

平成 16 年度

修士論文

EISCAT UHF レーダーを用いた極域電離圏における

イオン上昇流の太陽活動度依存性の研究

名古屋大学大学院理学研究科 博士課程（前期課程）

素粒子宇宙物理学専攻（宇宙地球物理系）

櫻井 彰宏

2005 年 1 月 28 日

要旨

電離圏から磁気圏へのイオンの流出現象は、磁気圏のイオン組成やダイナミクスに多大な影響を与えており、磁気圏-電離圏結合を理解するための重要な研究課題といえる。この電離圏イオンの流出量は、太陽活動度や地磁気擾乱等の影響により、1桁以上変化している。イオンが流出し始める極域電離圏内で発生するイオン上昇流は、この磁気圏へのイオン流出と同様に太陽活動度の影響を受けている。しかしながら、太陽活動度の変化がどのようなメカニズムを通してイオン上昇流に影響を及ぼしているのかについては、ほとんど明らかにされていない。そこで、本論文では電離圏イオンの上昇し始める高度に焦点を当て、(1) 太陽活動度の変化がイオンの上昇し始める高度に対してどのような影響を与えるか、(2) その上昇開始高度がどのような物理条件に支配されているのか、の2点を理解することを目的として、EISCAT トロムソ UHF レーダーによる20年間(1984-2004年)の観測データを利用し、イオン上昇流の太陽活動度依存性についての統計的研究を実施した。その結果、高度150-600 kmで観測されたイオン上昇流の特徴及びその特徴についての考察は、以下の2つにまとめられる。

(1) 太陽活動度が低い場合に高度300-350 kmから上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度が最も高く、太陽活動度が高い場合には高度150-200 km及び400-500 kmから上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度が比較的高い。太陽活動度によって変化する電子密度のピーク高度と、同程度もしくはそれより高い高度でイオン上昇流が起こり始める頻度が高い。しかしながら、太陽活動度が高いときには、電子密度のピーク高度よりも低高度からイオンが上昇し始める割合も高くなる。この場合、中性大気のドラッグ等の、イオンの圧力勾配力等とは異なる要因により、イオンが低高度から上昇し始めていると考えられる。

(2) オーロラ粒子の降り込みや摩擦加熱のイオン上昇流への効果について、太陽活動度によって、もしくはイオンの上昇開始高度によってその特徴が異なることが明らかになった。具体的には、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度が高いときに電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、太陽活動度が低いときには電場の増大も電子温度の上昇も伴わない。さらに、太陽活動度が低いときには、低高度から上昇し始めるイオン上昇流は

電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大も電子温度の上昇も伴わないという結果が得られた。これらの結果から、背景の中性大気密度の太陽活動度による違いが、摩擦加熱等のエネルギー源のイオン上昇流に与える効果に違いを生じさせる可能性を指摘した。

目次

1. 序論.....	1
1.1 電離圏.....	1
1.2 太陽活動周期.....	2
1.3 イオン流出現象.....	3
1.4 イオン上昇流.....	5
1.5 本研究の目的.....	6
2. 観測装置.....	8
2.1 EISCAT レーダーの概要.....	8
2.2 非干渉散乱レーダーの仕組み.....	9
2.3 物理量の導出.....	11
2.4 観測モード.....	12
3. データ解析手法.....	14
3.1 使用するデータ.....	14
3.2 イオン上昇流の定義.....	14
3.3 サンプルデータの分布.....	17
4. 解析結果.....	15
4.1 発生頻度の太陽活動度依存性.....	15
4.2 イオン上昇流の上昇開始高度と太陽活動度との関係.....	18
4.3 イオン上昇開始高度と電子密度ピークとの比較.....	19
4.4 イオン上昇開始高度と電場の絶対値との比較.....	19
4.5 イオン上昇開始高度と電子温度との関係.....	21
4.6 解析結果のまとめ.....	23
5. 考察.....	26
5.1 イオン上昇開始高度と電子密度のピーク高度との関係.....	26
5.2 イオン上昇開始高度と電場や電子温度との関係.....	27
5.3 上昇するイオンの種類について.....	29
5.4 イオン上昇流と磁気圏へのイオン流出との関係.....	30
6. 結論及び今後の課題.....	30
図.....	33
Appendix.....	61

謝辭.....	71
参考文献.....	71

1. 序論

1.1 電離圏

電離圏は地球大気が短波長の電磁波を吸収して部分的に電離している高度 60 km から 1000 km までの領域である。電離圏は電波を反射する層として発見されたことから電離層とも呼ばれている。電離圏のプラズマは、電離源となる電磁波や粒子が上層大気中に侵入し、大気中の分子・原子を電離することで生成される。生成されたプラズマは、イオンと電子が再結合して中性大気分子・原子に戻ることで消滅する。電離源の主要なものとしては、太陽から放射される極端紫外線や X 線などの電磁波、銀河宇宙線、太陽宇宙線、オーロラ粒子などが挙げられる。電離圏の電子密度のピークは、およそ 300 km の高度に現れる。ピークより上側では、電子密度が高度の上昇とともに指数関数的に減少する。ピークより下側では、高度の低下とともに電子密度が減少しながらも、いくつかの特徴的な高度で電子密度プロファイルに膨らみが見られる。地球上層大気におけるイオンと電子の密度の高度分布を図 1.1 に示す。

D 領域（高度 60-90 km）は、負電荷の粒子として負イオンと電子が共存している。太陽放射のライマン α （波長 121.6nm）を電離エネルギー源とする一酸化炭素（NO）の電離が顕著である。極域では、オーロラ粒子の電離作用で電子密度が異常増加する。

E 領域（高度 90-130 km）では、電子密度が $10^{11} /\text{m}^3$ 程度の電子密度のピークが日中高度 100 km 付近に存在する。極域では、オーロラ粒子によって E 領域に電子密度のピークが形成され、そこでの電子密度は中・低緯度における日中の E 領域の電子密度と同程度かあるいはそれ以上になることがある。

F 領域（高度 130-600 km）では、日中二つの電子密度のピークが現れ高度の低い層を F1 層（高度 170 km 付近）、高い層を F2 層（高度 300 km 付近）と区別している。F2 層は光化学平衡と拡散平衡の効果が均衡する高度で、通常は電離圏の最大電子密度を持つ。F2 層より下の高度では、イオンと中性大気の衝突が重要であり、極端紫外線やオーロラ粒子等で電離したイオンは、イオン再結合や電荷交換反応といった化学反応によって消滅し、おおよそ光化学平衡が成

り立っている。一方で、*F2* 層より上側の高度では、衝突の効果が少なくなり、化学反応による効果だけではなく、拡散による輸送の影響が大きくなる。その結果、イオンや電子は中性大気中を拡散し、拡散平衡（重力と圧力勾配力が釣り合う状態）に近づく。この時、イオンと電子の質量差により、両者の拡散速度に速度差を生じようとするが、イオンと電子の分極から生じる静電場が働くため、両者は等しい速度で拡散運動を行う。このように電子とイオンが電氣的引力によって互いに引きずりあう形で拡散することを双極性拡散と呼ぶ。日照による電離生成がなくなる夜間には *F1* 層が消滅するが、*F2* 層は双極性拡散によって *F2* ピーク上部からプラズマが下降し補充されるため、*F2* 層の形、高度がほぼ保たれ、その密度だけが減少する。

F 領域の上側はプラズマ圏、磁気圏へとつながっている。プラズマ圏は地球磁力線に沿って電離圏 *F* 領域から補充されるプラズマで満たされており、磁気圏の中では、プラズマ密度の比較的濃い領域 ($10^8 - 10^9/\text{m}^3$) となっている。

電離圏を構成するイオンは、その生成源となる中性大気中の分子成分が高度によって異なるので、図 1.2 のような高度分布をする。高度 150 km 以下では一酸化窒素イオン (NO^+) と酸素分子イオン (O_2^+) が主要なイオンであり、高度 150 km 以上では酸素原子イオン (O^+) が主要なイオンとなる。さらに高高度になると水素イオン (H^+)、ヘリウムイオン (He^+) が主要なイオンとなる。

これらの全領域の電子密度や電離圏を構成するイオンの高度分布は、時刻、季節、太陽周期、磁気圏あるいは太陽風の擾乱レベル等に応じて変化する。

1.2 太陽活動周期

地球磁気圏や電離圏を始めとする地球環境は太陽活動に大きく影響されている。太陽フレアやコロナガスの噴出 (CME) のような太陽の様々な活動現象には、太陽の磁場が関係しており、太陽面で強い磁場がある場所には太陽黒点が観測されている。そのため太陽黒点が太陽活動に関連することは容易に想像できる。太陽活動の指標として最もよく使われるものは、太陽黒点相対数 R と波長 10.7 cm の太陽電波強度 (F10.7 index) である。太陽黒点相対数 R はウォルフによって次式の定義が導入された。

$$R = k(10g + f)$$

f : 太陽全面に見えるすべての黒点群の中にある一つ一つの黒点の総数。
 g : 黒点群（黒点は通常グループを形成して分布している）の数。
 k : 観測者や望遠鏡の違いを補正する係数。

太陽黒点相対数 R はいくつかの周期を持って増減している。最もはっきりした周期は約 11 年であり、11 年周期の変動を太陽活動周期変動と呼んでいる。太陽活動によって太陽放射エネルギーは図 1.3 のように変化する。 R が最大の時期を太陽活動度極大期、最小の時期を太陽活動度極小期と呼ぶ。

F10.7 index はオタワで測定を続けて来た 2.8 GHz（波長は 10.7 cm）の太陽電波強度を 10^{22} W/m² Hz 単位で表した値である。F10.7 指数は太陽黒点相対数 R と非常に良い相関を持っており、本研究では、太陽活動度の指標としてこの F10.7 index を用いる。図 1.4 に 1984 年から 2004 年までの F10.7 index の年変動を示す。今後、太陽活動度の高低の基準として、各年の F10.7 index の年平均値が 120 より大きい時期を「太陽活動度が高い」と呼ぶ、120 より小さい時期を「太陽活動度が低い」と呼ぶことにする。

太陽活動度に変化による電離圏の変動の例を 3 つ紹介する。まず、電離圏のピーク高度の年変動を図 1.5 に示す。電子密度のピーク高度は、太陽活動度が高いときには、高度 300 km 付近まで上昇し、太陽活動度が低いときは、高度 250 km 付近まで低下する。次に、電離圏電子密度の太陽活動度による違いを図 1.6 に示す。上部電離圏（高度 400 km 以上）では、太陽活動極大期の電子密度は太陽活動極小期の密度に比べ、昼間と夜間ともに約 6 倍高くなる。最後に、中性大気組成の太陽活動度による違いを図 1.7 に示す。300 km 以上の高度では、太陽活動極大期中性大気密度は太陽活動極小期の密度に比べ、1 桁程度大きくなる。太陽活動極大期には、酸素原子が主要な中性粒子である高度域が、300 km 以上から 1000 km 程度まで広がる。

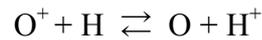
1.3 イオン流出現象

磁気圏—電離圏結合の重要な現象として、極域電離圏から磁気圏へイオンが流出する現象が挙げられる。1960 年代以前は、太陽風が磁気圏プラズマの供給源と考えられていたが、近年の人工衛星や非干渉散乱レーダーの観測によって、極域電離圏は磁気圏プラズマの安定した供給源であることが確かめられている。

水素イオン (H^+) やヘリウムイオン (He^+) 等の電離圏の軽いイオンが電子の拡散とともに、高緯度電離圏から磁力線に沿って磁気圏へ流出するという考えは 1960 年代に提唱された。高緯度の開いた磁力線上では、電離圏での圧力が磁気圏尾部での圧力より大きいため、流体的な圧力差によって、電離圏のイオンが磁気圏に供給されることが予想された[Dessler and Michel, 1966; Bauer, 1966、Nishida, 1966]。[Banks and Hozer, 1968]は、重力の束縛を振り切るのに十分な温度を持った軽いイオン (H^+ や He^+) が超音速で磁気圏に向かって流出するという理論を提案した。この時の軽いイオン (H^+ や He^+) の流出を、[Axford, 1968]は、太陽風 (Solar wind) との類似から、極風 (Polar wind) と名付けた。

その後、1980 年代に DE-1 衛星によって、予言されていたポーラーウィンドが確認され、1990 年代には、高い感度と質量分解能を持った質量分析機を搭載した「あけぼの」衛星によって磁気圏の詳細な観測がなされ、電離圏起源のイオンが加熱を伴って流出している現象が実際に観測された [Watanabe et al., 1992; Abe et al., 1993 a, b; Yau et al., 1991, 1993, 1995]。図 1.8 はあけぼの衛星によって観測された電離圏イオンの流出である。 H^+ や He^+ 、 O^+ が流出していく様子を示している。図 1.9 は「あけぼの」衛星によって観測された高度 9000 km におけるイオン種毎のフラックス量を表す [Yau et al., 1993]。これらの結果より、 H^+ や He^+ 等の軽いイオンだけでなく、酸素原子イオン (O^+) や一酸化窒素イオン (NO^+) 等の重いイオンまでもが磁気圏へと流出していることが明らかになった。図 1.10 は DE-1 衛星で観測された高エネルギー (0.01-17 keV) の H^+ (左図) と O^+ (右図) のイオンの流出率を表している[Yau et al., 1988]。縦軸が各イオンの流出率、横軸が Kp (地磁気活動度を表す指数) で、F10.7 index を 70-100、100-150、150-250 の 3 つに分けて調べたイオンの流出率を表す。 H^+ も O^+ もすべての太陽活動度においてイオンの流出量は Kp とともに増加する。 O^+ の流出率は、 Kp が 0 から 6 に変化すると約 20 倍増加するのに対して、 H^+ の流出率は約 4 倍しか増加しない。また太陽活動度で見ると、 O^+ の流出率は、太陽活動度が高い時 (F10.7 index が 150-250) の流出率は太陽活動度が低い時 (F10.7 index が 70-100) に比べて、ほとんどの Kp で約 4 倍に増加している。これに対して、 H^+ の流出量は 3 つの太陽活動度でほとんど変わっていない。これらの結果より、流出するイオンには太陽活動度依存性があり、太陽活動度が高い時、イオン流出中の電離圏起源でのイオンである O^+ の割合が大きく増加することが明らかになっている。

しかし、ここで古典的なポーラーウィンドの理論では、 H^+ や He^+ などの軽いイオンは磁気圏へ流出することは可能であるが、 O^+ や NO^+ 等の重いイオンを磁気圏へ流出することはできない。それに加え、上部電離圏では、高い高度になるにつれて、水素原子 (H) が酸素原子 (O) より多くなるので、 O^+ は、



の右向きの荷電交換反応によって失われる。そのため、両極性拡散を基にした極風の理論以外の流出メカニズムを考える必要がある。その流出メカニズムを理解するために、磁気圏衛星による観測結果を基にした様々な物理メカニズムが近年提案されつつある。

1.4 イオン上昇流

極域電離圏から磁気圏へ、 H^+ や He^+ などの軽いイオンだけでなく、 O^+ や NO^+ 等の重いイオンも流出していることが明らかになったが、これらがどのような物理機構で加速され、重力に打ち勝って地球大気から脱出できるかについては未だ解明されていない。この流出現象を理解するためには、実際にイオンの加熱・加速が起き始めている電離圏内のイオンの運動を知ることが重要である。極域電離圏では、非干渉散乱レーダーや人工衛星による観測が行われており、実際にイオンの沿磁力線上向きに上昇する運動が観測されている。高度 1000 km 以下の電離圏 F 領域では、主要なイオンは O^+ であり、沿磁力線上向きのイオン速度は通常 100-1000 m/s 程度であり、重力の束縛から脱出するために必要な速度 (約 11 km/s) に比べ十分に小さい。このような小さな速度を持った沿磁力線上向きのイオンの流れを、「イオン流出」と区別して、「イオン上昇流」と呼んでいる。電離圏では、このイオン上昇流に加え、イオンの下向きの流れ (イオン下降流) も観測されている。これは電離圏の内から上昇したイオンのうち、地球から脱出するのに十分なエネルギーが得られなかったイオンが重力によって下降してきたものと考えられている。

イオン上昇流を引き起こすメカニズムとして、主に 2 つの物理メカニズムが過去の研究により提案されている。一つ目は、電場の増大による摩擦加熱がイオンを上昇させるのに十分なエネルギーを与えるメカニズムであり、もう 1 つ

は、オーロラ粒子の降り込みにより電離圏内の電子とイオンがエネルギーを得て上昇するメカニズムである。前者は、*Winsor et al.* [1989] によりイオン上昇流と摩擦加熱が同時に起きているイベントが観測的に明らかになり、近年ではシミュレーションモデルによる研究が行われつつある [e.g. *Loranc and St.-Maurice*, 1994]。後者は *Wahlund et al.* [1992] 等により地上レーダーを用いた観測的研究が行われており、オーロラ粒子の降り込みによる電子密度の増大や電子温度の上昇を伴い、イオン上昇流が発生する。特に、500 eV 以下のソフトな電子の降り込みが、効果的にイオン上昇流を引き起こすと考えられている [e.g. *Ogawa et al.*, 2003]。統計的な研究としては、1984 年から 1999 年までの EISCAT UHF レーダーデータを用いたイオン上昇流の日変化、季節変化、太陽活動変化の研究 [*Foster et al.*, 1998] や、1990 年から 1996 年に得られた EISCAT VHF レーダーデータを用いたイオン上昇流/下降流の地方磁気時間 (MLT) 分布と地磁気活動度 (Kp) 依存性の研究が挙げられる。*Foster et al.* [1998] による高度 400 km におけるイオン上昇流の発生頻度分布を図 1.11 に示す。速度 (100 m/s 以上) で同定されたイオン上昇流は、太陽活動度が小さい時に頻繁に発生していたのに対し、上昇フラックス量 (10^{13} /m² s 以上) で同定されたイオン上昇流は、太陽活動度が大きい時に頻繁に発生していた。*Endo et al.* [2000] の統計解析結果から、地磁気活動度が低い場合には、イオン上昇流とイオン下降流の発生頻度はほぼ同程度であるのに対し、地磁気活動度が高い場合には、イオン上昇流の発生頻度がイオン下降流の発生頻度を上回ることが明らかになった。このことは、地磁気活動度が高いときに上昇したイオンが再び下降せず、イオン流出に繋がる割合が高いことを示唆する。

1.5 本研究の目的

Foster et al. [1998] の極域電離圏イオン上昇流の長期変動の研究により、イオン上昇流の発生頻度は太陽活動度の影響を受けていることが明らかになった。しかしながら、太陽活動度の変化がどのようなメカニズムを通してイオン上昇流に影響を及ぼしているのかについては、ほとんど明らかにされていない。電離圏の主要なイオンは高度により変わるため、イオンが上昇し始める高度を知ることにより、その上昇するイオン種についての知見が得られる。このことは、電離圏内の様々なイオン種がどのように磁気圏へ流出するかを知る上でも重要

である。そこで、イオンの上昇し始める高度に焦点を当て、(1) 太陽活動度の変化がイオンの上昇し始める高度に対してどのような影響を与えるか、(2) その上昇開始高度がどのような物理条件に支配されているのか、を理解することを本研究の目的とする。

(1) については、太陽活動度の変化によって様々に変動する電離圏パラメータの内、電子密度のピーク高度に焦点を当て、イオン上昇開始高度と電子密度のピーク高度との関係を調べる。太陽活動度の変化に伴って、電子密度の高度分布は変化する。その結果、イオンに働く双極性拡散電場やイオンの圧力勾配力の高度分布も変化する。そのため、この電子密度のピーク高度の変化は、イオンが上昇し始める高度に対しても影響を与えていると考えられる。(2) については、複数考えられているイオン上昇流の発生メカニズムの内、1.4 節で述べた代表的なメカニズムである摩擦加熱とオーロラ粒子の降り込みについて、イオン上昇流の上昇開始高度にどのように影響しているかを調べる。さらに、摩擦加熱やオーロラ降下粒子のイオン上昇流への影響が、太陽活動度の変化によりどのように変化するかを理解する。

1.3 節で述べたように、磁気圏で観測されるイオン流出現象も、太陽活動度の影響を受けていることが明らかになっている。上に述べたイオン上昇流の特徴についての理解が進むことは、イオン上昇流と磁気圏へのイオン流出との関係の理解に繋がる。本研究は、どのような条件で極域電離圏の様々なイオン種は上昇し始めるか、イオンは上昇した後、磁気圏に到達するか/到達しないか、流出したイオンは磁気圏にどのように影響を与えているか、を知る上でも重要であると考えられる。

2. 観測装置

本論文では、1984年から2004年までの20年の観測データを継続して取得しているEISCAT トロムソ UHF レーダーを用いて、イオン上昇流の太陽活動度依存性についての統計的研究を実施した。使用した観測データは11年太陽周期の約2周期分にあたり、太陽活動度の変化によるイオン上昇流の変動を詳細に調べることが可能である。今回用いたEISCAT レーダーの概要や、非干渉散乱レーダーの仕組み、非干渉散乱レーダーによる物理量の導出、今回利用したレーダー観測モードについて、この章で説明する。

2.1 EISCAT レーダーの概要

EISCAT レーダーは、北欧に位置する3つの大出力レーダーシステムの総称である。正式名称はヨーロッパ非干渉散乱レーダーであり、英語名称のEuropean Incoherent Scatter Radar を略してEISCAT レーダーと呼んでいる。EISCAT レーダーは、フィンランド、フランス、ドイツ、スウェーデン、イギリス、ノルウェー及び日本の7か国で運営するEISCAT 科学協会によって運営されている。現在は、

