

James F. Keating and Nils G. Holm (1992), What determines the volume of the oceans?, Earth and Planetary Science Letters, 109, 517-515

1 ABSTRACT

地球の海洋の体積は、地殻-マントル間での水の交換を伴うメカニズムによって決定されるかもしれない。現在、中央海嶺は、その水深の圧力が海水の臨界圧力とほぼ同じになる深さにある。このことは、対流による熱輸送が存在し、そのために海嶺軸に沿った熱水循環による浸透が最大になることを裏付ける。海洋地殻は、深さ数キロメートルで水和され、沈み込みの際にかなりの量の水を上部マントルへ運ぶことができる。このプロセスによる現在の水の吸収率は、少なくとも脱ガス率とのバランスを保つには十分であると考えられる。もし、過去がそうであったように海が今よりも浅かったなら、対流による熱輸送は減少し、熱水浸透の深さと地殻の水和も減少するだろう。脱ガス率はガス吸収率をはるかに超え、海洋の体積は増加すると予想される。海が現在よりも深くなれない限り、このシステムは自ら安定化に向かう。このメカニズムは、始生代以来陸地の面積が増加しているにもかかわらず、大陸の平均海拔がほぼ一定に保たれている理由を説明できるかもしれない。

2 はじめに

海水の量はどのようにして決定されるのだろうか。McGovern and Schubert は、初期地球においてマントルが水を吸収・放出し、そのバランスによって海水量が決まると考えた。このモデルによると、地球内部から地表に供給される実際の水の量は、海の深さには依存せず、マントルに含まれる水の量とレオロジーのみに依るとされる。こうして海水量は、地球内部の物理的特性と地球を形成した物質と関係付けることができる。

この仮説を議論することにより、注目すべき以下のふたつの事実を説明できるかもしれない。(1) 多くの中央海嶺で、その頂点の圧力が海水の臨界圧力に一致する。(2) 大陸の平均海拔が始生代(25億年前)のおわりからほぼ一定に保たれている。

まず(1)が注目すべきなのは、この事実は多くの中央海嶺の熱水循環システムが地球内部の熱を逃すために設計されていることを示すからである。中央海嶺の先端は水深がおよそ2.5 kmで、この深さでの圧力は約250 barである。ここからさらに1-2 km深くまで熱水循環のシステムは存在する。また、中央海嶺から噴出する熱水の温度は臨界温度にほぼ一致する。このようにして、熱水循環は、海水による熱輸送効率を最大にするような、対流が非常に激しい臨界領域の中で起こる。

(2)を議論したのはSchubert and Raymond と Galer である。始生代以来の大陸の海拔の変化は多く見積もって50m、おそらくは200m未満であると予想されている。Schubert and Raymondによれば、この一定の海拔は、大陸の成長(海拔を減少させる)と海洋底が深くなること(増加させる)とのバランスにより維持される。地球内部の冷却に

伴い海洋底の拡大速度が減少するため、海洋底は時とともに深くなる。ただし、海水量と大陸の厚さは一定であると仮定している。

Galer のモデルによれば、大陸の海拔を決定するには海洋地殻の厚さも重要な要因である。過去のマントルは現在よりも高温だったと考えられるため、過去の海洋地殻はずっと厚かったと予想される。(海洋地殻はマントル物質がはじめて溶解する深さで決まると仮定した)。より厚い海洋地殻は、高密度のマントルに対し平衡を保つために上昇し、大陸の海拔は低くなるはずである。このため、Galer はこう結論を下した。すなわち始生代のマントルの温度は、たとえ大陸の面積が今より小さかったとしても、現在の値(1280 K)を1500 K以上上回ることはなかった。しかしながらこの結果は、多くの熱進化モデルの結果と一致しない。彼のモデルでは、もしも海洋地殻がいまより薄かったり、海洋底が拡大する速度がかなり速かったりしなければ、中央海嶺の先端はかつては海水面を上回っていた。

以上ふたつのモデルや、その他多くの海水面の変化に関する理論は、みな同様に、海水量に変化しなかったことを仮定している。大量の水が地球内部に蓄えられ、地質学的時間にわたって地殻・マントル間で物質のやりとりがさかんに行われていたのであれば、この仮定はそれ自体が注目に値する。

この論文では、海洋の体積は時間と共に変化し、それによって上に掲げた二つの事実を説明できるのではないかと提案している。このコントロールメカニズムは、中央海嶺の水深、海水の物理的特性、海洋地殻における熱水浸透の深さに依っている。

