

東西日本の地質学的境界【第十話】

待ち構えていた難問

高橋雅紀¹⁾

1. はじめに

長年に亘って棚倉破砕帯と考えられていた東西日本の地質学的境界は北部フォッサマグナであり、その東の端が利根川構造線であることを、9回の連載として解説してきた。そして、19世紀末にナウマンが発見・命名したフォッサマグナを、私なりに整理し分析し位置づけた。2006年に地質学雑誌に公表した論文「日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界(高橋, 2006)」は、これらの内容をわずか20ページほどに押し込んだものであった。そのため、なかなか理解してもらえなかったと思う。それから10年たった今、敢えてその内容を噛み砕きながら解説し直した理由は、この問題が日本の地質学の大問題であることを、多くの地質研究者に知ってもらいたい期待が半分、そして、その後の10年の進展を将来語るために、どうしても通らなければならないステップであると判断したからである。本連載の最終である第十話は、ここまでの考察で事が完結したわけではないこととお話したい。

2. 日本海拡大の原因

もう一度、日本海の拡大過程を、考察を加えながら振り返ってみよう。およそ2,500万年前、日本海と四国海盆、そして千島海盆は拡大直前で、日本列島はユーラシア大陸の東縁のひとつつながりの陸弧であった。当時の陸弧はおおよそ北東-南西方向に伸びていて、西に移動する太平洋プレートが、千島海溝や日本海溝から右斜め横ずれに沈み込んでいた。陸弧には、太平洋プレートの沈み込みにより、海溝と平行に連続する火山帯が形成されていた。その火山フロントは、現在の東北日本(陸域)の太平洋沿岸から、西南日本(陸域)の日本海沿岸へとレースすることができ

る。一方、西に移動する太平洋プレートは、フィリピン海プレートにも沈み込んでいた。当時のフィリピン海プレートの大部分は古第三紀に拡大した西フィリピン海盆で、その

東縁では、分裂前の九州-パラオ-伊豆島弧が成長していた。数千万年前に太平洋プレートの西縁で拡大していた西フィリピン海盆の海洋底と、北に移動する太平洋プレートとの境界はトランスフォーム断層であったと推定され、ハワイ-天皇海山列が屈曲した4,500~4,300万年前に、両者は収束境界に移行。古くて重い太平洋プレート側が、拡大直後の西フィリピン海盆の下に沈み込むこととなる。

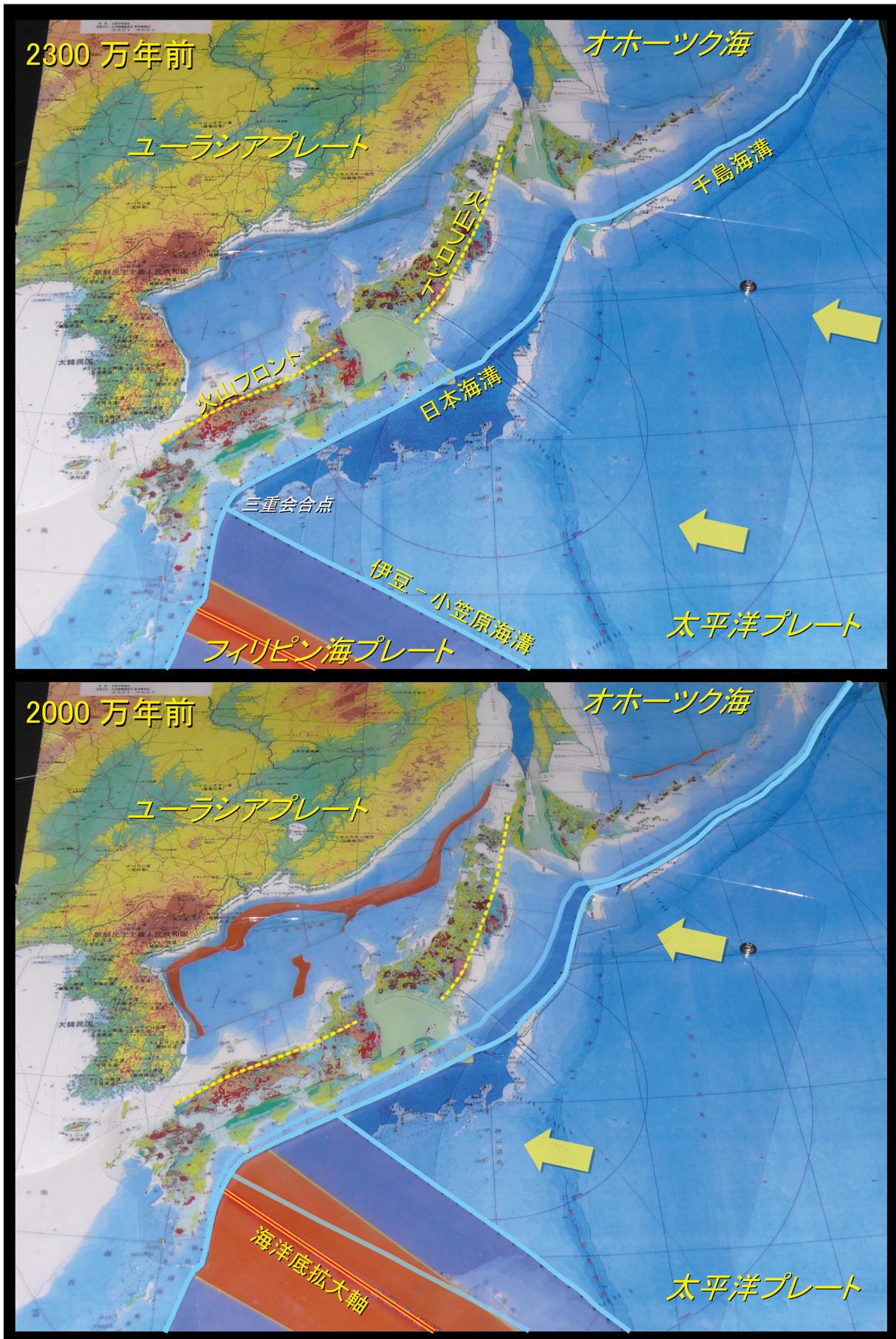
その結果、西フィリピン海盆は太平洋プレートとは別個に運動し始め、フィリピン海プレートとして独立した海洋プレートが誕生した。と同時に、両プレートの収束境界は、弧-海溝系として海洋性島弧を形成しつつ今日に至っている。無人岩(boninite)で代表される小笠原諸島(海野・中野, 2006; 海野ほか, 2016)の特異な古第三紀火山岩類は、プレートの沈み込み開始に伴う火山活動の産物である(Maehara and Maeda, 2004; Ishizuka *et al.*, 2006; Haraguchi *et al.*, 2008等)。このように、四国海盆の拡大が開始する2,500万年前までのおよそ2,000万年間、フィリピン海プレートの東縁では、九州-パラオ-伊豆島弧が成長を続けてきたのである。

最初に拡大を開始したのは四国海盆であった(第1図左)。太平洋プレートが西に移動しても、フィリピン海プレートが西に移動すると、太平洋プレートの沈み込む分量は低下してしまう。例えば、太平洋プレートが10 cm/年、一方、フィリピン海プレートが6 cm/年の速度で西に移動すると、収束境界である海溝は6 cm/年の速度で西に移動するので、太平洋プレートは差し引き4 cm/年分しか沈み込むことができない。一旦沈み込んだスラブはおおよそ同じ角度で沈み込み続けるであろうから、沈み込み口(海溝)が沈み込むプレートの運動方向に移動し続けられれば、スラブの傾斜は徐々に大きくなる。現在、伊豆-小笠原-マリアナ海溝から沈み込む太平洋プレートの沈み込み角度が大きいのは、上盤プレート(フィリピン海プレート)の移動にともなって、海溝も西に移動してしまうからである。東向きのマンテル対流を想定する必要はない。