- (1) UHF レーダーシステム
- (2) VHF レーダー
- (3) スヴァーバルレーダー (ESR)

の3つが稼働している。それぞれのレーダーの場所を図 2.1 に示し、以下にそれぞれのレーダーについて特徴を記述する。

- (1) UHF レーダーは、送信機がトロムソ(地理緯度 69.59° N、地理経度 19.23° E、不変磁気緯度 77.5° N) に、受信機がトロムソ、キルナ(地理緯度 67.86° N、地理経度 20.44° E、不変磁気緯度 76.8° N)、ソダンキラ(地理緯度 67.36° N、地理経度 26.63° E、不変磁気緯度 76.7° N) の3か所に設置されている。トロムソの送信機の中心送信周波数は、931

MHz で、ピーク出力は 2.6 MW である。この UHF レーダーの最大の特徴は、3 局 1 点方式による 3 次元的プラズマ速度を測定できることである。

- (2) VHF レーダーは、トロムソを送信元、受信先とする 1 局方式の VHF レーダーシステムである。VHF レーダーの中心出力周波数は 223 MHz、出力ピークが 3.0 MW である。1 つが 40 m × 30 m の大きさの 4 つの可動式シリンダー型アンテナからなり、同時に最大 4 方向の観測が可能である。UHF レーダーと VHF レーダーはオーロラ帯の真下に位置し、最もオーロラ観測に適した場所にある。
- (3) ESR はスヴァーバル諸島のロングイヤビン（地理緯度 78.09° N、地理経度 16.03° E、不変磁気緯度 81.5° N）を送信元、受信先とする 1 局方式の UHF レーダーシステムであり、1996 年に新しく設置された。中心出力周波数は 500 MHz であり、ピーク出力は 1.0 MW である。UHF レーダーや VHF レーダーに比べて、高緯度に設置されているため、太陽風プラズマが直接流入するカスプ領域や、ポーラーキャップにおける物理現象の観測に適している。

2.2 非干渉散乱レーダーの仕組み

非干渉散乱 (Incoherent Scatter) レーダー (以下、IS レーダー) は、地上から大出力の電波を放射し、電離圏プラズマ中の自由電子による非干渉散乱 (トムソン散乱) によって反射された微弱な散乱電波を受信することで、高度数十 km から数百 km の上空に分布する電子とイオンの運動・密度・温度の空間・時間変動を測定することができる装置である。

個々の電子によるトムソン散乱の散乱断面積 σ_e は、およそ $6.7 \times 10^{-29} \text{ m}^2$ であり、入射波電力に対して電子 1 個が散乱する散乱波電力の比に相当する。散乱断面積 σ_e が非常に小さいことから分かるように、散乱波は非常に弱い。そのため、IS レーダーは大出力 (数百万 W) で大口径 (数十から数百 m) の送受信システムが必要となる。

散乱波は、散乱強度から電子密度が、散乱スペクトルから電子の気体運動がわかるはずである。しかし、電離圏においては自由電子とともにほぼ同量の正イオンが存在し、電気的中性が保たれているために、電子はイオンの作

るクーロン場の制約を受けて、自由電子として振る舞える範囲はデバイ長 λ_D

$$\lambda_D = \sqrt{\frac{\epsilon_0 k_B T_e}{n_e e^2}}$$

(k_B はボルツマン定数、 ϵ_0 は真空の誘電率、 e は電荷素量)

以内である。

ここで、電離圏の電子密度を $N_e \sim 10^{11} \text{ m}^{-3}$ 電子温度を $T_e \sim 1000 \text{ K}$ として代入すると、デバイ長 λ_D は

$$\lambda_D \approx 6.87 \times 10^3 \text{ m}$$

である。

電離圏におけるデバイ長は EISCAT UHF レーダー (送信周波数 : 931 MHz) で用いている電波の波長 (0.32 m) と比べて、極めて小さく、電波の散乱は電子とともにイオンの影響を著しく受けることになる。このような場合、IS レーダーの電波は、プラズマ中に励起された静電波によって散乱する。プラズマ中の散乱波には、電子音波とイオン音波の2種類がある。通常の IS レーダーでは、主にイオン音波によって散乱されるので、散乱波を解析することによりイオンの速度や温度に関する情報を得ることができる。

イオン音波の位相速度 v_+ は、

$$v_+ = \sqrt{\frac{k_B T_i}{m_i} + \frac{T_e}{T_i}}$$

(m_i はイオンの質量、 T_i はイオンの温度、 T_e は電子温度)

で表される。後方散乱波は入射波 λ の 1/2 の波長のゆらぎと干渉し、ドップラーシフトを起こす。このため、散乱波は送信電波の周波数から

$$f_+ = \pm \frac{2}{\lambda} \sqrt{\frac{k_B T_i}{m_i} + \frac{T_e}{T_i}}$$

だけ離れたところに見られる。(図 2.2 参照)

さらに、熱運動によるスペクトル線の広がり、イオンのバルクな運動による中心周波数のずれ、中性大気との衝突の効果、などが入って、実際に受信される散乱波のスペクトルは図 2.3 のようになる。

2.3 物理量の導出

図 2.3 の散乱波のスペクトルから直接求められるのは、電子密度、電子温度、イオン温度、視線方向のイオン速度であり、それぞれ以下のように求める。

・電子密度

電力束密度 P_0 の電波が高度 h にある電子密度 N 、体積 V の電子雲に照射された時、地上の単位面積に戻ってくる散乱波の電力束密度は、

$$P = \frac{P_0 \sigma_e N V}{4\pi h^2}$$

となる。

したがって、散乱波の電力束密度を測定することによって、電子密度 $N(h)$ を求めることができる。

・イオン温度、電子温度

図 2.3 の Ion line の幅は、イオン音波のドップラーシフトの約 2 倍で

$$\frac{4\Delta f_{\pm}}{f_0} = \pm \frac{4}{f_0} \sqrt{\frac{k_B T_i}{m_i} + \frac{T_e}{T_i}}$$

(f_0 は送信周波数)

と表される。この ion line の幅からイオン温度、電子温度を求めることができる。

・イオン速度

図 2.3 の受信したスペクトルの Ion line の中心周波数 ν は、ドップラーシフトを受けているため送信周波数から

$$f_{\pm} = f_0 \left(\frac{c \pm \nu}{c} \right) = f_0 \left(1 \pm \frac{\nu}{c} \right) = f_0 \pm 2 \frac{\nu}{c} f_0$$

だけずれている。

この周波数のずれから視線方向のイオン速度を求めることができる。

また、EISCAT UHF レーダーシステムは、前述のように 3 局方式のレーダー

システムであるため、イオンの 3 次元速度を導出することができる。電離圏 F 領域 (300 km) において、電子とイオンは中性大気との衝突周波数が非常に小さく、イオンも電子もともに $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ドリフトをすると考えられる。そこで、3 次元的なイオン速度からは、地球の磁場モデル (IGRF モデル) を用いて、次式より電場を求めることができる。

$$\mathbf{E} = -\nabla_{\mathbf{v}_i}(278 \text{ km}) \times \mathbf{B}$$

この電場は磁力線の等ポテンシャル性から、全ての高度で一定と考えることができる。

また電場の他にも、中性大気モデルや地球磁場モデルなどを利用することにより、電気伝導度テンソル、電流、中性風速度、ジュール加熱等のパラメータも間接的に計算することができる。

2.4 観測モード

EISCAT レーダーの観測は年間約 2500 時間 (94 年以前は約 2000 時間) 行われている。この観測時間は、Special Program (SP) と Common Program (CP) と呼ばれる 2 種類の観測にほぼ等分されている。SP の観測時間は、EISCAT 科学協会加盟各国に配分され、各国の研究者によって独自の観測が行われている。CP は主に長期の観測を目的としている。CP には CP-1 から CP-7 まで 7 種類のモードが存在する。以下に、本研究で使用する CP-1、CP-2 モードについて説明する。

・CP-1 モード

CP-1 モードはトロムソの UHF レーダーを用いて、沿磁力線方向にビームを固定した観測であり、主に高度 90-600 km の観測に適している。高度分解能は E 領域で約 3 km、 F 領域で約 22 km とそれぞれの高度におけるスケールハイトの約半分に設定されている。リモートサイト (キルナ、ソダンキラ) における観測と合わせて、3 次元イオン速度を導出することができる。3 局観測を行う高度は CP-1 のバージョンによって異なっている。本研究では、高度 278 km で行われる 3 局観測のデータを使用する。

- CP-2 モード

CP-2 モードはトロムソの UHF レーダーを用いて、ビーム 6 分間の周期で 4 方向に向けた観測であり、大気波動の研究に適している。高度分解能は CP-1 モードと同じである。イオン速度は各高度の 4 つのビームの内 3 つのビームを用いて、3 次元速度を導出することが可能である。

3. データ解析手法

3.1 使用するデータ

本研究では、イオン上昇流の 11 年太陽周期という長期的な変動を調べるために、1984 年から現在（2005 年）まで観測を行っている EISCAT UHF レーダーのデータを使用する。観測モードは沿磁力線方向に運動するイオン上昇流の変動を調べるために CP-1 モード、及び CP-2 モードの磁力線方向の全データを使用する。データの積分時間はほとんどのデータが 2 分値で、中には 1 分値、5 分値も含まれている。今回使用する CP-1 データ、CP-2 データの観測日、観測時間、積分時間の詳細をそれぞれ Appendix A, Appendix B に示す。また各年の観測時間を Appendix C に示す。なお 2000 年には EISCAT UHF レーダー観測が行われていない。

4.5 節の電場とイオン上昇流の比較では、2.2 節で説明した電場のデータを用いる。4.5 節のみ、解析期間は当研究室に電場のデータが揃っていた 1987-1999 年で解析している

4.6 節の電子温度とイオン上昇流の比較では、CP-2 モードのデータは使用していない。これは、電子温度の移動平均値（ランニングアベレージ）を求める時に、連続した電子温度のデータが必要であるため、4 方向の観測を行っている CP-2 モードのデータは電子温度の解析には不適であると判断したからである。

3.2 イオン上昇流の定義

図 3.1 はイオン上昇流が起きている時刻の代表的なイオン速度の高度分布の模式図である。横軸は（沿磁力線方向の）イオン速度、縦軸が高度である。高度が上がるにつれて次第にイオン速度が上昇していく様子を表している。この節では、数多くのデータの中からイオン上昇流の同定に用いる定義について説明する。*Foster et al. [1998]* は、イオン上昇流の定義に、イオン速度が 100 m/s 以上という条件を使用した。この値は古典的なポーラーウィンド中で見られる速度やフラックスより大きな値である。しかし、この定義では、突発的にイオ

ン速度が上昇しただけのデータも含んでしまう可能性がある。そこで本研究では、*Endo et al.* [2000] や *Buchert et al.* [2003] で用いられている定義を参考にして、図 3.1 のようにイオン上昇流を同定した。

高度方向の前後の 2 つイオン速度のデータを用いることで、高度方向のイオンの速度勾配を計算することができる。この速度勾配はイオンの加速の始まりを調べることができるので、速度勾配を低い高度から高い高度へと順に調べていくことにより、イオンの上昇の始まりを調べることができる。イオン速度が突発的に上昇して元に戻るのではなく、図 3.1 のイオン上昇流のように継続して上昇していくイベントを選択することができるように、イオン上昇流の同定には次の 3 つの条件を用いている。

1. 速度勾配がある閾値 A [m/s/km] を超えること。
2. 速度勾配が閾値 A [m/s/km] を超えた高度から連続して B 個以上の高度で、速度勾配が閾値 C [m/s/km] を超えること。
3. この時刻におけるイオン速度の最高速度が D [m/s] を超えること。

これらの 3 つの条件を全て満たした時刻のデータをイオン上昇流が起こっているとす。さらに、この時刻の速度勾配が閾値 A を超えた時の高度を、イオン速度が上昇し始めた高度（イオン上昇流の上昇開始高度）とする。

本研究では、条件の中の 4 つの閾値の値を表 3.2 のように変えて、イオン上昇流と同定されたデータについては、イオン速度の高度分布を実際に目で確認して、どの閾値を用いるか検証を行った。本研究で試した結果、どの閾値を用いても、イオン上昇流の変動に大きな違いは見られなかったため、今回は表 3.1 の Case1 ($A=0.2$, $B=0.2$, $C=3$, $D=100$) による結果を示す。

3.3 サンプルデータの分布

3.1 節で述べたデータベースを 3.2 節で述べたイオン上昇流の定義を用いてイオン上昇流の同定を行った結果、約 15 万個のデータベースの中から約 1 万 2 千個のデータでイオン上昇流が同定された。解析の結果に入る前に、全データの年、季節、MLT（磁気地方時間）の分布について述べておく。全データの年分布を図 3.2a に、季節分布を図 3.2b に、MLT 分布を図 3.2c に示す。各図は横軸は年（図 3.2a）、季節（図 3.2b）、MLT（図 3.2c）を、縦軸はそれぞれのサン

プルデータ数を示している。またヒストグラムの色は、薄いグレーは全データ数、濃いグレーはイオン上昇流が同定されたデータ数を表している。図 3.2a より、年により多少のサンプルデータの偏りはあるが、少ない年でも 1000 個、多い年では 10000 個のデータがあることがわかる。平均すると毎年約 5000 個のデータがあり、統計解析をするには十分な数があると言える。図 3.2b より、どの季節も約 30,000 個のデータがあり、季節によるサンプルデータの偏りはないと言える。ここで、季節は春を 2,3,4 月、夏を 5,6,7 月、秋を 8,9,10 月、冬を 11,12,1 月とした。図 3.2c よりどの時刻も 15000 個以上のデータがあり、MLT の偏りはないと言える。ここで、解析に用いた観測地（トロムソ）における MLT と UT の関係は

$$\text{MLT} = \text{UT [hour]} + 2 \text{ [hour]}$$

とした。

また各年におけるサンプル数の季節分布、MLT 分布については、それぞれ Appendix D, Appendix E に示す。

4. 解析結果

EISCAT UHF レーダーより得られた 1984 年から 2004 年までの観測データを元に、極域電離圏におけるイオン上昇流の長期変動を統計的に調べた。始めに、イオン上昇流の発生頻度がどのような年変動を示すかを述べる。さらに、3.2 節で定義したイオンの上昇開始高度を用いることにより、イオン上昇流の上昇開始高度と太陽活動度との関係を調べた結果を示す。次に、イオン上昇流の上昇開始高度がどのような物理条件に支配されているのかについて調べた結果を述べる。具体的には、電子密度の高度分布のピークと上昇開始高度との関係、摩擦加熱に関係する電離圏電場と上昇開始高度との関係、降り込み粒子に関係する電子温度と上昇開始高度との関係についてそれぞれ調べた結果を述べる。

4.1 発生頻度の太陽活動度依存性

この節では、太陽活動度によるイオン上昇流の発生頻度の変動を調べる。1984 年から 2004 年までの各年のイオン上昇流の発生頻度の年変動を図 4.1 に示す。横軸が年、縦軸が発生頻度である。2000 年は EISCAT UHF レーダーによる観測が行われていないため空欄となっている。イオン上昇流が起きていたデータ数を年ごとに調べ、その数を各年のサンプルデータ数で割ることにより、発生頻度を導出した。各プロットには統計的誤差

$$\sigma = \sqrt{\frac{n_i(1 - n_i)}{(n - 1)}}$$

(n : データのサンプル数、 n_i : イオン上昇流の発生頻度)

をエラーバーとして付け加えた。

図 4.1 のイオン上昇流の発生頻度の年変動は、2 つの傾向がみられる。1984-1987 年と 1993-1997 年は、ほとんどの年で発生頻度が 10 % を上回り、高い発生頻度を示している。しかし、1988-1992 年の間と 1998-2004 年の間は、ほとんどの年で発生頻度が 10%を下回り、低い発生頻度を示している。

図 4.1 と F10.7 指数の年変動を示した図 1.5 を比較し、イオン上昇流の発生頻

度が太陽活動度の変動とどのような関係にあるかを調べたところ、イオン上昇流の発生頻度が 10 %以上と高かった 1984-1987 年と 1993-1997 年では、F10.7 指数の値は 120 を下回り、太陽活動度は低い時期であると言える。一方で、イオン上昇流の発生頻度が 10 %以下と低かった 1988-1992 年の間と 1998-2004 年では、F10.7 指数の値は 120 を上回り、太陽活動度は高い時期であると言える。

つまり、高度 150-500 km から発生するイオン上昇流は、その発生頻度は太陽活動度と逆の相関があると言える。高度 150-500 km においては、太陽活動度の高い時にはイオン上昇流の発生頻度が低くなり、太陽活動度の低い時にはイオン上昇流の発生頻度が高くなるという傾向が見られた。

4.2 イオン上昇流の上昇開始高度と太陽活動度との関係

この節では、太陽活動度によるイオン上昇流の上昇開始高度の変動について調べる。ここで高度幅の再設定を行う。高度 150 km, 172 km のデータを高度 150 km のデータ、高度 194 km, 216 km のデータを高度 200 km、高度 238 km, 260 km のデータを高度 250 km、高度 282 km, 304 km のデータを高度 300 km、高度 326 km, 348 km のデータを高度 350 km、高度 370 km, 392 km のデータを高度 400 km、高度 414 km, 436 km のデータを高度 450 km、高度 458 km, 480 km のデータを高度 500 km として、16 個のデータを 8 つに分け直し、それぞれの高度から上昇し始めるイオン上昇流の頻度を求める。図 4.2 は図 4.1 の各年のイオン上昇流の発生頻度をさらに上昇開始高度ごとに分けた発生頻度である。横軸は上昇開始高度、縦軸は発生頻度 (%) である。図 4.2a (1984-1986 年) と図 4.2c (1987-1992 年) のプロットは、太陽活動度が低い時、図 4.2b (1993-1997 年) と図 4.2d (1998-2004 年) のプロットは、太陽活動度が高い時に対応する。

図 4.2 より、イオン上昇流の上昇開始高度の変動には、太陽活動度の高低により 2 つに分類できる。太陽活動度が低い時には、イオン上昇流が高度 300-350 km から上昇し始める頻度が高くなる。太陽活動度が高い時には、200 km 以下の高度を除くと、より高い高度からイオンが上昇し始める割合が高くなる傾向が見られた。これらの結果を図 4.3 にまとめる。図のフォーマットは図 4.2 と同じである。赤色のプロットは太陽活動度が高い時 (1988-1992 年、1998-2004 年)、青色のプロットは太陽活動度が低い時 (1984-1987 年、1993-1997 年) で

ある。図 4.3 より、太陽活動度が高い時にイオン上昇流の発生頻度が低く、太陽活動度が低い時にイオン上昇流の発生頻度が高くなっていることがわかる。

イオン上昇流の上昇開始高度でみると、太陽活動度が低い時には、高度 300-350 km においてイオン上昇流の発生頻度が高くなり、太陽活動度が高い時には、200 km 以下の高度からイオンが上昇し始める割合が一番高く、200 km 以上の高度では、より高い高度からイオンが上昇し始める割合が高くなる傾向が見られた。高度 150-200 km あるいは高度 450-500 km からイオンが上昇し始める頻度は、太陽活動度の大きさに寄らず同程度（1%）である。

4.3 イオン上昇開始高度と電子密度ピークとの比較

電離圏の状態は太陽活動等の条件によって変化し、太陽活動度の変化に伴って電子密度の高度分布は変化する。その結果、イオンに働く双極性拡散電場やイオンの圧力勾配力の高度分布も変化する。そのため、この電子密度のピーク高度の変化は、イオンが上昇し始める高度に対しても影響を与えていると考えられる。本節では、イオン上昇流発生時の電子密度のピーク高度とイオンの上昇開始高度との関係に焦点を当て、太陽活動度の変化とともに、両者の関係がどのように変化するかを述べる。

今回用いた解析方法について述べる。まず、EISCAT レーダーから得られた 180 km、260 km、350 km、440 km の各高度の電子密度の中で、最も電子密度が高かった高度を電子密度のピーク高度とした。そして 1984 年から 2004 年のデータベースのイオン上昇流発生時のデータに対して、この電子密度のピーク高度を求める。この電子密度のピーク高度の年変動を求めることで、太陽活動度による電子密度のピーク高度の変動を求めることができる。その電子密度のピーク高度の分布の様子を、太陽活動度によって分けて図 4.4 に示した。図 4.4 の左図が太陽活動度の低い時、右図が太陽活動度の高い時である。横軸は電子密度のピーク高度、縦軸がその高度に電子密度のピーク高度があったサンプルデータの数である。図 4.4 より太陽活動度が低いときほど電子密度のピーク高度は低高度（270 km に分布のピーク）に分布し、太陽活動度が高いときは電子密度のピーク高度が高高度（350 km に分布のピーク）に分布することが見て取れる。イオン上昇流発生時の電子密度のピーク高度の分布の平均値を、3 つの上昇開始高度に分けて年ごとに導出し、電子密度のピーク高度とイオンの上

昇開始高度との関係を調べた。上昇開始高度については、それぞれ（１）低高度（150-250 km）、（２）中高度（250-350 km）、（３）高高度（400-500 km）の３つに分けている。このイオン上昇流の上昇開始高度別で分けた電子密度の平均ピーク高度の年変動の結果を図 4.5 に示す。図 4.5 は横軸が年、縦軸が電子密度の平均ピーク高度である。図 4.5 のプロットの色は赤が低高度（150-250 km）、緑が中高度（250-350 km）、青が高高度（400-500 km）からイオン上昇流が発生したときの電子密度のピーク高度を表している。

