

特別講演

モンスーンのための半球平均表面温度モデル*

R.A. ブライソン**

抄訳：久保田 効***

1. はじめに

半球平均表面温度を計算するモデルが簡単な微分方程式の形で組み立てられる。この方程式は3つの独立変数；空気中の炭酸ガスの量，火山灰の量，および人工の粒子による汚染量の関数である。このモデルは観測される北半球平均温度の変動をよくシミュレートするようである。化石燃料の消費や農作業用燃焼によって増加する下部対流圏のエロゾルを考慮すれば，炭酸ガスの増加とともに，地表面温度がやや下がることが計算される。太陽常数は不変と仮定されるが，地表面に達する直達太陽放射量の計算値と観測値を比較すると，その差に誤差以上の20~25年周期が見出され，太陽常数に小さいが確からしい周期変動があることを示唆している。

2. モデルの仮定

ここで対象としているのは，半球平均表面温度の前世紀以後の気候変動である。したがって，その変動は，第1義的には，大気の外因による大気透過率の変化に依存するという基本的な仮定から出発する。大気透過率を変えるであろう外因として，まず火山活動と人類の活動があげられる。火山噴出物が大気中に浮遊する長い期間や大きな火山爆発が起こる頻度は，数年一数十年の時間スケールを持って大気透過率に影響するであろう。人類の活動は大気中に連続的に粒子やガスを放出するであろう。これらは前世紀までは急激な増加はなかったはずである。第4図に示されたグリーンランドにおける降下鉛の変動やコーカサスにおける降下チリの変動は，この様子をうかがわせるものである。農作業上の焼却や化石燃料の消費の増加は， CO_2 とともにチリの放出を増加させているはずである。このチリは太陽放射量の透過率を減少させるであろう。これらのエロゾルは正確には太陽放射の透過率を減少させるのみでなく，地表面からの赤外放射を抑える性質もあるはずである。しかし

Schneider・Mass (1975)の指摘にしたがって，ここでは第1義的にエロゾルは太陽放射の減衰に寄与するのみで赤外放射に影響しないと仮定する。

モデルにおける仮定をまとめると，

(1)太陽常数は一定。

(2)地表面アルベドは一定。

(3)半球スケールにおける雲量変化は前世紀以後は無視できる。

(4)地表面から正味として射出する地球放射の変化は大気中の炭酸ガスの増加に反比例する。

(5)雲のない場合の大気の透過率や吸収率の変化は第1義的には，火山活動や人類の活動による混濁度の変化による。

(6)地球-大気系へのエネルギーインプットは，系から出る赤外放射によるアウトプットに，10年の時間スケールでは必ずしも一致する必要がない(非平衡)。その差は地球-大気系に貯えられる熱量の変化となる。

(7)他半球から，大気や海洋を通じて輸送される熱量はない。

3. モデルの組み立て

第1図に示されるように，大気を3つの層に区分する。上層は成層圏を代表するもので，雲はないが，火山灰が含まれる。この層の透過率は a でエロゾルの密度のみの関数である。中層は上部対流圏を代表するもので，その底に雲量 N の雲を持つ。中層にはチリがないと仮定され，晴天透過率 C を持つ。下層は下部対流圏を代表するもので，雲はないが，人工的な“チリ”のすべてを含むと仮定する。透過率は b である。これらの層区分は Hofmann *et al.* (1975) の測定に基づくものである。

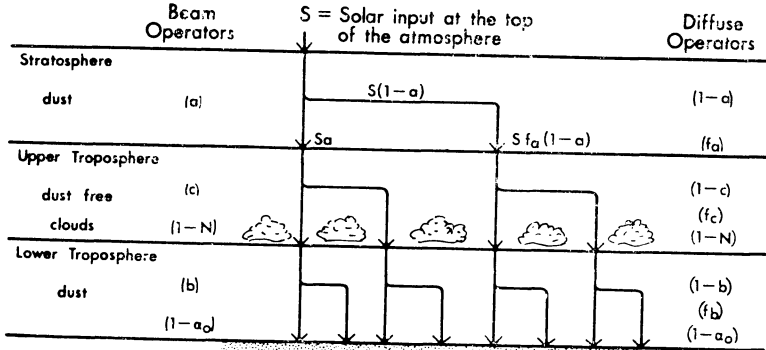
大気を透過する太陽放射量 S は成層圏通過後 $(1-a)$ だけ減衰して，直達放射量 Sa となる。放射の減衰部分の一部(率で f_a) は大気分子やチリ粒子によって前方に散乱または放射され，下向きに $S(1-a)f_a$ の散乱放射量を生じる。

直達放射量 Sa と散乱放射量 $S(1-a)f_a$ は上部対流圏において更に減衰し，通過後，直達放射量は $(1-N)Sac$

* A hemispheric mean surface temperature model applicable to monsoon studies.

