化石研究会会誌　　Journal of Fossil Research, Vol. 52(1), 1-10(2019)

［講演録］

大陸から列島へ
－日本海の拡大を記録する関東地方の地質－

高橋雅紀*

Geology of the Kanto district as recorded of back-arc spreading of the Japan Sea

Masaki Takahashi*

要旨

ユーラシア大陸東縁の陸弧であった古日本列島は，およそ2500万年前に開始した四国海盆の拡大に追随した日本海の拡大に伴って，２つの島弧に分裂しつつ移動していった．およそ1500万年前に東北日本弧と西南日本弧はほぼ現在の位置に配置し，大陸の時代から弧状列島の時代へと移行した．しかし，日本列島の広い範囲はまだ海面下に没していて，いくつかの島が海面上に露出する時代が長く続いた．今日のような広い陸地が続く日本列島に成長したのは，およそ300万年前に始まった東西圧縮による．島弧地殻は東西に短縮し，逆断層に挟まれたブロックは隆起して山地となり，相対的に沈降した場所は堆積盆地となった．山地は浸食され，削剥された砕屑物が堆積盆地を埋積し，山間盆地や海岸平野が作られていった．第四紀を特徴づけるこの活動的な地殻変動の原因は長らく不明であったが，フィリピン海プレートの運動に伴う日本海溝の移動であることが明らかにされた．日本海溝の移動によって東北日本弧は西に移動し，日本海の海洋地殻に阻まれ地殻は東西に短縮する．その結果，内陸地震を引き起こす活断層が活動し，それらの運動の積分された結果が日本列島の今日の大地形である．

キーワード：日本列島，プレートテクトニクス，地殻変動，三重会合点，日本海の拡大

日本海の拡大と北部フォッサマグナの形成

ユーラシア大陸の東縁で陸弧として成長してきた古日本列島には，少なくとも古第三紀以降は太平洋プレートが沈み込んできた．日本海の拡大直前であるおよそ2500万年前，現在の東北日本弧と西南日本弧はひとつながりの陸弧であった．この陸弧には東から太平洋プレートが沈み込み，典型的な弧－海溝系が成立していた（図１）．弧－海溝系は海溝と平行な火山帯で特徴づけられ，火山の分布の海溝側の境界である火山フロントを境に，海溝側の前弧と大陸側の背弧に二分される．当時の火山フロントは，現在の東北地方では太平洋沿岸に続いていたが，西日本では山陰に沿っていた．すなわち，北部フォッサマグナを境に，東北日本弧と西南日本弧は大きく右横ずれにずれている．両島弧は，日本海の拡大時期にずれながら現在の位置まで移動してきたからである．

日本海の拡大については，古くから議論されてきた．かつては白亜紀に大陸から分離したと推定されていたが，新生代新第三紀の中新世中頃に日本海が拡大したことを明らかにしたのは古地磁気学的研究である．岩石はその生成時に，当時の地磁気を古地磁気として記録する．現在，コンパスが北を示すように，岩石に記録された古地磁気は当時の磁化方位（北ないし南）を示すので，試料を定方位採取して岩石磁気を測定すれば，岩石が形成された以降の回転運動を推定することが可能となる．例えば，古地磁気方位が東に30°偏っていた場合，時計回りに30°回転したと推定することができる．ただし，反時計回りに330°回転した

2019年２月14日受付，2019年３月24日受理

＊産業技術総合研究所地質調査総合センター　〒305－8567　茨城県つくば市東１－１－１中央第七
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Geological Survey of Japan (GSJ), Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan
E-mail: msk.takahashi@aist.go.jp