図 4.5 より、低高度から上昇を開始する場合（赤線）は電子密度の平均ピーク高度の変化が大きいことがわかる。また、中高度から上昇を開始する場合（緑線）と高高度から上昇を開始する場合（青線）を比較すると、ほぼ全ての年に渡って、高高度から上昇を開始する場合（青線）の方が電子密度の平均ピーク高度が高い。太陽活動度が高い時は、その上昇開始高度によらず、電子密度のピーク高度は高度 300-400 km 付近に位置していた。つまり、高度からイオン上昇流の開始高度が 300 km 以下の場合、圧力勾配力が下向きの高度域からイオンが上昇し始めていた。一方、太陽活動度が低い時、低高度から上昇を開始する場合（赤線）には電子密度のピーク高度も低く、高高度から上昇を開始する場合（青線）には電子密度のピーク高度も高くなっていた。つまり、電子密度のピーク高度とイオン上昇流の上昇開始高度に相関関係が見られた。イオン上昇流の上昇開始高度は電子密度のピーク高度と同じくらいか、それよりも高い高度であった。

4.4 イオン上昇開始高度と電場の絶対値との比較

この節では、イオン上昇流に対して電離圏電場が、どのような役割になっているかを調べる。電離圏電場が増大すると、イオンは中性大気との摩擦により加熱される。電離圏イオンの上向き加速源の 1 つとして考えられている摩擦加熱が、イオン上昇流の上昇開始高度にどのように影響しているかを調べる。

まず、解析方法について述べる。電場は 2.2 節で述べた方法で導出した。電場を導出するには、キルナ、ソダンキラ及びトロムソの 3 サイトの観測データを必要とする。そのため、トロムソのみの沿磁力線イオン速度データと比較すると、電場が欠損している割合が多い。そこで、本研究では、各データの観測時刻の前後 5 分以内にある電場のデータをその時刻の電場のデータとして使用し

た。今回の解析に用いた 1987-1999 年の全電場データの電場の絶対値の分布を図 4.6 に示す。横軸は電場の強度であり、それぞれ 10 mV/m 毎のビンに分けている。縦軸は各ビンの電場の強度を持つデータのサンプル数である。図 4.6 より、全データを用いた電場は、10 mV/m 以下に半数以上が存在している。全データを用いた電場の平均値は、15.5 mV/m であった。同様の方法を用いて、イオン上昇流が起きているときの電場の絶対値の分布を上昇開始高度及び年毎に調べ、その電場の絶対値の分布の平均値を求めた。イオン上昇流が起きている時の電場の平均値を図 4.7 に示す。プロットの色はイオン上昇流の上昇開始高度を表している。低高度 (150-200 km) から発生する場合は赤色、中高度 (200-400 km) から発生する場合は緑色、高高度 (400-500 km) から発生する場合は青色で表してある。図 4.7 より、高高度 (400-500 km) からイオンが上昇し始めている時は、電場の強度と太陽活動度との関係が比較的是っきりと見られる。太陽活動度が高い時には、平均して 30 mV/m の電場の強度を伴って発生するのに対し、太陽活動度が低い時には、10 mV/m 程度であり、イオン上昇流が起きていないときも含めた全データの電場の平均値とほぼ同じ値となる。

上昇開始高度が低くなるにつれて、太陽活動度の低いときの電場の絶対値は大きくなっていった。低高度 (150-200 km) からイオンが上昇し始める場合、太陽活動度の低いときには、電場の絶対値の平均値が約 30 mV/m であり、太陽活動度が高いときの電場の絶対値の平均値 (約 30 mV/m) と同程度の大きさである。つまり、低高度からイオンが上昇し始める場合、太陽活動度には関係なく、電場の絶対値が大きいときにイオン上昇流が発生する傾向を示す。

図 4.8 に上昇開始高度毎に分けた電場の絶対値の分布の平均値を示す。青線は太陽活動度が高い時、赤線は太陽活動度が低い時の電場の平均値である。図 4.8 より太陽活動度が高い時には、イオン上昇流はその上昇開始高度によらず、平均して 30 mV/m の電場の強度を伴って発生していた。それに対して、太陽活動度が低い時には、上昇開始高度が低くなるにつれて、電場の平均値が大きくなる傾向を示す。

4.5 イオン上昇開始高度と電子温度との関係

1.4 節で述べたように、摩擦加熱を引き起こす電離圏電場の増大とともに、500 eV 以下のエネルギーの電子の降り込みによる粒子加熱もイオン上昇流を引き起

こすエネルギー源の1つとして考えられる。この節では、オーロラ粒子の降り込みが、イオン上昇流に対してどのような役割を担っているかを調べた。特に、オーロラ降下粒子のイオン上昇流への影響が、太陽活動度の変化によりどのように変化するかを理解する。オーロラ粒子の降り込みは、高度約 300 km 以上の電子温度を顕著に上昇させる。そこで、EISCAT レーダーから得られた高度約 450 km の電子温度をオーロラ粒子の降り込みの指標として今回用いた。その際、日照等のオーロラ降下粒子以外の影響による電子温度の変動をできる限り取り除くため、まず1時間の移動平均（ランニングアベレージ）を求め、その移動平均値とイオン上昇流が起きている時の電子温度（ Te_{up} とする）とを比較した。移動平均値として今回、(1) すべてのデータの平均値（ Te_{all} とする）、および(2) イオン上昇流が起きていない時のデータのみ用いた平均値（ Te_{no} とする）、の2種類の値を利用した。導出した2種類の電子温度の平均値と実際の電子温度の日変動の例を、 Te_{all} から導出した電子温度の平均値と実際の電子温度の日変動の例を図 4.9a に、 Te_{no} から導出した電子温度の平均値と実際の電子温度の日変動を図 4.9b に示す。横軸が時間、縦軸が電子温度である。実際の電子温度を黒点で、イオン上昇流が発生している時の電子温度（ Te_{up} ）を緑点で、図 10a の全てのデータの平均値（ Te_{all} ）を赤線で、図 9b のイオン上昇流が起きていない時のみ用いた平均値（ Te_{no} ）を示している青線で示されている。図 4.9a と図 4.9b では、日中は日照による電子温度の上昇が、朝方や夜間はオーロラ粒子等の降り込みによる一時的な電子温度の上昇が見られる。このようなイオン上昇流が発生している時の電子温度（ Te_{up} ）と移動平均値の日変動（ Te_{all} もしくは Te_{no} ）の差を、降り込み粒子に関連する電子温度の変動分として、イオン上昇流が発生していた個々の時刻のデータについてこの電子温度の変動値を求めた。粒子の降り込みが起きている 20 UT 付近ではこの差が大きくなっていることが見て取れる。

図 4.10a は、イオン上昇流が起きているときの電子温度（ Te_{up} ）と全てのデータを用いた電子温度の移動平均値（ Te_{all} ）との差の分布を示した図である。イオン上昇流が発生している時の電子温度の方が、平均して 120 K 高い。図 4.10b は、イオン上昇流が起きている時の電子温度（ Te_{up} ）とイオン上昇流が起きていない時の電子温度の移動平均値（ Te_{no} ）との差の分布を示した図である。イオン上昇流が発生している時の電子温度の方が、平均して 170 K 高い。この平均上昇温度の差は、イオン上昇流が集中して起きている時間帯には、

Te_all の値の方が Te_no に比べ高くなっているために生じている。このようなイオン上昇流が発生している時の電子温度の値と電子温度の移動平均値との差 (Te_up - Te_all 及び、Te_up - Te_no) の分布の平均値を1年ごとに導出し、その変動を調べた。結果を図 4.11 に示す。横軸が年、縦軸が上昇した電子温度の平均値である。図中の赤線は Te_up - Te_all の分布から導出した上昇した電子温度の変動分の平均値、青線は Te_up - Te_no の分布から導出した上昇した電子温度の変動分の平均値である。

図 4.11 より太陽活動度が低い時には、0-200 K の温度上昇が見られるのに対し、太陽活動度が高い時には、200-300 K の温度上昇が見られることがわかる。電子温度の変動分の平均値を、イオン上昇流の上昇開始高度ごとにそれぞれ分けて調べた結果を示す。図 4.12 は上昇開始高度 370-450 km の結果を、図 4.13 は上昇開始高度 280-370 km の結果を、図 4.14 は上昇開始高度 150-280 km の結果を表す。それぞれの図のフォーマットは図 4.11 と同じである。図 4.12 より高高度から発生するイオン上昇流の場合、電子温度の上昇と太陽活動度との関係が、すべての上昇開始高度の結果 (図 4.11) に比べてはっきりと見てとれる。太陽活動度が高い時は、イオン上昇流の発生に 100 K 以上の電子温度の上昇を伴うが、太陽活動度が低い時は、電子温度の上昇は 100 K 以下とそれほど上昇していない。また、温度の変動分が小さい (< 100 K) 場合には、Te_up - Te_all (赤線) と Te_up - Te_no (青線) との間に違いがあまり見られない。それに対して、温度の変動分が大きい (> 150 K) 場合には、青線と赤線との間に 100 K 程度の温度の違いが見られる。図 4.13、図 4.14 より上昇開始高度が低下するにつれて、太陽活動度に関係した温度の年変動は見られなくなる。Te_up - Te_all (赤線) と Te_up - Te_no (青線) の値は、イオン上昇流が起きていない時の電子温度に対して、平均して 200 K 以上の温度上昇がほぼすべての年で見られた。

4.6 解析結果のまとめ

これまでに述べた解析結果を以下にまとめる。

4.6.1 イオン上昇流の発生頻度の太陽活動度との関係

(1) 太陽活動度が高い時にイオン上昇流の発生頻度が低く、太陽活動度が低い時にはイオン上昇流の発生頻度が高い。

4.6.2 イオン上昇流の上昇開始高度と太陽活動度との関係

(1) イオン上昇流の上昇開始高度については、太陽活動度が低い時に高度 300 km 付近からイオンが上昇し始める割合が最も高い。太陽活動度が低い時のその高度域からの発生頻度は、太陽活動度が高いときの発生頻度に比べ 2 倍以上高い。

(2) より高い高度 (400–500 km) から上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度については、太陽活動度の高いときには高度があがるにつれて発生頻度が高くなるのに対し、太陽活動度の低いときには高度があがるにつれて発生頻度が低くなる。

(3) 高度 150-200 km の低い高度から上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度は、太陽活動度の高いときも低いときもほぼ同程度の頻度となる。

4.6.3 イオン上昇開始高度と電子密度ピークとの関係

(1) 電子密度のピーク高度と同程度もしくはそれより高い高度でイオン上昇流が起こり始める頻度が高い (図 4.15 参照)。

(2) ただし、圧力勾配力等とは異なる要因により加速されているイオン上昇流については、電子密度のピーク高度よりも低高度からイオンが上昇し始める場合がある。この特徴をもつイオン上昇流は、太陽活動度が高いときに顕著に見られる。

4.6.4 イオン上昇開始高度と電場の絶対値・電子温度との関係

(1) 上昇開始高度毎に見ると、低高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度によらず、電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生する。それに対し、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度による特徴の違いが大きく、太陽活動度が高いときには電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、太陽活動度が低いときには電場の増大も電子温度の上昇も伴わない。

(2) 太陽活動度毎に見ると、太陽活動度が高いときには、どの高度においても、電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生する。それに対し、太陽活動度が低いときには、低高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大も電子温度の上昇も伴わない。

以上の結果を、上昇開始高度及び太陽活動度別に比較しやすいようにまとめると、表 4.1 のようになる。

5. 考察

過去 20 年間に渡るイオン上昇流の発生頻度の年変動を調べた結果、イオン速度の高度分布により定義されたイオン上昇流は、太陽活動度が高い時にイオン上昇流の発生頻度が低く、太陽活動度が低い時にはイオン上昇流の発生頻度が高いという結果を得た。これは、「イオン速度で同定したイオン上昇流は太陽活動度が低い時に増加する」という *Foster et al.* [1998] の結果 (1.4.2 参照) と一致する。それに対して、イオン上昇流の上昇開始高度が太陽活動度とどのような関係があるかについては、過去に解析結果がない。4.2 にまとめたように、太陽活動度の変化に対応しイオン上昇開始高度が変化する結果は、今研究にて初めて得られた。そのようなイオン上昇流の上昇開始高度の変動がどのような物理機構で引き起こされているのかを、イオン上昇流発生時に得られた電子密度のピーク高度、電場の絶対値、電子温度の 3 つのパラメータの変動の結果を基に、以下に考察する。

5.1 イオン上昇開始高度と電子密度のピーク高度との関係

1.3 節で述べたように、一般に、電子密度のピーク高度は太陽活動の 11 年周期で変化することが知られている (図 1.5 参照)。具体的には、電子密度のピーク高度は太陽活動度が高いときに高くなり、太陽活動度が低いときに低くなる。イオン上昇流発生時の電子密度のピーク高度についても、同じような年変動の傾向を示していた。太陽活動度が高いときには、平均して高度 350 km に電子密度のピーク高度が分布するのに対し、太陽活動度が低いときには、平均して高度 250 km にピーク高度が分布していた。イオン上昇流の開始高度の分布も、太陽活動度の変化にあわせて変動していた。具体的には、太陽活動度が高いときには、高い高度 (400-500 km) からイオン上昇流が起きる頻度が高い (全体の約 45 %) のに対し、太陽活動度が低いときには、中高度 (300-400 km) からイオン上昇流が起こる頻度が高い (全体の約 48 %)。このことから、電子密度のピーク高度と同程度もしくはそれより高い高度で、イオンが上昇し始める頻度が高いことが分かる (図 4.15 参照)。さらに、イオンの上昇し始める高度毎に分けて電子密度のピーク高度を調べた結果、イオンの上昇開始高度が高

くなるにつれて、電子密度のピーク高度も高くなることが明らかになった。この傾向は、太陽活動度が低いときに顕著に見られる。日照による電離以外に、オーロラ粒子の降り込みによる電離や電場の増大に起因する再結合により、電離圏内の電子密度の高度分布は変化する。その電子密度の高度分布の変化や、さらにイオン・電子温度の変化に応じて、イオンに働く圧力勾配力や両極性拡散電場による上向きの力が変化する。このイオンに働く力の変化に対応して、イオン上昇流の起こり始める高度が変化すると考えられる。これらのことから、電子密度のピーク高度の位置は、イオン上昇流の上昇開始高度を決める上で重要な役割を担うと考えられる。

例外として、太陽活動度が高いときに低高度（150-250 km）から起こり始めるイオン上昇流は、電子密度のピーク高度より明らかに低い高度から上昇している頻度が高かった。その低高度から発生するイオン上昇流の割合は、太陽活動度が高いときに起こるイオン上昇流の約 25 % を占める。電子密度のピーク高度より低い高度領域では、イオンに働く圧力勾配力や両極性拡散電場による力は下向きに働く。そのため、それらの下向きの力では、イオン上昇流がなぜ低高度から上昇し始めているかを説明できない。同高度の中性粒子の運動（中性風）によってイオンが引きずられる（ドラッグ）効果など、他の加速源を考慮する必要がある。F 領域の中性風の南北西分は、太陽活動度が高いほど速度が大きい [Killeen *et al.*, 1995; Aruliah *et al.*, 1996]。夜間の高緯度 F 領域では、平均して南向き 150 m/s の速度を持つ。トロムソにおける磁場は、天頂方向より南に約 15 度傾いていることから、南向き中性風のドラッグ効果により、イオンは沿磁力線上向きに動く。この中性風によるイオンのドラッグ効果により、夜側オーロラ帯で発生するイオン上昇流は低高度から上昇し始めている可能性が挙げられる。太陽活動度が低いときに比べ、太陽活動度が高いときには中性大気密度やイオン密度が高くなるため、この中性風によるドラッグが効果的に働くと考えられる。

5.2 イオン上昇開始高度と電場や電子温度との関係

4.4 のイオン上昇開始高度と電場の絶対値・電子温度との関係について調べた結果のまとめから、イオン上昇流発生時の電子温度や電場の大きさに特徴的な違いが見られるのは、(1) 高高度（400-500 km）から上昇し始めるイオン

上昇流、(2) 太陽活動度が低いときに発生するイオン上昇流、の2つである。電場のエネルギーや降り込み粒子のエネルギーの一部は、最終的にイオンに移り、イオンを沿磁力線上向きに加速させると考えられる。(1) の高高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度が高いときには電場の増大や(降り込み粒子による)電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、太陽活動度が低いときには電場の増大も電子温度の上昇もほとんど伴わない。このことから、太陽活動度が低いときにイオン上昇流を発生させるためには小さなエネルギーでも充分であるのに対し、太陽活動度が高いときには、大きなエネルギーが必要であると推測できる。そのエネルギーの大きさが異なる原因の一つとして、背景の中性大気密度の太陽活動度による違いが重要であると考えられる。一般的に中性大気密度は、太陽活動度が高いときに高く、太陽活動度が低いときに低い(1.2 節及び図 1.7 参照)。粒子間の衝突が支配的な高度領域と、熱運動による拡散が支配的な高度領域の境界(圧力圏界面。中性大気については高度 500 km 付近。イオンの境界高度はもう少し低い。)は、主にこの中性大気密度によって決まる。太陽活動度が高いときに相当する中性大気密度が高い場合、より高い高度まで粒子間の衝突が支配的であり、衝突による運動エネルギーのロスを考慮すると、イオンが上昇し続けるには大きなエネルギーが必要であると考えられる。そのエネルギー源が電場もしくはオーロラ粒子のエネルギーであるため、電場の絶対値の分布の平均値や(降り込みに起因する)電子温度の変化量の平均値が大きな値となったと考えられる。一方、太陽活動度が低いときに相当する中性大気密度が低い場合、熱運動による拡散が支配的となり、イオンは一度加速を受けると、中性粒子とほとんど衝突をしないで上昇し続ける。この中性大気密度の変化が、イオン上昇流発生時の電場増大や電子温度上昇の特徴を太陽活動度によって変化させる要因の一つとして挙げられる。

(2) の太陽活動度が低いときに発生するイオン上昇流は、低高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大も電子温度の上昇も伴わない、という特徴をもつ。この理由を考える上でも、粒子間の衝突が重要な鍵と考えられる。低い高度ではイオン-中性粒子間の衝突が頻繁に起きるため、イオンが上昇し続けるには、電場や降り込み粒子等による十分なエネルギーを必要とする。それに対し、高い高度では粒子間の衝突頻度が低くなるため、イオンに供給されるエネルギーが(低い高度から上昇し始めるイオン上昇流に比

べて) 小さくても、高い高度からであればイオン上昇流が発生すると考えられる。

5.3 上昇するイオンの種類について

電離圏内で分子イオン (NO^+ や O_2^+) が主成分となるのは、通常高度 200 km 以下の領域である。200 km 以下の高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度が低いときにも高いときにも存在する。これらは分子イオンの上昇流を表す。高度 300 km 付近のイオン組成は、電離圏の状態により大きく変化する。例えば、電場が大きくなるときには、酸素イオンと分子 (窒素分子や酸素分子) の結合反応が促進し、300 km 付近の高度まで分子イオンが主要なイオンとなる [Schunk et al., 1975]。今回の結果では、太陽活動度が高いときに高度 250-350 km から上昇し始めるイオン上昇流は、平均して 30 mV/m 程度の電場の増大を伴っていた。このように、中高度 (高度 250-350 km) からのイオン上昇流についても、電場が大きい場合には分子イオンを多く含んで上昇している可能性がある。今回の EISCAT データ解析では、(時刻や季節によって変化しない) 固定されたイオン組成比モデルを用いて物理量を導出しているため、上昇しているイオンの種類については、不確定な面が多い。今後、より現実に近いモデル (例えば IRI モデル [Bilitza, 1997]) を用いて EISCAT データ解析を行い、分子イオン上昇流の発生頻度を調べる必要がある。

太陽活動度が高い場合には、高高度 (高度 350-500 km) からイオンが上昇し始めている割合が高くなっている。観測範囲よりさらに高い高度では、イオン上昇流の発生頻度が (太陽活動度が低い場合よりも) 増える可能性がある。酸素イオンは通常高度 1000 km 付近まで主要なイオンであるため、高度 500 km より高い高度から上昇し始めるイオン上昇流も、酸素イオン流出に与える影響は大きいと考えられる。高高度 (600 km 以上) のイオン上昇流を観測できる装置として、EISCAT VHF レーダーが挙げられる。Fujii et al. [2001] は、EISCAT VHF レーダーを用いて、高高度 (300 km 以上) のイオン上昇開始高度と太陽天頂角との関係を調べた。太陽活動度の変化に対する酸素イオンの上昇流の特徴を詳細に理解するためには、500 km 以上の高度から上昇し始めるイオン上昇流についても、イオン上昇流の発生頻度の年変動を今後調べる必要がある。

