# 最終氷期ー間氷期のイベントと大西洋循環

The events and Arctic Ocean circulation during the last glacial-interglacial

北海道大学 理学部 地球科学科 地球物理学専攻

海洋気候物理学研究室

学部4年

藤本 剛志

2004年2月10日提出

# 要旨

約2百万年から現在までの第四紀という時代に、北アメリカやヨーロッパの 広範囲にわたり氷床が発達した時期があったことが、すでに19世紀に知られて いた.さらに20世紀初めには、氷床が拡大・縮小を繰り返す氷期・間氷期サイ クルの存在が明らかになった.

最終氷期とは、この氷期・間氷期サイクルのうち、現在に最も近い時期に起きた氷期のことである.最終氷期には、最終氷期極大期と呼ばれる寒冷化が極大に達した時代や、Younger Dryasと呼ばれる千年スケールの変動を示す時代があった.

その特徴的なイベントにより,地球は様々な影響を受ける.その中でも特に 注目するべき対象は,大西洋循環である.北大西洋は北半球の氷床に対して水 分源として重要な役割をもち,さらに大西洋循環は,大西洋近辺だけでなく, 太平洋までにも影響を与える.

このように、本論文は、最終氷期の特徴的なイベントである最終氷期極大期 と Younger Dryas の解説を行い、また、これら寒冷なイベントに伴い大西洋循 環が弱化する傾向があること、さらに、太平洋循環にもテレコネクションとし て影響があることをまとめたものである.

# 目次

1	はじめに4
2	淡水Forcing と熱塩循環5
	<ul> <li>2.1 淡水 Forcing と熱塩循環のテレコネクション・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・</li></ul>
3	最終氷期極大期(Last Glacial Maximum: LGM)20
	<ul> <li>3.1 ミランコビッチ説・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・</li></ul>
4	Younger Dryas (YD)44
	4.1YD の概要・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・

••!	5	3
	•••	••5

- 4.3.1 YD 時でのテレコネクション
- 4.3.2 熱帯 forcing に線形反応する循環変動時のテレコネクション
- 4.3.3 急激な循環変動時のテレコネクション

# 1. はじめに

本論文では、最終氷期-間氷期のイベントとそれに伴う大西洋循環の応答を様々な角度 からレビューしていく.現在、氷期に関わる研究は数多く行われているが、正確に氷期を 再現するには至っていない.ここでは、その例としていくつかの論文を紹介する.

まず,2節で4つの現象について,それぞれ淡水による forcing が熱塩循環にどのような 影響を与えるか紹介し,氷期を考える前に一般的な淡水 forcing の理解を図る.

次に、氷期のイベントとして最終氷期極大期と Younger Dryas を挙げ、それぞれ3節と4 節で説明する.またそれぞれに対して、大西洋循環へどのような応答があるのかも紹介する.

最終氷期拡大期と呼ばれる氷期の間でも特に寒冷であった時代,大西洋循環は多量の氷 床により,北大西洋深層水の形成がシャットダウンされ,現在のような熱塩循環が引き起 こされず,このことが地球をさらに冷やす効果があったと知られている.Younger Dryas と は氷期の終わりと同時に大量の融解水が大西洋に流れ込んだ影響で,再び北大西洋深層水 がシャットダウンされ,寒冷な時期に戻ってしまった時代を言い,その時代の大西洋循環 も最終氷期極大期と似ている.このような現象を,最終氷期極大期に関しては,熱的な Forcing と塩的な Forcing に分けて考え分析し,Younger Dryas に関しては,Cd/Ca の古気 候記録から分析していく.また,4節では,大西洋循環の変動が太平洋の循環にまで影響を 及ぼすことを3つのケースによってそれぞれまとめる.

5節では、各節、および全体をまとめると共に、今後の課題と展望を述べる.

# 2. 淡水 Forcing と熱塩循環

2.1 淡水 Forcing と熱塩循環のテレコネクション

最終氷期-間氷期のイベントと大西洋循環を理解するために,淡水 Forcing と熱塩循環 (Thermohaline Circulation: THC) がどれほど関わっている (テレコネクション) のかを 研究することは非常に重要である. Seidov and Haupt [2003] は,この淡水 Forcing と THC のテレコネクションについてまとめている.

大西洋と太平洋の海表面塩分 (Sea Surface Salinity: SSS) の逆位相関係は THC の重要 な要素として認識されている.しかし,実際の深層循環を左右するかもしれないこの非対 称性についての研究はまだ多くは成されていない.同様に,大西洋-太平洋間と南洋間の SSS の不一致による影響も明らかにされていない. Seidov and Haupt [2003] はこれらの問 題に取り組み,大西洋-太平洋 SSS の逆位相関係が地球規模の海洋循環を維持するための 最も重要な要素の一つであるという結論をだしている. Seidov and Haupt [2003] のモデ ル実験では,熱塩循環を変動させるメカニズムとしての高緯度淡水 Forcing は,大洋間の SSS 逆位相関係による淡水移送よりも影響が小さいことを示唆する.

現在,THC がどのように働くのか(または,どのように正しく定義されるのかも)に対し て多くの議論があるのにもかかわらず [Wunsch, 2002 など],いくつかの深層循環像が定義 されていて、中でも2つの体系が広く引用されている.1つは深海の西岸境界流の役割を強 調し [Stommel, 1958],深海循環の Stommel-Arons の理論<sup>1</sup>によって表現される [Stommel and Arons, 1960]. もう1つは,海洋間の塩分の違いによって THC がコントロールされる とする塩分ベルトコンベヤーである.両方とも未だ議論中ではあるが、THC が、高緯度で濃 度が高く温度が低い表層水が沈み込むことによる深層水生産によって駆動されるという意 見は一致している [Nilsson and Walin, 2001].

THC が高緯度の塩分にコントロールされるという考えは多くの注目を受け、様々なモデル で調査されている [Bryan, 1986 など, 2.4 節も参照]. しかし、特に大西洋と太平洋の海 洋間 SSS の差異の重要さは全く議論されていなかった. 海洋間 SSS の差異は Seidov and Haupt [2003] での主な焦点である.

Seidov and Haupt [2003] は、THC がこれら海洋間の SSS 差異を作り上げた原因について 考える. Seidov and Haupt [2002] は、個々の海洋内で SSS を東西平均した(すなわち SSS 差異は個々の海洋スケールでは生じない)としても、海洋間の SSS 差異だけでも適度な THC を生じることを示した.これらの結果に基づいて、Seidov and Haupt [2003] により大洋

<sup>1</sup> この理論では、全海洋を深層と上層の2層とし、深層の水平定常流れパターンを考察する.モデルは、局所的な沈み込みと、深層から上層への海盆全体にわたる湧昇によって駆動される.また質量バランスを満足するために西岸境界流を入れる.



Figure 1. 実験で用いた SSS 輸送 [Seidov and Haupt, 2003].

間の SSS 勾配が THC の構築に関わるという仮説を紹介する. この仮説が正しいかどうかを テストするために, Seidov and Haupt [2003] は,実際の地形と,南は南極から,北は 80° Nの範囲の海底地形を持つ米国の地球流体研究所 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory: GFDL)の海洋モデル[Pacanowski, 1996]を用いる. 水平解像度は 6°×4°で, 鉛直の層の数は 12 層である.

Seidov and Haupt [2003] は 6 つの反応実験を行う.(i)年平均海表面温度(Sea Surface Temperature: SST) と, Levitus データや World Ocean Atlas からの SSS, Hellerman-Rosensteinの風応力を与える実験1 [Seidov and Haupt, 2002];(ii)定数 SSS = 34.25 を与えた実験2;(iii)北大西洋と北太平洋間の理想的な SSS 差異をもつ3 実験(実験 3-5) (a)低い(観測値の約 50%;実験3) (b)適度(観測値と一致;実験4) (c)高い(観測値よりも約 50%増し;実験5);(iv)実験4 に南洋の海洋間 SSS 差異を加える実験6 (3 大洋の 50°S の北側で SSS を増やし, 50°-60°間の SSS を減らす);の6つである.

実験 3-5 の海洋間 SSS 差異は, 亜熱帯北大西洋の SSS 増加, Fig. 1 で示された北太平洋 の地域の SSS 減少, 他の地域では SSS=34.25 に保つことでシミュレートされる. 北太平洋 地域の SSS の方が北大西洋のそれより大きいので,地球平均 SSS が 34.25psu で維持される ように北太平洋で減少させる. 実験 3 では,北大西洋の SSS を 1.5psu まで増加させ,北太 平洋では 1.35psu 減少させた. 実験 4,5 では,それぞれ北大西洋では 2.5psu と 3.5psu 増 加させ,北太平洋では 2.25psu と 3.15psu 減少させた. 実験 4 での大西洋-太平洋 SSS の違 いは World Ocean Atlas で与えられる約 2.5psu と一致させた [Seidov and Haupt, 2002].



**Figure 2.** 実験(上段)1, (中段)2, (下段)4の大西洋(左パネル; a, c, e)と太平洋(右パネル; b, d, f) での南方 overturning [Seidov and Haupt, 2003]. 単位は Sv で示される (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s).

「淡水と大気のテレコネクション」と「塩とのテレコネクション」は、Fig. 1のように、 実験 2-5 での大西洋-太平洋 SSS 非対称の形成によって引き起こされる. Fig. 1 は実際の水 蒸発量フラックスを示しているのではなく、海洋間に淡水が再分配されることが、少なく とも部分的にでも海洋間 SSS の差異を構築することを示している.

Seidov and Haupt [2003] に関しては実験 1, 2, 4 の結果を示す(実験 3, 5 は,極端な THC を生じ,逆に,実験 6 の南方 overturning は実験 1 とほぼ完全に一致している.). Fig. 2 は大西洋(左図)と太平洋(右図)の南方 overturning を示している. Fig. 3 は実験 1, 4 における 32°W の大西洋と 170°W の太平洋での塩分分布を示す(実験 2, 3, 5, 6 は記述しない. 実験 2 では塩分は到るとこで 34.25 psu であり,実験 3 では南方への北大西洋深層水(North Atlantic Deep ocean Water: NADW)の流入が弱過ぎ,実験 5 では強過ぎ,実験 6 では実験 4 での値と近いため).

実験2の均一塩分の場合,大西洋では実験1よりも弱い流れと温度構造がある.これは, NADW 形成が主に熱的に働きかけられるというStommelの理論 [Stommel, 1961]を確認する ものである.しかしながら,この実験では,全球規模でのTHC (global conveyor)が現実 的な強さで駆動しないという問題がある.ここで形成されるNADW は全球規模でのTHCを維 持し得るだけの十分な密度を持たない. さらに実験2の場合,太平洋 overturning が実際 とは異なる. それは,実際には無いはずの,北太平洋北部で強い overturning が発達して いることである. このように,THC が実際は熱的に駆動されるにもかかわらず,NADW を駆 動する全球規模でのTHC をもたらすのは海洋間の塩分差異である.

基本的な北大西洋-北太平洋の SSS 差異は実験 3-5 で記述されているが, THC は特に実験 4 でより実際のモードに近いようである.実験4の図(Fig. 2e, 2f)を見てみよう.30°S で 交差する NADW 流出量は実験3の約2倍であり,相対的に暖かい NADW と高い塩分値が大西 洋塩分分布で簡単に見て取れる(Fig. 3c).もし,北大西洋-北太平洋 SSS の差異がとても 小さい場合(実験3)ならば,全球規模での THC と塩分成層は発達できない.反対に,もし, SSS の差異がとても大きいなら(実験5),強い overturning と塩分成層は大西洋で発達す る.

実験4は正しく熱塩構造とoverturningの構造を示したにもかかわらず,実験1とは一致しなかった.このように,さらに一致に近づけるためには加えて実験を行う必要がある. THCの駆動源は北大西洋北部と南洋の深層水源であると知られている.大西洋にも存在するような南洋の表層淡水化は、少なくとも重要なTHCの結果起きた現象であることを示している[Goosse and Fichefet, 1999].南洋の影響は、NADWの減少が南極低層水の増加を引き起こし、対して、南極低層水の減少がより強いNADWを引き起こすという、強い2極のシーソー振動を導く [Broecker, 1998].

南洋のコントロール(実験 6)を表現するために、南洋"淡水テレコネクション"が Fig. 1 で示されている通り、北大西洋-北太平洋の間に架け橋として加えられた. この淡水の架 け橋は実験 4 での北大西洋と北太平洋の間のものよりもずっと弱く、南洋 SSS が 0. 2psu だ け減少した程度である. 北大西洋-北太平洋 SSS の非対称性に比べたら微小であるにもか かわらず、全球規模の THC に匹敵するほぼ完璧な THC を作り上げるのに十分なようである.

Seidov and Haupt [2003] と以前の研究 [Seidov and Haupt, 2002]を合わせると、もし、 大西洋-太平洋 SSS の差異がひどく減少していれば、たとえ実際の SST が保たれていても、 大西洋北部と太平洋をつなぐ THC は発達できないと結論できる.

微小で未発達の北大西洋-北太平洋 SSS の非対称性でさえ,NADW を駆動する海洋循環の 構築には十分かもしれない.非対称性の大小は運搬を早くするか遅くするかに関わる.海 洋間の塩分差異を持続するためのTHCの役割はまだ完全には理解されていない.運搬の「on」 と「off」は北大西洋-北太平洋の水蒸気交換によるという研究もある [Wang and Birchfield,1992].一方,Manabe and Stouffer[1988]は,駆動してしまえば運搬自身が 北大西洋-北太平洋の SSS 差異を持続できると推測している.Seidov and Haupt [2003]の 実験は海洋間 SSS の差異という,あまり研究されていない対象であったが,証明には至ら なかった.



**Figure 3.** 実験(上段)1, (下段)4 での大西洋 32<sup>°</sup>W (左パネル; a, c) と太平洋 170<sup>°</sup>W (右パネル; b, d) の塩分分布 [Seidov and Haupt, 2003].

**Table 1.** 大西洋での 30°S と 60°N を交差する北方塩分フラックス [Seidov and Haupt, 2003]. 単位を 10<sup>10</sup> g/s.

Exp. #/Latitude	1	3	4	5	6
30° S	-3.6	-0.4	-2.1	-8.0	-2.7
60°N	0.6	0.2	0.6	1,1	0.6

しかし、Seidov and Haupt [2003] はこれらの意見が 1 つにまとまるかもしれない推測 を示しているので、以下で紹介する.

海洋間 SSS の差異を持続するための運搬容量について言及すると, Seidov and Haupt [2003] は overturning によって南方へ輸送される塩分を解析した.大西洋では,より強い 運搬が北大西洋北部に塩分を輸送する (Table 1).反対に,より弱い運搬では北大西洋北 部とノルディック海に塩分を輸送できない.そして,塩分を輸送できないことによる負の フィードバックは運搬機能をさらに低下させ得る.これは, Manabe and Stouffer [1988] の 結果と整合的である.しかし,南洋では,南方への流出よりもむしろ北方への淡水流入(す なわち,負の塩分輸送)が起こる.大西洋の 30°S と交差する北方への塩分輸送がある (Fig. 2,3 Table 1 を比較).

Seidov and Haupt [2003] のシミュレーションは,海洋間の SSS 差異が特定できさえす れば,SSS の正しい空間配置を知ることができ,THC 研究を進展させると推測される.



**Figure 4.** 現在の値(黒線)と温暖化シミュレーション(赤線)での温室効果ガスを与えたときの北大 西洋 overturning の時系列 [Latif et al., 2000].

## 2.2 温暖化に対する熱塩循環の応答

この節では、地球温暖化によるエルニーニョの増加が、北大西洋 THC にどのような影響 を与えるかについてまとめる. 様々な論文で、温暖化により表層水は淡水化されるため、 北大西洋 THC は弱化するとシミュレートされている [Mikolajewicz et al., 1990 など]. にもかかわらず、Latif et al. [2000] はむしろ、温暖化により北大西洋 THC が安定する ことを示唆している. これは、エルニーニョの増加が熱帯大西洋に異常に高い塩分分布を 作り出すためである.

Latif et al. [2000] は、2.8°×2.8°の水平解像度をもつモデルを用いて 2 つの実験を 行った. 1 つ目の実験では、温室効果ガスの濃度を現在の値に固定して 240 yr シミュレー トした. 2 つ目の実験では、気候変動に関する政府間パネルの 1992 年の報告に従い、 1860-1990 年は温室効果ガスを増加させて、その後(2100 年まで)も増加させ続けたシミ ュレーションを行った.

結果, Fig. 4 のように, 温室効果ガスを増加させ続けた実験では, 北大西洋の overturning が前半半分では滑らかに減少し, 後半半分では滑らかに増加するという安定した結果を得た.

Latif et al. [2000] は、この THC の安定化の原因を熱帯の大気海洋相互作用に関係し ているとした.シミュレートされた SST 分布は、南極周辺の一部の地域で寒冷傾向がある が、ほとんどの海洋で温暖化を示している.特に重要であるのが、赤道太平洋東部のエル ニーニョのような温暖化である. Timmermann et al. [1999] も記述しているとおり、この 温暖化はエルニーニョを生成するのに似た大気海洋相互作用の結果である.モデルはさら に、赤道太平洋中央での降水量の増加を示す(Fig. 5). これはエルニーニョの特徴であり



**Figure 5.** 温暖化をシミュレートした場合の 2000-2100 年の淡水フラックス [Latif et al., 2000]. 赤道太平洋の淡水化がエルニーニョを頻発させ,熱帯大西洋への淡水流入を減少させる.



**Figure 6.** 2000-2100 年の温暖化シミュレーションでの北大西洋の(左)SST, (右)SSS の 100 年傾向 [Latif et al., 2000].

[Philander, 1990], 北東ブラジルと熱帯大西洋沿岸の異常な海水位低下による乾燥化, その結果として, アマゾン川流域の降水量と流出水の減少, そして熱帯大西洋からの蒸発 の増加を引き起こす. このモデルはさらに, 大西洋から太平洋への約 0.015 Sv/decade の 淡水流出をシミュレートする. このような淡水流出の増加は現在のエルニーニョでも観測 されている [Schmittner et al., 2000].



evolution of S(D-375m) along 45W, anom. rel. to init. state

**Figure 7.** (a) 大西洋 30°S-45°N (黒線) と 45°-90°N (赤線) での淡水流入偏差 (Sv). (b) 深さ 375m, 45°W で,緯度を関数とした SSS 偏差 (psu) [Latif et al., 2000]. 亜熱帯から北方高緯度への塩分偏差がは っきりと見られる.

大西洋から太平洋への淡水フラックスの増加は熱帯大西洋の異常な高塩化をもたらす (Fig. 6b). Latif et al. [2000] は、2つの地域(30°S-45°N、45°N-90°N)で淡水フラッ クスを平均化して、その時間変化を示した(Fig. 7a).大西洋への淡水流入は熱帯地域で 約 0.3 Sv 減少するが、中高緯度では約 0.1 Sv 増加する.このように、淡水フラックスの 変化は熱帯の塩分を増加させ、中高緯度で減少させる傾向がある.

