

気候モデル出力の利用促進にむけて

木本昌秀（東京大学気候システム研究センター）

1. はじめに

本稿は、主として水文、水資源関係の研究者が気候モデルによる温暖化予測実験結果等を用いて気候変動（変化）の影響評価研究を行う際、気候モデル出力の特性について知っておいて頂きたいことを書きとめようとしたものである。

本当は、モデル出力の特性について詳しく述べるべきなのであろうが、モデルの構成や計算原理、利用にあたっての考え方など抽象的な記述が多く、また、説教臭い物言いも多くなってしまいうであろうことをご容赦願いたい。研究に致命的なデータであるなら、その特性は自分でチェックすることを本来として頂きたい。

2. 気候モデルとは

気候モデルにも色々な階層のものがあるが、ここでは大気や海洋の 3 次元的な運動や熱力学を物理法則に則って計算する、いわゆる GCM (General Circulation Model)のことを指す。Global Climate Model だと思っている人もいるかもしれないが、そのような意味合いで使われることも多くなってきたので、それはそれでもよいと思う。

天気予報を当てるために、また、実在系での実験ができない気候システムについての仮説検証手段として発展してきた大気大循環モデルと海洋大循環モデルが、気候モデルの主たる構成要素である。大循環(general circulation)は、大気や海水の地球規模の循環のことを言う。

上述した色々な階層の気候モデルの中には大気の鉛直温度構造を放射と対流の平衡状態として求める鉛直 1 次元モデルや、大気や海洋の運動を陽には表現しない簡略化気候モデルも存在するが、ここで扱う気候モデルは、現実の地球の気候を地理分布、季節や年々の変動性も含めてできるだけ忠実に再現しようとするものである。

ここでは、計算法の詳細まで記す余裕がないので興味のある方は時岡他(1993)などを参照していただきたい。

3. 気候モデルの構成

3. 1 大気大循環モデル

気候モデルの根幹は大気大循環モデルである。地球を覆う大気の大循環や、水の相変化などを表現し、気温や降水量、天気などの地理分布や数日から数十年数百年にわたる時間変動を現実的に再現することを目指すモデルである。日々の天気予報はこのようなモデルによって行われている。(日本付近の天気の詳細は、これに埋め込まれたより解

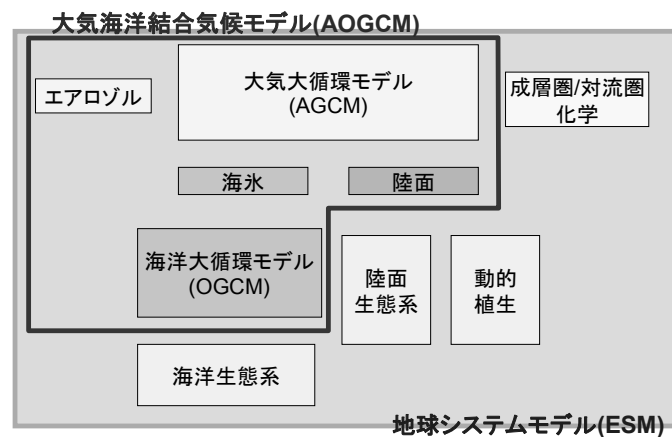


図1 気候モデルの構成

像度の細かい領域モデルによっても計算される。)

大気大循環モデル(Atmospheric General Circulation Model; AGCM)を構成する方程式は、大気の水平、鉛直の運動量の時間発展方程式(運動方程式=Newtonの法則;風による移流を含む)、気温の時間発展を表す熱力学第一法則(同上)、空気が移動、圧縮、膨張しても生成消滅しないことを表す連続方程式、水蒸気についても同様の連続式(相変化を含む)と、気圧、気温と大気の密度の関係を表現した状態方程式(Boyle-Charlesの法則)から成る5本の方程式系である。扱う現象の水平スケールが鉛直スケールよりずっと大きいときには、鉛直運動方程式は、運動の無いときの静力学平衡を仮定しても差し支えないことが知られており、水平の計算格子として数10km以上を採用するGCMでは、これを採用する。鉛直の運動スケールは、対流圏の厚さ~10kmと考えられるからである。

大気大循環モデルの予報変数、すなわち時間発展を陽に予報される変数は、水平(東西、南北)の運動量、気温、水蒸気量である(4つ)。これに対応するのが、水平運動方程式、熱力学の第一法則、水蒸気の連続式である(4本)。気圧と密度は状態方程式、静力学平衡式で気温と関係付けられ、天気を大きく左右する鉛直運動量(速度)は、連続方程式を用いて診断的に求められる。「診断的」とは、その時点での他の変数から求めることを言う。

支配方程式はすべて偏微分方程式である。計算機で解くためには、微分方程式を離散化する必要がある。たとえば、大気を水平、鉛直3次元の格子に細分化して、微分は隣同志の差分に置き換えられる。緯度-経度座標を用いた格子系では極付近に格子が密集する不都合を避けるために、球面調和関数展開を用いて微分を計算するスペクトル法や、正二十面体に基づく全球一様な格子系を用いるモデルなどもある。スペクトル法でも、非線型項の計算時にGaussian grid(という緯度-経度格子を用い、後述する物理過程はこの格子上で計算されるので、「格子間隔xxkmのモデル」という言い方が慣用される。

本来、連続的な微分方程式を差分方程式に置き換えて計算するのであるから、計算格子はできるだけ小さい方がよい。格子間隔以下のスケールの現象が差分方程式では表現できないのは当たり前であるが、格子間隔の数倍程度の現象も、差分による離散化誤差によって著しく本来の解から歪められてしまう。気象の数値計算講義では必ず言われることであるが、格子間隔 Δx の5~6倍以上の気象現象しかまともには表現できない。100km格子のGCMで東京と新潟の天気の違いを論ずるのは本来ご法度である。20km格子のGCMでも利根川の水管理を論ずるのは難しいこ

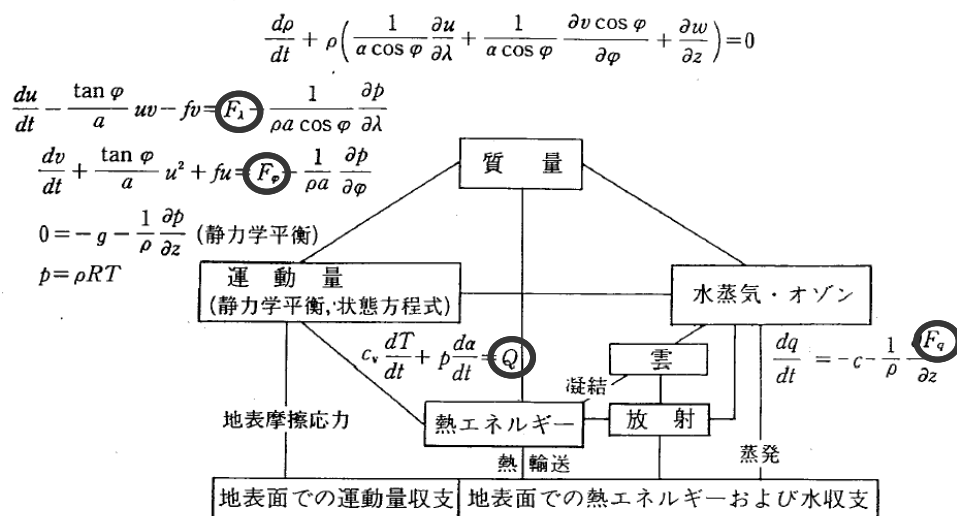


図2 大気大循環モデルの構成。○印は、物理過程のパラメタリゼーションを模式的に表す。

とがお分かりいただけるでしょうか？気象擾乱でいうと、100 km格子のモデルでは、水平スケール500 km以上、日本近辺でいうと梅雨前線上の中間規模低気圧がなんとか表現できる程度である。300 km格子のモデルの場合、日々の天気変化をもたらす総観規模高低気圧以上のスケールの現象が表現される

