

超 高 層 大 気 の 諸 問 題*

堀 内 剛 二**

目 次

- | | |
|----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| まえがき
1. 地球領域の上限と外大気
2. 超高層電子密度
3. 熱圏電子, イオン分布
4. 電離層夜間維持 | 5. D層について
6. 中間圏と成層圏の問題 (Homosphere)
7. 気象ロケット
むすび |
|----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|

ま え が き

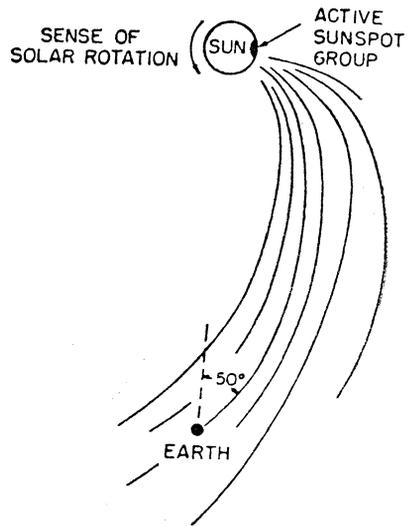
最近の「気象研究ノート」(第17巻1号)に「地球大気とその組成」として1957—62年5カ年間の超高層大気関係について抄記した。その後現在(1966年)に至る4カ年をこのように早く補足出来たことについては、まづ、「天気」編集委員の方々に感謝しなければならない。しかしながら、この部門の現在の発展を追うことは、徒らに月影を求めに似て止まるどころなく、文字通り足許を危くするのみで瞬間の断面を描くことは至難の業である。こゝに、体系的記述を避けむしろ若干の話題を取上げて鳥瞰を試みた所以、読者の諒怒を得れば幸である。

1. 地球領域の上限と外大気

アリストテレスによれば、「気象学」とは大気現象に関する学問の意で流星なども含まれた。大気現象の起こる領域が大気であるとの考え方は、例えばMitra (1952)の教科書にも見え、極光のあるものが1000km高度に現われることで、その程度まで大気は存在するとした。より合理的と思われる定義は、密度傾度のなくなるところだが、これは合理的ではあるが些か明瞭さを欠く。事実地球起源の物質例へば水素等は不断に惑星空間に散逸する。われわれは、限界とはある程度限定されたもので

ないと満足しない。その意味での地球領域の上限は、最近ようやく磁気圏界面(Magnetopause)として決着を見たようである。

太陽から放射されるプラズマとしての太陽風は、約27.3日周期の太陽自転のため、その速度(300~1000km以上)によつて多少異なるが、空間的にはスパイラルを描いて、地球軌道と一般にはある角度をなし、それはほぼ磁力線と一致する(第1図)。



第1図 太陽地球間空間の磁力線模図
(McCracken, K.G., JGR. 67 447, 1962)

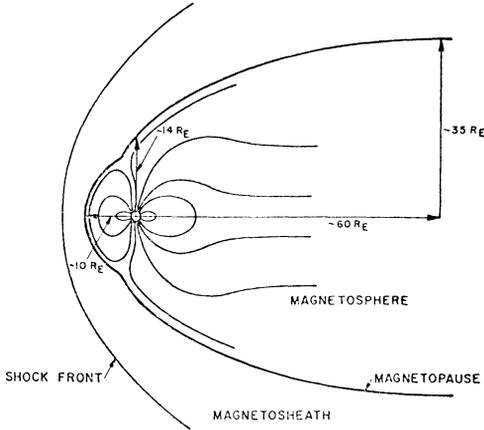
* Recent Problems in the Upper Atmosphere

** G. Horiuchi, 気象研究所
—1966年9月14日受理—

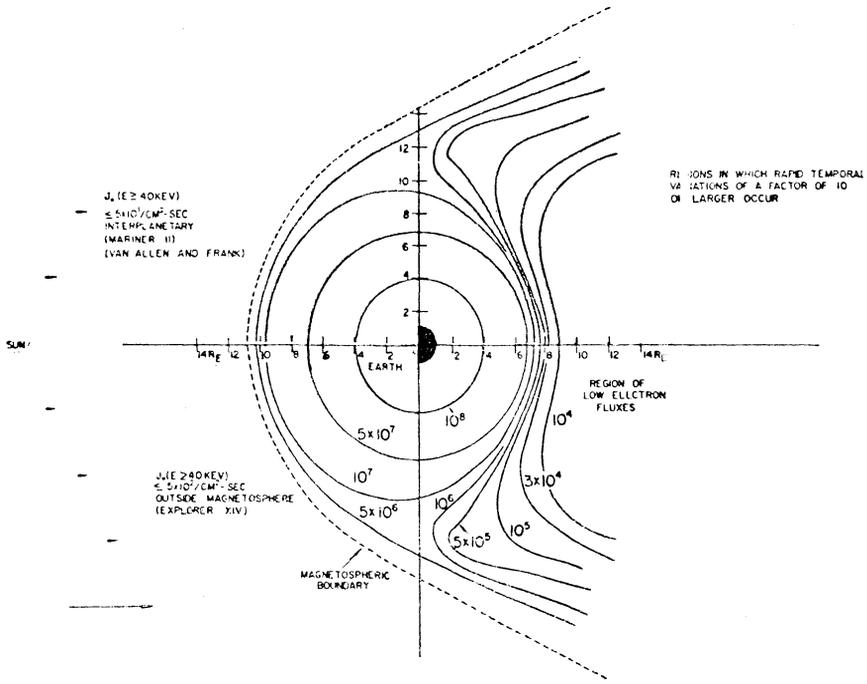
こうした太陽起源の高エネルギー荷電粒子が地球磁場と交互作用をして、そのほぼ双極磁力線に近いものを変形し、その結果、地球磁場の領域をほぼ決定する磁気圏界面を形成するのである。荷電粒子と磁力線の相互作用で大部分の太陽起源荷電粒子はその面内に入らず、いわゆる magnetic cavity が生ずる。この磁気圏界面の形

については観測の発達した最近特に多くの理論的研究がなされた。例えば Hurley (1961), Dungey (1961) などは2次元で、Slutz (1962) は3次元、Bead (1960), Spreiter and Briggs (1962) は斜め入射の場合を扱った。第2図には最近の多少補正されたものを。一方、観測結果として 40keV 以上の電子分布は Explorer XII, および XIV を含めて第3図に示した。これはいわゆる磁力線による捕獲粒子で、間接的にキャビティを表わすものである。なお、最近の詳細な理論と観測によって、磁気圏界面には、無衝突衝撃波前面が先行し、一種遷移層を形成することが分った(第4図)。問題はなお磁気圏 (magnetosphere) の尾部構造に残されていて、open 又は closed tail, さらにはその延長規模の解明が取上げられている。

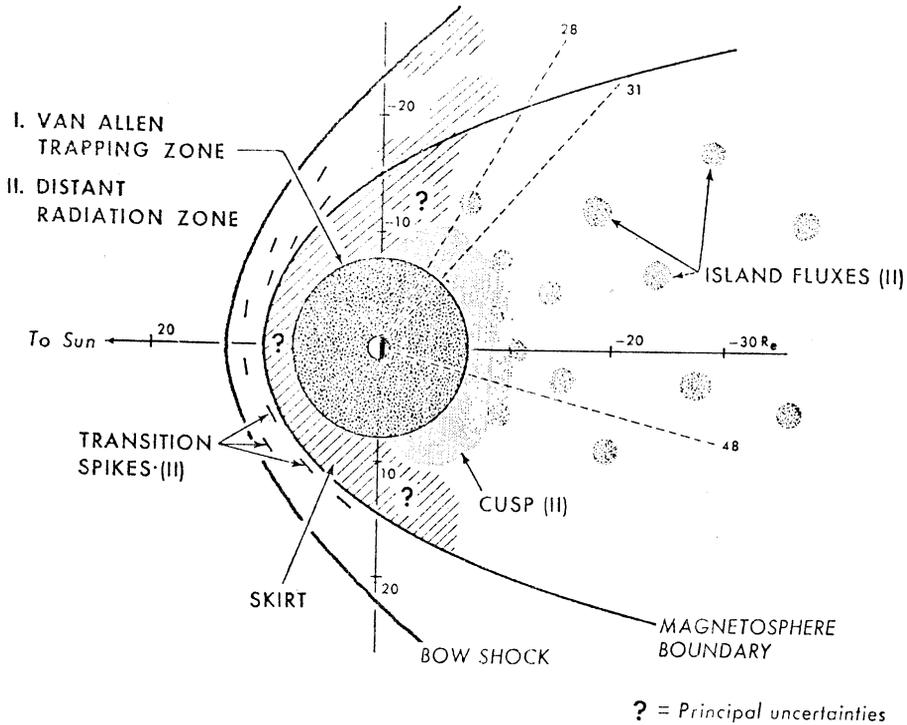
太陽荷電粒子の一部が地球磁力線又は可能な電場によって捕えられるため、太陽起原粒子は磁気圏中に突入し得るので、その圏界面は diffusion を許すものとなるが、これによって Van Allen 放射能帯を生ずる。いうまでもなく、太陽活動の擾乱条件は静穏時の状態を大きく変えることは、地球大気への効果の上で極めて重要である。



第2図 太陽風による地球磁場の変形
(Dessler, A.J., Satellite Environmental Handbook ed. F.S. Johnson, p. 175, 1965)



