— 2002 年度日本海洋学会岡田賞受賞記念論文 —

海洋大循環モデリングを主体とした気候システムの研究 *

羽角 博康 †

要 旨

気候システムにおいて実現される定常状態の存在理由や性質を調べることは、気候システムの成り立ちを理解する上での基本であり、気候変動の予測や研究のための前提でもある。その定常状態の形成・維持においては、熱的慣性の大きい海洋の存在が大きな意味を持ち、特に海洋全体を表層から深層までつなぐ熱塩循環が重要な役割を果たす。気候システムは、それを構成するいくつものサブシステムに存在する様々なプロセスの非線型の相互作用の結果としてできあがっている系であるため、その理解には数値モデリングという手法が必要とされるしかつ有効である。特にそこに実現される定常状態について調べるのであれば、深層までを含んだ海洋大循環を適切にモデリングし、その上で海洋と他のサブシステムとの相互作用を正しく表現しなければならない。

キーワード：海洋大循環モデル, 気候システム, 熱塩循環

1. はじめに

人間の気候に対する関心は元来居住・農耕環境に根ざすものであり、それは地表面付近の気温・湿度・風系・降水量といった大気の物理的指標をもって特徴づけられるものである。その地表面付近の大気の物理的環境は、大気全体のみならず、海洋循環・陸上植生分布・雪氷分布などの広範囲の現象の影響を受けて決定されている。近年では、こうした広い意味において気候という語が捉えられることが多く、様々な要素からなる系という観点から気候を見るにあたって「気候システム」という語が用いられる。気候システムは大気・海洋・陸面・雪氷など、物理的性質の異なるサブシステムがエネルギーや物質の交換を通して相互作用する

ことによって出来上がっており、個々のサブシステムにおいては物理的過程ばかりでなく、化学的あるいは生物的過程も物理的状态を決定するのに影響を及ぼす。

気候システム内部には様々な時間スケールをもつ変動が存在するが、現在の気候システムの状態をある程度の長時間の平均として見た場合、それは定常的な状態にあるとみなすことができる。例えば、気候システム内には日変動や季節変動が存在するが、その変動幅に比べて年々変動の幅は小さく、過去 1000 年程度の年々変動を見ると、ある一方向に向かって変化しているのではなく、安定な定常状態を中心として変動しているように見える（ただし、1900 年代後半からのいわゆる地球温暖化は除く）。このような意味において、年平均として見た現在の気候システムの状態は、1,000 年程度の時間スケールにおいて定常状態にあるとみなすことができる。そうした気候システムの定常状態がどのような必然性によって維持されているのかを考えることは、気候システムを理解する上での基本であり、それ

*2002 年 7 月 1 日 受領；2002 年 7 月 10 日 受理
著作権：日本海洋学会, 2002

†東京大学気候システム研究センター
〒153-8904 東京都目黒区駒場 4-6-1
e-mail: hasumi@ccsr.u-tokyo.ac.jp

なくしては様々な変動について理解することもできない。この気候システムの定常状態の形成・維持においては、熱的応答の時間スケールが大きく、しかも全球規模の循環およびそれに伴う熱輸送を持つ海洋の役割を無視することはできない。

気候システムを熱力学的系として見た場合、それは近似的に閉じた系とみなすことができ、外界とのエネルギーの交換は太陽からの短波放射の吸収と気候システムからの長波放射の放出という形態のみによる。気候システムを数学的にモデリングするということは、究極的には、気候システムの個々のサブシステムにおいて生じる様々なプロセスやサブシステム間の相互作用に対する数学的表現を与え、太陽放射のみを外部強制力として課すことで現実の気候システムの様相が再現されるようにすることである。用いられる数学的定式化の多くは、時間発展型の方程式として表される。こうした数学的表現自体、「モデル」という語が指し示す通り、気候システム内のプロセスのすべてを完全に表現するものではない。その上、モデル化された気候の数学的表現は、流体力学の方程式系をはじめとして非線形なものであり、その解を求めるにあたっては数値計算に頼らざるを得ない。こうした数値気候モデルにおいては、気候システムを記述する変数を空間的に離散化し、その各点における変数値の時間発展を適当な初期状態から数値積分することによって求めることになる。したがって、数値気候モデルの精度や妥当性は、その空間解像度に大きく依存する。もちろん空間解像度は高いに越したことはないのだが、それは同時に計算量の増大を意味する。実現可能な解像度はモデリングにおいて対象とする現象の時間・空間スケールに依存するが、気候システム全体の定常状態のモデリングを行なおうとする場合には、1,000年スケールの長時間積分が必要とされる。個々のサブシステムの数値モデリングにおいてさえ、現状で実現可能な解像度は必ずしも満足のいくものではなく、まして気候システム全体の数値モデリングでは空間解像度は要求と比べてどうしても低くならざるを得ない。