細かい方がよいことは分かっているのに、GCMの計算格子が粗いのは計算機の制限による。東西南北を細かくすれば、鉛直も同様にしないと大気波動の鉛直伝搬等に不都合が生じる。空間格子を細かくすれば、差分時間間隔（時間ステップ）も細かくしないと、数値不安定（差分解が不適切な格子間隔の採用等により発散すること）を生じてしまう。解像度を倍にしたければ $2^4=16$ 倍の計算機が要するということである。3倍なら81倍。

ちなみに、細かい波動の鉛直伝搬など私の研究には必要ない、と仰る方もおられよう。重力を復元力とする重力波は鉛直数km、水平数百km程度で天気の変化にはそれほど関係しないものであるが、気象学的に未知の現象であるばかりでなく、モデル内でも、格子毎に計算する対流などのパラメタリゼーション（後述）のショックを分散させる重要な役割を担っている。粗い格子では分散性の歪んだ波のオンパレードで、地球規模の気候にも誤差を生じさせる。

3. 2 物理過程のパラメタリゼーション

細かくしたいがそうもいかない計算格子の中でも実際にはさまざまな細かい気象現象が生じている。離散化された方程式で計算した格子平均の（正確には格子を代表する）気温のみで計算を進めても計算される気候は現実とは大きく異なることになる。格子平均量で格子点以下の小スケール（サブグリッドスケール）の現象の集団効果を表現することを「パラメタリゼーション」と呼んでいる。気候モデルでは、流体力学、熱力学部分のことを「力学過程」、パラメタリゼーション等によって表現される部分を「物理過程」と呼び習わしている。物理過程のパラメタリゼーションという言い方もよく用いられる。陸面と大気のエネルギの交換や海水を表現する気候モデルのコンポーネントもしばしば物理過程に含まれる。

近年の大気大循環モデルは以下のような物理過程をパラメタライズして表現している。

- ・ 放射
- ・ 格子点スケールの雲（層状雲）、降水
- ・ 水平に細かく鉛直方向には対流圏全体にわたるような積雲対流（+それに伴う降水）
- ・ 地表付近の境界層や上空での乱流
- ・ 地表面と大気間の運動量、水・熱エネルギーの乱流による交換過程、土壌の温度、水分などの予報（陸面過程）
- ・ サブグリッドスケールの重力波の伝搬、砕波による重力波抵抗
- ・ 等々

放射は、地球の気候を決めるもっとも重要な過程の一つである。大気密度、水蒸気、オゾン、二酸化炭素などの温室効果気体や雲の鉛直分布に応じて、太陽光（短波放射と呼ばれる）、赤外線（長波放射）の鉛直方向の伝達、散乱、吸収、射出等の放射伝達方程式が解かれる。GCMの放射計算では、雲のある場所、無い場所の区別はされるが、それ以外は格子内の物理量分布は水平一様と仮定している。成分気体の吸収特性等は細かい波長帯毎に大きく異なるので波長に関する積分を効率的かつ正確に解くことが計算的には重要で、また、鉛直に薄い層雲でも放射効果は大きいので、パラメタリゼーションから得られ、放射コードに与えられる雲の特性が結果を大きく左右する。近年では、砂塵や海塩などの自然起源のエアロゾルや硫酸、炭素系の人為起源エアロゾルの放射効果も計算される。

大気中の水蒸気は気温が下がったり移流されたりすると凝結して雲になる。凝結した細かい雲

粒は衝突併合を繰り返して成長し、十分大きくなると降水、降雪として落下する。このような過程を計算するモジュールを大規模凝結過程と呼んでいる。水蒸気の格子点内分布も簡便ながら考慮され、「雲量」が求められる。以前は格子平均の相対湿度と雲量を統計的に関係付ける方式がよく用いられたが、最近ではサブグリッドスケールの水蒸気分布を確率密度関数（PDF）の形で表現し、格子平均の飽和水蒸気量を超えた部分を「雲」とする方式が主流である。気温にもサブグリッド分布はあり、乱流パラメタリゼーションでは考慮されるが、ここでは水蒸気のそれに比べて無視される。

近年の多くのモデルではこの大規模凝結過程に関して、雲水量を診断的に求めている。水蒸気＋雲水＋雲氷の全水量を予報変数とし、PDF方式で凝結水量を決定、さらに気温に応じて雲水、雲氷の分配を決める（Le Treut and Li 1991 など）。これにより雲量、雲水、雲氷量が放射過程へ渡せることになるが、1km 程度の典型的な鉛直格子間隔よりはるかに薄い雲も多く、また、雲水や雲氷は大きさ・形状別の数密度分布も重要である。これらは GCM ではまだ十分な精度で診断されていない。雲水の PDF もあらかじめ形や幅の決まったものが用いられ、結果的には相対湿度スキームと大差ないことになっている。再現気候をチューニングするには単純なスキームの方が便利な場合も多いが、調整の自由度は小さい。次項積雲対流とともに雲の物理過程の精緻化は GCM パラメタリゼーションの最重要課題の一つである。

雲の生成には雲凝結核が必要で、エアロゾルはこれに大きく関与している。例えば硫酸系のエアロゾルが太陽光を直接反射する「直接効果」のほかに、近年の GCM ではエアロゾルの「間接効果」も考慮されている。エアロゾルが凝結核となることで細かい雲粒が増えて太陽光の反射能（アルベド）を増やす「第一間接効果（雲アルベド効果）」や、細かい雲粒が増えるため雨滴への成長が遅れ雲の寿命を延ばす「第二間接効果（雲寿命効果）」も多くの GCM で取り入れられつつある。

日本でも真夏に観測される地上十数 km に達する積乱雲は、熱帯の高温海面上では常態である。数百 km 四方の GCM 格子内には数多くの積乱雲がある、と仮定せねばならない。対流圏全層に渡るこのような対流雲は一鉛直格子毎に計算される大規模凝結とは別に扱われる。一つ一つの対流雲の水平スケールは数 km～10km 程度であるが、活発な鉛直流により、それらが水・熱を鉛直に運ぶ効果は著しく効率的である。積雲対流の効果なくして地球の大気大循環論は成立しない。数 km の対流雲の解像には理想的には 1km 以下の格子、および静力学平衡を排した方程式系の採用が必要で、地球気候を数百年にわたって計算するような気候モデルでの実現にはまだ時間がかかる。放射とともに積雲対流のパラメタリゼーションは大気大循環モデルの骨格をなすと言ってよい。

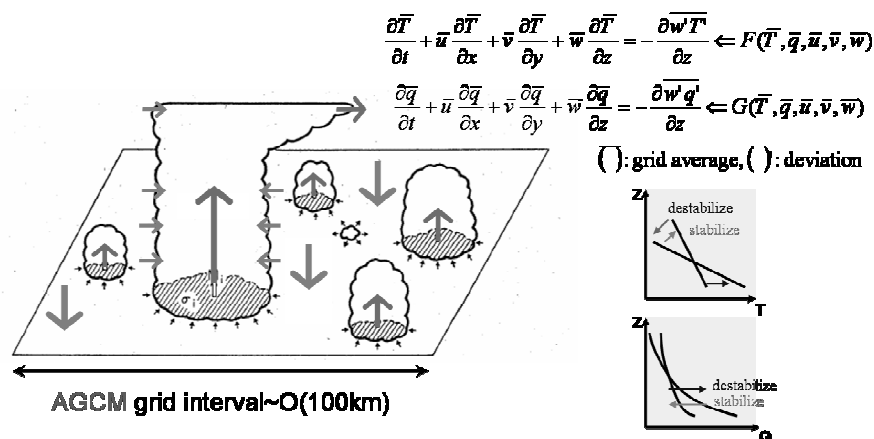


図3 積雲対流パラメタリゼーションの模式図

パラメタリゼーションは基本的に格子平均からのずれの成分（一次モーメント（統計量））が熱や水蒸気を水平、鉛直に運ぶ効果（二次モーメント）を計算するもので、流体力学でよく知られているように、 n 次モーメントの予報には $(n+1)$ 次モーメントの情報が必要になるので、どこかで仮定をおいて問題を閉じる必要がある（～乱流のクロージャ問題）。積雲対流のような凝結も含み多格子にまたがるような現象についてのクロージャは理論的に知られておらず、したがって、積雲対流のパラメタリゼーションには数多くの流儀がある。

