

水と地球環境1

—水の特性と環境—

川 幡 穂 高^{1), 2), 3), 4)}

1. はじめに

宇宙からみた地球の景観は印象的である。表層の70%は海が占め、この星が水惑星であることを物語っている。しかも、海は液体の水で充たされ、極域には固体の水が存在しており、雲も存在するので、水蒸気が存在していることもわかる。このように、地球表層には固体-液体-気体の多量の水が存在しているのである。太陽系の惑星あるいは衛星の表面にも水が存在していることがあるが、そのほとんどは気体(水蒸気)あるいは固体(氷)の状態が存在しており、水が液体の形で存在するケースは非常にまれである。地球上では、水(H₂O)は、液相の状態が存在するのが最も多く、ついで固相、気相の順で存在している。

水の重要性は物理的側面と化学的側面に分けられる。物理的側面としては、水の比熱が大きいこととともに潜熱も大きいことが挙げられる。潜熱とは、物質の相が変化するときに必要とする熱エネルギーの量で、水から水蒸気になる時には気化熱が奪われ、氷(固体)から水(液体)、水から水蒸気(気体)に相転移するときには吸熱が起こり、逆の相転移のときには発熱が起こる。このような熱の出入りは、地球表層環境の温度を平準化させる重要な仕組みとして機能している。

化学的側面としては、水は他の物質を溶かしたり、溶けた物質のイオン化を促進する性質がある。そこで、地球表層環境(Earth's surface environments)および地球生物化学的物質循環(Biogeochemical cycle)にとって水という化合物は鍵物質となっている。

この小論では、水と地球環境との関連についてま

とめる。まず、水の物性、塩水となった海水の物性、特に温度と密度について整理する。塩水の性質について解説した後、大規模な氷床が存在した時代、逆に氷床が存在しなかった時代、最後に氷の量に変化した時代の環境について紹介する。本論に引き続く次回には、塩や水に関係したトピックスについて紹介したい。

2. 水の特徴

純粋な水(H₂O)は水素原子2つと酸素原子1つが化合しており、常温、大気圧下で無色透明な液体である。1気圧下での沸点は100℃(正確には99.974℃)、融点は0℃である。

通常物質では、固相の方が液相より密度の高いことが多いが、水の場合には、3.98℃で比重が最大となり固体である氷よりも大きい(第1図; 鈴木, 1980, 2004)。

酸素原子は、周期表で16に属しているが、これに属するテルル(Te)、セレン(Se)、硫黄(S)、酸素(O)の水素化合物と比較すると、水分子(酸素の水素化合物)の物性的な異常性がよくわかる(第2図)。通常、軽いものは動き易く、動き易いのは気体になりやすく液体や固体にはなりにくい。軽い分子ほど沸点も融点も低くなるのが当然であり、テルル、セレン、硫黄、酸素の水素化合物から1気圧下での外挿した酸素の水素化合物(つまり水)の予想沸点、融点はそれぞれ-68℃、-90℃となるはずであるが、実際には、それぞれ100℃、0℃で、水分子は実際より大きな分子量の性質をもっているといえることができる。

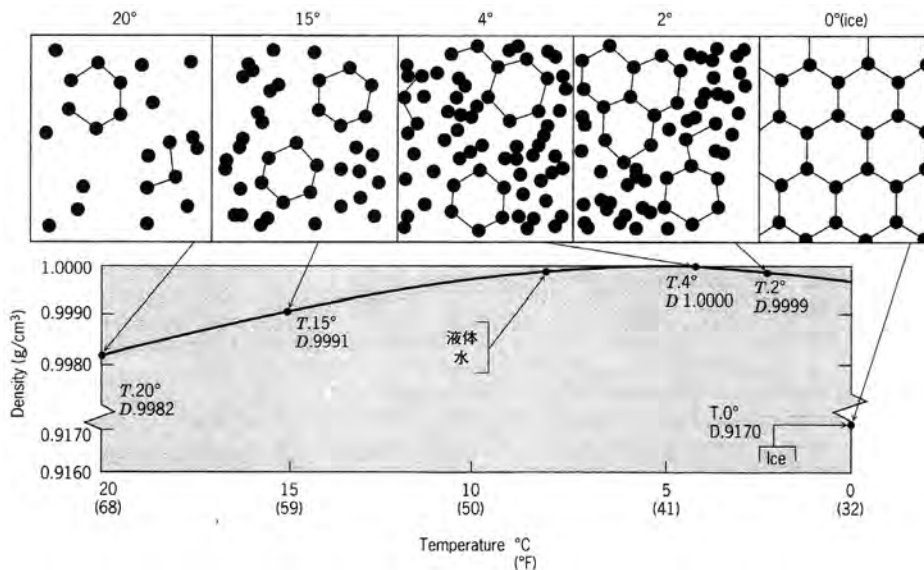
1) 東京大学 大学院 新領域創成科学研究科環境学系自然環境学専攻

2) 東京大学 海洋研究所

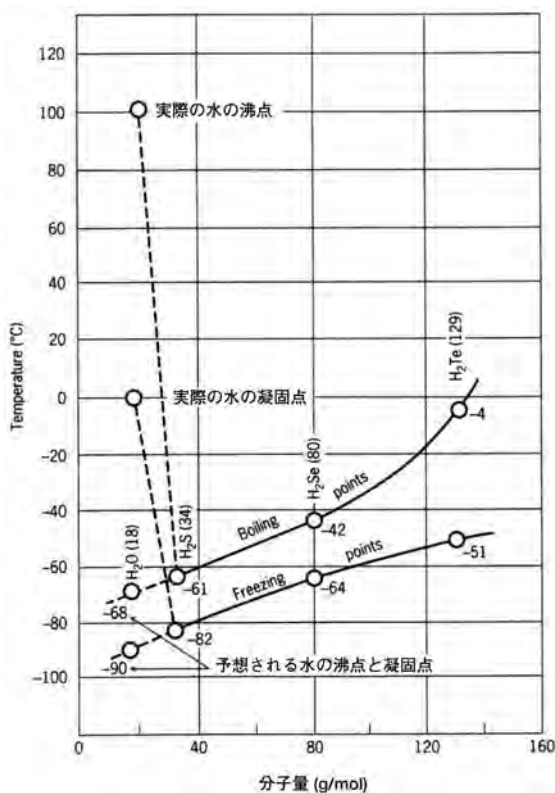
3) 産総研 地質情報研究部門

4) 東北大学 大学院 理学研究科

キーワード: 海洋環境, 水, 塩分, 密度, 水蒸気, 氷, 雪だるま地球, 白亜紀, 第四紀



第1図 温度の変化に対応した水の密度変化と分子の配置に関する模式図(Libes, 1992).



