

長期予報研究

グロース ベッター

第 3 卷 第 4 号

目 次

成層圏の大気循環 (I)

都 田 菊 郎 1

南北両半球の気象 (III)

— 南半球の熱帯低気圧について —

田 辺 三 郎 49

季節予報の利用と発達

鯉 沼 寛 一 56

1965年 3月

L. F. グループ

(解説) 成層圏の大気循環 (I)

東京大学理学部地球物理学教室 都 田 菊 郎

(I)の内容

1. 序 説

1.1 まえがき 1.2 成層圏の存在

2. 成層圏の研究

2.1 研究意義 2.2 研究の歴史

3. オゾン

3.1 オゾンの生成 3.2 地球大気のおゾン 3.3 オゾンの分布

4. 放射平衡

4.1 放射平衡の温度 4.2 惑星大気の温度

1. 序 説

1.1 まえがき

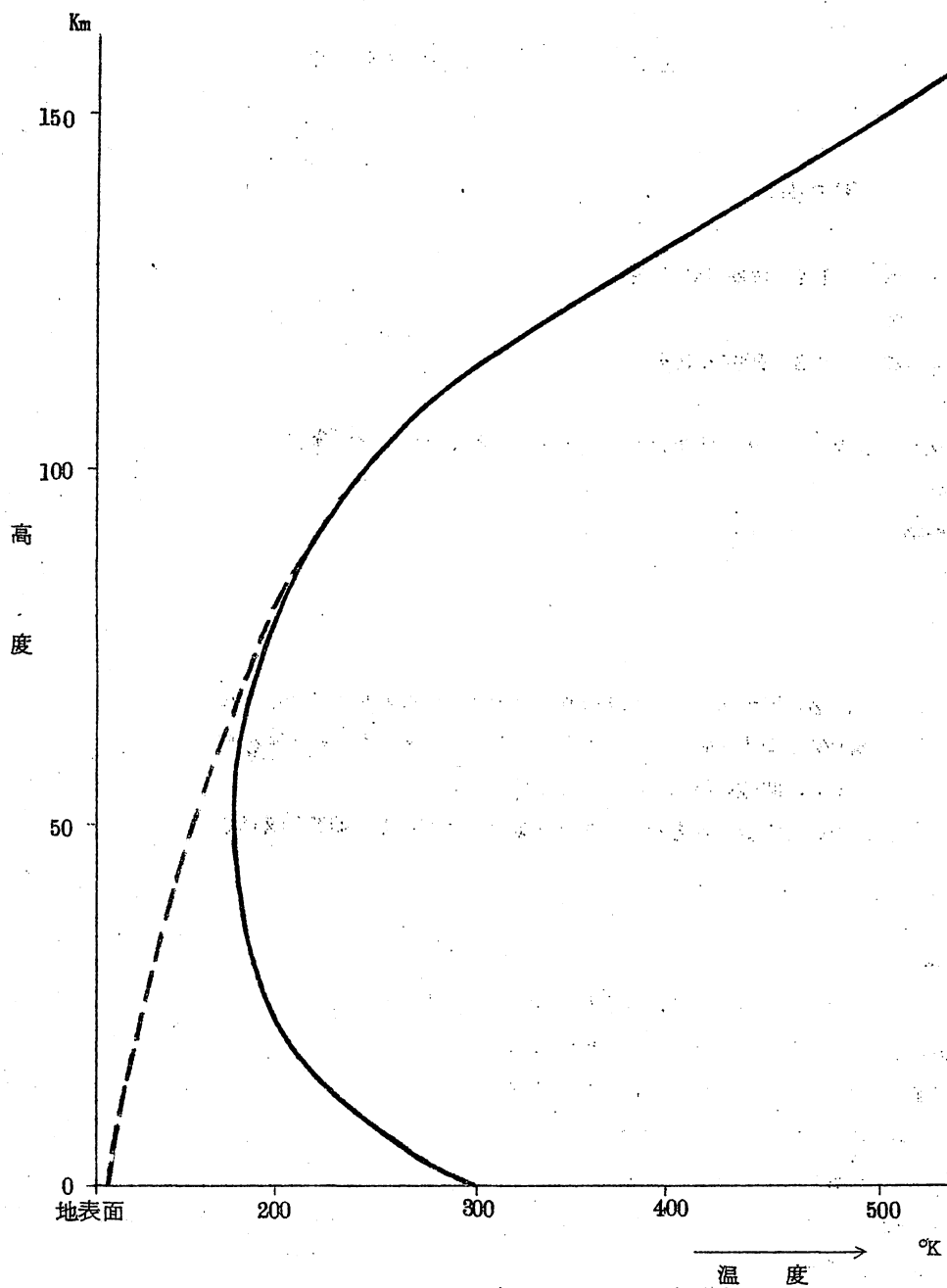
以下は1964年、名古屋大学と東京大学の談話会で話したことをまとめ、手を加えたものである。内容は成層圏大気の全体を概観することを目標とした。そのため、筆者の専門外のことも述べることになる。もし、間違いがあれば、ご教示願いたい。

なお、引用文献については総合報告をできるだけ載せるようにし、研究論文は必ずしも網羅していない。

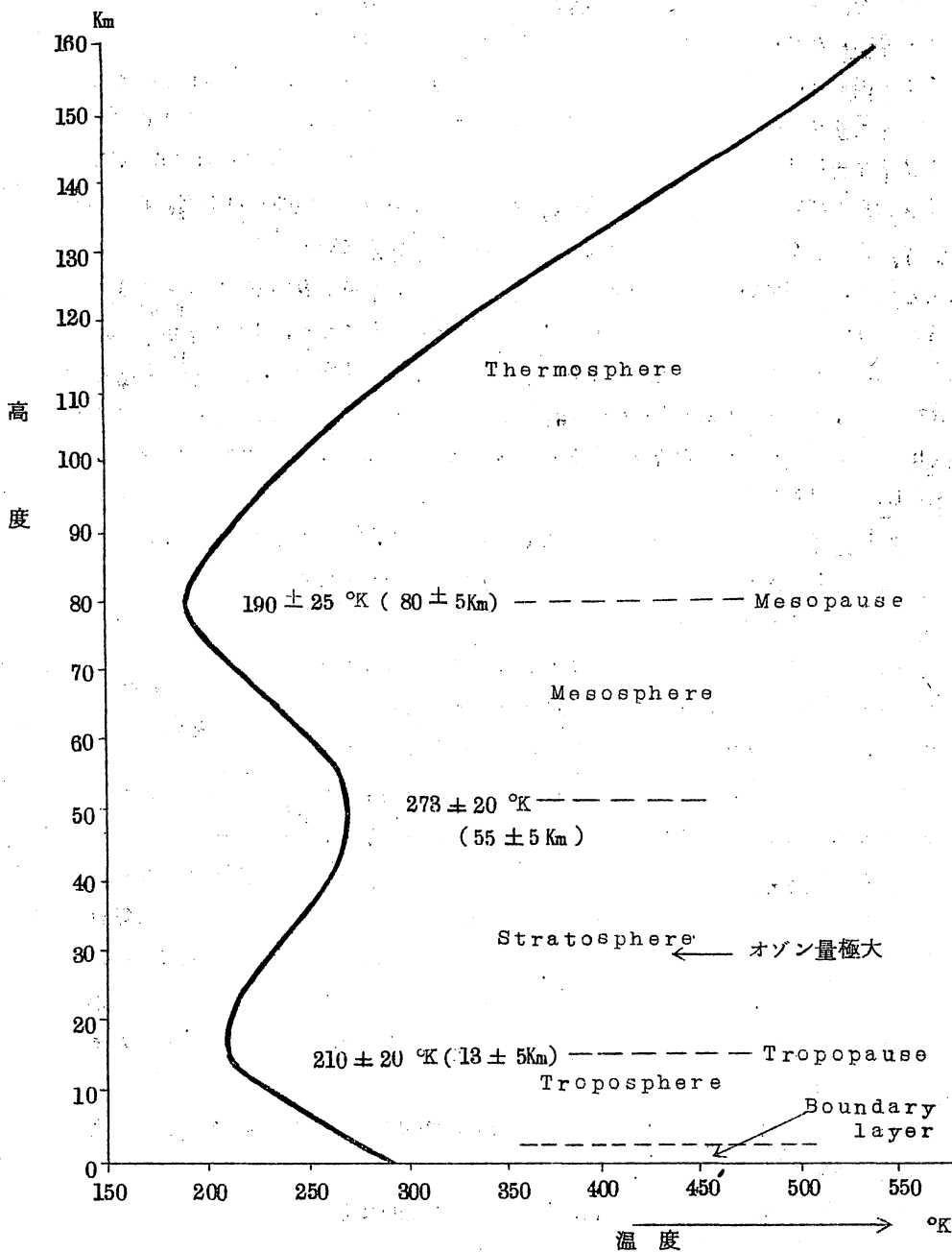
1.2 成層圏の存在

太陽をとりまくCoronaの外縁では、温度が 10^6 °Kで、太陽から離れるにしたがつて低くなり、地球の附近で 10^5 °Kになるという(Chapman 1960)。ところで、視点を地球に移すと、その周囲は密度の高い大気が掩い、その中では地球の中心に向つて、温度は急激に低下する。つまり、太陽系の空間は高温のPlasmaが充満し、その中に惑星が浮かび、惑星の周りだけがいちじるしく低温になつている図が考えられる。

第1図に、温度が大気の上から下に向つて、低くなつていく様子を模式的(点線)に示した。これは地球の固体の部分も、すべてガスで構成されているとした時のことで、実際には、地球表面が太陽からの放射エネルギーを吸収し、それが加熱され、大気の温度は上層と地表で高く、70~80kmに極小点のある曲線(実線)となる。



第1図 地球大気の温度分布（オゾンのない場合）
（模式的）



第2図 大気の成層

ところが、話はそれだけではない。地球大気の中には、27Kmを中心に10~60Kmの高度にOzoneが存在する。このガスは太陽からの紫外線を吸収し、その層の温度を引き上げる。その結果、50~60Kmあたりに温度の極大があらわれることになる(第2図)。

観測によると(例えば、Handbook of geophysics 1960), 55 ± 5 Kmの極大点は温度が $273 \pm 20^\circ\text{K}$, 80 ± 5 Kmと 18 ± 5 Kmの極小点では、それぞれ $190 \pm 25^\circ\text{K}$ および $210 \pm 20^\circ\text{K}$ になり、1000Kmの高度では大体 $3000 \pm 1000^\circ\text{K}$ ぐらいになる。よく知られているように、20世紀の初め頃から11Km以下の空間を対流圏(Troposphere), それより上を成層圏(Stratosphere)と呼んでいる。^{*1)}

その後60年間に、各層にいろいろの名前がつけられてきたが、名称が専門家の間でまちまちであつた(Gerson 1952, 北岡1956参照)。この混乱を防ぐため、1961年WMOの高層委員会では、一応次のように決定した(有住1964参照)。すなわち、11~50KmをStratosphere, 50~80KmをMesosphere(中間圏), それより上をThermosphere(熱圏とし、またそれぞれ圏の境を、下から上へTropopause, Stratopause, Mesopauseとする。^{*2)}

Tropopause はイギリスのShawの命名で(1912年)^{*3)} まことに云い得て妙であるが、日本ではこれを“圏界面”と呼んでいる。二つ以上の圏が問題となる現在、これは紛わしい。本文では“対流止面”と呼ぶことにする。

言葉のことが出たついでにいうと、中間圏はこれまでもいろいろな定義が下されてきている。Gerson(1952)によると、1950年頃は400Kmの高度で温度が極大で、それより上へ低くなつており、大気圏は大体1000Kmぐらいが、その限界であろうと考えていた。そして1000Kmより上を外気圏(Exosphere)^{*4)}、400~1000Kmの空間を外気と大気の境として、中間圏と呼んでいたという。また、Chapman(1950)は30~80Kmを中間圏と呼ぶことを提唱し、FlohnとPenndorf(1950)は中間圏のない成層圏を唱えた。

ところで今回の命名では、中間圏は成層圏と熱圏の中間ということになつた。つまり、大気組成の均一な空間(Homosphere)と不均一な空間(Heterosphere)の転移層である。実は、成層圏と中間圏との境、つまりStratopause^{*5)}にどのような物理的意味があるか知らない。もし積極的に意味がなければ、いつそのこと成層圏と中間圏を合せてしまつてはどう

*1) Teisserenc de Bort(1902)は現在の成層圏を等温圏(Isothermal layer)と呼んだ。

*2) 日本語はまだ統一されていない。殊に、“熱圏”は暫定的なもの。

*3) tropo = turn, pause = ^{中止}cessation

*4) Spirzer(1949)の命名。

*5) Chapman(1950)は mesopeak と呼んだ。

だろう。4章で述べるが、Chamberlain (1962)は惑星大気について、対流圏・中間圏・熱圏に分けることを提案している。

このような事情はこれから論を進めていく間に、おいおい明らかになつてくると思う。しかし、以下の議論ではWMOの決定に従つて呼ぶことにする。話は少し変るが、80Kmを境にして、上部および下部成層圏と云うことがある。これは11~80Kmは等温で、30~55Kmは温度が増率になつているから、このように分けたというのは俗論である。本当のところは、気球ゾンデの最高到達高度が80Kmぐらいだから、便宜的に分けたのである。しかし、この高度が物理的に全く意味がないわけでもない。大気振動の振巾が零になり、位相が逆転するのは80Kmである。また30~60Kmで、大気の循環が赤道一極型から極一極型に転位する高度があるようである。

2. 成層圏の研究

2.1 研究意義

第2図に示したように、大気の圧力は地上で大体1000mb、対流止面で150mb、80Kmで10mb、50Kmで1mb、60Kmで0.1mb、80Kmで0.01mbである。つまり対流圏より上には、大気の総重量の15%、中間圏の上には0.001%があるに過ぎない。だからといって、成層圏は無視してよいと考えるのは輕卒である。重さだけがすべてではないからだ。

なるほど対流圏に関しても、現在未知のことが余りにも多い。これも大いに研究されるべきである。しかし、それと別に成層圏より上を研究する人があつてもよい。古今不変の原理として、研究は常に広い視野に立つて進めるべきで、全く予期しなかつたことが、相互に関連をもつてくることは、歴史の示すところだ。

幸か不幸か、現在までに成層圏が対流圏の変動に対して、重大な影響を及ぼしているという事実は、それほど知られていない。^{*6)} それでも成層圏は大いに研究されるべきである。敢えて実用的利益を列举せよとなると、こんなふうになるであろうか。

例えば、太陽活動の大気に及ぼす影響を知るには、それが直接的に作用すると思われる上層大気を調べるのが得策である。電離層の変動を知るにも、その下層の成層圏を理解する必要がある。また、数値予報でも知られているように、プラネタリー極長波の動きは、対流止面の変動と関連し、台風進路予報の鍵でもある小笠原高気圧の変動もその一例である。アリューシャン高気圧は成層圏深く伸びている。あるいは、高層に存在する氷晶核は、降雨量を知る上に重要であるかも知れない。^{*7)} 高緯度地方の25Kmの高さに観測される真珠母雲、80Km以上の夜光雲も氷晶であるという。この辺りにも、大気の組成、ひいては大気進化の謎の一部が秘められている可能性があるといは云えない。更に成層圏は対流圏の複雑な様相を単純化して反映しており、したがって成

*6) 実は一つもない。

*7) 磯野(1968)参照。

層圏を解明することにより、それが対流圏の変動を理解する上の有力な手がかりとなるのである。

2.2 研究の歴史

前章で大気の温度を上から下へ見てきた。それは大気を大局的に眺めるとき、そのようにした方が理解しやすいと考えたからである。無論歴史的には、人間の探索は下から上へのびてきたわけで、しかも現在の認識に到達するには、幾多の変遷と曲折を経てきている。

筆者は考証を得手とする年令にはまだ達していないが、話の都合上、成層圏および中間圏研究の里程標ともいふべきものを辿つてみよう。^{*8)} (もし間違いがあれば、ご教示下さい)

何処を出発点としてよいかわからないが、一応1783年フランスのCharles が、人類史上初めて自由気球を飛ばしようにさせたことから始めよう(気圧計などを積む)。人間の上空への探測は、これを契機として盛んとなり、その後多くの試みがなされた。その中で成層圏に関係あるものとしては、1862年イギリスのGlaisher と Coxwell を挙げるのがよからう。彼等は探測気球によつて、11Kmの高度に達した。しかしこの時成層圏は知られていないまま、しかも不思議なことに、これを境として人々の気球熱は失われたという(Mieghem 1957参照)。1879年フランスのCornu と1881年イギリスのHartley は大気中に存在するオゾンと太陽スペクトルの紫外部が欠ける事実について研究。1883年、ジャバとスマトラの中間にある Krakatoa 島火山が爆発。その研究報告をイギリスの王室学会は委員会を設けて編集(Symons 1888)、その中には Krakatoa 東風の発見、爆発時の空気波が314.2m/secで伝播したこと等が含まれている。1881年、ドイツのJesse は82Kmの高層に繊維状の層雲を観測。これを夜光雲^{*9)}と命名(1885年)。以上が19世紀の経過であり、現代からみると、“成層圏研究の夜明け”といつてよからう。

1889年になると、フランスのTeisserenc de Bort は、気球観測により11Kmから上へ大気が等温になっている事実を指摘した。これはまことに重大である。それまでに知られている下層の温度曲線を上へ外挿し、地上で1013mbの圧力を与える大気を考えると、大体30Kmが上限となる。ところが、上空へ温度が変わらないとなると、大気の上限は一挙に50Kmまで上ることになる。しかし、問題は観測の精度である。Teisserenc de Bort は紙気球を用いたが、当時測定にかけてベテランのドイツのAssmann はゴム気球によつて、これを追試した。その結果、Teisserenc de Bort の観測が正しいことが確認された。これが成層圏の発見で、時は1902年である。これに刺激され、欧州の各国は、争つて高層観測所を設立したという。一方、1901年イタリアのMarconi は米大陸と欧州間の無線通信に成功。1902年、イギリスのHeavisideとアメリカのKennelly は互いに独立に、それに対

*8) 関連する文献を末尾に示した。

*9) Die leuchtenden Nachtwolken(独), Noctilucent cloud(英)

