

プレートの沈み込みと島弧マグマ活動

中島 淳一*

(2015年11月13日受付, 2015年12月17日受理)

Plate Subduction and Arc Magmatism

Junichi NAKAJIMA*

The subduction zone system on the Earth is over 40,000 km long, comparable to the circumference of the Earth. The active processes –brittle deformation, metamorphism, convection and volcanism– beneath volcanic arcs or continental margins are all linked with fluids derived from subducting oceanic plates. Here I review recent geophysical observations in subduction zones and organize our thoughts on ongoing magmatic processes, focusing on a low-velocity, high-attenuation, and low-resistivity zone in the mantle wedge as an indicator of melt migration paths. In subduction zones where a plate at moderate to old age is subducting, two types of melt migration paths are observed, with an inclined migration path for a gently dipping slab and a sub-vertical migration path for a steeply dipping slab. These observations suggest that melt transportation is primarily governed by the geometry of a mantle upwelling flow developed sub-parallel to the down-dip direction of the slab. However, melts appear to migrate sub-vertically to volcanoes in young subduction zones. Release of slab-derived fluids at shallow depths would produce partial melting only in the fore-arc tip of a mantle upwelling flow, and hence melts may migrate sub-vertically by buoyancy, instead of effective transportations through the upwelling flow as observed in relatively old subduction zones. An understanding of subduction zone processes with reference to the more quantitative integration of all earth science categories (seismology, volcanology, geodesy, petrology, mineralogy, geochemistry, geology, geomorphology, etc.) will be required to improve our knowledge of arc magmatism.

Key words: subduction-induced flow, low-velocity zone, melt, buoyancy

1. はじめに

沈み込み帯は、1つ以上のプレート(主に海洋性プレート)が別のプレートの下に沈み込む「プレート収束境界」であり、地球上で地震・火山活動が最も活発な地域の一つである。沈み込み帯では、島弧または大陸縁辺の海側に地形的に深い海溝やトラフが発達し、沈み込むプレート(スラブ)内部では陸側に向かって傾斜する活発な地震面(和達-ベニオフゾーン)がみられる。地表では海溝にほぼ平行に火山列が存在し、明瞭な火山フロントがみられる場合が多い。

海嶺で生成された海洋性プレートは数百万年~1億年以上をかけて海底を移動し、沈み込み帯に到達する。プレート生成時はその表面は玄武岩に覆われているが、海底面を移動している間に堆積物が積もり、最上部には海

水を多く含んだ堆積層が形成される。また、海溝より海側では沈み込む直前のプレートが上に凸の形になり(ベンディングと呼ばれる)、それによる引張応力場により多数の正断層が形成される。正断層はマントル最上部まで達しているものもみられ、断層に沿って海水が地殻とマントル最上部に浸透していくと考えられている(例えば、Ranero *et al.*, 2003)。地殻やマントル最上部まで浸透した水は含水鉱物を生成し、沈み込むプレート内には大量の水が含水鉱物として蓄えられる。

含水化したプレートの沈み込みにより火成活動が引き起こされる過程は以下のように考えられている。1) プレートの沈み込みに伴う温度、圧力の上昇により含水鉱物は脱水分解し、高温の楔型マントル(マントルウエッジ)に水を放出する。2) 放出された水はカンラン岩の融

*〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-12-1 石川台 2号館
東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻
Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate
School of Science and Engineering, Tokyo Institute of

Technology, 2-12-1 Ookayama, Meguro-ku, Tokyo, 152-8551 Japan.

e-mail: nakajima@geo.titech.ac.jp

点を下げ、マントルウエッジの中心付近でメルトが生成される。3) メルトはマントル上昇流によりモホ面直下まで運ばれる。4) モホ面直下に蓄積したメルトは結晶分化を起こしながら地殻内に貫入し、マグマ溜まりを形成する。5) マグマ溜まりから供給されたマグマが地表に到達し、火山噴火を引き起こす。この一連の過程うち、1) は熱力学平衡に基づく理論計算やスラブの沈み込みの温度数値シミュレーションにより脱水分解反応の深さが推定され、スラブ内地震分布との比較もされるなど、その現象の理解が徐々に進んでいる（例えば、Hacker *et al.*, 2003）。また、4) と 5) は火山岩の分析や火山噴火の数理的計算などにより、マグマ溜まりの深さや噴火の素過程、固液複合系の物理・化学プロセスが徐々に明らかにされつつある（例えば、小屋口・他, 2011）。一方で、2) と 3) については、沈み込み帯ごとに構造推定の分解能が異なるという問題もあり、その理解が進んでいる沈み込み帯とそうでない沈み込み帯が存在する。また、それぞれの沈み込み帯においてメルトの生成・上昇過程が異なるかどうかという問いにも十分に答えることができていない。

そこで本稿では、地震波トモグラフィで得られている世界の沈み込み帯におけるマントル不均質構造をレビューし、マントルウエッジにおけるマグマ生成・上昇過程について現在までの知見を整理する。世界中の沈み込み帯の不均質構造を概観することは、マグマ生成・上昇過程の差異を明らかにし、その背後にある共通の物理プロセスの理解の進展に寄与すると考えられる。なお、地震波トモグラフィの分解能は地震の分布や観測点の配置に依存するが、空間分解能は最も高くても ~ 10 kmである場合が多い。したがって、本稿で述べる深部構造は個々の火山体ではなく、ある広がりをもつ火山群へのマグマ供給系を論じていることに注意してほしい。また、本稿では論じない地殻内のマグマ溜まりについては、Lees (2007) でレビューされている。Lees (2007) ではトモグラフィの原理や分解能、誤差なども紹介されており、本稿とあわせて読むことで、マントルウエッジから地殻までのマグマ供給系の理解が深まると期待される。火山の成因を理解するためには、地表で得られる火山岩の化学組成も重要である。地球化学的な知見に基づくマグマ生成モデルについては、多くの書籍や論文（例えば、巽, 1995; 高橋, 2000; Stern, 2002）で論じられているので参考にしてほしい。

2. 火山分布

Fig. 1 にみられるように、地表の火山は沈み込み帯（プレート収束帯）に多く、その分布は海溝の走向とほぼ平

行である。冷たいプレートが沈み込む領域で火山が多いという特徴は、火成活動とプレートの沈み込みには密接な関係があることを示している。1980年代の世界中の火山のコンパイルによれば、沈み込み帯の火山は主に2つの火山列（火山フロントに沿う火山と背弧側の火山）に分類され、それぞれの火山列下のプレートの深さは100–120 km, 160–180 kmである（例えば、Gill, 1981; Tatsumi, 1986）。Tatsumi (1986, 1999) は、スラブ起源流体によりスラブ直上に形成される含水層に注目し、火山フロントに沿う火山は深さ110 kmでの角閃石、背弧火山は深さ150–200 kmでの金雲母の脱水分解反応により、異なる深さで効率的に流体を供給するモデルを提唱した。このモデルに基づけば、火山フロントと背弧火山の直下には二つの独立したカーテン状の部分溶融域がマントルウエッジ内に存在することになる。このモデルは地表の火山分布と流体の供給位置が空間的に対応することから、地表の火山分布を説明する有力なモデルの一つと考えられていた。

一方、1990年代以降の地震観測網の整備、および震源の深さに敏感な後続波を用いた震源決定方法の採用などにより、沈み込み帯において地震の震源決定精度が格段に向上し（例えば、Engdahl *et al.*, 1998）、世界中のプレート上面の深さがモデル化されるようになってきた。そのような新しいプレートモデルを用いた解析によれば、火山フロント下のプレートの深さは沈み込み帯によって大きく異なり、その深さ範囲は60–130 km (England *et al.*, 2004) (Fig. 2)、または72–173 km (Syracuse and Abers, 2006)と、従来のデータと比べて大きな幅がある。また、熱力学的平衡条件から計算されたスラブ内の玄武岩やカンラン岩の相平衡図によれば、スラブでは比較的広い温度・圧力範囲で脱水反応が起こることがわかり（例えば、Hacker, 2008）、ある特定の深さにおいて脱水反応が集中して起こることはないと考えられるようになってきた。つまり、スラブ起源流体のマントルウエッジへの放出は火山形成の重要なプロセスの一つであるが、その供給位置が地表の火山分布と一対一に対応するわけではないようである (Syracuse and Abers, 2006)。

3. マントルウエッジでのカンラン岩の溶融と温度

沈み込みに伴う温度・圧力の上昇により、スラブ内の含水鉱物は脱水分解反応を起こし、マントルウエッジに水が放出される。水が放出される深さは沈み込むプレートの温度構造に強く依存し、冷たい沈み込み帯では深さ120–200 km付近、若く温かい沈み込み帯では深さ40–80 km付近で大部分の水がマントルウエッジへ放出されると考えられている（例えば、Iwamori, 1998; Kawakatsu

