

## 気 象 放 射 学\*

— 入 門 解 説 —

嘉 納 宗 靖\*\*

## 1. 序 論

太陽が地球上のあらゆる現象の根源をなしていることは今更言を俟たない。気象現象もその例外ではない。低緯度地方では太陽から受ける放射熱が大きく、高緯度地方では少ない。一方地球から空間へ長波長放射の形で放出される熱エネルギーは緯度によってそれほど大きな差異がない。そして低緯度地方ではこの放熱量は受熱量より小さく、高緯度地方ではその逆になっている。その結果低緯度地方では熱エネルギーが蓄積され、高緯度地方では消費されている。このため、低緯度地方の余分の熱エネルギーを高緯度地方へ運ぶべく、大気の大規模な運動がおこり、これが地球回転の影響をうけて、大気の大循環の模様を決定する。このように大気の大循環を決定するおもな要因は、放射エネルギーの差に基づく南北の温度差、地球回転の偏向力である。このことは地球大気に限らず、他の惑星の場合からも明らかである (Mintz, 1961)。これは放射エネルギーが如何に気象現象に大きな役割を演じているかという一例であるが、近年気象衛星が開発されてから、短時間に全地球的な測定が可能となり、気象学の画期的な進歩に貢献しつつある。衛星よりの測定はすべて遠隔測定で、この場合その測定は殆ど大気または地表によって射出または反射された放射を通じて行なわれる。このように放射の測定は気象観測技術の面でも大きく浮び上って来た。

## 2. 短波長放射

太陽から地球へ入射するエネルギー量は太陽常数で表

わされ、その値は約  $2 \text{ cal min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$  である。これはよく使用されている Johnson (1954) の求めた値で、研究者により多少異なる値が提出されており、最近 Stair and Ellis (1968) は  $1.95 \text{ cal min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$  の値を出している。これは太陽光線に垂直な面の受けるエネルギーであるから地球は単位面積、単位時間当りに平均して太陽常数の  $1/4$  のエネルギーを受けている。太陽放射は日射または短波長放射ともよばれ、波長範囲はX線よりマイクロ波の領域にまでおよんでいるが、大部分のエネルギー (99%以上) は波長  $0.3 \mu$  より  $5 \mu$  の間にある。  $0.3 \mu$  以下の紫外部やマイクロ波は非常に変動が大きく、特に前者は上層大気との相互作用が大きく、電離層、オゾン層の生成や変動等に大きく影響しているが、太陽の全放射エネルギーの変動は非常に小さい。これらの短波長放射は地球大気を通して地表面に達し、そこで大部分吸収され、一部は反射されて再び大気を通して空間へ戻る。

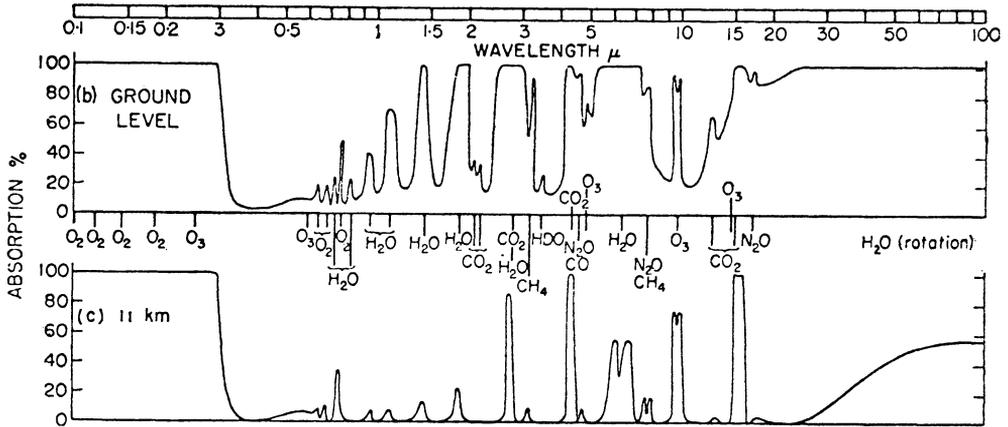
短波長放射は大気を通過する際、吸収および散乱をうけて減衰する。大気に吸収された放射のうち、紫外線、X線のかなりの部分は空気分子を電離または解離して、電離層、オゾン層を形成するのに寄与し、その他は大気を直接温めるのに寄与する。散乱現象は多くの大気光学現象を現出し、大気の状態を知らせる役割を演じている。吸収、散乱現象とも地球一大気系の熱エネルギー収支に寄与していることは言うまでもない。

大気による放射の吸収の大体の様子は第1図に示される。範囲は紫外から遠赤外にわたっているが、そのうち短波長域のおもなものを示すと第1表のようになる。これらの吸収帯のうちで、気象学上エネルギー的に最も重要なのは水蒸気のそれで、日射の吸収による大気加熱の殆どはこれによるもので、 $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{O}_3$  が次に重要で

\* Introduction to Atmospheric Radiation

\*\* M. Kano (気象研究所)

—1969年10月1日受理—



第1図 大気による放射の吸収。上図は大気全体による吸収率で、下図は圏界面(11 km)以上の大気による吸収率を示す。中緯度の典型的な条件で、短波長放射については太陽高度40°で、長波長放射については散光を考えている。(after Goody, 1964)

第1表 大気の短波長放射吸収帯

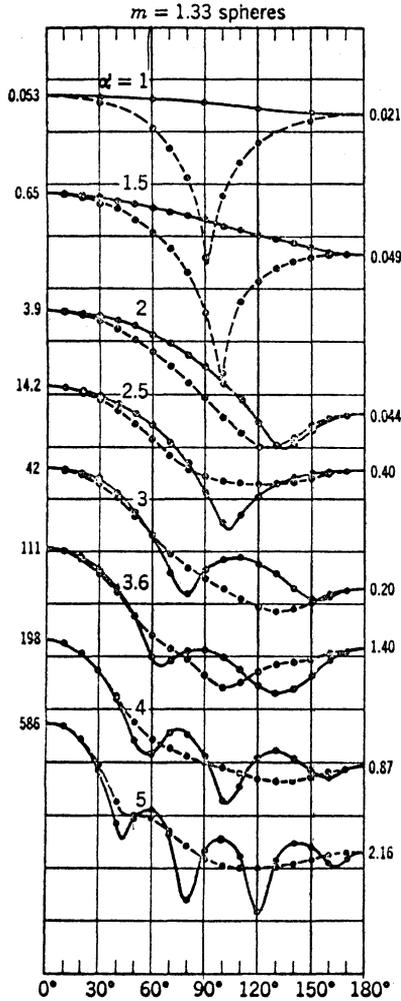
波長 (μ)	吸収気体	註
<0.20	N, N <sub>2</sub> , O, O <sub>2</sub>	
0.20—0.32	O <sub>3</sub>	Hartley 吸収帯
0.32—0.36	O <sub>3</sub>	Huggins "
0.48—0.78	O <sub>3</sub>	Chapius "
0.75—0.77	O <sub>2</sub>	
0.91—0.97	H <sub>2</sub> O	ρστ 吸収帯
1.10—1.19	H <sub>2</sub> O	∅ "
1.34—1.47	H <sub>2</sub> O	ψ "
1.76—1.98	H <sub>2</sub> O	∂ "
2.52—2.85	H <sub>2</sub> O	X "
4.0—4.5	CO <sub>2</sub>	

ある。O<sub>3</sub>による日射の吸収は成層圏、中間圏の放射収支に特に重要な役割を演じている。日射の吸収については古くは Fowle (1917) の実験的研究、Mügge and Möller (1932) の理論的研究等多くの研究があり、最近になって Roach (1961 a), Yamamoto (1961) 等は新しい実験資料を用いて大気の吸収の計算を行い、Roach (1961 b) と Robinson (1966) 等は飛行機による測定から H<sub>2</sub>O 等気体分子による吸収の理論的計算値に比べて測定値が2倍以上となり、エロゾル粒子による吸収が空気分子によるそれよりも大きくなっていることを見出した。

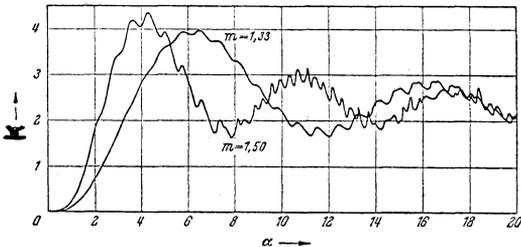
日射は前述のように、散乱によって減衰するが、空気分子による散乱はいわゆる Rayleigh 散乱によって記述され、入射光が自然光(偏光してない光)の場合には散乱