5.4 イオン上昇流と磁気圏へのイオン流出との関係

オーロラ粒子の降り込みに関連してイオン上昇流は発生する場合、主に高度 300 km 以上の電子温度が上昇するとともに、中性大気の電離により電子密度も高くなる。この電子密度の増加により、上昇するイオンのフラックス量（単位時間・単位体積あたりに流れる量）も多くなると考えられる。イオン上昇流が起きているときに（オーロラ粒子が降り込みに対応する）電子温度が上昇するケースは、太陽活動度が高い場合に全高度（150-500 km）でよく見られる。太陽活動度が低い場合に電子温度が上昇するケースは、低高度からイオン上昇流が起きているときのみである。太陽活動度が高いときには、（太陽活動度が低いときに比べ）さらに背景のイオン密度も高くなる。これらのことから、太陽活動度が高い場合には、イオン上昇流の発生頻度は低くても、上昇するフラックス量は多いと考えられる。*Foster et al.* [1998] は、（太陽活動度が低いときに比べ）太陽活動度が高いときに、上向きイオンフラックスが高い頻度で観測されるという統計結果を示している。1.3 節で述べたように、磁気圏で観測される電離圏イオンの流出量（特に、酸素イオンの流出量）も、太陽活動度が高いときに多くなる傾向を示す。これらのことから、磁気圏へのイオンの流出量を左右する要素の一つとして、電離圏内で発生するイオン上昇流のフラックス量の変化が考えられる。

6. 結論及び今後の課題

本論文では、EISCAT トロムソ UHF レーダーによって得られた 1984 年から 2004 年までの 20 年の観測データを利用して、イオン上昇流の太陽活動度依存性についての統計的研究を実施した。高度 150-600 km のイオン速度の高度分布により定義されたイオン上昇流の特徴は、1.5 節に挙げた 2 つの目的に対する結果として、以下の 2 つの内容にまとめられる。

(1) 太陽活動度が低い場合に高度 300-350 km から上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度が最も高く、太陽活動度が高い場合には高度 150-200 km 及び 400-500 km から上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度が比較的高いことが明らかになった。太陽活動度によって変化する電子密度のピーク高度と、同程度もしくはそれより高い高度でイオン上昇流が起こり始める頻度が高い。しかしながら、太陽活動度が高いときには、電子密度のピーク高度よりも低高度からイオンが上昇し始める割合が高くなる。この場合、中性大気のドラッグ等の、圧力勾配力等とは異なる要因により、イオンが低高度から上昇し始めている可能性を指摘した。

(2) オーロラ粒子の降り込みや摩擦加熱のイオン上昇流への効果について、太陽活動度によって、もしくはイオンの上昇開始高度によってその特徴が異なることが明らかになった。具体的には、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は、太陽活動度が高いときに電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、太陽活動度が低いときには電場の増大も電子温度の上昇も伴わない。さらに、太陽活動度が低いときには、低高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大や電子温度の上昇を伴って発生するのに対し、高高度から上昇し始めるイオン上昇流は電場の増大も電子温度の上昇も伴わないという結果が得られた。背景の中性大気密度の太陽活動度による違いが、摩擦加熱等のエネルギー源のイオン上昇流に与える効果に違いを生じさせる可能性を指摘した。

今後の課題として、5 章の考察内で触れたように、

- ・ 太陽活動度の変化により、上昇するイオン種に特徴的な違いが生じるかどうか

かを調べるために、現在解析に用いているイオン組成モデルをより現実に近いモデルに修正すること、

- ・ 太陽活動度の変化に対する酸素イオンの上昇流の特徴を詳細に理解するために、高高度（600 km 以上）のイオン上昇流を観測できる EISCAT VHF レーダーも合わせ用いて、500 km 以上の高度から上昇し始めるイオン上昇流の発生頻度の年変動についても調べること、

- ・ 電子密度の絶対値の較正を正確に行い、電離圏内の上向きイオンフラックス量について定量的に議論すること、

が挙げられる。

また、レーダーの設置されている緯度の関係から、今回の結果は夜側オーロラ帯のイオン上昇流の特徴を示す。このイオン上昇流の特徴は、夕方側や真夜中側、朝側の各領域で異なることも考えられる。例えば、夕方側のトラフ領域では、主に電離圏電場の増大のみ起きている。さらに、夕方側と朝側ではイオン上昇流の特徴が異なることが報告されている [Liu *et al.*, 2001]。今回得られた結果では、太陽活動度が高いときに発生するイオン上昇流や、太陽活動度が低いときに低高度から発生するイオン上昇流は、電場の増大及び電子温度上昇の両方の特徴を有していた。今後、イオン上昇流の特徴を時間帯毎に分けて調べることにより、電場増大と電子温度上昇の特徴がそれぞれ時間帯によって異なるかどうかを調べることは重要である。

最後に、トロムソより高緯度に設置されている EISCAT Svalbard レーダーを用いて、昼側カस्प領域及び極冠域におけるイオン上昇流の太陽活動度依存性を調べ、夜側オーロラ帯のイオン上昇流との相違点を知ることや、磁気圏へのイオンの流出量を推測するために、イオン下降流の太陽活動度依存性を調べることも、今後重要であると考えられる。

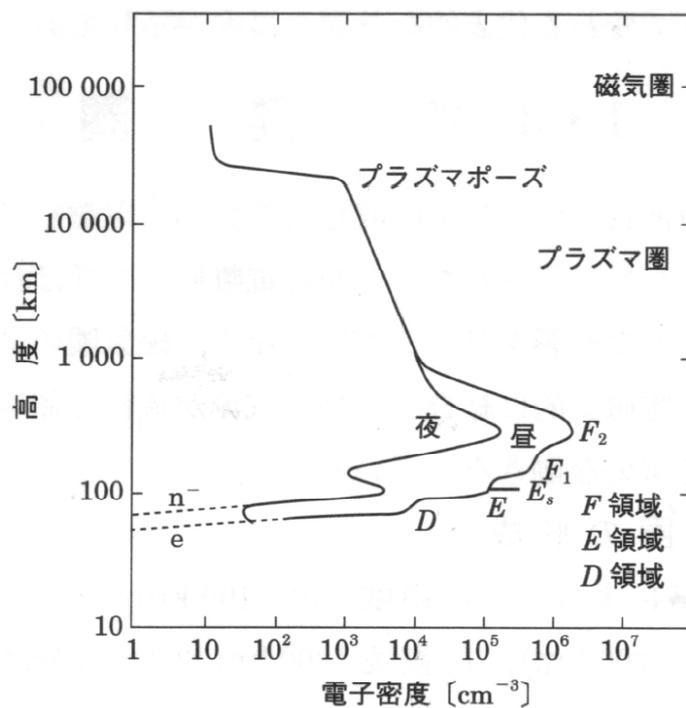


図 1.1 : 電子密度の高度プロファイル。電離圏からプラズマ圏に至る電子密度の昼間と夜間の標準的な高度分布と各領域の名称を示している。[恩藤 他, 2000]

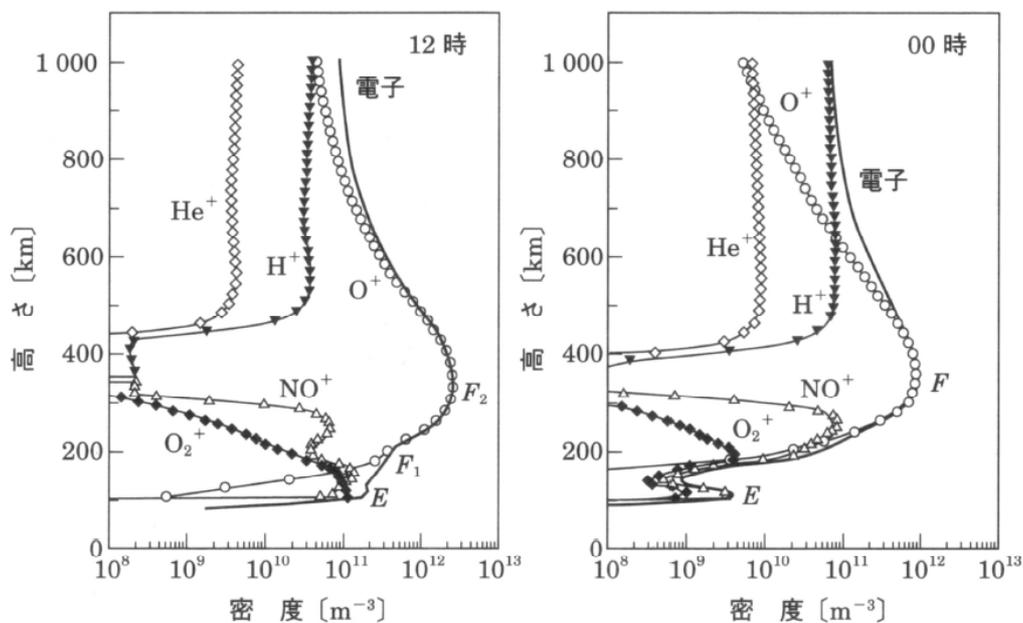


図 1.2 : 電離圏を構成するイオンの高度分布。太陽活動極大期の昼 (12 時 MLT) 夜 (0 時 MLT) のイオンの高度分布の数値モデルを示している。[恩藤 他, 2000]

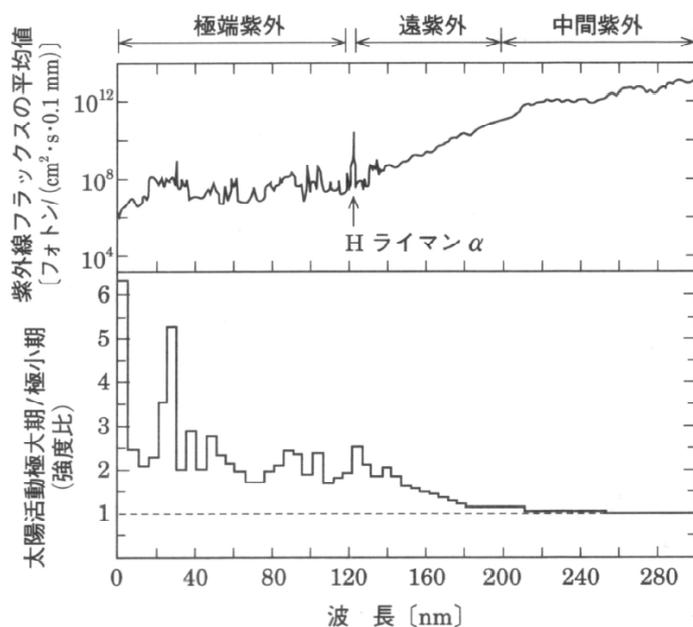


図 1.3 : 地球の位置で測定した太陽紫外線強度の平均スペクトル。(上図) と太陽活動極大期／極小期の比で示す図(下図)。波長が短い成分ほど 11 年周期の太陽活動による変化が大きい。[Chamberian, 1987]

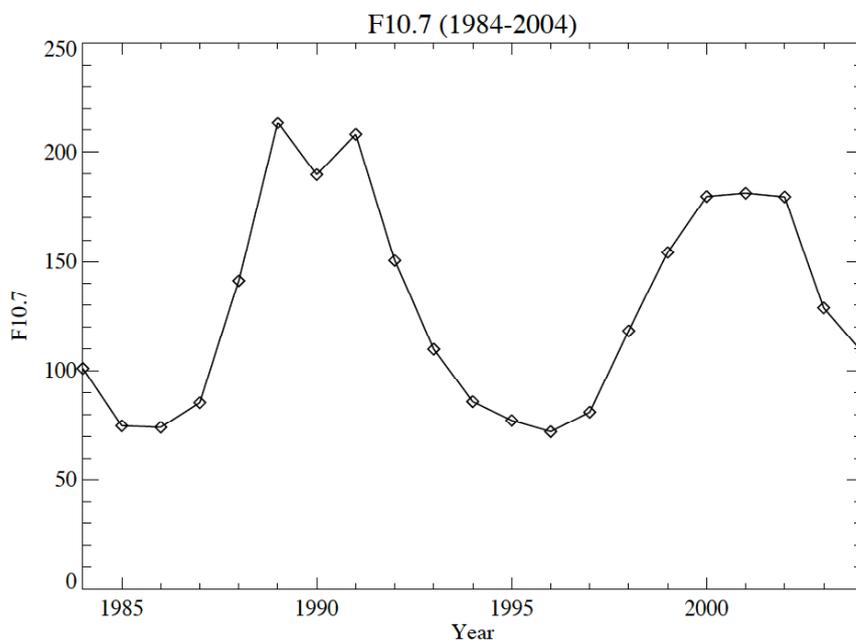


図 1.4 : F10.7 index の年平均の変動。NGDC (米国地球物理センター) のデータを使用した。

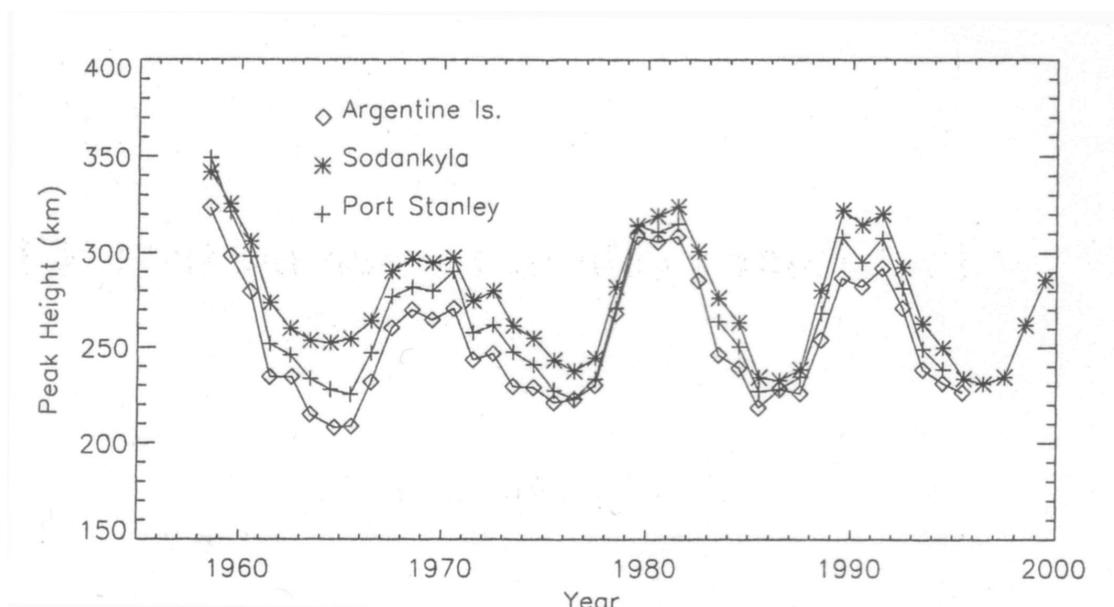


図 1.5 : 電子密度のピーク高度の変動。 [Cliverd et al., 2003]

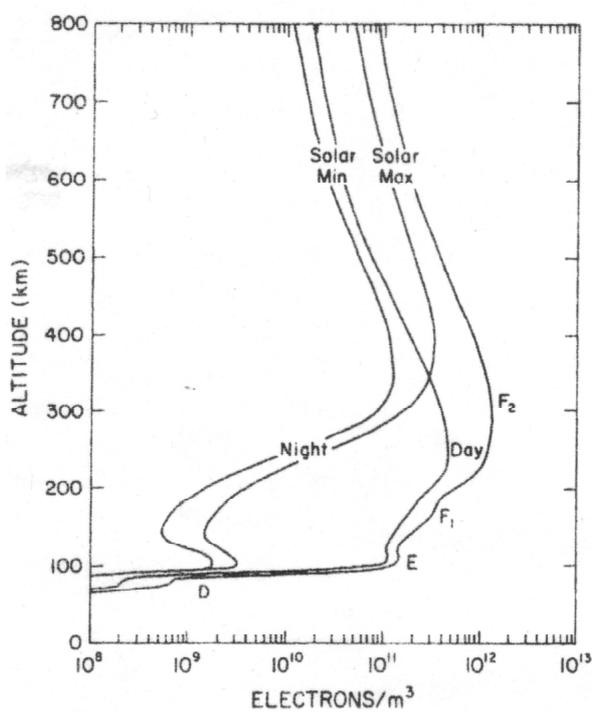


図 1.6 : 電離圏電子密度の太陽活動度による違い。上部電離圏（高度 400 km 以上）では、太陽極大期の電子密度は太陽極小期の電子密度に比べ、約 6 倍高い。 [Richmond, 1987]

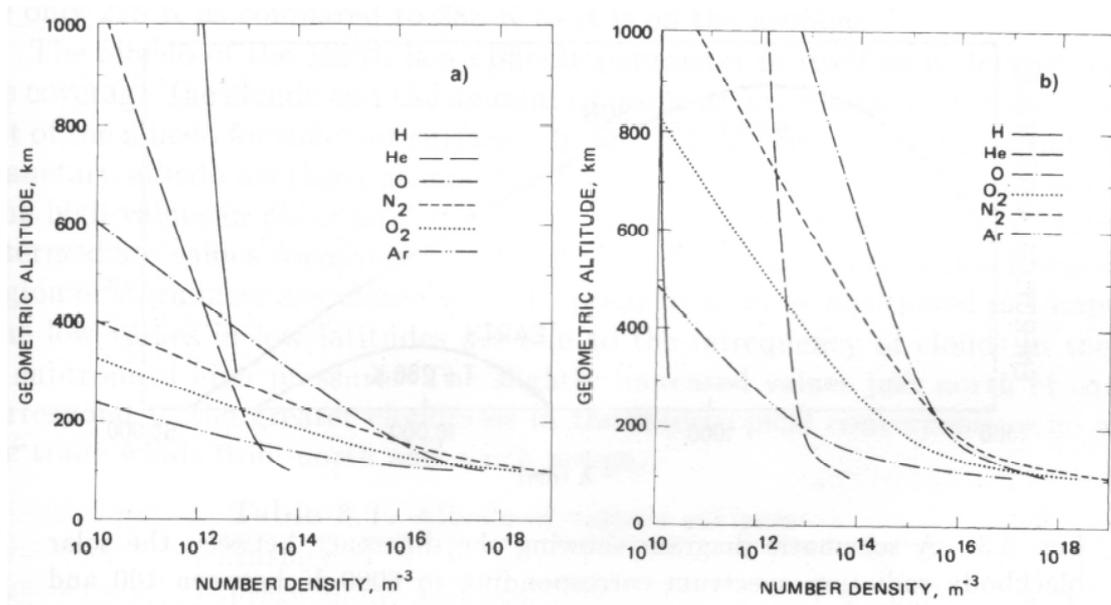


図 1.7 : 中性大気組成の太陽活動度による違い。(a) は太陽極小期の中性大気組成、(b) は太陽極大期の中性大気組成の高度分布を表す。[U.S. *Standard Atmosphere*, 1976]

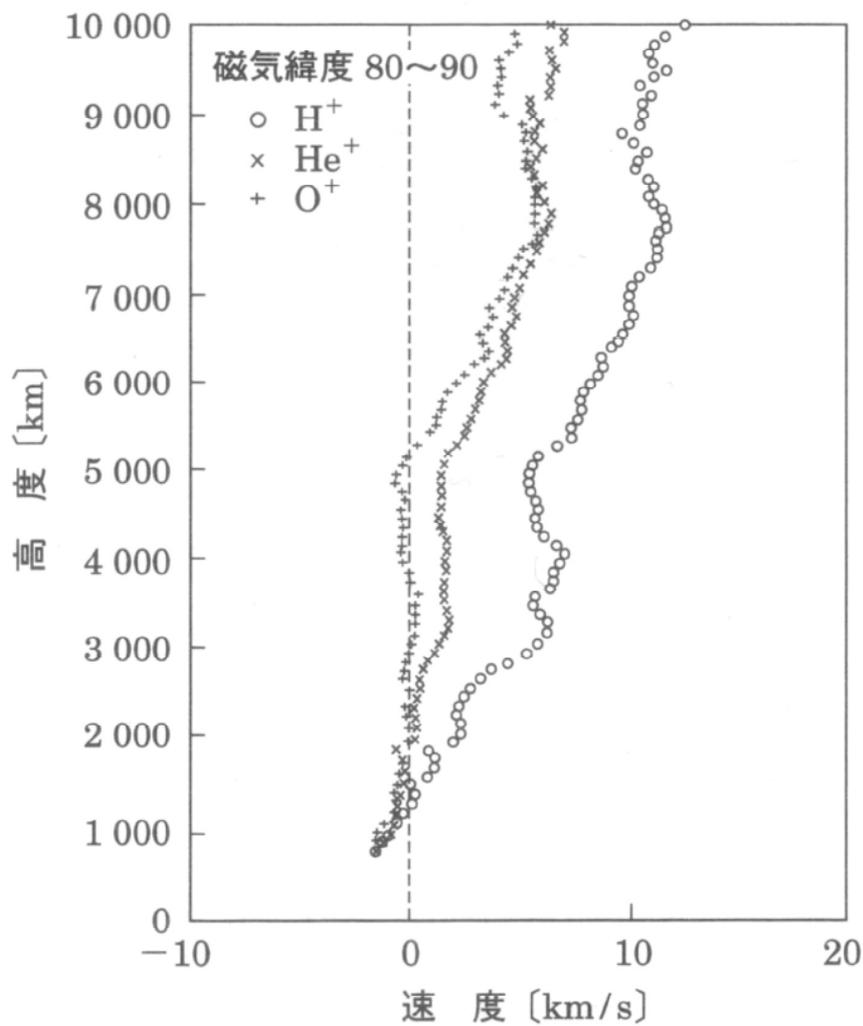


図 1.8 : あけぼの衛星が観測した電離層イオンの流出。縦軸は衛星高度、横軸は沿磁力線方向のイオン速度である。H⁺, He⁺, O⁺ が流出していく様子が示されている。 [Abe et al., 1993]

