大気は太陽放射をどれだけ吸収するのか?*

早坂忠裕**

1. はじめに

1980年代以降,計算機の発展と共に大量のデータ処 理が可能になり、大循環気候モデル (GCM) による放 射収支の計算値と人工衛星による観測データの比較が 行われるようになってきた、衛星データに加えて、さ らに地表面での放射収支の観測データも用いて総合的 な解析を進めたところ、大気・地表面系の放射収支が モデルによる計算値と観測値で一致しないという結果 が最近いくつか続けて報告されている (Garratt, 1994; Cess et al., 1995; Ramanathan et al., 1995; Wild et al., 1995). その内容は, 大気は今まで評価さ れてきたよりももっと多量に太陽放射を吸収し、その 結果地表面で吸収される放射量は少ないのではない か?というものである。すなわち、具体的には第1図 に示すように、計算値では、入射する太陽放射の30% が反射,約20%が大気で吸収,残りの約50%が地表面 で吸収されると見積もられているところが、観測値 では、反射される放射は同じであるが、大気で吸収さ れるのは26~27%で、従って地表面で吸収される割合 は43~44%と少ない値を示している。

以前から雲の異常吸収の問題が指摘されてきたが, 今回議論の対象になっているのは単に雲の問題だけで はなく,雲を含めた大気全体に関係し,今まで教科書 に書かれてきたことは本当に正しいのかというような 根本的な問題であると思われる.そこで,ここに筆を 取り,気象学会会員諸兄の議論を期待するものである.

2. 何が問題なのか?

ここで話題になっている計算値と観測値の不一致の 内容は大きく2つに分けて考えることができる.ひと つは,雲の影響,そしてもうひとつは雲がある場合も ない場合も含めた大気全体の問題である.一方,これ

- * Is the atmosphere absorbing much more solar radiation?.
- ** Tadahiro Hayasaka, 東北大学理学部大気海洋変動 観測研究センター.
- © 1995 日本気象学会



らに対して,同じ様な解析手法を用いながら,観測デー タを詳細に検討すると,GCM 等による計算値とは矛 盾しないという論文もごく最近出されているので,こ れについても簡単に触れることにする.

2.1 雲による太陽放射吸収の評価

Levi (1995) がレヴューしているように、そのひと つは雲による短波放射強制力 (shortwave cloud radiative forcing) Cs の問題である. 雲による放射強 制力とは、雲が存在する場合と存在しない場合の正味 放射量の差として定義される。この放射強制力を大気 上端での値 Cs (TOA)と地表面(すなわち大気下端) での値 Cs(S)について調べると,その比 Cs(S)/ Cs(TOA) が計算値では1に近い値になっている.と ころが, ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) 衛星による大気上端での放射収支観測データ と地表面での放射収支観測データを解析するとその値 は約1.5という値になると推定されている.もし, 雲が 太陽放射を全く吸収しなければ、大気上端での正味放 射量の変化は地表面での変化と等しくなるので Cs (S) / Cs(TOA) は1になる。ところが, 雲が太陽放 射を吸収するのであれば,その値は1よりも大きくな ることになる.

Cess et al. (1995) は地球上の5地点 (American

Samoa, Barrow, Boulder, Cape Grim, Wisconsin) 12 ついて、2つの GCM の計算結果と ERBE 衛星観測 と地上観測の結果を比較した. その結果, GCM による *Cs*(S)/*Cs*(TOA)の値は1.07程度であるのに対して 観測から推定される値の平均は1.46になる.この違い は,全球平均での放射収支を考えた場合,雲が存在す ることによって, GCM から見積もられているよりも 大気が約 25W/m² 多く太陽放射を吸収していること になる。GCM から得られる大気の太陽放射吸収量は、 大気上端に入射する全球平均太陽放射エネルギー 343W/m²の約20%, すなわち 68W/m² であるからこ の違いは極めて大きなものと考えられる 宇宙空間か ら観測される地球の全球アルビードは30%という値で ほぼ確定しており、従って、大気が吸収する放射量が 増加すれば、その分だけ地表面が吸収する放射量が減 少することになる.

