

日本海の拡大と中新世瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩火成活動とを 関連づける造構モデル

君波 和雄¹⁾

A plausible tectonic model linking the opening of the Sea of Japan with high-Mg andesite magmatism in the Miocene Setouchi volcanic belt, SW Japan

Kazuo Kiminami¹⁾

2021 年 5 月 04 日受付

2021 年 6 月 22 日受理

1) 北海道総合地質学研究センター

Hokkaido Research Center of Geology,

連絡先: 753-0851 山口市黒川 807-3

Address: 807-3, Kurokawa, Yamaguchi 753-0851, Japan

† Corresponding author: kimi@c-able.ne.jp

Keywords: Miocene, high-Mg andesite, Setouchi volcanic belt, cold nose, forearc magmatism, opening of the Sea of Japan

要旨

中新世の瀬戸内火山帯は、高 Mg 安山岩 (HMA) で特徴づけられる。従来の研究結果は、HMA の形成環境として、次の束縛条件を要求している: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。HMA は、現在のマントル・ウエッジ (以下、ウエッジ) の海溝側末端の上に位置する。日本海の拡大終了後 2–3 my 経過して HMA が噴出した。日本海下で上昇したアセノスフェアは、コーナー流に乗って海溝側に移動し、ウエッジを高温化した。ウエッジの海溝側末端には、一般に加水したマントルが存在する。ウエッジの末端も加熱され、蛇紋岩中の緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H₂O が放出されたことにより、カンラン岩の含水融解開始温度が低下して部分熔融した。沈み込んだ堆積物も熔融し、熔融したマントルと混合して、HMA マグマが形成された。紀伊半島西部で HMA が中央構造線の南側まで分布しているのは、フィリピン海スラブのシンフォームが関係していると推定される。

はじめに

西南日本弧の伸張方向におよそ 600 km 連続する中新世瀬戸内火山帯 (Fig. 1) は、高 Mg 安山岩の産出で特徴づけられる。高 Mg 安山岩の成因には、ホットなフィリピン海プレートの沈み込みと日本海の拡大の関与が指摘されている (例えば、Tatsumi and Maruyama, 1989; Shimoda *et al.*, 1998; Kimura *et al.*, 2005)。高 Mg 安山岩の地球化学的特徴が堆積物メルトの関与を示唆していることから、ホットなフィリピン海スラブとともに沈み込んだ堆積物の熔融が推定されている (例えば、

Shimoda *et al.*, 1998), Tatsumi and Maruyama (1989) や Kimura *et al.* (2005)、川本 (2015) は、活動場が前弧域のマントル・ウエッジ浅部であったことを指摘している。巽 (2003) は、通常よりも H₂O に富む条件下で上部マントルの部分熔融が起こったとしている。また、川本 (2015) は、通常マグマができない低圧力・低温度の前弧域で急激な温度上昇と加水があり、高 Mg 安山岩が形成されたとしている。

以上の諸見解を整理すると、高 Mg 安山岩形成の制約条件として以下が要求される: 1) 前弧域での火成活動, 2) 急激な温度上昇, 3) 通常よりも多くの H₂O。

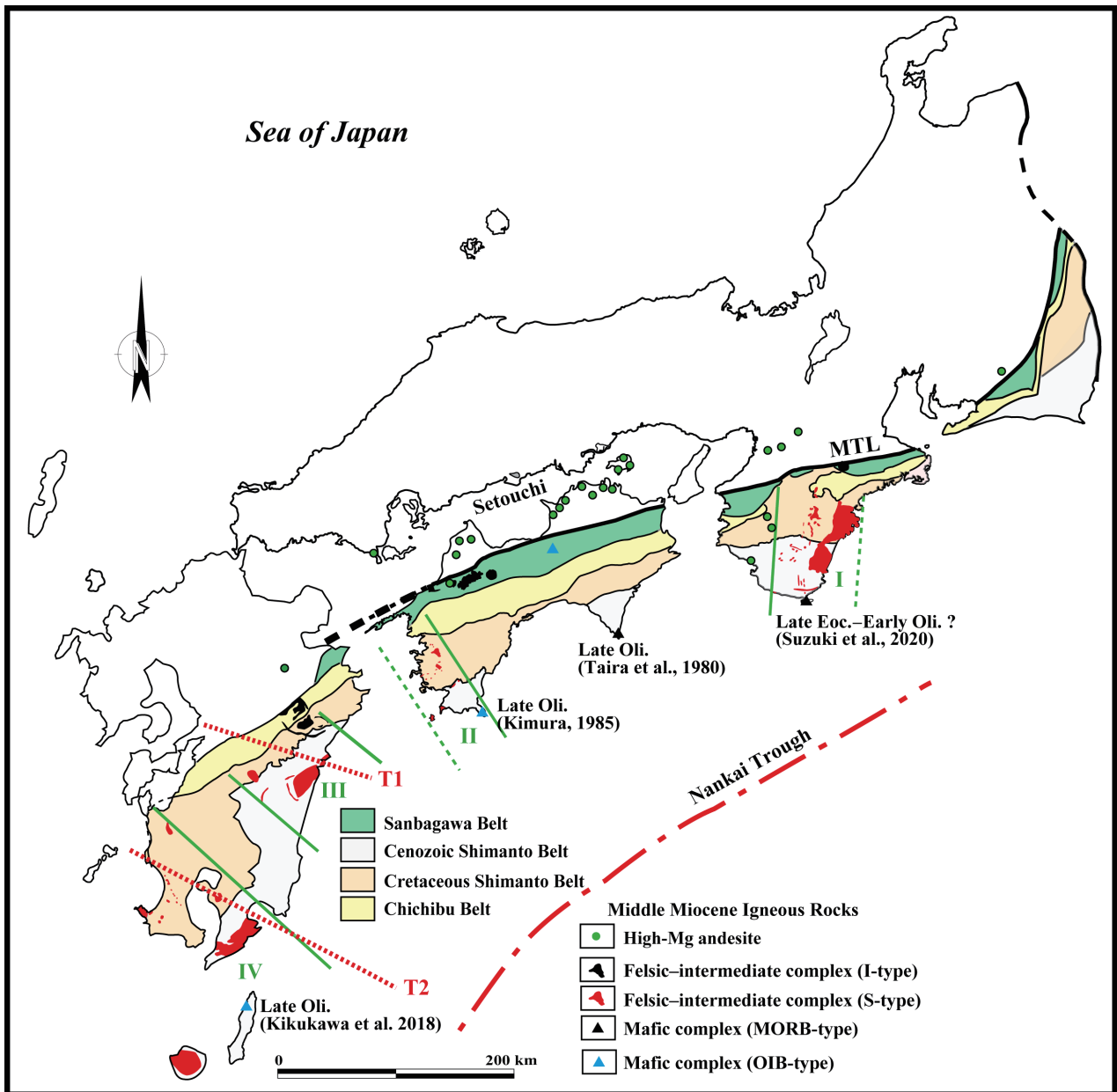


Fig. 1. Map showing the occurrences of Middle Miocene igneous rocks in the Outer Zone and Setouchi area (compiled from Tanaka, 1977; Momoi *et al.*, 1991; Geological Survey of Japan, 1992; Uto *et al.*, 1997 and Kimura *et al.*, 2005), as well as the geotectonic divisions of the Outer Zone. Ages of Shimanto accretionary complex intruded by the Miocene mafic igneous rocks are also shown. MTL = Median Tectonic Line. T1 and T2=Tear faults in the Philippine Sea Slab beneath Kyushu (Nagamune and Tashiro, 1989; Kakuta *et al.*, 1991).

