Cambridge Univ. Press, 569-577, 1992.

Price, G. D., R. W. Smith, and G. Hernandez, Simultaneous measurements of large vertical winds in the upper and lower thermosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *57*, 631-643, 1995.

Rino, C. L., A. Brekke, and M. J. Baron, High-resolution auroral zone neutral wind and current measurements by incoherent scatter radar, *J. Geophys. Res.*, *82*, 2295-2304, 1977.

Schunk, R. W., and J. C. G. Walker, Thermal diffusion in the F2-region of the ionosphere, *Planet. Space Sci.*, *18*, 535-557, 1970.

Schunk, R. W., and J. C. G. Walker, Thermal ion densities in the lower ionosphere, *Planet. Space Sci.*, *21*, 1875-1896, 1973.

Smith, R. W., and P. J. Sweeney, Winds in the thermosphere of northern polar cap, *Nature*, *284*, 437-438, 1980.

Smith, R. W., and G. Hernandez, Vertical winds in the thermosphere within the polar cap, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *57*, 611-620, 1995.

- Smith, R. W., Vertical winds: a tutorial, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 60, 1425-1434, 1998.
- 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.
- Wannberg, G., I. Wolf, L.-G. Vanhainen, K. Koskenniemi, J. Röttger, M. Postila, J. Markkanen, R. Jacobsen, A. Stenberg, R. Larsen, S. Eliassen, S. Heck, and A. Huuskonen, The EISCAT Svalberd Radar: A case study in modern incoherent scatter radar system design, *Radio Science*, 32, 2283-2307, 1997.
- Williams, P. J. S., T. S. Viridi, 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.
- Witasse, O., J. Lilenste, C. Lathuillere, B. Pibaret, Meridional thermospheric neutral wind at high latitude over a full solar cycle, *Ann. Geophys.*, 16, 1400-1409, 1998.
- Winsor, K. J., A. D. Farmer, D. Rees, and A. Aruliah, Ion-neutral dynamics in the high latitude ionosphere: first results from the INDI experiment, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 50, 369-377, 2003.
- Wu, Q., T. L. Killeen, S. Nozawa, D. McEwen, W. Guo, and S. C. Solomon, Observations of mesospheric neutral wind 12-hour wave in the northern polar cap, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 65, 971-978, 2003.
- 安田延壽, 基礎大気科学, 朝倉書店, 1994.