

最終氷期－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	3
2	淡水 Forcing と熱塩循環	4
2.1	淡水 Forcing と熱塩循環のテレコネクション	4
2.2	温暖化に対する熱塩循環の応答	7
2.3	ENSO に対する熱塩循環の応答	10
2.4	氷床の変動に対する熱塩循環の応答	13
3	最終氷期極大期 (Last Glacial Maximum: LGM)	16
3.1	ミランコビッチ説	16
3.2	LGM の氷床と海水位	18
3.3	LGM の深層循環への Forcing	19
3.3.1	深層海洋の熱的な Forcing と塩的な Forcing	
3.3.2	応答実験	
3.3.2.1	大気水分輸送への応答	
3.3.2.2	風応力変化への応答	
3.3.2.3	Overturning 強度への応答	
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	
3.3.3.1	復元データ	
3.3.3.2	CLIMAP の SST	
3.3.3.3	Seidov' s の SSS	
3.3.3.4	GEOTOP データ	
4	Younger Dryas (YD)	31
4.1	YD の概要	31
4.2	Cd/Ca の古気候記録からの YD の大西洋循環の分析	32
4.3	北大西洋の北太平洋へのテレコネクション	37
5	まとめ	39

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、淡水による強制力 (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. 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.

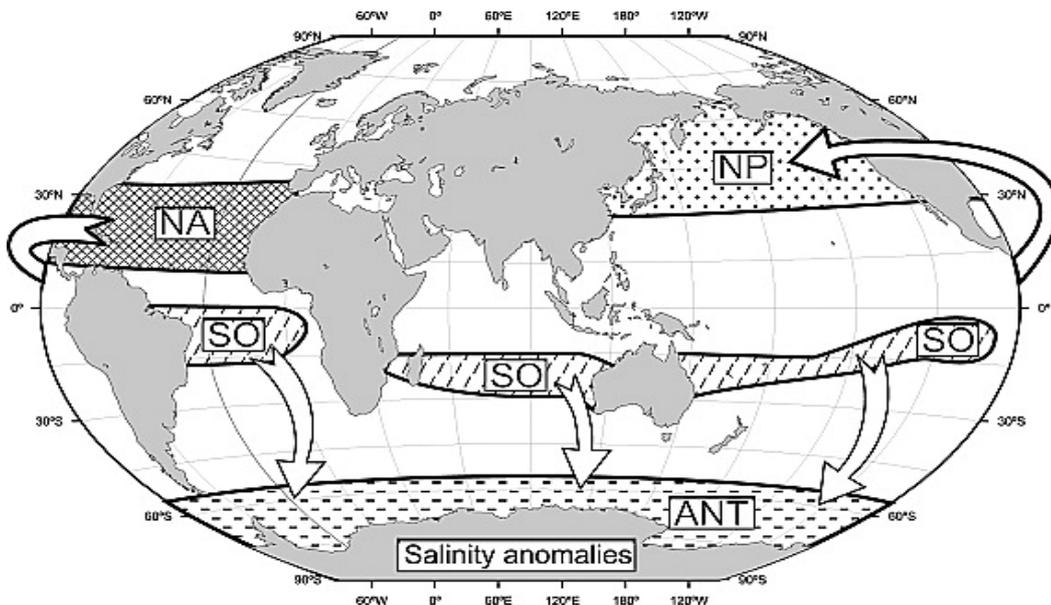


Figure 1. 実験で用いた SSS 輸送 [Seidov and Haupt, 2003].

Seidov and Haupt [2003] は 6 つの応答実験を行う. (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での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。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の差異はWorld Ocean Atlasで与えられる約2.5psuと一致させた [Seidov and Haupt, 2002].

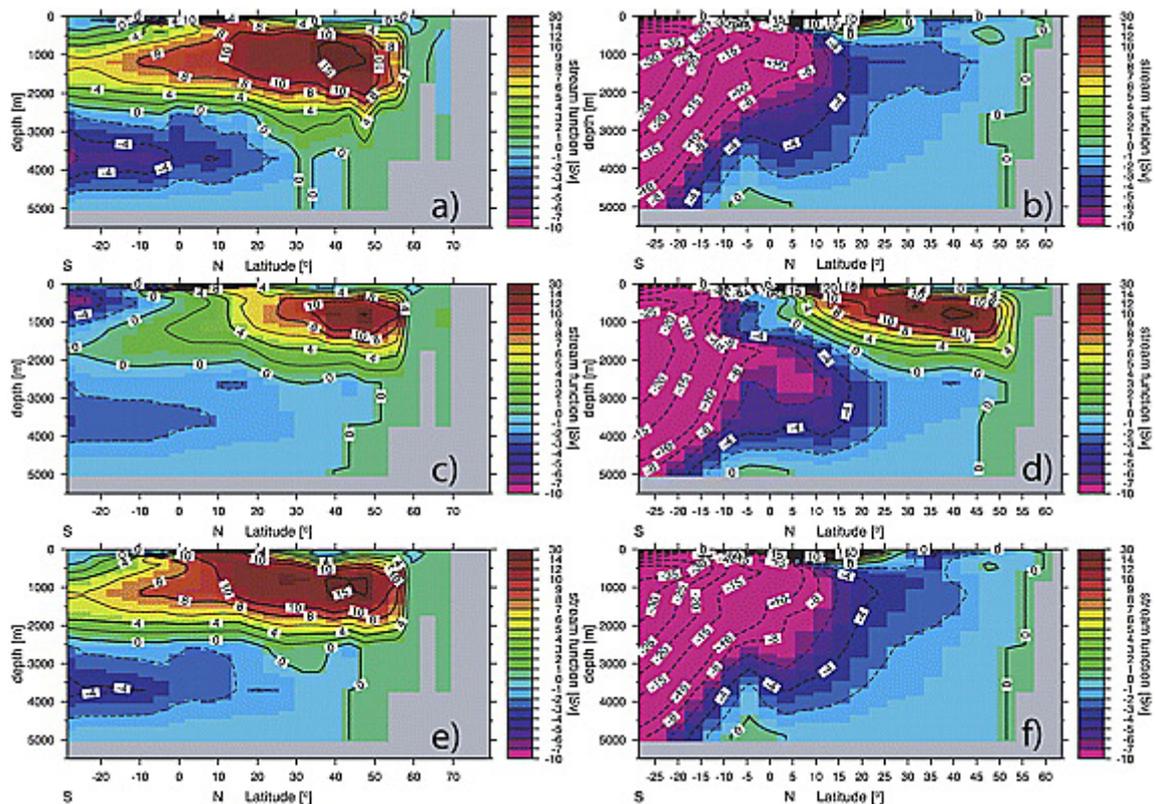


Figure 2. 実験(上段)1, (中段)2, (下段)4の大西洋(左パネル; a, c, e)と太平洋(右パネル; b, d, f)での南方 overturning [Seidov and Haupt, 2003]. 単位はSvで示される ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

「淡水と大気テレコネクション」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] は実験1, 2, 4の結果を示す。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 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. さらに, 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.

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).

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. 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.

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.

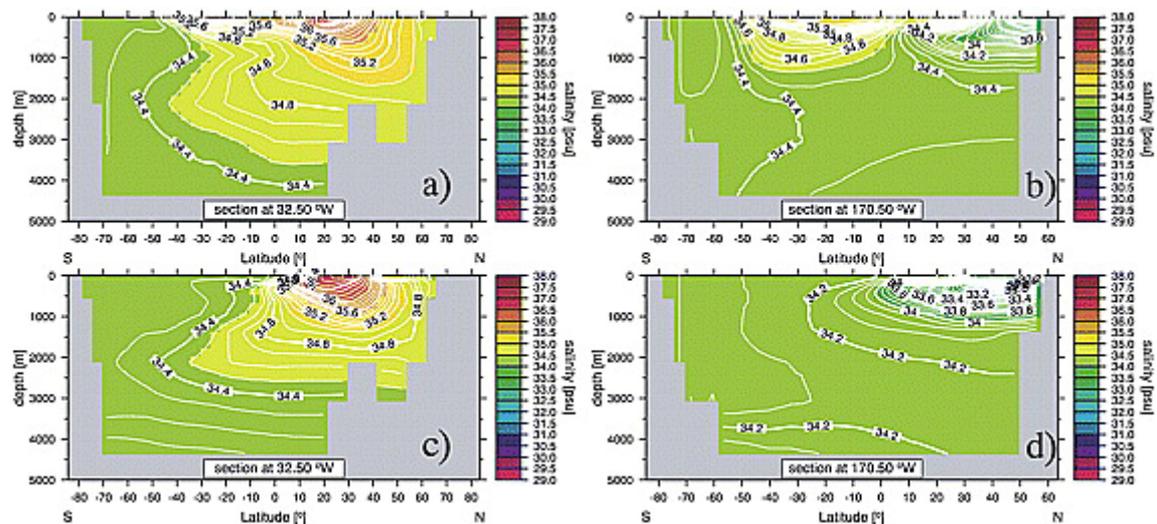


Figure 3. 実験(上段)1, (下段)4 での大西洋 32°W (左パネル; a, c) と太平洋 170°W (右パネル; b, d) の塩分分布 [Seidov and Haupt, 2003].

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^{10} 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

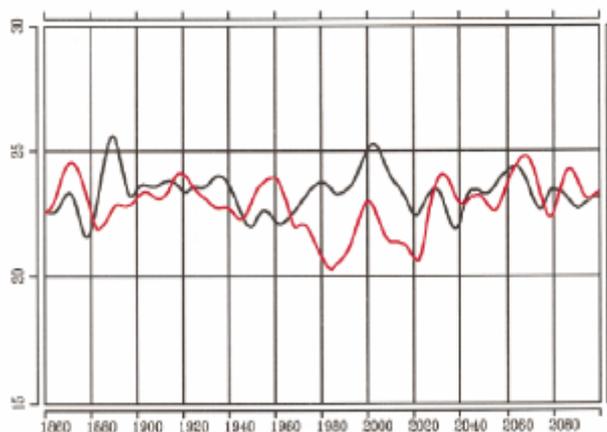


Figure 4. 現在の値（黒線）と温暖化シミュレーション（赤線）での温室効果ガスを与えたときの北大西洋 overturning の時系列 [Latif et al., 2000].

