

マントル対流と全地球ダイナミクス

岩森 光^{*,**}

(2015年10月7日受付, 2016年1月5日受理)

Mantle Convection and Whole Earth Dynamics

Hikaru IWAMORI^{*,**}

Earth's mantle constitutes the largest sub-system of the whole Earth system, involving 70% of the total mass, ~80% of the heat capacity, and more than 50% of the internal heat generation by radioactive decay. Therefore, the mantle and the inherited dynamics may control the whole system to a great extent, *e.g.*, in terms of convective motion (including plate motion as its surface expression) and heat transport from the core to the surface, regulating the core cooling and dynamo that eventually affects the surface environment and life. First the basic structures and dynamics of the mantle convection are described, which demonstrate that the surface cooling dominantly drives the convection, creating buoyancy of several to 10 times greater than that generated near the core-mantle boundary. This estimate for the much larger role of near-surface cooling is consistent with the seismic tomography. Then various types of observations on the structures and dynamics of mantle, particularly three boundary layers (*i.e.*, the near-surface, mid-mantle around 660 km discontinuity, and core-mantle boundary) have been reviewed and are compared with the simple estimation. Of these, the 'geochemical probe' approach, which utilizes composition (in particular the isotopic composition) of young basalts that fingerprint geochemical nature of the mantle materials, has been reviewed in conjunction with convective regimes. The latest result of high spatial resolution has revealed that the mantle can be divided into the eastern and western hemispheres, in terms of an anciently (several hundred million years ago) subducted fluid-component. The spatial pattern is strikingly similar to the hemispherical seismic structure of the inner core. Based on these observations, a model for 'top-down hemispherical dynamics' is introduced, as a result of focused subduction towards the supercontinents that existed mostly in the eastern hemisphere from ~900 to 250 million years ago (*i.e.*, Rodinia, Gondwana and Pangea). The cooled domain of mantle may absorb heat from the eastern hemisphere of the core, resulting in faster growth and velocity of the eastern half of the inner core. Such 'top-down' dynamics is consistent with the various types observations and arguments (made in the first half of this paper) on mantle convection.

Key words: mantle, convection, continent, core, hemispherical structure

1. はじめに

地球は、太陽系の近隣の兄弟惑星である火星や金星と比較しても大きく異なる特徴をもつ: 表層付近に液体の水、特異な組成をもつ大陸地殻が存在し、プレート運動とそれに伴う活発な地震・火山活動、液体の外核と自励磁場を有する。より長期的には造山運動や大陸成長・移動が起こり、表層環境に影響を及ぼしてきた。地球は、これらの内部・表層付近の状態とダイナミクスおよび磁

場シールドの下に、生命の発生と進化をもたらしたユニークな惑星である。地球のマントルは、全地球システムに対して70%の質量、およそ80%の熱容量、50%以上の放射性熱源を占め (*e.g.*, Buffett *et al.*, 1996; Shubert *et al.*, 2001; 岩森, 2002; およびその中の引用文献), 地球最大のサブシステムを構成する。その熱-組成対流の地表表現としてプレート運動を駆動し、沈み込みと湧き上がりを通して表層-内部を結ぶ物質循環を引き起こす。ま

* 〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15
海洋研究開発機構地球内部物質循環分野
Department of Solid Earth Geochemistry, Japan Agency
for Marine-Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-
cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan.

** 〒152-8550 東京都目黒区大岡山 2-12-1

東京工業大学地球惑星科学専攻
Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo
Institute of Technology, 2-12-1, Oo-Okayama, Meguro,
Tokyo 152-8550, Japan.

e-mail: hikaru@jamstec.go.jp

た、核の冷却強度とパターンを支配しながら地球磁場に影響を与え、生命を含む表層圏と関わる。これらの点で、マントルは、地球のユニークな構造や営みにおける中心的な役割を果たしている。

同時に、マントルの構造や対流がどのように (i) 表層の地殻、プレート、リソスフェア、および、(ii) 深部のコアと関わるか、浅部から中心核までを一体化したシステムとして具体的にとらえることが、全地球ダイナミクスの理解には不可欠である。例えば、大陸地殻は、マントル物質と比較して液相濃集元素に富み、マントル物質から直接的あるいは間接的に熔融などの物質分化過程を経て生成・成長してきたと考えられる (e.g., Rudnick and Gao, 2003)。その結果として、地球質量の 0.5% に満たない地殻は全地球の 40% 前後の放射性発熱を担い (e.g., 岩森, 2002; Lay *et al.*, 2008), 元素分布およびエネルギー収支の上で重要な存在である。また、マントル物質よりも軽いため、高密度のマントルという流体に浮かぶ木片のような存在として、より深部の対流と相互作用する。さらにマントルよりも平均的に温度が低く硬いため、リソスフェアあるいはプレートの一部としての役割を担う。従って、大陸、リソスフェア、プレートを含むマントル-地殻系のダイナミクスを理解するためには、物質分化、表面冷却による物性変化を内在する熱-組成対流系としてマントル対流を扱う必要がある。残念ながら、現状ではそのような総合的理解はまだ遠い。これらに迫ろうとする試みには、必然的に多様なアプローチ、概念を要する。ここでは、まず、マントル対流の基本的性質を整理し、そこから導かれる特徴や問題点について述べる。それらに基づき、上記の総合的描像に制約を与えるための試みについて議論を行う。

2. マントル対流の基本構造

マントル対流は、連続体力学の枠組みで取り扱うことが可能である。具体的には、マントルを近似的に高粘性流体として扱い、その流れに関する質量、運動量、エネルギーの保存則をたてる。さらに、状態方程式と相平衡・化学反応式 (温度・圧力・組成に対する物質の状態・反応の記述)、構成則 (力に対する流動応答の記述) を組み合わせ、これらの基礎方程式を未知変数 (例えば、温度、応力、組成、流動速度、相組み合わせ) について解く。2次元および3次元空間における時間発展問題は非線形であり、時空間について上記の基礎方程式を、初期・境界条件のもとに離散化して計算機で解く必要がある (支配方程式の詳細かつ包括的な解説については、次の論文や教科書を参照されたい: McKenzie *et al.*, 1974; 本多, 1997; Schubert *et al.*, 2001)。これらの方程式に基づ

き、本稿では、まずマントル対流の特徴を見通し良くとらえるために、(1) プラントル数 (動粘性率と熱拡散率の比) を無限大とし、慣性項を無視する近似、(2) ブジネスク近似 (浮力に関わる部分以外の項での密度変化がなく、粘性による発熱を無視)、(3) 温度による密度変化のみを考える近似を用いる。これらの近似のもとに、質量、運動量、エネルギーの保存則を表す方程式を無次元化すると、

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (1)$$

$$0 = -\nabla P + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + Ra T \delta_{i3} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T = \nabla^2 T + \epsilon \quad (3)$$

を得る。ここで \vec{v} は速度ベクトル、 P は圧力、 τ_{ij} は応力テンソル、 x_i は空間座標、 T は温度、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタ (δ_{i3} は $i=3$ [鉛直方向] の時に 1)、 t は時間である。 Ra はレイリー数、 ϵ は無次元化された発熱量を表す (Table 1)。

式 (2) の右辺第一項+第三項は、およそ重力場での浮力・沈降力 (以降、単に浮力) に対応し、第二項は粘性力に対応する。すなわち、粘性率が非常に大きいマントルの対流運動においては、慣性項やコリオリ力は影響を及ぼさず、対流の原動力は、重力場での密度変化が生み出す浮力である。浮力が流れを誘起し、流れに伴う粘性力と浮力が釣り合うように速度場が決まる。流体に加わる力と変位速度場の関係性は構成則によって決まる。固体の流動が、拡散クリープに支配され、ニュートン流体 (力と速度が比例関係) として記述される場合には、運動方程式を速度に関する線形方程式として解くことができる。それ以外の場合 (例えば、固体の流動が転位クリープ等に支配される場合)、マントルは非ニュートン流体として振る舞い、運動方程式自体が速度に関する非線形方程式となる。粘性率は温度、圧力、偏差応力、含水量 (および相組み合わせや鉱物粒径) に依存する (e.g., Karato and Jung, 2003)。

流れを生む原因である密度の効果は Ra に含まれており (Table 1)、式 (2) の右辺第三項に従い、水平方向に密度変化がある時のみ流れを誘起する。密度変化は (ここには示さないが) 状態方程式によって記述され、本来、圧力、温度、相の組合せ、組成の関数である。式 (2) は、(ある圧力における) 温度効果のみを含んでいるが (Ra は温度変化を浮力の大きさに対応させる比例係数の意味合いがある)、組成の効果も同様に表すことが可能である (例えば、Christensen and Hofmann, 1994)。

マントル物質の相平衡は、遷移層、上部-下部マントル

Table 1. Parameters and their representative values for mantle convection of the Earth (Shubert *et al.*, 2001, and the references therein).

表 1. マントル対流に関わる変数と代表的な値 (Shubert *et al.*, 2001, およびその引用文献に基づく).

変数		単位/定義	上部マントル	下部マントル	全マントル
C_P	定圧比熱	$\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	1.2×10^3	1.2×10^3	1.2×10^3
D	対流層の厚さ	m	6.60×10^5	22.3×10^5	28.9×10^5
H	発熱量	W kg^{-1}	$2.3 \sim 6.2 \times 10^{-12}$	$2.3 \sim 6.2 \times 10^{-12}$	$2.3 \sim 6.2 \times 10^{-12}$
k	熱伝導率	$\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$	4.2	11.8	8.1
κ	熱拡散率	m^2s^{-1}	1×10^{-6}	2×10^{-6}	1.5×10^{-6}
ρ	密度	kg m^{-3}	3.5×10^3	4.9×10^3	4.5×10^3
α	熱膨張率	K^{-1}	3×10^{-5}	1×10^{-5}	2×10^{-5}
μ	粘性係数	Pa s	$0.1 \sim 1 \times 10^{21}$	$0.2 \sim 2 \times 10^{22}$	$1 \sim 3 \times 10^{21}$
ν	動粘性係数	m^2s^{-1}	$0.3 \sim 3 \times 10^{17}$	$0.4 \sim 4 \times 10^{18}$	$2 \sim 7 \times 10^{17}$
ΔT	鉛直方向の温度差	K	$1.5 \sim 2.0 \times 10^3$	$1.0 \sim 2.0 \times 10^3$	$2.5 \sim 4.0 \times 10^3$
無次元数					
Ra	レイリー数	$\frac{g\alpha\Delta T D^3}{\kappa\nu}$	$0.5 \sim 6 \times 10^6$	$0.1 \sim 3 \times 10^6$	$1 \sim 6 \times 10^7$
ϵ	無次元発熱量	$\frac{Hd^2}{C_P\kappa\Delta T}$	$0.4 \sim 1.5$	$2.4 \sim 12.8$	$2.7 \sim 11.5$

境界, CMB (コア-マントル境界) 付近での主要構成鉱物の相転移や, 物質分化・元素分別の主要メカニズムである熔融や脱水-加水反応などを記述する上で不可欠であり, 一般に, 与えられた条件 (例えば, ある P, T 組成) での熱力学ポテンシャル最小化問題として扱うことが可能である. 現状では熱力学データが不十分であり, 多成分系としてのマントルに十分な精度で適応可能な段階にはないが, 主に地殻内部の変成作用を対象とした THERMOCALC (Powell and Holland, 1988), メルトを含む相平衡に対応する pMELTS (Ghiorso *et al.*, 2002), 比較的汎用性の高い Perple X (Connolly, 2005) などが用いられることがある (e.g., Hebert *et al.*, 2009). 現在, より正確なパラメータやアルゴリズム (e.g., Ueki and Iwamori, 2013, 2014) が探究されつつあるが, 厳密な熱力学的定式化から離れ, 高温高压実験データをより忠実に再現するよう相平衡をパラメータ化して対流計算に組み込むこと (e.g., Iwamori, 1998; Gerya and Yuen, 2003; Schmeling, 2006; Nakagawa *et al.*, 2015) も目的に応じて行われている.

以上の支配方程式と補助方程式 (状態方程式および構成則) に基づき, マントル対流が駆動される様子を述べる. ここでは温度変化によってもたらされる変化に注目する. ある瞬間の温度場が与えられると, 密度分布が決まり, 式 (2) に従って流れ場が決まる. 流れにより温度場および密度分布が時間変化し (式 (3)) 流れ場自体も変化する. 流れ場は, 流れ場自身の履歴を直接には負わな

いが, 温度場を変化させることで, 次の瞬間の流れ場を変化させる. 主に式 (3) の移流項を通して非線形性が生じ, マントル対流の時間発展を複雑なものとしている.

Fig. 1 は, 仮想的な 2 次元矩形容積内のマントル熱対流の基本構造を模式的に示す. Fig. 1 では内部発熱はない (式 (3) 中の $\epsilon=0$) と仮定されている. 温度は上面温度 T_0 , 底面温度 $T_1 (>T_0)$ で固定され, 底面から流入する熱が上面から排除される. 底面付近で加熱されて浮力を得た部分が上昇流を形成し, 上面に沿う水平流となって冷却されて, 沈降流に転じる. 沈み込んだ物質は底面に沿って水平方向に流れる間に加熱され, 再び上昇流を形成する. すなわち, 熱輸送と物質循環が起こる. Fig. 1 では, プジネスク近似が用いられ, また流体の粘性一定, 矩形容積の縦横比 ~ 1 を仮定しているため, 流れは容積の中心点に関して対称かつ定常である. プレート運動や大陸移動の時空間における多様性から明らかなように, 実際のマントル対流はより複雑である (非対称性, 非定常性が大きい). そうであるにも関わらず, Fig. 1 に示される流れの構造, 素過程およびそれらの間の関係性には一般性があり, 重要である.

Fig. 1 (a) において, 等温線は, 上下境界面に沿って密であり, 大きな鉛直温度勾配が存在することを示している. この部分を温度境界層と呼ぶ. これに対し, 両側面に沿った上昇流, 下降流中での鉛直温度勾配は緩やかであり, 断熱的に上昇, 下降が起っていることがわかる.

