

《論 文》

造山運動からみた島弧の地質学的位置づけ

小 出 良 幸

要 旨

造山運動はテクトニクス的一面だと位置づけられる。造山運動は地球でもっとも大規模な地質学的に活発な営みとなる。造山運動は、衝突型と太平洋型に分けられ、太平洋型は沈み込み帯で形成される。沈み込み帯では、構造浸食作用も働くことから、造山帯の形成には至らないものも多い。激しい太平洋型造山運動が起こるのは、海嶺の沈み込みの時期の島弧形成だと考えられるようになってきた。

キーワード：太平洋型造山運動，構造浸食作用，低温高压型変成岩，TTG，テクトニクス

I はじめに

列島が弧状に分布することから、島弧 (island arc) と呼ばれる地質体がある。島弧は、陸と海の境界にあたるが、地質学的には、海洋域で新たに形成され (海洋弧)、島弧として発達していき (成熟島弧)、やがて大陸地殻になっていくところと捉えられる。日本列島は島弧の典型でありながら、多様な発達段階のものがみられることから、島弧研究において重要な地である。

島弧地殻の形成過程も含め、大陸地殻や海洋地殻の形成や変遷は、プレートテクトニクスで理解されている。陸は大陸プレートからなり、海は海洋プレートからなる。大陸プレートは、離合集散は起こるが地表に存在し続ける。海洋プレートは、マントルが溶融したマグマに由来し、海底を構成し、移動し、地球内部へと戻る。海洋プレートは、海嶺で形成され海溝で沈み込むことで、常に新しいものが形成され消滅している。これがプレートテクトニクスの地表付近での考え方であった。

海洋プレートが沈み込んだ後の様子も、地震波観測による地震波トモグラフィ (例えば、Fukao, 1992; Fukao et al., 1994 など) をもとに明らかにされてきた。沈み込んだ海洋プレート (スラブ slab) は、マントル遷移帯にメガリス (megalith) となって留まり、やがてマントル-核境界に落下し、それがD'層となっていることがわかってきた。また、古いD'層は暖められてスー

パーホットブルーム (super hot plume) として上昇していく。このようなサイクルが1億年オーダーで起こるとする地球内部の運動は、ブルームテクトニクス (plume tectonics) として理解されてきた (丸山, 1993; Maruyama, 1994)。

2010年頃まで、大陸プレートの大陸地殻は、島弧で形成され、堆積物や変成岩などとして姿形や構成は変わっても、地表に残ると考えられてきた。ところが、構造侵食作用が起こっており、大陸地殻が地表に存在し続けるものではないことが検証されてきた。構造侵食作用は、沈み込み帯で起こるため、島弧に新たな地質学的な役割が加わったことになる。島弧は、以前にも増して地質学的に重要な場となってきた。

これまで著者も島弧の重要性について、さまざま観点で検討してきた。島弧に固有の付加体の重要性 (小出, 2012)、付加体固有の構造と擾乱 (小出, 2013)、構造侵食作用の重要性 (小出, 2019) などについてまとめてきた。本論文では、造山運動という視点で、島弧の役割を考えていく。造山運動はテクトニクスの一側面であるため、最終的にはテクトニクスとして普遍化されていく必要がある。現在はプレートテクトニクスというモデルの中に造山運動が取り込まれている。これまでの詳細な地質調査と地質学的知見に加え、島弧で新たに導入されてきたジルコン年代を用いた造山運動の詳細な解析から、構造侵食作用の実像と太平洋型造山運動の確立されつつあり、新たな局面を迎えている。その状況を概観していくのが、本論文の目的である。

本研究は、2019年度札幌学院大学研究促進奨励金 (B・個人 SGU-BS2019-03) による成果である。

II テクトニクス

造山運動はテクトニクスの一環として捉えられるべきで、大地の営みの普遍的モデル、つまりパラダイムがテクトニクスといえる。地質学のパラダイム「テクトニクス」の歴史を見ていこう。