光の放射強度の角度分布は  $1 + \cos^2\theta$  ( $\theta$  は入射方向と散乱方向のなす角) に比例し、また波長の4乗にほぼ逆比例して散乱される。ところが大気は分子のみならず、無数のエロゾル粒子を含んでいる。これらの粒子は日射の散乱に大きく寄与し、地上の日射強度に対する影響の度合は混濁因子または混濁係数によって示されるが、最近これについて興味ある研究 (Yamamoto et al, 1967) が行なわれた。エロゾル粒子による放射の散乱は Mie 散乱によって記述され、前方方向へ散乱される割合が非常に大きいのが特徴である(第2図)。散乱断面積は幾何学的断面積に比例し、その比例係数は散乱に対する efficiency factor とよばれ、第3図のごとく、散乱体の半径(r)と波長(λ)に関係する。この Mie 散乱については Van de Hulst (1957) によるすぐれた教科書がある。さて大気中には種々の大きさの粒子が浮遊しているが、その粒径分布は時により、場所により異なっているが、平均としては Junge の法則により、半径の4乗に反比例して分布しているとみなされる。このような場合にはエロゾル粒子による単位体積あたりの減衰係数はほぼ波長に逆比例している。

この Mie の散乱の結果、大気中で多くの興味ある光学的現象が惹起され(嘉納, 1966), その中で、最も著しい現象は solar aureole とよばれるもので、太陽の近傍(太陽から角距離 10° 以内)の空から強い散乱光が到来する現象である。これは前述のように、エロゾル粒子による散乱が前方方向で非常に大きいことによる。この散乱光の強度の角度分布は一定でなく、大気中のエロゾル粒子の粒径分布やその光学的性質(屈折率)によって



第2図 球形粒子による散乱光の強度の角度分布、 $\alpha = 2\pi r/\lambda$  で、 $r$  は粒子の半径、 $\lambda$  は波長、 $m$  は粒子の屈折率である。(after Van de Hulst, 1957)



第3図 散乱に対する efficiency factor (K) と  $\alpha$  との関係。(after Möller, 1957)

大きく左右される。それ故、逆にこの性質を利用してエアロゾル粒子の粒径分布等を solar aureole の測定より求めることができる。この solar aureole については沢山の研究があるが、最近のものでは Volz (1954), Deirmenjian (1956), Volz and Bullrich (1961), Murai (1967) 等がある。このように solar aureole は大気中のエアロゾル粒子の状態を知るに便利なものであるが、一方では日射の測定を妨げている。Sekihara et al (1969) は日射と solar aureole の同時測定をおこない、solar aureole が日射の測定に数%程度の誤差をもたらすことを見出した。Mie 散乱はまた大気中の偏光現象にも大きく寄与し、エアロゾルの量、粒径分布の変化に応じて、偏光の度合の変化、中立点(天空の点で、その方向より来る散乱光は偏光していない)の移動等が生じる。これらの偏光現象は最近十数年来特に米国の UCLA で組織的研究が行なわれているが、その結果のおもなるものは Sekera (1959) や Sekera and Collaborator (1955) によって報告され、中立点移動の理論的研究については Kano (1964) の研究がある。

地球-大気系の熱収支の観点から、アルベードの研究は重要であるが、Fritz (1949) は日射の測定値から大気のアルベードを求め、Kano (1958), Coulson (1959) は Rayleigh 大気についてのアルベードを計算した。Roach (1961 b) は飛行機観測による測定値と上記 Rayleigh 大気についての計算値とを比較して、エアロゾルによるアルベードの寄与が従来考えられていたのよりかなり大きく、空気分子によるその約 1.5 倍もあり、ここでもまたエアロゾルの影響が大きい事がわかる。エアロゾルによる吸収と共にこの点について今後一層の研究が要望される。最近では、人工衛星によるアルベードの直接観測を基にした研究も行なわれている (Fritz et al, 1964)。

上記の諸現象を厳密に量的に説明するには、放射伝達方程式を解かなくてはならないが、平面大気の場合、大気の上端に放射が入射し、大気の下端では入射放射がないとすれば、これは次のようにかける。

$$\left. \begin{aligned} \mu \frac{dI_{v\uparrow}}{dz} &= -k_v(v)I_{v\uparrow} + \frac{1}{4\pi} k_v(v) \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (P_{v1}I_{v\uparrow} \\ &\quad + P_{v2}I_{v\downarrow}) d\mu' d\phi' \\ \mu \frac{dI_{v\downarrow}}{dz} &= k_v(v)I_{v\downarrow} - \frac{1}{4\pi} k_v(v) \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (P_{v1}I_{v\uparrow} \\ &\quad + P_{v2}I_{v\downarrow}) d\mu' d\phi' - \frac{1}{4\pi} k_v(v) P_{v0} I_{0v} \\ &\quad \times e^{-\frac{1}{\mu_0} \int_z^{\infty} k_v(v) dz} \end{aligned} \right\} (1a)$$

$$k_{\nu}^{(v)} = k_{a\nu}^{(v)} + k_{s\nu}^{(v)} \quad (2)$$

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} P_{\nu}(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' = \frac{k_{s\nu}^{(v)}}{k_{\nu}^{(v)}} \\ = \tilde{\omega}_{\nu} \leq 1 \quad (3)$$

ここで  $I_{\nu}$  は振動数  $\nu$  のところの放射強度,  $k_{\nu}$ ,  $k_{a\nu}$ ,  $k_{s\nu}$  はそれぞれ体積 (単位体積当り) 減衰係数, 体積吸収係数, 体積散乱係数を示す.  $P_{\nu}$  は散乱光強度の角度分布を示す位相関数とよばれるものである.  $z$  は高度,  $\varphi$  は放射の進む方向の方位角,  $\mu$  はその天頂角の余弦である.  $\tilde{\omega}_{\nu}$  は single scattering に対するアルベードと呼ばれ, 吸収を伴わない散乱のときには 1 となる. なお矢印  $\uparrow$ ,  $\downarrow$  はそれぞれ上向き, 下向きの放射を示し, 添字 0 は外部放射源 (太陽) を意味し, また添字 1, 2 はそれぞれ同じ方向および反対方向への散乱を意味する.  $I_{\nu}$  は  $z$ ,  $\mu$ ,  $\varphi$  の関数であり,  $P_{\nu}$  は  $\mu$ ,  $\varphi$  (考えている放射の進む方向を示す) と  $\mu'$ ,  $\varphi'$  (それ以外の方向を示す) の関数である. 短波長放射の場合には, 放射場を完全に記述するには, 放射強度のほか, 偏光の状態を記述することが必要である. Chandrasekhar (1950) は偏光状態を含め放射場を完全に記述するために, 上記の方程式の代りに, Stokes が導入したいわゆる Stokes parameter を成分とする強度ベクトル  $I_{\nu}$  の伝達方程式を導入した. これは方程式 (1 a) で,  $I_{\nu}$  を  $I_{\nu}$  に, 位相関数  $P_{\nu}$  を位相行列  $P_{\nu}$  で置き換えたもので, 式の形は (1 a) と全く同じで次のようになる.

$$\left. \begin{aligned} \mu \frac{dI_{\nu}^{\uparrow}}{dz} &= -k_{\nu} I_{\nu}^{\uparrow} + \frac{1}{4\pi} k_{\nu} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (P_{\nu 1} I_{\nu}^{\uparrow} \\ &\quad + P_{\nu 2} I_{\nu}^{\downarrow}) d\mu' d\varphi' \\ \mu \frac{dI_{\nu}^{\downarrow}}{dz} &= k_{\nu} I_{\nu}^{\downarrow} + \frac{1}{4\pi} k_{\nu} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} (P_{\nu 1} I_{\nu}^{\downarrow} \\ &\quad + P_{\nu 2} I_{\nu}^{\uparrow}) d\mu' d\varphi' - \frac{1}{4\pi} \\ &\quad \times k_{\nu} P_{\nu 1} I_{0\nu}^{\downarrow} e^{-\frac{1}{\mu_0} \int_z^{\infty} k_{\nu} dz} \end{aligned} \right\} (1b)$$

これらの方程式は微積分方程式で, 解を得るのに多くの困難があったが, 吸収のない分子散乱だけ考慮に入れた大気 (Rayleigh 大気) については Chandrasekhar (1950) により (1 b) の見事な解が得られ, その解の数値は Chandrasekhar and Elbert (1954), Coulson et al (1960) 等によって与えられている.

実際の大気は前述のようにエアロゾル粒子を含んでおり, これが放射伝達に大きな影響をおよぼすが, その位相関数が非常に複雑なため, 取扱いが甚だ厄介である.