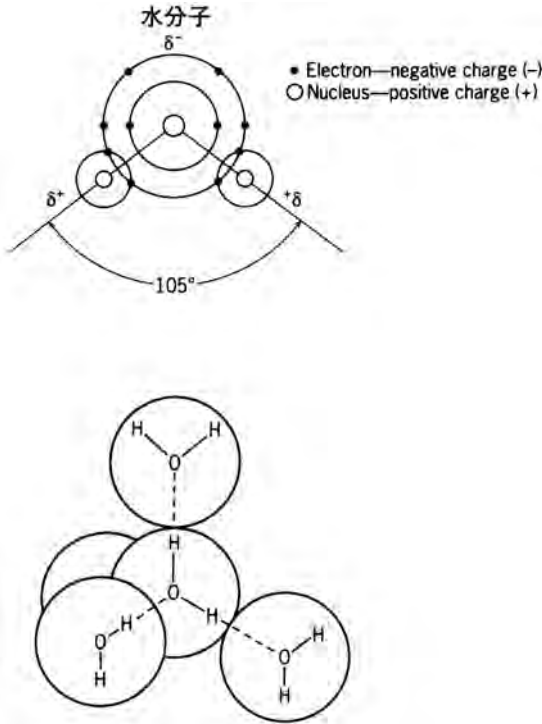
第2図 周期表16属のテル(Te)、セレン(Se)、硫黄(S)、酸素(O)の水素化合物の沸点と融点(Libes, 1992).

3. 塩類の溶解

このような性質を示す主な原因は、H₂OはCO₂のように直線的な形ではなく、O原子とH原子が104.5°の角度で結ばれており、水分子同士間には水素結合と呼ばれる力が働いて、集合して重い分子と同じような振舞いをするからである(第3図)。

水分子は全体としては電荷がゼロなのに、水分子内部では水素原子は正の電荷を、酸素原子は反対の負の電荷を帯びているという性質は、水がさまざまな塩類を溶解させやすいという特徴と結びついている。すなわち、固体のNaCl(塩化ナトリウム)は、NaとClがイオン結合で結ばれており、両イオンを切り離すには大きなエネルギーが必要で、かなりの熱や圧力を加えても切り離すことは難しい。しかしながら、NaClを水に入れると、NaとClの結合は簡単に切れて、Na⁺とCl⁻となり、水中でばらばらになり、1Lに350gも溶解する。

NaClを水に溶かした時にはほとんど水の温度が変化しない。これは、Na⁺とCl⁻に水分子が水和すると、水和する方が安定で、水和時にエネルギーが放出され、そのエネルギーがNa⁺-Cl⁻の結合エネルギーに匹敵しているためである。

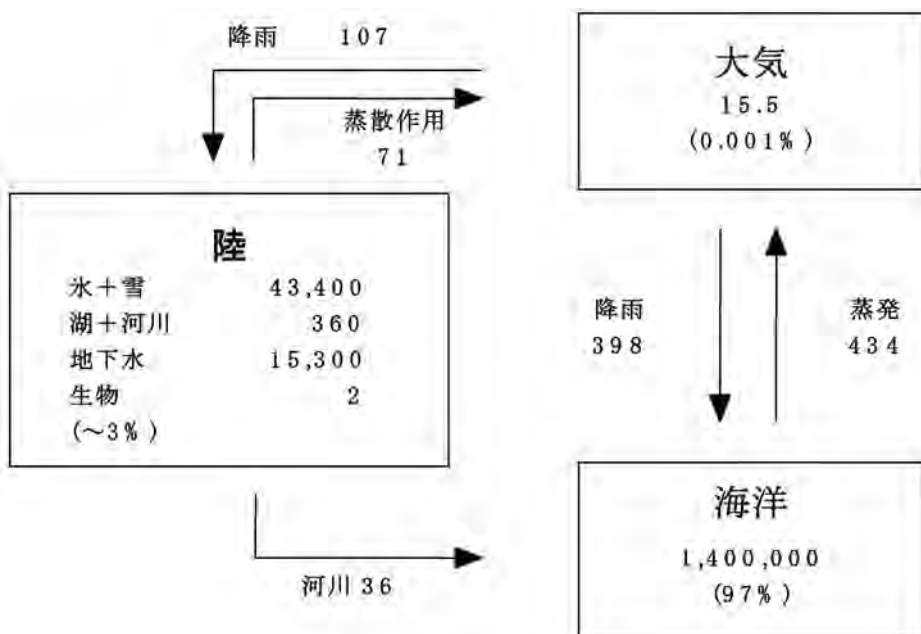


第3図 水分子の構造 (Libes, 1992).

4. 地球上の水の存在量と水循環

地球上の海水の量は約 $14.0 \times 10^{17} \text{m}^3$ で、地球上の水分の97%を占め、淡水は残り3%にすぎない(第4図)。そのほとんどが氷河や氷山として存在している。基本的に地球上の水は、常に循環している。例えば、海面からは $4.34 \times 10^{14} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ の水分が蒸発し、 $3.98 \times 10^{14} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ が降雨となって海洋に戻る。一方、陸地では、 $0.71 \times 10^{14} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ の水分が蒸発し、 $1.07 \times 10^{14} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ が降雨となって陸域に戻る。陸域での余剰降水分として $3.6 \times 10^{13} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ が河川を通じて陸より海洋に流れ込む。

水が海洋に留まる時間(=平均滞留時間)は海水量 ($140 \times 10^{16} \text{m}^3$) を海水の蒸発量 ($43.4 \times 10^{13} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$) で割って求めることができるが、その値は約3,200年ということになる。また、大西洋の蒸発量は降水量より3割ほど大きいので、大西洋の平均塩分は太平洋よりかなり高くなっている。また、大気中の水分 ($15.5 \times 10^{12} \text{m}^3$) を全蒸発量 ($50.5 \times 10^{13} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$) で割ると平均滞留時間として2週間と計算される。



第4図 地球上の水の存在量と水循環の模式図 (Millero, 1996). 単位は、□の枠でかこった中の 10^{12}m^3 , □間のベクトルは $10^{12} \text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ である。

第1表. 平均的な海水組成 (Millero, 1996). 海水1kgについて, 海水中イオンを塩素との比として表わした.

