このファイルの頒布には日本高圧力学会の許諾が必要です。

特集 ―― 水が駆動する地球内部ダイナミクス ――

地震学的構造推定の解釈限界と地球内部の水存在可能性

The Interpretation Limits of Seismological Exploration and the Possibility of Water Existence in the Earth's Interior

冨士 延章 [1,2]

Nobuaki FUJI[1,2]

For decades, studies in seismology and petrology have reported the presence of water (hydrogen) within the Earth's mantle. This presence is often marked by abrupt changes in seismic velocity or high seismic attenuation. Interpreting seismic tomography results to determine specific geological and chemical parameters, such as water content, requires a meticulous approach and an understanding of its interpretation limitations. This article focuses on the inverse problem, primarily from a seismological perspective, shedding light on the challenges associated with translating seismic parameters into meaningful geological and chemical insights.

[*inverse problem, mantle dynamics, water distribution, global seismology, seismic tomography*]

1. はじめに

水は地球内部に遍在する。本稿を斯くして始めたところで驚きをもって読まれる心配はないと考える。というのも，水，水素，あるいは水酸化物イオンをはじめとする揮発性物質は地球内部進化の過程においてどこに逃げてもおかしくないからである。地球の生成過程（集積，対流）のシミュレーションおよび地球化学からの全球での水の総量見積もりは現在の海の容量の 1 倍 [1]から 100 倍 [2]と大きなばらつきを示している [3]。これは重元素では考えられない誤差であるが，現在の地球科学は「水の惑星」の水の総量を決定できずにいる。必然的に，地球内部の水分布の議論は局所的にならざるを得ない，すなわち各部位の温度圧力条件における物質の含水容量のみがその場所での含水率の上限というかたちで先験的情報となりうることを意味する。これまで地震波データ解析によって大局的な地球内部構造が推定されてきたが，「水」はその内部構造モデルの解釈の候補の一つであるに過ぎない。地震学的トモグラフィー論文で示唆されている「水の存在可能性」には相当の注意が必要であるため，本稿は地震学で「見える水」の存在可能性について逆問題の定式化に戻って議論を行う。筆者にとっては象徴的な式による記述のほうが言語化するよりも安易であるが，それと並行して式の解説もその都度加える方針である。

「水の惑星」の水の起源は依然として謎であるが，一般的には惑星形成過程における炭素質コンドライトや彗星の集積によるとされている [4, 5]。現在の地球では，水はスラブの沈み込みと共に脱水過程を経ながらも地球深部へと移送される [6]。Fig. 1 に地球内部での水循環のイメージ図を示す。410 km 不連続面直上では全球的に S 波速度の低速度異常が観測されており [7, 8]，水の存在下での部分溶融によると考えられている。ここで抽出された水は上部マントル・地球表面に向かって逆向きの「マントル雨」を降らすという仮説も考えられている [9]。これらの脱水過程を経てさらに沈み込んだ水は遷移層に供給される。マントル遷移層水フィルターモデル [10]はワズレアイトとリングウッダイトの含水容量が 1–2 wt%であるという鉱物学的観測から提唱され，その空間的容量も手伝ってマントル遷移層が海の 2.9 から 5.8 倍の水を蓄えているという測地学観測からの報告もある [11]。660 km 不連続面を通過しても含水容量はある程度大きくてもよく [12]，特にマントル最下部において安定な含水鉱物が存在することも示唆されており，これらが太平洋下とアフリ

[1] Institut de physique du globe de Paris, Université Paris Cité, 1 rue Jussieu 75238 Paris cedex 05, France
[2] Institut universitaire de France, Paris, France

Email: nobuaki(at)ipgp.fr
※(at)は@に置き換えてください。

カ下のマントル最下部で観測される大きなS波速度異常帯LLSVP (Large Low Shear Velocity Provinces)の生成要因の一つである可能性もある [13]。さらにコア内での水素・酸素等の軽元素の存在 [14]はジオダイナモ様式に大きな影響を与える可能性があるが [15, 16]，コア・マントル境界での水移送の議論はマントル内のそれに比べて不活発であるといってよい。特に本稿で話題にしている地震学的な観測に至っては，マントル内の水分布に比べさらなる困難が伴うと予想される。ニュートリノによる地球内部構造推定の機運が高まっており [17]，長い時間スケール（> 50 年）では，コア内の水素含有量が明らかになる日が来るかもしれない。こうした水の循環と対比されうるのが鉄の循環である。Fig. 1 には鉄循環のイメージも示してある。LLSVPは鉄を（Fe^{2+}もしくは Fe^{3+}として）多く含む可能性が地震波形インバージョンと鉱物学インバージョンから示唆されており，地球表面に向かうプルームとして上昇するイメージが見えている[19, 20]。このプルームはLLSVP の物質を 10%程度含んで深さ 660 km 不連続面あたりまで上昇して水平方向にプルームだまりを形成し，さらに 100–250 km 深さ（アセノスフェアとの境界）で水平方向にプルームだまりを形成しホットスポットなどに通じている可能性もある [21]。

電気伝導度の全球的な観測からは大雑把な含水率分布を推定し得る [22]のに対して，地震波形解析によって得られる直接的な情報は地震波速度の等方的あるいは異方的遅速，その周波数依存（減衰パラメータ）が主である。密度は主に大地震の後の自由振動データから求められるが，解像度は他のパラメータに比して極端に低く，2024 年 3 月現在も未だに密度の全球 3 次元構造モデルは発表されていない。これら地震学的速度（とその異方性，減衰）の暫定的な解釈として地球内部の温度が用いられる。S 波速度が遅い場所，あるいは減衰が大きい場所は高温である，という具合である。この第一次的解釈だけではあまりに温度勾配が大きすぎる場合，地球化学・物質科学的な解釈を必要とし，「水」や「部分溶融」はその尤もらしいパラメータ候補として頻繁に挙げられてきた。高圧物性学からの推定によれば，マントル遷移層をはじめとして水を大容量蓄積できる領域は多いため，温度では説明しきれない地震波速度異常の原因として，水の存在の可能性を唱えること自体に問題はない。しかしながら，ここで注意したいのは，岩石学的に含水容量が大きい領域が必ずしも水に満たされているわけではない，ということである。本稿では，地震学イメージングの誤差，およびそのトモグラフィーモデルの解釈限界，それに伴う地震学的見地からの水存在可能性（信頼性）について議論を行う。