3 対流モデル

中央海嶺における熱水循環モデリングのもっともシンプルな方法は、横方向は均質であるとして縦方向の熱の流れを考えることである。対流による熱輸送の効率は、レイリー数 R 、ヌッセルト数 N という二つの無次元数で評価できる¹。 R 、 N はそれぞれ以下のように定義される。

$$R = \frac{\alpha_w g \frac{1}{2} \rho_w c_{pw} D \Delta T h}{\kappa_{sm}} \quad (1)$$

$$N = \frac{Q h}{\kappa_{sm} \Delta T} \quad (2)$$

ここで、 g は重力加速度、 D は岩石の透過率、 ΔT は対流層の上端・下端の温度差、 h は対流層の厚さ、 κ_{sm} は媒質の熱伝導率であり、 α_w 、 $\frac{1}{2} \rho_w$ 、 c_{pw} 、 κ_w はそれぞれ流体の熱膨張率、密度、比熱、動粘性率、また Q は対流によって運ばれる熱流量である。

レイリー数は対流の活発さの指標である。 $R \approx 4$ で対流が始まり、 $R \approx 1000$ で乱流となる。Lister によれば、ヌッセルト数とレイリー数の間には $R \approx 1000$ と $N \approx 1000$ とでそれぞれ次のような関係がある。

$$N \approx \frac{R}{4} \quad (3)$$

¹これらの意味については第7章参照。

$$N \approx 2.4 \mu R^3 \quad (4)$$

ここで、 μ は熱流量を補正する値である。

岩石が大部分を占める系では、媒質の熱伝導率 μ_m は岩石の熱伝導率 μ_r と本質的に変わらない。したがってレイリー数は、 $R_w \propto \mu_w^{1/2} c_{pw} \Delta T$ にしたがって変化する。純粋な水に対する R_w は図1のような形になる。ここで、 μ_w 、 ρ_w 、 c_{pw} 、 ΔT の値は Hær et al から計算される。海水に対する R_w は、それぞれの臨界点でスケールリングすると、純粋な水に対する値から予想することができる。

図1は、常温の場合と比べて対流の強さは臨界点付近では1000倍（臨界点では 10^6 倍）になる領域が存在することを示している。この領域はまさに、熱水循環システムが働いている領域である。中央海嶺の先端から湧き出る水に対して、この対流領域の中には数キロにわたり断熱領域が残っている。塩分濃度が標準的な海水の値を超えなければ、現実の熱水も同様にふるまうはずである。臨界圧力付近の流体は、主要な対流領域からわずかに外れたところでも循環しているかもしれない。

熱水循環システムにおける R_w の値は、熱水が浸透できる水深が常温よりも大きいことを示す。 D 、 μ 、 ΔT 、 Q が不変量で対流が非常に活発であれば、式(1)~(3)より、浸透の水深 h は $R_w^{1/2}$ に比例する。ここで、 μ_m は温度に依らない； ΔT は低温の海水と高温のマグマとの温度差で固定される；熱水システムは活発に循環している。これらの仮定は妥当であるといえる。

4 海水量決定のメカニズム

海水量コントロールのメカニズムを理解するために、まずは地表に水はまったく存在せず、水はすべてマントルに含まれているという初期地球を考えてみる。McGovern and Schubert のモデルでは、水は中央海嶺での海洋底の形成の際に脱ガスし、その水は水和された海洋地殻の沈み込みにより再びマントルへ返る。

初期状態では、マントルの含水量が非常に多く、熱流量も大きいために海洋底の拡大速度も速い。そのため水は急激に脱ガスされたと考えられる。海洋が形成され始めると脱ガスされた水のいくらかは地殻と結びつきマントルの中に沈みこむ。しかし、海洋地殻が水和される水深は熱水浸透の水深とほぼ一致するため、マントルへ戻っていく水の量は少ない。浸透の水深は水圧にも中央海嶺からの熱流量にも依存する。

$$h \propto \frac{R_w^{1/2}}{Q^{3/2}} \quad (5)$$

水和の水深は海嶺軸付近の状態で決まるので、ここで問題となるのは海嶺軸の熱流量である。初期地球の熱流量は今の値より大きく、中央海嶺の水深は浅かったため、 R_w の値は小さかった。こうして、初期地球においては水深は今よりも浅く、その結果、マントルへの水のリターン率は低くなると考えられる。脱ガス量はマントルへの水のリターン量を卓越し、海水は増加をつづける。海水量は、中央海嶺の水深が現在の深さ（海洋地殻が水和され十分なガス吸収になるまで h が大きくなる）になるまで増加したと考えられる。