	塩素イオンとの重量比率 (gi/Cl)	分子量	塩素イオンとのモル比率 (ni/Cl)	塩素イオンとの電荷比率 (ei/Cl)
Na ⁺	0.556614	22.9898	0.024211	0.024211
Mg ²⁺	0.066260	24.3050	0.002726	0.005452
Ca ²⁺	0.021270	40.0780	0.000531	0.001062
K ⁺	0.020600	39.0983	0.000527	0.000527
Sr ²⁺	0.000410	87.6200	0.000005	0.00001
Cl ⁻	0.998910	35.4527	0.028176	0.028176
	0.140000	96.0636	0.001457	0.002914
	0.005524	61.0171	0.000091	0.000091
Br ⁻	0.003470	79.9040	0.000043	0.000043
	0.000830	60.0092	0.000014	0.000028
	0.000407	78.8404	0.000005	0.000005
F ⁻	0.000067	18.9984	0.000004	0.000004
OH ⁻	0.000007	17.0034	0.0000004	0.0000004
1/2 Σ			0.028895	0.031262
B(OH) ³	0.000996	61.8322	0.000016	0.000016
Σ	1.815402		0.028903	0.031261

備考: 温度25℃, 塩分35, Cl(塩素濃度) 19.374, pH8.1, アルカリ度2,400mmol kg⁻¹である.

5. 塩分と海水の化学組成

海水の組成を表わしたものが第1表である. 溶存している成分の合計濃度は, 慣習上塩分濃度とは呼ばずに「塩分」と呼ばれている. 塩分の値を求めるには電気伝導度分析が行なわれる場合が多い. 水を煮詰めていき, 最終的に水分を蒸発させて塩分を求める方法が妥当と考えられるかもしれないが, 海水には炭酸系(HCO₃⁻)イオンなどの揮発成分も溶解しており, 最終的に蒸発させる方法ではこれらの物質が大気中に離散してしまうために, 蒸発させる方法で求めた塩分の値は, 真の塩分より小さな値となってしまう.

塩分を支配する主要な要因は(1)蒸散, (2)降雨のバランスであるが, (3)塩分の異なる水塊の混合, (4)季節水の発達および溶解, (5)大気を通じた降雨に関係した氷床の発達と衰退も重要である.

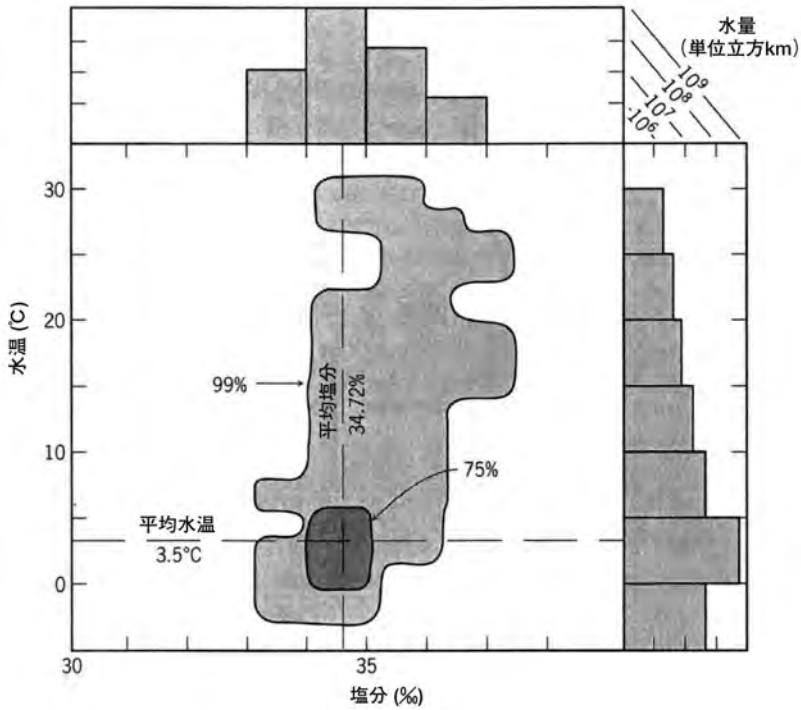
6. 水温と塩分

世界中の海水を水温(T)と塩分(S)上にプロットしたのが第5図である. 世界の海水の平均水温および

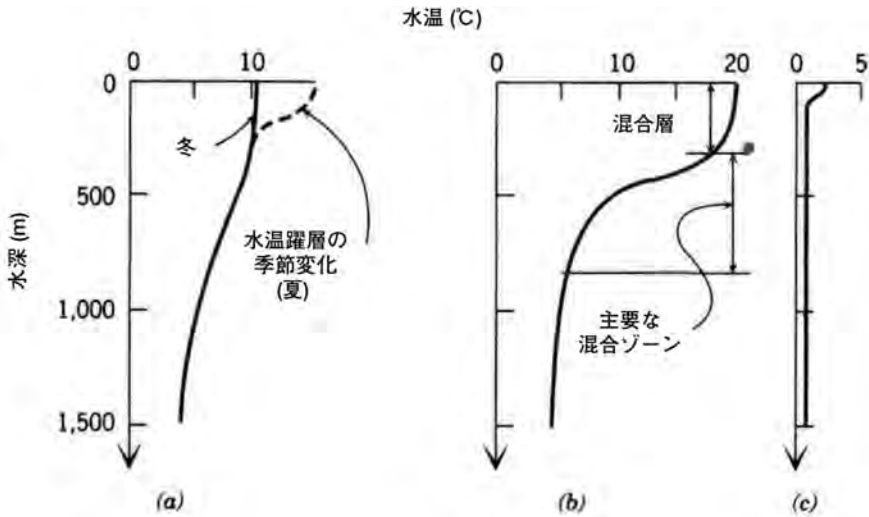
塩分は3.5℃, 34.7である. 世界の海水の99%は, 塩分34-37, 水温-2-32℃の範囲に入っている. 但し, 淡水流入などの影響の大きな沿岸海域では塩分変化が大きくなる傾向があるが, 外洋では塩分の変化よりも水温の変化範囲の方が大きくなる傾向が強い.