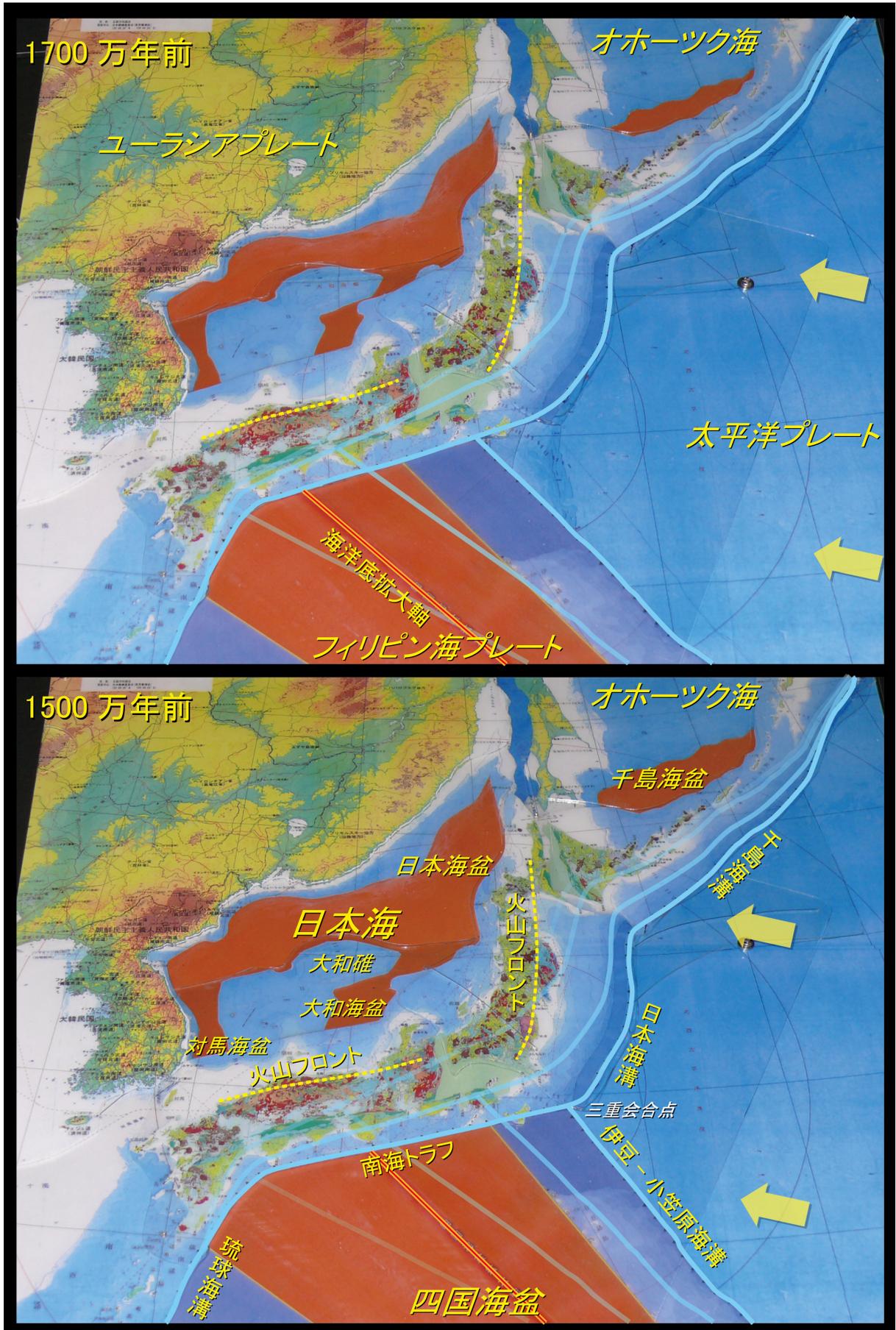
ところで、7.2 cm/年とするプレート収束速度の法則

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード：西南日本外帯，中央構造線，三波川帯，日本海の拡大，弧-海溝系



第 1 図 背弧海盆の拡大と日本列島の形成過程 (アナログ模型).



第1図 続き.

(Otsuki, 1989)が示唆するところは、プレートは定常的にはある一定速度(7.2 cm/年)で海溝から沈み込む(消費される)ということである。したがって、それ以下の収斂速度では、何らかの方法で不足分を補うことが予想される。それは、上盤プレートに対する海溝の後退(trench retreat)である。その結果、上盤プレート縁では伸張変形、すなわちリフト帯が形成される。リフトが成長してブレイクアップに至れば、海洋底拡大へ移行する。

そのような経過で、フィリピン海プレートに対する太平洋プレートの収斂速度が低下すると、太平洋プレートの沈み込み角度が徐々に深くなる。すると、スラブは元の沈み込み角度に戻るようにロールバック(rollback)を開始し、海溝は後退し始める。その結果、フィリピン海プレートの東縁で成長していた九州-パラオ-伊豆島弧は、熱的に変形しやすい火山弧の地殻が伸張変形を被り、リフト帯が形成されていった。そして、2,500 万年前になると、リフト帯は遂にブレイクアップに至り、地殻は完全に分断されて海洋底拡大に移行した。四国海盆の拡大開始である。

四国海盆は、ほぼ中央の海洋底拡大軸の両側に、新しい海洋地殻が次々と付け加わって拡大していった。その結果、九州の南方に置き去りにされた九州-パラオ古島弧に対して、伊豆-小笠原弧は伊豆-小笠原海溝の後退に追従するように、東に移動していった。その間、海洋底拡大軸も、伊豆-小笠原弧の移動速度の半分程度の速度で東に移動していった(第1図左)。

四国海盆の拡大がある程度進行すると、一連の陸弧であった西南日本弧と東北日本弧も、南東方にせり出すように移動し始めた。千島海溝、日本海溝、そして伊豆-小笠原海溝はいずれも太平洋プレートの沈み込み口であり、常に連続していなければならない。四国海盆の拡大に伴い東に移動した伊豆-小笠原海溝に連動するように、日本海溝と千島海溝も南東へ後退していった。そして、一連の陸弧は、それら海溝の後退を補填するように伸張変形し、熱的に変形しやすい火山弧に沿ってリフト帯が成長した。およそ2,000 万年前には、陸域であった背弧域にも海水が浸入して日本海が誕生し、一部では大陸リソスフェアがブレイクアップに至って海洋地殻が形成された(日本海盆の形成)。

四国海盆の拡大に追従して拡大し始めた日本海は、四国海盆の様な典型的海洋底拡大(背弧拡大)に、すんなりとは移行しなかった。伊豆-小笠原海溝が東に後退して四国海盆が東西に広がると、ユーラシアプレートの東縁とフィリピン海プレートとの間にプレートの空白域が生じてしまう。アナログ模型を繰り返して何度か動かすと、四国海盆の

拡大にともなう空白域を埋めるように、西南日本弧が時計回りに回転したことが示唆される。西南日本弧の回転運動は、四国海盆の拡大に伴う幾何学的制約によって引き起こされたのではないだろうか。

ところで、日本海には大和確など多くの大陸地殻塊が散在している(第1図右)。その理由は、西南日本弧の背弧リフト帯の熟成が不十分で、リソスフェアが十分薄化する前に、強制的に大陸から引き離されたからであると考えられる。そのため、西南日本弧の背弧リフト帯は規模の大きい正断層によって一気に分断され、伸張薄化した大陸地殻と多くの大陸地殻塊が日本海域に散在した。リソスフェアの伸張変形が十分成熟し、ブレイクアップに至ったのちに海洋底拡大に移行した四国海盆とは対照的である。

無理矢理大陸から引き離された西南日本弧と拡大中の四国海盆との境界は、以下に述べる理由からトランスフォーム断層であったと考えられる。四国海盆は、フィリピン海プレートに沈み込む太平洋プレートのスラブが垂れ下がり、海溝が後退することによって背弧域が伸張変形し、ブレイクアップに至った後に海洋底拡大に移行した。ところが、西南日本弧の背後の日本海(大和海盆や対馬海盆など)の拡大は、四国海盆のような典型的背弧拡大とはほど遠い。四国海盆の拡大では、その原動力は古く厚く重い太平洋プレートのロールバックであった。徐々に垂れ下がった太平洋プレートのスラブの傾斜は、海溝が東に後退することによって、もとの沈み込み角度まで浅くなる。そして、ロールバックが完了すれば、背弧拡大も停止する。

ところが、時計回りに回転した西南日本弧の前面には、ロールバックすべき海洋プレートそのものが存在していなかった。太平洋プレートのロールバックは東方に進展したが、ロールバックした太平洋プレートと西南日本弧の間には、拡大中の四国海盆が広がっていった。仮に、回転中の西南日本弧の下に四国海盆の海洋プレートが沈み込んでいたとしても、形成間もない熱く薄い新生プレートは能動的に沈み込めるほど密度が大きくなく、ロールバックは機能しない。すなわち、西南日本弧の回転は、沈み込む海洋プレートのロールバックでは説明できない。

とすると、四国海盆の拡大によって広がりつつあるプレートの空白域を、西南日本弧が回転することによって埋め合わせたのではないかと推定される。その際、リフト帯が十分成熟していなかった西南日本弧は、陸域の地殻とその背後の海域の地殻が同時に伸張変形することによって、その空白域を埋めていったのであろう。その場合、時計回りに回転していた西南日本弧の下にフィリピン海プレートのスラブは存在せず、両者は非収束かつ非発散のプレート

境界であるトランスフォーム断層で接していたことになる。

他方、千島海盆の拡大について確固たる情報は少ないが、海底地形を見る限り、千島海盆は拡大した背弧海盆であると推定される。拡大の様式を直接示す海洋底地磁気異常は得られていないが、東側にヒンジを持つ扇状の形態は、西側ほど大きく拡大したことを示唆している。推論の域は出ないが、日本海の拡大時期に東に後退した日本海溝に追従するように、千島海溝も南東に後退したのであろう。千島海盆の海底地形は、日本海とは対照的に滑らかである。このことは、千島海盆は四国海盆と同様、リフト帯が十分成熟しブレイクアップに至った後に拡大した、典型的な背弧海盆であることを示唆している。

ここで、日本海の拡大の原因を、概念図を使ってもう一度整理してみよう(第2図)。四国海盆の拡大にともなって、伊豆-小笠原海溝は東に移動していった。日本海溝と伊豆-小笠原海溝の接点が三重会合点なので、九州の南方に位置していた三重会合点も東に移動していった。第2図のジッパー(あるいはファスナー)の引き手が三重会合点に相当する。引き手を東に引っ張れば、ジッパーは閉じていく。その時、ジッパーの両側の生地は、重なる(収束)ことも、間が空く(発散)こともなく、ぴったりと接合する。この幾何学が成り立つためには、ジッパーが閉じることによってその周囲の生地が伸びなければならない。

伸張変形であるリフト帯が十分に成熟していたフィリピン海プレートの東縁では、最初に生地が破断(ブレイクアップ)して海洋底拡大に移行した。その結果、ジッパーの引き手(三重会合点)は東に引かれていき、ジッパーは西から順次閉じていく。本州弧(後の東北日本弧と西南日本弧)の背弧でもリフト帯は形成され始めていたが、その南西側(西南日本弧)の生地はまだ破断には至らず、あちこちでほころびがでていた程度であった。ところが、一気にジッパーを閉じたため、ほころびごとに生地は裂け、広い範囲が破損した。一方、本州弧の北東側(東北日本弧)では、比較的リフト帯の成長が進んでいたであろう。日本海盆は完全にブレイクアップに至り、海洋地殻が空いた隙間を補填した。より北方に位置する千島海盆も、日本海盆と同様にリフト帯の成長が十分成熟していたと考えられる。このように、日本海の拡大の原因は、四国海盆の拡大に伴う幾何学的埋め合わせであると私は考えている。