地球の内部構造学は，以下の章で示すように，極めて不良に設定された逆問題である。こうした，極僅かな手がかりを巧みに組み合わせて地球進化史を明かそうとする試みを，自重（あるいは自嘲）の意味で「地球詩学（ジオポエム）」と呼ぶことがある。しかしながら，科学とは本来（最初は荒唐無稽だと思われても）仮説の提唱とデータによる検証の行き来により進歩するべきものであり，ジオポエムによって我々の理解が

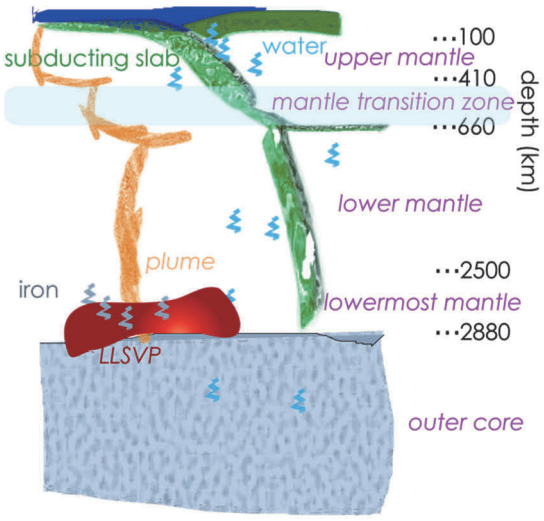


Fig. 1. One way of plausible water transportation manners in the Earth's mantle as a "geopoem". Water is entrained during the subduction, experiencing dehydration, entering the "colossal pool" of mantle transition zone. At the 410-km (and 660-km) discontinuity(ies), water (blue zig-zags) continues to descend till the base of the mantle with the subducting slabs (LLSVP can be wet). Here I show also the iron (gray zig-zags) circulation starting from LLSVP that can be entrained with plumes. Note that seismic observation, being a snapshot of today's Earth, cannot (at all) image the direction of movements of water, iron, nor plates and plumes.

進んだことは間違いがない [23]。すなわち，少ないデータを説明するために考えうる限りの理論を提示して，その水循環様式の可能性を制約・推定することでしか地球科学は進歩しないように見える [24]。もちろん，鉱物学あるいはジオダイナミクスの視点から考えて，水は地球内部，特にマントル（特にマントル遷移層）のどこに存在してもおかしくない。しかしながら，代表的な地球内部構造の直接的観測手法である地震学から含水率の分布を推定することには大きな懸念がつき纏う。本稿は決して「地震学的水イメージング」の包括的なリビューを行うものではなく，むしろ地震学と高圧物性学の橋渡しをするときの注意点および順問題的なアプローチによるこれからの展望について記述するものであることを明記しておく。

2. 地震波データのインバージョン

最初に地球内部構造推定の基幹をなす地震波データを用いた逆問題の定式化を行いたい。問題の一般化のため，少し長めの形式的な議論が続くことをご容赦頂きたい。議論の簡単化のためにデータ及びパラメータは空間および時間の何らかの基底関数に基づいて離散化されていると仮定して，ベクトル表記を行うことにする [24]。最初に本稿における順問題について記述する。マントル内のある点$\mathbf{r}_\mathbf{l}$における「実際の」含水率を$w_\mathrm{l} = \text{water content}(\mathbf{r}_\mathbf{l})$と表し，その空間的分布を$\mathbf{w}$とおく。この含水率が今回のターゲットパラメータである。温度，圧力，岩石分布および岩石の物性パラメータが既知であれば，含水率から後述の地震学的パラメータ群を決定することができる。この問題設定は観測者の自由であり，ほかのダイナミクスに重要なパラメータ（温度場や組成）の推定に関しても同様の議論ができる。ここで周囲岩石分布等を考慮した上で得られる地震学的パラメータ群（密度，地震波速度，異方性，減衰，不連続面等）を$\mathbf{p} = \mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}(\mathbf{w})$と表すこととする。ここで$\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}$は含水率$\mathbf{w}$から地震学的パラメータ(seismic parameter: $\mathbf{p}$)への変換演算子を表し($\mathbf{w} \to \mathbf{s}$)，主に高圧実験あるいは第一原理計算により推定されると期待される。点$\mathbf{r}_\mathbf{l}$，時刻t_mにおけるi方向の地震波動に起因する変位$v_i(\mathbf{r}_\mathbf{l}, t_m)$は地震波動演算子$\mathcal{S}$（簡単のため，震源情報等もこの演算子に組み込まれているものとする）を用いて波動場$\mathbf{v} = \mathcal{S}(\mathbf{p})$と書けるはずである。実際にはこの地震波動場は地球表面の限られた数の地震計でのみ観測されるので，観測されうる時間・空間・成分のみに1をとり，他は0の抽出行列$\mathbf{E}$を用意してやると観測波形$\mathbf{u} = \mathbf{E}\mathbf{v}$を得る。この観測波形$\mathbf{u}$は線形・非線形のフィルター$\mathcal{F}$を通して二次的なデータとして解析されることが多い。ここで言う「フィルター」とは単純な周波数帯フィルターにとどまらず，波形の切り取り，波形の立ち上がり（波動場の到達時刻：走時）や振幅，表面波速度，あるいは周波数領域での振る舞いといったデータ解釈手法全般を指す。このようにして，地球内部構造推定に直接用いる（二次的）観測データ$\mathbf{d}$が構築される。すなわち，

$$\mathbf{d} = \mathcal{F} \circ \mathbf{E} \circ \mathcal{S} \circ \mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}(\mathbf{w}) \tag{1}$$

と表記することが可能である。ただし，$\circ$は演算子の合成作用を示す。現在の全球的な含水率分布$\mathbf{w}$が地震学的パラメータを決定し（$\mathbf{p} = \mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}(\mathbf{w})$），含水率以外のパラメータの影響はすべてパラメータ変換辞書$\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}$に含まれている。その地震波動場$\mathcal{S} \circ \mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}(\mathbf{w})$を地震計$\mathbf{E}$で観測，特徴的なデータをフィルター$\mathcal{F}$によって抽出する。逆問題の定式化はこのデータ$\mathbf{d}$を再現するような含水率モデル$\tilde{\mathbf{w}}$を求めることに帰結する。これを最適化問題として表現すると以下の式になる。

$$\text{find } \tilde{\mathbf{w}} \text{ such that } \mathbf{d} \sim \tilde{\mathbf{d}} = \mathcal{F} \circ \mathbf{E} \circ \tilde{\mathcal{S}} \circ \widetilde{\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}}(\tilde{\mathbf{w}}) \tag{2}$$