同様の結果は Ramanathan *et al.* (1995) による熱帯西太平洋の放射の船上観測と海面でのエネルギー収支のモデル計算からも得られており,雲による放射強制力の比 Cs(S)/Cs(TOA) がやはり1.5程度になると指摘している.

さらに Polewskie and Valero (1995) は TOGA-COARE 航空機観測からも同様の結果を得ている. 1992年11月から1993年2月にかけて熱帯西太平洋で行 われた集中観測では、合計7機の航空機が用いられた が, その中で, NASA の ER-2 と DC-8 によって同 じ経路上を高度 20 km と10 km で同期観測を実施し てそれぞれ上向き,下向き放射フラックスを観測した そして, 20 km と 10 km での雲による放射強制力の 比 $C_{s}(10 \text{ km}) / C_{s}(20 \text{ km})$ を求めたところ,その値は 1.68になり、海上の船舶で観測されたデータと併せて 解析した $C_{s}(S) / C_{s}(20 \text{ km})$ の値は1.58になったと 報告されている。これらの値は、すでに述べたように Cess et al. (1995) が衛星データと地上(海上) 観測 データによって得た値に近く、雲が存在することに よって大気による太陽放射の吸収が今まで考えられて きた値よりもかなり大きいことを示唆するものであ る.

2.2 地表面短波放射フラックスの評価

以上は雲が存在することによって大気・地表面系の 放射収支が変化する場合,その見積もりが,計算値と 観測値で異なるということであるが,雲による変化量 ではなくて,地表面で観測される下向き短波放射量の 値そのものが計算値と観測値で一致しないという報告 第1表 様々な GCM で見積もられた全球平均の地表 面短波放射フラックス(GCMs)と観測デー タから見積もられた地表面短波放射フラック ス(GEBA, ERBE)(Wild *et al.*, 1995).

GCMs :	
ECHAM T21	164
ECHAM T42	167
ECHAM T106	164
NCAR	182
GFDL	164
GISS	173
CCC	171
ECMWF	162
LMD	185
Others:	
GEBA	142
ERBE	157

もある.

Garratt (1994) は 4 種類の GCM で計算された地表 面の短波,長波を合わせた正味の放射フラックスを22 地点の観測データと比較したところ,GCM の見積も りが20%大きいという結果を得た.その原因は主に短 波放射にあり,短波放射の見積もりが観測値よりも6% ほど大きくなっている.さらに範囲を広げて93地点に ついて下向きの短波放射フラックスのみを比較したと ころ,やはり,GCM の計算結果は9%ほど過大評価し ているという結果になった.従ってその分だけ大気に よる短波放射の吸収を過小評価することになる.

同様な比較を Wild et al. (1995) も行っており、こ の論文では GCM で計算された地表面短波放射フラッ クスを世界中の720か所の観測データと比較している。 その結果, GCM で見積もられた地表面での下向き短 波放射量の平均値は164~167W/m²で,第1表に示す ように他のグループの GCM の値も同じような結果に なっている (Wild et al., 1995). ちなみにこの表の GCM の計算値の平均は 170.2±8.4W/m² で, この値 は観測から推定された値(表中の GEBA および ERBE) よりも 13~28W/m² 大きな値である。そして このような計算値と観測値の不一致は、晴天大気の場 合と雲が存在する場合の両方とも見られたと報告され ている. さらに, 雲が存在しない晴天大気については, 放射観測と同時に行われたゾンデ観測で得られた水蒸 気プロファイルを用いて厳密な放射計算を行った. 従って雲がある場合に比べて、計算に用いる大気モデ ルに含まれる不確定要素が極めて少ないと考えられる が、その計算結果と観測値を比較した場合でも5

"天気" 42. 11.

~6%観測値の方が地表面での下向き短波放射フラッ クスは少ないという結果が得られている。

以上のように雲があろうとなかろうと、とにかく地 表面で観測される短波放射量は計算値よりも小さい値 になっているということである.観測データに関して は常に誤差を考慮しなければならないが、単に測定精 度が悪いのであればランダムな誤差が考えられ、その 場合には、多数のデータを用いればばらつきはともか くとして、平均値は概ね一致するはずである.今回の 問題は、かなり多数の観測地点について同じ様な傾向 が見られており、単に観測精度が悪いためとは考えに くい.