** R.A. Bryson, ウィスコンシン大学.

*** I. Kubota, 気象庁電子計算室.



$$\text{Absorbed by the surface} = S(1-\alpha_0)(1-N)[c+f_c(1-c)][a+f_a(1-a)][b+f_b(1-b)]$$

第1図 モデルの構造。Sは大気上限に入射する太陽放射量。直達日射量に作用する係数は左側カッコに、散乱日射量に作用する係数は右側カッコに掲げられている。成層圏、上部対流圏および下部対流圏の透過率はそれぞれ a, c および b である。成層圏で散乱する部分のうち f_a 倍だけ、前方に散乱するか再放射する。f_c と f_b も上部対流圏と下部対流圏における同じ意味のものである。Nは光学的雲量で α₀ は表面アルベド。成層圏の底から下に向う放射量は S[a+f_b(1-a)]。表面で吸収される放射量は表面に達し、吸収される成分の合計である。

となる。上部対流圏を通過した下向き散乱放射量は、成層圏からの散乱成分が減衰したもの、

$$Sf_a(1-a)[c+f_c(1-c)](1-N)$$

と成層圏からの直達成分が減衰したもの、

$$Sa(1-c)(1-N)f_c$$

からなる。このようなカスケード効果が続けると、地表面の平均吸収率(1-α₀)によって吸収される(直達+散乱)放射量 G は

$$G = S(1-\alpha_0)(1-N)[a+f_a(1-a)][b+f_b(1-b)][c+f_c(1-c)]/[1-\alpha_0 N b^2] \quad (1)$$

分母は地表面と雲底間の複反射による効果である。太陽エネルギーを源とするインプット G の中には直達日射量、分子や粒子による散乱日射量のほかに、粒子によって吸収された太陽エネルギーの下向き再放射量もまた含まれていることに注意。

地表面から失なわれる熱エネルギーは正味の地球放射量、正味の顕熱流束および正味の潜熱流束から成る。上向き地球放射量 R_T は

$$R_T = \epsilon_e \sigma T_o^4 \quad (2)$$

ただし、ε_e は地表面の射出率、σ はステファン・ボルツマン常数、T_o は半球平均のしゃへい温度である。しゃへい温度は表面温度とは若干異なるが、第1義的には、表面温度で置き換えうると仮定する。大気から地表面に

向かう天空放射を外向きの地球放射に比例すると仮定する。ただし、Idso・Jackson(1969)が提供したデータによると、ここでの温度変化幅内では一貫した線型関係にある。したがって、

$$\text{正味の地球放射} = \epsilon_e \sigma T_o^4 (1-\epsilon) \quad (3)$$

ただし、εは赤外放射に対する大気の“射出率”であり、(1-ε)は大気の透過率である。射出率 ε は大気の各成分からの寄与を合計したものであり、Staley・Juria(1970)の加算的モデルによると、

$$\epsilon = \epsilon_w + \epsilon_c - \epsilon_v + \epsilon_z \quad (4)$$

ただし、水蒸気による射出率 ε_w、炭酸ガス ε_c、オゾン ε_z である。ε_v は水蒸気と炭酸ガスの吸収帯の重複効果を修正する項である。

空気中の水蒸気量と水蒸気による射出率 ε_w は温度の関数である。半球平均表面温度は前世紀においては約 0.6°K しか変わっていない(Mitchell, 1961)ので、ε_w は一定と仮定する。ε_w の値は半球平均相対湿度 77% (Manabe・Weatherald, 1967)に基づいた Sellers(1973)の方法で計算された。温度を 288.6°K とすると ε_w = 0.66 となる。

炭酸ガスの射出率については、Staley・Jurica (1972)が導いた 1000mb における関係式、

$$\epsilon_c = 0.02351_n(\text{CO}_2) + 0.0537 \quad (5)$$

を用いる。ただし、CO₂ は百万分の一(ppm) である。

水蒸気と炭酸ガスの重複した吸収帯の修正は、温度と濃度に依存するが、半球平均温度変化は小さいので一定と仮定する。その値は0.12である。同様にオゾンの射出率 ϵ_z も一定で0.06と仮定する。