塩分の極地への輸送は北大西洋全体の表層塩分増加の結果である. 異常に高い塩分の極 地への輸送は塩分偏差の時間変位を示す Hovmoeller 図で視覚化される (Fig. 7b). 降水量 の増加による淡水流入 (Fig. 5, 7a) と北大西洋高緯度の温暖化 (Fig. 6a) は,それとは 逆の効果をもつ塩分輸送によって無効化され,THC が弱まるとした他のモデルとは逆の結果 を Latif et al. [2000]は得た.

## 2.3 ENSO による熱塩循環の応答

この節では, ENSO (El Nino-Southern Oscillation) による淡水 Forcing と THC のテレ コネクションを示す.

THC の強度に影響を与える大西洋の海表面淡水量は,熱帯地方の大気を通した水分輸送に よって調節される [Weyl, 1968].大気海洋結合大循環モデルを用いた2.2節の Latif et al. [2000] と2つの再解析データを調べた Schmittner et al. [2000] は,熱帯大西洋の海表 面淡水バランスが熱帯太平洋の SST によって変わることを示した. これらの結果は数十年 変動に焦点を当てた最近の研究で確認された [Latif, 2001]. 上の研究では,太平洋東部 の SST が上がる (エルニーニョ) とき,熱帯大西洋から熱帯太平洋に輸送される大気水蒸 気は増加すると推測している. ENSO 変動によって引き起こされる熱帯淡水 forcing は,も しその forcing が数十年以上続くようなら北大西洋 THC に重要な影響を及ぼす可能性があ る [Schmittner et al., 2000].

Schmittner and Clement [2002] は、熱帯と高緯度の海洋的なつながりが最終氷期サイ クルの異なる地球の軌道配置でどう機能するのかを調べた. Clement et al. [1999] では、 150 kyr 周期で変化する地球の軌道が ENSO に強い影響を及ぼすことを示した. そして、歳 差周期<sup>2</sup>(約 21 kyr) で変化するエルニーニョやラニーニャのような平均 SST 変化が ENSO の変動の結果として起こることを示した. Schmittner and Clement [2002] は、150 kyr BP に起きた軌道変化による ENSO の変動が高緯度の海洋に影響を与えたのかを調べるために Clement et al. [1999] の結果を用いた.

Schmittner and Clement [2002] が用いたモデルは、太平洋、大西洋、インド洋の3つの海洋を範囲にもつ Wright and Stocker [1991] の東西平均海洋モデルである. それぞれの海洋は経度方向に140°(太平洋)、70°(大西洋)、75°(インド洋)の長さをもつが、緯度方向には10°以内であり、範囲は小さい. このモデルは、海氷の簡単な描写を含んだ大気の1次元エネルギーバランスモデル [Stocker et al., 1992] と南方への水蒸気輸送 [Schmittner and Stocker, 1999] を結合させている. 現在の季節強制力はSchmittner and Stocker [2001] のとおり適用させる.

このモデルは熱帯大西洋と熱帯太平洋の間の淡水輸送によって駆動する.大西洋での淡水フラックス F<sub>fw</sub>は,

# $F_{fw} = mNINO3,$

で表せるように NINO3 指数<sup>3</sup>に比例する.m は結合定数であり、単位は Sv/K である.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 地球の自転軸の方向が,約23.4 度の傾きを保って黄道の極を中心にして西へ円錐形を描くように約21 kyr を周期として回る現象.地球が赤道方向にややふくらんだ,扁平な形をしているところに,月や太陽 の引力が作用して生ずるものと解釈される.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 150°W-90°W, 5°S-5°Nのエルニーニョ監視海域のSST 偏差.



**Figure 8.** 時間関数とした NINO3 指数(右軸, 点線) と NCEP(濃実線)・ECMWF(薄実線)の再解析デー タからの熱帯大西洋淡水収支 E-P(左軸) [Schmittner and Clement, 2002].全て月平均データによる.

Schmittner et al. [2000] は、南方振動指数 (Southern Oscillation Index: SOI)の 変化による大西洋淡水バランス全体の変動が標準偏差 0.05 Sv になると見積もった. Schmittner and Clement [2002] による SOI 再解析の結果について以下で説明する. Fig. 8 は NINO3 指数とともに 2 つの再解析データの 20°S-20°N 間の熱帯大西洋淡水収支 E-P を示 す. 大気予報ナショナルセンター (National Centers for Environmental Prediction: NCEP) の再解析データと比較すると、ヨーロッパ中期気象予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF)の再解析データは調査期間が短く、あまり当て にならない. NINO3 と熱帯淡水フラックスとの相関係数 r と勾配 m (結合定数) は NCEP で は r = 0.62, m = 0.065 Sv/K, ECMWF では r = 0.55, m = 0.074 Sv/K となる. ほかの緯度 での有意な相関係数は 20°N-40°N 間において見つかるだけで、そこでの r は負である (NCEP: r = -0.4, m = -0.017 Sv/K, ECMWF: r = -0.35, m = -0.018 Sv/K). このことから、1°C の NINO3 の変化による大西洋淡水量全体の変動が 0.048 Sv (NCEP), 0.056 (ECMWF)である ことが推測できる. m の見積もりの不正確さを考慮して m = 0.05 Sv/K を最適な値, m = 0.1 Sv/K を上限値として実験を行う.

Fig. 9(上段) は 500 年平均した 120 kyr の NINO3 の SST 偏差を示す. 熱帯には歳差周期 で変化する有意な年平均 SST 変化がある. その平均 SST 変化の頻度によりエルニーニョの 規模が変化する. ENSO の変動は赤道上の太陽放射の変化によって起こることが推測される [Clement et al., 1999].

Fig. 9は,モデルでの熱帯淡水 forcing とそれに対する大西洋 THC の応答を示している. NINO3 が正である時代,大西洋から太平洋への淡水流出が増加すると,熱帯大西洋の塩分が 増加し,深層水形成を強化する.最適な値 m = 0.05 Sv/K では,THC 変動の振幅は約1 Sv しかない.モデル応答は 21 kry の歳差周期による forcing に対しておよそ線形である. forcing の経年変動は熱帯から北方高緯度へ淡水が移動する間に,淡水偏差を通して見積も られる.その変動は十年か百年変動である.



**Figure 9.** (上段)NIN03 指数の時系列,(中段)熱帯淡水 forcing(大西洋から太平洋への輸送を正とする), (下段)深さ 1000m での年平均最大 overturning [Schmittner and Clement, 2002]. 黒線は結合定数 m が最 適な値 0.05 Sv/K, 灰線は m が上限値 0.1 Sv/K のときに対応.

次に、Schmittner and Clement [2002] は、大西洋と太平洋のモデルでのSST・SSSの応 答の相違を示した (Fig. 10).反応は小さいので、m = 0.1 Sv/K の上限値で実験する.淡水 forcing の偏差が歳差周期に似ているので、120 kyr BP (Before Present)から100 kyr BP までの最初の周期下で実験を行う.Fig. 10 では、最初の周期の塩分と温度偏差を示し ている.予想したとおり、110 kyr BP 周辺のエルニーニョ頻発期に表層水は20°N以北の大 西洋で塩分が高く、太平洋ではより淡水であった.一方、104 kyr BP 周辺のラニーニャ頻 発期には大西洋がより淡水で、太平洋で塩分が高かった.大西洋での偏差は約0.15 psu で



**Figure 10.** 時間と緯度の関数とした(左)大西洋と(右)太平洋の(上段)SSS 偏差,(中段)SST 偏差を2 kyr 間隔で100年平均をプロット.等値線間隔は0.02 psu, 0.05℃,点線が負の値.(下段)参照のための深さ 1000m での年平均最大 overturning [Schmittner and Clement, 2002].10年ごとにプロット.

あり,北太平洋で 0.2 psu の最大値をとる.大西洋では,50°N で 0.08 psu の最大をとり,約 0.03 psu の偏差であり,太平洋よりも小さい振幅である.

大西洋と太平洋の異なる振幅は平均循環パターン(Fig. 11(上段))の違いによる.大西洋では、熱帯からの淡水は NADW 形成を経て北方に運ばれるが、深層水形成が起こらない太平洋では、熱帯淡水は表層か亜表層に停滞する.そのため、太平洋の振幅の方が大きくなる.

Fig. 11(下段) は 110 kyr BP のエルニーニョと 104 kyr BP のラニーニャの時との overturning の規模の差を示す. NADW 形成はエルニーニョの間, ラニーニャと比べて約 2.5 Sv 増加する. 暖かい熱帯の水が多く北へ運ばれる理由もエルニーニョのときの北大西洋の SST の増加により説明できる (Fig. 10).

ここまで、Schmittner and Clement [2002] は、軌道パラメータの変化が北大西洋深層 形成の変動を引き起こすメカニズムを提示した.熱帯淡水 forcing は深層水形成海域にも 影響を及ぼし NADW 生成の度合いを変化させる. さらに、NIN03 指数の変化は±0.02 から±



**Figure 11.** (左)大西洋と(右)太平洋の流線関数.(上段)時間平均状態.等値線間隔は3Sv.(下段)110 kyr BP での最大 overturning と 104 kyr BP での最小 overturning の差 [Schmittner and Clement, 2002].等値線間隔は0.5 Sv.

0.04 Sv の熱帯の太平洋-大西洋淡水交換を生じさせるという結果を示した. Schmittner and Clement [2002] が提示したこの結果は, 65°N での日射変化がはじめに北極海の水塊形成に影響を与え,次に南洋と赤道付近で影響が見られ,そのあと北大西洋に影響を与えるとした Imbrie et al. [1992] とは著しく異なる結果となった.

# 2.4 氷床の変動による熱塩循環の応答

ここまで、熱塩循環に対する熱帯の淡水 forcing の重要性を挙げてきたが、この節では、 高緯度での淡水 forcing の影響をまとめる. Schmittner and Clement [2002] は、氷期-間氷期周期での高緯度の淡水 forcing の影響として、北半球氷床の成長と衰退に焦点を当 てた. 簡単のために、北半球氷床に含まれた淡水量が地球の海水位変化に比例すると推測 している. この推測は、南半球氷床量が最終氷期極大期(Last Glacial Maximum: LGM)と 今日を比べると海水位変化に 20%以下しか関わらないことを考慮すると、正しいといえる [Peltier, 1998; Clark et al., 2001]. また、使用するモデルについては 2.3 節で使用し



**Figure 12.** (上段)式(1)で計算される北半球氷床による高緯度淡水 forcing の変位. (中段) 平均塩分と(下 段)大西洋 overturning のモデル応答 [Schmittner and Clement, 2002]. 実線は C = 1.13×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>, 点線 は C = 0.57×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>である.

たモデルと同様である.長期にわたる海水位変化の測定には、Schmittner and Clement [2002] は SPECMAP [Imbrie et al., 1984]の酸素同位体 $\delta^{180}$ の記録を用いる.さらに、 Schmittner and Clement [2002] は、北大西洋の表層淡水フラックス偏差が北半球氷床 $V_{NH}^{ice}$ の時間変化に比例すると推測した.そして、以下の北大西洋淡水 forcing の式、

$$\Delta V_{NH}^{ice} = C \frac{\partial \delta^{18} O}{\partial t}, \qquad (1)$$

が導かれる.

 $C = 0.9 \frac{\Delta V_{NH}^{ice}}{\Delta \delta^{18} O}$ , [0.9: 水と氷の密度の違いから]

を決定するために LGM と現在の北半球氷量変化 $\Delta V_{NH}^{ice}$ に適した値を考え、 $\Delta \delta^{18}O = 4$ は適値を与える. Berger et al. [1998] は、氷床気候結合モデル研究で一時的に $\Delta V_{NH}^{ice} = 50 \times 10^6 km^3$ 

(海水位は 125m 下がる) という高い値まで達したことを報告している.また,ローレンタ イド氷床の量が約 20×10<sup>6</sup> km<sup>3</sup>,もっと小さい氷床が 5×10<sup>6</sup> km<sup>3</sup>と推測されている.これら の値から $\Delta V_{NH}^{ice} = 25 \times 10^6 km^3$ という Berger et al. [1998] の記録より低い値が氷床モデル 研究では用いられている [Licciardi et al., 1998].この 2 つの値からそれぞれ C = 1.13  $\times 10^7$  km<sup>3</sup>, C = 0.57 $\times 10^7$  km<sup>3</sup>が導かれる.

Fig. 12 では大西洋の淡水 forcing とモデル応答結果が示されている. 平均塩分は海水位 に応じて変化する. 現在と LGM の平均塩分の差が C = 1.13×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>の状態なら約 1 psu で, C = 0.57×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>の状態なら約 0.5 psu である. 北大西洋 overturning は氷床が成長する とき (-70kyr 周辺) 強化され, 融解時に弱化する. 氷の成長は北大西洋から淡水を抜き取 る. これが,海表面の塩分と密度を増加させ,より強い overturning を導く. Fig. 12 は同 じモデルの Fig. 9 と比較できる. 一般的に,氷床変動による淡水 forcing は ENSO の変動 による熱帯偏差よりもいくらか大きい. 小さい C の値と大きい C の値を用いたシミュレー ションの大部分に関しては, forcing に対する大西洋 THC の応答はほぼ線形である. これら 線形変化の大きさは, C = 1.13×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>で約 2 Sv, C = 0.57×10<sup>7</sup> km<sup>3</sup>で約 4 Sv であり, ENSO への応答と似ている (1~3 Sv; Fig. 9).

なお、大西洋 overturning は大きい方の C の値での場合は 16 kyr BP 周辺の最終氷期に 崩壊する.これは、最終退氷期の北大西洋への融解水の流入によるもの [Manabe and Stouffer, 1995] であり、古気候記録の証拠 [Dansgaard et al., 1989]とも整合的である.

ただし、Schmittner and Clement [2002]の実験は、北半球氷床による淡水 forcing に注 意を向けただけなので、最終氷期-間氷期周期での THC 変動の実際の再現を示したもので はない. Schmittner and Clement [2002]はこのメカニズムが歳差周期で動作することに注 意する.しかしながら、地球上の氷量の 100kyr 周期と離心率との関係は正確には説明され ていない.3節で挙げるモデル研究 [Schmittner et al., 2002]が最終氷期極大期の境界条 件下での THC の応答を説明して以来、現在の研究はより実際的な氷期気候を再現しようと している.

# 3. 最終氷期極大期 (Last Glacial Maximum: LGM)

# 3.1 ミランコビッチ説

近年,最終氷期のみならず,氷期を引き起こす原因として挙げられるものとして、ミラ ンコビッチ説が有力となっている.最終氷期極大期について考えるために,氷期を引き起 こす原因と解釈されているミランコビッチ説について以下で説明する.

地球の自転と公転は軌道要素と呼ばれるいくつかの数値で表現することができるが、こ の軌道要素は木星などの引力によって、1万年から10万年の時間スケールで変化する.こ れに伴って、地球に到達する太陽放射の量と分布も変化する.Milankovitch [1930] は、 次に示す地球の軌道離心率と近日点の季節、そして地軸の傾きの変化から太陽放射量の変 化についての計算を行い、氷期の原因に関連付けて議論した.これをミランコビッチ説と 呼ぶ.

離心率は公転軌道の楕円が円から外れている度合いの尺度の1つである.400 kyr BP 以降の範囲では0-0.07の範囲で,10万年および41万年の周期性をもった変動をしている(Fig. 13(a)).離心率が大きくなると、全球平均、年平均の太陽放射量が小さくなる.ただし、その変化は離心率の2乗に比例するので、太陽放射量自体の千分の1程度に過ぎない.むしろ離心率の役割は、次に述べる近日点の季節が変化することから太陽放射量の振幅が変調する効果に対しての方が大きい.

自転軸が公転軸に対して傾いている方向は歳差により変化する.一方,近日点の方向も 変化する.これらの組み合わせにより,近日点の季節は約21 kyr で1周するように変化す る.前に述べた ENSO の変動と同様である.近日点の季節は年平均の太陽放射量を変えはし ないが,季節ごとの太陽放射量を変える.たとえば,現在は近日点が北半球の冬にあるの で北半球の夏の日射は長期平均より少なく,南半球の夏の日射は逆に多い (Fig. 14(a)). 約1万年前は逆であった.この効果を表す量の時系列 (Fig. 13(b))には,約2万年周期 がみられる.なお,この量の時系列をパワースペクトル解析<sup>4</sup>すると,約2万年周期のピー クは,2.3万年と1.9万年の2つに分かれている.

地軸の傾きは、ここでは自転軸と公転軸(公転面の垂線)との間の角度である.22°から 25°の範囲で 4.1 万年の周期性をもって変化している (Fig. 13(c)).これに対する太陽放 射量への効果は、空間的に全球平均すれば消えるが、緯度ごとで年平均すると残る.地軸 の傾きが大きいと、緯度別にみれば高緯度の太陽放射が多めに、低緯度が少なめになる. 季節別にみると、両半球とも夏の太陽放射が多めに、冬の太陽放射が少なめになる (Fig. 14(b)).

Fig. 15には、4つの緯度での夏至と冬至の太陽放射量の時系列を示した. 回帰線付近の

<sup>4</sup> 周期的な構造パターンの平均周期や微粒子等の周期的配列,あるいは,狭い分布をもった粒子径の平均 値を算出する方法.



**Figure. 13** 太陽放射量に関わる軌道要素の 過去 40 万年・将来 10 万年の計算値 [Milank ovitch, 1930]. (a)離心率 e. (b)近日点の 季節の効果の因子 e sinω.ωは近日点黄経. (c)地軸の傾き.横軸は過去を負,未来を正 としている.





**Figure. 14** 軌道要素と緯度ごと・季節ごとの太陽放射量との関係 [増田, 1993]. +, -はその緯度・季節の長期平均からの偏差の符号を示す. (a)近日点の季節による違い. (b)地軸の傾きによる違い.

夏至の太陽放射量(2段目)には、近日点の季節の効果である約2万年周期が、高緯度の冬の太陽放射量(最下段)には、地軸の傾きの効果である約4万年周期が現れており、ほかの緯度・季節には両者が組み合わさったものがみられる. Milankovitch [1930] は、これらを提示して氷期サイクルを説明した.

## 3.2 LGM の氷床と海水位

氷期の地表,海洋,氷河の環境過程計画によって,21000年前にあたるLGMの地球の状態 を再現し、またそれらの変動を含む過程を理解しようとする試みが為されている [Mix et al.,2001].氷期の地表,海洋,氷河の環境過程計画とは、国際海洋地球変動研究の多国 間研究グループとして1999年に始まった計画である.