Chandrasekhar の方法をそのまま適用することは困難で, 別の方法が必要とされるが, 現在おもに採用されているのは Van de Hulst (1963) のいわゆる「doubling method」に基づくものである. この方法を簡単に述べる. 散乱および透過関数が (Chandrasekhar, 1950) 一次散乱だけを考慮して求めても, 誤差が無視出来る位に極めて薄い層を考える. するとこの層の散乱および透過関数は容易に求められる. 次にこのような層を二つ重ねて出来る新しい層の散乱および透過関数は Principle of invariance (Chandrasekhar, 1950) を適用して, 前の薄い層の散乱および透過関数によって求められる. このような過程を繰り返すことによって多重散乱がおもな役割を演ずる厚い層の散乱および透過関数, 従って放射伝達式の解が求められる. この考えを用いて, 最近 Twomey et al (1966, 1967) および Hansen (1968, 1969) 等は混濁大気や雲の場合に適用して (1 a) の解を得ており, 田中 (1968) は偏光を考慮に入れ, Twomey の方法を拡張して混濁大気について伝達方程式 (1 b) の解を求めた. また Herman and Browning (1965) は偏光を考慮に入れたやや異なる方法を用いて放射伝達方程式 (1 b) の解を求めた.

雲も雲粒という「エアロゾル粒子」の集りで, この点では個々の粒子による散乱の様子は Mie 散乱で記述されるので, 混濁大気の場合と殆ど同じような取扱いが可能である. 雲の特徴としては一般的に光学的厚さが非常に厚いことである. このため, 雲の上, 下限附近を除き, 雲内では放射場が個々の粒子による散乱の角度分布に殆ど無関係となり, 近似的な解が比較的求め易く, 古くより多くの近似解法が行なわれ, 最近では Twomey et al (1967), Kattawar et al (1968) 等の研究がある. 雲が放射場に非常に大きく影響し, 地球一大気系の熱収支, 従って大気大循環に重大な影響をおよぼす事は周知の事実であるが, 短波長放射については, 地球一大気系のアルベードの大半が雲によるものであることからわかる.

### 3. 長波長放射

短波長放射は大気中でも吸収されるが, 大部分は地表面で吸収され, エネルギー的には地表面を媒介として間接的に大きな役割を演じている. ところが長波長放射は地表面および大気によって吸収され, またそれぞれの温度に対応した放射を射出し, 地表面のみならず, 大気中の熱エネルギーの分布に大きく影響する. その大気中での伝達の模様は雲の中を除き, 通常散乱は無視され, 従って前述の方程式 (1 a) で  $k_{s\nu}^{(v)} = 0$  とし,  $k_{a\nu}^{(v)}$  の代り

に、 $\rho_a k_v^{(m)}$  を用い、右辺の第 2 項を  $k_v^{(m)} \rho_a B_v$  で置き換えることによって得られる。すなわち

$$\left. \begin{aligned} \mu \frac{dI_v^\uparrow}{dz} &= -k_v^{(m)} \rho_a (I_v^\uparrow - B_v) \\ \mu \frac{dI_v^\downarrow}{dz} &= k_v^{(m)} \rho_a (I_v^\downarrow - B_v) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

ここで、 $B_v$  は Planck の関数で、 $k_v^{(m)}$  は質量吸収係数、 $\rho_a$  は吸収気体の密度である。右辺の第 2 項を上述のように  $k_v^{(m)} \rho_a B_v$  とするには、局所的熱力学的平衡を仮定する必要があるが、これは気体分子間の衝突頻度が小さくなる上層大気 (70 km 以上) では成り立たなくなる (Curtis and Goody 1956)。この方程式の形式的な解は境界条件： $I_v^\uparrow(z=0) = B_v(0)$ 、 $I_v^\downarrow(z=\infty) = 0$  の下で、次のように与えられる。

$$\left. \begin{aligned} I_v^\uparrow(z, \mu, \varphi) &= B_v(0) e^{-\int_0^z k_v^{(m)} \rho_a dz} \\ &+ \int_0^z k_v^{(m)} \rho_a B_v e^{-\frac{1}{\mu} \int_t^z k_v^{(m)} \rho_a dt} \frac{dt}{\mu} \\ I_v^\downarrow(z, -\mu, \varphi) &= \int_z^\infty k_v^{(m)} \rho_a B_v \\ &e^{-\frac{1}{\mu} \int_z^t k_v^{(m)} \rho_a dt} \frac{dt}{\mu} \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

一般に吸収気体および温度の垂直分布は観測によって既知であるから、 $k_v^{(m)}$  が赤外分光学の知識より求められれば、(5)式は容易に計算できる。気象学では  $I_v$  よりもむしろ、それを振動数、角度で積分した量、すなわち次のような水平面の単位面積を通るエネルギー流 (flux) が重要となる。

$$\left. \begin{aligned} F^\uparrow(z) &= \int_0^\infty d\nu \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^1 I_v^\uparrow \mu d\mu \\ F^\downarrow(z) &= \int_0^\infty d\nu \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^1 I_v^\downarrow \mu d\mu \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

そこで、放射強度  $I_v$  または flux  $F$  を求めるのに第一に必要なのは大気中の種々の吸収気体 ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$ ) の吸収の模様を知ることである。これらの気体による吸収の実験的研究は古くは Fowle (1917), Callendar (1942) 等から、最近では Kaplan (1950), Walshaw (1957), Haward et al (1956) 等沢山の研究がある。

気体による吸収は吸収線とよばれる非常に巾の狭い振動数領域やこれらが集って出来ている吸収帯によっておこなわれるが、この吸収線は幾何学的な線ではなく、種々の原因で巾をもっているが、気象学上重要なものに三つあってその一つは吸収分子と空気分子との衝突によっ

て生じる巾で、これによる吸収線の形は Lorentz profile とよばれる。第二は吸収分子の熱運動によって生じる巾で、これによる吸収線の形は Doppler profile とよばれる。Lorentz profile は分子間の衝突が頻繁である大気の下層 (30 km 以下) で卓越し、Doppler profile は分子間の衝突頻度が激減している上層 (70 km 以上) で卓越している。その中間の 30~70 km の範囲では、これら両 profile の転移する所であるが、ここでは吸収線の形は Voigt profile で表わされる。この profile は圧力の大きい極限では Lorentz profile となり、圧力の小さい極限では Doppler profile となる。

上記の気体は、長波長放射の伝達で問題とする振動数範囲で、非常に沢山の吸収線をもっており (~1000)、これらの吸収線はある振動数領域では離ればなれに位置し、他の領域では規則的にまたは不規則的に密集し、互に重なり合って存在している。また各吸収線の強度もまちまちである。このように吸収の模様が非常に複雑であるので、振動数について積分する際、実験値を基にして吸収係数のある種の平均化したもの (一般化吸収係数) を導入したり、吸収帯のモデルを導入して計算を行なって来た。Elsasser (1938) は吸収線のおのおのは Lorentz profile をもち、強度が一樣で、等間隔に無限に並んでいる吸収帯のモデル (regular band) を提出し、Goody (1952) はそれとは対照的に吸収線の位置も強度も全く不規則であるような吸収帯 (random model) について透過関数を求め、Kaplum (1953), Godson (1955), Plass (1958) は上記の regular band と random band とを合成したような一般化透過関数を考えた。Cowling (1950) や Yamamoto and Sasamori (1957) は水蒸気の透過関数を実験値から数値的に計算して求めた。

さて (6) 式の積分を行なうのに最初に考えられたのは輻射図による図表積分の方法である。輻射図は Mügge and Möller (1932) 以来研究され、沢山の輻射図が提出されているが、特によく使用されているのは Elsässer (1940) と Yamamoto (1952) のもので、後者は炭酸ガスの効果を合理的に導入している点で最も精度のよいものである。これらの輻射図は flux を計算するためのものであるが、大気加熱、冷却に直接関係するのはその divergence で、これを直接求めるもののために Cowling (1950 a), Brooks (1950) および Yamamoto and Onishi (1953) の方法がある。

これらの輻射図は構成上一つの吸収気体による放射伝達の計算を行なうためのもので、従って水蒸気による放

射伝達の計算を行なうことに重点がおかれ、炭酸ガスによるものは従とされ、オゾンによるものは全く考慮されてない。それ故  $O_3$  の影響の小さい対流圏での放射伝達の計算に使用されるものである。後述の研究にみられる通り、成層圏では  $O_3$  の影響は無視出来なくなり、他の方法を用いなくては行けない。