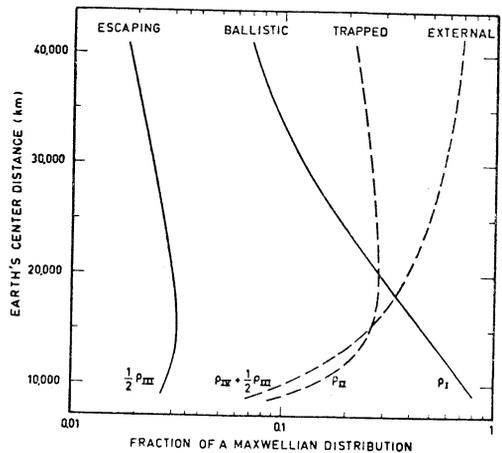
第3図 Explorer XII および XIV による高速電子 ($E \sim 40\text{keV}$) 分布
(Frank, L.A. and J.A. Van Allen, Research in Geophysics, Vol. 1, p. 168, 1964)



第4図 磁気圏界面と遷移層および尾部構造
(Anderson, K.A., JGR. 70 4741, 1965)

上記上限は、主として太陽プラズマ流内の磁気キャビティであったからは、当然荷電粒子についてのものであって、電気的中性の粒子（その一部は電離されるが）については何も云えない。つまり中性粒子の場合境界を考えることが極めて困難であることは既述の通りである。

外大気の名は地球大気と惑星空間との境界領域とされるが、その巾は極めて広く、約 530km から 1,000,000 km 程度にまで及んでいる。こゝには少量の O 原子と、He, H 粒子が大部分を占め、下部では diffusion と熱伝導が卓越し、Maxwellian 速度分布をする barometric 粒子密度 ρ を考えればよいが critical level (粒子散逸高度) 以上では collision によらない粒子密度例えば、楕円軌道を描いて突入、再突入する成分 ballistic、大気外に散逸する成分 escaping、大気外から突入する粒子成分 external、そして散逸高度付近に軌道の近地点があってそこで捕獲されるもの trapped、などを考慮しなければならない。H 原子について Singer (1962), Nicolet (1964) が計算したもの (第5図) によって、40,000km では external が卓越し、ballistic と同程度になるのは約 20,000km であることが分る。なおこれらは thermo-



第5図 外大気におけるH原子組成分布
(Nicolet, M., Research in Geophysics vol. 1, p. 270, 1964)

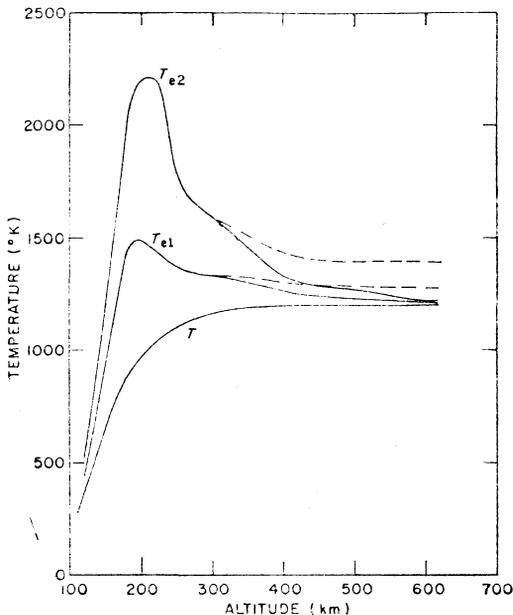
pause 温度を 1700° K としたものである。これによると地球大気領域はほぼ 10,000km 程度といえよう。だが「地球大気」で述べた geocorona の現象が磁気圏界面と対応し反太陽側に長大な尾部を持ちうることを忘れられ

てはならない。

2. 超高層電子温度

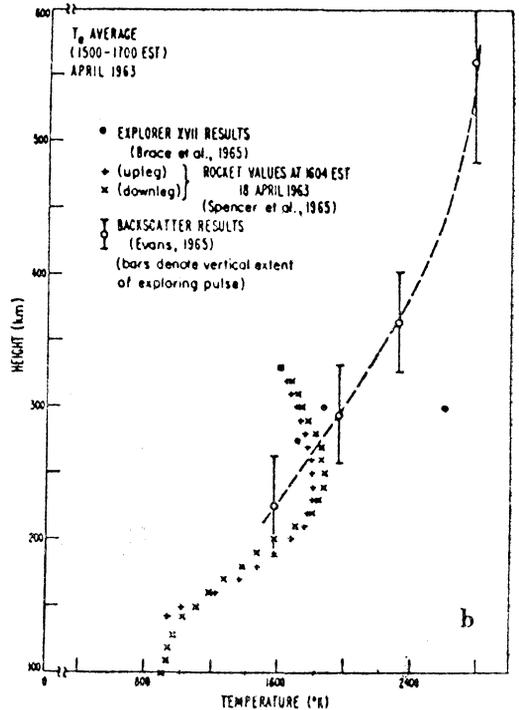
余り高い所で手間どっている余裕がないので、いわゆる電離層、WMO の命名による熱圏 (thermosphere) に移るとして、範囲は約 80km から外気圏底の約 500km 又は以上、そのうち 300~500km は熱伝導の卓越する結果等温となっていることは既に述べた。この thermopause 温度は太陽11年周期の強い影響を受け、日中極大 1800° K、夜間極小 750° K、平均 1250° K 程度である (F.S. Johnson, 1965)。だが、これは混合気体としての温度であって、電子温度はこれとは異りうるのである。理論的には Hanson and Johnson (1961)、またこれを再計算したものに Hanson (1963) などがあり、これはその後の観測で確認された。

太陽紫外放射吸収によって生ずる光電子は大きいエネルギーを持ち、約 200km で気体温度よりの偏差は極大をなし、その値約 1000° K に達する。そしてこの光電子は上方に向かって電離層を逸散し、いわゆる fast electron として 5~50eV、 10^8 electron cm^{-2} の flux となり 10⁴ km にまで達して heat source となる。結果は第 6 図の通り、250km 以下で O₂, N₂ が、それ以上では O⁺ がきく。



第 6 図 電子温度計算値と混合空気温度, T_{e1} , T_{e2} は電子生成評価を 2 因子変えたもの、点線は fast electron の加熱効率を変えたもの (Hanson, W.B., Space Res. III p. 296, 1963)

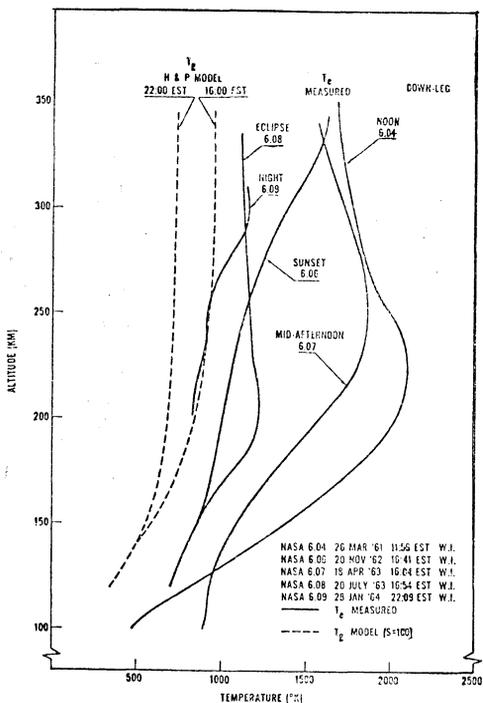
電子温度の測定は、radar backscattering によるものと、ロケット、人工衛星のもので、後者は最近 Langmuir probe (又は thermosphere probe) (Spencer, 1965) を搭載している。これらによる測定は、それぞれ Evans (1965), Spencer et al. (1965), Brace et al. (1965) などによって報告された (第 7 図)。昼間 250km 付近に



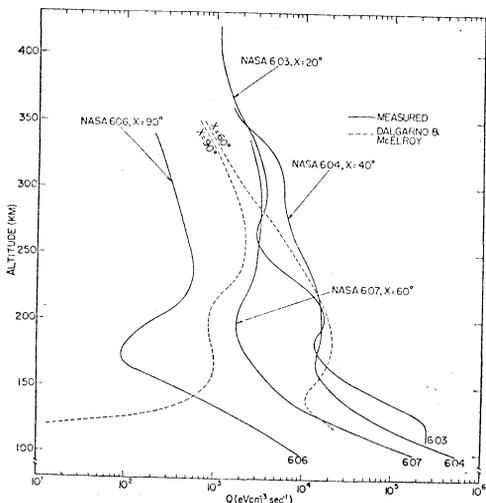
第 7 図 昼間電子温度測定値 (Evans, J.V., JGR 70 4365, 1965)

極大が見られること、夜間も T_e は T_g を越えていることが知られる。このことは、Spencer et al. (1965) によってはるかに明瞭である (第 8 図)。local electron heating の理論はその後 Dalgarno et al. (1963) が詳細に再計算して、 $T_g - T_e$ は 400km 以上と 120km 以下で消失する結果を得た。Spencer et al. の観測に基づく electron heating と Dalgarno et al. の計算との比較を第 9 図に示したが、これによって E 層における差異が極めて大きく、しかも昼間、夜間ともそれが見られる点が注目される。この原因についてはまだ不明であって、E 層の構造にも関連し興味ある問題として残されている。

