

東西日本の地質学的境界【第七話】

火山フロントのずれ

高橋雅紀¹⁾

1. 弧 - 海溝系

日本海の拡大によって日本が大陸から離れていったのは、前期中新世の後期から中期中新世の初頭のおよそ2,000～1,500万年前である。日本海の拡大直前の配置に日本列島を復元するためには、日本列島が陸弧であった時期に形成された様々な地質学的マーカーのうち、できるだけ新しいマーカーを用いることが望ましい。例えば、白亜紀に形成されたマーカーは、その後の地殻変動によって乱されている可能性が否定できない。したがって、日本海の拡大直前に日本列島を配置し直すには、より新しい古第三紀や新第三紀初期のマーカーを用いるのが適切であろう。

日本列島において古第三系の分布は非常に限られており、マーカーとして採用できそうな地質情報を見いだすことはなかなか難しい。そこで、より新しい新第三紀初頭(前期中新世)の地質を根拠として、日本海拡大以前の日本列島の復元を試みる。ただし、何らかの地質学的情報をマーカーとして利用するためには、プレート沈み込み帯に形成されるさまざまな地形学的、地質学的、地球物理学の特徴、すなわち弧 - 海溝系(arc-trench system)について理解しておく必要がある(第1図)。以下、簡単に説明しよう。

1.1 陸弧(continental arc)

南アメリカ大陸西岸の様に海洋プレートが大陸の下に沈み込むと、大陸縁には陸弧(continental arc)が形成される。陸弧は、海洋地殻からなる背弧堆積盆が形成されていない場合を指す。海洋プレートが大陸縁に沈み込むと、地形的凹みである海溝(trench)ないしトラフ(trough)が形成される。いずれも細長い地形的凹地を指すが、トラフは水深が6,000 mよりも浅い場合に用いられる。ただし、トラフの成因は様々で、沖縄トラフのように背弧リフト帯の地形的凹地などにも用いられることもあり、プレートの沈み込み境界に限定されない。

海洋プレートが沈み込むと、上盤プレートには多数の火

山が噴出する。海洋プレートの沈み込みに伴って海洋地殻から脱水した水(H₂O)は、その直上のマントルウェッジのかんらん岩の融点を下げマグマが形成されると考えられている。マグマは徐々に浮上し、ついには地表に噴出して火山が形成される。火山は沈み込み境界、すなわち海溝と平行に帯状に分布することから、火山帯(volcanic belt)と呼ばれることが多い。また、火山は地形的な高まりを成し、それらは海溝と平行に連なっていることから、火山が密集する範囲は火山弧(volcanic arc)と呼ばれる。火山の噴出と海溝地震は、ともにプレートの沈み込み帯を特徴づける地殻変動である。

沈み込み帯に形成された火山の分布には、明瞭な特徴が知られている(Tatsumi, 1986; England *et al.*, 2004; Syracuse and Abers, 2006 など)。海溝から一定の距離離れた場所に火山が最も集中し、さらに陸側に向かって火山は徐々に少なくなっていく。火山の分布の海溝側の端は明瞭に認められることから、それらを滑らかに結んだラインを火山フロント(volcanic front)と呼ぶ(杉村, 1959)。海溝と平行に火山フロントが形成されるのは、マグマの発生が海洋地殻から水が脱水する深度に規制されているからと考えられている。

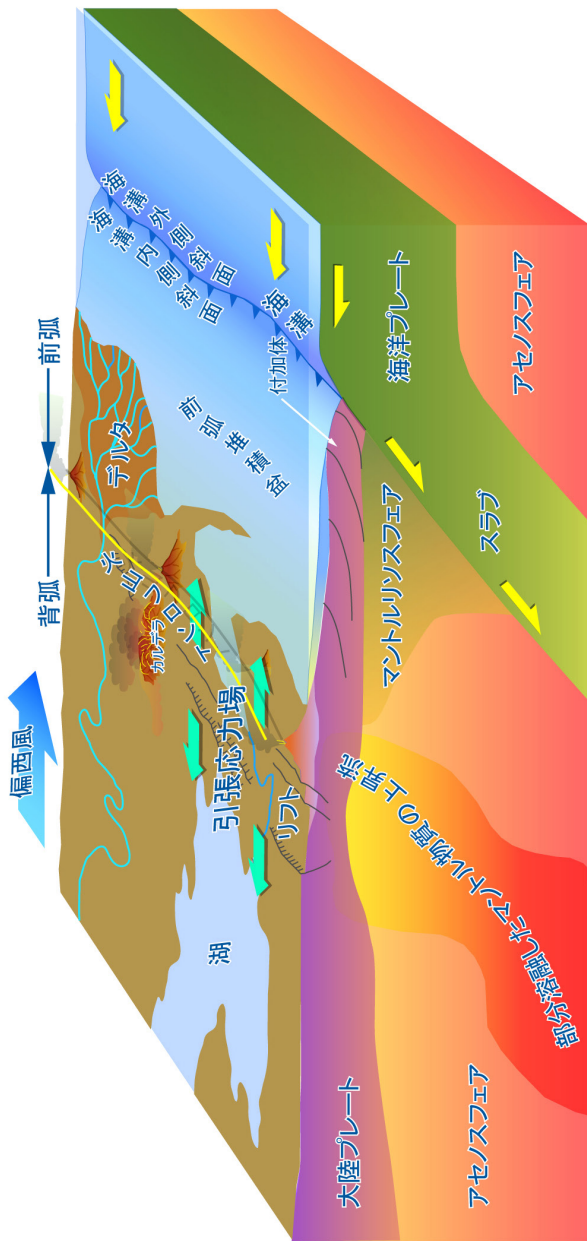
実際、ほとんどの沈み込み帯では、沈み込んだ海洋プレート(スラブ: slab)の上面の深度が90～100 km程度になると、その真上に火山フロントが形成されている(第2図)。したがって、スラブの傾斜角が小さい南アメリカ大陸西岸では海溝から火山フロントまでの距離が大きく、スラブの傾斜角が大きい伊豆諸島やマリアナ諸島では、火山フロントが海溝の近くに形成されている。このように、多くの弧 - 海溝系において火山フロントは明確に認められるが、火山帯の陸側の境界は不明瞭である。