大気は温度特に圧力が高度によって非常に異なっている。一方吸収係数は温度、圧力によって大きく左右される。そこで(5)式を高度(気圧)について積分する際この点を考慮に入れなくてはならない。この効果を考慮するのに最も簡単でよく用いられる方法は積分路内の吸収気体の量の代りに吸収気体の量に圧力の関数を乗じたもの(例えば有効水蒸気量)を使用する方法である。これは輻射図を用いる際にも考慮されている。次に現在よく用いられるもっと精度のよい方法は Curtis-Godson 近似(以下 C-G 近似とよぶ)で、これは Curtis (1952) と Godson (1953) が独立に見出したものである。この近似法によれば、例えば、圧力の異なる二つの高度間の平均の透過関数  $T(u_1, u_2)$  は両高度間の圧力が次式で定義される平均圧力

$$\bar{p} = \frac{1}{u_2 - u_1} \int_{u_1}^{u_2} p du \quad (7)$$

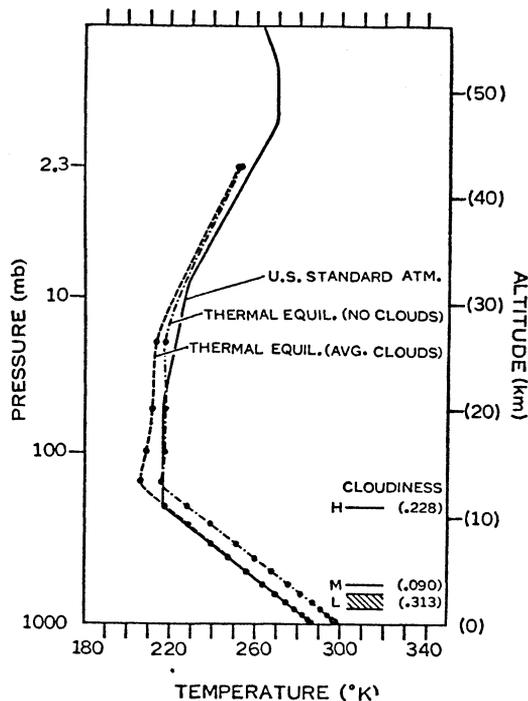
であるとしたときの透過関数と同じである。Walshaw and Rogers (1963) はこの近似法の精度について議論し、大気の長波長放射による加熱、冷却率の計算に使用した場合の誤差は  $9.6 \mu O_3$  吸収帯の場合を除き、3%以内であることを見出した。また Goody (1964) は C-G 近似を改良して、three parameter model を提出した。最近 Armstrong (1968) は C-G 近似を異なった方法で導き出し、そのなかで、光学的厚さを圧力の関数として Taylor 展開する方法をとり、第2項の一次微係数の項が消える条件が、C-G 近似と全く同じものである事を示し、第3項を C-G 近似の補正による項とし、この「補正された C-G 近似」は本来の C-G 近似より精度がよくなることを示した。

雲が長波長放射に大きく影響し、従って地球一大気系のエネルギー収支に大きく寄与することは言を俟たないが、この雲の影響を評価するのに、通常雲を黒体として取扱ってよいが、薄い雲、例えば絹雲のような場合には明らかに黒体よりずれていて、その詳細な放射的性質は不明である。ところがこのような絹雲は地球一大気系の放射収支に大きな影響を与え、また地上より肉眼で見えないようなごく薄い雲又は霧のようなものでも人工衛星よ

り、地表面温度の測定をする際  $5^\circ C$  程度の誤差を生じたり (Kuhn and Suomi, 1965)、全長波長域や  $6.0 \sim 6.5 \mu$  の波長域から空間へ放出される放射は、それぞれ約 10%, 6.5% 程度絹雲によって減少する (Zdunkowski et al 1965)。Yamamoto et al (1966) は比較的透明な  $10 \mu$  帯窓領域の放射の水雲のなかでの放射伝達を散乱および、透過係数を single scattering に対するアルベード  $\omega$  で展開し principle of invariance を用いて取扱った。この種の雲の中での放射伝達の研究は今後とも重要なものとなる。

#### 4. 大気の温度構造と放射収支

1902年 Teisserene de Bort によって成層圏が発見されて以来、その生因について古くから研究が行なわれて来た。初期の研究は Humphreys (1909), Gold (1909) および Emden (1913) によって代表される。これらの研究では吸収気体として水蒸気のみを考え、且これを灰色吸収体と仮定した。このような単純化のため、事実との不一致が当然考えられるが、そのなかでも著しいのは成層圏内の等温ないし温度の逆転を説明できないことである。これはおもに吸収気体として水蒸気のみを考えたことによる。大戦後 Gowan (1947) は水蒸気のほか  $9.6 \mu O_3$ ,  $CO_2$  による長波長放射の吸収、射出、 $O_3$ ,  $H_2O$  による日射の吸収を考慮して、成層圏の放射平衡温度を計算して、温度が高さと共に増加していることを示した。しかし彼の計算値は観測値よりかなり高い。Dobson et al (1946) は  $9.6 \mu O_3$  帯,  $15 \mu CO_2$  帯,  $H_2O$  の吸収帯を考慮して放射平衡温度を求めた。そして  $CO_2$ ,  $H_2O$  の成層圏内での変化は小さいと仮定して、主として  $O_3$  の変化に基づいて成層圏温度、圏界面高度の緯度季節変化および成層圏での温度分布を定性的に説明するのに成功した。この理論では種々の直観的仮定をし、 $O_3$  の効果を過大に重要視している。Goody (1949) はこれとは反対に  $O_3$  の効果を過少に評価し、成層圏では主として炭酸ガスの加熱作用と水蒸気の冷却作用の釣合によってほぼ放射平衡が成り立っているとして、圏界面高度や成層圏温度の季節、緯度変化等を説明した。最近、Manabe and Möller (1961) は  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$  による長波長放射およびこれら三つの気体による日射の吸収を考慮に入れて、季節、緯度別の放射平衡温度を初期値問題の漸近解として求めた。その結果、成層圏温度、圏界面高度の緯度および季節変化の典型的な特徴の幾つかをよく再現し得たが、量的には観測値と一致していない点がある。例えば圏界面附近の温度は観測値より  $20 \sim 40^\circ C$  も低



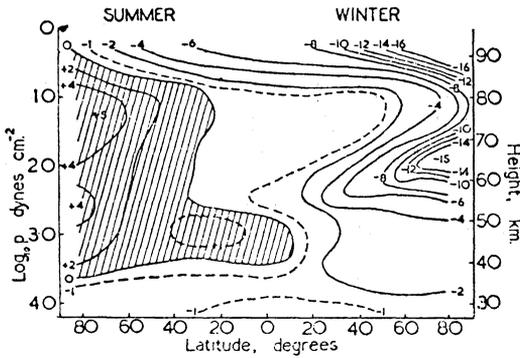
第4図 大気温度の垂直分布。標準大気と計算値との比較。図の右側に雲量と雲高を示す。(after Manabe and Strickler, 1964)

く、赤道附近の圏界面の高度は観測値に比べてかなり(4 km 程度)低い。Manabe and Strickler (1964) は前記の研究を更に発展させて雲の効果も入れて純放射平衡温度を、また放射のほかに対流の効果も考慮に入れた熱平衡温度を初期値問題の漸近解として求めた。主なる結果を示すと、熱平衡状態の温度分布は中緯度の特徴である下部成層圏の等温、上部成層圏の逆転等を見事に再現(第4図)した。また  $O_3$  や  $H_2O$  の緯度変化が成層圏の等温部分の厚さの緯度変化に寄与していることを見出した。しかし圏界面高度の緯度変化の計算値が観測値に比べて約50%も小さいこと、上部成層圏の極端に冷たい polar night temperature を計算値が示していること、および秋冬の下部、中部成層圏の平衡温度が冬半球の極の方向へ減少していること等観測値と不一致な点がある。これらを改良するには放射や対流の他に大規模な大気の運動を導入すべき事が示唆された。Leovy (1964) は酸素、オゾンの光化学反応も考慮に入れ、オゾンや酸素分子による日射の吸収および  $CO_2$  と  $O_3$  の長波長放射による冷却に基づいた放射平衡温度を計算し、20~90 km のオゾンや温度の平衡分布を求めた。

以上で、大気温度構造特に圏界面の高さ、成層圏の温度分布についての研究のごく大要を簡単に述べた。成層圏では、放射平衡温度に近い温度の垂直分布を示しているが対流圏では放射平衡温度の垂直分布は超断熱減率を示し、不安定で、現実の対流圏は放射平衡より大きくくずれていることがわかる。しからば現実の大気は放射によってどのように影響されているかを述べてみよう。

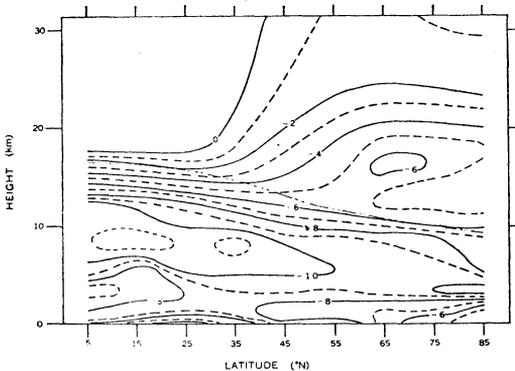
対流圏が放射によって冷却されていることを示した Möller (1935) の研究以来大気の放射収支について沢山の研究があるが、最近 London (1953) は3月の緯度別の平均気温、気圧、水蒸気量、平均雲量、雲高を用いて、各緯度帯の放射による対流圏の冷却率を計算した。

