

「温室効果」の可視光線の理解

—温室効果の仕組みを学習するためのトイモデル

木村 龍治*

1. はじめに—1層の黒体モデルによる温室効果の説明

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) が設立された1988年以降、人為的に排出される二酸化炭素量の削減が世界的な課題となっている。大気中の二酸化炭素濃度の増加→地球大気の温室効果の増大→全球平均の地上気温の上昇 (地球温暖化) →気候の変化→異常気象の増加→自然災害の増加, というシナリオ (いわゆる「温暖化シナリオ」) が社会に定着したからである。このシナリオの要になっているのが「温室効果」である。「温室効果」が理解できなければ、地球温暖化について議論することはできない。ところが、温室効果を正しく理解するのは非常に難しい。その理由は2つある。

- ①温室効果に関わる赤外線 (波長 $5 \sim 50 \mu\text{m}$) は、目に見えず、感じることもできない。その存在を実感することは非常に難しい。
- ②温室効果には、気体 (H_2O , CO_2 , O_3 など)、大気中の液体 (雲粒)、大気中の固体 (塵、氷晶の雲粒) など、いろいろな物質が関与する。物質によって赤外線との相互作用が異なる。その物理機構はいずれも複雑である。本格的理解のためには、大気放射学 (例えば、浅野 (2010)、会田 (1982)) の学習が必要である。

気象学の入門的教科書 (例えば、小倉 (1999)、松田 (2014)、近藤 (1987) など) では、大気中の放射過程を単純化する。もっとも簡単なモデルは、大気を1層の黒体の層に置き換えて、温室効果の説明を行うもの

である。教科書によって、いろいろなバージョンがあるが、もっとも簡単なものは、第1図左図に示すようなモデルである。大気を1層の等温の黒体の層として扱う。地表面も黒体として扱う。太陽放射エネルギー Q (Wm^{-2}) は、黒体の大気を通過して、すべて地表面に吸収される。

多くの場合、全球平均の地球の温度を求めるときに、このようなモデルが用いられる。地球のアルベドを A 、全球平均の太陽放射量 (342Wm^{-2}) を Q_0 とするとき、 $Q = Q_0 (1 - A)$ である。 $A = 0.3$ なので、 $Q = 342 \times 0.7 = 239\text{Wm}^{-2}$ である。

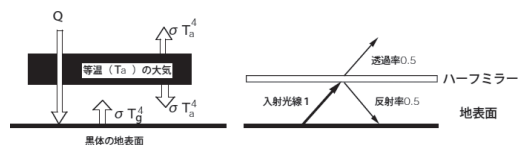
黒体大気の温度を T_a (K)、地表面の温度を T_g (K) とすると、地表面温度と大気が太陽放射に対して放射平衡の状態であれば、地表面で、

$$Q + \sigma T_a^4 = \sigma T_g^4 \tag{1}$$

の関係が成り立つ (シュテファン・ボルツマンの法則)。ここで、 σ は、定数 (シュテファン・ボルツマンの定数 $= 5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$) である。一方、黒体大気の上面で放射平衡が成立するので、

$$Q = \sigma T_a^4 \tag{2}$$

の関係が成り立つ。(2) を満足する温度を有効放射温度という。 $T_a = 255\text{K}$ である。(1)、(2) より、



第1図 左図：1層の黒体モデル。右図：黒体の代わりにハーフミラーを置いたモデル。

* Ryuji KIMURA, 元放送大学.

mfrk@jcom.home.ne.jp

© 2021 日本気象学会

$$T_g^4 = 2 T_a^4 \quad (3)$$

を得る。黒体大気(有効放射温度)よりも地表温度のほうが高い。この性質を「温室効果」と呼ぶ。入門的気象学の教科書では、赤外線(伝達過程)を単純化するのだが、それでも、赤外線を感覚的に捉えることは難しい。もしも、赤外線の挙動を可視光線の挙動に置き換えることができれば、(視覚による助けが得られるので)理解が容易になるであろう。ところが、幸運なことに、1層の黒体モデルを可視光線のモデルで置き換えることができるのである。

2. ハーフミラーの導入

第1図右図は、黒体をハーフミラーで置き換えたものである。ハーフミラーは、入射した光のうち、半分を反射し、半分を透過する。すなわち、反射率0.5、透過率0.5のガラス板である。第1図左図では、黒体大気が等温であるために、上側に射出される赤外線も、下側に射出される赤外線も、同じ強度である。黒体大気に入射する赤外線を可視光線に見立てると、入射光線の半分が透過し、半分が反射しているように見える。

熱放射の場合、黒体の温度に応じた熱放射が発生する。熱放射は、黒体に入射する赤外線とは、直接の関係がない。同じ強度の赤外線が入射しても、黒体の温度が変化すれば、黒体の放射する赤外線の強度は変化する。しかし、黒体大気が入射した赤外線によってのみ加熱され、かつ、放射平衡の状態にあれば、見かけ上、入射した赤外線の半分が下向きに「反射」し、半分が上向きに「透過」しているように見える。温室効果は、まさに、そのような条件(=放射平衡が成り立っている条件)下の現象であるから、ハーフミラーが温室効果のモデルとして成立する。なお、ハーフミラーは和製英語である。英語では、semitransparent mirrorという。「マジックミラー」として市販されている。

ハーフミラーの導入によって、大気放射学を学習せずに、温室効果の特徴を理解できる。そこで、ハーフミラーによる温室効果の説明を、「温室効果のToyモデル」と呼ぶことにしよう。

1層の黒体モデルは、赤外線の挙動が単純だから、わざわざ、それを可視光線に置き換える利点はない。ところが、多層になると、それほど単純な話ではなくなる。

第2図Aは、2層のハーフミラーL1, L2が重なった大気のモデルである。下から強度1の光線が入射し

たとする。光線は、L1とL2の間で多重反射を行う。その結果、光線の一部は、L2を透過し、一部は、L1から下向きに戻る。L1, L2を1つの層とみなせば、反射率、透過率が、1層の場合から変化する。2層ハーフミラーの透過率を S_2 とすると、

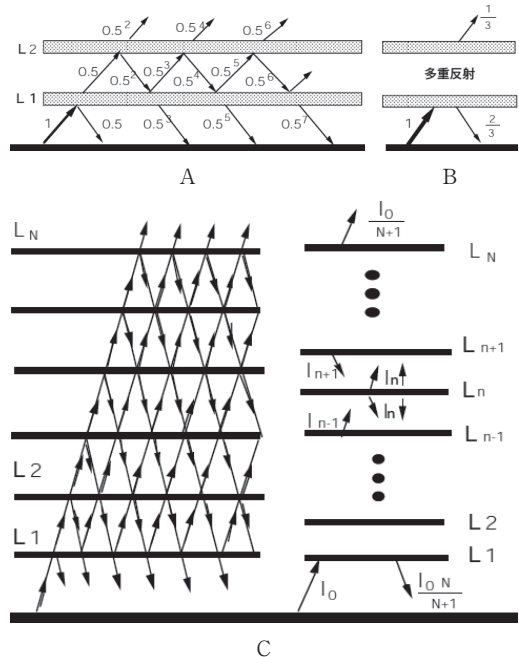
$$\begin{aligned} S_2 &= 0.5^2(1 + 0.5^2 + 0.5^4 + \dots) \\ &= 0.5^2 / (1 - 0.5^2) \\ &= (1/4) \div (3/4) = 1/3 \end{aligned} \quad (4)$$

である。反射率を R_2 とすれば、

$$R_2 = 1 - S_2 = 2/3 \quad (5)$$

である。結果として、第2図Bに示した反射率と透過率を得る。

次に、 N 層のハーフミラーが重なったときの大気のモデルを考える(第2図C)。 N 層のハーフミラーが重なった大気の下側から、強度 I_0 の光線が入射すると



第2図 A: 2層(L1, L2)のハーフミラーを重ねた層の下から強度1の光線を入射させたときの、光線の経路. B: 2層のハーフミラーの反射率と透過率. C: N層のハーフミラーの光線の経路(C左)とN層のハーフミラーの反射率と透過率(C右).

