

4. 海洋物質循環と古海洋*

山中 康裕**

1. 気候システムと古気候・古海洋

過去の地球表層環境(古気候・古海洋)をいわゆる地質学的記録より知ろうとすれば、予めどのような環境でどのような記録が残るのかという知識が必要になる。すなわち、過去の地球表層環境を理解することは、より広い気候システムの振舞いを理解することに他ならない。気象学・海洋物理学で主に扱う風速・流速・温度・降水・塩分などの物理場が直接的に記録されるのではなく、氷床・湖底・海底コアなどに含まれる花粉・有孔虫・同位体・有機物などが直接的な証拠として残る。物質循環は、それ自身気候システムの一部として重要であるが、物理場と地質学的記録を結び付けるものなので、その研究は気候力学と古気候学・古海洋学との橋渡しを行なう点で重要なものである。ここでは、海洋物質循環と堆積環境との関係について解説し、海底コアやモデルによる研究などから明らかになった過去の海洋循環の例として、氷期・間氷期サイクルおよび中生代における海洋循環像について簡単に述べることにする。

2. 海洋循環・海洋生物生産と堆積環境

現在の海洋で生物生産を制限しているものは、海洋生物の元素組成($P:N:C=1:16:106$)と海水中での組成($P:N:C=1:15:1017$)から分かるように、リン酸塩・硝酸塩・ケイ酸塩などの栄養塩と呼ばれるものであり、その濃度は、生物活動により深層が高く表層でほとんど0に近づいている。従って、生物生産の地域分布は深層からの栄養塩供給によってほぼ決まり、赤道湧昇・ペルー沖などの沿岸湧昇や高緯度の混

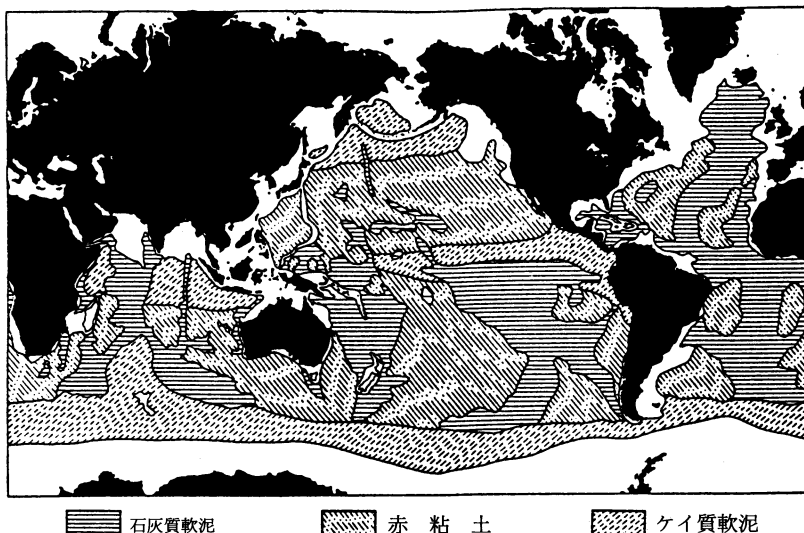
合層が深くなる地域において生物生産が高くなっていく。生物活動に伴って、動植物プランクトンの生物組織(particulate organic matter, POM)や殻(方解石、オパール)などは、沈降粒子(いわゆるマリン・スノー)として中層や深層へ運ばれる。

一方、全海洋の温度躍層以深を占める底層水・深層水は、現在、グリーンランド沖および南極大陸周辺の極めて限られた地域で生成されている。この底層水・深層水は、太平洋などの他の地域で温められつつ湧昇し、中層や表層を通じてまた生成域へ戻るという全海洋規模の熱塩循環を形成している。北大西洋深層水(North Atlantic Deep Water, NADW)は深層を大西洋から南極海を経てインド洋や太平洋へ流れていくうちに、表層から深層へ降ってきた沈降粒子を徐々に溶かし込んでゆき、栄養塩に富む水へと変質してゆく。Broeckerは、深層循環が上から沈降粒子を溶かし太平洋へと運んでゆき、表層で戻るときに沈降粒子としてこぼれてゆく様子をコンベヤー・ベルトにたとえ、全海洋規模の熱塩循環をコンベヤー・ベルトと呼んでいる(Broecker and Peng, 1982)。従って、深層水中の栄養塩濃度は大西洋に比べ太平洋で高くなっており、特に沈降粒子中のオパールは生物組織に比べ深いところで溶けるため、深層水中のケイ酸塩濃度は、リン酸塩や硝酸塩に比べ、大西洋で非常に低く表層水の濃度に近づいている。そのために、植物プランクトンのうちオパールの殻を持つ珪藻などは太平洋・南大洋に生息している。このように、海洋循環のもとで、生物生産分布と栄養塩分布はお互いに影響しながら決まる。