2000年10月に行われた第2回氷期の地表,海洋,氷河の環境過程計画研究会により,LGM の氷床と海水位などの問題が扱われた.氷床に関しては,CLIMAP (Climate; Long-range Investigation, Mapping, and Prediction)が二つの再現結果を紹介した.それは,氷の 端が大陸の端近くまでに制限され,127mの海水位低下を同時に引き起こす「最小」モデル と,氷床が海洋にまで広がり,163mの海水位低下を同時に引き起こす「最大」モデルであ る (Fig. 16; Table 2) [Denton and Hughes, 1981]. CLIMAPの最大モデルは、ローレンタ イド氷床の成長を含んでおり,大循環モデルで LGM の気候をシミュレーションする際に多 く用いられ,標準的な氷床境界条件となっている.にもかかわらず,より狭い氷,特に高 緯度北極海で得られた証拠から,この復元結果に対して意義深い反対意見が出た [Dyke et al., 2002].

それは、海水位記録の逆転により氷の配置を推論する平衡修正モデルを基にしている. この意見では、より薄い氷床を推測し、「明らか」な氷だけを含んだ 105m の海水位低下を 引き起こすものと、「可能性のある」氷も含めた 117.8m の海水位低下を引き起こすものを 見積もっている [Peltier, 1998].

氷量に関して,他の手法による証拠には以下の結果がでている.例えば,地表を基本と して成長する氷床は,より低い海水位と海洋化学要素の変化の原因となる.さんご礁から 得られる海水位の記録は,U-Thと<sup>14</sup>Cで正確に測定できる.しかし,さんご礁を基本とした 記録はまだLGMを詳細には示しておらず,現在では,19cal ka<sup>5</sup> BPのバルバドスで少なく とも120mは海水位が低下していたということしか分からない [Bard et al., 1990].間接 的な氷量の記録は地球化学要素データから得られる.例えば,大陸氷床の成長は世界海洋 のδ<sup>18</sup>0変化を導く.しかし,炭酸塩化石を測定して得られる同位体に影響を与える他の要 素(温度,塩分濃度)が,氷量による影響を部分的に隠してしまう.

<sup>5</sup> 放射性炭素年代測定法で測定された年代を示している. ここでは, 19000年前.



**Figure 16.** CLIMAP により再構築された北半球の LGM 氷床に覆われた地域の 2 つのパターン [Denton and Hughes, 1981]. (a) CLIMAP 最小モデル. (b) CLIMAP 最大モデル. 氷床を表している文字は (C) = Cordilleran, L = Laurentide, I = Innuitian, G = Greenland, B = British, S = Scandinavian, Ba = Barents Sea, K = Kara Sea.

Clark and Mix [2002] では 2000 年の氷期の地表,海洋,氷河の環境過程計画研究会で 挙げられた疑問,(1)LGMの氷河と氷床の大きさと量,(2)LGM氷床の成長の結果として海水 位がどれだけ低下するか,(3)LGMの状態を再構築した際の平衡反応,(4)LGM氷床と地球気 候変動の関係,それぞれを紹介している.

#### 3.2.1 氷床の広がり

LGM 氷床の規模は現在,非常によく理解されている. 南極大陸棚の地球物理学調査から南 極氷床は,LGM に南極大陸棚の端にまで広がっていたことが推測され [Anderson et al., 2002],このことは南極の氷量の大きな変化を示唆する.3 つの北アメリカ氷床(Laurentide, Cordilleran, Innuitian)のLGM の大きさもよく知られており,氷端の位置に関しては,各 地域で修正の余地があるものの [Miller et al., 2002], CLIMAP の最大モデル (Figure 16) の結果で意見の一致を得ている [Dyke et al., 2002]. 放射性炭素年代測定法によると, 北半球氷床の中で一番大きいローレンタイド(Laurentide)氷床が,LGM 以前である 27-29cal ka BP には最も拡大し, 17cal ka BP まで最大近くを保っていたことを示唆している [Dyke et al., 2002]. 対照的に, コルジェラ (Cordilleran) 氷床は 29cal ka BP では小さいま まで,LGM の 4000 年後に最大に拡大した [Clague and James, 2002].

LGM のスカンジナビア地方とブリティッシュ氷床の概要は同様にシミュレートされる [Bowen et al., 2002]. これらは, 西端で 26cal ka BP 以降に, 南端で 23.5cal ka BP 以 内に LGM の最大値まで発達する. データは CLIMAP の最大モデルと同様に LGM のバレンツ氷 床の存在を裏付けている [Landvik et al., 1992] (Fig. 16).

現在進行している議論はロシア北方のカラ海氷床の広がりに関するものである. 地表的 な証拠から,かつてこの地域には広い氷床が覆っていたことが示された [Grosswald and Hughes, 2002]が,ほとんどの経年データがこの大きな氷床は最終氷期の早いうちかそれ以 前に存在していて,LGMには氷床はノバヤゼムリヤ島西部までに限定されていたことを示唆 する [Mangerud et al., 2002]. ほかにはシベリア東部の氷床の広がりについて議論され ている. そこでは,地表の証拠から氷床が存在していたことは推測されている [Grosswald and Hughes, 2002]が,堆積物の放射性炭素年代からはLGMに氷床があったのかどうかとい う疑問が提示されている [Brigham-Grette et al., 2001].地球全体の氷床に対するこの シベリア氷床の相対比は小さい(全体のほぼ 5%)が,それゆえLGMにどれほど氷床が広がっ ていたかは非常によく知られている.

#### 3.2.2 海水位

海水位の変化の記録は、氷量の変化を推定する最も直接的な方法を与えるが、詳細なLGM の記録はほとんどない.

熱帯のさんご礁でのドリル調査は,連続な海水位記録を得るために非常に有効である. そのような記録は U-Th 年代測定法に基づいて高精度な記録をあたえる. LGM 全期間に及ぶ サンゴの記録は無い (Fig. 17)が,バルバドス島での記録は 13.7±0.1 cal ka BP~14.2 ±0.1 cal ka BP の範囲に急激な海水位上昇があったことを示唆する. この時期は融解パル ス 1A と呼ばれる [Fairbanks, 1989].

CLIMAP Min (m) CLIMAP Max (m) Ice sheet Min (m)<sup>a</sup> Ice sheet Max (m)<sup>a</sup> Peltier<sup>b</sup> (m) ANU<sup>c</sup> (m) Milne et al.<sup>d</sup> (m) Ice Sheet Antarctica 24.5 24.5 14.0 21.0 17.6 North Americae 77.0 92.0<sup>8</sup> 82.4 82.4 64.3 2.0 3.0 6.0<sup>h</sup> Greenland 1.0 6.5 Scand/Barentsi 20.0 34.0 13.8 18.0 25.5 6.0<sup>k</sup> All others 6.0<sup>k</sup> 5.0 6.0 Total 127.5 163 118.2 130.4 113.5 130 - 135115-135

Table 2 LGM 氷床の氷量に対する海水位の見積もり [Clark and Mix, 2002].

<sup>a</sup> Based on ice sheet modeling (see Denton and Hughes, 2002; Huybrechts, 2002; Marshall et al., 2002; Siegert et al., 1999). No corrections made for ice grounded below sea level or changing area of ocean basins.

<sup>b</sup> Peltier (2002).

<sup>c</sup>Australian National University (Lambeck et al., 2002a).

<sup>d</sup> Milne et al. (2002). Allows for changes in area of ocean basins since LGM.

e Includes the Laurentide, Cordilleran, and Innuitian ice sheets.

fLaurentide contribution is 76 m.

<sup>8</sup> Laurentide contribution is 85 m.

<sup>h</sup>The 6 m number is known to be high. A recent glaciological reconstruction of the Greenland ice sheet (Tarasov and Peltier, submitted) suggests ~3 m.

<sup>i</sup> Includes Scandinavian, Barents, and Kara ice sheets except for the CLIMAP minimum model, which only includes the Scandinavian ice sheet. Ice Sheet Min and Ice Sheet Max from Siegert et al. (1999).

<sup>j</sup> All other LGM ice caps and glaciers.

<sup>k</sup>Value used is based on the CLIMAP maximum model estimate.

<sup>1</sup>Ice-equivalent sea level ( $S_i$ ) can be converted to ice volume ( $V_i$ ) by  $V_i = (S_i A_o \rho_w)/\rho_i$  where  $A_o$  is area of the ocean and  $\rho_w$  and  $p_i$  are the average densities of water and ice, respectively. Note that this does not account for differences in ocean area between the LGM and present.

浅瀬の堆積物層の記録は大陸の堆積物を保存している.地層と海水位の繋がりが不明確な場合があるにもかかわらず、これらの記録はLGMの海水位にとって価値ある情報となる.

ベトナム沖のスンダ大陸棚 [Hanebuth et al, 2000]とオーストラリア北方沖のボナパル ト大陸棚 [Yokoyama et al., 2000]からの堆積物層の記録は LGM の海水位の記録を詳細に 示した.ボナパルト大陸棚とニューギニアのサンゴ礁のデータは約 32 cal ka BP から始ま る LGM の海水位の急速な下降を示唆している [Lambeck et al., 2002a]. LGM から海水位が 一定である時期は,約 19.0 cal ka BP に始まった急激な温度上昇による海水位上昇によっ て終了する[Yokoyama et al., 2000]. スンダ大陸棚の放射性炭素年代記録から推測された 融解パルス 1A の年代は,バルバドスサンゴの U-Th 年代測定によって推測された結果 [Bard et al., 1990]よりも早く,14.6-14.3 cal ka BP である. この明らかな融解パルス 1A の時 期のずれは解決しなければならない. 加えて,融解パルス 1A の原因を明らかにすることは 最終氷期を理解するために重要な問題である. 遷移の正確な時期と度合いは議論中だが, 得られるデータから 21 cal ka BP まで低い海水位で比較的安定していたことは明らかであ る [Lambeck et al., 2002a]. 大きな LGM 氷床(南極, グリーンランド, 北アメリカ, フェノスカンディア<sup>6</sup>/バレンツ) の(氷に相当する海水位として表現された)新しい氷量を見積もる氷床モデルは, 現在と 比較して 112.2-124.4m の海水位低下を示唆する(Table 2) [Denton and Hughes, 2002]. 小さな氷山や氷河も加えて見積もると, 6m を加え, 118.2-130.4m の範囲になる.

最近の3次元熱力学氷床モデルはCLIMAP以降発展を遂げている.氷床モデリングのさらなる進化は、氷山の分離、氷床の気候への影響、氷の変形、そして基底境界条件のような 過程をよりよく表現していくだろう [Charbit et al., 2002].

3.2.4 氷期の地殻均衡調整モデルによる氷量

氷床の成長と衰退、そしてそれと同時に起こる海水位の変動は、最終氷期が終わって数 千年経つ現在まで続く地殻均衡調整の原因となる.氷期の地殻均衡調整の主要な証拠は相 対海水位変化の観測によって示される.例えば、以前は氷に包まれていた地域やその近辺 での調査では、大部分は氷によって硬い地面が変形をおこしている.このようにして、こ の地域の氷の厚さが推定される [Shennan et al., 2002].これらの見積もりは、どれも CLIMAP で見積もった 5-6m の小さな氷山や氷河の氷量を含んでいない.

地殻平衡異常による影響が少ない,かつて氷床だった地域から遠く離れた点での海水位 データは,融氷を強制するシグナル,氷床の総量を調べるのにより便利である.このよう な遠い点での調査結果は,LGMに約120m [Peltier, 2002]から130-135m ほど海水位が低下 したことを示す (Table 2) [Lambeck et al., 2002a, b].

3.2.5 地球化学トレーサーの測定による氷床量

深海や氷のコアから得られる酸素同位体( $\delta^{180}$ )の地球化学トレーサーの記録は,LGMの 氷量と海洋気候システムの変化の時期を解く証拠を与える.  $\delta^{180}$ が大きい場合は、氷床が 多く存在していたか、海水が冷たくなったかということを示している.炭素同位体によっ て詳細に示された $\delta^{180}$ の海洋記録は、最終同位体極大期(18 cal ka BP を中心に 17 cal ka BP まで続く)がLGM の低海水位安定期よりも後にきて、19 cal ka BP から始まることを示 す(Fig. 17).もし、同位体と海水位の記録が両方とも正しいならば、これらから推測さ れた氷期の終結時期の相違はいくつかのことを意味する.(1)2つの極大期の間隔での深層 水の寒冷化(海水中の $\delta^{180}$ の減少にかかわらず、方解石の殻の $\delta^{180}$ を高く保つため)、(2)

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> フィンランド,スウェーデン,ノルウェー,デンマークなどを含む北欧地域.



Figure. 17. (a) 太平洋東部の深海の酸素同位体記録. (b) 3 地点からの海水位記録:スンダ大陸棚 (red filled squares) [Hanebuth et al., 2000], ボナパルト大陸棚 (open red squares) [Yokoyama et al., 2000], バルバドス (open blue circles) [Bard et al., 1990].

陸氷の浮氷への変換(海水中の $\delta^{180}$ を減らすことなく海水位を上昇させるため),(3)海洋 システム中に融氷と $\delta^{180}$ シグナルに大きなラグ,(4)氷期の間に氷床の同位体組成が変わっ た [Clark and Marshall, 2002] の4つである.深海の有孔虫の $\delta^{180}$ が初めて低くなった 急速な変化は,14 cal ka BP 近辺で起きた融解パルス 1A より早く,16 cal ka BP 近辺で 始まった.この融解パルス 1A との不合致は深海の早い温暖化を示唆し,深層循環が最終氷 期の終結に鍵となる役割を果たしていることを推測させる [Mix et al., 1999].

LGM 氷床の総量に関わる同位体組成について意義深い議論がある.間隙水の $\delta^{180}$  データ から海水中の $\delta^{180}$  変化は約1‰の範囲をもつと推測される.大西洋深層では0.7-0.8‰の相 対的に小さい変化,南洋ではわずかに大きい約1.1‰の変化をもつ [Schrag et al., 2002]. この結果は、凝固点に近い多くの場所でのLGM の深層水の寒冷化を必要とする.深海底の 有孔虫を基にした氷期-間氷期の $\delta^{180}$  変化の見積もり [Duplessy et al., 2002]は、その ような局地的な変動(海水の凝固点によって強制される)の可能性を示す.しかしながら、 有孔虫の $\delta^{180}$ の局地的分布は大西洋深層が南洋より約2°C暖かかったことを示唆する.海 氷が存在する間の塩水の形成が、 $\delta^{180}$ を奪った水塊を氷期の間、北大西洋深層に移動させ ることで説明されている [Zahn and Mix, 1991].

この異常に低い濃度の(平均的な海洋と相対的に) δ<sup>18</sup>0 をもつ水が深海に沈みこむ(氷 期-間氷期の北大西洋深層変化の低下を生む)という仮説は,暖かい表層水が氷期-間氷 期に異常に高い濃度のδ<sup>18</sup>0 になることで補正される [Mix, 1992]. Lea et al. (2002) は 浮遊性有孔虫のδ<sup>18</sup>0 記録から温度の影響を除くために Mg/Ca 比率を使うことで,温かい表 層水のこのような変化を再現した.これらの結果は、1.2±0.1‰の範囲で熱帯太平洋東部の表層水のδ<sup>18</sup>0 が氷期-間氷期に増加することを示唆する.これらの過去の結果は、未来の水塊δ<sup>18</sup>0 の予測に可能性を示し、地球全体の氷量影響、氷床の同位体組成、蒸発や降水のような大気の淡水輸送、SST 変動のより良い理解を与える.

#### 3.2.6 氷床と気候

氷床は、アルベドや大気-海洋循環や水循環に影響を与えることによって地球気候に影響を与えるとされる [Clark et al., 1999].氷床の広がりや大陸棚の露出と結び付けられるアルベドの増加は、LGM に北半球で起こる氷床からの寒冷化の原因として挙げられる [Broccoli, 2000].氷に覆われていた地域の大陸上昇によって、地表と上層の風の流れは強く影響を受ける.寒冷化と大気循環の変化は海氷の成長の原因となり、さらなるアルベドの増加をもたらすとともに、海洋循環に影響を与える.氷床の千年スケールの変化もまた、気候に大きな影響を及ぼす.Andrews and Barber [2002] は、ハインリッヒイベント<sup>7</sup>の発生に重要な役割を果たしたハドソン海峡の氷流が、ダンスガード・オシュガーイベント<sup>8</sup>をも引き起こすと推測した.千年スケールの気候変化も最終退氷期に重要な役割を果たす可能性があるとされている [Alley et al., 2002].

## 3.3 LGM の深層循環への Forcing

深層堆積コアから得られた異なる記録の解釈によると、最終氷期極大期の深層水要素は 現在とは相当に異なっていたと推測される. Boyle [1995] は、大西洋深層水塊の変動の古 海洋学的証拠についてまとめている. Boyle [1995] は LGM に北大西洋深層水の形成は弱ま っていたが、完全に止まることはなかったと結論付けた. LGM の NADW の特徴的な要素(例 えば栄養塩に乏しくてδ<sup>13</sup>C が高い内容物)の空間分布は、今日よりも浅い点に限定されて いたことを示す [Duplessy et al., 1991]. その代わり、大西洋深層は南方地域の栄養塩 に富んだ水で満たされている.

一方 Yu et al. [1996] では、南洋への NADW の進入は弱化していないことを、放射化学 データ (<sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th 比)を基にして推論している. Marchal et al. [2000] は THC はわずか 30%にまで減少すると推測した. 大西洋 THC の弱化の証拠には、加えて、メキシコ湾流の 復元 [Lynch-Stieglitz et al., 1999] とネオジム同位体比 [Rutberg et al., 2000] が ある.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> ローレンタイド氷床から北大西洋への氷山群の流出による氷山付着岩石が北大西洋に広くまき散らされた事件のこと.事件後に急激な温暖化で始まることが,海底コアとの差異で明らかとなっている.

<sup>89</sup>万年続いた最終氷期において、急速な気温上昇を示した多数の暖かい短期間(およそ100年間).

氷期の気候を大気モデルで研究することが長い間行われていた [Manabe and Broccoli, 1985 など]が,海洋力学モデルが最近になって使用されてきた.LGM の深層海洋循環の復 元に際し,初めて成功したのは単純な海洋モデルを用いた研究だった.それは,実験の際, 氷期の表層の温度や塩分の値などの境界条件を緩めると,NADW 形成が東西平均モデルでLGM の境界条件で行った実験よりも弱化することが示されている [Fichefet et al. 1994].こ の結果はもっと複雑な3次元大海洋モデルで証明された [Seidov et al., 1996].

近年,氷期の循環を示すために3つの大気海洋海氷結合モデルが使われている. Weaver et al. [1998, 2001] は,大西洋 overturning の弱化と浅い NADW を示した. Meissner and Gerdes [2002] の研究は, NADW 形成の弱化も示したが,その深度はあまり変化しなかった. Ganopolski et al. [1998] の研究は, NADW の到達海域の南方への移動と浅い NADW 以外は 似た循環となった.しかし,再現された深層海洋循環の変動に条件の異なる大気-海洋フ ラックスを与えたときに,それぞれどのような影響を及ぼすかについては上の論文では調 べられていない.ここでは,Schmittner et al. [2002] に沿って3.3.1節でこの研究を説 明する.そして,大気の水循環,風応力の影響,初期の overturning 強度への応答実験を 3.3.2節に記述する.Schmittner et al. [2002]のもうひとつの目的は,モデルを用いて復 元した SST・SSS と,地球化学トレーサーを用いて復元した SST・SSS の比較であり,3.3.3 節に示す.これは北大西洋 THC の描象を確実なものにするのと同時に,モデルシミュレー ションを評価する意味も持つ.