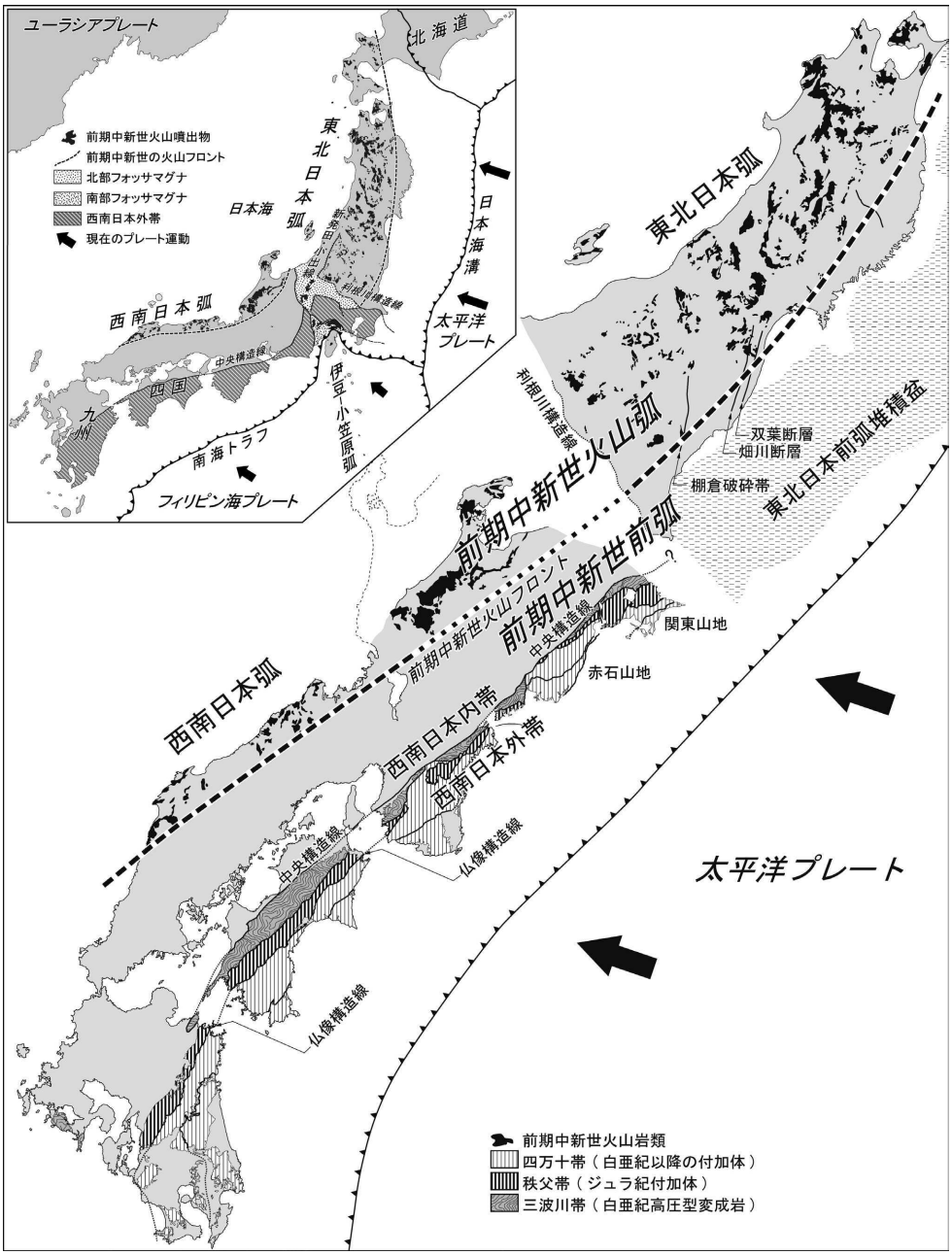

図１．前期中新世火山岩類の分布から求めた当時の火山フロント（左上）と，それに基づく日本海拡大前の配置（高橋・安藤，2016をもとに一部修正）．

可能性もゼロではなく，何度も地殻変動を被った地質体については，不確定性が大きくなってしまう．

日本海の拡大は中新世の中頃で，それ以降の地殻変動は，伊豆－小笠原弧が衝突した南部フォッサマグナなどを除いて著しいものではなく，新生代の岩石が記録する古地磁気方位は，そのまま回転量と見なすことが可能である．日本列島から多数の岩石（溶岩や溶結凝灰岩など）を採取し，古地磁気方位と形成年代を測定した結果，前期中新世に西南日本弧は時計回りに，一方，東北日本弧は反時計回りに回転したことが明らかにされた．ただし．観音扉のように単純に両島弧が回転したのではなく，東北日本弧が西南日本弧に対し

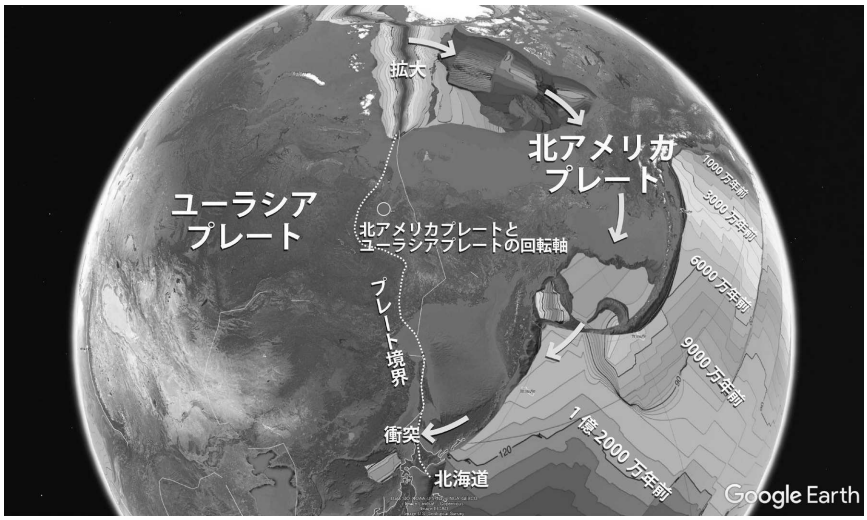

図２．ユーラシアプレートに対する北アメリカプレートの運動．プリンストン大学の Laurel Goodell 氏による Seafloor age 5 my isochrons（KMZ File 9.6 MB Aug.14 2014）ファイル * を Google Earth に重ねて表示した画像に文字等を加筆して作成．（*https://serc.carleton.edu/sp/library/google_earth/examples/49004.html）

て右横ずれにずれながら回転した．そして，両島弧の間の地殻は右横ずれの伸張変形を被り，多数の地溝からなるリフト帯が形成された．この右横ずれリフト帯が北部フォッサマグナであり，東西日本の地質学的境界である（高橋 2006）．