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 は弱化するとの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。

Latif et al. [2000] は、 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$ 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

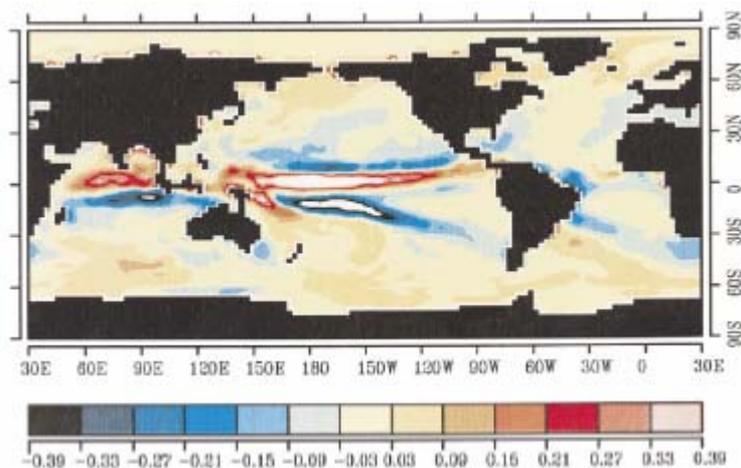


Figure 5. 温暖化をシミュレートした場合の 2000–2100 年の淡水フラックス [Latif et al., 2000]. 赤道太平洋の淡水化がエルニーニョを頻発させ、熱帯大西洋への淡水流入を減少させる。

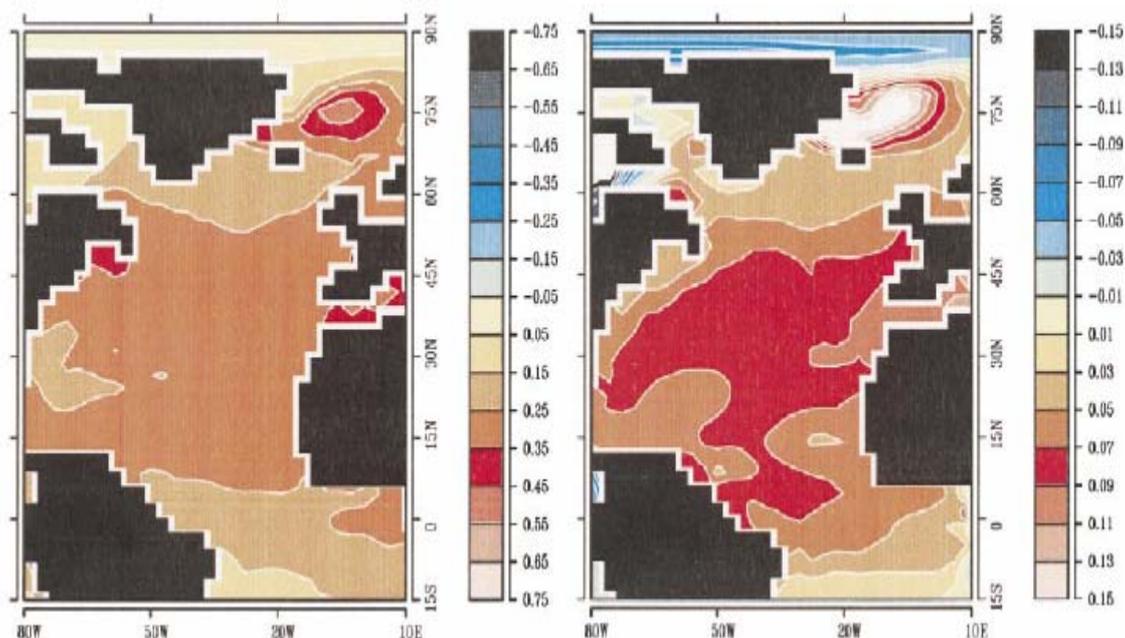


Figure 6. 2000–2100 年の温暖化シミュレーションでの北大西洋の(左)SST, (右)SSS の 100 年傾向 [Latif et al., 2000].

[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それによる流出水の減少, 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].

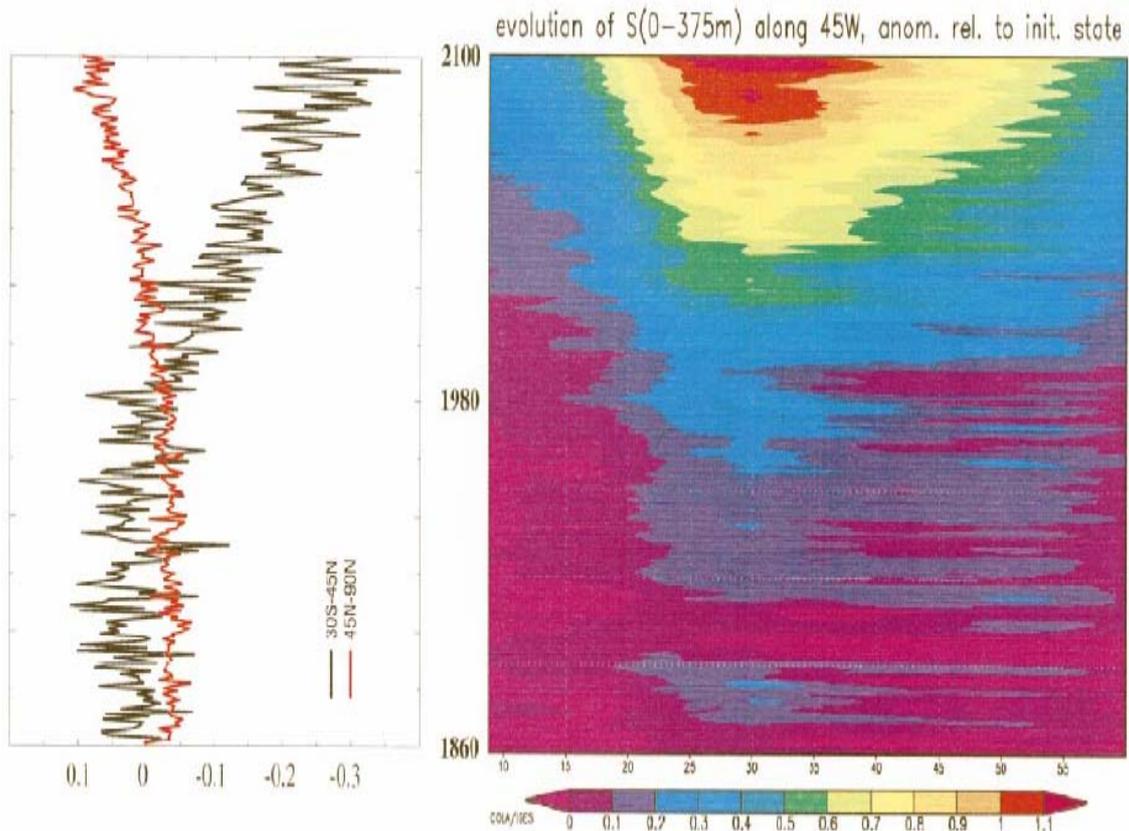


Figure 7. (a) 大西洋 30°S-45°N (黒線) と 45°N-90°N (赤線) での淡水流入偏差 (Sv). (b) 深さ 375m, 45°W で, 緯度を関数とした SSS 偏差 (psu) [Latif et al., 2000]. 亜熱帯から北方高緯度への塩分偏差がはっきりと見られる.

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). 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.

2.2 節で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]. 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¹ (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]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_{fw} は,

$$F_{fw} = mNINO3,$$

で表せるように NINO3 指数²に比例する. m は結合定数であり, 単位は Sv/K である.

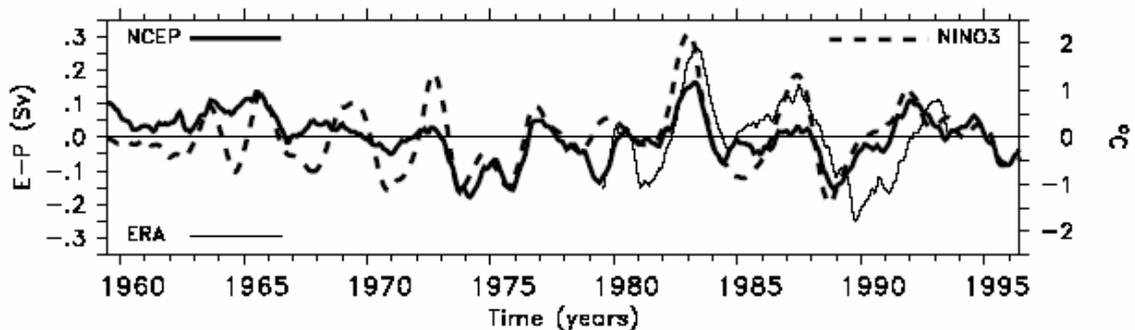


Figure 8. 時間関数とした NINO3 指数 (右軸, 点線) と NCEP (濃実線)・ECMWF (薄実線) の再解析データからの熱帯大西洋淡水収支 E-P (左軸) [Schmittner and Clement, 2002]. 全て月平均データによる.

¹ 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.

² 150°W-90°W, 5°S-5°N のエルニーニョ監視海域の SST 偏差.

Fig. 8 は NIN03 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. NIN03 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 $r = 0.62$, $m = 0.065 \text{ Sv/K}$, ECMWF では $r = 0.55$, $m = 0.074 \text{ Sv/K}$ 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: $r = -0.4$, $m = -0.017 \text{ Sv/K}$, ECMWF: $r = -0.35$, $m = -0.018 \text{ Sv/K}$). このことから, 1°C の NIN03 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 $m = 0.05 \text{ Sv/K}$ を最適な値, $m = 0.1 \text{ Sv/K}$ を上限値として実験を行う.