#### 3.3.1 深層海洋の熱的な Forcing と塩的な Forcing

Schmittner et al. [2002] では, Fanning and Weaver [1996] の3次元プリミティブモ デルを基にした, ビクトリア大学の大気の 2 次元エネルギー水分バランス結合モデルが使 用された. LGM シミュレーションのための境界条件は Weaver et al. [1998, 2001] の研究 のそれと似ている. 太陽放射の計算には 21 ka の軌道パラメータと 200 ppm の  $CO_2$  濃度が使 われ, 大陸氷床の復元には Peltier [1994] の地形図が使用されている. Schmittner et al. [2002] は地球平均塩分に対する低い海水位の影響を無視している. どこに大陸氷床が存在 しようとも,地球のアルベドは最小でも 0.18 までは上昇する. 現在と LGM の 2 つの平衡状 態 [Weaver et al., 2001] が異なる実験の初期値として使用された.

Schmittner et al. [2002] では大気の水循環の公式を2つ使用する. これらは,水分が モデル上を水平に輸送される進路によって異なる. 大気の水分バランスを垂直にまとめた 式は

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla F_q = (E - P) \frac{\rho_0}{\rho_a h_q},\tag{2}$$

と書ける. q は比湿で, E と P はそれぞれ蒸発と降水である.  $\nabla$ は水平発散で,  $F_q$ は水平水  $\partial$  フラックスのベクトルである. 定数  $\rho_{0,\alpha}$ ,  $\rho_{a,\alpha}$ ,  $h_q$ はそれぞれ, 水の密度, 表層の密度, 大気

Table 3. モデル実験 [Schmittner et al., 2002].

	F.	u <sub>e</sub>	7
PD LGN LGN PD_FWF PD_ADV_1 LGM_ADV_1A LGM_ADV_1A LGM_ADV_1B PD_ADV_2 LGM_ADV_2	equation (2a) equation (2a) see footnote a and text equation (2b) equation (2b) equation (2b) equation (2b) equation (2b) equation (2b)	see footnote a and text NCEP NCEP NCEP + GFDL anomalies NCEP + GFDL anomalies GFDL PD GFDL LGM	NCEP NCEP NCEP NCEP + GFDL anomalies NCEP NCEP NCEP

高度のスケールである.もし地表に降水や降雪があれば,それに適した量の淡水が河川を 通って即座に海洋に流れ出る.河川流域は現在と氷期で変わっていないとする.さらに, Schmittner et al. [2002] では,

$$F_{q} = -\kappa (\phi) \nabla q$$

$$F_{q} = -\kappa \nabla q + \beta u_{q} q,$$
(3a, 3b)

で表される 2 つの水平水分フラックスの公式のどちらかを用いる.右辺の第 1 項は比湿の 渦拡散であり,第 2 項は水分の移流を表している.緯度に伴って変化する渦拡散率は $\kappa$ ( $\phi$ ), 地表への垂直方向の平均移流の定数比は $\beta$ で示されており, $u_q$ は地表での風速の 2 次元ベク トルである.これら水循環の 2 つの公式は,主に水蒸気輸送が移流するかしないかという 点で異なる.標準モデル(Table 3 の PD 実験)では,輸送は単に拡散する(式 3a).移流 モデル(式 3b)では, $\beta$ =0.4 となり,そして $\kappa$ =1×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s で一定として扱い,熱拡散の パラメータ化による変化も生じる [Weaver et al., 2001].

大気-海洋熱フラックス $F_r^{OA}$ の SST との相関関係は、淡水フラックス $F_s^{OA}$ の SSS との相 関関係とは根本的に異なる。熱フラックスが直接 SST の影響を受けるのに対し、淡水フラ ックスは SSS に左右されない。後者の事実は式(1)からも見ることができる。定常状態を仮 定すると、表層淡水フラックスは $F_s^{OA} = E - P - R$ 、[R:大陸からの流出水]となり、大気 の水分輸送の拡散に大分左右され、熱による強制はない。そこで、SSS と淡水フラックスの 非干渉化によって、表層淡水フラックスを固定することで熱と塩分による forcing の影響 を分けて調べることができる。

ここで、Schmittner et al. [2002] は部分結合したシミュレーションの手法に従う [Mikolajewicz and Voss, 2000]. この手法は混合境界条件とは異なり、表層淡水フラック スは固定され、SST は定められた値に緩和される.部分結合のモデル実験では、表層熱フラ ックスは完全に結合したシミュレーションと同じように大気と相互に影響しあう.

PD (Present Day) と LGM の結合モデル実験とは別に、部分結合のモデル実験は、現在の 値で固定された淡水フラックスだけを除いて LGM の境界条件で行われた (LGM PD\_FWF). し たがって Schmittner et al. [2002] は現在のモデルで 2001 年からの海表面淡水フラッ

Table 4. モデル結果



**Figure 18.** 大西洋での経年平均南方 overturning の流線関数 [Schmittner et al., 2002]. (上段)現在, (下段, 左)LGM シミュレーション, (下段, 右)現在の表層淡水フラックスなしで LGM 境界条件でのシミュ レーション. 等値線間隔は 3 Sv で, 点線が負の値に対応する.

クスを分析し、それの季節変化を明らかにした.季節変化が明らかになったことにより、 上で記述した海表面淡水フラックスとして部分結合モデルに LGM PD\_FWF を使用した.LGM と LGM PD\_FWF の違いが循環変動に対する淡水フラックス変化の影響を示し、LGM PD\_FWF と PD モデル実験の違いが熱フラックス変化の影響を示す.風応力は全3つのシミュレーショ ン (PD, LGM, LGM PD\_FWF) において現在の値が用いられている.

Fig. 18は3つのシミュレーションによる大西洋のoverturningの流線関数を示している. 現在の NADW の生成割合は最大で 21 Sv であり (Table 4), この値は環南極海流,赤道横断 流の半分以上もある.南極底層水は約 2500m 以下の大西洋深海を満たしており, 30°N にま で至る.LGM のシミュレーションでは,北大西洋の深層水形成は非常に弱く (≈11 Sv),現 在よりも浅いところで起こる.NADW の循環は現在よりもより北半球に限られ,南極底層水 はさらに北まで広がり 2000m 以下を満たしていた.

現在の状態に固定された淡水フラックスを与えて,LGM の境界条件を与えた実験(LGM PD\_FWF)では、大西洋 overturning はわずかに増加し、24 Sv となる.このとき、NADW は 大西洋全体を満たしており、南極底層水は全く進入してこない.これは熱的な forcing が



**Figure 19.** (上段)(左) LGM と PD, (右)LGM PD\_FWF と PD の密度偏差 [Schmittner et al., 2002]. その うち(中段)温度変化によるもの $\Delta \rho_{T}$ , (下段)塩分変化によるもの $\Delta \rho_{s}$ . 等値線間隔は 0.1 kg/m<sup>3</sup>で, 点線 が負の値に対応する.

単独で NADW 形成の増加を導くことを示している.したがって,結合モデル (LGM) での NADW 形成の弱化は淡水 forcing の変化によって左右される.さらに,熱的な forcing が単独で NADW 形成を強化させ,塩的な forcing が弱化させるという PD 実験の結果は,熱的な forcing と塩的な forcing が逆向きに働くことを示唆する.

大西洋の NADW と南極底層水の相対量はそれらの密度による.もし、どちらかの水塊の密 度が増加するなら、その水塊が海洋のより多くを占めることになる.したがって、大西洋 の深層水塊の変動に伴う異なる forcing メカニズムをより詳しく理解するために、 Schmittner et al. [2002] は東西平均密度変化を調べた.

Fig. 19 では、LGM と PD 実験、LGM PD\_FWF と PD 実験の密度偏差  $\Delta \rho = \rho_{LGM} - \rho_{PD} \approx \Delta \rho_{T} + \Delta \rho_{S}$ , またそれぞれの塩分変化  $\Delta \rho_{S} = \rho(T_{PD}, S_{LGM}) - \rho(T_{PD}, S_{PD})$  と温位  $\Delta \rho_{T} = \rho(T_{PD}, S_{LGM}) - \rho(T_{PD}, S_{PD})$ 

 $\rho$  (T<sub>LGM</sub>, S<sub>PD</sub>) -  $\rho$  (T<sub>PD</sub>, S<sub>PD</sub>) を示している.

Schmittner et al. [2002] は海水位低下による地球平均塩分の変化を考慮しないので, 氷期と現在のシミュレーションの密度変化の重要性は相対的なものである. 結合モデル実 験(LGM) では,大西洋深層の密度は現在の実験結果ほど変化しない. しかし,これは温度 と塩分の対立する影響によるものであると考えられる. NADW の寒冷化が深層塩分を増加さ せている一方で,淡水化が深層水の塩分を減少させる. 両者の影響はほぼ相殺し合い,総 体的に小さな変化しかもたらさない. もし海表面淡水フラックスが現在の値に固定される (LGM PD\_FWF) ならば,深層密度の変化への塩分濃度の影響は無視してよく,温度による 影響の方が優位であるため,NADW はより冷たく,より濃くなる. これは南極底層水に対し ては当てはまらず,実際現在の気候でも温度は変動している. このように,もしNADW がLGM PD\_FWF のように重くなるなら,南極底層水を大西洋の外に押し出すようになる.

異なる実験で大西洋 overturning の強度の変化をより理解するために Schmittner et al. [2002] では,

$$\phi = \int_{z=h_0}^0 \int_{z'=-h_0}^z \left(\frac{\overline{\rho(z')}}{\rho_0} - 1\right) dz' dz,$$
(4)

で定義される東西平均して深度積分した立体高度(steric height)を調査する.  $\rho_0 = 1035$  kg/m<sup>3</sup> は基準密度で,  $\overline{\rho(z')}$ は z<sup>´</sup>関数の東西平均密度, h<sub>0</sub> = 925 m は東西平均していない 南方移動の深度の近似値である. ここで、 $\phi$ は垂直に積分した静水圧である. 摩擦境界層 では流れは気圧傾度に依存すると仮定するのが妥当であろう. 実際,以前の研究で overturning の強度は、境界となるアフリカ南部(35°S 周辺)と深層水形成地域(60°N 周 辺)で東西平均して深度積分した立体高度の偏差におおよそ比例するとされている [Hughes and Weaver, 1994].

Fig. 20 では,LGM と LGM PD\_FWF,LGM と PD 実験の立体高度偏差,また温度と塩分の変 化による影響を示している.35°S-60°N の立体高度偏差はLGM と PD 実験でははっきりと減 少している.同時に overturning も弱まっている (Fig. 18).ほとんどの緯度で温度の影 響の方が強い中,塩分変化は立体高度の勾配現象に重要な影響を及ぼす.

現在の淡水フラックスに固定された実験(LGM PD\_FWF)では、塩分変化は重要でない. ただしここで留意すべきは、温度変化によって起きた循環変動が塩分分布を変える場合も あるので、海表面淡水フラックスが固定されているだけでは成り立たないということであ る.LGM PD\_FWF と PD 実験での 35°S-60°N間の $\phi$ の勾配変化は小さく、NADW 生成割合と 似ている.このように、熱的な forcing は単独では立体高度の南方勾配とともに北大西洋 overturning を減少させるのに十分でない.ここで留意すべきは、overturning が LGM PD\_FWF 実験でわずかに増加しているが、35°S と 60°N間の $\phi$ の勾配はわずかに減少していること である.この相違は、この2つの量の関係が正確には線形でないことを推測させる.

#### 3.3.2 応答実験

3.3.2.1 大気水分輸送への応答

3.3.1 節では、大気中の水分の水平方向への輸送が単に拡散する(式 3a) としてパラメ ータ化された.この節では、Schmittner et al. [2002] は比湿の海表面上での移流を含め る(式 3b).この方法は現在の気候のシミュレーションでの降水分布を示すのにおおいに有 効である.

Fig. 21 では、現在のシミュレーションと、海表面上の水分移流を使用した LGM 実験のそ れぞれについて、大西洋で東西積分した流線関数を示している.両方のシミュレーション で、比湿の移流に NCEP 再解析データ [Kalnay et al., 1996]の風速 u<sub>q</sub> を使用した.現在 のシミュレーション (PD\_ADV\_1) における大西洋の南方 overturning は、拡散項だけを用 いた輸送 (Fig. 18 の PD) シミュレーションの結果と酷似している.しかし、LGM のシミュ レーション (LGM\_ADV\_1) では、北大西洋深層水形成は完全に止まっている.これは、拡散 水分輸送を使った実験 (Fig. 18 の LGM) とは対照的である.

ここで留意すべきことは、LGM 実験で風速 u<sub>q</sub> を現在の値に保つことは現実的でないとい うことである.そのため、風速の変化へのモデル反応を調査するために、Schmittner et al. [2002] は大気力学モデルによって与えられる偏差を加える.海洋混合層を結合した大気モ デルによる2つの平衡実験の結果が使われる [Broccoli, 2000].現在のシミュレーション による海表面上の風速は、境界条件を変化させたときの海上風の反応を得るために、LGM に よる海表面上の風速から引かれる.このとき、これらの偏差は NCEP から得られた現在の風 速に加えられる.この節では、水分拡散を計算するために式(3b)へこれらの風速偏差を適 用する.この方法は海洋の浮力と海表面風の効果を分離する.3.3.2.2節では、Schmittner et al. [2002] は海洋の運動量への海表面上風の変化の影響を分析する.

Fig. 22 では、GFDL モデルから海表面上での風速を与えた定常状態での大西洋南方 overturning を示す(LGM\_ADV\_1A). 最大 overturning は約 14 Sv ,赤道横断流,環南極海 流は約 6 Sv である.循環パターンは水分を拡散させたモデル(Fig. 21 の LGM\_ADV\_1)と は大きく異なる.風速偏差は平均風速と比べて小さい(図示せず).しかし,そのような小 さな変化でさえ淡水バランスに大きな影響があり、大西洋の循環を決定しさえする.

3.3.2.2 風応力変化への応答

さらに, Schmittner et al. [2002] は海表面での運動量バランスへの小さな風変化の影響を調査している. 簡単のために, GFDL モデルの風応力偏差を含めないで LGM\_ADV\_1A 実験を繰り返した. 風応力偏差は 3.3.2.1 節で使用した亜海表面の風速偏差を求めたときと同じ方法で計算した. Fig. 23 の南方 overturning (LGM\_ADV\_1B) と Fig. 22 の LGM\_ADV\_1A 実験の結果を比べると, 主要な特徴は変わらず, 風応力の変化が深層循環に対して非常に





**Figure 20.** 大西洋での(上段)LGM と PD, (下段)LGM PD\_FWF と PD に東西平均をかけた立体高度偏差 [Schmittner et al., 2002]. 総偏差 $\Delta \phi$ は温度変化 による偏差 $\Delta \phi_{T}$ と塩分変化による偏差 $\Delta \phi_{s}$ に分解 される.

**Figure 21.** (上段)PD\_ADV\_1 と(下段)LGM\_ADV\_1 の年平均した大西洋南方 overturning [Schmittner et al., 2002]. 水分移送速度 u<sub>q</sub>は NCEP の再解析 データの現在の気候値を用いる.



LATITUDE Figure 22. LGM\_ADV\_1A シミュレーションによる大 F: 西洋南方 overturning の流線関数 [Schmittner et 大 al., 2002]. GFDL モデルの偏差が現在の水分移流速 e 度に加えられた. 力



**Figure 23.** LGM\_ADV\_1B シミュレーションによる 大西洋南方 overturning の流線関数[Schmittner et al., 2002]. GFDL モデルの偏差が表層の風応 力と海表面近くの風速に加えられた.

小さな影響しか与えないことが分かる.

3.3.2.3 Overturning 強度への応答

深層循環の変動実験が現在の再現実験における THC 強度をどれだけ左右するかを図示し た 2 つの実験の結果を次に示す.ここまでで、大気の弱い風速変化でも大西洋の淡水量の 変化により大西洋の深層循環に大きな影響を与えることを見てきた.したがって、現在の 風速に異なるデータを使うことで、現在の気候のシミュレーションとは異なる大西洋 overturning を結果として生じるかもしれない.これは実際 Fig. 24 の PD\_ADV\_2 から見る ことができる.ここで、GFDL モデルの現在のシミュレーションから得た風速 u<sub>q</sub> を NCEP の 再解析データ (PD\_ADV\_1 では用いた)の代わりに用いた.PD\_ADV\_2 での overturning は、 PD\_ADV\_1 の 21 Sv に対し 26 Sv の最大値をもつ (Fig. 24).

LGM に対するシミュレーション (LGM\_ADV\_2) では、風速  $u_q$  は GFDL 結合モデルの LGM シ ミュレーションから得た.よって、LGM\_ADV\_2 と PD\_ADV\_2 の  $u_q$  の偏差は LGM\_ADV\_1A と PD\_ADV\_1 の  $u_q$  の偏差と等しい.したがって、これら 2 つのシミュレーションのペアにより 循環変動を比較すると、モデル結果として LGM 初期(または現在)の THC 強度の影響が示 される.

LGM\_ADV\_2 と PD\_ADV\_2 の間の深層水形成の減少は, LGM\_ADV\_1A と PD\_ADV\_1 の間の 6.2 Sv という値と比べると, たった 3.8 Sv しかない. このことが, 弱い overturning は強い overturning よりも外力の影響を受けるということを示している.

3.3.3 海表面温度・塩分の見積もりと古気候記録との比較

この節では、Schmittner et al. [2002] でLGM の復元や比較のためにここまでで提示さ れたLGM の異なるシミュレーションを使用している.大西洋 THC がLGM に減少していたこ とは広く知られているが、減少の度合いは今も議論中である [Boyle, 1995]. 前節で提示 したLGM シミュレーションでの THC の強度は、LGM PD\_FWF での overturning のわずかな増 加からLGM\_ADV\_1 での深層水形成の崩壊にまで及ぶ. overturning 強度は SST・SSS の分布 に強い影響をもつ [Manabe and Stouffer, 1988]. したがって Schmittner et al. [2002] の 目的は、モデルによる SST・SSS と可能性のある LGM の循環パターンにより見積もった復元 値を比較することである.

3.3.3.1 復元データ

SST に関しては, Schmittner et al. [2002] は冬季(2月)と夏季(8月)の CLIMAP の 復元値 [CLIMAP Project, 1976, 1981] を用いる. なお, CLIMAP の SST は浮遊性有孔虫や





**Figure 24.** (上段)PD\_ADV\_2 と(下段)LGM\_ADV\_2 シミュ レーションでの大西洋南方 overturning の流線関数 [Schmittner et al., 2002]. 亜表層風速 u<sub>q</sub>は GFDL モデルの現在 (PD\_ADV\_2 に対して) と LGM (LGM\_ADV\_2) を用いる.