弧 - 海溝系を特徴づける火山フロントによって、陸弧は海溝側の前弧(fore-arc)域と大陸側の背弧(back-arc)域に大別される。一般に火山弧が地形的に最も高く、前弧の地形は海溝に向かって低くなり、海岸線から海溝までは当然海域となる。一方、陸弧では、背弧域は厚い大陸地殻か

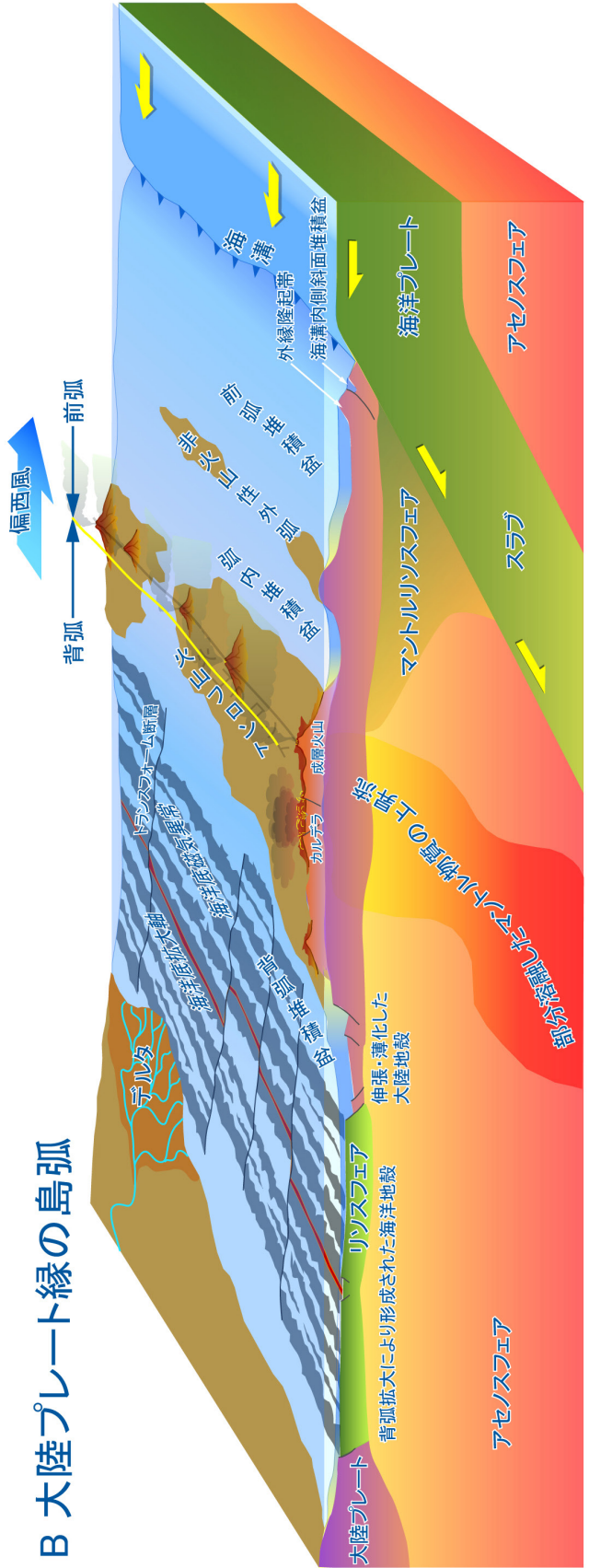
1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード: 弧 - 海溝系, 火山フロント, 日本海の拡大