する説明を与えた。つまり80Kmの高度に海水の20倍の電導度をもつ電離層の存在を予想した。^{*10)}
1907年、イギリスのDinesは気球に搭載する軽量測器を考案。1908年、ドイツの von Berson はアフリカのビクトリア湖での観測において、赤道附近の成層圏に西風を発見。これがBerson 西風。1908~9年、アメリカのHumphreys とイギリスのGoldは成層圏の成因を放射の立場から論じた。この時、オゾンの重要性が既に指摘されている。1913年、ドイツのEmdenは放射平衡理論により、温度の鉛直分布を計算。この頃まで、大気中のオゾンは化学的方法によつて測定されていたが(例えばPring 1914), 1920年フランスのFabry と Buisson はスペクトルによりオゾンを量的に測定し、その量は標準状態で3mmであることを結論。1923年、イギリスのLindemann と Dobson は流星に関する理論を立て、流星の観測から、60Kmの高度で温度が300°Kであることを指摘した。上空では等温どころか、温度が高くなっているわけで、この発見により成層圏は測り知れないという感じを与えた。この論文で、彼等は高温はオゾンが原因であることを推定している。そう云えば、第1次世界大戦の頃より、音の異常伝播が知られている。例えば、1902年Victoria 女王の葬儀の際における甲砲の音の伝わり方、フランダースの戦場で撃ち合う砲声が、フランス領で聴えず、かえつてイギリス本土で聴かれたという事実。1923年、イギリスのWhippleはこの現象はLindemann と Dobson のいう60Kmの高温層が原因であることを指摘。1924年、イギリスのAppleton と Barnettは、反射電波により電離層の存在を実証した。1925年頃、DobsonはFabry とBuisson の原理を応用して、オゾンの鉛直積算量を測定する分光計を考案。1926年、Dobson と Harrison はその分光計を用い、オゾンを連続観測し、オゾン量が春に最大、秋に最小になることを見出す。この時代が、“成層圏の発見とその探測手段の開発”の時期である。

1927年になると、フランスのIdrac および Bureau, ドイツのDuckert, ソ連のMoltchanoff はラジオゾンデを考案。これから対流圏の観測網が世界的に広がって行くことになる。1928年、イギリスのGowanは、オゾンの日射の吸収から60Kmの温度を計算し、280°Kを得た。1929年、スイスのGötz は、オゾンの鉛直分布を測定する逆転法^{*11)}(Umkehr effect)を考案し、大体高度40Kmにオゾンの最大値があることを発見。1930年、イギリスのChapman は、光化学反応理論によりオゾンの生成を説明。もつとも、1906年ドイツのRegener は、実験室で紫外線照射によりオゾンの生成に成功している。また、この理論は後にWulf と Deming (1936)により発展された。1931年、イギリスのWhipple とドイツのDuckert は、音の伝播により50~60Kmが温度の極大点に

*10) しかし電離層の存在は、既に1882年Stewart により、磁針の方向が毎日変ることからも予想されていたという。1902年以後、Kennelly-Heaviside 層と呼んだ。

*11) これは後に25~30Kmと訂正される。

当り、それより上に再び減率になることを結論。ノールエイのVegardは、1921年以来、極光の中に観測される窒素のスペクトルから90~120Kmの温度を推定することを試みていたが、1932年頃、大体信頼できる値を得た。その温度は242°K。1938年、アメリカのHumphreysは夜光雲を氷晶と仮定し、80Kmの温度を160°Kと推定。^{*12)}これらの研究により、高緯度で少くとも60Kmより上に温度が下ることについて、傍証が得られたわけである。ところが、1935年Appletonは電離層のF層への反射電波の観測から、200~400Kmの高度では400°Kより遙かに高い温度、例えば1200°Kくらいであることを推測した。つまり、大気はかなり上空で、上へいくと再び温度が高くなっているのである。1935年、Whippleは音の伝播からの推定と20Kmにおける二点間の気圧差により、地衡風の原理を用いて、成層圏下部において、冬は西風、夏は東風を推定。^{*13)}イギリスのTaylorは1929年以来、Krakatoa爆発の時あるいは1908年のシベリヤ大隕石の落下の際に観測された空気波の伝播速度を、いかにして説明するかという問題を提起していた。1936年、Taylor自身がこれに答え、その説明には60Kmの高温層を考慮する必要があることを指摘。これはPekeris(1937年)によつて詳しく議論された。1943年、Whippleは流星観測の総合結果を発表し、120Kmまでの温度分布を示した。これまでが“オゾンの研究と中間圏・電離層に関する研究の発展”の時期であつた。その頃から、世界は第二次大戦に突入。

1946年、アメリカ軍はドイツで押収したV-2ロケット^{*14)}を本国に持ち帰り、New-Mexicoにおいて打ち上げ、ロケットは160Km以上の高度に達する。ロケット観測の結果によると、^{*15)}それまで間接的に推定されていた温度分布は、少くとも120Kmまでかなり正しいことが判つた。たゞ55Kmでの従来温度は、ロケット観測の値より20°K以上高い。またロケットに積んだ分光計により、太陽スペクトルの紫外部の測定に成功した。^{*16)}この頃、対流圏の中緯度の高・低気圧に関する研究がいちじるしく発展しつつあつた。1947年、シカゴ大学においてRossby, Palmén等は、北半球スケールの大規模循環に関して総合研究を行ない、対流止面附近におけるジェット流の構造、変動を明らかにした。同じく1947年、アメリカのCharneyは中緯度偏西風の擾乱について安定性の研究を行い、1950年のイギリスのEadyの研究と合せて、擾乱の力学的解釈が進められた。一方、1947年アメリカと、1949年イギリスにおいて、探測気球を25Km以上に飛揚させることに成功。^{*17)}1950年、アメリ

*12) 最近、Hemenway et al(1964)はロケットにより夜光雲と考えられる大気を捕えた。その結果、夜光雲は宇宙起源の物質で、その中10%が氷に掩われていることを見出した。これまでは火山灰ではないかとも考えられていた。

*13) Whippleはこれを季節風(monsoon)と呼んだ。

*14) Vergetungswaffe 報復兵器第2号。

*15) 例えば、Best, Havens and LaGow(1947), Hulburt(1947)

*16) Baum et al(1946)

*17) 例えば、Scraser(1951), Brasefield(1954)参照。

カの Crary は昔の伝播により、80～60kmの高度において、冬は西風、夏は東風を確認。^{*18)}
またこの頃、ロケット発音弾 (Rocket-Grenade) によつても、上の事実は確認された。
ここまでは“ロケット開発とジェット流に関する研究の発展”期である。しかし、上にも述べた
が、一方では気象力学、天気図解析、雲物理学等が発展したことも見逃してはならない。

次は現代で、歴史的に概観するには余りにも近すぎるが、一応“気象衛星の開発と成層圏変動
の研究”の時期といつてよからう。すなわち、1951年 Kellogg と Schilling は
120kmまでの温度、風の観測資料を編集、その緯度分布を示し、同時に上層の大気の循環は、
夏半球から冬半球へ向う極一極型であることを推定。1952年、ドイツの Scherhag は、
冬の成層圏における突然昇温を発見。その後、成層圏天気図は25kmあるいは30km高度のもの
も描かれるようになり、この方面の研究は1960年頃から、飛躍的に盛んになった。1956
年、アメリカの Phillips は対流圏の大規模循環に関して、電子計算機を用い理論的に研究。
それまで断片的に理解されていた大気循環の機構が改めて検討された。1957年、ソ連は人類
史上最初の人工衛星 Sputnik I号の打ち上げに成功。^{*19)} その結果、500kmまでの大気の密
度が測定され、特に250kmにおいて、従来考えられていた密度の10倍の空気が存在すること
が判明。^{*20)} 1960年、アメリカ航空宇宙局^{*20)} は、気象衛星 TIROS-I号を軌道にのせる。^{*21)}
衛星に搭載した2台のテレビ・カメラは雲の写真を地上へ送信。同じく1960年、イギリスの
Ebdonは、赤道附近の成層圏において、風・温度に2年振動周期を発見。この現象はアメリカ
の Reed 等 (1961) によつても見出された。

1, 2 章の参考文献

総合報告

有住直介: 1964: 高層気象の名前, 天気 11 P. 232 Chapman, S, 1950:
Upper atmospheric nomenclature

Bull. Amer. meteor. Soc. 31 288-290

Chapman, S, 1960: The thermosphere — the earth's
outermost atmosphere.

Physics of the upper atmosphere (J. A. Ratcliffe, ed.)

*18) Brasfield (1954) 参照。

*19) 近地点225km, 遠地点950km, 周期96.2分。

*20) NASA—National Aeronautical and Space Administration.

*21) Fritz and Wexler (1960) を参照。近地点690km, 遠地点752km, 周期
99.2分。

- Academ Press, New York and London, 1-16
- Flohn, H. and R Penndorf, 1950: The stratification of the atmosphere (I), (II).
- Bull. Amer. meteor. Soc. 31 71-78, 126-130
- Gerson, N. C., 1952: Unsolved problems in physics of the high atmosphere.
- Advan. Geophys. 1 155-242
- Goody, R. M., 1954: the physics of the stratosphere. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 187P.
- 堀内剛二, 1958: 中間層大気論(1)~(12)
測候時報 25 35-39, 79-87, 128-135, 176-181, 219-225, 265-271, 297-304, 385-393, 431-435, 517-522, 562-567, 625-633.
- 堀内剛二, 1959: 中間層大気論(13), (14).
測候時報 26 15-22, 66-72
- 磯野謙治, 1963: 大気物理学と水—とくに高層大気を中心に.
科学 岩波書店 33 232-237
- 北岡龍海, 1956: 高層気象学, 地人書館, 126P.
- Mieghem, J. van, 1957: The conquest of the third dimension; Presidential address at the second session of the commission for aerology, Paris, June-July, 1957.
WMO Bull. 7 no. 1, 31-38
- Mieghem, J. van, 1958: The conquest of the third dimension; Presidential address at the second session of the commission for aerology, Paris, June-July, 1957
WMO Bull. 7 no. 2, 52-58
- 岡田武松, 1956: 世界気象学年表, 地人書館, 229P.
- Reiter, E. R., 1961: Meteorologie und Strahlströme.
 Springer, Wien, 473P.
- Spitzer, L. Jr., 1948: The terrestrial atmosphere above 300 KM
The atmospheres of the earth and planets, (G. P. Kuiper, ed.) Univ. of Chicago Press, Chicago, 213-249
- 正野重方, 1958: 気象学総論, 地人書館, 356P.
- US Air Force, geophysical Research Directorate, 1960:
Handbook of geophysics, Macmillan Co.
- Warnecke, G., 1962: "Introduction" to the international symposium on stratospheric and mesospheric Circulation

August 1962, Berlin.

Meteor. Abhandl. Inst. f. Meteor. u. Geophys. a. Freien
Univ. Berlin 36 3-4

Whipple, F. L., 1948: Meteors and the earth's upper
atmosphere.

Rev. modern Phys. 15 246-264

Whipple, F. L., 1952: Exploration of the upper atmosphere
by meteorite techniques.

Advan. Geophys 1 119-154

研究論文

Appleton, E. V., 1937: The Bakerian lecture—Regularities
and irregularities in the ionosphere — 1.

Proc. Roy Soc. London A 162 451-479

Assmann, R., 1902: Über die Existenz eines wärmeren
Luftstromes in der Höhe von 10-15 Km

Sitzf. d. Königl. preuß. Akad. d. Wiss. Z. Berlin no. 14
495-504

Baum, W. A., F. S. Johnson, J. J. Oberly, C. C. Rockwood, C. V. Strain
and R. Tousey, 1946: Solar ultraviolet spectrum to 88
kilometers.

Phys. Rev. 70 781-782

Berson, A., 1910 : Bericht über die aerologische Expedition
des königl. Aeronautischen Observatoriums nach
Ostafrika im Jahre 1910.

Ergebn. d. Arb. d. Preuß. Aeronaut. Observat.
Lindenberg, Braunschweig

Best, N. R., R. Havens and H. LaGow, 1947 : Pressure and
temperature of the atmosphere to 120 Km

Phys. Rev. 71 915-916

Bracefield, C. J., 1954 : Winds at altitudes up to 80
kilometers.

J. Geophys. Res. 59 233-237

- Chapman, S., 1930 : On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere
Phil. Mag. 10 369-383
- Charney, J. G., 1947 : The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current.
J. Meteor. 4 185-162
- Committee of the Royal Society, 1888 : The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena, Report of the Krakatoa (G. J. Symons, ed) London
- Crary, A. P., 1950 : Stratosphere winds and temperatures from acoustical propagation studies.
J. Meteor. 7 233-242
- Dofson, G. M. B. and D. N. Harrison, 1926 : Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions.
Proc. Roy. Soc. London A 110 660-693
- Eady, E. T., 1949 : Long waves and cyclone waves.
Tellus 1 33-52
- Ebdon, R. A., 1960 : Notes on the wind flow at 50mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958.
Quart. J. Roy. meteor. Soc. 86 540-542
- Erden, R., 1913 : Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung, Ein Beitrag zur Theorie der oberen Inversion.
Sitzb. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Math-phys. Klasse, München 55-142
- Fabry, C. and H. Buisson, 1921 : Study of the ultra-violet end of the spectrum.
Astrophys. J. 54 297
- Fritz, S. and H. Wexler, 1960 : Cloud pictures from satellite TIROS I.
Mon. Wea. Rev. 88 79-87
- Gold, E., 1909 : The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation.

- Proc. Roy. Soc. London A 82 48-70
- Gowan, E. H., 1928 : The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere
- Proc. Roy. Soc. London A 120 655-669
- Hartley, W. N., 1881 : On the absorption of solar rays by atmospheric ozone.
- J. chem. Soc. 39 111-128
- Hemenway, C. L., E. F. Fullam, R. A. Skrivaneck, R. K. Soberman and G. Witt, 1964 : Electron microscope studies of noctilucent cloud particles.
- Tellus 16 96-102
- Hulburt, E. O., 1947 : The upper atmosphere of the earth.
- J. opt. Soc. Amer. 37 405-415
- Humphreys, W. J., 1909 : Vertical temperature-gradients of the atmosphere, especially in the region of the upper inversion.
- Astrophys. J. 29 14-32
- Humphreys, W. J., 1933 : Nacreous and noctilucent clouds.
- Mon. Wea. Rev. 61 228-229
- Jesse, O., 1896 : Die Höhe der Leuchtenden Nachtwolken.
- Astronom. Nachr. 140 161-167
- Kellogg, W. W. and G. F. Schilling, 1951 : A proposed model of the circulation in the upper atmosphere.
- J. Meteor. 8 222-230
- Lindemann, F. A. and G. M. B. Dobson, 1923 : A theory of meteors, and the density and temperature of the outer atmosphere to which it leads.
- Proc. Roy. Soc. London A 102 411-437
- Rekeris, C. L., 1937 : Atmospheric oscillation
- Proc. Roy. Soc. London A 158 650-671
- Phillips, N. A., 1956 : The general circulation of the atmosphere : a numerical experiment.
- Quart. J. Roy. meteor. Soc. 82 123-164
- Pring, J. N., 1914 : The occurrence of ozone in the upper

- atmosphere.
- Proc. Roy. Soc. London A 90 204-219
- Reed, R. J., W. J. Campbell, L. A. Rasmussen and D. G. Rogers,
1961 : Evidence of a downward - propagating, annual w
wind reversal in the equatorial stratosphere
J. geophys. Res. 66 813-818
- Regener, E., 1906 : Über die chemische Wirkung Kurzwelliger
Strahlung auf gasförmige Körper.
Ann. Phys. 20 1033-1046
- Scherhag, R., 1952 : Die explosionartigen
Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951/1952
Bericht. Deut. Wetterd. 6 51-63
- Scrase, F. J., 1951 : Radiosonde and radar wind
measurements in the stratosphere over the British
Isles.
Quart. J. Roy. meteor. Soc. 77 483-492
- Taylor, G. I., 1929 : Waves and tides in atmosphere
Proc. Roy. Soc. London A 126 169-183
- Taylor, G. I., 1936 : The oscillation of the atmosphere.
Proc. Roy. Soc. London A 156 318-326
- Teisserenc de Bort, L., 1902 : Variations de la
température de l'air libre dans la zone comprise entre
8Km et 18Km d'altitude.
Compt. rend. 134 987-989
- University of Chicago, Dept. of Meteor., 1947 : On the
general circulation of the atmosphere in middle
latitudes.
Bull. Amer. metecr. Soc. 28 255-280
- Vegard, L., 1932 : The temperature of the auroral region
determined by the rotational series of the negative
nitrogen-bands.
Terr. Magn. atmos. Eleet. 37 389-398
- Whipple, F. I., 1923 : The high temperature of the upper
atmosphere as an explanation of zones of audibility.

Nature 111 E 187

Whipple, F. L., 1935 : The propagation of sound to great distances.

