

2. 宇宙天気とは何か

北海道大学大学院理学研究科 渡部重十

1. はじめに

2001年3月22日、太陽表面東端に活発な領域が発生した(図1)。地球直径の22倍の大きさを持つ黒点群である。太陽コロナからは大量のプラズマが宇宙空間に放出され、そのエネルギーは台風の100,000倍ほどであった。約1週間後、速度~600km/毎秒で数10万度のプラズマが地球に降り注ぎ(図2)、世界各地でオーロラが出現した。陸別では全天オーロラカメラで撮られ、札幌市の藻岩山では肉眼で観測された。京都市郊外でも大気光観測装置でオーロラを観測した。北極や南極では激しく活動するオーロラが観測され、フランスのニースや米国のアリゾナでも観測された(図3a, 3b)。



図1. 黒点群の出現。上から、可視光、X線で見た太陽表面。

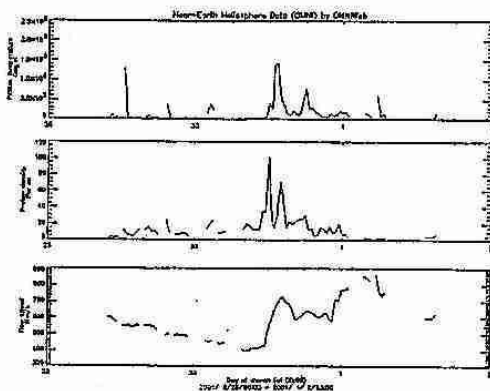


図2. 衛星で観測した太陽風。

高速・高温の太陽プラズマが地球を襲うことにより、地球周辺のプラズマ環境が大きく変化し、宇宙空間の放射線レベルは通常の10倍以上に大きくなった。地球上層大気も大きく変化し、GPS衛星を用いた位置情報が一時的に機能しなくなった。アジア-北米間を飛行していた25の航空機でトラブルが発生した。通信衛星の障害により、船舶・放送局で通信できない状態に至った。オーロラに伴う電力送信障害が北極域の国々で発生した。NASAは火星探査機(Odyssey)の打ち上げを延期し、スペースシャトルの乗組員は船外活動を延期した。

太陽面爆発による人類活動への影響は、今回が初めてではない。1998年には複数の衛星が同時に通信障害を起こし、4衛星は完全に通信不能に至った。



図3a. フィンランドで観測されたオーロラ



図3b. アリゾナで観測されたオーロラ

2. 宇宙天気プロジェクトの開始

人類が宇宙空間の探査を開始してから約50年が経過した。その間、ロケット・衛星・惑星探査機や地上からの宇宙空間観測により宇宙に対する知識は飛躍的に増大した。さらに、通信衛星・気象衛星・GPS衛星・スペースシャトル・宇宙ステーションなど、人類の活動領域は宇宙空間へと確実に発展している。

宇宙空間での人類活動が活発になるとともに、宇宙空間での事故も増加する。事故を未然に防ぐために、宇宙空間環境のモニターだけでなく、宇宙空間プラズマや放射線帯の変動を予報し警報する必要がある。宇宙空間環境の予報（宇宙天気予報）に関する研究は、米国、ヨーロッパ、日本において1990年代半ばに開始した。現在は、地上や衛星観測網を整備するとともに、モデルを用いた予報精度を上げる研究が進められている。

3. スペースシャトル・宇宙ステーション・GPS衛星が飛翔する熱圏・電離圏

高度約100km以上の熱圏では、下層大気と比較して希薄ではあるが大気粒子は流体として振舞うほど十分に衝突を行っている。熱圏大気の平均自由行程 λ は大気の特徴的な厚さであるスケールハイト H と比較すると小さい。

$$\lambda < H$$

平均自由行程 λ がスケールハイト H と同程度になる領域、 ~ 500 km、が外気圏底であり、その領域より高い高度領域を外気圏という。太陽からの極紫外線(EUV)や紫外線(UV)放射を吸収した分子は光解離する。熱圏大気では、分子を主成分とする大気から原子を主成分とする大気へと変わる領域でもある(図4)。

熱圏大気の主要な熱源は分子の光解離に伴い発生したエネルギーである。高度500kmで1000K以上の大気温度に達し、昼夜・季節・緯度により大気温度は大きく変化する。熱圏では、熱圏大気の加熱源としてオーロラに伴うジュール加熱も重要である。ジュール加熱は熱圏大気の大循環に大きな影響を与える。

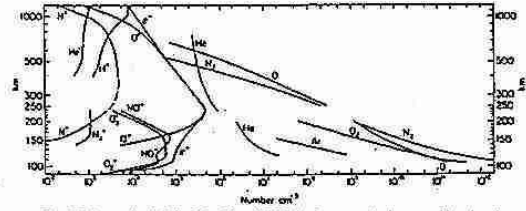


Fig. 1.2. International Quiet Solar Year (IQSY) daytime atmospheric composition, based on mass spectrometer measurements above White Sands, New Mexico (32°N, 106°W). The helium distribution is from a nighttime measurement. Distributions above 250 km are from the Elektron II satellite results of Isomir (1966) and Explorer XVII results of Reber and Nicoler (1965). (C. Y. Johnson, U.S. Naval Research Laboratory, Washington, D.C. Reprinted from Johnson (1969) by permission of the MIT Press, Cambridge, Massachusetts. Copyright 1969 by MIT.)