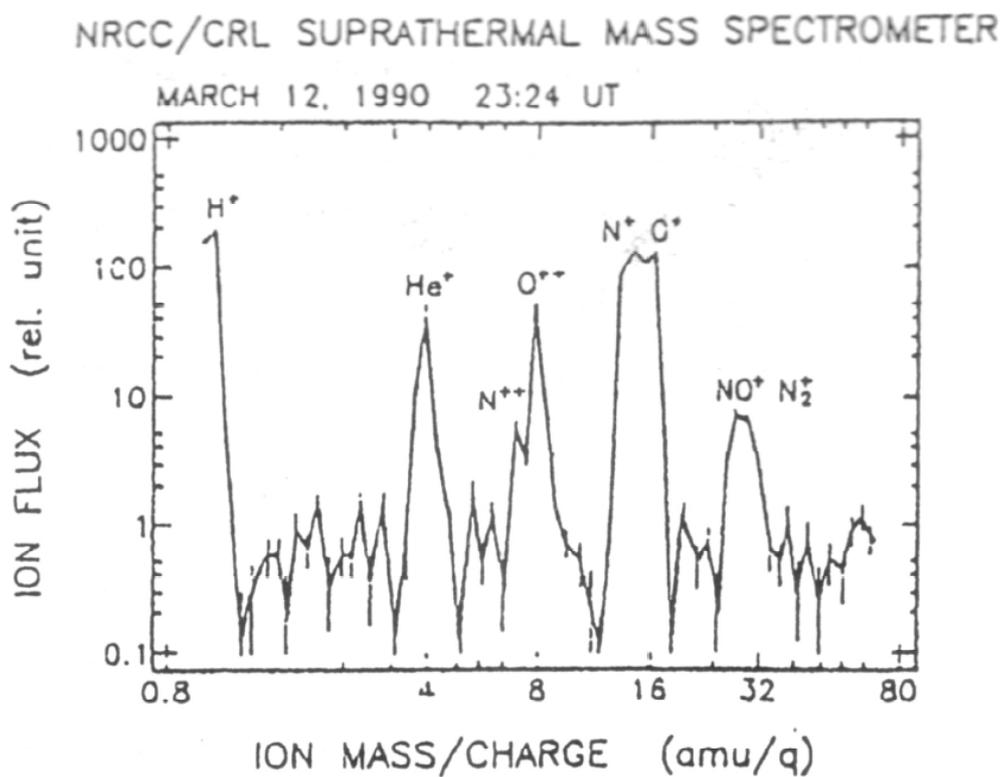


図 1.9 : あけぼの衛星によって観測された、磁気嵐中の昼側オーロラ帯の高度 9000 km におけるイオン種毎のフラックス量。かなりの量の H^+ 、 N^+ 、 O^+ のフラックスの存在と少量の He^+ 、 O^{++} や NO^+ 、 N_2^+ の存在を示している。[Yau et al., 1993]

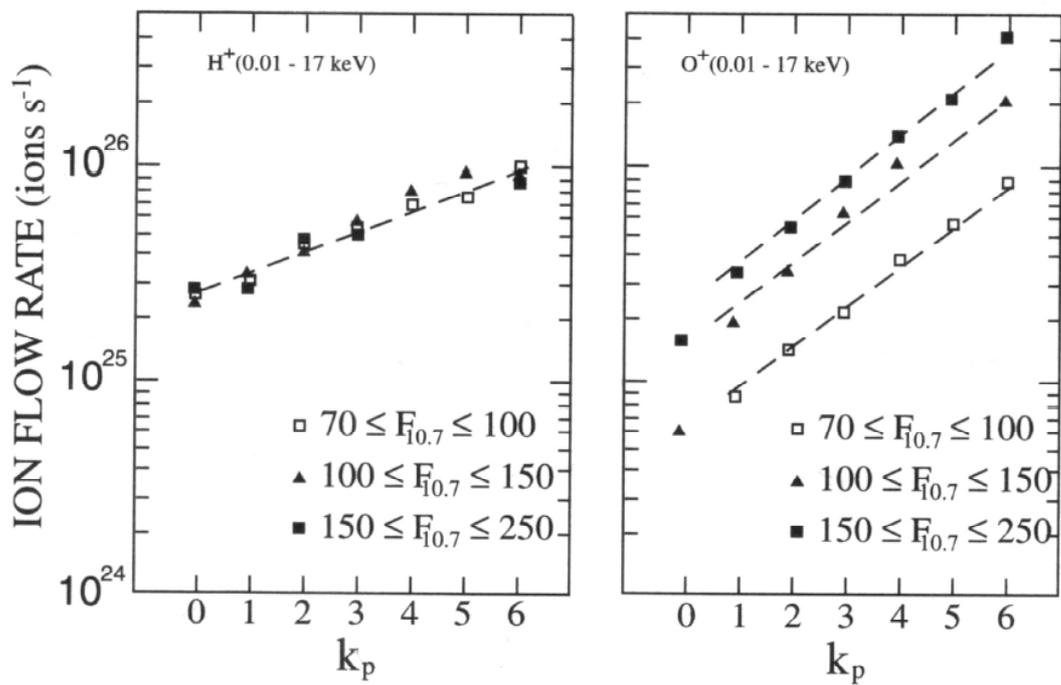


図 1.10 : DE - 1 衛星で観測された高エネルギー (0.01 - 17 keV) の H^+ (左図) と O^+ (右図) のイオンの流出率。 [Yau et al., 1988]

CP-1 and CP-2 field-aligned observations, SNR limit 2%
840124 to 960319

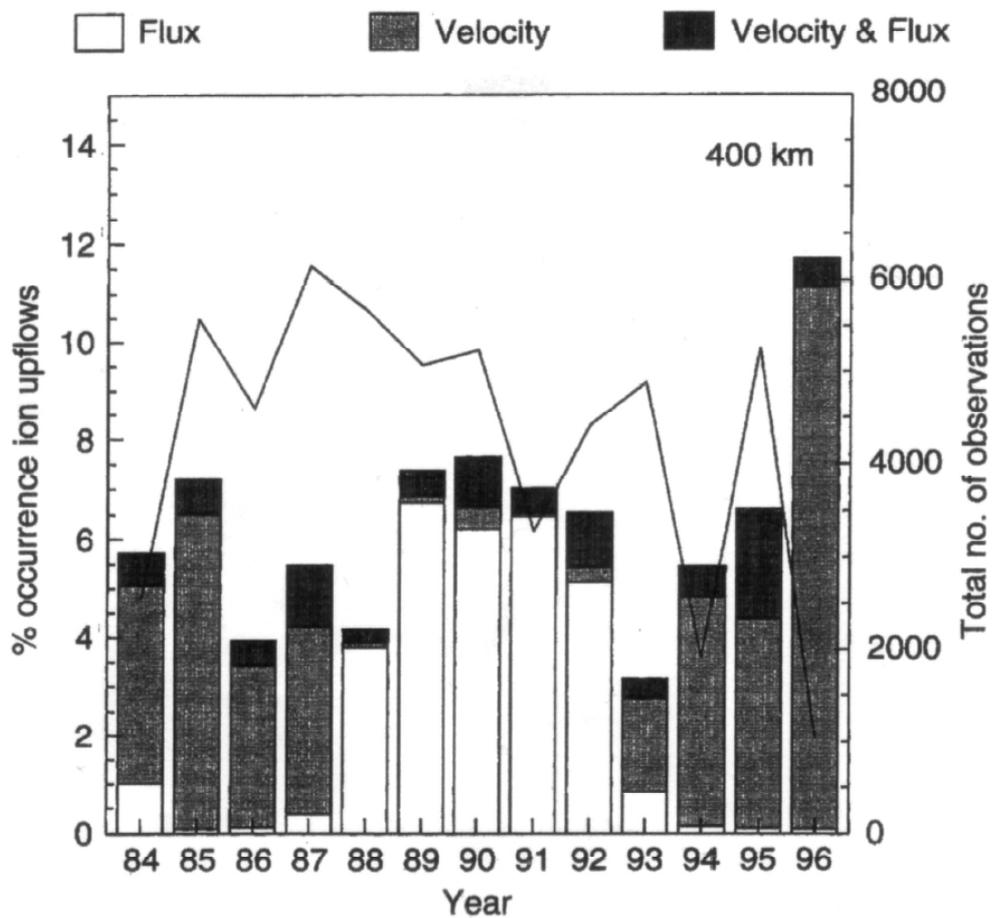


図 1.11 : イオン上昇流の発生頻度。高度 400 km におけるイオン上昇流の発生頻度の年変動を表している。白色のヒストグラムがフラックスによって同定されたイオン上昇流、黒色が速度によって同定されたイオン上昇流、濃いグレーがその両方で同定されたイオン上昇流の発生頻度を表す。図中の折れ線はサンプル数の年変動で、左軸でその数がわかる。[Foster et al., 1998]

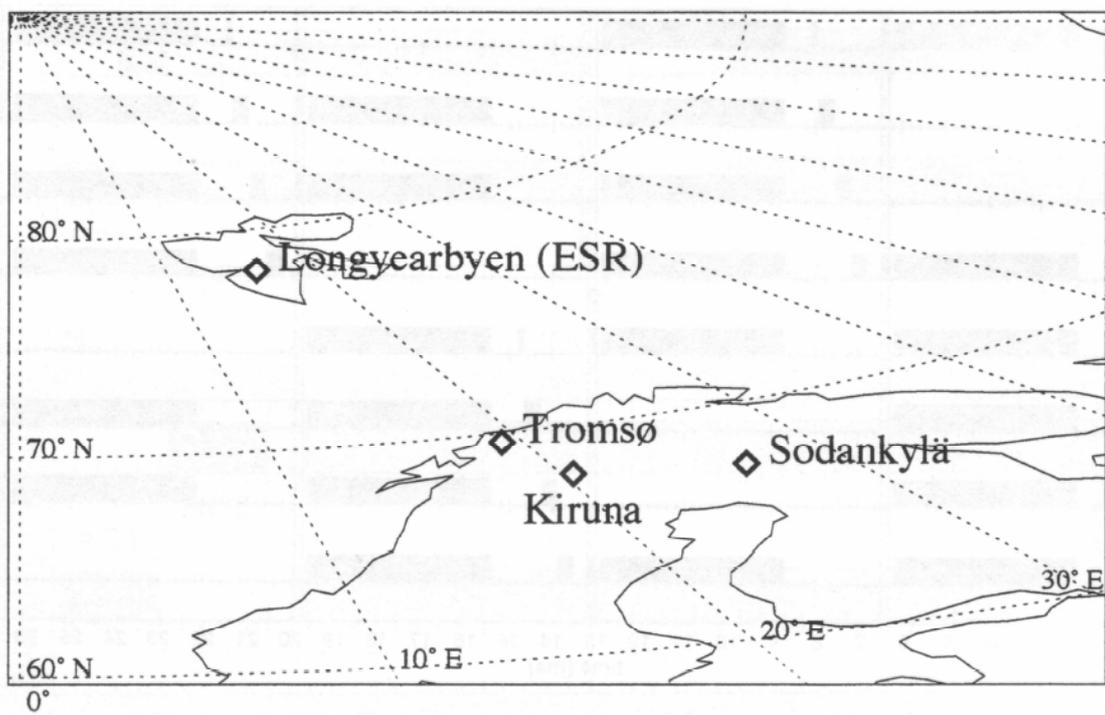


図 2.1 : EISCAT レーダーの場所

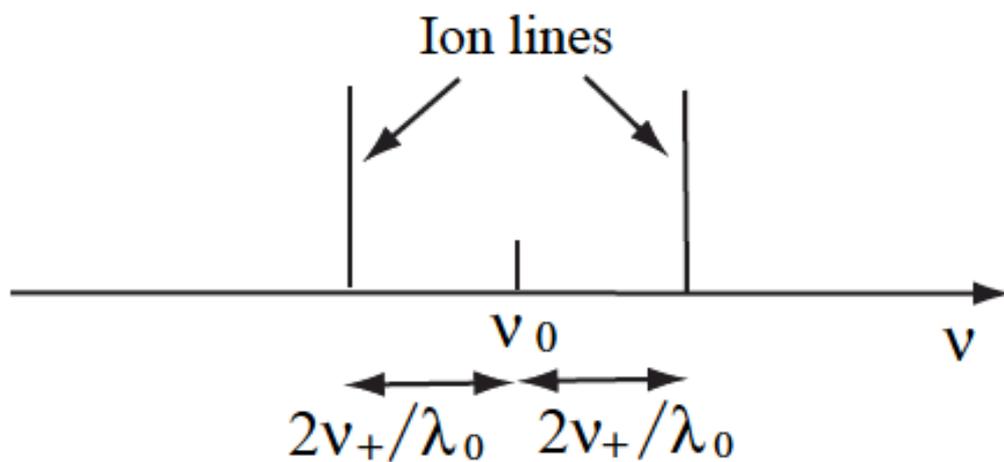


図 2.2 : 受信スペクトルの模式図。散乱波の周波数は送信周波数から $\pm 2\nu_+/\lambda_0$ だけずれる。(ν_+ はイオン音波の位相速度、 λ_0 は送信電波の波長、 ν_0 は送信電波の振動数を表す。) [Introduction to incoherent scatter measurements]

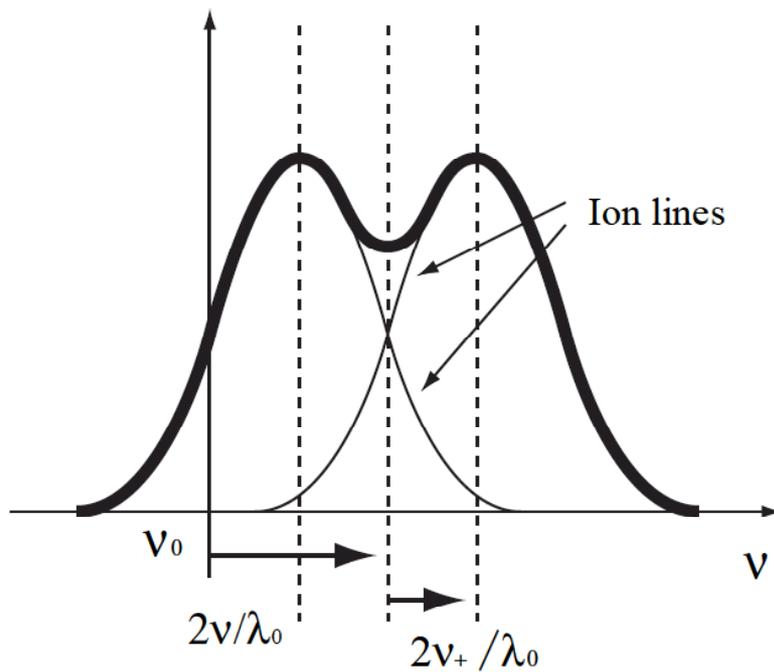


図 2.3 実際に受信されるスペクトルの模式図。イオンラインは、散乱により $\pm 2\nu_+/\lambda_0$ ずれ、さらに全体的な運動により $2\nu/\lambda_0$ だけずれる。さらに熱運動によるスペクトル線の広がり、イオンのバルクな運動による中心周波数のずれ、中性大気との衝突の効果などを受ける。[Introduction to incoherent scatter measurements]

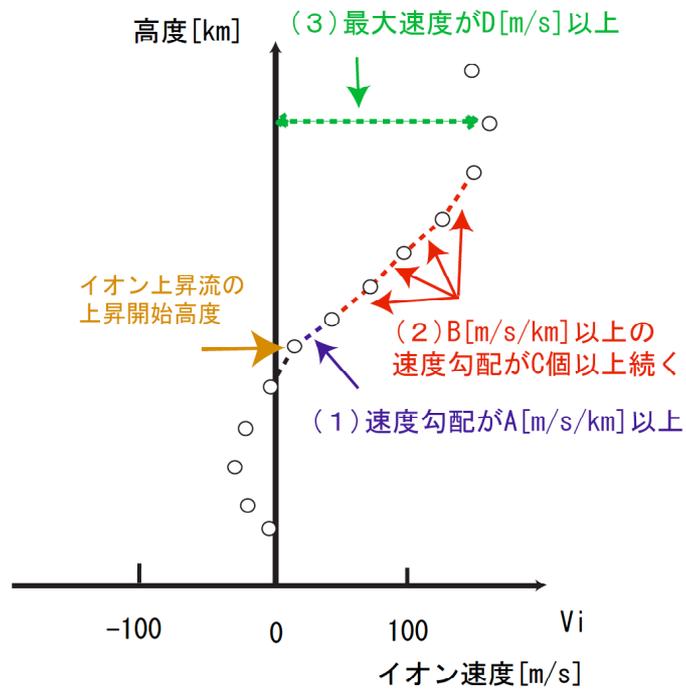
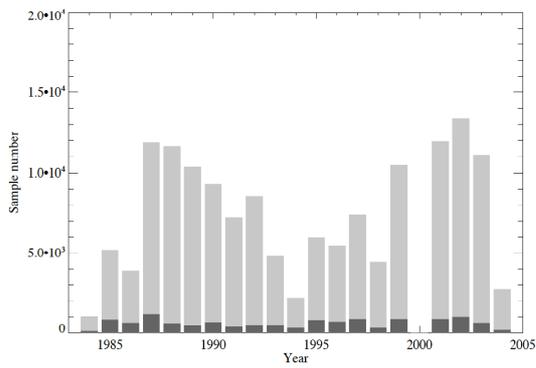


図 3.1 : イオン上昇流の定義

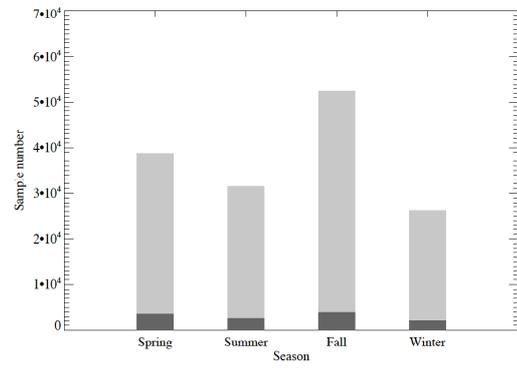
表 3.1 : イオン上昇流の定義で用いた閾値。

	A (m/s/km)	B(m/s/km)	C	D (m/s)
Case 1	0.2	0.2	3	100
Case 2	0.3	0.2	4	150
Case 3	0.3	0.2	3	100
Case 4	0.2	0.2	4	100
Case 5	0.2	0.2	3	150

a



b



c

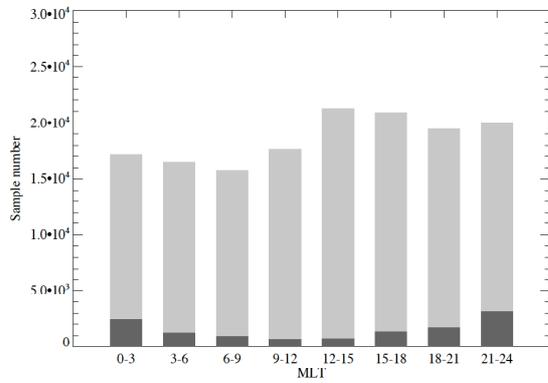


図 3.2 サンプルデータの分布。a：年分布、b：季節分布、c：MLT 分布。ヒストグラムの色は、薄いグレーは全データ数、濃いグレーはイオン上昇流が同定されたデータ数を表している。