Quart. J. Roy. meteor. Soc. 61 285-308

Wulf, Q. R. and L. S. Deming, 1936 : The theoretical calculation of the distribution of photochemically-formed ozone in the atmosphere

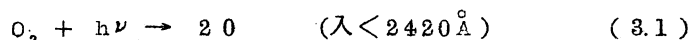
Terr. Magn. atmos. Elect. 41 299-310

3. オゾン

3.1 オゾンの生成

地球大気において、オゾンの存在は成層圏形成に大へん重要な役割を果している。もつとも、断つておかなければならないことは、4章でのべるが、成層圏形成のためオゾンが必要条件というのではない。オゾンがなくても、成層圏はできる。しかし、50kmで高温層をつくり出すには、オゾンが必要であり、そのようにして形成された成層圏は、極めて安定な層となる。そして中間圏では温度が下層で高く、鉛直安定度は少し減ずるが、しかしそれでも決して不安定ではない。^{*1)}

それはとも角、何故この高度にオゾンが存在するか。それは例のChapman (1930)およびWulfとDeming (1936)の光化学反応(Photochemical reaction)の理論によつて説明される。^{*2)} すなわち、オゾン(O_3)生成に第一に必要なことは、酸素分子(O_2)に高エネルギーの光子()が衝突し、2ヶの酸素原子(O)が解離(dissociate)することで、これは



とあらわされる。ここに入は光子の波長で、詳しく云えば、主として酸素分子の Schuman-

*1) FlohnとPenndorf (1950)は中間圏をupper mixing layerと呼んだ。また、KelloggとSchilling (1951)は、中間圏は日中不安定となり、乱流があると述べている。乱流があるのはよいとして、鉛直に不安定ではない。

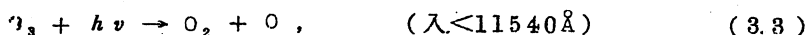
*2) その他、Craig (1951), Gotz (1951), Johnson et al (1952), 関口 (1960), Leovy (1964) 参照。

Runge吸収帯とHerzberg 帯が吸収するエネルギーの波長である。^{*3)} 次いで、解離された酸素原子と酸素分子および他の任意の分子 (M)^{*4)} が衝突して、



となり、オゾンが生成される。 M は反応の前後で、エネルギーおよびモーメントが保存されるために必要である。

一方、このようにして、オゾンが生成されると、オゾンのHartley, Chappius および Higgins 帯でエネルギーを吸収し、



となり、また酸素原子と衝突して、



となつて、再び酸素分子および原子に変わる。この他 O_3 に直接関係しないが、 O_3 , O_2 , O の三者の関係を完結するためには、



の反応も考慮しなければならない。以上5つの反応が、全体として閉じた系を形成する。^{*5)}

このようなわけで、上の反応が進行するためには、波長の短い ($\lambda < 2420\text{\AA}$)、すなわち高エネルギーの紫外線と同時に、原料としての酸素分子が必要である。紫外線は上層ほど豊富で、逆に酸素は下層ほど多量であり、その割合から、大体 25km 高度を中心にオゾンが生成されることになる。例えば Wulf と Deming (1936, 1937), Johnson et al (1952) 等^{*6)} の研究にあるよ

*3) Schumann-Runge 吸収帯 ($\lambda < 1760\text{\AA}$) は 100km 以上で重要で、反応式は、 $O_2 + h\nu \rightarrow O(^3P) + O(^1D)$, Herzberg 帯は ($\lambda < 2420\text{\AA}$) は 30km の高度で効き、反応式は $O_2 + h\nu \rightarrow 2O(^3P)$ 。(Bates 1954)。

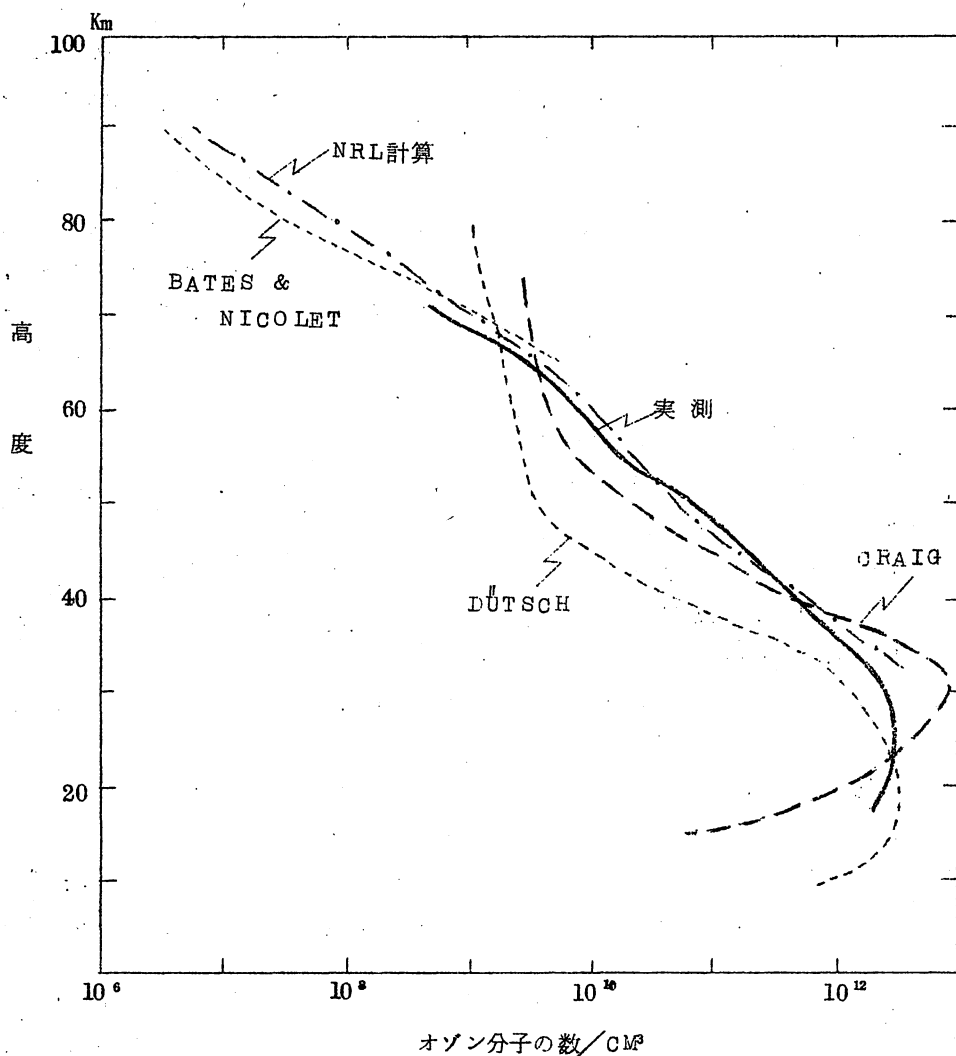
*4) M は Collision Partner あるいは third body という。

*5) この他に、 $O_3 + O_2 \rightarrow O + 2O_2$, $O_3 + O_3 \rightarrow 3O_2$, $O + O \rightarrow O_2 + h\nu$ の反応があるが、省略されることが多い。また OH 等との反応も考えられるが、これも無視している。

*6) その他、Dutsch (1946), Craig (1950), Bates and Nicolet (1950), Paetzold (1955) の研究がある。

J_2 : (3.1) 式で、酸素分子の吸収する光量子の数, J_3 : (3.3) 式でオゾンの吸収する光量子の数, k_{11} , k_{12} , k_{13} : それぞれ (3.5), (3.2), (3.4) 式の反応速度, これらは温度の函数, n_1 , n_2 , n_3 , n_M : それぞれ O , O_2 , O_3 , M の数, n_1 n_3 に関する反応速度方程式は, $dn_1/dt = 2J_2 + J_3 - K_{11} n_1^2 - K_{12} n_1 n_2 - K_{13} n_1 n_3$, $dn_3/dt = -J_3 + K_{12} n_1 n_2 - K_{13} n_1 n_3$ 。平衡状態 $d(\)/dt = 0$ と仮定すると, n_3 が求まる。

うに、光化学反応理論によるオゾン量と実際の観測値は、平均の鉛直分布に関する限り、30 Km 以上でかなりよく一致している。第3図はJohnson et al の示したもので、実測値は



第3図 オゾン鉛直分布の実測と理論値。

実測：Johnson et al (1952)

理論：Dütsch (1946), Graig (1950),

Bates and Nicolet (1950), NRL (1952)

(Johnson et al 1952 から)

ロケットに積んだ分光計で測った値、Johnson 等の理論値はNRLと記してある。^{*7)}

オゾン生成の際に重要な他の点は、上の反応を通して、吸収した太陽エネルギーにより温度が高くなることである。すなわち、(8.3)の反応において、特に2000~8200 ÅのオゾンのHartley 吸収帯、あるいは8000~8600 ÅのHiggins 帯で、紫外線を吸収して、 O_3 とOに解離する。一方、オゾンは赤外部の9.6 μにも強い吸収帯があり、その波長域を通してオゾン自体が赤外放射を行ない、これは大気の冷却に寄与する。この吸収と放出を合せて、結局大気を高温に保つのである。

オゾンの分布を与えて平衡温度を理論的に計算した最初の人はGowan (1928)である。これについては後に述べる。ところで、オゾン量の極大高度30 Kmと温度の極大高度50 Kmに食い違いがあるように見えるが、これは他でもない。オゾン層上部では紫外線が多いのに対し、下層では少なく、また大気の密度は上空にいくにしたがつて、急激に減少し、上層ほど有効に昇温するからである。

3.2 地球大気のオゾン

オゾンは化学記号で O_3 。添字の3をアルファベットのzとみて、Ozone というのだそうである。化学の教科書によると、空気に対するオゾンの比重は1.72、微青色、刺戟臭、-112℃で液化すると書いてある。

まず液化温度であるが、夜光雲の存在する高度で-112℃はあり得る温度である。しかしこれは1気圧のことで、沸点は圧力が下がると低くなるから、オゾンの雲が存在する可能性はない。色に関しては、1880年 Chappluss, 1881年 Hartley^{*8)} が空の青いのはオゾンのためではないかと考えた。しかし、これは間もなく1899年、Rayleigh の散乱説によつて否定された。オゾンは刺戟臭があるというが、成層圏の臭をかいた人はいないだろう。それにオゾンの混合比はそれ程多くない。

オゾン量の単位としては、オゾンを0℃、1気圧の標準状態にもたらした時のオゾン柱の厚さをとる。この単位で、地球大気中に存在するオゾンはわずか0.3cmの厚さにしかない。^{*9)}これほど微量の気体が、50~60Kmの高温層を現出していることは、驚くべきことであろう。

*7) NRL-US Naval Research Laboratory。第8図で Dütsch, Craig の計算では、 $O + O + M \rightarrow O_2 + M$ の反応が省略してある。この反応は上層で重要。

*8) これを0.3 STPcmと記した。STPは標準状態のStandard Temperature and Pressure の意。STPをNTPとも書く。NはNormal。しかし、1961年10月以降は、WMOの決定で、10³ STPcmを1m atm cm とあらわすことになった。

*9) Hartley (1881) (第1章)参照。

地球大気中のオゾンの役割について、いろいろの議論がある。例えば、オゾンが太陽の強烈な紫外線を吸収し、地上生物をその直接照射から遮蔽し、保護しているという考え。あるいは、オゾンが上層にあつて紫外線を吸収するため、下層大気中の H_2O 、 CH_4 が解離するのを食い止めている、という考えなどである。これらはそれ自体正しいことではあるが、問題はオゾンだけが遮蔽に貢献するわけではないことだ (Urey 1959)。

次章でふれるが、現在の地球大気中にある酸素の量は他の惑星大気と比較しても驚くべきほど多い。これは例の生物説によつて説明されている。それはとも角、酸素が多いと、オゾンも多くなる。そこでオゾンの役割を強く主張する説では、次のような筋書にする。すなわち、原始生物が光合成により、地殻内から酸素を遊離し、次いでオゾン層を生じ、それが紫外線を吸収して、紫外線に弱い高等の動植物が陸上に発生する条件を与えるとする。そして、それらの動植物は更に酸素を遊離するというわけである。これによると、オゾンの存在は高度の動植物が発生するための必要条件のようにみえるが、Urey (1959) によると、オゾンがなくても、揮発性の炭化物も遮蔽作用をもつという。

3.3 オゾンの分布

オゾンのような重い気体が、どのような訳で上空に存在するかは既に述べた。つまり光化学反応により、絶えず平衡を保つようになつていからであつて、その程度をあらわすのに緩和時間 (Relaxation time) でいうと、量的にはつきりする。これはオゾンが何らかの原因で、光化学平衡からずれたとき、それがどれだけ速やかに平衡状態に復帰するかを示すものである。具体的には、それが $1/e$ (e は指数関数) に減少するまでの所要時間をとる。Dütsch (1946)¹⁰⁾ によると、その緩和時間は高度によつて違い、40 Km で 0.1 日、35 Km で 1 日、30 Km で 10 日、25 Km で 1000 日になるという。

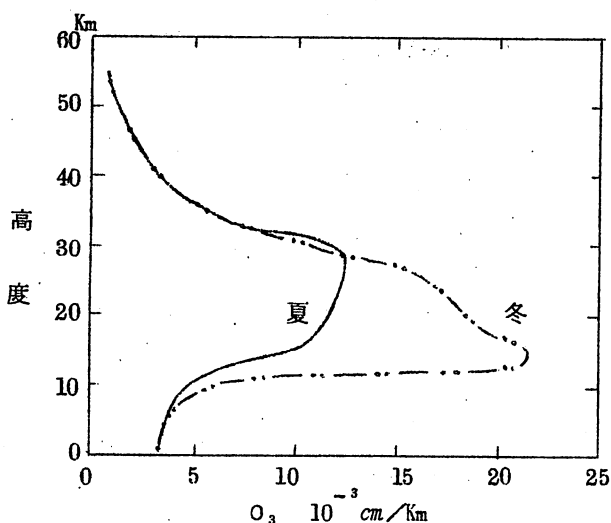
つまり、35 Km より上では、オゾンはほとんど平衡状態にあるが、それより下層ではオゾン量が保存されるわけである。しかし、更に下層の対流圏まで下つてくると、エアロゾル、水蒸気、塵埃に会つて酸化作用を発揮し、自らも破壊される。

第4図はオゾンの高度分布で¹¹⁾ 単位は 1 Km の厚さに含まれるオゾン量である。特徴は、冬は夏にくらべて、その最大値が 30 Km から 15 Km あたりまで下つていことである。これはオゾンの緩和時間から判断して、冬に空気が沈降していることを示している。このオゾン分布は月平均値であつて、日々の変化は非常に大きく、曲線が鉛直方向に一つの極大になるとは限らない。

10~15 Km の下層にもう一つの極大が現われることもある (例えば、Tønsberg and

*10) 最初 Wulf and Deming (1937) が求めた。

*11) 古くは Götz, Meetham and Dobson (1934) の図がある。



第4図 オゾンの鉛直分布 (観測地点はカナダの
monsonnee と Edmonton)
(Mateer and Godson 1960 より)

Ohlsen 1944,
Paetzold 1955)。

次にオゾンの鉛直積算値^{*12)}
の緯度・季節分布を見てみ
よう。オゾンの季節変動に
ついては、Dobson の1
926年以來の長期間にわ
たる観測がよく知られてい
る^{*13)}。そして緯度・季節分
布図としては、Götz
(1951)あるいは
Normand (1958)
の作製したものが、一般に
使用されていた。ところが
最近になって、オゾン量を
分光学的に換算する際に用
いるオゾンの吸収係数が少

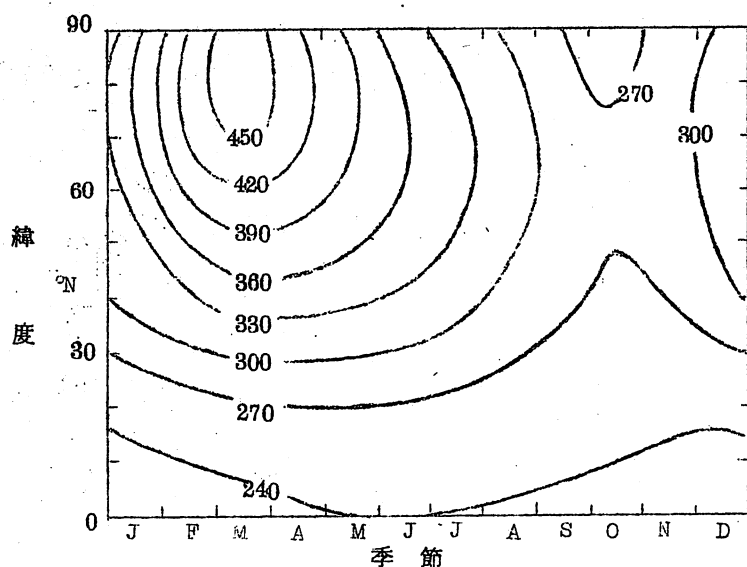
し違っていることが判つた。これまで用いられていた吸収係数は、中国の Ny と Choong
(1933)の測定値で、それが Vigroux (1953)および Inn と Tanaka (1
958)の再測定により、かなり差があることが判明した。それに伴い、1957年7月以前に
報告されたオゾン量は、その値を36%増加することになり、またそれ以後は Vigroux の
吸収係数を用いて換算することになった。これを Vigroux scale によるオゾン量という^{*14)}。
ここには最近のデータを用いた Vigroux scale による Godson (1960)の値を
掲げる(第5図)。

この図で最もいちじるしいことは、オゾン量が(a)春に最大、秋に最小、(b)赤道で少く、高緯度
で多いことである。これは一寸不思議なことだ。もし光化学反応理論を信用するとすれば、オゾ
ンは太陽光線の多い赤道地方で多く、夏に最大となるはずである。ところが、実際は全くその逆
といつてよい。Paetzold (1956)はオゾンの鉛直分布を理論値と比較し、両者のず
れが各緯度とも24Km以下で大きく、赤道では理論値の方が大きく、高緯度では実際値が大きい

*12) 全量ともいう。

*13) Dobson (1930) 参照。

*14) Vigroux と Inn-Tanaka の測定値も互に違っており、どちらが正しいか直ちに
判定できないという。



第5図 オゾンの緯度・季節分布

単位: m atm cm. Vigroux スケール
(Godson 1960 より)

ことを結論している。

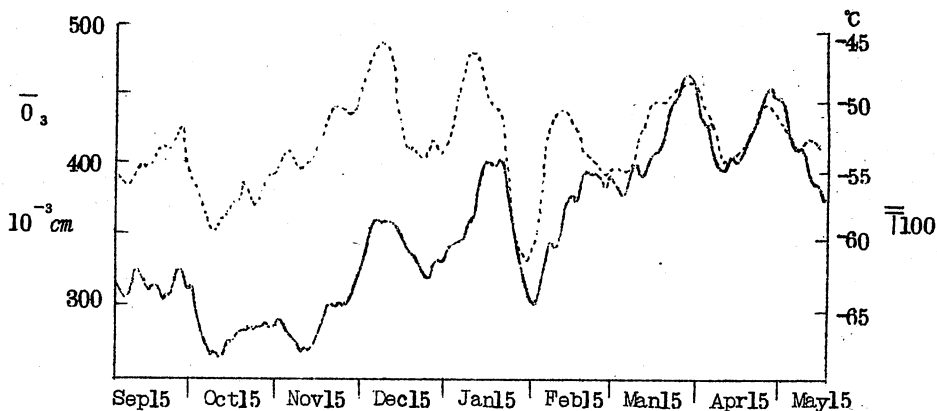
一般に、オゾン全量が気流の状態によつて敏感に変化することは、現在では疑いのないことになっている。Reed (1950)によれば、仮りに全体で35%の変化があるとする、そのうち20%は水平の移流により、15%は鉛直輸送による変化だといふ。つまり、上層

のオゾンが下方に運ばれると、下層では保存され、一方上層では平衡値からのずれが直ちに補充され、結局鉛直方向に全体として増加することになる。そして上昇流によつては、25Km以下の部分にオゾンを含まない空気が吹きこみ、そこでは平衡への復帰が手間どり、全体としてオゾン量は減少することになる。