東京大学気候システム研究センター(CCSR)と国立環境研究所(NIES)、海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター(FRCGC)が共同開発する気候モデル MIROC (Model for Interdisciplinary Research On Climate; K-1 model developers 2004)では、水平一格子内に高さの異なる多種の対流雲群を仮定し、クロージャの仮定も明快な Arakawa-Schubert(1974)スキームを採用している。基本的には大気下層の温暖化湿潤化、あるいは上層の冷却、乾燥化に伴う上下の成層不安定を雲群が熱、水を上方に運ぶことによって解消する、と仮定されている。上昇時に飽和すればその一部は雨となって落下する。雨滴の落下時の蒸発等も考慮されているが、雲物理は著しくシンプルである。積乱雲頂のかなとこ雲からの氷粒の排出は大規模凝結にも影響を与える。雲物理の精緻化は対流、層状雲問わず重要であるが、詳細が知られていないことと計算が膨大になることなどから多くは課題として残っている。

地表 1km 付近までは地表面の粗度に起因する乱流が卓越する境界層である。熱帯の水蒸気の大部分はこの境界層に蓄えられ移流されて熱帯収束帯等で積乱雲となって上方へ運ばれる。海水温が比較的低い領域では、境界層頂に層雲のデッキが広がり、太陽光を反射して低温を助長する。層雲頂での放射冷却は、成層不安定化により乱流を発達させ、層雲の浅い対流雲化、上方への水蒸気輸送も起こる。これら種々のプロセスは鉛直に薄い層で起こり、乱流や放射が関与するためパラメタリゼーションが中々困難である。境界層については Mellor and Yamada (1974)のクロージャ理論があるが、水蒸気を含むクロージャは未解決である。

陸面の粗度や植生による陸面状態は大気と陸面間の運動量、水・熱の交換量を決める。陸面状態は、基本的に大気よりずっと細かい水平スケールで大きく変化する。このため、陸面過程の計算格子を大気より細かくしたり、同一大気格子内に複数の陸面状態を許すモザイク方式が採用されたりする。水文関係者は陸面過程に詳しく、GCM の開発にも大いに貢献して頂いているところである。土中の水熱輸送過程は GCM では数層で表現されることが多いが、凍土過程などの正確な表現にはこの数倍が必要とされている。

陸面格子の細分化やモザイク化は、陸面の多様性を考えれば望ましいことであるが、陸面直上の大気境界層は粗いままであることに十分留意して頂きたい。気孔抵抗等を考慮できる近年の植生－陸面モデル（例えば、MATSIRO; Takata et al. 2004）ではキャノピー気温を予報変数に持つが、その上の大気境界層気温は細かい植生分布に関わらず大気格子内で一定である。本来は地表面の影響を受ける境界層程度まで細分化を図るべきであるが、技術的に難しく実現していない。同様に、陸面に落下する降水量も大気モデルの計算した格子内一定値が供給される。

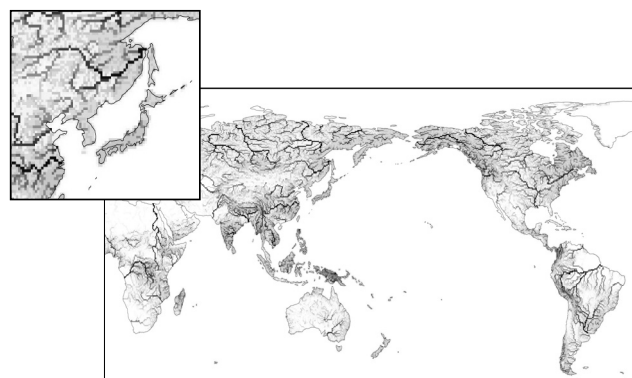


図4 気候モデルで用いられる河道網(Oki and Sud 1998)。

3. 3 大気以外の気候モデルコンポーネント

数年以上の気候変動の計算には大気海洋の結合が必須である。海洋も大気同様、流体力学、熱力学等の物理法則に則ってその大循環が計算される。海上風による風成海洋循環に加え、とくに高緯度で海水密度への影響が大きい塩分も予報され、数千 m の海洋底に達し、全海洋を数千年かけて巡る深層循環も温暖化や長期の気候再現には欠くことのできない要素である。

海洋は大気に比べて成層が弱いいため、高低気圧波にあたる中規模渦の大きさの目安であるロスビー変形半径が大気の数 km に比べて約一桁小さい。したがって、水平格子 100km 程度の解像度ではこれらの渦活動を表現することができず、non-eddy resolving モデルと呼ばれる。中規模渦を含めた海洋大循環の本格的再現には大気より一桁高い解像度が必要である。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第 4 次評価報告書(AR4)内で紹介された 24 の気候モデルの内、海洋で中規模渦がcausingして表現できるのは MIROC の高解像度版(海洋 20x30km 格子)だけであり、黒潮の離岸緯度の正確な表現などにその効果が見られたが、このモデルでも高緯度の渦の表現にはバイアスが見られ、海氷への悪影響を避けるため、中規模渦によるサブグリッドスケールパラメタリゼーションを選択的に用いている。その意味で、未だ eddy-resolving とは言えず、eddy-permitting モデルである。

海洋の深層循環は一巡に数千年かかり、その観測値は存在しないため、本格的な海洋モデルの積分には数百年~数千年の「スピンアップ」が行われる。大気の観測値を与え、モデル内で深層循環をこしらえて、水温、塩分は、長年の観測データによって推定された長期平均気候値と比べて合うようにモデルが開発される。

海氷は白いため太陽光をよく反射する。極域の気候再現はもとより、生成時の塩分排出、融解時の淡水供給が密度変化、ひいては深層水形成に与える影響を考えると、海氷の気候モデルにおける重要性が理解されよう。海氷は格子内での存在密度、厚さ、収束時と発散時の抵抗の非線形性(粘弾性流体としての性質)、海氷隙間での大気との活発な熱交換、海氷上の積雪等々が考慮され、パラメタライズされる。近年は、一格子内で複数カテゴリの海氷厚を採用するモデルが増えている。大気と海氷下の海水の熱のやり取りのため、海氷の熱力学も重要である。

大気海洋を結合した気候モデルで現実的な気候を再現するのは一般に困難である。大気モデル単独の場合は観測された海面水温(正解)を与えることができ、多少大気海洋間の熱交換に不備があっても海水温が変わることがないため誤差が露呈しにくい。一方、海洋モデルの方も「正しい」海上風、気温、降水量を与えられている限りはあらぬ気候を計算することはない。しかし、一旦両者を結合すると、インプットとしての「正しい」情報は失われ、すべてを自前で計算することになる。大気海洋双方のわずかな誤差は互いの誤差を増幅し、初期値として観測値から出発したとしても、システムは簡単に現実とはかけ離れた状態へ移行していつてしまう、「気候ドリフト」が起こる。

1990 年代までの気候モデルの多くは、現実的な再現気候を担保するため、大気海洋間の熱や水、ときには運動量の交換量を調節して気候ドリフトを防いでいた。モデルで計算したフラックスに調整分をかき上げて海面水温、塩分などを観測気候値に合わせるもので、フラックス調整と呼ばれている。地球温暖化の実験において、現在気候のシミュレーションがそもそも実際と大きくずれていては予測にも信頼性がなくなるので、現実的な予測を議論する場合には仕方のない面もある。また、このようなフラックス調整はモデルで表現される気候のパラメータ依存性や変動性の再現に悪影響をもたらすのではないかと心配があるが、現在のところ、どのように、また、どの程度それが影響を及ぼすのかについて知見は少ない。しかし、よりよいモデルを目指す面からは、モデルの誤差をマスクしてしまうフラックス調整は避けるべきである。技術的にも海氷のような微妙な変数をフラックス調整によって観測(水平的な情報はあがるが厚さ情報は無い)に合