晴天の際には長波長放射による冷却率の極大値は  $2.0^{\circ}C day^{-1}$  で、赤道地方の上空(8~12 km)附近にある。冷却極大層の高さおよびその冷却率は緯度と共に低くなり、高緯度地方では  $0.8^{\circ}C day^{-1}$  で2~3 km 附近にある。平均雲量の場合には極大冷却層は中層雲の平均高度と一致している。なお日射の吸収による加熱を加えると、冷却率が2~3割程度減る。Plass (1956 a) は、 $O_3$  9.6  $\mu$  帯による地上より70 km までの上向き、き下向の放射 flux および大気の加熱、冷却率を計算した。計算は温度、オゾンの各三つの高度分布について行なった。その結果  $O_3$  9.6  $\mu$  帯は地上数 km の高さより約20 km までを除き、大気を冷却させている。この冷却率は正規の温度、 $O_3$  の分布の場合には  $2\sim 3^{\circ}C day^{-1}$  で、上層の温度が高くなると、冷却率はかなり高くなり得る。また下層の  $O_3$  が増えると地表面温度が長波長放射だけで数度上昇する可能性があることを示した。 $CO_2$  についても Plass (1956 b) は同様の計算を行ない、大気は  $CO_2$  によって38~55 km の範囲で  $4^{\circ}C day^{-1}$  の冷却率を示している。また地表面温度におよぼす影響を計算し、 $CO_2$  の量が2倍になれば地表面温度は約  $3.6^{\circ}C$  増加し、半分になれば約  $3.8^{\circ}C$  減ることを示した。これらの結果を基にして Plass (1956 c) は  $CO_2$  による気候変動論を提出した。Ohring (1958) は北半球の成層圏の放射収支を計算し、成層圏全体としては低緯度では熱源、高緯度では冷却源となっていること、上部成層圏(21~55 km)では低緯度で放射の蓄積がありその他では春、夏には放射の蓄積、秋、冬には放射の消耗があること、長波長放射による冷却に関する限り、成層圏では  $CO_2$  が最も重要な役割を演じ、 $O_3$  は長波長放射で成層圏を加熱する効果もっていること、低緯度(0~40°N)の圏界面附近では長波長放射によって温められており、また



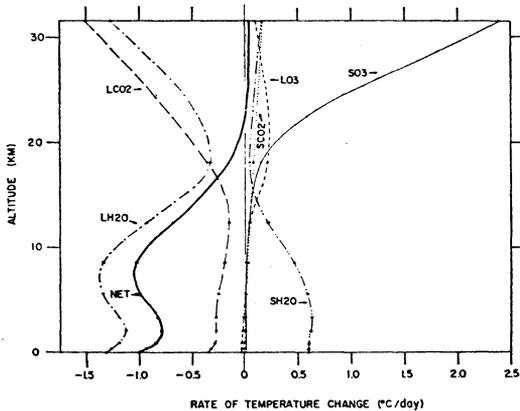
第5図 冬至と夏至における大気(30~90 km)の温度変化率(°C/day). (after Murgatroyd and Goody, 1958)

成層圏の最上端附近も差引き放射による加熱領域になっていることを示した。Murgatroyd and Goody (1958) は気候学的な平均温度を用いて各緯度の30~90 kmの範囲の日射の吸収による昇温率、CO<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>による長波長放射に基づく大気の冷却率を計算した。その結果、第5図に示すとおり冬半球の約30°より夏半球の60°位の緯度圏で±2°C day<sup>-1</sup>以内の温度変化率を示して放射平衡に近く、一方極地方では放射平衡から大きくずれている。夏の極地方の40~90 kmでは2~5°C day<sup>-1</sup>の割合で大気が放射により温められ、冬の極地方のすべての高度で冷却してをり、特に65 km附近では15°C day<sup>-1</sup>、90 kmでは16°C day<sup>-1</sup>の強い冷却層のあることが示された。



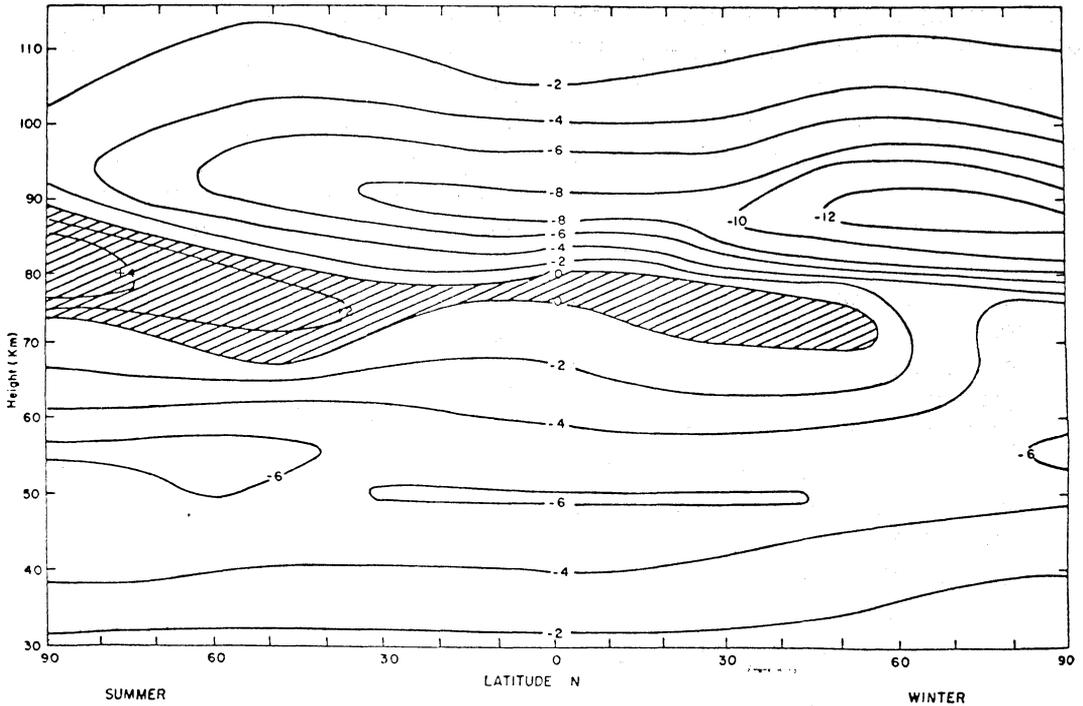
第6図 大気の温度変化率(°C/day)の年平均計算値の分布. (after Manabe and Möller, 1961)

Manabe and Möller (1961) は温度、水蒸気、オゾン量等の緯度、季節分布の観測値を用いて、地上より約30 kmまでの大気の放射収支を計算した。その結果を第6図に示す。また各吸収気体の日射の吸収による加熱、長波長放射による冷却への寄与を第7図に示す。これらの図より、低緯度の成層圏を除き、大気は年平均として放射によって冷却していること、また対流圏では水蒸気が放射収支に大きく寄与し、成層圏ではH<sub>2</sub>O、CO<sub>2</sub>は大気の冷却、O<sub>3</sub>が加熱に寄与していることがわかる。

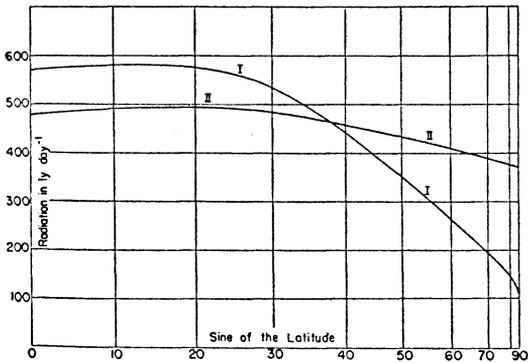


第7図 各気体による熱収支の平均の垂直分布(°C/day)。Sは短波長放射による温度変化率を、Lは長波長放射によるそれを示す。Netは全ての気体による短波長、長波長放射に基づく温度変化を示す。(after Manabe and Möller, 1961)