気候システムの定常状態を物理的に理解するのにまず必要とされることは、個々のサブシステムにおけるエネルギー・物質収支、そしてそれらの総体としての

気候システム内のエネルギー・物質循環を把握することである。その中でも特に熱と水の循環は気候形成において重要な役割を果たす。熱と水の循環は独立なものではなく、地球上においては水は三態(水蒸気・液体水・氷)が共存しているため、その相変化に伴う潜熱の放出・吸収は熱収支の大きな部分を担う。また、海洋の循環という視点から見ると、熱収支は温度に、水収支は塩分に影響を与えるが、それらが同時に海水の密度を決定し、海洋熱塩循環の形成に対して支配的な役割を果たす。熱塩循環は全海洋を表層から深層までつなぐ循環であるため、その特徴的な時間スケールは長く、気候システムの定常状態を考えるにあたっては特に重要である。したがって、数値モデリングによって気候システムの定常状態を扱う場合には熱塩循環のモデリングについて特に注意を払う必要がある。海洋熱塩循環のモデリングに関して、数値計算技術的に、あるいは海洋物理学的にどのような問題があつてどのような解決が試みられているのかについては、羽角(2001)やHasumi(2002a)がまとめている。また、海洋の数値モデリング全般に関してはGriffies *et al.* (2001)が詳細に記述している。

気候システム内の熱・水収支を通したサブシステム間の相互作用やそれに伴う個々のサブシステムの物理的特徴を見るためには、理想化された地形を用いたりプロセスの一部を省略するなどの方法を用いる方がわかりやすいことがある。また、計算機の制約から、全球のモデリングではなくて領域モデルや経度方向にある幅だけを取り出したセクターモデルを用いることも時として必要とされる。もちろん、そうして得られた結果はその理想化等の制約の範囲でのみ成り立つもので、それが現実の気候の形成・維持においてどの程度の妥当性を保ち得るのかについては慎重な考察が必要であるし、最終的な解答は理想化を行なわないモデリングによってしか得られないという場合も多い。理想化はあくまで現実をよく理解するためのものであり、その結果がどのような制約を伴い、どのように現実の現象に還元されるのかを常に心に留めておかねばならない。

以下では筆者が過去約10年にわたって行なってきた、熱塩循環の役割を中心的視点とした気候システムの状態形成に関する研究を紹介する。

2. 海水と熱塩循環

海水の気候形成における役割として最もよく認識されているのは、海水面よりも高いアルベドを持つことによる気候システムの短波放射吸収量への影響であろう。気候システム全体として見た場合にはこれが第一に重要であると思われるが、海水-海洋系に限って見た場合、海水の生成/融解に伴う高塩分水/低塩分水の排出は海洋深層水の形成過程に大きな影響を及ぼし、全球規模の熱塩循環にとって重要である。例えば、Yang and Neelin (1993) は、南北-鉛直 2 次元の海水-海洋結合モデルを用い、海水の生成/融解と熱塩循環の相互作用によって海水分布や熱塩循環の強度に 10 年スケールの自励振動が生じるという結果を得ている。こうした海水と熱塩循環の相互作用を取り扱った研究は、2 次元モデル等の比較的簡単なモデルを用いたものを含めても、決して多くはない。

Hasumi and Suginohara (1995) は 3 次元の海水-海洋結合大循環モデルを一定幅・一定深の理想化された地形のもとで適当な境界条件を与えて駆動し、海水上を吹く風の向きや強さを変えた実験を行なって、海水の運動がその生成/融解を通して熱塩循環にどのような影響を及ぼすかを調べた。海水に運動が存在する場合、とくに海水が海岸から離れる向きに輸送される場所においては、海水生成時期でも密接度が小さい状態が維持され、その結果、そこでは他の場所よりも大きな海水生成とそれに伴う高塩分水排出が生じる。その領域から輸送された海水は、夏季に別の場所で融解し、結果として年平均で見た場合に、海水の運動は海水の生成領域と融解領域を空間的に分離することになる。これによって海水存在領域下には水平方向の塩分勾配が維持され、それに伴う熱塩循環が生じる。この海水下で生じる熱塩循環の向きや強度は海水上を吹く風に依存し、海水の動きの方向によっては全球規模の熱塩循環とつながってそれを著しく強化する (Fig. 1)。