わせるのは困難である。

大気－陸面－海洋－海氷を結合した気候モデルは今日では大気海洋結合気候モデル(AOGCM)と呼ばれている。MIROC ではエアロゾルも標準過程としてこれに含めている。近年ではこれにさらに大気化学、海洋陸面の生態系（炭素循環等）を含め、気候によって植生の量、種類、地理分布が変化する動態植生モデル(Dynamic Vegetation Model)も加えて統合地球環境モデル、または Earth System Model (ESM)として進化しつつある。ESM では、気候システム内を巡る炭素循環が計算され、人為排出による大気中の二酸化炭素濃度も自前で計算できるので、地球温暖化の長期予測においてはこのようなモデルが主役になりつつある。IPCC-AR4 ではこのようなモデルによって気候－炭素循環相互作用が評価され、二酸化炭素の増加による気候変化が土壤炭素の分解放出を促進し、温暖化を助長することが初めて指摘された。また、海洋生態系モデルは海洋の二酸化炭素吸収能の評価だけでなく、海洋酸性化、水産資源の変化予測にも応用されている。

大気化学コンポーネントはオゾンホール動静予測はもちろん、大気汚染やエアロゾルモジュールとの結合による表層物質循環の高度化に貢献しつつある。

4. 気候モデルによる数値実験

気候モデルは概略以上のように構成され、地球の（ときには他の惑星の）気候形成やそこに生ずる変動のメカニズムの仮説検証の有力な手段として、また、季節予測やエルニーニョ現象の予測、地球温暖化の予測手段として、さまざまな研究面で利用されている。表1には CCSR/NIES 大気大循環モデルの入出力変数等が示されている。

表1. CCSR/NIES 大気大循環モデルの入出力量

モデル入出力の分類	諸量
モデルに与えている基本的物理量	太陽定数, 地球自転公転運動要素, 地球重力加速度, 地球平均半径, 海陸分布, 地形, 空気的全質量, H ₂ O 以外の空気組成, 空気の低層・低圧比熱, 水の蒸発熱, 昇華熱, ステファン・ボルツマン定数, 地面熱伝導率, 地表面アルベド, 地表面粗度
パラメータ化のために与えている量	知オ表面熱・運動量交換係数の関数形 土壤水分蒸発効率因数 バケツモデルの深さ 積雲対流の型に関する量 渦拡散係数 サブグリッドの地形重力波応力に関する量
外部データとして与えている量	海面水温, 海氷分布
モデルが予報する量	風の水平2成分(東西, 南北風), 気温, 水蒸気量, 地上気圧, 地面及び土壤温度, 土壤水分量, 降水量, 積雪量, 大気境界層に関する量, 雲水量
モデルが診断的に決定する量	上昇流, 上空の気圧, 密度, 雲量, 大気加熱量, 地表面での熱, 水蒸気, 運動量フラックス等

地球温暖化予測実験については、世界気候研究計画(WCRP)のもとで行われた CMIP3 (Phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Experiment)に提出された世界の 24 の気候モデルの結果が米国ロレンスリバモア研究所 Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI)の web サイト(<http://www-pcmdi.llnl.gov/>)から入手でき(要登録)、IPCC-AR4 でも各所でその結果が引用されている。日本の GEOS10 年実施計画対応研究として行われているデータ統合・解析システム(Data Integration Analysis System; DIAS; <http://www.diasjp.org/>)のサーバでも各種気候モデルの出力を利用できるよう準備が進められている。

気候モデルを用いた数値実験には目的に応じて色々な形態がありうるが、ここでは温暖化などの影響評価研究において用いることが多いであろう代表的な実験について、その方法を概観しておくことにする(詳細は上記 PCMDI の web サイトに記述あり)。

4. 1 AMIP 実験

観測された海面水温、海水分布の年々変動を境界値として大気大循環モデルに与え、数十年積分するもので、大気大循環モデルの検証用として標準的な実験である。CMIP3 では検証用観測データとして衛星データの充実している 1979-2000 年が対象となっている。AMIP は Atmospheric Model Intercomparison Project の略で、この種のモデル間比較の先駆けとなったプロジェクトである。エルニーニョなどの海面水温変動に対する降水量や大気循環の応答などを観測データと比較して検証することができる。

大気大循環モデルの調整の際には気候学的平均の海面水温を与えて積分年数を節約することもよく行われる。気候値の大雑把な検証には気候値海水温でもよいが、年々変動のサンプリング誤差が問題になるような緻密な検証には AMIP 型の積分を用いる方がよいだろう。一般的な話として熱帯では海面水温を与えると降水の変動性再現はよい。大気最下層の水蒸気量が海水温に応じて増減し、それによって上空の対流活動が影響されるからである。ただし、Wang et al. (2004)が指摘しているように、西太平洋など海洋が大気を強制するというよりは、大気の変化を受けて海水温が変化する要素の大きい地域での降水量の年々変動は観測とは合わなくなることに注意する必要がある。このような地域での降水変動は、遠隔海水温偏差が大気循環を通して影響したり、Madden-Julian Oscillation (MJO)のような海水温偏差の影響を余り受けない大気の内部分動によってもたらされたりする。このような場合、実際には晴れていたために海水温が上がっているのに、モデルではその海水温を感じて雲を増やしてしまう、という齟齬が生じている。

4. 2 大気-海洋混合層モデルによる平衡気候実験

大気大循環モデルに海洋混合層(一般には 50m 一層のいわゆる slab ocean)を結合し、海洋循環による熱輸送は、計算される海面水温(=混合層水温)を観測気候値に合わせるために必要な熱フラックス調整量(Q-flux と呼ぶ)で表現され、変動しないものとする。一定量の二酸化炭素増加に対して当該モデルがどのような昇温量を計算するか、すなわちモデルの気候感度、の測定に用いられる。海洋の熱輸送量は時間変化しないので、二酸化炭素濃度、気候共に変化しない平衡気候感度を求めることになる。初期値にもよるが、平衡に達するまでに 10 年程度、自然の年々変動のサンプリング誤差を減らして平衡気候を精度よく求めるのにその後 10~数 10 年程度の積分を用いるのが普通である。感度は、二酸化炭素を増やしたときと基準値のときの 2 本の積分の差をもって測る。平衡に達した気候は混合層の深さの設定には依存しないことに注意。混合層深さと密度、比熱の積は、混合層の熱容量を表し水温の時間変化項にかかるが、平衡状態では時間変化項はゼロになるからである(季節変化はする。50m 混合層は季節変化の妥当な位相を与える)。

気候変動の研究では、限定された海域の海水温偏差が遠隔域の大気、海水温にどのような影響を与えるかを調べるのにも大気-海洋混合層モデルはよく用いられる。

前節でも述べたように海水のフラックス調整は技術的に困難なので、海洋運動を含む結合モデルを一定二酸化炭素濃度で平衡まで積分した結果と混合層結合モデルによる平衡実験結果が一致するとは限らない(Yokohata et al. 2008)。

4. 3 大気海洋結合モデルによるコントロール実験

大気海洋結合気候モデルに現在や産業革命前の二酸化炭素濃度等の外部データを与えて、モデルの気候再現能力を測るための実験である。太陽定数は季節変化のみ、産業革命前の実験(preindustrial control)の場合、エアロゾルの人為排出等も与えない。後述のシナリオ実験等各種の実験の基準を与える。雲、降水量などのモデル気候値、エルニーニョなどの自然変動も検証される。以前は産業革命前、現在気候の区別はそう厳密なものではなかったが、近年はモデルの精度も向上してきたので、区別されるようになってきた。初期値によるが、モデルが平衡状態に達するのに100年以上必要である。

4. 4 シナリオ実験

過去に観測または推定された、あるいは将来予測される自然、社会・経済シナリオにもとづいてモデルへの入力パラメータを時系列的に与え、大気海洋結合気候モデルを積分する実験である。CMIP3では20世紀気候再現実験や21世紀のIPCC-SRESシナリオ実験が行われた(SRESは2000年3月に公表されたIPCC排出シナリオに関する特別報告書の略; Special Report on Emission Scenario)。