第5図中の色の濃い中心部分は, 海水全体の75%をカバーしており, 水温で0~5℃, 塩分で34~35という狭い範囲となる. 通常なじみ深い日本周辺の海水は水温が10℃以上で温かい海水であるが, 海洋の平均的海水はこれとはかなり異なった性質をもっていることがこの図より理解できる. この冷たい大量の海水は海洋の表層ではなく, 通常深層に存在している.

海水の厚さの平均は約3.8kmであるが, これは大きく2つの層に分けることができる: (1)表層水, (2)中・深層水. 極海域を除くと表層水塊は温かく, 中・深層の海水は世界中で水温が冷たい(3-2℃). 両者の間の密度差のため, これらの水塊の鉛直混合は容易に起こらない. 表層と中・深層との境界は, 通常水深100~300mの間にあることが多く, 境界層は温度躍層と呼ばれている(第6図).



第5図 水温(T)と塩分(S)上にプロットした世界中の海水のヒストグラム (Millero, 1996).

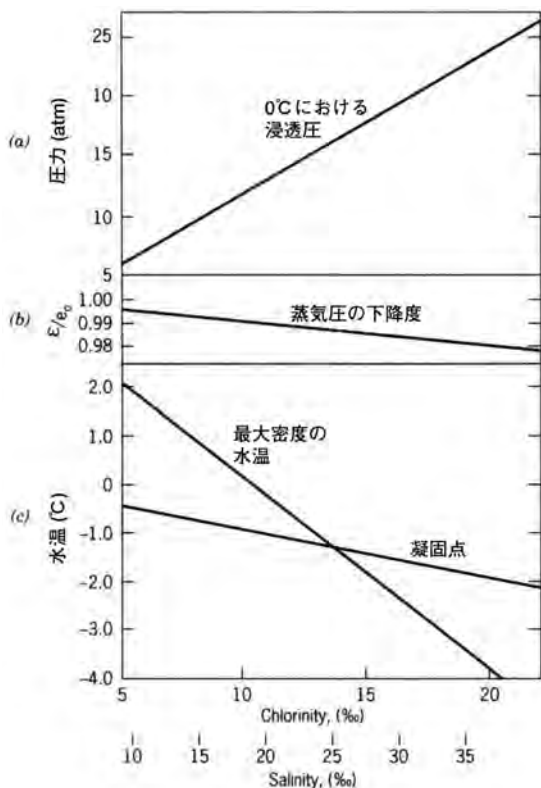


第6図 鉛直方向の水温の分布 (Libes, 1992).

7. 塩分と密度

水に塩分が溶解すると密度は高くなる。現在の平均的海水の塩分濃度は約3.5%，平均密度 (ρ) は 1.03gcc^{-1} である。しかも、海水の場合には、淡水と異

なり温度が下がるにつれ、氷点まで密度は上昇する (第7図)。この性質は淡水湖と海洋での凍結の違いに表れる。真水を冷却すると、全体が 4°C になるまでは対流のためほぼ均温であるが、 4°C 以下になると対流が起らず、冷却された場所で冬季など容易に氷

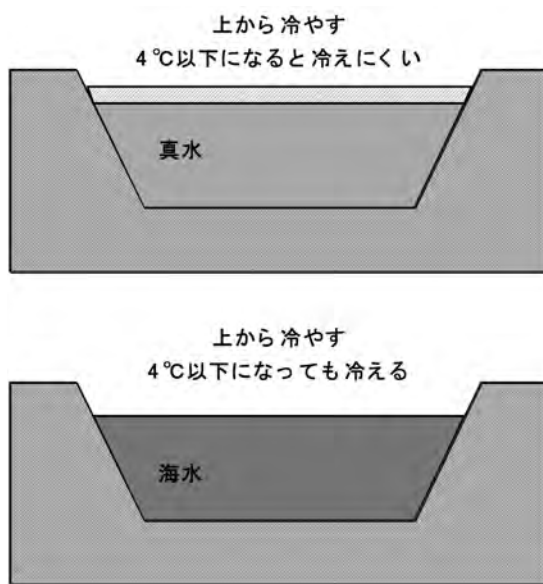


第7図 凝固点、最大密度の水温、蒸気圧の下降度、0°Cにおける浸透圧の温度変化 (Libes, 1992).

が張ってしまう。これに対し、海水では冷たくなるほど密度が高くなるので、全体が氷点となるまでは、対流が続くことになる(第8図)。後述する雪だるま地球の状態が完全に成立する直前まで、海洋は対流が続いたはずである。

8. 鉛直方向の水温、塩分、密度の変化

海洋表層では水温、塩分にかなりの範囲があるものの、深層にいくに従い、海水の水温、塩分は水温 0-2°C、塩分 34.5-35.0 付近に収束する傾向がある。しかも、この密度の高い深層水は、より高塩分の北大西洋深層水と低塩分の南極底層水の2つに分類される。高緯度域の表層水は冷水塊で密度が高いため、中・深層水との密度差が小さく、鉛直方向の混合が活発に起こり、特に北大西洋と南極海ではこの水は深海に沈みこんでいく。