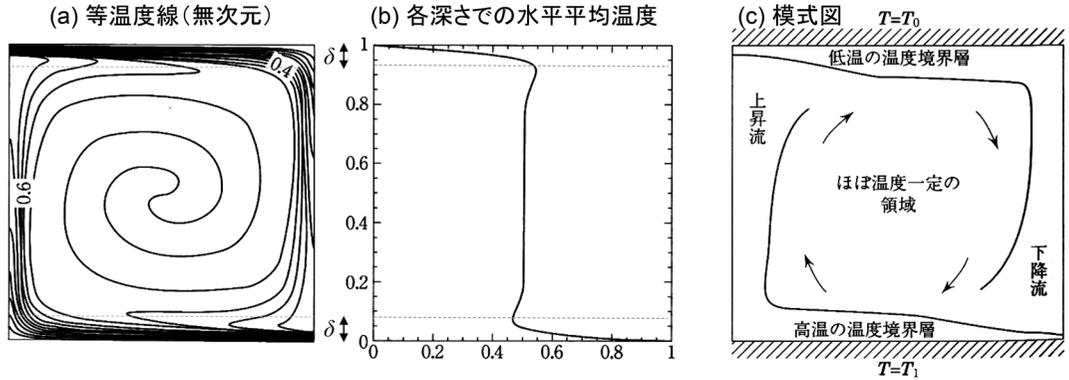


Fig. 1. Basic structure of mantle thermal convection in the two-dimensional rectangular box (after Honda, 1997; Iwamori, 2002). (a) isotherm, (b) horizontally-averaged temperature at each depth, (c) schematic diagram showing the convective structure. A constant viscosity and shear-free boundary conditions are assumed. $T_0=0$ at the top boundary. $T_1=1$ at the bottom boundary, adiabatic at the two side boundaries are assumed. The dashed lines in (a) and (b) bound the thermal boundary layers at the top and the bottom.

図 1. 2次元矩形容積内のマントル熱対流の基本構造: (a) 等温度線, (b) 各深さでの水平方向の平均温度, (c) 対流構造の模式図 (本多, 1997; 岩森, 2002). 粘性率は一定, 周囲は自由すべりの境界条件を課している. 上面温度 $T_0=0$, 底面温度 $T_1=1$ で固定, 側面は断熱, 底面から流入する熱が上面から排除される. (a) と (b) の点線は, 表層と底層の温度境界層 (厚さ δ) に対応する.

これらの境界面沿いを除く容積中心部の大部分ではさらに温度変化が小さい. これらの特徴は, Fig. 1 (c) (鉛直方向温度分布) にも表れており, 上下境界付近の温度境界層と, 中心部の等温部分が認められる. 温度境界層内では, 鉛直方向の熱輸送は熱伝導のみによって起るため, 直線的な温度勾配となり, この勾配が上面を通して系外に排出される熱量を決める. Fig. 1 の場合, 排出熱量は, 温度境界層に移流によって持ち込まれる熱量と釣り合っている. 下面を通して系内に供給される熱量についても同様の熱収支が成立する. これらの熱収支は, 境界層の厚さと水平方向の広がりを δ , D とすると,

$$\rho C_p u \delta \Delta T \sim k \frac{\Delta T}{\delta} D \quad (4)$$

ここで C_p は定圧比熱, u は境界層内での水平移流の速さ, ΔT は境界層に対応する温度差, k は熱伝導率を表す. また, 境界層に働く浮力 (境界層に沿って水平方向に生じる温度勾配とそれに伴う密度勾配が温度を発生させて流れを生む) と粘性抵抗の釣り合いから, α を熱膨張率, g を重力加速度, μ を粘性率として,

$$\rho g \alpha \Delta T D \sim \mu \frac{u}{\delta} \quad (5)$$

を得る (McKenzie *et al.*, 1974; Davies, 1999). 例えば, 表層における「境界層に働く浮力」とは, プレートが冷却されて密度が増し, 沈み込もうとする力に相当する. 式 (4), (5) および Ra の定義 (Table 1) から,

$$\frac{\delta}{D} = Ra^{-\frac{1}{3}} \quad \text{and} \quad \frac{u}{\kappa/D} = Ra^{\frac{2}{3}} \quad (6)$$

これらは規格化された境界層の厚さと移動速度に対応し, いずれも Ra の関数である. この場合, D を一定に保ったまま対流が激しくなる (Ra が大きくなる) と, 境界層は薄くなり速度は増加する. 熱収支の観点からは, 対流が激しくなると上昇流および下降流による鉛直方向の輸送熱量が多くなる分, 境界層が薄くなって温度勾配が大きくなり, 伝導による熱流量が大きくなって熱的バランスを保つ. 逆に Ra が減少すると, 境界層は厚くなり, 対流が止まる際には伝導のみで熱が輸送され, 全深さで温度勾配は直線的になる. 地球のマントル対流の Ra は, 平均的な物性を代入すると 10^6 から 10^8 程度と見積もられる (Table 1).

方程式系 (1)~(3) は, Ra と ϵ (内部発熱量に対応) の 2 つの無次元数を含む. Ra の変化が Fig. 1 ($\epsilon=0$ であり, 次に述べる Fig. 2 (a) に対応する) の基本的構造にどのような影響を与えるかは既に述べた. もう一つの無次元数である ϵ の影響を Fig. 2 に示す. ϵ が大きくなると, 下面での給熱と上面での排熱とのバランスが崩れ, 重力方向の非対称性が生じる. 内部発熱の分, 上面での排熱が多くなり, 上面の境界層がより重要な役割を担い, 全体の流れを駆動する浮力・沈降力の源となる (Fig. 2 (b)). ϵ が十分に大きくなり, 下面からの給熱が無視できる場合には, 温度境界層は上面にのみ発達する (Fig. 2 (c)).

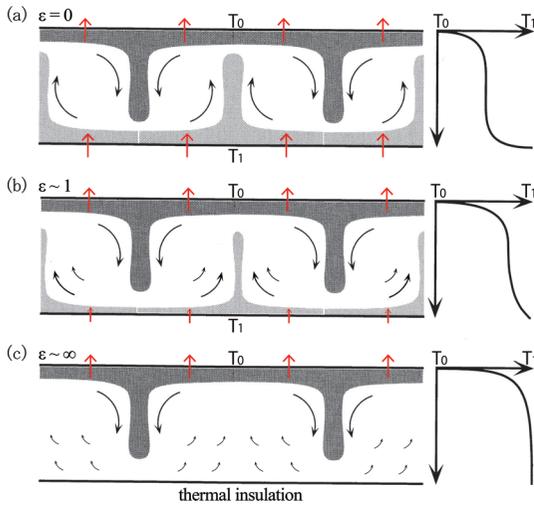


Fig. 2. Effects of internal heating on the basic structure of mantle convection (modified from Davies, 1999). Black arrows indicate material flow, and red arrows indicate heat flow. (a) $\epsilon=0$: heated from below and cooled from above, with no internal heating, (b) $\epsilon \sim 1$: heat supply from below with the same amount of internal heating, (c) large ϵ : internal heating only (no heat supply from below).

図 2. マンテル対流の基本構造におよぼす内部発熱の効果を示す模式図 (Davies, 1999 から改変). 黒い矢印は物質の流れ, 赤い矢印は熱の流れを表す. (a) 内部発熱なし (熱は下面から供給され, 上面から排出される), (b) 内部発熱量と下面からの熱供給量が同程度の場合, (c) 下面からの熱供給なしで, 内部発熱量が上面から排熱される場合.

実際の地球は, $\epsilon=1\sim 10$ 程度と考えられ (Table 1), これらの値は地球反ニュートリノの観測から制約される値と整合的である (The KamLAND Collaboration, 2011). またコアには主要放射性元素 (U, Th, K) は含まれにくいこと (例えば, K は 40 ppm 以下, 発熱量は 0.17 TW 以下と推定, Watanabe *et al.*, 2014) を考えると, 定性的には Fig. 2 (b) のような構造を有すると考えられる. CMB を通してコアからマンテルに供給される熱流量は, 5~15 TW (e.g., Lay *et al.*, 2008) と見積もり幅が広いが, 地表での地殻熱流量 46 ± 3 TW に占める割合は約 1/9~1/3, 地殻内発熱 (~8 TW) を差し引いた熱流量と比べても約 1/8~1/3 となり, 定性的には Fig. 2 (b) と整合的である. また, 表層のプレートは, 大陸の根 (テクトスフェア) を除けば, 厚さは 100 km 以下であるのに対し, CMB 直上に発達する D'' 層の厚さは, 300~400 km であり (e.g., Lay and Garnero, 2007), 境界層の厚さの観点からも, Fig. 2 (b) の構造を支持する.

Fig. 2 (b) に示す表面と CMB における境界層の違いは, 地震波のトモグラフィからも示唆される (Fig. 3; Ritsema *et al.* (2011) のモデル S40RTS). 表層付近は地震波速度の水平コントラストが大きいが, 深さ 670 km の水平面で代表されるマンテル内部はコントラストがほとんどなく, CMB 付近でまた大きくなるものの, その強度は, 表層付近に比べると 1/2~1/3 程度である (Ritsema *et al.*, 2011 に基づく). 地震波速度の変化 ($\Delta V_{P,S} \equiv \delta \log V_{P,S}$) および密度変化 ($\Delta \rho \equiv \delta \log \rho$) が温度変化 (ΔT) による非調和効果 (熱膨張効果) のみに由来すると仮定した場合, 地震波速度変化と密度変化を結ぶ係数 $C_{ah} \equiv (\Delta \rho / \Delta V_{P,S})_{ah}$ は, $-\alpha / (\Delta V_{P,S} / \Delta T)$ と表される (唐戸, 2000). 熱膨張係数 α は, 深くなるにしたがって小さくなるため (Table 1), 同じ $\Delta V_{P,S}$ と ΔT に対しては, 深部ほど C_{ah} と $\Delta \rho$ は小さくなり, 既に述べた表層と CMB の地震波速度コントラストおよび表面積の違い (いずれも表層付近が数倍大きい) を考え合わせれば, CMB 近傍で生じる浮力の絶対値は, 表層で生じる浮力の数分の一から 1/10 倍程度と予想される. 一方, 地震波速度構造と重力異常の観測から推定される $\Delta \rho / \Delta V_{P,S}$ は, 非調和効果のみの予測 C_{ah} より全体的に低く, かつ, 表層と D'' 層では系統的な差は見られないか, または深部では負の値をとる (Ishii and Tromp, 1999) ことも示されており, 非弾性効果や組成効果を考慮する必要性を強く示唆する (唐戸, 2000; Forte and Mitrovia, 2001). この場合にも, マンテル深部の $\Delta \rho / \Delta V_{P,S}$ の絶対値は表層付近と同等か小さく, 従って CMB 近傍で生じる浮力 (式 (5)) の絶対値は, 表層付近よりも有意に小さいと推定される. 以降の章では, これらのおおまかな推定が, 他の観測や理論とどのように関連するかを検討する.

3. マンテル対流の実相

マンテルの構造と対流のダイナミクスは, 2 章で述べた理論や地震波速度構造に加え, ささまざまな観測から制約される. ダイナミクスを直接的に反映する現象は, プレート運動や大陸移動であり, 地震の分布や GPS を含む宇宙測地学による観測 (e.g., Bird, 2003; DeMets *et al.*, 2010), 複数の大陸に連続する大規模な地質学的構造や古地磁気による復元などにより, ささまざまな時空間スケールで制約されている (e.g., Scotese, 2004; Li *et al.*, 2008). それらの表層変動はマンテル対流の地表表現に他ならないが, アセノスフェア対流のプランフォーム (上から眺めたときの表面での動きと構造) には一致しないと考えられる (後述). 地球内部の温度や地殻熱流量の観測は, 温度構造や熱の輸送効率の面からマンテル対流を制約するとともに, 諸物性の温度依存性を評価する上

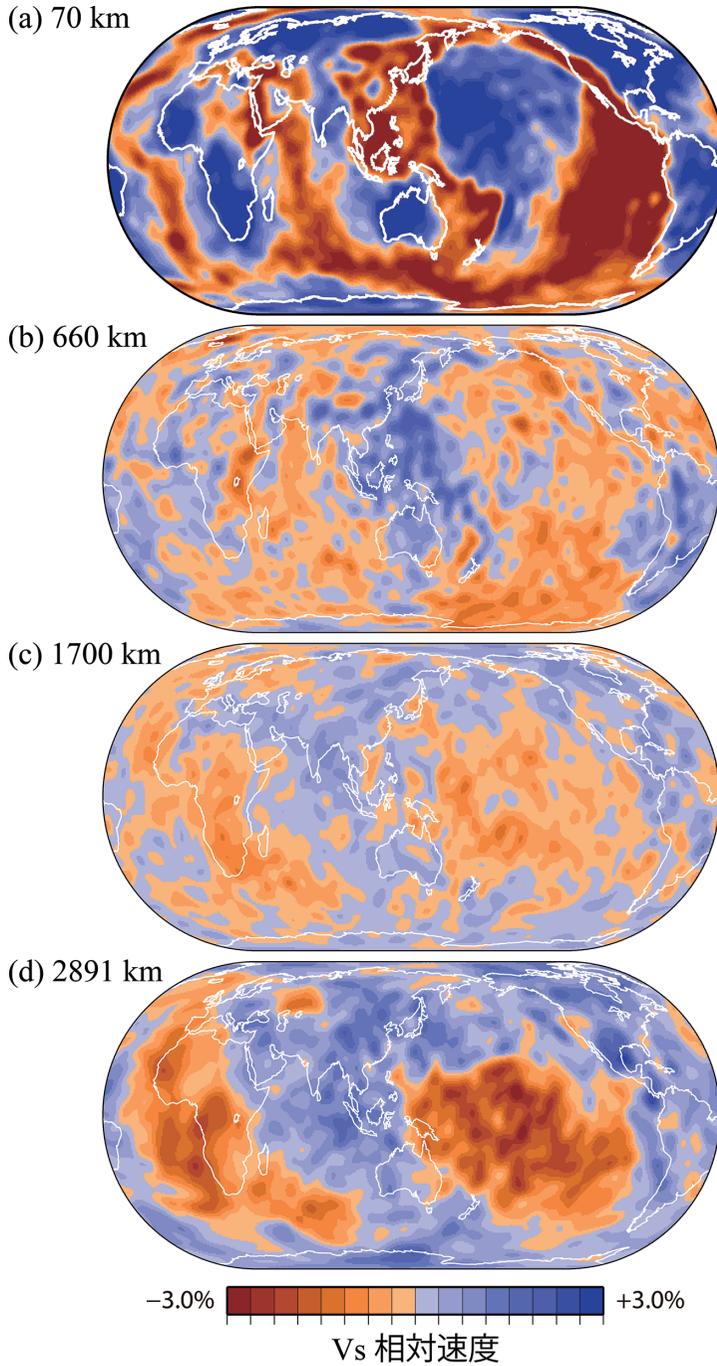


Fig. 3. Seismic (shear wave) velocity structure at the depths of (a) 70 km, (b) 670 km, (c) 1,700 km, (d) 2,891 km (based on Model 'S40RTS' of Ritsema *et al.*, 2011). Color coding indicates the relative velocity of $\pm 3.0\%$ (blue for the faster velocity, and red for the slower velocity).