伊豆ー小笠原弧の衝突と南部フォッサマグナの形成

日本列島の現在の配置が完成したおよそ1500万年前以降，地殻変動が静穏な時期が続いた．東北日本弧は広い範囲が水没し，北上山地や阿武隈山地などが島として海面上に露出する多島海であった．日本海側では泥に混じって珪藻などのプランクトン遺骸が海底に厚く堆積し，後に熟成して石油や天然ガス資源となった．太平洋側は日本海の拡大以前も拡大以降も深い海底で，白亜紀以降の地層が堆積し続けた．日本海の拡大時期に一旦海溝側に移動した火山フロントは，徐々に現在の脊梁山脈に向かって後退し，太平洋プレートのスラブの傾きが少しずつ緩くなっていったことを伺わせる．内陸地震を伴う逆断層運動は，地質学時間スケールでは，地殻を大きく変形させて地形的起伏を形作る．地質図を見ると，1500～1000万年（おおよそ中期中新世）の海成層が広い範囲を一様に被覆しているのは，1000万年以上にわたって地殻変動が軽微であったことを物語っている．

東北日本弧と同様に，西南日本弧でもこの時期に顕著な地殻変動は見受けられない．日本海の拡大が終了したおよそ1500万年前以降，西南日本弧には拡大直後の四国海盆（フィリピン海プレート）が沈み込み続けた．形成直後の海洋プレート（四国海盆）は温度が高く，能動的に沈み込むほど密度は大きくなっていないと考えられ，四国海盆が強制的に沈み込むことによって西南日本弧は大きく隆起した．日本列島の地質図を概観すると，新生界が広い範囲を被覆する東北日本弧に対して，西南日本弧では先新第三系基盤岩類が広く露出する．このことは，西南日本弧が大きく隆起し，新生界の被覆層のほとんどが浸食されていることを表している．このように，およそ1500万年前以降の西南日本弧は，島弧地殻を変形させる断層運動や褶曲運動は軽微で，島弧全体が隆起する運動であったと考えられる．

これらに対し，北海道と本州中央部では，地殻変動が活発であった．北海道は日高山脈を境に東側が北アメリカプレート，西側がユーラシアプレートと考えられる（高橋 2018）．ユーラシアプレートと北アメリカプレートのオイラー極（相対回転運動の軸）はヤクーツクの東方にあり，ユーラシアプレートに対して北アメリカプレートは，100万年で0.2°程度の回転角速度で時計回りに回転している（DeMets et al. 2010）．そのため，ヨーロッパ（ユーラシアプレート）と北アメリカ（北アメリカプレート）は東西に発散するので大西洋が拡大する．

一方，大西洋に対してオイラー極の反対側に位置する日本列島では，いずれかの場所でユーラシアプレートと北アメリカプレートは収束することになる（図２）．その場所が日高山脈であり，日本海の拡大と同時に拡大した千島海盆の拡大によってほぼ現在の配置

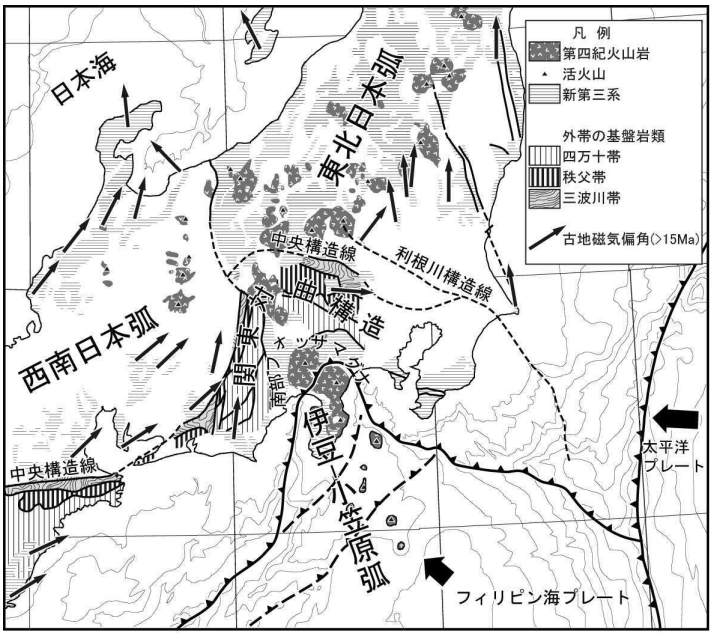

図３．伊豆－小笠原弧の衝突による本州中央部の変形（高橋 2008；星・小川 2012）.

になった北海道は，およそ1500万年前以降は継続的に東西短縮となる．その結果，両プレートは衝突し，千島弧側の地殻が東北日本弧側の地殻の上にのし上がり（衝上断層），日高山脈が形成された．日高山脈周辺の地殻が厚いのは，インド亜大陸の衝突に伴って地殻が厚く重なったヒマラヤやチベットと同様の成因と言える．このように，プレート衝突境界であった北海道中軸部では，およそ1500万年前以降は東西短縮地殻変動が活発であった．

日本列島では，もう１カ所地殻変動の活発な場所が存在した．フィリピン海プレートに乗る伊豆－小笠原弧と，ユーラシアプレートに帰属する本州の衝突境界である南部フォッサマグナである（図３）．ナウマンが発見・命名したフォッサマグナは，現在では成因，および形成時期の違いから北部フォッサマグナと南部フォッサマグナに区別されている．北部フォッサマグナは前述のように，日本海拡大時期の東北日本弧と西南日本弧の境界の右横ずれリフト帯であり，一方，南部フォッサマグナは日本海の拡大の終了以降に形成されつつある，伊豆－小笠原弧と本州の衝突帯である．