これは海水の生成/融解と熱塩循環の結合がプロセスとしてそのような現象を引き起こし得るということを示したもののだが、実際の気候においてそのようなプロセスが働いているのかどうか、働いている場合には他のプロセスと比べて量的にどの程度の重要性を持っ

ているのかについては、より現実的なモデリングを行なわなければ答えることができない。

Komuro and Hasumi (2002, J. Geophys. Res. に投稿中) は現実地形を表現した海水-海洋結合大循環モデルを現実的な海面熱・淡水・風応力境界条件を用いて駆動し、海水の運動の有無、および海水生成/融解にともなう高塩分水/低塩分水排出の有無によって全球規模熱塩循環がどのように違うかを調べた。その結果、海水の輸送と高塩分水/低塩分水排出の存在は、特に南極大陸周辺で生じている深層水形成が維持されるメカニズムに定性的な影響を及ぼし、それに伴う全球規模熱塩循環および塩分輸送に対して大きな影響を与えることが示された。

先ほども述べた通り、気候形成における海水の役割として最も重要と思われるのは、そのアルベドの高さによる気候システムの短波放射吸収量に対する影響である。これに伴って、気候システムにはアイス-アルベド フィードバックとしてよく知られる正のフィードバックが存在する。これは、雪氷量の増加 (減少) が短波放射吸収量の減少 (増加) をもたらし、その結果として実現される寒冷化 (温暖化) がさらなる雪氷量の増加 (減少) をもたらすというものである。現実の気候において全球を雪氷が覆ってしまったり、雪氷が全く存在しない状態になっていないということは、この正のフィードバックを止める別の要素が存在することを意味する。

Hasumi (1997) は一定幅・一定深の理想化された地形のもとで大気-海洋結合大循環モデルを用いた多数の実験を行なったところ、アイス-アルベド フィードバックを止めることができず、海洋全体を海水が覆うか、もしくは海水が全く存在しないかのどちらかの状態しか得られないという結果を得た。その一方で、現実の海洋がそうであるように、海洋高緯度領域を周極域や海底地形といった地形的制約によって全球規模熱塩循環から切り離れたところ、広いパラメータレンジにおいて、その地形的に切り離れた高緯度領域にのみ海水が存在するという状態を得ることができた。高緯度海洋と全球規模熱塩循環を切り離す地形的制約が存在しない場合、海水が存在するのであれば深層水形成は必然的に海水の下で生じる。この時、海水の下は結氷温度の海水で占められるので、深層水形成は主に

Fig. 1. Stream function of the zonally integrated annual-mean meridional overturning circulation with (a)–(c) westerly winds and (d)–(f) easterly winds over sea ice. Wind speed is the strongest in (a) and (d), and is the weakest in (c) and (f). Contour interval is 2 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), and positive values indicate clockwise circulation. Sea ice covers northern 1000 km of the region.

海水生成時の高塩分水排出によることになる。したがってこの場合には、深層海洋は全球的に結氷温度に近い温度の海水で占められることになる。しかし、先ほど述べたような地形的制約が存在すれば、高緯度に海水が存在してそこで深層水が形成される場合でも、高緯度

域を除く深層海洋は結氷温度よりも十分に高い温度に保たれることが可能となる。こうした違いがアイスーアルベド フィードバックを止められるかどうかに関係していると考えられる。

3. 気候の季節変動と定常状態

気候システムが受け取る太陽放射量には様々な変動が存在するが、その中でも特に変動幅が大きいのは日変動と季節変動である。これらの変動に対する海洋の応答を考えた場合、日変動は海洋の熱的応答の時間スケールと比べて非常に短いため、気候システムの定常状態形成という意味での影響は小さいと考えられる。しかし季節変動の時間スケールに対しては、少なくとも海洋の混合層程度の深さまでは十分に応答することができ、それが非線型的なプロセスである深層水形成と結び付くことを考えると、季節変動の存在が定常状態形成にとって重要な意味を持つことが考えられる。したがって、季節変動する太陽放射のもとで形成される気候システムの定常状態が季節変動しない太陽放射のもとで形成されるものとどのように違うのかを考えることは、気候形成を論じる上で重要である。