図 3. 全マントル地震波 (S 波) トモグラフィー (Model S40RTS; Ritsema *et al.*, 2011 に基づく). 各深度での相対速度を示し, (a) 70 km, (b) 660 km, (c) 1,700 km, (d) 2,891 km に対応する. カラースケールは (a)-(d) とも共通で, $\pm 3.0\%$ (青が + (高速), 赤が - (低速)) を示す.

でも重要である。マンテル対流の原動力をもたらす密度不均質は、地震波や電磁波のトモグラフィーおよびマンテルに由来する岩石や鉱物の物質科学に基づいて推定されている。粘性構造を仮定すれば、このようにして推定された密度不均質構造から、流れ場および地表や地球内部境界（660 km 不連続や CMB）の変形およびジオイドが計算できる。転じて、観測されるジオイドをうまく説明する地球内部の粘性構造と流れ場を求めることができる (Hager, 1984; Hager and Clayton, 1989)。上に挙げた個々の手法とデータは、地球内部のどのような特性、時空間スケール、場所に対して情報を持つかが異なる。例えば、地殻熱流量、重力、地震波-電磁波トモグラフィーは、現在の地球の構造についての情報をもたらす。地質や岩石に記録された構造や組成は過去の履歴を示す。一般には、それらを組み合わせることにより、より厳しい制約が課せられ、実相に近い描像が得られるはずである。

しかし、現状では、次の3点に関連する主要な観察結果でさえ整合的に、あるいは説得力をもって説明することが難しい: (1) プレートの実体、その運動の原動力と応力分布、(2) マンテル対流の大局的構造 (2層対流か全マンテル対流か)、(3) コアとマンテルの相互作用、の3点である。これらの点は、地球内部の主要な境界面 (表面、660 km 不連続面、コア-マンテル境界面) とその周辺に広がる境界層に関連する。以下では、これらの境界の性質に着目しながら上記問題点を説明し、そのことによってマンテル対流の構造と現状の理解を概説する。

3-1 プレート運動とアセノスフェアの対流

Fig. 1 に示される上昇流の湧き出し口から水平流に転じる流れは、一見、海嶺でのプレートの生成とその水平運動に対照させられるように思われる。式 (6) および Table 1 に基づけば、この運動速度と温度境界層の厚さは、数 cm/年から数十 cm/年、および数 km から数十 km となり、やや速度が大きく厚さは薄いものの、およそプレートの運動速度と厚さに一致する。しかし、以下に述べる複数の証拠は、海嶺は熱対流の湧き出し口ではないことを示唆している。

(1) 海嶺下マンテルのポテンシャル温度は、平均的なマンテルのそれと同じ程度であること。海洋底の地殻熱流量は、プレートモデルと温度境界層モデルのいずれの場合にも、一定のポテンシャル温度をもつマンテルの冷却として説明が可能である (例えば、McKenzie, 1967)。また、海嶺玄武岩 (MORB) の生成温度圧力条件からも、海嶺下マンテルのポテンシャル温度は ~1,300 度と、平均的なマンテルと同程度と見積られる (Fig. 4; McKenzie and Bickle, 1988)。 (2) 海嶺は、拡大しながらも沈み込む場合があること。現在、南米チリ沖の三重会合点 (海嶺-

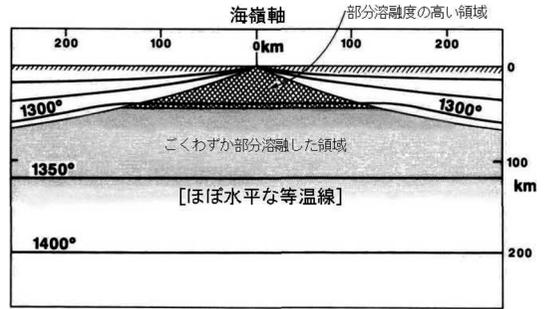


Fig. 4. A sketch of the temperature distribution beneath a spreading ridge axis, showing passive features underlain by mantle of a constant potential temperature, rather than active features with upwelling hot plume (from McKenzie and Bickle, 1988).

図 4. 海嶺下の温度構造推定図 (McKenzie and Bickle, 1988 より)。海嶺下は平均的なポテンシャル温度をもつマンテルが受動的に上昇し、マンテル深部の高温物質の湧き出し口ではないことを示している。

海溝-海溝) では、拡大しつつある海嶺軸が海溝にぶつかり、沈み込みつつある。また三重会合点以南でも、過去数千万年間に海嶺が沈み込んだと考えられる (Cande and Leslie, 1986)。中米、北アメリカ西海岸、パプアニューギニア島東沖の Woodlark Basin でも海嶺沈み込みが比較的最近 (~10 Ma) に起こったと考えられる。 (3) 海嶺の分布と地形は、線のかつ多くの断裂帯によってセグメント化されていること。比較的高い Ra を有する熱対流の典型的な幾何学は、ペナール対流セルにみられるように、湧き出し口は点的、沈み込み場所は線的な形状をもつ。粘性の温度依存性が高い場合には特にその傾向が認められる (White, 1988)。この観点からは、マンテル対流の湧き出し口はホットスポット、沈み込み場所は海溝に対応すると考えるのが妥当である。また、「断裂帯によってセグメント化された拡大軸」の地形的特徴は、パラフィンを用いた「プレート伸張」のアナログ実験によって再現され、プレート拡大の原動力として、熱対流ではなく、受動的な引き伸ばしが重要であることが指摘されている (Oldenburg and Brune, 1972)。

これらの観察、実験に基づく証拠は、プレート運動とアセノスフェアの対流運動が、少なくとも部分的には一致していないことを示唆する。海嶺は、アセノスフェアの対流構造とは無関係に、リソスフェアの弱い場所あるいは応力が集中する場所が受動的に引き裂かれ、「平均的なポテンシャル温度」をもつマンテルが引きずり上げられている場所であると解釈される。海嶺下の深部には、「低速度の根」がない (Fig. 3) こともこれを支持する。

リソスフェアとアセノスフェアのデカップルの原因は良く分かっていないが、液体を含む低速度層や両者の含水量差に起因するレオロジーの違いなどの要因が提案されている (e.g., Kawakatsu *et al.*, 2009; Karato, 2012). これらのデカップリングは、ホットスポット系に対して (言い換えるなら、アセノスフェアに対して)、プレートが全体として西方移動していること、すなわち一次のトロイダル成分を有すること (Minster *et al.*, 1974) と調和的である。この西方移動は、大陸下と海洋下でのマントル粘性率の大きな違いに起因し、太平洋西側と東側の沈み込みの特徴の差 (例えば、マリアナ型とチリ型にみられる沈み込み角度や海溝-島弧-背弧系の構造の違い) を生み出しているというモデルも提出されている (Ricard *et al.*, 1991). 一方、プレートの沈み込みは、沈み込んだスラブの分布や形状から、アセノスフェア内の大規模な流れに合致していると考えられるが (Hager and O'Connell, 1978)、沈み込み口 (海溝) 自身も移動する。これらの観測や推定は、マントル対流の地表表現に他ならないプレート運動が、地球内部の運動と単純には一致せず、プレート運動の原動力およびアセノスフェアの対流運動との関係性は、依然として enigmatic であることを示す。

硬い殻としてのリソスフェアは、アセノスフェアと力学的に異なる挙動を示すと同時に、地球内部からの熱排出を妨げるふたとしての役割も大きい。特に、地球史において複数回形成されたと考えられる超大陸は、その保温効果により超大陸下での上昇流の発生および横長の対流セルの形成を誘起し、地球全体の流れ場やその変動のリズム (ウィルソンサイクル) をコントロールしうる (e.g., Gurnis, 1988; 松本・竹広, 1999; Yanagisawa and Hamano, 2003). 近年、大陸の離合集散を含む 3 次元マントル対流シミュレーションも行われるようになり、定量的な議論が展開可能となりつつある (e.g., Yoshida, 2013). 大陸域と海洋域での大きなレオロジー変化、プレート収束と発散に関わる力学の違い、メルトや水溶液などの粘性や密度を大きく変化させる液体の働き、超大陸リソスフェアによるブランケット作用などが重なり合うことにより、表層のリソスフェアシステムとアセノスフェアシステムが相互作用し、対流システム全体に大きな影響を及ぼすと考えられる。

3-2 二層対流と全マントル対流

沈み込んだスラブが地球内部をどのように循環するかは、マントル対流の構造や熱輸送を理解する上で重要である。同時に、スラブは物質科学的な不均質をマントルに持ち込む: 海洋地殻 (変質・水和した海洋玄武岩、堆積物 (陸源および海洋性) を含む) および海洋プレートのマントル部分は、いずれも平均的なマントルとは化学あ

るいは同位体組成において顕著に異なる。従って、沈み込むスラブは地球の表層と深部をつなぐ物質循環をもたらす。地球の物質進化とも関わる。

マントル対流の大構造については、いくつかの対立する (あるいは整合的説明が難しい) 証拠が存在し、それらに対応する両極端なモデルとして二層対流 (上部と下部マントルが独立に対流) と全マントル対流モデルがある。

地震波トモグラフィーの結果とその鉱物学およびダイナミクスの解釈からは、現在の地球では、多くのスラブは一度 660 km 付近で横たわり (stagnant slab と呼ばれる)、その後下部マントルに落下すると考えられている (Fukao *et al.*, 2009). 深さ 660 km の地震波不連続面は、鉱物の相転移 (カンラン石組成鉱物のスピネル構造-ポストスピネル構造転移) に関係し、その相転移曲線は負のクラベイロン勾配 (dP/dT) をもつため、熱対流を阻害する働きがある (Christensen and Yuen, 1985; Nakakuki *et al.*, 1994). また、postglacial rebound に伴う海水準変動、重力やダイナミックトポグラフィーの観測などから、下部マントルの粘性率は上部マントルの 10-100 倍程度大きいと推定されており (Schubert *et al.*, 2001; Forte and Mitrović, 2001)、負のクラベイロン勾配と合わせ、stagnant slab 形成要因と考えられている (e.g., Yoshioka and Naganoda, 2010). 対流の数値シミュレーションおよび下部マントル中の高速度領域の分布 (沈み込んだスラブと解釈されている) からは、stagnant slab もいずれは下部マントルに沈むと推定されており (Tackley *et al.*, 1993; Bunge *et al.*, 1996; Fukao *et al.*, 2009). 上記の観測・解釈の帰結は「660 km 付近での一時停留を含む全マントル対流」モデルであるといえよう。

上記の「沈み込み」方向の流れに対し、上昇流については基本的な構造さえ未解明である。一般に、いわゆる「ホットスポット」はマントルプルーム (マントル深部からの、比較的狭い流路をもつ上昇流) に由来すると考えられているが、プルームを必要としない浅部起源説も主張されている (両者の議論の一部は、例えば、Hofmann and Stanley (2007) を参照)。ホットスポットがプルームに由来する場合にも、660 km または CMB、あるいはその両者に端を発し、温度不均質あるいは組成不均質による浮力によって上昇を説明する様々なモデルが存在する (Hofmann, 1997, 2003). 海洋島玄武岩 (ホットスポットに対応) の同位体組成からは、マントル深部まで沈み込んだ海洋地殻 (主には玄武岩) が、その放射性元素の多さゆえに発熱して自らを温め、その結果としてプルームを生成するというモデルが有力である (Hofmann and White, 1982; Christensen and Hofmann, 1994). 一方、地震

波トモグラフィーにより検出されるホットスポット下の低速度層の分布に基づき、プルームの発生深度、径および形状（径の鉛直方向変化、分岐や水平方向の折れ曲がりなど）が議論されている（*e.g.*, Montelli *et al.*, 2004; Zhao, 2007; Suetsugu *et al.*, 2009; French and Romanowicz, 2015）。しかし、(i) ホットスポットごとの多様性が大きく、かつホットスポットの性質（噴出量や地球化学的特徴）との対応関係などの系統性は不明である、(ii) トモグラフィーのイメージ自体がモデルごとに異なり、例えば同じホットスポットについても、推定される発生深度が異なるなど、どの深さからどのような原因で上昇してくるのかを、十分に制約できてはいない。

上昇流の空間分布や発生機構に不明な点が多いものの、沈み込みが下部マントルに及ぶ限り、マントル全体が一つの対流システムをなす。一方、地球全体の地球化学的な制約（元素のマスバランス、および同位体のバジェット（始原的³Heの存在を含む）；*e.g.*, Allègre, 1997）を総合すると、おおまかには、地殻物質と地殻物質成分に枯渇したマントル、および比較的原始的なマントルの存在が示唆される。さらに、それらの空間分布や体積を推定すると、二層対流とおよそ整合的であり、前節で述べた「660 km 付近での一時停留を含む全マントル対流」とは矛盾する（Hofmann, 2003）。現在、地球化学的データと全マントルに及ぶ対流構造を統合的に説明しようとする試みがなされている。その一つは、*Ra*が高い過去においては二層対流が卓越し、*Ra*の低下によって、現在は二層対流から全マントル対流へと遷移しつつあるというモデルである（Allègre, 1997）。二層対流から全マントル対流への遷移は、パラメータ化対流モデル（2章で述べた境界層の厚さや熱輸送の関係（例えば、式（6）に基づき、熱輸送効率を表すヌッセルト数などの変数をパラメータとして地球内部温度の時間発展を常微分方程式として表すモデル）を用いた地球史を通しての熱史の研究からも示唆されている（*e.g.*, Honda, 1995）。しかし、その他にも、比較的始原的な物質は密度が高いためにマントル下部に沈積し、全マントル対流によっても部分的にしか上昇しないというモデル（Kellogg *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 2010）、コアに始原的な成分（主に希ガス成分）を求めるモデル（Porcelli and Halliday, 2001）、含水マントルが上昇する時に410 km 不連続面で溶融し、水やそれに伴う元素を濾し取ることで全マントル対流と地球化学データを同時に説明しようとする「water-filtering model」（Bercovici and Karato, 2003）など、さまざまなモデルが提出されているがまだコンセンサスを得ていない。