式(2)は，パラメータ変換辞書$\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}$および地震波動演算子を，定量的あるいは定性的に順問題的に設定することにより，実際のデータ$\mathbf{d}$に合うような理論データ$\tilde{\mathbf{d}}$を与える定量的あるいは定性的な含水率モデル$\tilde{\mathbf{w}}$を推定することを意味している。チルダは観測者による演算子の近似である。$\tilde{\mathcal{S}}$は地震波動を近似する計算式であり，以下に導入するその逆演算子$\widetilde{\mathcal{S}^{\dagger}}$の一意性は保証されていないが（$\dagger$は逆演算子を示す），形式的には全地震波動場$\mathbf{v}$から地震学的パラメータ群$\tilde{\mathbf{p}} = \widetilde{\mathcal{S}^{\dagger}}(\mathbf{v})$を求めることができるはずである。伝統的な「逆問題」とはこのモデル式の逆演算子を提案することによって，地球ダイナミクス的に意味のあるパラメータ群（ここでは$\mathbf{w}$）を定量的（あるいは大抵の場合定性的）に推定することである。形式的に式(2)を変形すると，式(3)が得られる。

$$\tilde{\mathbf{w}} = \widetilde{\mathcal{C}^{\mathcal{W}}_{\mathcal{S}}} \circ \left(\mathcal{F} \circ \mathbf{E} \circ \tilde{\mathcal{S}}\right)^{\dagger}(\mathbf{d}) \tag{3}$$

式(3)は，観測データ$\mathbf{d}$からインバージョン演算子$\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)^{\dagger}$によって地球内部の地震学的パラメータを推定し，その解釈を行って含水率の推定を行うことを意味している。$\widetilde{\mathcal{C}_{\mathcal{S}}^{\mathcal{W}}}$は地震学的パラメータ群から含水率を導く「辞書」であり$(\mathbf{s}\rightarrow\mathbf{w})$，高圧実験や第一原理計算，Perple_X [25, 26]に代表されるような熱力学的な相図計算などにより求められる，ある程度「定量的」なパラメータ変換から，トモグラフィーのイメージ$\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)^{\dagger}(\mathbf{d})$と他の状況証拠から推定される「定性的」な含水率（水のあるなし）までさまざまである。$\widetilde{\mathcal{C}_{\mathcal{S}}^{\mathcal{W}}}$であれ$\widetilde{\mathcal{C}_{\mathcal{W}}^{\mathcal{S}}}$であれ，この「辞書」がマントル遷移層の温度圧力条件下では未だに議論が分かれるところであって，地震波速度そのものではなく地震波速度の深さ勾配のほうが含水率の推定に役立つという報告もある [27]。

逆問題演算子$(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\mathcal{S})^{\dagger}=(\mathbf{E}\circ\mathcal{S})^{\dagger}\circ\mathcal{F}^{\dagger}$は観測フィルター$\mathcal{F}$に依存するところが大きい。例えば走時のみであれば幾何光学のアイコナール方程式を解くのみでよいが，この場合波形の周波数情報や振幅情報が含まれないことになる。地震計の設置場所$\mathbf{E}$も大きな役割を果たす。地震は地球上どこでも起きるわけではないため，自ずと解像度に偏りが生まれる。しかしながら，地震波は実体波，表面波，固有振動などを合わせれば地球内部の凡そすべての領域に伝播するので，逆問題演算子が地震イベント一つで感度のよい場合，すなわち$\mathcal{F}$がほぼ単位行列であり，$\tilde{\mathcal{S}}$が地震波動現象を無限時間ほぼ再現できる場合，$\mathbf{E}$が表面観測点一点であっても，理論的には地震学的パラメータ構造$\mathcal{C}_{\mathcal{W}}^{\mathcal{S}}(\mathbf{w})$の推定は可能である [28]。実際に火星に一点の地震計を設置して地殻厚さやコア・マントル境界の深さを推定した InSight プロジェクトはかくなる哲学の具現化である [29]。現実にはノイズの影響，用いる理論の限界（数値計算の限界）からそのようなことは不可能であり，従って観測点の数を増やすこと，及び観測フィルターの簡易化（使用する二次的データの線形性の向上）によりトモグラフィーを代表とする地震波解析による内部構造推定は，その安定性と解像度を獲得してきたと言える。特に複数の波線に対応する波形の位相・振幅を観測データとして用いる波形インバージョンは 80 年代に定式化され，今世紀に実用化されて地球ダイナミクスに新たな知見をもたらしているが，観測点が地球の表面それも陸地部分に偏り，地震発生場所も沈み込み帯に偏ることから，やはりモデルの一意性は保証されない。これは，例えば地震ノイズや脈動の干渉法などによる，バーチャルな観測点・震源の設定によって劇的に改善されるものではない。というのも，これらのテクニックによって得られる「グリーン関数」は実際の地震の波形とは違う挙動を示すもので，干渉法を応用した地球内部構造推定は，むしろ$\mathcal{F}$の改善と考えたほうが自然である。

上記のモデル式(1)に用いた演算子のうち$\mathcal{F}$以外は自然由来のものであるが，データ$\mathbf{d}$から含水率分布$\mathbf{w}$を求めるとなると，かなりの飛躍が必要であることは明瞭であろう。途方もない不良設定の逆問題である。通常地震学では逆問題演算子$(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\mathcal{S})^{\dagger}$を如何に精度良く効率よく設定するかということを議論する機会が多いのであるが，実際には$\mathbf{E}$の偏りによる解像度の地域的な偏りを解消することは難しく，誤差の定量的な見積もりはほぼ不可能に近い。このようにして求めた地震学的構造の解釈，すなわち主に鉱物学から提供される弾性・非弾性パラメータとジオダイナミクスパラメータ（岩石成分・温度・含水率）の関係$\widetilde{\mathcal{C}_{\mathcal{S}}^{\mathcal{W}}}$（ヤコビアンで表されることが多い）も一意的ではない。従って「定量的」推定には大きな困難を伴うのは確かであるが，以下では，フィルターの選択（どの二次的データを用いるか），および少しながら地震学的パラメータの選択（感度の良いヤコビアンの選択）について議論を深めることによって，地震学の信頼度の考察に役立てれば幸いである。

3. 地震波の二次的データの水に対する感度:$\mathcal{F}$ の選択，および逆演算子$(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\mathcal{S})^{\dagger}$の解像度