Kuhn and London (1969) は大気の成分、温度のごく最近の資料を用いて、CO<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>Oの長波長放射による夏冬の上層大気(30~110 km)の加熱および冷却率を計算した。計算にはMurgatroyd and Goody等それ以前の研究に比べて、より改良されたCO<sub>2</sub>のband model、より正確なband parameterを用い、更にLine ShapeとしてLorentz(≧30 km)、Voigt(30~70 km)およびDoppler profile(>70 km)を採用して15 μ CO<sub>2</sub>帯、9.6 μ O<sub>3</sub>帯、80 μ H<sub>2</sub>O帯の長波長放射による温度変化を計算した。また70 km以上では局所的熱力学的平衡が成り立っていない点を考慮してSource function(熱力学的平衡が成り立つ場合にはPlanckの関数に等しい)を求めて使用した。得られた結果によると(第8図)、30~110 kmの範囲の大気はmesopause近傍を除いて、長波長放射によって冷却している。mesopauseでは長波長放射による僅かではあるが、有意な加熱があり、冬半球の中緯度附近より夏半球の極へ向って増え、そこでは4°C day<sup>-1</sup>の値に達している。冷却の中心は低緯度のstratopause附近(6°C day<sup>-1</sup>)と冬半球の極の下部熱圏附近にある(12°C day<sup>-1</sup>)。しかし熱圏の値はCO<sub>2</sub> 15 μ帯の転移の衝突寿命の不確なためfactor 4程度異なる可能性がある。30~110 kmの高度では加熱冷却に最も寄



第8図 15 $\mu$  CO<sub>2</sub>, 9.6 $\mu$  O<sub>3</sub>, 80 $\mu$  H<sub>2</sub>O 吸収帯による大気 (30—110 km) の温度変化率 (°C/day). (after Kuhn and London, 1969)



第9図 地球—大気系による短波長放射の吸収 (曲線 I) と長波長放射の空間への放出の年平均値の緯度分布. (after Houghton, 1954)

与しているのは CO<sub>2</sub> で、特に 70 km 以上では O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O の寄与は無視出来、第8図の結果もそこでは CO<sub>2</sub> のみによると考えてよい。

低緯度地方の上部対流圏を除き、大気は放射によって冷却しているが、地表面を含む地球—大気系については年平均では緯度 38° 附近を境として、それより低緯度の地域では放射による熱エネルギーの蓄積があり、高緯度

地方では熱エネルギーの消耗がある(第9図)。この低、高緯度地方の熱エネルギーを無くしようとして大気の大規模な移動が起り、大気大循環の大きな原因の一つになっている。この地球—大気系の低、高緯度の放射によるエネルギーの不釣り合いを始めて明らかにし、その重要性に注目したのは Simpson (1928) である。彼は当時知られていた長波長放射の吸収の実験値を用いて、簡単なしかし本質をついた幾つかの仮定をして、大筋としては正しい結論を導いた。その後沢山の研究があるが、最近では Houghton (1954), Budyko and Kondratiev (1964), Katayama (1967) 等の詳しい研究がある。

### 5. 人工衛星による気象観測

1957年ソビエトのスプートニクの出現はまさに宇宙時代の到来を告げるものであった。それ以来、気象学や気象技術のうえにも気象衛星の出現で一大変革もたらされつつある。TIROS による測定の結果、地球上の雲の分布、地球—大気系のアルベード、地球—大気系より空間へ放出される長波長放射の量、地表面や雲頂温度の測定および下部成層圏の平均温度、上部対流圏の平均水蒸気量が測定出来るようになった。また NIMBUS による測定で上記の諸量がさらに詳しく測定され、また大気温

度の垂直分布が求められるようになり、近々水蒸気やオゾンの垂直分布も測定されようとしている。一方静止衛星の出現で、地球上の広域の範囲の雲の流れが一目で分かるように撮影出来るようになった。さらにマイクロ波による温度や湿度の測定まで人工衛星を利用して行なうことが可能となって来た。

これらの測定はすべて遠隔測定によるもので、その殆どは地表面や大気によって射出または反射された放射を測定し、それから地表面又は大気の構造を推定しようとするもので、Inverse Problem とよばれるものである。以下でこの問題を大気の垂直構造を推定する場合についてだけ簡単にのべる。

大気から射出される長波長放射量は大気中の吸収物質の量、温度および気圧によって定まるが、CO<sub>2</sub> は空気との混合比が 70 km 位まで一定と見做され、従ってその高度分布は既知と考えてよい。それ故 CO<sub>2</sub> から射出される放射量を測定すれば温度の高度（気圧）分布が推定出来る可能性がある。Kaplan (1959) は人工衛星による CO<sub>2</sub> 15 μ 帯の放射の分光測定によって大気温度の垂直分布を推定出来ることを論じた。これは次のような考察に基づく。15 μ 帯の中心付近の強い吸収域の上向き放射は大気の上層より来るもので、下層部分より来る放射は途中で殆ど吸収される。それ故この放射を測定すれば大気上部の温度の情報が得られる。逆に吸収の弱い吸収帯の端部の放射は CO<sub>2</sub> が高度と共に減少しているので、おもに大気の下層部分より来るものが多く、従ってそこの温度の情報を与える。King (1958) は分光測定をおこなう代りに CO<sub>2</sub> 15 μ 帯の特定波長で角度分布を測定することによって大気温度の垂直構造が推定出来ることを論じた。これは方向により放射の通過距離が異なることによる。しかし King の方法では大気が 1000 km 程度にわたって水平方向に一樣であるという仮定を必要とするが、実際にはこの条件は満たされないので、Kaplan の考え方の線に沿って研究が進められている。

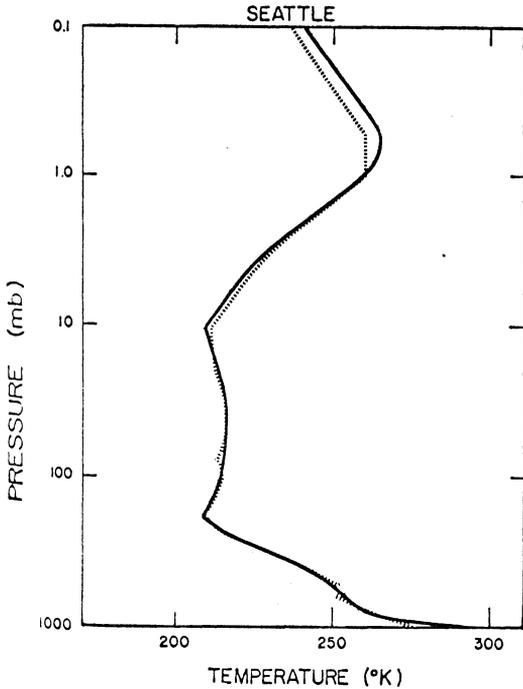
上向きの放射強度  $I^\uparrow$  を表わす前述の (5) 式は  $B_\nu(T)$  が吸収帯の特定振動数  $\nu_0$  のところの  $B_{\nu_0}(T)$  と次のような線型関係

$$B_\nu(T) = \alpha(\nu) B_{\nu_0}(T) + \beta(\nu) \quad (8)$$

にあると仮定すれば、容易に次のような Fredholm の第一種の積分方程式の形に書ける (Wark and Fleming, 1966).

$$g(\nu) = \int_0^{t_0} K(\nu, t) f(t) dt \quad (9)$$

ここで  $K(\nu, t)$  は透過関数  $\exp\left(-\int_z^\infty k_{a\nu}^{(m)}(z) \rho_a dz\right)$  の高度微分である。ここで、 $f(t) = B_\nu[T(t)]$ 、 $g(\nu) = [I_\nu^\uparrow(z=\infty) - B_\nu(\nu)]/\alpha(\nu)$ 、 $t$  は自変数である。(6)式で  $K(\nu, t)$  は既知であるから、 $g(\nu)$  を分光測定によって求めれば未知関数  $f(t)$ 、従って温度の垂直分布が求まることになる。ところが、不幸な事に上記 Fredholm の第一種の積分方程式は解が一義的に定まらないので、後述のような種々の困難な原因のもとになっている。Wark (1961) は大気を 1~400 mb を 2 層に分け、各々の層の温度の垂直分布の形を一定と見做し、3 波長を用いて温度の垂直分布を推定し、Yamamoto (1961) は Planck の関数  $f(t)$  を多項式で展開する方法で、4 波長の測定で温度の垂直分布を推定した。Twomey (1961) は (9) 式の解が振動数（波長）をふやすとかえって解が不安定となり、得られた結果が無意味となることを見出した。同じ頃 Phillips (1962) は (9) 式の解が  $g(\nu)$  の少しの差異（誤差）が  $f(t)$  に大きな差をもたらすことを示し、この不安定をなくするために求める解は (9) 式を満足する解のうちで最もスムーズなものであるという付加条件を課して解を安定にする方法を提案し、また Twomey (1963) は Phillips の考えを用い、他の付加条件（求める解は trial solution との差が最少である）で解を安定させる方法を提案した。Wark and Fleming (1966) は求める関数を Alishouse et al (1966) の求めたいわゆる実験的直交関数（既存の温度垂直分布の資料を用いて作られる）で展開し、その展開の係数を上記の解安定法を用いて求めた。結果の一例を第10図に示す。また水蒸気の垂直分布については温度の垂直分布が既知であれば類似の方法で求められる(山本・田中, 1966) 上記の諸研究では主として 500 mb 以上の高度を対象としているが、ごく最近 Smith (1968) は対流圏の温度、湿度の垂直分布を測定する別の方法を考えた。温度については対流圏を二層に分け、各々異なる減率をもち、湿度については一つの垂直分布を仮定した。そして五つの波長域、すなわち窓領域、水蒸気の廻転帯に一つずつ、残りの三つを CO<sub>2</sub> の吸収帯 (15 μ 帯の端部) を用いる方法をとった。晴天および一部曇っている場合についてこの方法を適用し、ゾンデの観測とよく一致する結果を得た。なお赤外線を用いて雲の下の温度分布を測定することは不可能であるが、これには雲による減衰の非常に小さい O<sub>2</sub> の射出する 0.5 cm 帯のマイクロ波を測定して雲の下の温度分布を推定する方法が開発されているが