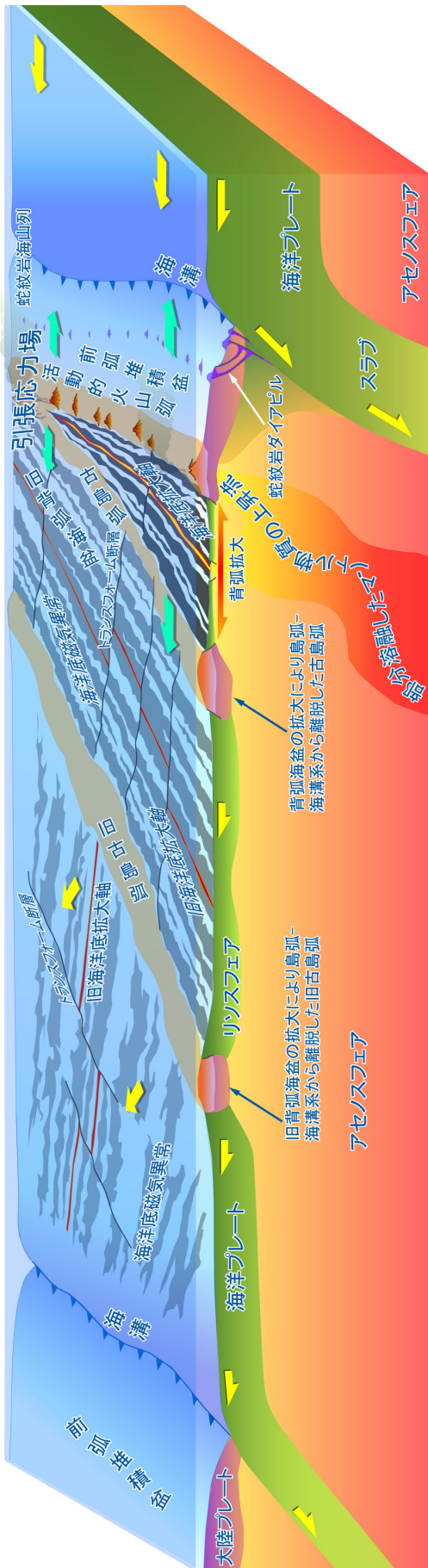
A 大陸縁の陸弧



B 大陸プレート縁の島弧



C 海洋プレート縁の島弧



第1図 (p.148) A: 陸弧-, (p.148) B: 島弧-, (p.148) C: 海洋性島弧 - 海溝系の基本的枠組み概念図 (高橋・安藤, 2016より作成).

らなるので大抵は陸域であるが、浅い沿海 (marginal sea) が広がっている場合もある。例えば、南西諸島 (琉球弧) は典型的な弧状列島といえるが、その背後の東シナ海は大陸地殻からなるので、琉球弧は地球科学的には陸弧に位置づけられる。

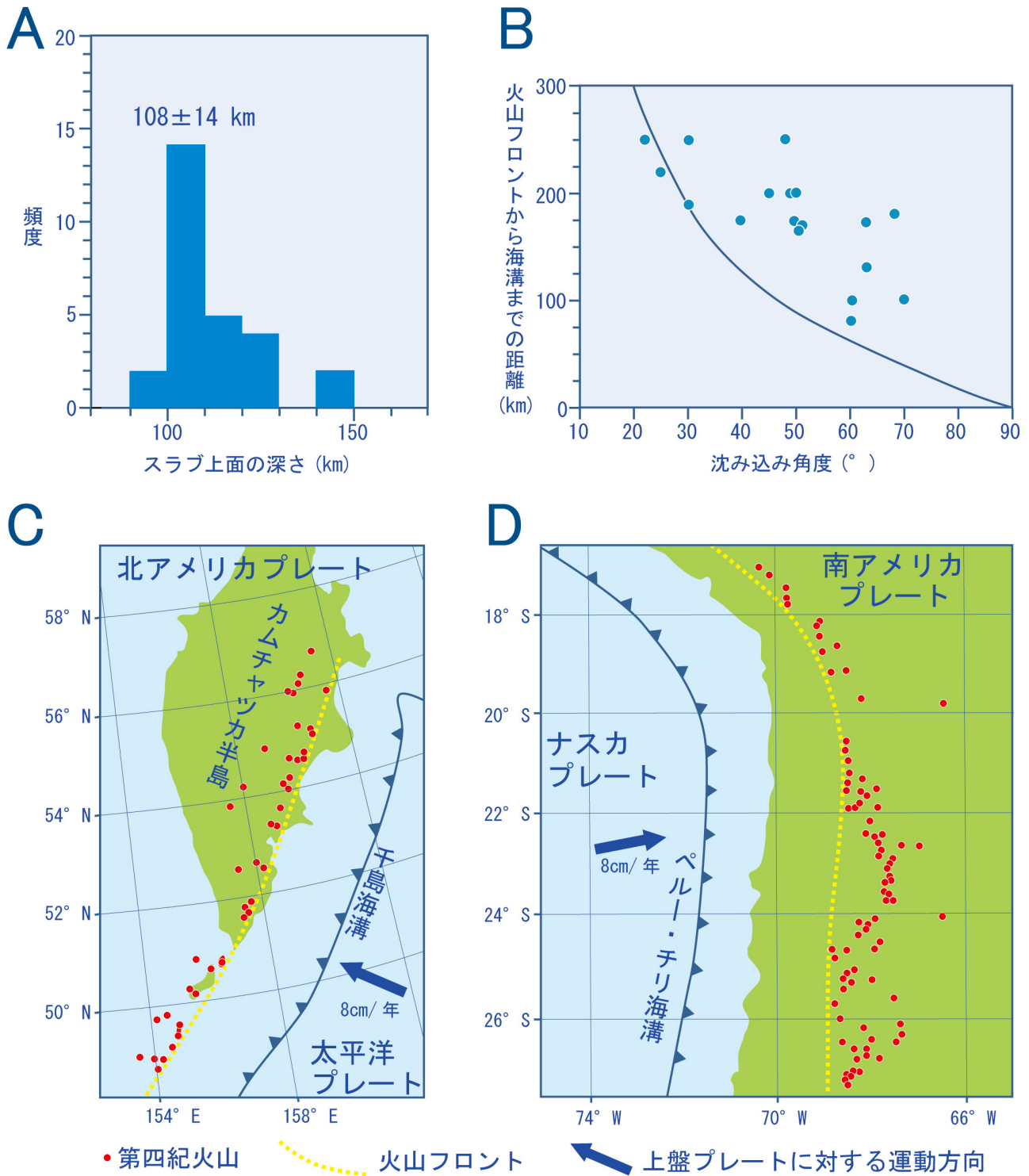
前弧に広がる海域は海溝に向かって徐々に深度を増し、海溝の近傍で傾斜が大きく変わる変換点が認められる。この場所は、海溝陸側斜面隆起帯 (inner trench-slope break) と呼ばれる。陸域で浸食された碎屑物は河川を通じて海域まで運搬され、海溝陸側斜面隆起帯に堰き止められた地形的凹地に厚く堆積する。このように、前弧域の海域における厚い地層が堆積する範囲を前弧堆積盆 (fore-arc basin) あるいは前弧海盆と呼ぶ。前弧堆積盆を埋積した地層は、“地層累重の法則” に則り、上位の地層ほど堆積年代が新しい。また、それらの堆積物に覆われる前弧域の基盤岩は、当然のことながら前弧堆積盆の地層よりも古い。

