

地球深部物質学から見たアストロバイオロジー

駒 林 鉄 也*

(2011年5月3日受付, 2011年8月26日受理)

Astrobiology from deep Earth mineral physics

Tetsuya KOMABAYASHI*

* Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology
2-12-1 Okayama, Meguro, Tokyo 152-8551, Japan

I review the circulation style, storage capacity, and current amount of water in the mantle. Possible water subduction and circulation processes in the deep mantle are discussed on the basis of calculated phase relations of simplified hydrous peridotite in the system MgO-SiO₂-H₂O. For water transportation by subduction of lithospheric peridotites, important phase relations are (1) of serpentine at lower pressures less than 10 GPa and (2) of seven different high-pressure hydrous phases including dense hydrous magnesium silicates at higher pressures. Along the cold slab geotherm, large fluid fluxes are predicted at shallow (~300 km depth) and deep (~700 km depth) levels, depending on the slab temperature. The whole mantle may have the storage capacity of water more than ten times as much as the ocean. Nevertheless, the whole mantle seems not to be saturated with water. This would give rise to a mystery of the existence of the ocean at the surface, because the solid Earth should have drained all the water during its accretion period. A solution to this question will contribute to the astrobiology, particularly to the conditions for the habitable planet.

Key words: Hydrous phase, Phase relation, High-pressure, Water in the mantle

1. はじめに

筆者の専門は高圧実験岩石学と呼ばれる分野であり、地球深部物質の相平衡関係を通して固体地球の構造やダイナミクス、あるいは表層から地球深部までの物質循環過程を理解することが主な研究の目的である。したがって一見、アストロバイオロジーや生命の起源ということに対して、なんら接点を持たない分野のように感じられる。しかし、我々の研究のゴールの一つには、固体地球の進化の過程として初期地球の状態を明らかにする、というものがあ、その意味では、アストロバイオロジーと共通した目的意識を持っているとも言える。本論では、筆者の専門分野を紹介するとともに、アストロバイオロジーに対して地球深

部物質学からどのようなアプローチが可能であるか、筆者の私見を述べたい。

近年、ハビタブルゾーン、あるいはハビタブルプラネットという言葉をよく聞く。ハビタブルは「居住可能な」という意味であるが、惑星科学的には「液体の水を表面に保持できる」という意味で使われている。ハビタブルゾーンは、恒星からの距離で議論されることが多い。ここで重要なことは、液体の水を保持できるかどうかということと、実際に液体の水が地表にあるかどうかは別の議論ということである。惑星表面に液体の水が存在可能かどうかは、もし化学組成が純粋なH₂Oであれば、単純に温度と圧力の問題である。

(もちろん、H₂Oを含む大気を惑星がまとえるかどうかという問題もある。)地球に限って言えば、地球表層は地球史を通して比較的定温に保たれており、常に液体の水が存在してきたという事実がある。しかし、固体地球物質学の観点からすると、地表に液体の

* 東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻
〒152-8551 東京都目黒区大岡山2-12-1

海が存在することは極めて不思議である。その理由は固体地球内部にある。

2. 地球内部の水

実は、地球内部は大容量の水の貯蔵庫である。固体のマントルは鉱物結晶中に、金属鉄合金からなる中心核は金属鉄に溶解する形で水を貯蔵することができる。マントルと中心核は体積が大きいので、表層の海の何倍もの H_2O を保持することが可能である。後述するように最大含水量は研究者間で一致を見ないが、マントル全体でおよそ海洋の10倍程度、中心核で100倍程度と思われている。(ただし中心核は10 wt%の軽元素がすべて H_2O であると仮定して見積もった。) この見積もりは含水可能な量であって、実際に地球内部にどれだけの水があるかについてはよく分かっていないが、おそらく飽和していることはないと思われる。固体地球内部がそれだけの水を保持する能力があり、また飽和していないにもかかわらず、表層に薄い海洋があることは直感的に考えても不思議である。以下にマントルと水についての研究史の要点を述べる。金属鉄合金からなる中心核中の水(水素)については、奥地(2007)を参照されたい。

(i) マントル鉱物の相転移がまだそれほど明らかになっていなかった1980年代に、Smyth(1987)はマントル遷移層上部(深さ410~520 km)の主要構成鉱物と考えられている wadsleyite (カンラン石の高圧相)の結晶構造中に OH^- が入りうる(酸素の位置を OH^- が占める)ことを化学結合エネルギーの観点から予言し、マントル遷移層に大量の水が含まれることを示した。後に Inoue *et al.* (1995) によって3.3 wt%の H_2O が wadsleyite に入ることが高圧実験から直接証明された。その翌年には、Kohlstedt *et al.*

(1996) により、マントル遷移層下部(520~660-km)の主要構成鉱物である ringwoodite にも2.6 wt%の H_2O が入ることが実験的に示された。(ii) 同時期に、天然のマントルゼノリス中の鉱物(カンラン石、輝石)に点欠陥のような形で OH^- が数百 ppm 含まれていることを Bell and Rossman (1992) が報告した。(iii) またそれ以前の1960年代から、高圧型含水マグネシウム珪酸塩(Dense Hydrous Magnesium Silicates -DHMS-)という10 wt%程度の H_2O を結晶中に含む一連の(現在まで知られているものは8種)鉱物群が高圧実験によりカンラン岩(マントル)の系で合成されていた(たとえば Ringwood and Major,