フィリピン海プレート本体は海洋プレートのため，南海トラフから琉球海溝に沿って西南日本弧や琉球弧に沈み込むが，その東縁では太平洋プレートの沈み込みに伴い成長した伊豆－小笠原弧が，伊豆－小笠原海溝と平行に続いている．伊豆－小笠原弧は少なくとも4000万年前から成長してきた海洋性島弧で，地殻の厚さは東北日本弧とあまり変わらない（厚いところで20～25km）．密度の大きいマントルの上に浮かぶ軽い地殻は，厚いほど地形的な高まりとなる．伊豆－小笠原弧の大部分は水没しているが，その地下には厚い地殻が存在し，西南日本弧にフィリピン海プレートが沈み込む際，伊豆－小笠原弧の地殻は沈み込めず，そのまま本州側に衝突・付加してしまう．

丹沢山地を構成する火山岩類は，かつては伊豆－小笠原弧の海底火山で，およそ500万年前に関東山地の基盤岩類に衝突した．伊豆半島の衝突は200～100万年前に始まり，衝突された丹沢山地は隆起し浸食され，衝突境界を一気に埋め立てた（足柄層群）．丹沢山地の西側にある御坂山地や巨摩山地の火山岩類も，もともとは伊豆－小笠原弧の火山噴出物であり，フィリピン海プレートの北上に伴い本州に付加したものである．そして，これらの衝突に連動するように，本州側からは粗粒な砕屑物がプレート境界に供給され，衝突に伴い変形しつつ本州側に付加し続けた．このように，南部フォッサマグナは，ユーラシアプレートに属する西南日本弧と，フィリピン海プレートに帰属する伊豆－小笠原弧の衝突境界である．大局的には地殻変動が静穏であったおよそ1500万年前以降の日本列島において，北海道中軸部と南部フォッサマグナで地殻変動が活発であったのは，単にプレート収束境界であっただけでなく，両側の地殻が厚いためにプレート境界（海溝）から沈み込めず，衝突境界であったからである．