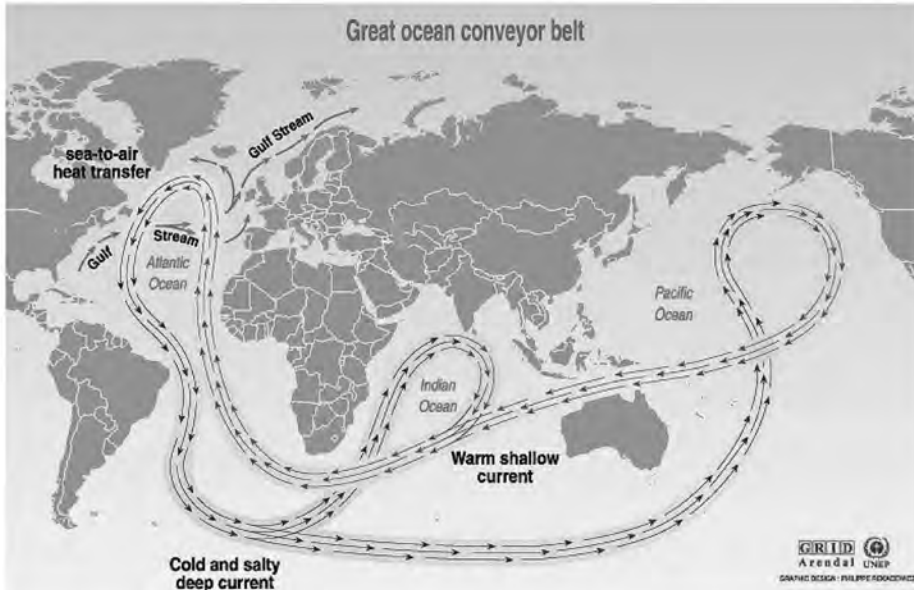
第8図 淡水と海水における温度の下降に伴う対流。

9. 海洋大循環

世界の海洋大循環、特に深層大循環は海水の密度によって支配されていて、この密度が塩分と温度の関数になっているため、熱塩循環とも呼ばれている(第9図)。一般に、高塩分・低温の海水の密度は高く、このような表層水は特定の地域にしか分布していないので、表層から深層への沈み込みはこのような海水のできる地域に限られている。このような場所は、北大西洋の北部のグリーンランド沖である。密度の高い海水がこの辺りで沈み込んで、北大西洋深層水と呼ばれる深層水が形成される。これは大西洋を南下し、南極海に入る。ここで、新たな水が一部加わって東向きに南極の周りを回り、三大洋の南端にきたとき一部が分離し、南極底層水となって北上する。

深層水の形成はごく限られた狭い水域しか起こらないが、上昇流は多かれ少なかれすべての海洋で起こっている。このようなことから、太平洋北部の深層水は大循環のサイクルの中で「古い海水」すなわち「沈み込んで長い時間を経た海水」であると言える。この性質は化学組成にも表れている。

海洋表層からは絶えずプランクトンの遺骸などが中・深層に落ちてきて、それが分解しているので、古い深層水では、これらが分解してできた硝酸、リン



第9図 世界の海洋大循環の模式図。

酸、全炭酸塩などが多くなり、pHが下がる。そこで、北太平洋の日本周辺などの深層水は古いので、海水は大西洋と比べて酸性度の高い水となっている。そのため、海洋表層で有孔虫などの生物起源炭酸塩は生産されているものの、死後遺骸となって海底付近に到達しても、最終的に溶解してしまつて堆積物に残らない場合が多い。

10. 地球上の水がほとんど氷となった時代 (Snowball earth)

私達は第四紀という氷期・間氷期の繰り返しの中の間氷期という温暖期に生きている。氷期には大陸氷床が発達し、非常に寒かったと言われている。実際、氷期には氷の量が増大したので、海水準が130mほど低下した。但し、海水の平均の厚さは3,800mなので変化量を単純に割り算すると3.5%程度となる。しかし、地球史には地球上の水のほぼ100%氷となったと推定されている超氷河時代が存在したらしい。

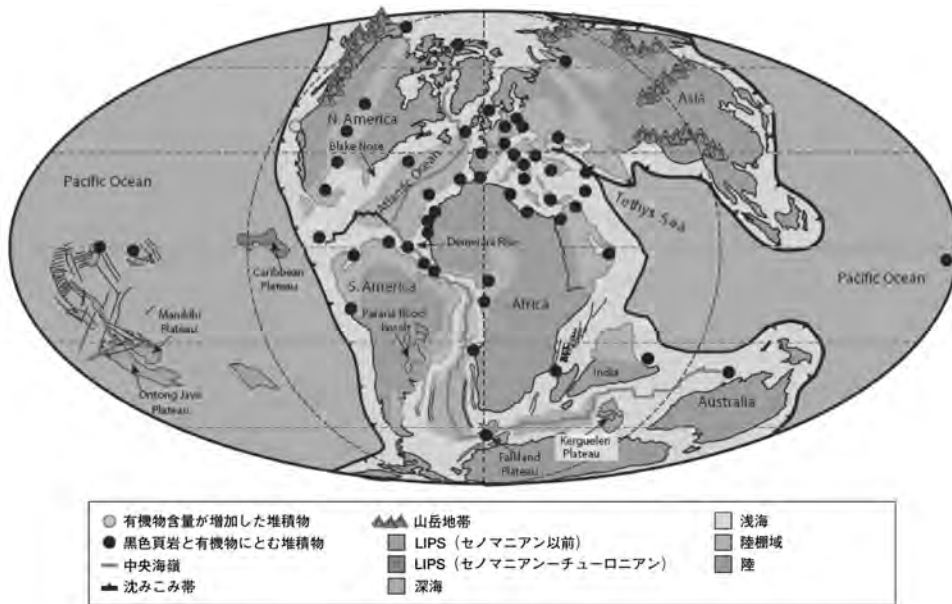
先カンブリア時代は全球が凍結したであろうという「Snowball earth (雪だるま地球)」仮説が1992年カリフォルニア工科大学の古地磁気学者Kirschvinkによって提唱された。

先カンブリア時代の氷河時代は最初が約23億年

前、次が7.5億年前、最後が6億年前とされる。W.B. Harlandは原生代後期の氷河堆積物の奇妙な特徴を報告している：①氷河堆積物の多くはなぜか当時の低緯度域で形成され、②その直上には、通常温暖環境で堆積することが多い炭酸塩が堆積していた。③しかも、炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、2回あった氷河時代にそれぞれ対応して約-5%まで下がっていた(Hoffman *et al.*, 1998)。通常生物活動が存在すると $\delta^{13}\text{C}$ 値の低い-20%程度の有機物が作られ、この分、海水($\delta^{13}\text{C}$ 値が0%前後)の溶存炭素リザーバーから炭素が除去されるので、海水の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高くなる。そこで、約-5%という値は非常に低いということになる。顕生代を通じて生物活動が活発であったので、全期間を通じて-5%まで低下することはなかった。

一方、マントル起源の火山ガスの値は約-5%なので、地球的規模で地球表層が氷で覆い尽れて、生物活動がほとんど停止して、結果として二酸化炭素の供給として重要な働きをする火山活動による脱ガスの効果が卓越したためと解釈された。

直上の炭酸塩が堆積した説明としては、全球凍結状態の間、大陸表層は氷河で覆われているので風化作用が減少していたので、大気中の二酸化炭素は除去されずに、その濃度は上昇した。そして、敷居値を越えた時、温室効果によって氷が急速に融解し、風化



第10図 白亜紀における海陸の分布 (Takashima *et al.*, 2006).