なお、最近 incoherent backscatter の観測から昼間両半球の地磁氣的 conjugate point 間に photoelectron の diffusion があり、1000km 以上で heating を生ずる



第8図 昼夜電子温度測定値
(Spencer et al., JGR. 70 2665, 1965)



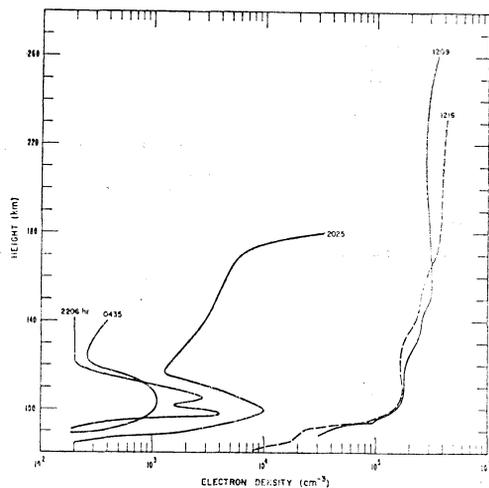
第9図 熱圏の electron heating 計算値と測定値の比較
(Spencer et al., JGR. 70 2665, 1965)

可能性が指摘されている (Carlson, 1966). いわゆる ambipolar diffusion である。これは後にのべる 夜間電離層維持の一因として挙げられている。

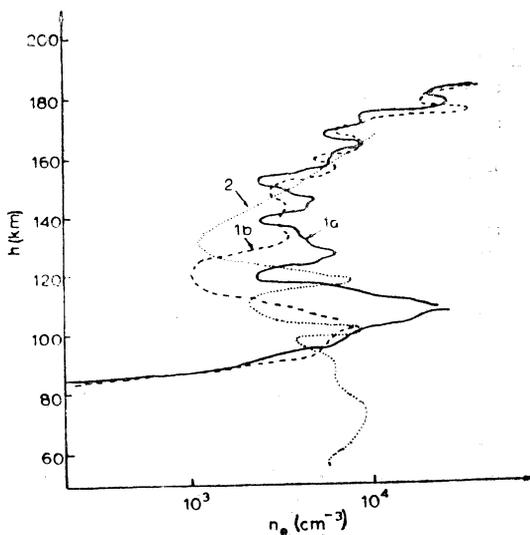
1966年10月

3. 熱圏電子・イオン分布

この分野については日本ですぐれた観測が電波研究所を中心に1960年以来行われ (Aono et al., 1963), 要素はイオン密度, 電子密度, 電子温度などで, その成果は構めて高く評価されている。電子密度観測結果の一例は第10図に示すが, 昼夜分布の差は勿論ほイオン分布と対応している。特に注目されるのは, 夜間 100km 付近



第10図 E層の昼夜電子分布
(Van Zaudt, T.E. and R.W. Knecht, Space Physics p. 184, 1964)

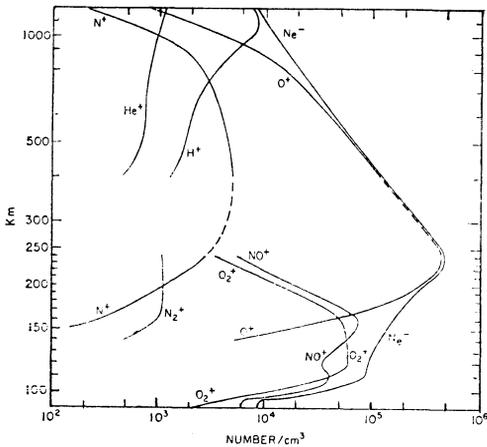


第11図 夜間E層電子密度分布
(Aono et al., J. Radio Res. Labs. Japan 8 441, 1961. Sagalyn and Smiddy, Space Res. IV, 1964)

の sporadic E 層がいつの場合も明瞭に見えること、いま一つには、同じく夜間 100~200km 領域が極めて不規則な多重構造を持つことである (第11図)。F₁層の夜間消失に伴うこの現象については原因はなお不詳であるが、ionization source を仮定するとして多重性を説明し難く (Kholodny, 1965)、可能なものとして風のシャーと電場傾度の存在などが示唆されている程度である。この領域は重力波による turbulence の卓越する高度に近く、また電場の存在はE層下部に soft electron を供給する source となる。

E_s については、共通して著しい peak を示すことで従来からも meteor hypothesis が考へられていたが、Istomin (1961) 以後ここに大気外起源の金属イオンが見出された。

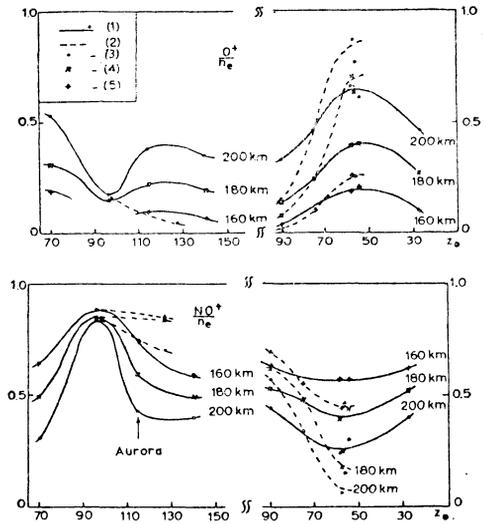
イオン成分については一部は「地球大気」に述べたが、quadrupole mass spectrometer によるもの (Narcisi and Bailey, 1965) や Bennett type の NRL のもの (Holmes et al., 1965) があり、最近また Johnson (1966) が 100~1000km を総合的に報告した (第12図)。



第12図 Solar min での昼間熱圏イオン分布 (Johnson, C.Y., JGR. 71 331, 1966)

これは大体 Solar min 条件(1963-64)のものである。おおよそのところ昼間は 160km 以上で O⁺、それ以下では NO⁺、O₂⁺ が卓越する。夜間は 220km 以上で O⁺、以下ではほとんどが NO⁺ となるのが見られ、夜間FとE層の間には極めて著しいイオン分布の谷が現れる。これらを左右する ion chemistry については Nicolet and Swider (1963) が総合的に扱ったが、1965年以降 Fehsenfeld や Furguson による ion-atom interchange reaction

の精密な実験室測定や Gunton and Show (1965) による NO recombination coeff の温度効果測定などがこの方面の理論を書き換えつつあるのが現状で、観測測定の発達と共にここに Chemosphere は大きく変貌する時期にある。ここで注意すべきは夜間 N₂⁺ (mass number 28) の存在で、N₂⁺ の life time の小さいことから夜間の何等かの ionization agent を仮定することも考えられ、これは既述の energy source と関連して興味がある。ion chemistry は複雑であるが、だいたい結果的には 140~200km 間の昼間の O⁺ は夜間 NO⁺ となると見られることは第13図に見られる通りで、夜間の NO⁺



第13図 160~200km での O⁺/ne, NO⁺/ne の日中変化 (Ivanov-Kholodny, G.S., Space Res. V. p. 35, 1956)

は chemical に生成され、主として

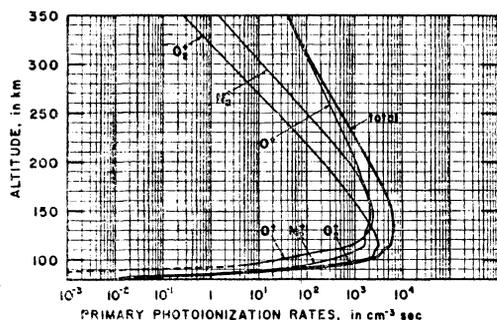


によるものである。

4. 夜間電離層維持

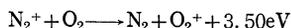
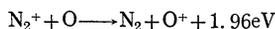
まず、夜間維持の前提としての昼間生成について略記する。昼間生成の原因は太陽 UV ないし Xray 放射にあることはいうまでもなく、そのため入射太陽放射 3000 Å 以下のスペクトル強度分布についての詳細な information、および地球大気粒子分布と波長別吸収 cross section が必要である。XUV スペクトルについては、Purcell (1960)、Hinteregger (1961) など、以来全領域についての知見がほぼ得られた。しかしながら、cross section についてはなお不十分な部分があり、また中性

大気粒子分布についても信頼し得る資料が少なかった。幸い後者については最近のロケット、人工衛星観測によって(例えば Explorer XVII など)可成り明らかになり、cross section も Watanabe (1958), Huffman et al. (1964) などの実験値を Dalgarno and Parkinson (1960) などの理論値でおぎなうことが出来た。こうして Hinteregger (1965) は Solar min での中性粒子大気モデルを作った(「地球大気」参照)。これに基づいた photoionization rate は第14図に示す。各イオンの消失



第14図 熱圏大気 of XUV によるイオン生成率 (Hinteregger, H.F. et al., Space Res. V. p. 1188, 1965)