本論では従来の研究成果を参考にしながら、これらを満足する造構環境・テクトニクスを考察し、高 Mg 安山岩形成の新たなシナリオを提案する。

フィリピン海スラブの変形と瀬戸内火山岩

現在の西南日本内帯の地殻の厚さは、およそ 35–30 km (Shiomi *et al.*, 2006; Katsumata, 2010) である。この事実は、フィリピン海スラブが深さ 35–30 km 沈み込んだ付近でマントル・ウェッジと接することを示唆する。フィリピン海スラブ上面の等深度線 (Fig. 2) は、沈み込むスラブの傾斜角が九州下をのぞいて概して低角

で、四国北部から紀伊半島北部の下でスラブがマントル・ウェッジと接触し始めることを示す。しかし、四国から東海地方にかけて沈み込むフィリピン海スラブは、変形しており、海溝にほぼ直交する方向の軸をもったシンフォームとアンチフォームの繰り返しからなる (Hirose *et al.*, 2008; Shiomi *et al.*, 2008)。顕著なシンフォームは紀伊半島西部–大阪府の下、および愛知県から長野県西部、富山県へと続く地域の下、顕著なアンチフォームは伊勢湾–若狭湾東部の下に認められる (Fig. 2)。

高 Mg 安山岩は、その多くが中央構造線の北側に分布するが、紀伊半島の西部では例外的に四万十帯南帯まで

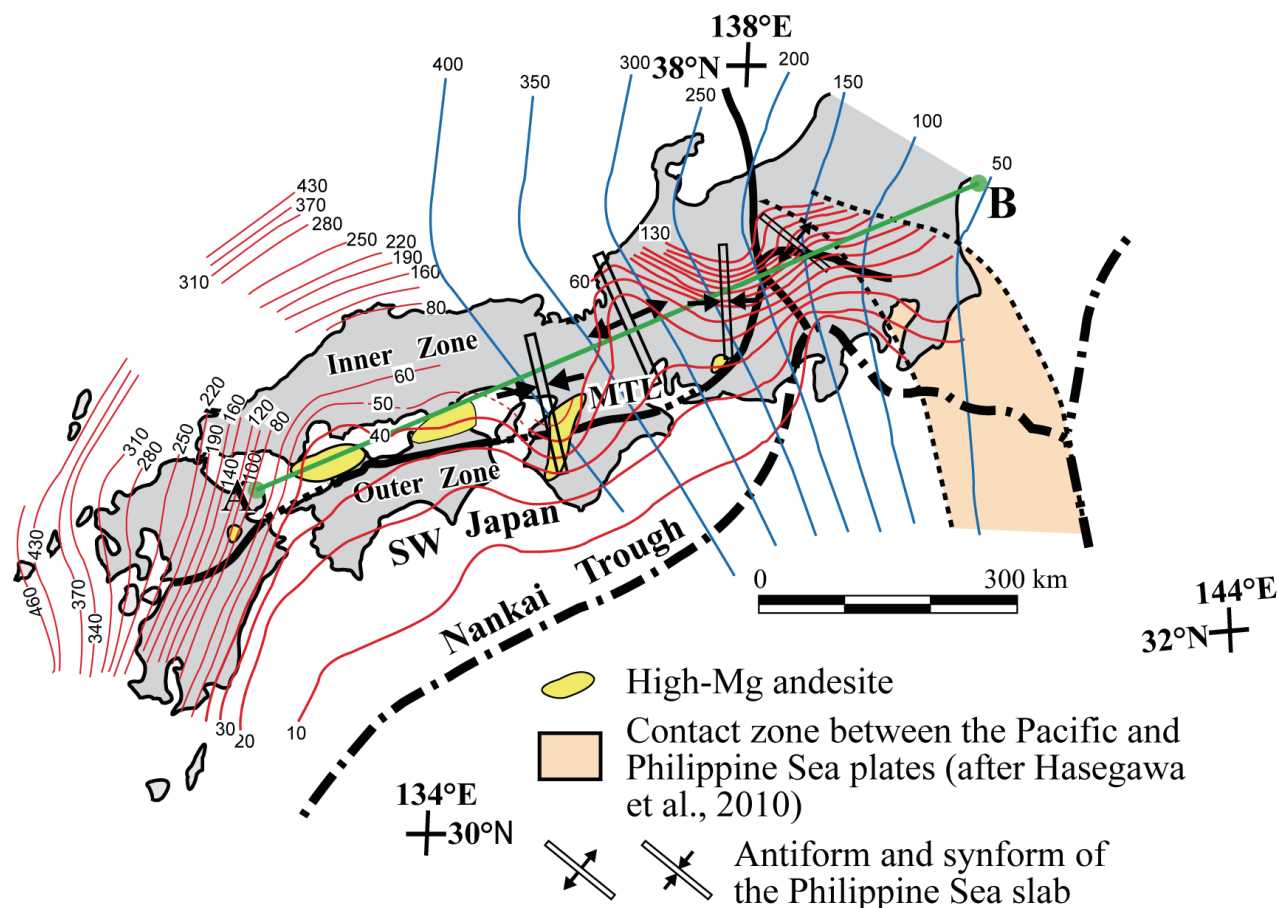


Fig. 2. Map showing iso-depth contours of tops of the Pacific plate and the Philippine Sea plate (Hirose *et al.*, 2008; Huang *et al.*, 2013; Hasegawa *et al.*, 2010), and contact zone between the Pacific and Philippine Sea plates (Hasegawa *et al.*, 2010). Red lines and blue lines denote iso-depth contours of tops of the Pacific plate and of the Philippine Sea plate, respectively. Green line A-B indicates the location of vertical cross-section (Figure 4).