古くから云われていることであるが (Dobson, Harrison and Lawrence 1929, Meetham 1937), 地上低気圧の西側はオゾン量が平均より多く、東側で少ない。これも大気の運動と関係していることである。最近, Allington, Boville と Hare (1960) は上層の下降流 (断熱法によつて求めた) とオゾンの変動量を比較し、非常に相関の高いことを確認した。また、この事実は温度とオゾン量の時間的変動が、非常によく似ていることからみても明らかである (Godson 1960, 第6図^{*15)}。

さて、話を第5図にもどすと、次のように考えられる。(a)高緯度で下降流、赤道で上昇流があり、(b)高緯度の下降流は特に春に大きい。春にオゾン量がいちじるしく多くなることは、後にのべる突然昇温の現象と関係している。なお、オゾン量の赤道附近における2年周期、オゾンの北半球分布図は後章で述べる。

*15) このことは Normand (1951) も詳しく議論した。



第6図 $\bar{O}_3$ 量と温度 ($T, 100\text{mb}$) の時間変動。— $\bar{O}_3$, $\bar{T}_{100}$
 期間: 1953-54冬
 場所: カナダのEdmonton
 10日移動平均
 (Godson 1960から)

3 章 の 参 考 文 献

総合報告

- Bates, D. R., 1954: The physics of the upper atmosphere.
The earth as a Planet. (G. P. Kuiper, ed) Univ.
 of Chicago Press, Chicago 576-643
- Craig, R.A., 1951: Radiative temperature changes in
 the ozone layer.
Compendium of Meteorology, (Malone, ed) Amer.
 Meteor. Soc., Boston, 292-302
- Dütsch, H.U., 1961: Current problems of the photo-
 chemical theory of atmospheric ozone.
Chemical reactions in the lower and upper atmosphere.
 Proceedings of an international symposium at Stanford

- Research Institute, Intersci. Publ. 167-180
- Goody, R.M., 1964: Atmospheric radiation, I Theoretical base.
- Oxford Monograph on Meteorology Oxford at the Clarendon Press, 486P.
- Götz, F.W.P., 1951: Ozone in the atmosphere.
- Compendium of Meteorology (Malone, ed.)
- Amer. Meteor. Soc., Boston, 275-291
- Normand, C. 1953: Atmospheric ozone and the upper - air conditions.
- Quart. J. Roy. meteor. Soc. 79 39-50
- 関口理郎, 1960: 大気オゾン
- 天気 7 129-133, 225-230
- Taba, H., 1961: Ozone observations and their meteorological applications.
- WMO tech. Note no. 36, 48p
- Urey, H.C., 1959: The atmospheres of the planets.
- Handbuch der Physik 52 363-418

研究論文

- Allington, K., B. W. Boville and F. K. Hare, 1960: Midwinter ozone variations and stratospheric flow over Canada, 1958-1959.
- Tellus 12 266-273
- Bates, D. R. and M. Nicolet, 1950: The photochemistry of atmospheric water vapor.
- J. geophys. Res. 55 301-327
- Chapman, S. 1930: On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere.
- Phil. Mag. 10 369-383
- Craig, R. A., 1950: The observations and photochemistry of atmospheric ozone and their meteorological significance.
- Meteor. Monogr. Amer. Meteor. Soc., Boston 1 no. 2 50P.

Dobson, G. M. B., 1930: Observations of the amount of ozone in the earth's atmosphere, and its relation to the geophysical conditions — Part IV.

Proc. Roy. Soc. London A 129 411-438

Dobson, G. M. B. and D. N. Harrison, 1926: Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to geophysical conditions.

Proc. Roy. Soc. London A 110 660-693

Godson, W. L., 1960: Total ozone and the middle stratosphere over arctic and sub-arctic areas in winter and summer.

Quart. J. Roy. meteor. Soc. 86 301-

Gotz, F. W. P., Meetham and G. M. B. Dobson, 1934: The vertical distribution of ozone in the atmosphere.

Proc. Roy. Soc. London A 145 416-446

Gowan, E. H., 1928: The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere.

Proc. Roy. Soc. London A 120 655-669

Inn, E. C. Y. and Y. Tanaka, 1953: Absorption coefficients of ozone in the ultraviolet and visible regions.

J. opt. Soc. Amer. 43 870-873

Johnson, F. S., J. D. Purcell, R. Tousey and K. Watanabe, 1952: Direct measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone to 70 kilometers altitude.

J. geophys. Res. 57 157-176

Leovy, C., 1964: Radiative equilibrium of the mesosphere.

J. atmos. Sci. 21 238-248

Mateer, C. L. and W. L. Godson, 1960: The vertical distribution of atmospheric ozone over Canadian stations from Umkehr observations.

Quart. J. Roy. meteor. Soc. 86 512-518

Meetham, A. R., 1937: The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere.

- Quart. J. Roy. meteor. Soc. 68 289-307
- Normand, C., 1951: Some recent work on ozone.
- Quart. J. Roy. meteor. Soc. 77 471-478
- Ny, T-Z and S-P, Choong, 1933: L'absorption de la lumiere par l'ozone entre 3050 et 2150 Å
- Compt. Rend. 196 916-918
- Pätzold, H. K., 1955: New experimental and theoretical investigations on the atmospheric ozone layer.
- J. atmos. terr. Phys. 7 128-140
- Reed, R. J., 1950: The role of vertical motions in ozone weather relationships.
- J. Meteor. 7 263-267
- Vigroux, E., 1958: Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone.
- Aun. de Phys. 8 709-762
- Wulf, O. R. and L. S. Deming, 1936: The effect of visible solar radiation on the calculated distribution of atmospheric ozone.
- Terr. Magn. atmos. Elect. 41 375-378
- Wulf, O. R. and L. S. Deming, 1937: The distribution of atmospheric ozone in equilibrium with solar radiation and the rate of maintenance of the distribution.
- Terr. Magn. atmos. Elect. 42 195-202

4. 放射平衡

4.1 放射平衡の温度

地球大気に対流圏や成層圏が存在するのは何故か？ また何故温度の鉛直分布が第2図のようになるか？ このような疑問は地球物理学における基本問題の一つである。これに答えるには、大気に入射する太陽エネルギーと大気自身の射出するエネルギーをとり、それがどのような大気温度でつり合うかをみる。これが放射平衡 (Radiational equilibrium) の理論である。筆者はこの分野に関しては専門ではない。詳しくは、その方面の専門書 (例えば, Fritz

1951, 山本1954, 1956, 1964, Kondratiev 1954, Goody 1964) を参照して頂くことにし, ここでは成層圏の話の道筋に当る部分について, その概要を復習してみることにする。

まず, 大気は地上から無限にのびる連続体であり, しかも種々の気体から構成されている。一般に, 気体はそれぞれに固有の吸収帯をもち, その吸収帯に相当する波長のエネルギーを吸収し, その逆の射放も行なう。地球大気を構成する気体のうち, その主成分の N_2 , O_2 , A は吸収帯の波長分布からして, 短波長エネルギーに対しては有効であるが, 長波に対しては透明である。長波に対して有効な気体は, H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , CH_4 である。^{*1)}

さて $6000^\circ K$ の太陽から出発した短波長の電磁エネルギー, つまり日射が地球大気に入射すると, 各高度でさまざまな気体によつて吸収される。まず 100 km より上では, $1000\text{ \AA}$ 以下の遠紫外線 (Far ultraviolet ray) が, O , O_2 , CO_2 , N_2 (かなり上層で N) により吸収され, 気体は電離 (ionize) して, 電離層を形成する。 $80\sim 120\text{ km}$ では, $1000\sim 1760\text{ \AA}$ の紫外線が O_2 の Schumann Runge 連続吸収帯により吸収され, O_2 は解離して O となる。また $17\sim 70\text{ km}$ では, $1760\sim 1925\text{ \AA}$ の紫外線が O_2 の Schumann-Runge 帯に, $2420\text{ \AA}$ 以下が Herzberg 吸収帯により吸収され, 同じく解離して O となる。それと同時に, $2100\sim 3200\text{ \AA}$ のエネルギーは O_3 の Hartley 帯により吸収され, O_2 と O になる (Bates 1954)。

そしてその残り — 実は大部分 — が対流圏に侵入する。対流圏では雲により反射され,^{*2)} 大気, 霧, 塵埃に散乱され, 一部は大気に吸収される。しかし, そのエネルギーの大部分は大気を透過し, 地球表面に達し, $3000\sim 8000\text{ \AA}$ の近紫外線 (Near ultraviolet ray) および可視光線 (Visible ray) が地面で吸収される。

それらを量的にみると次のようになつていいる。地球に入射するエネルギーは, 年平均で 0.5 Cal/cm min で, それを 100% とすると, そのうち 34% は地球に反射, 散乱され,^{*3)} 47% は地表面に吸収され, 19% が大気に吸収される。

一方, 大気自身はその温度が — 結果的に — およそ $200\sim 300^\circ K$ の比較的低い温度の範囲内にある。したがつて, その中に存在する H_2O , CO_2 , O_3 等も低い温度にあり, 波長 $4\text{ }\mu$ 以上の長波長 (赤外線) エネルギーを放射する。^{*4)} その際, 放射性としての大気は, 鉛直に連続に層をなしているわけで, 放射エネルギーを地表面を含めて, 下層から上層へ (あるいは

*1) 気体の吸収スペクトルについては, Goldberg (1954), Goody (1954, 1964), 山本 (1954), Handbook of geophysics (1960) 参照。

*2) 反射能 (albedo) は $0.50\sim 0.70$ 。

*3) つまり, 地球の反射能は 0.34 。

*4) 赤外放射 (Infrared radiation) 。分子の廻転状態の遷移による放射。

上から下へ), 次々と伝達し (transmit) て行き,*5) 最後に虚空へ送り出すことになる。

赤外放射エネルギーの伝達をあらわす関係は, 高度に関する微分方程式になるが, それを実際の大気について計算すると, 次のような値になるという。太陽からの入射エネルギーを規準にとつて, それを100%とすると, 大気から外界への赤外放射は60%, 地表面から外界への放射が6%である。つまり先にのべた短波長エネルギーの反射量34%と上の長波長の放射エネルギー66%を合せて100%となり, 熱収支がつり合うことになる。

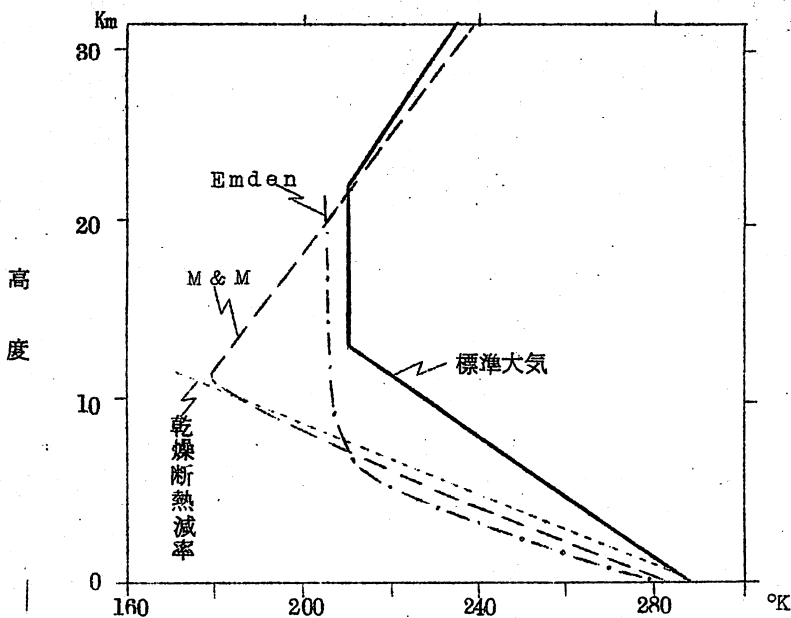
要するに, 大気は短波長エネルギーを吸収して加熱され, 他方, 長波長エネルギーを放射して冷却し,*6) そのエネルギーの差引きが丁度打ち消して零になるような温度分布となる。これが放射平衡温度である。

1908年頃, 成層圏の成因について, 多くの人が仮説を提出した。その中でイギリスの Gold (1909) とアメリカの Humphreys (1909) は, 放射平衡によつてこれを説明しようとしている。例えば, Humphreys は, 対流圏と成層圏から成る二層大気のモデルを考え, 二層間の放射平衡温度の関係を導いた。上層大気の温度を T_1 , 下層大気の温度を T_2 とすると, その関係は $T_2^4 / T_1^4 = 2$ となる。2となるのは, 上層大気が外気圏と下層の両方へむけて放射するからである。この式の T_2 に, 対流圏の平均温度 246.5°K を代入すると, 成層圏温度として $T_1 = 207.2^\circ \text{K} (-65.8^\circ \text{C})$ を得る。

ここで取り扱った放射は黒体放射で, これは実際とはいちじるしく違つており, また大気の光学的厚さも考えていない。その後, 本格的にこの問題と取り組んだのは, ドイツの Emden (1913) である。太陽から地球に入射するエネルギーのうち35%が反射され, 残りが太陽中に浸透するとする。大気による日射の吸収(全体の19%)は, 高度について指数函数的に下方に増すものとし, また H_2O の赤外放射に関しては, 吸収係数が波長によらない灰色放射 (Grey body radiation) を仮定, 更に地表面は黒体放射をするとする。このようにし

*5) ν : 放射エネルギーの振動数, U_ν : 上向き放射, D_ν : 下向き放射, B_ν : 黒体放射, K_ν : 吸収件数, ρ : 大気の密度, Z : 鉛直高度 とすると, 放射伝達の式は $\cos\theta dU_\nu/dz = -K_\nu\rho(U_\nu - B_\nu)$, $\cos\theta dD_\nu/dz = K_\nu\rho(D_\nu - B_\nu)$ 。
 $0 \leq \theta \leq \pi/2$ (山本1954, Goody 1964参照)

*6) ζ : 太陽の天頂距離, a : 太陽エネルギーの吸収量, T : 大気の温度, t : 時間, C_p : 大気の等圧比熱とすると, $C_p\rho \cdot \partial T / \partial t = -\cos\zeta \cdot \partial a / \partial z - \partial(U - D) / \partial z$ 。右辺第1項が短波長エネルギーの吸収, 第2項が赤外放射による冷却。それが温度の時間変化に等しい。たゞし, 波長について積分したものとする。



第7図 放射平衡温度

- 実測 (US標準大気)
- - - Emden & (1918)
- · - Manabe & Møller (1961)
- 乾燥断熱減率

て、放射平衡温度の鉛直分布を計算した。第7図はその曲線で、特徴は(a)無限遠で -68.5°C の温度、(b)大体8 Kmから上へ等温になる。(c)対流圏では、実際の温度曲線と比較して、鉛直方向に急激に低くなっており、これは湿潤断熱減率 (adiabatic lapse rate) 約 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ と比べて、不安定な成層になっている。

最後の点は重要である。放射によつて、大気は下層で温度が高く、不安定 (Top heavy) になる。実際の大気中では、このような不安定成層が生ずると、対流が起り安定化 (正しくは中立化) する。つまり、対流効果の結果として、温度曲線は地表面からある高度まで、減率約 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ のはず直線が取つて替り、その高度から上は放射平衡温度を保つわけである。^{*7)} したがつて、対流止面はその転移点、つまり対流の止る高度ということになり、それより上が成層圏に相当する。そして、対流圏のできる条件は、地表面の反射能が小さく、放射平衡温度が対流の臨界減率より不安定になることである。^{*8)}

*7) この仮定は Gold (1909) が最初用いた。

*8) 断つておくが、上の対流止面の定義はその物理的意味を云つているのであつて、実際の温度曲線についての対流止面の決定ではない。

Emden の計算では、成層圏の温度はよく算出されていない。これは無論オゾンを考えなかったからである。その他、取り扱い上の欠陥として、灰色放射の仮定を用いていることである。

最近、真鍋と Möller (1961) は、現段階として可能な限り実際に近い仮定を用い、高度 30 Km までの平衡温度を求めた。^{*9)} すなわち、吸収気体として N_2 , O_2 , H_2O , O_3 , CO_2 , 放射気体として H_2O , O_3 , CO_2 をとり、その高度分布も 1961 年現在で最新のデータを採用し、灰色放射を仮定しないで、気体の吸収帯をできるだけ精密に取り扱った。計算は逐時近似法により、電子計算機を用いて平衡温度を求めている。

その結果を第 7 図に合せ示した。この計算では、成層圏温度が見事に実測値と一致している。対流圏で実際の温度曲線と違っているのは、前にものべたように対流効果を故意に含めなかったからである。

30~90 Km の上部成層圏と中間圏については放射平衡温度を計算した人はまだない。^{*10)} 中間圏でも第一近似として、放射平衡がなり立つことは明らかである。その他、5 章で述べるが、酸素原子が再結合して酸素分子になる時の放出熱が重要である (Kellogg 1961, 前田 1962)。

Thermosphere では下層とは様相がかなり異ってくる。まず大気の組成は酸素分子、酸素原子と窒素分子が主成分で、更に上層では窒素分子も解離している。放射の機構に関しても、下層と事情が異なる。Curtis と Goody (1956) によると、熱圏では圧力が低く、分子の振動エネルギーの遷移による放射の寿命時間に比べ、分子の衝突の時間間隔の方が長く、Kirchhoff の法則は成り立たなくなる。この高さを Vibrational relaxation (振動緩和) の高度と呼び、表球大気の場合は大体 95 Km である。この高度から上では、エネルギーの放射は下層におけるような伝達の方式はとらず、各高度で独立に分子が衝突によつて励起され、その都度エネルギーが射出されることになる。

それだけではない。更に重要なことは、この高度から上では放射はもはや小さくなく、温度は高度と共に飛躍的に増加する。熱圏での熱源は、酸素が太陽エネルギーを受けて、光電離 (Photoionize) し、その際にエネルギーの一部を熱に変換 (Bates 1956, Johnson 1959) ことであり、その熱は分子熱伝導により下方に運び去られる (Spitzer 1948)。Nicolet によると、分子熱伝導係数は温度の平方根に比例し、

*9) その他、この種の研究には Gowan (1929, 1947), Karandikar (1946), Goody (1949), Dobson, Brewer & Gwiling (1946) がある。真鍋-Möller (1961) は一番厳密に取り扱っている。

*10) 5 章でのべる Murgatroy and Goody (1958) および Leovy (1964) 参照。

*11)

上空へいく程大きくなる。

Hunt と Zondt (1961) は、光電離による熱の吸収と熱伝導による熱の除去がつり合うとして、高度180Kmを下端の境界とし、適当な境界条件を与えて、熱圏の温度分布を計算した。その結果は実測値と大体一致している。