図4. 熱圏・電離圏における分子・原子・イオン電子密度分布。熱圏上部から外気圏では大気の主成分は水素原子Hになるが、この図には示していない。

図5は、コンピュータシミュレーションによる経度方向に積分した緯度風の分布を示している。極域でのオーロラに伴う加熱により、大気循環は赤道付近にまで影響を与えている。また、その構造は季節により大きく異なっている。変化に富む熱圏大気は、ロケットや衛星などの登場により多くの研究者によって精力的に研究が行われてきた。しかし、我々は未だその全貌を完全には理解していないようである。

太陽からの極紫外線(EUV)や紫外線(UV)放射は、大気加熱と同時に大気の一部を光電離し、熱圏と同高度に電離圏を形成する(図4)。光電離によって生成されたイオンと電子は、地球磁場の影響を受けた運動を熱圏で開始する。その結果、中性大気、イオン、電子の間に速度差が生じ、電場・電流・磁場が生成される。中性大気的光電離によって生成した平均エネルギー約10eVの光電子は地球磁力線に沿って自由に運動することができる。電離圏プラズマの主たる熱源はこの光電子である(極域では電

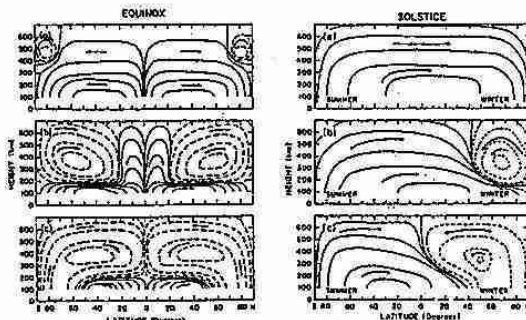


Fig. 4.20 Effect of high-latitude heating on the circulation of the thermosphere, at equinox and at solstice, in modifying the basic Hadley cells. Panels (a) show the meridional circulation under magnetically quiet conditions. (b) and (c) are for average activity levels (10^{11} J/s), and (d) and (e) are for a geomagnetic storm (10^{12} J/s). (R. G. Roble, *The Upper Atmosphere and Magnetosphere*, National Academy of Sciences, Washington DC, 1977)

図5. オーロラ活動に伴う大気循環

離圏プラズマの熱源としてジュール加熱も重要である)。光電子はクーロン散乱により周囲の電離圏電子を加熱しエネルギーを失う。加熱された電離圏電子は電離圏イオンを加熱し、電離圏イオンのエネルギーは最終的に熱圏大気へ移行する。このエネルギーの流れは、電子・電子間、電子・イオン間、イオン・中性粒子間で衝突断面積が異なることに起因している。光電子による電離圏電子加熱はその場の電子を加熱するだけではない。平均自由行程が大きいために磁力線に沿って運動し、光電子が生成した領域とは異なる領域の電離圏電子を加熱する。非局所加熱は地球磁力線の傾斜角が小さい赤道・中緯度域で顕著に表れる。

図6は、ひのとり衛星によって観測された高度約600kmでの電子温度分布である [Watanabe and Oyama, 1996]。経度で平均した電子温度を地方時と磁気緯度で表示している。また、太陽活動と季節に分けて表示している。電子温度の上昇が明け方 (morning overshoot) と夕方 (evening overshoot) にみられる。光解離によって生成される電子密度は夏半球側で大きい、電子温度は冬半球側で大きい。夏半球側で大量に生成された光電子が磁力線に沿って運動し冬半球側の密度の低い電離圏電子を加熱したためである。光電子による加熱と電子密度に比例した冷却とのバランスで電離圏電子温度が決定され

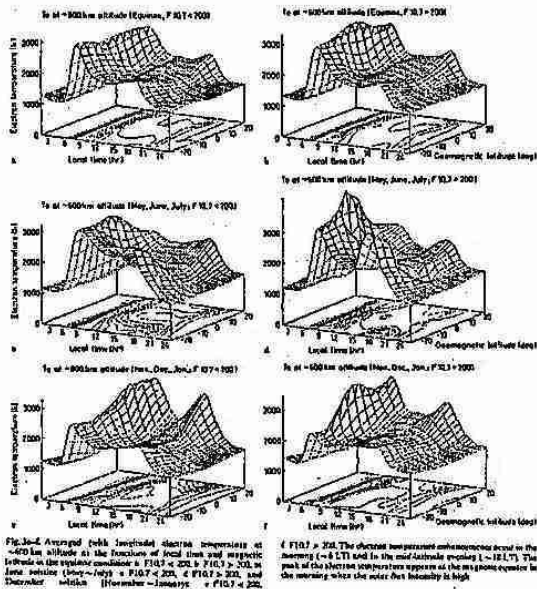


図6. ひのとり衛星によって観測された電子温度。太陽活動と季節による相違も示している。

ている。

大気組成を均一化しようとする乱流混合に対して、高度約110kmの乱流圏界面より高い高度では分子拡散が重要になる。その結果、質量の軽い大気粒子ほど高高度に分布するようになる。熱圏では酸素分子が解離して生成された酸素原子が主成分となり高度とともに水素原子の割合が多くなる。これらの原子がイオン化してできる電離圏は酸素原子イオンと水素原子イオンが熱圏とくに熱圏上部で主成分となる。

図7に熱圏大気のコピュータシミュレーションの一例を示す。熱圏では昼間側の大気の熱膨張に要する時間と地球自転のために、赤道域の地方時15時付近に最大温度領域が現れる。これに伴う大気の昼夜圧力勾配が熱圏の水平風を駆動する。下層大気ではロスビー数が小さいために地衡風平衡が良い近似で成り立っているが、ロスビー数の大きい熱圏大気では圧力勾配に沿って温度の高い領域から低い領域へと風が吹く。したがって昼から夜へ向かう昼夜間の風が基本である。しかし、分子粘性や電離大気との衝突による摩擦力も熱圏大気循環を考える上で無視できない [Killeen and Roble, 1984]。さらに、図7下図に示すように極域でのオーロラによる加熱を含むと、熱圏大気循環は大きく変化する。