グローバル地震学では式(2)をモンテカルロ法的に大域探索で実現することはほぼ不可能に近いため，局所探索，特に線形化探索を行うことがほとんどである。すなわち，地震学的パラメータの局所的 1 次元構造あるいは 3 次元構造を推定するにあたり，最初に「あたり」をつける。これが初期モデル$\widetilde{\mathbf{p_0}}$であり，一般的には PREM (Preliminary reference Earth model [30])等の標準的な地球の 1 次元モデルを用いる。これによって理論データ$\widetilde{\mathbf{d_0}}=\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}(\widetilde{\mathbf{p_0}})$を得ることができ，局所探索のスタート地点となる。すなわち，データ残渣$\mathbf{d}-\widetilde{\mathbf{d_0}}$を説明するために，偏微分係数[31, 32]を使って以下のようなモデル改善を行うことになる。

$$\text{find } \delta\mathbf{p} \text{ such that } \mathbf{d}-\widetilde{\mathbf{d}_0}=\left.\frac{\partial\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)}{\partial\mathbf{p}}\right|_{\mathbf{p}=\widetilde{\mathbf{p}_0}}\delta\mathbf{p} \tag{4}$$

式(4)は，逆問題を線形化した場合，モデル改善$\delta\mathbf{p}$をすることで観測データと理論データの残渣$\mathbf{d}-\widetilde{\mathbf{d}_0}$を最小化できることを表している。あるいは上の式は，式(5)のように書ける。

$$\delta\mathbf{p}=\left[\left.\frac{\partial\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)}{\partial\mathbf{p}}\right|_{\mathbf{p}=\widetilde{\mathbf{p}_0}}\right]^{\dagger}\left(\mathbf{d}-\widetilde{\mathbf{d}_0}\right) \tag{5}$$

式(5)は，$\mathbf{d}-\widetilde{\mathbf{d}_0}$と偏微分係数の比較・畳み込みによりモデル改善ベクトル$\delta\mathbf{p}$に関する情報を得ることができることを表しており，この偏微分係数の「疑似逆行列」（偏微分係数行列は正則でない）の近似はニュートン法などで行う。この線形化されたモデル改善には様々な最適化法や安定法が提唱されてきた [32]。実際には非線形問題であるため，式(4)を反復することが推奨されている。以下では具体的に地震学的内部構造推定の代表的な手法を紹介する。

3.1 地震波トモグラフィー（実体波走時，表面波速度）

多くの地球内部（3 次元）構造推定は地震波トモグラフィーに支えられていると言っても過言ではない。1970 年代の先駆的研究[33, 34]から現在に至るまで実に多くの全球モデルが提唱されている。$\mathcal{F}$を高周波の実体波波形の立ち上がりである走時および振幅にすることにより，周波数無限大近似において演算子$\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}$はアイコナール方程式および移送方程式に書き換えることができ，波動方程式に比べて計算量を極端に減らすことができる。これは長い間 P 波速度推定によく用いられ，スタグナントスラブ(Fig. 1)の発見に大きな貢献を果たした [35]。この手法は，同定可能な独立した実体波走時・振幅（とその派生データ）のデータを増やすことにより，S 波速度構造 [36]や非弾性減衰構造 [37]を推定することもできる。波形情報$\mathbf{u}$に比べて走時データ$\mathcal{F}(\mathbf{u})$は極端に次元が小さいため，統計的に有意モデルを得るために，あるいは「見かけの」解像度を上げるために，抽出行列$\mathbf{E}$のデザインが問題となる。直接的な改善方法は，観測点数を増やすことであり，そのためには ISC (International Seismological Centre)の走時カタログのような大量のデータが必要となる。そこで，日本の F-net, Hi-net やアメリカの US-Array を始めとする大規模な地震計測網の走時等のデータを用いて解像度を高めてきた。近年では RHUM-RUM (Réunion Hotspot and Upper Mantle - Réunions Unterer Mantel)プロジェクトによるレユニオン島周辺での海底地震計の設置により，当該地域下のマントルプルーム様式が大幅に制約された [38]。最近の光ファイバーによる地震波形モニタリングによって更にデータ量が膨大になることも予想される。

これらの無限大周波数近似において問題になるのは，感度カーネル（式(4)における偏微分係数）の精度である。目視であれ自動的であれ，地震波形から走時を観測する際には周波数フィルターを用いる。通常テレサイスミックの領域では地震計の感度がそもそも 20 Hz を超えないし，走時ピッキングに際しては 1 Hz 程度の周波数フィルターを使用するが，地震波速度が（例えば光などと比べて）極端に小さいため，「高周波数」の波であってもその有限周波数帯の波における構造に対する感度は，簡単な一本の光学的なスネルの法則でなぞれるような「波線」で表されるようなものではない [39, 40]。Fig. 2 には筆者の研究 [41]で用いている直達 S 波及び地表で反射した S 波である SS 波の感度を示している。S 波感度カーネルは空間的な広がりを示す

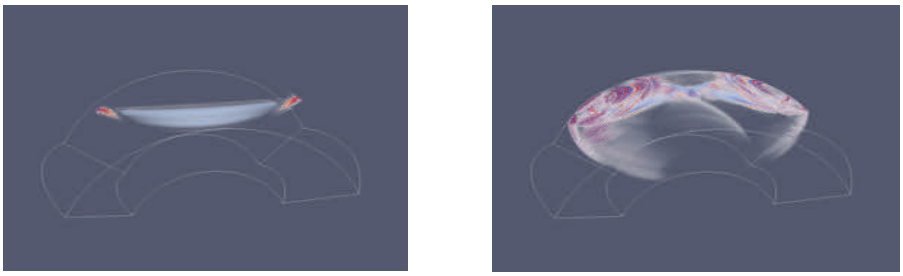


Fig. 2. Travel time sensitivity kernels for transverse-component direct S (left) and SS (right) waves, reverberating at the surface on its midway, with respect to S-wave velocity computed for a source of 11 km depth with Mtp = 1, with a station with 0° azimuth and an epicentral distances of 70°, using DSM Kernel Suite (https://github.com/IPGP/DSM-Kernel). The kernels were calculated for PREM and 0.3 Hz. Three types of kernels are shown in a volumetric representation with the same color bar (the darkest blue and red represent + and - 5.0×10^{-6} s km^{-3}, respectively). Within the ray theory that ignores the finite frequency effects of seismic wave propagation, these phases are interpreted as infinitely tiny simple curves. However, the sensitivity kernels clearly show their complex and volumetric features.