**Figure 25.** LGM と現在の 2 月の SST 偏差 [Schmittner et al., 2002]. 左上のプロットがモデルグリッドに補間した CLIMAP の復元値. 他のプロットはシミュレーションを示す.

放散虫の種構成から求められた.夏季の SSS に関しては, Seidov et al. [1996] の復元 値を使用する.このデータは現在の研究では北大西洋のグリッドデータを構築するのに使 われている.これらのデータの利点は広い空間範囲にある.CLIMAP データは,Schmittner et al. [2002] の実験では大西洋の 35°S 以北しか用いないが,全球規模の大きさを持つ. Seidov et al. [1996] データは北大西洋の10°Nから80°Nをカバーしている.ただ,CLIMAP で復元された SST はここしばらく多くの疑問の対象となっている (3.3.3.2節) [Mix et al., 1999, 2001; de Vernal et al., 2000 など].したがって 3.3.3.4節では,Schmittner et al. [2002] はより最近のデータ [de Vernal et al., 2000] を用いて解析を繰り返すが,この データは北大西洋の45°Nから65°Nしかカバーしていない.

#### 3.3.3.2 CLIMAP O SST

Fig. 25 は、CLIMAP による復元値と、異なるモデルシミュレーションでの LGM と現在の 冬季の大西洋 SST 変化を示している. SST の最大で 10℃までの寒冷化が冬季の海氷の端で 見られることは Manabe and Broccoli [1985] と一致している. この大きな振幅はどのシミ ュレーションでも表れるというわけではないが、ほとんどで北ほど強い寒冷化が起きてい る. 例外は LGM PD\_FWF 実験であり、これは overturning の変動が無い、つまり海洋による 北方への熱輸送が減少していない結果が得られている. 完全に THC が崩壊した実験結果 (LGM\_ADV\_1) では、北大西洋に最も強い寒冷化を示す.

Fig. 26 で示される LGM と PD 実験の東西平均 SST 偏差は CLIMAP の 50°N 周辺の強い寒冷 化が LGM\_ADV\_1 実験で一番良く再現されていることを示唆する. Fig. 27 では夏季の SST 変化をプロットしている. CLIMAP の夏季の復元も 40°N と 50°Nの間に最大寒冷化 (>12℃) を示す. そして,冬季の SST に限らず,SST の差の南北勾配が LGM PD\_FWF 実験以外の全て のシミュレーションで表れている (Fig. 28). ここで留意すべきは,実験により再現され た SST 偏差の南北勾配が線形的に overturning の変動によるということである.大西洋 THC の弱化が大きければ大きいほど,南方 SST 偏差勾配は大きくなる. 一般的に,CLIMAP の南 北 SST 勾配の変化は THC の弱化と整合的である. モデル結果と復元値の間の最も大きな不 一致は CLIMAP データの 45°N 周辺の強い極小値であり,これはどのシミュレーションにも 表れていない.

この不一致の理由には3つの可能性がある.1つ目は、大気エネルギーバランスモデルの 熱輸送が完全に拡散によっているという事実に関係するもので、このパラメータ化は、大 気ー海洋熱フラックスとそれによって生じる大気の温度偏差の拡散を通して、SST 偏差を滑 らかにする傾向がある.さらに、大気の熱輸送の不足がローレンタイド氷床下流に非常に 冷たい偏西風を生じさせる.2つ目の理由は、CLIMAP データの不確かさに関係する.混合 層を結合した大気大循環モデル [Manabe and Broccoli, 1985]のシミュレーションでは、 はっきりとした SST 偏差の極小値が中緯度で再現されているが、CLIMAP でのこの極小値の



Figure 27. Fig. 25 と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし, 8 月の結果である.

大きな振幅は復元されない. CLIMAP の復元値が北大西洋北部で寒冷すぎるかもしれないと いうことを示す証拠も de Vernal et al. [2000] で議論されている. 3 つ目の理由は,北 大西洋での現在の Schmittner et al. [2002] のシミュレーションに寒冷化の偏りがあるこ とに関係する. Manabe and Broccoli [1985] で示されているように,最大 SST 低下を示す 緯度は冬季の海氷の端近くに位置している. Schmittner et al. [2002] の現在のシミュレ ーションにおける海氷の端は南に位置し過ぎるので,これが LGM 実験で寒冷化の欠損をも たらしたのかもしれない.

熱帯では,全てのシミュレーションで季節に関わりなく約2.2℃のSST低下が生じている. これは CLIMAP よりもわずかに冷たい.この結論から,これは大西洋 overturning の弱化に は左右されないことが分かる.しかし,循環が完全に止まった場合(LGM\_ADV\_1)は,北半 球低緯度の方がより寒冷が強いことや,南半球熱帯地方が他の実験よりもわずかに暖かい などの半球間の SST 勾配変化がシミュレートされる.有孔虫を試料にした復元により推測 される熱帯大西洋東部の5℃以上の最大寒冷 [Mix et al., 1999] を再現した実験はない.

3.3.3.3 Seidov' s Ø SSS

夏季の SSS 変化の図を Fig. 29 に示す. なお,氷床の拡大縮小に伴う海水量の変化がシ ミュレーションに組み込まれていないので,0.8 psu が LGM シミュレーションのすべてに 人為的に加えられている.0.8 psu の値は Seidov et al. [1996] の仮定と整合的であり, 現在と LGM の間の約 3.4×10<sup>16</sup> m<sup>3</sup> の氷量変化や約 86 m (3.2 節)の海水位低下にも一致す



**Figure 28.** Fig. 26と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし8月の結果である.

る

**Figure 30.** Fig. 28 と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし SSS の結果である.



**Figure 29.** Fig. 27 と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし, Seidov et al. [1996] による SSS の 復元値に関しての結果である.

40

ため選択され加えられた. Seidov et al. [1996]の復元の結果は、大西洋北東部での表層 水の淡水化を示す. 復元値によると、約50°N以南での塩分はLGMの方が高い. LGM PD\_FWF 以外のシミュレーションでは全て SSS の南方での勾配変化を示し、これは復元値と似てい る. 上で議論した SST 変化と同様に、塩分変化の南方勾配は単調に THC の変化による. Overturning が弱ければ弱いほど、北方の塩分の拡散も弱くなり、北大西洋の塩分勾配は大 きくなる. Fig. 30 から示されているとおり、50%の overturning の減少が最も復元値と整 合的であることが示唆される (LGM). THC が完全に崩壊しているシミュレーション (LGM\_ADV\_1) では塩分は大西洋内のどこでも非常に低く、THC の増加をシミュレートした

復元値に関しては、二つのモデル性能が比較された.(1)モデルで予想された変化と実際の復元値との相関係数と(2)モデル結果と復元値の残差二乗平均の平方根である. Schmittner et al. [2002] は平均誤差として(2)を用いている.相関係数はパターン変化の類似性を計る SST や SSS の平均変化には鈍い.これらの計算のために、モデル結果を復元値の2°×2°グリッドに補間した.

実験(LGM PD\_FWF)では、復元値ではっきりと示されている極小値が完全に欠けている.

Fig. 31 のプロットは異なるモデルシミュレーションごとに示されている. これらの図は, 相関係数が高く平均誤差が低いほどシミュレーションと復元値がより一致していると解釈 できる. つまり,あるシミュレーションが右下の角に置かれたなら,それは復元値とより 一致している. 逆に,左上にプロットされたなら,それは復元との一致が低いことを示す.

ここで, CLIMAPのSSTと Seidov et al. [1996]のSSSを分析している Fig. 31(左)を議 論する (Fig. 31(右)は 3.3.3.4 節で議論する). 図より明らかなように, 最も精度の悪い シミュレーションは, 唯一 overturning が増加したとして行った LGM PD\_FWF である. 大西 洋 THC が約半分に弱化したとした LGM と LGM\_ADV\_1A シミュレーションが全体的に復元値と 最も良い一致となっている. 深層水形成を完全にシャットダウンさせた LGM\_ADV\_1 シミュ レーションは夏季の SST に関してだけはわずかによい一致を示している. これは, どのモ デルも 3.3.3.2 節で議論した 55°N 周辺の SST 極小値をシミュレートできなかったためと考 えられる.しかし,冬季のSSTとSSSに関しては,LGM\_ADV\_1シミュレーションの平均誤差 は LGM と LGM\_ADV\_1A シミュレーションのそれよりも相当大きい. そのため, THC を崩壊さ せたシミュレーションは THC を半分に弱化したシミュレーションと比べて, SST・SSS の復 元との一致には至らないという結論に至る. この解釈は SST と SSS の復元値が正確である という前提による. 例えば, Seidov et al. [1996] で用いられた酸素同位体からの塩分の 復元は大きなエラーを持ち、空間パターンの方が平均値よりもより正確に復元される [Schmidt, 1999]. このことはおそらく SST の復元に関しても当てはまることである. これ は, Fig. 31 での相関係数が平均誤差よりも信頼できる数値であることを示している. よっ て,大西洋 overturning が完全に崩壊したとしたシミュレーション(LGM\_ADV\_1)が復元と 最も一致していると言える.



ここで留意すべきことは,40°N以南のSSS復元は非常に少ないデータで行っている.40°N

**Figure 31.** モデル実験の相関係数と平均誤差 [Schmittner et al., 2002]. 軸はそれぞれ異なる. (左)CLIMAPのSST復元値とSeidov et al. [1996]のSSS復元値.(右)de Vernal et al. [2000]のSST・SSS復元値.

以南でLGMと現在に大きな変化は無いと予測されるので,欠損を埋めるためにSeidov et al. [1996] は現在の観測結果を用いた. Schmittner et al. [2002] の結果がこの方法によっ て影響を受けるかどうかをチェックするために, Schmittner et al. [2002] は Duplessy et al. [1991] のオリジナルデータでの分析を再度行った. そして, Schmittner et al. [2002] はモデル範囲に重なる 65 の堆積コアの場所にモデルでの SSS 偏差を補間した. その結果は 上で議論したものと似ており, どの結果もデータ欠損による影響や, グリッドデータにオ リジナルデータを補間・補外することによるエラーの影響を受けていない.

Fig. 31 から, 3.3.2.2 節で overturning 強度に与える影響は無視できるとした風応力の 変化が, SST と SSS の分布には影響を与えるかどうか知ることもできる. これは, 非常に似 た THC にもかかわらず SST と SSS に相当に異なる結果を導いた LGM\_ADV\_1A と LGM\_ADV\_1B シミュレーションを比較することによっても知ることができる.

3.3.3.4 GEOTOP データ

Schmittner et al. [2002] は地球科学同位体・年代学研究所(the Reseach Centre in Isotope Geochemistry and Geochronology: GEOTOP) による氷期の大西洋のSST・SSSの復元データセット [de Vernal et al., 2000],及び,モデル範囲に重なる47地点のコアを用いて研究を行った. 偏差はSST・SSSの復元値から現在の観測結果 [Levitus et al., 1994; Levitus and Boyer, 1994] を引くことで計算される. 簡単のために,コアに現在の観測結 果を補間した.

Fig. 31(右)は GEOTOP データの結果を示している. 異なるシミュレーションで推測した overturning 強度については, GEOTOP データは不明瞭な結果を導く. SST の復元値は, 夏季 も冬季もともに LGM PD\_FWF (THC の増加) と同様のパターンを示し, THC が弱化しているシ ミュレーションでは一致しなかった. 一方 SSS の復元値は, NADW 形成の完全な停止をシミ ュレートしている LGM\_ADV\_1 と似ており, LGM PD\_FWF では最も一致しない. しかし, どの 結果も平均誤差,標準偏差ともに CLIMAP の SST と Seidov et al. [1996]の SSS よりも高く, 結論付けることはできない.

この不一致の理由は,GEOTOPのSSTの復元はCLIMAPよりもずっと暖かく,SSSの復元は Seidov et al. [1996] の値よりも淡水であることにある.最も温暖なシミュレーション(LGM PD\_FWF) が最も一致しているように、すべてのモデルシミュレーションがGEOTOP データよ り寒冷である.シミュレートされた塩分は全てにおいて高く、最も淡水化の傾向を示すシ ミュレーションが最もエラーが小さい.しかし、最もエラーの小さいLGM\_ADV\_1 でさえ復 元値と比較すると塩分が高すぎる.47 地点の平均SSSは1.28 psuであり現在の観測結果よ りも小さい.LGM\_ADV\_1 に関しても0.82 psu 高い.同様に、復元値による夏季のSSTも、 最も温暖なシミュレーション (LGM PD\_FWF)よりも2.5℃高い.これらの結果は温暖で低塩 分の GEOTOP のデータセットは Schmittner et al. [2002] のシミュレーションではどれも 再現できないことを推測させる.ただし、相関係数だけで考えれば、LGM ADV\_1 シミュレー ションが 3.3.3.3 節の結果と同様に最も一致している.これらの不一致は今後の課題とな るであろう.

# 4. Younger Dryas (YD)

#### 4.1 YDの概要

新ドリアス期(Younger Dryas: YD)とは一般的に,淡水とともに北大西洋に流れ込んだ ローレンタイド氷床の融氷により NADW の突然のシャットダウンが起き,北大西洋地域の寒 冷化,様々な海洋,陸の気候を氷期に近い状態に戻したことで説明される [Alley and Clark, 1999].時期は 12 ka BP 前後の約1千年間であり,ヨーロッパと北大西洋で特に強い寒冷 化が見られる.また,熱帯アフリカでは乾燥期として現れている.

Mikolajewicz et al. [1997] では、水平方向に 5.6°×5.6°の解像度を持ち、鉛直に層を 19 層持つスペクトル大気モデル ECHAM3 [Roeckner et al., 1992]と、水平方向に 5.6°×5.6 °, 鉛直に 11 層を持つ LSG 海洋モデルから成る大気海洋大循環モデルを用いて、北半球全 体でもいくらかの寒冷化があったことを示している (Fig. 32). さらに、Mikolajewicz et al. [1997] は、全ての境界条件を現在の数値にして、ラブラドル海に流れ込む融解水に対 する THC の安定性を調べた. Fig. 33 (a) に見られるように、500 年間にわたり融解水を変動 させて調べた. 融解水は 250 年で 0. 625 Sv の最大値に達する. このシミュレーションの全 期間は 850 年とした. 融解水の放出の程度は最終退氷期の地球平均海水位変化の最大値か ら見積もられている [Fairbanks, 1989]. ラブラドル海への融解水の流入が大西洋の塩分 を減らし、NADW の形成をシャットダウンさせた (Fig. 33 (b)). その結果として、大西洋 THC は逆転し、30°N から極へと 0.7 PW-0.1 PW (1 PW = 10<sup>15</sup> W) もの熱輸送を伴った. これ が北大西洋とヨーロッパに強い寒冷化をもたらし (Fig. 32)、海氷を増加させた. SST は北 大西洋全体で平均して 4 K 低下した (Fig. 33 (b)). 融解水のラブラドル海への流入が止ま ると THC はゆっくりと再生し、大西洋 overturning は元に戻り、北大西洋の SST は数十年 で 2.5 K 暖かくなった (Fig. 33 (b)).

## 4.2 Cd/Caの古気候記録からのYDの大西洋循環の分析

最終退氷期にはいくつかの千年スケールの気候変動があったことを推測させる証拠がある [Dansgaard et al., 1993]. YD もそのうちの1つである. グリーンランドの氷床コアの 酸素同位体 [Dansgaard, 1984],北大西洋の浮遊性有孔虫の化石群 [Ruddiman and McIntyre, 1981]を含む,多くの北大西洋の地球化学トレーサーでも YD の寒冷化は調べられている.

大西洋 overturning の主な変動は北大西洋の千年スケールの気候変動を説明し得る. Overturning の弱化が北大西洋への THC によって運ばれる熱を減らす原因となり,北方高緯 度を寒冷化することは 4.1 節でも扱った.モデルでは,大西洋の南方 overturning の大き な強度減少は,熱の北方流出減少の結果として低緯度の地表,変温層を暖めさえす



**Figure 32.** NADW シャットダウン中の地表付近での平均気温の10年(NADW シャットダウンを始めて 241-250 年目)変動 [Mikolajewicz et al., 1997].実線は±0,1,2,4,8,16K の等値線.ドット域は変動が正 の地域.



**Figure 33.** 融解シミュレーション(Exp)(実線)と標準実験(Ctrl)(破線)での時系列 [Mikolajewicz et al., 1997]. 全てのデータはフィルタリング無しの 10 年平均データである. (a)北大西洋の移流. 点線は 250 年で最大値 0.625 Sv に達するようにシミュレートした融解水のシミュレーション. (b)SST 偏差. 実線 は太平洋の 30°N での SST, 破線は大西洋の 30°N-70°N を平均した SST を示す. 大西洋の場所によっては 8 K 以上の最大寒冷に達することもある. (c)風応力を EOF 解析した際の第一モードの時系列.

ると推測している [Manabe and Stouffer, 1997 など]. 熱帯地方から見積もったアルケノ ン温度<sup>9</sup>によると, YD にそのような温暖化が 1.2℃の SST 増加で起こったと示している [Ruhlemann et al., 1999]. しかし,最近のモデル研究 [Manabe and Stouffer, 1997]で は,急激な overturning の弱化でない限り熱帯地方の温暖化は引き起こさないと示唆して いる. このように,非常に急激な overturning 弱化は, YD の熱帯地方の温暖化を推測する 証拠として矛盾はないようだ.

栄養塩の調査は海洋水塊の変動を調べるのに適している.現在の海洋では,NADW が北方 大西洋で形成されている.表層水は相対的に栄養塩を激減させるので,激減した栄養塩が 起源となる NADW は,栄養塩が少ない深層水の南方流出の原因となる.対して,周極深層水 が,深部から湧昇してくる栄養塩に富む水により南洋で形成される [e.g., Broecker et al., 1985b].このように,大西洋の栄養塩分布のパターンは深層水循環パターンを反映するも のである.

Cd や  $\delta^{13}$ C は、深層水循環の痕跡を示すものとして使われている栄養塩トレーサーである [Boyle and Keigwin, 1982 など]. 底生有孔虫の殻(CaCO<sub>3</sub>)に含まれる Cd は、海洋 Cd 濃 度と正比例である.このように、Cd/Ca の割合は、対象の有孔虫が形成したときの海洋中の Cd (同様に PO<sub>4</sub>) 濃度を示すものとして使うことができる. $\delta^{13}$ C 分布は光合成と関係してい る炭素の同位体細分化による結果である.低い  $\delta^{13}$ C を示す有機物質の深さでの再石灰化は、 分解され無機になった炭素中の  $\delta^{13}$ C ( $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>)と PO<sub>4</sub>に負の相関を与える [Kroopnick, 1985 など]. Cd<sub>w</sub> のように、海洋  $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub> を示す兆候は底生有孔虫の中に記録されている.このよ うに、底生有孔虫は過去の水塊分布を推測するのに適している.低い Cd と高い  $\delta^{13}$ C は栄養 塩に乏しい北方の影響を示し、高い Cd と低い  $\delta^{13}$ C は栄養塩に富む南方の影響を示す.