2.3 計算値と観測値は矛盾しないとする考え

2.1で紹介した研究と同様のデータ解析手法を用い ても、GCM 等による計算値と観測値は矛盾しないと いう報告もある. Li *et al.*(1995)は、Cess *et al.*(1995) が行ったのと同様に、ERBE 衛星観測による大気上端 での放射収支データと地表面での放射収支データから 大気上端と地表面での雲による放射強制力の比 *Cs* (S) / *Cs*(TOA)を求め、それを季節や緯度ごとに詳 細に検討したところ、*Cs*(S) / *Cs*(TOA)が大きな値 になるのは熱帯や夏季中緯度帯などの暖かい場合に限 られる(平均1.4)としている.そして、中緯度帯では *Cs*(S) / *Cs*(TOA)は1.1、高緯度地方では1を割るよ うな値になっている.

その原因として Li et al. (1995) が挙げているのは, 熱帯や夏季中緯度帯の雲は積乱雲に代表されるよう に,放射計算で通常用いられるような平行平板大気の 雲と比べて極めて複雑な構造をしており,それが ERBE 衛星データから大気上端での短波放射収支を 見積もる際に誤差を生む可能性が大きいとしている. すなわち,放射収支を評価する場合に必要な上向き・ 下向きの放射フラックスは

$$F^{\pm} = \int_{0}^{\pm 1} \int_{0}^{2\pi} I \ (\mu, \varphi) \ \mu d\mu d\varphi$$
 (1)

と表されるが、ERBE 衛星による観測は、この半球に わたる立体角を測定していない. 従って放射強度 $I(\mu, \phi)$ を積分しなければならないが、雲の不均質性が大 きい場合には、その過程で誤差が大きくなる可能性が あるということである.

さらに、もうひとつの理由として、熱帯ではアマゾ ンなどの森林火災などによって吸収の強いエアロゾル が出されるので、その影響も挙げている.しかしなが ら、これについては、火災がおこるのは年間2か月程

2.5 6000 Kの里体放射(理論値) mm 超高層大気に入射する太陽放射スペクトル 2.0 Б ≥ 1.5 - 02 放射エネルギ - H₂O H₂O 1.0 H₂O H₂O 0.5 H₂C ,H₂O ∠CO₂ 2.8 32 0.8 1.6 2.0 紫外線 ←|可視光|→ 赤外線 波 長 [um] 第2図 大気上端における太陽放射スペクトルと 晴天大気の場合に地表面で観測されるス ペクトル

度であるのに対して, $C_{s}(S) / C_{s}(TOA)$ の値は年間 を通して大きな値となっているので原因としては考え にくいと思われる (Wiscombe, 1995).

3.太陽放射の吸収のメカニズム

以上が,最近話題になっている短波放射量の計算値 と観測値の不一致の具体的な内容とそれに対する反論 である.大気上端での放射収支の評価にも問題がない わけではないが,地表面での短波放射フラックスの観 測値が計算値よりも小さいということは,その分だけ 大気が何らかの形で吸収している可能性があることを 示唆している.それでは,大気が太陽放射を吸収する メカニズムとしてはどのようなものがあるのか,ここ で簡単に復習しておくことにする.

大気の短波放射吸収の主な要因としては、大きく

- (1) 水蒸気分子による吸収
- (2) 雲による吸収
- (3) エアロゾルによる吸収

の三つが挙げられる. これらの他にも酸素,二酸化炭 素,オゾン等による吸収もあるが,上記の三つに比べ るとその影響は小さいと思われるのでここでは省略す る.

まず水蒸気であるが、これは太陽放射を吸収する第 一の要因である。第2図は大気上端における太陽放射 スペクトルと晴天大気の場合に地表面で観測されるス ペクトルを示したものであるが、この図から分かるよ うに、近赤外域には水蒸気による吸収帯がいくつか存 在する。これらの吸収帯は、非常に多くの細かい吸収 線から成り立っている。気体分子による放射の吸収は 分子のエネルギー準位の変化によって引き起こされ る、水蒸気は3原子分子であるが、放射の吸収の際に