3-3 コアとマントルの相互作用

コア-マントル境界（CMB）は、マントル対流の底面に

あたり、マントルダイナミクスに重要な境界条件を課す。ここでは、マントルが大きく物性や化学組成が異なる流体（液体の金属）と接するという点で地表に似る（ただし重力に対して逆向きの配置）。地表付近では、温度境界層が存在するのと同時に、地球内部から比較的軽い物質（例えばマグマ）が地表に向かって上昇し、しかし大気や海水よりは重いために「地殻」という化学的不均質が生成される。一方、マントル中に存在する比較的重い物質（例えば沈み込んだスラブ物質）はCMBに向かって沈降し、しかしコアよりは軽いためにCMB付近に熱的あるいは化学的不均質を生成すると予想される（*e.g.*, Christensen and Hofmann, 1994; Nakagawa *et al.*, 2009）。

地表付近の岩石、地殻物質が水や大気と化学反応を起こし（風化や熱水変質）、その組成を変化させるのと同様に、マントル物質と液体金属との化学反応も不均質性を生む要因となりうる（Maruyama *et al.*, 2007）。そのような反応が広範に起こっているとすれば、CMB付近の境界層からもたらされた可能性のあるプルームと、それに対応する海洋島玄武岩（OIB）に、コア-マントル間の反応を示す何等かの化学的証拠が残っているかもしれない。かつてOversby and Ringwood (1971) がコアの形成過程をU-Pbの分別とPb同位体比から論じたように、OIB中の親石性元素と親鉄性元素を親娘（あるいは親娘）元素にもつ¹⁸⁶Os/¹⁸⁸Os（Re-Os分別を反映）、あるいは¹⁸²W/¹⁸³W（W-Hf分別を反映）を調べることで、コアとマントルの反応の可能性を調べる試みがなされている（*e.g.*, Brandon and Walker, 2005; Hawkesworth and Scherstén, 2007; Takamasa *et al.*, 2009）。現在までのところ、それらの化学的特徴は複数の解釈が可能であること、および深部由来と考えられるOIBに有為な異常が見つからない場合も多いことなどから、このアプローチからの明瞭な制約は得られていない。

地震学的観測に基づけば、このCMB近傍の領域では、D''層を含むP波、S波の不連続面、ultra-low velocity zones (ULVZ), large low S-wave velocity provinces (LLSVP), 強い異方性など、様々な特徴が見られる（Lay and Garnero, 2004, 2007）。これらの特徴に基づいて、温度・化学的不均質、perovskite から post perovskite への相変化とマントルダイナミクスへの影響が議論されている（Hirose *et al.*, 2007）。例えば、沈み込んだスラブは、周囲よりも低温であると同時に、海洋地殻物質に代表される化学的不均質をマントル深部にもたらし、もしそのような下降流がCMBまで達するならば、LLSVPを含むCMBの不均質と過去の沈み込みの蓄積が対応付けられる（Maruyama *et al.*, 2007; Hirose *et al.*, 2007）。ULVZの存在は、CMB近傍での溶融を示唆すると同時に、もし溶融が起こっているな

ら、それは初期地球に存在した可能性のあるマグマオーシャンの名残りであり、地球化学的リザーバーとしても重要なはずであるという推定がなされている (Labrosse *et al.*, 2007). また、CMB が温度境界層として大きな温度勾配をもつ場合には、圧力増加とともに perovskite → post perovskite → perovskite 転移が起こる可能性があり (double [phase boundary] crossing, Hernlund *et al.*, 2005), 地震波速度構造と温度構造の対比がなされている。

以上の様々な観測や解釈には、不確実要素や矛盾点も多い。例えば、P 波、S 波の不連続面は、地域によって出現する深さや速度変化の極性が異なり、また P 波と S 波の不連続が同時に出現するとも限らない (Lay and Garnero, 2004). 太平洋およびアフリカ下に存在する LLSVP は、「スーパーブルーム」の証拠とみなされることもあるが、その成因と役割は未解明である。太平洋下の LLSVP には、double crossing に対応するとされる地震波不連続面が検出されているが (e.g., Lay and Garnero, 2007), もし LLSVP が高温のスーパーブルームに対応するならば、二重の相転移は起こらないはずである。LLSVP 内部の構造と物性の詳細な検討や側面のシャープさから、化学的不均質、例えば沈み込んだスラブ物質が速度異常が主要因と考えられている (e.g., Ohta *et al.*, 2008; Nakagawa *et al.*, 2012). ただし、同じ温度圧力では、スラブの玄武岩質物質は周囲のペリドタイト質物質よりも大きな地震波速度を示し (Xu *et al.*, 2008), LLSVP が玄武岩のパイルあるいは slab graveyard (Maruyama *et al.*, 2007) に対応するとすれば、玄武岩の保持する放射性物質により高温を獲得し、低速度を呈していることが示唆される (Forte and Mitrović, 2001; Nakagawa *et al.*, 2012). いずれの場合にも、Fig. 3 に示したように、表層よりは不均質性の強度は弱く、部分的に ULVA のように極端に遅い場所も存在するが、そのグローバル平均強度は±2% 程度であり、表層約 100 km 付近の平均 7% よりも顕著に小さい (Ritsema *et al.*, 2011). CMB とその周辺のダイナミクスの描像は、地震波による観測、高温高压実験、対流シミュレーションなど、さまざまな観点からさらに検証されるべきものといえよう。

4. 地球化学プローブとマンツルの不均質構造

地震波トモグラフィーは、地震波速度の空間変化を 3 次的に高解像度でとらえることができ、人体に例えるなら、CT スキャンにより骨や内臓の位置や形をとらえることに相当する。例えば、太平洋や南アフリカの下のマントル最下部付近に存在する低速度領域 (LLSVP) は、具体的手法の異なる複数のトモグラフィーモデルでも共通に検出されている (e.g., Lay and Garnero, 2007; Takeuchi,

Table 2. Comparison between seismic tomography and geochemical probe.

表 2. 地震波トモグラフィーと地球化学プローブの比較.

手法	地震波トモグラフィー P波・S波速度構造	地球化学プローブ 現在のマグマの組成
アナロジー	CTスキャン 骨や臓器の形	血液検査 血球数、コレステロール
空間解像度 物質・起源 年代	○ △ ×	△ ○ ○

2007, 2012; Ritsema *et al.*, 2011; and the references therein). しかし、これらの LLSVPs がどのような原因で低速度となっているのか、その化学組成、形成機構と時間発展については直接的情報に乏しい。

一方、地表に噴出する比較的年代の若い玄武岩質マグマの組成、特にその同位体比は、溶融時にマグマと残存固相の間でほとんど分別せず、現在のマントル同位体比組成を直接反映し、物質科学的情報を直接得ることができる (本稿では、これを「地球化学プローブ」とよぶ)。人体に例えるなら、血液検査に相当し、その成分から現在の状態を推定可能であると同時に、何を摂取したのか、その履歴も推定可能である。実際、マグマに含まれる放射線変起源の同位体比と親娘元素の量比から、マントルソースがどのような物質分化を経験したのか、分化後の経過時間も含めて推定可能である (後述)。一方、地球化学プローブの空間解像度は、火成岩の産出場所に限られるためあまり高くなく、特に深さ方向の解像度は、マグマをもたらしたマントル物質の起源推定に依存し、不確実性が大きい (例えば、海洋島玄武岩をもたらしたと考えられるブルームの発生深度の推定に依存する)。従って、「地震波トモグラフィー」と「火成岩を用いた地球化学プローブ」は相補的な関係にあり (Table 2), 両者を総合することで、より確からしい地球内部の物質循環とダイナミクスの実像に迫ることができるのである。

Allègre は、このような地球化学プローブの重要性にいち早く注目し、地球内部物質循環を定量化する「Chemical Geodynamics」(Allègre, 1982) を提唱した。また、質量分析の技術が進み、同一試料について複数の同位体比が測定され、かつグローバルに試料分析が進み、マントル不均質の実体が把握されるようになってきた。特に、大陸地殻物質の影響が少なく、マントル組成をとらえやすいと考えられる海洋域の玄武岩 (海嶺玄武岩 [MORB] と海洋島玄武岩 [OIB]) についての解析が進み、地球内部には多様な同位体不均質が存在し、それらは地球表層付近や深部における元素間の分別と対流による循環を表していると解釈されるようになってきた (Hofmann and

White, 1982; White, 1985; Zindler and Hart, 1986). 例えば、地球史を通してプレートテクトニクスが起こっていたとすれば、沈み込んだ海洋地殻を構成する玄武岩 (MORB) の総量は、マントル全体の 11% 以上と考えられる (Komiya, 2004). この多量の「不均質」物質は、コア-マントル境界付近に「砂山」のように沈積しつつ、放射性元素に比較的富むために自己加熱とブルーム形成を起こし、海洋島玄武岩となって地表に循環しうる (Hofmann and White, 1982; Christensen and Hofmann, 1994). このような過程を通して、地球内部の構造形成・物質循環に大きな役割を果たしていると推測されている。

また、同位体比や化学組成の特徴から、海洋地殻玄武岩以外にも、遠洋性あるいは陸源堆積物、大陸の上部地殻および下部地殻物質、大陸下のリソスフェアマントルなどがマントル対流に取り込まれ、循環しているのではと推定されている (e.g., Hofmann, 2003 の review を参照). さらに、これらの物質が沈み込んでいく際の脱水-加水過程は、沈み込む物質の親娘元素比を大きく変え、その後マントル中を循環する過程で大きな同位体比変化を生み、グローバルなインパクトがあると考えられている (Chauvel *et al.*, 1995; Kellogg *et al.*, 2007; Iwamori and Albarède, 2008; Ikemoto and Iwamori, 2014). 玄武岩として観測される同位体比のうち、極端な組成、あるいはトレンドが集中するように見える組成をマントルの地球化学的端成分とよび、DMM [depleted MORB], EM1 and EM2 [enriched mantle I and II], HIMU [high ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)_{t=0}], and FOZO [focus zone] or 'C' [common component] (Zindler and Hart, 1986; Hart *et al.*, 1992; Hanan and Graham, 1996; Workman and Hart, 2005), などがその代表的なものである。これらの特徴をもつ試料は、組成が極端 = 元素分別過程が「拡大」されてみえるため、注目を集めやすい。そのような端成分は、過去のある特定のイベント (物質分化) に伴って生成されたと解釈される一方、連続的な不均質の生成・沈み込みと、それらの循環・攪拌 (均質化) の釣り合いで同位体不均質構造が決まる、という考え方・統計的解析方法もある (後述)。

化学的不均質が存在することは確実である一方、その物理的な大きさや広がりについては様々な解釈が並び立ち、コンセンサスを得ていない (Hofmann, 1997; Tackley, 2000). 例えば、次のようなモデルが提唱されている: (a) two-layered mantle model (e.g., O'Nions *et al.*, 1979; Jacobsen and Wasserburg, 1979), (b) stratified/zoned mantle model (Hofmann and White, 1982; Kellogg *et al.*, 1999; Tackley, 2008; Albarède, 2009), (c) plum-pudding mantle model (Morris and Hart, 1983; Zindler *et al.*, 1984), (d) marble-cake mantle model (Allègre and Trucotte, 1986).