1967) (Fig. 1)。

以上 (i), (ii), (iii) の3つのグループの鉱物の出現により、1990年代には「マントル中の水」というテーマが大流行を迎えることになる。またこれらの研究から派生して、水がマントル物性に及ぼす影響についても盛んに研究された。たとえば、水は数百 ppm 程度であっても、融点を下げる (Iwamori, 1998), 粘性率を下げる (Jung and Karato, 2001), 電気伝導度を上げる (Karato, 1990), などの効果が知られている。よって、マントルによる水の貯蔵ということだけでなく、マントルダイナミクスに対する水の効果ということも議論されるようになった。本論では、マントルにおける水の循環過程を主に解説する。ここで、「マントル中の水循環」というテーマは大きく3つに分けることができる。(1) 沈み込みによるマントルへの水輸送, (2) マントル中の水の貯蔵, (3) マントルから大気への水の放出。筆者は(1)について研究を行ってきたので、以下で紹介する。

3. マントル深部への水の沈みこみ

沈み込むプレート(スラブ)中の含水鉱物によって水はマントル深部へと輸送されるため、水の沈み込みプロセスを議論する上で含水鉱物の安定関係の理解が最も重要である。鉱物の安定関係が与えられると、水の沈み込む経路とその量は沈み込みの温度圧力パスに依存することになる。プレートは海水と接することにより含水化するため、プレート表面の玄武岩とその下位のカンラン岩の一部が含水化する。筆者は単純化した含水カンラン岩の系である $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系の関係について研究を行ってきた (Komabayashi *et al.*, 2004; Komabayashi *et al.*, 2005a; Komabayashi *et al.*, 2005b; Komabayashi, 2006; Komabayashi and Omori, 2006)。これらはすでに5年以上前の仕事になるが、これ以降同様の研究は報告されておらず、この分野としては一応の区切りを迎えたと筆者は理解している。

3.1 蛇紋石による水輸送

海洋底でカンラン岩に取り込まれた水は、蛇紋石という鉱物を形成する。プレートが沈み込むと温度圧力が上昇するため、それに伴い蛇紋石は脱水反応を起こしてマントルウェッジに流体を放出する。ではすべての蛇紋石が分解してしまうかというところではない。蛇紋石中の水はプレートの圧力-温度 (P-T) パスに応じてさまざまな運命をたどる。沈み込みを開始して

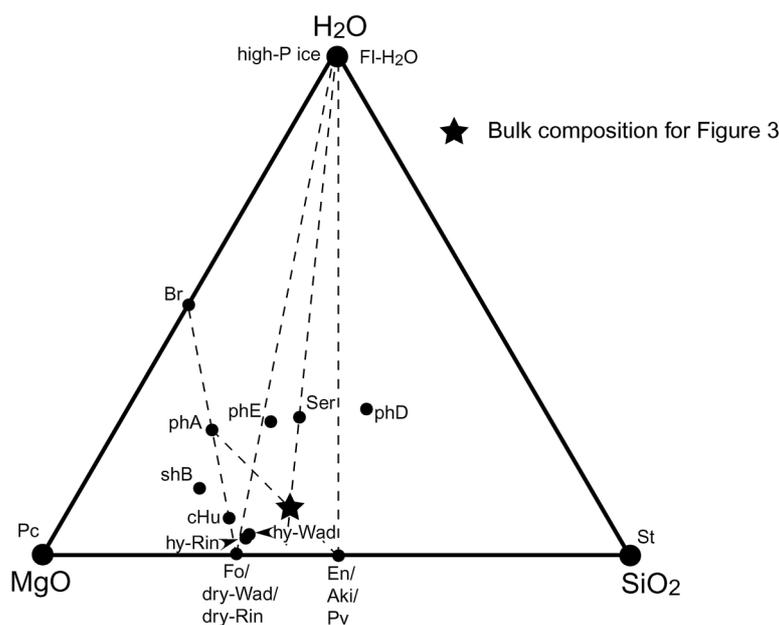


Fig. 1 Compositions of the phases in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ modified after Komabayashi and Omori (2006). Filled circles denote the composition of various phases. The bulk composition of the phase relations in Fig. 3 is shown by the star. Phases are Ser, serpentine; phA, phase A; phE, phase E; phD, phase D; shB, superhydrous phase B; cHu, clinohumite; Br, brucite; hy-Wad, hydrous wadsleyite; hy-Rin, hydrous ringwoodite; Pc, periclase; Fo, forsterite; dry-Wad, dry wadsleyite; dry-Rin, dry ringwoodite; En, enstatite; Aki, akimotoite; Pv, magnesium-perovskite; St, stishovite; Fl- H_2O , fluid- H_2O ; high-P ice, high-pressure ice.

160 km ほどのところに、深部マントルへの水輸送にとって最も厳しい関門が待ち受けている。それは温度圧力にして5.1 GPa, 660°C付近である (Komabayashi *et al.*, 2005a) (Fig. 2白星印)。沈み込むスラブのP-Tパスがこの点の低温側を通過する場合のみ、プレートの蛇紋石はA相 (phase A) という高圧含水鉱物 (DHMS の1つ) に水を渡すことが可能である (Fig. 2のパス B)。反対に、P-Tパスが白星印の高温側を通る場合は、スラブは完全に脱水して無水鉱物組み合わせになってしまう (Fig. 2のパス A)。したがって、この温度圧力条件は水がマントル遷移層まで沈みこめるかどうかを決定している (Fig. 2)。熱い (若い) スラブのカンラン岩はこのポイントをクリアできないと考えられている (例えば, Peacock and Wang, 1999; Iwamori, 2000)。 (注: ここで、“熱い” というのはプレートとして相対的に、という意味で周囲のマントルよりも温度が高いというわけではない。プレートが沈み込むには周囲より密度が高い、したがって温度が低いことが必要である。)