20世紀再現実験(20C3Mと呼ばれる)の場合、モデルに与える気候変化要因としては以下のようなものがある。

(1) 自然起源の気候変動要因

- ・ 太陽エネルギーの変動
- ・ 大規模火山噴火に伴い成層圏まで到達したエアロゾルの変化

(2) 人為起源の気候変動要因

- ・ 温室効果気体(二酸化炭素、メタン、亜酸化窒素、ハロカーボン)濃度の増加
- ・ 1970年代半ば以降の成層圏オゾン濃度の減少
- ・ 人間活動に伴う対流圏オゾン濃度の増加
- ・ 工業活動に伴う二酸化硫黄(硫酸エアロゾルの前駆物質)排出量の増加
- ・ 人間活動に伴う煤などの炭素性エアロゾル前駆物質排出量の増加
- ・ 土地利用変化

以上のデータは時系列的に実際の年号を持って与えられるが、モデルの初期値は産業革命前コントロールなどから与え、気象海洋の変数値に観測値は一切用いないことに注意。気象海洋の変数に対応する観測年のものと比較してよいが、外部強制で多くを規定される数十年平均値はともかく、エルニーニョなど個々の自然気候変動イベントの比較は無意味である。

21世紀の実験では将来の社会経済発展の予測に応じてSRESで提案されたA1b, B1などのシナリオに基づいて温室効果気体、エアロゾル排出量などが与えられる。自然変動要因は一定とされる。(SRESシナリオのA,Bは前者が経済発展重視、後者は環境と経済の調和重視、数字は、グローバル化、2は地域重視型とされている。大雑把にはA1は高成長型社会(A1bはそのうち化石・非化石エネルギー源のバランス型)、B2は地域共存型社会に対応するとされている。21世紀末の二酸化炭素濃度は、A1bには720ppm、B1には550ppmが対応。)

4. 5 タイムスライス実験、領域気候モデル実験

WCRP CMIP3 は結合モデル相互比較プロジェクトなので、基本実験に当たる AMIP や混合層実験以外結合モデルによるものであるが、温暖化に関しては、高解像度が望まれるので、大気大循環モデルに、結合モデルによってあらかじめ計算された海面水温の将来予測値を与え、将来の 10 年程度のみを計算する「タイムスライス実験」や同様の実験または粗い結合モデルに高解像度領域大気モデルを埋め込んで計算する実験などが行われている。前者のタイムスライス実験としては、気象研究所-気象庁の全球 20km 大気大循環モデルによる実験が有名で、これまでは領域を限ったモデルでしか実現しなかった高解像度を地球シミュレータの助けを得て、全球で実現させた。これにより、台風や豪雨渇水などの極端現象などの将来変化が初めて全球で議論できるようになった。

とくに解像度に対する欲求の高い水文関係の影響評価研究ではこのようなアプローチに対する要求は大きいであろう。タイムスライスや領域限定とはいえ、かかる計算コストはそれでもかなり大きい。計算結果の有効な利用が望まれる。

このようなアプローチに水を差すつもりは毛頭ないが、自明なことも含めて、気候モデルの側からいくつかのコメントをしておく。

まず、タイムスライス実験について。当たり前であるが一つの結合モデルで計算された海面水温上昇値とその分布が代表的である保証はない。20 以上の結合モデル結果が手に入る今日、与える増分値によってどの程度結果が左右されるかの確認が必要になってくるだろう。

また、何回か述べているとおり、海水温を境界値として与える AGCM 積分には大気海洋相互作用を歪めてしまう若干の心配がある。温暖化タイムスライスの場合、大気が海水温を下げる負のフィードバックが見逃されるため、台風や強雨頻度が若干過大評価気味になると指摘されている (Hasegawa and Emori 2007; Inatsu and Kimoto 2005)。

領域気候モデルも対象地域について高解像度を得られる点では魅力的であるが、境界値を与える親 GCM の再現性に大きく依存する。とくに日本付近では親 GCM の梅雨前線などの表現がこれまで十分でなかったため、問題であった。また、一般に 100km 以下の解像度を持つ GCM でなければ台風に対応する気象擾乱が表現できないが、これを克服するには領域モデルにかなり大きな領域を担当させねばならない。このような問題点を克服するために、「擬似温暖化実験」という手法が提案されている (Sato et al. 2007)。これは、領域モデルの現在気候を計算するときは観測された境界値を用い、温暖化実験時には、これに結合モデルで見積もった温暖化時の増分気候値のみ加えるというものである。すなわち、結合モデルの (バイアスのある) 気候値、および、結合モデルの表現する気性変動成分は使わない。バイアスを除くという意味ではこれは魅力的な方法であるが、その代わり、変動成分に対する予測可能性を失うことになる。

5. 気候モデル出力の利用にあたって

本節が読者にとってもっとも興味のあるところであるのは重々承知しているが、現在の最先端気候モデルのパフォーマンスを、種々の現象について克明に描写するには膨大な紙数が必要である。水文分野での利用に重要な降水を中心にして具体例もいくつかあげるようにするが、利用にあたっての考え方、といった抽象的な記述が中心になることをご容赦願いたい。冒頭にも述べたように、気候モデル出力が研究の重要なデータの一つであるなら、必要な特性を備えているか否かは基本的にはご自分でご確認願いたい。

5. 1 モデルによる気候の再現性

まず、全般的なことについて。10 数年前のモデルに比べれば現在の気候モデルは格段に精度が向上している。とくに、90年代初期の大気海洋結合モデルには大きなバイアスがあり、現実的な温暖化予測等においては、現在気候を観測と合わせるためにフラックス調整を使わざるを得ないものが大半であった。IPCC-AR4 に引用されているような現在の最先端モデルの多くは、フラックス調整せずとも、大気再解析データ(最新のデータ同化システムにより過去に遡って現在までの観測データを処理し、風、気温、水蒸気場や同化モデルの計算した降水量等を全球の格子点上に再現したもの。NCEP/NCAR 再解析やヨーロッパ中期予報センターの ERA-40、日本の気象庁の JRA-25 などがよく用いられる)や衛星観測から推定された全球降水量等を、季節変化も含めて、「並べて見るに耐える」レベルで再現できている。

地域的な検証をすれば誤差は必ずしも満足できる場合ばかりでもないが、ともかくも、基本的に太陽定数と海陸分布だけを与えて観測データとの直接定量比較に耐えるレベルで再現されるようになったことは特筆すべき進歩であると思う。モデル開発時には色々なところを一度に変えることが多いので、なぜよくなったのか分析しにくい場合も多いが、ひとことで言えば、大気、海洋その他気候のコンポーネントモデルの精度が着実に向上してきたためであろう。結合モデルの平衡気候を求めるには最低でも数十年以上の積分が必要なので、モデルパラメータの一つ一つについて、それがどのように結果に影響しているかを分析できるような潤沢なリソースはこれまで許されていなかった。われわれ MIROC グループの場合、地球シミュレータが使えるようになって初めて本格的なモデルの調整が可能になった。ちなみに、大気 300km、海洋 100~140km の解像度を持つ MIROC の中解像度版大気海洋結合モデルは、地球シミュレータを用いると 1 日 10 年以上走るが、大気 100km、海洋 20x30km の高解像度版は 1 日 3 年程度である。本格的なモデル開発には 1 日 10 年オーダーの積分が可能であることが望ましい。