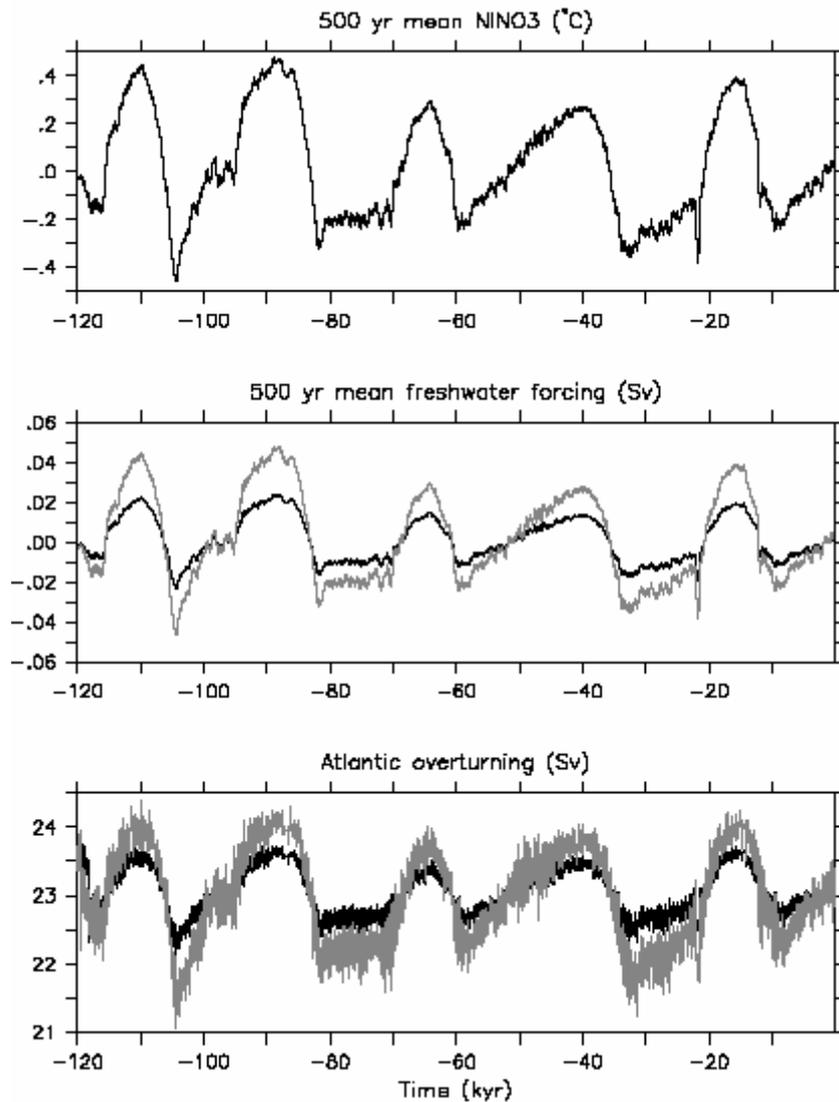


Figure 9. (上段)NIN03 指数の時系列, (中段)熱帯淡水 forcing(大西洋から太平洋への輸送を正とする), (下段)深さ 1000m での年平均最大 overturning [Schmittner and Clement, 2002]. 黒線は結合定数 m が最適な値 0.05 Sv/K , 灰線は m が上限値 0.1 Sv/K のときに対応.

Fig. 9(上段) は500年平均した120 kyrのNIN03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。NIN03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。

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、 $m = 0.1 \text{ Sv/K}$ の上限値で実験する。また、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、塩分偏差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

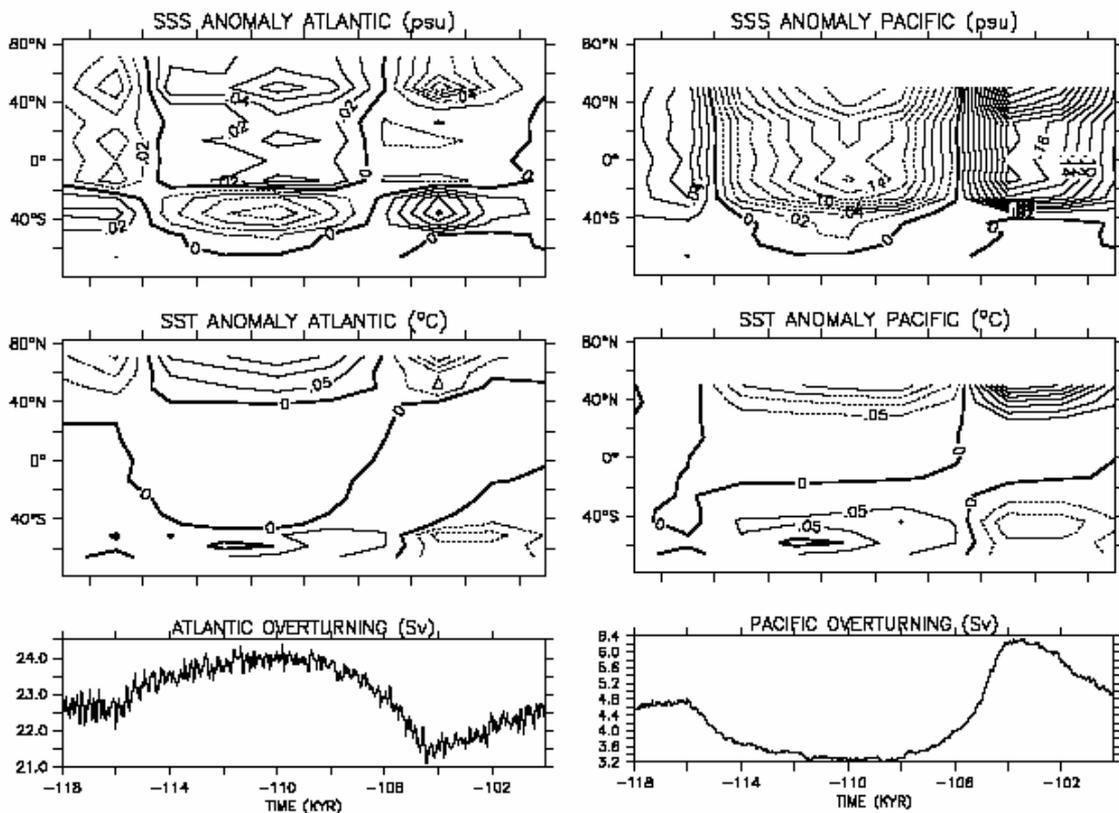


Figure 10. 時間と緯度の関数とした(左)大西洋と(右)太平洋の(上段)SSS偏差、(中段)SST偏差を2 kyr間隔で100年平均をプロット。等値線間隔は0.02 psu, 0.05°C, 点線が負の値。(下段)参照のための深さ1000mでの年平均最大 overturning [Schmittner and Clement, 2002]. 10年ごとにプロット。

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．

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，NINO3 指数の変化は ± 0.02 から ± 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．

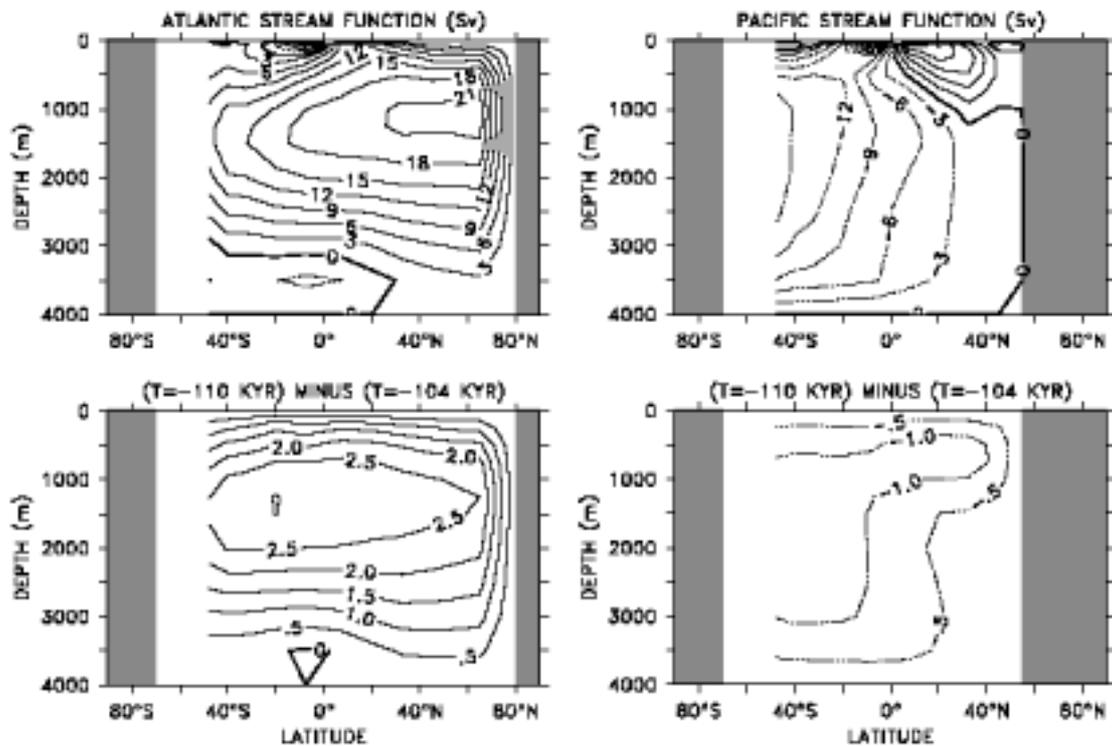


Figure 11. (左)大西洋と(右)太平洋の流線関数．(上段)時間平均状態．等値線間隔は 3 Sv．(下段)110 kyr BP での最大 overturning と 104 kyr BP での最小 overturning の差 [Schmittner and Clement, 2002]．等値線間隔は 0.5 Sv．

2.4 氷床の変動による熱塩循環の応答

ここまで，THC に対する熱帯淡水 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，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．

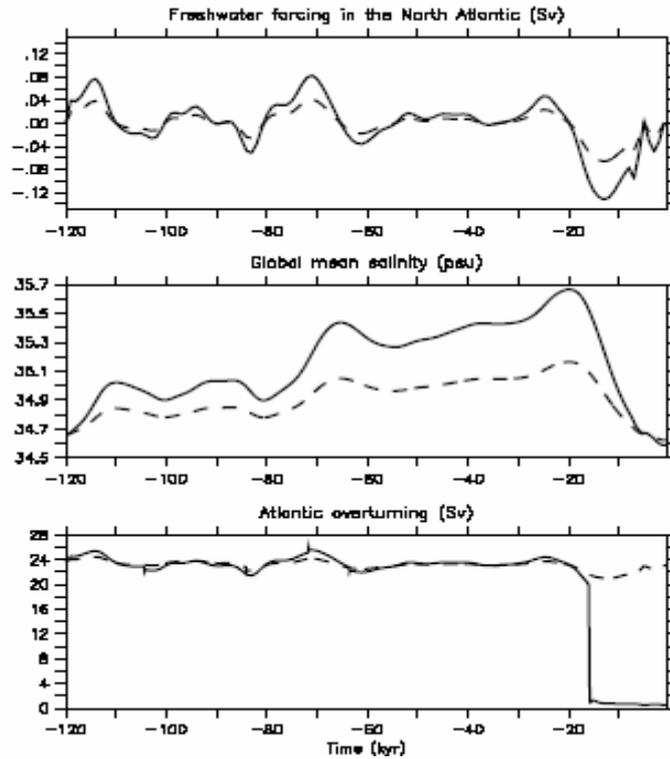


Figure 12. (上段)式(1)で計算される北半球氷床による高緯度淡水 forcing の変位. (中段)平均塩分と(下段)大西洋 overturning のモデル応答 [Schmittner and Clement, 2002]. 実線は $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$, 点線は $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$ である.