このようなわけで、放射による冷却は上の効果にくらべると、大体その10%ぐらいにしかない。この他可能性のある冷却源として、次のものが挙げられるという (Johnson 1958)。酸素原子の再結合の時に放出される熱、太陽からの微粒子 (Corpuscular) が大気へ突入する時に放出する熱 (Bates 1951, 石川 1959)、電磁流体力学的にひき起された波が散逸する時の熱 (Deesler 1959)、流星が降下する時に出る熱 (Johnson 1958) 等である。しかし、これらの効果がどの程度の大きさのものかは判っていない。

以上をまとめてみると次のようになるであろう。対流圏では放射対流 (radiational convective) の平衡、成層圏・中間圏では放射 (radiational) 平衡、熱圏では光電離・熱伝導 (photoionizing thermoconductive) の平衡がはより立っている。

4.2 惑星大気 の 温度

惑星大気 (planetary atmosphere) の問題は、現在も進行中の分野で、今後急速に発展すると考えられる。詳しくは Urey (1959)、宮本 (1962)、清水・畑中 (1963) および Rasool と Jastrow (1964) をみて頂くことにし、ここでは放射平

*11) 温度方程式は、
$$C_v \rho \frac{\partial T}{\partial t} = P - R + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)。$$

右辺第1項Pは光電離の際に熱エネルギーに変換されるエネルギー、第2項Rは放射冷却、第3項は分子熱伝導。 C_v : 等容比熱、 K : 分子熱伝導係数、 $K = f \mu C_v$ の関係がある。 $f = 2.5$ (1原子気体), 1.9 (2原子分子), $\mu = \frac{5}{16} \frac{(\pi k m T)^{\frac{1}{2}}}{\pi r^2}$, r = 原子半径, K : Boltzman 常数, m : 原子量。したがって、 $K = A T^{\frac{1}{2}}$ とあらわすと、 $A = 2.1 \times 10^3$ (for H), 3.6×10^2 (for O), 1.8×10^2 (for O_2 , N_2) いずれも単位は $\text{erg/cm sec day}^{\frac{1}{2}}$ となる。(Nicolet 1961)

次に $\tau = \sum \sigma_i \int_0^\infty n_i(z) dz$ 。 τ : 光学的厚さ, σ_i : 光電離断面積, i : 電離気体をあらわす示数, n_i : 密度数とすると、

$P = \int I(\lambda) e^{-\tau} \sum n_i(z) \theta_i(z, \lambda) d\lambda$ となる。 $I(\lambda)$: 太陽エネルギー, θ_i : 熱効率 (thermal efficiency) すなわち吸収した光子が熱に変換する率。(Bates 1954)

Rについては Bates (1951, 1954) 参照。

第1表の1. 惑星の基本的量

惑 星	単 位→	太陽からの距離	半 径	重 量	動力加速度
		太陽・地球間	地 球	地 球	cm/sec ²
水 星	Mercury	0.387	0.39	0.054	350
金 星	Venus	0.723	0.973	0.813	842
地 球	Earth	1.	1.	1.	980
火 星	Mars	1.524	0.532 ^①	0.1076 ^①	377 ^②
木 星	Jupiter	5.208	11.194 ^①	317.36 ^①	2592
土 星	Saturn	9.539	9.851 ^①	95.03 ^①	1145

((註)) ① Brouwer & Clemence(1961), ② Rasool & Jastrow (1964)

第1表の2 惑星の基本的量

単 位→	自転周期	公転周期	軸の傾き	反 射 能	有効温度 [*]
		地 球			°K
水 星	88日			0.063	617 ^⑥
金 星	247±5日	0.6152	23° ?	0.59 ^⑤ 0.76 ^④	370 ^⑥
地 球	23時56分	1.	23° 27'	0.36 0.40 ^③	245
火 星	24時37分	1.8808	23° 59'	0.26 ^② 0.16 ^④	217 ^⑦ 305 ^⑥
木 星	9時50分	11.862	3° 05'	0.47 ^⑤ 0.73 ^④	150 ^⑥
土 星	10時14分	29.457	26° 44'	0.46 ^⑤ 0.76 ^④	125 ^⑥

③ Danjon (1954), ④ Harris (1961)

⑤ Kuiper (1949) ⑥ Pettit (1961)
Urey (1959)

⑦ Kuiper (1952) 反射能 0.15 とする。

* 有効温度 $\equiv \sqrt[4]{\frac{1-\sigma}{r^2} S}$, S: 地球における太陽常数

r: 太陽からの距離 (天文単位), σ : 積算した反射能

第1表の3 惑星大気の組成

	成分	検出	体積百分率		成分	検出	体積百分率
金星	N ₂	○	85	木星	H ₂	×	60
	CO ₂	○	15		He	×	36
	H ₂ O	○	?		Ne	×	3
	CO	○	?		CH ₄	○	<1
地球	N ₂	○	78	土星	NH ₃	○	
	O ₂	○	21		H ₂	×	
	A	○	0.93		He	×	
	CO ₂	○	0.38 (変動)		Ne	×	
	H ₂ O	○	1~10 ⁻³		N ₂	×	
火星	N ₂	×	72		CH ₄	○	
	CO ₂	○	25		NH ₃	○	
	A	×	2				
	H ₂ O	○	?				
	O ₂	○	?				

第1表の4 惑星大気の諸量

	地表温度 °K	地上気圧	対流止面 あるいは 雲頂温度 °K	その高さ km	対流圏の 温度減率 °K/KM	中間止面 の高さ KM	その温度 °K
金星	600	100気圧	235	30~80	10(乾)	63雲頂より	190
地球	288	1013mb	210±20	13±5	10(乾)6(湿)	82	190
火星	230	20mb	130	8	3.7(乾)	130	134
木星	(1000?)					200雲頂より	
土星							

焦点を温度の鉛直分布にしばって概観してみよう。^{*12)}

よく知られているように、太陽系の惑星のうちで、地球を除いて最も詳しく調べられているのは火星(Mars)である。1950年、アメリカの Journal of Meteorology に Hess の論文が掲載され、その中には火星大気(Martian atmosphere)の天気図も示されて、人々を驚かしたものだ。その後、大気の組成や地表温度に関する知識は、加速度的に蓄積され、古い値は次々と修正されつつある。その観測方法は、光学的・偏光学的、スペクトル分析、赤外放射、マイクロ波、あるいは惑星の掩蔽(Occultation)時の観測で、これらの手段を駆使し、総合判断によつて成分、温度を決定する。殊に、1930年、アメリカの Jansky が銀河からの電波をとらえて以来、電波観測は惑星大気の探索にも有力な武器となつている。

さて、最近の報告(Rasool and Jastrow 1964)によると、火星大気は次のように考えられている。以前 80 mb ぐらいとされていた地上気圧(Dollfus 1957, 1961)は、どうやら 20 ± 10 mb に落ちてきた。温度は Sinton と Strong (1960)の赤外線観測により、平均地表温度 = 230°K ^{*13)} 赤道温度 = 300°K 、日中の極温度 = 220°K 、温度の日変化 = 60°K 、となつている。また、大気の組成は、地上気圧の見つもりが変つたため、従来の体積百分率で $\text{CO}_2 = 2\%$ (de Vaucouleurs 1960)といわれていたものが、新たに $\text{N}_2 = 72\%$ 、 $\text{CO}_2 = 25\%$ 、 $\text{Ar} = 2\%$ となつた。 O_2 はわずかで 0.5% 以下(地球の量の 15% ぐらい)^{*14)} その他少量の H_2 , O ,^{*15)} オゾンもわずかに存在するという。

一般に惑星大気の鉛直温度分布は、現在でも理論計算によるより他に方法がない。Hess (1950)は火星大気の温度曲線を初めて計算したが、その後 Goody (1957),

*12) 第1表参照

*13) Mayer (1959)は3cmマイクロ波の観測から、 $218 \pm 50^\circ\text{K}$ を得た。

*14) Dunham と Adams(Dunham 1952を参照)はDoppler 偏倚を利用して、 O_2 の量を推定。

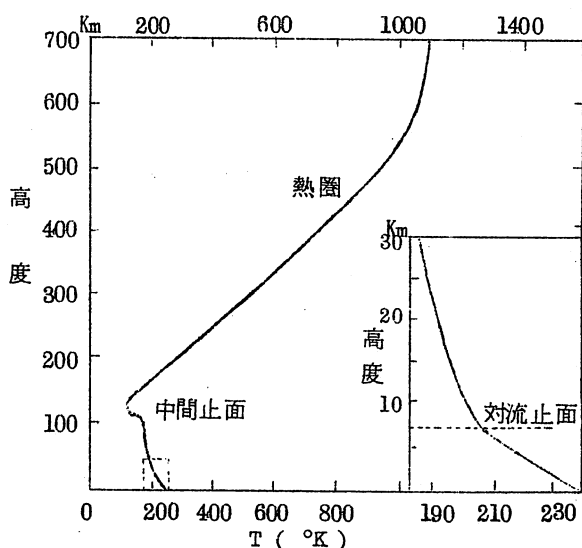
*15) Dollfus (1951, 1961)は偏光から、Kuiper (1952)は赤外線から、極冠(Polar cap)は氷霜(Ice-frost)であることを結論。その反射能は $0.4 \sim 0.5$ 。Strong と Sinton (1956)によれば、朝もや(Haze)は水滴であるという。水蒸気の量は、 $6.1 \cdot 10^{-4} \text{ g/cm}$ (Kuiper 1948), 7 mm (Dunham 1952), $3.1 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}$ (Goody 1957), $4.1 \cdot 10^{-2} \sim 4.1 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}$ (Urey 1959), $2.1 \cdot 10^{-2} \text{ g/cm}$ (Dollfus 1963)が報告されている。

Chamberlain(1962), Arking(1963)およびOhring(1963)が改めて計算している。Goody は、大気モデルとしてCO₂ だけから構成されるものと、H₂Oだけのものを考え、地表温度を270 °K, 地上気圧85 mb, 乾燥断熱減率を $3.7 \frac{^{\circ}\text{K}}{\text{KM}}$ (*16)とし、それぞれのモデルについて放射対流の平衡から温度分布を求めた。その中のO₂ モデルでは、対流止面はHess (1950)の高度4.5 Kmという結果といちじるしく異なり、8.5 Kmの高度、温度は90 Kmの高さで134 °Kとなつた。また、Arking は地表温度が235 °Kになるように、光学的厚さとして0.6とり、スケール高度^{*17)}17 Kmを与え、平衡温度を計算している。^{*18)} その結果は、第8図の曲線の下の部分、あるいは小さな枠の中の曲線で、地球大気の場合のような成層圏の高温層はあらわれないが、それでも対流止面および成層圏は立派に存在している。対流止面の高度は7.5 Kmである。他方、Ohring は古い値のCO₂ = 2%を用い、放射については吸収帯を考慮し、地上

温度230 °Kを与え、Goody と同じように放射対流の平衡を仮定して計算した。その結果は、対流止面が9 Km, 温度は196 °Kとなつている。

以上を要約すると、火星大気の対流止面は8~9 Kmである。しかし、CO₂ の構成比率が修正されてからは、まだこの種の計算がなされていない。

第8図の上方、すなわち中間圏より上は、



第8図 火星大気の温度分布

Arking(1963)と Chamberlain(1962)の理論計算。

(Rasool と Jastrow 1964から)

*16) 断熱減率 = g/C_p , g : 重力加速度, C_p : 等圧比熱。

*17) スケール高度 (Scale height) $\equiv KT/mg$. R : Boltzman 常数, T : 平均温度, m : 平均分子量。

*18) T_g : 地表温度, T_e : 有効黒体温度, S : 太陽常数, a : 反射能, τ : 光学的厚さ, とすると, $T_e^4 = S(1-a)/4\sigma$, $T_g^4 = T_e^4 (1 + \frac{3}{4}\tau)$ の関係がある。

*19)

Chamberlain の求めた曲線である。Goody (1957) と Chamberlain (1962) は、火星大気では CO_2 が $\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{O}$ ($\lambda < 1690 \text{ \AA}$) と解離し、 CO が放射冷却することが重要であると主張している。そして CO の解離を始める高度は、 CO_2 の体積百分率を2% (古い値) とすると、124 Km になる。^{*20)} 中間止面はそれより少し上であろうとし、仮りにそれを180 Km とすると、その温度は76 °K になるという。熱圏については、前節にのべた Hunt と Zondt (1961) と同じ方法、つまり光電離熱伝導の平衡を仮定し、地球大気の場合の O_2 の代わりに、 CO_2 を用いて計算した。

このような理論温度曲線を検証する手段は、まだ見出されていないが、全く希望がないわけでもない。火星は赤い星として知られているが、その大気中に白・黄・青色の雲が観測される。例えば、青い雲 (Blue cloud) は高緯度の100 Kmより下の高さに浮んでおり、これが地球大気の間止面に存在する夜光雲に相当するのではないかと云われている (Goody 1957)。また、黄色の雲 (yellow cloud) は下層にあつて、砂塵が舞い上つたものであろうという。これらはすべて有力な手がかりを与えるかも知れない。

火星に比較して、金星 (Venus) は地球に一番近い惑星であるにもかかわらず、また最も明るく輝く星として、古くから人々の注意をひいていたにもかかわらず、火星ほどよく判っていないようだ。その理由は、金星の表面は濃密な雲に掩われ、地表面が全く見えないからである。そのため自転速度さえはつきりとは知られていない状態である。^{*21)} それだけに、金星大気 (Venusian atmosphere) は我々の興味をそそるのである。周知のように、1961年2月、アメリカの航空宇宙局は、金星に向けて宇宙ロケット Mariner I号を、続いて1962年にはII号を発射した。II号は金星から4万1千Kmの距離にまで接近し、5760万Km離れた地球へ観測情報を送信した。

*19) Chamberlain (1962) は、地球大気について用いられる成層圏は、その物理的意味が不明瞭であるとし、天文学はこんなあいまいな言葉で汚されないようにしようと唱えている。Chamberlain の分類は、対流圏・中間圏・熱圏である。しかし、本文ではWMOの決定に従う (第1章参照)。

*20) Goody の計算では、145 Kmから解離をはじめる。ちなみに地球大気の場合、前にも述べたように、 O_2 の解離は95 Kmから始まる。

*21) Danjon (1943), Dollfus (1956) は、金星の雲の面に見られる灰色の模様が、常に太陽の方向を向いていることから、それが地表の山を反映しているのではないかと考え、公転と自転速度が等しいとした (同期回転 Synchronous rotation)。すなわち、自転周期は 247 ± 5 日。最近、Goldsmith et al (1963) は、金星へ送つた10~68 cm電波の Doppler 偏倚から、自転周期を240日と推定。

最近の報告によると (Spinrad 1962), 金星大気の組成は, 質量百分率で $N_2 = 96\%$, $CO_2 = 4\%$, それに極めて微量の H_2O となつている。もつともスペクトルからその量がわかるのは, CO_2 と H_2O だけで,^{*22)} N_2 は推定による (Kaplan 1961)。しかも, これは7気圧の高さより上の大気についての値で, その高さが何処であるかは明確でない。雲頂温度は320 °K (Kuiper 1957) で, その他に Chamberlain と Kuiper (1956) が, CO_2 の吸収スペクトルの廻転帯から観測した温度として, 285 ± 9 °K があるが, これは目に見える雲頂の少し上であろうという。また, 最近 Sinton と Strong (1960) は CO_2 の遠赤外線 (8~13 μ) の観測により, 284 °K^{*23)} を得た。これは Mariner II 号の観測により, 再確認されている (Chase et al 1963)。この最後の温度は目に見える雲頂より更に上のものであろう (第9図参照)。雲頂圧力については, まだいろいろ議論のあるところだが, Dollfus (1961), Kaplan (1961) および Sagan (1962) は, 90 mb と結論した。

金星の雲が H_2O か, それとも CO_2 かということは, 長い間議論されている問題である。1955年, Menzel と Whipple は, 偏光の観測から, 雲が H_2O の水晶で, 大きさは10 μ の程度であることを報告した。それに対し, Öpik (1956) は雲が黄色がかつていることから, H_2O ではないかと主張している。上にも述べたように, H_2O の蒸気は極めて少い。このことから, 雲が H_2O である可能性が低いという見方がある。しかし, Urey (1959) は雲が黄色いのは, 金星の地表面の大陸が写っているのであつて, 雲が H_2O である可能性は依然として強いという。

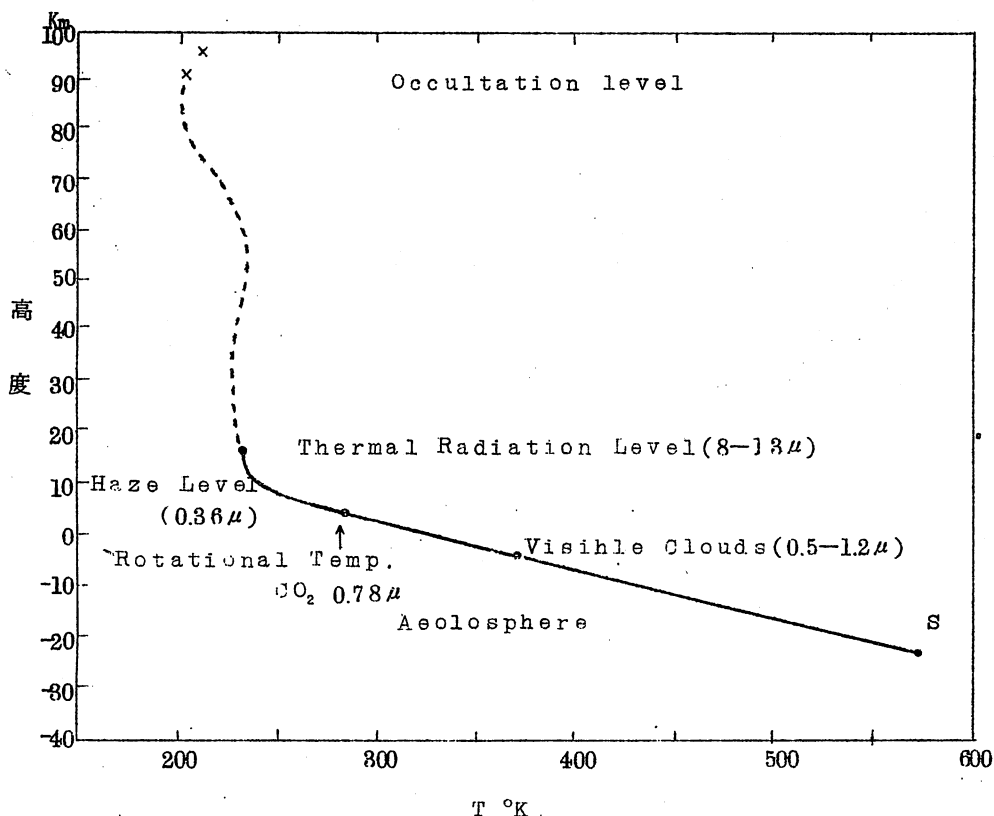
雲の中の探索はかなり困難のようだ。雲を透過する電磁波としては, マイクロ波しかない。Mayer (1959) および Mayer et al (1958, 1960) は, 金星から発する3~10 cm波を電波望遠鏡によつて観測し, 560~620 °K の温度を得た。^{*24)} 現在, この温度は一応地表温度をあらわしているものと考えられる。その後の観測では, 金星の暗い面で600 °K, 明るい面で700~800 °K となつている。^{*25)}