する。下から n 番目 ($n = 1 \sim N$) の層から上向きに出る光線の強度を I_n^\uparrow 、下向きに出る光線の強度を I_n^\downarrow とする。ハーフミラーの性質から、 I_n^\uparrow と I_n^\downarrow は等しい。そこで、 $I_n^\uparrow = I_n^\downarrow = I_n$ と置く。すると、それぞれの層で、光のエネルギーが蓄積されることはないから、

$$2I_n = I_{n-1} + I_{n+1} \\ \rightarrow I_{n-1} - I_n = I_n - I_{n+1} \quad (6)$$

を得る。この式は、隣り合うハーフミラーを通過するビームの強さの差が同じであることを示している。それ故、その差を ΔI とすれば、

$$\Delta I = I_{N-1} - I_N \\ \Delta I = I_{N-2} - I_{N-1} \\ \Delta I = I_{N-3} - I_{N-2} \\ \dots \\ \Delta I = I_0 - I_1 \quad (7)$$

と書ける。すべての項を足すと、

$$N\Delta I = I_0 - I_N \quad (8)$$

を得る。一方、 N 層のエネルギー収支より、

$$I_{N-1}^\uparrow = I_N^\uparrow + I_N^\downarrow = 2I_N \quad (9)$$

だから、

$$\Delta I = I_{N-1} - I_N = 2I_N - I_N = I_N \quad (10)$$

を得る。故に、

$$\text{透過率} = I_N / I_0 = 1 / (N + 1) \quad (11)$$

を得る。従って、

$$\text{反射率} = 1 - \text{透過率} \\ = 1 - 1 / (N + 1) \\ = N / (N + 1) \quad (12)$$

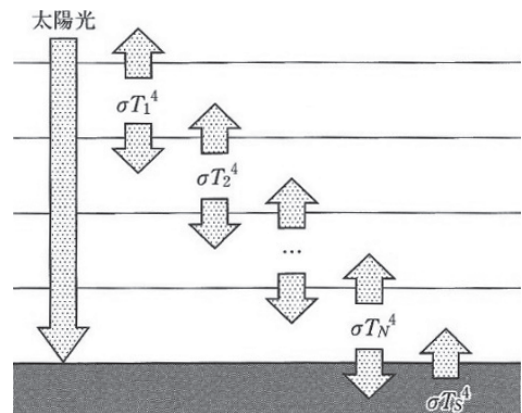
である。下側からハーフミラーの層を見るとき、ハーフミラーの枚数がふえるほど、反射率が大きくなることが分かる。

3. 多層黒体モデルとの関係

第3図は、一層の黒体モデルを多層に拡張したものである（松田 (2014) 2.8節、小倉 (1999) 5.7節参照）。入門的教科書では、黒体モデルを多層に拡張した場合でも、全球平均の地上気温を求めることを考える。このとき、それぞれ等温の黒体の層が N 層積み重なっている大気層の上端から、地表面に向けて太陽放射エネルギー Q ($=239\text{Wm}^{-2}$) が与えられるとする。実際の地球表面では、地表面に達した太陽放射の一部は、潜熱や顕熱の形で大気に伝わるが、地表面が黒体のモデルでは、すべての太陽放射エネルギーが熱放射に使われる。

太陽放射は、大気層を透過し、地表面に吸収される。一方、大気層の各層から、温度 T_n ($n = 1 \sim N$) の熱放射が上下の層に放射されるとする。そのとき、地表面の温度 T_g は、 $\sigma T_g^4 = (N + 1)Q$ で与えられる。

このモデルは、 N 層のハーフミラーを重ねたモデルに対応する（但し、第3図の層の番号は第2図Cと逆方向であることに注意）。前節で述べたように、地表面から σT_g^4 の光線が入射すると、ハーフミラーの層の間で、多重反射・透過が生じ、結果として、多重ガラスの上面からは、 $\sigma T_g^4 / (N + 1)$ の光が透過する。この現象と、黒体モデルの赤外線挙動は同じである（黒体モデルでは、黒体大気の上面で放射平衡が成立するので、 $\sigma T_g^4 / (N + 1) = Q_R$ が成立する。この Q_R は、ハーフミラーモデルの ΔI に等しい）。また黒体大気の最下層（第3図の N 層）では $\sigma T_g^4 N / (N + 1) = \sigma T_N^4$ が成立する。一層のハーフミラーの反射率は0.5であるが、



第3図 多層の黒体モデル（松田 (2014) の図2.6を引用）。層の番号の順番が第2図Cと逆であることに注意。この図では、本稿の T_g が T_s と記されている。

多層になると、全体層の反射率が大きくなる。温室効果気体の層が厚くなるほど、温室効果が大きくなることに対応している。

(2) 式の放射平衡温度は Q に対応しており、ここでは、 Q_R に対応している。同じ放射平衡でも、意味が異なる。その違いを確認しておこう。

宇宙から地球を見る場合、地球が吸収する太陽放射と地球から宇宙に放射される赤外線（地球放射）はバランスしている。(2) 式は、このバランスを表している。この式の σT_a^4 には、地球大気内部で生じる複雑な放射対流過程が集約されている。一方、 Q_R に対応する放射平衡温度は、地表面温度の決定のみに関わる放射エネルギーで、顕熱や潜熱の効果を含んでいない。地表面の熱放射とバランスする放射エネルギーである。いわば、(宇宙ではなく) 地表面でみた放射平衡といえる。

4. 黒色大気モデルの導入

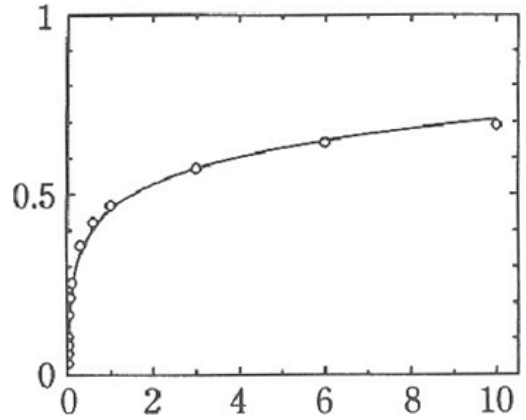
大気を黒体の層で置き換えるのは、かなり現実の大気と異なる設定である。現実の大気における「大気放射」(大気から地面に向けて放射される赤外線) は、主に、温室効果気体と雲による。温室効果気体の中でも、地表面に降り注ぐ赤外線の放射源は主に水蒸気である。また、空が雲で覆われると雲からの下向きの赤外線が多い。晴れた夜と、雲に覆われた夜で、夜間の放射冷却量が大きく異なるのは、そのためである(近藤(2000) 4.2節参照)。