たとえば、地球史の初期段階では中央海嶺の水深は 100m で、熱流量は現在の値の 2 倍だったと仮定する。また、 R_w の値は現在 1000 を超えるが、当時は 30 程度だったと予想される。この環境下で式(4)から、 h は現在の 16 分の 1 程度であることが予想できる。よって現在の水和の水深が 1.5km であるとする、当時は 100m 程度となる。また、水のマントルへのリターン率は海洋底拡大の速度 ($\times 2$) と水和の水深 ($\div 16$) から、今の 8 分の 1 であると計算できる。地殻が水を吸収する量は、熱流量が減少して、熱水循環システムが働き始めるほどの十分な水深になるまでは小さいままでいる。このモデルが正しいければ、浸透が最大になる水深 (吸収率が最大になる水深) は、現在の海の深さに近いかもしれない。

この分析は、海の水深が実際の値よりも浅くならない理由を説明できるが、海がもっと深い場合を否定するものではない。ここで、表面に既に水が存在したという、より現実的な初期地球を考える。このとき水は、惑星形成の際、多くの水を含む微惑星の脱ガスにより供給された。微惑星が彗星や炭素質コンドライトであれば、ヘビーボンバードメントにより得た水は現在の地球表面の水の量を超えた可能性がある。この場合問題となるのは、なぜ地球が現在ほどの水深になったのか (浅くなったのか) を説明することである。

直観的に、海が深ければ、マントルへ供給される水の流量が増えたのだと想像できる。臨界領域は図 1 でははっきりしないが、 R_w が最大になるのは臨界点付近である。海水の臨界圧力は約 300 bar であるから、 R_w は水深 3000m 付近、すなわち現在の典型的な海嶺先端の 0.5km 下で最大にならなければならない。このことは熱水循環システムの中心部で起こり循環の効果はもっとも効率的になる。水深が現在の値よりも 0.5km 以上になれば、海嶺先端の圧力は臨界圧力になるまで上昇し、 R_w と h は減少する。もし加わった圧力が地殻の水和を引き起こさないなら、水のマントルへのリターン量は同様に減少する。このようなフィードバックがなければ、このモデルによって海水量のコントロールメカニズムを説明するのは難しい。海が非常に深くなれば、地殻が水を吸収する量は減少し、海はやはり深いままとなる。結果、マントルの水がなくなって脱ガスも減少するために、システムは安定する。しかしこれでは海嶺先端が臨界の水深にあることを説明できない。

以上のように、この海水量を説明するモデルでは、すべての地球形成モデルで海水量を説明できるわけではない。海が初期状態において浅ければ、また供給された水の量が沈み込んだ水の量よりも少なければ、このモデルで上手く説明することができる。また、初期の海洋が深い場合でも、地殻の水和が圧力と共に増加するという条件をつけさえすれば説明は可能かもしれない。

5 議論

水の吸収率・脱ガス率も重要な問題である。水和された地殻中の水のほとんどが沈み込みの間に放出されるなら、現在のガス吸収率は非常に小さい。脱ガス率も同様に小さければ、現在の海洋は安定する。水は増えもしなければ減りもしない。海水量は先に説明したメカニズムにより規定されるが、地殻・マントルの水のやりとりのスピードがずっと速かった地球史の初期段階に決定されねばならない。

しかし、大陸の海拔という条件は、適切な割合で水の吸収と脱ガスが働いていたことを示す。この場合、大陸成長と海洋底拡大速度の変化の影響を受け、海は活発に動く。そのような影響の証拠は知られていないが、地質学的な記録がどこかに残っているかもしれない。中央海嶺の圧力は、それがマントルとの水の交換に影響を与えるかどうかに関わらず重要な問題である。レイリー数の圧力への敏感さを考えると、水深のわずかな変化が熱流量や熱水浸透の水深に重大な変化をもたらすとしても、驚くべきことではない。この変化は、現在の中央海嶺で異なる深さを観測すれば確認できるかもしれない。

この理論の弱点は、大西洋の海嶺のような拡大速度の遅い海嶺には当てはまらないことである。ふたつの海嶺の違いは、そこから生み出された海洋地殻によって説明できる。すなわち拡大速度の速い海嶺から作られるプレートは沈み込みの領域が存在し、遅い海嶺から生まれるプレートには限界がない（沈み込みが起らない）。いずれにせよ、マントルへ水を送り込むものはプレートのみである。したがって、海水・海嶺間でフィードバックが存在すれば、拡大速度の速い中央海嶺のみによって支配されていると考えられる。

このモデルでは、脱ガスがどのように起こるのかに関しては考慮されていない。McGovern and Schubert は脱ガスは中央海嶺で新たな地殻が作られるときに起こると仮定した。水が中央海嶺で脱ガスされているかどうかは、重要な問題である。中央海嶺はわずかに水を含んでいるが、これと同様の組成の物質は吸収する傾向にある。二酸化炭素を溶かしだすことによって泡を形成するものもあるが、脱ガスプロセスとしては論証されていない。ホットスポット火山はもっとはっきりした脱ガスのメカニズムである。現在の脱ガス率は、ホットスポット火山の数が限られていることから、おそらくは小さい。しかし、このプロセスがかなりの量の水を地表に送り出してきたと考えられる。地球表面の水の起源は明らかに火成活動にある。しかし、このことは脱ガス率に注目して考えられるべきである。