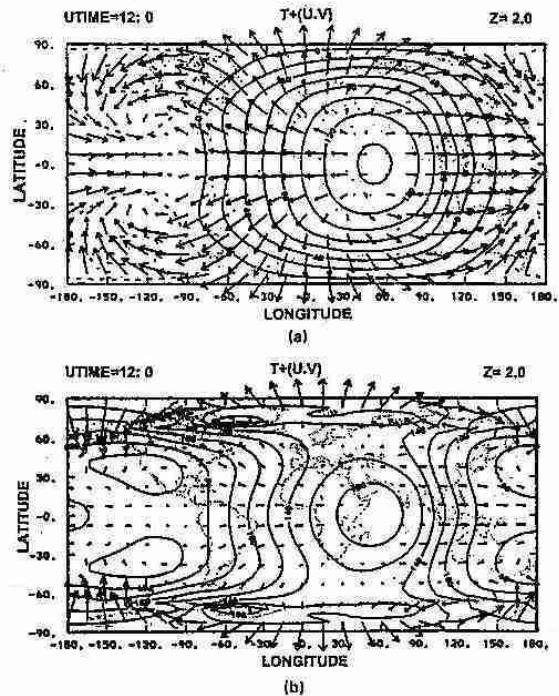


図7 熱圏温度と風速。(a)極域での加熱がない場合、(b)極域での加熱がある場合。

高度120km以下の領域では、電離大気のイオンと中性大気との衝突周波数 ν_{in} はイオンのサイクロトロン周波数 ω_i より大きい。

$$\nu_{in} > \omega_i$$

この領域のイオンは中性大気による抗力が大きいためイオンは中性大気とともに運動する。また、電子と中性大気との衝突周波数を ν_{en} 、電子サイクロトロン周波数を ω_e とすると

$$\nu_{en} > \omega_e$$

となる領域がイオンよりも低い高度領域にある。中性大気による抗力がイオンと電子で異なる領域

$$\nu_{in} > \omega_i \quad \text{かつ} \quad \nu_{en} < \omega_e$$

が高度100km~120kmに存在する。この領域は電流を流しやすく、電流層を生成する(図8)。駆動力は中性大気風であり、E層ダイナモと呼ばれる。E層ダイナモ領域で生成された電場は、再び電子やイオンの運動に影響を与える。しかも、磁力線方向の電気伝導度は非常に大きいため電場は磁力線に沿って異なる領域に投影される。夕方では、E層の電子密度が下がり電気伝導度も下がるのでF層でのダイナモ効果が重要になってくる。F層ダイナモ効果が顕著に表れる現象がevening enhancementである。このように、熱圏・電離圏結合は電流層で生成される電場と磁場、磁力線に沿った電場の投影を含んで考察されなければならない。したがって、熱圏・電離圏結合は必然的に全球3次元過程として捉える必要がある。

高度120km以上では

$$\nu_{in} < \omega_i, \quad \nu_{en} < \omega_e$$

であるため、電離大気の運動は磁場に束縛された運動をする。中性大気と比べて電離大気の密度は小さく、イオン化率は0.1%以下である(図4)。磁力線に平行な方向では電離大気と中性大気との衝突により両者の速度差は減少する。特に、磁力線の傾きが水平に近くなる磁気赤道域付近でその効果は顕著となる。一方、磁力線に垂直な方向では電離大気は磁力線に補足されているために、磁力線に垂直な方向になんらかの力が加わらない限り磁力線を横切る運動はできない。また、仮に磁力線を横切るドリフトがあったとしても中性大気とプラズマのドリフト速度が一致しているとは限らない。したがって、中性大気とプラズマの間に相対速度が一般に生じる。

相対速度が大きくなると摩擦力も大きくなる。相対速度が大きくなる領域では、中性大気は電離大気からのイオン抗力を受けやすい。

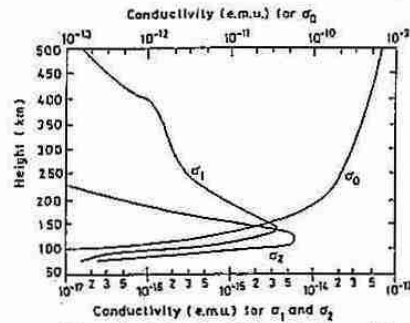


Fig. 6.23 Conductivity profiles calculated for middle latitude at noon. (S.-I. Akao and S. Chapman (after K. Masuda and H. Matsumoto), *Solar-Terrestrial Physics*, Oxford University Press, 1972. By permission of Oxford University Press)

図8. 電気伝導度

King-Hele [1964] は人工衛星の軌道傾斜角の変化から熱圏大気が東向きに~100m/sでスーパーローテーションしていることを発見した。Rishbeth[1971]とHeelis et al. [1974]は、夕方に発生する強い電離圏電場による電離大気の運動によって中性大気が東向きに運動する結果であると主張した。Anderson and Roble [1974]は熱圏大気モデルを用いて夕方の高速東向き中性風を数値計算した。計算結果は、夕方に発生する東向き電場に伴う電離層の上昇によりイオン抗力が減少し、高速の中性風が生じることを示していた。Herrero et al. [1985]はDE-2衛星が観測した中性大気の東西風成分と中性大気温度を用いて夕方のイオン抗力を調べ、東西風変動と圧力変動との間により相関があることを示した。Coley and Heelis [1989]はDE-2衛星観測データの結果からスーパーローテーションは磁気赤道で最も大きいことを示した。Richmond et al. [1992]はNCARのTIE-GCMを用いた計算から、夕方に発生するprereversal enhancementに伴う電離層上昇とイオン抗力により電離大気と中性大気が共に運動する効果が重要であることを示した。

Hedin and Mavr [1973]はOGO6衛星によるN₂数密度と電子密度の緯度変化が類似していること見出し、Anderson and Roble [1974]はイオン抗力の影響を受けた中性風系が熱構造へ影響を与える可能性を指摘した。Raghavarao et al. [1991, 1997]はDE-2衛星観測から明瞭なEquatorial Temperature

Wind Anomaly (ETWA) を示した (図 9)。Fuller-Rowell et al. [1997]は熱圏・電離圏モデリングを用いてETWAにおける化学反応熱の重要性を指摘した。