陸域から供給された碎屑物が海溝まで到達すると、海溝に沿って付加体が形成される。付加体は陸源碎屑物である砂や泥と、海洋プレート上で形成された玄武岩類や石灰岩、チャートなどが混在して形成される。陸源碎屑物に取り込まれている海洋プレート由来の岩石や地層は、それらが海溝に到達する以前に既に形成されているので、それらの年代は陸源碎屑物の堆積年代よりも古い。

付加体は海溝で混在した後も海洋プレートの沈み込みに伴って地下へ引きずり込まれ、最終的に陸上に露出するまでに著しい変形を被っている。そのため、海洋プレート起源の異質な岩塊と陸源碎屑物との層序関係を野外で判断することは非常に難しい。実際には、各岩塊や陸源碎屑物から放射虫などの微化石を抽出し、年代の新旧関係をもとに付加体と認定される。

付加体を構成する岩塊や碎屑物の年代は様々であるが、付加体の形成年代は海溝で陸源碎屑物と海洋プレート上の岩石が混合した年代、すなわち陸源碎屑物 (とくに泥岩) の堆積年代をもって表される。さらに、付加体は海洋プレートの沈み込みに伴って成長するため、付加体の年代は陸から海洋側に向かって新しくなる。また、付加体は陸側に緩く傾斜した逆断層 (スラスト) によって分断されつつ積み重なっていくので、スラストを挟んで下盤側 (構造的低位という) ほど付加年代が新しい。これらの年代極性は、当時の弧 - 海溝系の枠組みを復元するための重要な指標となる。

これに対し、火山フロントより内陸側である背弧域は、多数の火山で特徴づけられる。そのため、火山帯として認識される範囲を火山弧と呼ぶ場合が多い。背弧側は厚い大



第2図 沈み込む海洋プレートと火山の関係(巽, 1995より作成). 沈み込んだプレート(スラブ)上面の深さが100 kmほどになると, その真上に火山フロントが形成される(A). 当然, スラブの傾斜角が小さいほど, 火山フロントは海溝から離れる(B). 海溝から火山フロントまでの距離がカムチャツカ半島(C)と南アメリカ大陸西岸(D)で異なるのは, スラブの傾きの違いに起因する.

陸地殻からなるため、アイソスタシー (isostasy) によって広い範囲が海面上に露出する。さらに、火山はしばしば比高が 1,000 m を超えるため、火山フロントの近傍で標高が最も高くなる。その結果、弧 - 海溝系においては、火山フロントに沿う高まりと海溝に沿う凹みによる対照的な地形が発達し、そのような地形が海溝に沿って数千 km も続く場合がある。その結果、沈み込み帯では海溝で小さく陸に向かって増加する重力異常が観測される。

背弧域は陸域である場合が多く、湖沼などに陸成層が堆積する。また、火山が多数形成されることから、地表には溶岩流や火砕流堆積物などの火山噴出物が堆積し、非火山性碎屑物が卓越する前弧域とは地層の岩相が大きく異なる。また、火山の地下には給源であるマグマが存在し、そのままゆっくりと冷却して形成された深成岩が大陸地殻を構成している。したがって、仮に背弧域が隆起し削割されたとしたら、深成岩が広い範囲に露出することになる。これに対し、前弧域では前弧堆積盆の堆積物の下にはより古い付加体やその変成岩が伏在する。このように、前弧域と背弧域では堆積する地層が大きく異なるだけでなく、地下深部を構成する岩石も大きく異なる。