によりCa²⁺などが岩石から溶出するとともに大気中の二酸化炭素はHCO₃⁻となって海洋に流入し、炭酸塩が沈積したと説明されている。その後、極端な温暖化が収束し、表層気候が穏やかになると生物活動が復活し、δ¹³C値の小さな有機物が沈積したため、炭酸塩の同位体比は高い値となった。

この考えは非常に注目を浴びてきたが、大気循環による海洋表層の攪拌により海水が全体を覆うような状態には陥り難いという指摘もある。また、全球凍結状態に陥るには、地球全体が雪氷で覆われて全球反射率が大きくなる必要があるが、海洋が広域的に凍結すると海面から水蒸気の供給が激減し、大陸氷床は発達しないなどの指摘もある。

11. 永久氷床の存在しない白亜紀の温暖な地球環境

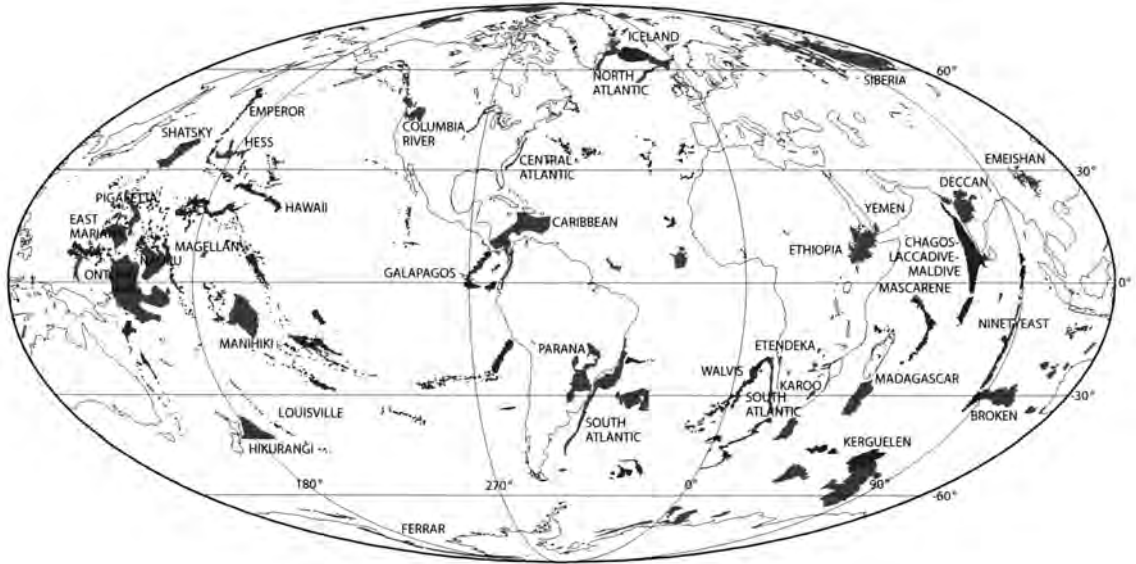
白亜紀はこの2億年間の中で最も温暖な紀と言われている。極域でも10数℃以上の温度で、北海道は後期白亜紀には～40°Nの位置に存在していたが、浮遊性有孔虫殻体の酸素同位体分析から算出された平均表層水温は26.2℃で、現在の亜熱帯地域(25°N)に相当し、かなり温暖であった(Moriya *et al.*, 2003)。もっとも、白亜紀がすべて温暖だったわけではなく、

後期ジュラ紀からの初期白亜紀(Hauterivianあたりまで、1億8,300万～1億500万年前)まで気候は多少寒冷していた。

中央海嶺の拡大速度は白亜紀前期は現在とほぼ同じで、海台形成の活動も活発でなかった。季節性氷河の存在の可能性が指摘されているが、大規模な大陸氷床はなかったため、基本的に海水準は高く、従って海進となりアルベドも低かった(第10図)。また、大気中の二酸化炭素濃度もモデリングの計算によると現在より2-4倍ほど高かったため、地球表層システムが太陽から受け取る熱エネルギーは潜在的に高かったと判断される。

前期を除く白亜紀は火山活動が活発で、多量の二酸化炭素が地球内部より供給されたとされる。もっとも、火山活動に伴い、地球内部から多量の二酸化炭素、二酸化硫黄(亜硫酸ガス)、硫化水素などの揮発性物質も地球表層環境システムに供給された。但し、脱ガスプロセスについては、プレート生産の場ではなく、プレート沈み込み帯の火成活動によるものの方が重要であるとの説もある。

プレートの生産速度も速くなり、それに加えてマニヒキ、オントンジャワ、ケルゲレン海台などの玄武岩を主体とした巨大岩石区(Large Igneous Provinces)も多く誕生した(Coffin and Eldholm, 1994; Coffin *et al.*,



第11図 世界中の巨大岩石区 (Large Igneous Provinces) (Coffin and Eldholm, 1994).

2006, 第11図). 海洋地殻の形成は125-80Ma (Maは百万年前という単位)の期間には通常の1.5-2倍に増加した. そのため, 海嶺の平均年齢も若返ったために, 温度の高い若い海底の面積が増大し, 平均深度は浅くなり, 結果として海水準の上昇をもたらした.

海水準は250m上昇し, 海進が起こり, そのため地球全体のアルベドも小さくなったと推定されている. なお, 白亜紀には大局的に海水準は高かったと述べたが, 10^4 - 10^5 年という短周期で変化する海水準変動も報告されており, その説明のために氷床の形成/融解が必要であるという説が近年熱心に議論されてきた (Miller *et al.*, 1999, 2005a). しかしその後, 精密な酸素同位体比の研究により大規模な氷床の存在は否定されている (Moriya *et al.*, 2007).