1 テクトニクスとは

地質学は陸域の研究からはじまった。陸域は、地質学的に変化のない安定した地域 (クラトン craton と呼ばれた) と激しく変化してきた地域 (変動帯 orogen) に区分された。クラトンは、非常に古い火成岩類や変成岩類、堆積岩類からなり、安定地塊、楯状地 (shield) や卓状地 (platform) などとも呼ばれている。一方、変動帯は、数億年以内の活動、もしくは現在も活動中の地帯で、山脈を形成することから「造山帯 (mountain beltあるいはorogenic belt)」と呼び、その作用を造山運動 (orogeny) と呼んだ。当初の造山運動のモデルでは、海での作用もある程度は考慮されていたが、海底下の状況が不明で検証するすべがなく、科学の対象となったのは検証可能な陸域だけであった。

変動帯の研究は、造山帯の成因や形成過程を探求することとなる。Miyashiro et al. (1982) は、

「造山運動とは、火成作用によって大陸地殻が増加し、既存の地質体が広域変成作用によって再結晶し、構造運動によって新しい地質構造が生まれ、褶曲山脈が生まれ、風雨によって侵食されてきた堆積物が海洋まで運ばれ堆積すること」とした。造山運動に伴って、火成作用、変成作用、堆積作用、変形・構造作用などが複雑に関連しながら起こっている。そのため造山運動は、複合した作用の総合的な体系として捉えるべきものと認識されてきた。

だが、造山運動ですべての作用が、同時に、同じ場で、同じ規模で起こるものではなく、時間経過に伴って作用の程度、強度、範囲、規模などが変化していく。造山運動では、それらの変化を時系列として体系的に捉える「変遷史」としての側面も重視されなければならない。

地域の造山運動を全地球に敷衍できる一般論として、さらに変動帯からクラトンに至る変遷史の普遍化したものが、テクトニクス (tectonics) となる。テクトニクスとは、時系列として捉えられた総合的な運動像としてモデル化した「パラダイム」となっている必要がある。パラダイムであれば、大きな転換や変更も起こりうるもの (Kuhn, 1962) で、テクトニクスにおいても起ってきた。

2 地向斜造山運動

地質学において最初の科学的なテクトニクスは、「地向斜造山運動」であった。地向斜とは、地形的くぼみで、堆積物がたまる場 (堆積場) である。ただし、単なる堆積場ではなく、大規模な沈降が継続的に起こっている場で、後に変動帯へと変化していく場でもある。変動帯へと変化していく一連の変遷史として普遍化されているので、テクトニクスの概念に位置づけられる。

地向斜造山帯の一般的構造は、次のようなものと考えられた (湊, 1973)。中心帯とその外側の変動帯に区分される。中心帯は、地向斜堆積物が原岩で熱による変成作用や花崗岩化作用を受けて、花崗岩や花崗閃緑岩とミグマタイト、片麻岩、ホルンフェルスからなる。中心帯の火成岩類は、塩基性マグマの深成岩、火山岩、火山噴出物などからなる。中心帯と変動帯は構造線 (大きな断層、特に逆断層) で接しており、間には地向斜堆積物が帯状に分布する。変動帯は、緑色片岩などの塩基性火山岩類などの低温高压型変成岩、また超塩基性から塩基性の深成岩類が貫入している。変成帯のさらに外側には、地向斜堆積物を不整合に覆う、新しい時代の細粒の砂泥互層の堆積層のフリッシュ (flish) が帯状に分布し、そこでは火山噴出物はほとんどみられない。さらに外側には、フリッシュを不整合に覆う、より新しい礫岩などの粗粒の碎屑性堆積物のモラッセ (molasse) が分布する。

これらの造山帯の構造は現状 (最終) の一般化であり、それぞれの要素を時系列で組み立てられれば変遷史となり、地向斜造山運動のモデル (パラダイム) となる。以下のそのモデルを概要をみていく。

地向斜造山運動は沈降からはじまり、堆積盆に堆積物が溜まりながら、沈降が継続する。ただし沈降が起こるので堆積するのか、堆積することで沈降が起こるのか、については検証されてい

なかった。地向斜の堆積物が厚くなった時期に、造山作用へと転換する。転換への契機やその必然性も不明であった。造山作用は上昇過程を伴う。深部ではマグマが形成され、地下ではマグマの貫入、深成活動、表層では火山活動が活発に起こり、マグマ上昇に伴う変形作用や熱による変成作用も起こる。火成作用では、初期には塩基性マグマが、後期には酸性マグマの活動が盛んになる。火成作用の停止により、隆起も停止し、造山運動は終了する。