相対的に海溝が海洋側に後退することによって陸弧が伸張変形を被ると、地殻は水平方向に引き延ばされる。その際、温度の高い地殻下部は塑性的に変形するが、温度の低い地殻上部は脆性的に変形する。具体的には、地殻上部では正断層運動によって地溝 (graben) や半地溝 (half-graben) が形成され、それらが密集するリフト帯 (rift zone) が成長する。弧 - 海溝系の温度構造は、大局的には古くて冷たい海洋プレートに冷やされている前弧域で地温勾配が小さく、マグマが供給されている火山弧 (背弧) 側で地温勾配が大きい。岩石の変形は温度依存性が高いため、地殻の変形は熱的に温められて変形しやすい火山弧に沿って進行するので、リフト帯は背弧域に形成される。これに対し前弧域の地殻は温度が低く、さらにその下位には変形しにくいマントルリソスフェアが存在するため前弧域は変形しにくい。地殻変動に伴う変形が背弧域に集中し、反対に前弧域で変形が軽微なのは、弧 - 海溝系の温度構造に大きく起因する。

1.2 島弧 (island arc)

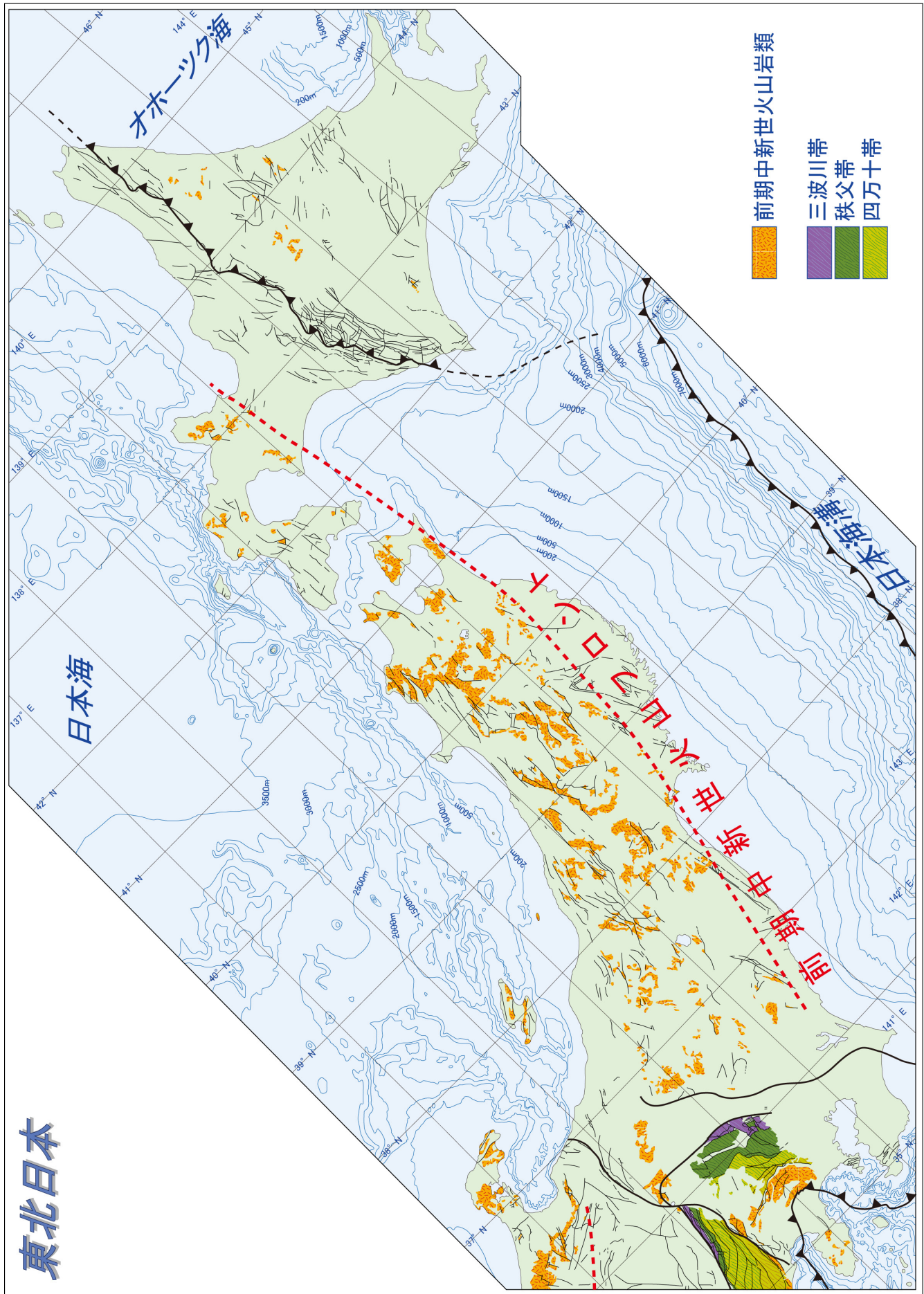
千島弧の様に、大陸との間に海洋地殻が存在している弧 - 海溝系を島弧 (island arc) と呼ぶ。南西諸島 (琉球弧) の背後には東シナ海が広がっているが、海底下の岩石は大陸地殻からなるので、琉球弧は島弧ではなく陸弧と位置づけられる。一方、西南日本の背後の日本海 (大和海盆や対馬