雲の下では地球放射は $\epsilon_e \sigma T_o^4 N$ であり、雲に達するまでに ϵ_{sc} だけ減衰する。また雲は下向きに $\sigma T_c^4 N$ だけ射出し、地表面に達するまでに ϵ_{sc} だけ減衰する。かくて正味の表面地球放射は、

$$(1-N)\epsilon_e \sigma T_o^4 (1-\epsilon_w - \epsilon_c + \epsilon_v - \epsilon_z) + N\epsilon_e (\sigma T_o^4 - \sigma T_c^4) (1-\epsilon_{sc}) \quad (6)$$

ただし、 T_c は雲底温度で、 ϵ_{sc} は雲底下の大気の射出率である。この表現は Sellers (1973) による2層の関係式と同じである。雲底下では放射平衡温度に近いとしてすべて計算された。つまり T_c は T_o より0.5°K 冷たく、 ϵ_{sc} は ϵ の20%に等しいと置く。

半球の表面における熱収支方程式は(6)と(1)を組み合わせて、

$$S(1-N)(1-\alpha_o)[c+f_c(1-c)] \times [ab+f_a b(1-a)+f_b a(1-b)+f_a f_b(1-a)(1-b)] \times [1-\alpha_o N b^2]^{-1} - (1-N)\epsilon_e \sigma T_o^4 (1-\epsilon_w - \epsilon_c + \epsilon_v - \epsilon_z) - N\epsilon_e (\sigma T_o^4 - \sigma T_c^4) (1-\epsilon_{sc}) - L = m^* \frac{\partial T_o}{\partial t} \quad (7)$$

ただし、 L は地表面からの正味の潜熱流束と顕熱流束の和である。 m^* は地表面下の有効熱容量である。 $m^* \frac{\partial T_o}{\partial t}$

は地表面下における熱貯蔵量変化を表わす。実際の地球-大気系では、10年の時間スケールでは放射非平衡である。第1表には用いた独立変数の値と引用した原論文が掲げられる。

地表面下の熱容量 m^* は(8)を用いて計算される。

$$m^* = A_L \rho_L C_L Z_L + A_S \rho_S C_S Z_S \quad (8)$$

ここで A_L と A_S は半球において陸と海洋が占める面積で、 Z は混合層(熱的活層)に相当する深さである。ここでは海の熱層の深さを75m(Sellers, 1975)、陸面での温度活層の深さを12mと仮定する。陸地の密度 $\rho_L = 2 \times 10^3 \text{kgm}^{-3}$ 、比熱 $C_L = 1040 \text{J(kgK)}^{-1}$ 、 m^* は北半球では $0.635 \text{W(10年)} (\text{m}^2\text{K})^{-1}$ となる。

下方散乱率+下方再放射率 f_a , f_b は Budyko (1974) による見積りから計算された。第1表の右側の感度は、方程式(7)の熱貯蔵量変化項(右辺)を0と置き、各パラメータはお互いに独立として、微分して計算する。

太陽常数が±1%変化すると地表面温度は ±2.00°K 変化する。これは Schneider・Mass (1975) による感度

第1表 モデル計算のためのパラメータの値。右側の列は各パラメータの±1%変化による北半球平均表面温度における変化。

記号	値	文献	感度
S	340Wm ⁻²	1360Wm ⁻² に基づく	±2.00°K
α_o	0.11	Lettau(1974)	±0.11
N	0.40	Lettau(1974)	±0.40
$[c+f_c(1-c)]$	0.76	Lettau(1974)	±1.91
f_a	0.91	Budyko(1974)	±0.06
f_b	0.91	Budyko(1974)	±0.06
m^*	0.635	Sellers(1975)	
	W(10年)(m ² K) ⁻¹		
L	94.1Wm ⁻²	Sellers(1965)	±1.33
ϵ_e	0.98	Lettau(1974)	±0.73
a			±0.17
b			±0.19
CO ₂			±0.08

±1.20°K, Manabe・Wetherald (1967) による ±1.52°K, Budyko(1969)による ±1.1°K, よりやや大きい。この理由は当モデルが粒子による太陽放射吸収と再放射を考慮しているからである。