*22) 金星の CO_2 を最初に見出したのは Adams と Dunham (1932)。 H_2O については, Spinrad (1962) がその混合比を 10^{-5} と報告。Mueller (1964) によると, H_2O の分圧は 10^{-3} 気圧以下, CO と CO_2 の分圧の比は 10^{-3} 以下という。その他, 一応 N_2 , O_2 も検出されてはいる。

*23) 雲頂温度を最初に測定したのは, Pettit と Nicholson (1924) で, その温度は 241 °K。

*24) Spinrad (1962) は, CO_2 の観測から 500 °K を推定。Mariner II 号の観測では, 695 °K となつている。

*25) Barath et al (1963) は Mariner II の観測結果を発表。それによると, 明るい面で 400 °K, 暗い面で 460 °K, Terminator で 520 °K。



第9図 Öpik(1961)による金星大気の温度分布。
横軸は温度(°K), 縦軸は高度。高度の原点は雲頂。

温度は大体このあたりに落着いたようにみえるが、地表圧力は問題のあるところだ。例えば、Öpik(1961), Spinrad(1962)はその圧力を4~7気圧と推定したが、後に述べるように、これと全く違つた200気圧を主張する人もある。その問題に移る前に、参考のため Öpik(1961)の温度分布を第9図に示す。これはあくまで試験的なものであることを注意しておく。この図では、地表温度は570 °K, 地表圧力を7気圧とし、地表面は雲頂から40Km下にとつてある。^{*26)} また、雲の上の温度曲線は、CO₂の体積百分率を、20%とした時の温度で、これを求めた方法は明らかでない。図中の aeolosphere という言葉も Öpik の発案で、彼の専売特許である。

*26) Vaucouleurs と Menzel(1960)は、次のようなモデルを提案した。地表温度580 °K, 対流止面の高さ29.5Km, 温度は285 °K, 中間止面の高さは65~75Km, 温度235 °K, また97Kmの高度で297 °K。

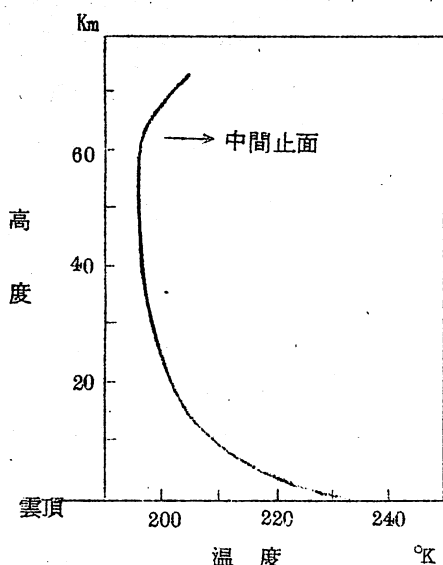
さて、金星大気における最も不可解な問題は、地表温度 $600 \sim 800^\circ\text{K}$ という高温は、どのように説明されるかという点である。直ちに考えつく理由として、温室効果 (Greenhouse effect) がある。すなわち、 CO_2 と H_2O が温室のガラス、地表が温室の室内に対応し、ガラスが短波長エネルギーを透過し、逆に室内からの赤外放射を食い止めるというわけである。気体の吸収スペクトルは帯が連なつて構成されているが、帯と帯の間を窓 (Window) と称し、それが温室効果において赤外線透過域になつている。ところが、帯の巾は圧力が高くなると拡がり (Pressure broadening), ある程度以上の圧力では、窓が閉ざされてしまう。Plass と Stull (1963) は、このような効果を考え、金星大気の放射平衡について論じた。それによると、 CO_2 大気の場合、地表温度 600°K を得るためには、地表圧力として 6.0 気圧を必要とするという。

このことから、金星の地表圧力は 100 気圧のオーダーではないかという考えが生じた。もつとも、この場合、赤外線に対しては不透明 (opaque) になつてよいが、マイクロ波に対しては透明でなければならない。また、そのような温度の減率が対流の臨界値を超えるかどうかの吟味も必要である。

一方、Opik (1961) は別の仮説を提出した。すなわち、金星の密雲の中で、地表近くでは Mg と Ca の珪酸化物と炭化物からなる塵埃が舞っており、埃の混つた風が地表面と摩擦して、摩擦熱を放出するというのである。しかし、その風がどのようにして生ずるかは説明してない。もしここで附加すると、次のようになる。金星の一面は常に太陽に対しており、したがつて常に加熱され、他の面は太陽が照らさない。そのため、明るい面から暗い面に向つて激しい流れが生ずる。その循環については、Dollfus の図と Mintz (1961) の説明がある。その循環に伴つて、摩擦熱が発生するとする。とはいつても、それを量的に明確にする必要があり、しかも、摩擦熱に熱源を求めるのは、普通眉唾なことが多い。

更に別の説明として、 600°K が果して地表温度かどうかを疑い、これは金星の電離層から放射されたものではないかと見るむきもある。もし、そうだとすれば、その電子密度は地球の電離層の電子密度の 1000 倍でなければならないという (Mayer 1961)。しかし、Mariner II の観測では一応否定的である。また、もし電離層が存在するとすれば、金星面の中央部に比べて、層の厚くみえる縁の方が明るく光るはず (Limb darkening) である。ところが、同じく Mariner II の 1.9cm マイクロ波観測では、縁が暗くみえたという (Barath et al 1963)。

要するに、金星大気の対流圏は、全く神秘に閉ざされている。雲頂から上の温度については、Mintz (1961) と Rasool (1963) が放射平衡温度を計算した。第10図は Rasool の結果で、それによると無限遠で温度は 197°K (Mintz は 160°K) になり、中間止面は多分 60Km 近辺であろうという。一方、清水 (1963) は、 $\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{O}$ ($1250 < \lambda < 1950 \text{ \AA}$), $\text{CO} + \text{O} + \text{M} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{M}$, $\text{O}_2 + h\nu \rightarrow 2\text{O}$, $2\text{O} + \text{M}$



第10図 金星大気の温度分布(雲頂より上)
(Rasool & Jastrow 1964から)

(Cosmic abundance ratio)から考えて、 H_2 、 H_e と少しの Ne であるという。問題は H_2 であるが、スペクトル観測値の解釈に2通りがある。一つはZabriskie (1960)の $H_2 = 5.5 \text{ Km-atm}$ とするのと、他はFoltzとRank (1963)の 200 Km-atm とするものである。

前者を採用すると、 H と H_e の体積比は $20:1$ (Urey 1959)となり、木星大気の組成として体積百分率で、 $H_2 = 60\%$ 、 $H_e = 36\%$ 、 $Ne = 3\%$ 、 CH_4 と NH_3 は 1% 以下となる。また、後者の解釈をとると、 H と H_e の比は $0.03:1$ (Opik 1962)となる。

別の観測事実として、木星の掩蔽の際に測つたスケール高度 8 Km が知られており、また雲頂温度は 128°K (MurrayとWildy 1963)^{*27)}となつている。そこで、仮りに平均温度として 120°K をとると、平均分子量は4でなければならない。この分子量を得るには、 H と H_e の体積比を $20:1$ としたのでは説明がつかない。 H_e の方がもつと多くてよいことになる。^{*28)}

さて、雲頂温度をみてわかるように、木星の雲はひじように低温である。そして、雲の上部は、 NH_3 の結晶から構成されている可能性が強い。この雲は時によつてさまざまな色に見え、黄・

$\rightarrow O_2 + M$ の反応を仮定し、雲頂より上での CO 、 O 、 O_2 の分布を求めた。それによると、 CO_2 が解離する高度は雲頂より $50 \sim 80 \text{ Km}$ の高さとなつている。

次に木星(Jupiter)であるが、この惑星は地球から余りにも遠くにあり、しかも金星と同じく厚い雲に掩われているため、その知識も断片的である。雲より上の木星大気(Jovian atmosphere)の組成について、スペクトル分析から判ることは、 CH_4 が 150 m-atm 、 NH_3 が 7 m-atm 、(Kuiper 1952)で、雲頂圧力は3気圧(Spinrad and Trafton 1963)ということである。したがつて、 CH_4 と NH_3 は全体の 1% で、残りの 99% は他の気体である。その気体は物質の宇宙平均比率

*27) Menzel, GoblentzとLampland (1926)は $8 \sim 14 \mu$ の放射から雲頂温度として、 $120 \sim 140^\circ \text{K}$ を得た。

*28) しかし、 Ne がもつと多ければ、 H と H_e の比率が $20:1$ としてよい。

赤また青色に変わる。このことから Urey (1959) は雲の他の構成物質をいろいろと推定している。よく知られているように、この雲の特徴は、赤道に平行に帯状の縞が幾つも走っていることである。この明暗の筋は、地球の雲の配列と同じく、対流のためであろうと考えられている。その上、高・低気圧を思わせる明暗の模様もみられる。つまり明るい部分が上昇流域、暗い部分が下降流域である。木星の雲の面で最も顕著なことは、大きな赤斑 (Red spot) があることで、これは800年昔に木星観測を始めて以来、存在し続けているという。これは木星の山の影響があらわれているものと考えられている。

地表温度に関連して、Mayer (1958, 1961) 等のメーザー電波計 (Maser radiometer) による観測がある。観測波長は3.15 cmから68 cmにわたっているが、驚くべきことは、3 cm波での温度は150 °K, 10 cm波で640 °K, 21 cmで3000 °K, 68 cmで50,000 °K となつている。つまり、観測波長が長くなると、それに対応する黒体温度が幾らでも上るわけである。しかも、ある一定の波長で観測して、ある年の温度の観測値と次の年のそれとは等しくない。

そのようなわけで、木星の場合、電波観測の温度は地表温度とは考えられない。Drake (1959) は、この電波は木星の磁場に捉えられた粒子が放射するものではないか、という考え^{*29)}を提出した。

要するに、木星の雲の中は全く判っていない。雲頂より上の温度分布については、Gross と Rasool (1964) が放射平衡の温度曲線を計算している。それによると、Vibrational relaxation の高度は、雲頂より上に200 Kmの高度であろうという。

*29) サイクロトロン・シンクロトロン放射 (Radhakrishnan, V, and J. A. Roberts, 1960: Phys. Rev. Let. 4 493 参照)

4 章 の 参 考 文 献

総合報告

Chamberlain, J.W., 1962: Upper atmospheres of the planets.

Astrophys. J. 136 582-593

Dollfus, A., 1961: Polarization studies of planets.

Planets and satellites (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds), Univ. of Chicago Press, Chicago 348-399

Eritz, S., 1951: Solar radiant energy and its modification by the earth and its atmosphere.

Compendium of meteorology, Amer. Meteor. Soc., Boston 13-33

Goldberg, L., 1954: The absorption spectrum of the atmosphere.

The earth as a planet (G.P. Kuiper, ed.) 484-490

Goody, R.M., 1964: Atmospheric radiation, I. Theoretical base.

Oxford Monograph on Meteorology, Oxford at Clarendon Press, 486 p.

Hess, S.L., 1950: Some aspects of the meteorology of mars.

J. Meteor. 7 1-13

Kondratiev, K.Y., 1954: Radiation exchange in the atmosphere.

Hydrometeorological Publishers, Leningrad
(英語訳が出たという1964年 — 実際には見ていない)

Mayer, C.H., 1961: Radio emission of the moon and planets.

Planets and satellites (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds.) Univ. of Chicago Press, 442-472

宮本正太郎, 1962: 惑星大気の気象学。

気研ノート 13 1-18

Opik, E. J., 1961: The aeolosphere and atmosphere of Venus.

J. geophys. Res. 66 2807-2819

Pettit, E., 1961: Planetary temperature measurements.

Planets and satellites (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds) Univ. of Chicago Press, 400-428

Rasool, S.I. and R. Jastrow, 1964: The atmospheres of Mars, Venus and Jupiter.

Life sciences and space research II,

Proceedings of a session of the fourth international space science symposium, Warsaw, June 1963 (M. Florkin and A. Dollfus, eds.) North-Holland Publ. Co., Amsterdam

Sagan, C., 1962: Structure of the lower atmosphere of Venus.

Icarus 1 151-169

清水幹夫・畑中武夫, 1963: 惑星の大気 — 金星・火星を中心に,

科学 岩波書店 33 238-242

Urey, H.C., 1959: The atmospheres of the planets.

Handbuch der Physik Springer, Berlin

52 363-418

山本義一, 1954: 大気輻射学

岩波書店 174 p

山本義一, 1956: 気象輻射学

地人書館

山本義一, 1964: 大気ふく射

空気調和・衛生工学 38 229-247

研究論文

- Bates, D.R., 1951: The temperature of the upper atmosphere.
Proc, Phys, Soc, 64 805-821
- Bates, D.R., 1956: The thermosphere.
Proc, Roy, Soc, A 236 206-211
- Barath, F.T., A.H. Barrett, J. Copeland, D.E. Jones and A.E. Lilley, 1963: Microwave radiometer
Science 139 908-909
- Brouwer, D. and G.M. Clemence, 1961: Orbits and masses of planets and satellites.
Planets and satellites (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds) Univ. of Chicago Press 31-94
- Cameron, A.G.W., 1963: The origin of the atmospheres of Venus and the Earth.
Icarus 2 249-257
- Chamberlain, J.W. and G.P. Kuiper, 1956: Rotational temperature and phase variation of the carbon dioxide bands of Venus.
Astrophys. J. 124 399-405
- Chase, S.C., L.D. Kaplan and G. Neugebauer, 1963: Infrared radiometer.
Science 139 907-908
- Curtis, A.R. and R.M. Goody, 1956: Thermal radiation in the upper atmosphere.
Proc. Roy. Soc. A 236 193-206
- Dollfus, A. 1951: La polarisation de la lumière renvoyée par les différentes régions de la surface de la planète Mars et son interprétation
Compt. rend. 233 467-469
- Dollfus, A., 1963: Mesure de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère de la Planète Mars.
Compt. rendu. 256 3009-3011
- Danjion, D.L., 1961: Photometry and colorimetry of planets and satellites.

- Planets and satellites. (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds.) Univ. of Chicago Press, 272-342
- Emden, R., 1913: Über Strahlungs gleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Ein Beitrag zur Theorie der oberen Inversion.
Sitzb. d. Bayer. Akad. d. Wiss. Math-phys. Klasse 55-142
- Gold, E., 1909: The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation.
Proc. Roy. Soc. London A 82 43-70
- Goldsmith, R.M. and R.L. Carpenter, 1963: Rotation of Venus: Period estimated from radar measurements.
Science 139 910-911
- Goody, R.M., 1949: The thermal equilibrium at the tropopause and the temperature of the lower stratosphere.
Proc. Roy. Soc. A 197 487-505
- Goody, R.M., 1957: The atmosphere of Mars.
Weather 12 3-15
- Gowan, E.H., 1928: The effect of ozone on the temperature of the upper atmosphere.
Proc. Roy. Soc. London A 120 655-669
- Gowan, E.H., 1947: Ozonosphere temperature under radiative equilibrium.
Proc. Roy. Soc. A 190 219-225
- Gross, S.H. and S.I. Rasool, 1964: The upper atmosphere of Jupiter.
Icarus 3 311-322
- Harris, D.L., 1961: Photometry and colorimetry of planets and satellites.
Planets and satellites (G.P. Kuiper and B.M. Middlehurst, eds.) Univ. of Chicago Press 272-342

Humphreys, W.J., 1909: Vertical temperature-gradients of the atmosphere, especially, in the region of the upper inversion.

Astrophys. J. 29 14-32

Hunt, D.C. and T.E. Van Zandt, 1961: Photoionization heating in the F region of the atmosphere.

J. geophys. Res. 66 1678-1682

Ishikawa, G., 1959: Solar corpuscular radiation as a heat source of the upper atmosphere.

Papers Meteor. Geophys., Inst. Meteor. Tokyo
10 93-123

Johnson, F.S., 1958: Temperatures in the high atmosphere.

Ann. geophys. 14 94-108

Johnson, F.S., 1960: Pressure and temperature equalization at 200km altitude.

J. geophys. Res. 65 2227-2232

Kaplan, L.D., 1961: a new interpretation of the structure and CO₂ content of the Venus atmosphere.

Planet. space Sci. 8 23-29

Karandikar, R.V., 1946: Radiation balance of the lower stratosphere, I.

Proc. Ind. Acad. Sci. 23 70-96

Kellogg, W.W., 1961: Chemical heating above the polar mesopause in winter.

J. Meteor. 18 373-381

Kuiper, G.P., 1948: Survey of planetary atmospheres the atmospheres of the earth and planets (G.P. Kuiper, ed.) Univ. of Chicago press, 304-345

Kuiper, G.P., 1957:

The threshold of space (M. Zelikoff, ed)
Pergamon Press, London p.78

Maeda, K., 1962: On the heating of polar night mesosphere, Part I.

- Meteor., Abhandl., Inst. Meteor. Geophys. d.
Freien Univ. d. Berlin 36 451-496
- Manabe, S. and F. Möller, 1961: On the radiative
equilibrium and heat balance of the atmosphere.
Mon. Wea. Rev. 89 503-532
- Mayer, C.H., 1959: Planetary radiation at centimeter
wave lengths.
Astronom. J. 64 43-45
- Mayer, C.H., 1961: Radio emission of the moon and
planets.
Planets and satellites. (G.P. Kuiper and B.M.
Middlehurst, eds.) Univ. of Chicago Press,
442-472
- Mayer, C.H., T.P. McCullough and R.M. Sloanaker, 1958:
Observations of Venus at 3.15-cm wave length.
Astrophys. J. 127 1-10
- Mayer, C.H., T.P. McCullough and R.M. Sloanaker, 1958:
Observations of Mars and Jupiter at a wave length of
3.15-cm.
Astrophys. J. 127 11-16
- Mintz, Y., 1961: Temperature and circulation of the
Venus atmosphere.
Planet. space Sci. 5 141-152
- Mueller, R.F., 1964: A chemical model for the lower
atmosphere of Venus.
Icarus 3 285-298
- Murray, B.C. and R.L. Wildy, 1963: Stellar and
planetary observations at 10 microns.
Astrophys. J. 137 692-693
- Nicolet, M., 1961: Structure of the thermosphere.
Planet. space Sci. 5 1-32
- Ohring, G., 1963: A theoretical estimate of the
average vertical distribution of temperature in the
Martian atmosphere.