また、化学的な効果も考慮されていない。低圧下で隙間にいる流体を沸騰させると、塩分濃度の高い流体が生じ、それが循環、浸透、水和を制限している可能性がある。このことは、海が浅いとき水の吸収は減少するという、このメカニズムを支持する。また、塩分が減ると浸透量は上がる。このことはまた、海洋底の水和量の増加と海水量の減少につながる。一方、過去のマントルは高温であったことから、海嶺が高温であったことが予想できる。このとき透過率は減少し海水量は増加する。金星表面の地形の解釈が正しいなら、プレートテクトニクスは水の存在に依存しているかもしれない。水がプレートテクトニクスに及ぼす影響は明らかにされていない。熱を逃がすことがその主要な要因であれば、海の深さはテクトニクス過程のコントロールに重要な役割を果たしているだろう。

6 まとめ

海水の量は、地殻とマントルとが互いに水の交換をすることによって決定される。現在の水深は、海嶺の熱水システムが熱輸送特性を最大化する対流領域の中で機能していることの証拠と考えるのに十分な深さである。このことによって、熱水浸透が最大になり海洋地殻の水和率が高いことが可能になる。海洋地殻が沈み込むとき、地殻に吸収されていた水がいくらかでも保持されれば、水のマントルへの還流率も高いかもしれない（海洋地殻

が効率よく水和されているため)。水深が、吸収率と脱ガス率が等しくなるまで深くなったとき、海の深さを説明することができる。この平衡状態にある水深は、水の吸収と脱ガスのスピードがおそらく今より早かった地球史の初期において確定したと考えられる。25億年にわたって大陸の平均海拔が一定であること、そして中央海嶺が対流により熱が輸送されるのに最適な深さであることは、このシステムが現在もなお動いていることを暗示している。テクトニクスあるいは気候の変化による海面の変化を分析した地質学的な記録から、このシステムが存在する証拠を得られるかもしれない。

7 付録・ヌッセルト数とレイリー数

本文で登場したヌッセルト数 N とレイリー数 R について、以下、補足説明を加える。まずこれらの定義式を再び載せておくと、

$$R = \frac{\rho_w g \beta_w c_p w D \Delta T h}{\kappa_w} \quad (6)$$

$$N = \frac{Q h}{\rho_w \kappa_w \Delta T} \quad (7)$$

となる。文字の定義は本文にしたがう。

2 ヌッセルト数

ヌッセルト数はある層において、"実際に運ばれた熱流量" (F_{conv}) と "仮に熱伝導のみによって熱が運ばれると仮定したとき運ばれる熱流量" (F_{cond}) の比を表す。

$$F_{cond} = \frac{\kappa_w \Delta T}{h} \quad (8)$$

であるから、 N は (7) と表せる。

2 レイリー数

レイリー数は "熱伝導の時間スケール" (τ_{cond}) と物質が密度差により実際に移動する際の時間スケール (τ_{conv}) の比を表す。まず τ_{cond} は、熱拡散の方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (9)$$

より容易に

$$\tau_{cond} = \frac{h^2}{\kappa} \quad (10)$$

であることが分かる。一方密度差により物質が移動する時間スケールは以下のように書き表すことができる。

密度 ρ_1 の媒質中に密度 $\rho_2 > \rho_1$ 、半径 a の球があるとする。まずはこの球が落下する速度 (Stokes Velocity, v_{Stokes}) を考える。球が受ける重力

$$\frac{4}{3}\pi a^3 (\rho_2 - \rho_1) g \quad (11)$$

と抵抗力

$$6\pi a \eta v_{\text{Stokes}} \quad (12)$$

との釣り合いから、この速度は

$$v_{\text{Stokes}} = \frac{2}{9} a^2 \frac{(\rho_2 - \rho_1) g}{\eta} \quad (13)$$

となる。さらに密度変化は温度変化に依存し $\rho_2 - \rho_1 = \beta \Delta T$ とし、球の半径のかわりに対流相の厚さの半分を使えば、

$$v_{\text{conv}} = \frac{1}{3} \frac{\mu}{h} \frac{\beta \Delta T}{\eta} \quad (14)$$

となる。対流の時間スケールは $\tau_{\text{conv}} = h/v_{\text{conv}}$ である。さいごに τ_{conv} と τ_{cond} の比をとり計算すると

$$\frac{h^3 \beta \Delta T}{\eta \mu} \quad (15)$$

となり、これをレイリー数と定義する。さらに物質の透過率 D [m^2] を用いると (6) と同じ形になる。