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,

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

が導かれる.

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

を決定するために LGM と現在の北半球氷量変化 ΔV_{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 $\Delta V_{NH}^{ice} = 50 \times 10^6 \text{ km}^3$ (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 $20 \times 10^6 \text{ km}^3$, もっと小さい氷床が $5 \times 10^6 \text{ km}^3$ と推測されている. これらの値から $\Delta V_{NH}^{ice} = 25 \times 10^6 \text{ km}^3$ 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 $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$, $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$ 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。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。

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、 $C = 1.13 \times 10^7 \text{ km}^3$ で約 2 Sv、 $C = 0.57 \times 10^7 \text{ km}^3$ で約 4 Sv であり、ENSO への応答と似ている (1~3 Sv; Fig. 9)。

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。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動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³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

³ 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。

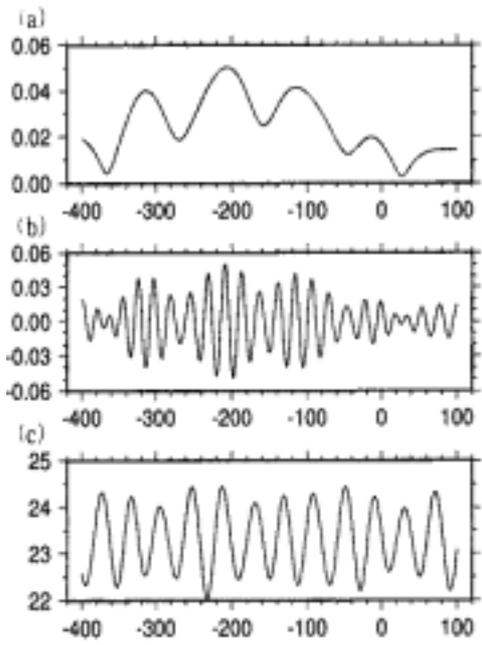


Figure. 13 太陽放射量に関わる軌道要素の過去40万年・将来10万年の計算値 [Milankovitch, 1930]. (a)離心率 e . (b)近日点の季節の効果の因子 $e \sin \omega$. ω は近日点黄経. (c)地軸の傾き. 横軸は過去を負, 未来を正としている.

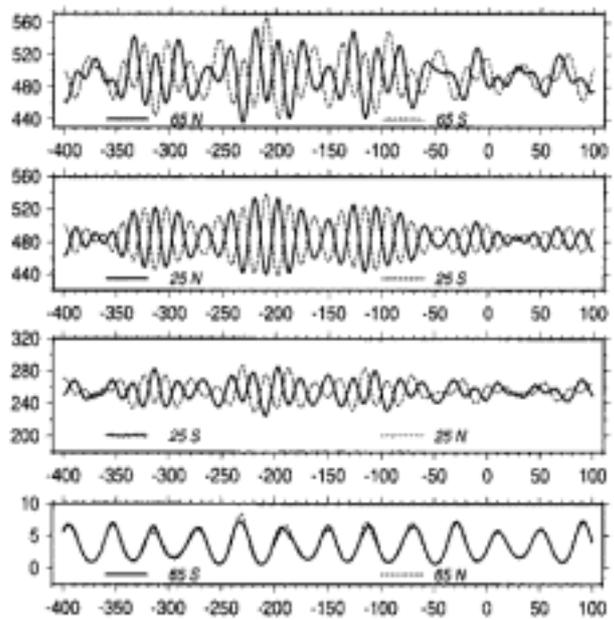


Figure. 15 北半球の夏至 (実線) と冬至 (破線) のいくつかの緯度での, 太陽放射の日平均値の過去40年から将来10万年にわたる計算値 [Milankovitch, 1930]. 単位は W/m^2 . 横軸の単位は千年. 過去を負, 未来を正としている.

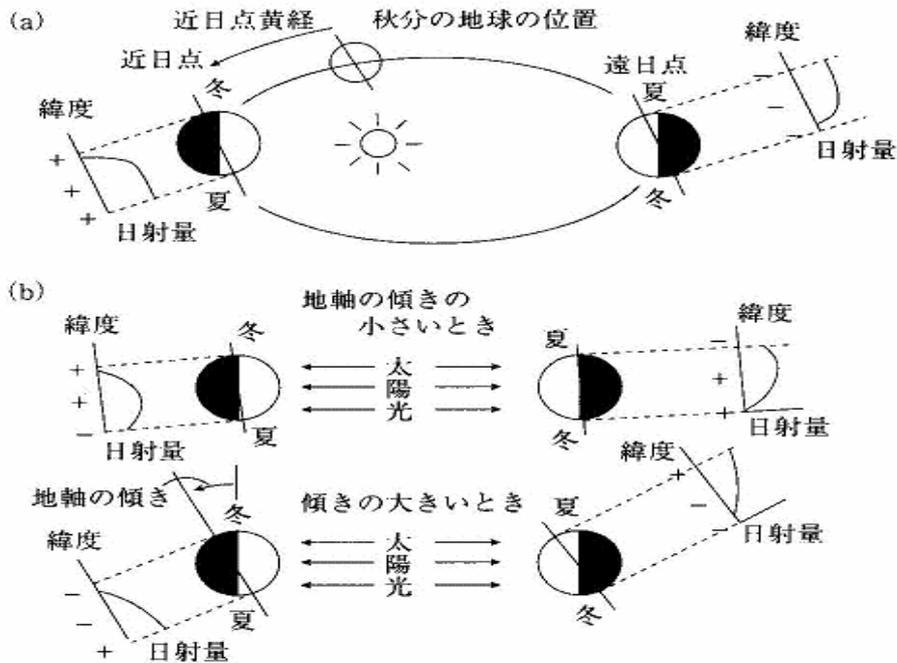


Figure. 14 軌道要素と緯度ごと・季節ごとの太陽放射量との関係 [増田, 1993]. +, -はその緯度・季節の長期平均からの偏差の符号を示す. (a)近日点の季節による違い. (b)地軸の傾きによる違い.

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

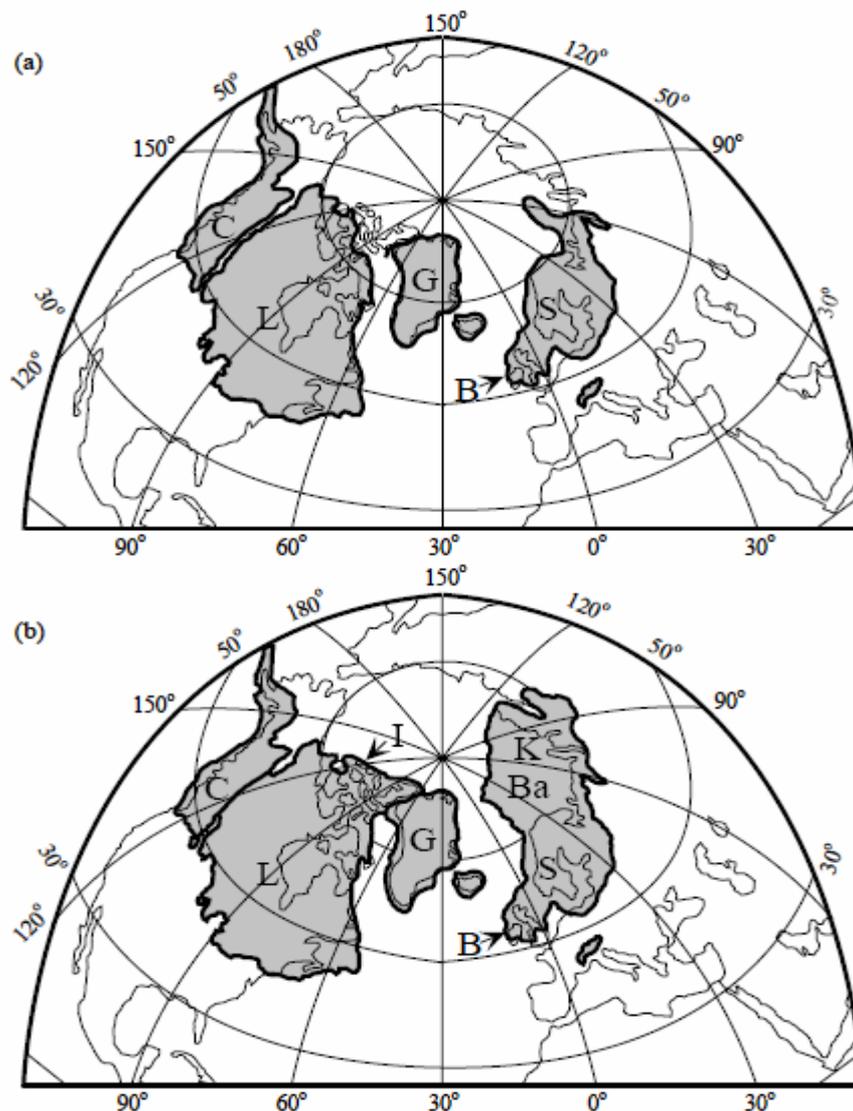


Figure 16. CLIMAP により再構築された北半球の LGM 氷床に覆われた地域の 2 つのパターン [Denton and Hughes, 1981]. (a) CLIMAP 最小モデル. (b) CLIMAP 最大モデル. 氷床を表している文字は (C) = Cordilleran, L = Laurentide, I = Innuitian, G = Greenland, B = British, S = Scandinavian, Ba = Barents Sea, K = Kara Sea.

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].

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、ローレントア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 ^{14}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 ka⁴ 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].