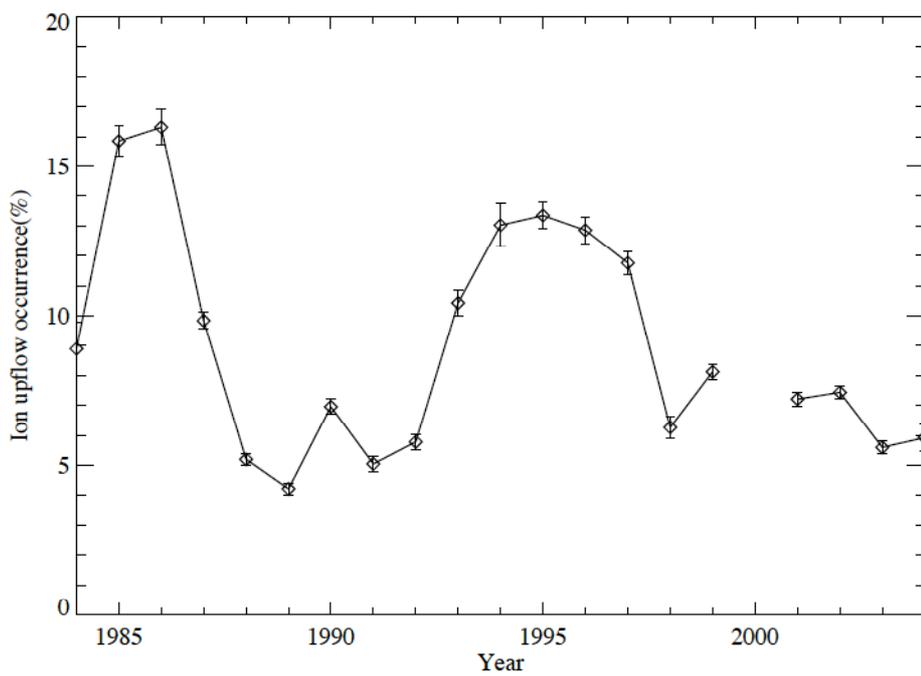


図 4.1: イオン上昇流の発生頻度の年変動。

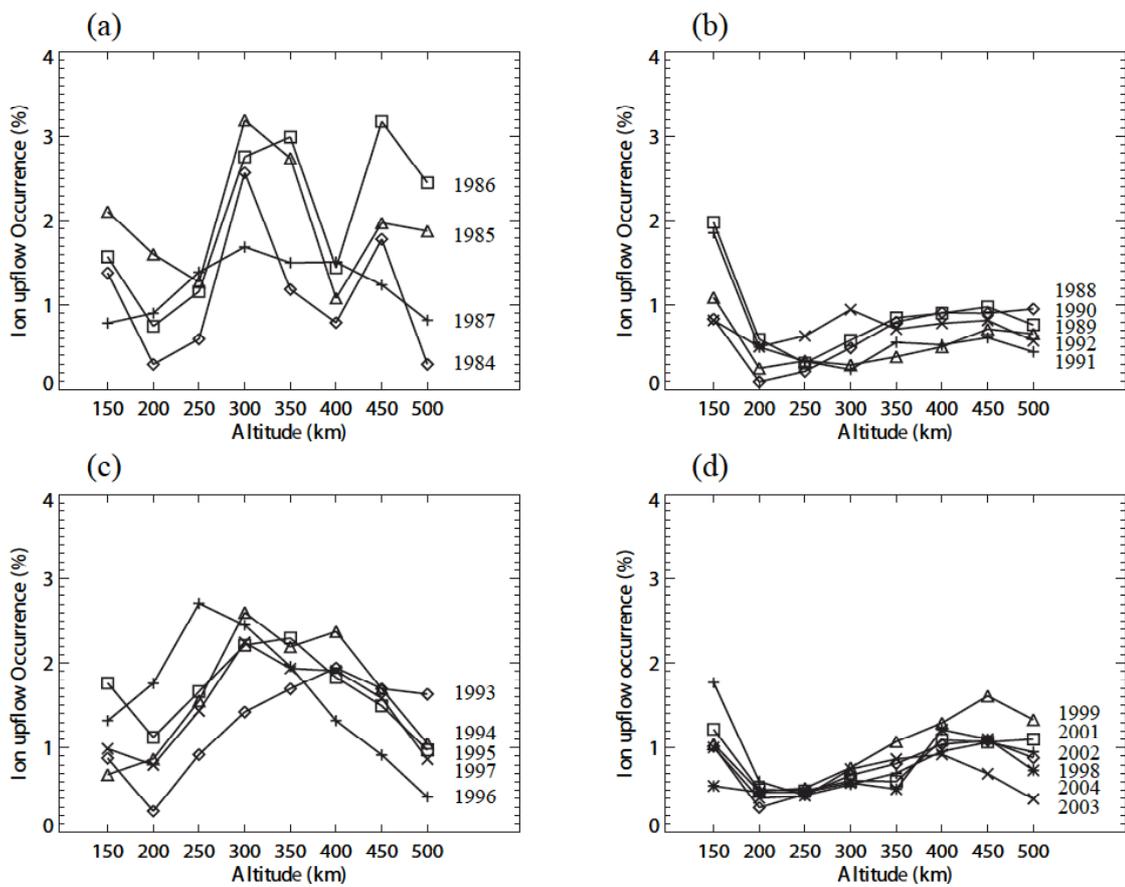


図 4.2 : 上昇開始高度別の発生頻度。(a) : 1984 – 1987 年。(b) : 1988 – 1992 年。
(c) : 1993 – 1997 年。(d) : 1998 – 2004 年。

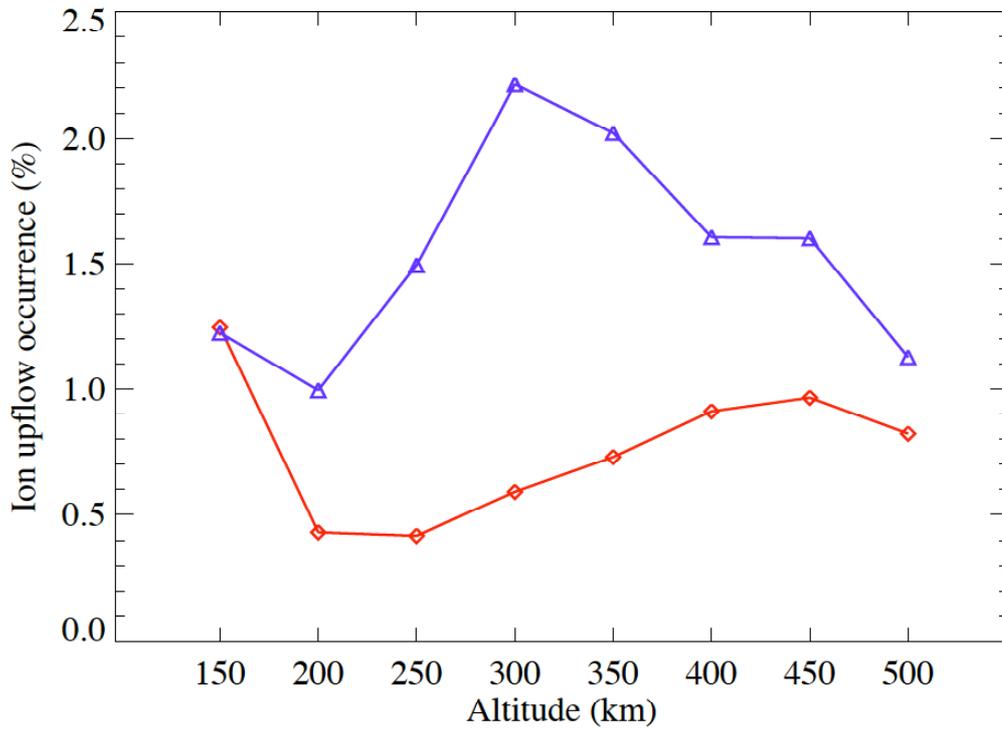


図 4.3 : 太陽活動度で分けたイオン上昇流の上昇開始高度別の発生頻度

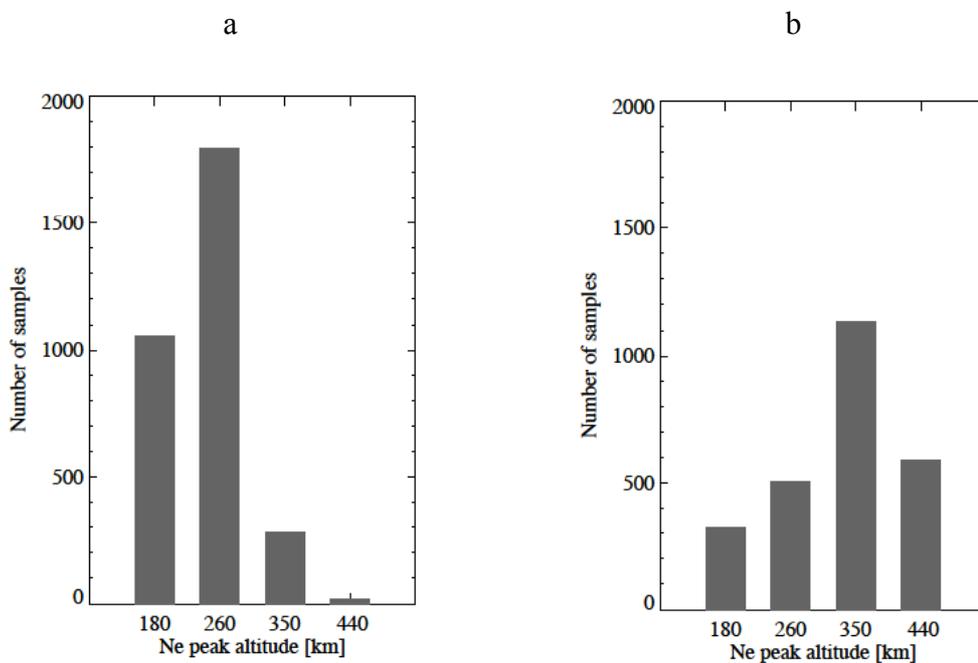


図 4.4 : 電子密度のピーク高度の分布。(左図 : 太陽活動度が低い時、右図 : 太陽活動度が高い時)

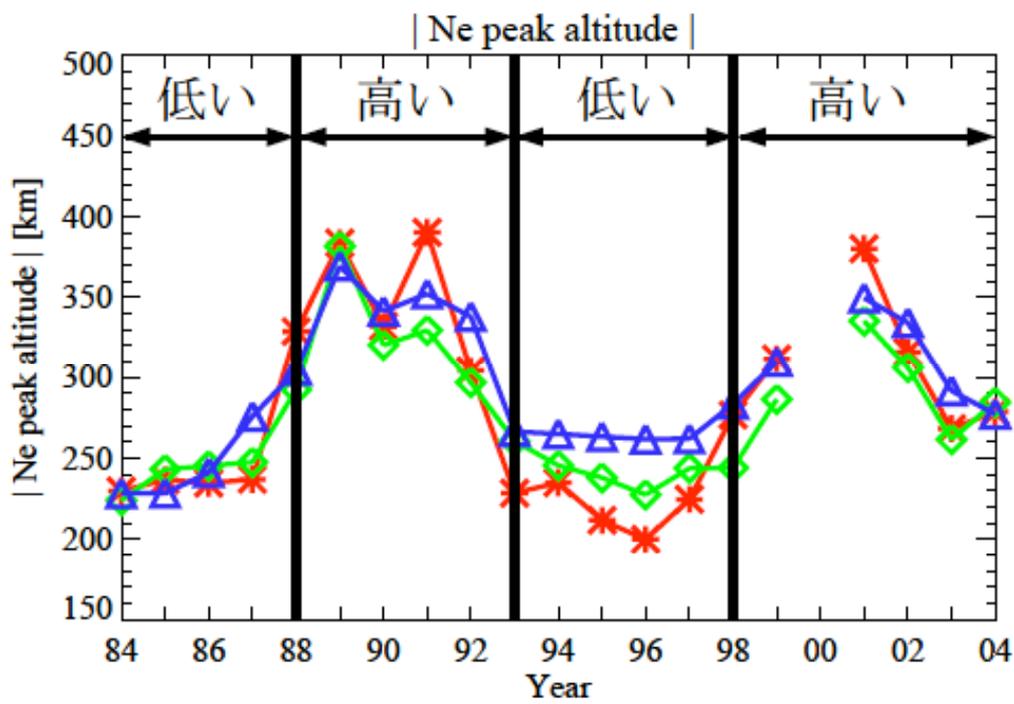


図 4.5:電子密度のピーク高度の年変動。

赤線は 150 - 250 km から、緑線は 250 - 350 km から、青線は 400 - 500 km からイオンが上昇し始めた時の電子密度のピーク高度の平均値の変動を表している。

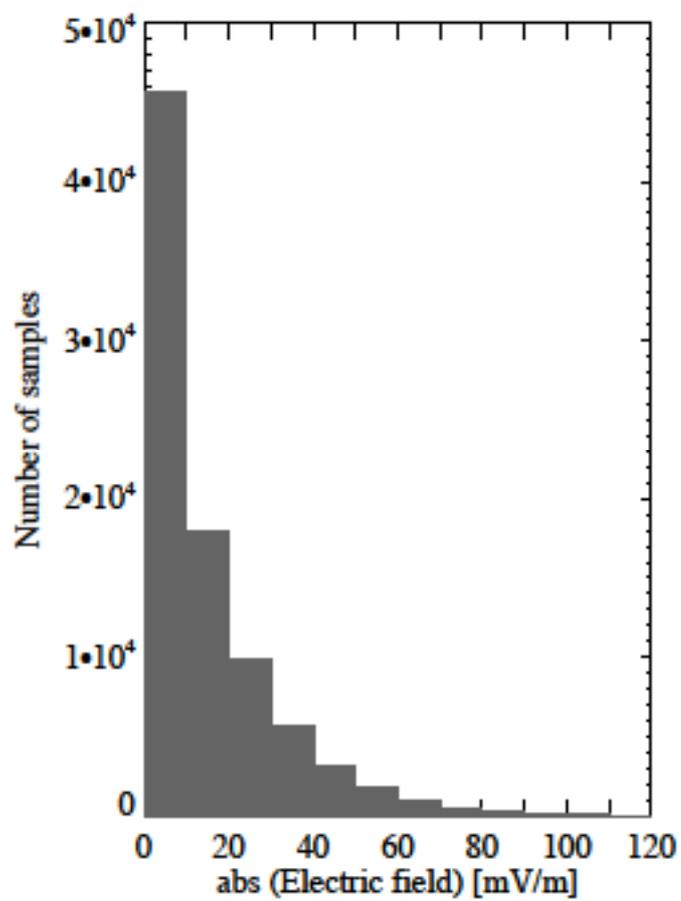


図 4.6 ; 全データを用いた電場の分布。10 mV/m 以下に半分以上が存在している。電場の絶対値の平均は 15.5 mV/m である。

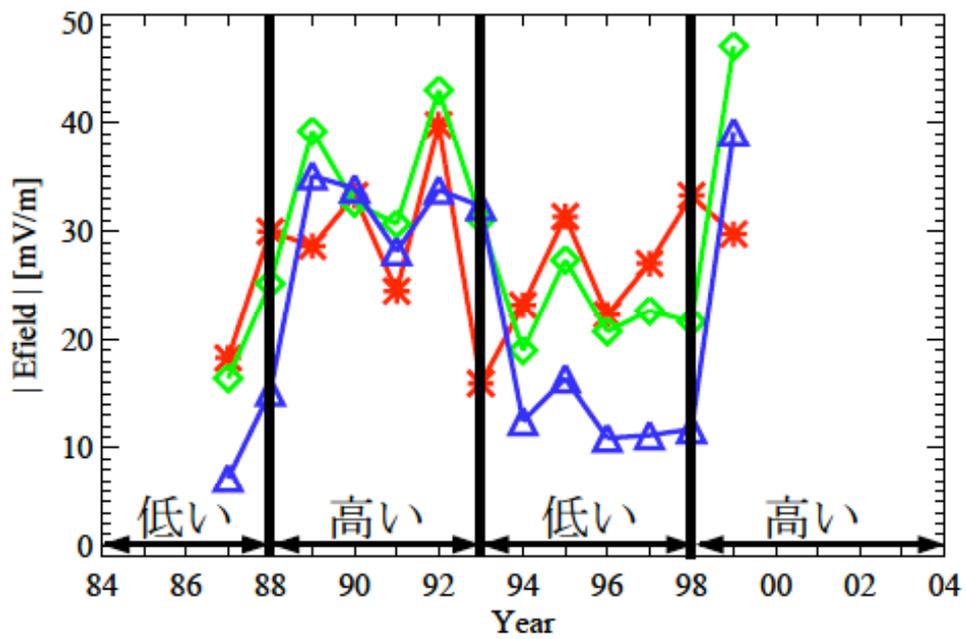


図 4.7 : イオン上昇流が起きているときの電場分布の平均値。赤線は高度 150 - 200 km から、緑線は高度 200 - 400 km から、青線は高度 400 - 500 km からイオンが上昇し始めている時の電場の平均値を表している。

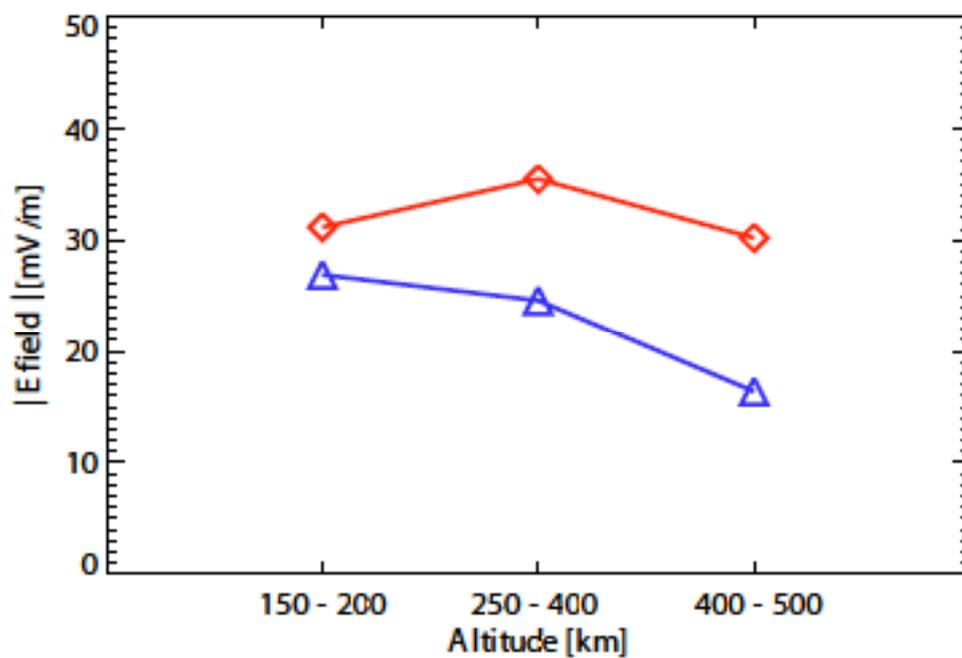


図 4.8 : 上昇開始高度別に調べたイオン上昇流が起こっている場合の電場の平均値。

(赤線は太陽活動度が高い時、青線は太陽活動度が低い時を表している。)

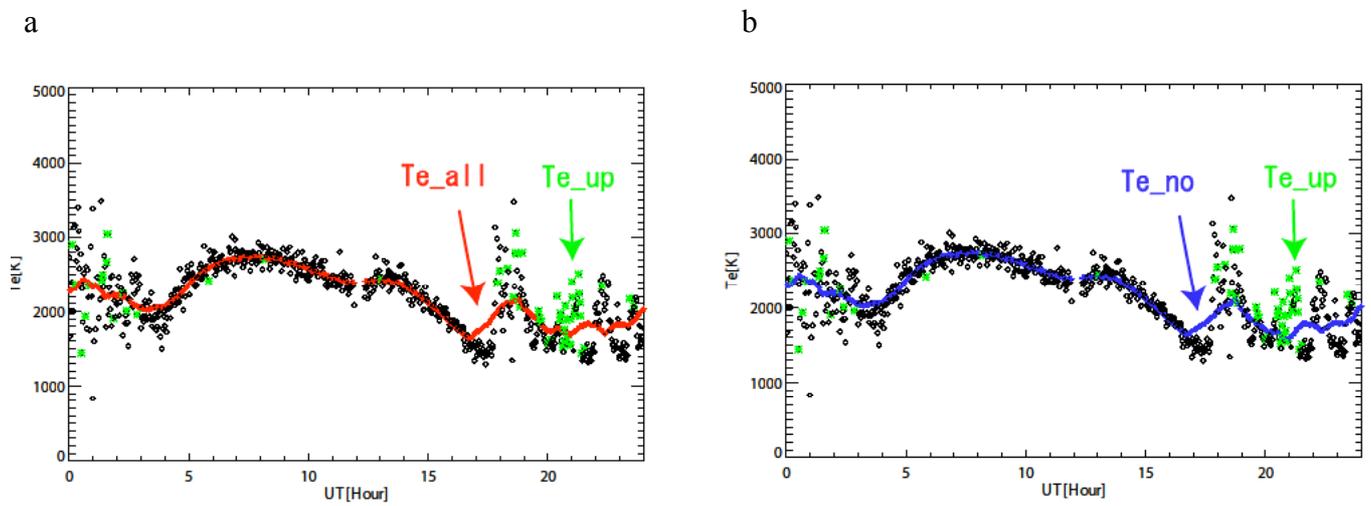
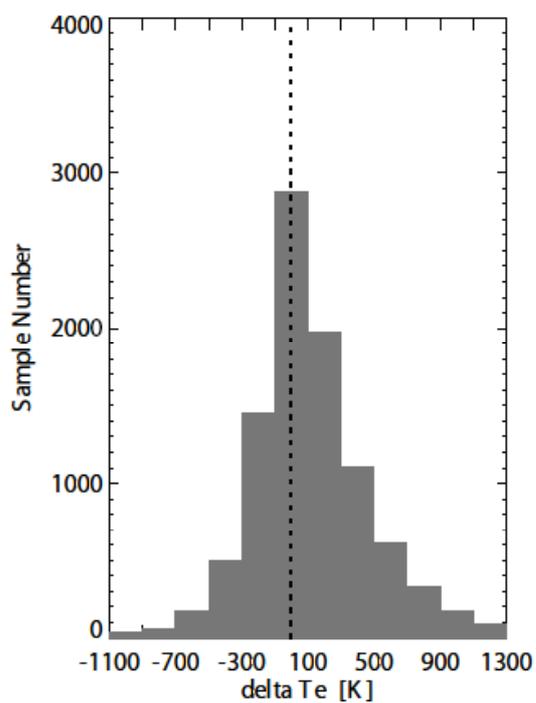


図 4.9：電子温度の日変動と平均温度の日変動（2002年10月16日）。
 （左図：Te_all から導出した電子温度の平均値と実際の電子温度の日変動、
 右図：Te_no から導出した電子温度の平均値と実際の電子温度の日変動。）

a



b

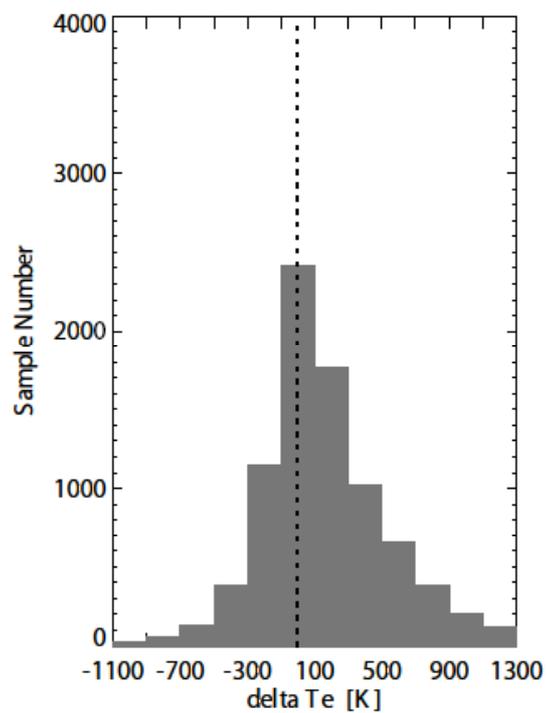


図 4.10 : (a) イオン上昇流が起きているときの電子温度 (Te_{up}) と電子温度の移動平均値 (Te_{all}) との差の分布。(b) イオン上昇流が起きているときの電子温度 (Te_{up}) と電子温度の移動平均値 (Te_{no}) との差の分布。