機構との均衡を考えなければ観測とは当然一致しないが、150km 以上で O^+ の卓越することは認められる。 N_2^+ は lifetime が短く、



で O^+ , O_2^+ となり、 O^+ の一部は既述によって NO^+ となるであろう。現在 ion chemistry の理論平衡値は約 300km までは昼夜間観測値とはほぼあっている (Horiuchi, 1966)。しかし F_2 層高度になると状況は必ずしも簡単ではなくなって来る。この領域の radiation source は F_1 同様で、681~443Å が多少加わる程度であるが、 F_2 peak は大体 electron 消失過程の減少によって生ずると考えてよい。だが、これに加えて、上からの electron ambipolar diffusion, 及び太陽活動にも関連した超高層大気温度変化などが著しい影響を与える。

前おきはさておいて、電離層夜間維持の問題は、その維持の事実と上記昼間の ionization source である太陽放射の消滅との明白な矛盾にあつて、現在もなお充分な解決には達していない。このような基本的問題が未解決であることは、超高層大気研究の困難性を語るものである。

F 層領域以上では夜間約 10^1 因子前後の電子密度減少

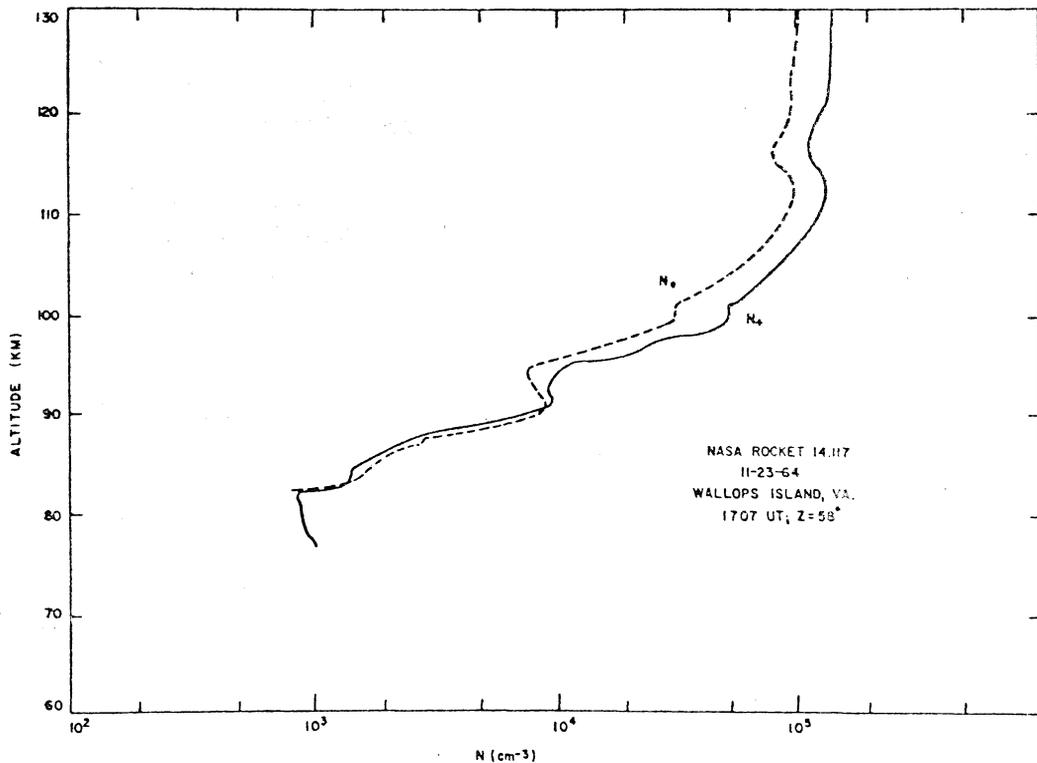
が見られるのみで、分布は余り変わらず max は 10^6cm^{-3} を維持するのが見られる (Hanson, 1965)。 F_1 は消失し、 E_s との間に顕著な min の現れることは既に述べた通りである。理論的には、電子密度 $n_e \propto e^{-\beta t}$ (β はほぼ linear recombination coeff としてよい) で減少する管で、 β の値の評価に問題があるが、それによつては 10^2 程度の減少はありうることで、夜間の ionization source 例えば粒子束などが仮定される。これについては Dalgarno (1964) が夜光資料について詳細な理論的検討をし、夜光を起しうる粒子束は 10^{-2}erg/cm^2 (高緯度では $0.3\sim 1\text{erg/cm}^2$) を越えないと評価した。0.5~1keV 程度の soft electron flux を仮定すれば $10^{-2}\text{erg cm}^{-2}$ で F 層維持は説明しうるが (Ivanov, 1965), これにさらに exosphere からの electrty diffusion があり、それは $5 \times 10^7\text{cm}^{-2}$ と推定される (Yonezawa, 1965)。soft electron intensing の観測, ambipolar diffusion の評価が不充分であるが、定性的に維持理由として受入られている。しかし、effective recombination rate の評価にも問題はなお残されている (Krassovsky)。

E_s 層と下層間の鋭い min については既に述べた通りで、 10^3 因子の減少を示し、電離層は維持されないが、多重構造と時間的変効の早さは極めて興味ある問題を提起している。

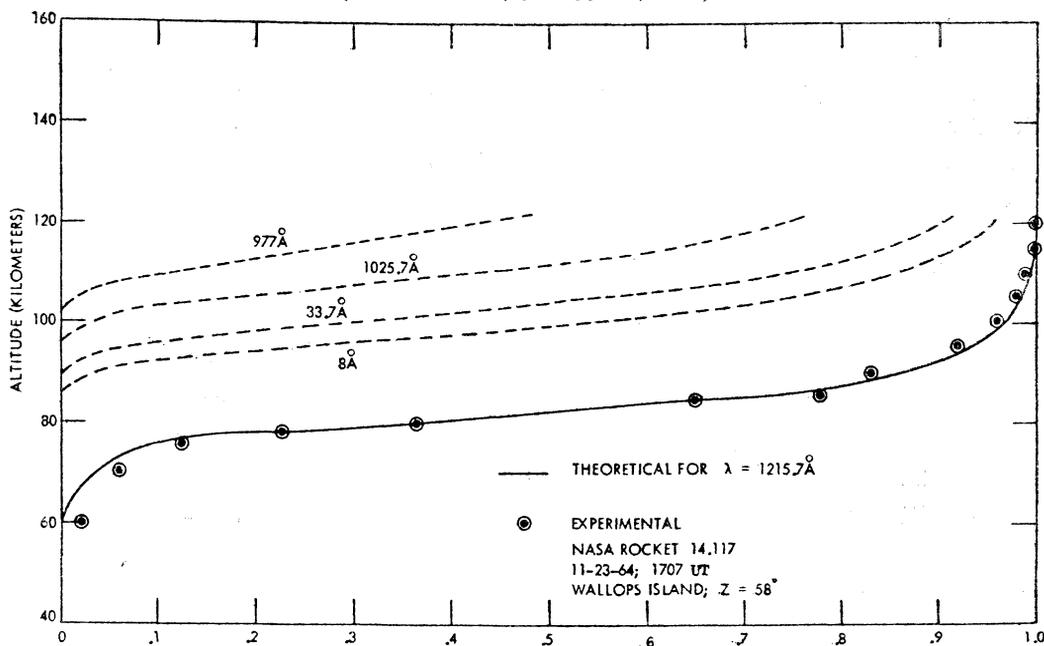
5. D 層について

D 層生成については Nicolet and Aikin (1960) の結果を「地球大気」で述べた。D 層を 90~60km として、その上部は 1~8Å の Xray, 中部は 1215.7Å の Lyman α line, 下部は galactic cosmic ray が寄与するというもので、 $L\alpha$ line は顕著な 1Å 巾の鋭い atmospheric window をなして NO を電離する。NO 密度の Nicolet の評価は従来 10^4cm^{-3} としている。これによると、天頂入射で、80km 10^3 , 60km で 10^2cm^{-3} 以下となる。しかしながら、Xray スペクトルは太陽活動に極めて強く依存し、最も D 層に寄与する部分の変化は、quiet と flare 3 とでは $10^4\sim 10^5$ 因子に達するので、この場合はほとんどが Xray に支配されることとなる。

最近、Xray や $L\alpha$ line の観測面と同時に、D 層電子密度測定精度が改善され、特に後者では昼間 D 層全般にわたつて 10^3 程度存在することが知られ下層で従来より 10^1 因子大となった (Sagalyn and Smiddy 1964, Bourdeau et al., 1966) (第15図)。そして、明らかに 80km 以下では電子密度はイオン密度を下廻り、負イオンの存在が推定された。83~88km と 88~93km 領域は



第15図 熱圏下層の陽イオンおよび電子密度
(Bourdeau et al., JGR 71 727, 1966)

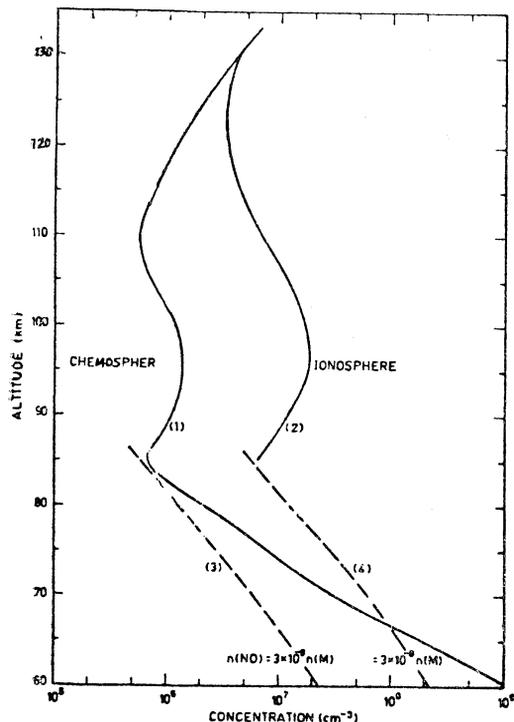


第16図 熱圏下層での XUV 減衰 (Lyman α line の計算値を含む)
(Bourdeau et al., JGR. 71 727, 1966)