にとどまるが，SS 波に至っては，震源および観測点付近，そして中間地点での感度がかなり複雑であり，これらを波線近似することによるトモグラフィーモデルへの影響は推して知るべし，である。有限周波数効果を考慮したトモグラフィーは後述の波形インバージョンと同等の計算量を必要とする場合があるが [42]，構造パラメータに対する走時の応答は波形の応答に比べると線形性が強いので，波形インバージョンの最初の段階として使用されることもある [43]。

高周波数の実体波の走時解析とは逆向きの発想で，低周波数の地球浅部を伝播する表面波波形を周波数領域で解析して表面波の位相速度や群速度の周波数依存性を$\mathcal{F}$とすることにより，主に上部マントルの構造を表面波トモグラフィーで推定できる[44, 45]。この場合，感度カーネルは波線近似トモグラフィーに比べると定量的に評価できている。表面波トモグラフィーの自然な延長線上の手法として，表面波の長周期波形そのものをデータとする表面波波形インバージョンがあり，低周波数のために必然的に得られる解像度は低いが 1980 年代 [46]から現在に至るまで確立した手法として主に S 波速度 [47,48]，非弾性減衰 [49]の推定に役立ってきた。

3.2 実体波波形インバージョン

実体波トモグラフィーおよび表面波トモグラフィーの代替案として，実体波（と表面波を含めることもある）の波形インバージョン手法が開発されてきた。走時や位相速度といった二次的データの代わりに，波形の時間と振幅の情報を最大限活かそう（$\mathcal{F}$をできるだけ単位行列に近づけよう）という試みである[50-54]。この手法により，波形情報そのものへのアクセスが可能になった。波形インバージョンでは$\mathcal{F}(\mathbf{u})$が全体の波形データ$\mathbf{u}$と同等のオーダーの大きさであり（実際には興味のある特別な地震波相のみの解析をすることが多いが），原理的には観測点が比較的少なくてもインバージョン解は安定するはずである。更に，波動方程式を地震学順演算子$\tilde{\mathcal{S}}$とするため，地震波速度のみならず，非弾性減衰，異方性という二次的パラメータを同じ枠組みで取り扱うことができる [55]。しかしながら，データ数が多くなったことにより，理論波形と観測波形が「一致する」というのはどのような状態なのか（最小化するべきデータ残渣 $\mathbf{d}-\tilde{\mathbf{d}}$の定義の仕方），インバージョンの一意性の問題（所謂サイクルスキッピング問題）など，インバージョンの非線形性による難題がある。すなわち，最初の「あて」である初期モデル$\mathbf{p_0}$が現実と大きく乖離していた場合，局所探索によって実際の構造とは全く異なる構造モデルを得ることもある [32]。このような問題に際して，線形性の強い走時トモグラフィー等の二次的データを用いたインバージョンを前段階で行うのが望ましい。

3.3 レシーバー関数・マイグレーション

波形インバージョンは式(5)の反復によって実現するが，以下のような最急降下法近似を行うことがある。

$$\left[\left.\frac{\partial\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)}{\partial\mathbf{p}}\right|_{\mathbf{p}=\widetilde{\mathbf{p}_0}}\right]^{\dagger}\sim\alpha^2\left[\left.\frac{\partial\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)}{\partial\mathbf{p}}\right|_{\mathbf{p}=\widetilde{\mathbf{p}_0}}\right]^{\mathrm{T}} \tag{6}$$

式(6)は，式(5)の偏微分係数行列の逆演算子をその転置行列として近似（すなわち偏微分行列の自己相関が単位行列であると近似）することにより得られる。α^2は経験的な係数であり，T は転置行列を示す。甚だ粗い近似であるが，データ数，パラメータ数共に膨大である場合，ヘシアン行列（偏微分係数行列の自己相関）の逆行列の計算が困難となり，この近似で反復を行うことで最適解を探索することがある。この場合，一度目の反復は，構造初期モデル$\widetilde{\mathbf{p}_0}$への感度カーネルと波形データ残渣の相関となる。これはレシーバー関数およびマイグレーションと呼ばれる不連続面などの急激な地震波速度変化の検出に特化したイメージング手法と数学的に同等のものである [56]。太平洋沖の二点の海底地震計を用いたレシーバー関数の解析から，沈み込むスラブに引きずられて水が上部マントル深部まで運ばれるように見える構造が観測されて以来 [57]，410 km 不連続面やリソスフェア・アセノスフェア不連続面などのマントル内の構造が高解像度で報告されている [58,59]。同手法を用いて得られる不連続面構造は，これまでのトモグラフィーのような「ぼやけた」長波長成分の卓越したイメージに比べて格段にはっきりとしているが，地震波速度などの物理量で表されないため，解釈が難しい。さらに，実際には偏微分係数の計算を行うわけではなく，データ残渣（あるいはデータそのもの）を，時間を逆向きに（$\widetilde{\mathcal{S}^{\mathrm{T}}}$）地球内部に戻す，あるいは複数成分の波形データの逆畳み込みを行うことで同様の効果をもたらしていることが多い。その段階で用いる地震演算子$\tilde{\mathcal{S}}$は大抵の場合 1 次元構造や均質媒体・音波近似を行っているので，深さ情報などの解釈には注意を要する。

3.4 S 波スプリッティング

以上に示した地震波形$\mathbf{u}$の各成分を独立的に扱う手法に対して，観測点の３次元的な動きを用いるフィルター$\mathcal{F}$が S 波スプリッティング法 [60]である。特に S 波初動やコアからの直達波である SKS 波などの水平方向あるいは３次元での波の到達時刻のずれが最大になるような角度と走時ずれを二次的データとして，観測点下の異方性を推定する。これは地震波が経験した異方性の積分値であるため，データの解釈が難解であるが，これにより，プレートの運動方向などが明らかになっていった [61-63]。

3.5 誤差の見積もり

トモグラフィーや波形インバージョンといった地球内部での弾性係数の分布が求まる手法においては，そのモデルの信憑性を議論するために，しばしばデータ$\mathbf{d}=\mathcal{F}(\mathbf{u})$に含まれうる誤差の伝播を形式的に評価することがある。しかしながら，インバージョンそのものに様々な非線形要素が含まれるため，現実的な誤差の評価は困難である。従ってトモグラフィーの結果に誤差が併記されることのほうが稀である。その代わりに，チェッカーボードテストなどに代表される理論テストを行い，アルゴリズムの解像度や信用できる領域の判定などを行うことが多いが，理論的にこれらのテストがあまり有意義ではないことが知られている [64]。このような解像度および誤差の評価を定量的に行う試みのひとつとして Subtractive Optimally Localized Averages（SOLA 法 [65]）等が提唱されているが，以下に述べるような逆問題の本質的な問題の解決には至っていない。