3.3 LGM の深層循環への Forcing

近年、氷期の循環を示すために3つの大気海洋海水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と示した。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、

⁴ 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。

大気の水循環，風応力の影響，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．

3.3.1 深層海洋の熱的な Forcing と塩的な Forcing

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．大気の水分子バランスを垂直にまとめた式は

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

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． ∇ は水平発散で， F_q は水平水分フラックスのベクトルである．定数 ρ_0 、 ρ_a 、 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_q	u_q	τ
PD	equation (2a)	—	NCEP
LGM	equation (2a)	—	NCEP
LGM_PD_FWF	see footnote a and text	see footnote a and text	
PD_ADV_1	equation (2b)	NCEP	NCEP
LGM_ADV_1	equation (2b)	NCEP + GFDL anomalies	NCEP
LGM_ADV_1A	equation (2b)	NCEP + GFDL anomalies	NCEP + GFDL anomalies
LGM_ADV_1B	equation (2b)	GFDL PD	NCEP
PD_ADV_2	equation (2b)	GFDL LGM	NCEP
LGM_ADV_2	equation (2b)		

高度のスケールである．さらに，Schmittner et al. [2002] では，

$$\begin{aligned} F_q &= -\kappa(\phi) \nabla q \\ F_q &= -\kappa \nabla q + \beta u_q q, \end{aligned} \quad (3a, 3b)$$

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 β 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 $\kappa=1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 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_T^{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)からも見る事ができる。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事ができる。

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

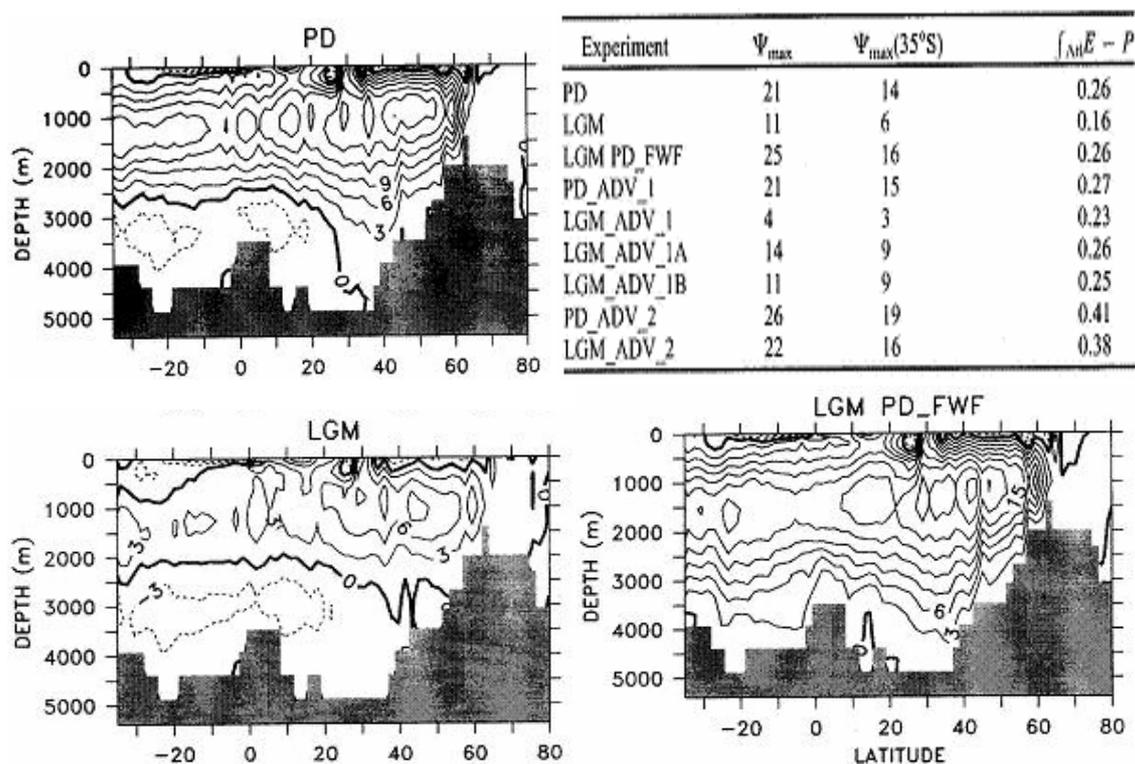


Figure 18. 大西洋での経年平均南方 overturning の流線関数 [Schmittner et al., 2002]. (上段)現在, (下段, 左)LGM シミュレーション, (下段, 右)現在の表層淡水フラックスなしで LGM 境界条件でのシミュレーション。等値線間隔は 3 Sv で, 点線が負の値に対応する。

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 である (Table 4)。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。

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)。

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_q 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_q 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。

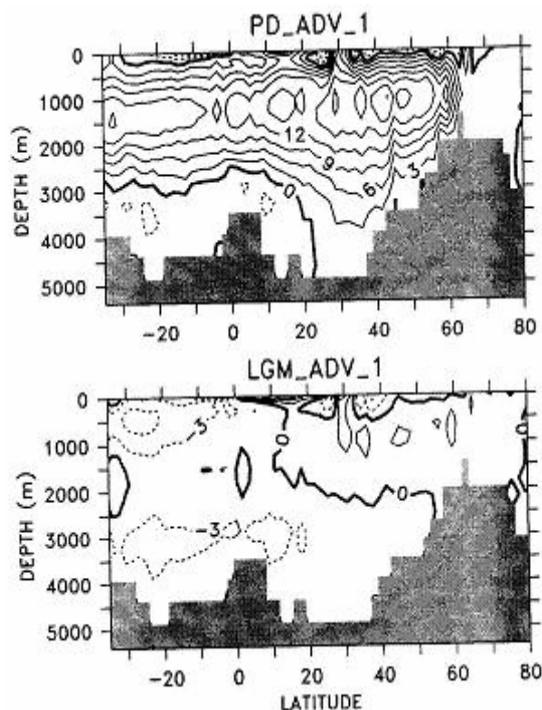


Figure 21 (上段)PD_ADV_1 と(下段)LGM_ADV_1 の年平均した大西洋南方 overturning [Schmittner et al., 2000]. 水分移送速度 u_q は NCEP の再解析データの現在の気候値を用いる。

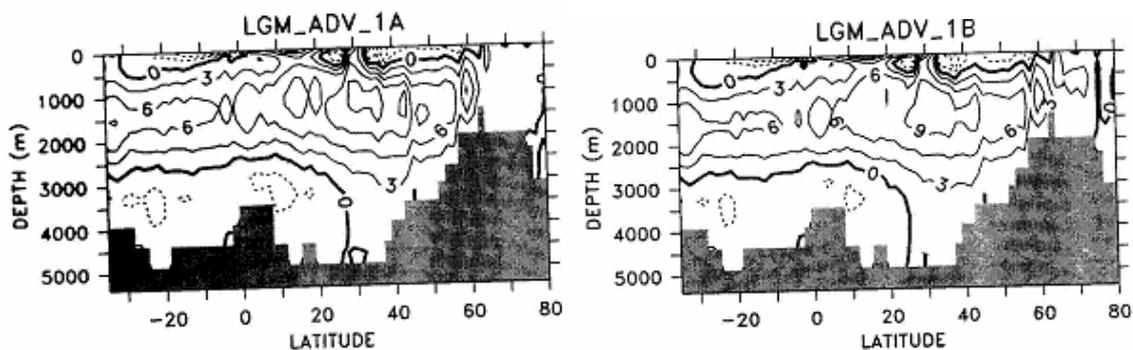


Figure 22. LGM_ADV_1A シミュレーションによる大西洋南方 overturning の流線関数 [Schmittner et al., 2002]. GFDL モデルの偏差が現在の水分移流速度に加えられた。

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。

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. 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示した. 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_q 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.

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, 減少の割合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

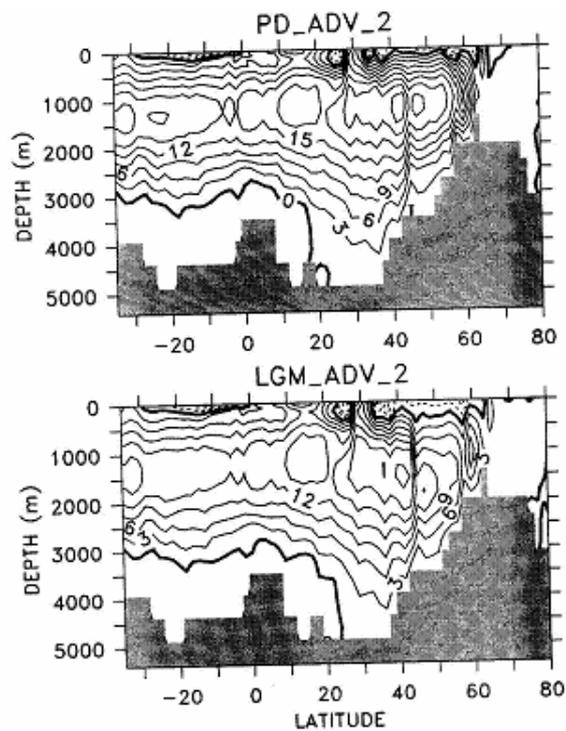


Figure 24. (上段)PD_ADV_2 と(下段)LGM_ADV_2 シミュレーションでの大西洋南方 overturning の流線関数 [Schmittner et al., 2002]. 亜表層風速 u_q は GFDL モデルの現在 (PD_ADV_2 に対して) と LGM (LGM_ADV_2) を用いる.

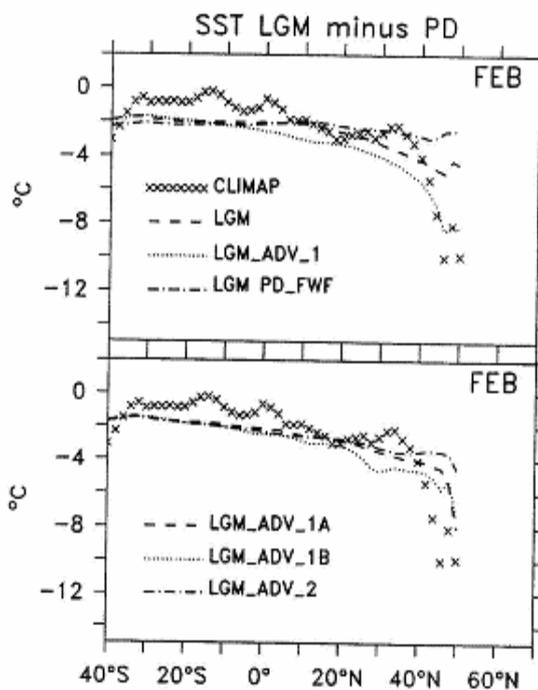


Figure 26. 東西平均した2月のLGMと現在のSST偏差 [Schmittner et al., 2002].