Fig. 5 は、それぞれの不均質モデルに対応する概念図である。モデルの呼称は必ずしも引用文献の著者自身が主張しているものではなく、下記の点に注目してここで分類されたものであることに留意されたい。

一つの重要な視点は、上記の不均質が良くかき混ぜられてマクロには均質化するかどうかである。(a) の two-layered model と (b) の stratified/zoned mantle model は鉛直方向のマクロな不均質構造を含意する。ただし、(a) は分離した上部マントル内と下部マントル内の各々では均質化が起こると仮定するが、(b) では、上部-下部マントル間、あるいは想定される層間の物質交換は leaky に起こり得て、自然にマントル底部付近に高密度の物質が沈積するという考え方である。(c) の plum-pudding mantle では、特にスケールが述べられておらず (ただし、Zindler *et al.* (1984) では、cm から km スケールと推測を述べている)、plum が注目するサイズより大きければマクロ不均質、小さければいたるところ同等に不均質をもちうる。Marble-cake mantle は、対流理論に加えて、次のような実際の岩石産状に基づき、マクロな均質化を含意する: かんらん岩岩体中の輝岩 (peridotite 中の pyroxenite) の cm から数十 cm スケールの薄層の繰り返しは、対流に伴う引き伸ばしと折り畳み (後述の stirring) と解釈される (Allègre and Trucotte, 1986; Toramaru *et al.*, 2001). ただし、階層構造はどのモデルにも内在される点に注意すべきである: 例えば、既に述べた通り、(c) や (d) は plum や薄層がいろいろなサイズや厚さで分布し、長波長構造と短波長構造の両方の成分を含みうる。また、これらの要素を時空間でハイブリッドすることも可能である: plum の数密度が深部ほど増加し、メソスケールでは比較的均質だがマクロには不均質構造をもつモデルも提案されている (Albarède, 2009). すでに述べた上部マントル-下部マントル二層対流から全マントル対流への移行モデル (Allègre, 1997) もその一つである。

いずれの場合にも、固体内の元素拡散は一般に遅く、地球の年齢と同じ時間をかけ、かつ数%程度部分溶融した系を想定しても、1 km 以上の不均質構造を元素拡散のみで均質化することは難しいと見積もられている (e.g., Zindler and Hart, 1986). パイこねのように、機械的引き伸ばしと折り畳みにより、マクロには均質化される (しかしマイクロには不均質が残る) 作用を stirring と呼ぶことがある。数値シミュレーションに基づけば、stirring によるマクロな均質化の時定数は、数億年から 20 億年程度と、対流の境界条件やモデル設定に強く依存し、定量的コンセンサスは得られていない (Hofmann and McKenzie, 1985; Davies, 2002). 一方、地球史を通しての表層環境の変遷と、それらに対応する表層物質のリサイクリング

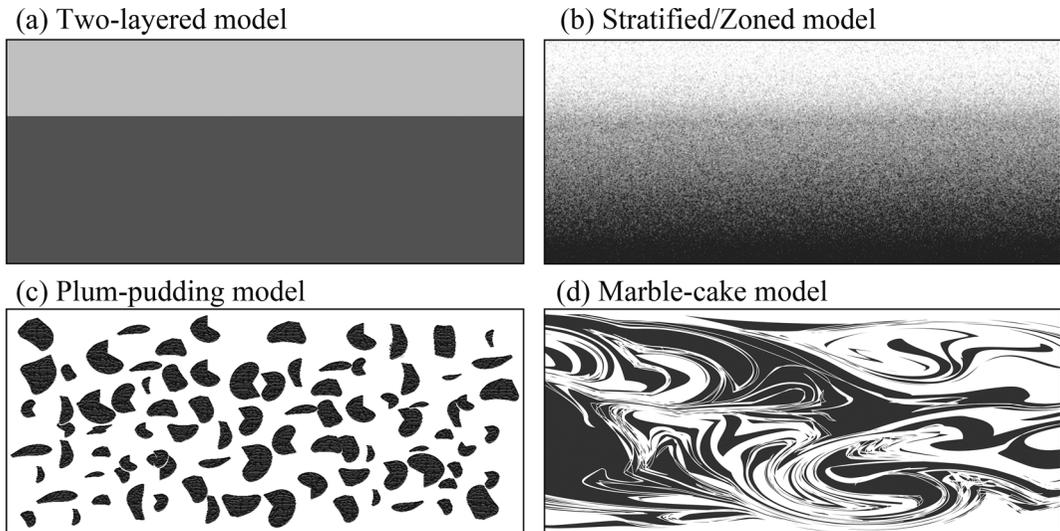


Fig. 5. Schematic illustrations showing different concepts of mantle geochemical heterogeneity. (a) two-layered mantle model, (b) stratified/zoned mantle model, (c) plum-pudding mantle model, and (d) marble-cake mantle model. (a) and (b) illustrate the whole mantle, while (c) and (d) are not-to-scale illustrations. The portions with different (shades of) colors in each model may indicate geochemically distinct materials (e.g., those depleted or enriched in incompatible components), but do not represent specific mantle geochemical end-members (e.g., DMM, EM). See the main text for the details and references.

図 5. マントルの地球化学的不均質に関する異なる概念を示す模式図. (a) two-layered mantle model, (b) stratified/zoned mantle model, (c) plum-pudding mantle model, and (d) marble-cake mantle model を示す. (a) と (b) は全マントルスケールの概念図であるが, (c) と (d) はスケールのない概念図であること留意されたい. 各図において, 色 (濃淡) の異なる部分は, 地球化学的に区別しうる部分 (例えば, 液相濃集元素に乏しいあるいは富む部分) を表すが, 特定のマントル地球化学端成分 (例えば, DMM や EM) を表すものではない. 詳細および対応する文献は本文を参照のこと.

に注目した同位体トレーサーに基づく議論 (e.g., 硫黄同位体の非質量依存分別 (Cabral *et al.*, 2013), U の濃度や同位体比の変化 (Hanyu *et al.*, 2014; Andersen *et al.*, 2015)) も存在するが, 示唆されるリサイクリング時間には大きな幅があり, 一致を見ていない (Woodhead, 2015).

このような地球化学的特徴を解釈する上で, 重要と考えられるのは, 元素濃度や同位体不均質が, 過去の一つのイベントで生じたと考えるのではなく, 連続プロセス (例えば, 連続的な海洋地殻の生成と沈み込み) として捉えるのが自然だという点である. その場合, ある同位体比の極端な値のみに注目するのではなく, データ全体の広がりや構造 (例えば歪度や尖度のような正規分布からのずれ), および同位体比同士の相関を含めて解析する必要がある (Rudge *et al.*, 2005; Iwamori and Albarède, 2008). データ全体を対象とした解析結果は, 「地球化学端成分と, それに対応する過去の 1 つのイベントを仮定する解析」(ある意味でのモデル年代解析) とは大きく異なる: 例えば, 一度だけ分別を受けた場合と, 分別

を複数回蒙りつつ均質化も複数回蒙った場合では, 仮に平均値が同じでも, データ全体の分布およびリサイクリングに要する時間見積もりが, 両者で異なるからである. 実際, 見かけのアイソクロン年代がおよそ 20 億年である $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ のデータ分布とその平均勾配は, ずっと短いリサイクリングインターバル (~6 億年) を意味する可能性がある (Rudge, 2006). また, Sr-Nd-Pb の 5 同位体比の統計的構造は, 2 つの主要な分別機構を示唆し, かつそのうちの 1 つ (脱水-加水反応に対応すると考えられる分別) は, 数億年の比較的短いリサイクリング時間を示唆する (Iwamori *et al.*, 2010).

不均質の実体に迫るために, データの全体構造や統計的性質を見る試みはこれまでもなされてきた (e.g., Zindler *et al.*, 1982; Allègre *et al.*, 1987; Hart *et al.*, 1992; Meibom and Anderson, 2002; Rudge *et al.*, 2005; Iwamori and Albarède, 2008; Iwamori *et al.*, 2010). これらの研究には, いくつかの重要な問題点があった. その一つは空間解像度である. 全球の若い玄武岩を対象とした Sr-Nd-

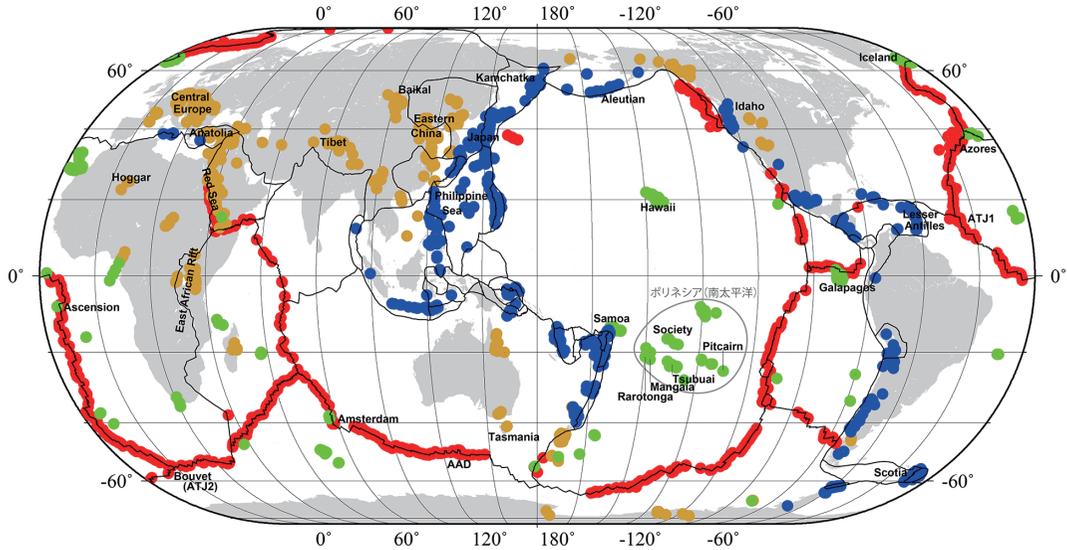


Fig. 6. Index map showing the data distribution for young (mostly Quaternary) basalts (Iwamori and Nakamura, 2015). Mid-ocean ridge basalts (MORB, red), ocean island basalts (OIB, green), arc basalts (AB, blue), and continental basalts (CB, orange). Solid lines indicate the tectonic plate boundaries (Bird, 2003). Representative locality names are shown. The central longitude of this map is 160° E.

図 6. データ解析に用いた若い玄武岩（主に第四紀）の分布図 (Iwamori and Nakamura, 2015). 中央海嶺玄武岩 (MORB, 赤), 海洋島玄武岩 (OIB, 緑), 島弧玄武岩 (AB, 青), および大陸玄武岩 (CB, 橙). 実線はプレート境界 (Bird, 2003). 代表的な（あるいは議論に関連する）産地名が記されている. 図の中央は 160° E である.

Pb 同位体比データセットの数は, Zindler *et al.* (1982) で 71, Hart *et al.* (1992) では 570, Iwamori *et al.* (2010) では 4,288 と, 約 30 年間で 2 ケタ増加した. しかし, これらはいずれも海洋玄武岩 (MORB と OIB) のみを用いているため, 陸域の情報が欠如している. もう一つの問題点はデータ解析方法である. 従来, マントル地球化学データの全体構造と, それを説明する (最低限の) 基底成分を求めるために, 主成分分析 (Principal Component Analysis, PCA) が用いられることが多かった (*e.g.*, Allègre *et al.*, 1987). PCA は, 「データの分散を最大化する基底ベクトルにより多変量データ空間を張る」ことに相当するが, データが多変量非正規分布 [multivariate non-Gaussian distribution] を示す場合, 抽出された基底は必ず相互依存性を持ち, 互いに独立ではない (*e.g.*, Hyvärinen *et al.*, 2001). 若い玄武岩の Sr, Nd, Pb 同位体比は, 非正規分布 (例えば, 大きな skewness や bimodal distribution; Rudge *et al.*, 2005; Iwamori and Nakamura, 2015) を示し, PCA から独立な基底成分ベクトルを求めることはできない.

これらの点を克服するため, Iwamori and Nakamura (2012) は, 海洋玄武岩 (MORB + OIB) に島弧の玄武岩 (AB) を, また Iwamori and Nakamura (2015) は, 大陸内玄

武岩 (CB) をコンパイルし, 海洋-大陸を含めた全球でのデータセットを構築した (Fig. 6). 若い火山 (主に第四紀) の分布は Fig. 6 にほぼ網羅されており, その点で「血液検査」の空間解像度はこれ以上大きく上がることはない. さらに, 独立な基底成分ベクトルを求めるために, PCA ではなく, 独立成分分析 (Independent Component Analysis, ICA) が用いられた. 独立成分分析の原理とその玄武岩組成データへの応用や適応限界については, Iwamori *et al.* (2010) および Iwamori and Nakamura (2015) に詳しい. ICA は, 非正規分布を示す独立な源信号の混合を, 非正規性を最大化するベクトルを特定することにより解きほぐし, 独立成分を回復する手法であり, 分散を最大化する PCA とは原理が異なる. この手法は, 海洋域玄武岩に応用され, その有効性が示されていた (Iwamori and Albarède, 2008; Iwamori *et al.*, 2010) が, Iwamori and Nakamura (2015) では, Fig. 6 に示される 6,854 セットの同位体比データに応用し, 陸域を含む全球での稠密な解析を行った. その結果, マントルの Sr-Nd-Pb に関わる 5 つの放射壊変起源の同位体比からなる組成空間 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の 5 つの観測変数で構成される) は, 観測変

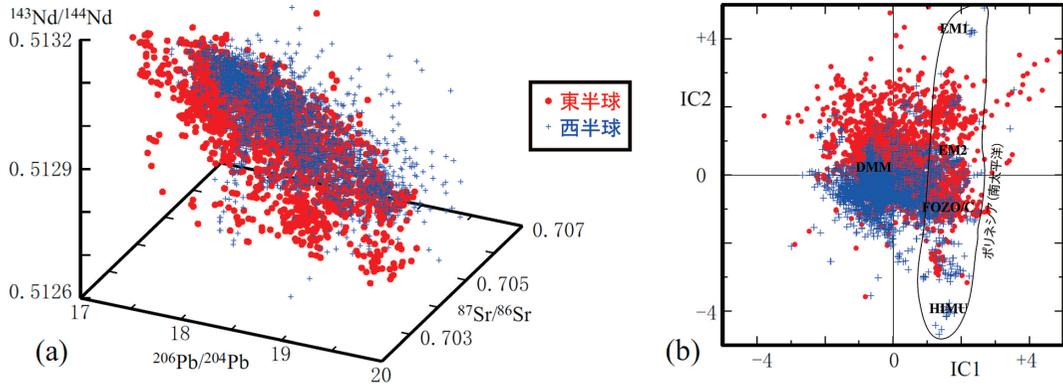


Fig. 7. Hemispherical discrimination of the basalt data, after Iwamori and Nakamura (2015): (a) 3D view in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ space, and (b) 2D view in IC1 (melt component)-IC2 (aqueous fluid component) space. In (b), the mantle geochemical end-members (DMM, EM1, EM2, FOZO/C, HIMU) are also plotted. An approximate range of the Polynesian basalts (South Pacific) are shown by the solid line.

図 7. 東西半球ごとの玄武岩データ (Iwamori and Nakamura, 2015). (a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ の 3 次元構造. (b) IC1(メルト成分)-IC2(水溶液成分) の 2 次元構造. (b) には、マンツルの地球化学端成分 (DMM, EM1, EM2, FOZO/C, HIMU), および実線でポリネシア (南太平洋) のおよその範囲が示されている.

数よりも少ない 2 つの独立成分 (IC1 と IC2) により、全体の分散の 95% が説明できることが分かった. すなわちデータの縮約と、対応する解釈 (これをスパースモデリングと呼ぶことがある) が可能である. 海洋玄武岩データ (MORB+OIB) だけを扱った場合も、ほぼ同じ IC1 と IC2 が得られており (Iwamori *et al.*, 2010), 2 つの独立成分は海洋域と陸域の区別なく、グローバルな現象をとらえているといえる.