熱い温度圧力パスに沿って、蛇紋石は脱水してカンラン石+輝石+流体の”無水鉱物”組み合わせになる (Fig. 2のパス A)。ただし、近年の研究によるとカンラン石はある程度の水を含めるようである。詳細は後述する。対照的に、冷たいスラブの冷たい部分 (つまりスラブの芯) であれば蛇紋石は白星印の低温側を通れると考えられている (Bina and Navrotsky, 2000; Iwamori, 2000; Peacock, 2001; Omori *et al.*, 2002)。そして蛇紋石の水はA相に一部渡される (大部分の水は脱水され流体として放出される)。やや細かい話になるが、蛇紋石は約13 wt%の水を含んでいる。Fig. 2中の白星印の低温側をパスが通る場合には1 wt%の水が岩石中に残ることになり、さらに低温の黒星印の低温側をパスが通る場合には岩石には3.66 wt%の水が保存される。

3.2 高圧含水相による水輸送

次に、A相が安定になってからの含水相の相関係について簡単に紹介したい。Komabayashi *et al.* (2004; 2005b) によると、カンラン岩の全岩組成 (つまり、

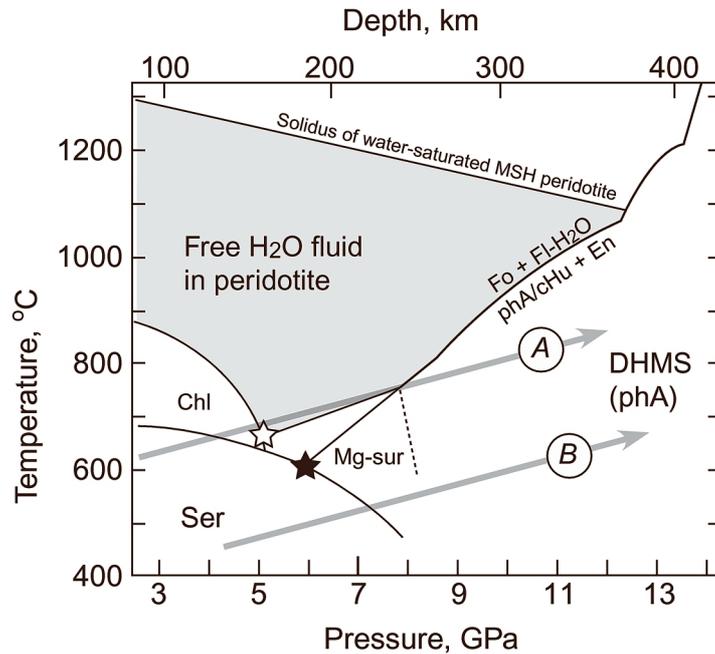


Fig. 2 Phase relations for hydrous peridotite modified after Komabayashi *et al.* (2005a). Shaded region denotes where all the H₂O in the system is a free fluid (i.e., dry rock region). Relatively hot and cold temperature profiles in subducting slabs are shown as profiles A and B, respectively. The white star indicates the critical condition for the hydrous phase stability in the peridotites in the subduction zone. The black star denotes the condition for direct water transportation to phase A from serpentine. Ser, serpentine; Fo, forsterite; En, enstatite; phA, phase A; DHMS, dense hydrous magnesium silicates; Chl, chlorite; Mg-sur, Mg-sursassite.

Mg/Si~1.4) において、30 GPa、1600°C までに出現する含水相は次の7つである: A 相, clinohumite, E 相, superhydrous B 相, D 相, 含水 wadsleyite, 含水 ringwoodite (Fig. 1)。これらの含水相の安定関係については、筆者らの研究以前には高压実験による実験データしかなかった。そこで筆者らは、これらの高压含水相に対する熱力学データセットを35 GPa、1600°C までの範囲にわたり構築、整備した (Komabayashi *et al.*, 2005b; Komabayashi and Omori, 2006)。その結果、これらのデータセットを用いて、高压含水相の相関係を熱力学計算することが可能になった。Fig. 3はその計算結果の相平衡状態図である。本論では、紙面の都合上、状態図を大幅に単純化した。仮定した全岩組成は、カンラン岩組成 (Mg/Si=1.4) で水の量は3.66 wt%であり、これは Fig. 2で黒星印の低温側をスラブのP-Tパスが通り、A相が安定になるときの全岩組成に対応している。(注:

Table 1 Chemical reactions in Fig. 3.

No.	Chemical Reaction ^a
1	Ser = phA + En + Fl
2	hy-Wad = Fo + En + Fl
3	shB = Pv + Pc + Fl
4	phD + Pc = Pv + Fl

^a Left term is low-temperature side of equilibrium. Ser, serpentine; Fo, forsterite; En, enstatite; phA, phase A; phD, phase D; shB, superhydrous phase B; hy-Wad, hydrous wadsleyite; Pv, Mg-perovskite; Pc, periclase; Fl, fluid.

3.66 wt%というのは表層でプレートカンラン岩が100%含水した場合にA相に渡される水の量であり、実際のプレートの含水率はこれより少ないと考えられる。) 本論で議論する反応式は Table 1に載せてある。