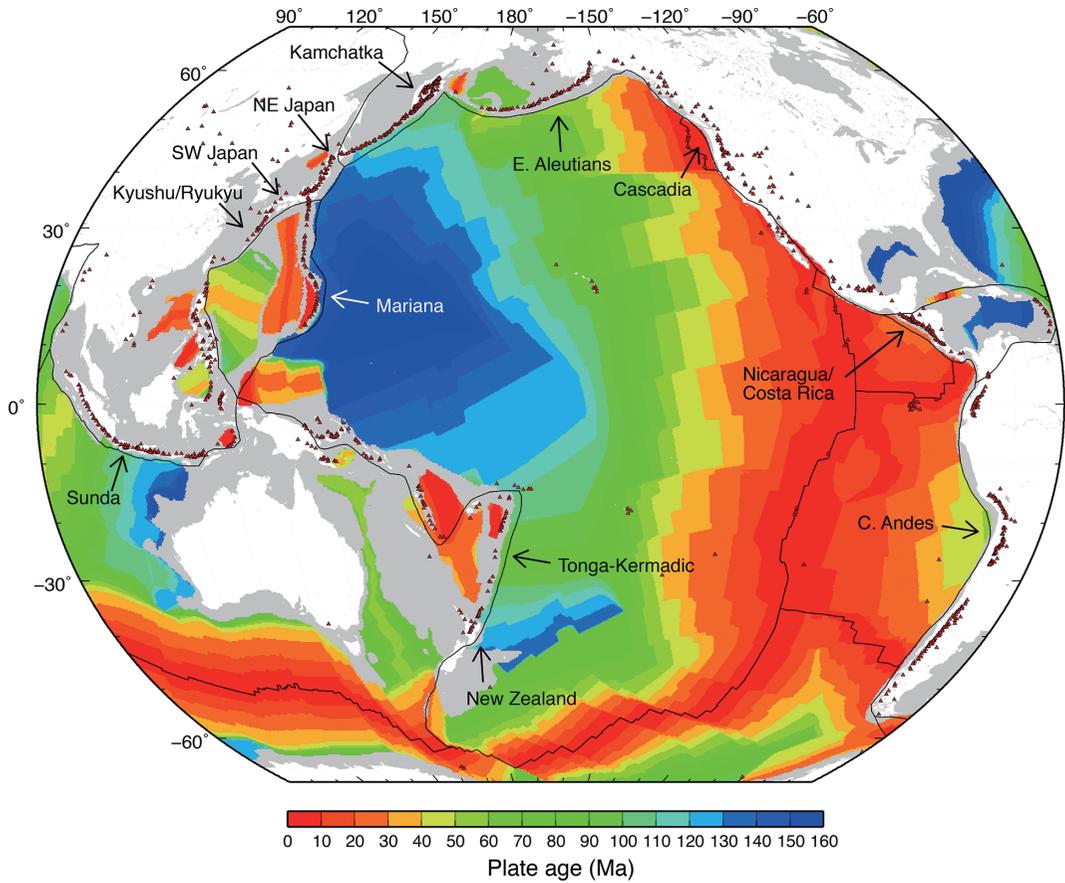


Fig. 1. Age-area distribution of the ocean floor (Müller *et al.*, 2008). Continental margins are light gray, and continents are white. Black lines denote plate boundaries and red triangles are volcanoes. Subduction zones described in the text are shown by arrows with names.

and Watada, 2007; van Keken *et al.*, 2011). 無水カンラン岩の融点は圧力に強く依存し、深さ 40 km で約 1200°C、深さ 100 km で 1400°C 以上であるが(例えば、Hirschmann, 2000)、スラブ起源流体がマンテルウエッジに付加されることにより、カンラン岩の融点は約 1000°C まで低下することが知られている(例えば、Kawamoto and Holloway, 1997)。注目すべきは、含水カンラン岩の融点(約 1000°C)は圧力(深さ)にはほとんど依存しないということであり、流体の供給によりカンラン岩の融点は深さ 40 km で約 200°C、深さ 100 km では 400°C 以上も低下することになる。

では、実際の沈み込み帯の温度はどのくらいであろうか。マンテルウエッジの温度を直接測ることはできないが、いくつかの方法によりその温度分布が推定されている。一つの方法は、スラブの沈み込みに伴うマンテル対流の数値シミュレーションである。沈み込むスラブ表面と

マンテル物質との間に粘性カップリングがあることにより、スラブ直上の物質がスラブの沈み込み方向に引きずり込まれ、その隙間を埋めるように高温で低粘性の物質が深部から上昇するという機構が働いている(McKenzie, 1969)。この深部からの高温物質の流れはマンテル上昇流と呼ばれ、スラブの沈み込みに伴って生じる 2 次的な対流である。マンテル上昇流の形状はマンテルの粘性やスラブと直上のマンテル物質との粘性差、スラブの沈み込み角度などの物理条件に加え、計算の初期条件や境界条件によっても変わるが、これまでに得られている数値シミュレーションによれば、背弧側のマンテルウエッジでは広範囲で 1000°C 以上の温度を維持し続けることができるようである(例えば、Eberle *et al.*, 2002; Wada *et al.*, 2008; van Keken *et al.*, 2011)。一方、室内実験結果を用いた地震波不均質構造の解釈からは、背弧側のマンテルウエッジの温度は 1100-1300°C と見積もられている

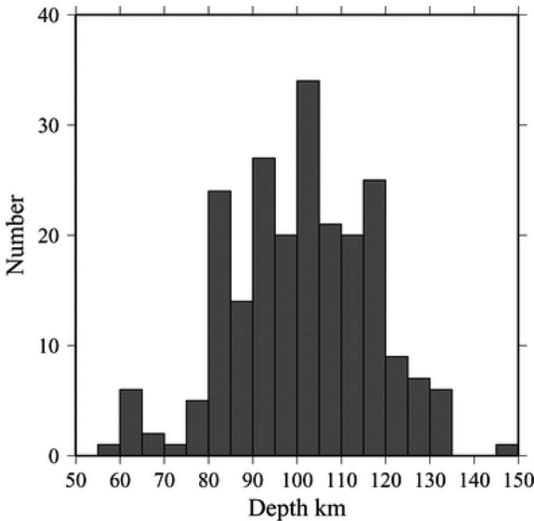


Fig. 2. Distribution of depths to the top of the intermediate-depth seismicity beneath individual volcanoes, adjusted to the location of their volcanic fronts (Figure 28 of England *et al.*, 2004).

(例えば, Nakajima and Hasegawa, 2003; Rychert *et al.*, 2008). さらに, マントル捕獲岩の分析からは, 例えば東北地方の背弧のモホ面直下の温度は 850–1000°C と推定されている (Michibayashi *et al.*, 2006). いずれの見積もりにおいても, マントルウエッジの温度は無水カンラン岩の融点よりは低いことから, 島弧下でマグマが生成されるためには水の付加による融点の低下 (加水融解) が不可欠であると考えられる. なお, ここでは触れないが, マントル物質の断熱的な上昇による減圧融解も島弧下でのメルトの生成に重要な影響を与えていることも知られている (例えば, Conder *et al.*, 2002).

4. 地震波トモグラフィと島弧火山の深部構造

メルトの生成にはスラブからの流体の供給と高温のマントル上昇流が深く関与していることが実験・数値シミュレーションなどから示唆されるが, その上昇流は地球物理学的にはどのようにイメージされるであろうか. 多くの沈み込み帯のマントルウエッジでは, マグマ活動と関係する構造として, 地震波低速度・高減衰, 低比抵抗 (高電気伝導度) が観測される. 一般に, 100°C の高温異常に対する速度低下率は約 1% (例えば, Duffy and Anderson, 1989), 比抵抗の低下率は約 30% (例えば, Constable, 2006) であるが, メルトが数% 存在する場合, 速度は数~10 数% も低下し (例えば, Takei, 2002), 比抵抗は桁で小さくなる (例えば, McGary *et al.*, 2014). つ

まり, メルトは, 例え少量であっても地震波速度や比抵抗を大きく低下させる要因となる. さらに, 少量のメルトが存在すると地震波の減衰は大きくなることが知られている (Jackson *et al.*, 2004). そこで本稿では, マントルウエッジの低速度・高減衰・低比抵抗域は加水融解により生成されたメルト分布域を示すと仮定し, その形状からメルトの上昇経路を考察する.

本章では世界の主要な沈み込み帯で現在までに得られている観測事実を参考に, マグマ生成・上昇モデルについてその共通点と相違点をまとめてみる. 沈み込み帯の類型化にはプレートの年代や傾斜角などいくつかのパラメータが考えられるが, ここではスラブ内の含水鉱物の脱水反応位置を支配する温度構造と密接な関係のあるプレートの年代 (Müller *et al.*, 2008) により沈み込み帯を分類し, その構造の特徴をみていくことにする (Fig. 1). なお, プレート年代による分類はこれから沈み込もうとする海洋底の年代を基準にしているため, すでに沈み込んでしまったプレートの年代とは必ずしも一致しないことに注意してほしい.