外洋の海底堆積物は、陸起源の碎屑性物質(detritus)・生物起源(プランクトンの殻)の方解石(calcite)・オパール(opal)の3つに大きく分けられる。碎屑性物質は、陸に近い所に多く堆積し、その量は陸上の乾燥や風速によって決まる。方解石・オパー

* Marine biogeochemical cycles and paleoceanography.

** Yasuhiro Yamanaka, 東京大学気候システム研究センター。



第1図 現在の海底堆積物の主な成分についての分布。(Lisitzin, 1972; 西村, 1983より).

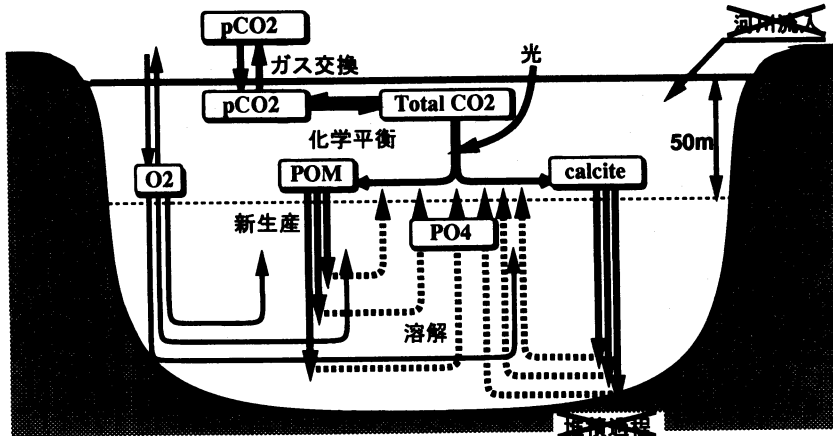
ルは、生物生産の高いところで堆積しやすい。深い所では方解石の溶解が大きいため（溶解度積の圧力依存性）、方解石は浅いところに堆積する。堆積物中のオパールは、どの深さでも徐々に溶け出すため、生物生産が特に高いところの海底で堆積する。また、生物組織の量は、沈降粒子中では方解石やオパールの量より多いが、堆積物中にはほとんど残らない。第1図に現在の海底堆積物の主な成分についての分布を示す。オパールは、生物生産が特に高い地域のうち、太平洋赤道域・北太平洋高緯度・南大洋で堆積しているが、大西洋赤道域・北大西洋高緯度では堆積していないことがわかる。これは、先ほど述べたように現在の深層循環のパターンによって決まっている。また、方解石は浅いところに堆積するため中央海嶺で堆積する。北太平洋で方解石が堆積しないのは、北太平洋の海底が深いためもあるが、北大西洋から流れて来る間に表層から深層に降ってきた生物組織をよく溶かし込んでいるため、1 km 程度の比較的浅いところでも海水中の CO_3^{2-} 濃度が低くなっていて、方解石が溶けるためである。方解石が堆積しないような深海底では、陸起源の碎屑性物質が赤粘土 (red clay) としてごくごくゆっくりと堆積する。このように海洋循環は、生物生産分布と栄養塩分布に影響を与え、さらに海底堆積物の分布を決めていることが分かる。

海洋大循環モデルに第2図に示すような簡単な生物化学過程を組み込んだモデルを用いた研究は、90年代

に入って行なわれている (Bacastow and Maier-Reimer, 1990; Najjar *et al.*, 1992; Yamanaka and Tajika, 1996)。この簡単な生物化学過程を組み込むことによって、上で述べたような全海洋規模の生物生産の水平分布、栄養塩・溶存酸素分布・全炭酸・炭素同位体などの3次元的な濃度分布、大気中二酸化炭素濃度、さらに堆積物の水平分布などを計算できるようになった。