感度実験では、正味の(潜熱+顕熱)流束 L は正味の放射 R_{net} に比例すると仮定する。ただし比例係数 k 。したがって熱収支方程式は、

$$(1-k) R_{net} = m^* \frac{\partial T_o}{\partial t}$$

または、

$$R_{net} = [m^*/(1-k)] \frac{\partial T_o}{\partial t}$$

k による効果は地表面下の有効熱容量を調整する役目を持ち、この方法では、地表面温度変化は±0となる。

成層圏および下部対流圏の透過率 a, b が±1%変化すれば、地表面温度は±0.17および±0.19°K だけ変化する。CO₂ 濃度は大気の射出率 ϵ に影響するので、方程式(4)と(5)は地表面温度に対するCO₂の効果を計算するのに使用できる。当モデルでは、CO₂の濃度変化±1%(300±3 ppm)に対して計算される表面温度変化は±0.080°K である。

Manabe・Wetherald(1967)はCO₂濃度が1/2と2倍になった時の効果を計算した。彼らの結果から平均雲量と相対湿度を固定すると、地表面の平衡温度の変化 ΔT_e (K)はCO₂の含有率(ppm)と、

$$\Delta T_e = 3.346 \ln(\text{CO}_2) - 19.06 \quad (9)$$

なる関係があり、CO₂ 濃度 ± 1% 変化に対して ± 0.033 °K の平衡地表面温度変化となる。当モデルによる感度はこれより大きい、同じオーダーである。

しかし、CO₂ の変化の効果のみ計算しても、それが気候変動を説明するものではない。最近10年間のCO₂ の増加は人類活動のうち化石燃料の焼却の結果であることが一般に認められている▼(Machta, 1972)。化石燃料の焼却は CO₂ を生じるのみでなく、エロゾルをも放出する。農業上の植物燃焼もまた莫大な CO₂ とエロゾルを放出している。後の第4節において、われわれは対流圏の透過率 *b* を第6図のように見積ることができた。エロゾルの増加によるこの透過率の減少は、CO₂ の観測値と次のような1次関係がある。

$$b = 1.48 - 0.00163 \text{CO}_2 \quad (10)$$

方程式(7)にこの関係を入れ、CO₂ の効果による感度計算を繰り返すと、CO₂ の ± 1% 変化に対する正味の温度変化は ± 0.01 °K であり、CO₂ の倍増に対するそれは ± 4.93 °K である。したがって、CO₂ と下部対流圏エロゾルを製造する両過程を考慮すれば、地表面温度はCO₂

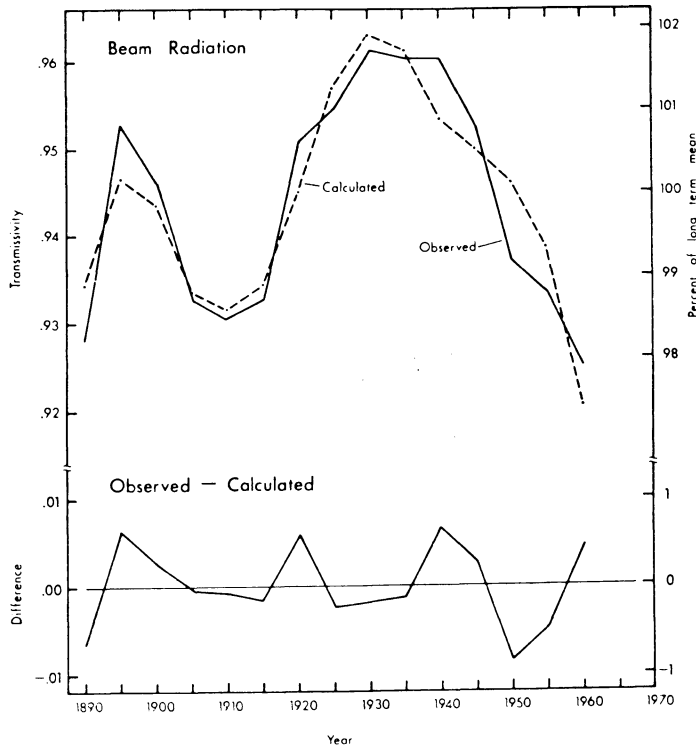
増加による暖化の代わりにやや冷却することが分かる。

4. 透過率の見積り

雲のない場合の直達日射量の長い観測記録については、Budyko (1969) によるデータは世界的観測網において決して満足すべきものではないが、それよりよいものはない。それで Budyko の記録から積 *abc* の雑な近似値が計算される(第2図)。Lettau (1974) が見積った *c* の半球平均値を用いると、Budyko による *abc* から、*ab* の値を見積ることができる。