単位面積当たりの水蒸気量(可降水量)が、水蒸気の場合と、すべて雲粒に変化した場合の、下向き赤外

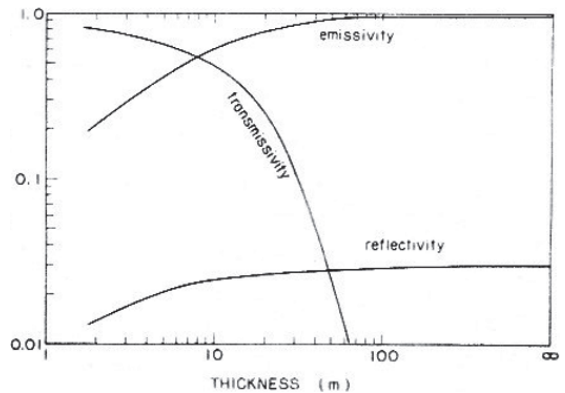
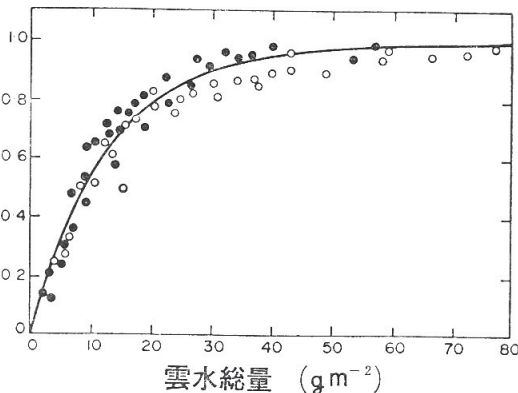
線の量(下向き射出率(=吸収率))を比較してみよう(第4図と第5図の比較)。雲の場合は、雲水量が $30g\ m^{-2}$ を超えると0.9以上になり、ほぼ黒体であるが、水蒸気の場合は、 $1\ kg\ m^{-2}$ を超えても、射出率は0.5以下である。大気中の水蒸気は、凝結するかしないかで、温室効果の度合いがひどく変化することを示している。

現実の大気は、大きく変動する水蒸気による温室効果の他に、二酸化炭素や固体のエアロゾルによる温室効果もあり、かなり複合的である。

一方、黒体モデルは、地表面からの上向き赤外線をすべて吸収してしまうので、程度の小さな温室効果は扱えない。



第4図 水蒸気の射出率(=吸収率)(縦軸)と有効水蒸気量(単位は、 kgm^{-2})(横軸)との関係。近藤(2000)の図2.15を引用。



第5図 左図：下向き放射量(射出率)と雲水量との関係(観測値)。(会田(1982)の図7.14を引用) 右図：水雲の厚さと射出率(=吸収率)との関係(理論値)。(Yamamoto *et al.* 1970)のFig. 12を引用。なお、観測値は、主に、海上層積雲に対するものである。

大気放射学では、すべての波長で、射出率（吸収率） $= 1$ であるような仮想的な気体を「黒体」という。これに対し、すべての波長で、 $0 < \text{射出率} = \text{吸収率} < 1$ である気体を灰色体という。大気中の温室効果気体を灰色体と仮定して、赤外線放射の放射伝達を計算することが行われる。その場合の大気を「灰色大気」という（浅野（2010）8.2.1節参照）。

本稿では、気体とエアロゾル（雲粒など）を区別せず、「温室効果」が、1種類の赤外線吸収物質によって生じるような仮想的な大気について考察する。その物質とは、雲粒を想定し、大きさ $10\mu\text{m}$ 程度の球形の粒が大気に分散している状態を考える。この球形の粒は、可視光線に対しては透明であるが、赤外線に対しては、あらゆる波長の赤外線を吸収する黒体であるとする。このような粒を含む大気を、「灰色大気」と区別して「黒色大気」と呼ぶ。

黒色大気を多層に分解し、それぞれの層をガラス板で置き換える。その場合、層の厚さによって、反射率、透過率が異なる。層が薄くなれば、黒体の粒の間を通り抜けてガラス板を透過する赤外線が増えるので、透過率は大きくなる。そこで、ハーフミラーを一般化し、反射率 r 、透過率 s ($r+s=1$) のガラス板に着目し、

そのようなガラス板が、第6図に示すように、2枚重なっている場合の反射率を求める。

2層をまとめて、1層とみなせば、合成した層の反射率は

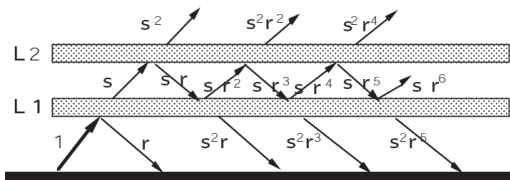
$$R_2 = (2 - 2s) / (2 - s) \tag{13}$$

透過率は、

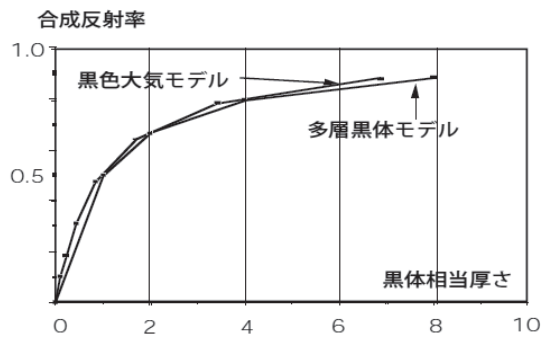
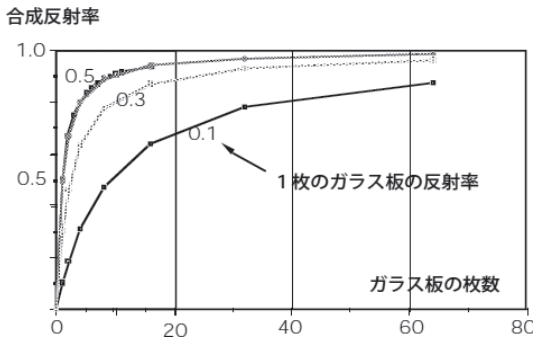
$$S_2 = s / (2 - s) \tag{14}$$

である（導出は、付録A参照）。

さて、反射率 r 、透過率 s の1層のガラス板を2枚重ねると、合成層の反射率は R_2 、透過率は S_2 になる ($R_2 + S_2 = 1$)。2枚重ねたガラス板をまとめて1層と考えれば、 r が R_2 に、 s が S_2 に変換されるわけである。この変換を続けると、2層を重ねて4層、4層を重ねて8層、…というように、倍々の層の反射率と透過率が求まる（浅野（2010）6.3.2節に説明のある「倍増・加算法」に似ている）。第7図左図は、この方法で求めた反射率とガラス板の枚数との関係を、1枚のガラス板の反射率が0.1, 0.3, 0.5の場合について示したものである。反射率0.5の結果はハーフミラーの場合である。その場合、総体的な反射率 D は $D=N/(N+1)$ で与えられる。第7図左図には、 $N/(N+1)$ も重ねて描いたが、(当然ではあるが)結果は一致している。反射率 r を任意に設定した場合では、2, 4, 8…の枚数以外の計算を行うのは容易ではないが、ハーフミラー ($r=0.5$) の場合に限って、1枚ごとのガラス板の合成反射率を計算できるというわけである。なお、3枚の