2~8Å Xray と C VI 33.7Å によって O_2^+ , N_2^+ を生成し、これらは ion chemistry によって NO^+ となる。Xray および $\Lambda\alpha$ の attenuation は第16図に示した。ここで、Lyman β 1025.7Å は $\Lambda\alpha$ と共に夜間の ionization source として注目される。昼夜ともにこの領域で NO^+ , O_2^+ が卓越するであろうと推定し得るが、電子密度については負イオン問題が極めて重要となり、特に昼夜電子密度変化を支配することが予想され、これについては次節でのべる。

この領域で、いま一つ重要な観測が最近行われた。それは Barth (1965) による NO 分布であって、従来の理論的推定 (Nicolet) の 10^3 因子大きい値を得た。すなわち、76km で 6.2, 95km で 6.0, 125km で $0.6 \times 10^7 \text{ cm}^{-3}$ である。

こうして Nicolet (1965) は再び NO の問題を論じ、詳細は略すが、平衡分布として第17図の結果を得た。しかし、そこにはなお、Ferguson, Fehsenfeld (1965) などの thermospheric process の実験的研究が取入れられていず、特に重要、かつ rate const の大きい



第17図 熱圏下層の NO 分布
(Nicolet, M., JGR. 70 698, 1965)

が欠けていて、必ずしも Barth の結果とはよい一致が見られない。Horiuchi (1966) はこれらを含め NO^+ の再結合係数の温度効果を入れて再計算した。

D 層領域の正イオン分布については、Narcisi and Bailey (1965) の quadrupole mass spectrometer による貴重な測定がある。これは1963年10月31日になされたもので、まづ 64~83km 範囲で見て、80km までは NO^+ (massnumber 30+) が予想通り多く、80km で $O_2^+(32^+)$ と comparable となるのが見られる、 $N_2^+(28^+)$ は微量である。意外なことは、45+ 以上の heavy mass ion の存在、および $H_2O^+(18^+)$, $H_3O^+(19^+)$, $H_5O_2^+(37^+)$ で、特に後者はこの領域の水蒸気の重要性を示唆するものとして注目される。

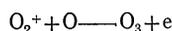
83~112km での $NO^+(30^+)$ および $O_2^+(32^+)$ の卓越は当然として、Istomin (1963) の場合同様、 $Na^+(23^+)$, $Mg^+(24^+, 25^+, 26^+)$, $Ca^+(40)$ の金属イオンが見られ、95km で全イオンの 10% に達している。これらは当然 meteor 起源のものと推定され、夜間イオン維持機構の一つとして考えられることは既述した如くである。

このように D 層領域の構造は極めて複雑となり、これに更に dynamic な要素が加わることになる。

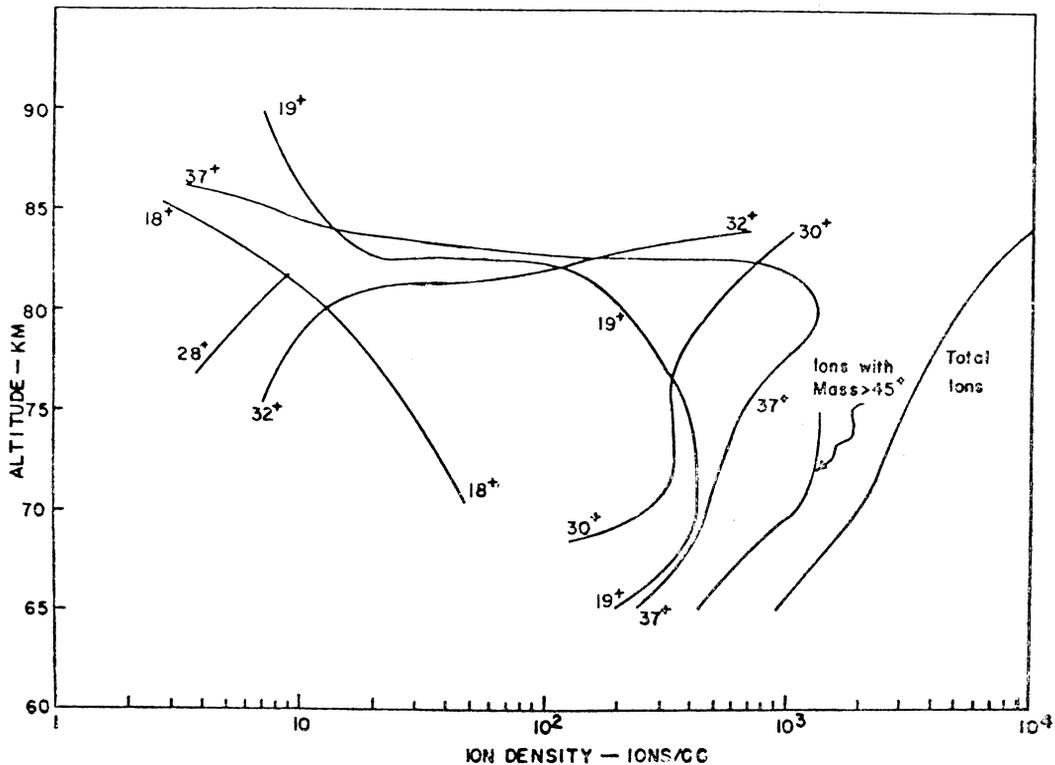
6. 中間圏と成層圏の問題 (Homosphere)

中間圏の可成りの部分は既にのべたのでここではオゾン heat source とするいわば homosphere (大気組成の一様な mixing 領域) について見よう。

むしろ前節の方が適当かとも思うが、まづ負イオンのことを記す。最もよく知られている負イオンは O_2^- であって、その electron affinity は約 1.2eV で、極めて容易に可視光線で photodetachment を行いその rate は 0.44 sec^{-1} であるため、強い polar cap absorption (PCA) の際の昼夜電子密度変化に重要な役割を演ずることが考へられた。しかし PCA event の観測は O_2^- だけでは説明し得ない点があり、もう少し electron affinity の大きい O^- (Whitten and Poppoff, 1962, Horiuchi, 1962) の可能性が指摘され、さらには NO_2^- , O_3^- などあげられる。 O_2^- と O^- との order 評価を aeronomic に行った結果の一例を掲げると (第19図)、見られるように 60km 以上では O^- が多く、D 層変化に主要な寄与をすることが知れる。ただし、高緯度で electron impact のある場合は問題はより複雑となるであろう。また、最近 Ferguson (1966) は