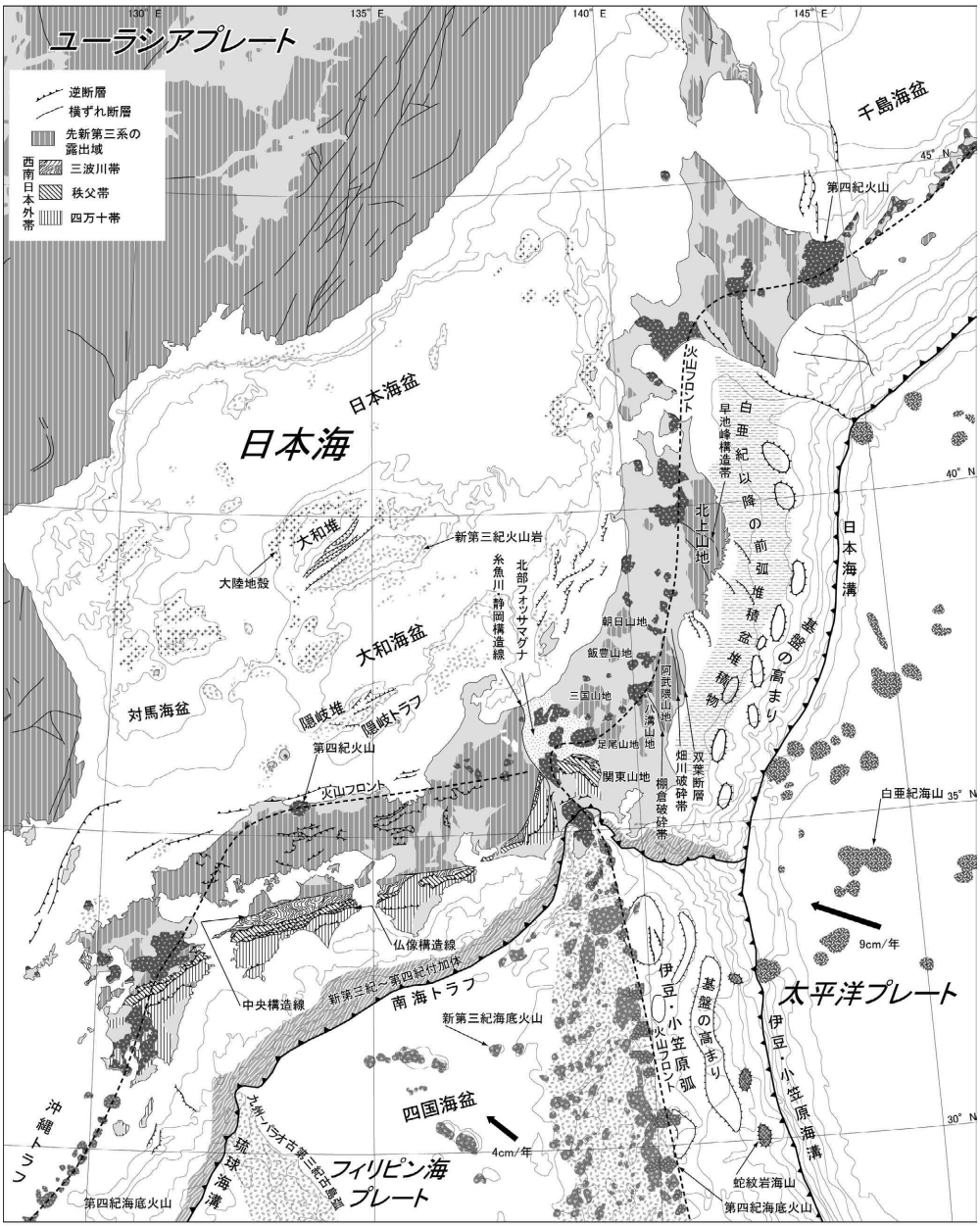

図４．日本列島のテクトニックマップ（地質調査所 1992をもとに作成）．

第四紀の東西圧縮と日本列島の誕生

日本はいくつかの弧状列島からなる．北から千島弧，東北日本弧，西南日本弧，琉球弧，そして，本州から南に続く伊豆－小笠原弧である（図４）．これらの弧状列島は，いずれもプレートの沈み込みによって成長しつつある島弧ないし陸弧であるが，プレートの組み合わせは異なる．太平洋プレートが沈み込む千島弧は，北アメリカプレート縁で成長を続ける島弧であるが，同じ海洋プレートが沈み込む東北日本弧は，ユーラシアプレート縁の島弧である．また，同じ太平洋プレートの沈み込みによって成長し続ける伊豆－小笠原弧は，フィリピン海プレートに帰属する．一方，西南日本弧と琉球弧はいずれもユーラシアプレートに属するが，沈み込むプレートはフィリピン海プレートである．ただし，西南日本弧にはフィリピン海プレートの東縁に沿って拡大した四国海盆が沈み込むため，

琉球弧に比べて広い範囲が隆起し浸食されている．なお，西南日本弧と琉球弧は，その大陸側には海洋地殻が形成されておらず，東北日本弧のような島弧に至っていない．したがって，西南日本弧と琉球弧は，地学的には陸弧（大陸）に位置づけられる．

このように，弧状列島として海面上に連なる島々は，プレート収束境界に沿って，上盤プレート縁に形成された地形的高まりである．大地形は，大局的には重いマントルの上に軽い地殻が浮かぶアイソスタシーに規制され，水深3800m 程度の海域だと，地殻の厚さが25km 程度あれば海面上に島々が露出する．実際，厚いところで25km 程度の地殻を持つ伊豆諸島や千島列島，南西諸島などは，側方短縮を伴う地殻変動は被っておらず，アイソスタシーに従った大地形の高まりの一部が海面上に顔を出している．

これらに対し，同様の厚さの地殻からなる本州は異常に陸域が広く，火山を除いても3000m 級の山脈が発達するなど，明らかにアイソスタシーだけで地形的高まりが形成されたとは考えられない．また，弧－海溝系においては，通常は火山フロントが地形的には最も高くなるが，山陰（日本海沿岸）に位置する現在の火山フロントに比べて，明らかに海溝（南海トラフ）側に位置する四国や紀伊半島などの地形が高く，西南日本弧の地形は明らかに特異である．これらの地形学的特徴は，現在の本州の広い範囲が第四紀に隆起した結果であって，静的（アイソスタティック）ではなく動的（ダイナミック）な地殻変動によるものであることは疑いない．

日本列島の広い範囲は第四紀になって地殻変動が活発化し，地形的起伏が成長していることは，地質学において古くから認識されていた．それまでは，伊豆弧衝突帯（南部フォッサマグナ）や日高衝突帯（東西北海道の衝突）などを除いて地殻変動は軽微であったが，およそ300万年前から本州の広い範囲が東西圧縮応力場に置かれ，逆断層や褶曲運動を伴いながら，地形的起伏が成長し続けている．この地殻変動は，島弧変動や六甲変動などと呼ばれ地質学で詳しく研究されてきたが，その原因は不明であった．

図４は日本列島を取り巻くプレートの配置と，ユーラシア大陸に対する海洋プレートの運動を表している．北海道の中軸部を南北に走る日高山脈を境に，東側は北アメリカプレートとし，北海道西部から東北日本，西南日本，九州，そして琉球列島（南西諸島）はユーラシアプレートに帰属する．ここで注目すべきは，ユーラシアプレートに沈み込む，太平洋プレートとフィリピン海プレートの，２つの海洋プレートの重なりである．

フィリピン海プレートは，南海トラフに沿って西南日本弧の下に北西に沈み込んでいる．一方，太平洋プレートは西北西に移動し，日本海溝から東北日本弧の下に，伊豆－小笠原海溝から伊豆－小笠原弧の下に沈み込んでいる．３つの沈み込み境界（海溝）が一点に集まる場所が海溝－海溝－海溝型三重会合点で，世界で唯一，房総半島沖に存在する．三重会合点では，ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートが沈み込み，さらにそれらの下に太平洋プレートが沈み込む，非常に複雑な幾何学となっている．三重会合点の周りのプレートの運動学を三次元で解くことが，日本列島の地殻変動の原因を紐解くことになる．

日本海溝移動説

理解しやすくするため，厚紙模型を使って説明を試みる．厚紙模型キット（高橋 2017）は，産総研地質調査総合センターのホームページ（下記）からダウンロードすることができる．また，組み立て方の詳細（高橋 2018）も同様にダウンロードできるので，実際に組み立てながら理解していただきたい．