4-1 古い年代のプレート沈み込み帯

北西太平洋では年代が 80–140 Ma 程度の古い年代の太平洋プレートの沈み込みが進行しており, カムチャッカ半島から千島弧, 東北日本弧, 伊豆・小笠原弧を経て, マリアナ弧までの全長 5000 km 以上の長大な沈み込みシステムが形成されている. これらの領域では明瞭な火山フロントがみられるが, 島弧下でのスラブの沈み込み角度は, 東北日本弧では約 30 度, 伊豆・小笠原弧では約 45 度, マリアナ弧ではほぼ鉛直であり, 沈み込み帯により大きく異なることがわかっている. 北西太平洋以外で 80 Ma より古いプレートが沈み込む島弧には, トンガ・ケルマディック弧やスダ弧などがある.

Fig. 3 は東北地方を島弧横断方向に切る S 波速度, P 波減衰構造の鉛直断面図である. 東側から沈み込む太平洋プレートは高速度・低減衰域を示す一方, マントルウエッジには背弧側の深さ 100 km 付近から火山フロント直下のモホ面まで連続的につながる斜めの低速度・高減衰域が存在する (Nakajima *et al.*, 2001, 2013). 太平洋スラブが高速度・低減衰域としてイメージされているのは, 周囲よりも温度が低いことに起因する. 一方, マントルウエッジの斜めの低速度・高減衰域の原因は何であろうか. 室内実験結果を参考にすると, 観測された斜めの低速度域は, 周囲に比べ 100–200°C の高温と数 vol% のメルトの存在で説明できる. 低速度域の速度低下率からはメルトの形状をあらわす等価アスペクト比 (α) (Takei, 2002) も同時に推定でき, Nakajima *et al.* (2005) の見積もりによると, 深さ 90 km では 3–5 vol% のメルトが

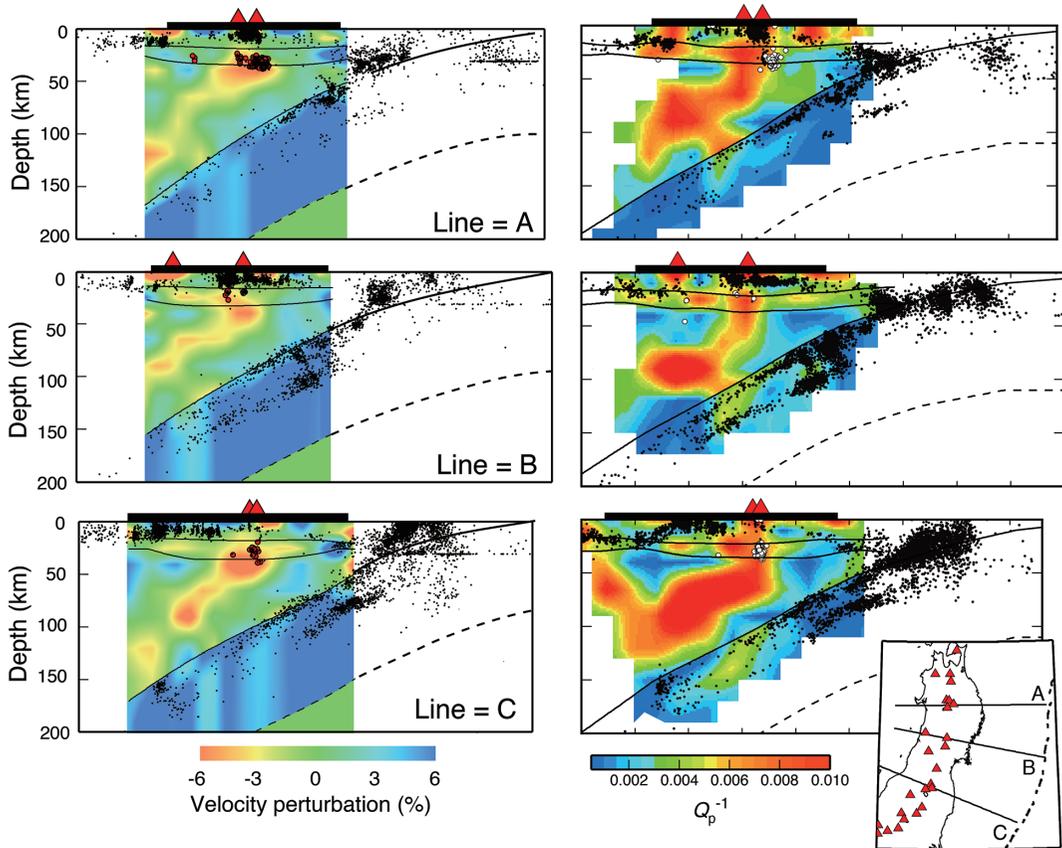


Fig. 3. Across-arc vertical cross-sections for (left) S-wave velocity (Nakajima *et al.*, 2001) and (right) P-wave attenuation structures (Nakajima *et al.*, 2013) beneath Tohoku along three lines in the insert map. Black bars and red triangles on the surface denote the land area and volcanoes, respectively. Black dots represent earthquakes, and red and white circles denote low-frequency earthquakes. Black lines represent the Conrad and Moho discontinuities and the upper surface of the subducting Pacific slab.

チューブ状 ($\alpha \sim 0.1$) に、深さ 65 km では ~ 0.1 vol% のメルトが薄いクラック状 ($\alpha \sim 0.001$) に、深さ 40 km では 1-2 vol% のメルトがクラック状 ($\alpha \sim 0.01-0.05$) に存在する。深さ方向のメルト量の変化は、メルトを含むポアの形状とそのサイズの違いを反映していると解釈されている。このような斜めの低速度・高減衰域は、北海道東部や伊豆弧の北部も見出されている (例えば, Miller *et al.*, 2006; Wang and Zhao, 2008; Kita *et al.*, 2014)。

地震波のスプリットング解析によれば、背弧側のマントルウエッジではスラブの最大傾斜方向の異方性が卓越し (Nakajima and Hasegawa, 2004; Nakajima *et al.*, 2006), その異方性の方向はスラブの沈み込みによるマントル上昇流の方向とほぼ一致する (Wada *et al.*, 2015)。これらの結果は、斜めの低速度・高減衰域はメルトを含む、高温で低粘性のマントル上昇流であり、それによりメルトが

モホ面直下まで効率的に運ばれることを示している。なお、日本海に設置された海底地震計を用いたトモグラフィ解析によれば、能登半島の沖合では、マントルウエッジで見出されている斜めの低速度域は少なくとも深さ 300 km まで連続的に確認できる (Nakahigashi *et al.*, 2015)。この結果は深さ 300 km 付近でも沈み込むスラブに平行なマントル上昇流が存在することを示す重要な観測事実である。

カムチャッカ半島には 160 以上の第四紀火山が分布する。それらの火山は半島の中部から南部にかけて多く存在し、明瞭な火山フロントが形成されている。一方で、半島の北部では活火山は存在せず、第四紀の火山フロントが存在しない。カムチャッカ半島下ではスラブ内地震が活発であり、少ないながらも地震観測点が配置されていることから、地震波トモグラフィの研究が行われている

る (例えば, Gorbato *et al.*, 1999). その結果によれば, 半島南部では沈み込むスラブにはほぼ平行な斜めの低速度域がマントルウェッジの中央部にみられ, それは火山フロント直下まで連続的に分布している. 一方, すでに火山活動を終えてしまった半島北部ではその直下には太平洋スラブが存在せず (例えば, Jiang *et al.*, 2009), 半島北部ではスラブの沈み込みによる明瞭な上昇流は形成され

ていない. カムチャッカ半島における観測事実は, スラブの沈み込みによるマントル上昇流が火成活動を引き起こす重要な条件であることを示している.

