

数値モデルによる地球温暖化研究

松野太郎*

Research of global warming by use
of numerical models

Taro MATSUNO

I. はじめに

この2, 3年, フロンによるオゾン層破壊や温室効果ガスの増加による地球温暖化といった地球規模の人為的環境変化が人類全体の健康や産業を脅やかすおそれのあることが認識され, そのような望ましくない環境変化に対処するため国際条約が結ばれたり, あるいはそれへ向けての努力が行われたりしている。注目すべきことは, このような人類全体としての行動が科学による予測に基づいてなされている事である。オゾン層破壊の場合, たまたまオゾン層保護条約成立と同時期に南極オゾンホールが現われ, 予測が現実となったが, 前から将来予測に立って議論が進められていたし, 地球温暖化の場合は, まだ明瞭な気候変化が観測されていない現在, 21世紀末までの超長期予測に立って二酸化炭素排出規制が議論されている。このような人類全体としての行動を起こす意志決定の拠り所は, 数値モデルによる環境変化についての将来予測である。このような重要な役割を担うにいたった数値モデルはどのようなもので, それによる環境変化の予測がどのようにして行われているか, 問題点は何かを地球温暖化の場合について説明したい。

II. 数値天気予報から大気大循環モデルへ

1. 数値天気予報の歴史

現在, 気候変化予測に用いられている気候モデ

ル(気候システムの数値モデル)は, 天気予報のための大気の数値モデルから発展して来た。天気の変化は大気の物理状態の変化であるから, 天気の予測をするには大気の状態を支配する物理法則に基づいて将来の状態を計算で求めればよいという考えは20世紀初頭に芽生え, V. Bjerknes によって基礎方程式が定式化された。1920年代, L. F. Richardson は, その連立微分方程式を差分化し, 観測値から出発して初期値問題として数値積分する方法を具体的に考案し, 西ヨーロッパ域に適用することを試みた。しかし, 当時は数値積分の計算安定性の概念が知られていなかったので試みは失敗に終わった。彼は, この方法で実際に予報として役立つ速さで計算をするシステムを考え, 大劇場に数万人の計算員を集めてメッシュ点に配置し, 指揮者の号令に従って計算を進めるという夢を描いた。

1950年代, プリンストンの Institute for Advanced Study で電子計算機を作製した J. von Neumann は, これを用いて解決すべき問題の一つとして気象予報を取り上げ, 気象学者の J. Charney らを集めてプロジェクトを開始した。この時既に von Neumann は将来気候をも計算できるだろう事を述べている。当時, このグループの一員であった J. Smagorinsky は, 数値モデルによる研究の重要性を見抜き, 1956年という早い時期にそのための固有の研究所(General Circulation Laboratory)を気象局の中に作り, 世界中から優れた人材を集めて長期的展望の下に研究グループを発足させた。1958年に東大・地球物理の博士課程を終えた眞鍋淑郎氏は, 招かれて直ち

* 東京大学気候システム研究センター
* Center for Climate System Research,
University of Tokyo

に参加し、以来グループの中心として気候の数値モデルによる研究で世界をリードして来ている。研究所は、1968年 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (略称 GFDL) と改称し、数値モデル発祥の地プリンストンに移って、この分野の研究で世界の中心となっている。

2. 数値天気予報モデル

数値天気予報モデルの概略は次の通りである。大気の物理状態の短期間の変化を支配する方程式系は、大気の質量保存を表わす連続の式、流体力学の運動方程式、気温の変化を決める熱力学第一法則の式、水蒸気の移動と相変化による収支を表わす式で、図1に示すように書ける。(σは鉛直座標として高さのかわりに気圧を用い、それを地表気圧で正規化したものである。) この微分方程式を気圧・気温・風・水蒸気の観測値を初期値として時間積分するわけだが、空間微分を扱うのに図2に示すような3次元的なメッシュを用い、差分近似する方法と、水平面方向には球面の特殊性から来る困難を避けるため、水平速度を流線関数と速度ポテンシャル(スカラー量)で表わし、気圧等も合わせて球面調和関数に展開するスペクトル法とがある。この場合に計算効率の低下を防ぐため、非線形項は一旦格子点上の値にした上で計算し、また元へ戻すという方法がとられ、その際、放射加熱とか積雲対流による熱や水蒸気の輸送の効果も格子点上で計算される。格子間隔は現在で

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla_{\sigma} \cdot (\pi \mathbf{v}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma}) = 0$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} \right)_{\sigma} (\pi \mathbf{v}) + \nabla_{\sigma} \cdot (\pi \mathbf{v}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} \mathbf{v}) + \mathbf{f} \mathbf{k} \times \pi \mathbf{v} + \nabla_{\sigma} (\pi \phi) - \frac{\partial (\phi \dot{\sigma})}{\partial \sigma} \nabla \pi = \pi \mathbf{F}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\pi c_p T) + \nabla_{\sigma} \cdot (\pi v c_p T) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} c_p T) = \pi (\omega \alpha + Q)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} \right)_{\sigma} (\pi q) + \nabla_{\sigma} \cdot (\pi v q) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} q) = \pi S$$

図1 大気大循環モデルの基礎方程式系(一例)