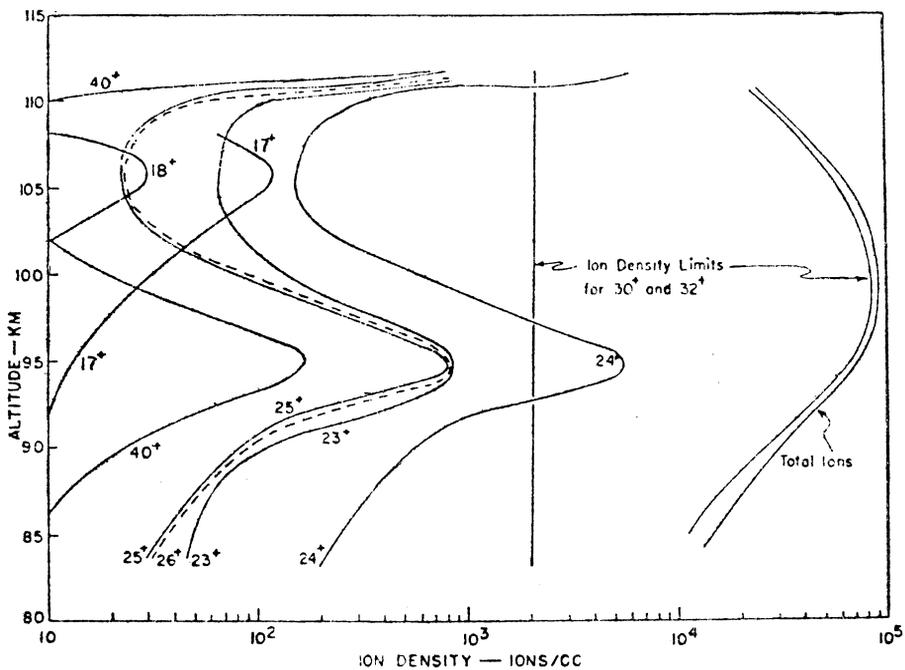


の rate coeff を測定し、従来の値より約 10^4 因子大で

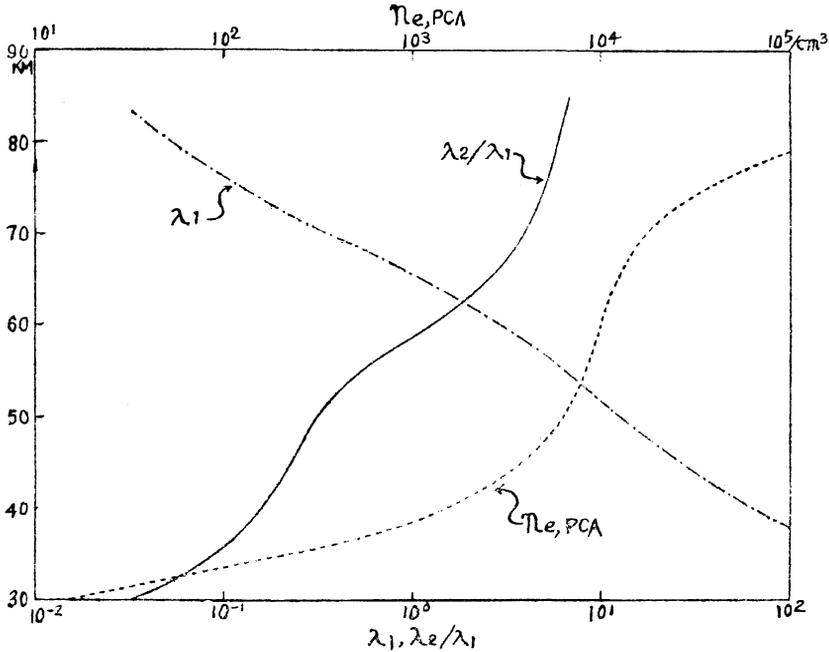


第18図 (a) D層陽イオン分布

(Narcisi and Bailey, JGR, 70 3687, 1965. total は Sagalyn and Smiddy, Space Res. IV. 371, 1964)



第18図 (b) 熱圏下層の陽イオン分布 (Narcisi and Bailey, JGR, 70 3698, 1965)



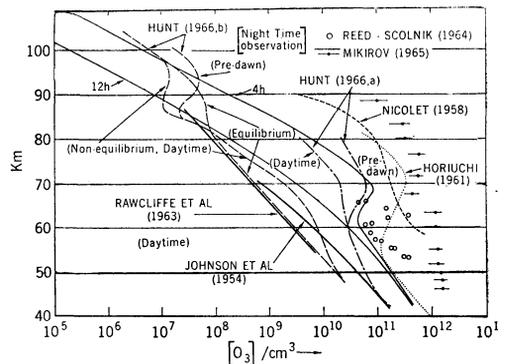
第19図 PCA 昼間での $\lambda_1 \left(= \frac{[O_2^-]}{n_e} \right)$ および $\lambda_2 \left(= \frac{[O^-]}{n_e} \right)$ 計算値
(Horiuchi, G., J. Met. Soc. Japan 46 300, 1962)

あるとしたこと、なお急速な ion chemistry の発展によって、この問題も再検討される時期になっている。微量成分であるが、理論的には極めて重要なものとして NO, H₂O については記したが、ここで O₃ が再び問題として提起される。

大気オゾンについては、30km 以上平衡分布が成立することで単純化されるので、従来多くの著者が取扱い (Craig, Dütsch, Paetzold, Horiuchi など)、一応の基本的な部分の解決を見たときとされていた。これに対して批判的見地を打出したのは、Hunt (1963), Krassovsky (1965) であり、オゾンに関する基本的光化学過程の rate const について精密測定を行ったのは Reeves (1960) および Benson and Axworthy (1965) であった。

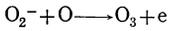
Hunt は理論的平衡値が観測値 (Johnson et al., 1954) に対しやや大であることに注目し、成層圏における excited O (¹D) による O₃ の消失過程を考慮して 50km 以下で観測値とよい一致を見たが、なお、O (¹D) の deactivation rate について疑問が残った。つづいて 60 km 以上については oxygen-hydrogen atmosphere を考へ、nonequilibrium で解いてほぼ満足すべき結果を得たが (Hunt, 1966)、ただし、夜間についてはなお過少であった。Maeda and Aikin (1966) は、ほとんど同

時にこの問題を取上げて、特に auroral event での polar mesosphere における O, O₃ を論じた。この問題提起は、Maeda によれば、polar winter night warming (これについては、Kellogg の chemical heating, Maeda の acoustic heating などのあることは「地球大気」でのべた) に関連しているという。ここでは Benson & Axworthy (1965) の rate を用い、hydrogen の効果を小さいとして oxygen 大気により、O, O₃ 分布の時間的变化を nonequilibrium の微分方程式のまま計算器に



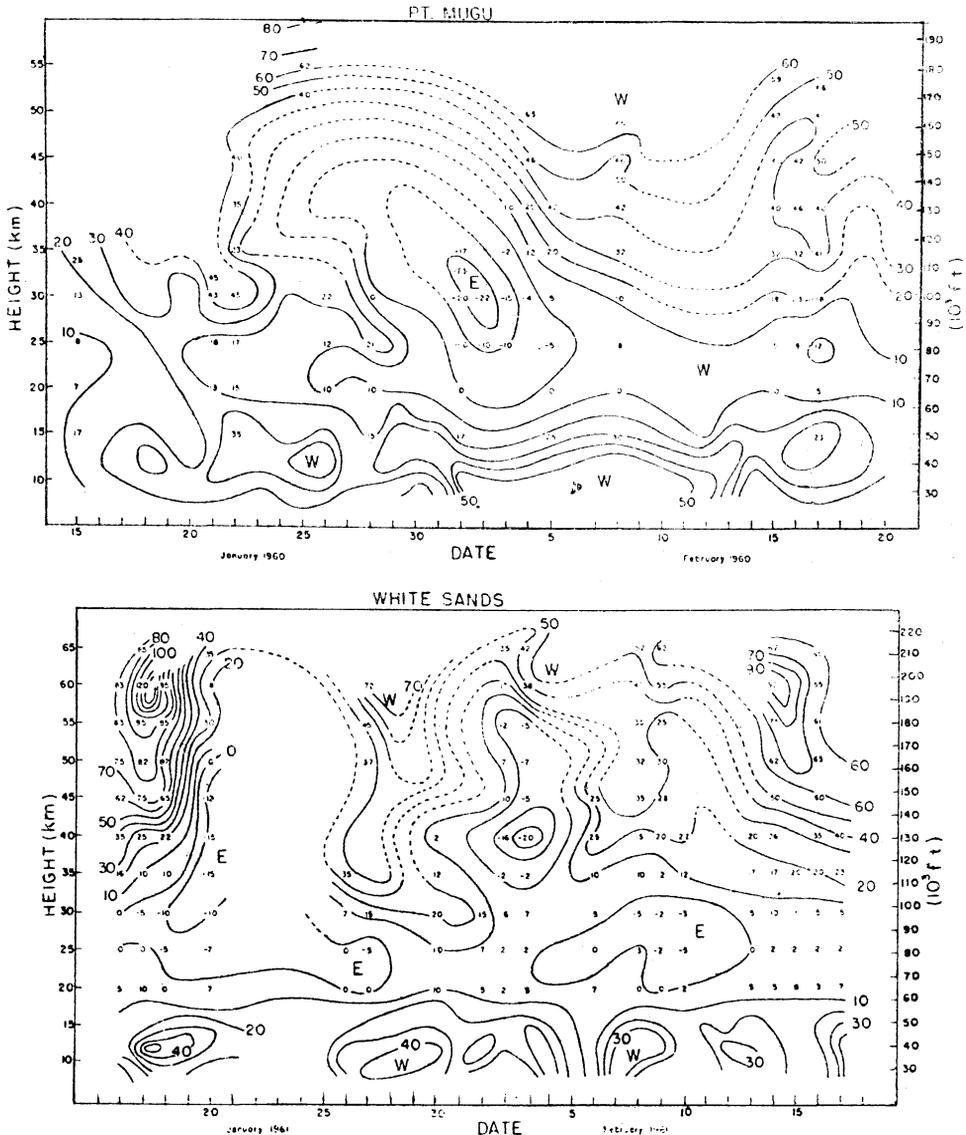
第20図 昼夜大気オゾン分布 (計算値と測定値)
(Maeda, K., Pacific Science Congress, XI, 1966)

よって解き、赤道付近で Hunt 及び観測値とよい一致を見た。夜間 60~80 km の ozone enhancement については、なお観測との不一致がやや大きく、特に Mikirov (1965) の観測値は Nicolet (1958), Horiuchi (1962) よりも大であった(第20図)。Maeda は、つづいて polar winter night の条件, auroral event での electron impact による O₂ 解離, そしてそれに伴う負イオンの変動について述べたが、興味あることは



の rate が上述のように極めて大きいことのため、昼間可視光による O₃⁻ の electron detachment を越えることである。中間圏でのオゾン問題は、かくて第2段階に入ったといえよう。

しかし、いわゆる気象学的見地から見てより重要な方向は、Leovy (1964, 1966) および Lindzen (1965, 66) によって開かれた photochemistry と dynamics との融合による理論的研究の試みであろう。これらは O₃, H₂O, CO₂ を energy source, sink として取入れたいわ



第21図 米気象ロケットによる zonal wind 観測例

(After T.J. Keegan, cf. H.J. Aufm Kampe, Proc. 1st Intern. Symp. Rocket & Satellite Met. p. 29, 1963)