しかし、 $\delta^{13}$ C 分布は大気海洋で交換される $\delta^{13}$ C ( $\delta^{13}$ C<sub>AS</sub>)の影響で複雑になる.海洋の 水が大気と接触すると、 $CO_2$ 中の炭素同位体の温度に依存した細分化がおこる [Mook et al., 1974]. 与えられた大気中の $\delta^{13}$ C に関しては、寒冷化はより高い $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>の結果となる. し かし、水に関しては、大気と接触する時間はそれぞれ変化するので、大気と釣り合わせる 度合いもまた変化する.強い風速は交換度合いを増加させ、大気と釣り合わせるように $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>を移動させる [Liss and Merlivat, 1986].

Cd/Ca とδ<sup>13</sup>C の変化は過去に起きた亜表層海洋の変動の痕跡を示すのに適している.最 終氷期,北大西洋の深層水は現在と比べて栄養塩に富んでいて,中層水は乏しかった.こ のことから NADW 形成の弱化,氷期の北大西洋中層水形成の規模が大きかったことが推測さ れる.多くの研究が,表層近くでの北大西洋中層水を確認している [Oppo and Lehman, 1993].

YD の表層近くの循環については逆の解釈もある. YD 期も氷期のように深層水が弱化し, 中層水の規模が大きくなると推測されている [Marchitto et al., 1998]が,もう一つの意

<sup>9</sup> アルケノンというのは、ある種の円石藻によって合成される生体脂質成分であり、過去の水温を推定する際の水温指標として用いられている.1980年代に水温指標として提案され、現在では有孔虫の酸素同位体比と並ぶ、主要な古水温指標である.



Figure 34. KNR159-5-36GGC (27°31´S, 46°28´W; 1268m) コアの場所を示した図 [Came et al., 2003].

見として,Sarnthein et al. [2001] が推測している,YD 初期の overturning は現在のそ れと似ていて,顕著な NADW 形成と弱い北大西洋中層水形成を示しているというものがある. 彼らは深層水の弱化が,Younger Dryas の終わり近くに遅れて起こったと推測している.高 緯度の NADW 生成は低緯度の中層水生成よりも大気へ多く熱を放出するので,上の解釈では overturning は YD の北大西洋の寒冷化に対して,前述の影響とは非常に異なる役割を果た すと予想される.このように,表層近くの変動をより良く理解することは,海洋の千年ス ケールの熱輸送変動がどのようであったかを理解するために必要である.この研究に関し て Came et al. [2003] は,YD の北大西洋中層水の反応を決定するために,南大西洋のコ アから得られた Cd/Ca データを使い,中層の深さ変動という新しい記録を提示している.

堆積物層のコア KNR159-5-36GGC (36GGC) はブラジル縁辺の 27°31´S, 46°28´W, 1268m 地 点で得られた (Fig. 34). 今日, このコアの位置は, 北方周極深層水と南極中層水, ラブ ラドル海水が混ざった水の範囲内にある [Oppo and Horowitz, 2000]. 最終氷期には, こ の地域の水は少なくとも 1/3 が北大西洋中層水から成っていたが, 全て北大西洋中層水か ら成っていた可能性もある [Oppo and Horowitz, 2000].

Cd, Mn, Ca 濃度は底生有孔虫である Hoeglundina elegans の殻から測定された. この炭酸カルシウムを持った種は正確に底層水の Cd 濃度を記録している.分配係数<sup>10</sup>は D<sub>p</sub> = [(Cd/Ca)<sub>foram</sub>/(Cd/Ca)<sub>water</sub>] ≈ 1.0 である. カルシウムの殻を持った有孔虫の分配係数が深さ

<sup>10</sup> 一方の溶液中のある溶質Aが他の溶媒(固体でもよい)に分配・抽出される目安となる量であり[抽出 溶媒中の濃度]/[もとの溶液中の濃度]と定義される.

Depth, cm	NOSAMS Number*	AMS Date	AMS Error	Calendar Age B.P.	Species	Source	
	KNR 159-5-36 GGC						
1	OS-22674	1,740	30	1,283	G. ruber	this study	
16	OS-25478	3,170	60	2,946	G. ruber	this study	
28	OS-22675	4,450	40	4,606	G. ruber	this study	
28	OS-22681	4,480	55	4,647	G. ruber	this study	
40	OS-23216	6,000	35	6,402	G. ruber	this study	
56	OS-22676	8,510	50	8,965	G. ruber	this study	
60	OS-27350	9,450	50	10,262	G. ruber	this study	
64	OS-25479	10,750	90	12,047	G. ruber	this study	
68	OS-23210	10,600	45	11,683	G. ruber	this study	
80	OS-23211	11,400	50	12,945	G. ruber	this study	
88	OS-23212	12,200	50	13,674	G. ruber	this study	
92	OS-22677	12,450	60	13,927	G. ruber	this study	
104	OS-23318	13,550	60	15,691	G. ruber	this study	
112	OS-23317	13,650	60	15,808	G. ruber	this study	
141	OS-23213	14,850	120	17,192	G. ruber	this study	
148	OS-22678	12,350	65	13,832	G. ruber	this study	
148	OS-23214	16,050	65	18,573	C. pachyderma	this study	
200	OS-22679	19,300	95	22,313	G. ruber	this study	
				ENUDA COCI			
02	05 22622	0.040	50	EN120-GGC1	C mbm	this study	
95	05-33623	9,040	50	9,094	G. ruber	this study	
107	05-33624	10,850	60	12,212	G. ruber	this study	
115	05-33023	11,230	65	12,0/4	G. ruber G. mber	this study	
115	03-33020	11,200	05	12,030	G. ruber	this study	
			(	OC205-2-103GGC			
10	OS-10523	920	35	518	G. sacculifer	Marchitto et al. [1998]	
28	OS-26154	2,970	50	2,739	G. sacculifer	this study	
42	OS-26155	3,850	35	3,815	G. sacculifer	this study	
61	OS-26785	5,280	45	5,622	G. sacculifer	this study	
62	OS-10524	5,290	45	5,636	G. sacculifer	Marchitto et al. [1998]	
73	OS-26786	6,500	45	6,988	G. sacculifer	this study	
88	OS-15376	7,630	45	8,073	G. sacculifer	Curry et al. [1999]	
90	OS-33629	7,890	45	8,350	G. ruber	J. F. McManus, unpublished data, 2003	
95.5	OS-33630	9,260	60	9,842	G. ruber	J. F. McManus, unpublished data, 2003	
99.5	OS-33631	9,800	60	10,456	G. ruber	J. F. McManus, unpublished data, 2003	
100	OS-26787	9,410	50	10,218	G. sacculifer	this study	
105.5	OS-33632	10,400	55	11,334	G. ruber	J. F. McManus, unpublished data, 2003	
113	OS-10526	11,000	50	12,472	G. sacculifer	Marchitto et al. [1998]	
121	OS-10525	12,200	55	13,674	G. sacculifer	Marchitto et al. [1998]	
134	OS-10527	17,100	100	19,781	G. sacculifer	Marchitto et al. [1998]	

Table 5. 加速器質量分析による年代と暦年代 [Came et al., 2003].

<sup>a</sup>NOSAMS is the National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometer facility.

に従っているに対して, H. elegans の分配係数は深さに対して不変である. 海水中の Ca 濃度は Cd 濃度を見積もるために, 一定値 0.01 mol kg<sup>-1</sup>と仮定した.

測定は原子吸光分光光度計<sup>11</sup>を使用して行った. Mn/Ca 比は, 過剰な炭酸マンガンがこの 地域の汚染の原因でないことを確認するために,可能であれば測定した. 過剰な炭酸マン ガンは底生有孔虫の多くの種に汚染による悪影響を与える可能性がある [Boyle, 1983]. しかし, H. elegans 種は, そのような過剰な炭酸マンガンによって引き起こされる汚染の

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> 試料中の各元素,特にヒ素,カドミウム,鉛などの金属の濃度を測定する分析装置.原子化部にフレームを用いる方法と,グラファイト管などの中の少量の試料(数 µl~100µl)を無炎で原子化しその吸光を計るグラファイト炉法がある.

影響を受けないため、この研究に使われている.

 $\delta^{13}$ Cの決定のために、Oppo and Horowitz [2000] は Cibicidoides pachyderma 種と、に 非常に似た C. wuellerstorfi 種という 2 つの有孔虫を用いた. このコアでの深度間隔 (4cm) では、 $\delta^{13}$ C の値はこれら 2 つの種の両方から決定され、それらの値はともに等しくなる [Oppo and Horowitz, 2000]. 同様に、亜熱帯大西洋西部では、C. pachyderma と C. wuellerstorfi は等しい  $\delta^{13}$ C の値を持つ. したがって、Oppo and Horowitz [2000] では、 このコアで  $\delta^{13}$ C 測定に使われた 2 種は同等であると結論付けた.

加速器質量分析計による放射性炭素年代は、浮遊性有孔虫である Globigerinoides ruber の 17 のサンプルと底生有孔虫である C. pachyderma の 1 つのサンプルから得られた.加速 器質量分析計による放射性炭素年代は、Stuiver and Reimer [1993]の較正方法を使って 暦年代に換算した (Table 5 and Fig. 35).全体的にデータは、YDの解明には十分な、6cm kyr<sup>-1</sup>よりわずかに多く絶え間ない堆積を示す.底生有孔虫 G. ruberの測定では、約 14kyr を示す 148cm に年表の誤差がある.同じ場所(148cm)での C. pachydermaの測定年代は氷 期である.このコアの深度での底生  $\delta^{18}$ 0 と  $\delta^{13}$ C の値も最終氷期の傾向を示しており、明ら かに 14kyr 周辺(約 90 cm)とは異なる(Fig. 35).そのため、底生有孔虫に対する加速器 質量分析計年代はモデルの決定には含めないが、今後 C. pachyderma 年代をもっとこのコ アの堆積年代に近づけることが必要である.Came et al. [2003]はまた、この年表の誤差 が退氷の影響でないこと、そのため YD の影響であると結論付けた.

加えて、加速器質量分析計の放射性炭素年代は北大西洋の深層コア EN120-GGC1 (33°40´N, 57°37´W; 4450m) と、北大西洋の中層コア 0C205-2-103GGC (26°04´N, 78°03´W; 965m) か ら得られた (Table 5). 新しい年代モデルは以前の記録 [Marchitto et al., 1998]でも使 用している 0C205-2-103GGC を改良した.99.5 と 100cm での年代はモデル計算を平均化した.

南大西洋中層コア 36GGC での Cd<sub>w</sub>の平均値は最小で 160cm (19. 4kyr) での 0. 26 nmol kg<sup>-1</sup>, 最大で 14cm (2. 9kyr) での 1. 02 nmol kg<sup>-1</sup>の範囲にある (Fig. 35). コア上部の一部で起 こった 3 つの異常に高い値は説明できず,十分に H. elegans が足りないためさらなる分析 が難しくなっている. もし極端に高い数値を取り除けば,0. 64 nmol kg<sup>-1</sup>の最大値が 25. 5cm (4. 3kyr) で観測される. 氷期 (0. 40 nmol kg<sup>-1</sup>) と完新世 (0. 55 nmol kg<sup>-1</sup>) での H. elegans を用いて測定された Cd<sub>w</sub>の平均値は,氷期の Uvigerina spp. から見積もられた 0. 43 nmol kg<sup>-1</sup>,現在の海水から見積もられた 0. 67 nmol kg<sup>-1</sup> という以前に調査された値と整合的であ る [Oppo and Horowitz, 2000].

ブラジル縁辺の 36GGC コアの Cd<sub>w</sub>データから,全体的に,Cd<sub>w</sub>が氷期-間氷期に増加して いることが示されている (Fig. 35 and 36). この中層での Cd<sub>w</sub>の増加は栄養塩の増加,そ して最終氷期以降の NADW 形成が減少していたことを示し,北中層水形成が今日よりも最終 氷期の方が大きかったと推測した Boyle and Keigwin [1987] の研究と整合的である.

千年スケールの振動が氷期ー間氷期の傾向に重ねられる.約14.5kaに,グリーンランド 氷床プロジェクト2 (Greenland Ice Sheet Project 2: GISP2) による氷コアの記録から調



**Figure 35.** KNR159-5-36GGC コアのデータ [Came et al., 2003]. 148cm での暦年代は底生有孔虫 C. pachyderma と浮遊性有孔虫 G. ruber を用いて得たが,ともに削除した (本文参照). 底生有孔虫の $\delta^{18}$ 0 と  $\delta^{13}$ C の値は Oppo and Horowitz [2000] から引用. 底生有孔虫 Cd<sub>w</sub>は H. elegans を用いて得た. 削除した 値は塗り潰しされていないマークで示す.

査されたゆっくりとした寒冷化と合わせて、Cd<sub>w</sub>の値は増加し始めた(Fig. 36).約12.8 ka からの、グリーンランド氷のδ<sup>18</sup>0の急激な減少はYDによる北半球の寒冷化を示す.同時に、 ゆっくりとした増加が、36GGC コアで記録された Cd<sub>w</sub>濃度に見られる.その極大値は YD に、 間氷期の値とほぼ同じである 0.55 nmol kg<sup>-1</sup>に達した.この高い値は、北方からの水の影 響の減少と整合的な、YD に周極深層水の強化により南大西洋中層の栄養塩濃度が上がった ことによるものと推測される.YD 直後に 36GGC の Cd<sub>w</sub>が低くなる点があるが、これは北方か らのベンチレーションの復活によるものと推測されている.Cd<sub>w</sub>の値は南方からの栄養塩に 富んだ水の影響ですぐに増加し、完新世のような循環を示す. 北大西洋中層の新しい Cd<sub>w</sub>データ [Marchitto et al., 1998] と北大西洋深層からの Cd<sub>w</sub> データ [Boyle and Keigwin, 1987] の比較により,最終氷期以降の深層水の発達について 更なる知見が得られた. Fig. 36 は 3 つに分割された水塊図を示す. 14-20 ka の間, 2 つの 中層水は深層水より Cd<sub>w</sub>が低かった (栄養塩も乏しかった). これは, NADW 形成の弱化と最 終氷期に北大西洋中層水の規模が大きかったことと整合的である [Boyle and Keigwin, 1987].約 14 ka には,北大西洋深層は南大西洋中層より栄養塩に乏しくなった. これは, 氷期と間氷期の重要な変遷期であったことを示す. 9-14 ka には,南大西洋中層での Cd<sub>w</sub>が 極大値をとり,北大西洋中層では極小値をとった. 9 ka 以降は現在の状態が続いている. 今日のように,南大西洋中層が栄養塩に富んだ状態である間は,北大西洋深層と中層はと もに栄養塩に乏しかった.

北大西洋では、両地点とも約16.5 kaに Cd<sub>w</sub>の増加を示す.これは、北大西洋に大量の氷山が流出したハインリッヒイベントとの関連が示唆されている.このイベントは 36GGC コアでははっきりと表現されていない.上に記述したように、YD 以前のベーリング・アレレード<sup>12</sup>によって導かれる GISP2 の δ<sup>18</sup>0 の急激な増加と同時に、栄養塩は南大西洋中層で増加し始めた (Fig. 36).北大西洋深層での栄養塩の増加はもう少し後であり、YD の始まりに伴う δ<sup>18</sup>0 の急激な減少と同時に始まった.Cd<sub>w</sub>の極大値は YD の間にとり、これは北方からの深層・中層水の南方への流出が劇的に減少したことを示唆する.北大西洋中層の Cd<sub>w</sub> データはこの解釈と整合的である.しかし、南大西洋より北大西洋での Cd<sub>w</sub> の値が低いということは、北大西洋中層水は形成されているが南大西洋中層水ほど規模は大きくないということを示している.また、早くから北大西洋中層水が弱化を始めることは深層水より中層水の方が表層の乱れに敏感であることを示している可能性がある.

YD に北大西洋中層水・NADW ともに弱化することは、NADW のみが弱化するよりも、より北 方への熱輸送を減少させると推測される.北大西洋深層コアは氷期の堆積物の記録を残さ なかったにもかかわらず、IOS82 PC SO1 (42°38´N, 23°52´W; 3540m)のデータ [Boyle, 1992] は氷期の値を見積もるのに使用できる (Fig. 36, blue bars).北大西洋深層に関しては、 氷期の Cd<sub>w</sub>の値は YD の値に似ているが、2 つの中層での Cd<sub>w</sub>の値は氷期より YD のときの方 が高い.これらの結果は、氷期より YD の方が北大西洋 overturning は弱いことを示唆し、 LGM よりも YD の方が北方への熱輸送が少ないことを示唆する.

YD の終わり、36GGC の Cd<sub>w</sub>に 1 点低い点があるが、これは栄養塩に乏しい北方からの水の 影響が増したことによると推測される.9 ka までに全ての Cd<sub>w</sub>の値が完新世の状態にまで達 し、このとき、現在の深層水の構造が完成したと推測される.GISP2 のδ<sup>18</sup>0 の記録は、完 新世の温暖化も約 9 ka に成立したことを推測させ、大西洋の南方 overturning と熱輸送、 北大西洋の温度の密接な繋がりを証明するものとなる.

更なるデータとして、北大西洋深層コア EN120-GGC1と、北大西洋中層コア 0C205-2-103GGC、

<sup>12</sup> ベーリング・アレレード: MWP1A を引き起こした氷期からの急激な温暖化.



Calendar Age BP

**Figure 36.** Cdw と  $\delta^{18}$ 0 データ [Came et al., 2003]. データは (1) GISP2 による  $\delta^{18}$ 0 (pink) [Grootes et al., 1993]; (2) KNR159–5–36GGC (red), 0C205–2–103GGC (green) [Marchitto et al., 1998], EN120–GGC1 (blue) [Boyle and Keigwin, 1987]での平均 Cd<sub>w</sub>; (3) 36GGC (red) [Oppo and Horowitz, 2000], 103GGC (green) [Slowey and Curry, 1995; Marchitto et al., 1998; Curry et al., 1999], GGC1 (blue) [Boyle and Keigwin, 1987] での平均  $\delta^{13}$ C. 氷期の北大西洋深層での Cd<sub>w</sub> と  $\delta^{13}$ C の見積もり (blue bars)は IOS82 PC S01 [Boyle, 1992]のデータを基にしている. 103GGC の加速器質量分析計放射性炭素年代はこの研究と以前の研究 [Marchitto et al., 1998; Curry et al., 1999; J.F. McManus, unpublished data, 2003] から得た. 103GGC と 36GGC でのモデルは暦年代に変換した加速器質量分析計放射性炭素年代を基にしていて (103GGC は緑の三角, 36GGC は赤の三角), 点間は線形補間している. GGC1 のモデルは, すぐ近くのコアで放射性炭素年代をとり, それらを相互相関<sup>13</sup>したものを基にしている [Boyle and Keigwin, 1987]. 新しく得た年代 (青の三角) は Boyle and Keigwin [1987]のモデルを支えている. Yellow shading は Younger Dryas を示す.