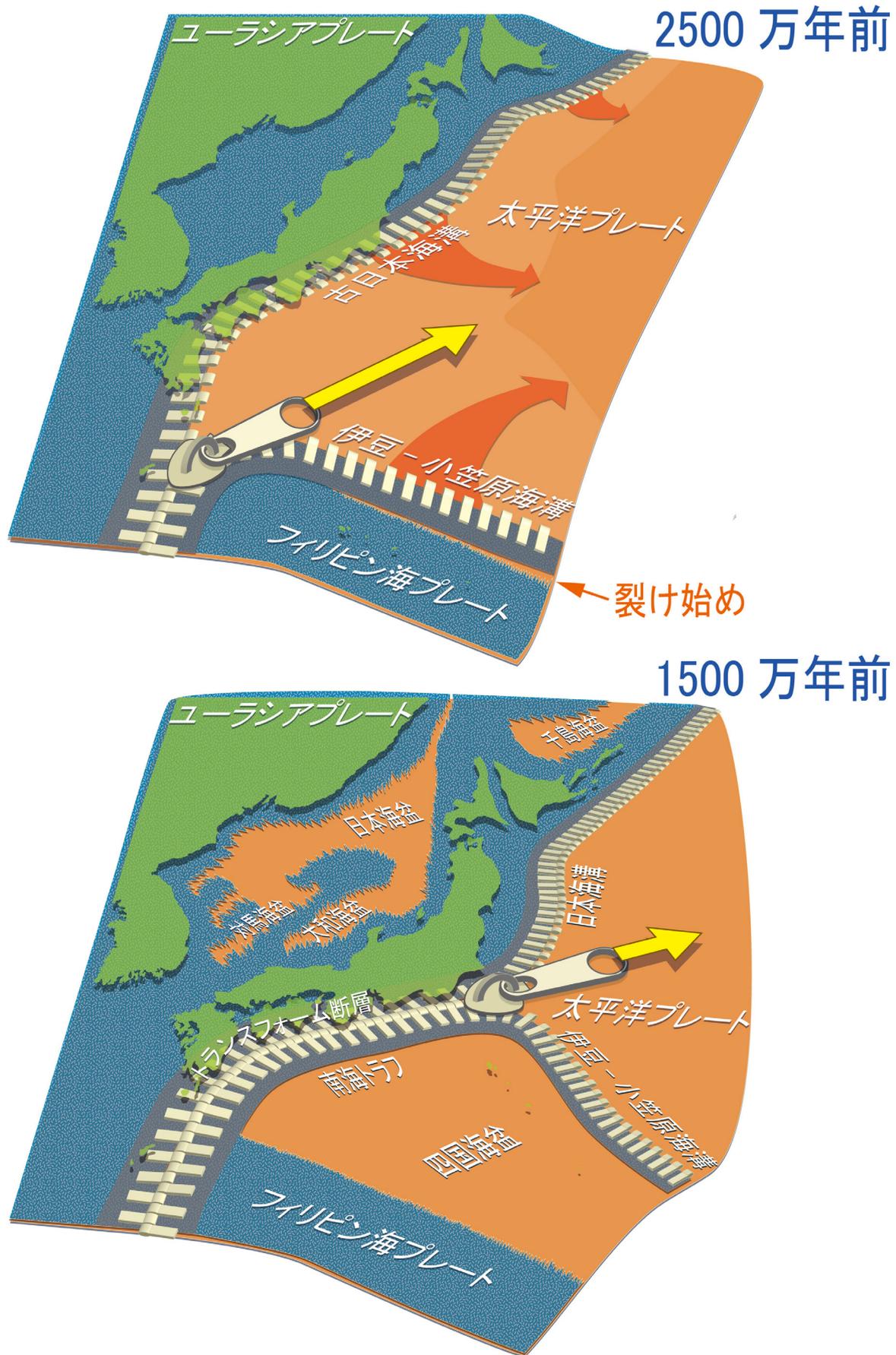
そのように考えてみると、日本海の拡大は、典型的な背弧海盆の拡大ではなかったといえる。沈み込む海洋プレートのロールバックにともない、上盤プレート縁では伸張変形(リフト帯)が進行し、リソスフェアが十分薄くなって完全に破断(ブレイクアップ)に至ると、一本の拡大軸か

ら海洋底が広がり始める(海洋底拡大軸の発生)。ひとたび海洋底の拡大が開始すれば、離れていくプレート間の空隙は、地下から供給されたマグマによって順次補填されるので、それまでリフト帯に働いていた引張応力は一気に減衰する。その結果、一本の海嶺から海洋底は拡大し続ける。前期中新世の四国海盆の拡大も、現在進行中のマリアナトラフの拡大(Martinez *et al.*, 1995; Yamazaki and Murakami, 1998)も、そのような典型的な海洋底拡大である。

ところが、日本海には海洋底の拡大を裏付ける海洋底地磁気異常は、日本海盆など非常に限られる(Isezaki, 1986)。また、大和礁などの大陸の塊が日本海の至る所に散在し、西南日本の背後の地殻は、海洋地殻ではなく伸張・薄化した大陸地殻である(Hirata *et al.*, 1989; Kurashimo *et al.*, 1996)。日本海は、沈み込む海洋プレートのロールバックによる伸張変形が十分成熟する前に、大陸から無理矢理引き離された。海洋底地磁気異常が不明瞭なもの、至る所に大陸塊が残存しているもの、日本海の拡大が“フライング”であったことを意味している。換言するならば、日本海の拡大は、三重会合点を含む3つのプレートの幾何学的制約において、四国海盆の拡大により引き起こされたのである。

その後、四国海盆は拡大を続け、追従するように西南日本弧は時計回りに回転し、東北日本弧は反時計回りに回転しながら南下した。四国海盆が拡大すればするほどプレート間の隙間が大きくなるので、西南日本弧の回転運動は時間とともに加速するであろう。古地磁気学が示す1,500万年前頃の急速な回転運動(Otofuji *et al.*, 1985)は、そのことを反映しているのかもしれない。さらに、1,900~1,500万年前に、四国海盆の拡大方向が東西から北東-南西に変わる(沖野, 2015)のも、拡大軸によってフィリピン海プレート本体からフリーになった伊豆前弧域が、その隙間を埋めるために相対的に北上したことを物語っているのかもしれない。

千島弧も日本海溝の後退に追従する千島海溝の移動に伴って南下し、その背後に千島海盆が広がった。そして、1,500万年前に四国海盆の拡大が停止すると、西南日本弧と東北日本弧の回転・移動も停止し、日本海の拡大も完了した。その結果、いくつかの島弧ないし陸弧からなる日本列島が成立した。すなわち、地質学的にはごく最近といえる1,500万年前、日本列島は数億年に及ぶ大陸の時代に別れを告げた。そして、全く新しい弧状列島の時代が始まったのである。



第2図 四国海盆の拡大に追隨する日本海の拡大モデル（ジッパーモデル：zipper model）.

3. 西南日本弧の特異な火成活動

海洋底拡大軸(海嶺)では、地下から上昇してきたマグマが冷却・固結し、新たな海洋地殻となって、海嶺の両側のプレートにはほぼ同じ分量が付け加わっていく。そのため、海嶺から見れば、両側のプレートは同じ速度で反対向きに離れていく。大西洋では、海嶺は離れていく南・北アメリカ大陸とアフリカ大陸の間の海洋底のほぼ中央に位置し続けるので、中央海嶺(mid ocean ridge)とよばれる。これに対し、片側のプレートを固定して考えれば、海嶺はもうひとつのプレートの半分の速度で離れていくことになる。四国海盆の拡大では、分裂した九州-パラオ古島弧がその後も九州南方沖から大きく離れず、四国海盆の拡大軸は、東に移動する伊豆-小笠原弧の半分の速度で東に移動していった。

今からおよそ2,500万年前に拡大を開始した四国海盆は、最初は九州の屋久島南方付近で拡大していたが、2,000万年前頃には九州の東方まで移動し、その後、四国の足摺岬沖から室戸岬沖を通過して、1,500万年前には紀伊半島南端の潮岬沖に到達した(第1図)。これら海嶺が通過した範囲には、およそ1,500万年前の深成岩の貫入が知られていて、その成因が古くから議論されてきた(野沢・柴田, 1968; 柴田, 1978; Miyachi, 1985; 角井ほか, 1998等)。さらに、それらの陸側には大規模なカルデラ群が形成され、瀬戸内火山岩と称される特異な単成火山群も、1,300万年前頃に形成された(第3図A)。いずれも、同時期の東北日本弧には見られない、西南日本弧を特徴づける火成活動である。

通常、深成岩マグマが形成される場所は火山フロントの地下で、冷たい海洋プレートに冷却されている海溝付近での火成活動は考えにくい。四国海盆の拡大と西南日本弧の回転運動を同時に再現すると、中期中新世初頭にだけ発生したいわゆる西南日本外帯の火成活動の原因が、四国海盆の拡大による海嶺(熱源)の通過であろうと予想される。ただし、深成岩の冷却・固結年代が1,500万年前頃に集中し、西から東へ年代が若返る極性は認められない。その理由は不明であるが、フィリピン海プレート(拡大直後の四国海盆)が、1,500万年前に西南日本弧に沈み込みを始めたことが関係しているのではないかと推定される。

同様の海溝近傍での深成岩マグマの発生は、活動的なチリ海嶺(海洋底拡大軸)が沈み込んでいる南米大陸西岸のタイタオ半島(第3図B及びC)で確認されている(Guivel *et al.*, 1999; Kon *et al.*, 2013)。タイタオ半島の地質は先ジュラ紀の変成岩類を基盤とし、オフィオライト(海洋地