43

1995年11月

その振動エネルギー準位の変化に伴って回転エネル ギー準位も変化し、その変化するエネルギー準位の幅 によって吸収線の位置が決まっている。水蒸気のみな らず、一般にある波数 ν に対する気体分子の吸収係数 $k\nu$ は対流圏など気圧の高い所では次のような Lorentz 型で与えられる。

$$k_{\nu} = \frac{S}{\pi} \frac{\alpha_L}{\{(\nu - \nu_0)^2 + {\alpha_L}^2\}}$$
(2)

ここでSは吸収線強度, α_L は半値幅であり, ν_0 は吸収 線の中心波数である.一方,気圧の低い所では Doppler 型で与えられる.

$$k_{\nu} = \frac{S}{\alpha_D \sqrt{\pi}} \exp\left\{-\left(\frac{\nu - \nu_0}{\alpha_D}\right)^2\right\}$$
(3)

ここで、 $a_{\rm D}$ は Doppler 幅である.また、吸収帯と吸 収帯の間の窓領域にも弱いながら連続吸収帯と呼ばれ る水蒸気による吸収が存在している.この連続吸収帯 は、水蒸気分子が2つ結合した分子 (water dimar)や 各吸収帯の吸収線のウィングの流れだしが多数重なる ことなどに起因していると考えられている.

次に,雲による吸収であるが,雲粒子は太陽放射の 吸収にはそれほど寄与していないと考えられている. 雲粒子は水または氷からできているが,その吸収特性 を決めるものは水や氷の複素屈折率と粒径分布であ る.ある粒径分布を持つ雲粒子の吸収係数 ka は次のよ うに表される.

$$k_{a} = \int_{0}^{\infty} Q_{a} \pi r^{2} n(r) dr \qquad (4)$$

ここで、 Q_a は効率因子 (efficiency factor) と呼ばれ るパラメーターで、雲粒子の幾何学的な断面積と吸収 断面積の比を表す.この効率因子は粒子の複素屈折率 と光の波長、粒子の大きさで決まる量である.複素屈 折率の中で吸収に大きく関係するのは虚数部の値であ るが、その波長依存性を水と氷の場合について第3図 に示す.複素屈折率虚数部の値は大きいほど吸収が強 くなるが、この図を見ると、可視域においてはその値 は極めて小さく、その結果、雲粒子は太陽放射をほと んど吸収しないことが推測される.ところが、近赤外 域においてはかなり大きな値を持つので大きな吸収率 を持つことになる.また、効率因子は粒径と波長にも 依存するが、雲粒子の大きさと太陽放射の波長の関係 では、一般には、粒径が大きい方が吸収の効率が良い という性質がある.

エアロゾルの場合も、その吸収に関与するパラメー



ターは雲の場合と同じで粒径分布と複素屈折率であ る.ただし、雲粒子の場合と大きく異なるのは、粒径 が概ね1桁程度小さいこと、また、エアロゾルの種類 によっては、複素屈折率虚数部の値が可視域において も比較的大きく、都市域での観測値では最大0.1程度に なると報告されている(Gerber, 1982).この値は第3 図に示した雲の場合に比べて極めて大きく、その結果、 雲に比べると少ないエアロゾル濃度で比較的効率良く 放射を吸収していると考えられる.エアロゾルはその 起源によって様々な物質から構成されているので、粒 径分布、複素屈折率とも、場所や季節で大きく異なっ ており、全球規模での太陽放射に対する影響の定量的 評価も未だ確立されていない.

4.考えられる不一致の要因

さて、以上の議論を踏まえて、それでは GCM 等に よる短波放射の計算値と衛星や地上からの観測値が何 故一致しないのか、ということを考えてみたい。もち ろんここに挙げた要因以外にも考えられるとは思う が、とりあえず雲、水蒸気、エアロゾルを中心に議論 を進めることにする。

4.1 雲の異常吸収の問題

雲が太陽放射をどの程度吸収するのかということに 関して,航空機で観測される値は計算値よりも大きい のではないか,ということが1950年代から指摘されて きた.これを雲の異常吸収(anomalous absorption) 問題という.この問題については,Stephens and Tsay (1990)がまとめている.それによると,雲の上下にお ける正味短波放射フラックスの測定から求めた吸収率 は観測誤差が大きく,一概に観測される吸収が計算値 よりも大きいとはいえない.しかしながら,反射率を 波長別に観測した結果等を考慮すると,観測誤差を考 慮しても,やはり近赤外域に観測値と計算値で差があ ると報告している.その不一致の原因の可能性として は,