レーダー, GPS, 光学機器を用いた中間圏・熱圏・電離圏の総合観測は従来から理解されているよりもダイナミックで, かつ対流圏や磁気圏の影響を強く受けている大気・プラズマ過程を明らかにした [例えば, Saito et al., 2001; Shiokawa et al., 2000]。しかし, 中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏の相互作用は非線形かつ非局所的かつ全地球的であり, 日本などの限られた領域で取得した観測結果から中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏結合の物理を総合的に理解するのは簡単ではない。中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏の計算機実験と観測との比較・検討から, グローバルな観点で中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏結

合過程を理解し, 大気・プラズマ相互作用過程の本質を理解・解明することが重要である。

下層大気圏と磁気圏の境界に存在する熱圏・電離圏は大気とプラズマの混合領域である。大気化学, 大気力学, 大気散逸や磁気圏との相互作用を含む学問分野として非常に重要な研究領域である。地球熱圏・電離圏結合は電離層電場を含む磁力線を介した非線形結合過程や非局所効果を基本としている。したがって, この領域の研究は, 時間を含めた総合的な4次元観測と計算機実験を組み合わせる研究を進めていく必要がある。

4. 熱圏・電離圏モデリングと計算機実験

熱圏・電離圏モデリングは, スーパーローテーション, 極域でのジュール加熱による熱圏大気の運動と中低緯度への極域擾乱伝播, 電離大気の3次元運動と構造を理解するために, まだ宇宙天気プロジェクトの重要な1部分として開発が始まった。しかし, 電離大気の運動は磁力線に強く束縛されるために, 電離大気と中性大気ではとりうる座標系が異なってくる。電離圏では電場の生成と磁力線方向への電場の伝播があり, 電離層電場と磁場を介して熱圏・電離圏はお互いに強く結合している。電離層電場は磁力線の存在により非局所的な運動を誘起する。光電子の運動を考慮すると非局所的な加熱も重要となってくる。したがって, 熱圏・電離圏は非線形結合した非局所的効果の強い領域である。Roble et al. [1987]やFuller-Rowell and Rees [1980]らによって熱圏・電離圏モデリングの開発が開始されたが, 電離圏と電離層電場を完全に取り入れたモデルは未だ完成していない。

中性大気と電離大気の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{u}_n}{\partial t} &= -(\mathbf{u}_n \cdot \nabla) \mathbf{u}_n - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}_n \\ &\quad + \mathbf{g} - \frac{1}{\rho_n} \nabla p_n + \frac{\mu}{\rho_n} \nabla^2 \mathbf{u}_n - \nu_{ni} (\mathbf{u}_n - \mathbf{v}_i) \\ \frac{\partial \mathbf{v}_i}{\partial t} &= -(\mathbf{v}_i \cdot \nabla) \mathbf{v}_i \\ &\quad + \mathbf{g} - \frac{1}{\rho_i} \nabla p_i + \frac{q}{m_i} (\mathbf{E} + \mathbf{v}_i \times \mathbf{B}) - \nu_{in} (\mathbf{v}_i - \mathbf{u}_n) \end{aligned}$$

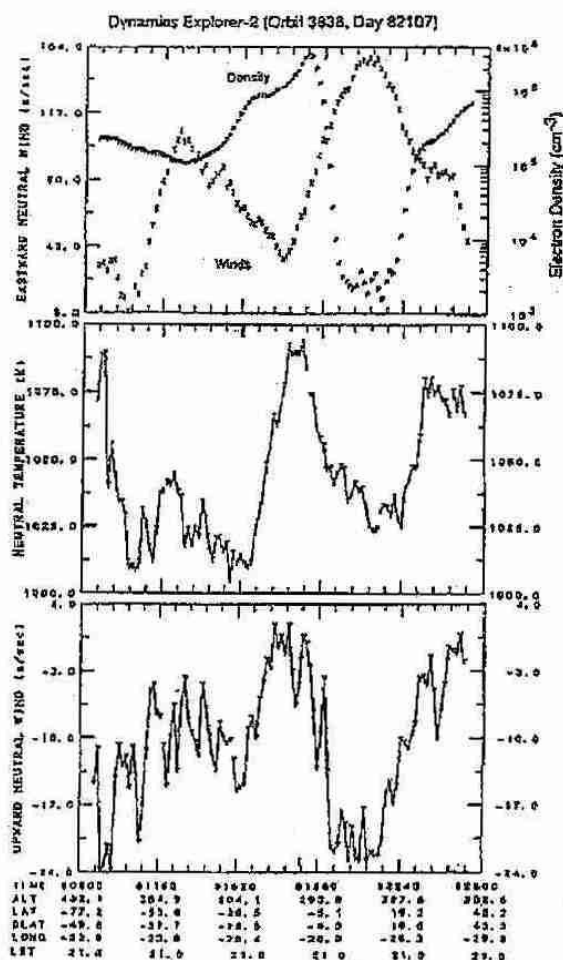


図 9. DE-2衛星によって観測されたEquatorial Temperature Wind Anomaly (ETWA)

の中で、中性大気と電離大気が直接相互作用する項は衝突による運動量の輸送である。中性大気についてはイオン抗力として

$$-n_n m_n \nu_{ni} (\mathbf{U}_n - \mathbf{V}_i)$$

であり、電離大気については中性大気抗力として

$$-n_i m_i \nu_{in} (\mathbf{V}_i - \mathbf{U}_n)$$

である。ここで、 n_j は数密度、 m_j は質量、 ν_{jk} は衝突周波数、 \mathbf{V}_i と \mathbf{U}_n は速度ベクトルである。ただし、すべての異なる大気・イオン成分について和をとらなくてはいけない。電場・ダイナモ電場は中性大気と電離大気の相互作用の結果として生成されるものである。したがって、両者の運動論的な結合は、摩擦力和電磁気力である。