3.6 順問題的アプローチ

地球物理学における逆問題とは，式(3)を何らかの方法で解くことであるが，この場合，得られた構造モデル$\tilde{\mathbf{p}}$には逆問題演算子に含まれた観測者の意図（モデルの滑らかさ，データの外れ値の定義，初期モデル）が反映されてしまう。統計的に優位なモデルを選択するということは，誤差の評価とは別の次元で，得られた構造モデルから波形データを再現($\tilde{\mathcal{S}}(\tilde{\mathbf{p}})$)しても，それが波形データ$\mathbf{u}$と全ては合致しないことを意味する [66]。波形の細かい情報を再現したい場合には，逆問題的に求めたモデルのさらなる改善が求められる。例えば問題をマントル最下部での沈み込みスラブの角度と厚さなどに絞ることにより，試行錯誤的に構造$\tilde{\mathbf{p}}$を提案して波形$\tilde{\mathcal{S}}(\tilde{\mathbf{p}})$を$\mathbf{u}$に合わせてゆくという手作業によって解像度が格段によくなる [67]。さらに，次元を落としたモデルパラメータに関しての実際的な誤差の評価が期待される。しかしながら，この手法でも，もちろん一意性は獲得できず，また，客観的な評価をすることは困難である。

4. 地震学パラメータの選択：パラメータ変換辞書$\mathcal{C}_S^{\mathcal{W}}$（地震学から鉱物学）あるいは$\mathcal{C}_{\mathcal{W}}^{S}$（鉱物学から地震学）

弾性係数のモデル（あるいはレシーバー関数，スプリッティング）を地震学的に得るに際して，誤差が避けられず，その評価も困難であることは以上に記述した。その次の段階として，地震学的モデルを水分布に焼き直すためのパラメータ変換について述べる。実験室あるいは第一原理計算での弾性係数の見積もり手法については筆者の専門ではないが，その誤差評価についてよりクリアに知ることができれば本望である。最近，実験室での岩石サンプルの地震波速度測定法を３次元地震波動計算によって改善を行っているので，これが地球規模と実験室規模の観測の直接的な架け橋にならないものかと期待している [68]。マントル内で地震波速度が減少する場合，温度も水もその原因となりうる。しかしながら，水の寄与は温度のそれと比べて極めて小さく，遷移層のような温度場が大きく変動する領域では使い物にならない [69]。従って，非弾性減衰や地震波異方性 [70]といった他のパラメータからの多角的考察が必要となる。実際，マントル最下部の鉄輸送の問題では，非弾性減衰と S 波速度の２パラメータを，温度と含鉄率の２パラメータに変換するヤコビアンを計算できたために，理論的には一意に鉄の分布を計算することができた [20]。従って，水に関しても，ある程度高圧物性コミュニティとして合意できているようなパラメータ変換辞書（圧力・温度・密度・物性・含水率⇄地震波速度・異方性・減衰）が作られることを期待したい。

5. 逆問題の逆：順問題の連鎖による水輸送の解明（SeLFiE プロジェクト）

以上で具体的に考察したように，大抵の地震波解析による地球内部構造推定では，まず機械的に地震学的パラメータ$\left(\mathcal{F}\circ\mathbf{E}\circ\tilde{\mathcal{S}}\right)^{\dagger}(\mathbf{d})$ を求めて，そのモデルの地学的解釈を試みる。この「逆問題の連鎖」はデータ

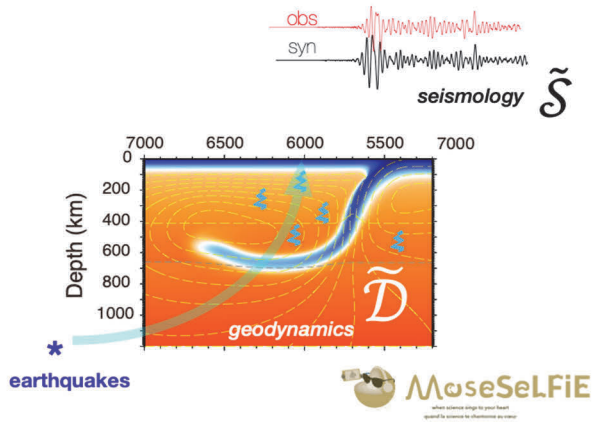


Fig. 3. The “SeLFiE” way of unveiling the water transportation system within the Earth’s mantle. Firstly, we propose geodynamical scenarios with various water transportation models, that we convert into physical properties with the aid of petrology. We then propagate seismic wavefield through these models to find out synthetic waveforms’ characteristics that could distinguish the proposed scenarios. After trained to understand the relation between the scenario and the seismic data statistics, we will look at the real data in order to find the most plausible scenario.

解析の最初に避けては通れない工程ではあった。含水率分布$\mathbf{w}$というよりはマントル遷移層における水の存在有無という，いわば「イエス・ノー疑問文」，あるいは限られた数の水循環の様式（水がどこまでどれくらい沈み込むのか）のような自由度数の低い問題について，ひとまず決着をつけたい場合は，逆問題の逆，すなわち「順問題の連鎖」によって定量的な議論ができると筆者は提案している。そのための道筋を最後に記して本稿を終える。

本稿の最初の方に，「地球詩学」が大切である旨を述べた。これは，例えば Fig. 1 のような水循環を「空想」した場合に，その仮説を立証，もしくは反証することによって，地球史の理解が進むことを意味している。このような水循環の様式を仮に$\mathbf{m}$と表すことにする。これにはダイナミクスの法則そのもの（$\mathcal{D}$で表す）が関与している。すなわち，ジオダイナミクスの様式が水の全マントル循環か，遷移層止まりか，あるいは上部マントルだけでの水循環かというモデルパラメータである。それによってジオダイナミクスの順問題演算子$\widetilde{\mathcal{D}}$を用いて，現在の含水率分布$\tilde{\mathbf{w}} = \widetilde{\mathcal{D}}(\tilde{\mathbf{m}})$を「バーチャルな」水循環様式モデル$\tilde{\mathbf{m}}$について計算することができる。したがって，式(2)は，以下の形に変形できる。

$$\text{find } \tilde{\mathbf{m}} \text{ such that } \mathbf{d} \sim \tilde{\mathbf{d}} = \mathcal{F} \circ \mathbf{E} \circ \tilde{\mathcal{S}} \circ \widetilde{\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}} \circ \widetilde{\mathcal{D}}(\tilde{\mathbf{m}}) \tag{7}$$