この白亜紀の地球環境を特徴づけるものとして無酸素事変 (OAE) がある. これは, 海水の一部あるいは全部が無酸素状態まで還元された事変をさして, この事変中には有機炭素を最大で10wt.%も含む黒色頁岩の堆積が顕著であった (Arthur and Natland, 1979). 地球的規模で認められるOAEは, 白亜紀中期を中心として白亜紀初期 (Hauterivian) から白亜紀後期 (Santonian) にかけて断続的に, 古い方からOAE1a (~120.5-119.5Ma), OAE1b (~113~109Ma), OAE1c (102~101Ma), OAE1d (100~98Ma), OAE2 (92~94Ma (C/T境界前後)), OAE3 (~89-

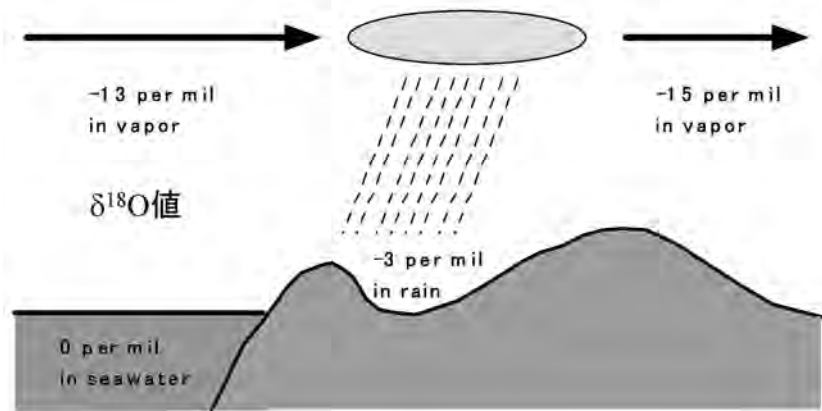
83Ma (Coniacian~Santonian内))となっている. 但し, 有機炭素が多量に埋没すると, $\delta^{13}\text{C}$ 値の小さな炭素が海洋リザーバーから除去されることになるので, 海水の $\delta^{13}\text{C}$ 値は極大のピークをもつはずである. そのような観点に立つと地球的規模のOAEは上に掲げたものに限るとOAE1a, OAE2だけであるということになる (Takashima *et al.*, 2006).

この温暖な白亜紀には火山活動などにより多量の二酸化炭素が大気中に供給されたが, 一方で無酸素事変などで炭素が有機物の形で効率的に固定され, 地球表層の炭素リザーバーから除去された. この無酸素事変はいわば地球温暖化を防ぐ, 負のフィードバックとして機能したはずで, 地球表層環境システムには気温などが暴走しないようにする機能があることが示唆される.

12. 塩分と水の酸素同位体比

水は H_2O で表わされるとおり, 水素と酸素から構成されている. それぞれ中性子の数が異なる同位体が存在している. 水素の場合, 中性子をもたない ^1H , 中性子2個の ^2H (これはDで表わされることもある), 3個の ^3H が99.985 : 0.0156 : 10^{-16} ~ 10^{-17} の比率で存在している. 一方, 酸素は中性子8個の ^{16}O , 9個の ^{17}O , 10個の ^{18}O が99.762 : 0.038 : 0.200の比率で天然に存

水-蒸気間の分配



第12図 海水と降雨における同位体変化の模式図。

在している。この中で³Hと¹⁷Oの存在比は大変小さいので量的に無視すると、地球上のH₂Oのほとんどは、分子量18の¹H¹H¹⁶O、19の¹H²H¹⁶O、20の¹H¹H¹⁸Oの3種類の水分子が考えられ、天然水の97.2%を占める海水についていうと、その存在比は99.48：0.32：0.24となる。

安定同位体比のわずかな違いを表わすには、標準試料に対する千分率偏差(‰)が用いられる。酸素の場合： $\delta^{18}\text{O} = [(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}})_{\text{試料}} / (\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}})_{\text{標準}} - 1] * 1000$ (‰)，水素の場合： $\delta\text{D} = [(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}})_{\text{試料}} / (\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}})_{\text{標準}} - 1] * 1000$ (‰)。標準については水、氷、水蒸気の標準試料として、水深500-2,000mの外洋水の海水が比較的均一の酸素・水素同位体比をもつことが確認され、この海水の平均値(SMOW=Standard Mean Ocean Water)が用いられ、現在ではアメリカ合衆国標準局より標準試料が提供されている。

地球上の陸水、海水などについて $\delta^{18}\text{O}$ と δD を測定した結果は、両者の間に一定の関係($\delta\text{D} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$)があることが報告されている。これは、水から水蒸気が形成される時には、軽い同位体の方が気相に移動しやすく、 $\delta^{18}\text{O}$ と δD は相対的に小さくなることを意味する。一方、降雨が形成される時には、水蒸気よりも重い同位体を含むものが多くなるので、遠くに運搬される水蒸気も、そして降雨も高緯度になるに従い系統的に小さくなるのである(第12図)。

一般に、塩分の変動は、海水とその地域の降雨などの淡水の寄与による混合によって支配されることが多い。そして、その淡水の同位体は、その海域や地域ごとの降雨の安定同位体比を反映していることが多い。例えば、西赤道太平洋の場合には、降雨の $\delta^{18}\text{O}$ は約-9‰なので、¹⁸Oと塩分(S)との関係は、

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.273 * \text{S} - 9.14, (r^2 = 0.92)$$

(1) (Fairbanks *et al.*, 1997)

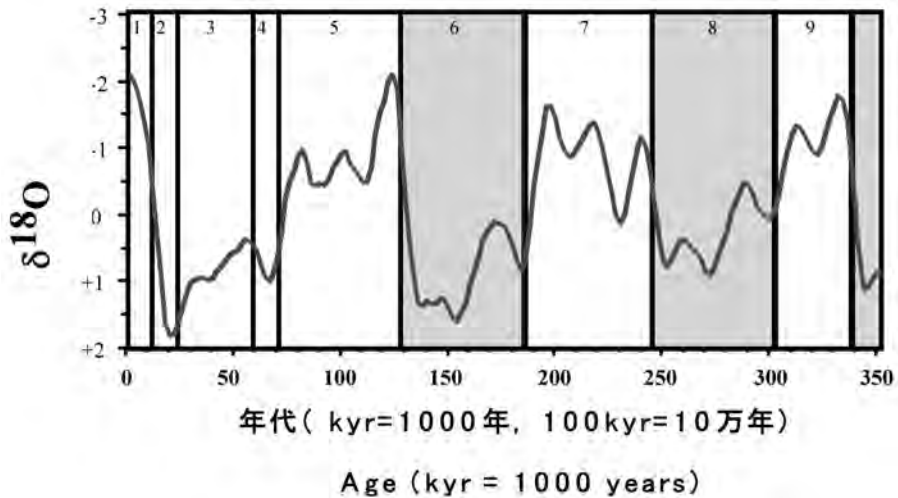
となる。この関係は北西太平洋では、

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.03915 * \text{S} - 13.561, (r^2 = 0.99)$$