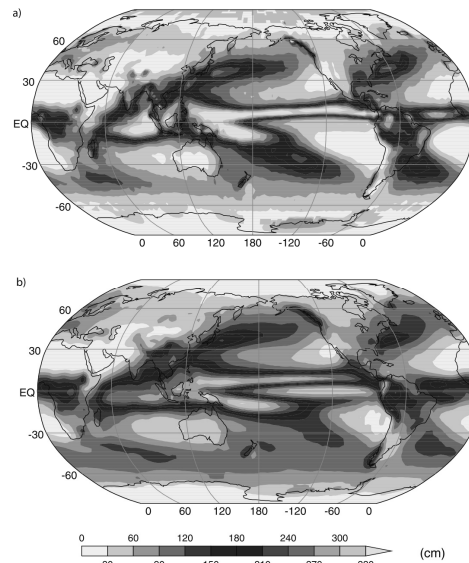


図5 年平均降水量の全球分布。(上)観測、(下)CMIP3 マルチモデル平均。観測は The Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP; Xie and Arkin, 1997) を使用。1980-1999 の平均値。モデルは 20 世紀再現実験(20C3M) の対応する期間で平均。(IPCC WG1 第4次評価報告書より)

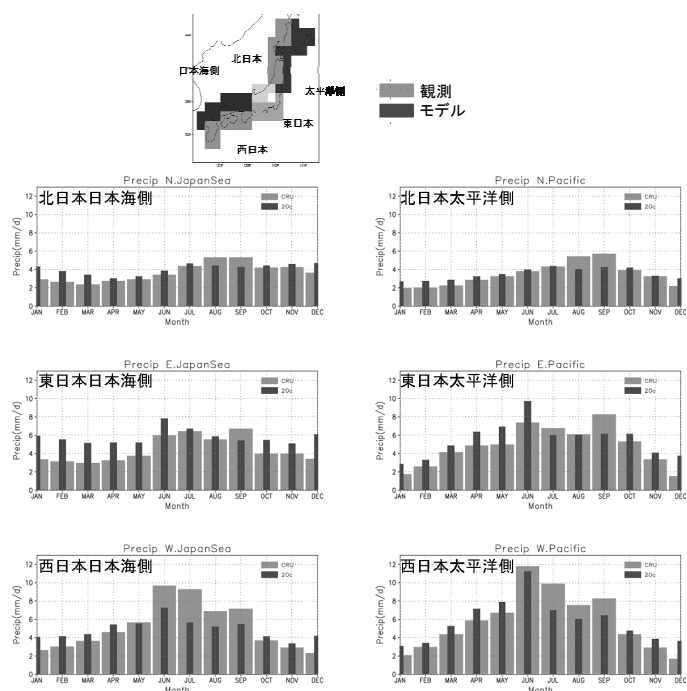


図6 日本の各地域での月平均降水量気候値。観測値と気候モデル(MIROC 100km 版)の比較。1971-2000 年の平均)。

モデルの空間解像度が 100km 程度まで高くなってくると、降水をもたらす気象擾乱の表現も向上し、日降水量の頻度分布など、極端現象を論ずることが可能になってくる(図7)。過去の影響評価研究では、月平均からモンテカルロ的な方法で日々の値を捏造していたこともあったが、今後は本格的にモデルの日ごとの出力が用いられるようになるだろう。モデルは日変化も計算しているが、気温はともかく降水についてはまだ再現性に課題が多い。

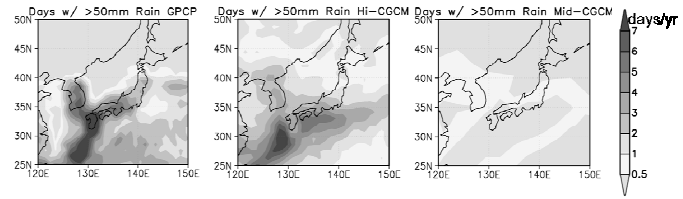


図7 日降水量 50mm 以上の年間日数。(左) 衛星観測に基づく推定値、(中) 100km 格子、(右) 300km 格子気候モデルによる計算値(Kimoto et al. 2005)。解像度の粗いモデルでは強雨頻度が再現できない。

30 年程度の平均として定義される気候値、とくに、気温、風や降水量については、300km 程度の格子間隔のモデルでも亜大陸スケールではそれ以上の解像度のものと一見遜色ない再現が可能である。100km 程度の解像度になれば、夏季の梅雨前線に伴う降水帯や、冬季日本列島の日本海側と太平洋側の降水特性の違い程度は表現できるようになる。

一般に、降水は空間的にも時間的にも細かいスケールが卓越しやすいため、気温や気圧に比べると再現性は劣る。解像度が高くなればモデルの表現できる地形も細かくなるので、地形的降水は格段に向上する。亜大陸スケール以上のグローバル分布の再現性については解像度より物理過程パラメタリゼーションの調整によるところが大きいが、こういったスケールの再現性は解像度を上げるだけでは向上しない。一般には雲に関するパラメータ、例えば、雲水から降水への変換時定数に関するもの、雲氷の沈降速度などが大気熱収支には大きく効くが、降水特性等は積雲対流パラメタリゼーションに敏感である。とくに、成層が潜在不安定化していてもどの時点で実際に対流を発生させるか(対流のトリガリング)は、対流と循環(風系)のカップリングを強く左右する。パラメタリゼーションの調整の際には異なる過程間のバランスが重視される。一つの過程のみ超高級なスキームを用いても全体のパフォーマンスが必ずしも向上する訳ではない。同じスキームでも他のコンポーネントが異なる別のモデルで用いられればその役割も微妙に変化するのが普通である。

日々の天気変化をもたらす移動性項低気圧をはじめ、モンスーンとその変動、大気テレコネクション、エルニーニョや数十年規模気候変動など、実際の気候システムで観測される多くの自然変動モードについて、現在の大気海洋結合気候モデルは多少なりともその片鱗は再現できる。100km 格子以下のモデルでは台風らしき擾乱も存在する。ただ、現象によっては実際と比較してかなり歪んでいる場合が多いのも確かである。降水に関係するものとしては、赤道上を数千 km 規模の巨大雲クラスターが 40-50 周期で東進する Madden-Julian 振動などは気候モデルでは未だ現実的な周期、強度での再現が困難な現象として知られている。

台風は日本の天候に重要な気象擾乱であるが、上述したように 100 kmモデルくらいからそれらしい擾乱が計算される。しかし、100 km程度のモデルでは、風が弱い、気圧の中心示度が高すぎる、など現実と比べるとかなり隔たりがある。気候学的な経路や個数等の年々変動の再現も定量的には難しい。台風の現実的な表現には 20km 程度より高解像度の気候モデル、できれば雲解像非静力学モデルが望ましい。

大気海洋相互作用現象として有名なエルニーニョ現象も、近年のモデルではかなり現実的に再現できるものも出てきた。エルニーニョに伴う大規模な異常気象の分布などもそれなりに再現できる。気候の自然変動については未知の現象も多いが、近年の気候モデルで原理的に表現できないものは、数万年スケールでの氷床の消長等が関与する氷期-間氷期サイクルなどを除けばそう多くはないと思われる。

5. 2 モデルは現実とは違う！

気候モデルの精度は着実に向上してきた。しかしながら、最新のモデルであれ、どれほど高解像度であろうとも、モデルは観測とは違う。見る要素によって、また、見る時間空間スケールによって、ある場合は微妙に、他の場合は相当程度に、違う。このことは決して忘れないで頂きたい。気候モデルは、神ならぬわれわれの手になるものなので、完璧な模倣をできるモデルを手にする日は決して来ない。不完全なモデルを上手に利用して科学的に意味のある知見を得ることこそがプロの研究者のすべきことである。影響評価研究等において実際の観測データ（または再解析気象データ）を入力して上手くいったプログラムであっても、入力を気候モデル出力でそのまま置き換えて同様に上手くゆく保証はない、とっていただきたい。月平均値では合っているように見えても日々の降水頻度の統計を見れば現実とはかなり違っていることに気付くだろう。どのような時空解像度、精度でデータが必要なのか見きわめておく必要がある。

そもそも日降水量出力を用いた降水の強度別頻度の統計などは大気大循環モデルが 100km 程度に高解像度化して初めて見始め、あるいは、モデルの調整時にも注意を払うことを始めたものである。300km 程度の気候モデルではこのような極値統計は使いものにならなかった。気候モデル出力の水文等への本格利用は昨今始まったばかりである。