第6図 反射率 r 、透過率 s のガラス板を2枚重ねたときの多重反射の様子。



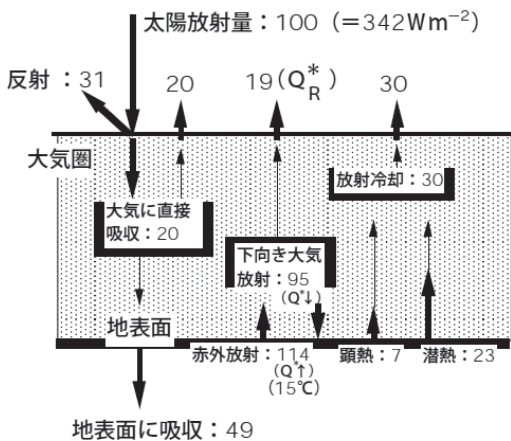
第7図 左図：1枚のガラス板の反射率が0.1, 0.3, 0.5のガラス板を重ねたときの合成反射率と重ねた枚数との関係。反射率0.5の結果には、 $1/(N+1)$ も示してある。右図：黒色大気モデルと多層黒体モデルの比較。ガラス板の枚数は、黒体相当厚さ (N_R を単位とする厚さ) で規格化してある。

反射率・透過率を基準にして、6枚、12枚…の反射率・透過率を計算することもできる。

ガラスの枚数を横軸に取る代わりに、反射率が0.5になる枚数を単位の枚数とすれば、1枚のガラスの反射率 r に関わらず、同じグラフになる(第7図右図)。すなわち、規格化された枚数を N_R とすれば、反射率 $=N_R/(N_R+1)$ である。但し、この N_R はハーフミラーの枚数ではなく、実数である。「光学的厚さ」(=放射強度が $1/e$ になる厚さを1とする)の類推から、 N_R を「黒体相当厚さ」(射出率 ε が1になる厚さを単位とする)と定義する。

第7図右図は、黒体モデルも、黒色大気モデルも、同じ結果を与えることを示している。どの場合も、ガラス板の枚数が増えると、反射率は1に接近する。1枚ごとの反射率は小さくとも、沢山重なると、反射率の高い「鏡」のようにふるまう。

第7図右図のグラフが、第5図左図のグラフに似ていることに注意していただきたい。第7図の合成反射率は、第5図左図の縦軸(射出率)と対応する。 $N_R=1$ の場合、合成反射率は0.5である。それに対応する雲水総量(左図)は約 7 g m^{-2} 、雲の厚さ(右図)は約10mである。平均的な雲水量は 0.7 g m^{-3} である。実際の雲水量は、雲によって大きく変動するが、この値は妥当な値である。

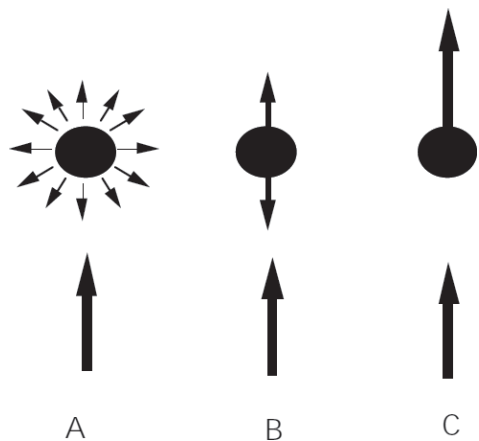


第8図 1年間で平均した大気圏のグローバルな熱エネルギー収支。大気圏外に降り注ぐ太陽の放射量を100 ($Q_0=342\text{ Wm}^{-2}$)として示してある(原図は Kiehl and Trenberth (1997)).

5. 対宇宙冷却近似

第8図は、1年間で平均したグローバルな熱収支を示したものである(Kiehl and Trenberth (1997)のデータによる)。全球平均の太陽放射量($Q_0=342\text{ Wm}^{-2}$)を100として示してある。この図を見ると、大気圏上端に出入りする放射エネルギー流束は釣り合っている。また、地表面におけるエネルギー流束の出入りも釣り合っている。よく見ると、地表面から大気に与えられた潜熱・顕熱のエネルギーが宇宙に逃げる過程は、不思議である。大気は、潜熱・顕熱で加熱されるわけだが、定常状態を維持するためには、加熱量と等しい冷却が必要である。大気中の冷却は、放射冷却以外にない。放射冷却は、大気内部の赤外線吸収物質(温室効果気体、雲粒など)によって生じる。赤外線吸収物質は放射平衡の状態にある。すなわち、吸収した放射エネルギーと等量のエネルギーを放射する。第9図Aは、赤外線吸収物質を黒体の球形の粒で代表させた場合、球から等方的に赤外線が放射される状態を描いたものである。Bは、同じ現象を、平行平面大気近似(=水平方向に現象が一樣であると考える近似。上下方向のエネルギー伝播のみを扱う。浅野(2010)1.4節参照)で表現したものである。この近似は、マクロな現象に適用されるべきものであるが、ここでは、近似を拡張して、ミクロな黒体の粒に適用した。

もしも、潜熱・顕熱で加熱された赤外線吸収物質が



第9図 放射平衡にある赤外線吸収物質からの赤外線の放射。A: 等方的な放射, B: 平行平面大気近似の下での放射, C: 対宇宙冷却近似の下での放射。

上下に同じ量の赤外線を放射したとすれば、宇宙に逃げるエネルギー量は、吸収量の半分になり、残りは、地表面に戻るはずである。しかし、それでは、熱収支が成り立たない。赤外線吸収物質は、第9図Cに示すように、吸収した赤外線をすべて上向きに放射してなければ、熱収支は成り立たない。大気放射学では、吸収した赤外線をすべて宇宙に逃がす近似を「対宇宙冷却近似」という（浅野（2010）4.5節参照）。

ハーフミラーモデルは、対宇宙冷却のメカニズムを説明する。温室効果気体の層の中にある1粒の黒体から、（平行平面大気近似の下では）上下に、同じエネルギー量の赤外線が放射される（第10図左図）。もしも、この黒体の粒の上にN層の黒色大気層があり、下にM層の黒色大気層がある場合、上下に放射された赤外線は、他の温室効果気体に吸収され、逆方向の放射が発生する。

黒体の粒から、上下に、それぞれ、0.5の放射があるとしよう。上向きの放射は、N層の黒体大気層に吸収され、 $0.5 \times N / (N + 1)$ の下向きの放射が戻ってくる。一方、下向きの放射は、M層の黒体大気層に吸収され、 $0.5 \times M / (M + 1)$ の上向きの放射が戻ってくる。結果として、上向きの放射は、 $0.5 \times M / (M + 1) + 0.5 = 0.5 \times (2M + 1) / (M + 1)$ である。下向きの放射は $0.5 \times (2N + 1) / (N + 1)$ である。第10図右図は、 $M + N = 10$ の場合、それぞれの層の間にある黒体から放射される上向きと下向きの放射を示したものである。N