3. 氷期における海洋物質循環

最近10年間、グリーンランドの水床コアおよび北大西洋の海底コアより、氷期から現在の間氷期へ遷移する際に訪れた一時的な寒冷化（新ドライアス事件、Younger Dryas; ^{14}C 年代で約11000~10000年前）について議論されている（例えば、Broecker *et al.*, 1988; Keigwin *et al.*, 1991）。特に最近数年間、グリーンランド水床頂上で掘削された高時間分解能の水床コア GISP2 や GRIP (Taylor *et al.*, 1992; GRIP members, 1993) や高堆積速度の海底コア (Broecker, 1994) によって約2000年程度の周期で温暖/寒冷期が訪れるダングスガード-オシュガー周期 (Dansgaard-Oeschger cycles) や約1万年程度の周期でローレンタイド氷床が崩壊するハインリッヒ事件 (Heinrich events; Heinrich, 1988) が知られるようになった。特に、グリーンランドの水床コアに記録されている数十年というごく短い期間に温暖・寒冷期の遷移したこと



第2図 海洋大循環モデルに組み込まれた簡単な生物化学過程(山中, 1994a). $p\text{CO}_2$ は二酸化炭素分圧, POM は粒子状有機物, O_2 は溶存酸素, PO_4 はリン酸塩を表す. 海洋中の二酸化炭素分圧は, 全炭酸 (Total CO_2) \cdot アルカリ度 \cdot 温度 \cdot 塩分より化学平衡の元で得られ, 新生産は有光層 (50 m) 内でリン酸塩濃度と光強度の関数として求め, 大気海洋間のガス交換は二酸化炭素分圧差より与えられる. 河川流入 \cdot 堆積過程は考慮していない.

(Dansgaard *et al.*, 1989; Lehman and Keigwin, 1992) は, NADW の生成量の強弱に伴う南北熱輸送の変化および大気循環の変動によるものと考えられている.

モデルによる先駆的研究は, Manabe and Stouffer (1988) による大気海洋結合大循環モデルで得られた2つの定常解 (NADW が形成された場合/されなかった場合) を新ドライアス事件に当てはめた議論である. 最近では, 簡略海洋2次元モデル (Stoecker and Wright, 1991) や大気海洋結合大循環モデル (Manabe and Stouffer, 1995) を用いてローレンタイド水床からの融け水を与えたようなより具体的な状況でのNADWの振舞いが示されている. また, 最近では, 氷期における二酸化炭素濃度低下に注目し, 海洋物質循環がどのようなになっているかという研究が行なわれ始めている (Heinze *et al.*, 1991; Archer and Maier-Reimer, 1994).

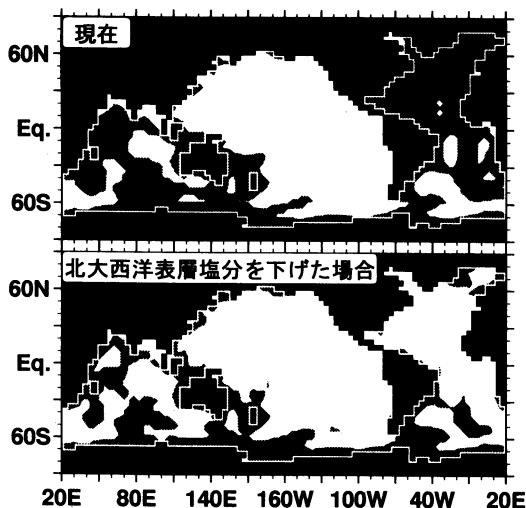
最終氷期 (約2万年前) には, NADW の形成が弱くなっていたことが最近の研究で分かってきている (例えば Boyle and Keigwin, 1987), それに伴って北大西洋で方解石の溶解の程度が変化したことも知られている (例えば Broecker, 1994). 初めに述べた言い方をすれば, 方解石の溶け方の変化や $\delta^{13}\text{C}\text{-Cd/Ca}$ の変化という地質学的記録から NADW の形成が弱くなったと解釈されている. 従って, 氷期 \cdot 間氷期サイクルに伴った深層循環の変動の記録は, 例えば, 堆積

物中に北大西洋の方解石の含有率という縞々の形で残っているということになる.