分布する (Fig. 1). 多くの高 Mg 安山岩の下はフィリピン海スラブ上面の深さは、30–40 km である。現世の火山フロントの下にあるスラブまでの深さは、平均で 108 km (Tatsumi, 1986) もしくは 105 km (Syracuse and Abers, 2006) であり、火山フロント–スラブ上面の中間 50 % の深さは 85–119 km である (Syracuse and Abers, 2006)。高 Mg 安山岩–スラブ上面の深さは、現世の火山弧に比較して異常に小さい。これは、多くの研究者が指摘するように、その火成活動が前弧域で行われたためと考えられる。

高 Mg 安山岩は、現在のマントル・ウェッジの海溝側末端部の上におもに分布している。中央構造線を越えずずっと南側まで高 Mg 安山岩が分布する紀伊半島西部は、ほかの地域の高 Mg 安山岩とは異なった造構環境にあったと推定され、高 Mg 安山岩の成因を考える上で重要な鍵になるだろう。紀伊半島西部は、フィリピン海スラブがシンフォームを示すところであり、その軸に沿ってマントル・ウェッジが南側に舌状に張り出していると

推定される。一方、フィリピン海スラブのアンチフォームは、伊勢湾–若狭湾東部の下で最も顕著であり、この上には高 Mg 安山岩の分布が認められない。また、愛知県設楽付近に分布する高 Mg 安山岩は、富山県下から続くシンフォームの上に位置する。

フィリピン海スラブが変形して、マントル・ウェッジが南側に張り出した部分に高 Mg 安山岩が分布するといった事実は、高 Mg 安山岩の貫入時期にはフィリピン海スラブがすでに変形しており、その位置が現在に至るまであまり大きく移動していない可能性を示唆する。

日本海の拡大とマントル・ウェッジの高温化

背弧海盆の拡大に起因して、マントル・ウェッジが高温化すると予想される。Kimura *et al.* (2005) は、諸岩石の年代を整理して、日本海の主要な拡大期を 17–12 Ma と推定した。Hoshi *et al.* (2015) は、古地磁気データから、西南日本の時計回りの回転が 17.5–15.8 Ma と推定した。この結論は、Sawada *et al.* (2013) による出

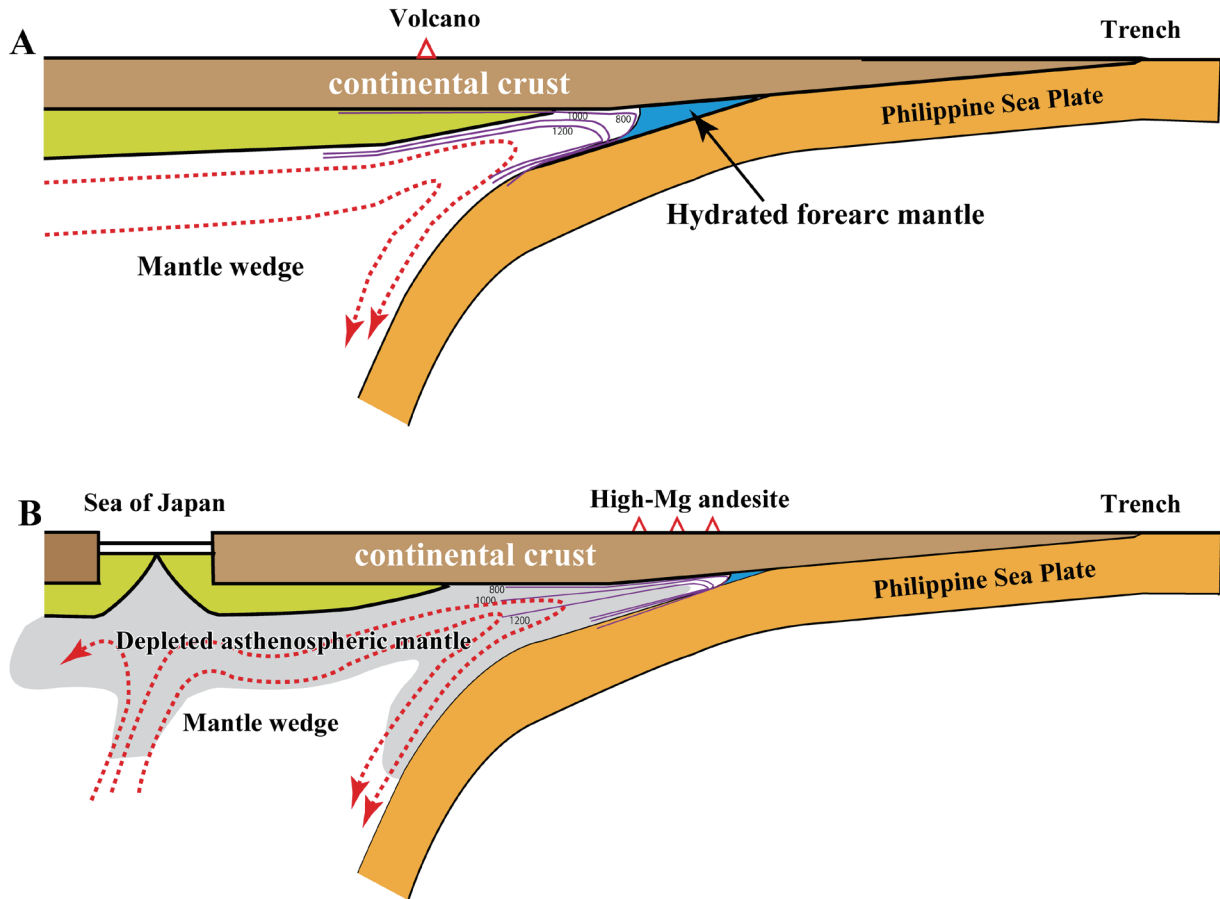


Fig. 3. Schematic cross-sections along a SE-NW trend from the Miocene trench of SW Japan to the Sea of Japan at the pre-opening stage (A) and syn-opening stage (B). Red dashed arrows are streamlines in the mantle wedge. Purple lines denote expected isothermal lines. Not to scale.

雲地域の中新世の年代学および古地磁気データと調和的である。Shinjoe *et al.* (2018) は、西南日本外帯の中新世火成岩類のジルコン U-Pb 年代に基づき、日本海の拡大が 16 Ma には終了するとともに、中新世の諸火成活動が拡大終了後すぐに起こったと結論した。中嶋ほか (2021) は、日本海周辺の地質構造と堆積盆の解析から、日本海の主要な拡大期を 18–15 Ma とした。本論では、日本海の主要な拡大時期と西南日本の回転を Hoshi *et al.* (2015) に従い 17.5–15.8 Ma とする。Tatsumi *et al.* (2001) は、新たな K-Ar 年代と既存の K-Ar 年代に基づき、高 Mg 安山岩が ca. 13.2 Ma の短期間に形成されたとした。Tatsumi (2006) ではこの値を ca. 13.7 Ma としている。この事実は、高 Mg 安山岩が日本海拡大終了後 2–3 my 程度で活動したことを示唆する。

Conder *et al.* (2002) や Kincaid and Hall (2003), Hall *et al.* (2012), Magni (2019) は、計算モデルに基づき、背弧海盆の拡大によって上昇したアセノスフェアがマンテル・ウェッジ中のコーナー流に乗って前弧方向に移動し、マンテル・ウェッジのとくに浅部が高温化す