一方、*a* と *b* を Budyko とは独立に見積ることを試みる。それぞれ、成層圏と下部対流圏のエロゾル含有量の関数である。成層圏における含有量については、Hirschboeck (1976) によって表現された火山活動の指数を用いる。Lamb のチリ浮遊指数(Dust veil index) と類似のものである。

緯度帯 0-30°N と 30-80°N における中・大の火山灰性爆発の10年間合計値から、1888-1945年の Budyko による直達放射データから逆算されたチリ浮遊指数(Dust veil index) を推定する回帰式の係数が決定される。

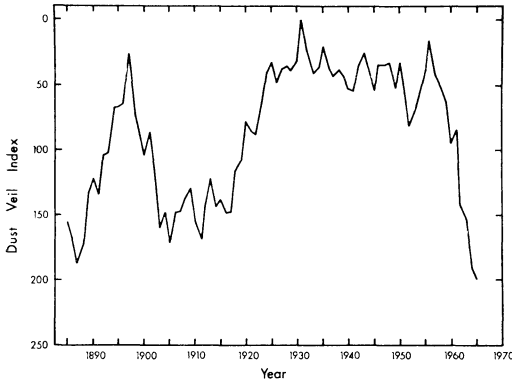


第2図 雲がない場合の透過率の観測値 (Budyko, 1969 によるもので実線) と当研究による計算値 (破線)。両曲線の差が、下側に描かれている。

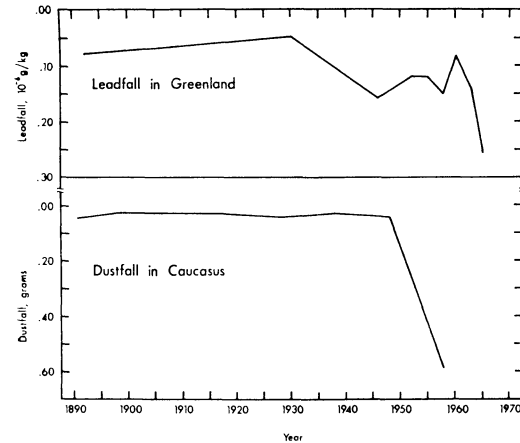
1888—1945年の期間は人工的なチリが重要になる前の期間である。その回帰式は、

$$V = 21.03G_{83} + 4.93G_{30} + 1.14M_{30} - 1.56M_{83} + 8.70 \quad (11)$$

であり、 G_{83} は緯度帯 80—30°N に10年間に起こった大きな火山灰性爆発の数、 G_{30} は緯度帯30—0°N に起こったそれ、 M_{83} は緯度帯80—30°N に起こった中位の火山灰性爆発の数、 M_{30} は緯度帯 30—0°N に起こったそれである。 V の値は第3図に示される。



第3図 Hirschboeck(1976)の火山爆発年代記から計算された修正したチリ浮遊指数 (dust veil index). Lamb(1970)の指数と類似のもの。点は10年間のランニングミーンである。



第4図 上: Murozumi *et al.*(1969)によるグリーンランド氷河の工業鉛降下量。単位は μg (鉛)/kg (雪)。
下: Davitaya (1965)によるコーカサスのチリ降下量。10年間に於ける氷河の沈殿物から見出された直径 $10\mu\text{m}$ 以下のチリの量。

下部対流圏のエロゾル含有量を見積るのは困難であるが、少なくとも3つの測定が見出される。最初の2つは Davitaya (1965)によるコーカサス山上やアルタイ山上における降下チリの観測記録(第4図)である。直径が $10\mu\text{m}$ よりも小さい粒子の10年間の観測値が、大気中に残留せる人工的チリ量に比例すると仮定される(Bryson, 1972)。もう1つの指数は、Murozumi *et al.*(1969)が示したグリーンランド氷河における降下鉛の観測記録である(第4図)。チリ浮遊量は、チリ降下量に比例し、1~2週間で落下し尽くすような比例係数を仮定する(Flohn, 1973)。