【厚紙模型キット】https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2017/openfile0644.html

【組み立て方の解説】https://www.gsj.jp/publications/gcn/gcn 7-1.html

厚紙模型は２種類で，仮にＡモデルおよびＢモデルとしよう（図５および７）．Ａモデルは３枚の厚紙からなり，フィリピン海プレート（シート２）はそのオイラー極（穴Ａ；Seno et al., 1993）を中心に回転できる（図５）．陸側プレートは変形しないユーラシアプレート（シート３），一方，太平洋プレート（シート１）の動きは三重会合点の安定性には関係しないので模型では動かない．下からシート1, 2, 3の順に重ね，フィリピン海プレートのオイラー極（穴A）に割ピンを挿して裏側でピンを開く．これだけだと３枚のシートがバラバラに回転してしまうので，一カ所ホチキスで留める．

完成したＡモデルについてシート２（フィリピン海プレート）を時計回りに回転させると，西南日本弧に沈み込むフィリピン海プレートの運動が再現される．このとき，陸側プレート（シート３）は固定したままなので，日本海溝と伊豆－小笠原海溝が右横ずれにずれていく（図８のＡ１→Ａ３）．すなわち，海溝－海溝－海溝型三重会合点は，次の瞬間に海溝－海溝－トランスフォーム断層型に移行してしまう．このことは既に McKenzie and Morgan（1969）によって考察され，房総半島沖に存在する世界で唯一の海溝－海溝－海溝型三重会合点は，幾何学的に不安定性であると指摘されてきた．

しかしながら，三重会合点周辺のプレート幾何学を

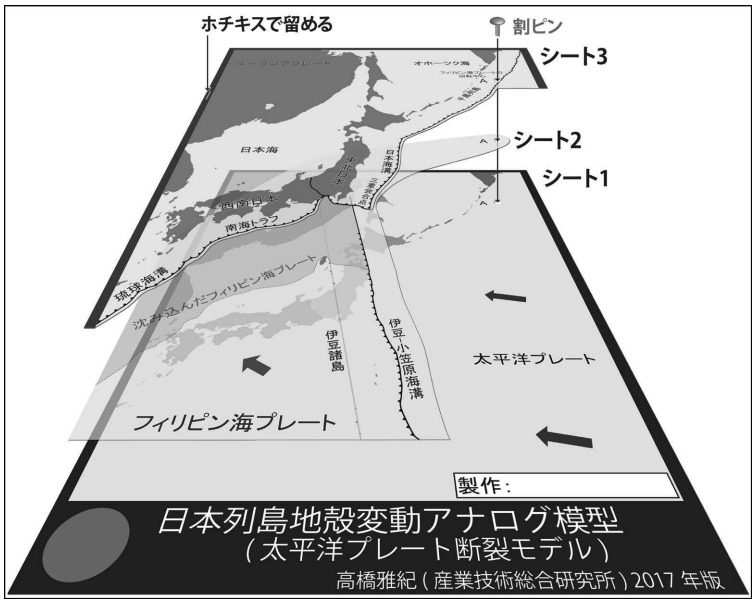

図５．従来のプレート運動学を再現した厚紙模型（Ａモデル）の組み立て方（高橋 2018）.

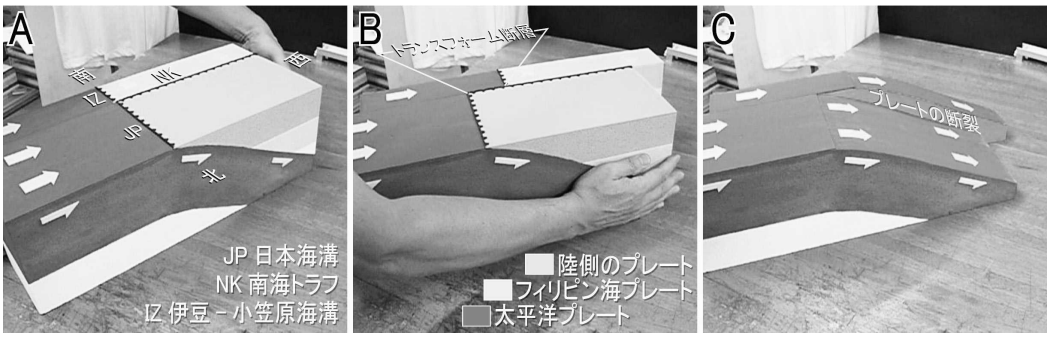

図６．３つのプレートの重なりを模式的に再現した簡単な模型（高橋 2018）．日本海溝と伊豆－小笠原海溝がずれると，太平洋プレートのスラブは剪断されてしまう．

三次元で考察すると，このようなことは考えられない（図６）．すなわち，日本海溝から伊豆－小笠原海溝にかけて沈み込む北西太平洋域の太平洋プレートは，ジュラ紀から白亜紀に形成された世界で最も古い海洋底の１つであり，長期間の冷却によって非常に厚い（およそ90km）リソスフェアとなっている．これに対し，陸側プレートである日本列島は厚さが30km 以下の大陸性の地殻からなり，マントルリソスフェアに比べて容易に変形してしまう．それゆえ，陸側プレート縁を変形させることなく，沈み込む太平洋プレートが簡単に剪断されるはずがない．