るとともに、弧から前弧の下のマントルが不適合元素に枯渇したマントルに置き換えられることを指摘している (Fig. 3A, B)。Conder *et al.* (2002) は、そのために弧の火成活動が停止、もしくは不活発化としている。Kincaid *et al.* (2013) によるアナログ実験や Cooper *et al.* (2010) によるトンガ弧の高 Ca ボニナイトの地球化学的研究もこれを支持している。Tatsumi (2008) は、日本海の拡大によって西南日本下のマンテル・ウェッジが高温化した可能性を指摘している。Hall *et al.* (2012) は、背弧海盆の拡大後 2–4 my に弧 (nominal arc) の下の深さ 50–60 km およびスラブの直上のマンテルが最も顕著に枯渇することを示した。白木 (1991) や Shimoda *et al.* (1998) は、瀬戸内火山帯の火成岩類の給源となったオリジナルなマンテルが不適合元素に枯渇していた可能性を指摘している。

前弧マンテルの蛇紋岩化とその分解

マンテル・ウェッジの海溝側端部には、コーナーフローから切り離された cold nose (もしくは forearc nose,

cold wedge) と呼ばれる加水マントルが存在する (Fig. 3A). Cold nose は、沈み込むスラブとマントル・ウエッジとの結合-非結合の境界 (深さおよそ 80 km: Wada and Wang, 2009; Cooper *et al.*, 1012) よりも浅い領域のウエッジ端部である。沈み込むスラブ上の堆積物やスラブから放出された H_2O が上にあるマントル・ウエッジのかんらん岩を加水することによって蛇紋岩を形成する (Hyndman and Peacock, 2003; DeShon and Schwartz, 2004; Rüpke *et al.*, 2004; Reynard, 2013; Guillot, *et al.*, 2015). van Keken *et al.* (2011) に従えば、スラブとともに沈み込む堆積物は、マントル・ウエッジが出現する深さ 30 km 程度の温度 (ca. 250°C) からアンチゴライトの分解温度 ca. 650–700°C (Wunder and Schreyer, 1997; Harvey *et al.*, 2014) までの間におよそ 4 重量 % の H_2O を放出できる。沈み込むスラブのエクロジャイト化も前弧マントルの蛇紋岩化に寄与するだろう (例えば, Bostock, 2013; Reynard, 2013). 地震波の解析から、コスタリカの前弧マントルでは 15–25 % (DeShon and Schwartz, 2004), 北部カスケードの前弧では 30 % 程度 (Ramachandran and Hyndman, 2012), 九州では 20–30 % (Xia *et al.*, 2008), マリアナでは 30–50 % (Tibi *et al.*, 2008) が蛇紋岩化していると推定されている。また, Nagaya *et al.* (2016) は、琉球弧の前弧マントルの 54 % 以上がアンチゴライトからなるとしている。以上のとおり、前弧マントルの蛇紋岩化は、沈み込み帯で一般的に認められる。ホットなスラブの沈み込み帯では蛇紋岩化した cold nose がよく発達するとされている (Hyndman and Peacock, 2003; Reynard, 2013)。また, Perrin *et al.* (2018) による 2D 計算モデルは、スラブの沈み込み角度が低角になると cold nose の面積がより大きくなり、マントル・ウエッジの平均温度が高くなることを示している。アンチゴライトとともに緑泥石も H_2O を貯留する重要な鉱物である。両鉱物は、約 13 重量 % の H_2O を貯留しうる (Bromiley and Pawley, 2003)。前弧マントルのかんらん岩は、急立した等温度線に沿って、海溝側にアンチゴライトを主体としたかんらん岩が、島弧側に緑泥石を主体としたかんらん岩が配置すると推定されている (Grove *et al.*, 2012; Mookherjee and Mainprice, 2014)。深さ数 10 km から 100 km において、アンチゴライトが分解する温度は 650–700°C (Wunder and Schreyer, 1997; Bromiley and Pawley, 2003)、緑泥石が分解する温度は約 800°C (Grove *et al.*, 2009) である。

Hall *et al.* (2012) の 2D 計算モデル (海溝に直交する

方向の沈みこみ速度 10 cm/y) によれば、背弧海盆の拡大開始後にマントル・ウエッジの温度は急上昇する。島弧下の深さ 50 km では背弧海盆の拡大開始後 2 my に温度が急上昇し、最高温度が 1250°C に達する。そして、その後ゆっくりと温度が低下していく。また、前弧マントルの深さ 50 km では最高温度がおよそ 1300°C になると見積もられている。背弧海盆の拡大によって温度上昇したコーナーフローがマントル・ウエッジ端部に到達することにより、加水した cold nose も加熱され、緑泥石やアンチゴライトが分解して多くの H_2O が放出されたと予想される。それにとまって、cold nose は縮小する。Hall *et al.* (2012) は、これによって前弧域で火成活動 (例えば、マリアナ弧のボニナイト) が起こる可能性を指摘している。四国西部の中央構造線に近接した三波川帯には、中期中新世 (ca. 15 Ma) の高温流体に起因する変質岩・変成岩の産出が多く報告されている (榊原ほか, 1993; 磯部ほか, 1997; 榊原ほか, 2005; 千葉ほか, 2006)。この高温流体は、cold nose をつくる蛇紋岩の分解に由来する可能性がある。

一方, Hirose (1997) は、含水カンラン岩の溶融実験 (1GPa) から、1000°C と 1050°C では安山岩組成のメルトをつくるが、1100°C では玄武岩組成になることを明らかにし、加水上部マントルの比較的低温状態における部分溶融で高 Mg 安山岩ができることを指摘した。西南日本の中新世における海溝-背弧海盆距離は、400 km 以上あったと推定されるが、Hall *et al.* (2012) の計算モデルにおける海溝-背弧海盆距離は、それよりかなり小さい。そのため、瀬戸内地域下のマントルウエッジは、Hall *et al.* (2012) の見積もりよりも低温であった可能性が高い。それでも 700°C 以上に加熱されれば蛇紋岩中のアンチゴライトが、800°C 以上になれば緑泥石が分解し、 H_2O を放出する。また、深さ数 10 km のウェットな環境では堆積物も 600–700°C で溶融を開始する (Nichols *et al.*, 1994; Schmidt *et al.*, 2004; Spandler *et al.*, 2007; Herman and Spandler, 2008)。高 Mg 安山岩が形成された当時のフィリピン海プレートの海溝に直交する方向の沈みこみ速度は、10 cm/y 以下であったと推定されるので (Maruyama and Seno, 1986; Mahony *et al.*, 2011; Zahirovic *et al.*, 2014)、背弧海盆のアセノスフェアが cold nose に達し、cold nose が高温化するのには 2 my 以上を要しただろう。