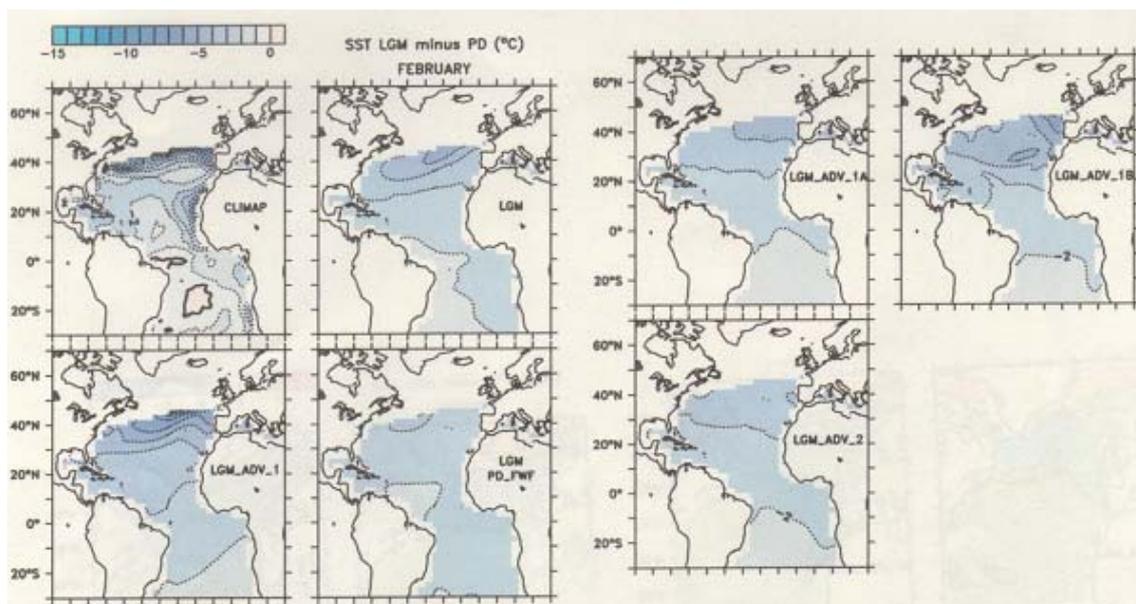


Figure 25. LGM と現在の2月のSST偏差 [Schmittner et al., 2002]. 左上のプロットがモデルグリッドに補間したCLIMAPの復元値. 他のプロットはシミュレーションを示す.

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。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。

3.3.3.2 CLIMAP の 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°C 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。

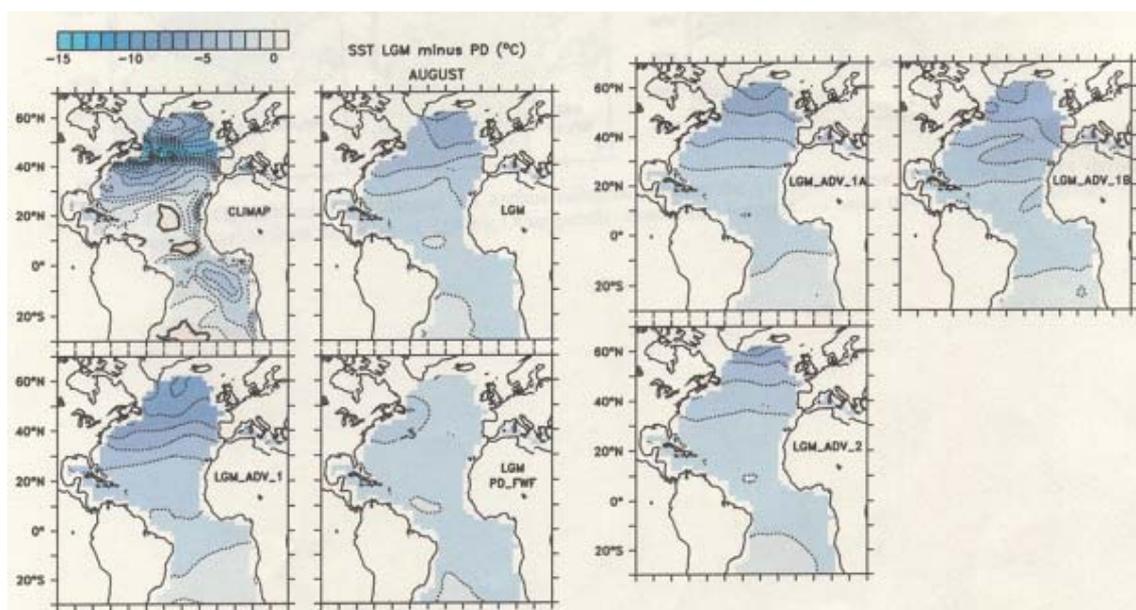


Figure 27. Fig. 25 と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし, 8月の結果である。

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°C) 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

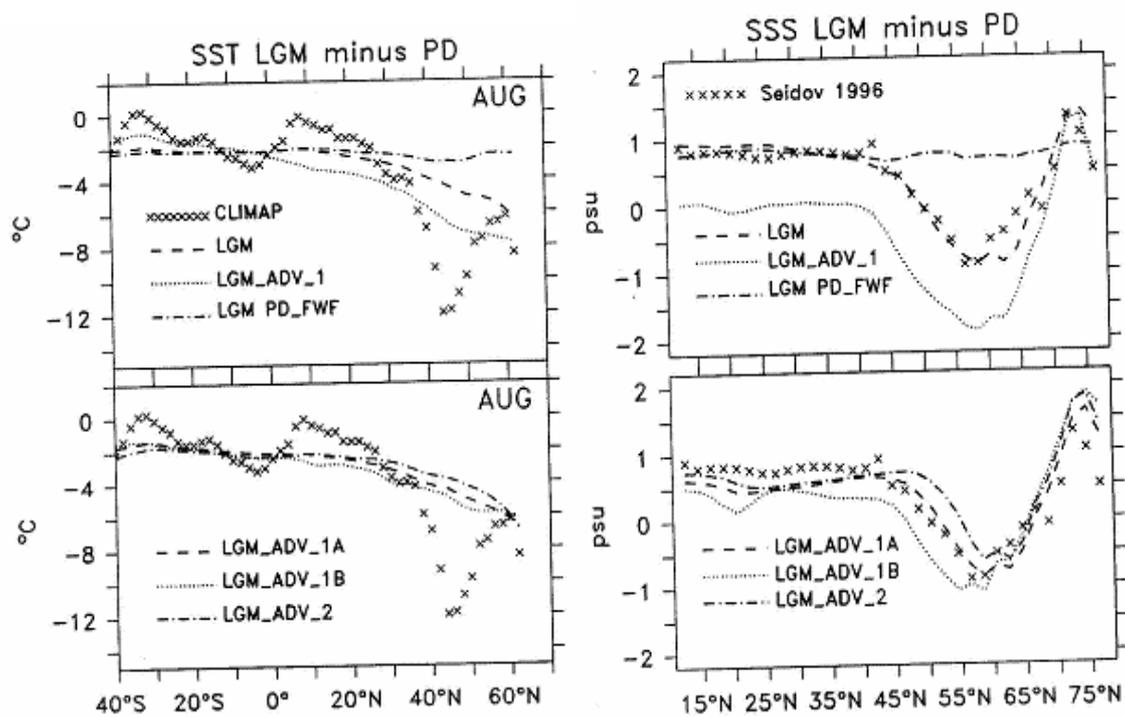


Figure 28. Fig. 26 と同様 [Schmittner et al., 2002].
ただし 8月の結果である.

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

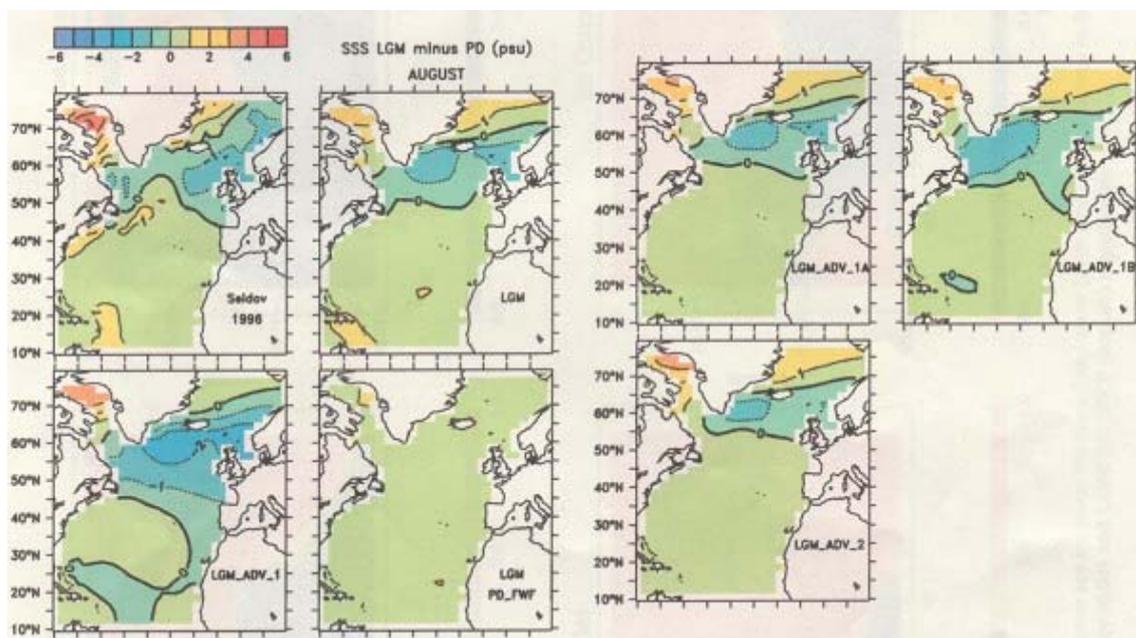


Figure 29. Fig. 27 と同様 [Schmittner et al., 2002]. ただし, Seidov et al. [1996] による SSS の復元値に関する結果である.