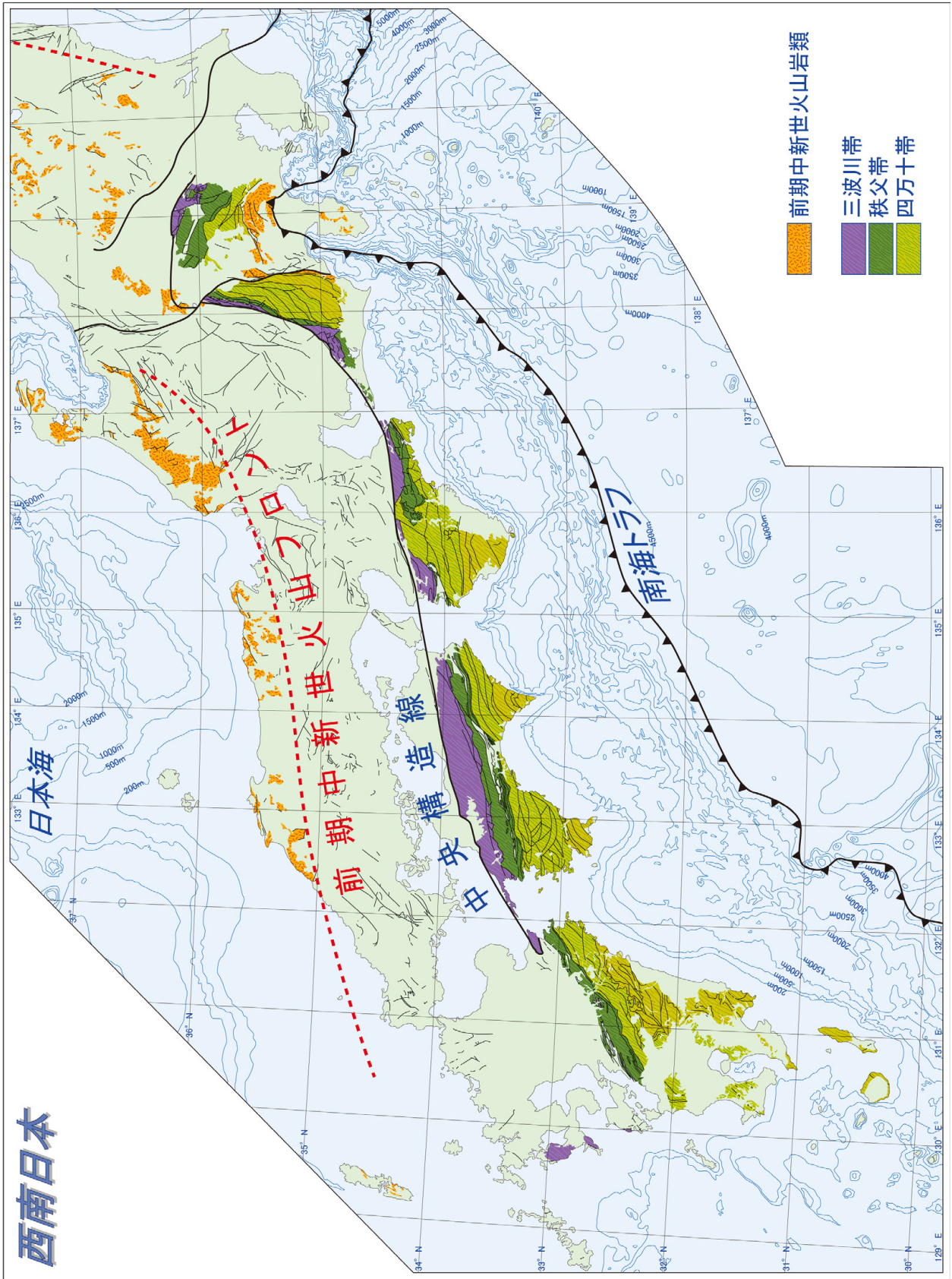
海盆) の地殻は典型的な海洋地殻ではなく、伸張薄化した大陸地殻と考えられているので、西南日本も典型的な島弧とは言えない。東北日本に関してはその背後に海洋地殻からなる日本海盆を配していることから島弧と位置づけることが可能である。しかし、大陸地殻塊である大和堆に象徴されるように、日本海海底には典型的な海洋地殻はわずかで、伸張薄化した大陸地殻が散在していることから、日本列島は典型的な島弧とは位置づけられない。それらの要因は、日本海の拡大が典型的な背弧海盆の形成に至らなかったからであろう。

島弧の基本的な枠組みは、前弧域に関しては陸弧と同様で、海溝に沿う海溝内側斜面隆起帯に堰き止められた前弧堆積盆が海溝と平行に発達する場合が多い。また、前弧域には火山弧と同様に地形的高まりが連なる場合があり、それらを非火山性外弧 (outer-arc basement high)、あるいは単に外弧 (outer-arc) と呼ぶ。この区分では、背弧域に発達する火山弧を内弧 (inner-arc) と位置づけて考えることができる。外弧は火成活動 (igneous activity) が発生しない前弧域に位置するので、地形的高まりを成す岩石は、古い基盤岩やそれらを覆う被覆層である。例えば、火山弧が明瞭なスマトラ島に対して、その海溝側に連なる島々は、外弧に相当する地形的高まりである。このような外弧の高まりによって前弧海盆が分断された場合、火山弧と外弧の間の堆積盆を弧内海盆 (intra-arc basin) と呼ぶ場合がある。