Maruyama et al. [2002a, 2002b]はFuller-Rowell and Rees [1980, 1983], Fuller-Rowell et al. [1987], Watanabe et al. [1995]らのモデルを統合した熱圏・電離圏3次元全球モデルを開発した。モデルは従来のモデルよりも中緯度・赤道域の現象を詳細にシミュレーションすることができる。また、イオン抗力、中性大気抗力を3次元的に取り入れることに初めて成功している。その結果、赤道域でのイオン抗力の重要性、スーパーローテーション、ETWA等の現象の物理的過程を解明した。

極域・中緯度・低緯度電場モデル[Foster et al., 1986; Fejer et al., 1989, 1995]とオーロラ加熱モデル[Fuller-Rowell and Evans, 1987]を与えて計算機実験を実施した結果を図10と11に示す。図10は高度350kmでの熱圏温度と風速を示している。経度0度が地方時12時に対応している。最大温度は地方時15時付近にあり、赤道上で温度が低下し温度トラフを形成している。大気加熱による上昇流とイオン抗力による断熱的な温度減少が起きたためである。逆に夜間の赤道域では断熱的な大気圧縮のために大気温度は上昇している。オーロラに伴うジュール加熱は中緯度付近にまで影響し熱圏大気大循環に寄与していることを示している。また、イオン抗力により磁気赤道に沿って風速は大きい。

図11は図10と同様のフォーマットで高度350kmでの電子密度分布を示したものである。昼間から夜間にかけて磁気赤道をはさんで電子密度が上昇する赤

道異常が明瞭に現れている。東向き電離層電場により発達したものである。中性大気の温度分布と風速分布は電子密度分布の影響を強く受けている。従来から指摘されていたイオン抗力の重要性を示している。しかし、この計算機実験では、他のモデルが採用している磁力線に垂直なイオン抗力だけでなく磁力線に平行なイオン抗力もきちんと含んでいる。その結果、中性大気温度が磁気赤道域で昼間減少し夜間上昇するということがより顕著に表れる。昼間は電子密度が大きいために磁力線に平行なイオン抗力が大きく、中性大気の磁力線に平行な運動が影響を受けるからである。

東西風についてみたイオン抗力の影響を図12に示す。イオン抗力を含まない結果も同時に示している。イオン抗力を計算の中に取り入れると中性大気の速度はイオンのドリフト速度に近くなる。赤道付近の中性大気運動はイオン運動の影響を強く受けている。イオン抗力が熱圏大気のスーパーローテーションの原因となることを強く示唆している。

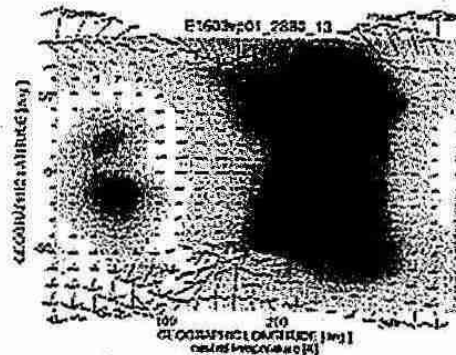


図10. 熱圏温度と風速

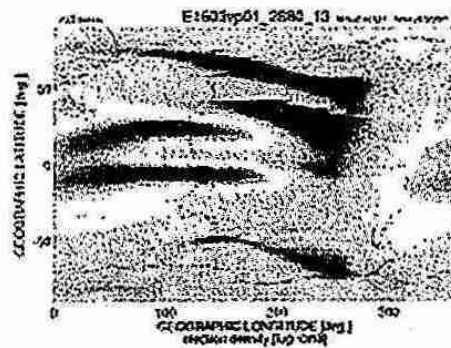


図11. 電子密度分布

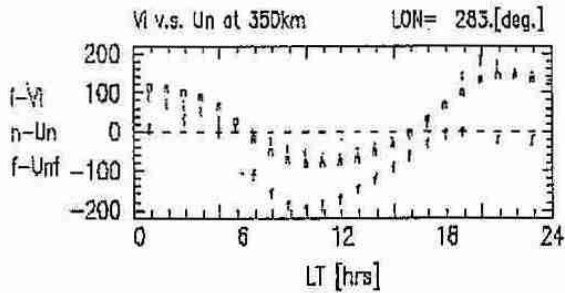


図12. 計算機実験による磁気赤道上でのイオンドリフト速度と中性風速。f-Unfはイオン抗力を含まない計算結果である。

図13はDE-2衛星によって観測された磁気赤道上でのイオンドリフト速度と中性大気風速である。両者のあいだに非常によい一致が見られる。図12に示す計算機実験の結果と非常によく一致している。

図9に示したETWAについてシミュレーションした結果を図14に示す。電子密度、中性大気東西成分、中性大気温度は観測とシミュレーションの間に非常に良い一致がある。しかし、中性大気鉛直速度については一致していない。これは、中性大気モデルは局所静水圧平衡を仮定しているため強い鉛直流を計算できないためである。図14で電子密度異常が明瞭に現れている。この極側で中性大気温度の上昇が見られる。図14に示していないが、磁力線に平行なイオン抗力を含まない計算を実施すると、電子密度異常の極側での中性大気温度の上昇は現れない。中性大気温度の上昇は、東向き電場による赤道域プラズマの上昇と磁力線に沿って極側へプラズマが輸送されることによる。つまり、中性大気がイオン抗力により磁気赤道域で上昇、断熱冷却し、その極側で下降、断熱圧縮した結果である。DE-2観測結果であるETWAを説明するモデルがいくつか提