以上のように、地向斜での堆積作用、造山運動での断層作用、火成作用、変成作用、また山脈周辺での堆積作用など、構造形成や岩石構成を時系列にそって総合的に説明する地向斜造山運動モデルが構築されてきた。

造山運動が終了すると、浸食作用によって、変動帯から安定した地帯へと向かって、準クラトンからクラトンへと変化していくと考えられた。地向斜造山運動像において、変動帯だけでなくクラトン形成も考慮にいれられるようになってきた。そこから造山輪廻 (orogenic cycle) と呼ばれる概念が生まれた (Stille, 1940)。造山帯の発展をテクトニック・サイクル (geotectonic cycle) として、地向斜状態→造山運動→準クラトンの状態→完全クラトンの状態の段階に分け、火成作用のサイクル (magmatic cycle) も並行して起こると考えた。このような造山輪廻の一部として地向斜造山運動が位置づけられた。Stille (1940) の造山輪廻は、変動帯の形成から、クラトンへ至るまでの変遷史も組み込まれることで、テクトニクスとして要素をすべて揃えたパラダイムとなってきた。

3 地向斜造山運動の限界とプレートテクトニクスの登場

地向斜造山運動は主に陸地の情報をもとに検証されていったが、1960年以降、海洋域の観測データが大量に収集されてきた。その結果、海洋域には陸には見られない特異な地形 (海嶺や海溝、海山列など) や、地質学的特徴 (新しい時代の化学的に均質な組成の火成岩類) があることが判明してきた。その結果、陸域の地質を説明していた地向斜造山運動という従来のパラダイムに、適用限界がみえてくることになり、海洋域の地質も説明できる全地球的なテクトニクスが必要になってきた。

そこに登場したのが、プレートテクトニクス (plate tectonics) であった (例えば, Dickinson, 1971; 1973, Isacks et al., 1968, Le Pichon, 1968, McKenzie and Parker, 1967, Morgan, 1968, Wilson, 1965; 1968a; 1968b など)。プレートテクトニクスの登場当初は、パラダイムの転換初期にあたるので、地向斜造山運動との激しい論争が発生した。それらの論争は、両モデルの長所や短所を洗い出し、検証されたことや課題などを整理するために重要な手続きでもあった。

地向斜造山運動からプレートテクトニクスへのパラダイム転換にあたっては、地向斜造山運動において地質学的根拠とされてきたすべての事実を、プレートテクトニクスのモデルの中に取り込み、新しく解釈しなおすという作業がおこなわれなければならない。もしモデルと事実とに齟

齟齬があれば、モデルを修正しなければならない。早くも1970年代前半には、プレートテクトニクスのモデルで、海陸の地質情報が統一的に解釈されるようになってきた(都城, 1975)。加えて、地向斜造山運動では知られていなかった海洋域の重要性(海洋プレートの役割)や島弧の地質学的意義も注目されるようになってきた。

4 プレートテクトニクス

地球の固体表層の地殻からマンツルの最上部までの数10km~100kmの厚さの板状の硬い(剛性をもった)岩石部分がプレート(plate)となり、リソスフェア(岩石圏 lithosphere)と呼ばれる。リソスフェアの下には可塑性をもったアセノスフェア(岩流圏 asthenosphere)がある。アセノスフェアの存在が、プレートが動く条件をもたらしている。

プレートは、大きなものが14枚、小さなものが38枚、合計52枚が地球の表層を覆っている(Bird, 2003)。プレートは、海洋プレート(oceanic plate)と大陸プレート(continental plate)に区分される。大陸と海洋のプレートの組み合わせでプレートの境界は、大陸プレート-大陸プレート境界、大陸プレート-海洋プレート境界、海洋プレート-海洋プレート境界の3つに区分できる。加えて、プレートの境界には、発散境界(広がる境界 divergent boundary)とすれ違い境界(transform boundary)、収斂境界(収束境界、あるいは狭まる境界 convergent boundary)の3種がある。プレート境界で形成される地形的特徴として、直線的な地形になっている海嶺(oceanic ridge)やトランスフォーム断層(transform fault)、弧状になっている海溝(trench)や島弧(island arc)や衝突山脈(collision mountain)などがある。それぞれの特徴は異なった成因によるもので、異なった地質学的意義をもってくる。多くの活動がプレート境界で起こるため、プレート境界の地質現象を解明することが、プレートテクトニクスを体系的に理解することになる。島弧もプレート境界に位置する。