Hasumi and Sugimoto (1998) は一定幅・一定深の理想化された地形のもとで雪氷が存在しないような設定において大気-海洋結合大循環モデルを用い、太陽放射に季節変動が存在する場合とそれが年平均で与えられる場合の実験を行ない、季節変動する外力のもとでの結合系の年平均の状態がどのように異なるかを調べた。その結果、季節変動の存在は温度躍層の深さにおいてより大きな南北水温勾配を維持するように働き、それに伴って海洋熱塩循環が強化され、極向き熱輸送も大きくなることが示された。この季節変動の存在によってもたらされた大きな極向き海洋熱輸送は年平均の海面水温の南北勾配を弱め、大気による南北熱輸送を弱める結果となった (Fig. 2)。

すなわち、雪氷分布の違いに伴う気候システムの短波放射吸収量の違いを考えない範囲においては、季節変動の有無は大気と海洋を合わせた気候システム全体での極向き熱輸送には大きな影響を及ぼさないものの、大気と海洋の極向き熱輸送の比率には影響を及ぼす。

もちろん、このようなプロセスが現実の気候の状態形成に対してどの程度の大きさをもって寄与しているのかということは、現実的な地形を用いて現実的な大気・海洋の循環を表現し、また雪氷の変動も考慮に入れたモデリングを行わない限り示すことができない。

Fig. 2. Meridional profile of zonally averaged annual-mean temperature at (a) the sea surface and (b) 180 m depth. Solid lines are for the seasonal forcing case and dashed lines are for the annual-mean forcing case.

しかしながら、そのような数値モデリングを行なうことは、計算機の能力の面から困難であるだけでなく、個々のサブシステムの数値モデリングにおいて現実を適切に表現するという目標が必ずしもよく達成されてはいないという意味からも現状では容易なことではない。

4. 熱塩循環のシミュレーションと物理的理解

気候システムの状態は個々のサブシステムにおける様々なプロセスが非線型的に相互作用した結果として作り上げられるものである。したがって、ある特定のプ

Fig. 3. Stream function of the zonally integrated annual-mean meridional overturning circulation in the Atlantic for the cases of (a) observed wind stress and (b) no wind stress over the Southern Ocean. Contour interval is 1 Sv.

ロセス等に注目して理想化を行なったモデリング結果は必ずしもそのまま現実の状態を説明することにならない。先ほどのアイスーアルベドフィードバックの例にも見られるように、気候システム内の特定のプロセスや制約条件は、それを考えるか否かによって定量的議論だけでなく定性的議論にまで影響を及ぼし得る。そこまでいかずとも、ある特定のプロセスが現実の状態形成にあたってどれほど重要であるのかということは他のプロセスとの量的な比較によってしか議論することができず、結局は現実に行なうことができる設定のもとで現実に行なうことができる状態をモデルによって再現することができなければ、気候システムの状態形成に関して本当の意味での解答を与えることはできない。そして、現実を行なうことができる数値モデルという意味では、現状の気候モデルにはまだいくつかの未解決の問題が存在する。これは海洋モデルに限ったことではなく、大気・雪氷・陸面などのいずれのサブシステムのモデルについても言えることである。そして個々のサブシステムのモデリングの信頼性を高めると

Fig. 4. (a) Annual-mean heat flux for the case of no wind stress over the Southern Ocean. Each box shows heat absorbed by the ocean in the latitudinal band indicated by the width of the box. Contribution of each oceanic basin is shown by shaded bars. (b) Anomaly from (a) for the observed wind stress case.

いうことは、観測事実や力学的背景に基づいた、現象に対する正しい物理的理解・洞察なしには達成することができない。その意味で、特に海洋熱塩循環については十分な観測的・力学的理解が得られているとはいえず、その現状把握とメカニズムの理解のためにも数値モデリングは必要とされている。

北大西洋高緯度における深層水形成に端を発する大西洋深層循環は、ヨーロッパにおける緯度に比して温暖な気候の維持の要因として、あるいは地球温暖化などの気候変動において主要な役割を果たすものとして、海洋

学のみならず気候を考える上で関心の高い対象である。この大西洋深層循環はその形態等から熱塩循環であるとみなすのが自然であるが、Toggweiler and Samules (1995) は海洋大循環モデルによる実験の結果からその循環量が南大洋上の風応力の大きさに強く依存することを指摘し、これが熱塩循環であるという考えに対して疑問を投げかけた。しかしながら、循環が風と強い相関関係を持つこと自体は、その循環が熱塩循環であることを否定する材料とはならない。熱塩循環の本質は浮力の獲得／喪失にともなう湧昇／沈降を維持メカニズムとすることであり、そのプロセスに風が影響を与えることも十分に考えられる。実際、Hasumi and Sugimoto (1999a) は Toggweiler and Samules (1995) と同様の実験を行なう中で、大西洋深層循環の循環量の変化は海面での浮力フラックスの変化と連動していることを示し (Figs. 3 and 4), その循環量の大部分が Tsujino and Sugimoto (1999) が熱塩循環のメカニズムのひとつとして指摘した「風によって強化された熱塩循環」によるものであることを示した。