ではここから、DHMSによる水輸送について議論しよう。平均的なマントル地温勾配 (Ito and Katsura, 1989) と模式的に仮定した冷たいスラブ、

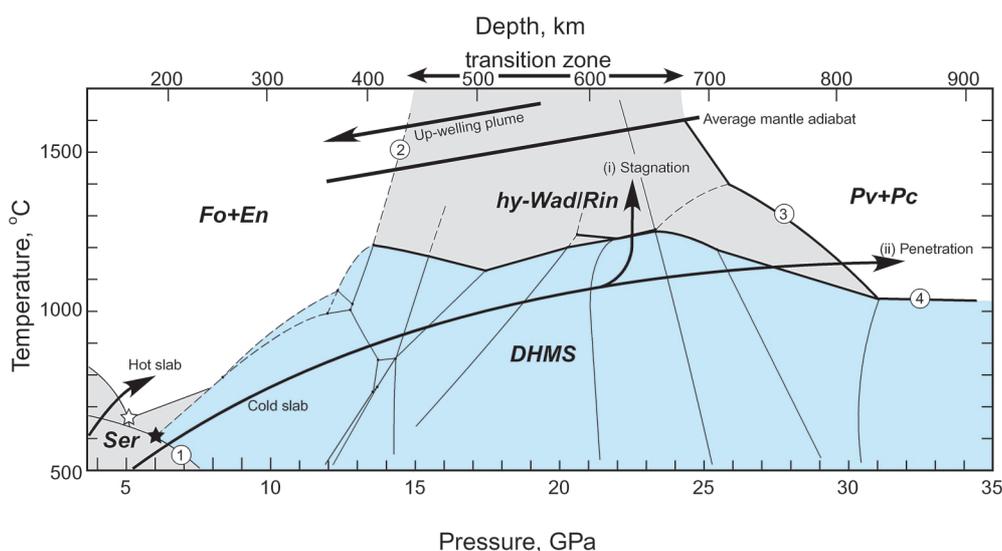


Fig. 3 Phase relations for the subducting hydrous peridotite with an average mantle (Ito and Katsura, 1989), representative cold subducting and hot up-welling P-T paths. The bulk composition after serpentine breakdown (beyond the reaction 1) along the cold slab path is shown in Fig. 1. Two cold slab geotherms at the mantle-boundary layer (MBL) correspond to (i) the slab stagnation at the MBL and (ii) the slab penetration into the lower mantle. The light blue and shaded regions illustrate where DHMS and hydrous wadsleyite or ringwoodite are stable, respectively. The region for DHMS has higher water content than the region for hydrous wadsleyite or ringwoodite. The stars are same as in Fig. 2. The reactions are listed in Table 1. Thick lines are dehydration reactions, while thin solid lines are fluid-absent solid-solid reactions. Thin broken lines denote the water-bearing reaction which does not occur in the subduction process. Note that free fluids generated by the dehydration reactions are assumed to escape from the system such that no re-hydration reaction occurs in the slabs.

および上昇流の P-T パスを Fig. 3 に示す。冷たいスラブの P-T パスが反応 (1) を通って蛇紋石が分解した後、パスに沿って DHMS が関与する固相—固相反応 (Fig. 3 中の細い実線) のみが、上部—下部マントル境界 (深さ 660 ± 40 km) までの間起こることがわかる。固相—固相反応しか起こらないということは、スラブカンラン岩中の水の量 3.66 wt% はこの間まったく変化しないことを意味し、上部マントルを通過しマントル遷移層まで沈み込む間スラブは水を失わないことになる (Fig. 3 中水色の範囲)。上部下部マントル境界で冷たいスラブは、(i) 停滞あるいは (ii) 停滞せずに下部マントルへ貫入、のいずれかの P-T パスを通ると仮定する。P-T パス (i) では、DHMS の脱水反応が起きる。しかし、スラブの温度が平均的なマントル温度に達しても含水 ringwoodite が含水鉱物として安定である。P-T パス (ii) では、最終的に脱水反応 (3) が深さ約 800 km で起きる。したがって、

流体が下部マントルの上部で放出される。Fig. 3 には示されていないが、さらに冷たいスラブを考慮すると、より深部まで DHMS によって水は沈み込んでいく。DHMS の安定領域の高圧限界は D 相 (反応 (4)) によって決定されており、それは下部マントル中部 (深さ 1250 km 程度) に相当する 45 GPa 程度である。そして、これ以上高圧ではカンラン岩の系で高圧含水鉱物は存在しない (Shieh *et al.*, 1998)。しかし、この温度圧力条件は高圧氷 X の安定領域 (Lin *et al.*, 2005) であり、D 相から高圧氷に水が渡されて、さらに深部まで水が運搬される可能性が指摘されている (Komabayashi, 2006)。以上の議論から、下部マントルへの水の移動はスラブの P-T パスに強く依存することが分かる。

遷移層まで水を運搬可能なパスでは、スラブの沈み込みに沿って 2箇所で流体の放出がある (Fig. 4)。それは沈み込み初期 (蛇紋石) と上部—下部マントル境

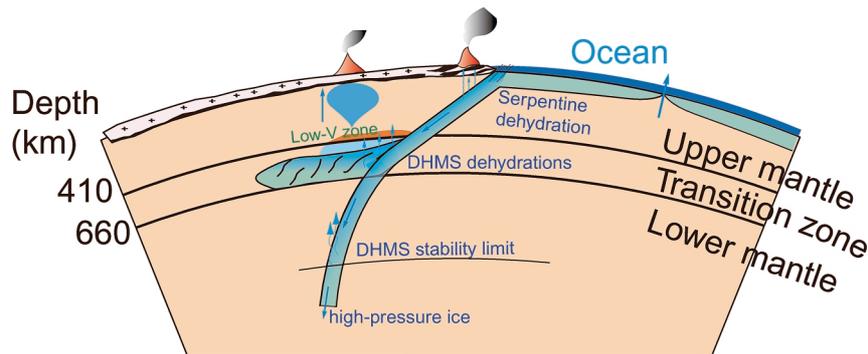


Fig. 4 A cartoon showing the water circulation in the mantle. Dehydration reactions are shown: serpentine at the shallower levels, DHMS around 660-km depth, and DHMS (phase D) at about 1250-km depth. High-pressure ice could be stable beyond the DHMS stability in the case of very cold subduction. The fluid phase released from the dehydration of hydrous wadsleyite at about 410-km depth in the up-welling mantle would form a low-velocity zone there. Finally up-welling hydrous plume would reach the surface to release water to the atmosphere.