- (1)近赤外域における水蒸気の吸収係数の不確定 性,
- (2) 航空機観測等で正確に計測されない巨大雲粒 子の存在,
- (3) 雲の不均質性の影響,

などが挙げられる. これらの他に雲に含まれるエアロ ゾルの影響も考えられるが,この場合は可視域でその 影響が大きくなることが予想される. しかしながら, 観測と計算の不一致はどちらかというと近赤外の方が 大きいので,雲の異常吸収ということに関してはエア ロゾルの影響はあまり大きくないと考えられている. また,水蒸気に関しては,その吸収係数と水蒸気量そ のものの問題があるが,雲を含む大気と同時に,晴天 大気の場合にも関係する重要な問題なので後であらた めて述べることにする.

そこで、まず(2)の可能性について考えてみるこ とにする、雲粒子の吸収係数は(4)式で表されるが、 この中の吸収効率因子 Qa は複素屈折率と波長と粒子 の大きさで決まることはすでに述べた。粒子の大きさ についてみると、吸収効率因子 Q_a は粒径が大きい方 が吸収の効率が良いという性質を持っている。ちなみ に、雲の吸収率の上限について考えてみると、半無限 に厚い雲を仮定した場合, 雲の吸収率と cosingle scattering albedoの関係は第4図のようになる. cosingle scattering albedo とは1から single scattering albedo を引いた値で、消散係数(すなわち散乱係数と吸 収係数の和)に対する吸収係数の割合を表す.この cosingle scattering albedo の値と雲粒有効半径の値 との関係は第5図のようになっており (Ackerman and Stephens, 1987), drizzle のような大きな粒子は 一般の雲粒子に比べて cosingle scattering albedo の 値が1桁程度大きくなることが分かる. そうすると, 第4図に示したような半無限に厚いような雲の場合,



gle scattering albedo $(1-\omega_0)$ の 関係 (Stephens and Tsay, 1990).



第5図 cosingle scattering albedo (1-ω₀) と雲粒有効半径の関係 (Ackerman and Stephens, 1987).

原理的にはかなり大きな吸収率の値も取り得ることが 予想される. 第5図の中の κ は bulk absorption coefficient と呼ばれる量で, $\kappa = 4\pi n_i/\lambda$ と定義される (n_i : 複素屈折率虚数部の値, λ : 波長). 実際の雲の κ は0.1~1000程度であるから,巨大粒子が存在すれば原 理的には吸収率を大きくすることは可能である. この 考え方では,巨大粒子が相当多く含まれないと観測結 果を説明できないので,今までに航空機観測が多数行



第6図 航空機2機による雲の上下での同期観測で観測された見かけ上の吸収率(Hayasaka et al., 1995).

われてきたような高度の低い層状性の雲に関しては、 可能性としては小さいと考えられる。一方、対流性の、 特に降水を伴うような雲は上空に雪やあられなどの極 めて大きな氷粒子や、雨粒子などを含んでいるので、 その影響を考慮する必要があると思われる。しかしな がら、粒径分布等の定量的な把握が十分でなく、その 影響を評価するまでには至っていない。現在、ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) データの解析からは、全球平均の可視域の雲の光学的 厚さはおよそ13といわれている(Rossow and Lacis、 1990).同じ光学的厚さでも大きな雲粒子が多量に存在 すればその分だけ近赤外域の吸収は増加することにな るので、様々な種類の凝結粒子の粒径分布について、 より幅広い粒径の範囲で観測、検討を行う必要がある かもしれない.