通常よりも H_2O に富む環境で上部マントルが部分溶融し、堆積物メルトと混合して高 Mg 安山岩が形成されたと推定されている (Shimoda *et al.*, 1998; 異, 2013; 川本, 2015)。カンラン岩の含水融解開始温度は、

深さ数 10 km でおよそ 1000°C とされている (Green *et al.*, 2010). Hall *et al.* (2012) の計算モデルは、背弧海盆の拡大によって前弧マントルが 1000°C を十分に超えることを示しており、前弧マントルの部分溶融が起こったと予想される (Fig. 3B). 白木ほか (1991) は、高 Mg 安山岩の生成に関与した流体相に含まれる微量元素の濃度が、蛇紋石の脱水過程における微量元素の移動のし易さの順序 (Tatsumi *et al.*, 1986) とほぼ一致することを指摘している。

福島県北東部に分布する^{りょうぜん}霊山層は、中期中新世 (16–14 Ma) の高 Mg 安山岩やアダカイト、玄武岩から構成され、瀬戸内火山帯に対比されている (八島, 1963; Shuto *et al.*, 2013). Shuto *et al.* (2013) は、日本海の拡大によって上昇したホットな枯渇アセノスフェアが前弧域に到達し、マントルを部分溶融して霊前層を構成する火山岩類を形成したと推定した。このときに沈み込んでいたプレートは、古く冷たい太平洋プレートだったと考えられる。これは瀬戸内火山帯の形成にとって若くホットなプレートの沈み込みが重要な役割を演じてはいなかったことを示唆する。

フィリピン海スラブの変形

前述したように、フィリピン海スラブは変形し、シンフォームとアンチフォームを繰り返している。フィリピン海スラブの上面の深さ 30–40 km 付近における九州東端から太平洋スラブとの接触域までのフィリピン海スラブの短縮率 (de Sitter, 1956) はおよそ 5 % である (Fig. 4). これらのシンフォームとアンチフォームが一部の高 Mg 安山岩の分布と密接に関連しているので、スラブの変形開始は、少なくとも高 Mg 安山岩活動期までさかのぼり、その変形領域が現在に至るまであまり移動していないと推定される。この推測の妥当性を高 Mg 安山岩の形成時から現在に至るまでのフィリピン海プレートの運動から検証する必要がある。

長谷川ほか (2010) は、東側から沈み込む太平洋スラブにフィリピン海スラブの東端が接触しているため

に、フィリピン海スラブが沈み込みにともなって西側に押されるので、東西方向に短縮変形した可能性を提示した。ここではもう一つの可能性を提示する。およそ 50 Ma に赤道付近に位置したフィリピン海プレートが、その後時計回りの回転をしながら北上し、現在の位置に至ったとするシナリオは、大方のコンセンサスを得ている (Seno and Maruyama, 1984; Hall, 2002; Miller *et al.*, 2006; Zahirovic *et al.*, 2014). しかし、その回転の歴史の細部に関しては、見解が一致していない。Yamazaki *et al.* (2010) は、フィリピン海北部から得られた古地磁気データに基づき、50 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上の量を見積もった。彼らの結論は次の通りである：1) フィリピン海プレートは 50 Ma に赤道付近に位置し、時計回りの回転をしながら北上した、2) 25 Ma には現在の緯度のおよそ 10° 南に到着した、3) 15 Ma 以降にはほとんど北側に移動していない。これらの結論に従えば、25 Ma から 15 Ma の間に緯度にして約 10° の時計回りの回転をしたことになる。

Mahony *et al.* (2011) は、15 Ma 以降のフィリピン海プレートの移動速度を次のように見積もった：15–10 Ma が 8 cm/y, 10–5 Ma が 7 cm/y, 5–2 Ma が 5 cm/y, 2 Ma–現在が 7 cm/y. 沈み込みの方向を考慮して、海溝に直交する成分と平行する成分に分けると、直交成分の積算沈み込み量は、15 Ma から現在までに約 750 km, 平行成分の積算移動量は東に約 540 km になる。しかし、10–6 Ma に沈み込みが停止していたとする見解 (Kamata and Kodama, 1994; Shinjo *et al.*, 2000) や 12–4 Ma に沈み込み速度が非常に小さかった (1 cm/y) とする見解 (Kimura *et al.*, 2005) がある。10–6 Ma に沈み込みが停止していたとすると、直交成分の積算沈み込み量は約 500 km, 平行成分の積算移動量は東に 150 km になる。トモグラフィーから、フィリピン海プレートは、深さ約 430 km (Zhao *et al.*, 2012; Huang *et al.*, 2013) もしくは約 410 km (Cao *et al.*, 2014) まで沈み込んでいると推定される。この沈み込み深度は、10–6 Ma に沈み込みが停止していたとする

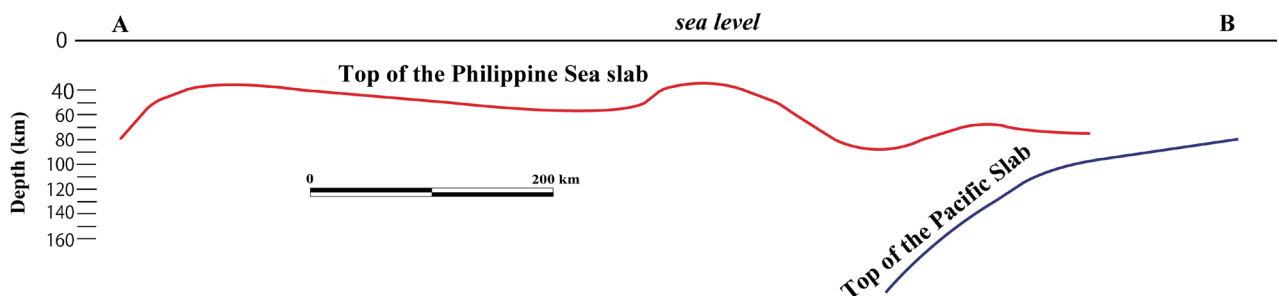


Fig. 4. Depths of tops of the Philippine Sea slab and the Pacific slab between A and B shown in the Figure 2.