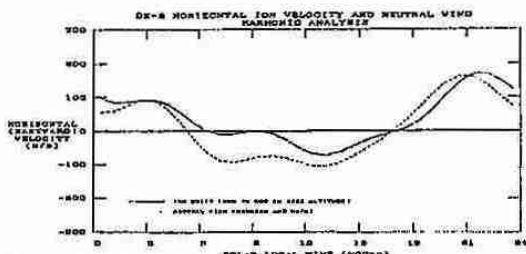


図13. DE-2衛星で観測したイオンドリフト速度と中性大気風速の東西成分。

唱されているが、磁力線に平行なイオン抗力が重要であることを示したのはMaruyama et al. [2002a, 2002b]が初めてである。

ストーム、サブストームが発生すると極域に存在している磁気圏電場が変化し、電離圏プラズマの運動が変化する。プラズマと大気の運動速度の違いにより極域の熱圏大気はジュール加熱により局所的に加熱される。また、オーロラによる直接加熱も重要である。極域での加熱は、熱圏大気大循環を変えるだけでなく、大気波動の発生・伝播を引き起こす。大気変動に伴って電離圏プラズマの不安定も誘起される。しかし、極域擾乱時における全地球的熱圏・電離圏変動の物理過程は未だよく理解されていない。観測データが断片的・局所的であると同時に、熱圏・電離圏モデリングが擾乱時に発生する小さな波長を持つ変動に対応していないためである。空間分解能が粗いというのも一つの原因である。現在のコンピュータ能力では限界があるが、現在の熱圏・電離圏モデ

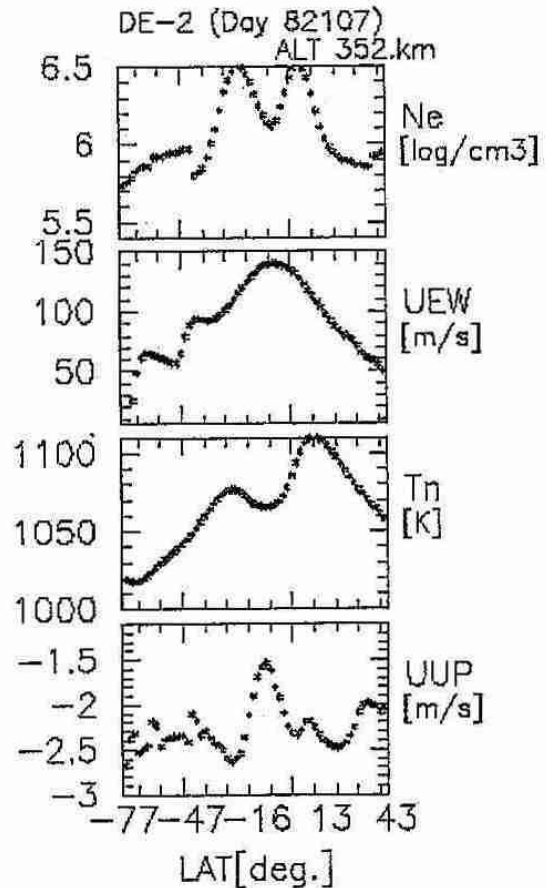


図14. ETWAのシミュレーション。

リングは全地球的熱圏・電離圏変動の一断面を見せてくれている。

図15は図10と同様に熱圏・電離圏のシミュレーション結果であるが、ストームに対応した極域加熱を含んでいる。ストーム発生3時間後の熱圏大気温度と風速を高度350kmで示している。極域大気の加熱

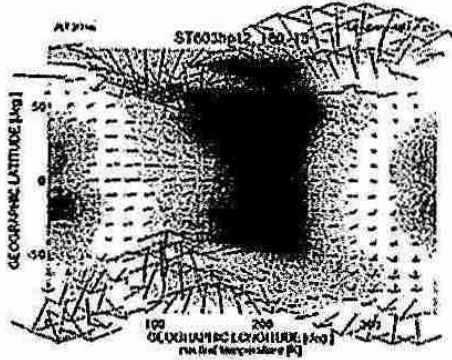


図15. ストームによる極域大気加熱3時間後の高度350kmでの熱圏大気温度と風速

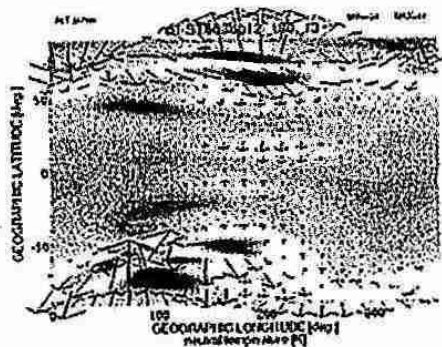


図16. 極域大気加熱3時間後の高度350kmでの熱圏大気温度と風速の変動成分

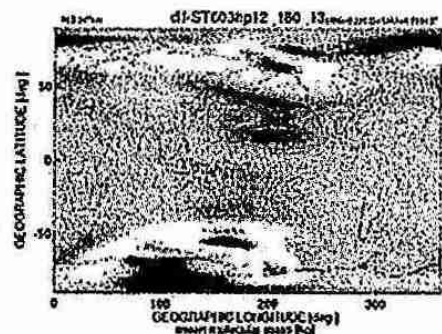


図17. 極域大気加熱3時間後の高度350kmでの平均分子量の変動成分

に伴い強い熱圏風が発生し赤道域へと向かっている。図10と比較するとその違いは明瞭である。

ストームによって生成された大気変動とその伝播を調べるために、ストームが無いシミュレーションを実施し相違を調べた。図16と17はストームが発生した時のシミュレーション結果からストームが無いときのシミュレーションを引き算し、その差を表示したものである。図16は熱圏大気温度と風速を、図17は平均分子量を示している。ストームの発生に伴い極域のオーロラオーバル上で強い加熱が生じる。その加熱領域から極を通過する風と赤道へ向かう風が発生する。擾乱大気温度はストームが無いときと比較し数100K増加する。波状構造を伴う擾乱大気