ここでは, 浮遊性有孔虫の酸素同位体から知られている氷期北大西洋の表層海面塩分が現在より低かったことを利用して, 海洋生物化学大循環モデルで計算した結果を紹介する (山中, 1994b). 第3図に, 北大西洋の表層塩分を現在より3psu (いわゆる3%) 下げた場合の海底における方解石の堆積分布を示す. このとき, NADW は消失し代わりに NAIW (North Atlantic Intermediate Water) の塩分極小層が拡がり, 北大西洋で方解石が堆積しなくなる. これらは, 海底コアから得られていることと調和的なものであり, 二酸化炭素低下の1つの原因と考えられている Boyle (1988) の仮説を定性的には支持する結果である (定量的には難しい). 但し, 大西洋深層における $\delta^{13}\text{C}$ の分布は, 現在の太平洋深層に似たものとなり, 海底コアから得られている分布とは異なる. これは, ここで示した結果は北大西洋の表層塩分を現在より3psu 下げ NADW が消失した状態であるのに対し, 現実の氷期には, 弱いながらも NADW が生成している違いを反映していることが考えられる.

4. 暖かな気候における海洋循環

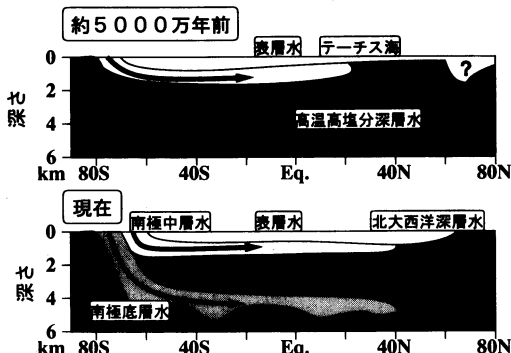
オパールの堆積分布より, 約300万年前から北大西洋で深層水が形成される現在のような深層循環になったと考えられている (Woodruff and Savin, 1989). 最近



第3図 海洋生物化学大循環モデルで計算された方解石の堆積分布(山中, 1994 b). 堆積している領域を塗りつぶしてある.

6500万年間の新生代における海洋循環は、大陸配置と寒冷化に伴って変遷してきた(詳しい解説は多田(1991)を参照). 新生代の始めの時期においては、深層水の水温が $15\sim 18^{\circ}\text{C}$ で表層より $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ 高く塩分濃度も表層より高かった(Railsback, 1990) ことなどから、低緯度で高温高塩分深層水(Warm Saline Deep Water, WSDW)が形成されていたことが考えられている(第4図). すなわち、現在は、極域で冷却され表層水温が低くなり、沈み込んで深層水を形成しているが、この時期には、低緯度で多く蒸発し表層塩分が高くなり、沈み込んで深層水を形成したと考えられている. 前者の場合南北温度差によって駆動され、後者の場合南北塩分差によって駆動されている. 古くから理論的には、このような2つのタイプの循環が考えられ、海洋表層塩分濃度が降水-蒸発によって決まることから、多重解をもつなどの性質がよく知られている(Stommel, 1961). しかし、理想化した海陸配置のもとで大気中二酸化炭素濃度を8倍に増加させた大気海洋結合大循環モデルの結果(Manabe and Bryan, 1985)や大気大循環モデルと海洋大循環モデルを組み合わせた中生代の超海洋(パンタラッサ海)の実験(Kutzbach *et al.*, 1990)では、低緯度での沈み込みが難しいことを示している.

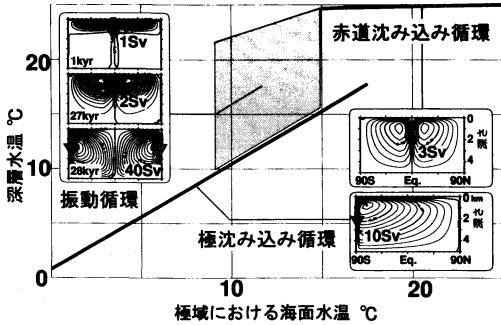
また、白亜紀の時代に相当する地層から黒色の有機物に富んだ薄い縞が見られる層(black shale)が見つかる. 当時の海底が無酸素状態になっていたと考えら



第4図 新生代始めおよび現在の大西洋の海洋循環の模式図(Kennett and Stott, 1990に加筆).

れることから、海洋無酸素事変(oceanic anoxic event)と呼ばれている. その成因には諸説あるが、Herbert *et al.* (1986)は、堆積物を時間高分解能(約4000年)で解析することによって、約2万年間隔で間欠的に海洋無酸素状態が存在すること、海洋無酸素状態の時期と海洋生物生産が低い時期が一致することを示した. さらに、日射量の変動のため(いわゆるミランコビッチ・サイクル)海洋循環が間欠的に停滞したためと推定したが、氷床がない時期にどのようなメカニズムで起こるのかは今後の課題とした.