地表気温などは、そもそもモデルの表現する（モデル格子で平滑化された）当該地点の標高と実際のそれとは違うのが普通であり、その分のバイアスは避けられない。気温が違えば雨雪の判定にも影響を与える。日射量など雲量に強く依存する変数は、パラメタリゼーションの影響を大きく受けるので、精確な再現の難しいモデル変数である。

10km モデルであろうが 5km モデルであろうが、水文や農業など現実的な影響評価利用には、バイアスの補正やダウンスケーリングが必須である、と思った方がよい。ダウンスケーリングとは、モデル出力を本来の解像度より細かな情報に変換することで、降水量の場合レーダや雨量計観測の過去統計情報などを用いて 100km オーダーのモデル出力から細かな分布を得る（「統計的ダウンスケーリング」）。計算機資源が許す場合は、粗いモデルに細かい領域気候モデルを埋め込んで、「力学的ダウンスケーリング」が可能であるが、この場合もモデルバイアスには注意が必要である。

残念ながら筆者は気候側の人間なのでダウンスケーリング手法、とくに実際的に有用な統計的ダウンスケーリングについて見識は無い。少なくとも汎用性のある確立した手法は無いと認識している。そもそも粗い情報から細かい情報を捏造（外挿）する訳であるから、すべての面で合理的にはゆかないのが当然である。研究の目的に応じて実際の細かい情報のどのような面を最低抽出したいのかを明確にしておく必要があるだろう。

例えば、100km 格子の大気モデルで利根川水系の治水管理評価をする場合、まず、モデルと実際の標高が違うのでモデルの降雪を用いるのは適当でない。モデル降水量をなんらかの手段でダウンスケーリングした（簡便には標高差に応じた気温減率で補正した）モデル気温で雨雪を判定すべきである。融雪水の評価のために積雪も小スケールでストアしておく必要がある。治水管理の場合、山の向こう側に降水がある場合と流域側にある場合とはまるで違うが、100km 格子ではこれは無理である。100km 平均の降水量が与えられた場合、より細かいスケールではどのような地理分布になるのか、天気図型、風系などに応じて、レーダなどの過去データで統計的に求めておいた関係を用いてのダウンスケール補正等が必要であろう。

5. 3 予測の不確実性

モデルの計算結果には必ず不確実性が伴う。予測¹にももちろん不確実性が伴う。地球温暖化に対する一般の認知度が著しく向上してきた昨今、信頼幅の伴わない結果は市民や政策決定者に伝えるべきではない。影響評価研究においても信頼幅の表示は必須であろう。

モデル結果、予測の不確実性には複数の原因がある。個々の研究では必ずしもそれらすべてに対処できる訳ではないが、IPCC の報告書などでは、できる限りすべての要因を考慮した信頼幅の定量表示を目指している。

(1) 自然変動によるノイズ

有限個の測定値から母集団の平均値を求めるときの誤差推定については、誰もがよくご存知であろう。ノイズを含むデータから統計量の真値を求めようとするときには誤差推定が必要である。

気候モデル結果から温暖化のシグナルを抽出するときも同様である。例えば、20 世紀後半と 21 世紀後半の気温がどれくらい違うか知りたいとき、毎日の天気の変化に伴う気温変動はノイズとみなされる。エルニーニョとラニーニャの年の違いもそうであろう。数十年程度の期間の平均値として定義される「気候」の変化を論ずるとき、これらさまざまな時間スケールの自然変動はノイズとみなされ、検出される温暖化シグナルに不確実性をもたらす。平均値だけでなく分散などの高次統計量や、強雨頻度の変化のような極値統計を見るときも当然統計的検定が必要とされる。推定の精度を上げるためには多数年のデータを用い、また、初期値の異なる多数のアンサンブル実験結果を用いることが必要である。

と、ここまでは自明であるが、実際に気候の (モデル) データを用いて統計検定するときには、サンプルサイズをどう見積もるかが重要である。気象の分野の学生は常々口うるさく言われていることであるが、10 年分の日々のデータを用いて計算したからといってサンプルサイズを 3650 などとしてはいけない。数千 km スケールでは昨日と今日の天気図は大して変わらないので、統計的に独立なサンプルとはみなされないのである。たとえ日降水量のデータを用いていたとしても、見ているのが季節平均なら、サンプルサイズは使った年数、としなければならない。3650 とした場合は大甘な検定をしたことになる。

一般に、自己 (時差) 相関 $\rho(\tau)$ (τ は時差) を持つスカラー時系列から N-日平均値を求めるとき、誤差推定のサンプル数 (effective sample size という) N_e は、 $N_e = N/T_0$ とすべきである

(Madden 1976)。ここで、 $T_0 \equiv 1 + 2 \sum_{\tau=1}^N \left(1 - \frac{\tau}{N}\right) \rho(\tau)$ と定義され、(その時間間隔でサンプルしたと

きの) 時系列が表現する変動のおよその時間スケールを表す。日本付近での毎日の気温なら移動性高低気圧に伴う天気変化に伴い 1 週間程度になるだろう。形だけ細かくサンプリングしてもサンプルを増やしたことにはならない。見ようとしている現象に特徴的な時間スケール (大雑把には、寿命と考えてもよい) の単位でいくつのサンプルを集めたことになるのか、を使って誤差検定量を計算すべきなのである (see also Thiébaux and Zwiers 1984)。この特徴的な時間スケールはおおよそ $\rho(\tau)$ が $\tau = 0$ での 1 から実質的に 0 (無相関) となる時間で見積もられる。

¹ ここでは将来の条件を想定したモデル実験を便宜上「予測」と呼ぶが、本来、いわゆる prediction ではなく projection、見通し実験と呼ぶべきである。

(2) モデルの誤差にもとづく不確実性

モデルのパラメタリゼーションには経験的な要素も含まれ、不確実性が大きい。このため、モデルで表現される各種のフィードバックプロセスの大きさに不確実性が伴い、またモデルの表現する自然変動の空間パターンや周期性に誤差を生じさせる。現在気候下で観測される自然変動なら観測に照らしてどこが悪いかわかることができるが、温暖化のようにデータで検証できない将来の予測については、どこにどのくらいの不確実性があるのか知ることができない。100年後の地球の平均気温の予測値に未だ大きな不確実性が伴うのは、自然の物理過程をモデルが忠実に模倣し得ていないためである。大気海洋結合気候モデル(AOGCM)では、気候と炭素循環のフィードバックを考慮することができないが、このように未だ知られていない気候系のフィードバックが存在する可能性は大きい。前項(1)の検定を通った要素についてのみ語る事が許されるのであるが、そのモデルでそうなっているからといってその気候変化が信用するに足るものであるかどうかはまだ分からないのである。単独モデルしか使えない場合、物理的な解釈や付加的な数値実験などによって信頼性を増す努力がなされる。

物理過程に関する不確実性は、簡便には、多数の異なったモデルの結果を用いるマルチモデルアンサンブル解析を行うことによって評価することができる。前述したCMIP3のwebサイトでは、24の最先端モデル結果にアクセスすることができる。一部には解像度のみ異なる同一モデルも含まれるが、これらのモデル間の物理過程は相当なバラエティを持っており、現段階での知識の不確実性をある程度反映したものと考えられる。マルチモデルデータセットは、予測の確からしさを簡便にアピールすることのできる旨みのあるもので、影響評価研究には積極的に用いられるべきである。ただし、どのモデルもハズれているような現象も大いにあり得る。例えば、エルニーニョが温暖化時にどう変わるのか、モデルによってまちまちで、それらの平均が正しいとはとても言えない。

IPCC-AR4に引用されているCMIP3参加モデルのうちどれが良く、どれが悪いのか単純には決められない。見る要素によっては良いモデルも他の面では今ひとつであったりする。一番よさそうなモデルを選び、地球シミュレータで超高解像度計算を行えば温暖化は解決するかというと、そうはいかないのである。世界中で同じようなモデルを開発して無駄ではないか、との外野の声も全く的外れで、このようなダイバーシティがあるからこそ、その差異の原因を追究することで気候のプロセスが解明されてきたのである。

増えては来たがモデルの数には限りがある。物理過程にもとづく不確実性をもっと多数の実験で評価するため、単一モデルでもその中の数多くのパラメータを組織的に振って多数実験を行う物理摂動実験も始まりつつある(perturbed physics ensemble; Murphy et al. 2004)。どのパラメータをどれくらい振るかに主観が入らざるを得ない、パラメータをむやみに変えると再現気候の成績が悪くなる、など課題もあるが、気候感度～温暖化予測のばらつき(確率密度分布推定)を定量化できる有望な手段である。

マルチモデルアンサンブルを用いる場合、どのモデルを用いるかは研究の目的によるであろう。台風の変化を調べたいならそれなりに高解像度のものを選ばざるを得ない。いくつかのモデルを選んでも、それらを単に平均すべきだろうか、なんらかの重み付き平均をすべきだろうか、悩ましいところである。現在気候の再現性のよいモデルには大きな重みを付ければよいのではないかと、とは誰もが思いつく。では、その再現性の成績は何をもって決めるのか? 気温の緯度分布か? 降水量のパターン相関か? さらに、現在気候のよいモデルほど将来予測は信頼できるのか?