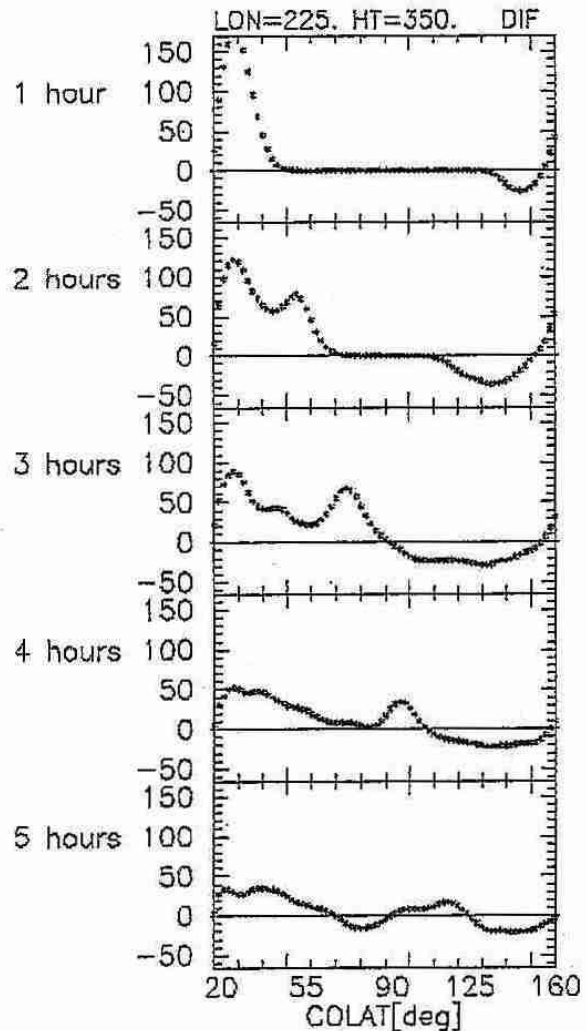


図18. ストームによる極域大気加熱で発生した中性大気変動の伝播。緯度風を1時間おきに示している。縦軸は緯度風の速度 (m/s) である。

は夜間に赤道域へと主に伝播している。夜間に伝播する原因はイオン抗力である。昼間は高い電子密度のためにイオン抗力が大きく擾乱は赤道域へ伝播する成分は小さく、夜間はイオン抗力が小さいために赤道域まで容易に伝播することができる。ストームに伴う大気加熱は図16に示すように大気成分の変化も伴い赤道域へと伝播している。

図18に経度225度、高度350kmで大気擾乱が極域から赤道域へ伝播する様子を示す。ストーム開始直後に速度約500m/sで赤道域へと擾乱が伝播している。両極で発生した擾乱は共に赤道域へ伝播していくが赤道を通過した後、急激に減衰している。イオン抗力が擾乱の伝播を妨げている。

5. 静止衛星が飛翔する内部磁気圏

地球半径の6.6倍の高度を飛翔する衛星は、地球を1週するのに地球の自転周期と同じ時間を要する。この衛星を地上から見ると1点に静止しているように見えるため静止衛星と呼んでいる。静止衛星は、気象衛星や通信衛星として利用され、社会活動にとって必要不可欠な存在となっている。

電離圏のプラズマは地球半径の～6倍の高度まで広がり、プラズマ圏を形成している(図19)。プラズマ圏は連続的に惑星空間に広がっているのではなく、磁気圏の対流電場の影響をうけて不連続的にプラズマ密度が減少する。この不連続面をプラズマ境界面あるいはプラズマポーズという。

プラズマポーズ付近には図20に示すような放射線帯が存在する。発見者の名前をとってバン・アレン帯ともいう。放射線帯はスペースシャトル高度から静止衛星軌道付近まで存在し、粒子のエネルギーは数MeV以上にもなる。ドーナツ状の放射線帯は太陽フレアに伴う太陽風の変動とともに変化し、静止衛星に致命的な影響をしばしば与える。放射線帯の粒子は磁力線方向の運動に伴う遠心力や磁場勾配によって、イオンは西向きに電子は東向きにドリフトする。イオンと電子で異なるドリフトは、電流となって地球磁場の減少を引き起こす。この電流を赤道環電流という。

2001年3月から4月にかけて発生した太陽フレアに伴う太陽風の変動によって地球磁場は減少し磁気

嵐が発生した(図21)。磁場の減少は1～3日ほど続き、「1.はじめに」で示したようなさまざまな出来事が地球上で発生した。

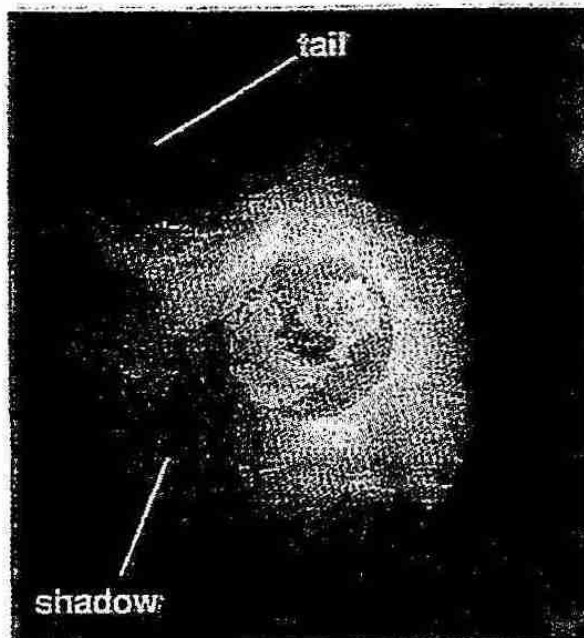


図19. プラズマ圏の撮像。IMAGE衛星に搭載したカメラで捉えたHe+の30.4nm共鳴散乱光

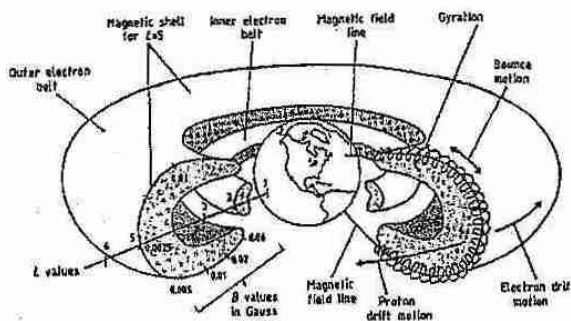


図20. 放射線帯

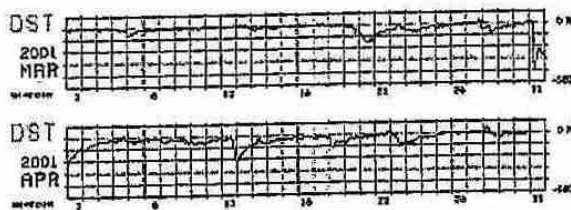


図21. Dst (2001年3月-4)