マリアナ海溝での沈み込みシステムの大きな特徴は, 上盤側のプレートも海洋性プレート (フィリピン海プレート) であり, 活発な背弧拡大が進行中であることである. また, 先に述べたように太平洋スラブの傾斜角が急であり, 深さ 200 km 以深ではその角度はほぼ 90 度になる. マリアナ海溝に沿って火山弧が形成されているが, グアム島やサイパン島など島嶼部の面積は非常に小さく, 地震観測が困難な沈み込み帯の一つであることから, その深部構造はこれまであまりわかっていなかった. しかしながら, この地域は前弧域の蛇紋岩海山の存在, 島弧火山, 背弧拡大など地球科学的に興味深い現象がみられるため, 最近では高性能の海底地震計を用いた観測が精力的に行われ, 上部マントルまでの地震波不均質構造が明らかにされつつある. その結果によれば, 火山フロント下では地震波低速度・高減衰域が深さ 30–100 km の範囲に分布すること, 背弧拡大軸では火山フロントに比べて大きい地震波減衰異常が観測されること, 海溝軸陸側に形成される蛇紋岩海山下には深さ約 50 km まで地震波低速度域が存在することなど (Fig. 4 a), マントルウェッジにおいても地表でみられる構造と対応する特徴的

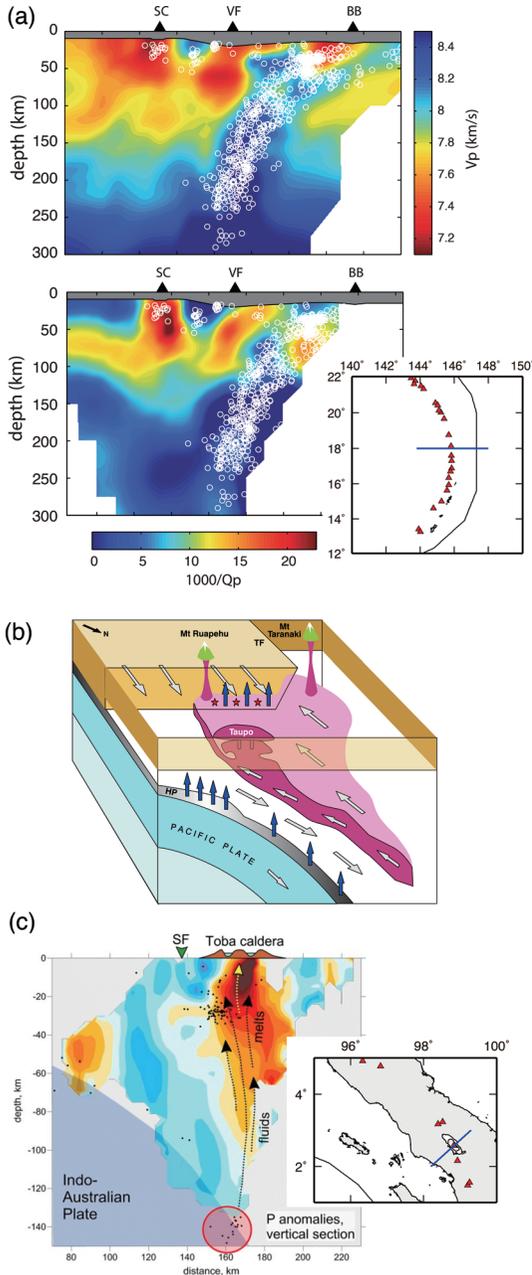


Fig. 4. (a) Cross sections of (top) P velocity structure (Barklage *et al.*, 2015) and (bottom) P attenuation ($1/Q_p$) structure (Pozgay *et al.*, 2009) in the Mariana arc. The triangles (from left to right) represent the locations of the back-arc spreading center (SC), the volcanic front (VF), and Big Blue serpentinite seamount (BB). White circle represent earthquake locations. Red triangles, black curve and blue line in the insert map denote active volcanoes, the trench axis, and an approximate location of the cross section, respectively. (b) A schematic model for magmatism in the central North Island, New Zealand, viewed from the east-northeast (Figure 8 of Reyners *et al.*, 2006). Grey arrows in the mantle wedge denote corner flow, and the pink region denotes partial melt. Blue arrows show fluid flow, resulting from both dehydration of the subducting plate and solidification of ponded magma at the base of the thicker crust. (c) An across-arc vertical cross section across the Toba Caldera, Sumatra, Indonesia, together with a qualitative interpretation (Koulakov, 2013). SF is the Sumatra Fault. The red circle depicts the cluster of earthquakes, which is thought to be responsible for the activation of arc volcanoes in the area of the Toba Caldera. The migration of fluids and melts is schematically depicted by arrows.

な構造が確認できる (例えば, Pozgay *et al.*, 2009; Barklage *et al.*, 2015). なお, 火山フロント下の低速度・高減衰域の形状は高角で, それはスラブの傾斜角が急なことに対応しているようにみえる.

トンガ-ケルマディック弧では太平洋スラブ内の地震活動が極めて活発であり, 世界で一番深発地震が多い沈み込み帯として知られている. この地域では, 島嶼部が少ないため定常地震観測網は十分ではないが, 活発な深発地震を海底地震計で収録した波形データを用いて, 上部マントルまでの構造が求められている. 例えば, トンガからラウ海盆, フィジー諸島にいたる領域では, 沈み込む太平洋スラブの直上に大規模な地震波低速度域が存在し, 背弧拡大軸の直下で特に V_p/V_s が大きいことがわかっている (Conder and Wiens, 2006). また島弧下には背弧に行くに従って深くなる低速度域がスラブ表面とほぼ平行に深さ 400 km 程度まで存在し, それはメルトを含む含水化したマントルウエッジであると考えられている (Zhao *et al.*, 1997; Wiens *et al.*, 2008). この地域では地震波異方性構造の推定やマントル対流の数値計算なども精力的に行われており, 一連の成果は Wiens *et al.* (2008) にまとめられている.

ニュージーランドは北島と南島でテクトニクスが異なり, 北島下では太平洋プレートが東側から斜めに沈み込んでいるが, 南島の中部から南部では太平洋プレートは沈み込まず, オーストラリアプレートとの間で左横ずれのトランスフォーム断層 (アルパイン断層) を形成している. 北島の中央部には火山活動が活発なタウポ火山帯が存在する. ニュージーランドでは北島, 南島とも日本列島と同様に密な地震観測網が整備されており, 特に地震活動が活発な北島下の地震学的構造については多くの研究がなされている. Reyners *et al.* (2006) は定常点と臨時点のデータの併合処理により北島下の詳細な最上部マントル構造を推定し, マントルウエッジには沈み込む太平洋スラブにはほぼ平行に斜めの低速度域が存在すること, その領域の V_p/V_s 比がやや大きい (>1.80) ことを明らかにした. Reyners *et al.* (2006) で提唱された北島のマグマ生成・上昇モデル (Fig. 4b) は, スラブからの脱水範囲および上昇流の形状において東北日本のモデルと類似点が多い. なお, 地震波減衰トモグラフィ (例えば, Eberhart-Phillips and Chadwick, 2002; Eberhart-Phillips *et al.*, 2008) でもマントルウエッジの中央部には高減衰域がイメージングされており, タウポ火山地域の直下で減衰が大きいことも明らかになっている.

インドネシアのスンダ弧は全長 4000 km 以上あり, ジャワ島のメラピ火山はほぼ一年中噴煙を上げるなど, 火山活動が極めて活発な島弧の一つである. 活動的な火

山の周辺では臨時地震観測が何度か行われており, それらの観測点のデータを用いて地震波速度・減衰・異方性構造の解析が行われ, 島弧マグマ生成モデルが提唱されている (例えば, Koulakov *et al.*, 2007, 2009; Bohm *et al.*, 2013; Koulakov, 2013). Koulakov (2013) は, スマトラ島北部のトバカルデラ周辺の地震波速度構造を推定し, 深さ 140 km 付近のスラブ内地震の活動が活発であることから, その深さで流体がマントルウエッジ供給され, ほぼ鉛直にメルトが上昇するマグマ供給系を提唱した (Fig. 4c). このモデルではメルトの上昇経路はスラブの傾斜と平行でないことに注意する必要がある. また, ジャワ島のメラピ火山下においても, マグマ活動に関係すると考えられる地震波低速度・高減衰異常域が観測されている. しかし, メラピ火山下のメルトの分布域としては, 深さ約 120 km 付近のスラブから火山に向かって伸びるほぼ鉛直な形状 (Bohm *et al.*, 2013) と前弧域の深さ約 80 km のスラブ直上から火山フロントに向かって浅くなる形状 (Koulakov *et al.*, 2007) が指摘されており, メルト供給系についてはよくわかっていない. あくまでも推測ではあるが, ジャワ島は島弧の幅が 100 km 程度と狭く, 背弧マントルを長く伝播する地震波を観測できないことから, 背弧側のマントルウエッジのイメージング精度が十分ではない可能性が高い. 地形的な制約により難しい問題ではあるが, 背弧側の海域に海底地震計を設置するなど観測を工夫することで, 背弧側のマントルのイメージング精度が向上することを期待したい.

4-2 中程度の年代のプレートの沈み込み

ここでは中程度の年代 (おおよそ 40-80 Ma) のプレートが沈み込む地域の地下構造の特徴をみてみよう. この年代のプレートの沈み込みは世界中に比較的多く, 日本列島周辺では九州から琉球弧に沈み込むフィリピン海プレートがその年代の範囲にある. また, アラスカ西部からアリューシャン列島, 中部アンデスやスマトラなどにも中程度の年代のプレートが沈み込んでいる.