- Icarus 1 328-333
- Öpik, E.J., 1962: Jupiter: chemical composition, structure, and origin of a giant planet.
- Icarus 1 200-257
- Plass, G.N. and V.R. Stull, 1963: Carbon dioxide absorption for path lengths applicable to the atmosphere of Venus.
- J. gesphys. Res. 68 1355-1363
- Shimizu, M., 1963: Vertical distribution of neutral gases on Venus.
- Planet.space Sci. 11 269-273
- Sinton, W.M. and J. Strong, 1960: Radiometric observations of Venus.
- Astrophys. J. 131 470-490
- Spinrad, H., 1962: Spectroscopic temperature and pressure measurements in the Venus atmosphere.
- Publ. astron. Soc. Pacific 74 187-201
- Spinrad, H., 1962: A search for water vapor and trace constituents in the Venus atmosphere.
- Icarus 1 266-270
- Sinton, W.M. and J. Strong, 1960: Radiometric observations of Mars.
- Astrophys. J. 131 459-469
- Spitzer, L.Jr., 1949:
- Atmosphere of the earth and planets. (G.P. Kuiper, ed.) Univ. of Chicago Press 213
- Vaucouleurs, G. de, and D.H. Menzel, 1960: Results of the occultation of regulus by Venus, July 7, 1959.
- Nature 188 28-33

この篇のあとがき

この篇では大気の一次元の構造について論じたわけである。これからは二次元あるいは三次元の問題に移つてゆく。大体の予定は次の通りである。

第2篇

5. 温度・風の緯度分布
6. 平衡温度と冷熱源の分布
7. 循環
8. エネルギー輸送

第3篇

9. 季節変動
10. 風の2年振動
11. 突然昇温
12. 成層圏と対流圏
13. 力学的考察

この篇を書くに当つて、次の諸氏から討論および原稿の検討を賜つたことを感謝する。

東京大学地球物理学教室・松野太郎，小野晃の両氏

天文学教室・高瀬文志郎助教授　および

気象庁高層課・関口理郎氏，有住直介課長。

南北両半球の気象 (Ⅱ)

南半球の熱帯低気圧について

田 辺 三 郎

1 はじめに

南半球の熱帯低気圧は、我々にとって次の二つの面から重要なものと思われる。第1は近年南極捕鯨を始めとして、一般漁船の南半球への出漁が次第に増加してきており、このためオーストラリア周辺でサイクロンのために遭難するものが時々あつて、これの対策を一步前進させることが必要になつてきたことである。1959年8月18日オーストラリア西方海上で室戸岬のまぐろ延縄漁船第5共和丸(159トン)が熱帯低気圧のため遭難して、当時速洋漁業会にかなりのシヨツクを与えており、1964年になつて8月27日に、三重県浜島町所属速洋かつを・まぐろ漁船第3幸喜丸(180トン)が印度洋において延縄操業中、オーストラリア北西岸沖において、中心気圧945mb以下、風力10以上の、南半球の熱帯低気圧としては最大級のサイクロンに遭遇して、最後の無線連絡を残して、船長以下23名が遭難するという悲惨事があつた。これは海上警報の利用の問題・南半球の熱帯低気圧の特性・観測ネットなど検討すべき点が多いように思われるが、可能な限り、これらに対処する方策を前進させなければならないと思う。

第2は、次にのべるように、北半球の熱帯低気圧との比較の問題であり、発生数や活動状況またその変動など、これらは南半球自体の大循環との関係において今後の大きな問題と思われる。ここではそれらの一端となると思われる事項について述べたい。

2 世界の熱帯低気圧の発生数について

世界における熱帯低気圧の発生数は資料によつてはその数が大分異つているが、大体日本の台風のものとしては、年間の発生数60コと見て、大きな違いはないものと考えられる。この状況は次の表の示すとおりである。

世界の熱帯低気圧発生数

地域	月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年	統計年数
台 風		0.3	0.3	0.4	0.7	0.8	1.6	3.5	6.2	4.5	4.0	2.8	1.7	26.8	1947~56
ハリケーン(大西洋)		.	.	.	.	0.3	0.3	0.4	2.0	3.9	2.3	.	0.1	9.3	1950~56
北太平洋東部		.	.	.	.	0.1	0.8	0.7	1.0	1.9	1.0	0.1	0.0	5.6	1910~40
サイクロン(印度)		0.1	.	0.2	0.4	0.7	0.8	0.5	0.3	0.5	1.1	1.2	0.5	6.2	1923~38
オーストラリア周辺		1.4	1.4	1.5	0.4	.	.	.	.	.	.	.	0.5	5.2	38年
南インド洋		1.3	1.7	1.2	0.6	0.2	.	.	.	.	0.1	0.3	0.8	6.2	1886~1917

注1. 強さは大体台風(Tropical storm以上)

注2 資料の出所

a) 台風, 台風経路図(気象庁)

b) 大西洋のハリケーン, Monthly Weather Review

c) 北太平洋東部, Pilot chart of North Pacific Ocean

d) 印度のサイクロン, インド近海のサイクロン, 金沢芳宏編, 東京管区気象台

e) オーストラリア, A. T. Brunt and J. Hogan; The Occurrence of tropical Cyclones in the Australian Region. Proceedings of the tropical cyclone symposium, Brisbane, Dec. 1956

New Zealand の Gabites¹⁾ やニューカレドニアの Giovannelli²⁾ らは, さらに南半球の150°Eから東の南太平洋の熱帯低気圧について述べているが, これらのものと, 表に示したオーストラリア周辺の熱帯低気圧のうち, Bruntの示すeast coast cyclone とは重複しているものと見られるので, 全体の発生数はさらに20程度増加するとしても, 大きな変動はないと見て良い。さらにまたこれらの熱帯低気圧の発生数のうち, 台風やハリケーンは戦後は飛行機観測によつて殆んど捕えられているが, その他の地域の熱帯低気圧, とくに南半球の熱帯低気圧は広い海岸の, 観測ネットの悪い地域にあるため, いくらか実数は多いかも知れないが, 大勢には変化ないものとみられる。

さて表に示した世界の熱帯低気圧の一年間の発生数のやく80%近い500が北半球において発生していることは驚くべきことである。また世界全体について見ると, 台風はやく80%近い半分以上を占めているわけで, 日本を含めた極東が いかにも台風の脅威にさらされ, また一方では雨などの台風のもたらす恩恵に浴しているかということもわかると思う。

さて台風やハリケーンなど, 北半球の熱帯低気圧の発生が多いのは, どのような理由によるものであろうか? これについては台風やハリケーンの発生数と北半球循環との間には共通な相関関係があつて, 例えば6~9月の夏の台風の発生について考案すると,³⁾

a) 台風発生が多い夏は, 北太平洋の高層の亜熱帯高気圧が強く北偏し, しかも太平洋地域の高気圧が2分して西部と東部で強くなり, 170°Wの子午線に沿つて南北の気圧の谷を作る傾向にある。

b) 台風発生が少ない夏は, 中緯度偏西風帯の南下が起つており, しかも太平洋の西部と東部における偏西風帯の南下が強い。

ということが分つているが, Ballemzweig⁴⁾ はハリケーンについては同様のことを言っている。

台風については, 更に夏の間の発生数のみならず, 秋から初冬にかけてもかなり発生するので, 簡単にすべてを通じて一義的に北半球の大循環と発生数との関係を論ずるわけには行かな

いが、夏の台風やハリケーンの発生が、高層の亜熱帯高気圧が北上しているとき、すなわち南北循環の傾向の強い時多いということは共通した現象である。

ところで南北両半球の大循環を比較すると、前回において Lamb の所説を述べたとおり、南半球では東西循環が強く、北半球では、より南北循環の傾向であつて、これらの大きな対比が、南北両半球における熱帯低気圧発生 of 著しい対比の原因と見られる。200 mb における南北両半球の夏の平均の東西循環の分布⁷⁾を見ると、偏西風の最大領域は南半球では 30°S であつて 27 m/s 程度を示しているのに対して、北半球では 40°N であつて 16 m/s 程度の示しており、南半球では偏西風帯がずっと低緯度に寄つてゐることを示して上の所説を示してゐるものである。

以上は一般的対比であるが、南半球における熱帯低気圧の発生には年々かなりの変動がある。

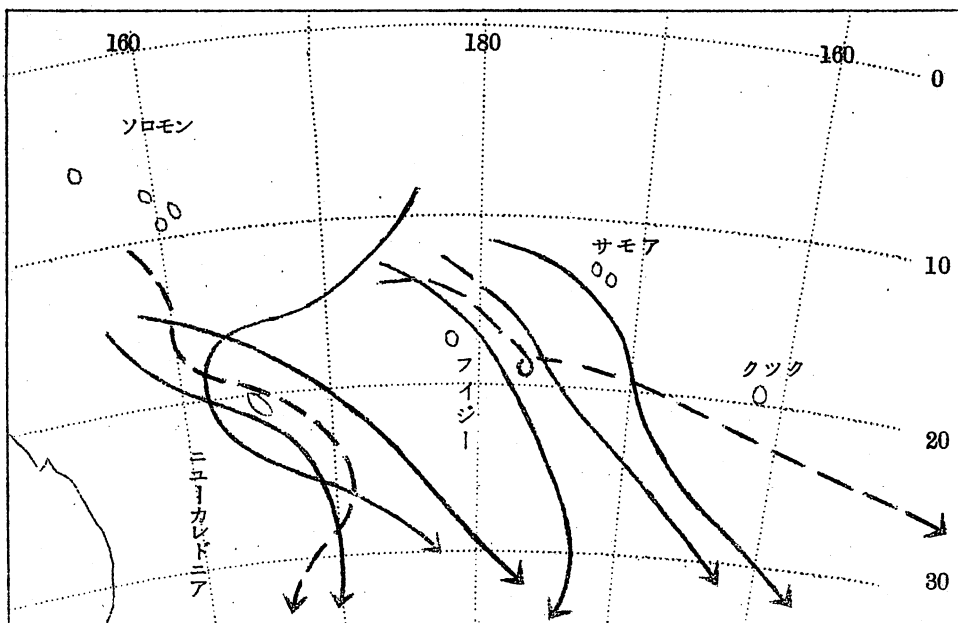
例えば Newman⁸⁾ らによると、1955～1956年のシーズンにはオーストラリア周辺では TS 以上が16コ発生しており、これは最も多く、このうち New Caledonia 付近では4コのサイクロンが発生してゐて、例年の1コに比べて非常に活発だつたわけである。このことは Giovannelli も指摘しており、また経路図を見ると1955～1956年のサイクロンは殆んどものが南進しており、また西進のものもあつて、次に述べるような最初から東南東進するものが少ない。これは明らかに南半球のこの地域の大循環が南北循環の傾向の強かつた時と見られ、このことは北半球における多発生時のことと同様に考えられる。たゞ目下のところ南半球の高層の平均の資料がないのでこれを十分に立証するわけにはゆかない。

またこの外 Duverge⁹⁾ によると1948～1949年のシーズンにはマダガスカル付近では5コの Cyclone が発生して非常に多く、これは1933～1934年のシーズンの6コに次ぐものであるとしている。ここで興味深いことは1934、1949および1956年の各年初の南半球の熱帯低気圧の発生が多くなつており、また Giovannelli の資料によると1959年始のニューカレドニア付近の cyclone は4コあつてこれも多い。そしてこれらの年の前年である1933・1948・1955および1958年の北半球の夏は暑くて台風活動の活発であつた時である。どうも簡単に書きすぎたが、グロースベツターには問題を提起しても良いと考えるので、このような南北両半球の熱帯低気圧の活動には関係がある場合が多いように考えられ、また大循環の関連から時には当然そうあつてもよいと考えられるので御検討をお願いしたいと思います。

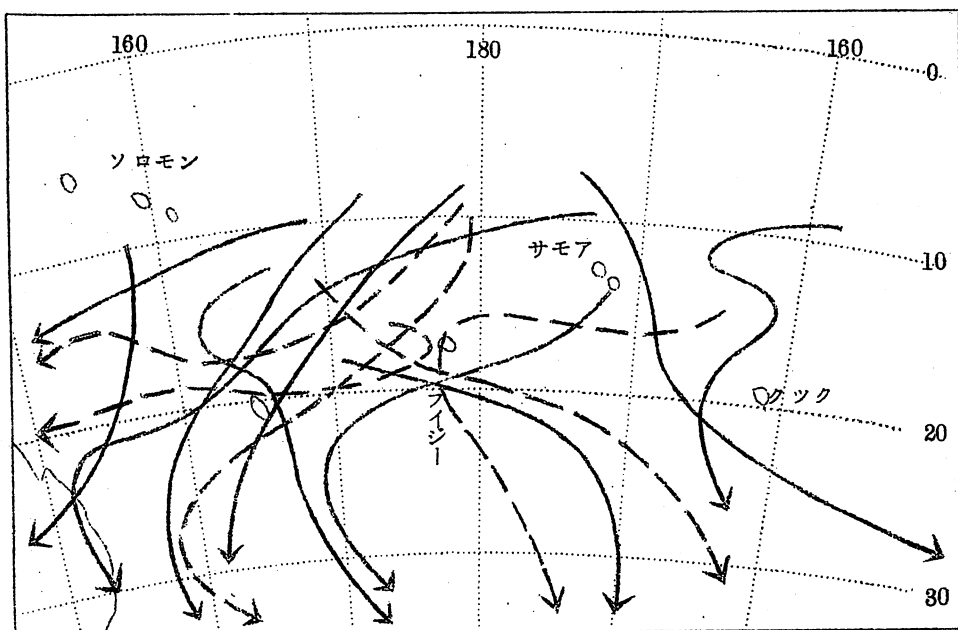
3. 南半球の熱帯低気圧の特徴

a) 経路

Gabites¹⁾ の示した南太平洋の熱帯低気圧の12月と2月の経路を示すと図のようになる。これは風力9またはそれ以上になつたものを集めたのであつて、経路はかなり変化と不規則性があるが、何よりも著しい特徴は発生数の半分が最初から東進していることである。北半球の台風経路を見ると、1～3月頃バシー海峡やルソンの東で発生するものは始めから北東進するが、そ



サイクロン 1 2 月 経路 (1940 ~ 1955)



サイクロン 2 月 経路 (1940 ~ 1955)

のほかでは大体はまづ最初は西進しており、この点から見ても南半球の熱帯低気圧は著しい特徴を持つているわけである。また細かく見ると月によつては多少異なり、2月はそれが最初から東進しているが、他の月では東進するものの方が多い、すなわちサイクロンの活動から見て2月が最も夏らしいシーズンと見て良いわけである。またオーストラリアでは east coast cyclone と west coast cyclone に分けていて、この地域では経路は大陸の影響を受けて多少異なっているが、北半球の台風の経路に比べて非常な差のあることはつきりしている。要するに南半球の熱帯低気圧は西進の度合いが非常に小さく、これは南半球の偏西風帯が低緯度にまで及んでいるためであつて、このことは最初に示した船舶の遭難などに関係して警戒上の重要な点と考えられる。

b) 中心気圧

一般には南半球の熱帯低気圧は台風やハリケーンに比べて浅いようである。もつとも台風やハリケーンは飛行機観測によつて余すところなく観測されるから同一の基準では考えられないが、次のべるような資料から見ると、室戸台風や伊勢湾台風のような低い気圧は報告されていない。Newman⁶⁾の報告によると、1955～1956年のシーズンはTS以上が16コも発生して異常な年であつたわけであるが、その中で2月23日～3月11日にかけてフイージーからクインズランドに西進したサイクロンは上陸時に961mbの中心気圧を示してシーズン中の最低であつたと報じている。またこのサイクロンは近年 Queensland に達した最も severe なサイクロンであると報じているところから見て、この辺が最も強いところと考えられる。また印度洋においては1959年3月24日 Madagascar 島の北東方 Tromlin島において強いサイクロンの中心気圧949.6mbを観測したと報じている。⁸⁾ これらに比べて最初に示した三重県の第3幸喜丸の遭難したサイクロンの観測値945mbというのば)第1級の最も強いもので全く不幸と言わざるを得ない。

4. 第3幸喜丸の遭難について

参考のためにここに報告したい。

三重県志摩郡浜島町遠洋かつを・まぐろ漁船第3幸喜丸(179トン)は昭和39年2月10日浜島を出発、印度洋においてまぐろ延縄操業中、3月27日オーストラリア北西岸沖において中心気圧945mb以下、風力10以上の優勢なサイクロンに遭遇し、懸命に支えたるも、同日22時48分『その後も波もらい傾斜はげしく転覆寸前となり、懸命に排水中、無線室に水入ってきた』との無線連絡を最後に消息を絶つた。以後4月2日に至るまで付近操業中のまぐろ漁船9隻、オーストラリア飛行機による捜索を行なうも全く手掛りなく、同日捜索を打ち切り、船長以下23名が遭難した。以下は鳥羽海上保安部浜島分室の資料と昭和39年11月銚子において行なわれた、関東東海漁業気象連絡会大会において、浜島漁業海岸局菅原隼男氏の講演による遭難の概要である。サイクロンの発生は3月24日報じられ、25日には南緯18度東経125度付

近のチモール海南部にあつてパースの警報は西進を報じており、このため第8幸喜丸はこの頃南緯20度、東経112度付近のオーストラリア西端北西岬沖にあつて北東に進路をとつていた。サイクロンはその後進路を西南西に転じ、28日以後は南に変えており、結局第3幸喜丸はサイクロンに近づいて行つたことになり、27日になつて急激に荒天域に突入し、14時14分SOSを発信するに至つた。

その後懸命の処置をとつた模様が無電によつて報じられており、18時00分には『こちら風も強い、今気圧945、風南南東9、小雨、今強い中心ではないかと思う。支え中』と報じており、21時58分には、風最高潮と思われ北東10以上懸命に支え中としてあり、この頃中心域に突入して遭難したものと考えられる。