式(7)は，水循環モデル$\tilde{\mathbf{m}}$をスラブの沈み込みシミュレーション等$\widetilde{\mathcal{D}}$に組み込み（$\widetilde{\mathcal{D}}(\tilde{\mathbf{m}})$），バーチャル地球モデル$\widetilde{\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}} \circ \widetilde{\mathcal{D}}(\tilde{\mathbf{m}})$において地震波動を計算$\tilde{\mathcal{S}} \circ \widetilde{\mathcal{C}^{\mathcal{S}}_{\mathcal{W}}} \circ \widetilde{\mathcal{D}}(\tilde{\mathbf{m}})$して，そのデータ応答$\tilde{\mathbf{d}}$と水循環モデル$\tilde{\mathbf{m}}$の非線形な関係性を調べることで，観測データ$\mathbf{d}$を説明する$\tilde{\mathbf{m}}$を選択できることを示している。この式の大事なところは，もはや詳細な含水率分布を求めたいわけではなく，水循環の様式について直接答えを知りたいというところにある。上述の通り，$\mathbf{m}$の次元は大抵の場合，$\mathbf{w}$などに比べて極端に小さく，ジオダイナミクスの演算子$\widetilde{\mathcal{D}}$で現在の地球を詳細に再現できる可能性も低い。従って，フィルター$\mathcal{F}$の取り方が問題となってくる。つまり個々の波形データの取り扱いというより，波形データの空間的時間的な特徴で$\mathbf{m}$ をうまく判別できるようなフィルターを探すことが問題となってくる。3.6 節で述べたように，この場合「誤差」の伝播は順問題演算子のみを経るために評価しやすい。このような試みを一般に地震フィルタリングといい[71,72]，波形データを用いて「バーチャル地球」を「自撮り」のように分析するため，筆者は SeLFiE (Seismic Low Filtering of Earth’s models)と呼んでいる。モデルパラメータ$\mathbf{m}$の次元は低いが，系統的なモンテカルロ探索はおそらく不可能である [73]。従って，提起するモデルとそのデータ応答の関係性を理解するために，機械学習あるいは一般のアマチュアによる試行錯誤によるデータ合わせ（シティズンサイエンス）を利用して，この問題に取り組むプロジェクトが走っている(Fig. 3)。

6. おわりに

本稿では，一地震学者として高圧物性学者と議論するときに注意しておきたい逆問題の話を扱った。少し手前味噌がすぎる面もあるかもしれないが，この SeLFiE プロジェクトはジオダイナミクスの研究者たちとどうにか「同じ言葉」で話せるようになりたいために進めてきたものであり，そのために高圧物性学は欠かせない分野である。なにか新しい共同研究の出発点になれば幸いである。

謝 辞

原稿を注意深くお読み頂き適切な助言を頂いたことに対して，二人の匿名査読者に感謝する。さらに，この度は佐藤友子さんに誘っていただいて本稿を執筆するに至った。この場を借りて佐藤さんへ感謝の意を表したい。なお，本稿は Institut universitaire de France の MuseSeLFiE の支援を受けたものである。

参考文献

[1] Y. Abe, T. Matsui: J. Geophys. Res., **91**, E291 (1986).
[2] A. Peslier, M. Schönbächler, H. Busemann, S. Karato: Space Sci. Rev., **212**, 743 (2017).
[3] E. Ohtani: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **49**, 253 (2021).
[4] A.R. Sarafian, E.H. Hauri, F.M. McCubbin, T.J. Lapen, E.L. Berger, S.G. Nielsen, H.R. Marschall, G.A. Gaetani, K. Righter, E. Sarafian: Philos. Trans. R. Soc. A, **375**, 20160209 (2017).
[5] C.M.O.D. Alexander, R. Bowden, M.L. Fogel, K.T. Howard, C.D.K. Herd, L.R. Nittler: Science, **337**, 721 (2012).
[6] C. Wang, A. Yoneda, M. Osako, E. Ito, T. Yoshino, Z. Jin: J. Geophys. Res., **119**, 6277 (2014).
[7] J. Revenaugh, S. Sipkin: Nature, **369**, 474 (1994).
[8] B. Tauzin, E. Debayle, G. Wittlinger: Nat. Geosci., **3**, 718 (2010).
[9] D. Andrault, N. Bolfan-Casanova: Phys. Earth Planet. Inter., **322**, 106815 (2022).
[10] D. Bercovici, S. Karato: Nature, **425**, 39 (2003).
[11] H. Fei, D. Yamazaki, M. Sakurai, N. Miyajima, H. Ohfuji, T. Katsura, T. Yamamoto: Science Adv., **3**, e1603024 (2017).
[12] B. Schmandt, S. Jacobsen, T. Becker, Z. Liu, K. Ducker: Science, **344**, 1265 (2014).
[13] I. Ohira, E. Ohtani, T. Sakai, M. Miyahara, N. Hirao, Y. Ohishi, M. Nishijima: Earth Planet. Sci. Lett., **401**, 12 (2014).
[14] S. Tagawa, N. Sakamoto, K. Hirose, S. Yokoo, J. Hernlund, Y. Ohishi, H. Yurimoto: Nat. Commun., **12**, 2588 (2021).
[15] S. Hirose, S. Labrosse, J. Hernlund: Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **41**, 657 (2013).
[16] M. Landeau, A. Fournier, H.-C. Nataf, D. Cébron, N. Schaeffer: Nat. Rev. Earth Environ., **3**, 255 (2022).
[17] L. Maderer, E. Kaminski, J. Coelho, S. Bourret, V. van Elewyck: Front. Earth Sci., **11**, 1008396, (2023).
[18] F. Deschamps, K. Konishi, N. Fuji, L. Cobden: Earth Planet. Sci. Lett., **520**, 153 (2019).
[19] K. Konishi, N. Fuji, F. Deschamps: J. Geophys. Res., **125**, e2019JB018089 (2020).
[20] M. Wamba, J.-P. Montagner, B. Romanowicz: Sci. Adv., **9**, doi:10.1126/sciadv.ade3723 (2023).
[21] S. Karato: Earth Planet. Sci. Lett., **301**, 413 (2011).
[22] P. Bernard: Pourquoi la terre tremble ? (French and European Publications, Inc., Paris, 2017).
[23] N. Fuji: Small-data seismology - from a centimetric rock to Mars, Habilitation à diriger des rechereches (HDR), Paris, Université Paris Cité (2022).
https://www.dropbox.com/s/zzl25ld2jclxend/Habilitation_Nobuaki_Fuji_2022_small_data_seismology.pdf
[24] J. Connolly, K. Petrini: J. Metamorph. Petrol., **20**, 697 (2002).
[25] J. Connolly: Earth Planet. Sci. Lett., **236**, 524 (2005).
[26] V. Thio, L. Cobden, J. Trampert: Phys. Earth Planet. Inter., **250**, 46 (2016).
[27] A. Tarantola: *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation* (Society for Industrial and Applied Mathematics, Paris, 2005), p. 339.
[28] P. Lognonné *et al*.: Nat. Geosci., **13**, 213 (2020).
[29] A. Dziewonski, D. Anderson: Phys. Earth Planet. Inter., **25**, 297 (1981).
[30] R. Geller, T. Hara: Geophys. J. Int., **115**, 699 (1993).