アリューシャン列島下には太平洋プレートが斜めに沈み込み, 全長約 2000 km に及ぶ島弧が形成されているが, 列島に沿っては地震観測点が多く, マントルウエッジ構造を明瞭にイメージングした研究は多くない. 臨時地震観測網で得られた初動到達時刻データを用いてアリューシャン列島東部の P 波, S 波速度構造を推定した研究 (Abers, 1994) によれば, 臨時観測網の中央の比較的空間分解能がよい領域では, 沈み込むスラブに平行な斜めの S 波低速度領域が深さ 30-100 km の範囲でイメージングされている (Fig. 5a). 東北日本やカムチャッカ半島と似た構造の特徴をもつ.

九州から琉球列島下に沈み込むフィリピン海スラブの

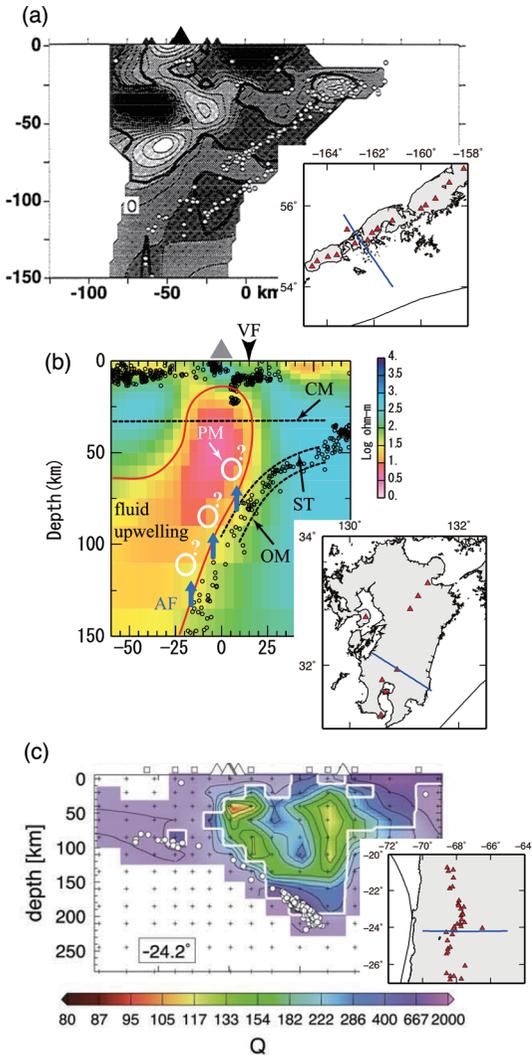


Fig. 5. (a) Across-arc vertical cross section of S-wave velocity structure in eastern Aleutians (Abers, 1994). Open circles and a large triangle denote hypocenter locations and a volcano. Small triangles represent station locations. (b) Schematic interpretation of fluid (aqueous and / or melt) upwelling in south Kyushu based on magnetotelluric model (Hata *et al.*, 2012). ‘AF’ and ‘PM’ indicate aqueous fluids released from the subducting slab and partial melting, respectively. ‘ST’, ‘OM’, and ‘CM’ represent the slab top, oceanic Moho, and continental Moho, respectively. ‘VF’ is the volcanic front. (c) Across-arc cross section of P-wave attenuation in central Andes (Schurr *et al.*, 2003). Earthquakes (circles), volcanoes (triangles), and stations (small squares) within 20 km of the section are plotted. The thick white contour indicates regions of good resolution as measured by the spread value.

傾斜角度は南部九州では約 70 度であり、台湾に近づくにつれてやや緩くなる。九州の火山は火山フロント沿いの火山（阿蘇、霧島、桜島など）と背弧側の火山（雲仙）に大別されるが、火山フロント下ではスラブの深さが 80–120 km 程度の領域からモホ面直下まで続くほぼ鉛直な、スラブの傾斜と平行な地震波低速度・高減衰・低比抵抗域が見出されている（例えば、Xia *et al.*, 2008; Hata *et al.*, 2012; Saita *et al.*, 2015）(Fig. 5b)。この低速度・高減衰・低比抵抗の領域は、数値シミュレーションで得られたスラブ流体の分布 (Zhao *et al.*, 2000) とも対応する。なお、九州の前弧域では深さ 60 km 以浅にも顕著な地震波低速度・高減衰域が見出されているが、この異常域直上には火山は分布しないことから、スラブ起源流体によりマントルカンラン岩が変成作用を受け、蛇紋岩化していると解釈されている（例えば、Abe *et al.*, 2011）。

九州の南から台湾の東まで続く琉球弧のマントルウエッジには地震波低速度域が分布するが (Nakamura *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008)、構造の推定分解能が高くないためその形状・広がり議論するのは現段階では難しい。また、諏訪之瀬島以西に分布する活火山は硫黄島と西表島付近の海底火山のみであり、島弧の長さ比べて活火山の分布が極めて疎であるという特徴がある。さらに、背弧では沖縄トラフの拡大も進行中であり、そのテクトニクスは複雑である。このような特徴的なテクトニクスをもつ琉球弧の詳細な深部構造の推定は今後の重要な研究課題であると考えられる。

中部アンデス（南緯 20 度付近）では年代が約 50 Ma 程度のナスカプレートが沈み込んでいる（ナスカプレートの年代は南緯 20 度付近が一番古く、その南北ではそれよりも若い）(Fig. 1)。南緯 15–25 度の範囲では沈み込むスラブの傾斜は約 30 度であり、深さ 300 km 以深まで地震活動がみられ、地表に多くの火山が分布する。この地域でも臨時観測点のデータを用いたトモグラフィ解析が行われており、活火山直下の最上部マントルには地震波の低速度・高減衰域が存在することがわかっている（例えば、Schurr *et al.*, 2003, 2006; Koulakov *et al.*, 2006）。背弧側に観測点が多くマントルウエッジの推定精度が高いと考えられる領域で得られた減衰構造からは、スラブの深さ 150–200 km 付近でマントルウエッジに流体が供給されること、メルトは火山フロントに向かってスラブの傾斜とほぼ平行に斜めに上昇すること、一方で背弧側の火山へ至るほぼ鉛直のメルト供給系もみられるという特徴が認められる (Fig. 5c)。なお、スラブが約 30 度の傾斜角で沈み込む領域（南緯 15–25 度）の南北では、ナスカ海嶺やファンフェルナンデス海嶺などの浮揚性の海嶺が沈み込んでいることが知られている。浮揚性海嶺が沈み

込んでいる場所では、スラブの傾斜角が深さ 100-150 km ではほぼ水平になるという興味深い特徴がみられ、その領域の直上には火山は形成されておらず、第四紀火山の噴出物は確認できない。この非火山地帯の原因は、ほぼ水平なスラブの沈み込みのためにマントルウエッジに高温のマントル上昇流が形成されないためと考えられている(例えば, Marot *et al.*, 2014)。中部アンデスで見られるスラブ形状と火山活動の関係は、火山の形成にはマントルウエッジの上昇流が本質的な役割を果たすことを示す観測事実の一つである。

4-3 若く温かいプレートの沈み込み

若いプレートの沈み込みは、西南日本(フィリピン海プレート)、カスカディア(ファンデフカプレート)、中央アメリカ(ココスプレート)などにみられる。多くの沈み込み帯では、沈み込むスラブの傾斜角度は 10-30 度であり、スラブ内の地震活動は深さ 50-100 km 以深でみられなくなることが多い。また、西南日本に代表されるように明瞭な火山フロントが形成されていない領域もある。なお、15-25 Ma 程度の年代のココスプレートが沈み込む中央アメリカでは、地震活動は深さ 200 km 程度まで存在し、明瞭な火山フロントが存在する。この点からいえば、中央アメリカは東北日本弧などの古いプレートが沈み込む島弧の特徴を示すが、ここでは沈み込むプレートの年代に基づき、若いプレートの沈み込み帯として扱う。

ファンデフカプレートが沈み込むカスカディア沈み込み帯は地球物理学的観測が精力的に行われている領域であり、バンクーバー島周辺ではプレート境界での微動やスロースリップ、マントルウエッジの蛇紋岩化などに関する数多くの研究がある。一方、スラブ内地震は深さ 60 km 程度までしか発生しないため、火山直下のマントル構造についての研究例はそれほど多くない。しかし、最近の電磁気探査により(例えば, McGary *et al.*, 2014; Wannamaker *et al.*, 2014)、北部と南部カスカディアにおいて火山直下のスラブ表面(深さ約 100 km)付近からほぼ鉛直に深さ 10 km 程度まで連続的に分布する明瞭な低比抵抗域が存在することが明らかになった(Fig. 6a)。得られた低比抵抗域は 1-10 vol% のメルトで説明でき(McGary *et al.*, 2014)、この値は東北日本弧のマントルウエッジで得られているメルト量(Nakajima *et al.*, 2005)と同程度である。カスカディア沈み込み帯ではほぼ鉛直なメルト上昇系が発達していることが示唆される。

ニカラグアからコスタリカにかけての中央アメリカでは明瞭な火山フロントが存在し、スラブ内地震が深さ 200 km 程度まで連続的に発生している。その活発なスラブ内地震と臨時観測点の組み合わせにより、前弧から