B を地表面における晴天直達日射量とすると、Beerの法則の近似式を用いて、

$$B = Sabc = S \cdot \exp(-A - K_T M - K_S V) \quad (12)$$

または、

$$\ln B = \ln S_c - K_T M - K_S V = \ln S - A - K_T M - K_S V \quad (13)$$

ただし、 A は気柱のきれいな空気による減衰成分、 M 、 V は対流圏と成層圏におけるチリの測定値、 K_T と K_S は人工的エロゾルと火山性エロゾルによる減衰係数である。 A は一定と仮定する。第3図の曲線は10年間平均して、それ以下の周期成分をフィルターする。Budykoによる $\ln B$ の10年間平均値と V および M (第3, 4図)との関係から、 $\ln B$ を推定するための回帰式の係数を決定して、減衰係数 K_T と K_S の値を推定する。それらによって、成層圏と対流圏のエロゾルによる透過率 a, b の時間変化は、

$$a = 0.978 \exp(-0.000282V) \quad (14)$$

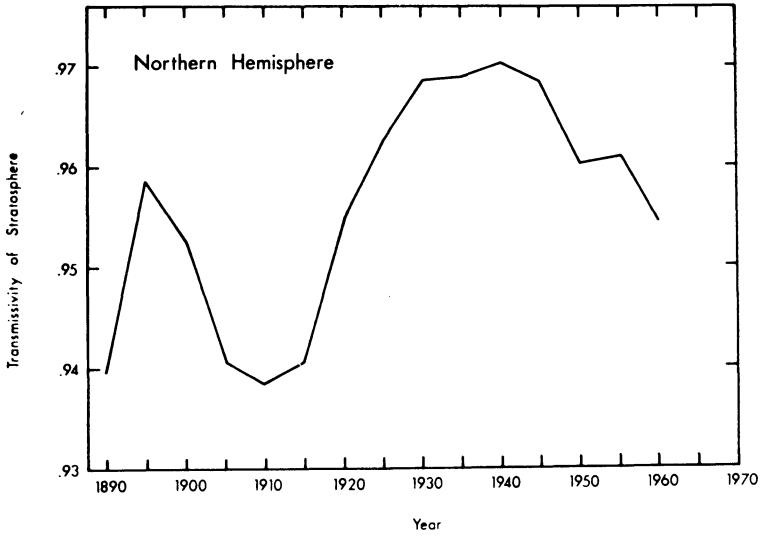
$$b = \exp(-0.0280 \times \text{チリ降下} - 0.111 \times \text{鉛降下}) \quad (15)$$

となる。Budyko(1969)の観測データから計算された透過率の積 ab と比較すると、当計算による積 ab は、観測の分散の87%を説明している。第2図の下側にはBudykoの観測とわれわれの計算 ab の差が示されている。20~25年の長さの周期が振幅は小さいが、確かなようであり、太陽活動と関係しているのかも知れない。

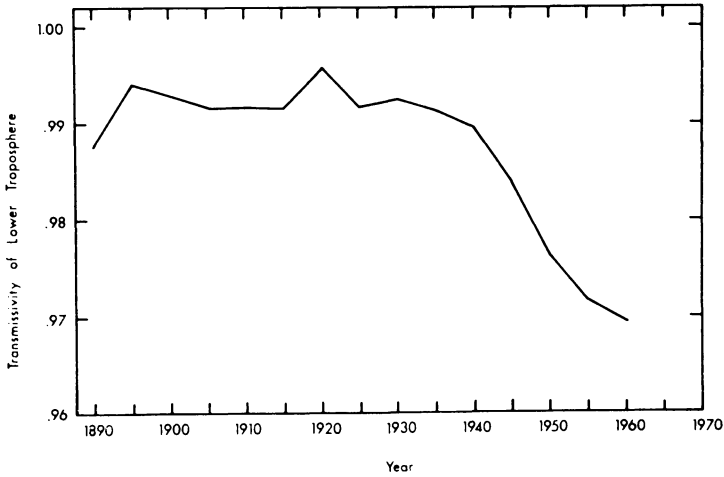
次に計算値 a と b をBudykoの観測データにより更に修正したものを第5, 6図に掲げる。

5. 半球平均表面温度の時間変化の計算

第5, 6図に示された透過率の5年毎の値と、 CO_2 の観測値および第1表に掲げられた常数を用いると、方程式(7)から、半球平均表面温度の時間変化を求めることができる。単純な第2オーダーのRunge-Kutta法で解く。