それぞれの独立成分ベクトルの向きは、放射壊変に関わる親娘元素 (すなわち, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb) の間の分別に対応し, IC1 はメルト成分に富む方向, IC2 は水溶液成分 (沈み込むスラブなどから脱水反応で生成される) に富む方向に対応する. 例えば, IC1 (メルト成分) は, MORB と OIB を明瞭に区別し, 前者が負, 後者が正の IC1 の値を示す. このことは, OIB が沈み込んだ海洋地殻玄武岩のように, メルト成分を多く含む物質に由来することを示唆している (Iwamori and Albarède, 2008). 一方, IC2 (水溶液成分) は玄武岩のタイプには依存せず, 後で述べるように地域的な違いを示し, IC1 と独立であることがわかる. 例えば, IC2 が正值を示す玄武岩は, そのソースであるマンツルが水溶液成分に富んだまま, 比較的長時間 (放射壊変の半減期と IC2 の広がりに基づき, 数億年程度と推定される) マンツル中を循環して地表に現れたもの, と解釈可能である (Iwamori and Albarède, 2008; Iwamori *et al.*, 2010).

2 つの独立成分 (この場合, 組成空間での 2 つの基底

ベクトル) によりデータが表現できるということは, データが平面的な構造を持つことを意味する. マンツル同位体組成の平面への縮約可能性は, 従来研究でも既に認められてきた (Zindler *et al.*, 1982; Hart *et al.*, 1992). しかし, その当時すでに提唱されていた多くの「マンツルの地球化学端成分」との関連性がはっきりせず, 縮約平面でのデータ構造やその意味は探究されなかった. このような構造の中では, 従来の多数想定されている地球化学端成分は互いに独立ではなく, 2 つの IC がさまざまな割合で作用した (すなわち, 溶融や脱水・加水反応を任意の割合で蒙ることで, メルトと水溶液成分がさまざまな割合で含まれる), その意味で一連のマンツル物質に由来すると解釈される. 実際, これらの端成分は, EM2 と呼ばれる大陸地殻対応する成分を除けば, IC1 (メルト成分)-IC2 (水溶液成分) の平面上にある. さらに, HIMU, FOZO/C, EM と呼ばれ区別されている端成分は, ほぼ一直線のトレンドをなし (Fig. 7 (b)), 沈み込んだ海洋地殻玄武岩 (同程度にメルト成分を含み, そのために IC1 はほぼ一定の正值) が, さまざまな割合で脱水-加水を蒙り (その結果として, IC2 (水溶液成分) が負から正まで連続的に変化する) 一連の物質に対応すると考えられる. 実際, ポリネシア (南太平洋) では, これらの HIMU, FOZO/C, EM1 が限られた地域に積み込まれたように産出し, これらは, もともと空間的に近接する沈み込んだスラブの脱水-加水のパッケージをみていると解釈された (Fig. 7 (b); Iwamori and Nakamura, 2015).

5. Synthesis: 全地球ダイナミクスの理解に向けて

Fig. 7 (a) は, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ の 3 次元プロットを示す。後で述べる「東西半球構造」と対比するため, 東半球のデータを青, 西半球のデータを赤で示しているが, Fig. 7 (a) では混在し区別がつかない。このような認識 (顕著な広域変化は認められない) に基づき, マントル地球化学端成分として表される不均質が, マクロスケールにはよく攪拌されるというモデルが提案されてきた (e.g., Zindler *et al.*, 1984)。また, 多くの端成分がマントル中に混在する様子を, Stracke *et al.* (2005) は, 「mantle zoo」と表現した。しかし, 統計的に独立な変数を用いてデータを表現したところ, 観測変数そのものでは見えない構造が出現した: Fig. 7 (b) に示す通り, IC2 (水溶液成分) によりデータが東西半球に大別されることが分かった。この構造を地理的空間にマッピングしたものが Fig. 8 (a) であり, 比較的単純な東西半球構造の存在が示唆される。Dupré and Allègre (1983) は, インド洋の海洋玄武岩が大西洋 (および太平洋東縁の一部) の玄武岩とは異なる特徴をもつことを示した。Hart (1984) はこれを拡張し, 南太平洋にも同様の異常があり, 南半球に存在するこれらの異常を「Dupal anomaly」と総称した。両地域の特異性は, Fig. 8 (a) にも表れているが, 南北半球ではなく, むしろ東西半球分割が卓越する。これは, 既に指摘した問題点, すなわち, 地球全体の同位体比等値線が, 主に Zindler *et al.* (1982) のコンパイルしたわずか 71 のデータセットに基づいて描かれている (Hart, 1984) ことにも起因している。

東半球のマントルが IC2 の正值, すなわち水溶液成分に富むことは, 何を表しているのだろうか。東西半球は, およそ日付変更線を境とする (Fig. 8 (a))。日付変更線は, 人の住む陸域と人口の少ない海域のおよそ境界に設定され, 大まかには陸半球と海半球の境ともいえる。観測データの IC2 値に関する分散は, 東半球が西半球に比べて, 相対的に水溶液成分に富むようになってからの年代を反映し, 3 億年~9 億年程度と推定されている (Iwamori and Nakamura, 2015)。その時代, 東半球には Rodinia, Gondwana, Pangea と呼ばれる超大陸が存在し (e.g., Scotese, 2004; Li *et al.*, 2008), それらに向かって集中していた沈み込みにより, 超大陸下マントルが水溶液成分に富むようになったと推定される (Iwamori and Nakamura, 2015)。Iwamori and Nakamura (2012) は, およそ 2.5 億年前以降, Pangea が分裂し, 現在の大陸配置に至ってもなお, 当時の「水溶液に富む領域」があまり分布を変えていないようにみえることを指摘した。これはリソスフェアの動きと, 玄武岩のソース領域であるマントルアセノスフェアの動きがデカップルしていること, および大陸移動がア

セノスフェアに起源をもつスーパーブルームによる「引きずり」によって起こっているのではなく, リソスフェアの相互作用 (例えば, 沈み込みによる力) によって起こっていることを示していると解釈されている (Iwamori and Nakamura, 2012)。一方, 大陸・超大陸を含むマントル対流のシミュレーション (アナログ物質を用いた流体実験および数値シミュレーション) からは, 大陸移動の原動力は, ブルームやマントルによる「引きずり」が重要との結果も得られており (Yanagisawa and Hamano, 2003; Zhong *et al.*, 2007; Yoshida and Hamano, 2015), 原動力の推定には一層の検証が必要である。

マントルの地球化学的東西半球構造は, それぞれの半球領域内に産する火成岩は, そのテクトニックセッティング (海嶺, 海洋島, 島弧, 大陸) によらず, IC2 (水溶液成分) に関して同様の性質を示す (Fig. 6 と Fig. 8 (a))。定量的制約は難しいものの, MORB が比較的浅所のマントルを代表し, OIB がより深部からもたらされるブルームに由来するとすれば, 浅部も深部も IC2 の正負が一致することになる。MORB と OIB の組成差を, 同じソース (溶融領域よりも小さな不均質を万遍なく含む plum-pudding あるいは marble-cake mantle) を異なる深さで融解させることにより, 説明できるとするモデルも提出されている: 深部溶融では, 融点の低いパイロクシナイト (リサイクルする地殻物質に対応) のみが溶融して「メルト成分」に富む OIB を生産する一方, より浅くまで断熱上昇することで融点の高いペリドタイトも融解し, 「メルト成分」に比較的乏しい MORB を生産しうる (Ito and Mahoney, 2005)。この場合, かならずしも MORB と OIB が浅部と深部のマントルをサンプリングしていることにはならないが, (1) 厚いリソスフェアに阻まれ, 深部溶融が起こっているハワイでは, 「メルト成分」に乏しい玄武岩 (OIB としては例外的に IC1 が負値を示す) が主体であり, Ito and Mahoney (2005) のモデルでは説明できないこと (Iwamori and Nakamura, 2015), (2) 仮に, plum-pudding/marble-cake mantle が普遍的であっても (その場合, ハワイは例外となる), 地球を三分する構造を生むためには, マントル深部までを含むグローバルな機構が必要であると考えられる。

Fig. 8 (b) は, 内核の地震波速度構造を示す。Tanaka and Hamaguchi (1997) により内核半球構造の存在が指摘されて以降, いくつかの異なる地震学的手法により, その存在が繰り返し検証されてきた (e.g., Niu and Wen, 2001; Cao and Romanowicz, 2004; Oreshin and Vinnik, 2004; Deuss *et al.*, 2010; Waszek *et al.*, 2011)。近年の稠密な内核速度構造のマッピングと, マントルの IC2 (水溶液成分) の分布を比較すると, そのパターンが酷似して

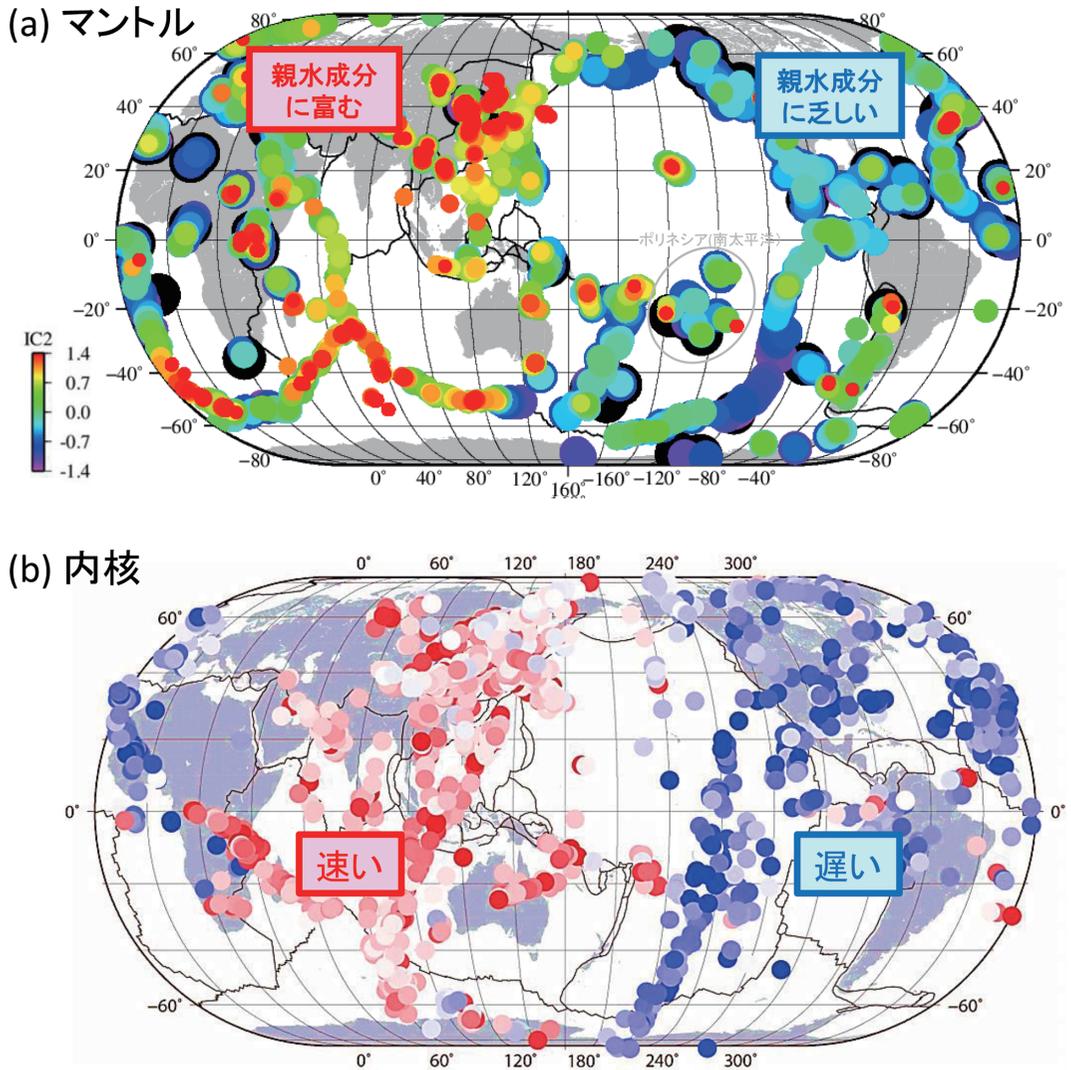


Fig. 8. East-west hemispherical distributions of (a) IC2 (aqueous fluid component) derived from mantle isotopic compositions, and (b) the relative seismic velocity of the inner core, after Iwamori and Nakamura (2015). In (a), for each basalt location, the variability is shown by the size of the color-coded symbols (smaller for the higher IC2 values). Polynesian Islands are enclosed by the grayish circle. In (b), the color coding represents differential travel time residuals, ranging from -1.3 s (dark blue) to $+1.3$ s (dark red), after Waszek *et al.* (2011). The central longitude of this map is 160° E.

図 8. 東西半球構造を示す地図: (a) マントル同位体組成から求められた IC2 (水溶液成分), (b) 内核の地震波速度構造 (Iwamori and Nakamura, 2015 より). (a) において, それぞれの玄武岩データ地点において複数のデータが存在する場合, IC2 の値に応じてプロット円の半径を変えて多様性を表現している (IC2 の値が高い (=赤い) ほど, 半径が小さい). ポリネシア (南太平洋) は灰色円で囲んで示している. (b) は相対的な走時残差を示し, -1.3 秒 (濃い青) から $+1.3$ 秒 (濃い赤) に対応する (Waszek *et al.*, 2011). 図の中央は 160° E である.