界 (DHMS) である。本論では紹介しないが、この脱水反応の深さ一類度分布は沈み込み帯地震の深さ一類度分布をよく説明することができる (詳細は Komabayashi *et al.*, 2004 を参照されたい)。蛇紋石の脱水反応で放出された流体は、ときには島弧火成活動を伴い地表へと循環するだろう (Ulmer and Trommsdorff, 1995; Wunder and Schreyer, 1997)。一方、遷移層で DHMS から放出された流体はマントル遷移層の wadsleyite, ringwoodite に固定されるだろう。下部マントルの鉱物組み合わせである Mg-ペロブスカイトとフェロペリクレスに水が固溶するかどうかは意見が分かれており (Murakami *et al.*, 2002; Bolfan-Casanova *et al.*, 2003; Litasov *et al.*, 2003), さらに実験データの蓄積が待たれるが、報告されている含水量の最大値はそれぞれの鉱物とも 0.2 wt% 程度である (Murakami *et al.*, 2002)。

4. マントル深部からの水の放出

一方、マントル上昇流による水の移動はどうだろうか。マントル平均温度 ($\sim 1400^\circ\text{C}$) では、含水 wadsleyite の低圧安定限界は反応 (2) で定義される。同様の温度では、410 km 以浅の上部マントルでは安定な含水鉱物が存在しないためにこの反応は含水 wadsleyite の脱水反応になる。しかし、近年、相当量の水 (0.9 wt% 程度) が 410 km の温度圧力条件下でカンラン石に固溶できるという報告がなされている

(Chen *et al.*, 2002; Mosenfelder *et al.*, 2006; Smyth *et al.*, 2006)。それに加えて、高温 ($\sim 1400^\circ\text{C}$) での含水 wadsleyite の最大含水量は比較的少ない (約 1 wt%) ことが報告されている (Demouchy *et al.*, 2005)。したがって、オリビンの最大含水量が wadsleyite のそれに近い温度圧力条件では、反応 (2) は脱水反応ではなくなる可能性がある (Hirschmann *et al.*, 2005)。我々の熱力学モデルではいわゆる無水鉱物は第一近似として完全に無水として取り扱っており、将来、これらの無水鉱物に対する水の溶解度を考慮した熱力学モデルの構築が必要であろう。

もし、反応 (2) が脱水反応であれば、マントル遷移層の含水 wadsleyite から 410 km 付近で水が放出される (Fig. 3)。上昇流が地殻の底に到達すると、部分融解液が分離上昇し火山となって噴出し、水は大気へと放出される。コマチアイトの火成活動はこのような含水 wadsleyite の脱水反応の結果であるといった議論もなされている (Kawamoto *et al.*, 1996; Shimizu *et al.*, 2001)。また、沈み込み帯の上部マントルや 410-km 直上に地震波の低速度領域が報告されている (Nolet and Zielhuis, 1994; Revenaugh and Sipkin, 1994; Song *et al.*, 2004; Chambers *et al.*, 2005)。地震学者たちはこれらの観測が沈み込み帯で得られることから、地表から沈み込んでマントル深部で放出された流体の水の存在を議論している。ところで、マントル上昇流における水循環について別のシナ

リオが Bercovici and Karato (2003) により提案されている。彼らは含水 wadsleyite の脱水反応により放出された流体が周囲のマントル鉱物よりも重い可能性を指摘した。つまり、流体は深さ410-km で重力的に安定に存在可能というものである。このアイデアは高压実験により確かめられているが (Matsukage *et al.*, 2005; Sakamaki *et al.*, 2006), 実験で加えた水の量が少なすぎるなどの問題があり、今のところ確定的ではない。

5. マントル中にどれだけ水があるか

ここまでマントル中の水の循環様式を紹介してきたが、筆者の結論は、表層の水をマントル深部まで運び込む経路は (沈み込む温度に依存するものの) 存在しており、一度沈み込んでしまうとマントルが水に飽和しない限りは、水が地表に戻ってくることはない、つまり一方的沈み込みしか起こらない、ということである。

では実際にどれだけ量の水がマントル中に存在するのだろうか。上で議論したように、冷たい沈み込み帯であればマントル中に水は存在していると考えられ、また脱水反応で生じた流体のサインも観測されているようである。しかし、ここで議論したいのは全球的にどれだけか、ということである。調べる方法は、マントル鉱物の地震波 (弾性波) 速度に対する水の効果を実験室で測定し観測値と比較することである。上部マントルと下部マントル鉱物が ppm オーダーでしか水を含めないのに対し、遷移層の鉱物 (wadsleyite, ringwoodite) は数 wt% の水を保持可能なために鉱物物性に対する水の効果を見るには最適である。そこで、Jacobsen (2006) が wadsleyite と ringwoodite の弾性波速度に対する水の効果 (1 wt% H₂O) を系統的に調べた (Fig. 5)。実は、マントル遷移層の地震波速度 (観測値) は、無水のカンラン岩では説明が困難とされてきた。そのため、遷移層は上部マントルとは異なる全岩組成 (たとえば玄武岩質) からなる (Anderson and Bass, 1986) などの意見が一部の研究者から提案されている。Jacobsen (2006) の結果をみると (Fig. 5)、縦波 (P 波) 速度については不明瞭であるが、横波 (S 波) 速度については水の効果が明瞭に示されている。その横波速度のデータからは、含水マントルのほうが無水の場合よりも遷移層、特に 520~660-km の地震波速度の観測値を良く説明できるように見える。(注: Jacobsen 本人は決定的に含水