海溝陸側斜面隆起帯から海溝までは陸側に傾斜した逆断層によって積み重なった付加体が発達するが、海溝に続く斜面には海溝と平行で規模の小さい堆積盆が形成されることがある。これらを斜面堆積盆 (slope basin) と呼ぶ。斜面堆積盆は付加体の変形に伴って形成された地形的凹地を碎屑物が埋積するため、付加体の成長にしたがって斜面堆積盆そのものも変形したり消滅したりする。房総半島の南端に分布する千倉層群や豊英層群は、新生代の付加体の上に形成された複数の斜面堆積盆と考えられている。

一方、島弧は背弧側に海洋地殻からなる背弧堆積盆 (back-arc basin) が広がっている点で、陸弧と大きく異なる。海洋地殻の存在は、背弧堆積盆が海洋底拡大 (ocean-floor spreading) によって形成されたことを物語っており、島弧がかつて陸弧であったことを意味する。すなわち、大陸プレート縁が何らかの原因で伸張変形を被ると、火山弧に沿ってリフト帯が形成される。リフト帯の成長に伴って背弧域の地殻は徐々に薄くなり、力学的指標であるリソスフェア (lithosphere) も薄化する。そして、大陸プレートが完全に分断 (ブレイクアップ: breakup) すると、前弧側の地殻は大陸から分離し、その背後で背弧拡大 (back-arc





第3図 前期中新世火山岩類の分布と、それらから推定された当時の火山フロント（地質調査所，1992を元に作成）。

spreading) が開始する。

拡大した範囲には新たに海洋地殻が形成され、分離した前弧の地殻は背弧拡大と共に海洋プレート側に移動していく。このようにして、陸弧は島弧に転換する。大陸と島弧の間に形成された海洋地殻の厚さは7 km程度と大陸地殻に比べて薄いため、大陸と島弧の間はアイソスタシーにしたがってほとんどが海面下に水没する。その結果、陸域から供給された碎屑物や、海域に生息するプランクトンなどの遺骸が堆積する背弧堆積盆が形成される。

このように、島弧はかつての陸弧が背弧拡大によって大陸から分離し、それ以降も海洋プレートの沈み込みによる新たな弧-海溝系の枠組みで成長してきた。したがって、海洋プレートの沈み込みに伴い成長する陸弧と島弧は、ほぼ同様な地質構造発達史を辿ると予想される。しかしながら、背弧海盆によって大陸から分断された島弧では、陸源碎屑物の供給量が大きく減少するために、前弧堆積盆に堆積する地層や付加体の成長が大きく制限されるであろう。例えば、千島弧のように火山弧を除いて水没している島弧では、前弧堆積盆に供給される碎屑物は火山岩起源の碎屑物のみであろうし、付加体を成長させるための陸源碎屑物の供給もほとんどないと考えられる。大陸から供給された碎屑物は背弧堆積盆にトラップされ、地形的高まりである火山弧を越えて前弧域にまで供給されることはほとんどない。

また、島弧では新たな沈み込み帯として島弧の火成活動が開始するので、島弧の地殻は陸弧であった時代の古い大陸地殻と、島弧に移行した後に形成された新しい島弧地殻が混在することになる。例えば、基盤岩に関すれば日本列島の成り立ちは数億年に及ぶが、日本海の拡大は前期中新世から中期中新世の初頭（およそ2,000～1,500万年前）と非常に新しい。その結果、1,500万年前以降の火成活動による火山噴出物や深成岩の貫入、前弧堆積盆や背弧堆積盆に堆積した地層などは、島弧地殻の成長過程と理解されよう。一方、それらに貫かれた、あるいは覆われた基盤岩類は、日本列島がまだ大陸縁であった時期に形成された岩石である。現在では、ジュラ紀よりも古い海洋プレートはすべて海溝から沈み込んで消失しているが、さらに古い地層や岩石が日本列島に分布していることは、日本がかつて大陸であった証拠である。このように、海洋プレートに比べてはるかに古い岩石が島弧に存在していることは、後述する海洋性島弧と最も異なる特徴といえる。

1.3 海洋性島弧 (oceanic arc)

海洋プレートに海洋プレートが沈み込んだ場合でも、上盤プレートの縁に島弧が形成される。そのような島弧を海洋性島弧 (oceanic arc) と呼ぶ。太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込むことによって成長している伊豆-小笠原弧やマリアナ弧は、典型的な海洋性島弧である。海洋性島弧は海洋プレートの縁に発生し成長するので、基本的には、帰属する海洋プレート (海洋底) よりも古い岩石は存在しない。

海洋性島弧の基本的枠組みは島弧と同様で、火山弧を中軸に前弧と背弧に堆積盆が広がる。地形的に火山弧が最も高いが、大陸地殻に比べて島弧地殻は薄いために広域は水没し、海面上に露出するのは列を成す火山島程度である。海洋性島弧は大陸から離れているため陸源碎屑物はほとんど供給されず、付加体は成長しない。伊豆-小笠原弧では、沈み込む太平洋プレートの沈み込み角度が大きいために、他の島弧に比べて火山フロントが海溝寄りである。