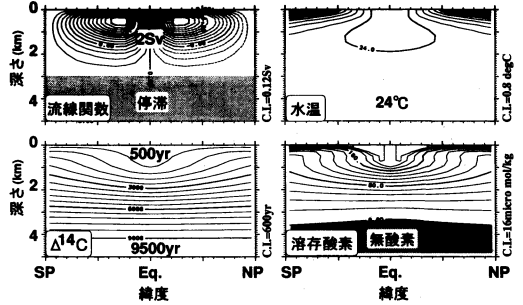
ここでは、解釈が簡単かつ長時間積分が出来るシンプルモデルをもちいて、熱塩循環の基本的な振舞いを調べた我々の研究を紹介する(山中・阿部, 1995, Yamanaka and Abe-Ouchi, 1996). 用いた海洋循環のモデルは、大西洋程度の大きさの海洋を考え、準定常地衡流近似し東西平均した流体方程式に基づいたもので、流速についてはコリオリ項および圧力項(と鉛直粘性項)がバランスするものと仮定し、温度・塩分については時間変化・移流・拡散項からなる基礎方程式をそのまま解くことにする(Stocker and Wright, 1991). 海面での境界条件は、南北で赤道対称なものを与える. 塩分に関しては、極の参照温度が 0°C のとき現在の海面塩分になるような降水・蒸発フラックス(低緯度で蒸発大・高緯度で降水大)を与える(全ての場合同一). 温度に関しては、赤道で 25°C 、極で $0\sim 25^{\circ}\text{C}$ となる海面参照水温に緩和させる. 例えば大気中二酸化炭素濃度が高くなる時に、大気安定成層及びアイスアルベドフィードバックのため、高緯度地域の海面水温上昇は、赤道のものよりも大きいこと(Manabe and Bryan, 1985)などに対応させ、極の海面参照水温



第5図 極域表層水温を変化させた場合に得られた赤道沈み込み定常循環・極沈み込み定常循環・振動循環の3つの解に対応する深層水温および子午面流線関数 (Yamanaka and Abe-Ouchi, 1996). 振動循環における深層水温は、ハッチした領域内を振動する。流線関数の値の単位は、Sv ($=10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)。

を変化させることでケーススタディを行なう。さらに、簡単な生物化学過程として、Yamanaka and Tajika (1996) のうちリン酸塩・溶存酸素・ $\Delta^{14}\text{C}$ に関するものを組み込んだ。

得られた極域表層水と深層水の水温の関係を第5図に示す。南北温度差が大きい場合には極で沈み込み、深層水温は極域表層水温にほぼ一致し、南北温度差が小さい場合には赤道で沈み込み、深層水温は赤道表層水温にほぼ一致する。その間 (約15~17°C) には両方の解が存在する領域がある。興味深いのは、振動し続ける解が存在する (約9~15°C) ことである。この解は、ごく短時間極沈み込み循環によって冷たく重たい水が深層水として供給されるが、すぐにごく浅い赤道沈み込み循環にとって代われ、深層の大部分は停滞し表層から徐々に鉛直拡散によって温められてゆき弱い赤道沈み込み循環が海底に達して深層水が十分に暖かくなると、再び極で冷たく重たい深層水が沈むようになる、といった振舞いをする。これは、極沈み込み循環の速度が遅くなると低緯度表層の高塩分水の移流が減るため、極域の塩分濃度が下がり、極域の塩分成分層が強くなり、ますます循環速度が遅くなるという、halocline catastrophe と呼ばれる正のフィードバック (Bryan, 1986) が知られているように、降水・蒸発フラックスと塩分との関係による。この振動の周期は鉛直拡散係数 A_{hv} が $0.4 \text{ cm}^2/\text{s}$ の場合には約27000年になり、 $0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$ の場合には約54000年になる。鉛直拡散による時間スケール ($t = (\text{海底の深さ})^2/A_{hv}$) で



第6図 鉛直拡散係数が $0.3 \text{ cm}^2/\text{s}$ のときの深層が停滞した時期の子午面流線関数・水温・ $\Delta^{14}\text{C}$ 年齢・溶存酸素濃度 (Yamanaka and Abe-Ouchi, 1996)。