見解によってよりよく説明される。

一方, Takahashi and Saito (1999) は, 地質学的データから伊豆-ボニン弧が中期中新世に西南日本弧に衝突を開始し, その衝突域が現在まであまり移動していないとした。また, Hoshi and Sano (2013) の古地磁気データは, 伊豆-ボニン弧の西南日本への衝突が 15 Ma 以前にほぼ現在の衝突域で始まったことを示している。すなわち, フィリピン海プレートと西南日本との現在のような位置関係は, 15 Ma にはほぼできあがり, フィリピン海プレートの海溝に沿う方向の移動成分が 15 Ma 以降には非常に小さかったことを示す。Yamazaki *et al.* (2010) は, 沈み込んだフィリピン海スラブの長さを 380 km と仮定し, 緯度に換算して約 3.5° の移動と見積もった。そして, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの北上が非常に小さいことを示す古地磁気データと整合的であるとしている。以上のとおり, 15 Ma 以降のフィリピン海プレートの沈み込み量に関する見解は, 収束していないが, Takahashi and Saito (1999) や Yamazaki (2010), Hoshi and Sano (2013) の検討結果に従えば, 沈み込み量と海溝に平行な移動成分は, かなり小さかったことになる。高 Mg 安山岩形成時のフィリピン海スラブの形状は, 大きく移動することなく, 現在に至るまで保存されているかもしれない。

フィリピン海スラブの東端と太平洋スラブとがいつ接触を開始したのか明らかではないが, 25 Ma から 15 Ma の間に接触したと仮定すると, 時計回りの回転をしながら北上したフィリピン海スラブは, その東側で太平洋スラブに衝突することになる。太平洋プレートは古く, 厚いのに対して, フィリピン海プレートは若く, 薄かったと推定され, この衝突がフィリピン海スラブを変形させた可能性が考えられる。フィリピン海スラブの太平洋スラブへの衝突は, スラブの褶曲とともにスラブの断裂とセグメント化を引き起こした可能性がある。

フィリピン海スラブの変形と外帯の中新世火成活動

外帯の中新世火成活動は, 本論のテーマから外れるが, フィリピン海スラブの変形がその形成に関わっている可能性があるため, 最後に言及しておく。Kiminami *et al.* (2017) は, 外帯の OIB 組成の中新世火成岩の成因として, スラブの断裂とそれに沿うアセノスフェアの上昇を提案した。外帯の MORB 組成の中新世火成岩も同じ成因である可能性が高い。これらの苦鉄質岩は, 四万十帯の最も若い漸新世の付加体に貫入している。これらの苦鉄質岩が分布する潮岬, 室戸岬, 足摺岬, 種子島などは厚さ 20 km 以下の薄い地殻 (付加体) からな

る。より厚い付加体に貫入した苦鉄質岩は, 地表には露出していない可能性が高い。外帯の中新世花こう岩は, 東から I-IV のグループに区分できる (Fig. 1)。それぞれのグループは, 幅数 10 km で海溝とほぼ直交に分布する。そして, I や II, IV ではその南端部分に MORB や OIB 組成の苦鉄質岩が分布する。現在のフィリピン海スラブが海溝にほぼ直交する方向の断裂によってセグメント化しているとする報告が多数ある (長宗・田代, 1989; 角田ほか, 1991; 石原・吉田, 1992; Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009; Obara, 2011; Huang *et al.*, 2013)。とくに紀伊半島 (Miyoshi and Ishibashi, 2005; Nakajima and Hasegawa, 2007; Shiomi and Park., 2008; Ishise *et al.*, 2009) および九州と四国の間 (Obara, 2011) の断裂は, それぞれ I と II のグループの下にある。紀伊半島の I は, 顕著なシンフォームとアンチフォームの境界部分の上にあたる。また, 四国西端部の II は, 低角の沈み込み (四国の下) と高角の沈み込み (九州の下) との境界部でフィリピン海スラブがねじれている部分の上に位置する。

一方, 長宗・田代 (1989) と角田ほか (1991) は, 九州の下に沈み込むフィリピン海スラブが北西-南東方向の断裂 (Fig. 1 の T1 と T2) によりブロック化していることを震源の空間分布から示した。そして, スラブの断裂がさらに浅部の地殻にまで及んでいると推定した。断裂 T1 と T2 は, それぞれ III と IV の中新世外帯火成岩類の分布と重なる。前述したようにフィリピン海スラブの変形は少なくとも中期中新世にまでさかのぼり, 15 Ma 以降には海溝に平行な方向の移動も小さかったと推定される。こう考えると, 現世のスラブの構造を中新世にまで適用できる可能性があるが, スラブの変形の歴史とその地質学的な影響をさらに検討する必要がある。本論ではスラブの断裂に沿ってアセノスフェアが上昇し, 上の四万十付加体を溶融して, 外帯の S タイプ花こう岩を形成した可能性を提唱する。瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩と外帯の S タイプの花こう岩・苦鉄質岩の形成に関与した造構運動およびそれぞれの火成活動を誘引した熱源は, 分けて考えるべきだろう。

ま と め

従来の研究結果から, 日本海の拡大と西南日本の時計回りの回転は, 17.5-15.8 Ma に起こったと考えられる。これとほぼ同時もしくは一部重複して西南日本外帯の S タイプ花こう岩や苦鉄質岩が形成された。これに続いて (一部重複) 瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩が活動した。

外帯の苦鉄質岩は、フィリピン海スラブの変形に起因するスラブ断裂に沿ってスラブ下から供給された。その貫入によって付加体が溶融し、外帯のSタイプ花こう岩が形成された。日本海の拡大とともに上昇したアセノスフェアは、コーナフローに乗ってマントル・ウエッジ端部の cold nose に到達し（到達までに3–4 myを要したと推定される）、cold noseを急速に加熱した。そのため、cold noseを構成する加水マントル（蛇紋岩）が分解して多くの水を放出し、マントルの部分溶融を引き起こした。沈み込んだ堆積物も同時に溶融したと推定される。溶融したマントルと堆積物メルトが混合し、cold nose中に高Mg安山岩マグマが形成された。