背弧に至る比較的広い範囲でマントルウエッジ構造が推定されている(例えば, Rychert *et al.* 2008; Syracuse *et al.* 2008; Dinc *et al.* 2011)。この領域では、火山フロント下にはスラブ直上からモホ面付近にまで伸びる地震波低速度・高減衰域が連続的に分布し、その形状は研究によりやや異なるが、ほぼ鉛直に分布しているようにみえる(Fig. 6b)。なお、ニカラグアとコスタリカの国境付近では十数キロという非常に狭い範囲で、火山フロントに約 40 km のオフセットがあり(コスタリカ側の火山フロントがより海溝に近い)、両地域では火山岩の化学組成が大きく異なることが知られている(例えば, Sadofsky *et al.* 2008)。地震波解析によれば、コスタリカよりもニカラグアの方がスラブ、マントルウエッジとも含水量が数倍多いことがわかっており(例えば, Abers *et al.*, 2003)、地下での含水量の違いが火山の分布に影響を与えていると考えられる。

最後に若く温かいプレートの沈み込みの代表とされる中部～西南日本をみてみよう。太平洋スラブの影響を強く受けている中部日本の火山を除くと、活火山に分類されるのは中国地方の日本海沿岸にある三瓶山と阿武火山群のみであるが、数 Ma まで遡ると中国地方では活発な火山活動があったことが知られている。Iwamori (1992) は、火山岩の化学組成の空間変化から、火山活動の原因として日本海沿岸に中心をもつ上部マントルの含水ブルームを提唱している。一方で、火成活動が徐々に北に移動し、1.7 Ma 以降にはアダカイトを含む火山岩が日本海沿岸に認められることから、中国地方の火山は北進するフィリピン海スラブの地殻の熔融に起因するというモデルも提唱されている(Kimura *et al.*, 2005)。

これまでに得られている地震学的な結果からは、フィリピン海スラブは日本海沿岸までは達していないこと(例えば, Honda and Nakanishi, 2003)、フィリピン海スラブの北限を回り込む大規模な低速度域が存在すること(Nakajima and Hasegawa, 2007)が示唆され、これらはともに含水ブルームモデルを支持しているようにみえる。一方、遠地地震と日本列島下の地震データを用いた最新のトモグラフィにより、三瓶山の周辺では海岸線から約 200 km 北方までフィリピン海スラブが沈み込んでいる(最深の深さは約 400 km)ことが示唆される(Zhao *et al.*, 2012)。そのような深さまでフィリピン海スラブが沈み込んでいるのであれば、中国地方の火山は島弧的な火山である可能性も否定できない。なお、沈み込むフィリピン海スラブと解釈できる高速度域の東西方向の幅は 150 km 程度であり、その両側では高速度異常域はみられない。幅 150 km の高速度域の両側にはフィリピン海スラブが沈み込んでいないのか、それとも沈み込んでいるが

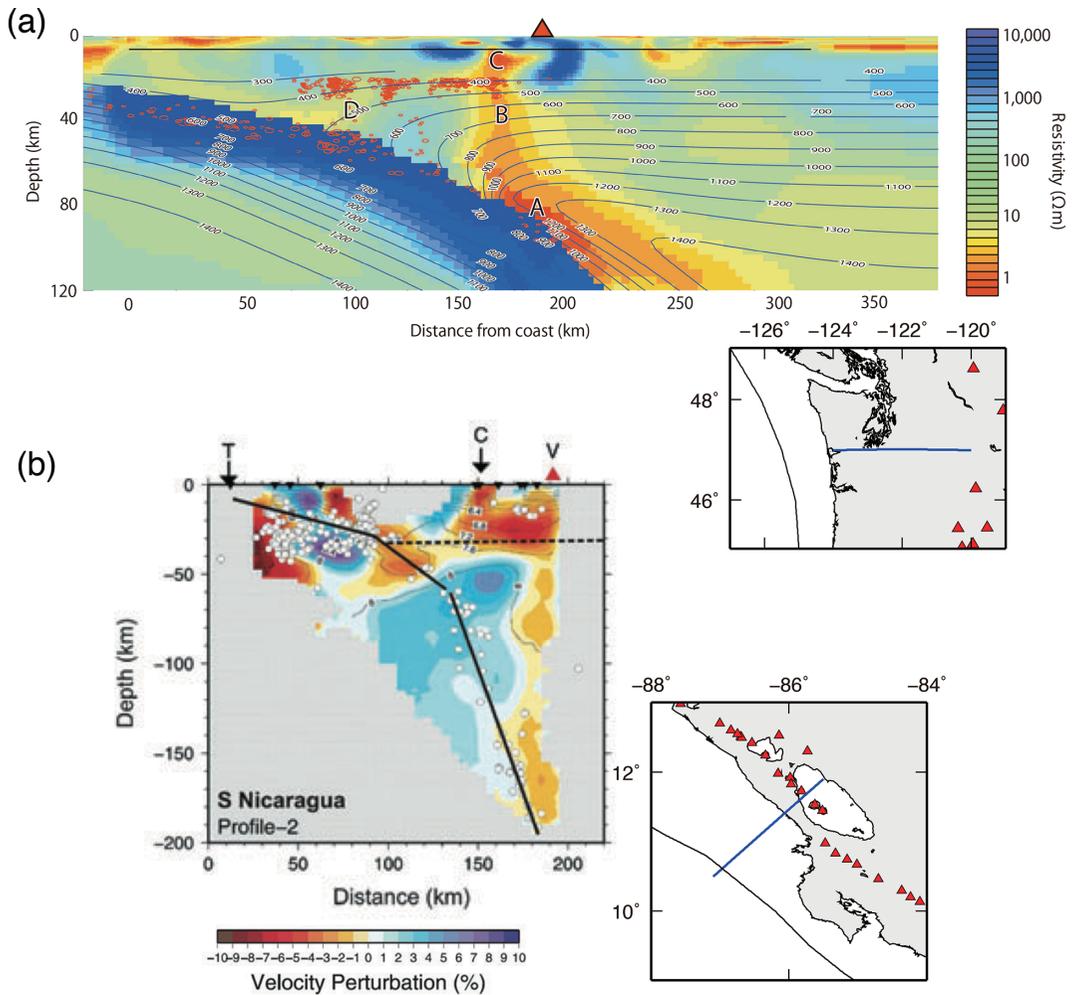


Fig. 6. (a) Magnetotelluric model in Cascadia with a thermal profile (contours in degrees Celsius) and earthquake hypocenter locations (red circles) within 20 km (McGary *et al.*, 2014). A red triangle denotes the location of Mount Rainier, which is not shown in the insert map. (b) Vertical cross section of P-wave velocity structure in Nicaragua (Dinc *et al.*, 2011). Earthquakes (white circles), stations (black triangles), a volcano (red triangle), trench (T) and coast (C) are projected on to the section. Black and dashed lines denote the inferred upper surface of the Cocos plate and the continental Moho, respectively.

高速度異常を示さないのか区別できないが、いずれにしろこれまで考えられていたよりも北側までフィリピン海スラブが存在することを示す観測事実は、西南日本の火成活動の成因やフィリピン海プレートの復元など、日本列島のテクトニクスを理解する上で極めて重要である。今後の研究により、日本海沿岸の火山の深部構造とメルトの生成・上昇過程の理解が進展することを期待したい。

5. 沈み込み帯の比較とメルトの上昇経路

これまでみてきたように、火山弧下または火山が存在

する大陸縁下のマンタルウエッジでは、深さ約 100 km 以浅に顕著な地震波低速度域がみられ、それは火山フロント下のモホ面直下または下部地殻まで連続的に分布するという共通の特徴がみられる。一部の沈み込み帯では、その低速度域は高減衰・低比抵抗を示すことも明らかになっている。しかし、低速度域の形状(角度)は、沈み込むプレートの年代により異なっているようである。スダ弧を除く古い年代のプレート沈み込み帯と中程度の年代のプレート沈み込み帯では、マンタルウエッジの低速度域はスラブが低角の場合には斜め、高角の場

合にはほぼ鉛直に分布するのに対し（いずれの場合もスラブの傾斜と低速度域の傾斜はほぼ平行）、若い沈み込み帯ではスラブの沈み込み角度によらず低速度域はほぼ鉛直である。