熱塩循環は海水が浮力を失うことによる沈降 (深層水形成) と海水が浮力を獲得することによる湧昇からなっている。現在の海洋の状態において、深層水形成は非常に限られた領域においてのみ存在することが知られている (Killworth, 1983) とともに、湧昇は海洋全体で広く弱く存在するものと考えられている。そして、湧昇を生じるための浮力の獲得は、密度成層が存在する中での鉛直方向の混合によってもたらされる。密度成層流体中の鉛直混合は結果的に水柱の位置エネルギーの増加をもたらすものであり、その維持のためにはエネルギーが供給されていなければならない。外部からのエネルギー供給がなくても、分子レベルのランダムな運動と関係する熱エネルギーを源として混合は生じる (分子拡散) が、観測に基づく様々な事実は海洋深層における混合が分子拡散よりもずっと大きいことを示している。すなわち海洋深層の混合に対しては外的なエネルギー源が存在し、その中で主要なものは風と潮汐であると考えられている (Munk and Wunsch, 1998)。そのどちらがより重要であるかについては完全な決着はついておらず、地域依存性も存在するものと考えられるが、微細構造観測やトレーサー散布実験では深層

海洋における鉛直混合の強度が空間的に激しく変動しており、起伏の激しい地形上で強い混合を持ち、それ以外では非常に小さい混合しか持たないことが示されている (Polzin *et al.*, 1997; Ledwell *et al.*, 2000)。

これは深層海洋における混合のエネルギー源として、内部潮汐が大きな部分を担っていることを示唆するものである。こうした事実は近年の観測でようやく知られたもので、従来の海洋大循環モデリングではそのような要素が考慮されることはなかった。Hasumi and Sugimoto (1999b) はそのような鉛直混合の空間不均一性を採り入れたモデリングを行ない、それを考慮するか否かで熱塩循環の 3 次元的構造に質的な違いが現れ得ることを示した (Fig. 5)。

気候システムの中で熱塩循環を考えることの主要な動機は、それに伴う南北方向熱輸送が気候システムにおける南北方向の温度較差を緩和することに大きく寄与し、気候の定常状態の大局的構造にとって極めて重要だということにある。そのような動機からは東西方向に積分した熱塩循環像が第一に関心の対象となるのだが、その形態や循環量は鉛直混合の東西方向不均一には大きく依存しないとも考えられる。しかしその一方で、東西積分した循環に対しても混合強度が鉛直方向にどのような分布をとるのかは大きな影響を与える。もちろん鉛直混合が鉛直方向に不均一性を持つ原因は水平方向に不均一性をもつ原因と独立ではない。

Tsujino *et al.* (2000) は鉛直混合について水平不均一は考えないものの、鉛直方向の分布を様々に変えた数値実験を行ない、その鉛直方向の変化のしかたが特に太平洋深層循環の形態や循環量に対して大きな影響を及ぼすことを示し、観測的に知られているような太平洋深層循環を得るためには温度躍層下部での鉛直混合の大きさに注意を払わなければならないことを指摘した。

このような現実の現象に対する理解やそのモデルに対する反映の一方で、数値計算の技術的な側面にも十分な注意を払わなければ信頼のおけるモデリングは達成されない。数値モデリングは常に解像度と数値誤差との戦いである。計算機の進歩とともに実現することのできる解像度は徐々に上がっているが、それによって細かい現象を正しく再現できるようになるためには、

Fig. 5. Water budget below 3,900 m in the North Pacific for the cases of (a) horizontally uniform vertical diffusivity and (b) horizontally inhomogeneous vertical diffusivity. Each arrow shows horizontal volume transport across the corresponding section. Upward volume transport across 3,900 m in the eastern and western regions (east and west of 160°W, respectively) is also shown. Unit of the values is Sv.