謝辞：査読者の池田保夫氏には貴重なコメントをいただき、本稿は大幅に改善された。記して感謝する。

引用文献

- Bostock, M.G., 2013, The Moho in subduction zones. *Tectonophys.*, **609**, 547–557.
- Bromiley, C.D. and Pawley, A.R., 2003, The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Mineral.*, **88**, 99–108.
- Cao, L., Wang, Z., Wu, S., Gao, X., 2014, A new model of slab tear of the subducting Philippine Sea Plate associated with Kyushu–Palau Ridge subduction. *Tectonophys.*, **636**, 158–169.
- 千葉悦子・榊原正幸・佐野 栄, 2006, 愛媛県砥部町の万年変質安山岩に貫入する高マグネシア安山岩. 愛媛大学理学部紀要, **12**, 1–9.
- 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**, 10.1029/2002GL015390.
- Cooper, L.B., Plank, T., Arculus, R.D., Hauri, E.H., Hall, P.S. and Parman, S.W., 2010, High-Ca boninites from the active Tonga Arc. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B10206, doi:10.1029/2009JB006367.
- Cooper, L.B., Ruscitto, D.M., Plank, T., Wallance, P.J., Syracuse, E.M. and Manning, 2012, Global variations in H₂O/Ce: 1. Slab surface temperatures beneath volcanic arcs. *Geochem. Geophys. Geosystem.*, **13**, doi:10.1029/2011GC003902.
- DeShon, H.R. and Schwartz, S.Y., 2004, Evidence for serpentinization of the forearc mantle wedge along the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21611, doi:10.1029/2004GL021179.
- de Sitter, L.U., 1956, Structural geology. McGraw-Hill, New York, 552p.
- Geological Survey of Japan, 1992, Geological Map of Japan 1:1,000,000. Geol. Surv. Japan.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I. and Rosenthal, A., 2010, Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. *Nature*, **467**, doi:10.1038/nature09369.
- Grove, T.L., Till, C.B. and Krawczynski, M.I., 2012, The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **40**, 413–439.
- Grove, T.L., Till, C.B., Lev, E., Chatterjee, N. and Medard, E., 2009, Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature*, **459**, 694–697.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. and Prigent, C., 2015, Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophys.*, **646**, 1–19.
- Hall, R., 2002, Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Jour. Asian Earth Sci.*, **20**, 353–431.
- Hall, P.S., Cooper, L.B. and Plank, T., 2012, Thermochemical evolution of the sub-arc mantle due to back-arc spreading. *Jour. Geophys. Res.*, **117**, B02201, doi:10.1029/2011JB008507.
- Harvey, J., Garrido, C.J., Savov, I., Agostini, S., Padrón-Navarta, J.A., Marchesi, C., Sánchez-Vizcaíno, V.L. and Gómez-Pugnaire, M.T., 2014, 11B-rich fluids in subduction zones: The role of antigorite dehydration in subducting slabs and boron isotope heterogeneity in the mantle. *Chem. Geol.*, **376**, 20–30.
- 長谷川 昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北 佐枝子・松澤 暢, 2010, 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動. 地学雑誌, **119**, 190–204.
- Herman, J. and Spandler, C.J., 2008, Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study. *Jour. Petrol.*, **49**, 717–740.
- Hirose, K., 1997, Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, **25**, 42–44.
- Hirose, F., Nakajima, J. and Hasegawa, A., 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Hoshi, H., Kato, D., Ando, Y. and Nakashima, K., 2015,

- Timing of clockwise rotation of Southwest Japan: constraints from new middle Miocene paleomagnetic results. *Earth, Planets, Space*, **67**, doi: 10.1186/s40623-015-0266-3.
- Hoshi, H. and Sano, M. 2013, Paleomagnetic constraints on Miocene rotation in the central Japan Arc. *Island Arc*, **22**, 197–213.
- Huang, Z., Zhao, D., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J.-H. and Kang, I.-B., 2013, Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *Jour. Asian Earth Sci.*, **75**, 82–94.
- Hyndman, R.D. and Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **212**, 417–432.
- 石原和彦・吉田明夫, 1992, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動. 地震, 第2輯, **45**, 45–51.
- Ishise, M., Koketsu, K., Miyake, H., 2009, Slab segmentation revealed by anisotropic P-wave tomography. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08308, doi:10.1029/2009GL037749.
- 磯部陽子・榊原正幸・Cartwright, I.・高橋美千代, 1997, 四国中央部面河ホルンフェルスの変成岩岩石学的研究. 地質雑, **103**, 47–66.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991, 九州・琉球弧北部域の稍深発地震. 地震, 第2輯, **44**, 63–74.
- Kamata, H. and Kodama, K., 1994, Tectonics of an arc-arc junction: An example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, **233**, 69–81.
- Katsumata, A., 2010, Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by traveltimes analysis. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2008JB005864.
- 川本竜彦, 2015, マントルウエッジ流体の化学組成. 地学雑誌, **124**, doi: 10.5026/jgeography.124.0000.
- 菊川照英・相田吉昭・亀尾浩司・小竹信宏, 2018, 鹿児島県種子島北部, 熊毛層群西之表層の地質. 地質雑, **124**, 313–329.
- Kiminami, K., Imaoka, T., Ogura, K., Kawabata, H., Ishizuka, H. and Mori, Y., 2017, Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands. *Jour. Asian Earth Sci.*, **135**, 291–302.
- 木村公志, 1985, 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. 地質雑, **91**, 815–831.
- Kimura, J.-I., Stern, R.J. and Yoshida, T., 2005, Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **117**, 969–986.
- Kincaid, C., Druken, K.A., Griffiths, R.W. and Stegman, D.R., 2013, Bifurcation of the Yellowstone plume driven by subduction-induced mantle flow. *Nature Geosci.*, **6**, 395–399.
- Kincaid, C. and Hall, P.S., 2003, Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2001JB001174.
- Magni, V., 2019, The effects of back-arc spreading on arc magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **519**, 141–151.
- Mahony, S.H., Wallace, L.M., Miyoshi, M., Villamori, P., Sparks, R.S.J. and Hasenaka, T., 2011, Volcano-tectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu region, SW Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, doi: 10.1130/B30408.1.
- Maruyama, S. and Seno, T., 1986, Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands, *Tectonophysics*, **127**, 305–329.
- Miller, M.S., Kennett, B.L.N. and Toy, V.G., 2006, Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, doi:10.1029/2005JB003705.
- Miyoshi, T. and Ishibashi, K., 2005, A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the Philippine Sea plate. *Earth, Planet, Space*, **57**, 1115–1120.
- 桃井 齋・鹿島愛彦・高橋治郎, 1991, 愛媛県地質図 1 : 200,000. トモエヤ商事.
- Mookherjee, M. and Mainprice, D., 2014, Unusually large shear wave anisotropy for chlorite in subduction zone settings. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1506–1513.
- 長宗留男・田代秀樹, 1989, 九州下における和達ーベニオフゾーンの形状. 地震第2輯, **42**, 13–19.
- Nagaya, T., Walker, A.M., Wookey, J., Wallis, S.R., Ishii, K. and Kendall, J.-M., 2016, Seismic evidence for flow in the hydrated mantle wedge of the Ryukyu subduction zone. *Sci. Rep.*, **6**, DOI: 10.1038/srep29981.
- 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.
- 中嶋 健・吉川幸佑・興津 修, 2021, 富山トラフと周辺日本海の地質構造と堆積盆形成テクトニクス. 地質雑, **127**, 165–188.
- Nichols, G.T., Wyllie, P.J. and Stern, C.R., 1994, Subduction zone melting of pelagic sediments