Miyashiro et al. (1982) は、プレートテクトニクスの考えに基づき、造山運動を、

- ・火成作用によって大陸地殻が増加
- ・既存の地質体が広域変成作用によって再結晶
- ・構造運動によって新しい地質構造の形成
- ・褶曲山脈の形成
- ・侵食されてできた堆積物が海域で堆積

と捉え、一般化、普遍化しモデル構築に貢献した。

地球内部の探査技術や年代測定技術の向上、また深海底、特に海嶺や海洋島弧の潜水艇による調査、海底各地での掘削による試料の分析などで、プレートテクトニクスの検証と精緻化が進んできた。

地向斜造山運動における造山輪廻は否定されたが、プレートテクトニクスでは、ウィルソンサイクルと呼ばれる変遷史が考えられた(図1)。ウィルソンサイクルは、リフト帯(地溝帯 rift)

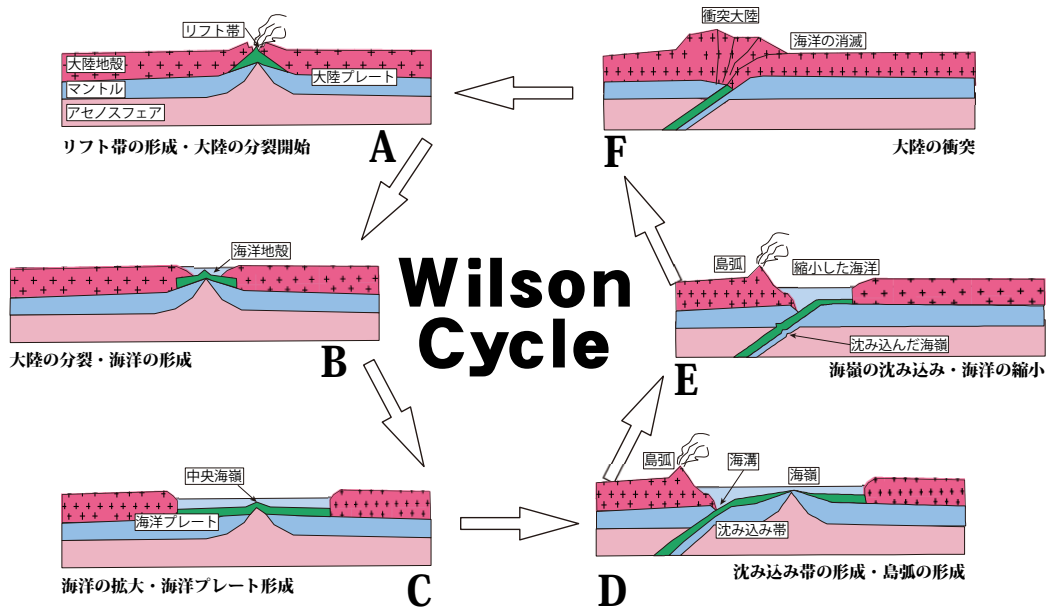


図1 ウィルソンサイクル

ウィルソンサイクルの模式的な変遷史。現実の変遷では、かならずしもサイクルになるとは限らない。A：リフト帯の形成で大陸地殻の分裂がはじまる。B：リフト帯の拡大により大陸の分裂が進み、海洋が入り込み海洋プレートが形成される。C：海洋が拡大し海洋プレートが成長する。D：大陸プレートの縁での海洋プレートの沈み込みが開始し、島弧が形成される。E：海嶺が沈み込み、海洋が縮小する。F：海洋が消滅し、大陸が衝突し山脈が形成され、合体した大陸が形成される。