数値計算の精度も同時に高まるが必要とされる。Hasumi and Sugimoto (1999c) は従来よりも高精度の数値移流スキームを海洋大循環モデルに組み込んで世界海洋のシミュレーションを行ない、従来のスキームで得られる結果と比較した上で、現在あるいは今後行なわれるような海洋大循環モデリングにおいては従来よりも高精度の計算スキームを使う必要があることを示している。

5. 気候システムの淡水循環と熱塩循環

海洋熱塩循環の維持やその気候システムの定常状態形成における役割を論ずる場合、熱輸送に最も大きな関心が向けられていることもあり、熱的な側面を中心に議論されることが多い。しかしながら、海水の密度を決める要素として塩分が温度と同じ程度に重要であることはよく認識されているし、過去と現在の気候の違いを論じる上で、あるいは地球温暖化に伴う将来の気候変動を予測する上では、海洋の淡水収支に対する熱塩循環の依存性がどのようなものであるかが重要であることが多くの研究者によって指摘されている。

現在の熱塩循環においては深層水形成は高緯度で生じている。熱塩循環の駆動力となる海面浮力フラックスにおいて、高緯度の海面熱収支は深層水形成を促す方向に働き、海面淡水収支は深層水形成を阻む方向に働いている。すなわち海面淡水収支は現在のような熱塩循環の存在にとって阻害要因として働いている。このため、例えば大陸氷床が融解してそれが高緯度海洋の深層水形成領域に流入したり (Fanning and Weaver, 1997), あるいは温暖化によって大気による低緯度から高緯度への淡水輸送が強化された場合 (Manabe and Stouffer, 1994) には熱塩循環が著しく弱まるものと考えられている。また、この淡水収支の影響により、現在あるような熱塩循環の形態が力学的に不安定であるかもしれないという指摘もある。Oka *et al.* (2001) は、エネルギーバランス大気モデルを結合させた海洋大循環モデルを用いた実験を通して、風成循環に伴う塩分輸送と深層水形成領域に近い高緯度域での鉛直混合に伴う塩分輸送が現在のような熱塩循環に対して安定化要因として働くことを示した。

海面熱フラックスの大きさが海面水温に直接依存するのに対して、降水・蒸発・河川流出からなる海面淡水フラックスは海洋の塩分には直接的にはほとんど依存せず、したがって海面淡水フラックスは海洋にとって外部的要因によって与えられているという要素が強い。定常状態の維持という観点からすると、そのように外部から与えられた海面淡水収支を補うような水平的な水輸送が海洋において実現されていることになるが、その制約だけから決定されるのは水平循環の収束・発散だ

けであり、実際の循環がどうなるのかには海洋の力学が作用する。海面淡水収支によって直接的に駆動される循環としては Goldsbrough-Stommel 循環 (Huang and Schmitt, 1993) と呼ばれる海盆規模循環も存在するが、太平洋や大西洋などの海盆間をつなぐような循環も存在し、それは全球規模の熱塩循環にとって重要な意味を持つ。例えば現在の気候においては大西洋は全体として海面から淡水を失っており、太平洋は全体として海面で淡水を獲得している。こうした状況は大西洋の塩分を太平洋よりも高く維持することに寄与し、北大西洋高緯度を深層水形成領域とする熱塩循環を存在させやすくするとともに、ベーリング海峡を通して太平洋から大西洋に向けて流れを生じさせている (Stigebrandt, 1984)。このベーリング海峡通過流は北太平洋表層の比較的低塩分の水を北大西洋高緯度に運ぶことになるので、北大西洋高緯度を起源とする熱塩循環にとっては阻害要因として働く。

Hasumi (2002b) は大気を通しての大西洋から太平洋への淡水輸送量が変化した場合の全球規模熱塩循環の応答を調べるとともに、その応答においてベーリング海峡通過流が同時に変化することがどのように作用するのかを調べた。大西洋から太平洋への大気を通じた淡水輸送量の増加は、大西洋を高塩分化することで大西洋深層循環を強める方向に働く。その一方で、大西洋と太平洋の塩分コントラストを高めるためにベーリング海峡通過流も強める方向にも働く。ベーリング海峡通過流量の増加は大西洋深層循環の阻害要因であるので、大気による淡水輸送の変化に対する熱塩循環の応答において、ベーリング海峡通過流の存在は負のフィードバックとして機能することが考えられる。しかし海洋大循環モデルによる数値実験では、ベーリング海峡通過流の有無は大西洋深層循環の循環量に大きな影響を与えるものの、その通過流量にはあまり依存しないという結果が得られた (Fig. 6)。これはベーリング海峡通過流量の増加が低緯度側からの高塩分水の移流の増加を伴い、通過流の塩分を高める効果を持つためと考えられる。

Fig. 6. (a) Cross-equatorial transport of North Atlantic Deep Water (in Sv) in the Atlantic, (b) salinity averaged along the equator at 2,600 m depth, and (c) northward volume transport through the Bering Strait (in Sv) plotted against Δ , anomalous atmospheric freshwater transport from the equatorial Atlantic to the equatorial Pacific. Filled circles are for the case of closed Bering Strait, open circles are for the case of open Bering Strait, and crosses are for the case of a fixed Bering Strait throughflow transport.