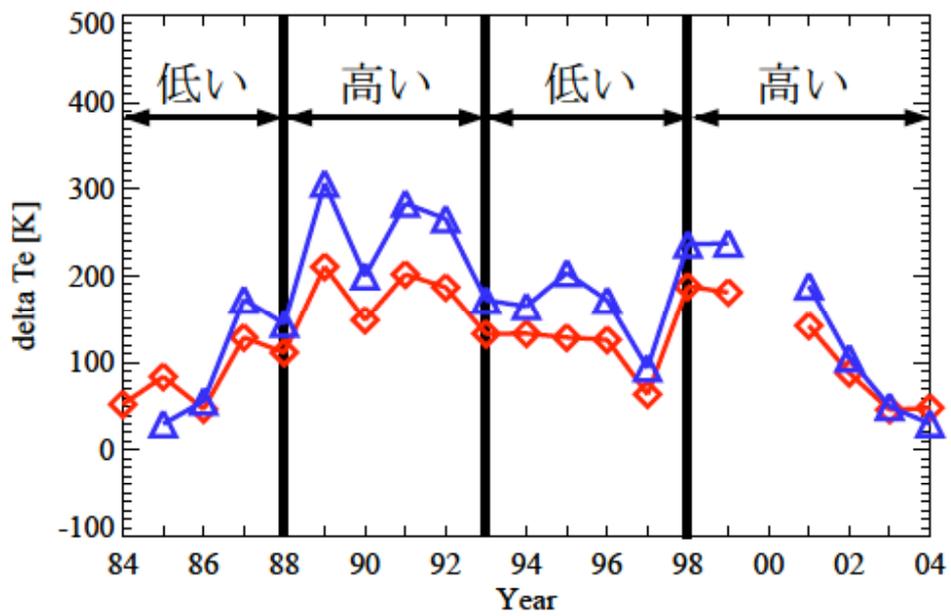


図 4.11 : イオン上昇流が起きていたときすべてのデータを用いた場合の電子温度の増加分の年変動。各年の $Te_{up} - Te_{all}$ の分布の平均値を赤線で、各年の $Te_{up} - Te_{no}$ の分布の平均値を青線で示す。

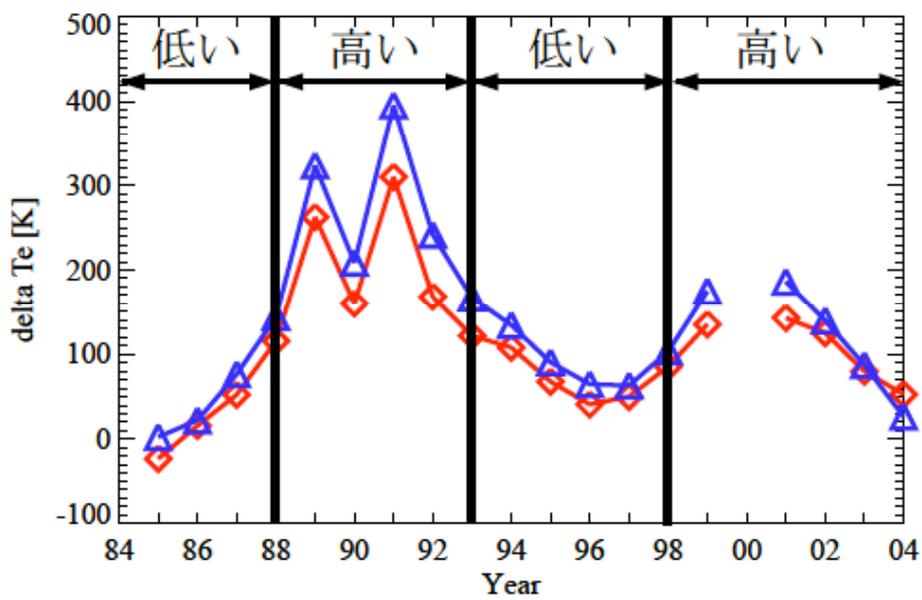


図 4.12 : 高高度 (370 - 450 km) からイオンが上昇し始めたときの電子温度の変動分の年変動。各年の $Te_{up} - Te_{all}$ の分布の平均値を赤線で、各年の $Te_{up} - Te_{no}$ の分布の平均値を青線で示す。

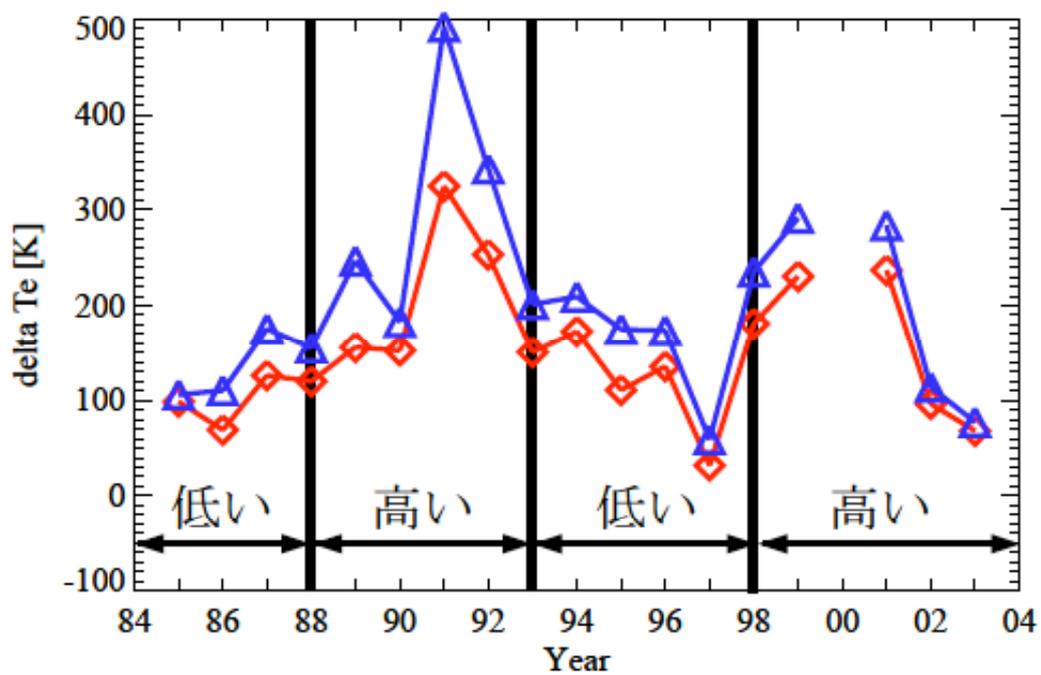


図 4.13 : 中高度 (280 - 370 km) からイオンが上昇し始めたときの電子温度の変動分の年変動。各年の $Te_{up} - Te_{all}$ の分布の平均値を赤線で、各年の $Te_{up} - Te_{no}$ の分布の平均値を青線で示す。

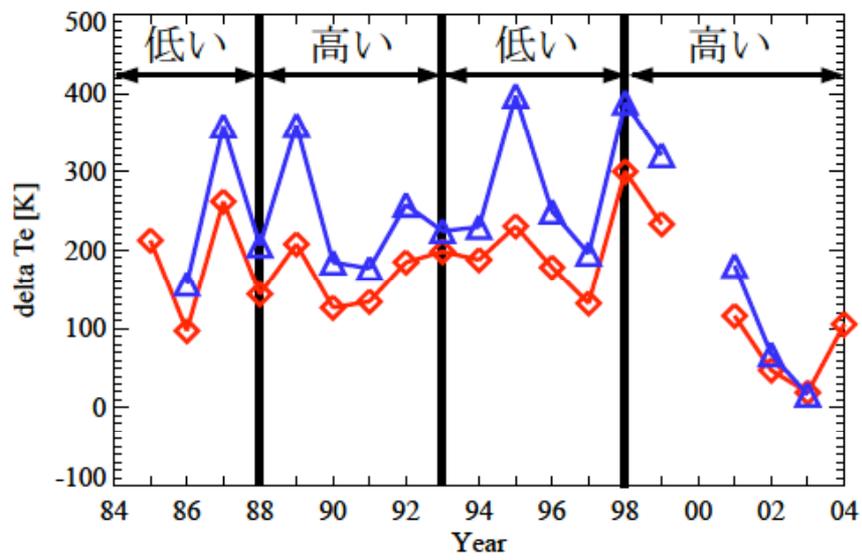


図 4.14 : 低高度 (150 - 280 km) からイオンが上昇し始めたときの電子温度の変動分の年変動。各年の $Te_{up} - Te_{all}$ の分布の平均値を赤線で、各年の $Te_{up} - Te_{no}$ の分布の平均値を青線で示す。

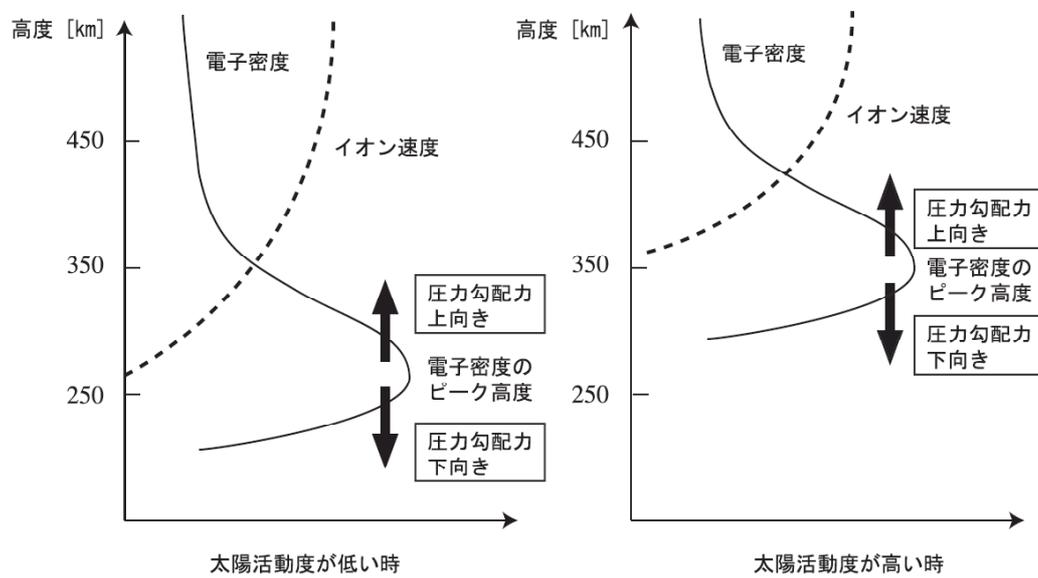


図 4.15 : 電子密度のピーク高度とイオン上昇流開始高度との関係の模式図。

表 4.1 : 上昇開始高度及び太陽活動度毎に分けた場合のイオン上昇流の特徴

上昇開始高度	太陽活動度が高いとき	太陽活動度が低いとき
高高度 (350 - 450 km)	発生する割合： 中 密度のピーク： 350 km 電場の絶対値： 30 mV/m 電子温度上昇： 300-400 K	発生する割合： 中 密度のピーク： 270 km 電場の絶対値： 10-15 mV/m 電子温度上昇： 70-120 K
中高度 (250 - 350 km)	発生する割合： 小 密度のピーク： 350 km 電場の絶対値： 30 mV/m 電子温度上昇： 200-300 K	発生する割合： 大 密度のピーク： 240-250 km 電場の絶対値： 20-25 mV/m 電子温度上昇： 200 K
低高度 (150 - 250 km)	発生する割合： 中 密度のピーク： 350-400 km 電場の絶対値： 30 mV/m 電子温度上昇： 200-400 K	発生する割合： 中 密度のピーク： 200-220 km 電場の絶対値： 25-30 mV/m 電子温度上昇： 200-400 K

Appendix A

CP-1 データの詳細

データ解析に用いた CP-1 データの詳細について示す。

左から観測日（年、年、月）、観測の開始時間（時）、観測の終了時間（時）、観測時間（時間）、各データの積分時間（分）を示している。

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1984	11	26	13	24	11	5
1984	11	27	00	13	13	5
1984	12	12	12	22	10	5
1984	12	13	00	12	12	5
1985	04	16	11	24	13	5
1985	04	17	00	11	11	5
1985	05	14	08	24	16	5
1985	05	15	00	08	8	5
1985	05	21	08	24	16	5
1985	05	22	00	12	12	5
1985	06	25	12	24	12	5
1985	06	26	00	12	12	5
1985	08	06	08	24	16	5
1985	08	07	00	08	8	5
1985	08	13	08	24	16	5
1985	08	14	00	13	13	5
1985	09	03	08	24	16	5
1985	09	04	00	22	22	5
1985	09	10	08	24	16	5
1985	09	11	00	22	22	5
1985	10	29	09	24	15	5
1985	11	05	09	24	15	5
1985	11	06	00	09	9	5
1985	11	12	09	23	14	5
1985	11	13	00	23	23	5
1986	02	25	09	24	15	5
1986	02	26	00	09	9	5
1986	03	26	00	09	9	5
1986	04	08	08	24	16	5
1986	04	09	00	08	8	5
1986	05	27	08	24	16	5
1986	05	28	00	08	8	5
1986	07	15	12	24	12	5
1986	07	16	00	12	12	5
1986	07	22	08	24	16	5
1986	07	23	00	08	8	5
1986	07	29	08	24	16	5
1986	07	30	00	22	22	5

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1986	08	05	08	24	16	5
1986	08	06	00	08	8	5
1986	08	12	08	24	16	5
1986	08	13	00	08	8	5
1986	09	02	08	24	16	5
1986	09	03	00	11	11	5
1986	12	10	09	24	15	5
1986	12	11	00	23	23	5
1987	01	13	14	24	10	2
1987	01	14	00	23	23	2
1987	02	10	10	24	14	5
1987	02	11	00	23	23	5
1987	02	24	09	24	15	2
1987	02	25	00	09	9	2
1987	03	24	09	24	15	2
1987	03	25	00	23	23	2
1987	04	14	08	24	16	2
1987	04	15	00	22	22	2
1987	05	12	08	24	16	2
1987	05	13	00	22	22	2
1987	06	16	08	24	16	2
1987	06	17	00	08	8	2
1987	07	28	08	24	16	5
1987	07	29	00	08	8	5
1987	09	21	08	24	16	2
1987	09	22	00	24	24	2
1987	09	23	00	24	24	2
1987	09	24	00	24	24	2
1987	09	25	00	08	8	2
1987	11	10	12	24	12	2
1987	11	11	00	24	24	2
1987	11	12	00	23	23	2
1987	11	17	09	24	15	2
1987	11	18	00	24	24	2
1987	11	19	00	23	23	2
1988	03	16	09	24	15	2
1988	03	17	00	24	24	2
1988	03	18	00	24	24	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1988	03	19	00	24	24	2
1988	03	20	00	09	9	2
1988	04	05	08	24	16	2
1988	04	06	00	24	24	2
1988	04	07	00	06	6	2
1988	05	03	08	24	16	2
1988	05	04	00	08	8	2
1988	07	26	08	24	16	2
1988	07	27	00	22	22	2
1988	08	30	08	24	16	2
1988	08	31	00	24	24	2
1988	09	01	00	22	22	2
1988	09	06	08	22	14	2
1988	09	07	00	22	22	2
1988	09	20	00	24	24	2
1988	09	21	00	08	8	2
1989	01	10	09	24	15	2
1989	01	11	00	23	23	2
1989	02	07	09	24	15	2
1989	02	08	00	09	9	2
1989	03	28	08	24	16	2
1989	03	29	08	22	14	2
1989	05	02	07	24	17	2
1989	05	03	00	08	8	2
1989	08	01	13	24	11	2
1989	08	02	00	24	24	2
1989	08	03	00	16	16	2
1989	09	05	10	24	14	2
1989	09	06	00	13	13	2
1989	11	14	10	24	14	2
1989	11	15	00	24	24	2
1989	11	16	00	16	16	2
1990	01	24	10	24	14	2
1990	01	25	00	02	2	2
1990	04	09	10	24	14	2
1990	04	10	00	16	16	2
1990	06	05	10	24	14	2
1990	06	06	00	16	16	2
1990	06	12	08	24	16	2
1990	06	13	00	13	13	2
1990	07	02	10	24	14	2
1990	07	03	00	16	16	2
1990	07	30	19	24	5	2
1990	07	31	00	24	24	2
1990	08	01	00	04	4	2
1990	09	25	10	22	12	2
1990	09	26	00	24	24	2
1990	09	27	00	22	22	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1990	10	09	09	20	11	1
1990	10	10	11	16	5	5
1990	10	11	00	16	16	5
1990	11	27	10	24	14	2
1990	11	28	00	16	16	2
1991	02	12	15	24	9	2
1991	02	13	00	24	24	2
1991	02	14	00	08	8	2
1991	02	20	10	24	14	2
1991	02	21	00	11	11	2
1991	05	02	10	24	14	2
1991	05	03	00	14	14	2
1991	07	10	14	24	10	2
1991	07	11	00	16	16	2
1991	09	10	09	24	15	2
1991	09	11	00	16	16	2
1991	12	08	10	24	14	2
1991	12	09	00	24	24	2
1991	12	10	00	16	16	2
1992	03	30	16	24	8	2
1992	03	31	00	24	24	2
1992	04	01	00	24	24	2
1992	04	02	00	24	24	2
1992	04	03	00	16	16	2
1992	07	30	15	24	9	2
1992	07	31	00	24	24	2
1992	08	01	00	24	24	2
1992	08	02	00	24	24	2
1992	08	03	00	24	24	2
1992	08	04	00	24	24	2
1992	08	05	00	16	16	2
1993	01	25	16	22	6	
1993	02	16	10	24	14	2
1993	02	17	00	22	22	2
1993	04	20	10	24	14	2
1993	04	21	00	20	20	2
1993	07	20	22	24	2	2
1993	07	21	00	22	22	2
1993	07	22	00	22	22	2
1993	10	18	13	24	11	2
1993	10	19	00	23	23	2
1994	03	15	16	24	8	2
1994	03	16	00	23	23	2
1994	04	12	16	22	6	2
1994	04	13	00	22	22	2
1994	06	08	16	24	8	2
1994	06	09	00	22	22	2
1995	02	28	14	24	10	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1995	03	01	00	24	24	2
1995	03	02	14	17	3	2
1995	03	28	15	24	9	2
1995	03	29	00	20	20	2
1995	06	20	12	24	12	2
1995	06	21	00	18	18	2
1995	07	13	08	24	16	2
1995	07	14	00	14	14	2
1995	09	27	12	24	12	2
1995	09	28	00	16	16	2
1995	12	21	10	24	14	2
1995	12	22	00	16	16	2
1995	12	28	18	23	5	2
1996	02	13	10	24	14	2
1996	02	14	00	16	16	2
1996	06	17	08	24	16	2
1996	06	18	00	24	24	2
1996	06	19	00	18	18	2
1996	11	14	16	24	8	2
1996	11	15	00	16	16	2
1996	11	16	06	09	3	2
1996	11	17	18	22	4	2
1996	11	18	21	24	3	2
1996	11	19	00	01	1	2
1996	11	21	19	24	5	2
1996	11	22	20	24	4	2
1996	12	09	04	08	4	2
1996	12	10	10	24	14	2
1996	12	11	00	14	14	2
1997	01	01	17	24	7	2
1997	01	02	00	08	8	2
1997	02	10	13	24	11	2
1997	02	11	00	24	24	2
1997	02	12	00	16	16	2
1997	04	09	14	24	10	2
1997	04	10	00	22	22	2
1997	05	14	14	24	10	2
1997	05	15	00	22	22	2
1997	06	23	18	16	-2	2
1997	06	24	00	24	24	2
1997	06	25	00	24	24	2
1997	06	26	00	24	24	2
1997	06	27	00	16	16	2
1997	10	30	18	24	6	2
1997	10	31	00	24	24	2
1997	11	01	00	08	8	2
1998	01	20	09	24	15	2
1998	01	21	00	17	17	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1998	08	17	09	24	15	2
1998	08	18	00	24	24	2
1998	08	19	00	26	26	2
1999	02	09	10	24	14	2
1999	02	10	00	24	24	2
1999	02	11	00	24	24	2
1999	02	12	00	16	16	2
1999	08	11	06	22	16	1
1999	09	15	15	24	9	2
1999	09	16	00	24	24	2
1999	09	17	00	16	16	2
1999	10	12	10	24	14	2
1999	10	13	00	05	5	2
1999	10	14	00	24	24	2
1999	10	15	00	16	16	2
1999	12	02	10	24	14	2
1999	12	03	00	17	17	2
2001	02	05	12	14	2	2
2001	02	06	14	23	9	2
2001	02	07	00	12	12	2
2001	02	13	09	24	15	2
2001	02	14	00	24	24	2
2001	02	15	00	20	20	2
2001	03	09	18	24	6	2
2001	03	10	00	13	13	2
2001	03	17	00	13	13	2
2001	03	21	18	22	4	2
2001	04	16	22	24	2	2
2001	04	17	00	07	7	2
2001	04	28	18	24	6	2
2001	04	29	00	12	12	2
2001	07	07	20	24	4	2
2001	07	08	00	03	3	2
2001	07	11	10	24	14	2
2001	07	12	00	22	22	2
2001	09	21	00	24	24	2
2001	09	22	00	24	24	2
2001	09	23	00	22	22	2
2001	09	25	15	24	9	2
2001	09	26	00	24	24	2
2001	09	27	00	24	24	2
2001	10	01	14	22	8	2
2001	10	13	13	22	9	2
2001	10	15	12	22	10	2
2001	10	16	15	24	9	2
2001	10	17	16	03	-13	2
2001	10	18	15	22	7	2
2001	12	11	14	24	10	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
2001	12	12	00	24	24	2
2001	12	13	00	24	24	2
2001	12	14	00	16	16	2
2002	01	18	00	12	12	2
2002	01	31	15	21	6	2
2002	02	04	15	20	5	2
2002	02	06	08	12	4	2
2002	02	17	07	24	17	2
2002	02	18	17	24	7	2
2002	02	20	17	22	5	2
2002	06	11	06	24	18	2
2002	06	12	00	12	12	2
2002	10	01	17	22	5	2
2002	10	02	12	14	2	2
2002	10	03	07	22	15	2
2002	10	05	10	24	14	2
2002	10	06	00	24	24	2
2002	10	07	00	24	24	2
2002	10	08	00	24	24	2
2002	10	09	00	24	24	2
2002	10	10	00	24	24	2
2002	10	11	00	24	24	2
2002	10	12	00	13	13	2
2002	10	15	10	24	14	2
2002	10	16	00	23	23	2
2002	10	17	00	24	24	2
2002	10	18	00	07	7	2
2002	10	22	10	24	14	2
2002	10	23	00	24	24	2
2002	10	24	00	24	24	2
2002	10	25	00	24	24	2
2002	12	03	13	24	11	2
2002	12	04	00	24	24	2
2002	12	05	00	21	21	2
2002	12	10	10	14	4	2
2002	12	12	12	18	6	2
2002	12	17	14	18	4	2
2003	01	05	09	14	5	2
2003	03	19	14	24	10	2
2003	03	20	00	24	24	2
2003	03	21	00	24	24	2
2003	03	22	00	24	24	2
2003	03	23	00	14	14	2
2003	05	01	16	20	4	2
2003	05	27	09	22	13	2
2003	05	28	06	24	18	2
2003	05	29	00	23	23	2
2003	05	30	00	24	24	2