第10図 大気温度の垂直分布の測定値(実線)と15  $\mu$  CO<sub>2</sub> 帯による測定値を用いた推定値(真線). (after Wark and Fleming, 1966)

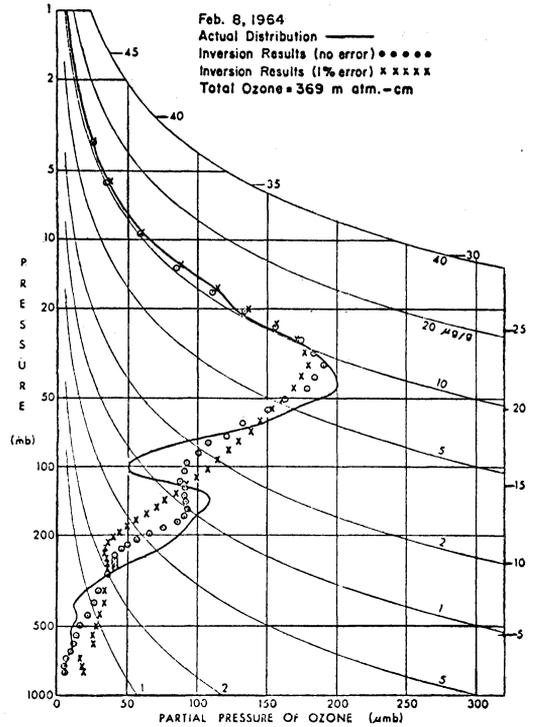
(Meek and Lilley, 1963, Westwater and Strand, 1968), 数学的問題は上述と同様である。

以上主として温度の垂直分布を人工衛星からの測定によって推定する方法について述べたが、オゾン量の垂直分布についても類似の方法で推定できる。これについて Singer and Wentworth (1957) が始めて論じて以来、Twomey (1961), Walshaw and Sekihara (1969), Herman and Yarger (1969) 等多くの研究がある。推定された O<sub>3</sub> の垂直分布の一例を第11図に掲げる。

現在行われている上記の諸量の垂直分布を推定する精度のよい方法は何れも温度、湿度、オゾン等の気候学的な分布を利用しているので、これらの分布より非常にずれた分布の場合には上記の方法で検出するのが困難になるが、これについては今後の研究を俟たねばならない。

引用文献

Alishouse, J. C., L. J. Crove, H. E. Fleming, F. L. Van Cleef and D. Q. Wark, 1967: A discussion of empirical orthogonal functions and their application to vertical temperature profiles, *Tellus*, 14, 477-481.  
 Armstrong, B.A., 1968: Analysis of the Curtis-



第11図 オゾンの垂直分布の測定値と放射測定値から求めた推定値. (after Herman & Yarger, 1969)

Godson approximation and radiation transmission through inhomogeneous atmospheres. *J. Atmo. Sci*, 25, 312-322.  
 Brooks, D.L., 1950: A tabular method for the computation of temperature change by infrared radiation in the free atmosphere. *J. Meteor*, 7, 313-321.  
 Budyko, M.I. and K.Y. Kondratiev, 1964: The heat balance of the earth. *Research in Geophys.* 2, 529-554.  
 Chandrasekhar, S., 1950: *Radiation Transfer*, Oxford press.  
 \_\_\_\_\_, and D.D. Elbert, 1954: The illumination and polarization of sunlit sky on Rayleigh scattering. *Trans. Amer. Phil. Soc. New Series* 44, Part 6.  
 Coulson, K.L., 1959: Characteristics of the radiation emerging from the top of a Rayleigh atmosphere II. *Planet. Space Sci.* 1, 277-284.  
 \_\_\_\_\_, J.V. Dave and Z. Sekera, 1960: Tables related to radiation emerging from a planetary atmosphere with Rayleigh scattering. Univ. of Calif. Press.  
 Cowling, T.G. 1950a: The calculation of radiation

- temperature changes. Centenary Proceedings of the Roy Met. Soc.
- \_\_\_\_\_, 1950b: Atmospheric absorption of heat radiation by water vapour, *phil. Mag.* 41, 109.
- Curtis, A.R., 1952: Discussion of a statistical model for water vapor absorption by R.M. Goody. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 78, 638-640.
- \_\_\_\_\_, and R.M. Goody, 1956: Thermal radiation in the upper atmosphere. *Proc. R. Soc. A.* 236, 193-206.
- Deirmenjian, D., 1956: Atmospheric Scattering of light and the sun's aureole *Sci. Report No. 1, 1.* Depart. of Met. UCLA.
- Dobson, G.M.B., A.W. Brewer and B.M. Cwilog, 1946: Meteorology of the lower stratosphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* 185, 144-175.
- Fritz, S., 1949: The albedo of the planet earth and clouds. *J. Meteor.*, 6, 272-282.
- \_\_\_\_\_, P. Krishna Rao and M. Weinstein, 1964: Satellite measurements of reflected solar energy and the energy received at the ground. *J. Atmo. Sci.* 21, 141-151.
- Godson, W.L., 1953: The evaluation of infrared radiative fluxes due to atmospheric water vapour *Quart. J.R. meteor. Soc.* 79, 367-379.
- \_\_\_\_\_, 1955: The computation of infrared transmission by atmospheric water vapor I, II, *J. Met.* 12, 272-284, 533-535.
- Goody, R.M., 1949: The thermal equilibrium at the tropopause and the temperature of the lower stratosphere. *Proc. R. Soc. London Ser. A.* 197, 487-505.
- \_\_\_\_\_, 1952: A statistical model for water vapor absorption. *Quart. J.R. meteor. Soc.*, 78, 165-169.
- \_\_\_\_\_, 1964: Atmospheric radiation I. Theoretical basis., Oxford Press P. 436.
- \_\_\_\_\_, 1964: The transmission of radiation through an inhomogeneous atmosphere. *J. Atmo. Sci.* 21, 575-581.
- Gowan, E.H., 1947: Ozonosphere temperature under radiation equilibrium, *proc. R. Soc. London Ser. A* 190, 219-226.
- Hansen, J.E., 1968: Radiative transfer by doubling very thin layers. *Astrophys. J.* 155, 565-573.
- \_\_\_\_\_, 1969: Exact and approximate solutions for multiple scattering by cloudy and hazy planetary atmospheres. *J. Atmo. Sci.*, 26, 478-487.
- Herman, B. M. and S. R. Browning, 1965: A numerical solution to the equation of radiative transfer. *J. Atmo. Sci.*, 22, 559-566.
- Herrman, B.M. and D.N. Yarger, 1969: Estimating the vertical atmospheric ozone distribution by inverting the radiation transfer equation for pure molecular scattering. *J. Atmo. Sci.* 26, 153-162.
- Houghton, H.G., 1954: On the annual heat balance of the northern hemisphere. *J. Meteor.* 11, 1-9.
- Howard, J.N., D.E. Burch and D. Williams., 1956: Infrared transmission of synthetic atmospheres. *J. Opt. Soc. Amer.* 46, 237-245.
- Johnson, F.S., 1954: The solar constant. *J. Meteor.*, 11, 431-439.
- Kano, M., 1958: The albedo of the earth's atmosphere - a Case of a Rayleigh atmosphere-, *Pap. Met. Geophys. Tokyo*, 8, 113-122.
- \_\_\_\_\_, 1964: Effect of a turbid layer on radiation emerging from a planetary atmosphere, Ph. D. Dissertation, Depart. of Met., UCLA.
- 嘉納宗靖, 1966: 大気光学および放射の性質からみたエールゾル. *気象研究ノート*, 16, 412-429.
- Kaplan, L.D., 1950: Line intensities and absorption for the 15-micron carbon dioxide band. *J. Chem. Phys.* 18, 186.
- \_\_\_\_\_, 1954: A quasi-statistical approach to the calculation of atmospheric transmission, *proc. Toronto. Met. Conf.* 43.
- \_\_\_\_\_, 1959: Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements *J. Opt. Soc. Amer.*, 49, 1004-1007.
- Katayama, A., 1967: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere (II), (III)-Hemispheric distribution. *J. Meteor. Soc. Japan* 45, 1-25, 26-39.
- Kattawar, G.W., and G.N. Plass, 1968: Radiant intensity of light scattered from clouds *Appl. Opt.* 7, 699-704.
- King, J.I.F. (1958): The radiative heat transfer of planet earth, *Scientific Uses of Earth Satellites*, revised edition, Univ. Michigan Press, 1-15.
- Kuhn, P.M. and V.E. Suomi, 1965: Airbone radiometric measurements of effects of particulates on terrestrial flux. *J. Appl. Meteor.*, 4, 246-252.
- Kuhn, W.R. and J. London, 1969: Infrared radiative cooling in the middle atmosphere (30-110 km). *J. Atmo. Sci.* 26, 189-204.
- Leovy, C., 1964: Radiative equilibrium of the mesosphere. *J. Atmo. Sci.*, 21, 238-248.
- London, J., 1952: The distribution of radiational temperature Change in the northern hemisphere during March. *J. Meteor.* 9, 145-151.