沈み込み帯では、プレートの沈み込みによりマントルウエッジにはスラブにほぼ平行な2次対流（上昇流）が生じている。古い年代のプレート沈み込み帯では、深さ120-200 km付近でスラブ起源流体がマントルウエッジに放出されるため、マントル上昇流の高温部分に流体が付加されることになる。そのため、マントル上昇流中でメルトが生成され、その部分の粘性率が小さくなり流れ（変形）が局在化する。流れが局在化するとその部分の温度上昇が大きくなるため、さらに粘性を下げる。このような上昇流の低粘性化を引き起こす正のフィードバックが働いていると推測される。そのような局在化した対流により、メルトをモホ面直下まで効率的に輸送することができる。局在化した上昇流による強制的な浅部へのメルト輸送は、古い年代のプレート沈み込み帯において活発な火成活動を引き起こしている主要な原因であろう。スラブの傾斜にほぼ平行な低速度域が明瞭にイメージされるのは、固相の流動である高温のマントル上昇流の局在化とその内部を移動するメルトの存在の両方の影響を反映しているためと考えられる。

中程度の年代のプレートが沈み込む領域では、沈み込むスラブの傾斜角が高角、低角いずれの場合もマントルウエッジのメルト分布域はスラブにほぼ平行であり、古いプレート沈み込み帯と同様の特徴がみられる。沈み込むプレートの温度が多少高温であっても、スラブからマントルウエッジに流体が放出される深さは比較的深く（例えば、van Keken *et al.*, 2011）、上昇流の高温部分でメルトが生成されると考えると、スラブの傾斜とほぼ平行な低速度域の分布を説明できる。つまり、中程度の年代のプレート沈み込み帯では、古い沈み込み帯と同様に、上昇流によりメルトがモホ面直下まで効率的に輸送されると考えられる。

若いプレートが沈み込む領域では、スラブから流体が放出される深さが浅い（40-80 km）。そのため、沈み込むスラブと平行に形成されるマントル上昇流の主要部分の影響をあまり受けずに、流体はマントルウエッジ内をその浮力ではほぼ鉛直に上昇すると考えられる。その上昇過程で含水カンラン岩の熔融温度（約1000°C）を越える高温部分があればメルトが生成され、地表で火山活動を引き起こすのであろう。この考えに基づけば、スラブの傾斜が高角の場合には、マントル上昇流による固相の流れと浮力によるメルトの上昇はともにほぼ鉛直であり、浅部への効率的なメルト輸送が行われるが、スラブの傾斜

が低角の場合には、上昇流とメルトの上昇経路が一致せず、メルトは主として浮力のみで鉛直に上昇することになる。つまり、スラブの傾斜が高角の沈み込み帯では、メルトは上昇流の助けを借りて浅部まで輸送されるため、地表で活発な火山活動が生じる可能性があるのではないだろうか。なお、地震波速度や比抵抗は高温異常よりもメルトの存在により敏感であることから、若いプレート沈み込み帯では、スラブの沈み込み角度によらず、浮力で上昇するメルトの分布を反映したほぼ鉛直な異常域がイメージされると考えられる。

6. おわりに

本稿では、世界の主要な沈み込み帯における2次元断面をもとにメルト分布域を類型化し、スラブ流体の放出深度とマントル上昇流を関係づけてメルトの上昇経路を考察した。その際、沈み込み帯での共通の特徴を抽出することを目的としたため、メルトの上昇に重要な役割を果たす応力場やメルトの集積や連結などの複雑な力学・物理プロセスは考慮しなかった。そのため、本稿での類型化は現象を単純化し過ぎていないかもしれない。また、本稿で示したトモグラフィ結果を概観すると、メルトの上昇経路は沈み込むプレートの年代に関係なく、深さ~60 km以浅では形状はほぼ鉛直、それ以深ではスラブの傾斜にほぼ平行であるようにも見える。しかしながら、背弧側のマントルウエッジの不均質構造については、東北日本弧やニュージーランドなど、地震観測網が十分に整備されている一部の島弧を除いてはその分解能が十分でない可能性がある。メルト上昇経路の深さ方向の系統的な変化については、不均質構造の空間分解能も考慮した慎重な検討が必要であろう。

沈み込み帯のマグマ供給系の深さ方向の変化や島弧走行方向を含む3次元メルトの生成・上昇過程を理解するためには、沈み込み帯ごとの特徴的な構造（背弧拡大やプレート傾斜角の深さ変化、海溝の移動など）やマントルウエッジ内の小規模対流、スラブ起源流体の物性、メルトの粘性、マントルウエッジでの応力場や圧力勾配、固液複合系の力学などを考慮に入れることが不可欠である。そのためには、背弧側のマントルウエッジにおける地球物理学的な観測の高精度化に加え、スラブでの脱水反応や生成された流体の化学反応のモデル化、マントルウエッジ対流モデルの高度化、複雑な力学・物理プロセスの素過程の理解、火山岩の化学的性質の解釈など、広い研究分野の知見の統合が必要であろう。沈み込み帯のマグマ活動に関する今後の研究の進展に期待したい。

謝 辞

本稿の執筆の機会を与えてくださった日本火山学会60周年事業委員会の方々に感謝いたします。京都大学の川本竜彦氏と匿名の査読者のコメントは本稿の論旨を明確にする上で有益でした。また、東北大学の市來雅啓氏には電気伝導度に関する情報を提供して頂きました。感謝いたします。

引用文献

- Abe, Y., Ohkura, T., Hirahara, K. and Shibusaki, T. (2011) Water transportation through the Philippine Sea slab subducting beneath the central Kyushu region, Japan, as derived from receiver function analyses. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23305, doi: 10.1029/2011GL049688.
- Abers, G. A. (1994) Three-dimensional inversion of regional P and S arrival times in the East Aleutians and sources of subduction zone gravity highs. *J. Geophys. Res.*, **99**, 4395–4412.
- Abers, G. A., Plank, T. and Hacker, B. R. (2003) The wet Nicaraguan slab. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1098, doi: 10.1029/2002GL015649.
- Barklage, M., Wiens, D. A., Conder, J. A., Pozgay, S., Shiobara, H. and Sugioka, H. (2015) P and S velocity tomography of the Mariana subduction system from a combined land-sea seismic deployment. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **16**, 681–704.
- Bohm, M., Haberland, C. and Asch, G. (2013) Imaging fluid-related subduction processes beneath Central Java (Indonesia) using seismic attenuation tomography. *Tectonophysics*, **590**, 175–188.
- Conder, J. A. and Wiens, D. A. (2006) Seismic structure beneath the Tonga arc and Lau back-arc basin determined from joint Vp, Vp/Vs tomography. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **7**, Q03018, doi: 10.1029/2005GC001113.
- Conder, J. A., Wiens, D. A. and Morris, J. (2002) On the decompression melting structure at volcanic arcs and back-arc spreading centers. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.1029/2002GL015390.
- Constable, S. (2006) SEO3: A new model of olivine electrical conductivity. *Geophys. J. Int.*, **166**, 435–437.
- Dinc, A. N., Rabbel, W., Flueh, E. R. and Taylor, W. (2011) Mantle wedge hydration in Nicaragua from local earthquake tomography. *Geophys. J. Int.*, **186**, 99–112.
- Duffy, T. S. and Anderson, D. L. (1989) Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **94**, 1895–1912.
- Eberhart-Phillips, D. and Chadwick, M. (2002) Three-dimensional attenuation model of the shallow Hikurangi subduction zone in the Raukumara Peninsula, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2033, doi: 10.1029/2000JB000046.
- Eberhart-Phillips, D., Chadwick, M. and Bannister, S. (2008) Three-dimensional attenuation structure of central and southern South Island, New Zealand, from local earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **113**, B05308, doi: 10.1029/2007JB005359.
- Eberle, M. A., Grasset, O. and Sotin, C. (2002) A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate. *Phys. Earth Planet. Int.*, **134**, 191–202.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. and Buland, R. (1998) Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *B. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722–743.
- England, P., Engdahl, R. and Thatcher, W. (2004) Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys. J. Int.*, **156**, 377–408.
- Gill, J. G. (1981) **Orogenic andesite and plate tectonics**. Springer-Verlag, New York, 390 p.
- Gorbatov, A., Dominguez, J., Suarez, G., Kostoglodov, V., Zhao, D. and Gordeev, E. (1999) Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula. *Geophys. J. Int.*, **137**, 269–279.
- Hacker, B. R. (2008) H₂O subduction beyond arcs. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **9**, Q03001, doi: 10.1029/2007GC001707.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A. and Holloway, S. D. (2003) Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2030, doi: 10.1029/2001JB001129.
- Hata, M., Oshiman, N., Yoshimura, R., Tanaka, Y. and Uyeshima, M. (2012) Fluid upwelling beneath arc volcanoes above the subducting Philippine Sea Plate: Evidence from regional electrical resistivity structure. *J. Geophys. Res.*, **117**, B07203, doi: 10.1029/2011JB009109.
- Hirschmann, M. M. (2000) Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **1**, doi: 10.1029/2000GC000070.
- Honda, S. and Nakanishi, I. (2003) Seismic tomography of the uppermost mantle beneath southwestern Japan: Seismological constraints on modeling subduction and magmatism for the Philippine Sea slab. *Earth Planets Space*, **55**, 443–462.
- Iwamori, H. (1992) Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: Evidence for mantle upwelling by flux melting. *J. Geophys. Res.*, **97**, 10983–10995.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65–80.
- Jackson, I., Faul, U. H., Fitz Gerald, J. D. and Tan, B. H. (2004) Shear wave attenuation and dispersion in melt-bearing olivine polycrystals: 1. Specimen fabrication and mechanical testing. *J. Geophys. Res.*, **109**, B06201, doi: 10.1029/2003JB002406.
- Jiang, G., Zhao, D. and Zhang, G. (2009) Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics*, **465**, 190–203.
- Kawakatsu, H. and Watada, S. (2007) Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. *Science*, **316**, 1468–1471.
- Kawamoto, T. and Holloway, J. H. (1997) Melting Temperature and Partial Melt Chemistry of H₂O-Saturated Mantle Peridotite to 11 Gigapascals. *Science*, **276**, 240–243.

- Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **117**, 969–986.
- Kita, S., Hasegawa, A., Nakajima, J., Okada, T., Matsuzawa, T. and Katsumata, K. (2012) High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M 6.7 Hidaka and 1982 M 7.1 Urakawa-oki earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **117**, B12301, doi: 10.1029/2012JB009356.
- Kita, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Katsumata, K., Asano, Y. and Kimura, T. (2014) Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics. *J. Geophys. Res.*, **119**, 6486–6511.
- Koulakov, I. (2013) Studying deep sources of volcanism using multiscale seismic tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **257**, 205–226.
- Koulakov, I., Sobolev, S. V. and Asch, G. (2006) P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion. *Geophys. J. Int.*, **167**, 106–126.
- Koulakov, I. et al. (2007) P and S velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion. *J. Geophys. Res.*, **112**, B08310, doi: 10.1029/2006JB004712.
- Koulakov, I., Jakovlev, A. and Luehr, B. G. (2009) Anisotropic structure beneath central Java from local earthquake tomography. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q02011, doi: 10.1029/2008GC002109.
- 小屋口剛博・鈴木雄治郎・小園誠史 (2011) 火山噴火のダイナミクス, *ながれ*, **30**, 317–324.
- Lees, J. M. (2007) Seismic tomography of magmatic system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **167**, 37–56.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G. and Pardo, M. (2014) Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-D regional traveltime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29–35 S). *Geophys. J. Int.*, **199**, 1633–1654.
- McGary, R. S., Evans, R. L., Wannamaker, P. E., Elsenbeck, J. and Rondenay, S. (2014) Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, **511**, 338–340.
- McKenzie, D. P. (1969) Speculations on the Consequences and Causes of Plate Motions. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **18**, 1–32.
- Michibayashi, K., Abe, N., Okamoto, A., Satsukawa, T. and Michikura, K. (2006) Seismic anisotropy in the uppermost mantle, back-arc region of the northeast Japan arc: Petrophysical analyses of Ichinomegata peridotite xenoliths. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10312, doi: 10.1029/2006GL025812.
- Miller, M. S., Kennett, B. L. N. and Gorbato, A. (2006) Morphology of the distorted subducted Pacific slab beneath the Hokkaido corner, Japan. *Phys. Earth Planet. Int.*, **156**, 1–11.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W. R. (2008) Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **9**, Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743.
- Nakahigashi, K., Shinohara, M., Yamada, T., Uehira, K., Sakai, S., Mochizuki, K., Shiobara, H. and Kanazawa, T. (2015) Deep slab dehydration and large-scale upwelling flow in the upper mantle beneath the Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3278–3292.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003) Estimation of thermal structure in the mantle wedge of northeastern Japan from seismic attenuation data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1760, doi: 10.1029/2003GL017185.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2004) Shear-wave polarization anisotropy and subduction-induced flow in the mantle wedge of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**, 365–377.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843–21857.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007) Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **254**, 90–105.
- Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005) Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **234**, 59–70.
- Nakajima, J., Shimizu, J., Hori, S. and Hasegawa, A. (2006) Shear-wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northeastern Japan arc: A new insight into mantle return flow. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05305, doi: 10.1029/2005GL025053.
- Nakajima, J., Hada, S., Hayami, E., Uchida, N., Hasegawa, A., Yoshioka, S., Matsuzawa, T. and Umino, N. (2013) Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 5838–5855.
- Nakamura, M., Yoshida, Y., Zhao, D., Katao, H. and Nishimura, S. (2003) Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc. *Tectonophysics*, **369**, 121–143.
- Pozgay, S. H., Wiens, D. A., Conder, J. A., Shiobara, H. and Sugioka, H. (2009) Seismic attenuation tomography of the Mariana subduction system: Implications for thermal structure, volatile distribution, and slow spreading dynamics. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **10**, Q04X05, doi: 10.1029/2008GC002313.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K. and Reichert, C. (2003) Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**, 367–373.
- Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G. and Nishimura, Y. (2006) Imaging subduction from the trench to 300 km depth beneath the central North Island, New Zealand, with Vp and Vp/Vs. *Geophys. J. Int.*, **165**, 565–583.
- Rychert, C. A., Fischer, K. M., Abers, G. A., Plank, T., Syracuse, E., Protti, J. M., Gonzalez, V. and Strauch, W. (2008) Strong along-arc variations in attenuation in the

- mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **9**, Q10S10, doi: 10.1029/2008GC002040.
- Sadofsky, S. J., Portnyagin, M., Hoernle, K. and Bogaard, P. (2008) Subduction cycling of volatiles and trace elements through the Central American volcanic arc: evidence from melt inclusions. *Contrib. Mineral. Petr.*, **155**, 433–456.
- Saita, H., Nakajima, J., Shiina, T. and Kimura, J.-I. (2015). Slab-derived fluids, fore-arc hydration, and sub-arc magmatism beneath Kyushu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1685–1693.
- Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R. and Haberland, C. (2003) Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **215**, 105–119.
- Schurr, B., Rietbrock, A., Asch, G., Kind, R. and Oncken, O. (2006) Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. *Tectonophysics*, **415**, 203–223.
- Stern, R. J. (2002) Subduction zones. *Rev. Geophys.*, **40**, 1012, doi: 10.1029/2001RG000108.
- Syracuse, E. M. and Abers, G. A. (2006) Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **7**, doi: 10.1029/2005GC001045.
- Syracuse, E. M., Abers, G. A., Fischer, K., MacKenzie, L., Rychert, C., Protti, M., González, V. and Strauch, W. (2008) Seismic tomography and earthquake locations in the Nicaraguan and Costa Rican upper mantle. *Geochem. Geophys. Geosy.*, **9**, doi: 10.1029/2008GC001963.
- 高橋正樹 (2000) 島弧・マグマ・テクトニクス. 東京大学出版会, 322 p.
- Takei, Y. (2002) Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2043, doi: 10.1029/2001JB000522.
- Tatsumi, Y. (1986) Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 717–720.
- Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subductoin zones. *J. Geophys. Res.*, **94**, 4697–4707.
- 巽 好幸 (1995) 沈み込み帯のマグマ学: 全マントルダイナミクスに向けて. 東京大学出版会, 200 p.
- van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M. and Abers, G. A. (2011) Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *J. Geophys. Res.*, **116**, B01401, doi: 10.1029/2010JB007922.
- Wada, I., Wang, K., He, J. and Hyndman, R. D. (2008) Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *J. Geophys. Res.*, **113**, B04402, doi: 10.1029/2007JB005190.
- Wada, I., He, J., Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2015) Mantle wedge flow pattern and thermal structure in Northeast Japan: Effects of oblique subduction and 3-D slab geometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **426**, 76–88.
- Wang, J. and Zhao, D. (2008) P-wave anisotropic tomography beneath Northeast Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **170**, 115–133.
- Wang, Z., Huang, R., Huang, J. and He, Z. (2008) P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, **455**, 1–13.
- Wannamaker, P. E., Evans, R. L., Bedrosian, P. A., Unsworth, M. J., Maris, V. and McGary, R. S. (2014) Segmentation of plate coupling, fate of subduction fluids, and modes of arc magmatism in Cascadia, inferred from magnetotelluric resistivity. *Geochem., Geophys. Geosy.*, **15**, 4230–4253.
- Wiens, D. A., Conder, J. A. and Faul, U. H. (2008) The Seismic Structure and Dynamics of the Mantle Wedge. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, **36**, 421–455.
- Xia, S., Zhao, D. and Qiu, X. (2008) Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentinization under Kyushu, Japan. *Tectonophysics*, **449**, 85–96.
- Zhao, D., Y. Xu, D. A. Wiens, L. M. Dorman, J. Hildebrand, and W. Spahr (1997) Depth Extent of the Lau Back-Arc Spreading Center and Its Relation to Subduction Processes. *Science*, **278**, 254–257.
- Zhao, D., Asamori, K. and Iwamori, H. (2000) Seismic structure and magmatism of the Young Kyushu Subduction Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2057–2060.
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W. (2012) Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. J. Int.*, **190**, 816–828.

(編集担当 中道治久)