モデルの再現性は、測るものさし(metricという)に依存する。どのようなmetricがよいのか、将来の気候の信頼性のよい指標なのか、まだわかっていない。温暖化の不確実性に関する研究のホットピックである。困難の原因は、現在気候は観測データで検証できるが、将来気候のデー

タは無いところにある。統計学で用いるクロスバリデーションに類似した「perfect model test」(Murphy et al. 2004)を応用すれば、N 個のモデルのうち一つを真実とみなして、ある（観測データに対しても用いることのできる）metric でそのモデルの現在気候に対して他の(N-1)個のモデルの成績を付ける。将来気候についても、見たい要素について、(さっきとは異なった metric でもよいので)「真実」に対して他のモデルを検証する。これを N 回繰り返す。将来気候と現在気候の再現成績の間により相関が見られれば、現在気候の metric は見たい現象の将来変化の信頼性を測るのにより指標であると考えられ、観測に対する成績で N 個のモデルを重み付け、それにもとづいて将来予測の信頼幅を提示することが正当化されるだろう (江守 2007; personal communication)。影響評価研究においてはこのような客観的な手法を導入して不確実性の定量評価を行うべきであろう。

(3) シナリオの不確実性

気候モデルに与える外部パラメータ、シナリオ実験の場合二酸化炭素濃度やエアロゾルの排出データなど、にももちろん大きな不確実性がある。IPCC-AR4 では現在気候に対し、21 世紀末の全球地表気温の昇温量が 1.1~6.4°Cと見積もられているが、おおよそこの半分はシナリオの幅によるもので、残り半分がモデルの気候感度の不確実性にもとづくと考えてよい。

(4) 初期値問題としての予測の不確実性

天気予報のような初期値問題では、初期値の観測、解析誤差が増幅することによる予測の不確実性が主たる問題である。温暖化予測はこれまで初期値問題としては扱われてこなかったが、次期 IPCC 報告書のための CMIP 共通実験では、2030 年程度までを 20 世紀末からの観測データで気候モデルを初期値化して実施する新しいカテゴリの「近未来予測」実験が行われる予定である。2030 年程度までなら社会経済シナリオに対する依存性は問題にならない。しかし、そのかわり初期時に実際の気候系が自然の数十年規模変動のどのようなフェイズにあるかは問題となってくる可能性がある。それゆえモデルの初期値化が必要である。数十年先の予測なので年々変動やエルニーニョは予測の対象ではないが、十年規模の気候の自然変動は外部条件に強制された「温暖化」ともに、予測の対象である。果たしてこのようなアプローチが科学的に可能であるのか、まだ証明されてはいない。近未来予測実験はこのような新しい課題に対し、中程度の解像度のモデルで初期値化、アンサンブル生成手法等の検討を行い、それをもとに高解像度のモデルで地域的気候変化の定量評価を可能にするデータセットの作成を目指している。

5. おわりに

そろそろ紙数が尽きた、というか、締め切りが来た。モデルのパフォーマンスや近代モデルの描く将来予測の紹介が不十分である。モデルのどの辺がどう悪いのか具体例をあげたいとも思ったが、シンポジウム当日に多少は触れられるであろう。IPCC 報告書や PCMDI の CMIP3 マルチモデル解析プロジェクトのサイトからも多くの論文にアクセスできるので、目的に応じて調べていただきたい。

自然の不思議を少しでも近づけるように、他のどんな手段より有力なものとして気候モデルを整備してきたが、正直これほどまでに他の分野や一般の方から注目されるほどになるうとは思わなかった。しかし、まだ、モデルは現実と違って当たり前で、それを上手に操って自然の不思議に迫るのを醍醐味と思っている。気象に思い入れのない他分野の方々はそうもいくまいが、どうか、誤差も踏まえた上で上手にモデル結果を用いていただきたい。モデルの有用性を示してくれることによって共に更なる高みに行けると思うので。

引用文献

- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interactions of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I, *J. Atmos. Sci.*, 31, 671-701.
- Emori, S., A. Hasegawa, T. Suzuki, and K. Dairaku, 2005: Validation, parameterization dependence and future projection of daily precipitation simulated with a high-resolution atmospheric GCM, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.32, L06708, doi:10.1029/2004GL022306.
- Hasegawa, A. and S. Emori, 2007: The effect of air-sea coupling in the assessment of CO₂-induced intensification of tropical cyclone activity. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05701, doi:10.1029/2006GL028275.
- Inatsu, M., and M. Kimoto, 2005: Difference of Boreal Summer Climate between Coupled and Atmosphere-only GCMs. *SOLA*, 1, 105-108, doi:10.2151/sola.2005-028.
- K-1 model developers, 2004: K-1 coupled GCM (MIROC) description. (Hasumi, H., and S. Emori, eds.) K-1 Technical Report, 1, 34pp. (available from the Center for Climate System Research, University of Tokyo)
- Kato, H., K. Nishizawa, H. Hirakuchi, S. Kadokura, and N. Oshima, 2001: Performance of RegCM2.5/NCAR-CSM nested system for the simulation of climate change in East Asia caused by global warming. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 79, 99-121.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama and S. Emori, 2005: Projected Changes in Precipitation Characteristics around Japan under the Global Warming, *SOLA*, 1, 85-88, doi: 10.2151/sola.2005-023.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties, *Climate Dynamics*, 5, 175-187.
- Madden, R. A., 1976: Estimates of the natural variability of time-averaged climatic means. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 942-952.
- Murphy, J. M., D. M. H. Sexton, D. N. Barnett, G. S. Jones, M. J. Webb, M. Collins, and D. A. Stainforth, 2004: Quantification of modeling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, 430, 768-772.
- Oki, T., and Y. C. Sud, 1998: Design of total runoff integrating pathways (TRIP) - a global river channel network, *Earth Interactions*, 2.
- Sato, T., F. Kimura, and A. Kitoh, 2007: Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model. *J. Hydrology*, 333, 144-154, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.07.023.
- Takata, K., T. Watanabe and S. Emori, 2003: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, *Global and Planetary Change*, 38, 209-222.
- Thiébaux, H. J., and F. W. Zwiers, 1984: The interpretation and estimation of effective sample size. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 800-811.
- 時岡達志, 山岬正紀, 佐藤信夫, 1993: 気象の数値シミュレーション. 東京大学出版会, 247pp.
- Wang, B., I.-S. Kang, and J.-Y. Lee, 2004: Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J. Climate*, 17, 803-818.
- Xie, P. and Arkin, P. A., 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.
- Yokohata, T., S. Emori, T. Nozawa, T. Ogura, M. Kawamiya, Y. Tsushima, Ta. Suzuki, S. Yukimoto, A. Abe-Ouchi, H. Hasumi, A. Sumi, and M. Kimoto, 2008: Comparison of equilibrium and transient responses to CO₂ increase in eight state-of-the-art climate models. *Tellus*, sub judice.