- Manabe, S. and F. Möller, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.* 89, 503-532.
- , and R.F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. Atmo. Sci.* 21, 361-385.
- Mecks, M.L. and A.E. Lilly, 1963: The microwave spectrum of oxygen in the earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.* 68, 1683-1703.
- Mintz, Y., 1961: The general circulation of planetary atmospheres. The atmospheres of Mars and Venus. National Academy of Sciences-National Council Washington. 107-146.
- Möller, F. 1957: Strahlung in der unteren Atmosphäre. *Handbuch Phys.* 48 Geophys II, 156-253.
- Murai, K., 1967: Spectral measurements of direct solar radiation and of sun's aureole (I)-Instrumentation and the measurements in visible region. *Pap. Meteor. Geophys.* 28, 239-291.
- Murgatroyd, R.J. and R.M. Goody, 1958: Sources and sinks of radiation energy from 30 to 90 km. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 84, 225-234.
- Ohring, G., 1958: The radiation budget of the stratosphere. *J. Meteor.* 15, 440-451.
- Phillips, D.L., 1962: A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind. *J. Assoc. Comp. Mach.* 9, 84-97.
- Plass, G.N., 1956a: The influence of the 9.6 micron ozone band on the atmospheric infrared cooling rate. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 82, 30-44.
- , 1956 b: The influence of the 15  $\mu$  carbon-dioxide band on the atmospheric infrared cooling rate. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 82, 310-324.
- , 1956 c: The carbon dioxide theory of climatic change. *Tellus*, 8, 140-154.
- , 1958: Models for spectral band absorption. *J. Opt. Soc. Amer.*, 10, 690-703.
- Roach, W.T., 1961: The absorption of solar radiation by water vapour and carbon dioxide in a cloudless atmosphere. *Quart. J.R. meteor. Soc.*, 87, 364-373.
- , 1961: Some aircraft observations of fluxes of solar radiation in the atmosphere. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 87, 346-363.
- Robinson, G.D., 1966: Some determinations of atmospheric absorption by measurement of solar radiation from aircraft and the surface. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 92, 263-269.
- Sekera, Z., 1956: Recent developments in the study of the polarization of skylight, *Advances in Geophys.* III.
- , and collaborators, 1955: Investigations of polarization of skylight, Final Report, UCLA.
- Sekihara, K., M. Kano, M. Murai, M. Suzuki and F. Fujimoto, 1969: Influence of the circumsolar radiation on measurements of the direct solar radiation. to be published in *pap. Met. Geophys*, Tokyo
- Singer, S.F. and R.C. Wentworth, 1957: A method for the determination of the vertical ozone distribution from a satellite. *J. Geophys. Res.* 62, 299-300.
- Smith, W. L., 1968: An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiometer measurements. *Mon. Wea. Rev.* 96, 387-396.
- Stair, R. and H.T. Ellis, 1968: The solar constant based on new spectral irradiance data from 310 to 530 nanometers. *J. Appl. Meteor.*, 7, 635-644.
- 田中正之, 1968: 放射伝達方程式の数値解法, 日本気象学会春季大会講演.
- Twomey, S., 1961: On the deduction of the vertical distribution of ozone by ultraviolet spectral measurements from a satellite. *J. Geophys. Res.* 66, 2153-2162.
- , 1963: On the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system produce by Quadrature *J. Asso. Comp. Mach.* 10, 97-101.
- Twomey, S., H. Jacobowitz and H.B. Howell, 1966: Matrix methods for multiple-scattering problems. *J. Atmo. Sci.*, 23, 289-296.
- , 1967: Light scattering by cloud layers. *J. Atmo. Sci.*, 24, 70-79.
- Van de Hulst, H.C., 1957: Light scattering by small particles. John Wiley and Sons, press, p. 470.
- , 1963: A new look at multiple scattering. Institute for Space Studies, NASA, Rept.
- Volz, F.E., 1954: Die Optik and Meteorologie der atmosphärischen Trubung. *Ber Dtsch. Wetterall* 2, Nr. 13, 47.
- , and K. Bullrich, 1961: Scattering function and polarization of skylight in the ultraviolet to the infrared region with haze of scattering type 2. *J. meteor.* 18, 306-313.
- Walshaw, C.D., 1957: Integrated absorption by the 9.6  $\mu$  band of ozone. *Quart. J.R. meteor. Soc.* 83, 315.
- , and C.D. Rogers, 1963: The effect of the Curtis-Godson approximation on the ac-

- curacy of radiation heating-rate calculations. Quart. J.R. meteor Soc. 122-130.
- \_\_\_\_\_, and K. Sekihara, 1969: 人工衛星からの9.6 $\mu$ 帯によるオゾン観測について. 日本気象学会春季大会講演.
- Wark, D.Q., 1961: On indirect temperature soundings of the stratosphere from satellites. J. Geophys. Res. 66, 77-82.
- Wark, D.Q. and H.E. Fleming, 1966: Indirect measurements of atmospheric temperature profiles from satellites I. Introduction. Mon. Wea. Rev. 94, 351-362.
- Westwater, E.R. and O.N. Strand, 1968: statistical information content of radiation measurements used in indirect sensing. J. Atmo. Sci. 25, 750-758
- Yamamoto, G., 1952: On a radiation chart. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 5. Geophys 4, 9-23.
- \_\_\_\_\_, and G. Onishi, 1953: A Chart for the calculation of radiative temperature changes. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 5, Geophys, 4, 106.
- \_\_\_\_\_, and T. Sasamori, 1957: Numerical study of water vapour transmission. Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 5, Geophys 8, 146-155.
- \_\_\_\_\_, 1961: Numerical method for estimating the stratospheric temperature distribution from satellite measurements in the CO<sub>2</sub> band. J. Meteor. 18, 581-588.
- \_\_\_\_\_, 1961: Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. J. Meteor., 19, 182-188.
- \_\_\_\_\_, M. Tanaka and K. Kamitani, 1966: Radiative transfer in water clouds in the 10-micron window region. J. Atmo. Sci, 23, 305-313.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements. J. Meteor Soc. Japan. Ser. II, 46, 287-300.
- 山本義一, 田中正之, 1966: 人工衛星による水蒸気垂直分布の決定. 日本気象学会春季大会講演.
- Zdunkowski, D., and D. Henderson and J.V. Hales, 1965: The influence of haze on infrared radiation measurements detected by space vehicles. Tellus, 17, 147-165
- (註) 紙面の都合で戦前(1945年以前)の文献は割愛した.

## 第15期 第10回常任理事会議事録

日 時 昭和44年9月8日 15:00~18:00

場 所 気象庁予報部会議室

出席者 山本理事長 大田 毛利 竹内 根本 朝倉  
岸保 小平 松本 神山 北川 各常任理事

列席者 須田理事

報 告

庶務 8月11日付で土木学会会長から構造物の耐風性に関する第1回シンポジウムの開催趣意書および計画概要(案)を添え共催学会として参加と、委員すいせんの依頼がきたので、共催を承諾し、委員として、竹内清秀、伊藤昭三、相馬清二、光田寧、各会員をすいせんした。

議 題

議決事項

1. 秋季大会の準備について

(1) 予稿集は、独立採算とし原価販売とする。

(2) 秋季大会準備委員会事務局長よりの実状報告を考慮し、会場費として3万円増額する。

2. 次期選挙管理委員長候補者について

窪田正八会員(電計室長)を推薦する。

3. その他

(1) 気象学会奨励賞(仮称)創設について  
創設する方向で検討する。

検討委員に根本、有住、岸保、北川各常任理事を指名した。

(2) 次期学会賞、藤原賞候補者推薦委員会審査委員委嘱について

前例により二期続けて委嘱した者は交替し、その他は再任して貰う。

承認事項

賛助会員久保田気象測器株式会社外3社、通常会員山川忠三外45名の入会を承認する。