鉛直座標として地表気圧πで正規化した気圧σを用いている。πのほか、水平速度V、温度T、水蒸気混合比qが変量であり、上から順に、質量保存の式、運動方程式、熱力学方程式、水蒸気の連続の式を表す。F、Q、Sは、積雲対流、乱流など格子以下の現象の効果を表し(Qには放射も含む)、これを物理的考察に基づく仮定(完結仮定)において格子で表現される変量で表す(パラメタライズする)必要がある。この部分に大きな任意性があり、モデルの個性が生じる。

は100km程度、球関数展開の全波数(P_{n^m}のn)の最大は100~150程度(格子間隔100km弱に相当)鉛直は20層ぐらいに分け、時間積分のための時間ステップは10分程度である。これは、72時間から長くて10日間の積分をすればすむ天気予報の場合で、10年~100年にわたる長期積分を必要とする気候モデルの場合は、計算機能力の制約のためそうはいかない。水平格子間隔は最近やっと250km(全波数30)程度になったばかりである。

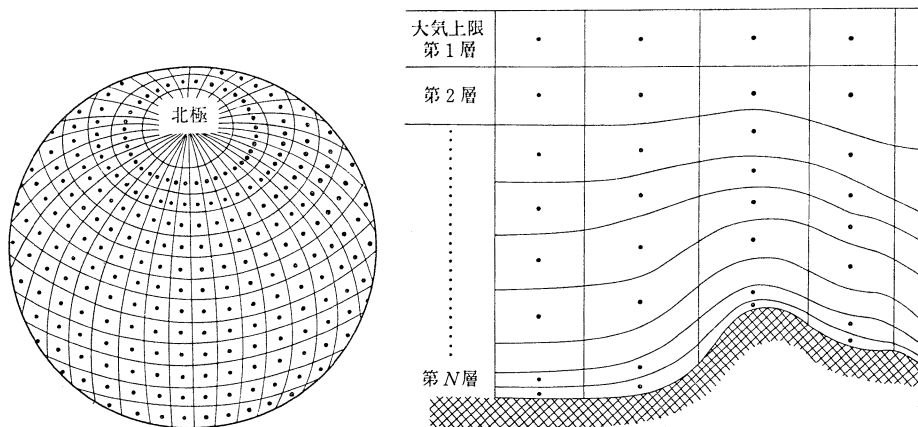


図2 数値天気予報に用いられる大気モデルのメッシュ

気候モデルでも同じようにメッシュに切って地表面、海洋の状態を全地球について調べる。

数値天気予報はこのように長い歴史を持つが、1970年代まで計算機能力の不足と、初期値のための全地球観測データの不十分さのため、予報精度が向上せず、経験を積んだ予報官の予測を明瞭に凌ぐことができなかった。1980年代に入ってこれらの問題は解決し、天気予報に必須の技術となっている。1970年代まで水平格子間隔を300km以下に出来なかったが、これでは温帯低気圧の挙動を精度良く表現できない事が困難の一因である。後に記す温暖化予測のための気候モデルは、最近のものを除き、不十分を承知で格子間隔500~1000km(全波数15)という粗いものを用いていた。

3. 大気大循環モデル

数値予報モデルで時間積分を延々と続けて行けば個々の温帯低気圧の予報という意味では精度が失われてしまうが、低緯度と高緯度の温度差によって数日間隔で温帯低気圧が発生し、それによって南の暖気と北の寒気の混合がおり、同時に上空では偏西風ジェットが蛇行する、といった大気の運動や温度分布の統計的平均状態(変動度の統計も含め)は再現されると期待される。このようなモデルを大気大循環モデル(Atmospheric General Circulation Model, 略して AGCM, 単に GCM とすることも多い)と呼ぶ。この場合には、個々の低気圧の挙動には余り影響を及ぼさない低緯度と高緯度の日射の差や赤外放射強度とか地表面での摩擦といったエネルギー源や散逸過程が正しくモデルに組みこまれていなければならない。大気大循環モデルの精度は、温度の南北分布とか中緯度偏西風、低緯度偏東風といった主風系の位置や強さが如何に実際に近いかによって測られる。

III. 気候モデル

1. 気候モデルへの展開

大気大循環モデルを長期間(季節を固定して100日とか季節変化を考慮して2~3年)にわたって積分し、平均をとると大気大循環の特色が再現され、それに伴って赤道多雨帯、亜熱帯の乾燥帯、中・高緯度の多雨帯といった“気候”を特色づける降雨量の分布も再現される。さらに、チベ

ット、ロッキーといった大規模山岳や海面温度の分布を境界条件として与えることによって、インド・東南アジアのモンスーンによる多雨域やヨーロッパ西岸の高緯度でも温暖な西岸性気候といった地域的特色も実際に近くシミュレートできる。しかし、これでは地球上の気候が何故こうなっているか、という問いに対する答としては中途半端である。何故なら、東南アジアのモンスーンをもたらす原因は赤道域西太平洋に存在する地球上最高温を持つ暖水プールであるが、これは貿易風によって生じた西向きの赤道海流によって太平洋上で暖められた海水が推積してできたものである。大循環モデルで再現された貿易風と暖水でプールを作る貿易風とが一致している保証はないし、さらに暖水を吹き寄せる東風の一部は暖水の結果作られたモンスーンの風である。ヨーロッパの西岸性気候も大気大循環によって駆動された暖流(メキシコ湾流)のお蔭である。したがって、大規模地形はともかく、海水温分布を境界条件として与えて気候分布を計算したのでは、答を半分知って問題を解いたことになってしまう。大気大循環と海水温、海流とはどちらが原因どちらが結果というのではなく、大気と海洋が日射をエネルギー源として相互作用しながら形成されるものであるから、大気・海洋の物理状態を記述する方程式を連立させて相互に矛盾のない解を求める必要がある。このようなモデルを大気・海洋結合大循環モデルと呼ぶ。