殻)の断片が半島西部に付加している。さらに、海溝の近くであるにも関わらず、鮮新世の花崗閃緑岩が貫入している。

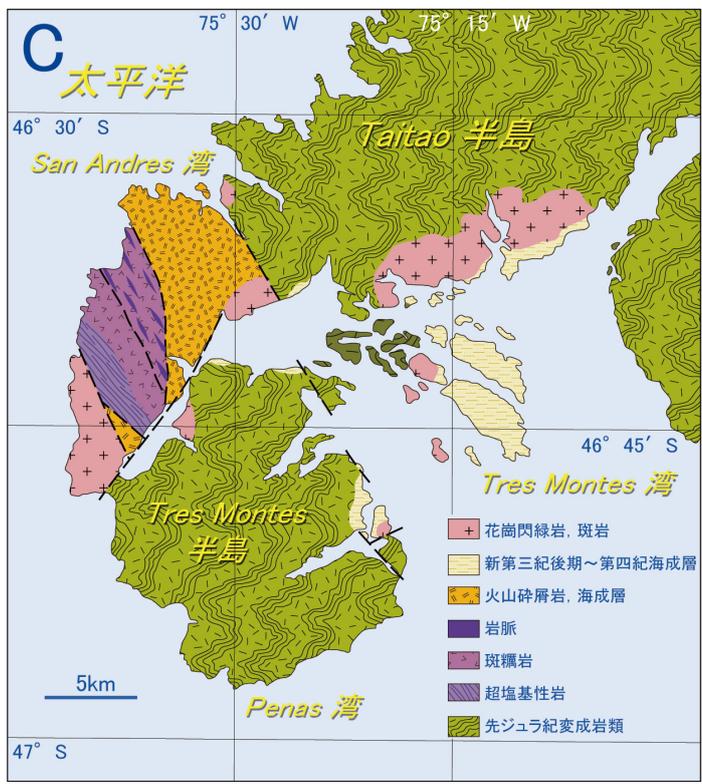
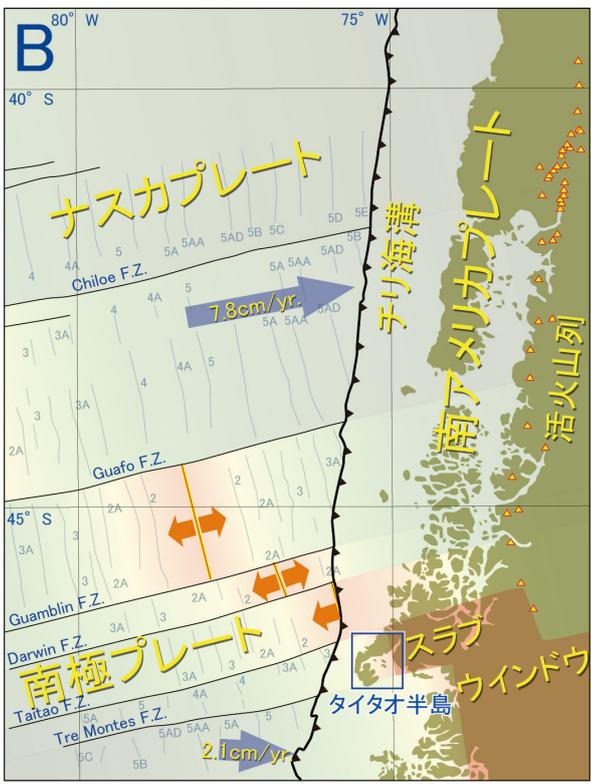
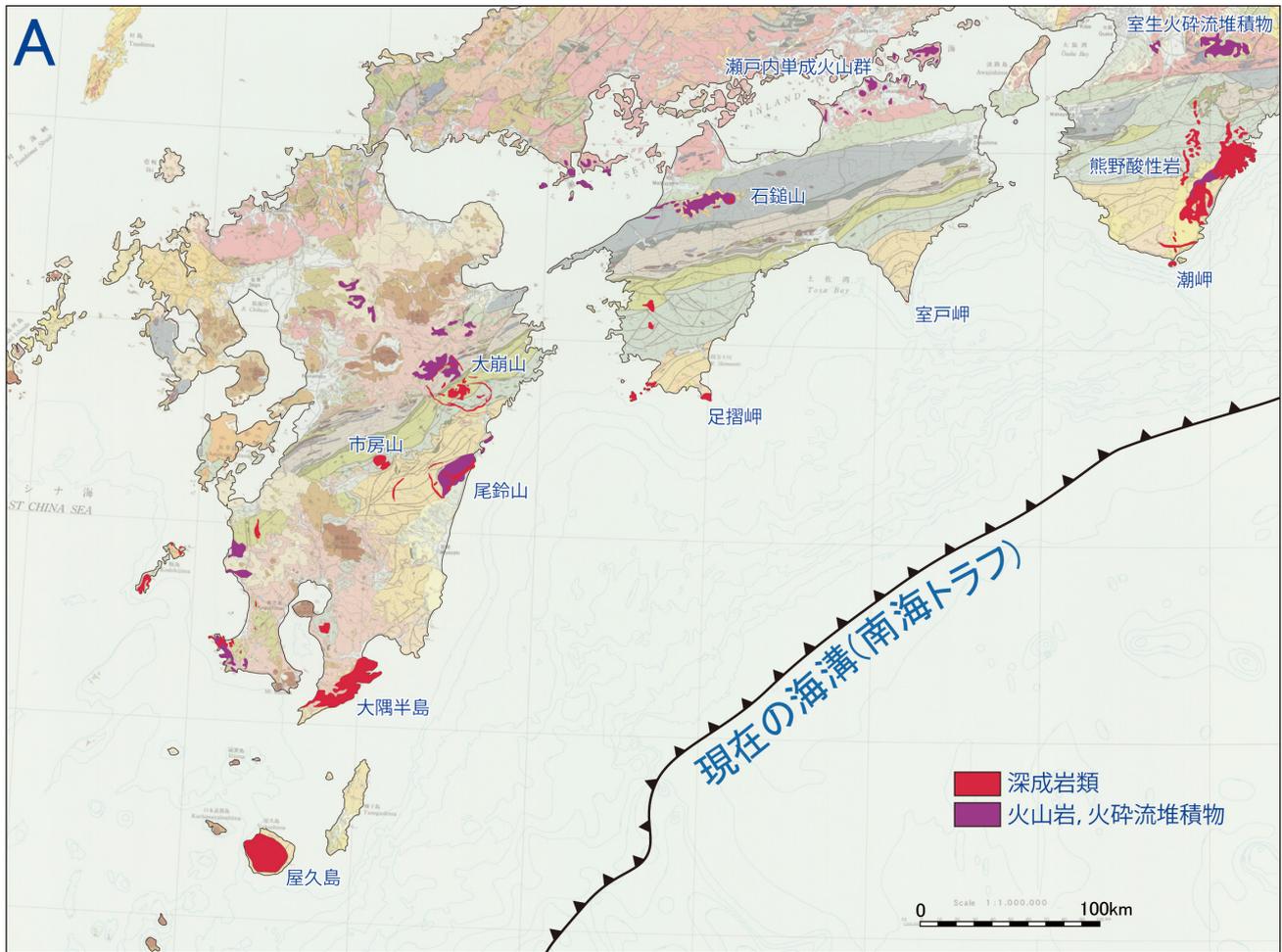
ただし、タイタオ半島の花崗閃緑岩は、海嶺の沈み込みに伴う海溝近傍での深成岩マグマの形成(DeLong *et al.*, 1979; Forsythe *et al.*, 1986)を示しているとする考えだけでなく、火山弧の地下で深成岩が形成された後に、海溝から火山フロントまで範囲の地殻が造構性浸食によって削り取られ、現在では海溝の近くに深成岩が露出しているとする意見もある(Bourgeois *et al.*, 1996)。中新世の西南日本弧についてみれば、典型的な陸弧火山帯である前期中新世の火山フロントが、日本海側(山陰)に沿って確認されていることから、およそ1,500万年前の西南日本外帯の深成岩類が、かつて(前期中新世)の火山フロントの地下深部であったとは考えられない。

4. 弧-海溝系の枠組み

つづいて、日本列島の形成過程を弧-海溝系の視点で整理してみよう(第1図及び第4図)。北アメリカプレートに属する千島弧には、前期中新世の背弧海盆(千島海盆)の拡大前も拡大以降も、ずっと太平洋プレートが沈み込み続けてきた。したがって、千島弧は後期新生代を通じて、典型的な弧-海溝系に位置してきた。ただし、千島弧を島弧と呼べるのは千島海盆の拡大以降であって、それ以前は海洋性島弧ないし陸弧と考えられる。千島海盆の北に広がるオホーツク海が海洋地殻であるならば前者、一方、伸張変形された大陸地殻であるならば後者となる。

オホーツク海の地殻は、厚さが7 kmほどに安定している通常の海洋地殻に比べて異常に厚い(Piip, 2004)。伸張薄化した大陸地殻と何らかの理由で厚化した海洋地殻のいずれであるのかは今後の研究の進展を待たねばならないが、私は後者(厚化した海洋地殻)と考えている。北海道に古生代の大陸地殻の痕跡がないことは、千島弧がかつては海洋性島弧であったことを示唆している。東北日本弧と渡島半島を除く北海道の地質の決定的な違いは、古生代の大陸地殻の痕跡の有無で有り、中生代の北海道が東北日本弧(現在の東北日本)の延長と俄には認めがたい。

新生代の東北日本弧は、千島弧と同様に典型的な弧-海溝系として成長してきたことが分かる。東北日本弧は大陸プレートであるユーラシアプレートに帰属し、日本海の拡大以前も拡大以降も太平洋プレートが沈み込み続けてきた。東北日本弧の背弧側に広がる日本海盆には海洋底地磁気異常が認められ、日本海の拡大時に海洋地殻が形成



第3図 西南日本外帯の中期中新世初頭の火成活動 (A), 及び活動的の海嶺が沈み込む南米大陸西岸のタイタオ半島 (B) とその地質図 (C; Forsythe et al., 1986 より作成).