実際，沈み込む太平洋プレートのスラブと上盤プレートとの境界で発生する地震の分布から復元された太平洋プレートの上面はなめらか（Nakajima et al. 2009）で，三重会合点において太平洋プレートが剪断されていないことを示している．したがって，三重会合点で太平洋プレートは剪断されない，言い換えるならば，日本海溝と伊豆－小笠原海溝はずれないはずであり，模型はそのように修正しなければならない．

まず，当初の模型（Ａモデル）のシート２の伊豆－小笠原海溝に沿ってスリットを入れ，シート３の日本海溝の南端に挿した割ピンをスリットに通すことにより，日本海溝と伊豆－小笠原海溝がずれないようにした．ところが，割ピンは固定されたシート３に挿してあるため動くことはできず，シート２（フィリピン海プレート）も動かない．

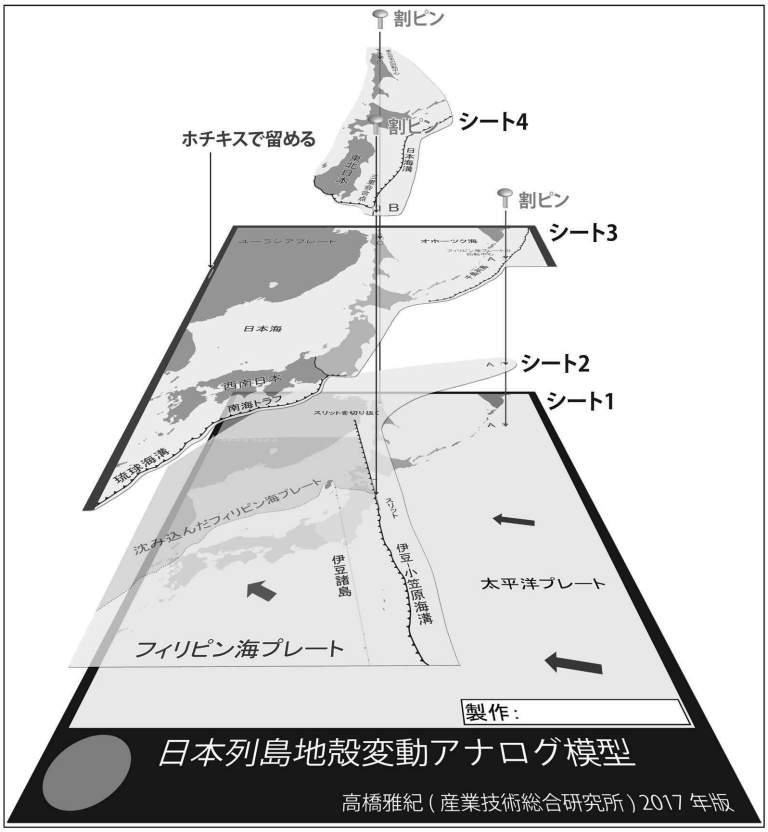

図７．太平洋プレートが切断されないとする厚紙模型（B モデル）の組み立て方（高橋 2018）.

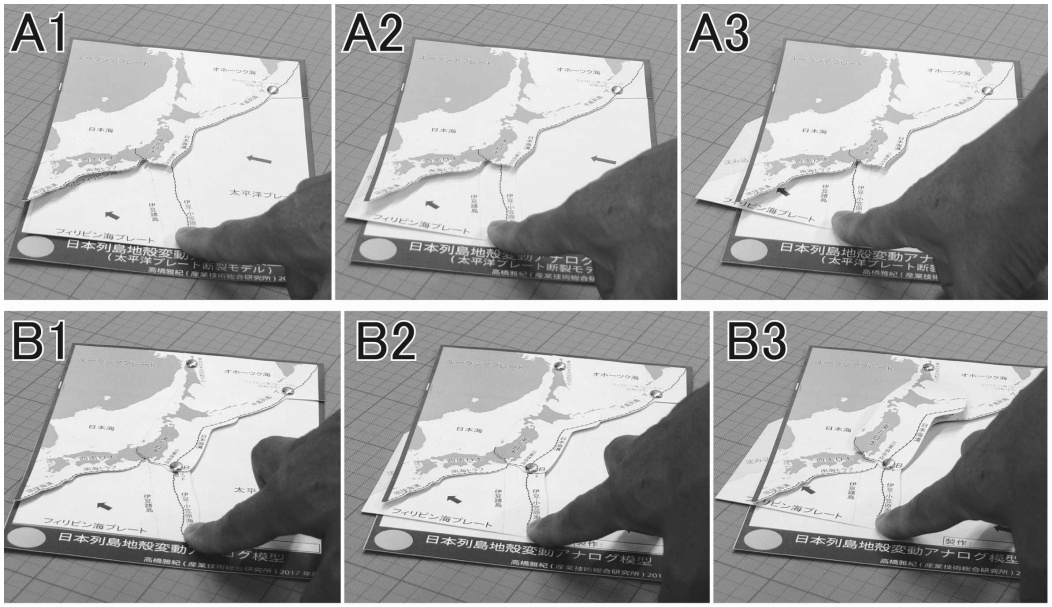

図８．厚紙模型を使った東西圧縮地殻変動の再現（高橋 2018）．従来の枠組みでは太平洋プレートが切断されてしまう（A１→A３）．太平洋プレートが切断されないとすると，日本海溝が必然的に西に移動し，東北日本は東西に短縮する（B１→B３）．