実は、海洋物理学においては、黒潮・メキシコ湾流といった大海流がどのようなメカニズムで形成されるかを明らかにする目的で、地球上の主風系による応力を与え海水の運動方程式を数値的に解く海洋大循環モデル(Ocean General Circulation Model, OGCM)の研究が AGCM の研究を追うようにして発展して来た。プリンストンの GFDL はこの面でもパイオニアであり、世界の中心である。当然の事として最初の大気・海洋結合大循環モデルによるシミュレーションは1969年に GFDL で行われた。

「気候を計算する」上でもう一つ忘れてはならないのが陸地面と雪氷である。大気大循環モデル

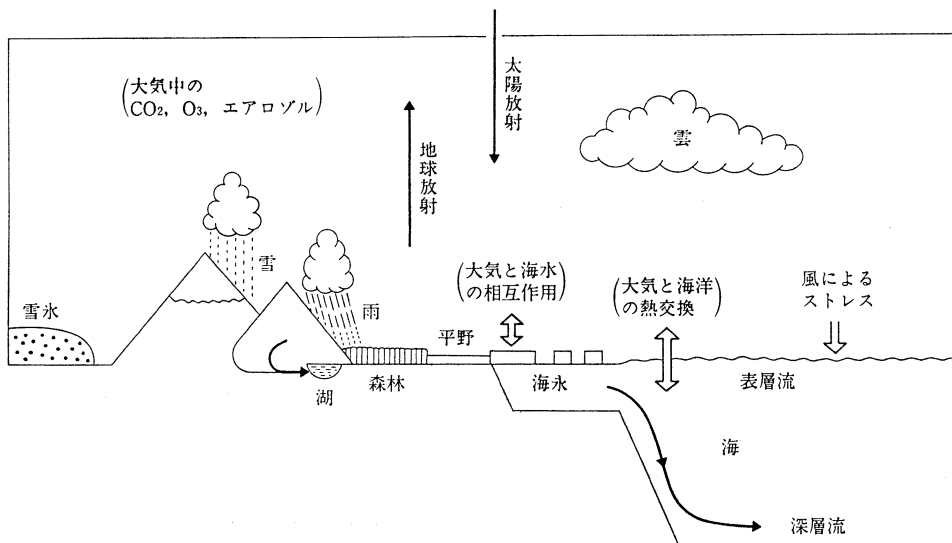


図 3 気候システムの概念図

において水蒸気量の変化を求めるには降水と同時に海面・陸地面からの蒸発を計算する必要があるが、陸地面からの蒸発は、そこが湿っているか乾いているか、植生に覆われているか、積雪があるかによって異なる。土の湿り具合や積雪の有無は日射の反射率にも影響する。土壌水分量は降水と蒸発の差によって増減し、蒸発量は気温に左右されるから、大気状態と陸地面状態もその間の相互作用を取り入れた連立問題として解かねばならない。結局、大気・海洋・陸地面・雪水の状態を相互に影響し合うシステムとして取り扱う必要がある。これを“気候システム”と呼んでいる。気候システムとその要素間の相互作用を模式的に図3に示す。気候は気温・降水など大気現象の長期的平均であるが、大気は熱容量・水蒸気保有量とも少ないので、その長期的状態を支配するのは海洋や陸地面状態である。したがって、暖冬・冷夏など気候の年々による違いの主たる原因は海洋、陸地面のゆっくりとした変動にある。このように考えると、気候とその変動の実態は気候システムのダイナミックな振舞いにあり、実際に気候として観測される気温や降水は、気候システムの状態を表す相空間中のベクトルの大気軸への射影と見なすことができる。こうして、流体力学に基礎を

置いた大気の短期変動の研究から出発して、気候システムのダイナミクスという研究分野が発展して来た。このような発展には GFDL の研究、そのリーダーとしての眞鍋博士の果たして来た役割が大きい。気候モデルがどの程度実際の気候を再現し得るかの一例として Manche and Stouffer (1980) による計算結果を実測と並べて図4、図5に示す。

IV. 温室効果と放射対流平衡モデルによる地球温暖化研究

気候モデルによる地球温暖化研究の現状を紹介する前に、その基礎となる温室効果とそのエッセンスを表現した鉛直一次元放射対流平衡モデルを説明しよう。

1. 温室効果

地球大気は温室効果を持つことが知られている。地球表面の温度は太陽から入射するエネルギーと地表面から放射される熱放射がバランスするようにして決まるが、その温度は大気層の存在によって、それがなかった場合よりも33°Cも高くなっていると考えられる。太陽からの入射は大部分が可視光線で、大気層に殆ど吸収されることなく地表面に達しそこを加熱する。一方、地表面からの