6. おわりに

海洋熱塩循環の実態はいまだ観測的に十分には知られてはいない。そしてそれが海洋大循環モデリングを行なう動機のひとつでもある。すなわち、物理的な根拠をもつ海洋大循環モデルを用いて現状の観測的知見とできるだけよく整合するようなシミュレーションを行なうことができれば、観測によって十分な知見が得られていない全球規模の深層流速場に関しても海洋大循環モデルの結果をある程度信用することができ、それを熱塩循環の実態把握や力学的理解に役立てることができる。実際のところ、何を基準としてシミュレーション結果の妥当性を判断するのかというのは簡単な問題ではないが、現在の海洋大循環モデルでは、観測的に知られている海洋の特徴的な構造の中で十分に再現できていないものがいくつも存在するという認識を多くの研究者が持っている。さらに、観測によって新たな事実が次々と得られていく中、海洋大循環モデルはそれを再現し説明できるように発展していかなければならない。

また、観測量が十分でないという事情を別にしても、現象を支配する物理の非線型性のため、熱塩循環の研究において海洋大循環モデルを用いるべき必然性が存在する。もちろん、そのような事情は熱塩循環の研究に限ったことではなく、海洋のみならず気候システム研究全体についてあてはまることである。気候システムの研究あるいは予測において、数値モデリングという手法を用いることは避け得ない。そして、対象とする時間・空間スケールの大きさゆえに、現状では、あるいはかなりの将来でさえ、気候システムの物理的記述において無視することができないプロセスの全てを陽に表現する数値モデリングは不可能である。陽に解像することができない現象に対してはパラメタリゼーションを行なうことになり、その開発が数値気候モデル開発の主要な部分であると言ってもよい。そして、多くのパラメタリゼーションにおいては、チューニングという地道な作業が伴う。すなわち、必ずしも物理的根拠に基づいて確定することができないパラメータについて、多くの数値実験を行ないながら、シミュレーション結果ができるだけ現実に近くなるようにという判断基

準によってその値を定めていくという作業である。これは一見して科学的とはいえない手続きであり、研究成果という形で表に出ることも少ないものだが、それなくして信頼性の高いモデルを得ることはできず、気候の数値モデリング研究には欠かすことができない開発作業の一部である。

現状の数値気候モデルには不十分な点がいくつも存在するが、それでもなお現実の問題に適用され、予測への応用も行なわれている。よりよいモデルの開発はまだまだ続くであろうが、そもそも完全なモデルというものがあり得るべくもなく、常に不十分なモデルで研究を進めていかなければならない。その時点で存在する最高のモデルを最高の解像度で用いることは気候のモデリング研究におけるひとつの望まれる姿であるが、そのようなことがいつでも誰にでもできるわけではないし、それができてもなお適用限界はつきまとう。したがって、モデルを作る者・使う者は常にモデルにどこまでのことを期待してよいのか、そして何を基準としてモデリング結果の妥当性を判断するのかを意識していなければならない。これはモデリングという手法に対する一般論でもあるが、特に気候システムという、大きな時間・空間スケールを持ち、かつその中に大小様々な時間・空間スケールを持つ多くのプロセスを内包する非線型複雑系を対象とするのならば、なおのこと重要であり、そして難しいことでもある。

謝 辞

ここに紹介した一連の研究は、筆者が修士課程に入学した 1992 年からおよそ 10 年間に渡り、東京大学気候システム研究センターにおいて行なわれました。大学院での指導教官である杉ノ原 伸夫先生のご指導、そして研究室の先輩方のご助力なくして、これらの研究は考えられなかったでしょう。特に学生時代の研究は堅実な内容とはいえないものでしたが、方向性を失わずに研究を進めることができたのは杉ノ原先生の指導力の賜と思います。ここに改めて感謝いたします。また、これらの研究はどれも大量の計算によって成り立っており、それだけの計算機資源を一学生にまで与えることができたのは気候システム研究センターにおいて他になかったのではないかと思います。気候システム研

究センターが設立されたのは筆者の大学院入学の前年のことですが、その設立のために尽力された初代センター長松野 太郎先生はじめスタッフの皆さんには、素晴らしい研究環境を与えていただいたことに深く感謝いたします。