第5図 修正されたチリ浮遊指数から計算された北半球成層圏の透過率の時間変化。



第6図 氷河における鉛降下とチリ降下から計算された北半球下部対流圏の透過率の時間変化。

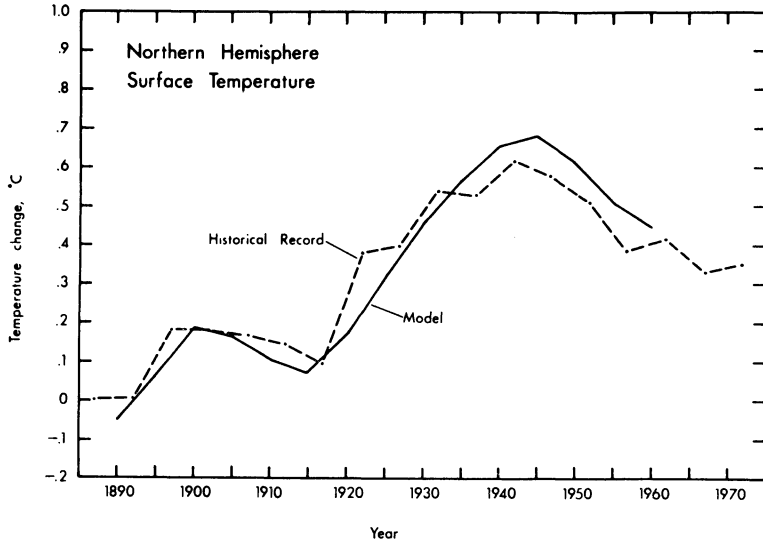
結果は第7図に与えられる。比較すべき観測値として、Reitan(1974)とBrinkmann(1976)によって拡張されたMitchell(1961)の解析とBudykoの解析があるが、前者が鎖線で描かれている。BudykoとMitchellの曲線は不幸にも若干ずれている。第2表には各解析者による北半球表面温度の変動間の2乗相関係数が掲げられている。

さて、以上のまとめと問題点を列挙してみよう。

(1) 当モデルすなわち方程式(7)は、BudykoとMitchellが指した気候変動の主な特徴を、太陽放射量の透過率を変える火山灰と人工的の微粒子、地球放射の射出率を変える炭酸ガスのみを用いて、よく説明している。

(2) 計算された大気透過率とBudykoの観測から得られた透過率との差は、誤差以上の20-25年周期を持ち、太陽常数の周期と関係があるかも知れない。

(3) 人類活動によるCO₂の増加は、地球放射に対す



第7図 モデルによって計算された北半球平均表面温度（実線）と0°-80°Nにおける観測値（破線）。観測値は Mitchell(1961)の解析に、Reitan(1974)と Brinkmann(1976)が解析を延長したもの。

第2表 北半球平均表面温度の解析相互の2乗相関係数。0-80°N間についてReitan(1974)によって延長された Mitchell(1961)の解析値(MR), Budyko(1969)の解析値(BU), Pollack et al.(1975)による計算値(PT), および Bryson・Dittberner(1976)による計算値(BD)。

	MR	BU	PT
MR	1		
BU	0.82	1	
PT	0.68	0.68	1
BD	0.93	0.78	0.74

る大気の透過率を減らし、暖化させるが、CO₂を生じる化石燃料の消費や農作業用燃焼は、人工的の微粒子を増加させ、太陽放射に対する大気の透過率を減らし、正味では小さな冷化をもたらす。

(4) しかし、成層圏の火山灰や対流圏の人工的の微粒子は、太陽放射に対する透過率を減らすのみでなく、地球放射に対する透過率に影響を持つはずで、それを考慮しなかったのは問題点として残る。

(5) 雲量一定の仮定は問題点に違いない。

(6) 気候モデルへの追求は、流体力学過程のパラメータによる単純化を伴うにしても、基本的には熱力学過

程であることを示唆している。

文 献

Adem, J., 1965: Experiments aimed at monthly and seasonal numerical weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 495-503.

Brinkmann, W.A.R., 1976: Surface temperature trend for the Northern Hemisphere—updated, *Quat. Res.*, (in press).

Bryan, K., 1969: Climate and the ocean circulation, III, The ocean model, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 806-827.

Bryson, R.A., 1972: Climatic modification by air pollution, In Polunin, N. (Ed.), *The Environmental Future*, MacMillan, 134-154.

—, 1974: A perspective on climatic change, *Science*, **184**, 753-760.

Budyko, M.I., 1969: The effect of solar variations on the climate of the earth, *Tellus*, **21**, 611-619.

—, 1974: *Climate and Life*, Academic Press, 508 pp.