いることがわかる: 日付変更線付近を境界とし, いずれも東西に分かれ, IC2 の高い (=水溶液成分に富む) 東半球マントルと, 地震波速度が速い内核東半球の分布が良

い一致を示すのである (Iwamori and Nakamura, 2015). Fig. 8 (b) の構造は, 内核の浅い部分 (外核-内核境界面からの深度 < 90 km 以下) を示すが, 東西半球構造は内

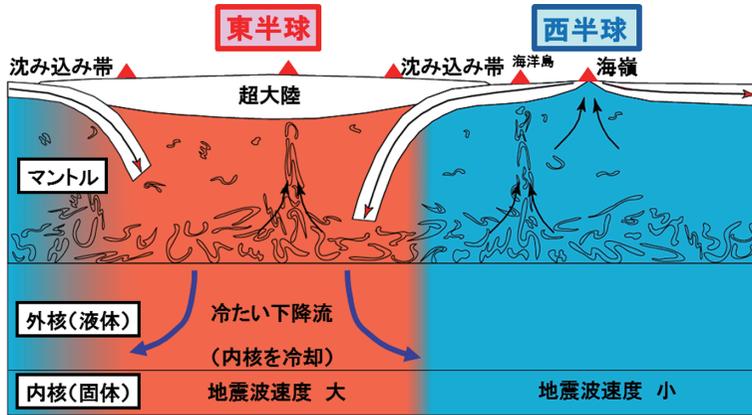


Fig. 9. Recycling model for top-down hemispherical dynamics with two overlapping differentiation processes (melting and dehydration/hydration reactions) and focused subduction beneath the super-continent (modified from Iwamori and Nakamura, 2015). Irregular streaks represent recycling ‘melt component ($IC1 > 0$)’, which are accumulated near the base of the convective system, resulting in $IC1$ variations. These streaks then ascend due to thermal instability to form plumes at ocean islands. The horizontally divided blue and orange regions represent those depleted in and those enriched in the ‘aqueous fluid component’, respectively, resulting in $IC2$ variations.

図 9. 「Top-down hemispherical dynamics」の循環モデル (Iwamori and Nakamura, 2015 を改変)。2 種類の物質分化過程 (溶融、脱水-加水反応) および超大陸への沈み込みの集中を伴う。不規則な形状の筋は循環する「メルト成分に富む物質 ($IC1 > 0$)」を表し、対流システムの底に沈積し、 $IC1$ の多様性の原因となる。これらの物質は、自己発熱してブルームを発生し、海洋島玄武岩 (OIB) を生む。水平方向に分割された青と橙の領域は、「水溶液成分に乏しい領域 ($IC2 < 0$)」と「富む領域 ($IC2 > 0$)」を表す。

核の深部 (深度 ~850 km) まで存在するという結果 (Oreshin and Vinnik, 2004) や、深度とともに東西半球の境界が少しずつずれており、内核のスーパーローテーションに対応するのではないかと主張 (Waszek *et al.*, 2011) もあり、内核の内部構造についてさらに研究が進められている。また、内核がどのようにして速度の違いや異方性をもちうるのか、その素過程やメカニズムに関する研究も進められており (Aubert *et al.*, 2008; Alboussiere *et al.*, 2010; Monnerneau *et al.*, 2010), それらの背景となる「半球構造を生み出す地球全体のダイナミクス」が要請されている。

以上の観測と解析を総合し、Fig. 9 のような「Top-down hemispherical dynamics」が提案された (Iwamori and Nakamura, 2015): 2.5~9 億年前の間、主に東半球に分布していた複数の超大陸に向かっての沈み込みと親水成分の集中が起こり、東半球マントルでの高い $IC2$ が獲得されるに至った。沈み込みの集中は、マントル化学組成の改変とともに、冷却の効果ももたらした。金属からなる核は、岩石からなるマントルに比べると熱容量が小さく (*e.g.*, Buffet *et al.*, 1996), マントルへの排熱がその構造やダイナミクスに大きく影響する。東半球マントルの冷却は、外核の速いロール状対流を介して速やかに内核に伝わ

り、内核東半球でより効率的な冷却・結晶化が起こり、速い地震波速度構造を生む (Aubert *et al.*, 2008). すなわち、地球表層の大陸配置と沈み込みの集中が、マントルの長波長対流パターン・温度分布を生み、その分布構造が核にまで影響を及ぼすという「情報の top-down 伝達」による hemispherical dynamics が働いている可能性がある。

このような top-down のダイナミクスは、2 章で述べたマントル対流の大きな特徴、すなわち、冷却による表面付近での浮力 (向きを考慮すれば沈降力) の生成が、地球全体の対流と熱輸送を支配し、核や CMB からの熱輸送に伴う浮力生成は、それよりずっと小さいことと調和的である。また、既に述べたコア-マントル相互作用の化学的証拠に乏しいことや、 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ から推定される hidden reservoir (地球形成初期に形成され CMB 付近に沈積している可能性がある; Boyet and Carlson, 2005), 現在観測される ULVZ (地球形成初期以来のマグマオーシャンの名残である可能性がある; Labrosse *et al.*, 2007) などは、いずれも、CMB の境界層が激しくは剥離せず、マントル対流に取り込まれていないことを示唆し、top-down ダイナミクスのシナリオと矛盾しない。そうだとすれば、地球全体の営みを解きほぐす鍵は、表面付近の構造

やダイナミクスにある。実際、地震や火山噴火など、大きなエネルギー解放や変動は地表付近に顕著であり、硬いプレートと弱いプレート境界の共存が引き起こすプレートテクトニクス、大陸の生成と離合集散、リソスフェアとアセノスフェアの実体と関係性といった、古くからの、しかし未解決の問題の重要性があらためて浮き彫りとなる。これらの問題に対し、新しい手法や概念に基づき取り組んで初めて、地球ダイナミクスの全容が明らかになるであろう。

6. ま と め

本稿では、地球内部において、量的に最も重要といえるマントルとその対流運動・物質分化に焦点をあて、まず基礎的性質とその帰結として予想される構造やダイナミクスについて述べた。地球は、表面冷却が卓越する系であり、内部から強く加熱されて駆動されているのではなく、表層付近での密度不均質がマントル対流の主要動力源となっていることを示した。このことは、地震波トモグラフィーの結果とも調和的である。次いで、諸観測からマントル対流の実相がどの程度制約されるかについて、レビューを行った。特に、物理的現象としての対流運動と、その結果として起こる元素分別・物質輸送との関係を取り上げ、地表に噴出した玄武岩を、地球内部の組成を探るツール（地球化学プローブ）として用いる研究例について述べた。それらの結果、マントルが同位体組成上、東西半球に分割されており、その分布が、内核の地震波速度構造と幾何学的に酷似すること、および表層の大陸分布が、マントル-中心核の構造やダイナミクスを支配しているのではないか、という仮説が紹介された。

第3章で述べたように、プレートの実体とその運動の原動力や仕組みは、プレートテクトニクス理論の誕生から50年近くたった今日もまだ謎が多い。また、「硬いプレート」と「柔らかいプレート境界」がなぜ共存するのか、その機構については、水の効果が大きいと予想はされるが(e.g., Bercovici, 1998; Seno and Kirby, 2014)、その実態は未解明である。大陸の離合集散の機構は、計算機シミュレーションにより理解が進みつつあるものの、まだ恣意的なモデルセットアップなしに、マントル対流の自然な地表表現として再現することはできていない。従って、超大陸とマントル対流との熱的・力学的相互作用の実体も、その先の課題として残されている。さらには、大陸そのものの形成・発達過程は、初期条件（地球形成過程および冥主代）の直接的証拠が乏しいことを差し引いても、大きくコンセンサスを欠いている(e.g., Fig. 1 of Rino *et al.*, 2004)。

本稿で述べられた解釈や仮説の正否に関わらず、これらの問題に取り組み、地球全体の構造やダイナミクスの実相に迫るには、多様な情報や概念の組み合わせ（それらをくまなくまとめることは筆者の力の全く及ぶところではないが）を必要とすることは、疑いのないことであろう。分析技術や計算機の発達により、統計的手法が有効な多次元ビッグデータの蓄積やインバージョン、データ同化など、今後ますます定量化や融合が進み、地球がなぜ生命を育むユニークな惑星たりえたのか、また未来の姿はどうなるのかに迫ることを期待したい。

謝 辞

本稿の内容の多く、特に地球化学プローブと半球構造については中村仁美 博士、吉田晶樹 博士、中川貴司 博士、中久喜伴益 博士、田中聡 博士、大林政行 博士、末次大輔 博士との共同研究に基づいています。また、中久喜伴益 博士には、マントル対流の基礎から応用まで、幅広くお教え頂きました。ここに感謝致します。また、原稿の審査・改訂過程において、多くの有益なコメント（適切な文献の示唆を含む）を頂いた石塚治 博士、下田玄 博士および匿名の査読者に感謝致します。最後に、本稿執筆の機会を与えて下さった火山学会60周年記念事業委員会に深く感謝いたします。

引用文献

- Albarède, F. (2009) **Geochemistry: An Introduction**. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 342 p.
- Alboussiere, T., Deguen, R., Melzani, M. (2010) Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, **466**, 744-747.
- Allègre, C.J. (1982) Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, **81**, 109-132.
- Allègre, C.J. (1997) Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 1-6.
- Allègre, C.J. and Turcotte, D.L. (1986) Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323**, 123-127.
- Allègre, C.J., Hamelin, B., Provost, A. and Dupré, B. (1987) Topology in isotopic multispace and origin of themantle chemical heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 319-337.
- Andersen, M.B., Elliott, T., Freymuth, H., Sims, K.W.W., Niu, Y. and Kelley, K.A. (2015) The terrestrial uranium-isotope cycle. *Nature*, **517**, 356-359, doi: 10.1038/nature14062.
- Aubert, J., Amit, H., Hulot, G. and Olson, P. (2008) Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, **454**, 758-762.
- Bercovici, D. (1998) Generation of plate tectonics from lithosphere-mantle flow and void-volatile self-lubrication. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **154**, 139-151.

- Bercovici, D. and Karato, S. (2003) Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, **425**, 39–44.
- Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **4**, 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.
- Brandon, A. D. and Walker, R. J. (2005) The debate over core-mantle interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **232**, 211–225.
- Boyet, M. and Carlson, R. W. (2005) ^{142}Nd evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. *Science*, **309**, 576–581, doi: 10.1126/science.1113634.
- Buffett, B. A., Huppert, H. E., Lister, J. R. and Woods, A. W. (1996) On the thermal evolution of the Earth's core. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7989–8006. doi: 10.1029/95JB03539.
- Bunge, H. -P., Richards, M. A. and Baumgardner, J. R. (1996) The effect of depth dependent viscosity on the planform of mantle convection. *Nature*, **379**, 436–438.
- Cabral, R. A., Jackson, M. G., Rose-Koga, E. F., Koga, K. T., Whitehouse, M. J., Antonelli, M. A., Farquhar, J., Day, J. M. D. and Hauri, E. H. (2013) Anomalous sulphur isotopes in plume lavas reveal deep mantle storage of Archaean crust. *Nature*, **496**, 490–493.
- Cande, S. C. and Leslie, R. B. (1986) Late Cenozoic Tectonics of the Southern Chile Trench. *J. Geophys. Res.*, **91**, 471–496.
- Cao, A. and Romanowicz, B. (2004) Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the Earth's innercore. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 243–253.
- Chauvel, C., Goldstein, S. L. and Hofmann, A. W. (1995) Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle. *Chem. Geol.*, **126**, 65–75.
- Christensen, U. R. and Yuen, D. A. (1985) Layered convection induced by phase transition. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10291–10300.
- Christensen, U. R. and Hofmann, A. W. (1994) Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. *J. Geophys. Res.*, **99**, 19867–19884.
- Connolly, J. A. D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 524–541.
- Davies, G. F. (1999) **Dynamic earth: plates, plumes, and mantle convection**. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 472 p.
- Davies, G. F. (2002) Stirring geochemistry in mantle convection models with stiff plates and slabs. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 3125–3142.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010) Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **181**, 1–80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Deuss, A., Irving, J. and Woodhouse, J. (2010) Regional variation of inner core anisotropy from seismic normal mode observations. *Science*, **328**, 1018–1020.
- Dupré, B. and Allègre, C. J. (1983) Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, **303**, 142–146.
- Forte, A. M. and Mitrovica, J. X. (2001) High Viscosity Deep Mantle Flow and Thermochemical Structure Inferred From Seismic and Geodynamic Data. *Nature*, **410**, 1049–1056.
- French, S. W. and Romanowicz, B. (2015) Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, **525**, 95–99.
- Fukao, Y., Obayashi, M. and Nakakuki, T. (2009) Stagnant slab: A review. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **37**, 19–46.
- Gerya, T. V. and Yuen, D. A. (2003) Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 47–62.
- Ghiorso, M. S., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W. and Kress, V. C. (2002) The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **3**. doi: 10.1029/2001GC000217.
- Gurnis, M. (1988) Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, **332**, 695–699.
- Hager, B. H. (1984) Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6003–6016.
- Hager, B. H. and O'Connell, R. J. (1978) Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion. *Tectonophysics*, **50**, 111–133.
- Hager, B. H. and Clayton, R. W. (1989) Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models, and the geoid. In *Mantle Convection: plate tectonics and global dynamics* (Peltier, R. W. ed), 657–763. Gordon and Breach Science Publishers, New York.
- Hanan, B. B. and Graham, D. W. (1996) Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, **272**, 991–995.
- Hanyu, T. et al. (2014) Isotope evolution in the HIMU reservoir beneath St. Helena: Implications for the mantle recycling of U and Th. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **143**, 232–252, doi: 10.1016/j.gca.2014.03.016.
- Hart, S. R. (1984) A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, **309**, 753–757.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. and Whitehead, J. A. (1992) Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, **256**, 517–520.
- Hawkesworth, C. and Scherstén, A. (2007) Mantle plumes and geochemistry. *Chem. Geol.*, **241**, 248–263.
- Hebert, L. B., Antoshchikina, P., Asimow, P. D. and Gurnis, M. C. (2009) Emergence of a Low-Viscosity Channel in Subduction Zones Through the Coupling of Mantle Flow and Thermodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **278**, 243–256.
- Hernlund, J. W., Thomas, C. and Tackley, P. J. (2005) A doubling of the post-perovskite phase boundary and structure of the Earth's lowermost mantle. *Nature*, **434**, 882–886.
- Hirose, K. (2007) Discovery of post-perovskite phase transition and the nature of D'' layer. In *Post-perovskite: the last mantle phase transition* (Hirose, K., Brodholt, J., Lay, T. and Yuen, D. eds), 19–35. *Geophys. Monogr.*, **174**, Am. Geophys. Union, 10.1029/174GM04.
- Hoffman, N. R. A. and McKenzie, D. P. (1985) The destruction of chemical heterogeneities by differential fluid motions