大陸に比べて形成時期が新しい海洋性島弧の地殻の厚さは大陸に比べて薄く、また活動的な火山活動により背弧域 (火山弧) の温度が高いために、海洋性島弧では火山弧に沿ってしばしば背弧拡大が起こる。かつて、伊豆-小笠原弧と九州-パラオ弧は一体の海洋性島弧であったが、前期中新世に四国海盆およびパレスベラ海盆が拡大してふたつの島弧に分裂し、さらに鮮新世にはマリアナトラフが拡大してマリアナ弧と西マリアナ海嶺に分離した。背弧拡大に伴い分離した海洋性島弧のうち、海溝側の島弧には海洋プレートが沈み込み続けるため島弧地殻は成長を続けるが、背弧側に残された島弧地殻は弧-海溝系から離脱するために成長が停止する。その結果、地形的高まりとして残されたかつての島弧の片側は古島弧 (remanent arc) と呼ばれる。九州-パラオ弧は前期中新世に、一方、西マリアナ海嶺は鮮新世に古島弧に移行して活動を停止した。

伊豆-小笠原弧の前弧では、海溝に平行な蛇紋岩の海山列が形成されている。通常、島弧地殻の伸張変形は地温勾配の大きい火山弧 (背弧) に沿って進展するが、伊豆-小笠原弧からマリアナ弧では、前弧域でも伸張変形 (リフト) が進行していると考えられている。三浦半島から房総半島に続く葉山-嶺岡構造帯を特徴づける蛇紋岩類は、これらの蛇紋岩類が本州側に付加したものと推定される。

2. 火山フロントのずれ

文 献

さて、弧-海溝系の枠組みを概観すると、海洋プレートの沈み込み帯に沿っては様々な地形学的・地質学的・地球物理学の特徴が認められ、とくにそれらは海溝に沿って平行に追跡される。そして、過去の島弧ないし陸弧を復元することは、その当時に形成されていた弧-海溝系の枠組みを復元することに他ならない。弧-海溝系を表す様々な情報のうち、過去の地形学的データや地球物理学的情報を得ることはほとんど不可能である。したがって、過去の弧-海溝系は、地質図に表された当時の地質情報を頼りに組み上げなくてはならない。その中で、最も明瞭なマーカーとなるのは、当時の火山フロントである。

古地磁気学的データに基づくと、日本海の拡大は前期中新世の後期から中期中新世の初頭であると考えられている。ここで、前期中新世に噴出した火山岩類を地質図から抜き出すと、現在の東北日本の大部分は当時の火山弧であり、北海道の西部から下北半島の東縁を通り、北上山地の西端から塩竈^{しおがま}付近、さらに南下して福島県の霊山^{りょうぜん}から棚倉地域を経て筑波山へ繋がる当時の火山フロントを推定することができる(第3図)。現在の火山フロントが東北日本の脊梁山脈に沿って続いていることと比較すれば、前期中新世の火山フロントは数十 km ほど海溝寄りであったことが分かる。これは、日本海が拡大し始めた頃、東北日本に沈み込んでいた太平洋プレートのスラブの傾きが大きかったことを示唆する。

これに対し、西南日本の前期中新世の火山フロントは、現在の火山フロントと同様に日本海側に位置していた。島根県から鳥取県、さらに丹後半島にかけて前期中新世の火山岩類は断続的であるが、福井県や石川県など北陸地方ではまとまって分布している。そして、それらにより推定される前期中新世の火山フロントは中央構造線と平行で、とくに両者が中部地方で緩く北方に湾曲している。この湾曲構造は、1,500 万年前以降の伊豆-小笠原弧の衝突による本州中央部の変形である(Hyodo and Niitsuma, 1986; Amano, 1991; Takahashi and Saito, 1997 等)。そこで、日本海の拡大以降の変形を補正すると、前期中新世の火山フロントと中央構造線は、いずれも直線状であったことが分かる。ここにきて、ようやく“日本分裂”を議論するスタートラインに立つことができた。

(第八話につづく)

Amano, K. (1991) Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geol.*, **15**, 315-329.

地質調査所 (1992) 100 万分の 1 日本地質図 第 3 版. 地質調査所.

England, P., Engdahl, R. and Thatcher, W. (2004) Systematic variations in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys. Jour. Int.*, **156**, 377-4-8.

Hyodo, H. and Niitsuma, N. (1986) Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 335-348.

杉村 新 (1959) 火山岩の θ 値の地理的分布: 日本の火山帯. *火山*, **4**, 77-103.

Syracuse, E. M. and Abers, G. A. (2006) Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **7**, 1-18.

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*, **100**, 45-59.

Takahashi, M. and Saito, K. (1997) Miocene intra-arc bending at arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, **6**, 168-182.

Tatsumi, Y. (1986) Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717-720.

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, 東京, 187p.

TAKAHASHI Masaki (2017) Geological problem for the tectonic boundary between Northeast and Southwest Japan -Displacement of volcanic front-

(受付: 2016 年 5 月 6 日)