されたことは明らかである (Isezaki, 1986; Hirata *et al.*, 1992). すなわち, 日本海盆は, 日本海の拡大時期に海洋底拡大に至った. したがって, 大陸と海洋地殻からなる背弧海盆で隔てられている東北日本弧は, 典型的な島弧といえる. もちろん, 日本海の拡大以前は典型的な陸弧として成長してきた.

沈み込む海洋プレートは異なるが, 東北日本弧と同様ユーラシアプレートに帰属する琉球弧には, 四国海盆の拡大前も拡大以降も, 十分冷却したフィリピン海プレート (西フィリピン海盆) が沈み続けてきた. 琉球弧の背後の沖縄トラフでは数百万年前から背弧リフト帯が成長しているが, ブレイクアップには至っておらず, 海洋底拡大には移行していない (古川, 1991; Kimura, 1996; Chung *et al.*, 2000 等). したがって, 琉球弧は島弧ではなく, 大陸プレート (ユーラシアプレート) に海洋プレート (フィリピン海プレート) が沈み込むことによって成長し続ける陸弧である. 沖縄トラフのリフト帯がブレイクアップに至った段階で, 琉球弧は島弧に移行する.

一方, 伊豆 - 小笠原弧も, 四国海盆の拡大前からずっと海洋性島弧であった. フィリピン海プレートの東縁に沿って成長していたリフト帯は前期中新世の初めには熟成し, 2,500 万年前にブレイクアップに至って海洋底拡大へ移行した. そして, 九州 - パラオ弧と伊豆 - 小笠原弧は分裂して離れていき, 間に四国海盆が拡大していった. 沈み込む太平洋プレートのスラブを失った九州 - パラオ弧では島弧の火成活動が停止し, 古島弧として徐々に水没していった. これに対し, 東に移動していった伊豆 - 小笠原弧には常に太平洋プレートが沈み込み続け, 島弧の火成活動が継続して今日に至っている. すなわち, 伊豆 - 小笠原弧も典型的な弧 - 海溝系として成長続けてきた. 八丈リフトや鳥島リフト, スミスリフトなど, 現在, 伊豆背弧で継続している背弧リフト (西村・湯浅, 1991; Taylor *et al.*, 1991; Klaus *et al.*, 1992) が進展してブレイクアップに至り海洋底拡大に移行した段階で, 背弧側の海底火山活動域は弧 - 海溝系から離脱して古島弧になる. 既に背弧で海洋底拡大が開始しているマリアナ弧は, 伊豆 - 小笠原弧の地質学的将来像といえる.

このように, 千島弧, 東北日本弧, 琉球弧, そして伊豆 - 小笠原弧は, 四国海盆の拡大で象徴される前期中新世の海洋底の拡大以前も拡大以降も海洋プレートの沈み込み帯に位置し, 弧 - 海溝系から離脱することはなかった. そして, それぞれが帰属するプレートだけでなく, それらに沈み込む海洋プレートも, 四国海盆の拡大の前後で変わることがなかった. すなわち, 弧 - 海溝系としてのプレートの

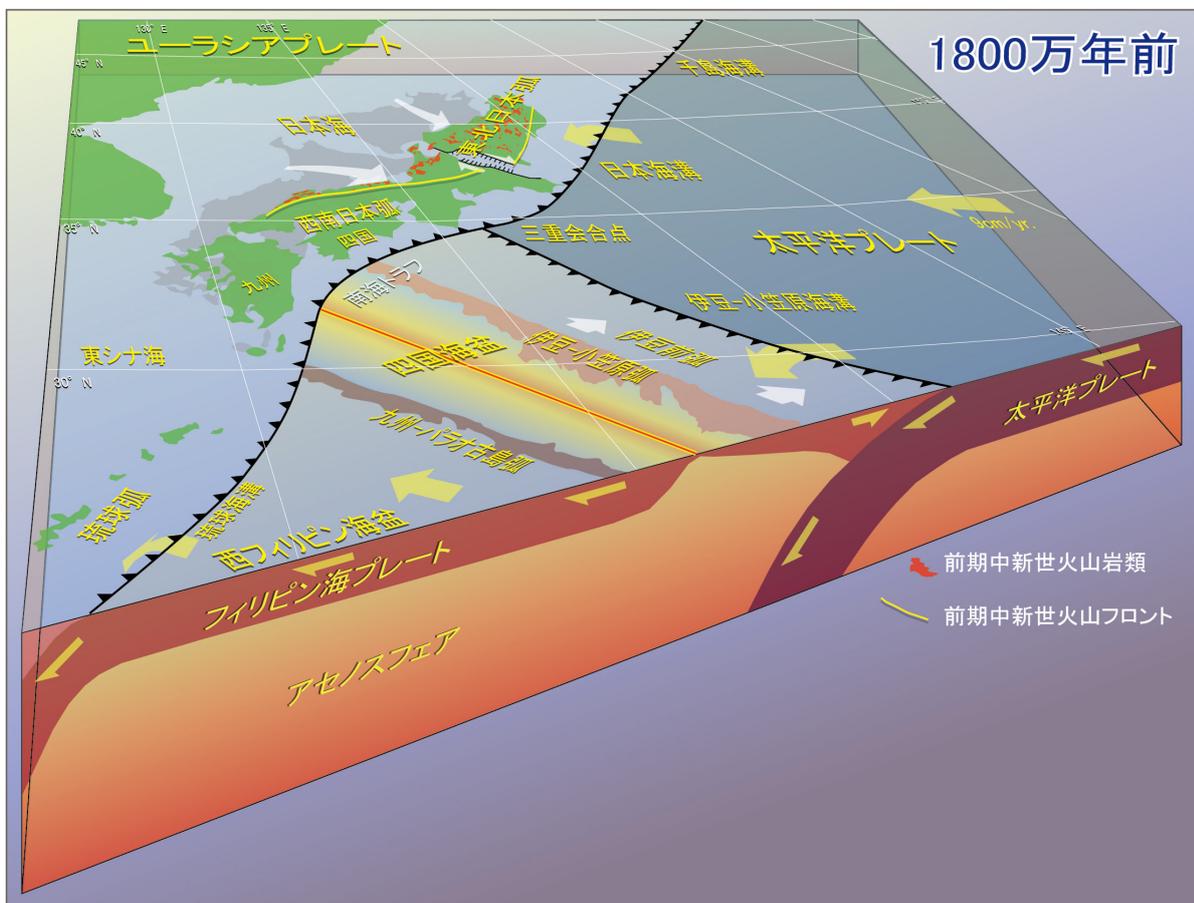
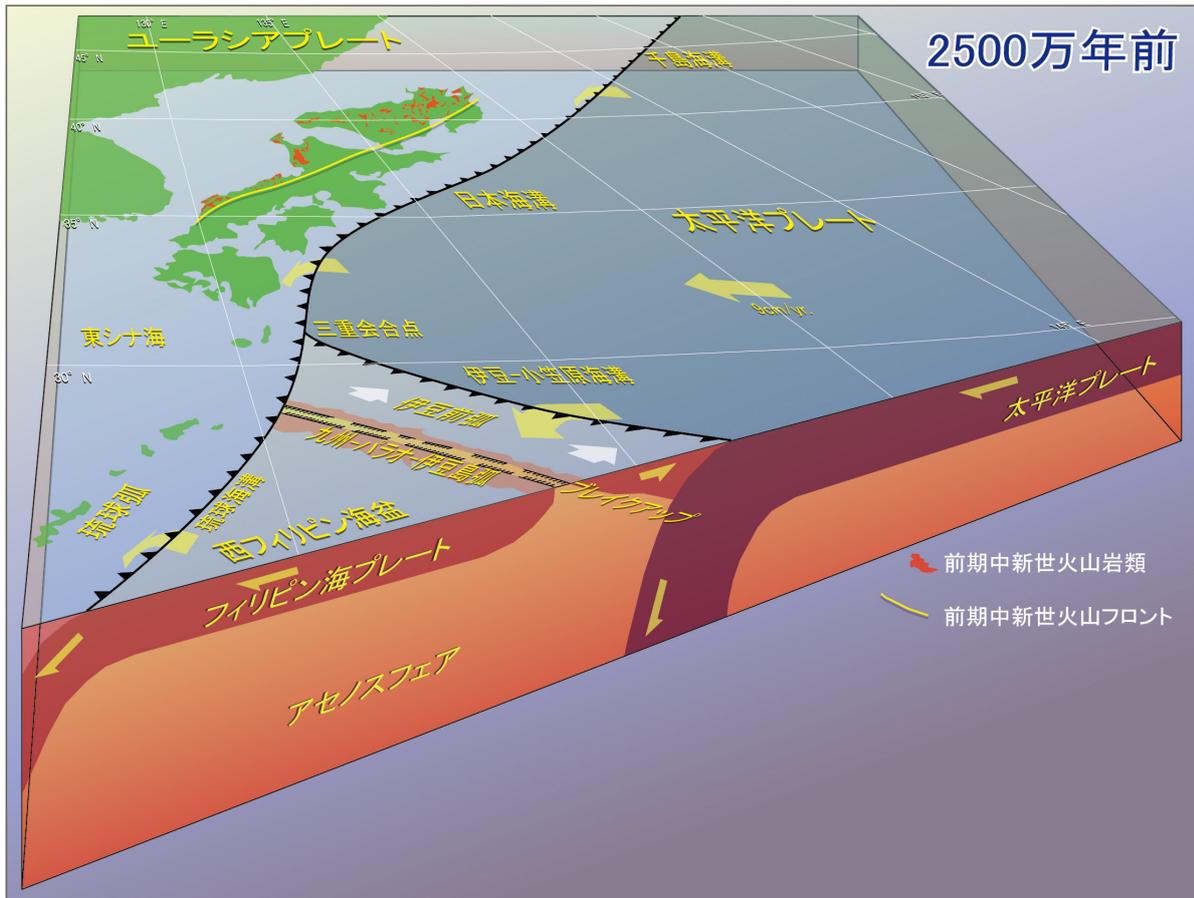
組み合わせは, それぞれの島弧ないし陸弧で変わることはなかったのである. これに対し, 西南日本弧だけは, 他とは大きく異なる道を選んだ.