- constrained by melting experiments. *Nature*, **371**, 785–788.
- Obara, K., 2011, Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Jour. Geodynam.*, **52**, 229–248.
- Perrin, A., Goes, S., Prytulak, J., Rondenay, S. and Davies, D.R., 2018, Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **501**, 67–77.
- Ramachandran, K. and Hyndman, R.D., 2012, The fate of fluids released from subducting slab in northern Cascadia. *Solid Earth*, **3**, 121–129.
- Reynard, B., 2013, Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, **178**, 171–185.
- Rüpke, L.H., Morgana, J.P., Horth, M. and Connolly, J.A.D., *et al.*, 2004, Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**, 17–34.
- 榊原正幸・千葉悦子・近石紗知子・中井芳恵, 2005, 愛媛県砥部町における万年安山岩周辺の地質および熱水変質. 愛媛大学理学部紀要, **11**, 19–26.
- 榊原正幸・小松正幸・高橋美千代・小山内康人・板谷徹丸, 1993, 四国西部三波川変成帯における中期中新世の熱変成作用. 地質学論集, **42**, 279–296.
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤 仁・兵藤政幸, 2013, 島根県出雲市南方地域における中新世の K-Ar 年代と古地磁気方位. 地質雑, **119**, 267–284.
- Schmidt, M.W., Vielzeuf, D. and Auzanneau, E., 2004, Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 65–84.
- Seno, T. and Maruyama, S., 1984, Paleogeographic reconstructions and origin of the Philippine Sea. *Tectonophys.*, **102**, 53–84.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., and Jahn, B.M., 1998, Setouchi high-Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 479–492.
- Shinjo, R., Woodhead, J.D. and Hergt, J.M., 2000, Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 263–282.
- Shinjoe, H., Orihashi, Y. and Anma, R., 2018, U–Pb ages of Miocene near-trench granitic rocks of the Southwest Japan arc: implications for magmatism related to hot subduction. *Geol. Mag.*, doi:org/10.1017/S0016756819000785.
- Shiomi, K., Matsubara, M., Ito, Y. and Obara, K., 2008, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan. *Geophys. Jour. Internat.*, **173**, 1018–1029.
- Shiomi, K., Obata, K. and Sato, H., 2006, Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion. *Tectonophys.*, **420**, 205–221.
- Shiomi, K. and Park, J., 2008, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration, and anisotropy. *Jour. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2007JB005535.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・松本徭夫, 1991, 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量元素の特徴. 岩鉱, **86**, 459–472.
- Shuto, K., Sato, M., Kawabata, H., Osanai, Y., Nakano, N. and Yashima, R., 2013, Petrogenesis of Middle Miocene primitive basalt, andesite and garnet-bearing adakitic rhyodacite from the Ryozen Formation: Implications for the tectono-magmatic evolution of the NE Japan Arc. *Jour. Petrol.*, **54**, 2413–2454.
- Spandler, C., Mavrogenes, J. and Hermann, J., 2007, Experimental constraints on element mobility from subducted sediments using high-P synthetic fluid/melt inclusions. *Chem. Geol.*, **239**, 228–249.
- 鈴木博之・山本俊哉・別所孝範, 2020, 紀伊半島四万十累帯の古第三系牟婁層群佐本川層から発見された放散虫化石. 大阪自然史博研究報告, 74 号, 95–102.
- Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2006, Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**, Q05017. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC001045>.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学 – 甲藤次郎教授還暦記念論文集, 319–389.
- Takahashi, M. and Saito, K., 1999, Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan: Reply, *Island Arc*, **8**, 117–123.
- 田中啓策, 1977, 四国南西部宿毛地域の四万十累層群. 地質調査所月報, **28**, 461–476.
- Tatsumi, Y., 1986, Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717–720.
- 巽 好幸, 2003, 安山岩と大陸の起源. 東京大学出版会, 213 p.
- Tatsumi Y., 2006, High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwestern Japan: Analogy to

- Archean magmatism and continental crust formation? *Annu Rev Earth Planet Sci*, **34**, 467–499.
- Tatsumi, Y., 2008, Making continental crust: The sanukitoid connection. *Chinese Sci. Bull.*, **53**, 1620–1633.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W., 1986, Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from highpressure experiments and natural rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 293–309.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizawa, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K–Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Internat.*, **144**, 625–631.
- Tatsumi, Y. and Maruyama, S., 1989, Boninite and high-magnesian andesite: tectonics and petrogenesis. In Crawford, A.J., ed., *Boninite and Related Rocks*. Allen and Unwin, New York, pp. 50–71.
- Tibi, R., Wiens, D.A. and Yuan, X., 2008, Seismic evidence for widespread serpentinized forearc mantle along the Mariana convergence margin. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi:10.1029/2008GL034163.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫, 1997, 20 万分の 1 地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- 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. *Jour. Geophys. Res.*, **116**, B01401, doi:10.1029/2010JB007922.
- Wada, I. and Wang, K., 2009, Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, doi:10.1029/2009GC002570.
- Wunder, B. and Schreyer, W., 1997, Antigorite: High-pressure stability in the system MgO–SiO₂–H₂O (MSH). *Lithos*, **41**, 213–227.
- Xia, S., Zhao, D. and Qiu, X., 2008, Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentinization under Kyushu, Japan. *Tectonophys.*, **449**, 85–96.
- Yamazaki, T., Takahashi, M., Iryu, Y., Sato, T., Oda, M., Takayanagi, H., Chiyonobu, S., Nishimura, A., Nakazawa, T. and Ooka, T., 2010, Philippine Sea Plate motion since the Eocene estimated from paleomagnetism of seafloor drill cores and gravity cores. *Earth, Planets, Space*, **62**, 495–502.
- 八島隆一, 1963, 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分 (予報). 岩鉱, **50**, 135–141.
- Zahirovic, S., Seton, M. and Müller, R.D., 2014, The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. *Solid Earth*, **5**, 227–273.
- Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N. and Wei, W., 2012, Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands. *Geophys. Jour. Internat.*, **190**, 816–828.

Abstract

The Miocene Setouchi volcanic belt is characterized by the occurrences of High-Mg andesites distributing on the north side of the Median Tectonic Line, excluding the western part of the Kii Peninsula. Previous works demand the following key constraints for the genesis of high-Mg andesite magmas: 1) magmatism beneath the forearc region, 2) abruptly increasing thermal condition, and 3) unusually high concentration of H₂O in the mantle. To find the plausible geotectonic model satisfying these constraints has been required. Most high-Mg andesites are situated above the tip of the present-day mantle wedge. The high-Mg andesites were erupted 2–3 my after the end of opening of the Sea of Japan. Opening of a backarc basin is expected to lead to elevated geothermal gradient in a mantle wedge. The opening of the Sea of Japan resulted in upwelling of hotter asthenospheric mantle. It was entrained by slab-induced corner flow and carried toward the tip of the mantle wedge called cold forearc nose. Cold forearc nose is generally made up of hydrated mantle (serpentine). The opening of the Sea of Japan is presumed to lead to a temperature increase of the cold forearc nose, resulting in breakdown of hydrous minerals in the serpentine such as chlorite and antigorite. This induced partial melting of the forearc mantle at the vapor-saturated solidus. Sediment-derived melt also contributed to formation of the high-Mg andesite magmas. Distribution of high-Mg andesite in the western part of the Kii Peninsula exceptionally expands southward into the Cenozoic Shimanto Belt. The Philippine Sea slab beneath the western part of the Kii Peninsula is folded into a NS-trending synform, suggesting the mantle in this region extends southward.