が形成され、大陸地殻の分裂がおこる（図1 A）。現在の地球の例としては、アフリカの大地溝帯が対応する。リフト帯が拡大していくと、海水が入り込み、海洋プレートも形成（図1 B）されていく。この状態は紅海である。海嶺では海洋プレートの形成が続き、海洋が拡大（図1 C）する。大西洋にあたる。大きな海洋になっていくと大陸プレートの縁で、海洋プレートが沈み込みを開始（チリに対応）し、沈み込みにより島弧や山脈が形成（東北日本弧）される（図1 D）。やがて海嶺が沈み込み（北アメリカの太平洋岸地域）、海洋が縮小（地中海とアルプス）していく（図1 E）。海洋が消滅して大陸同士の衝突（本州と伊豆半島、ユーラシア大陸とインド大陸の衝突）によって山脈が形成（ヒマラヤ山脈）され、合体して大陸となっていく（図1 F）。大陸の衝突合体が終わると、ひとつの大陸プレートとして振る舞うことになる。大陸プレート内で活動することなく長く安定していた地帯がクラトンとなる。

ウィルソンサイクルは、プレートテクトニクスの運動論の体系でもあるが、変遷史ともみなすことができる。上述したように、現在の地球上で、その運動状態に対応する地域を示すことができる。その地域が変遷史通りに運動していくかどうかは、長い時間経過に伴う変化なので、検証は難しい。

プレートテクトニクスにおける造山運動で、沈み込み帯の陸側に形成される島弧が重要な働きを果たしていることがわかってきた。島弧は、海洋プレートが沈み込む場で、海嶺とともに最も活動的な領域となり、詳細な地質学的検証が可能な地域でもある。島弧の各種の地質現象の解明作業において、付加体の発見と記載は、大きなエポックになった。付加体の認定基準や形成過程などの検証作業が終わっている。また、島弧の火成作用が大陸形成に果たす役割も認知されている。近年では、構造侵食作用が激しく起こっていることも明らかにされた。島弧は、プレートテクトニクスにおいて重要性が大きい場となっている。

5 プルームテクトニクスという発展型へ

プレートテクトニクスの原動力は、地球内部のマントル対流とされているが、地球内部での運動の検証が不可欠となる。1990年代に、地震波トモグラフィ (seismic tomography) で、地球内部の状態を3次元的に表示する技術が発展してきた。地震波速度は、岩石の温度、物性、含水量などの違いによって変化する。地震波は冷たい (硬い) と速く、暖かい (柔らかい) と遅く伝わる。地震波速度はマグマや水が存在すると低下する。地震波トモグラフィで、マグマや水の存在する領域や、特に地球内部の温度分布を推定できることになった。マントルの温度差を3次元的に表現した地震波トモグラフィによって、地球内部を視覚的に捉えることができるようになった。

地球内部には、冷たいマントル物質 (コールドプルームと呼ばれる) と暖かいマントル物質 (スーパーホットプルームと呼ばれる) があることが判明した。沈み込み帯の先にコールドプルームがあり、大陸プレートが分裂したり激しい火成作用が起こっている場や、長期間の大規模な火成作用が起こっている場には、スーパーホットプルームが位置していた。これらの観測事実をもとに、温度差のあるマントル物質が、プルームとして上下移動するというプルームテクトニクスが提唱された (Maruyama, 1994)。

スーパーホットプルームに由来した海嶺で形成された海洋プレートが海底で冷却し、冷めた海洋プレートが海溝から地球内部にもどるといふ地球表層の運動論はプレートテクトニクスになる。スーパーホットプルームに由来した上昇流が地表で活動がしたのが海嶺で、海洋プレートが沈み込み帯でマントルへもどったものがコールドプルームとなる。スーパーホットプルームとコールドプルームによって起こるマントル対流がマントル内での物質循環であり、加えて地球内部の熱を海嶺や火山へ運ぶ熱放出作用ともみなせる。このような地球内部から地表まで考慮した運動論がプルームテクトニクスとなる。プレートテクトニクスでは成因が不明であった長期間、大規模な火成活動をおこなう海嶺や、海洋島と海山の列、巨大な海台などが、スーパーホットプルームに由来していると考えられるようになった (丸山, 1993)。

プレートテクトニクスを含むプルームテクトニクスは、パラダイムとしての基礎はできているが、必ずしもすべての地質現象が説明されているわけでもない。例えば、成熟した島弧の陸側に縁海 (背弧海盆) が形成されることが多いが、存在しない例外もある。太平洋プレートの沈み込