≪Mの場合、上向きの放射が下向きの放射よりも大きくなる。それをすべて上向きの放射に置き換えた近似が、「対宇宙冷却近似」である。

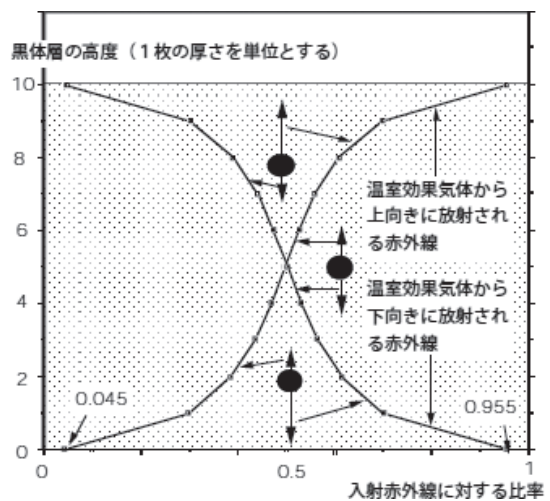
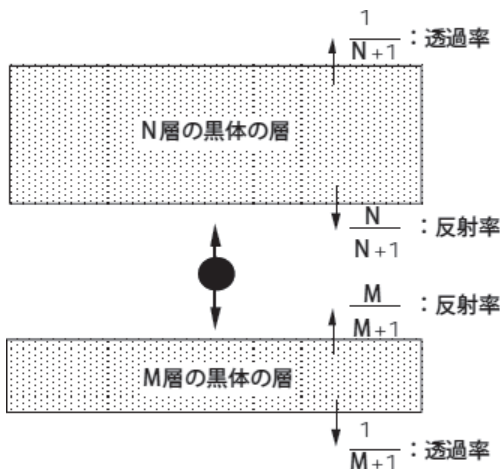
6. 温室効果と地表面温度

第10図右図の温室効果気体層の下側にある黒体の粒は、主に、下側に放射する。大雑把に言えば、温室効果気体層は、あたかも入射する赤外線の「反射体」として働く。もしも、100%反射するのであれば、温室効果気体層は、地表面に対して、完全な断熱材として作用し、地表面の温度が放射冷却で低下することを妨げる（近藤（1987）5章参照）。グローバルな熱収支（第8図）では、地球表面に関しては約83%の赤外線が「反射」して地表面に戻る。

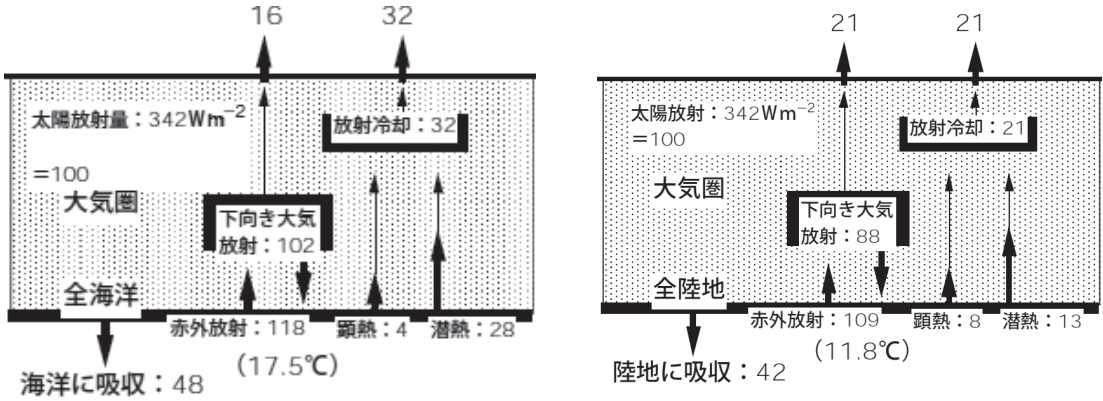
温室効果は、放射平衡の状態にある黒体の粒から下向きに放射される赤外線によってもたらされる。地表面からの上向きの赤外線フラックスを $Q^\uparrow (= \sigma T_g^4)$ 、黒体の粒から地面に向けて下向きに放射される赤外線のフラックスを Q^\downarrow とすると、 $D = Q^\downarrow / Q^\uparrow$ で、温室効果の度合いを表すことにしよう。このDは、ハーフミラーの合成反射率に対応している。

第11図は、地球表面を大気と海洋に分けて、全陸地と全海洋の平均の熱収支を示したものである（Trenberth *et al.* (2009) のデータを用いた）。大陸の地表面温度は11.8°C、海面温度は17.5°Cである。

陸面と海面で温度が異なる原因を考えてみよう。陸



第10図 左図：温室効果気体層の内部にある温室効果気体と温室効果気体層との相互関係。右図：10層の黒体大気層からなる温室効果気体の層の内部の温室効果気体から上下に放射される赤外線の比率と高度との関係。



第11図 グローバル平均の地表面における熱収支. 全海洋 (左図) と全陸地 (右図) の比較 (データは Trenberth *et al.*(2009) による).

第1表 $Q^{*\uparrow}$, $Q^{*\downarrow}$, Q_R^* , D , N_R の関係 (Trenberth *et al.*(2009) のデータによる. 全球は, 全海洋と全陸地の平均とは異なるデータを使用したので, 数値は整合していない). $Q^{*\uparrow}$, $Q^{*\downarrow}$, Q_R^* は, 3.42Wm^{-2} (全球平均の太陽放射量 (Q_0) の $1/100$) を単位として, Q_R , Q^\uparrow , Q^\downarrow を規格化したもの. 下の2行は N_R による $Q^{*\uparrow}$ と $Q^{*\downarrow}$ の各推定値.

342Wm ⁻² を100として表示		全球		全海洋		全陸地	
地表面に吸収	正味放射	49	7 23	48	4 28	42	8 13
			19		16		21
$Q^{*\uparrow}$		114		118		109	
		(15°C)		(17.5°C)		(11.8°C)	
$Q^{*\downarrow}$		95		102		88	
$Q_R^* = Q^{*\uparrow} - Q^{*\downarrow}$		19		16		21	
$D = Q^{*\downarrow} / Q^{*\uparrow}$		0.833		0.863		0.809	
$N_R = D / (1 - D)$		4.99		6.30		4.24	
$Q^{*\uparrow} \sim Q_R^* (N_R + 1)$		114		117		110	
$Q^{*\downarrow} \sim Q_R^* N_R$		95		101		89	

第2表 海洋と陸地の境界条件の比較 (正味放射 Q_R は, 顕熱・潜熱を除いて, 正味で地表面を加熱する太陽放射エネルギーであることに注意).

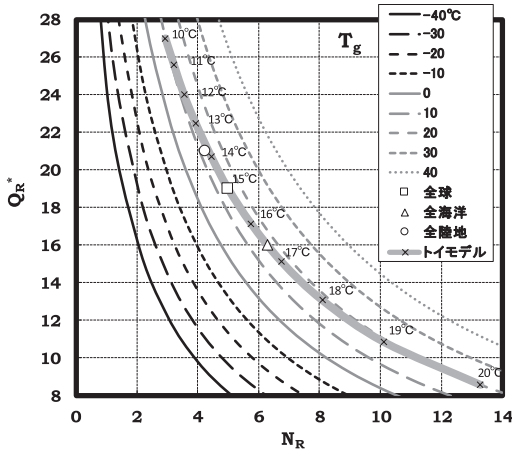
物理量	単位	記号	海洋	陸地	海洋/陸地
密度	kgm ⁻³	ρ	1000	1500	0.667
比熱	JK ⁻¹ kg	C	3930	900	4.367
体積	m ³	V	10	1	10
日射 (平均)	Wm ⁻²	Q_R	$0.16 \times 342 = 54.72$	$0.21 \times 342 = 71.82$	0.762
季節変化の振幅	Wm ⁻²	A	18.24	23.94	0.762
熱容量	JK ⁻¹	ρCV	3.93×10^7	1.35×10^6	29.111
表面温度	K	T_0	290.5	284.8	1.020
温室効果		N_R	6.30	4.24	1.486
α		$\frac{4\sigma T_0^3}{\rho CV (N_R + 1)}$	1.94×10^{-8}	7.41×10^{-7}	0.026
β		$\frac{A}{\rho CV}$	4.64×10^{-7}	1.77×10^{-5}	0.026

面に吸収される太陽放射エネルギーは42, 海面に吸収される太陽放射エネルギーは48で, 海洋のほうが多い. しかし, 潜熱・顕熱の形で大気に受け渡されるエネルギーは, 海洋のほうが多く, その結果, 陸面・海面の放射加熱に使われる太陽放射エネルギーは, 海面のほうが少ない (陸面21に対して, 海面16). それにも関わらず, 海面温度のほうが陸面温度よりも高い. その原因は, 第1表の D の値が示すように温室効果が大きいからである.