[31] J. Virieux, S. Operto: Geophysics, **74**, WCC1 (2009).
[32] M. Sengupta, M. Toksöz: Geophys. Res. Lett., **3**, 84 (1977).
[33] K. Aki, A. Christofferson, E. Husebye: J. Geophys. Res., **82**, 277 (1977).
[34] Y. Fukao, M. Obayashi, H. Inoue, M. Nenbai: J. Geophys. Res., **97**, 4809 (1992).
[35] A. Zenonos, L. De Siena, S. Widiyantoro, N. Rawlinson: Phys. Earth Planet. Inter., **293**, 106267 (2019).
[36] S. Durand, J. Matas, S. Ford, Y. Ricard, B. Romanowicz, J.-P. Montagner: Earth Planet. Sci. Lett., **374**, 101 (2013).
[37] M. Tsekhmistrenko, K. Sigloch, K. Hosseini, G. Barruol: Nat. Geosci., **14**, 612 (2021).
[38] F. Dahlen, S.-H. Hung, G. Nolet: Geophys. J. Int., **141**, 157 (2000).
[39] N. Fuji, S. Chevrot, L. Zhao, R. Geller, K. Kawai: Geophys. J. Int., **190**, 522 (2012).
[40] N. Fuji, H. Jang, A. Nakao, Y. Kim, D. Fernández-Blanco, S.-M. Lee, A. Schroeder, K. Konishi: Front. Earth Sci., **9**, 593947 (2021).
[41] R. Montelli, G. Nolet, F. Dahlen, G. Masters, E. Engdahl, S.-H. Hung: Science, **303**, 338 (2004).
[42] M. Marjanović, N. Fuji, S. Singh, T. Belahi, J. Escartín: J. Geophys. Res., **122**, 10241 (2017).
[43] J. Brune, J. Nafe, J. Oliver: J. Geophys. Res., **65**, 287 (1960).
[44] J. Kuo, J. Brune, M. Major: Bull. Seis. Soc. Am., **52**, 333 (1962).
[45] J. Woodhouse, A. Dziewonski: J. Geophys. Res., **89**, 5953 (1984).
[46] C. Mégnin, B. Romanowicz: Geophys. J. Int., **3**, 709 (2000).
[47] N. Takeuchi: Geophys. J. Int., **169**, 1153 (2007).
[48] A. Adenis, É. Debayle, Y. Ricard: Geophys. Res. Lett., **44**, doi:10.1002/2017GL073751 (2017).
[49] K. Konishi, K. Kawai, R. Geller, N. Fuji: Geophys. J. Int., **199**, 1245 (2014).
[50] D. Borisov, S. Singh, N. Fuji: Geophys. J. Int., **202**, 1908 (2015).
[51] S. French, B. Romanowicz: Nature, **525**, 95 (2015).
[52] A. Tarantola, B. Valette: Rev. Geophys., **20**, 219 (1982).
[53] A. Fichtner, B. Kennett, H. Igel, H.-P. Bunge: Geophys. J. Int., **179**, 1703 (2009).
[54] T. Bodin, Y. Capdeville, B. Romanowicz, J. Montagner: in *The Earth's Heterogeneous Mantle*, eds. A. Khan, F. Deschamps, K. Kawai, (Springer Verlag, 2015) pp. 105-144.
[55] R.-E. Plessix: Geophys. J. Int., **167**, 495 (2006).
[56] H. Kawakatsu, S. Watada: Science, **316**, doi:10.1126/science.1140855 (2007).
[57] B. Tauzin, É. Debayle, G. Wittlinger: Nat. Geosci., **3**, 718 (2010).
[58] Z. Wang, S. Singh: Nat. Commun., **13**, 7809 (2022).
[59] S. Crampin: Geophys. J. R. Astr. Soc., **53**, 467 (1978).
[60] M. Savage, X. Shin, R. Peyer, R. Aster: Tectonophysics, **165**, 279 (1989).
[61] S. Kaneshima: J. Geophys. Res., **95**, 11121 (1990).
[62] J. Wolf, M. Long, K. Leng, T. Nissen-Meyer: Geophys. J. Int., **230**, 507 (2022).
[63] J.-J. Lévêque, L. Rivera, G. Wittlinger: Geophys. J. Int., **115**, 313 (1993).
[64] C. Zaroli: Geophys. J. Int., **207**, 876 (2016).
[65] F. Tajima, S. Grand: J. Geophys. Res., **103**, 15015 (1998).
[66] J.-T. Ko, D. Helmberger, H. Wang, Z. Zhan: Geophys. Res. Lett., **28**, 10216 (2017).
[67] S.-T. Lai, N. Fuji, I. Katayama, L. Bonilla, Y. Capdeville: J. Geophys. Res., **126**, e2021JB021873 (2021).
[68] S. Karato: Earth Planet. Sci. Lett., **301**, 413 (2011).
[69] H. Jung, S. Karato: Science, **293**, 1460 (2001).
[70] J. Ritsema, A. McNamara, A. Bull: J. Geophys. Res., **112**, 2006JB004566 (2007).
[71] B. Schuberth, C. Zaroli, G. Nolet: Geophys. J. Int., **203**, 2099 (2015).
[72] T. Franken, J. Armitage, N. Fuji, A. Fournier: Geochem. Geophys. Geosyst., **21**, e2019GC008815 (2020).
[73] W. Hsieh, F. Deschamps, T. Okuchi, J.-F. Lin: Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., **115**, 4099 (2018).

［2023年7月3日受付，2024年3月19日受理］
©2023 日本高圧力学会