ば homospheric dynamics の体系化を目指すものとして注目される。また、Manabe (1966) の試みつつある壮大な数値実験的研究は、大気温度プロファイルを決する諸因子の評価において物理的にも興味があるが、しかし、これらについての紹介は筆者はその任でないのここには割愛する。

7. 気象ロケット

最後に、気象ロケットのことを概観しよう。

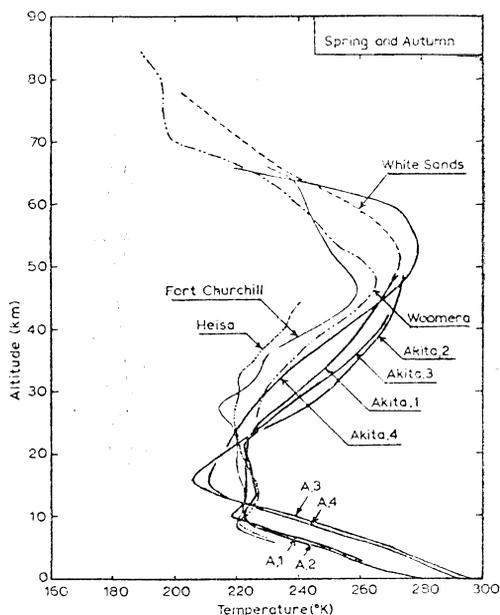
まづ、アメリカでの初期 V-2, Aerobee, Viking などは高度 100km 以上で、IGY 期間中に漸次 100km 以下の小型ロケットが使われた。気象ロケット観測点は1959年の3点から1962年11点、最近では22点にも達して、主として、ARCAS (又は LOKI) ロケットを使用、高度約 60km 又は以上、1961年以降週3回観測である。この結果 30~60km のシノプチック資料が得られた。観測要素は温度と風、温度はガラスで coat した bead thermistor (大きさ約 $1.7 \times 10^{-5} \text{cm}^3$)、風は gamma sonde (又は delta sonde) をパラシュートで風に流し radar tracking による。風はまた直径 1m の風船に reflector を入れた Robin でも測る。thermistor の場所は先端に支柱で取つけた。これらによる zonal wind 観測例を第21図に示す。

ソ連では、1951年よりロケット高層観測を始め観測船での南極域にまで至る緯度範囲に及んだが、同じく IGY 期間に小型気象ロケット観測を始めた。要素は、温度、気圧、風で、センサーは、抵抗温度計、pirani gauge、風は radar tracking と思われる。高度約 50km 程度。広範な net で sudden warming や polar night の温度分布を測って、後者では成層圏上部に安定な逆転が見られた。

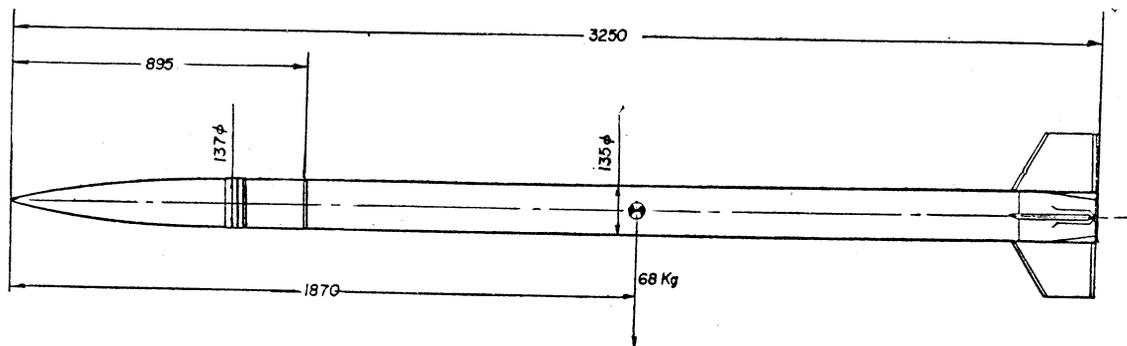
英国は IGY 以前に Australia でのロケット観測を行

い、プログラムは IGY で始めた。これは grenade を使った音速測定より風と温度を出すもので、場所は Woomera、高度90kmである。フランスは、既に Véronique ロケットを開発、IGYでプログラムを開始、場所はサハラ、要素は気圧で、heat conductivity manometer を新しく開発し 30~80km を測定した。気圧の算出には風洞実験資料を用い精度10%という。

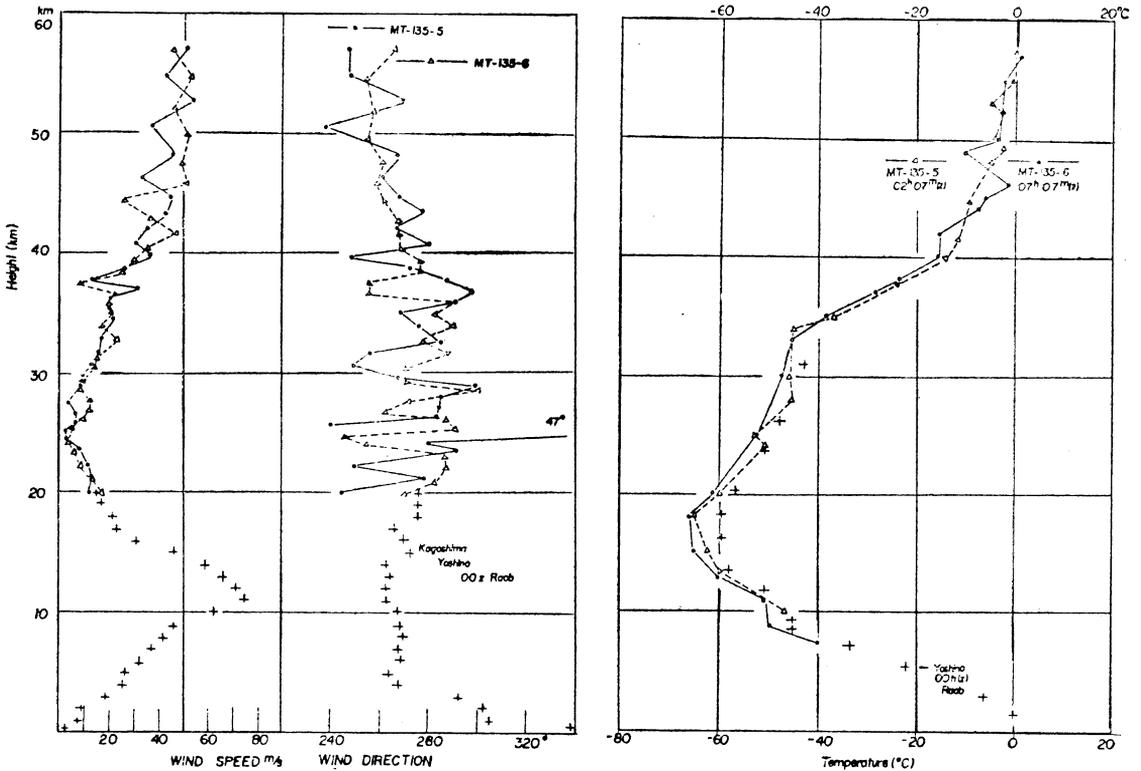
日本の観測ロケットが1955年東大生産技研の手によって開発に着手され、IGY 期間中の1958年に正式に観測を開始したことは周知の通り。1964年現在の東大宇宙航空



第22図 初期日本のロケット気象観測 (Maeda, K.I., Proc. 1st Intern. Symp. Rocket & Satellite Met. p. 86, 1963)

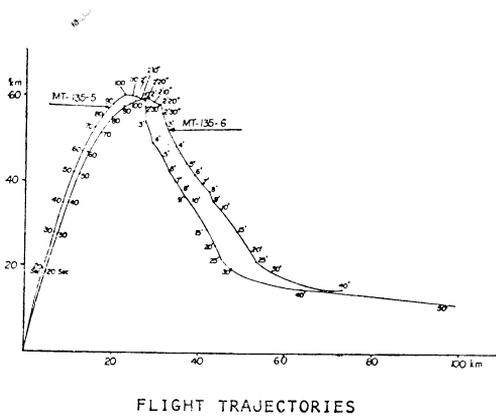


第23図 日本の気象ロケット MT-135 模図 (Tamaki et al., SES Record 0001, 1965)



RESULTS OF THE EXPERIMENTS

RESULTS OF THE EXPERIMENTS



第24図 日本の気象ロケット MT-135 観測例 (Tamaki et al., SES Rcord 0001, 1965)

述べる。

最初の温度と風の観測は1958年12月京都大学と大阪市大が生産研と共同して行い。現在は東京天文台、東大理、気象庁、気象研などが大気構造のグループに加わっている。ロケットは初期の K-6 より K-8 L・6 型に至り、高度 50~200km、温度は grenade 法、落下球（開発中）、風は種々の chemical vapour 又はチャフ及び grenade 法によった。初期結果の一例を第22図に示す。

上記気象庁は高層課担当の気象ロケットルーチン観測のテスト段階を意味するもので、東大宇宙研との共同によって1964年7月24日第1機を内之浦にて発射、不成功、同11月14日 MT-135-2号によって、温度は失敗したが、風の測定に成功、1965年3月11日第5号機において始めて温度と風の観測に成功した。現在1966年8月18日 MT-135-18 に至っている。