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。

3.3.3.3 Seidov' s の SSS

夏季の SSS 変化の図を Fig. 29 に示す。なお、氷床の拡大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、約 3.4×10^{16} m³ の氷量変化や約 86 m の海水位低下(3.2 節)にも一致する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。

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。

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。

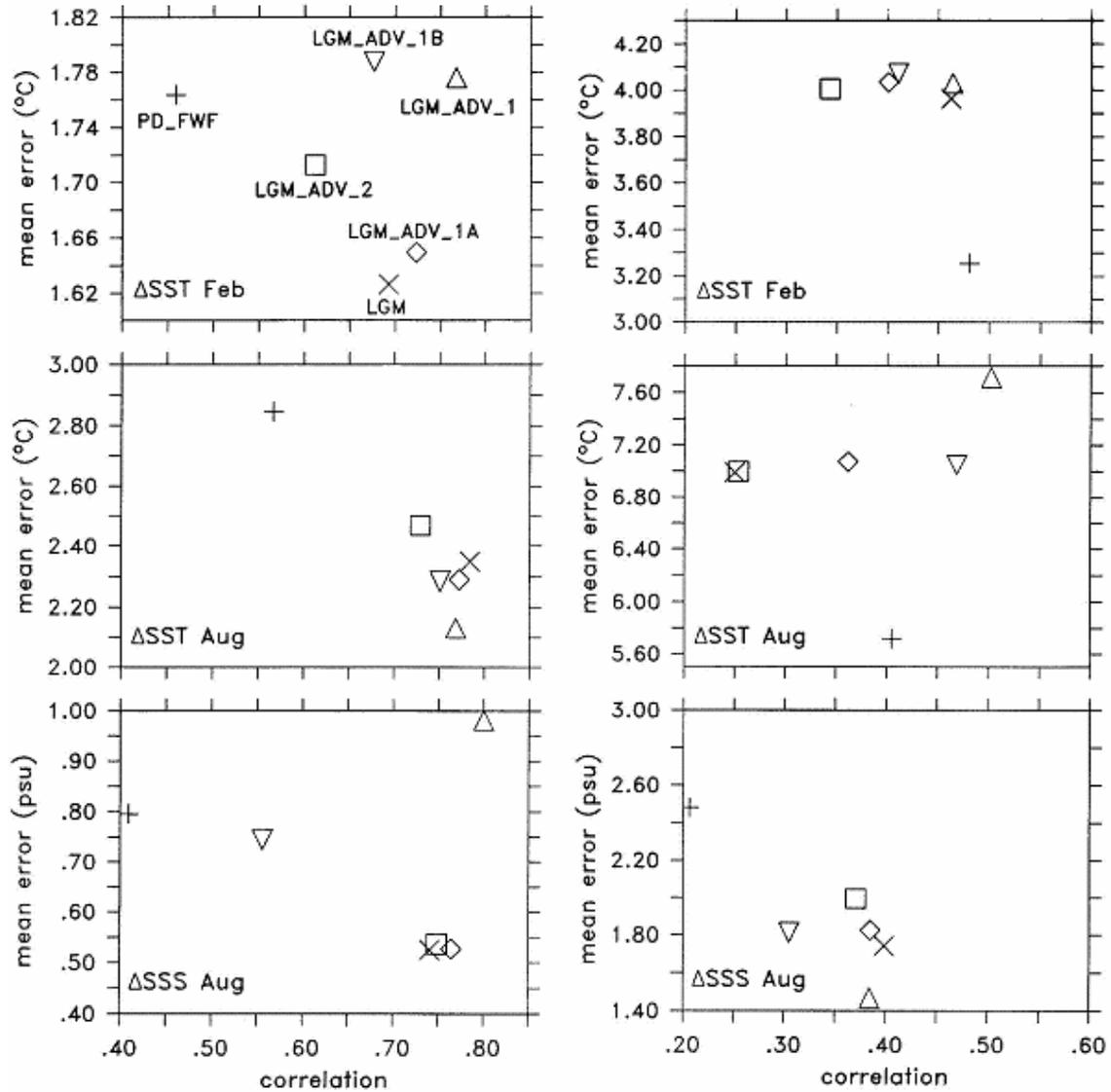


Figure 31. モデル実験の相関係数と平均誤差 [Schmittner et al., 2002]. 軸はそれぞれ異なる. (左)CLIMAP の SST 復元値と Seidov et al. [1996] の SSS 復元値. (右)de Vernal et al. [2000] の SST・SSS 復元値.

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にもできる. 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 Research 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.

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, 信用できるには至らない.

この不正確さの理由は, 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. 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.

4. Younger Dryas (YD)

4.1 YD の概要

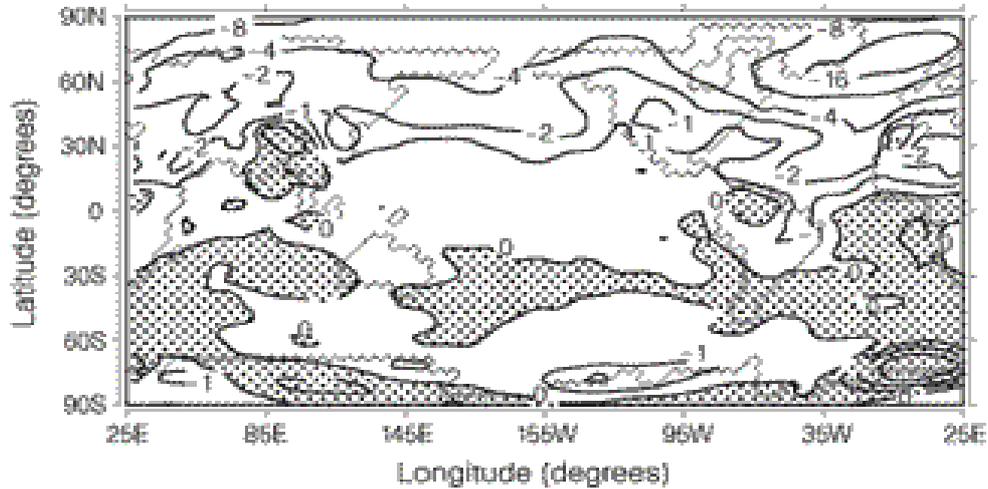


Figure 32. NADW シャットダウン中の地表付近での平均気温の10年(NADW シャットダウンを始めて241-250年目)変動 [Mikolajewicz et al., 1997]. 実線は $\pm 0, 1, 2, 4, 8, 16\text{K}$ の等値線. ドット域は変動が正の地域.

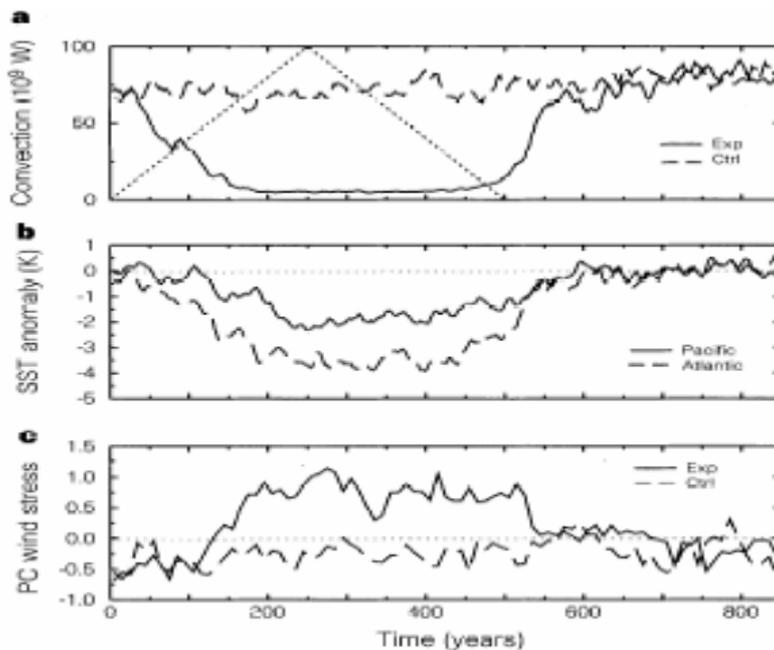


Figure 33. 融解シミュレーション(Exp)(実線)と標準実験(Ctrl)(破線)での時系列 [Mikolajewicz et al., 1997]. 全てのデータはフィルタリング無しの10年平均データである. (a)北大西洋の移流. 点線は250年で最大値 0.625 Sv に達するようにシミュレートした融解水のシミュレーション. (b) SST 偏差. 実線は太平洋の 30°N での SST, 破線は大西洋の $30^\circ\text{N}-70^\circ\text{N}$ を平均した SST を示す. 大西洋の場所によっては 8 K 以上の最大寒冷に達することもある. (c)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

新ドリヤス期 (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トイド氷床の融氷により NADW の突如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 $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ 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 $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ 、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 $0.7 \text{ PW} - 0.1 \text{ PW}$ ($1 \text{ PW} = 10^{15} \text{ W}$) 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た (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。

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 $\delta^{13}\text{C}$ 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_3) 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_4 ）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 $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C_{DIC}$) と PO_4 に負の相関を与える [Kroopnick, 1985 など]． Cd_w のように，海洋 $\delta^{13}C_{DIC}$ 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．

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．よって，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]．