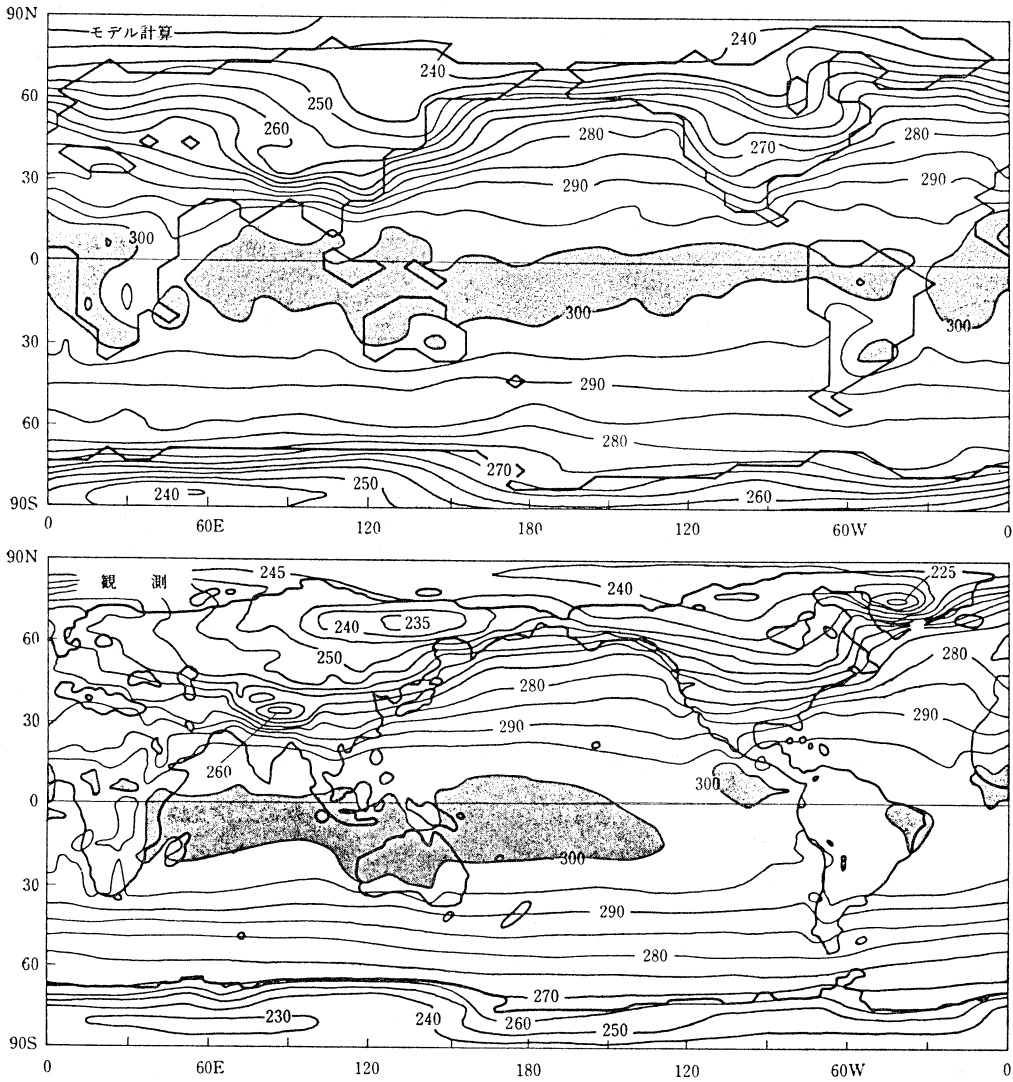


図4 大気-海洋混合層モデルによって再現された1月の表面気温分布(上)と観測から得られた実際の分布(下)。温度は絶対温度(K)。

熱放射は $4 \sim 100 \mu\text{m}$ の遠赤外域にあるが、この波長域の中には大気中の H_2O 、 CO_2 分子の強い吸収バンドがある。このため、吸収帯での熱放射は宇宙空間に直接放散されずに吸収・放出を繰り返して密度の小くなった大気上層から流出する。熱放射の波長域にはバンドの谷間で吸収を受けない部分(大気の窓)もあるので、全体を大まかにみると、丁度一回完全に吸収される程度(光学的厚さ1)である。そこで、この状況をモデル化し、

可視光は通すが遠赤外を完全吸収しかつその温度で黒体と同じに放射するガラス一枚で地表を覆った状態を考える。エネルギー収支がバランスする条件を求めると図6に示すようになり、地表はガラス(大気層)が無かった場合の2倍の熱放射が可能になる温度になることが分かる。実際の日射吸収量をもとにガラスがなかった場合の温度を計算すると 255K となるので、1枚のガラスがある場合は $255 \times \sqrt{2} = 303\text{K}$ となる。実際には地表近