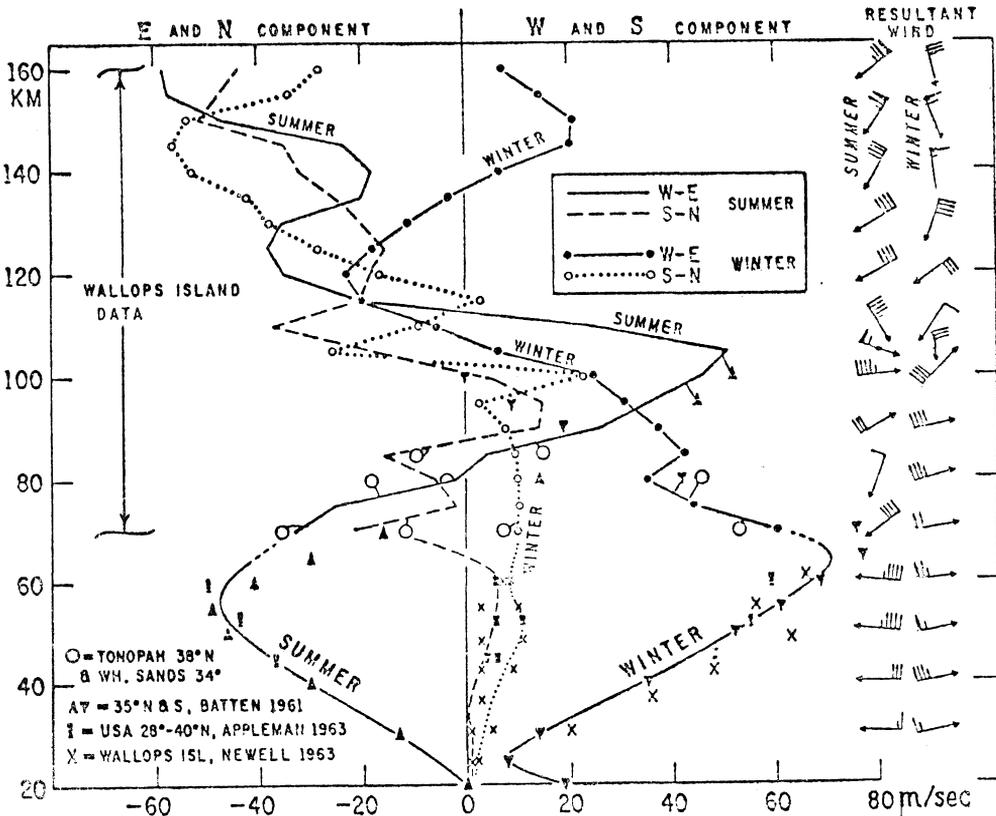
Tamaki, Nomura and Arizumi (1965) によって、MT-135 気象ロケットは長さ 3.25m、直径 135mm、総重量 68kg、うち payload 3kg の固体燃料 1 段ロケット、

研究所の発足を見た。搭載機器は諸国立大学、関係研究所が担当、発射は青森県尾駈、秋田県道川、鹿児島県内之浦と変った。ここには大気パラメーターのみについて

到達高度 55~60km である (第23図)。尖端部ノーズコーンに現高層ルーチン用エコゾンデ、次にパラシュート、最後が切断装置とタイマーである。パラシュートは絹製直径 4 m のもの、風はエコゾンデ方式により、温度は抵抗温度計 20 ミクロンの Fe-Ni wire のもので、ゾンデ下部の側面に取りつけられ、パラシュート開傘後にスプリング式に外側へ直角に開く。切断はロケット頭部切断とパラシュート開傘とがずれるように 2 段になって、温度センサーはさらに遅れる順序である。観測結果の詳細は Arizumi (1966) が報告したが、ここに一例を挙げた (第24図)。なお、小型落下球に 5×10^{-2} cm/sec 程度の精度の加速度計を封入し drag equation によって大気密度を測定する方法は既にアメリカで良好な結果を見ているが (Faireand Champion, 1965)。これの併用によって 50km 以上の大気パラメーター測定精度を増しうるのであろう。気象ロケットのほとんどが thermister による温度測定のものである理由は、ルーチン観測のための価格逡減であって、ここにルーチン化の難点がある

のである。

さて、気象ロケット観測によってどのようなことが可能となるか。50km までのシノプティクスは、成層圏の大循環とともに、polar vortex の崩壊、すなわちいわゆる突然昇温を伴う夏型冬型パターン転換機構が解明されるのではないか。これに加えてまた、オゾン水蒸気センサーの開発が成層圏気象学を独特のものとして作り上げるのではないか。もし気象ロケットの改良発達によってそれが 100km 高度に達する時、この領域が物理的、化学的、動力学的な多面性を持ち、しかも太陽放射に強く依存することは既に述べた如くで、現在なお、気象的領域と電離層領域のいわゆる中間圏として未解決の問題に満ちていることから、われわれの期待は極めて大きいといえよう。これらの可能性の一部は現にアメリカの Meteorological rocket sonde network (MRN) 資料に 10mb, 2 mb, 0.4mb contour にいわば象徴的に描かれているが (Teweles and Finger, 1963)。一例を Kochanski (1966) によって第25図に掲げる。一は、主として気

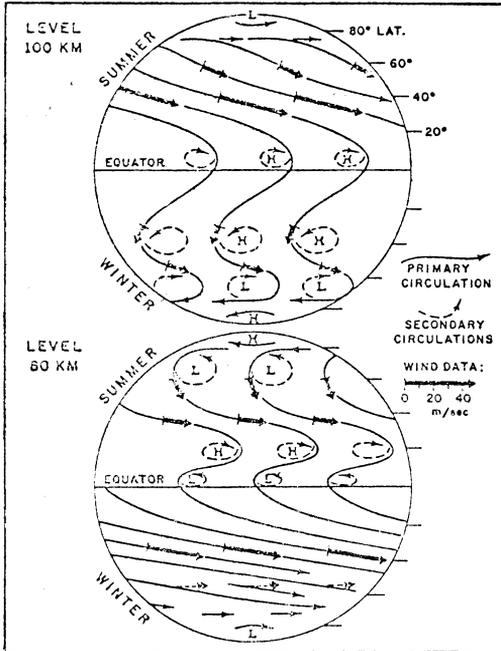


第25図 (a) 160km までの風速分布 (38°N)
(Kochansky, A., WMO Technical Note 70 p. 152, 1965)

むすび

以上、広大な領域に亘る review を試みたが、これは到底個人のよくするところでなく、精粗、新旧取りまぜて、記述もまた雑然となった。今日各分野にはそれぞれの優秀な研究者が日本に輩出しつつあるが、筆者は筆者なりに一応の超高層大気全般に亘るパースペクティブを持つ必要があって、極めて歪められたものながら、読者にとって部分的に何らかの参考になれば望外である。嘗って気象学界の有数刊行物の一つであった AMS の Journ. Meteor. が Journal of Atmospheric Science と改題して既に多くの巻を重ねたが、そこにはそれなりの理由があった。筆者の浅学はおき、気象学が既にして大きく変貌しつつあることは既定事実といえよう。

なお、拙文中に多数の図を借用したことについては、著者各位に厚くお礼を申し上げたい。スペースの関係で引用文献は省略したが、図についてはすべて明記した所以である。日本の気象ロケットについては、特に、これが発足に関係した方々に、その文献、資料については、東大宇宙研ならに本庁高層課に謝意を表す。重ねてまた、拙稿執筆に当って直接の機縁となった方々、もし氏名を挙げることが許されるなら、米航空宇宙局前田嘉一氏、天気編集委員三崎方郎氏、気象ノート編集委員神山恵三氏、高層課長有住直介氏に、そして、討論を通じて種々示唆を与えられた気象研高層物理研究部の各研究者諸氏にお礼を申し上げて、拙稿を擱く。



第25図 (b) 80~100km での大気循環模図 (Kochansky, A., JGR 68 213, 1963)

象ロケットと Na vapor による風の分布, 他は熱圏下部の circulation model である。

第4回 理工学における同位元素研究発表会

— 論 文 募 集 —

気象学会ほか関係諸学・協会の共同主催で、標記の研究発表会を開催いたします。この研究発表会の目的は、異なった専門分野の研究者が一堂に会し、同位元素および放射線の利用の技術を中心とした研究、およびその技術の基礎となる研究の発表と討論を行ない、各専門分野間の知識と技術の交流を図ろうとするものであります。

気象学会会員の参加を切望します。詳細についてのお問合せは気象庁測候課村山信彦（東京 212-8341内線 356）へおねがいします。

会 期 昭和42年4月18日（火）～20日（木）

会 場 国立教育会館（東京都千代田区霞ヶ関3の4、文部省隣）

発表申込 所定の申込書（1件1通）によりお申し込み下さい。所定の申込書は、下記あて請求して下さい。

東京都文京区本駒込二丁目28番45号（理研内）日本放射性同位元素協会内

理工学における同位元素研究発表会運営委員会 電話 東京 946局 7111 番（代表）

発表申込締切：昭和42年1月41日（火）必着

講演要旨 講演要旨集を発行します。発表申込があり次第、所定の原稿用紙（1,200字程度）をお送りします。

講演要旨原稿締切：昭和42年2月28日（火）必着