(2) (Yamamoto *et al.*, 2004)となる。

そこで、過去の塩分の変化は、有孔虫やサンゴ骨格などの炭酸塩の酸素同位体比を調べて、海水の $\delta^{18}\text{O}$ が求まれば、上の式が過去にも成立していたと仮定し求めることができる。

炭酸塩の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、平衡状態では水温と海水の $\delta^{18}\text{O}$ によって支配される。そこで、この2つの因子による貢献度を評価するには、2つの因子を分離する必要がある。温度の因子は、外洋域であれば有孔虫殻のMg/Ca比かアルケノン温度計より、サンゴ骨格の場合にはSr/Ca等で推定することができる。この値を



第13図 SPECMAPの酸素同位体比カーブ。

代入して、残りの海水の $\delta^{18}\text{O}$ の因子を求めることができる。

13. 第四紀の氷床変動とミランコビッチサイクル

深海底堆積物に含まれる有孔虫の炭酸塩殻の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) は、長期間にわたる気候変動を表わす代表的な指標で、主に大陸氷床の拡大・縮小に伴う海水の酸素同位体組成の変化を表している (Shackleton and Opdyke, 1973)。すなわち、海水とこれより蒸発する水蒸気の酸素同位体比を比べると、後者の方が軽い同位体比に富むので、最終的にこのような水蒸気が沈積した氷床が地球上で拡大すると、海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は大きくなる。この $\delta^{18}\text{O}$ 比カーブは、地球的規模のシグナルを記録しているので、太平洋・大西洋・インド洋のいかなる地域から得られた酸素同位体カーブも類似した変動パターンを与える。もちろん、局所的な融水、降雨、水温の変動が激しかった場合にはこの限りではない。

SPECMAPとは、各地から求められた値をコンパイルして求めた理想的な標準カーブで、基本的に氷床量を反映したものである。このカーブには、軌道上の離心率 (eccentricity) の変動に関係している10万年周期のシグナルが明瞭に現われている (第13図)。さらに、地軸の傾きに関係した4万1千年や歳差運動に関係した2万3千年と1万9千年のシグナルも見られる。これらの変動は、天文学的な要因に支配された

ミランコビッチサイクルと呼ばれている。

過去70万年間については10万年の周期は実際顕著に観察されるものの、離心率そのものが及ぼす影響は理論的にかなり小さいとされている。実際、200万年前から70万年前までの期間には、4万1千年の周期が卓越している (Ruddiman *et al.*, 1986)、10万年周期は離心率に直接応答しているのではなく、氷床の形成・衰退に関連した固有振動を反映したものであるとの提案もある。

ちなみに、過去200万年間は第四紀と呼ばれているが、これは氷河時代で、氷期・間氷期が繰り返し訪れた。現在は、最後の氷期の後なので後氷期とも呼ばれているが、ミランコビッチサイクルによれば人類活動による影響がなければあと数千年で間氷期は終了し、氷期に戻っていくと計算されている。

謝辞：本稿を準備するにあたって、文部省科学研究費補助金基盤研究基盤研究A (17253006) 「熱帯域の高精度環境復元と高緯度氷床と低緯度域環境とのリンクの評価」の研究費を使用した。

引用文献

- Arthur, M.A. and Natland, J.H. (1979) : Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic: The role of salinity in stable stratification of early Cretaceous Basins. In M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan., eds., *Maurice Ewing Ser.*, 3, AGU, Washington D.C. 385-401.
- Coffin, M.F., Duncan, R.A., Eldholm, O., Fitton, J.G., Frey, F.A., Larsen, H.C., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Schlich, R. and

- Wallace, P.J. (2006) : Large igneous province and scientific ocean drilling. *Oceanography*, 19, 159-160.
- Coffin, M.F. and Eldholm, O. (1994) : Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Review of Geophysics*, 32, 1-36.
- Fairbanks, R.G., Evans, M.N., Fubenstein, J.L., Mortlock, R.A., Broad, K., Moore, M.D. and Charles, C.D. (1997) : Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals. *Coral Reefs*, 16, 93-100.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. and Schrag, D.P. (1998) : "A Neoproterozoic Snowball Earth". *Science* 281 (5381): 1342.
- Libes S.M. (1992) : An introduction to Marine Biogeochemistry. Wiley & Sons Inc., New York, pp.734.
- Miller, K.G., Barrera, E., Olsson, R.K. and Sugarman, P.J. (1999) : Does ice drive early Maastrichtian eustasy? *Geology*, 27, 783-786 *et al.*, 1999, 2005a)
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F. (2005) : The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298.
- Millero, F.J. (1996) : *Chemical Oceanography*. CRC Press., pp.469.
- Moriya, K., Nishi, H., Kawahata, H., Tanabe, K. and Takayanagi, Y. (2003) : Demersal habitat of Late Cretaceous ammonoids: Evidence from oxygen isotopes for the Campanian (Late Cretaceous) northwestern Pacific thermal structure. *Geology*, 31, 167-170.
- Moriya, K., Wilson, P.A., Friedrich, O., Erbacher, J. and Kawahata, H. (2007) : Testing for ice-sheets during the mid-Cretaceous greenhouse using glassy foraminiferal calcite from the mid-Cenomanian tropics on Demerara Rise. *Geology*.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M. and McIntyre, A. (1986) : Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 117-129.
- Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973) : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ and 10⁶ year scale. *Quat. Res.*, 3, 39-55.
- 鈴木啓三 (1980) : 水および水溶液. 共立全書, pp298.
- 鈴木啓三 (2004) : 水の話・十講-その科学と環境問題-. 化学同人, pp218.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B.T. and Leckie, M. (2006) : Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography*, 19, 82-92.
- Yamamoto, M., T. Oba, J. Shimamune and T. Ueshima (2004) : Orbital-scale anti-phase variation of sea surface temperature in mid-latitude North Pacific margins during the last 145,000 years. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16311, doi:10.1029/2004GL020138.

KAWAHATA Hodaka (2007) : Water and earth' surface environments 1 - water property and environments -.

<受付：2007年6月15日>