黒体モデルでは, 地球全体の平均的な温度を求めるために, (大気圏に吸収された) 全球平均の太陽放射エ

ネルギー ($Q=239\text{Wm}^{-2}$) を扱った. それに対して, 海面および陸面の温度を扱う場合の太陽放射エネルギーは, 地表面の放射冷却にバランスする日射エネルギー (=正味放射量) である. この値を Q と区別して Q_R と書く. 海面, 陸面上の Q_R の値は, 第2表に示した. ハーフミラーモデルでは, $Q^\uparrow = Q_R (N_R + 1)$, $Q^\downarrow = Q_R N_R$ で与えられる. 第1表の下に, この予測値を示した. 観測値とよく対応していることを確認していただきたい.

第12図は, $Q^\uparrow (= \sigma T_g^4)$ をパラメータとして, Q_R (縦軸) N (横軸) 空間に, $Q^\uparrow = Q_R (N_R + 1)$ の関係



第12図 温室効果 (N_R :横軸)と放射平衡に必要な正味の日射エネルギー (Q_R^* :縦軸, Q_R^* は, 3.42Wm^{-2} (全球平均の太陽放射量 (Q_0) の $1/100$) を単位として, Q_R を規格化したもの.) をパラメータとして, $\sigma T_g^4 (=Q_R(N+1))$ の等値線を示した. 太い線は, トイモデルによる気候感度 (木村 (2000) の第2表を 10°C まで拡張したもの. 第8図, 第11図および第1表にある全球 (□), 全海洋 (△), 全陸地 (○) の T_g も示した.

を描いたグラフである. グラフは, 地表面温度 (T_g) の等値線である. Q_R と N_R が決まると, 地表面温度が決まる. 但し, 第12図の縦軸は, Q_R を 3.42Wm^{-2} (全球平均の太陽放射量 (Q_0) の $1/100$) で規格化した値 (Q_R^*) で示してある.

地球温暖化を本稿の枠組みに当てはめれば, 「 N_R が増加するとき, 地表面温度はどのように増加するか」という問題になる. もしも, N_R が増加しても, Q_R^* が変化しなければ, $Q_R^* = \text{一定}$ (横軸に沿う線) に沿って, 現象は変化する. しかし, 現実の地球環境はそうのようにできていない.

ここでは, この問題を, 地球環境を単純化したトイモデル (木村 2020) に当てはめてみよう.

第8図に示すように, 地表面に吸収された太陽放射エネルギー ($Q_0: 342\text{Wm}^{-2} = 100$ として表す) 49のうち, 30は潜熱と顕熱に使われる. 木村 (2020) で扱ったトイモデルは, 地表面がすべて海面なので, 30はすべて潜熱に使われる. 海面温度が上昇すると, (海面に接した大気中の飽和蒸気圧が増加するので) 潜熱に使われる太陽放射エネルギーが増加する. それに連動して, 熱放射に使われる太陽放射エネルギー (規格化し

た正味放射量 Q_R^*) が減少する. すなわち, 海面温度の増加は, Q_R^* の減少を伴う. その関係を木村 (2020) の第2表に示した. そこでは, 海面温度が $15^\circ\text{C} \sim 20^\circ\text{C}$ までを示したが, その計算を拡張し, 海面温度が $10^\circ\text{C} \sim 20^\circ\text{C}$ の範囲の場合について, Q_R^* , N_R と海面水温 (T_g) の関係を第12図に重ねて示した (トイモデルの気候感度. なお, このグラフに用いたデータは, 付録Bに示した). 海面温度の増加と共に Q_R^* が小さくなる, ということは, 地球温暖化に対する負のフィードバックである.

なお, 第12図には, 現実の地球環境における全海洋, 全陸地に対する Q_R^* , N_R , T_g の関係も示した.

第12図を見ると, 全海洋, 全陸地の T_g は, トイモデルの気候感度曲線に乗っている. トイモデルは, 全球平均の熱収支を採用したので, トイモデルの T_g が全球平均の T_g に等しいのは当然である. しかし, 現実の地球における全海洋と全陸地の T_g がトイモデルの気候感度の曲線上に乗るのは, 予想外であった. なぜなら, トイモデルの熱収支は, 現実の地球の全球平均であるにもかかわらず, 地表面全体が海洋だからである. 現実の地球で, 地表面全体が海洋であれば, その熱収支は, 全球平均の熱収支ではなく, 全海洋の熱収支になることが予想される. 熱収支が全球平均で, 地表面全体が海洋であるというトイモデルの設定は, いわば, 仮想的な条件設定である. それにもかかわらず, この仮想的な条件設定下の気候感度に, 現実の全海洋, 全陸地が従うとは, どういうことであろうか.

その理由は, 正直言ってよく分からない. 恐らく, 以下の条件が関係しているであろう.

- ①トイモデルの熱収支 (= 全球平均の熱収支) は, 全陸地よりは, 全球の7割を示す海洋の熱収支に近い. それ故, 全海洋の T_g は, トイモデルの気候感度の曲線に従う.
- ②トイモデルの熱収支は, 全球平均の熱収支である. その結果, トイモデルの温室効果は, 全海洋の温室効果と全陸地の温室効果との平均的な値になる. 具体的には, トイモデルの N_R は5であるが, 全海洋の N_R は6, 全陸地の N_R は4で, 平均的な値になっている. トイモデルの T_g ($=15^\circ\text{C}$) も, 全海洋の T_g と全陸地の T_g の平均的な値になっている. そのため, 全陸地の温室効果も T_g も, 15°C を挟んで, 全海洋の対称的な位置に来る. そこが, 偶々, トイモデルの気候感度曲線の上であった.