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> 相互相関:同じ長さの周期を持った2つの信号列があるとして、この信号列の同時刻の値を掛け算し、 1周期分の和を取った値.

南大西洋中層コアKNR159-5-36GGCからの $\delta^{13}$ C傾向によって推定された氷期-間氷期の循環 変動は、Cd<sub>w</sub>データによって推定されたものと似ている(Fig. 36). Cd<sub>w</sub>のデータとの整合性 については、最終氷期は北大西洋深層が3つの地点のうち最も栄養塩に富んでいたこと、 北大西洋中層が最も栄養塩に乏しかったことが挙げられる.同様に、氷期-間氷期に北大 西洋深層の栄養塩が乏しくなり、北大西洋中層の栄養塩が富む傾向があることもまた、Cd<sub>w</sub> データと整合的である.しかし、Oppo and Horowitz [2000]から得た南大西洋中層の $\delta^{13}$ C データは、最終氷期以降に $\delta^{13}$ C が減少する傾向にあることを示しており、これは Cd<sub>w</sub>デー タと対照的である.上で議論したとおり、南大西洋での Cd<sub>w</sub>の値が増加する傾向にあること は、氷期-間氷期の時間スケールで栄養塩は増していることを示している.36GGC の $\delta^{13}$ C データはこの議論とは矛盾するものであった.

4.3 北大西洋の北太平洋へのテレコネクション

YD 時,変動は大西洋だけでなく逆位相の反応で太平洋にもあらわれていた.この大西洋 と太平洋の繋がりを研究することは,YD が地球規模の気候変動を引き起こしたことを確認 するために非常に重要である.

4.3.1 YD 時のテレコネクション

4.1節で述べた Mikolajewicz et al. [1997] によるモデルシミュレーション結果は,融 解水の反応が大西洋とヨーロッパで最大であるにもかかわらず,シグナルは同様に太平洋 でも見られることを示している (Fig. 32).北太平洋全体で平均した SST は 300 年目で最 大の約 2K の寒冷化を示す (Fig. 33(b)).気温変化は大西洋ほど急激ではないが,NADW 形 成の初期の兆候は 100 年以内に起きた 1K の温暖化にあらわれている.SST の強い変化と海 氷の配置の変化は,大気循環にも変動をきたす.北半球の太平洋の風応力分布の EOF 第 1 モードは 60°N, 155°W を中心とした強い循環と 45°N 付近の太平洋全体に偏西風帯があるこ とを示している.アメリカ西海岸とカナダ沿いには強い北向きの成分があり,メキシコ海 岸には西向きの成分がある (Fig. 38(a)).これらは,アリューシャン低気圧地域の東方へ の移動と,北太平洋の東部でのサイクロン活動の強化と整合的である.第 1 モードの時系 列 (Fig. 33(c))には,大西洋の逆転循環に関係して,150-530 年に変化が見られる.

エクマン輸送による発散は、NADW 形成時に太平洋の 50°N で変則的な湧昇を起こす.しか し、北アメリカの西海岸では、北向きの風応力がエクマン輸送を収束させ、海岸沿いに下 降流を引き起こす.この鉛直負方向への広がりは深さ 850m まで及ぶ.しかし、1500m では、 北東太平洋で上向きの成分に変わる.このパターンと関係する SST の反応 (Fig. 38(b))



**Figure 38.** (a) 北半球の風応力の EOF 第1モード(全変動の 38.5‰を説明). (b) SST 変動(単位は K) [Mikolajewicz et al., 1997]. SST 変動は風応力の EOF 第1モードを線形回帰分析して求める. 風応力が SST に大きく関わるにつれて, シベリアからの寒気をより引き寄せる.



**Figure 39.** 35°N 太平洋での深さ 450m と海表面とでの放射性炭素の差(Δ14C)を示すトレーサーモデル [Mikolajewicz et al., 1997]. Δ14C は 14C/12C で与えられ,単位は‰である.

は、30°N以北の太平洋に寒冷化を示す.最大値(約2K)は140°Eから150°Wの50°N周辺 で見られる.このパターンは特に冬に、シベリアからの寒気の移動とともに広がる.アメ リカの西海岸での弱い寒冷化は、海岸沿いの北風の強化と40°N以南の深層水の湧昇の減少 と同時に起こる.ECHAM3 大気モデルでのシミュレーションでは、SST と海氷は、大西洋の 融解水を与えた実験に応じて決められた.大西洋とユーラシア(not shown)での大気の応 答は、融解水を与えた実験(Fig. 32)と非常に似ている.大気は、冬のシベリアからの寒 気の移動により北西大西洋付近の熱を多く引き出す.大気海洋結合モデルでのシミュレー ションでは、200 年周辺の寒冷期間,北太平洋から大気への年平均熱損失は標準実験<sup>14</sup>に比べて 0.2PW 増加した.この他の寒冷期では,熱損失は 0.1PW であった.このように,北太 平洋の寒冷化は北大西洋の気候変動の影響によるものであることが推測される.

また、大気海洋結合モデルでは、すでに東西平均モデルで知られているように、海表面 での寒冷化が北太平洋での水温躍層のベンチレーションの強化を引き起こすことを示した. 特に北東太平洋では、冬季の混合層の深さが増している.水温躍層のベンチレーションの 強化は、西向きの流れをより南に、そして深くに浸透させる. Mikolajewicz et al. [1997] では、放射性炭素の移流トレーサーモデルを用いてベンチレーションによる循環変動の影 響を図に示した.35°Nのアメリカ西海岸沿いでの海表面と 450mの深さのΔ<sup>14</sup>Cの結果をFig. 39 に示す.アメリカ西海岸沿いではΔ<sup>14</sup>Cの差は約 30‰である.このことは、古い深層水の 湧昇の減少と新しい水をより深くに浸透させることを引き起こす風の影響で説明される [Kennett and Ingram, 1995].次に、250mの深さとのΔ<sup>14</sup>Cの差は寒冷期に 25‰まで減少し た.2000m では、深層に放射性炭素が集中しており、西海岸沿いの海表面の<sup>14</sup>C はさらに減 少する.このベンチレーション変動による深さ変化から、北東太平洋のより深い地点が、 新しい水からなることが明らかに示された.

4.3.2 熱帯 forcing に線形反応する循環変動時のテレコネクション

4.3.1 節では,YD 時に限ったシミュレーションを行ったが,この節では,YD 時に限らず 循環変動を起こしたときの大西洋と太平洋のテレコネクションを説明していく.

現在の気候では、北太平洋深層水のベンチレーションは強い塩分躍層によって妨げられる. 2.3、2.4 節で用いたモデル [Schmittner and Clement, 2002] では、北太平洋北方のSSS は Levitus et al. [1994]の東西平均調査よりも最大 1.5psu 高く (Fig. 40)、非常に弱いが、成層の原因となる. したがって、Schmittner and Clement [2002] は実際の塩分を再現するために、このモデルのパラメータを調整した. 今までのモデルでは、異なる海洋への降水量  $P_n$  と東西平均降水量 P の比は定数  $C_n = P_n/P$  となる [Schmittner and Stocker, 1999]. Schmittner and Clement [2002] は比率  $C_n$ を調整して、北太平洋にもっと降水があるようにし、降水を持続させるために、大西洋の高緯度で  $C_n$ の値を応じて変えた. これは、太平洋 SSS を観測値に近づけるよう低下させるための調整である.

Fig. 41 では、120kyr-100kyr BP の歳差周期での太平洋の南方熱フラックスが Table. 6 で挙げたモデルごとに示されている. これは、北太平洋の南方への海流の強さを示す尺度 であり、北太平洋中層水形成に関わる. モデルで行われた実験のうち、HFHS (高フラック ス高塩実験)やLFHS (低フラックス高塩実験)は High Forcing (m = 0.1 Sv/K), High Salinity (34.3 psu), Low Forcing (m = 0.05 Sv/K), Low Salinity (32.4 psu)を与えた実験に対

<sup>14</sup> 一般的と思われる境界条件やパラメータを与えて標準的な結果を出す実験. control run.



**Figure. 40** (上段)太平洋と(下段)大西洋での2つ のモデルと現在の調査 [Levitus et al., 1994] によ る年平均 SSS [Schmittner and Clement, 2002]. 破線 はHS 実験で, 点線がLS 実験, 実線は調査値.

Figure. 41 太平洋での熱フラックス(単位 PW)
 [Schmittner and Clement, 2002]. HFLS 実験では、スケールを合わせるため 0.34 を加えている.時間軸はモデル年である.

応していて、末尾のAや先頭のVは、それぞれ大西洋にだけ数値を与えた実験と、Very Low (31.6 psu)を与えた実験に対応する.このうちHFHSが標準的なモデルとされ、このシミ ュレーションでは太平洋南方熱フラックスはエルニーニョの時代とラニーニャの時代で約 10%の変化がある(Fig. 41).HFLS実験では、北太平洋南方熱フラックスはHFHSの2/3ほ どになる.また、この熱フラックスはほぼ定数であり、forcingへの応答は示していない. つまり、北太平洋と北大西洋の逆位相が北太平洋SSSによるという結果が示された.Fig. 41 のHFLS実験と高緯度の北太平洋の高い塩分を与えるモデル(現在の気候に近い)では、北 太平洋中層水は熱帯 forcingへの応答を示さない.歳差周期でのSSS 偏差は、現在低緯度 に位置している太平洋の最大偏差地点以外はFig. 10の高いSSS 偏差と似ている.太平洋 でのSST 偏差は、HFLS実験では無視してよいが、大西洋ではHFHS実験のSST 偏差と似てい て、無視できない.

上のように、大西洋と太平洋とでベンチレーションが逆位相となることは、以前、簡略 化した気候海洋モデル [Wright and Stocker, 1993] と気候海洋完全結合モデル [Mikolajewicz et al., 1997] を用いたモデル研究でも研究されている. これらの研究で

	m, Sv K <sup>-1</sup>	SSS NP	Basin <sup>b</sup>	Atlantic Overturning, <sup>e</sup> Sv
LFHS	0.05	high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HFHS	0.1	high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HFHSA	0.1	high (34.3 psu)	Atlantic only	23.0
HFLS	0.1	low (32.4 psu)	Atlantic and Pacific	24.6
HS		high (34.3 psu)	Atlantic and Pacific	23.0
HSA		high (34.3 psu)	Atlantic only	23.0
LS		low (32.4 psu)	Atlantic and Pacific	24.6
VLS		very low (31.6 psu)	Atlantic and Pacific	24.9

Table 6. 実験に用いられた略語 [Schmittner and Clement, 2002].

<sup>a</sup> Here *m* denotes the coupling constant between the NINO3 index and Atlantic to Pacific freshwater exchange (see (1)). SSS NP denotes the SSS of the steady state in the northern North Pacific.

<sup>b</sup>The basins to which the freshwater forcing is applied are listed.

e Atlantic overturning denotes the strength of the NADW formation rate in the steady state.



**Fig. 42** (上段)大西洋と(下段)太平洋での年平均熱フラックス [Schmittner and Clement, 2002]. 太平 洋から大西洋に徐々に 100 年にわたり 0.5 Sv の淡水 forcing を与え,大西洋 THC のシャットダウンを導く シミュレーションである.

は、北大西洋の淡水流入によって引き起こされる大西洋 THC のシャットダウンが北半球の 気温を下げ、北太平洋 SST も低下させ、北太平洋中層水形成が増すよう密度が増加すると シミュレートした. Schmittner and Clement [2002] は、熱帯太平洋に影響を与える淡水



**Fig. 43** 大西洋 THC をシャットダウンさせた後の太平洋の年平均流線関数 [Schmittner and Clement, 2002]. (上段)HS 実験では北太平洋で沈降が活発であり,(下段)LS 実験ではベンチレーションはHS 実験に 比べずっと小さい.

forcing が北太平洋中層水形成に変化を与えることを示した.この熱帯太平洋への淡水 forcing と,HFHS 実験で見られる大西洋の変動による北太平洋のベンチレーション変化が どれほど北太平洋中層水に影響を与えるのかを調べるために,Schmittner and Clement [2002] は大西洋でだけ淡水 forcing が働くような実験を加えて行った(HFHSA 実験).この 場合,熱フラックスの変化は淡水 forcing を太平洋にも適用させた実験に比べ 1/3 程度に なる (Fig. 41).このことから,HFHS 実験で見られる北太平洋中層水形成の変化のほとん ど (2/3) が熱帯太平洋への淡水 forcing の直接の反応であり,大西洋循環の変化によるも のは 1/3 程度であるという結果が導かれる.

## 4.3.3 急激な循環変動時のテレコネクション

Schmittner and Clement [2002] はさらに、大西洋 THC のシャットダウンが起こる場合 の北太平洋循環の変動を研究するために、熱帯淡水 forcing でシャットダウンを強制させ るシミュレーションを 1000 年間で行う. なお、淡水 forcing は、始めの 100 年間で熱帯太 平洋から熱帯大西洋に 0.5 Sv の淡水を移動させたことで働かせる. この淡水 forcing は大 西洋 THC をシャットダウンさせるのに十分な値である. Fig. 42 では,大西洋・太平洋での 熱フラックスがそれぞれのモデルごとに示されている (Table 6).

HS 実験では、大西洋 THC のシャットダウンは北太平洋でのベンチレーション増加に伴っ て生じ、実験開始から 100 年間で 0.5 PW 近い熱フラックスの増加を引き起こした.残り 900 年間で、太平洋熱フラックス約 1.5 PW の平衡値にまで増加する.4.3.2 節と同様に、どれ ほどが熱帯淡水 forcing の直接の影響によるものなのか、また単に大西洋 THC の変動によ る影響なのかを調べるために、HAS 実験を行った.この場合、熱フラックスは、始めの 100 年間は HS 実験ほど増加しないが、平衡値は非常に似ている.これは、4.3.2 節の結果とは 対照的であり、大西洋 THC のシャットダウンが熱帯淡水 forcing によるものでなく、太平 洋の循環変動によるものであることを示している.この理由は、もし大西洋 THC がシャッ トダウンしたならば、北大西洋 SST と気温はより寒冷化することにある.北大西洋 SST と 気温の寒冷化は、大気-海洋間の熱交換によって北太平洋の SST まで寒冷化させ、北太平 洋のベンチレーションを増加させるからである.

また,北太平洋の反応は北太平洋 SSS に大きく依存している.LS 実験では,太平洋循環 変動は HS 実験よりもずっと小さい.もし,VLS 実験までになると,北太平洋の反応はほと んど見られない (Fig. 42).

Fig. 43 は、大西洋 THC がシャットダウンした後の太平洋での流線関数を示している. HS 実験では、北太平洋北部の表層水 18 Sv が、1000m、2000m の中層まで沈降する. LS 実験では HS 実験と比べて浅くまでしか沈降しない.

# 5. まとめ

2節では、塩分分布や温暖化、ENSO による熱帯での淡水 forcing と北半球氷床の変動に よる高緯度での淡水 forcing がどの程度海洋循環に影響を与えるかについてまとめた.最 終退氷期に関しては、圧倒的に高緯度での forcing が支配するが、最終退氷期を除いては、 高緯度での forcing の方がより少し強いが、両者は同程度の規模であると推定される.し たがって、熱帯地方の変化も最終氷期-間氷期の THC 変動の大きな要因となることが示唆 される.また、熱帯と高緯度 forcing の間にははっきりとした位相関係は見られない.し かし、ラグ解析の結果から、高緯度 forcing は約 5-6kyr の ENSO を導くことが推測される. このことは、熱帯 forcing、高緯度 forcing ともに軌道変化による太陽放射に影響を受ける ので、有り得る事象である.

3.2節では、LGMの氷床と海水位についてまとめた.この段階で、氷期の地表、海洋、氷河の環境過程計画は、氷床と海水位と化学組成の総変化との間の推定値の相違は狭まって きたとしている.更に正確な LGM 氷量の決定には、より多くの海水位に関係する現地デー タ、特に厚い氷に閉ざされた氷床の中心地近く、氷床末端のデータが必要であろう.氷の 端の広がり、空間分布の理解にもより多くのデータが必要とされている.

3.3節では、LGMの深層循環を熱的なForcingと塩的なForcingに分けて考え、それぞれ に様々な応答実験を行い、さらにそのそれぞれに対するSSS・SSTを見積もり、復元データ と比較した.同じモデルを用いた最近の研究 [Schmittner et al., 2002]を見ると、氷期 の境界条件の下で多数の平衡解が存在する.

SST と SSS の復元値は深層水形成に重要な役割を果たし、モデルシミュレーションとの比較は統一モデルの実現を示唆する. CLIMAP と Seidov et al. [1996] から復元された SST と SSS の比較は、もし LGM の大西洋 overturning が現在より相対的に弱ければ、モデルでの SST・SSS は復元値と最もよく一致するという結論を得た.

様々なモデルシミュレーションと復元値がどの程度一致するかという問題は,最近の北 大西洋北方でのデータセット [de Vernal et al., 2000] からも明確な答えは得られてお らず, CLIMAP と Seidov et al. [1996] の間でも大きな違いがある.大きなスケールのモ デルから得られる知見との比較を行うためには,より大きな空間範囲をもつ復元値が望ま れる.したがって,Schmittner et al. [2002] は LGM の復元のために最新の SST・SSS デ ータセットが必要であると提唱している.モデル作成者が自分達のシミュレーションに同 位炭素 C<sup>13</sup>, C<sup>14</sup>や他の地球化学要素を含めて,調査結果とより直接的な比較を行い,氷期の 深層循環のより正確な理解を進めることが望まれる.

4.2 節では, YD の大西洋循環について Cd/Ca の古気候記録からの再現を試みた. 南大西 洋中層コアから得た新しい Cd<sub>w</sub> データは最終氷期以降の北大西洋中層水の反応を明らかに した. 最終氷期,南洋の栄養塩に富んだ深層水は栄養塩に乏しい北大西洋中層水によって 上に持ち上げられ [Boyle and Keigwin, 1987],南大西洋循環を弱化させ,北大西洋中層 水は今日よりもますます南大西洋に進入した [Oppo and Horowitz, 2000].新しいデータ から,YD によるゆっくりとした寒冷化とともに始まった北大西洋中層水の南方への進入の 減少傾向を推測できる.しかし,南大西洋中層よりも低い北大西洋中層での Cd<sub>w</sub>の値 [Marchitto et al., 1998] は,北大西洋中層水が形成され続けていたことを示している. 以前の研究のデータから,北大西洋深層への NADW の影響の劇的な減少が,YD の始まりであ る急激な寒冷化と同時に起きたことが示唆される [Boyle and Keigwin, 1987].北大西洋 表層の寒冷化と中層・深層循環の変動が似た時期に起きたことは,overturning と北大西洋 気候の密接な繋がりを確実なものとする.そして,深層水構造が現在の形になった時期と 退氷後に北大西洋が温暖になった時期が約9 kyr で一致していることを示した Came et al. [2003] の調査によって,この繋がりはさらに確固たるものとなった.