References

- Fanning, A. F. and A. J. Weaver (1997): Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic Conveyor: implications for the Younger Dryas. *Paleoceanography*, **12**, 307–320.
- Griffies, S. M., C. Böning, F. O. Bryan, E. P. Chassignet, R. Gerdes, H. Hasumi, A. Hirst, A.-M. Treguier, and D. Webb (2001): Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, **2**, 123–192.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara (1995): Haline circulation induced by formation and melting of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **100**, 20,613–30,625.
- Hasumi, H. (1997): Ocean's role in forming the steady state of the climate. Ph.D dissertation, University of Tokyo, 140 pp.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara (1998): Effects of the seasonal variation on forming the steady state of an atmosphere-ocean coupled system. *Clim. Dyn.*, **14**, 803–812.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara (1999a): Atlantic deep circulation controlled by heating in the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1873–1876.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara (1999b): Effects of locally enhanced vertical diffusivity over rough bathymetry on the world ocean circulation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 23,367–23,374.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara (1999c): Sensitivity of a global ocean general circulation model to tracer advection schemes. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2,730–2,740.
- Hasumi, H. (2002a): Modeling the global thermohaline circulation. *J. Oceanogr.*, **58**, 25–33.
- Hasumi, H. (2002b): Sensitivity of the global thermohaline circulation to interbasin freshwater transport by the atmosphere and the Bering Strait throughflow. *J. Climate*, in press.
- Killworth, P. D. (1983): Deep convection in the world ocean. *Rev. Geophys.*, **21**, 1–26.
- Huang, R. X. and R. W. Schmitt (1993): The Goldsbrough-Stommel circulation of the world oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1,277–1,284.
- Ledwell, J. R., E. T. Montgomery, K. L. Polzin, S. St. Laurent, R. W. Schmitt, and J. M. Toole (2000): Evidence for enhanced mixing over rough topography in the abyssal ocean. *Nature*, **403**, 179–182.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer (1994): Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *J. Climate*, **7**, 5–23.
- Munk, W. and C. Wunsch (1998): Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing. *Deep-Sea Res.*, **45**, 1,977–2,010.
- Oka, A., H. Hasumi, and N. Sugimotohara (2001): Stabilization of thermohaline circulation by wind-driven and vertical diffusive salt transport. *Clim. Dyn.*, **18**, 71–83.
- Stigebrandt, A. (1984): The North Pacific: A global-scale estuary. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 464–470.
- Polzin, K. L., J. M. Toole, J. R. Ledwell, and R. W. Schmitt (1997): Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean, *Science*. **276**, 93–96.
- Toggweiler, J. R. and B. Samuels (1995): Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep-Sea Res.*, **42**, 477–500.
- Tsujino, H. and N. Sugimotohara (1999): Thermohaline circulation enhanced by wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1,506–1,516.
- Tsujino, H., H. Hasumi, and N. Sugimotohara (2000): Deep Pacific circulation controlled by vertical diffusivity at the lower thermocline depths. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2,853–3,865.
- Yang, J. and J. D. Neelin (1993): Sea-ice interaction with the thermocline circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 217–220.
- 羽角 博康 (2001): 海洋大循環モデリングの現状と課題. *海の研究*, **10**, 25–39.

Studying the Climate System with an Emphasis on Ocean General Circulation Modeling

Hiroyasu Hasumi *

Abstract

Understanding the mechanisms controlling the long-term mean state of the climate system is the basis for all kinds of climate research. The ocean is a dominant factor in determining the long-term mean state due to its large thermal inertia and global-scale circulation. The oceanic thermohaline circulation is especially important in this regard, as it links the world ocean from the surface to the bottom. Since the state of the climate system is a result of nonlinear interaction of various processes existing in subsystems, numerical modeling is a useful method to investigate it. Because of nonlinearity, on the other hand, simplification adopted in a single process could significantly change the whole result. Idealized modeling is sometimes an effective way of understanding the physical essence of climatic phenomena, but is useful only when the applicability of such idealization is clarified. Modeling studies of the climate system should first be based upon models of climatic subsystems which can reproduce their states as realistically as possible. Accurate modeling of the oceanic thermohaline circulation is of primary importance for investigating the long-term mean state of the climate.

Key Words : ocean general circulation model, climate system, thermohaline circulation

(Corresponding author's e-mail address : hasumi@ccsr.u-tokyo.ac.jp)

(July 1, 2002 received; July 10, 2002 accepted)

(Copyright by The Oceanographic Society of Japan, 2002)

* Center for Climate System Research, University of Tokyo, 4-6-1 Komaba, Meguro-ku, Tokyo 153-8904, Japan.