6. おわりに

人類の活動の歴史は、交通・通信の発達に伴い、1つの地域から国々を越え、世界中に広がっていく様子を示している。活動領域の広がりとともに、気象など地球環境を把握し、予報を行う必要性が生じた。

人類が宇宙での活動を本格的に実施しようとしている。今、我々が宇宙環境の理解と予報に向けて研究を進めていくことは、我々の使命であるように思える。宇宙天気研究は、まさにその第一歩と考えていいのかもしれない。

参考文献

- Anderson, D.N., and R.G. Roble, The effect of vertical ExB ionospheric drifts of F region neutral winds in the low-latitude thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 79, 5231-5236, 1974.
- Coley, W.R., and R.A. Heelis, Low-latitude zonal and vertical ion drifts seen by DE-2, *J. Geophys. Res.*, 94, 6751-6761, 1989.
- Fejer, B.G., E.R. dePaula, I.S. Batista, E. Bonelli, and E.F. Woodman, Equatorial F region vertical plasma drifts during solar maximum, *J. Geophys. Res.*, 94, 12049-12054, 1989.
- Fejer, B.G., E.R. dePaula, R.A. Heelis, and W.B. Hanson, Global equatorial ionospheric vertical plasma drifts measured by the AE-E satellite, *J. Geophys. Res.*, 92, 4763-4766, 1995.
- Foster, J.C., J.M. Holt, R.G. Musgrove, and D.S. Evans, Ionospheric convection associated with discrete levels of particle precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 656-659, 1986.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., A three-dimensional time-dependent global model of the thermosphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2545-2567, 1980.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., Derivation of a conservation equation for mean molecular weight for a two-constituent gas within a three-dimensional, time-dependent model of thermosphere, *Planet. Space Sci.*, 31, 1209-1222, 1983.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., S. Quegan, R.J. Moffett, and G.J. Bailey, Interactions between neutral thermospheric composition and the polar ionosphere using a coupled ionosphere-thermosphere model, *J. Geophys. Res.*, 92, 7744-7748, 1987.
- Fuller-Rowell, T.J., and D.S. Evans, Height-integrated Pederson and Hall conductivity patterns inferred from the TIROS-NOAA satellite data, *J. Geophys. Res.*, 89, 14581-14590, 1987.
- Fuller-Rowell, T.J., M.V. Codrescu, B.G. Fejer, W. Borer, F. Marcos, and D.N. Anderson, Dynamics of the low-latitude thermosphere: quiet and disturbed conditions, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 1533-1540, 1997.
- Hedin, A.E., and H.G. Mayr, Magnetic control of the near equatorial neutral thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 78, 1688-1691, 1973.
- Heelis, R.A., P.C. Kendall, R.J. Moffet, D.W. Windle, and H. Rishbeth, Electrical coupling of the E- and F-regions and its effect on F-region drifts and winds, *Planet. Space Sci.*, 22, 743-756, 1974.
- Herrero, F.A., H.G. Mayr, W. Spencer, and A. E. Hedin, Interaction of zonal winds with the equatorial midnight pressure bulge in the earth's thermosphere: empirical check of momentum balance, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 491-494, 1985.
- Killeen, T. and R.G. Roble, An analyses of the high-latitude thermospheric wind and temperature structure using a thermospheric general circulation model: 1, Momentum forcing, *J. Geophys. Res.*, 89, 7509-7522, 1984.
- King-Hele, D.G., The rotational speed of the upper-atmosphere, determined from changes

- in satellite orbits, *Planet. Space Sci.*, 12, 835-853, 1964.
- Maruyama, N., S. Watanabe, and T.J. Fuller-Rowell, Modeling of the Earth's Upper Atmosphere, *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 65, 93-109, 2002a.
- Maruyama, N., S. Watanabe, and T.J. Fuller-Rowell, Dynamic and energetic coupling in the equatorial Ionosphere and Thermosphere, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2002b.
- Raghav Rao, R., L.E. Wharton, N.W. Spencer, H.G. Mayr, and L.H. Brace, An equatorial temperature and wind anomaly (ETWA), *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1193-1196, 1991.
- Raghav Rao, R., R. Suhasini, W.R. Hoegy, H. G. Mayr, and L. Wharton, Local time variation of equatorial temperature and zonal wind anomaly (ETWA), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 631-642, 1997.
- Richmond et al. [1992]
- Rishbeth, H., Thermospheric winds and the F region: A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 44, 1-47, 1971.
- Roble, R.G., E.C. Ridley, and R.E. Dickinson, On the global mean structure of the thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 92, 8745-8758, 1987.
- Saito, A., M. Nishimura, M. Yamamoto, Kubota, K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Tsugawa, S. Fukao, T. Ogawa, M. Ishii, T. Sakanoi, and S. Miyazaki, Traveling ionospheric disturbances detected in the FRONT campaign, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 689, 2001
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, K. Igarashi, S. Miyazaki, F.J. Rich, A. Saito, and K. Yumoto, Comprehensive imaging observations of mid-latitude ionospheric disturbances during storm-time substorms, *J. Geophys. Res.*, 105, 27067-27080, 2000
- Watanabe, S., K.-I. Oyama, and M.A. Adbu, Computer simulation of electron and ion densities and temperatures in the equatorial F region and comparison with Hinotori results, *J. Geophys. Res.*, 100, 14581-14590, 1995.
- Watanabe, S., and K.-I. Oyama, Effects of neutral wind on the electron temperature at a height of 600 km in the low latitude region, *Ann. Geophysicae*, 14, 290-296, 1996.