次に雲の不均質性(形状)の問題について考えてみ る.一般に雲の放射計算においては水平一様性を仮定 することが多い.特に GCM ではより簡単な2方向近 似(two-stream approximation)が主流である.これ に対して,航空機で雲の上下を飛行して正味放射フ ラックスを測定する場合,雲が水平方向に一様でない と水平方向の放射の収束,発散があたるために誤差を 生じる.たとえば,有限雲の場合には雲の側面から抜 ける放射が多くなるが,雲の真上と真下で上下方向の フラックスを測定するときには,この側面から抜けた 放射はあたかも雲が吸収してしまったように観測され

る。一例として、ある程度不均質ではあるが、比較的 雲量が多い下層の層積雲について雲の上下を航空機2 機を同期させて行った観測の結果を第6図に示す.こ れは、水平一様を仮定して求めた吸収率で、観測は等 緯度線上で行ったために飛行距離を横軸に経度で表し てある、また,破線は可視域の,実線は近赤外域のデー タを示すが、本来吸収がほとんど無いとされている可 視域でも見かけ上の吸収、あるいは射出(負の吸収) が存在するような結果が得られている(Hayasaka et al., 1995). この場合,可視域においては吸収は無視で きると仮定して、近赤外域の吸収率を補正すれば雲の 吸収率は水平一様性を仮定した計算値と矛盾しないと いう結果が得られている。もちろん雲の上下で十分広 い面積で瞬時に観測を行って平均すれば良いわけであ るが、雲は時間と共に刻々と変化するので、航空機で は精度の良い観測は困難であるといわざるを得ない. 特に、熱帯域に見られるような極めて複雑な雲の場合 には、どのような影響があるのか十分な研究が行われ ているとはいえない。

4.2 水蒸気の吸収係数

水蒸気による近赤外域の吸収は、赤外域に比べて吸 収係数そのものは小さいが、太陽放射エネルギーが強 いために、短波放射収支には極めて大きな影響を及ぼ す.従ってこれらの波長域における水蒸気の吸収係数 は正確に決定される必要があるが、赤外域に比べると その精度は十分ではなく、これが短波放射収支の計算



第7図 エアロゾルによる太陽放射の吸収率 (Yamamoto and Tanaka, 1972).

値と観測値の不一致の原因の一つになっている可能性 もある.水蒸気による吸収は晴天大気の場合だけでな く,雲がある場合には,多重散乱によって光の経路が 延びるので,それによって水蒸気の吸収係数のわずか な違いが増幅されて観測されるということにもなる.

水蒸気の吸収係数は気圧によって(2)式の Lorentz 型,(3)式の Doppler 型,あるいは両方を組み合わ せたような Voigt 型であらわされるが,これらの式に 含まれるパラメーターの吸収線強度 S や半値幅 α は 温度や気圧の関数となっている.ところが,水蒸気分 子による放射の吸収メカニズムがよく分かっていない ために,これらのパラメーター,特に吸収線の形の温 度依存性や気圧依存性を理論的に導出することは困難 である.従って正しい吸収係数を得ようとすれば,様々 な温度や気圧のもとで実験を行う必要がある.また, 近赤外域における吸収係数は赤外域に比べれば弱いの で,実験を行う際に,光の経路を長く取らなければな らないが,現実にはミラーによる多重反射を利用した 長光路セルでも1km 程度であり,十分な長さとはい えない.従って,近赤外域の吸収線のパラメーターの 決定にはどうしても誤差を伴うことになる.

また,吸収帯と吸収帯の間のいわゆる窓領域のところの連続吸収帯の吸収係数もよく分かっていない.こ の吸収係数については,吸収線の吸収に比べるとかな り弱いのでその吸収係数の決定精度はさらに悪くな る.赤外からマイクロ波の領域でも実際の観測値と計 算値の比較が行われているが,やはり計算値との間に は差があるようである.近赤外域においては,雲の反 射光強度を分光測定すると,吸収帯のところよりも窓 領域のところの方が計算値との差が大きく見られ,し かも観測値が小さめになるという報告がいくつかなさ れている (Stephens and Tsay, 1990).

雲がない条件で、ゾンデ観測から得られる水蒸気プ ロファイルをもとに厳密な放射計算を行っても実際に 観測される放射量と一致しないという Wild *et al.* (1995)の結果は、水蒸気の吸収係数が過小評価されて いるために観測値と一致しない可能性があることを示 唆するものと考えられる.