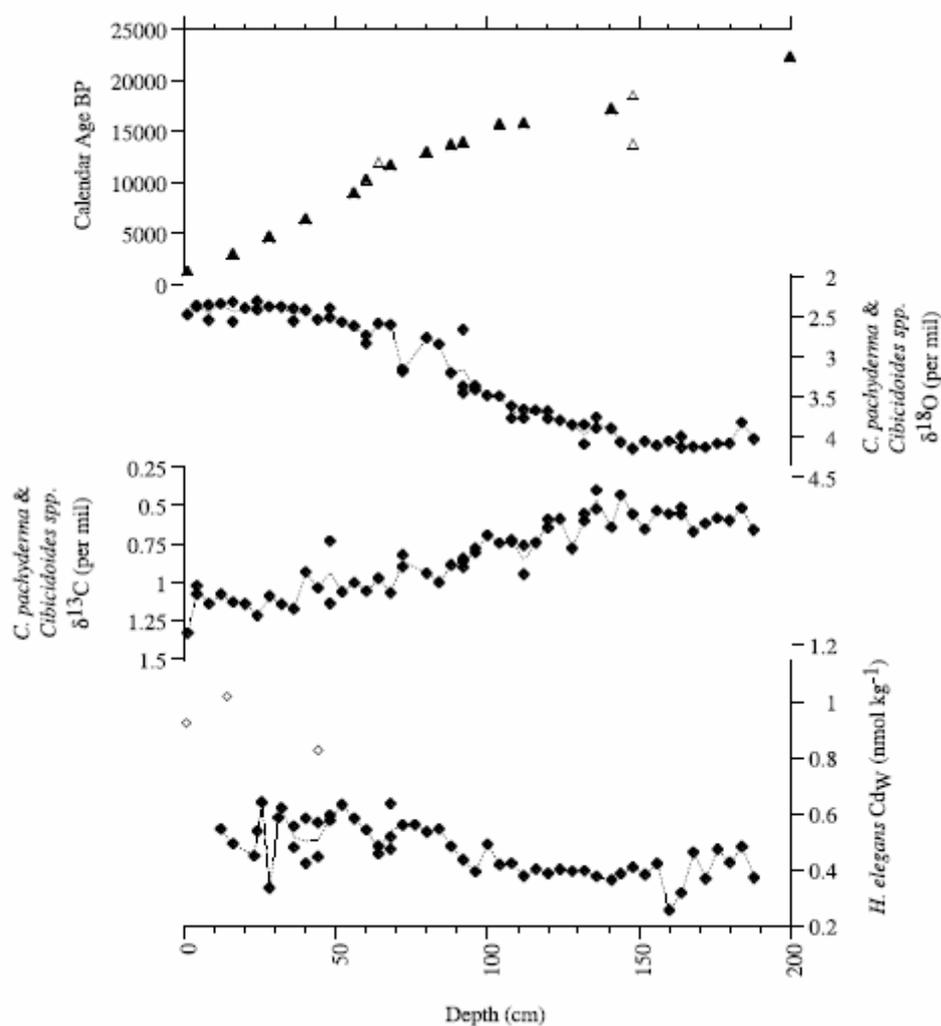


Figure 35. KNR159-5-36GGC コアのデータ [Came et al., 2003]．148cm での暦年代は底生有孔虫 *C. pachyderma* と浮遊性有孔虫 *G. ruber* を用いて得たが，ともに削除した（本文参照）．底生有孔虫の $\delta^{18}O$ と $\delta^{13}C$ の値は Oppo and Horowitz [2000] から引用．底生有孔虫 Cd_w は *H. elegans* を用いて得た．削除した値は塗り潰しされていないマークで示す．

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 $27^{\circ}31'S$, $46^{\circ}28'W$, 1268m 地点で得られた。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 以上が北大西洋中層水から成っていた [Oppo and Horowitz, 2000]。

南大西洋中層コア 36GGC での Cd_w の平均値は最小で 160cm (19.4kyr) での $0.26 \text{ nmol kg}^{-1}$ 、最大で 14cm (2.9kyr) での $1.02 \text{ nmol kg}^{-1}$ 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、十分に試料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、 $0.64 \text{ nmol kg}^{-1}$ の最大値が 25.5cm (4.3kyr) で観測される。氷期 ($0.40 \text{ nmol kg}^{-1}$) と完新世 ($0.55 \text{ nmol kg}^{-1}$) での試料を用いて測定された Cd_w の平均値は、氷期の $0.43 \text{ nmol kg}^{-1}$ 、現在の海水から見積もられた $0.67 \text{ nmol kg}^{-1}$ 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_w データから、全体的に、 Cd_w 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_w 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-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査されたゆっくりとした寒冷化と合わせて、 Cd_w の値は増加し始めた (Fig. 36)。約 12.8ka からの、グリーンランド氷の $\delta^{18}O$ 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_w 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 $0.55 \text{ nmol kg}^{-1}$ 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_w 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_w 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_w データ [Marchitto et al., 1998] と北大西洋深層からの Cd_w 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_w 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_w 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

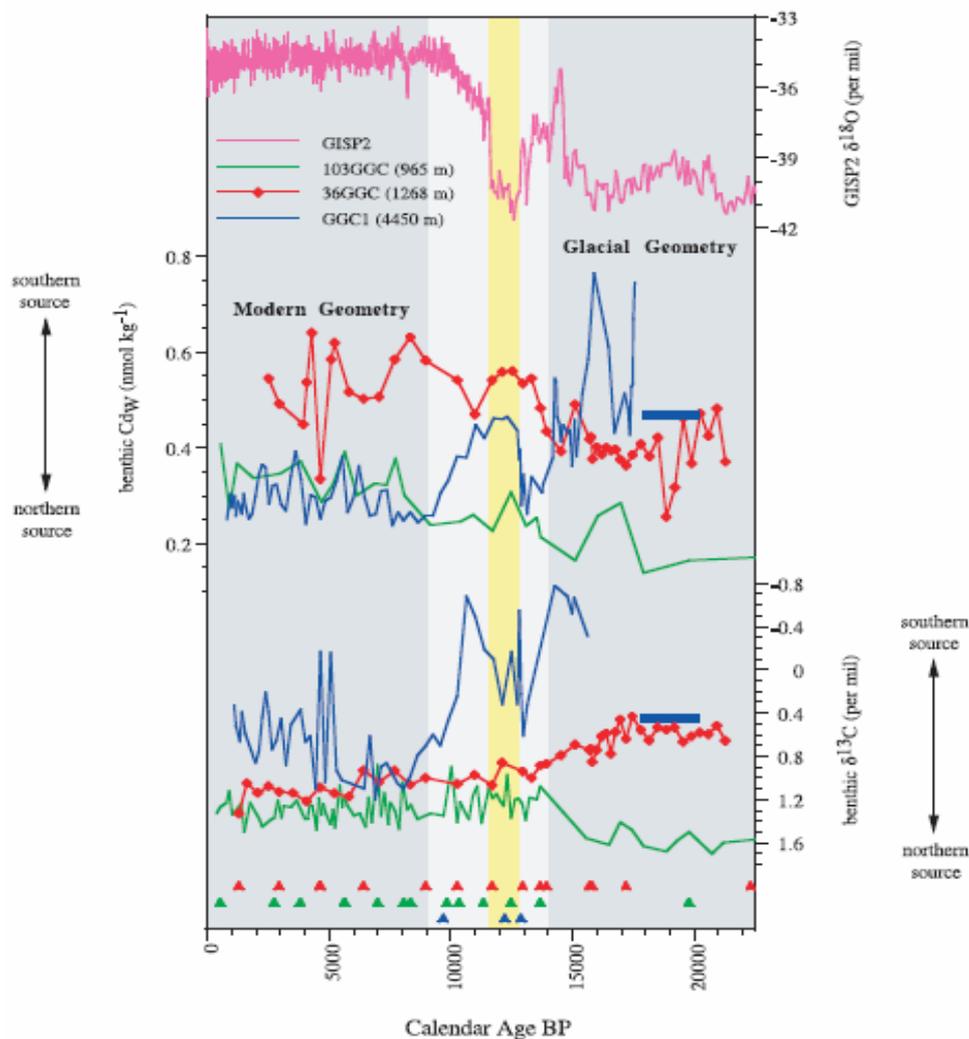


Figure 36. Cd_w と $\delta^{18}O$ データ [Came et al., 2003]. データは (1) GISP2 による $\delta^{18}O$ (pink) [Grootes et al., 1993]; (2) KNR159-5-36GGC (red), OC205-2-103GGC (green) [Marchitto et al., 1998], EN120-GGC1 (blue) [Boyle and Keigwin, 1987] での平均 Cd_w ; (3) 36GGC (red) [Oppo and Horowitz, 2000], 103GGC (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_w 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る (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⁵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.

⁵ 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.

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_w 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⁶によって導かれる GISP2 の $\delta^{18}O$ 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 $\delta^{18}O$ の急激な減少と同時に始まった。 Cd_w 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_w 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_w 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する開始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 S01 (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_w の値は YD の値に似ているが、2 つの中層での Cd_w 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。

9 ka までに全ての Cd_w 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 $\delta^{18}O$ 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。北大西洋深層コア EN120-GGC1 と、北大西洋中層コア OC205-2-103GGC、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_w データによって推定されたものと似ている (Fig. 36)。 Cd_w 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_w 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_w 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_w 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。

6 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。

4.3 北大西洋の北太平洋へのテレコネクション

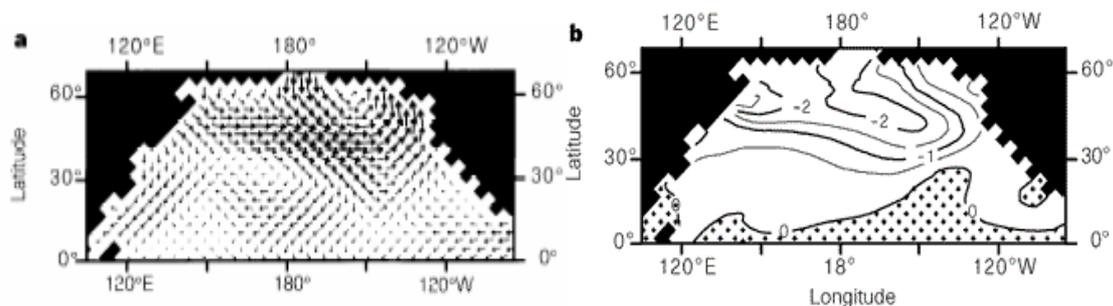


Figure 38. (a)北半球の風応力の EOF 第1モード(全変動の 38.5%を説明). (b)SST 変動(単位は K) [Mikolajewicz et al., 1997]. SST 変動は風応力の EOF 第1モードを線形回帰分析して求める. 風応力が SST に大きく関わるにつれて, シベリアからの寒気をより引き寄せる.

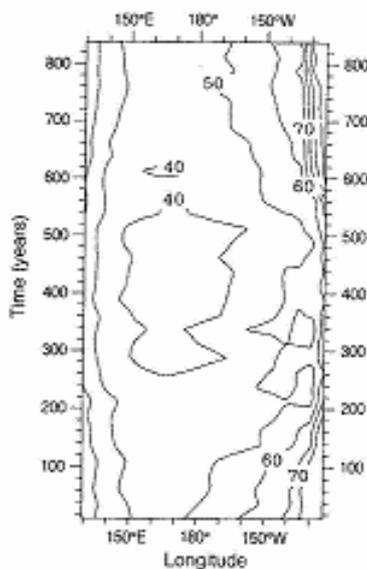


Figure 39. 35°N 太平洋での深さ 450m と海表面との放射性炭素の差 ($\Delta 14C$) を示すトレーサーモデル [Mikolajewicz et al., 1997]. $\Delta 14C$ は $14C/12C$ で与えられ, 単位は‰である.

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.

4.1 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深さは 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)) 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) での大気への応答は, 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⁷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 $\Delta^{14}\text{C}$ の結果を Fig. 39 に示す. アメリカ西海岸沿いでは $\Delta^{14}\text{C}$ 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 $\Delta^{14}\text{C}$ 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 ^{14}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.

⁷ 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.

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^{13} 、 C^{14} 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_w 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_w 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.