5. 弧 - 海溝系からの離脱

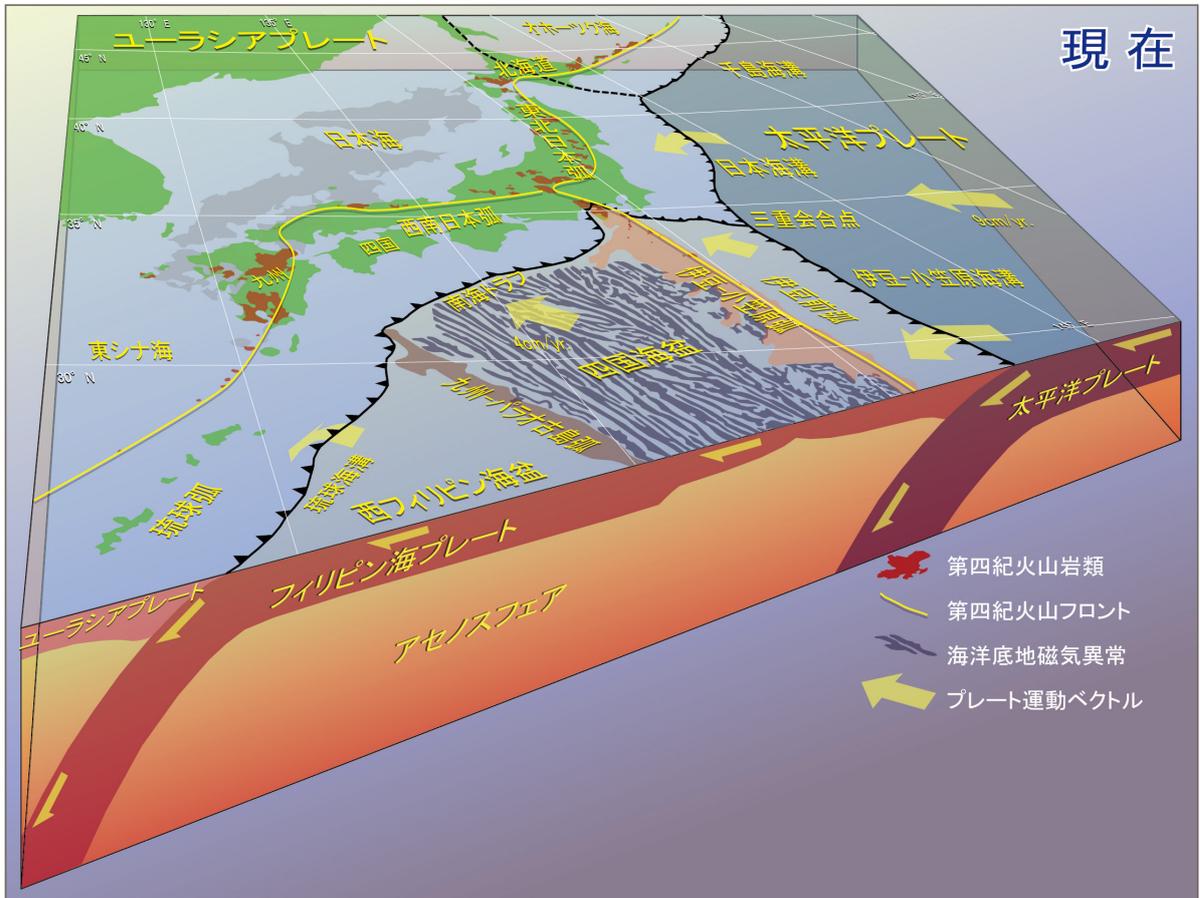
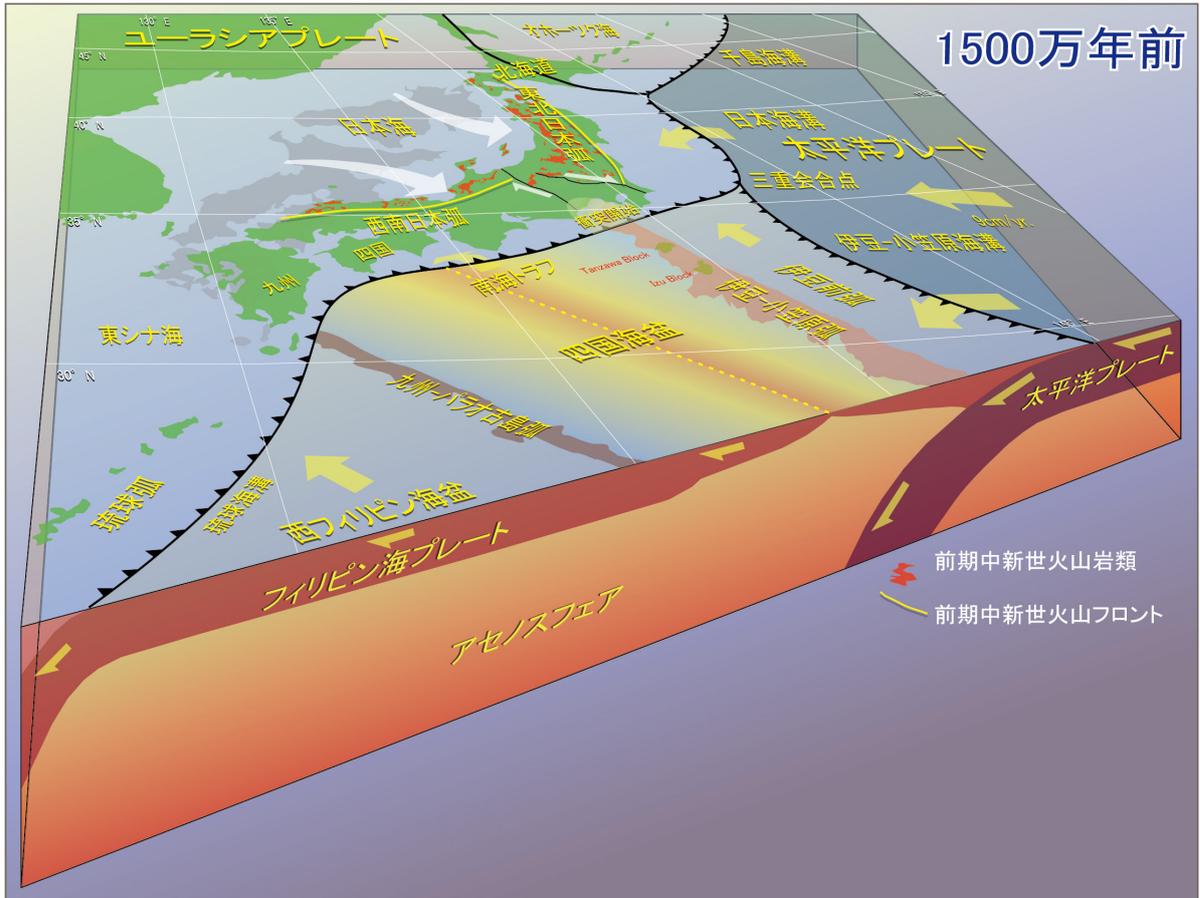
日本海及び四国海盆の拡大前, 西南日本弧は東北日本弧とひとつつながりの陸弧であった. そして, いずれにも太平洋プレートが沈み込んでいた. すなわち, 日本海の拡大前には, 東北日本弧と西南日本弧を定義し区別する地質学的要因は, 存在していなかった. 同一のプレートに帰属し, 同一の海洋プレートの沈み込みによって成長し続けてきた単一の陸弧であった. したがって, それらの前面に存在したプレート沈み込み境界も, 日本海溝のみであった. 南海トラフを定義し日本海溝と区別する別個の弧 - 海溝系は, 存在していなかったからである. そして, 日本海の拡大によって一連の陸弧が分裂・移動し, 別々の弧 - 海溝系が出現した. 換言するなら, 東北日本弧と西南日本弧, そして南海トラフは, 日本海の拡大によって初めて出現し, 1,500 万年前に確立したのである.

日本海の拡大以前には東北日本弧と同一の弧 - 海溝系に帰属していた西南日本弧は, 1,500 万年前に別の弧 - 海溝系に属することになる. 西南日本弧の背後に広がる大和海盆や千島海盆は典型的な海洋地殻ではなく, 伸張変形し薄化した大陸地殻からなることが, 地球物理学的探査から明らかにされている (Katao, 1988; Hirata *et al.*, 1989; Kim *et al.*, 1998). つまり, 西南日本弧の背弧は, 地質学的にはまだ大陸と繋がっている. だから, 西南日本弧は典型的な島弧ではなく, 島弧になり損なった陸弧, あるいは皮一枚繋がった状態の陸弧といえる. もちろん, 琉球弧も大陸と地質学的には繋がっているので現在でも陸弧であるが, 琉球弧と西南日本弧には決定的な違いがある. それは, 沈み込む海洋プレートである.

日本海の拡大前, 西南日本弧には太平洋プレートが沈み込んでいた. ところが, 四国海盆の拡大によって東に移動していった伊豆 - 小笠原海溝及び伊豆 - 小笠原弧は, 日本海の拡大に伴い時計回りに回転していた西南日本弧の前面を, 西から東に通過していった. 日本海溝と伊豆 - 小笠原海溝の接点が海溝型三重会合点なので, 時計回りに回転していた西南日本弧の前面を, 三重会合点が通過していったのである. そして, 伊豆 - 小笠原弧の背弧側 (西側) で拡大し続けた四国海盆は, 1,500 万年前に海洋底拡大を停止し, それ以降は西フィリピン海盆と一体となってフィリピン海プレートとして運動し現在に至っている.



第4図 日本列島形成過程概念図.



第4図 続き.