みが起こっている太平洋の西側の島弧では背弧海盆が形成されることが多いが、南北アメリカ側の沈み込みで帯では背弧海盆の形成はほとんどない。また、島弧の特徴ともいべき弧状の形態も、日本列島のようなゆるい弧状から、非常に湾曲したマリアナ弧やサウスサンドウィッチ諸島までさまざまな湾曲の程度がある。このような違いや多様性の原因は、まだ不明である。今後もパラダイムの精緻化が必要となる。

Ⅲ 2つのタイプの造山運動

変動帯の形成過程として、造山運動は重要である。プレートテクトニクスにおいても、造山運動の再解釈は重要視されてきた。造山運動には、大陸同士の「衝突型」(Collision-type mountain belt) と島弧で起こる「太平洋型」(Pacific-type orogeny) の2つのタイプがあることは、1970年代から知られていた。しかし、データに基づいた詳細な比較検討や区別された成因論は、必ずしも十分なされていかなかった。太平洋型造山運動では島弧の変動が中心となり、重要な知見が見つかり、再解釈やモデルの修正も必要になってきた。

1 衝突型造山運動

Dewey and Bird (1970a; 1970b) は、造山運動を、大陸縁で起こる大西洋型 (Atlantic-type mountain belts), 陸弧として火成作用がおこるコルディレラ型 (cordilleran type), そして衝突型 (collision-type mountain belt) に分けた。大西洋型 (受動的大陸縁とも呼ばれる) は、大陸地殻の上の火山岩、非地震性で非火山性大陸棚での正石英岩-炭酸塩岩、大陸棚泥質岩、スランプ堆積物、タービダイト堆積物、およびそれらが変形、変成されたものからなる。コルディレラ型は大陸縁での陸弧の活動で、カルカアルカリ質と玄武岩質マグマが活動し、海側の高圧型と大陸側の高温型の対の変成帯 (paired metamorphic belts) ができる。南アメリカ大陸アンデス山脈がその典型とされた。衝突型は、大陸-島弧と大陸-大陸衝突型の2つがある。大陸-島弧の衝突型は、規模が小さな造山帯となり、島弧の海側に新しい海溝の形成される。大陸-大陸衝突型は、規模が大きな造山帯で、対の変成帯はできないが、ひとつの海溝が維持され、広い変形帯が形成される。衝突型造山運動は、ヒマラヤ山脈、カレドニア造山運動 (古生代前期)、パリスカン造山運動 (古生代中・後期)、アルプス造山運動 (新生代) を典型とした。これらは、ウィルソンサイクルの中で、造山運動だけに着目したものといえる。

Dewey and Bird (1970a; 1970b) の衝突型造山運動では、1回の作用ですべてが終始するというモデルであった。数億年 (北米西部では5~6億年) 間、バソリス帯だけが巨大化しながら海側へ成長し、海溝の地質学的位置は同じで、大陸地殻の破壊は起きないと考えた。伸長場における上昇で、地殻上部が伸長することで薄化し、アイソスタシーのため地殻下部も上昇してくる。薄化と伸長で山脈と盆地が繰り返しができ、地殻内部に平行な正断層群ができる。このよう

な衝突型造山帯が侵食されると、中核となる中圧型広域変成岩部 (変成コア・コンプレックス metamorphic core complex) が現れ、その周囲に断層を介して非変成岩が分布すると考えられた。

衝突型造山運動で、地質構造や岩石構成、変成岩の変成条件の解析などの研究が進んできた。例えば、ダイヤモンドを形成するような超高压変成帯の存在、上位は正断層だが下位は逆断層などの地質構造などが明らかになった。このような新しい知見が加わることで、衝突型造山運動が刷新されてきた (丸山ほか, 2011)。

造山帯の中核部は、広域変成岩とそれを挟む非～弱変成の堆積物から構成されている。非～弱変成堆積物は、過去の前弧海盆堆積物からなる。広域変成帯は、上 (正断層) と下 (逆断層) でほぼ水平な対の断層によってサンドウィッチされている構造で、ウェッジ状の搾り出しで形成されたと考えられた (図2)。温度圧力構造は上下対称となっており、変形構造も上下対称である。最高変成度は造山帯の中核部にあり、太平洋型より高压条件 (最大で70kb) である。変成岩の原岩は大陸縁堆積物と考えられている (Kaneko et al., 2000)。また、累進変成作用後の上昇期に地殻中部 (3～4 kb) へ定置した時、加水再結晶作用 (バロウ型加再結晶水作用 Barroviaan hydration) が起こっている。