4.3 水蒸気分布

水蒸気による太陽放射の吸収という問題では、吸収 係数の他に水蒸気量そのものの分布と変動をどの程度 把握しているか、という問題があると思われる。吸収 があまり強くない場合には、吸収率は水蒸気量にほぼ 比例するような値になるので、水蒸気量の見積もりの 誤差はそのまま吸収率の誤差として跳ね返ってくるこ とになる、気温や風に関しては客観解析データ等の精 度が良くなり、海上の観測データがない領域でもそれ なりの精度で値が得られるようになってきたが、水蒸 気に関してはその時空間変動が極めて大きいので、今 のところ、観測データがないところでは十分把握でき ているとはいえない.ゾンデ観測を行っているところ でも1日2回の観測では時間分解能が不十分である 従って、吸収係数もさることながら、水蒸気そのもの を正確におさえないことには、太陽放射の吸収量を精 度良く評価することはできない。

また,雲が存在する場合には,雲内では多重散乱の 効果により光路が延びるので,雲の幾何学的な厚さに よって水蒸気による吸収量が変化してくるほか,不均 質な雲の場合には雲と雲の間の反射やそこでの水蒸気 量の分布等も複雑に関係するかもしれない.鉛直方向 の分布についていえば,基本的には,雲頂上の水蒸気 によって水蒸気の吸収帯の放射エネルギーはある程度 吸収され,その残りが雲で吸収されるという構造に なっている (Davies *et al.*, 1984).従って,雲の上に 存在する水蒸気量,雲の幾何学的厚さなどによっても 吸収の様子が異なることが考えられる.

4.4 エアロゾル

雲、水蒸気と並んでエアロゾルの効果も無視するこ とができない.エアロゾルも時空間変動が大きいが、 その光学的特性はエアロゾルの組成と粒径分布で決ま るのでさらに複雑である.その影響は無視できないも のと思われるのにもかかわらず、今のところ、GCM等 で十分考慮されているとはいえない.エアロゾルの太 陽放射の吸収に対する影響としては、たとえば、 Yamamoto and Tanaka (1972)の計算によると、太 陽が照らしている半球の側のエアロゾルによる平均の 吸収率の波長依存性は第7図のようになっている.こ の計算では、粒径分布としてJunge分布を仮定し、波 長1 μ m での光学的厚さ β とエアロゾルの複素屈折率 虚数部 n_1 を変化させて吸収率を見積もっている.ま た,地表面アルビードを0.05 (破線) と0.15 (実線) の場合について計算しているが,その影響はそれほど 大きくない.実際のエアロゾルの光学的厚さβはおよ そ0.05~0.125程度,また,複素屈折率虚数部の値は ~0.05 (都市域においては最大0.1)程度であると考え られるので,エアロゾルによる太陽放射の吸収もそれ ほど小さくないことが推測される.特に,エアロゾル はその粒径分布の特徴(太陽放射の波長と同程度の大 きさを持つ)から太陽放射エネルギーの大きな可視域 での光学的厚さが大きくなる.ここで用いられている Junge 分布の場合には,光学的厚さが概ね波長に逆比 例するという特徴があり,その結果吸収率も波長の短 い方が大きくなっており,注意を要する.

5. おわりに

冒頭で示した第1図は GCM の計算結果の平均的な 値を表したものであるが、これはくしくも教科書等で よく見られる図と同じになっている. 教科書等では, この20%の内訳として3~4%が雲,16~17%が雲の ない大気による吸収とされている。この図に示されて いるような太陽放射エネルギーの配分は、大学レヴェ ルの教科書や国内外の気象関係の専門書に至るまで大 差はない、ちなみに私の手元にあるいくつかの専門書 等(会田, 1982;岸保ほか, 1982;小倉, 1984; Houghton, 1986; Peixoto and Oort, 1992) に掲載されてい る同様の図に示されている値は、反射が30%という値 はどれも同じで、地表面での吸収が47~51%、大気に よる吸収が19~23%となっている。ただし、Liou (1992)の教科書だけは、それぞれ44%、26%となって おり、今回議論されている観測値に近い値になってい る。その見積もりの詳細は書かれていないので何とも いえないが、放射の専門家としての見識を示すもので あろうか.