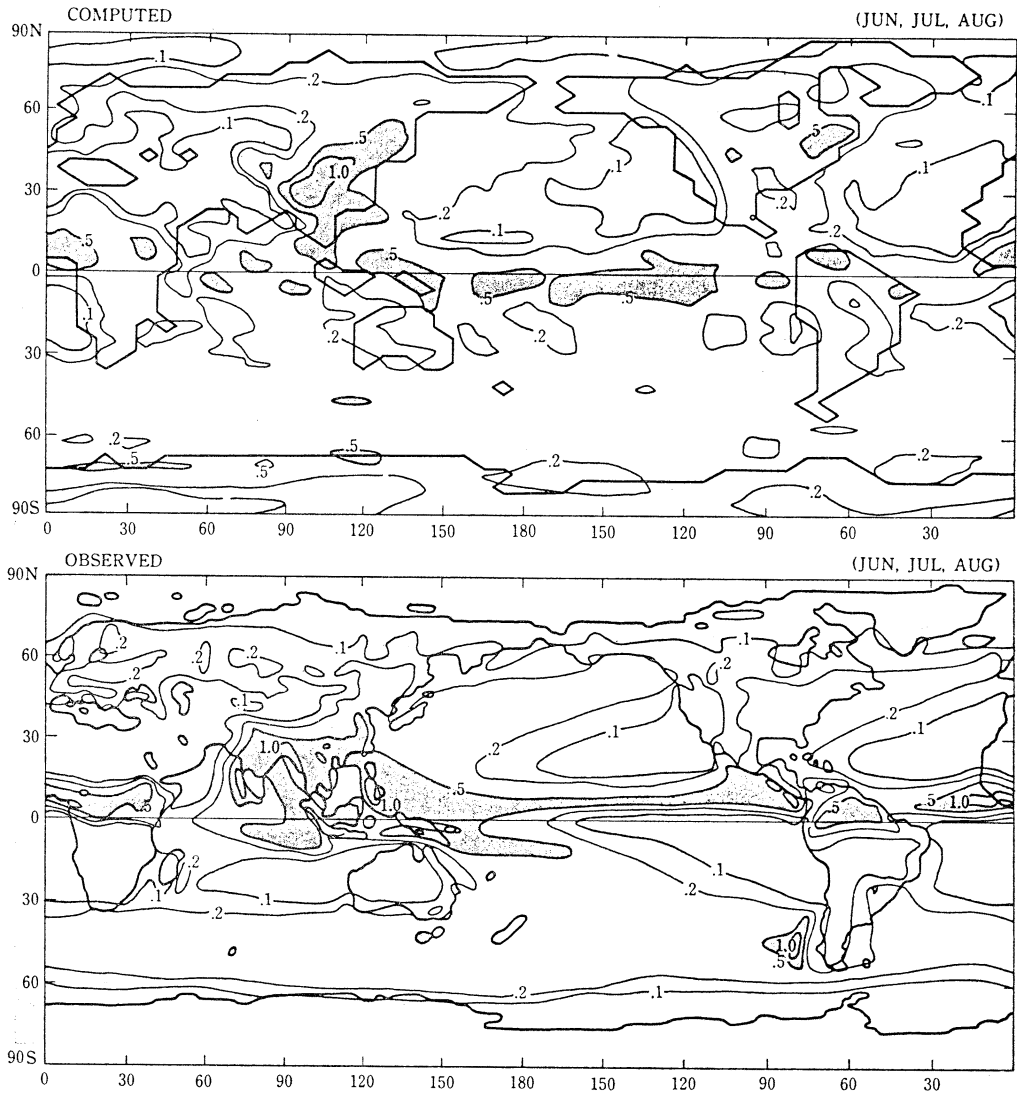


図5 アメリカ大気海洋庁・地球流体研究所の気候モデルによって得られた6～8月の平均降水量分布(上)と対応する実際の分布単位は cm day^{-1} 。Manabe and Stouffer (1980) による。

くの気温が高くなると低温の上空との間が不安定になって対流が起こり、それによってもエネルギーが上向きに運ばれ地表は冷やされるので、図6の最下端に示すような状態に落ち着く。この結果、実際の地球表面温度は 288K (15°C) となる。

2. 放射対流平衡

地表と大気の温度を決める基本的プロセスは前記の通りであるが、これをもっと詳しく扱って現実的な大気の放射・対流平衡状態での気温分布

が理論的に求められている。(Manabe and Strickler, 1964) 具体的には H_2O , CO_2 , O_3 の赤外吸収についての詳しい分光学的データをもとに放射伝達方程式を解き、また日射の散乱、吸収も計算して放射過程によるエネルギー収支を求める。残念ながら対流による熱輸送をきちんと定式化することはできていない。対流は、積乱雲として現れるが、その姿を思い出せば、如何に取り扱いが難しいか想像できるであろう。後に述べる3次元