7. 温室効果と気温年較差

ここまで、1年間で平均した地球環境に関わる温室効果を考察した。1年間で平均すると、ほぼ定常状態になる。しかし、地球環境には、はっきりした年変化がある。その顕著な例が、気温の年較差である。気温の年較差とは、1ヵ月平均の地上気温の最大値と最小値の差である。これは、地表面の受ける太陽放射エネルギーの季節変化によって生じる。

気温年較差は、海上と陸上で、かなり異なる。その違いを簡単なモデルで考察することができる。

太陽放射エネルギーは、地中や海中に浸み込んでいく。その深さを、仮に、海洋で10m、陸地で1mとする。簡単のために、地中や海中は、一様に加熱されるとする。その温度は、地表面の温度 T_g に等しい。一方、地表面から熱放射で $Q^{\uparrow} - Q^{\downarrow} = \sigma T_g^4 / (N_R + 1)$ の熱が逃げる。その結果、地表面温度 T_g の変化は、

$$\rho CV \frac{dT_g}{dt} = Q_R - \frac{\sigma T_g^4}{N_R + 1} \quad (15)$$

に支配される。ここで、 ρ は地表面の密度、 C は比熱、 V は体積 (= 深さ $\times 1 \text{ m}^2$) である。 ρCV は、地表面の熱容量である。なお、定常状態では、 Q_R と $\sigma T_g^4 / (N_R + 1)$ がバランスしている。

Q_R の季節変化を正弦関数で近似する。周期1年を秒で表すと、 $60 \times 60 \times 24 \times 365 = 3.1536 \times 10^7$ 秒である。周期1年の角振動数は、 $\omega = 2\pi / 1 \text{ 年} = 1.992 \times 10^{-7} \text{ 秒}^{-1}$ である。

$Q_R = Q_0 + A \cos \omega t$, $T_g = T_0 + T'$ と置く。 $T' / T_0 \ll 1$ として、

$$T_g^4 = (T_0 + T')^4 = T_0^4 \left(1 + \frac{T'}{T_0} \right)^4 \approx T_0^4 + 4 T_0^3 T' \quad (16)$$

と近似する。この近似を (15) に代入して、

$$\rho CV \frac{dT'}{dt} = Q_0 + A \cos \omega t - \frac{\sigma T_0^4}{N_R + 1} - \frac{4 \sigma T_0^3}{N_R + 1} T' \quad (17)$$

$$Q_0 = \frac{\sigma T_0^4}{N_R + 1}$$

であるから、

$$\rho CV \frac{dT'}{dt} = A \cos \omega t - \frac{4 \sigma T_0^3}{N_R + 1} T' \quad (18)$$

を得る。両辺を ρCV で割って、

$$\begin{aligned} \frac{dT'}{dt} &= \frac{A}{\rho CV} \cos \omega t - \frac{4 \sigma T_0^3}{\rho CV (N_R + 1)} T' \\ \rightarrow \frac{dT'}{dt} + \frac{4 \sigma T_0^3}{\rho CV (N_R + 1)} T' &= \frac{A}{\rho CV} \cos \omega t \\ \rightarrow \frac{dT'}{dt} + \alpha T' &= \beta \cos \omega t \end{aligned} \quad (19)$$

と記す。

(19) の解は、指数関数項 $\left(-\frac{\alpha \beta}{\omega^2 + \alpha^2} e^{-\alpha t} \right)$ と周期関数項 (T') の和として書ける。ここで、 T' は、

$$T' = \frac{\beta}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} \left(\frac{\omega}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} \sin \omega t + \frac{\alpha}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} \cos \omega t \right) \quad (20)$$

である。

海洋と陸地に対応する α の値を第2表に示した。

指数関数の指数 α は、初期に温度が T_0 からずれたとき、温度が T_0 に戻る時間の程度を表す。初期のずれは指数関数的に緩和していることが分かる。 $1/e$ になる時間を緩和時間という。緩和時間 τ は、

$$\begin{aligned} \tau(\text{海洋}) &= 1/\alpha = 1 / (1.94 \times 10^{-8}) = 0.515 \times 10^8 \text{ 秒} \\ &= 0.515 \times 10^8 / (3.1536 \times 10^7) = 1.63 \text{ 年} \\ \tau(\text{陸地}) &= 1/\alpha = 1 / (7.41 \times 10^{-7}) = 0.135 \times 10^7 \text{ 秒} \\ &= 0.135 \times 10^7 / (3.1536 \times 10^7) = 0.043 \text{ 年} \\ &= 15.6 \text{ 日} \end{aligned}$$

である。

第2表の右側の列には、海洋と大陸の条件の違いを物理量の比によって示した。もっとも大きな違いは熱容量である。緩和時間の違いは、熱容量の違いに起因すると考えられる。温室効果は、約1.5倍の違いがあり、熱容量ほどではないが、緩和時間に影響を与えている。

太陽放射量の季節変化は緯度によって異なる。ここでは、中緯度を想定し、冬と夏で、太陽放射量が2倍異なると仮定する。冬季の日射量 ($Q_R - A$) の2倍が

夏季の日射量 ($Q_R + A$) になることから、

$$Q_R + A = 2(Q_R - A) \rightarrow A = Q_R / 3$$

である。そのときの A と β の値を第2表に示した。

さて、十分時間が経過すると (20) 式が残る。ここで、ベクトル：

$$P = \left(\frac{\alpha}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}}, \frac{\omega}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} \right)$$

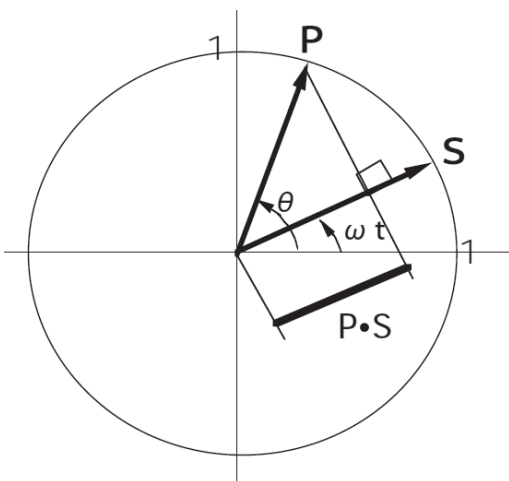
$S = (\cos \omega t, \sin \omega t)$ を導入すると、

$$T' = \frac{\beta}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} P \cdot S \quad (21)$$

と書ける。ここで、 $|P| = 1$ 、 $|S| = 1$ である。 $P \cdot S$ は、第13図のように時間変化する。 P は固定されたベクトルで、 $\tan \theta = \omega / \alpha$ とすれば、 P は横軸と角度 θ をなす。一方、 S は、角速度 ω で回転する。 T' は内積 $P \cdot S$ に比例する。

内積とは、ベクトル P のベクトル S に対する射影であるから、

$$T' = \frac{\beta}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}} \cos(\theta - \omega t) \quad (22)$$



第13図 $P \cdot S$ の説明図。ベクトル P は固定され、ベクトル S は、角速度 ω で回転する。その内積が $P \cdot S$ である。

と書くこともできる。 θ が、(日射が最大になってから、地表面温度が最大になるまでの) 時間遅れの程度を表している。

海洋と陸地の違いを第3表に示した。ベクトル P の縦軸は ω に、横軸は α (緩和時間の逆数) に比例する。その結果、緩和時間が長くなるほど、 θ は大きくなる。第2表に示すように、 α の中には温室効果 (N_R) が含まれる。温室効果の増加は、熱容量が大きくなることと似た効果を生むことが分かる。

第14図は、実際の地球環境の気温年較差のグローバルな分布であるが、陸地と海洋の気温年較差の違いが大きいことを示している。第3表は、定性的ではあるが、第14図と整合的である。

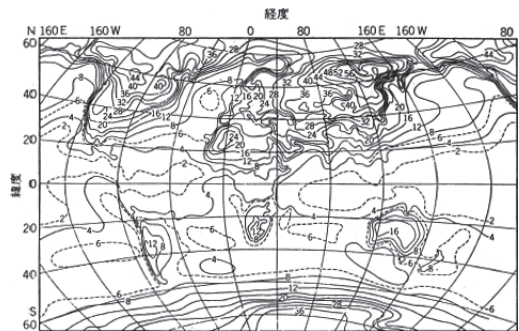
8. おわりに—温室効果気体のシールド効果

温室効果のハーフミラーモデルでは、4層(陸地)～6層(海上)ものハーフミラーが地球表面を覆っているイメージが浮かぶ。平均すると、5層のハーフミラーが覆っている。ハーフミラーは、重なるほど反射率が高くなる。5層のハーフミラーの反射率は0.8ほどである。