すなわち、西南日本弧の弧-海溝系の枠組みは、その前面を三重会合点が通過した段階で、それまでのユーラシアプレートと太平洋プレートの組み合わせから、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの組み合わせに変更になった。西南日本弧は、前期中新世の背弧海盆の拡大の前後で、唯一、弧-海溝系の枠組みが転換した特別な地域なのである。言い換えるならば、中央構造線が存在し、外帯には先新第三系基盤岩類の帯状配列が明瞭な西南日本弧は、日本海の拡大によって典型的な弧-海溝系の枠組みから一旦離脱したのである。

太平洋プレートの沈み込み帯から隔離され、陸弧の火成活動が一旦停止した西南日本弧は、今度は四国海盆(フィリピン海プレート)が沈み込むことによって、新たな弧-海溝系へと移行しつつある。フィリピン海プレートのスラブは、西南日本弧にはまだ1,500万年分しか沈み込んでおらず、第四紀になってようやく山陰の地下に到達し、大山などの複成火山を形成し始めた。太平洋プレートが沈み込み続けた東北日本弧に比べて、西南日本弧には第四紀の火山が少ない。また、東北日本弧の分水嶺が火山フロントに沿う脊梁山脈であるのに対し、西南日本弧では火山フロントが位置する山陰ではなく、四国や紀伊半島など明らかに海溝寄りに地形的高まりが存在する。これら西南日本弧の地質学的・地形学的特異性は、西南日本弧のみが典型的な弧-海溝系から一旦離脱し、次の弧-海溝系への移行期であると考えれば概ね合点が行く。

6. 次なる難問

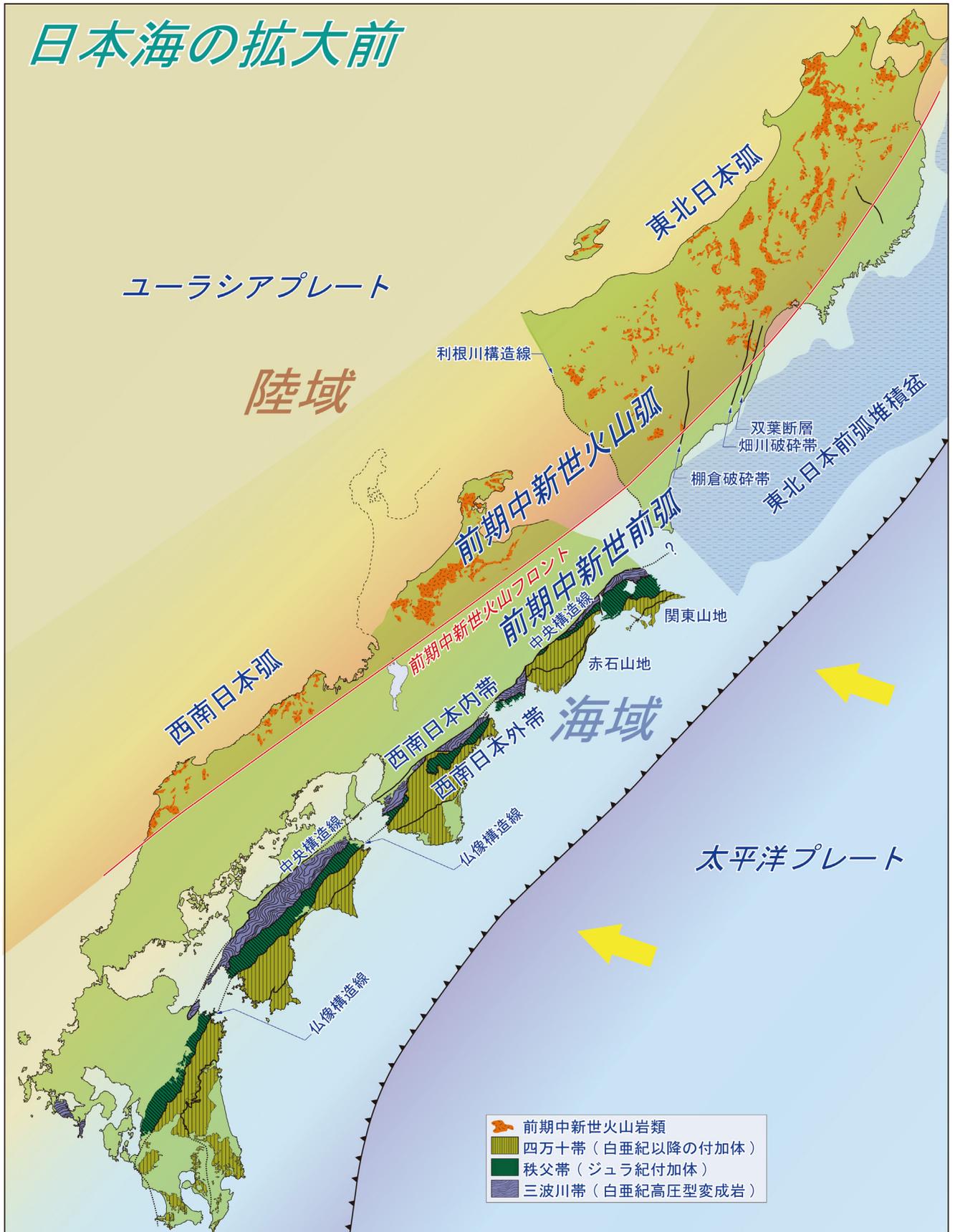
日本海の拡大直後、西南日本弧の前面にはフィリピン海プレート(四国海盆)が広がった。そして、1,500万年前以降、誕生して間もない四国海盆の海洋プレートが、西南日本弧の下に沈み込み続けた。日本海の拡大以前には、世界で最も古く冷たく厚い太平洋プレートが沈み込んでいたが、日本海の拡大以降は拡大直後の若く熱く薄いフィリピン海プレート(四国海盆)が沈み込んでいる。西南日本弧が大きく隆起した原因は、沈み込むプレートの若返りに起因するのであろう。地質図を広げれば明らかのように、新第三系が広く分布する東北日本弧に比べて、西南日本弧では先新第三系基盤岩類が広範囲に露出している。その理由は、東北日本弧よりも西南日本弧の方が大きく隆起し、被覆層が剝離されているからである。その原因は、日本海の拡大に伴い、西南日本弧に沈み込む海洋プレートが、若く熱く薄いフィリピン海プレート(四国海盆)に置き換わったことである。

ここに来て、第一話の始まりを思い出した読者はおられるだろうか。本邦地質学における未解決の難問「東西日本の地質学的相違の原因」である。東西日本の地質学的境界に関する論争は、東北日本弧と西南日本弧の地質が明らかに大きく異なっていることが、そもそもの問題提起であった。すなわち、中央構造線が存在し、外帯には三波川帯、秩父帯、四万十帯からなる明瞭な帯状配列が存在する西南日本弧に対して、東北日本弧には中央構造線や三波川帯成岩はもちろん、西南日本外帯のような帯状配列が全く認められない。その理由は、東北日本弧と西南日本弧の隆起量の違い、すなわち剝離レベルの違いでは説明できない。10回に亘って議論してきたが、また振り出しに戻ってしまったのであろうか。否、ようやくスタートラインに立つことになったのである。もう少し、考察してみよう。

第5図に、日本海の拡大前、すなわち2,500万年前の東北日本弧と西南日本弧の配置に、西南日本外帯の地帯配列を重ねて示した(高橋・安藤, 2016)。この図では、1,500万年前以降の変形である関東山地と赤石山地の折れ曲がり方を補正し、直線状の配置に戻してある。東北日本の東方沖の太平洋海底下に伏在する、白亜紀以降の前弧堆積盆の範囲も示した。前期中新世の火山岩類の分布から当時の火山帯の範囲を薄いオレンジ色で示し、また、陸域は黄色系統、海域は青色系統の半透明色を重ねた。

阿武隈山地の東縁に位置する常磐地域の新生界は海成層が卓越するが、汽水~陸成層も挟まれることから、当時の海陸境界は概ね現在の海陸境界(海岸線)付近に存在していたと推定される。一方、西南日本弧では東海から瀬戸内海に沿って前期中新世の海成層が残存しており、西南日本外帯側が海域で内帯側は概ね陸域であったと考えられる。すなわち、現在の東北日本の陸域は当ても概ね陸域であったが、現在の西南日本の陸域は内帯側のみが陸域であった。したがって、西南日本外帯の北東方の延長は、東北日本の東方沖の太平洋海底下に位置すると予想されよう。西南日本外帯を特徴づける三波川帯やその北縁である中央構造線が東北日本の陸域に全く観察されないのは、そもそもそれらは東北日本の陸域には続いていないのだから当然である。だから、中央構造線を棚倉破砕帯に連続させることも、秩父帯南帯を北部北上帯に対比することも、地体構造論においてはボタンの掛け違いをしていると指摘した(高橋, 2006)。

それでは、中央構造線や三波川帯は、東北日本弧のどこにどのように続くのであろうか。第5図に示されるように、中央構造線は西南日本弧の前期中新世火山フロントやプレート沈み込み境界(日本海溝)と平行で、それらの



第5図 日本海の拡大前の東北日本弧と西南日本弧の配置と、西南日本外帯の帯状配列 (高橋・安藤, 2016 より作成)。

STEREOGRAPHISCHE DARSTELLUNG DER GEOLOGIE JAPANS.

Von Dr. Edmund Naumann.



Erklärungen:

Nebenstehender Ausschnitt einer Erdkugelschale von 120 Kilometer Dicke ist vorn durch einen Meridianschnitt, seitlich durch Flächen begrenzt, welche der Hauptgebirgsachse parallel laufen. Die Projektion ist perspektivisch extern. Der Augpunkt mit 37° Polhöhe liegt in der Ebene des 130 Meridians östl. L. v. Greenwich, 1860 Km über der Erdoberfläche. Die Bildfläche entspricht der Ebene des 134. Meridians. Wegen des zu kleinen Maßstabs von 1: 5.000.000 für das vordere Querprofil (alle sonstigen Teile erscheinen durch die Perspektive stark vererrt) konnten Gebirgshebungen und Meerestiefen nicht dargestellt werden. Eine Niveaudifferenz von 300 m würde hier nur 0,6 mm ausmachen.