そこで，シート２から東北日本の部分（図７のシート４）を切り外し，ユーラシア大陸と別個に動くようにした．その根拠は，両者が日本海東縁に沿って収束している，すなわち別個の運動をしているからである．そして，東北日本を切り取った残りの部分（図７のシート３：ユーラシア大陸）の上にシート４（東北日本）を重ね，先ほどと同様に割ピンを挿す．最後に東北日本の対ユーラシア大陸のオイラー極（Wei and Seno, 1998）に割ピンを挿し，一カ所ホチキスで留めればＢモデルは完成する．

このＢモデルは，（１）太平洋プレートは三重会合点で剪断されない，という条件と，（２）フィリピン海プレートは北海道北東方のオイラー極を中心に時計回りに回転する，とする２つの制約条件を満たしつつ壊れずに動く（図８のＢ１→Ｂ３）．ここで重要なのは，この模型が動作するメカニズムである．模型ではフィリピン海プレートを時計回りに回転させると，伊豆－小笠原海溝の移動に追随するように日本海溝が移動し，東北日本が振り子のように西に移動する．その結果，日本海の固いリソスフェアに阻まれた東北日本の地殻は東西に短縮せざるを得ない．

すなわち，日本列島の東西圧縮の原因は，フィリピン海プレートの運動である．太平洋プレートの運動そのものは何ら寄与せず，日本列島の東西圧縮は日本海溝の移動によって引き起こされているのである．日本海溝を西に移動させているのは，フィリピン海プレートの東縁である伊豆－小笠原海溝の移動である．したがって，日本列島を東西に短縮させているおおもとはフィリピン海プレートの運動であり，その要が三重会合点で切断されない太平洋プレートである．太平洋プレートが切断されないために，フィリピン海プレートの運動が日本海溝（太平洋プレートの沈み込み位置）を西に移動させ，日本列島を東西に短縮しているのである．ここに，プレート運動と現在の日本列島の地殻変動が初めて論理的につながった（Takahashi 2017）．

おわりに

このアイディアが生まれたのは，今から十数年前であった．当時，過去のフィリピン海プレートの運動問題と格闘していた私は，思考実験を繰り返す中で，アナログ模型の製作を始めた．回転するフィリピン海プレートに属する直線状の伊豆－小笠原弧（火山弧）が，1000万年以上に亘って南部フォッサマグナに衝突し続けられるオイラー極を，模型を動かしながら探していた．その過程で偶然見いだされたアイディアが，本論で示したものである．私が見いだしたアイディアというよりも，模型が示したことに私は気がついただけかも知れない．

これまで解けなかった難問．これまで全く存在していなかった視点．いずれも，そう容易く見いだせるはずがないのは，多くの天才達が挑戦したにも関わらず，解決に至らなかった歴史が証明している．であるならば，全く異なるアプローチが必要なのであろう．本研究についてみれば，それはアナログ模型であった．限られた制約条件のもとで壊れずに動く模型を完成させることは，問題の本質を明らかにする試行錯誤であった．もしコンピューターを駆使して数値実験を繰り返していたとしたら，たぶん本論の結論には至らなかったと思う．コンピューターによる数値実験では，因果関係が見いだしにくいからである．

この研究を機に，私の研究スタイルは大きく変わった．そして，ここからいくつもの難問を，紐解いていくことになった．本論は，その序章に過ぎない．その詳細は，ひとつひとつ丁寧に公開していきたいと思う．しかし，それ以上に，地球科学にはまだまだ興奮できる研究テーマ，そして難問を紐解くことができる可能性があることを，本論の読者に感じていただきたい．

引用文献

地質調査所（1992）日本及び隣接地域地質図．日本地質アトラス（第２版），朝倉書店，東京

DeMets C, Gordon RG, Argus DF（2010）Geologically current plate motions. Geophysical Journal International 181, 1-80

星　博幸・小川晃一（2012）愛知県設楽地域に分布する北設亜層群（下部中新統）の古地磁気方位と本州中部における屈曲構造形成．地質学雑誌 118，748-761

McKenzie DP, Morgan WJ（1969）Evolution of triple junction. Nature 224, 125-133

Nakajima J, Hirose F, Hasegawa A（2009）Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. Journal of Geophysical Research 114, B08309

Seno T, Stein S, Gripps A（1993）A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. Journal of Geophysical Research 98, 17941-17948

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（2008）1.4 新第三系研究の進展．日本地質学会編，日本地方地質誌３　関東地方，朝倉書店，東京，16-20

高橋雅紀（2017）日本列島の東西短縮地殻変動のメカ

ニズムを再現したアナログ模型．地質調査総合センター研究資料集，644
Takahashi M（2017）The cause of the east-west contraction of Northeast Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan 68, 155-161
高橋雅紀（2018）サイエンスの舞台裏－東西短縮地殻変動厚紙模型の作り方－．GSJ 地質ニュース 7，3-13
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
Wei D, Seno T（1998）Determination of the Amurian plate motion. In Flower MFJ, Chung SL, Lo CH and Lee TY eds., Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Geodynamics Series 27, 337-346, AGU, Washington DC