いずれにせよ、水蒸気の吸収係数というような問題 を別にすれば、正確な大気モデルが与えられれば放射 はかなりの精度で計算できることは確かである。従っ て、今回述べてきた問題はとりも直さず、我々はどこ まで大気を理解しているのかということにもつながる といえる。具体的に言えば、雲や水蒸気はどのような 3次元分布をしているのか、また、雪や雨も含めた大 気中の凝結粒子の粒径分布とその空間分布はどうなっ ているのか、さらにエアロゾルの組成と粒径分布等々 を我々はどのように把握するのか、ということがこの 太陽放射の吸収の問題を解決する糸口になるものと考 えられる.

謝 辞

本文を執筆するに当たり,貴重な時間を割いて議論 していただいた東北大学の田中正之教授に感謝の意を 表します.

参考文献

- Ackerman, S. A. and G. L. Stephens, 1987 : The absorption of solar radiation by cloud droplets : An application of anomalous diffraction theory, J. Atmos. Sci., **44**, 1574-1588.
- 会田 勝, 1982: 大気と放射過程, 東京堂出版, 280 pp.
- Cess, R. D., M. H. Zhang, P. Minnis, L. Corsetti, E. G. Dutton, B. W. Forgan, D. P. Garber, W. L. Gates, J. J. Hack, E. F. Harrison, X. Jing, J. T. Kiehl, C. N. Long, J.-J. Morcrette, G. L. Potter, V. Ramanathan, B. Subasilar, C. H. Whitlock, D. F. Young and Y. Zhou, 1995: Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models, Science, 267, 496-499.
- Davies, R., W. L. Ridgway and K.-E. Kim, 1984: Spectral absorption of solar radiation in cloudy atmospheres : A 20 cm⁻¹ model, J. Atmos. Sci., **41**, 2126–2137.
- 岸保勘三郎,田中正之,時岡達志,1982:大気科学講座 4,大気の大循環,東京大学出版会,256 pp.
- Garratt, J. R., 1994: Incoming shortwave fluxes at the surface-A comparison of GCM results with observations, J. Climate, **7**, 72-80.
- Gerber, H. E., 1982 : Absorption of light by atmospheric aerosol particles : Review of instrumentation and measurements. Light Absorption by Aerosol Particles (edited by H. E. Gerber and E. E. Hindman), Spectrum Press, Hampton, Virginia, 21 -54.
- Hayasaka, T., N. Kikuchi and M. Tanaka, 1995: Absorption of solar radiation by stratocumulus clouds: Aircraft measurements and theoretical cal-

culations, J. Appl. Meteor., 34, 1047-1055.

- Houghton, J. T., 1986 : The Physics of Atmospheres, 2 nd ed. Cambridge University Press, London, 271 pp.
- Levi, B. G., 1995 : Clouds cast a shadow of doubt on model of Earth's climate. Physics Today, May 1995, 21-23.
- Li, Z., H. W. Barker and L. Moreau, 1995 The variable effect of clouds on atmospheric absorption of solar radiation, Nature, **376**, 486-490.
- Liou, K.-N., 1992 : Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere, Oxford University Press, New York, 487 pp.
- 小倉義光, 1984:一般気象学, 東京大学出版会, 314 pp.
- Peixoto, J. P. and A. H. Oort, 1992 Physics of climate, American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Polewskie, P. and F. P. J. Valero, 1995 : Direct observations of excess solar absorption by clouds, Science, **267**, 1626-1629.
- Ramanathan, V., B. Subasilar, G. J. Zhang, W. Conat,
 R. D. Cess, J. T. Kiehl, H. Grassl and L. Shi, 1995 :
 Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing : A missing physics? Science, 267, 499-503.
- Rossow, W. B. and A. A. Lacis, 1990 : Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part II : Cloud properties and radiative effects, J. Climate, **3**, 1204-1253.
- Stephens, G. L. and S.-C. Tsay, 1990 : On the cloud absorption anomaly. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 671-704.
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen and E. Roeckner, 1995: Validation of general circulation model radiative fluxes using surface observations, J. Climate, 8,1309-1324.
- Wiscombe, W. J., 1995: Atmospheric physics: An absorbing mystery, Nature, **376**, 466.
- Yamamoto, G. and M. Tanaka, 1972 : Increase of global albedo due to air pollution, J. Atmos. Sci., 29, 1405-1412.