よくSF映画に、シールドが登場する。外界からの

第3表 海洋と陸地の気温年較差の特徴。

物理量	単位	記号	海洋	陸地	海洋/ 陸地
1年角振動数	S^{-1}	ω	1.992×10^{-7}		
気温年較差振幅	K	$\frac{\beta}{\sqrt{\omega^2 + \alpha^2}}$	2.32	23.94	0.097
位相遅れ	度	$\theta =$	84.5	23.94	5.633
	日	$\arctan\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)$	85.7	15.2	
緩和時間		$\tau = \alpha^{-1}$	1.6年	16日	0.104



第14図 気温年較差 (浅井 (1988) 図5.1を引用)。

攻撃をドーム状のシールドが防ぐ。成層圏のオゾン層は、紫外線に対するシールドと言えるだろう。対流圏の温室効果気体の層もシールドの役割を果たしている。役割とは、上下方向の赤外線の影響を妨げることである。すなわち、

- ① 地表面の放射冷却を妨げて、地表面温度を有効放射温度よりはるかに高い温度に維持している。
- ② 上空からの赤外線の下向き放射を（地表面にとどく前に）吸収して、上空に送り返す。

第2の役割は、放射強制力の作用を考える際に重要になる（浅野（2010）8章参照）。「放射強制力」という概念は、1990年に刊行された「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第1作業部会報告書」で導入されて以来、一般に知られるようになった。その定義によれば、圏界面における赤外線の正味放射量の変化量である。圏界面における下向き放射量の変化は、そのまま、地表面に影響を与えるわけではない。地上に届く以前に、温室効果気体のシールドに吸収され、大部分は上向きの赤外線になって、宇宙に送り返される。放射強制力の作用を議論する際には、既に存在する温室効果気体のシールド効果を考慮する必要がある。

謝辞

本稿をまとめるに当たって、浅野正二氏（東北大学名誉教授）には2重の意味で指導を受けた。本文でも多く引用したように、大気放射学の基礎知識は浅野（2010）を参考にした。また、「天気」に投稿する以前に、個人的に初校の査読をお願いし、温室効果の可視光線の理解に対して、多くのコメントをいただいた。

近藤純正氏（東北大学名誉教授）には、メールのやり取りを通して、赤外線伝達の性質を教えていただいた。本稿で用いた「黒色大気」のネーミングは、近藤氏の提案である。

森 厚氏（桜美林大学）には、初校のチェックをお願いした。多くの読みにくい点、理解しにくい点を指摘していただいた。その指摘は、改稿に反映されている。

「天気」編集委員長の青柳暁典氏及び編集担当の萩野谷成徳氏には、原稿を丁寧に読んで内容をチェックしていただいたのみならず、式の展開を分かりやすく直していただき、図や表を改良していただいた。

本稿は、木村（2020）の構想とリンクしており、その続編のつもりで執筆した。上記の方々の協力がなければ、まとめることはできなかった。記して、感謝の

意を表します。

参考文献

- 会田 勝, 1982: 大気と放射過程. 東京堂出版, 280pp.
 浅井富雄, 1988: 気候変動. 東京堂出版, 202pp.
 浅野正二, 2010: 大気放射学の基礎. 朝倉書店, 267pp.
 Kiehl, J. T. and K. E. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 197-208.
 木村龍治, 2020: 地球環境を学習するためのトイモデル. *天気*, **67**, 181-194.
 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学. 東京大学出版会, 189pp.
 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の科学. 東京大学出版会, 324pp.
 松田佳久, 2014: 気象学入門. 東京大学出版会, 240pp.
 小倉義光, 1999: 一般気象学 [第2版]. 東京大学出版会, 314pp.
 Trenberth, K. E., J. T. Fsullo and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311-323.
 Yamamoto, G., M. Tanaka and S. Asano, 1970: Radiative Transfer in Water Clouds in the Infrared Region. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 282-292.

付録

付録 A 反射率 r 、透過率 s のガラス板を2枚重ねたときの反射率と透過率

下の層を $L1$ 、上の層を $L2$ と呼ぼう。上向きに $L1$ に侵入した単位強度の光線のうち、 r は反射して地表面にもどる。 s は透過して、 $L2$ の下面で反射する。反射光は、 $L1$ と $L2$ の間で無限回反射を繰り返す。反射するごとに、上下に光線の一部が放出される（第6図）。上側に放出する光線を S_2 と書けば、

$$\begin{aligned} S_2 &= s^2 + s^2 r^2 + s^2 r^4 + \dots \\ &= s^2 (1 + r^2 + r^4 + \dots) \\ &= s^2 / (1 - r^2) \\ &= s / (1 + r) \\ &= s / (2 - s) \end{aligned} \tag{A1}$$

である。ここで、 $r + s = 1$ の関係を使った。

一方、 $L1$ から下向きに出る光を R_2 と書けば、

$$\begin{aligned} R_2 &= r + s^2 r + s^2 r^3 + s^2 r^5 + \dots \\ &= r + s^2 r (1 + r^2 + r^4 + \dots) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 &= r + s^2 r / (1 - r^2) \\
 &= r + sr / (1 + r) \\
 &= (r + r^2 + (1 - r)r) / (1 + r) \\
 &= 2(1 - s) / (2 - s)
 \end{aligned}
 \tag{A2}$$

付録B トイモデルの気候感度. 海面温度が 1°C 上昇することの変化量. T_s : 地表面温度 ($^\circ\text{C}$), T_g : 地表面温度 (K), $Q^\uparrow = \sigma T_s^4$: 上向き放射量 (Wm^{-2}), q

(飽和混合比 (gkg^{-1})), Q_E : 潜熱 (Wm^{-2}), Q_R : 海面温度の加熱量 (Wm^{-2}), Q^\downarrow : 下向き放射量 (Wm^{-2}), N_R : 黒体相当厚さ, Q_R^* : $Q_0 = 342 \text{Wm}^{-2}$ を100として Q_R を表示したもの. なお, q の値は小倉 (1999) 表3.4 の飽和水蒸気密度を内挿したものである. 表3.4では, gm^{-3} の単位で示されているが, 1気圧では, 1m^3 の空気は 1kg の重さであると近似して, 飽和混合比として用いた.

T_s	T_g	Q^\uparrow	q	Q_E	Q_R	Q^\downarrow	N_R	Q_R^*
10	283	364	9.41	75.3	92.3	271.7	2.94	27.0
11	284	369	10.02	80.2	87.4	281.6	3.22	25.6
12	285	374	10.67	85.4	82.2	291.8	3.55	24.0
13	286	379	11.35	90.8	76.8	302.2	3.93	22.5
14	287	385	12.07	96.9	70.7	314.3	4.45	20.7
15	288	390	12.83	102.6	65.0	324.9	5.00	19.0
16	289	396	13.63	109.0	58.6	337.4	5.76	17.1
17	290	401	14.48	115.8	51.8	349.3	6.74	15.1
18	291	406	15.37	123.0	44.7	361.3	8.08	13.1
19	292	412	16.31	130.5	37.1	374.9	10.11	10.8
20	293	418	17.30	138.4	29.2	388.7	13.31	8.54