衝突帯の海側には、褶曲や衝上断層が発達する前縁帯ができナップが前進していく。先端では、重力崩壊によって形成されたオリストストローム堆積物が形成されていく。堆積相は細粒のタービ

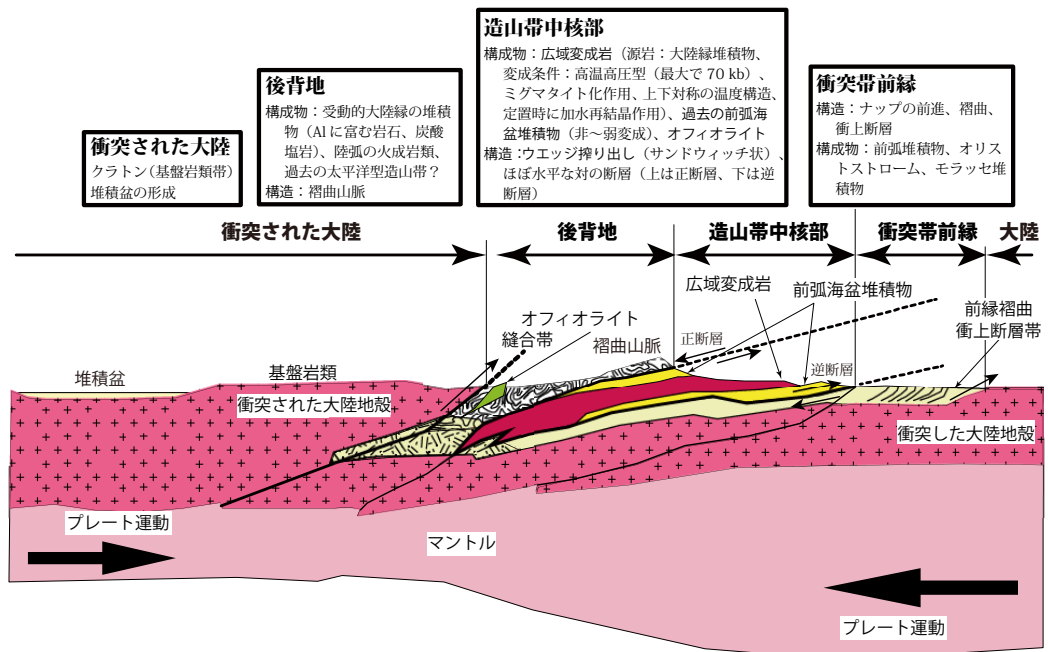


図2 衝突型造山帯

衝突型造山運動の模式図。衝突型造山帯を、右から、衝突した大陸、衝突帯前縁、造山帯中核部、後背地、衝突された大陸に区分して示した。丸山ほか (2011) をもとに修正・加筆。詳細は本文参照。

ダイト層から粗粒のモラッセ相へと変化する。

後背地は、アルミニウムに富む岩石や炭酸塩岩からなる受動的大陸縁の堆積物や陸弧の火山岩類などの大陸の基盤岩類と呼ばれる古い大陸地殻となり、褶曲山脈や断層活動に伴う堆積盆が形成される。

衝突型造山運動の大きな特徴は、大きなバソリスは存在せず、非変成地質体の中に、断層に挟まれて大陸縁堆積物を原岩とする広域変成帯が存在することである。

2 衝突型造山運動の変遷史

衝突型造山帯の現状の地質から、どのように成立したかを考えるのが変遷史である。ヒマラヤ造山運動がその典型となり、5000万年間の変遷史となる。だが、ヒマラヤ造山帯は現在進行中で侵食も進んでいない。造山運動の変遷史を考えるのであれば、他の地域との比較（モダンアナログ）を交えながら検証していく必要となる。変遷史に対応するモダンアナログという考えは、ウイルソンサイクルの成立と同じ論理構造となる。丸山ほか（2011）のモデルに基づき変遷史をみていく。