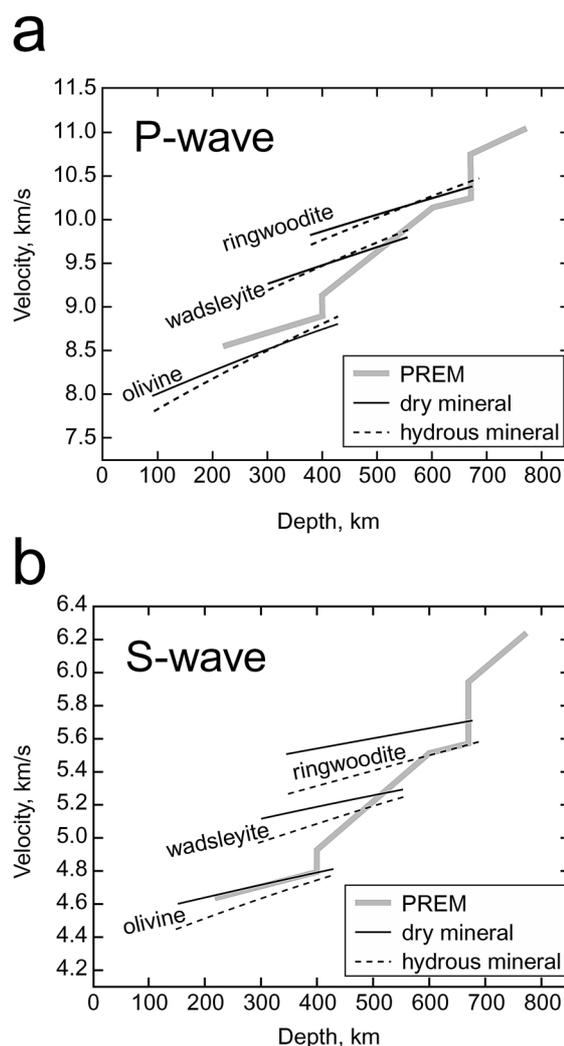


Fig. 5 (a) P-wave and (b) S-wave velocities of dry (solid lines) and hydrous (dashed lines) olivine, wadsleyite, and ringwoodite after Jacobsen (2006). The seismological velocity model (Preliminary Reference Earth Model -PREM-) is also shown (Dziewonski and Anderson, 1981). The effect of water is clearly seen in S-wave velocities. Wadsleyite is stable between 410 and 520-km depths whereas ringwoodite is stable between 520 and 660-km depths. The seismic velocity of the transition zone, particularly 520-660-km, is better explained by hydrous wadsleyite and hydrous ringwoodite.

遷移層を示せてはいないと議論している。) いずれにしても、上部マントル、下部マントルについてもそれぞれの鉱物の弾性波速度に対する水の効果を見積もる必要があるだろう。

まとめると、マントルが全球的に含水しているかどうかはよくわからないが遷移層はどうやらある程度は含水しているようである。また、先に述べたように、局所的（沈み込み帯）には含水鉱物により深部マントルまで水が運搬され、またその結果として脱水反応により流体が放出されたサインも観測されている、ということになる。筆者は、別の観点からもこの問題にアプローチできると考えている。水のマントルの粘性率に対する効果が非常に大きいので、水がある場合とない場合でマントルの運動様式になんらかの変化が出るはずである。現在のマントル対流の研究（数値実験など）は無水の場合についてのみ行われているが、水（結晶中に）を加えた場合の計算も行われるべきであろう。

6. 地球の海の起源

地球の表層に海が常に存在していたことは生命発生、およびその維持に不可欠な要素であったようである。先述したように、地球の海の起源については実はよく分かっていない。理由を一言で述べると、固体地球がほぼすべての水を吸収してしまうはずだからである。詳しい解説が奥地（2007）にあるので、詳細はそちらに譲るとして、要点だけを紹介する。

微惑星の衝突・集積により地球は形成されたと理解されているが、その原材料物質には多かれ少なかれ水が入っていたと考えられる。たとえば、Ringwood（1977）によると2 wt%の H_2O が原材料物質に含まれていた（一方現在の海洋質量は地球質量の0.02 wt%である。）地球の形成段階初期には、地球の表面はマグマオーシャンという溶融状態にあり（深さは数百キロ～全溶融まで意見がある）、水はマグマオーシャンにほぼすべてトラップされるために惑星表面から水が取り去られてしまう。そして、マグマオーシャンが固化する際に、マントル鉱物中や中心核に水が固定されるために、地表には水が（ほとんど）戻らない。したがって、現在のように水を表層に保持するには、地球が固化してから、水を含んだ物質がさらに降ってくる必要がある。（注: マグマオーシャンが固化する際に、水はマグマとマントル鉱物あるいはマグマと溶融金属鉄の間で分配される。マグマとマントル鉱物間の水分配は、先に述べた鉱物含水量の見積もり同様意見の一致を見ておらず、低い分配係数（鉱物に水が入らない）を採用することにより海を作るモデルも存在する（例えば Elkins-Tanton, 2008））。しかしいずれに

しても、マグマと溶融金属鉄間の水分配も効果が大きく、深さ250 km 以深のマグマオーシャンの底では、ほぼすべての水が金属鉄に分配される。つまり、中心核に水が取り込まれてしまい、地表で海ができない（奥地, 2007）。

この考察はアストロバイオロジー的にも重要と思われる。つまり、液体の水が惑星表層に保持されることが重要であるならば、(i) 深いマグマオーシャンがあってはいけない、(ii) または惑星形成段階後期に水を含んだ物質が降ってこなくてはいけないのである。さらに一歩進んでいけば、このことはハビタブルゾーン（恒星からの距離の問題）に入っているだけでは惑星は海を作れないことを意味しており、微惑星集積プロセスが特殊（最後に水を含む物質が降ってくる必要があるなど）である必要がある。海を存在させる集積プロセスの要請により、ハビタブルプラネットを特徴付ける変数がさらに増えることは確実であろう。