- | | |
|--|--|
|  Krystallinische Schiefer |  Granit |
|  Paläoz. Ablagerungen |  Sonstige Eruptivgesteine aus vor-tertiärer Zeit. |
|  Mesozoische " |  Vulkan. Gesteine |
|  Känozoische " | |

GOTHA: JUSTUS PERTHES
1893.

第6図 日本地質図 (Naumann, 1893) とナウマンの肖像。西南日本外帯の帯状配列や、その構造がフォッサマグナで湾曲していることも19世紀末には既に認識されていた。(産業技術総合研究所地質調査総合センター所蔵)

ほぼ中央に連続している。もし、中央構造線や三波川帯が東北日本弧にも存在していたら、それらは東北日本の東方沖の太平洋海底下でなければならない。そこには、前弧堆積盆を埋積した白亜紀以降の厚い地層が広い範囲に伏在している。となると、中央構造線や三波川帯変成岩類は、前弧堆積盆埋積物の下に存在しているのだろうか。存在していたら、どのように続いているのだろうか。

7. おわりに

100年を超す本邦地質学の歴史において、未解決の難問である「東西日本の地質学的相違の原因」は、言葉を変えるならば、「中央構造線や三波川帯が、東北日本弧のどこにどのように連続するのか、あるいはしないのか。」という問いである。そしてその問いは、「東西日本の地質学的境界」が存在しなければならないことを意味する。だから、両者は表裏一体の問題である。

日本列島の地質図を広げれば、地質を専門としない人でも、西南日本外帯の明瞭な帯状配列をすぐさま認識するに違いない。地学を学ばなかった人でも、フォッサマグナや中央構造線といった名前を、一度は聞いたことがあるであろう。それらは、地質図だけでなく、実際に山に調査に行けば、誰でも見ることはもちろん、触れることも可能である。しかし、その成因は、これまで全く解くことができなかった。

10回に及んだこの連載では、フォッサマグナの成因とその定義、そして未解決であったその東縁境界について、私の考えを提示した。そして、私が考えている日本海拡大の原因を提案した。異論を唱える方もおられようが、これ以上の説明を私は聞いたことがない。ナウマンが生きていたならば、どのように議論してくれたであろうかと、妄想に耽ることも少なくない(第6図)。

もうひとつの難題である中央構造線の存在は、三波川帯変成岩とのセットで定義される。三波川帯変成岩が存在しなければ、中央構造線も規定することができないからである。そして、三波川帯変成岩の露出と中央構造線の出現は、西南日本外帯の成立を意味する。すなわち、「東西日本の地質学的相違の原因」問題は、「西南日本外帯の成因」問題そのものである。そして、第5図をジッと眺めながら思考実験を繰り返せば、この難問を紐解くことが可能となる。その内容は、またの機会にゆっくりお話ししたい。

地質学者に限らないが、人は目に映るものは自信を持って存在を確信し、見えないものは存在そのものすら考えよ

うとしない。その結果、見えるものだけでこの世界を理解しようとする。そして、自然の巧妙なトリックにまんまと騙され、時に痛いしっぺ返しを食らう。ものを見るためにはメガネが必要なのに、メガネを選んだ段階で見えるものが偏ったり歪んだりしてしまう。そのジレンマに苛立ちながら、そして自然の前では謙虚であり続けるよう自分に言い聞かせながら、ひとつひとつの小さな証拠を踏み石にして、一步一步足を前に進めていくしかないであろう。ただしそれは、最初の轍^{わだち}を作ることこそが使命である科学者に与えられた特権であることも、間違いではないと思う。

(第一幕終演)

謝辞：地質情報研究部門の小松原純子博士には、10回に亘る本連載の素稿をすべて読んで頂いた。

文 献

- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabriele, Y., Moigne, J. L. and Jara, J. F. (1996) Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, **24**, 723–726.
- Chung, S-L., Wang, S-L., Shinjo, R., Lee, C-S. and Chen, C-H. (2000) Initiation of arc magmatism in an embryonic continental rifting zone of the southernmost part of Okinawa Trough. *Terra Nova*, **12**, 225–230.
- DeLong, S. E., Schwarz, W. M. and Anderson, R. N. (1979) Thermal effects of ridge subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 239–246.
- Forsythe, R. D., Nelson, E. P., Car, M. J., Kaeding, M. E., Herve, M., Mpodozis, C., Soffia, J. M. and Harambour, S. (1986) Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology*, **14**, 23–27.
- 古川雅英 (1991) 琉球弧と沖縄トラフの発達史 – とくに沖縄トラフの形成年代について – . 地学雑誌, **100**, 552–564.
- Guivel, C., Lagabriele, Y., Bourgeois, J., Maury, R. C., Fourcade, S., Martin, H. and Arnaud, N. (1999) New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics*, **311**, 83–111.
- Haraguchi, S., Ishii, T. and Kimura, J.-I. (2008) Early

- tholeiitic calc-alkaline arc magmatism of middle to Late Eocene Age in the southern Ogasawara (Bonin) forearc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **155**, 593–618.
- Hirata, N., Karp, B. Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M. and Kinoshita, H. (1992) Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2027–2030.
- Hirata, N., Tokuyama, H. and Chung, T. W. (1989) An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading. *Tectonophysics*, **165**, 303–314.
- Isezaki, N. (1986) A magnetic anomaly map of the Japan Sea. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 403–410.
- Ishizuka, O., Kimura, J.-I., Li, Y. B., Stern, R. J., Reagan, M. K., Taylor, R. N., Ohara, Y., Bloomer, S. H., Ishii, T., Hargrove III, U. S. and Haraguchi, S. (2006) Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **250**, 385–401.
- Katao, H. (1988) Seismic structure and formation of the Yamato Basin. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **63**, 51–86.
- Kim, H.-J., Han, S.-J., Lee, G. H. and Huh, S. (1998) Seismic study of the Ulleung Basin crust and its implications for the opening of the East Sea (Japan Sea). *Marine Geophys. Res.*, **20**, 219–237.
- Kimura, M. (1996) Active rift system in the Okinawa Trough and its northeastern continuation. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **45**, 27–38.
- Klaus, A., Taylor, B., Moore, G. F., Murakami, F. and Okamura, Y. (1992) Back-arc rifting in the Izu-Bonin island arc: Structural evolution of Hachijo and Aoga Shima rifts. *The Island Arc*, **1**, 16–31.
- Kon, Y., Komiya, T., Anma, R., Hirata, T., Shibuya, T., Yamamoto, S. and Murayama, S. (2013) Petrogenesis of the ridge subduction-related granotoids from the Taitao Peninsula, Chile Triple Junction Area. *Geochem. Jour.*, **47**, 167–183.
- Kurashimo, E., Shinohara, M., Suyehiro, K., Kasahara, J. and Hirata, N. (1996) Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3067–3070.
- Maehara, K. and Maeda, J. (2004) Evidence for high-Ca boninite magmatism from Paleogene primitive low-K tholeiite, Mukoojima, Hahajima Island group, southern Bonin (Ogasawara) forearc, Japan. *The Island Arc*, **13**, 452–465.
- Martinez, F., Fryer, P., Baker, N. A. and Yamazaki, T. (1995) Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°–24° N. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 3807–3827.
- Miyachi, M. (1985) Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Ecol. Geol.*, **80**, 406–409.
- Naumann, E. (1893) Die Fossa magna, in “Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans”. *Ergänzungsheft No. 108 zu Petermanns Geographische Mitteilungen*, 16–36.
- 西村 昭・湯浅真人 (1991) 伊豆・小笠原弧のスミスリフト—海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例—. *地球科学*, **45**, 333–344.
- 野沢 保・柴田 賢 (1968) 西南日本外帯花崗岩の同位元素年令. *地質学雑誌*, **74**, 118.
- 沖野郷子 (2015) フィリピン海の磁気異常とテクトニクス. *地学雑誌*, **124**, 729–747.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc. *Nature*, **317**, 603–604.
- Otsuki, K. (1989) Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: “law of convergence rate of plates”. *Tectonophysics*, **159**, 73–94.
- Piip, V. B. (2004) The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data. *Russian Jour. Earth Sci.*, **6**, 35–48.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. *地質調査所月報*, **29**, 551–554.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄 (1998) K-Ar法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. *地質学雑誌*, **104**, 387–394.
- 高橋雅紀 (2006) 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. *地質学雑誌*, **112**, 14–32.
- 高橋雅紀・安藤寿男 (2016) 弧—海溝系の視点に基づく日本の白亜紀陸弧の配置. *化石*. no. 100, 45–59.
- Taylor, B., Klaus, A., Brown, G. R. and Moore, G. F. (1991) Structural development of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc. *Jour. Geophys. Res.*, **96**, 16113–16129.

海野 進・中野 俊 (2006) 地域地質研究報告 5 万分の 1
地質図幅「父島列島」. 地質調査総合センター.

海野 進・石塚 治・金山恭子 (2016) 地域地質研究報
告 5 万分の 1 地質図幅「母島列島」. 地質調査総合セ
ンター.

Yamazaki, T. and Murakami, F. (1998) Asymmetric
rifting of the northern Mariana Trough. *The Island
Arc*, 7, 460–470.



高橋雅紀 (たかはし まさき)

群馬県出身。1990 年に東北大学で博士号を取得後、日本学術振興会特別研究員及び科学技術特別研究員を経て、1992 年に地質調査所 (現産総研) に入所。関東地方を中心に地質を調べ、日本列島の成り立ちを研究中。写真は NHK の番組プラタモリ (長瀬編) で、岩畳の成り立ちをタモリさんに説明しているところ。

URL: <https://staff.aist.go.jp/msk.takahashi/>

TAKAHASHI Masaki (2017) Geological problem for the tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan –A hard question–.

(受付：2017 年 2 月 3 日)