決まっている。このことは、海洋物理学的視点から、深層水が鉛直拡散から決まる時間スケール以上の長期間停滞することはありえないことを示している (徐々に上から温めていくことなど巧妙な状況を考えても現実的な範囲では難しい)。白亜紀の無酸素事変に限らず一般に、地質学的証拠から深層循環が数100万年以上停滞していたという単純な解釈がしばしばなされるが、どのような状況でそのような地質学的証拠が記録されるかということ、海洋物質循環の立場から注意深く見直す必要がある。

深層水が停滞した時期には、第6図に示すように、深層水の $\Delta^{14}\text{C}$ 年齢 (表層から離れてからの時間) は、鉛直拡散係数による交換のみになりその年齢は約9000年となり、海底では無酸素状態が広がる。このとき、深層循環が弱いために生物生産は低くなっており、Herbert *et al.* (1986) と調和的である。深層水の溶存酸素濃度は大まかに言えば生物生産と深層循環との強さの比になっており、思考実験をすれば明らかだが、深層循環が停滞しているとき生物生産は相対的には最も強くなる。従って、全海洋の栄養塩濃度が決まっている場合である上の結果は直観的に理解される。一方、陸上・大陸棚からの栄養塩供給によって無酸素事変が生じるならば、深層循環速度には大きく依存せず、生物生産が多いときに無酸素状態になるので、Herbert *et al.* (1986) とは矛盾してしまう。

海洋の境界条件として降水・蒸発フラックスを用いた場合、熱塩循環の振舞いは、現実海洋よりそのフラックスに過敏であることが一般に知られている。従って、この研究で得られた結果は、大気海洋結合系でさらに注意深く検討する必要がある。大気大循環モデルを用いた大気中二酸化炭素濃度を現在の100倍まで上げて

いった感度実験の結果では、大気中二酸化炭素濃度が高くなるにつれ、大気による南北水輸送が強まること示されている (Ohfuchi, 1994). このことは、降水・蒸発フラックスを固定したものより大気海洋結合系で、赤道沈み込み循環がより存在しやすいことを示唆している。仮に、大気海洋結合系において、ここで得られた振動解が得られないとしても、赤道沈み込み循環・極沈み込み循環が起こる境界領域では、熱塩循環の振舞いは極域の表層水温に敏感である。この境界領域にある場合、熱塩循環の振舞いは、極域の表層水温の変動を通じてミランコピッチ・サイクルに強く影響され、ここで得られた振動解のようになることが期待される。従って、ここで得られた結果は、暖かな気候における深層循環の基本的な振舞いを表現していると考えられる。

5. おわりに

ここでは、海洋物質循環を通じて、過去の地球表層環境の一例として海洋熱塩循環の振舞いを見てきた。このことは、単なる過去の事実の記述に留まらず、熱塩循環の特性を理解してゆくことにつながる。Manabe and Stouffer (1993) が示した地球温暖化に伴う熱塩循環の振舞い (大気中二酸化炭素濃度が現在の4倍になる場合には、NADWの生成が止まり、現在の深層循環と異なる状態のまま現在の状態に戻らないこと) から分かるように、海洋物質循環および古海洋の研究は、熱塩循環の特性の基本的な理解を通じて、地球温暖化問題とも結び付いている。阿部彩子さん(東京大学・気候システム研究センター)との議論が本講演を行なう際に非常に役に立ちました。