7. 高圧実験岩石学者から見たアストロバイオロジー

最後にアストロバイオロジーについて筆者の思うところを述べたい。上述のとおり、既存の学問分野（たとえば高圧実験岩石学と惑星形成論）の融合により、「これからの」アストロバイオロジーは大いに発展が期待できる分野であることは間違いない。ここでは「これまでの」アストロバイオロジーについて日頃から筆者の感じている疑問を述べてみたい。あえてネガティブな私見を述べるが、今後の分野の発展を願うのでありとご理解いただきたい。

筆者は実験によって研究を行っているので、同様に実験によってアストロバイオロジーを研究する方法に強い興味がある。アストロバイオロジーという分野自体は広範な目的意識を持っていると思うが、そのなかでも「生命はどのように誕生して進化してきたか」という問題を実験的に研究されている人は少なくないと思う。紹介してきたように、実験岩石学は固体地球の熱力学相平衡状態の解明が主な目的である。地球内部の研究に熱力学的相平衡論が適用されるようになってからおよそ100年であるが、この方法がどれだけ成功しているかは疑いようもない。地球のテクトニクスが（全体としては非平衡状態だから地球は動いているわけだが、局所的には）熱力学的平衡状態を取りながらのプロセスであることは、人類にとって相当な幸運で

あったと筆者は思う。それは、目に見えない対象（つまり地球内部）を研究するのに、熱力学平衡を仮定できるということはこの上なく心強いことだからである。

一方、「生命の起源、進化」を実験的に研究する場合に最大の障害である（と筆者が感じる）のは、対象が非平衡現象であることである。なぜなら、非平衡現象（特に化学反応が関与する場合）は簡単には状態の一意性が保証されないからである。相平衡状態は少数の変数（温度—圧力—化学組成）により一意に決定されるが、非平衡状態は状態の決定に変数がいくつ必要かは一般に不明である。したがって、実験室での実験が現実の初期生命やそれらの誕生の場の様子を模擬している保証はない。この問題を（できるだけ）解決するには、なるべく多くの物理量を変数に実験することしかないように思われる。しかしそれでは、実験室で何をどこまで明らかにすればよいのか、という実質的なゴールを設定することが不可能になってしまう。変数の数にきりがなからである。そう考えると、相平衡実験をしている筆者から見て「生命の起源、進化」の実験的研究の道のりは果てしないものを感じられる。

そもそも、地球史上一度だけ非平衡に起こった「生命の起源」という問題をはたして実験室での物理化学の問題に置き換えることが可能なのだろうか。何度も述べたように、地球内部のテクトニクスについては物質の相平衡状態として問題設定されている。また本論の冒頭で述べたように、ハビタブルゾーンは液体 H₂O の存在可能性の問題として議論されている。「生命の起源」についても、これらと同等の物理化学的な問題設定が可能だろうか。筆者の印象は絶望的である。

筆者がここで述べたいことは、「生命の起源や進化」の研究にとって、主体となる指導原理がいまだに確立されていないと感じられる、ということである。確立されていない理由は単に難しいからであり、筆者などには到底思いつかないような卓抜なアイデアが必要であることは疑いない。それでもあえて可能性を探すとすれば、上に述べた異分野交流から新しい方向性が生まれることを期待することであろうか。いったん物理化学の問題として設定されてしまえば、その後は爆発的に理解が進むことは他の分野の歴史から明らかである。これからのアストロバイオロジーに携わる人に大いに期待したい。筆者の不勉強による誤解や勘違いからこのような考えにいたっている可能性もある

が、本特集号のような異分野交流のためには最初に（誤解を含む）意見を述べるのが重要と思い、述べさせていただいた。

謝 辞

藪田ひかる博士には本特集号への寄稿を勧めていただきました。玄田英典博士と匿名の査読者からは有益なコメントをいただきました。上記の方々に感謝いたします。

引用文献

- Anderson, D. L. and Bass, J. D. (1986) Transition region of the Earth's upper mantle. *Nature*, **320**, 321–328.
- Bell, D. R. and Rossman, G. R. (1992) Water in Earth's mantle: the role of nominally anhydrous minerals. *Science*, **255**, 1391–1397.
- Bercovici, D. and Karato, S. (2003) Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, **425**, 39–44.
- Bina, C. R. and Navrotsky, A. (2000) Possible presence of high-pressure ice in cold subducting slabs. *Nature*, **408**, 844–847.
- Bolfan-Casanova, N., Keppler, H. and Rubie, D. C. (2003) Water partitioning at 660 km depth and evidence for very low water solubility in magnesium silicate perovskite. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1905, doi: 10.1029/2003 GL017182.
- Chambers, K., Deuss, A. and Woodhouse, J. H. (2005) Reflectivity of the 410-km discontinuity from PP and SS precursors. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B02301, doi: 10.1029/2004 JB003345.
- Chen, J., Inoue, T., Yurimoto, H. and Weidner, D. J. (2002) Effect of water on olivine-wadsleyite phase boundary in the (Mg, Fe)₂SiO₄ system. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1875, doi: 10.1029/2001 GL014429.
- Demouchy, S., Deloule, E., Frost, D. J. and Keppler, H. (2005) Pressure and temperature-dependence of water solubility in Fe-free wadsleyite. *American Mineralogist*, **90**, 1084–1091.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **25**, 297–356.
- Elkins-Tanton, L. T. (2008) Linked magma ocean solidification and atmospheric growth for Earth and Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**, 181–191.
- Hirschmann, M. M., Aubaud, C. and Withers, A. C. (2005) Storage capacity of H₂O in nominally anhydrous minerals in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 167–181.
- Inoue, T., Yurimoto, H. and Kudoh, Y. (1995) Hydrous modified spinel, Mg_{1.75}SiH_{0.5}O₄: a new water reservoir in the mantle transition region. *Geophysical Research Letters*, **22**, 117–120.