当時第3幸喜丸とは同じような針路をとつた第2千秋丸(220トン)は27日5時57分には南南西風力10以上、気圧958mbを観測し、緊急信号を発信するに至つたが、その後懸命の漂泊ののち漸く遭難を免れたと報じている。

また第7日光丸(320トン)もは同じ針路をとり、3月27日12時00分には推測位置南緯18度10分、東経114度00分において避航困難となり、28日には風50m/sと推定され、13時00分中心付近と思われ急に風弱まり晴れ、薄日さす天気となると報じているが一時危険状態となりのち無事脱出に成功して、中心付近では気圧950mbを観測している。

以上が要約であるが、第3幸喜丸の気圧の観測は945mbを報じていて、中心気圧はさらに深いものと見られ、このCycloneは南半球の熱帯低気圧としては最も烈しいものと見て良いと思う。

第3幸喜丸は不幸にしてこの最も烈しいサイクロンに遭遇したわけで、このサイクロンについてパースの警報は3月27日には990mbを報じているし、また気象庁に送られてきているメルボルン気象台の天気図(速報天気図のようなもの、大体土曜日および日曜日は印刷されていない)を見ると、3月28日(土)はオーストラリア北西海上に1004mbの低気圧が、解析されているだけであつて、これは台風のように飛行機観測の行なわれない、しかも十分な観測網のない南半球の洋上の熱帯低気圧であるだけに、台風ほどの警戒の行なわれないうらみのあることに対しては今後別途の考慮が必要と考えられる。

文 献

- 1) J. F. Gabites (1956) : A Survey of tropical Cyclones in the South Pacific, Proceedings of the Tropical Cyclone Symposium, Brisbane, Dec. 1956
- 2) J. L. Giovannelli (1963) : Trajectoires des Cyclones Tropicaux dans le Pacific Sud-Ouest, Proceedings of the Inter-Regional Seminar of tropical Cyclones in

Tokyo , 18~31 Jan. 1962

- 3) 田辺三郎(1959) : 台風の発生数と北半球循環との関係, 研究時報11, 561~566
- 4) E. M. Ballenzweig (1956) : Seasonal Variations in the Frequency of North Atlantic tropical Cyclones related to the General Circulation , 資料2) による。
- 5) 荒川昭夫 (1958) : 最近の気象大循環論, 気象研究ノート9巻, 229~362
- 6) B. W. Newman , A. R. Martin and W. R. Wilkie (1956) :
Occurrence of tropical Depressions and Cyclones in the Australian Region during Summer of 1955~1956, 資料2) による。
- 7) P. Duverge(1951) : Les Cyclones de la saison 1948~1949 a' Madagascar Memorial de la Météorologie Nationale No. 36, 1956
- 8) A. Chaussard et L. Laplace (1959) : Les Perturbations dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien , Saison chaude 1958~1959, La Météorologie No 56, Oct. ~ Dec. 1959
- 9) 鳥羽海上保安部浜島分室(1964) : 第3 幸喜丸遭難に関する資料, 昭和39年5月。

季節予報の利用と発達

鯉 沼 寛 一

1. はじめに

私達の生活活動においては、あらゆる面において将来を予測し、見込を立てて行動するのであるが、その見込は必ずしも正しいとは限らない。そして、正しい見込が立たないままに、占いに頼つたりする人もあるわけである。

ところで、日々の気象の変化は私達の生活や産業、運輸など各方面に大きな影響を与えるばかりでなく、時には大災害などを引起し、人命・財産に大損害を与える。したがって、日々の天気や季節の変化をあらかじめ知りたいという希望は今に始まつたことではなく、人間生活が始まつて以来のことであろう。そして、天気予報は占いから始まり、観天望気の時代を経て、今日のように気象観測にもとづく天気図による天気予報の時代にまで発展した。一方、季節の予想についても矢張り占いから出発し、暦によつて季節の推移を知る時代を経て、現代では気象観測資料を統計し、解析して行く所まで発展したのである。

ところで、天気予報にしても季節の予想にしても、どちらも最初は占いから始まつたということとは、必要性の方が技術に先行したからであつて、技術の向上の方がいつもあとから追いかけていることになる。そして、毎日の天気予報に関しては、今日すでに可成りの発展を見たのであるが、季節の予想を中心とした長期の予想に関しては、まだまだ不充分的な精度であり、社会の要望に鞭打たれながら徐々に進歩している段階だといえよう。

それなら、長期予報はどの方面で要望されて今日に到つたのであろうか。また、現在では長期予報を利用しようというのは、どういう人達なのであろうか。

2. 農業と季節の予報

農業における種蒔きや取入れは、すべて季節に支配される。また、一旦種を蒔けば気温、日照、雨量が適当でなければ充分の収穫が得られないので、その間の季節の推移を知りたいのは当然であろう。つまり、季節を予想することを最初に望んだのは農民だつたのであろう。

けれども、古い時代に季節の予想がうまくできる筈はない。しかし、どうしても予想が必要だとすると、頼るのは占い以外にはない。そのうちに、天体の運行の週期が季節と関係することを知り、一応の季節の推移を知るには暦を利用するようになった。中国や日本の暦に24節気というようなものをのせるのは、それが太陰暦であるために月と季節の対応が不充分だつたからに外

ならない。

けれども、年々の季節の移り変わりには遅速もあれば、変化の大小もあつて必ずしも同じではないが、暦によつて知ることのできるのは平均的の推移であつて、実際の季節の変化ではない。したがつて、暦の上で同じ日に種蒔きをしても、豊作の年もあれば凶作の年もある。江戸時代に入つて北日本の開発が進むと、同地方はしばしば大凶作による飢饉に見舞われるようになった。

季節予想の始まり

気象観測をもとにした天気図を用いて天気予報が行われるようになると、いままで不明だつた気象現象も次第に解明され、その結果として天気予報が更に進歩し始めたが、それは日本においても同じだつた。天気予報がこういう段階になつた時、明治末期には季節の異常によつて凶作が相次いで起つた。そこで、こういう季節の異常の理由を明らかにし、更に、こういう異常を予想しようという試み——主として相関係数を用いた——が現われたのだつた。しかし、大正2年の大凶作以後は比較的順調な年がつついたので、面倒な季節予報を試みようという人は殆んどなくなつてしまつた。

その頃、北海道では第一期拓植計画が終り、昭和に入ると第二期拓植計画が着手されたが、その中心は畑地を水田化することによつて人口を倍加しようということだつた。その計画は順調に進んだように見えたが、昭和8年に見舞つて来た季節の異常による大凶作につづいて、その後もしばしば凶作がつづき、米作を中心とする拓植計画には疑問が生じたのだつた。そして、北海道に見切りをつけた多くの人々は、当時の政策に従つて満洲に進出していつた。

けれども、大凶作がしばしばおこれば食糧の自給にも心配があり、国防にも影響するというので、その対策には政府も本腰を入れねばならなかつた。その一つは農林省によつて推進されたもので、耐寒性の強い稲の品種を作り出すことで、もう一つは季節の異常を予想する方法を確立することだつた。

組織化された季節予報業務

昭和8年の大凶作、7年の大不作に次いで、昭和9年にも大凶作に見舞われると、当時の中央气象台では季節予報を確立するための計画の予算化を計ることになつた。一方、はげしい凶作に見舞われた東北地方では仙台地方气象台が中心となつて、すでに蓄積されている気象資料にもとづく季節予報の研究が、熱心に推進され始めたのだつた。

仙台における研究の詳細については省略するが、季節予報の研究は泥沼のようなもので、研究段階ではかなり有力な方法のように見えても、実用に供して見るとどうもうまくない。こういうことで、ほんとうの実用化はいつのことか予想もつかないのだつたが、それでも、数百年来凶作になやまされた東北地方の農民は、气象台の研究の完成を辛抱強く待つていた。

その後、昭和20年2月には中央气象台に長期予報課がおかれ、中央でも季節予報その他長期の予報に本腰を入れることになつた。当時の日本はすでに敗戦の色濃くなつていたので、そういう時期になぜ長期予報課のようなものが設置されたのであろうか。しかし、その理由は免も角と

して、その年の夏は日本の敗戦に加えて、北日本は冷夏に見舞われて大凶作となつてしまった。

こういう事態になつて見ると、長期予報課の設置は誠に時期を得た処置で、発表される季節予報に対し社会は大きな期待をよせたと思像される。しかし、長期予報課ができたといつて直ちに精度の高い季節予報が可能になる筈はない。そして、季節予報はしばしば社会の強い批判を受けることになり、4年余をすぎた昭和24年10月には“季節予報はまだ実用段階でない”との理由で、切角できた長期予報課は廃止されてしまった。

切角の長期予報課の廃止を当時の関係者の責任に帰するのは酷にすぎよう。というのは、政府（气象台）の手で着手された長期予報が、中途にして中止された例は日本ばかりでなく、米国にも印度にもあつたようである。しかし、長期予報の必要性はその後増すばかりで、昭和38年には気象庁に長期予報管理官の制度がおかれることになつた。

3. 水資源問題と長期予報

日本は雨量が多く、水の豊富な国だつた。それは、要するに豪雨が頻繁に訪れるからだが、そのために水害に見舞われることもしばしばあつた。けれども、雨量の多いのは年間を通じてではなく、時には長期に亘つて雨がないため旱魃になやまされることもなかつたわけではない。ところで、近年は都市の発展、工業の発達が著しく、水の使用量が激増し、豊富と思われた日本の水資源も不足を告げるようになって来た。

こういうことから、雨に関する最期予報は、いまや各方面の要望する所となりつつあるが、この点をもう少し具体的に説明しよう。

流量調節による水害対策と雨量予報

明治年代は洪水が多かつたが、明治48年の利根川大氾らんを契期として日本の洪水対策も軌道に乗り、洪水は減じ始めた。しかし、昭和22年のカスリン台風による利根川大洪水がおこるに及んで、改修工事を行い堤防を完備するほど、河川の出水は早くて多量になるという、いわゆる鉄砲水の現象が明らかになつた。そうすると、大河川の氾らんは堤防の強化だけでは無理で、上流にダムを作つて巨大な流量を調節しなければならない。

すでに大正15年には、物部長穂博士は“河川水調節論”によつて河川流量の調節を論じたのであるが、その頃にはまだ、どうしても河川流量を調節しなければならないほどの必要はなかつた。その後、米国などでは河川流量の調節が行われていたので、カスリン台風による利根川の大氾らんがおこると、ダムによる流量調節問題は急にクローズアップして来た。一方、この頃は日本は敗戦後の国土再開発ということからも流量調節が論議の対象となり、米国のTVAのやり方を北上川に適用する計画も進められることになつた。けれども、それにはどうしても雨量の正確な予報を前提としなければならない。

もちろん、このような雨量予報は正確でありさえすればよいから、長期予報である必要はないように見える。

しかし、短期の雨量予報で一応の流量調節をしても、数日後とか数週間後については全くの、“お先まつくら”というのでは困るのであつて、雨の一週間予報や半月予報はどうしてもほしい。更に、昭和28年には筑後川にも鉄砲水の現象が起つて、完全に近いと思われた同川の堤防も寸断され流量調節は急を要する問題となつて来た。

電力需給と雨量の長期予報

終戦直後には工場の潰滅で電力に余剰を生じたが、一方、物資は極度に不足し、燃料のような必需品さえもどうしようもない。そのために、余剰電力はあげて家庭燃料と化し、電熱器を通じての電力需要は急速に高まつたのだつた。幸いその頃は雨も比較的多かつたので、発電も順調だつたらしいが、いろいろの生産工場が徐々に復興し始めると、家庭の需要の加つた電力の需要量は急速にのび、次第に不足を告げるようになって来た。

このような事情を反映し、昭和28年頃にはたしか関西電力が人工降雨の実験を始め、その後電力各社ともこれに習うようになった。これは言うまでもなく、雨量を増して発電用水を確保する目的からだつた。しかし、人工降雨により発電を増すことは望みうす。結局、電力の不足は火力発電に頼る方向を取つたわけである。しかし、電力需要の多いのは京浜、京阪神地方であるのに、火力発電用石炭は九州や北海道に産するため、その輸送は厄介である。

この際、雨の長期予報が可能ならば、それによつて水の豊富な間は水力発電に重点をおくと共に、水の不足する時期に合うように石炭の輸送を行えば、能率的な電力の供給ができる。したがつて、雨の長期予報は電力関係者から強く要望されていた。

ところで、日本の発電事業は長いあいだ水力に重点をおき、火力は水が不足する時の調整用だつたが、日本の復興につれて電力の需要は年々急増して止まる所がないので、根本対策の立て直しが必要である。一方、大発電機の製作が可能になると、需要地の近くに大火力発電所をもうける方がむしろ能率的にさへなつた。そのために、いままでの水主火従の方針は火主水従に切り換えられることになつたが、それにしても、需要電力の調整にはダムの水を利用して発電するのが便利である。しかし、水力発電には莫大な水を要するから、雨の長期予報の必要性は変わらない。

水資源と雨の長期予報

日本は昔から水田農業を中心に発展して来たのは、雨量が多く、水資源が豊富だからだつた。20世紀に入つてからは都市の発達、工業の発展によつて水道、発電、工業などに要する水資源も遂年増加して来たが、戦前までは水資源の不足ということは、特に問題となるようなことはなかつた。

ところが、戦後何年かをを経て日本の復興が緒について来ると、水資源の不足ということが急に問題化して来た。これは、第一には日本の復興の方向が工業化であつて莫大な工業用水を必要とすること、第二には工業化は都市における人口の集中のため水道用水も莫大となつたこと、第三には農業用水は余るほどあつても水利権の問題で他に利用できないこと、などのためだつた。

ところで、日本の水資源は雨量から推定すると年間に6000～7000億トンに達すると推

定されるのに、必要な量は1000億トンには達しないであろう。それにも拘らず水資源が不足するという事は、第1には雨は全国的に降るのに水資源を必要とするのは大都市とその周辺であること、第2に雨量は季節的に大きく変動し、暖候期には洪水を無駄に流すのに、寒候期には不足になることのためである。この調節は、長大な用水路とか、巨大な貯水池などを作ることによつて、概念的には可能であるが、実際には殆んど不可能に近い。そうだとすると、この場合にも雨の長期予報は重要である。

例をあげて見よう。昭和38年は冬から春にかけ雨が少く、梅雨期にも雨は少い。そのために東京都の貯水池はかれ、給水制限は次第に強化されつつあつた。ところが7月中旬に関東中部を通過して行つた台風11号は相当の雨を降らし、中川の決壊による東京都内の被害を除いては、こんなに喜ばれた台風は少い。ところが、9月には更に狩野川台風が莫大な雨量を降らし、完成したばかりの小河内ダムはこの時に満水となつた。つまり、この年は前半年には雨量が極度に少なかつたが、後半年には非常に多く、全般的には雨量の多目の年となつた。そこで、もし雨の長期予報がもつと確実なものなら、38年の初夏においても、間もなく降る雨をあてにして予定が立てられた筈だつた。

東京都の水道に関しては、近年、こういう例が非常に多くなつて居り、そのために、気象協会では小河内地区の1ヶ月先の雨量予想の依頼をうけている。けれども、渇水に困るのは何も水道だけではなく、工業用水、発電用水などいずれも同じである。

4. 商品経済と長期予報

人間の生活活動は気象条件と深く関係しているので、各種の商品に対する需要も気象条件に支配されて増減する。たとえば、寒い冬には毛糸製品が売れるし、暖冬ならば余り売れない。そして、こういう商品の需要を正しく見通して生産や仕入れを行い、無駄なストックを作らないようにするには、正確な長期予報を利用することであろう。このように売行きが気象で支配されるものは数え立てれば限らないが、そのいくつかを次に例示しよう。

(1) 温度の長期予報を利用すべきもの

せんい製品の需要は冬の気温で大きく上下するから、その生産、仕入れ、販売には温度の季節予報を利用すべきであろう。また、夏の気温で氷の需要が変動し、暑い夏には製氷が間に合はないし、涼しければ倉庫はストックの山となるから、1ヶ月位の予報を利用して製氷が行なわれるのが望ましい。

(2) 雨の長期予報を利用すべきもの

レーンコートの売行きは梅雨期の天候で支配されるようである。したがつて、その生産や仕入れには梅雨に関する季節予報を利用すべきであろう。デパートの売上げは晴雨によつて支配されるというから、売上げの見通しを立てたいなら雨に関する一ヶ月予報の利用をすすめる。

(3) 雪の長期予報を利用すべきもの

かつて神戸のゴム会社が札幌の气象台に冬の雪についての見通しをきいて来たことがあつたが、それはその年の冬の北海道におけるゴム長靴の需要を推定し、生産量を決定したいからだつた。スキーの生産や販売についても、その冬における雪の多少に対する季節予報を参考として決めるのが望ましいであろう。

(4) 商品取引と長期予報

アズキ、小手芒、大手芒などの雑穀類になると、その生産が天候に支配され、生産の変動につれて取引価格が大きく変動する。したがつて、季節予報を利用することによつて取引を有利にすることが可能である。

現在、米穀は統制されているが、かつて米穀取引における価格は大きく変動したものだつたが、その頃は米穀取引に气象台の季節予報を利用した人はまだなかつた。

以上のべたように、商品経済における長期予報の果すべき役割は大きい筈であるが、残念なことには、現在における長期予報の精度においては、全面的に頼るわけには行かない。そうはいうものの、各種商品の生産における長期予報の利用は既に始まつている。その理由は多分“たとえ外れることはあつても、勘に頼るよりは長期予報に頼る方がはるかに合理的である”。ということが理解され始めたからであろう。

編集・あとがき

8月に入ってからもう半ばをすぎたというのに東京の降水量は1ミリ程度だという。(平年、101ミリ)“東京サバク”という言葉があるが、梅雨の雨がどうなるかがこれからの問題だろう。

今年度(89年度)最後の号(3~4号)をおくる。今号から東京大学の都田さんから成層圏循環に関する総合報告をしていただくことになった。この雑誌がでる頃、都田さんは米国気象局に出向されるが、かの地から続編についての労作を続けて頂けるので期待されたい。

なお田辺さんには南北半球についての第Ⅲ報を頂いた。長期予報が、一つは上層に、一つは空間的に南半球にまで関心をもたれる現在、本号がよき教師となり、よき刺激剤となるだろうと確信している。

また、鯉沼博士からは長期予報の利用面において、この方面の開発に尽力されている御経験から、われわれにもサゼツションに富む玉稿を頂いた。

御投稿の諸氏に誌上をかりて、感謝の辞をのべる。

編 集 子