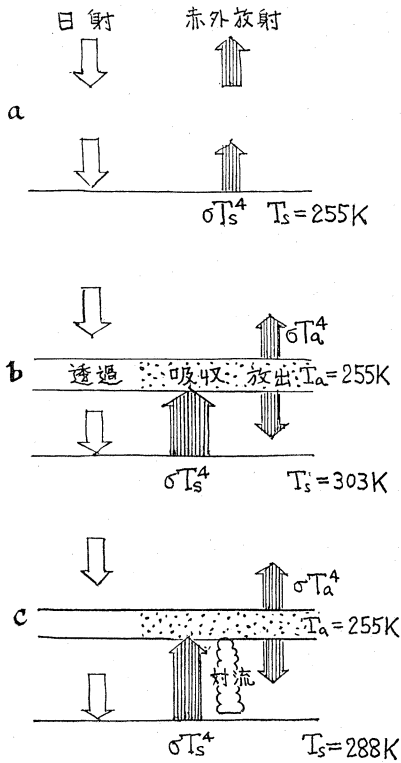


図6 温室効果の模式図。(a) ガラス(大気層)がない場合。(b) ガラスが1枚の場合の放射平衡。(c) 放射に加え対流による熱輸送がある場合。 σT^4 は温度Tでの黒体放射。

気候モデルでも大きなネックとなっている。この研究では、対流の結果として決まった温度勾配になるとし、それを対流圏大気での平均値とする簡略化が行われている。

上記のような鉛直一次元放射・対流平衡モデルによって CO_2 濃度の効果を論じた最初の論文は Manabe and Wetherald (1967) のものである。その結果を図7に示してある。 CO_2 濃度として自然レベル(300ppm)とその2倍及び半分の3つのケースについて温度の鉛直分布を計算したものである。自然レベルの場合の結果は実際に観測される鉛直分布に非常によく合っている。図からわかるように CO_2 2倍の大気では対流圏全体で気温が高く、逆に成層圏では低くなっている。前者は温室効果の増加によるものであることは言うまでもない。成層圏では O_3 による日射中の紫外

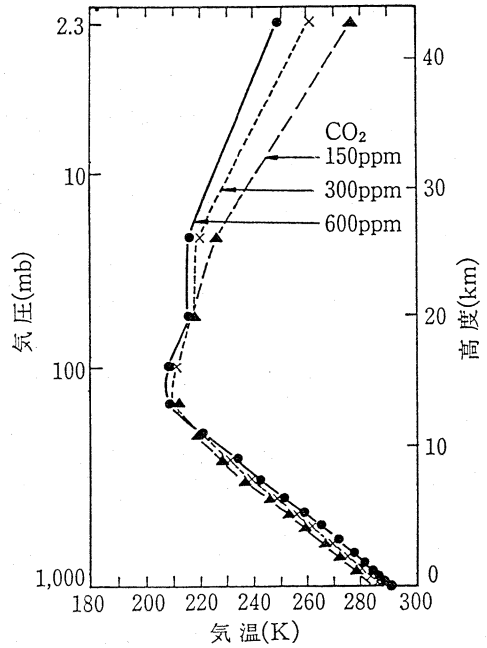


図7 放射・対流平衡にある大気温度の鉛直分布を CO_2 濃度が300ppm, 600ppm, 150ppmの場合について理論的に求めた結果 (Manabe and Wetherald, 1967)。

線の吸収により高温となり、 CO_2 の赤外放射がそれを冷やすように働いているので CO_2 の増加により低温になる。 CO_2 を2倍にしたときの対流圏及び地表の温度上昇は約 2.4°C と計算されている。

3. 水蒸気変化のフィードバック

気温が上がると大気を含み得る飽和水蒸気量が大きくなることはよく知られた通りである。したがって CO_2 の増加によって昇温すれば海面からの蒸発によって H_2O の量が増えると予想される。 H_2O は最大の温室効果気体であるから、それによって更に昇温する。すなわち水蒸気量の変化を介して、 CO_2 増加の直接の結果より温度上昇が拡大する。実は、図7に示した結果は CO_2 2倍時においてもその気温に対して相対湿度が現状と変わらないという仮定を置いてこの間接の効果が取り入れられていた。そうしないで H_2O 量を現状に固定したまま CO_2 増加の直接の効果だけで計算すると対流圏及び地表温度の上昇は

1.3°C となる。H₂O 増加の正のフィードバックが働くことによって昇温は2.4°C へと1.8倍にも拡大するのである。相対湿度不変というのは、もっともらしい仮定ではあるが、明確な根拠はなく、この大きなフィードバックに疑問を呈する研究者もいる。

V. 気候モデルによる気候変化の推定

「地球温暖化」問題は単に気温上昇の問題でなく、温室効果が引き起こす地球表層のエネルギー循環の変化、その現れとしての大気循環・海洋循環・水循環の変化、すなわち気候の変化の問題である。これは地球科学的観点で重要であるばかりでなく、社会へのインパクトという点でも例えば降水量の変化は気温の変化と同等あるいはそれ以上に重要であると思われる。このため、気候モデルが世界中の多くの研究機関で作られ、CO₂ 増加条件下での気候のシミュレーションが行われている。

1. 気候モデルによる CO₂ 増加気候実験

気候モデルでは、海陸配置の他大気の組成、日射を外部パラメーターとして与え、10~20年間の長期積分を行って気候システムの平均状態を計算する。CO₂ 増加時の気候の変化を推定するため、気候モデルで CO₂ 濃度を現状にしたものと、2倍にしたものを走らせて平衡状態を求め、その差を調べる。長期積分のため莫大な計算機時間を要するので、節約のため、水平格子間隔は数値天気予報モデルより粗く、500~700km (球関数の場合波数15) 程度であった。これが粗すぎることは数値天気予報の経験で証明済みなのだが、予備的研究ということで使われていた。温暖化問題が社会問題化してから格子間隔250km(最大波数30)という高分解能実験が3つの研究機関で急遽行われた。