- Ito, E. and Katsura, T. (1989) A temperature profile of the mantle transition zone. *Geophysical Research Letters*, **16**, 425–428.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, 65–80.
- Iwamori, H. (2000) Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 41–46.
- Jacobsen, S. D. (2006) Effect of water on the equation of state of nominally anhydrous minerals. In: *H. Keppler and J. R. Smyth* (Eds.), *Water in nominally anhydrous minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, pp. 321–342.
- Jung, H. and Karato, S. (2001) Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, **293**, 1460–1463.
- Karato, S. (1990) The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, **347**, 272–273.
- Kawamoto, T., Hervig, R. L. and Holloway, J. R. (1996) Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 587–592.
- Kohlstedt, D. L., Keppler, H. and Rubie, D. C. (1996) Solubility of water in the a, b, and g phases of (Mg, Fe)₂SiO₄. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **123**, 345–357.
- Komabayashi, T. (2006) Phase relations of hydrous peridotite: implications for water circulation in the Earth's mantle. In: *S.D. Jacobsen and S. van der Lee* (Eds.), *Earth's deep water cycle*. AGU, Washington, D.C., pp. 29–44.
- Komabayashi, T. and Omori, S. (2006) Internally consistent thermodynamic data set for dense hydrous magnesium silicates up to 35 GPa, 1600°C: implications for water circulation in the Earth's deep mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **156**, 89–107.
- Komabayashi, T., Omori, S. and Maruyama, S. (2004) Petrogenetic grid in the system MgO-SiO₂-H₂O up to 30 GPa, 1600°C: Applications to hydrous peridotite subducting into the Earth's deep interior. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B03206, doi: 10.1029/2003 JB002651.
- Komabayashi, T., Omori, S. and Maruyama, S. (2005b) Experimental and theoretical study of stability of dense hydrous magnesium silicates in the deep upper mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **153**, 191–209.
- Komabayashi, T., Hirose, K., Funakoshi, K. and Takafuji, N. (2005a) Stability of phase A in antigorite (serpentine) composition determined by in-situ X-ray pressure observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **151**, 276–289.
- Lin, J. -F., Gregoryanz, E., Struzhkin, V. V., Somayazulu, M., Mao, H. K. and Hemley, R. J. (2005) Melting behavior of H₂O at high pressures and temperatures. *Geophysical Research Letters*, **32**, L11306, DOI: 10.1029/2005 GL 022499.
- Litasov, K., Ohtani, E., Langenhorst, F., Yurimoto, H., Kubo, T. and Kondo, T. (2003) Water solubility in Mg-perovskites and water storage capacity in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 189–203.
- Matsukage, K., Jing, Z. and Karato, S. (2005) Density of hydrous silicate melt at the conditions of Earth's deep upper mantle. *Nature*, **438**, 488–491.
- Mosenfelder, J. L., Deligne, N. I., Asimow, P. D. and Rossman, G. R. (2006) Hydrogen incorporation in olivine from 2–12 GPa. *American Mineralogist*, **91**, 285–294.
- Murakami, M., Hirose, K., Yurimoto, H., Nakashima, S. and Takafuji, N. (2002) Water in Earth's lower mantle. *Science*, **295**, 1885–1887.
- Nolet, G. and Zielhuis, A. (1994) Low S velocities under the Tornquist-Teisseyre zone: evidence for water injection into the transition zone by subduction. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 15813–15820.
- 奥地拓生 (2007) 地球中心核と水. 地学雑誌, **116**, 188–195.
- Omori, S., Kamiya, S., Maruyama, S. and Zhao, D. (2002) Morphology of the Intraslab Seismic zone and Devolatilization Phase Equilibria of the Subducting Slab Peridotite. *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo*, **76**, 455–478.
- Peacock, S. M. (2001) Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, **29**, 299–302.
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937–939.
- Revenaugh, J. and Sipkin, S. A. (1994) Seismic evidence for silicate melt atop the 410-km mantle discontinuity. *Nature*, **368**, 474–476.
- Ringwood, A. E. and Major, A. (1967) High-pressure reconnaissance investigations in the system Mg₂SiO₄-MgO-H₂O. *Earth and Planetary Science Letters*, **2**, 130–133.
- Ringwood, A. E. (1977) Composition of the core and implications for origin of the earth. *Geochemical Journal*, **11**, 111–135.
- Sakamaki, T., Suzuki, A. and Ohtani, E. (2006) Stability of hydrous melt at the base of the Earth's upper mantle. *Nature*, **439**, 192–194.
- Shieh, S. R., Mao, H., Hemley, R. J. and Ming, L. C. (1998) Decomposition of phase D in the lower mantle and the fate of dense hydrous silicates in subducting slabs. *Earth and Planetary Science Letters*, **159**, 13–23.
- Shimizu, K., Komiya, T., Hirose, K., Shimizu, N. and Maruyama, S. (2001) Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts-implications for a hydrous plume origin for komatiites. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 177–188.

- Smyth, J. R. (1987) b-Mg₂SiO₄: A potential host for water in the mantle? *American Mineralogist*, **72**, 1051–1055.
- Smyth, J. R., Frost, D. J., Nestola, F., Holl, C. M. and Bromiley, G. (2006) Olivine hydration in the deep upper mantle: effects of temperature and silica activity. *Geophysical Research Letters*, **33**, L15301, doi: 10.1029/2006GL026194.
- Song, T. -R. A., Helmberger, D. V. and Grand, S. P. (2004) Low-velocity zone atop the 410-km seismic discontinuity in the northwestern United States. *Nature*, **427**, 530–533.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, **268**, 858–861.
- Wunder, B. and Schreyer, W. (1997) Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, **41**, 213–227.