4.3節では、北大西洋の変動が北太平洋に与える影響についてまとめた.Milkolajewicz et al. [1997] は、北太平洋に NADW 変動による影響があることを示した.NADW 崩壊の場合は、 大気と海洋両方によるシグナルの伝達が北東太平洋のベンチレーションを強化する.これ らの結果は YD のみならず、数千年スケールの寒冷化の北大西洋と北太平洋の変動を説明す る.大気のテレコネクションにより、北大西洋の寒冷化と海氷の増加は北東太平洋のベン チレーションを強化するのに十分であることが示唆される.

ここまで、最終氷期-間氷期のイベントとして、LGM と YD を挙げ、それらに伴う大西洋 循環の解明を目指しまとめてきたが、完全なる理解のためには、もっと多くのデータと解 析が必要である. さらに、イベント自体、特に YD に関しても不明瞭なことは多い. 例えば (1)いくつかの記録が、北大西洋の深層水が YD の始まる約 100 年前に弱まっていたこと、 海洋循環が YD の終息後でもまだ復活していなかったことを示唆している [Zhan et al., 1997]. また、モデルの研究では、深層水が実際の融解に応答を示すには数百年かかるとし ていることも矛盾を生んでいる [Manabe and Stouffer, 2000]. (2)地球上のあらゆる地域 で YD の証拠が見られる [Linsley and Thunell, 1990; Denton and Hendy, 1994; Peteet, 1995 など] にもかかわらず、モデルでは太平洋と北大西洋、南大西洋での影響しか表現で きていない [Manabe and Stouffer, 2000; Mikolajewicz et al., 1997]. このように、YD に関してはまだ研究の必要がある.

過去の気候について知ることは、今までの気候変動について理解できるだけでなく、こ れから未来の変動の予測にも繋がるため、今後も多くの研究の対象になると考えられる. 本論文執筆にあたり、このような機会を与えてくださいました、北海道大学理学部地球 科学科海洋気候物理学研究室の見延庄士郎助教授に深く感謝いたします.また、文章校正 にあたりましては、見延助教授だけでなく、21世紀 COE 特別研究員である須股浩さんに多 大な手助けをして頂きました.この場をお借りして、心より感謝いたします.さらに、様々 なアドバイスをして頂いた諸先輩方にも、尊敬の念とともに深く感謝するものです.

# 参考文献

- Alley, R., and P. Clark, 1999: The deglaciation of the Northern Hemisphere: A global perspective. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 27, 149-182.
- —, E. J. Brook, and S. Anandakrishnan, 2002: A northern lead in the orbital band: north-south phasing of ice-age events, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Anderson, J. B., et al., 2002: The Antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Andrews, J. T., and D. C. Barber, 2002: Dansgaard-Oeshger events: is there a signal off the Hudson Strait ice stream?, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Berger, A., M.-F. Loutre, and H. Gallee, 1998: Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO<sub>2</sub> forcings over the last 200 ky, *Clim. Dyn.*, 14, 615-629.
- Boyle, E. A., 1983: Manganese carbonate overgrowths on foraminifera tests, Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 1815-1819.
- ——, 1992: Cadmium and δ<sup>13</sup>C paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 20, 245-287.
- ——, 1995: Last-Glacial-Maximum North Atlantic Deep Water: On, off or somewhere in-between?, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B, 348, 243-253.
- —, and L. D. Keigwin, 1982: Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence, *Science*, 218, 784-787.
- —, and —, 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature, *Nature*, *330*, 35-40.
- —, L. Labeyrie, and J.-C. Duplessy, 1995: Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic Hoeglundina: Application to the Last Glacia Maximum in the northern Indian Ocean, *Paleoceanography*, 10, 881-900.
- Brigham-Grette, J., et al., 2001: Last interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka Peninsula and St. Laurence island, Western Beringia, *Quaternary Science Reviews*, 20, 419-436.
- Broccoli, A. J., 2000: Tropical cooling at the Last Glacial Maximum: An atmosphere-mixed layer ocean model simulation, J. Clim., 13, 951-976.
- Broecker, W. S., D. M. Peteet, and D. Rind, 1985a: Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, 21-26.
- ——, 1998: Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw?, Paleoceanography, 13, 119-121.
- Bowen, D. Q., et al., 2002: The last glacial maximum in the British Isles, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Came, R. E., D. W. Oppo, and W. B. Curry, 2003: Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: Insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic, *Paleoceanography*, 18, No. 4.
- Clague, J. J., and T. S. James, 2002: History, isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Clark, P. U., R. B. Alley, and D. Pollard, 1999: Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change, *Science*, *286*, 1104-1111.
- ——, A. C. Mix, and E. Bard, 2001: Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum, EOS *Trans. AGU*, 82, 241-247.
- Clarke, G. K. C., and S. J. Marshall, 2002: Isotopic balance of the Greenland ice sheet: Modelled concentrations of water isotope from 30,000 BP to present, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Clement, A. C., R. Seager, and M. A. Cane, 1999: Orbital control on the El Nino/Southern Oscillation and the tropical climate, Paleoceanography, 14, 441-456.
- CLIMAP Project, 1976: The surface of the ice-age Earth, Science, 191, 1131-1137.
- CLIMAP Project, 1981: Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum, Geol. Soc. Am. Map Chart Ser., MC-36.
- Dansgaard, W., 1984: North Atlantic climate oscillations revealed by deep Greenland ice cores, in

Climate Processes and Climate Sensitivity, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 29, edited by J. E. Hanson and T. Takahashi, pp. 288-298, AGU, Washington, D. C.

- —, J. W. C. White, and S. J. Johnsen, 1989: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event, *Nature*, 339, 532-534.
- —, et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record, Nature, 364, 218-220.
- Denton, G. H., and T. J. Hughes, 1981: The Last Great Ice Sheets, Wiley, New York, 484pp.
- —, and —, 2002: Reconstructing the Antarctic ice sheet at the last glacial maximum, Quaternary Science Reviews, 21(1-3).
- —, and C. Hendy, 1994: Younger Dryas age advance of Franz Josef Glacier in the Southern Alps of New Zealand. Science, 264, 1434-1437.
- de Vernal, A., C. Hillaire-Marcel, J.-L. Turon, and J. Matthiessesn, 2000: Reconstruction of sea-surface temperature, salinity and sea ice cover in the northern North Atlantic during the Last Glacial Maximum based on dinocyst assemblages, *Can. J. Earth sci.*, 37, 725-750.
- Duplessy, J.-C., L. D. Labeyrie, and C. Waelbroeck, 2002: Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the last glacial maximum and the Holocene: Paleoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Dyke, A. S., et al., 2002: The Laurentide and Innuitian Ice Sheets during the Last Glacial Maximum, Quaternary Science Reviews, 21(1-3).
- Fairbanks, R. G., 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-642.
- Fanning, A. F., and A. J. Weaver, 1997: Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic conveyor, *Paleoceanography*, 12, 307-320.
- —, and —, 1996: An atmospheric energy-moisture balance model: Climatology, interpentadal climate change, and coupling to an oceanic general circulation model, J. Geophys. Res., 101, 15,111-15,128.
- Fichefet, T., S. Hovine, and J.-C. Duplessy, 1994: A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the Last Glacial Maximum, *Nature*, 372, 252-255.
- Ganopolski, A., S. Rahmstorf, V. Petoukhov, and M. Claussen, 1998: Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity, *Nature*, 391, 351-356.
- Goose, H., and T. Fichefet, 1999: Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study, J. Geophys. Res., 104, 23, 337-23, 355.
- Grosswald, M. G., and T. J. Hughes, 2002: The Russian component of an Arctic ice sheet during the late glacial maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Hanebuth, T., K. Stattegger, and P. M. Grootes, 2000: Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record, *Science*, 288, 1033-1035.
- Hughes, T. M. C., and A. J. Weaver, 1994: Multiple equilibria of an asymmetric two-basin ocean model, J. Phys. Oceanogr., 24, 619-637.
- Imbrie, J., et al., 1992: On the structure and origin of major glaciation cycles, 1, Linear responses to Milankovitch forcing, Paleoceanography, 7, 701-738.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project, Bull. Am. Meteorol. Soc., 77, 437-471.
- Kennett, J. P. and B. L. Ingram, 1995: A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin, *Nature*, 377, 510-514.
- Kroopnick, P. M., 1985: The distribution of  $\delta$  <sup>13</sup>C of  $\Sigma$  CO<sub>2</sub> in the world oceans, *Deep Sea Res.*, *Part* A, 32, 57-84.
- Lambeck, K., Y. Yokoyama, and T. Purcell, 2002a: Into and out of the last glacial maximum: sea-level changes during oxygen isotope stages 3 and 2, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
  - —, et al., 2002b: Reply to comments by W.R. Peltier, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Landvik, J. O., et al., 1992: The last glacial maximum of Svalbard and the Barents sea area: Ice sheet extent and configuration, *Quaternary Science Reviews*, 17, 43-75.
- Latif, M., 2001: Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multi-decadal time scales, *Geophys. Res. Lett*, 28, 539-542.
- —, E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss, 2000: Tropical stabilization of the thermohaline

circulation in a greenhouse warming simulation, J. Clim, 13, 1809-1813.

- Lea, D., et al., 2002: Reconstructing a 350ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Levitus, S., and T. P. Boyer, 1994: World Ocean Atlas 1994, vol. 4, Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.

——, R. Burgett, and T. P. Boyer, 1994: World Ocean Atlas 1994, vol.3, Salinity,——

- Licciardi, J. M., P. U. Clark, J. W. Jenson, and D. R. Macayeal, 1998: Deglaciation of a softbedded Laurentide ice sheet, Quat. Sci. Rev., 17, 427-448.
- Linsley, B., and R. Thunell, 1990: The record of deglaciation in the Sulu Sea: Evidence for the Younger Dryas event in the tropical western Pacific. *Paleoceanography*, 5, 1025-1039.
- Liss, P. S., and L. Merlivat, 1986: Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, edited by P. Buat-Menard, pp. 113-127.
- Lynch-Stieglitz, J., W. B. Curry, and N. Slowey, 1999: Weaker Gulf stream in the Florida Straits during the Last Glacial Maximum, *Nature*, 402, 644-648.
- Manabe, S., and A. J. Broccoli, 1985: The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age, J. Geophys. Res., 90, 2167-2190.
- —, and R. J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, J. Clim., 1, 841-866.
- —, and —, 1995: Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 378, 165-167, 1995.
- —, and —, 1997: Coupled ocean-atmosphere response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event, *Paleoceanography*, *12*, 321-336.
- and —, 2000: Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. Quat. Sci. Rev., 19, 285-299.
- Marchal, O., R. Francois, T. Stocker, and F. Joos, 2000: Ocean thermohaline circulation and sedimentary <sup>231</sup>Pa/<sup>230Th</sup> ratio, *Paleoceanography*, 15, 625-641.
- Marchitto, T. M., Jr., D. W. Oppo, and W. B. Curry, 1998: Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation, *Nature*, 393, 557-561.
- 増田耕一,1993:氷期・間氷期サイクルと地球の軌道要素.気象研究ノート,日本気象学会,177,223-248.
- Meissner, K. J., and R. Geerdes, 2002: Coupled climate modeling of ocean circulation changes during ice age inception, *Clim. Dyn.*, 18, 455-473.
- Mikolajewicz, U., and R. Voss, 2000: The role of individual air-sea flux components in CO<sub>2</sub>-induced changes of the ocean's circulation and climate, *Clim. Dyn.*, 16, 627-642.
- ——, B. D. Santer, and E. Maier-Reimer, 1990: Ocean response to greenhouse warming, *Nature*, *345*, 589-593.
- ——, et al., 1997: Modelling teleconnections between the North Atlantic and North Pacific during the Younger Dryas, *Nature*, 387, 384-387.
- Milankovitch, M., 1930: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Koppen and Geiger (eds.), Handbuch der Klimatologie. Band 1, Teil A. 176p, Gebruder Borntraeger, Berlin.
- Mix, A. C., 1992: The marine oxygen-isotope record: Constraints on timing and extent of ice growth events (120-65 ka). In: Clark, P. U., Lea, P.D., The Last Interglacial-Glacial Transition in North America. Boulder, CO. *Geological Society of America Special Paper*, 270, 19-30.
- —, A. Morey, N. G. Pisias, and S. Hostetler, 1999: Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool ice age tropics, *Paleoceanography*, 14, 350-359.
- —, E. Bard, and R. R. Schneider, 2001: Environmental processes of the Ice Age: Land, Oceans, Glaciers (EPILOG), *Quat. Sci. Rev.*, *20*, 627-657.
- , et al., 1999: Rapid climate oscillations in the Northeast Pacific during the last deglaciation reflect northern and southern hemisphere sources. In: Clark, P. U., Webb, R. S., Keigwin, L. D., Mechanisms of Global Climate Changes at Millennial Time Scales AGU Monograph 112, American Geophysical Union, Washington DC, 127-148.
- Mook, W. G., J. C. Bommerson, and W. H. Staverman, 1974: Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 169-176.

- Moore, T., J. Walker, D. Rea, C. Lewis, L. Shane, and A. J. Smith, 2000: Younger Dryas interval and outflow from the Laurentide ice sheet. *Paleoceanography*, 15, 4-18.
- Nilsson, J., and G. Walin, 2001: Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation, *Tellus*, *Ser. A*, *53*, 628-641.
- Oppo, D. W., and M. Horowitz, 2000: Glacial deep water geometry: South Atlantic benthic foraminiferal Cd/Ca and  $\delta$  <sup>13</sup>C evidence, *Paleoceanography*, *15*, 147-160.
- Pacanowski, R. C., 1996: MOM-2, Documentation, in User's Guide and Reference Manual, GFDL Ocean Tech, Rep. 3.2, 329 pp., Geophys. Fluid dyn. Lab., Princeton, N. J.
- Peltier, W. R., 1994: Ice age paleotopography, Science, 265, 195-201.
- —, 1998: Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics, *Rev. Geophys.*, 36, 603-689.
- —, 2002: On eustatic sea level history: last glacial maximum to Holocene, Quaternary Science Reviews, 21(1-3).
- Peteet, D., 1995: A global Younger Dryas. Quat. Int., 28, 93-104.
- Philander, S. G. H., 1990: *El Nino, La Nina and the Southern Oscillation*. Academic Press, 293 pp. Rahmstorf, S., 1994: Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model, *Nature*, *372*, 82-85.
- Roeckner, E., et al., 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: impact of model physics and resolution, (Tech. Rep. No 93, Max-Planck-Inst. fur Meteorologie, Hamburg).
- Ruddiman, W. F., and A. McIntyre, 1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *35*, 145-214.
- Rutberg, R. L., S. R. Hemming, and S. L. Goldstein, 2000: Reduced North Atlantic Deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios, Nature, 405, 935-938.
- Samthein, M., et al., 1995: Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years, *Paleoceanography*, 10, 1063-1094.
- Sarnthein, M., et al., 2001: Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 kyr-Concepts, reconstruction and numerical modeling, in *The Northern North Atlantic: A Changing Environment*, edited by P. Schafer et al., pp. 365-410.
- Schmittner, A., and T. F. Stocker, 1999: The stability of the thermohaline circulation in global warming experiments, J. Clim., 12, 1117-1133.
- —, and —, 2001: A seasonally forced ocean-atmosphere model for paleoclimate studies, J. Clim., 14, 1055-1068.
- —, —, and C. Appenzeller, 2000: Enhanced Atlantic freshwater export during El Nino, Geophys. Res. Lett., 27, 1163-1166.
- —, and A. C. Clement, 2002: Sensitivity of the thermohaline circulation to tropical and high latitude freshwater forcing during the last glacial-interglacial cycle, Paleoceanography, 17(2), 1017, doi:10.1029/2000PA000591.
- —, K. J. Meissner, M. Eby, and A. J. Weaver, 2002: Forcing of the deep ocean circulation in simulations of the Last Glacial Maximum, *Paleoceanography*, 17, 2.
- Schrag, D. P., et al., 2002: The oxygen isotopic composition of seawater during the last glacial maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Seidov, D., and B. J. Haupt, 1999: Last glacial and meltwater interbasin water exchanges and sedimentation in the world ocean, *Paleoceanography*, 14, 760-769.
- —, and —, 2002: On the role of inter-basin surface salinity contrasts in global ocean circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 29(16), 1800, doi:10.1029/2002GL014813.
- —, and —, 2003: Freshwater teleconnections and ocean thermohaline circulation, Geophys. Res. Lett., 30, No. 6.
- —, M. Sarnthein, K. Stattegger, R. Prien, and M. Weinelt, 1996: North Atlantic Ocean circulation during the Last Glacial Maximum and subsequent meltwater event: A numerical model, *J. Geophys. Res.*, 101, 16, 305-16, 332.
- Shennan, I., et al., 2002: Global to local scale parameters determining relative sea-level changes and the post-glacial isostatic adjustment of Great Britain, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3).
- Stocker, T. F., D. G. Wright, and L. A. Mysak, 1992: A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere

model for paleoclimate studies, J. Clim., 5, 773-797.

- Stommel, H., 1958: The abyssal circulation, Deep Sea Res, 5, 80-82.
- —, 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow, *Tellus*, *13*, 224-230.
- —, and A. B. Arons, 1960: On the abyssal circulation of the world ocean, I, Stationary planetary flow patterns on a sphere, *Deep Sea Res.*, 6, 140-154.
- Stuiver, M., and P. J. Reimer, 1993: Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Timmermann, A., et al., 1999: Increased El Nino frequency in a climate model forced by future greenhouse warming, Nature, 398, 694-697.
- Wang, H. X., and G. E. Birchfield, 1992: An energy-salinity balance climate model: Water vapor transport as a cause of changes in the global thermohaline circulation, J. Geophys. Res., 97, 2335-2346.
- Weyl, P. K., 1968: The role of the oceans in climate change: A theory of the ice ages, meteorol. Monogr., 8, 37-62.
- Wright, D. G., and T. F. Stocker, 1991: A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation, part 1, Model development and flow dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1713-1724.
  , and —, 1993: Ice in the Climate System (ed. Peltier, W. R.) 395-416.
- Yokoyama, Y., et al., 2000: Timing for the maximum of the last glacial constrained by lowest sea-level observations, *Nature*, *406*, 713-716.
- Yu, E.-F., R. Francois, and M.P. Bacon, 1996: Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data, *Nature*, 379, 689-694.
- Zahn, R., and A. C. Mix, 1991: Benthic foraminiferal δ<sup>18</sup>0 in the oceans temperature-salinity-density field: Constraints on ice-age thermohaline circulation, *Paleoceanography*, 6, 1-20.