これらのモデルは、いずれも海洋の温度や海水の生成を変数として取り扱っているが、海水の運動(海流)はないと仮定して海洋循環を計算する困難を避けている。

世界各国の研究機関で行われた CO₂ 増倍実験の結果を全地球平均気温上昇(°C)と降水量増加(%)という2つのパラメーターで表すと図8のよ

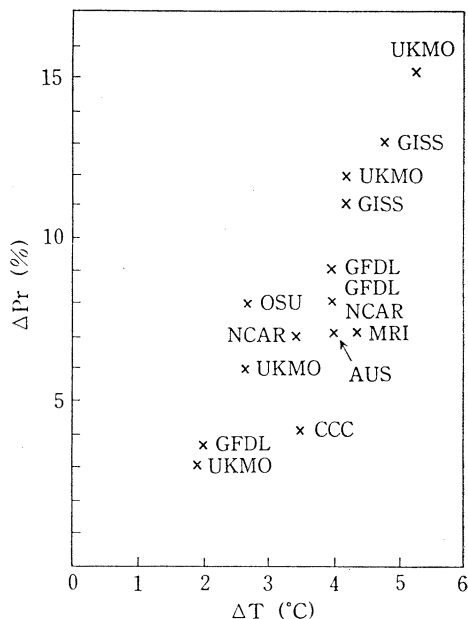


図8 これまでに行われた CO₂ 増倍実験で得られた全地球平均地上気温昇温量(ΔT)と全地球平均降水量増加率(ΔPr)(図中の文字は各研究機関)。(時岡, 1990より)

うになる。気温が高いほど飽和水蒸気量が大きいため気温上昇と降水量増加に相関があるのは当然だが、気温上昇は1.9°C~5.2°C、降水量増加は3%~15%と広い範囲に散らばっている。同じ物理法則に基づくモデルの結果が何故こんなにバラつくのか疑問に思われるかも知れない。実は、モデルに組み込まれている物理過程の中には運動方程式のようなものばかりでなく、例えば対流雲による熱・水蒸気の輸送と言った具体的に方程式の形で書かれない効果があり、それらはモデル作製者の物理過程についての洞察と観測事実とに基づいて定式化されているのである。土壌水分量の変化とか海水の成長などは観測データも不十分で、定式化の任意性は更に広がる。これらのためモデルに個性が生じ異なる結果を生むが、そのどれが正しいかを観測で検定するのは今の所難しい。このような任意性のうち、特に目立つものは雲の形成とその日射反射効果である。実際、図8の両端(1.9°C と5.2°C)は同じ英国気象局のモデルの結果で、雲の取り扱いを変えただけのものである。

表 1 GFDL と GISS のモデルで得られた CO₂ 倍増平衡気候での気温上昇に寄与する気候変化のフィードバックの大きさ。順に各効果を加えて行ったときの地球平均地上気温の上昇量(°C)。

フィードバック	GFDL	GISS
水蒸気のみ	1.7	2.0
+ 雲の効果	2.0	3.2
+ 雪氷の効果	4.0	4.2

1.9°C という小さな気温上昇は水蒸気増加に伴って濃い雲が生じる(日射反射率大)というプロセスを考えたもので、これは負のフィードバックとなる例外的な場合である。他の多くのモデルでは、気温上昇にともなって熱帯の雲量が減る(集中した対流性の雲となる)ので日射反射が減り正のフィードバックとなっている。このフィードバックに加えて温暖化にともなって極域の雪や海氷が溶け、日射の反射率が減って温度上昇が拡大されるという正のフィードバックがある。これらによって温度上昇がどのように拡大するかを2つのモデルについて示したのが表1である。気候変化のフィードバックが大きいこと、モデルによって差異が大きいことが読み取れるであろう。

2. 地域的気候変化

3次元気候モデルで数値実験を行う第一の目的は各地の気候がどう変わるかを推定することである。しかし、これまでの説明から見当がつくように、現在のモデルの結果は地域的気候変化を論じるほど信頼度が高くない。モデルによって結果が大変違う。おおまかにみてもモデルに共通な特色として言えることは次の通りである。

(i) 気温上昇は低緯度で小さく(2~3°C)、高緯度ほど大きくなり、特に極域で秋から冬にかけて大きい(10°C前後)。これは雪氷がとけて夏の間に吸収した熱が、冬海水の減少によって海から大気に有効に伝えられるからである。

(ii) 降水量は、赤道近くと高緯度で増加し、その間の亜熱帯・中緯度では減少ないし微増である。蒸発量の増加を考えるとこの地帯では今より乾燥化する可能性がある。高温化にともない、対流性降水(集中して多量に降る雨)が増える。