参 考 文 献

- Archer, D. and E. Maier-Reimer, 1994 : Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration, *Nature*, **367**, 260-263.
- Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1990 : Ocean circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dynamics*, **4**, 95-125.
- Boyle, E. A., 1988 : Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles, *Nature*, **331**, 55-58.
- Boyle, E. A. and L. D. Keigwin, 1987 : North Atlantic thermohaline circulation during the past 20000 years linked to high-latitude surface temperatures, *Nature*, **330**, 35-40.
- Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1987 : The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum, *Clim. Dynamics*, **1**, 87-100.
- Broecker, W. S., 1994 : Massive iceberg discharges as triggers for global climate change, *Nature*, **372**, 421-424.
- Broecker, W. S., M. Andree, G. Bonani, W. Wolfli, H. Oeschger, M. Klas, A. Mix and W. Curry, 1988 : The chronology of the last deglaciation : Implications to the cause of the Younger Dryas events, *Paleoceanog.*, **3**, 1-19.
- Broecker, W. S., and T. -H. Peng, 1982 : Tracers in the Sea, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades.
- Bryan, F., 1986 : High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations, *Nature*, **323**, 301-304.
- Dansgaard, W., J. W. C. White and S. J. Johnsen, 1989 : The abrupt termination of the Younger Dryas climate event, *Nature*, **339**, 532-534.
- Greenland Ice-core Project (GRIP) Members, 1993 : Climate instability during the last interglacial period record in the GRIP ice core, *Nature*, **364**, 293-297.
- Heinrich, H., 1988 : Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130000 years, *Quat. Res.*, **29**, 142-152.
- Heinze, C., E. Maier-Reimer and K. Winn, 1991 : Glacial pCO₂ reduction by the world ocean : Experiments with the Hamburg carbon cycle model, *Paleoceanogr.*, **6**, 395-430.
- Herbert, T. D., R. F. Stallard and A. G. Fischer, 1986 : Anoxic events, productivity rhythms, and the orbital signature in a mid-cretaceous deep-sea sequence from central Italy, *Paleoceanog.*, **1**, 495-506.
- Keigwin, L. D., G. A. Jones and S. J. Lehman, 1991 : Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation and abrupt climate change, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16811-16826.
- Kennett, J. P. and L. D. Stott, 1990 : Proteus and proto-oceanus : ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results : ODP Leg 113. In Barker, P. F., J. P. Kennett *et al.*, Proc. ODP, Sci. Results, 113, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 865-880.
- Kutzbach, J. E., P. J. Guetter and W. M. Washington, 1990 : Simulated circulation of an idealized ocean

- ofr Pangaeen time., *Paleoceanog.*, **5**, 299-317.
- Lehman, S. J. and L. D. Keigwin, 1992 : Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation, *Nature*, **356**, 757-762.
- Manabe, S. and K. Bryan, 1985 : CO₂-induced change in a coupled ocean-atmosphere model and its paleoclimatic implications, *J. Geophys. Res.*, **90**, 11689-11708.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1988 : Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Clim.*, **1**, 841-866.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1993 : Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system, *Nature*, **364**, 215-218.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1995 : Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, **378**, 165-167.
- Najjar, R. G., J. L. Sarmiento and J. R. Toggweiler, 1992 : Downward transport and fate of organic matter in the ocean : Simulations with a General Circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **6**, 45-76.
- 西村雅吉編, 1983 : 海洋化学—化学で海を解く—, 産業図書.
- Ohfuchi, W., 1994 : The sensitivity of an atmospheric general circulation model to large changes in carbon dioxide level, Ph. D. thesis, Princeton University, 131 pp.
- Railsback, L. B., 1990 : Influence of changing deep ocean circulation on the Phanerozoic oxygen isotopic record, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1501-1509.
- Taylor, K. C., Q. W. Lamorey, G. A. Doyle, R. B. Alley, P. M. Grootes, P. A. Mayewski, J. W. C. White and L. K. Barlow, 1992 : The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change, *Nature*, **351**, 729-732.
- Stocker, T. F. and D. G. Wright, 1991 : Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes, *Nature*, **351**, 729-732.
- Stommel, H., 1961 : Thermohaline convection with two stable regimes of flow, *Tellus*, **13**, 224-230.
- 多田隆治, 1991 : 新生代における表層環境変化. 地学雑誌, **100**, 937-950.
- 山中康裕, 1994 a : 海洋炭素循環に対するモデリング—海洋中の物質分布を再現する試み—, 月刊海洋, 永田豊教授退官記念号, 184-191.
- 山中康裕, 1994 b : 海洋生物化学大循環モデルを用いた炭素循環の研究—地球表層環境の3次元的分布を再現するモデリング—, 月刊地球, 号外**10**, 97-104
- 山中康裕・阿部彩子, 1995 : どのような気候状態が存在するか?—シンプルモデルを用いた研究例—, 月刊地球, **17**, 265-268
- Yamanaka, Y. and A. Abe-ouchi, 1996 : The mechanism of oceanic anoxic events : the behavior of thermohaline circulation, *Paleoceanog.*, (to be submitted)
- Yamanaka, Y. and E. Tajika, 1996 : The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle : Studies using an ocean biogeochemical general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 361-382.
- Woodruff, F. and S. M. Savin, 1989 : Miocene deep-water oceanography, *Paleoceanog.*, **4**, 87-140