Coakley, J.A. and G.W. Grams, 1976: Relative influence of visible and infrared optical properties of a stratospheric aerosol layer on the global climate, *J. Appl. Met.*, **15**, 679-691.

Committee on Atmospheric Sciences, 1973: *Weather and Climate Modification: Problems and Progress*, National Academy of Sciences, 258pp.

- Davitaya, F.F., 1965: The possible influence of atmospheric dustiness on the recession of glaciers and warming of the climate, *JPRS* 30, 216, U.S. Joint Publications Research Service, Washington, D.C., 1-25. (Nauk SSSR, *Izv. Ser. Geogr.*, 2, 3-22.)
- Dronia, H., 1967: Der stadteinfluss auf den weltweiten temperaturtrend, *Met. Abh. Band LXXIV*, Heft 4.
- Flohn, H., 1973: Natürliche und anthropogene klimamodifikationen, *Annal. Met.*, N.F. 6, 59-66.
- Gates, L.G., 1975: The January global climate simulated by a two-level general circulation model: A comparison with observation, *J. Atmos. Sci.*, 32, 449-477.
- Harshvardhan, and R.D. Cess, 1976: Stratospheric aerosols: Effect upon atmospheric temperature and global climate, *Tellus*, 28, 1-10.
- Hirschboeck, K., 1976: A new worldwide chronology of volcanic eruptions, Submitted to *Paleo.*, *Paleo. Paleo.*
- Hofmann, D.J., J.M. Rosen, T.J. Pepin and R.G. Pinnick, 1975: Stratospheric aerosol measurements I: Time variations at northern mid-latitudes, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1446-1456.
- Idso, S.B. and R.D. Jackson, 1969: Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 5397-5403.
- Jackson, M.L., D.A. Gillette, E.F. Danielson, I.H. Blifford, R.A. Bryson and J.K. Syers, 1973: Global dustfall during the quaternary as related to environments, *Soil Science*, 116, 135-145.
- Joseph, J.H. and N. Wolfson, 1975: The ratio of absorption to backscatter of solar radiation by aerosols during khamsin conditions and effects on the radiation balance, *J. Appl. Met.*, 14, 1389-1396.
- Kukla, G.J. and H.J. Kukla, 1974: Increased surface albedo in the Northern Hemisphere, *Science*, 183, 709-714.
- Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 266, 425-533.
- Lettau, H.H., 1974: Unpublished lecture notes, Dept. of Met., Univ. of Wisconsin, Madison.
- Machta, L., 1972: Mauna Loa and global trends in air quality, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 53, 402-421.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- , and —, 1975: The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
- Mintz, Y., 1964: Very long term global integration the primitive equations of atmospheric motion: An experiment in climate simulation, *Causes of Climatic Change*, 8, Amer. Met. Soc. 20-36.
- Mitchell, J.M., Jr., 1961: Recent secular changes of global temperature, *Ann. New York Academy of Sci.*, 95, 235-250.
- Murozumi, M.T., J. Chow and C. Patterson, 1969: Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and antarctic snow strata, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 1247-1294.
- Pollack, J.B., O.B. Toon and C. Sagan, 1975: The effect of volcanic activity on climate, *Proc. WMO/IAMAP Symp. on Long-Term Climatic Fluctuations*, WMO No. 421, 279-285.
- Reitan, C.H., 1974: A climatic model of solar radiation and temperature change, *Quat. Res.*, 4, 25-38.
- Rex, R.W. and E.D. Goldberg, 1958: Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean, *Tellus*, 10, 153-159.
- Schneider, S.H. and R.E. Dickinson, 1974: Climate modeling, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 447-493.
- , and C. Mass, 1975: Volcanic dust, sunspots, and temperature trends, *Science*, 190, 741-746.
- Sellers, W.D., 1975: *Physical Climatology*, Univ. of Chicago Press, 272 pp.
- , 1973: A new global climatic model, *J. Appl. Met.*, 12, 241-254.
- Staley, D.O. and G.M. Jurica, 1970: Flux emissivity tables for water vapor, carbon dioxide and ozone, *J. Appl. Met.*, 9, 365-372.
- , and —, 1972: Effective atmospheric emissivity under clear skies, *J. Appl. Met.*, 11, 349-356.
- Trenberth, K.E., 1975: Fluctuations and trends in indices of the Southern Hemispheric circulation, *Proc. WMO/IAMAP Symp. Long-Term Climatic Fluctuations*, WMO No. 421, 243-253.