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
2003	05	31	00	14	14	2
2003	09	22	09	24	15	2
2003	09	23	00	24	24	2
2003	09	24	00	24	24	2
2003	09	25	00	24	24	2
2003	09	26	00	18	18	2
2003	10	21	09	24	15	2
2003	10	22	00	24	24	2
2003	10	23	00	15	15	2
2003	10	24	07	24	17	2
2003	10	25	00	20	20	2
2004	03	10	07	24	17	2
2004	03	11	00	24	24	2
2004	03	12	00	14	14	2
2004	06	01	06	24	18	2
2004	06	02	00	24	24	2
2004	06	03	00	24	24	2
2004	06	04	00	17	17	2

Appendix B

CP-2 データの詳細

データ解析に用いた CP-2 データの詳細について示す。左から観測日（年、年、月）、観測の開始時間（時）、観測の終了時間（時）、観測時間（時間）、各データの積分時間（分）を示している。

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1984	08	29	07	24	17	1
1984	08	30	00	07	7	1
1984	09	25	13	13	0	1
1984	09	26	00	12	12	1
1984	11	20	13	24	11	1
1984	11	21	00	13	13	1
1985	02	19	14	24	10	1
1985	02	20	00	14	14	1
1985	04	10	13	24	11	1
1985	04	11	00	13	13	1
1985	05	07	07	24	17	1
1985	05	08	00	07	7	1
1985	07	02	08	24	16	1
1985	07	03	00	08	8	1
1985	10	14	23	24	1	1
1985	10	15	00	24	24	1
1985	10	16	00	24	24	1
1985	10	17	00	24	24	1
1985	10	18	00	12	12	1
1986	04	22	08	24	16	1
1986	04	23	00	08	8	1
1986	05	21	08	24	16	1
1986	05	22	00	08	8	1
1986	09	30	09	24	15	1
1986	10	01	00	17	17	1
1986	10	21	11	24	13	1
1986	10	22	00	23	23	1
1986	11	11	14	24	10	1
1986	11	12	00	23	23	1
1986	11	19	14	24	10	1
1986	11	20	01	23	22	1
1987	01	20	09	24	15	1
1987	01	21	00	23	23	1
1987	02	17	09	24	15	1
1987	02	18	00	09	9	1
1987	03	17	09	10	1	1
1987	03	18	00	22	22	1
1987	06	23	08	18	10	1

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1987	06	24	06	08	2	1
1987	10	20	09	24	15	1
1987	10	21	00	24	24	1
1987	10	22	00	11	11	1
1988	04	11	08	24	16	1
1988	04	12	00	24	24	1
1988	04	13	00	08	8	1
1988	06	13	08	24	16	1
1988	06	14	00	24	24	1
1988	06	15	00	08	8	1
1988	08	09	08	24	16	1
1988	08	10	00	08	8	1
1988	08	16	08	24	16	1
1988	08	17	00	24	24	1
1988	08	18	00	22	22	1
1988	11	15	09	24	15	1
1988	11	16	00	24	24	1
1988	11	17	00	07	7	1
1989	02	14	08	24	16	1
1989	02	15	00	17	17	1
1989	04	25	08	24	16	1
1989	04	26	00	20	20	1
1989	08	28	12	24	12	1
1989	08	29	00	24	24	1
1989	08	30	00	16	16	1
1989	08	31	14	24	10	1
1989	09	01	00	16	16	1
1989	10	23	18	24	6	1
1989	10	24	00	24	24	1
1989	10	25	00	14	14	1
1990	03	20	15	24	9	1
1990	03	21	00	24	24	1
1990	03	22	00	16	16	1
1990	05	21	10	24	14	1
1990	05	22	00	16	16	1
1990	10	24	10	24	14	1
1990	10	25	00	16	16	1
1990	11	13	11	24	13	1

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1990	11	14	00	24	24	1
1990	11	15	00	16	16	1
1990	11	20	15	24	9	1
1990	11	21	00	16	16	1
1991	01	11	10	24	14	1
1991	01	12	00	24	24	1
1991	01	13	00	16	16	1
1991	05	13	13	24	11	1
1991	05	14	00	06	6	1
1991	08	12	08	14	6	1
1991	08	13	01	02	1	1
1991	08	17	21	24	3	1
1991	08	18	00	01	1	1
1991	08	19	01	06	5	1
1991	11	04	10	24	14	1
1991	11	05	00	24	24	1
1991	11	06	00	10	10	1
1992	01	27	10	24	14	1
1992	01	28	00	24	24	1
1992	01	29	00	16	16	1
1992	04	13	10	24	14	1
1992	04	14	00	16	16	1
1992	06	25	08	10	2	1
1992	07	07	10	24	14	1
1992	07	08	00	16	16	1
1992	10	27	10	24	14	1
1992	10	28	00	24	24	1
1992	10	29	00	16	16	1
1993	01	20	16	24	8	1
1993	01	21	00	24	24	1
1993	01	22	00	24	24	1
1993	01	23	00	24	24	1
1993	01	24	00	24	24	1
1993	01	25	00	10	10	1
1993	06	15	09	24	15	1
1993	06	16	00	22	22	1
1994	12	19	13	24	11	1
1994	12	20	00	24	24	1
1994	12	20	00	24	24	1
1994	12	21	00	24	24	1
1994	12	22	00	23	23	1
1995	05	22	12	24	12	1
1995	05	23	00	16	16	1
1995	12	18	08	24	16	1
1995	12	19	00	24	24	1
1995	12	20	00	24	24	1
1995	12	21	00	10	10	1
1996	03	19	10	24	14	1

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1996	03	20	00	24	24	1
1996	03	21	00	24	24	1
1996	03	22	00	16	16	1
1996	07	16	10	24	14	1
1996	07	17	00	16	16	1
1996	10	08	14	24	10	1
1996	10	09	00	24	24	1
1996	10	10	00	24	24	1
1996	10	11	00	24	24	1
1996	10	12	00	22	22	1
1997	01	06	11	24	13	1
1997	01	07	00	24	24	1
1997	01	08	00	24	24	1
1997	01	09	00	24	24	1
1997	01	10	00	16	16	1
1997	03	11	10	24	14	1
1997	03	12	00	16	16	1
1997	10	21	11	24	13	1
1997	10	22	00	24	24	1
1997	10	23	00	20	20	1
1997	10	27	14	24	10	1
1997	10	28	00	24	24	1
1997	10	29	00	22	22	1
1997	12	02	15	24	9	1
1997	12	03	00	24	24	1
1997	12	04	00	08	8	1
1998	03	23	10	24	14	1
1998	03	24	00	24	24	1
1998	03	25	00	24	24	1
1998	03	26	00	24	24	1
1998	03	27	00	24	24	1
1998	03	28	00	24	24	1
1998	09	21	09	24	15	1
1998	09	22	00	24	24	1
1998	09	23	00	24	24	1
1998	09	24	00	24	24	1
1998	09	25	00	18	18	1
1999	03	08	10	24	14	1
1999	03	09	00	24	24	1
1999	03	10	00	24	24	1
1999	03	11	00	24	24	1
1999	03	12	00	12	12	1
1999	07	01	15	23	8	1
1999	07	02	00	24	24	1
1999	07	03	05	24	19	1
1999	07	04	00	24	24	1
1999	07	05	00	24	24	1
1999	07	06	00	24	24	1

観測日			開始時刻	終了時刻	観測時間	積分時間
年	月	日				
1999	07	07	00	24	24	1
1999	07	08	00	24	24	1
1999	07	09	00	16	16	1
2002	11	11	10	24	14	1
2002	11	12	00	24	24	1
2002	11	13	00	24	24	1
2002	11	14	00	24	24	1
2002	11	15	00	16	16	1
2003	11	11	08	17	9	1
2003	11	12	00	24	24	1
2003	11	13	00	24	24	1
2003	11	14	00	24	24	1
2003	11	15	00	24	24	1
2003	11	16	00	24	24	1
2003	11	16	00	24	24	1
2003	11	17	22	24	2	1
2003	11	18	00	24	24	1
2003	11	19	18	18	0	1
2004	06	14	06	24	18	1
2004	06	15	00	24	24	1
2004	06	16	00	24	24	1
2004	06	17	00	24	24	1
2004	06	18	00	24	24	1

Appendix C

CP-1 データ、CP-2 データの各年の観測合計時間、CP-2 データは沿磁力線方向の観測時間のみを示している。

	CP1 (hour)	CP2 (hour)	CP1+CP2 (hour)
1984年	46	18	64
1985年	306	45.25	351
1986年	279	44.75	324
1987年	472	39.75	512
1988年	336	57	393
1989年	249	47.75	297
1990年	295	46.25	341
1991年	205	33.5	239
1992年	240	42.5	283
1993年	154	37.75	192
1994年	89	26.5	116
1995年	189	25.25	214
1996年	162	53	215
1997年	254	71	325
1998年	87	59.5	147
1999年	250	71	321
2000年	*	*	*
2001年	185	0	185
2002年	200	24.5	225
2003年	302	44.5	347
2004年	135	28.25	163
合計	4435	816	5251

Appendix D

サンプルデータの各年の季節分布

1984年から2004年までの各年におけるサンプルデータの季節の分布を表している。*印はデータがないことを示す。ただし、2000年は観測が行われていないため観測データはない。

季節/年度	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
春(2,3,4月)	*	616	859	3107	4619	2507	1311
夏(5,6,7月)	*	799	1477	2178	2276	708	3265
秋(8,9,10月)	427	3030	1444	2786	4350	4407	2231
冬(11,12,1月)	584	729	95	3773	380	2738	2490

季節/年度	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
春(2,3,4月)	1834	3048	2046	884	2350	1516	1793
夏(5,6,7月)	1721	1272	982	855	2023	1816	3888
秋(8,9,10月)	1184	3733	777	*	813	796	804
冬(11,12,1月)	2488	507	980	450	778	1334	906

季節/年度	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
春(2,3,4月)	1077	3194	*	3844	661	2839	645
夏(5,6,7月)	*	1737	*	1175	709	2439	2075
秋(8,9,10月)	2560	4619	*	4810	9127	4480	*
冬(11,12,1月)	786	894	*	2079	2864	1316	*

Appendix E

サンプルデータの各年の MLT 分布

1984 年から 2004 年までの各年におけるサンプルデータの MLT（磁気地方時間）の分布を表している。*印はデータがないことを示す。ただし、2000 年は観測が行われていないため観測データはない。

MLT/年度	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
0-3時	123	639	425	1219	1310	1125	1054
3-6時	132	546	439	1014	1270	1130	1091
6-9時	103	566	467	1102	1275	1137	899
9-12時	147	668	515	1498	1400	1134	944
12-15時	152	737	582	1764	1549	1600	1580
15-18時	111	631	476	1831	1589	1561	1576
18-21時	114	674	485	1689	1614	1327	1011
21-24時	129	713	486	1727	1618	1346	1142
0-24時	1011	5174	3875	11844	11625	10360	9297

MLT/年度	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
0-3時	804	1058	492	261	624	718	900
3-6時	873	1072	472	243	626	621	881
6-9時	835	958	506	217	596	506	713
9-12時	776	1006	459	226	712	705	889
12-15時	1099	1167	667	234	936	1015	954
15-18時	1092	1176	720	236	960	706	1096
18-21時	889	1060	731	373	825	517	897
21-24時	859	1063	738	399	685	674	1061
0-24時	7227	8560	4785	2189	5964	5462	7391

MLT/年度	1997	1998	1999	2001	2002	2003	2004
0-3時	900	456	1106	1641	1608	1280	291
3-6時	881	490	1093	1457	1545	1162	297
6-9時	713	500	1172	1250	1564	1124	305
9-12時	889	526	1323	1182	1625	1464	394
12-15時	954	722	1554	1168	1659	1745	402
15-18時	1096	698	1620	1412	1582	1485	376
18-21時	897	520	1270	1819	1896	1448	330
21-24時	1061	511	1306	1979	1882	1366	325
0-24時	7391	4423	10444	11908	13361	11074	2720

謝辞

本研究で使用している EISCAT レーダーのデータは EISCAT 科学協会によって取得されたものであり、EISCAT 科学協会および関連する方々すべてに感謝致します。

本論文の執筆にあたり、多くの方に助けていただきました。当研究室の小川泰信助手には、データの取得、取り扱いから研究に対する姿勢まで、本当に多くの時間を割いていただき、本研究内容について多大な知識を与えていただきました。心より感謝致します。当研究室の野澤悟徳助教授には普段の研究生活において様々な助言を頂きました。厚く御礼申し上げます。当研究室 COE 研究員の元場哲郎さんには、ゼミ等で有意義なアドバイスを頂きました。心から感謝致します。当研究室の先輩である足立和寛さん、岩橋弘幸さんにはプログラム等の研究を進める上で多くの助言をして頂きました。ここに感謝致します。当研究室の同輩である岡田慶吾さん、津田卓雄さん、藤村昌樹さんにも研究を進める上で様々な助言を頂きました。ここに感謝致します。

最後に指導教官である藤井良一教授には研究面における全ての面でお世話になりました。心より厚く御礼申し上げます。

参考文献

恩藤忠典、丸橋克英、ウェーブサミット講座 宇宙環境科学、オーム社、2000

福西浩、国分征、松浦延夫（国立極地研究所編）、オーロラと超高層大気、南極の科学2、古今書院、1983

Abe, T., B. A. Whalen, A. W. Yau, R. E. Horita, S. Watanabe, and E. Sagawa, EXOSD (Akebono) suprathermal mass spectrometer observations of the polar wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 11,191, 1993a.

Abe, T., B. A. Whalen, A. W. Yau, S. Watanabe, E. Sagawa, and K. I. Oyama, Altitude

- profile of the polar wind velocity and its relationship to ionospheric conditions, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 2825, 1993b
- Aruliah, A. L., A. D. Farmer, D. Rees, and U. Brandstrom, The seasonal behavior of high-latitude thermospheric winds and ion velocities observed over one solar cycle, *J. Geophys. Res.*, *101*, 15701, 1996.
- Banks, P. M., and T. E. Holzer, The polar wind, *J. Geophys. Res.*, *73*, 6846, 1968
- Bauer, S. J., The structure of the topside ionosphere, in *Electron Density Profiles in Ionosphere and Exosphere*, edited by J. Frihagen, p. 387, North-Holland, Amsterdam, 1966
- Bilitza, D, International reference ionosphere-status 1995/96, *Adv. Space Res.*, *20*, 1751, 1997
- Buchert, S. C., Y. Ogawa, R. Fujii, and A. P. van Eyken, Observations of diverging field-aligned ion flow with the ESR, *Ann. Geophys.*, *22*, 889, 2004.
- Clilverd, M. A., T. Ulich, M. J. Jarvis, Residual solar cycle influence on trends in ionospheric F2-layer peak height, *J. Geophys. Res.*, *108*, 1450, 2003
- Dessler, A. J., and F.C. Michel, Plasma in the geomagnetic tail, *J. Geophys. Res.*, *71*, 1421, 1966.
- Endo, M., R. Fujii, Y. Ogawa, S.C. Buhert, S. Nozawa, S. Watanabe, N. Yoshida, Ion upflow and down flow at the topside ionosphere observed by the EISCAT VHF radar, *Ann. Geophysicae*, *18*, 170, 2000
- Fujii, R., S. Nozawa, S. C. Buchert, and Y. Ogawa, Dependence of the ion upflow on season and geomagnetic disturbance, *EISCAT workshop*, 2001.
- Foster, C., M. Lester and J. A. Davies, A statistical study of diurnal, seasonal and solar

cycle variations of F-region and topside auroral upflows observed by EISCAT between 1984 and 1996, *Ann. Geophysicae*, 16, 1144 , 1998

Keating, J. G., F. J. Mulligan and D. B. Doyle, K. J. Winser, M. Lockwood, A statistical study of large field-aligned flows of thermal ions at high-latitudes, *Planet. and Space Sci.*, Vol 38, No. 9, 1187 - 1201, 1990

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

Liu et al., Diurnal, seasonal, and geomagnetic variations of large field-aligned ion upflows in the high-latitude ionospheric *F* region, *J. Geophys. Res.*, 106, 24651, 2001.

Loranc, M., and J.-P. St.-Maurice, A time-dependent gyro-kinetic model of thermal ion upflows in the high-latitude *F* region, *J. Geophys. Res.*, 99, 17,429, 1994.

Ogawa, Y., R. Fujii, S. C. Buchert, S. Nozawa, and S. Ohtani, Simultaneous EISCAT Svalbard radar and DMSP observations of ion upflow in the dayside ionosphere, *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, 10.1029/2002JA009590, SIA 1 1-10, 2003.

Schunk, R. W., P. M. Banks, and W. J. Raitt, Effect of electric fields on the daytime high-latitude *E* and *F* regions, *J. Geophys. Res.*, 80, 3121, 1975

Tumo Nygren, INTRODUCTION TO INCOHERENT SCATTER MEASUREMENTS, Vol 1 of INVERS PUBLICATIONS. Invers Oy, 1996

Wahlund, J.-E., H. J. Opgenoorth, I. Häggström, K. J. Winser, and G. O. L Jones, EISCAT observations of topside ionospheric ion outflows during auroral activity: Revisited, *J. Geophys. Res.*, 97, 3019, 1992.

Watanabe, S., and B. A. Whalen, and A. W. Yau, Thermal ion observations of

- depletion and refilling in the plasmapheric trough, *J. Geophys. Res.*, *97*, 1081, 1992
- Winer, K. J., M. Lockwood, G. O. L. Jones, and K. Suvanto, Observation of nonthermal plasmas at different angles, *J. Geophys. Res.*, *94*, 1439, 1989
- Winer, G. O. L. Jones, P. J. S. Williams, M. Lockwood, Observations of large field-aligned flows of thermal plasma in the auroral ionosphere, *Adv. Space Res.*, Vol. 9, No. 5, (5)57 – (5)63, 1989
- Yau, A. W., W. K. Peterson, and E. G. Shelley, Quantitative parameterization of energetic ionospheric ion outflow, in Modeling Magnetospheric Plasma, *Geophys. Monogr.*, *44*, 229, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1988
- Yau, A. W., B. A. Whalen, and E. Sagawa, Minor ion compositions in the polar ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 345, 1991
- Yau, A. W., B. A. Whalen, and C. Goodenough, EXOS D (Akebono) observations of molecular NO⁺ and N₂⁺ upflowing ions in the high-altitude auroral ionosphere, *J. Geophys. Res.*, *98*, 11,205, 1993
- Yau, A. W., B. A. Whalen, T. Abe, T. Mukai, K. I. Oyama, and T. Chang, Akebono observations of electron temperature anisotropy in the polar wind, *J. Geophys. Res.*, *100*, 17,451, 1995