VI. 気候変化予測

1. 大気・海洋結合大循環モデルの結果

以上の結果はいずれも CO₂ 2倍の大気の下での平衡状態の気候を調べたもので、CO₂ が2倍になる時点での気候変化予測ではない。CO₂ をはじめとする温室効果ガスは徐々に増加しており、それにつれて気候も連続的に変わる。その際、大量の水をたたえ大きな熱容量を持った海洋の緩衝作用が働くから、平衡状態はすぐに実現せず昇温は遅れる。この結果をも含めるためには、海洋中の深層循環をも計算する気候モデルで、適当なシナリオに沿って CO₂ を徐々に増加させる実験をする必要がある。このような実験は海洋循環を詳しく取り扱う必要があることと計算量が大きくなることのため、これまで行われたのは眞鍋博士らのもの(Stouffer, Manabe and Bryan, 1989)と最近行われ未印刷の Max Planck Institute のものしかない。前者では、CO₂ 以外の温室効果ガスの効果も加えたものとして年率1%の割合で CO₂ 濃度を増加させ実験を行った。その結果によると海洋による遅れの効果のため、CO₂ が2倍に達する60~80年後の平均状態の気温上昇は平衡状態での上昇に比べ北半球で70%程度、南半球では20~70%で地球全体では約60%であった。南半球の昇温が強く抑制されるのは単に海洋の占める面積が大きいからのみではなく、南極周辺を流れる海流に地球自転のコリオリ力が働いて生じる独特の鉛直循環があつて、表層で温暖化した水を有効に深層に運び、かわって深層から産業革命以前の気候に順応した低温の水を湧き上がらせるからである。この鉛直循環の存在は、観測でも認められている。この効果で南極周縁域の昇温は当面非常に小さいと考えられるが、この事は極域の氷床の安定性の観点で重要である。

2. 気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の予測

1988年に国連環境計画(UNEP)と世界気象機関(WMO)のもとに「気候変動に関する政府間パネル(Intergovernmental Panel on Climate Change)」が設けられ、その活動の結果として、

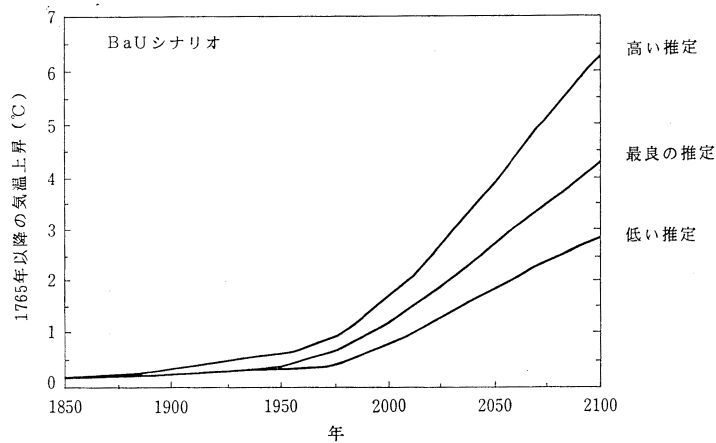


図9 何も対策を講じなかった場合の温室効果ガス増加シナリオ (BaU シナリオ) に対応する全地球平均地上気温の変化予測。ただし過去は実際の温室効果ガス増加に対する同一方法による計算 (IPCC レポート, 1990)。

地球温暖化問題についての専門家の見解が1990年11月に開かれた第二回世界気候会議までにまとめられた。第一作業部会では、これまで説明してきたような研究結果を整理して気候変化の予測を行っている。

まず第一に温室効果ガス増加の将来予測であるが、これはもし何も対策を講じなかったら (Business as Usual) どう増えるかを化石燃料消費の将来予測などをもとに推定し、結論としてメタン、フロンなど他のガスの効果も加えた全体として2025年頃に CO_2 で自然レベルの2倍 (560ppm) 強に相当する値になると見積っている。ついで CO_2 2倍の平衡気候として前記の多くの実験結果とそれに至るプロセスを考慮し、地球平均気温上昇として図8に示す広がりの中で下限に近い 2.5°C をもっともありそうな値としている。これには現在までの温室効果ガスの蓄積と実際に観測された気温上昇との比較も考慮している。海洋による遅れの効果は先の数値実験の結果を参考にし、それとほぼ同じ振舞いを示す簡略化したモデル (湧昇・拡散モデル) を用いた計算を援用して、図9に示すような将来予測をまとめている。2025年までの上昇は約 1.8°C であるが、これは平衡昇温 2.5°C の70%強になっている。これは自然レベルからの上昇であるから、現在までに既に約 0.5°C 上昇していることを考えるとこれからの上昇は約

1°C ということになる。この値は小さいように思えるかも知れないが、自然の気候変動による上下の幅は過去100年間に $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ぐらいであったこと、それも30年程度の時間スケールで起こったことを考えると10年間 0.3°C の割合の上昇は明かに自然の変動を越えたものとして、将来現れて来ると予想される。

文 献

- Manabe S., and J. Stouffer (1980): Sensitivity of a Global Climate Model to an Increase of CO_2 Concentration in the Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529-5954.
- Manabe, S., and R. F. Strickler (1964): Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 361-385.
- 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.
- Stouffer, J., S. Manabe and K. Bryan (1989): Intrahemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO_2 . *Nature*, **342**, 660.
- 時岡達志 (1990): 地球温暖化を防ぐ. NHK ブックス, 日本放送出版協会.
- (IPCC レポート) J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums ed. "Climate Change, The IPCC Assessment" pp. (1990): Cambridge Univ. Press.