- during mantle convection. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **82**, 163–206.
- Hofmann, A. W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219–229.
- Hofmann, A. W. (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In *Treatise on Geochemistry vol. 2* (Carison, R. W. ed), 61–101. Elsevier Pergamon, Oxford; Amsterdam; Tokyo.
- Hofmann, A. W. and White, B. (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 421–436.
- Hofmann, A. W. and Stanley, R. H. (2007) Another nail in which coffin? *Science*, **315**, 39–40, doi: 10.1126/science.315.5808.39c.
- Honda, S. (1995) A simple parameterized model of Earth's thermal history with the transition from layered to whole mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **131**, 357–369.
- 本多 了 (1997) マントルダイナミクス II-力学. 「岩波講座地球惑星科学 10: 地球内部ダイナミクス」, 73–121. 岩波書店, 東京.
- Hyvärinen, A., Karhunen, J. and Oja, E. (2001) **Independent Component Analysis**. John Wiley & Sons, New York, 481 p.
- Ikemoto, A. and Iwamori, H. (2014) Numerical modeling of trace element transportation in subduction zones: implications for geofluid processes. *Earth Planet. Space*, **66**: 26, doi: 10.1186/1880-5981-66-26.
- Ishii, M. and Tromp, J. (1999) Normal-mode and free-air gravity constraints on lateral variations in velocity and density of the Earth's mantle. *Science*, **285**, 1231–1236.
- Itô, G. and Mahoney, J. J. (2005) Flow and melting of a heterogeneous mantle: 1. Method and importance to the geochemistry of ocean island and mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **230**, 29–46.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65–80.
- 岩森 光 (2002) 地球の熱収支と熱史. 「地球環境調査計測事典 第1巻」(竹内 均監修), 648–653. フジ・テクノシステム, 東京.
- Iwamori, H. and Albarède, F. (2008) Decoupled isotopic record of ridge and subduction zone processes in oceanic basalts by independent component analysis. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **9**, doi: 10.1029/2007GC001753.
- Iwamori, H., Albarède, F. and Nakamura, H. (2010) Global-structure of mantle isotopic heterogeneity and its implications for mantle differentiation and convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 339–351.
- Iwamori, H. and Nakamura, H. (2012) East-west mantle geochemical hemispheres constrained from Independent Component Analysis of basalt isotopic compositions. *Geochem. J.*, **46**, e39–e46.
- Iwamori, H. and Nakamura, H. (2015) Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics. *Gondwana Res.*, **27**, 1131–1152, doi: 10.1016/j.gr.2014.09.003.
- Jacobsen, S. B. and Wasserburg, G. J. (1979) The mean age of mantle and crustal reservoirs. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7411–7427, doi: 10.1029/JB084iB13p07411.
- 唐戸俊一郎 (2000) レオロジーと地球科学, 東京大学出版会, 東京, 251 p.
- Karato, S. (2012) On the origin of the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **321** (322), 95–103.
- Karato, S. and Jung, H. (2003) Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine. *Philosoph. Mag.*, **84**, 401–414.
- Kawakatsu, H., Kumar, P., Takei, Y., Shinohara, M., Kanazawa, T., Araki, E. and Suyehiro, K. (2009) Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates. *Science*, **324**, 499–502.
- Kellogg, L. H., Hager, B. H. and van der Hilst, R. D. (1999) Compositional Stratification in the Deep Mantle. *Science*, **283**, 1881–1884.
- Kellogg, J. B., Jacobsen, S. B. and O'Connell, J. (2007) Modeling lead isotopic heterogeneity in mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **262**, 328–342.
- Komiya, T. (2004) Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **146**, 333–367.
- Labrosse, S., Hernlund, J. W. and Coltice, N. (2007) A crystallizing dense magma ocean at the base of the Earth's mantle. *Nature*, **450**, 866–869.
- Lay, T. and Garnero, E. J. (2004) Core-mantle boundary-structures and processes. In *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics* (Sparks, R. S. J. and C. J. Hawkesworth, C. J. eds), 25–41. *Geophys. Monogr.*, **150**, Amer. Geophys. Union, Washington D. C., doi: 10.1029/150GM04.
- Lay, T. and Garnero, E. J. (2007) Reconciling the post-perovskite phase with seismological observations of lowermost mantle structure. In *Post-perovskite: the last mantle phase transition* (Hilrose, K., Brodholt, J., Lay, T. and Yuen, D. eds), 120–153. *Geophys. Monogr.*, **174**, Am. Geophys. Union, doi: 10.1029/174GM11.
- Lay, T., Hernlund, J. and Buffett, B. A. (2008) Core-mantle boundary heat flow. *Nat. Geosci.*, **1**, 25–32, doi: 10.1038/ngeo.2007.44.
- Lee, C. -T. A., Luffi, P., Höink, T., Li, J., Dasgupta, R. and Hernlund, J. (2010) Upside-down differentiation and generation of a 'primordial' lower mantle. *Nature*, **463**, 930–933, doi: 10.1038/nature08824.
- Li, Z. X. *et al.* (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.*, **160**, 179–210.
- Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D. (2007) Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *Gondwana Res.*, **11**, 7–37.
- 松本淳子・竹広真一 (1999), 大陸プレートの影響により引き起こされるマントル対流の水平セルサイズ, ながれマルチメディア, http://www2.nagare.or.jp/mmm/99/takehiro/index_ja.htm.
- McKenzie, D. P. (1967) Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, **72**, 6261–6273.
- McKenzie, D. P., Roberts, J. M. and Weiss, N. O. (1974)

- Convection in the earth's mantle: towards a numerical simulation. *J. Fluid Mech.*, **62**, 465–538.
- McKenzie, D. and Bickle, M.J. (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.*, **29**, 625–679.
- Meibom, A. and Anderson, D.L. (2003) The statistical upper mantle assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **217**, 123–139.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P. and Haines, E. (1974) Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, **36**, 541–576.
- Monnereau, M., Calvet, M., Margerin, L. and Souriau, A. (2010) Lopsided growth of Earth's inner core. *Science*, **328**, 1014–1017.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., Engdahl, E. R. and Hung, S.-H. (2004) Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, **303**, 338–343.
- Morris, J.D. and Hart, S.R. (1983) Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2015–2030, doi: 10.1016/0016-7037(83)90217-X.
- Nakakuki, T., Sato, H. and Fujimoto, H. (1994) Interaction of the upwelling plume with the phase and chemical boundary at the 670 km discontinuity: Effects of temperature-dependent viscosity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 369–384, doi: 10.1016/0012-821X(94)90078-7.
- Nakagawa, T., Tackley, P.J., Deschamps, F. and Connolly, J. A.D. (2009) Incorporating self-consistently calculated mineral physics into thermochemical mantle convection simulations in a 3-D spherical shell and its influence on seismic anomalies in Earth's mantle. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, doi: 10.1029/2008GC002280.
- Nakagawa, T., Tackley, P.J., Deschamps, F. and Connolly, J. A.D. (2012) Radial 1-D seismic structures in the deep mantle in mantle convection simulations with self-consistently calculated mineralogy. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **13**, doi: 10.1029/2012GC004325.
- Nakagawa, T., Nakakuki, T. and Iwamori, H. (2015) Water circulation and global mantle dynamics: Insight from numerical modeling. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **16**, 1449–1464, doi: 10.1002/2014GC005701.
- Niu, F. and Wen, L. (2001) Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core. *Nature*, **410**, 1081–1084.
- Ohta, K., Hirose, K., Lay, T., Sata, N. and Ohishi, Y. (2008) Phase transitions in pyrolite and MORB at lowermost mantle conditions: Implications for a MORB-rich pile above the core-mantle boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **267**, 107–117, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.037.
- Oldenburg, D.W. and Brune, J.N. (1972) Ridge Transform Fault Spreading Pattern in Freezing Wax. *Science*, **178**, 301–304.
- O'Nions, R.K., Evensen, N.M. and Hamilton, P.J. (1979) Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. *J. Geophys. Res.*, **84**, 6091–6101, doi: 10.1029/JB084iB11p06091.
- Oreshin, S.I. and Vinnik, L.P. (2004) Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: 10.1029/2003GL018591.
- Oversby, V.M. and Ringwood, A.E. (1971) Time of formation of the Earth's core. *Nature*, **234**, 463–465.
- Porcelli, D. and Halliday, A.N. (2001) The core as a possible source of mantle helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 45–56.
- Powell, R. and Holland, T.J.B. (1988) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program. *J. Metamorphic Geol.*, **6**, 173–204.
- Ricard, Y., Doglioni, C. and Sabadini, R. (1991) Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity variations. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8407–8415.
- Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A. and Hirata, T. (2004) Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian. *Phys. Earth Planet. Int.*, **146**, 369–394.
- Ritsema, J., Deuss, A., van Heijst, H.J. and Woodhouse, J.H. (2011) S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes and normal-mode splitting function measurements. *Geophys. J. Int.*, **184**, 1223–1236, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x.
- Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In *The Crust* (Rudnick, R.L. ed), 1–64. *Treatise on Geochemistry*, **3**, Elsevier, Amsterdam, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.
- Rudge, J.F., McKenzie, D. and Haynes, P.H. (2005) A theoretical approach to understanding the isotopic heterogeneity of mid-ocean ridge basalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 3873–3887.
- Rudge, J.F. (2006) Mantle pseudo-isochrons revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **249**, 494–513.
- Schmeling, H. (2006) A model of episodic melt extraction for plumes. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi: 10.1029/2004JB003423.
- Schubert, G., Turcotte, D.L. and Olson, P. (2001) **Mantle convection in the Earth and planets**. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 940 p.
- Scotese, C.R. (2004) A continental drift flipbook. *J. Geol.*, **112**, 729–741.
- Seno, T. and Kirby, S.H. (2014) Formation of plate boundaries: The role of mantle volatilization. *Earth-Sci. Rev.*, **129**, 85–99.
- Stracke, A., Hofmann, A.W. and Hart, S.R. (2005) FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **6**, doi: 10.1029/2004GC000824.
- Suetsugu, D. et al. (2009) South Pacific mantle plumes imaged by seismic observation on islands and seafloor. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q11014, doi: 10.1029/2009GC002533.
- Tackley, P.J. (2000) Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory. *Science*, **288**, 2002–2007.
- Tackley, P.J. (2008) Layer cake or plum pudding? *Nat.*

- Geosci.*, **1**, 157–158.
- Tackley, P. J., Stevenson, D. J., Glatzmaier, G. A. and Schubert, G. (1993) Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, **361**, 699–704.
- Takamasa, A., Nakai, S., Sahoo, Y., Hanyu, T., Tatsumi, Y. (2009) W isotope compositions of oceanic islands basalts from French Polynesia and their meaning for core-mantle interaction. *Chem. Geol.*, **260**, 37–46.
- Takeuchi, N. (2007) Whole mantle SH velocity model constrained by waveform inversion based on three-dimensional Born kernels. *Geophys. J. Int.*, **169**, 1153–1163.
- Takeuchi, N. (2012) Detection of ridge-like structures in the Pacific Large Low-Shear-Velocity Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **319–320**, 55–64.
- Tanaka, S. and Hamaguchi, H. (1997) Degree-one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP (BC)-PKP (DF) times. *J. Geophys. Res.*, **102**, 2925–2938.
- The KamLAND Collaboration (2011) Partial radiogenic heat model for Earth revealed by geoneutrino measurements. *Nat. Geosci.*, **4**, 647–651, doi: 10.1038/ngeo1205.
- Toramaru, A., Takazawa, E., Morishita, T. and Matsukage, K. (2001) Model of layering formation in a mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **185**, 299–313.
- Ueki, K. and Iwamori, H. (2013) Thermodynamic model for partial melting of peridotite by system energy minimization. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **14**, 342–366, doi: 10.1029/2012GC004143.
- Ueki, K. and Iwamori, H. (2014) Thermodynamic calculations of the polybaric melting phase relations of spinel lherzolite. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **15**, 5015–5033, doi: 10.1002/2014GC005546.
- Waszek, L., Irving, J. and Deuss, A. (2011) Reconciling the hemispherical structure of Earth's inner core with its super-rotation. *Nat. Geosci.*, **4**, 264–267.
- Watanabe, K., Ohtani, E., Kamada, S., Sakamaki, T., Miyahara, M. and Ito, Y. (2014) The abundance of potassium in the Earth's core. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **237**, 65–72, doi: 10.1016/j.pepi.2014.10.001.
- White, W.M. (1985) Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology*, **13**, 115–118.
- White, D.B. (1988) The planforms and onset of convection with a temperature-dependent viscosity. *J. Fluid Mech.*, **191**, 247–286.
- Woodhead, J. (2015) Mixing it up in the mantle. *Nature*, **517**, 275–276.
- Workman, R.K. and Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**, 53–72.
- Xu, W., Lithgow-Bertelloni, C., Stixrude, L. and Ritsema, J. (2008) The effect of bulk composition and temperature on mantle seismic structure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **275**, 70–79, doi: 10.1016/j.epsl.2008.08.012.
- Yanagisawa, T. and Hamano, Y. (2003) Experimental study of the transition time of convection patterns and its application to the Wilson cycle. *Proc. Japan Acad.*, **79**, Ser. B, 99–104.
- Yoshida, M. (2013) Mantle temperature under drifting deformable continents during the supercontinent cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 681–686, doi: 10.1002/GRL.50151.
- Yoshida, M. and Hamano, Y. (2015) Pangea breakup and northward drift of the Indian subcontinent reproduced by a numerical model of mantle convection. *Scientific Rep.*, **5**, doi: 10.1038/srep08407.
- Yoshioka, S. and Naganoda, A. (2010) Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **183**, 321–329.
- Zhao, D. (2007) Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Res.*, **12**, 335–355.
- Zhong, S., Zhang, N., Li, Z.X. and Roberts, J.H. (2007) Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 551–564.
- Zindler, A., Jagoutz, E. and Goldstein, S. (1982) Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature*, **298**, 519–523.
- Zindler, A., Staudigel, H. and Batiza, R. (1984) Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 175–195.
- Zindler, A. and Hart, S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493–571.

(編集担当 石塚 治)