大陸同士の衝突に先行して海洋プレートの沈み込みがおこっている場合もあるはずで、そうであれば海嶺も沈み込んでいくことになる。この状態は太平洋型造山運動（活動的大陸縁）に相当するが、衝突型造山帯でのその過程は、まだ十分解明されていない。ヒマラヤ山脈の北方の白亜紀の藍閃変成帯と広大なバソリス帯の対が、太平洋型造山帯の痕跡とも考えられるが、過去の地質体なのでモダンアナログとはいえない。この段階以降から、太平洋型造山運動とは異なった衝突型造山運動固有の変遷をたどることになる。

太平洋型造山運動が先行しなかった衝突型造山帯では、受動的大陸縁（大西洋型大陸縁）の状態がスタートとなる。大陸斜面に堆積物がたまる（Kaneko, 1997）。侵食が進めば地殻の中部が露出する。やがて沈み込みがはじまり、陸弧の火成作用が起こる。海洋プレートに引きずり込まれて大陸地殻の大陸棚の部分も沈み込みを始め、陸弧の火成作用が終わる。前弧域が引っ張り場となり、海側に地形的窪みが形成され、前弧盆地が発達する。広域に変成岩が形成されるが、その原岩は受動的大陸縁の堆積物（アルミニウムに富んだ岩石や炭酸塩岩）や陸弧の火山岩である。大陸の基盤岩類として、古い変成岩類や古い造山帯の痕跡なども分布する。累進変成作用の後に大規模な加水再結晶作用がおこり、深部では超高压～高压型変成作用やミグマタイト化作用がおこる。

造山運動後期にも衝突が継続すると、多数の衝上断層が形成され、高温高压型変成帯が隆起し大陸地殻の底付けされることでドーム構造ができる。正断層を伴うブロック状の山地が連なっていく。ドーム状の隆起が進んで侵食が進むと、広域変成帯の一部から、やがて造山帯の中心部に位置していた広域変成帯が、造山帯の核（orogenic core）として露出しはじめる。造山帯の前面の前弧盆地では堆積相が粗粒化してモラッセ堆積物が堆積する。造山運動が終了しても、小規模

な花崗岩の貫入が起こり、背弧での海盆拡大と張力盆地が形成される。

造山活動が終了すると、もともとあった大陸との間には、境界となっていた縫合帯 (suture zone) をはさんで、太平洋型造山帯の構成物 (?) と大陸縁堆積物が褶曲した地帯と、中核部を構成していた前弧海盆堆積物の中に広域変成岩が挟在され、前弧海盆堆積物の褶曲、衝上断層帯、そして衝突した大陸という配置ができる。

3 造山帯の広域変成岩

火成岩の貫入岩体の周辺には数百mの幅で変成帯 (接触変成作用) が見られ、大きな断層内 (長さ数百kmに及ぶことがある) では、幅が数十m程度 (時には数十kmになる) の変成帯 (動力変成作用による) が形成されている。一方、造山帯では、変成岩が数十kmから数百kmの幅で長く伸びており、接触変成帯や動力変成帯と規模が違うために、広域変成帯 (regional metamorphism) と呼ばれる。

Miyashiro (1961) は、広域変成作用を低温高压型、中圧型 (中間型ともいう)、高温低压型 3つに分類した。

低温高压型変成帯では、最高の変成度は藍閃石片相の変成相に達し、ヒスイ輝石が見られることもある。変成された超塩基性岩や斑レイ岩体を伴うこともある。また、玄武岩、チャート、石灰岩、赤色泥岩のオフィオライトも産する。このような変成帯は海洋プレートの沈み込み帯で形成されるものと考えた。

中圧型変成帯は、広く大規模に分布している。緑色片岩相、角閃岩相、グラニュライト相の変成相から構成される。花崗岩や斑レイ岩、超塩基性岩体をよく伴う。大陸同士の衝突帯での変成作用と考えられる。

高温低压型変成帯には同時期の花崗岩体の貫入が見られ、一部変成作用の後の貫入もある。地殻の比較的浅所で高温 (500℃以上) で起こった変成作用で、花崗岩質マグマの形成と関係する大規模な接触変成帯での変成作用と考えられる。

Miyashiro (1961) は、領家-三波川変成帯を典型として、高温低压型変成帯 (領家帯) と高压低温型変成帯 (三波川変成帯) は並列していることから、対の変成帯 (paired metamorphic belts) という概念を示した。飛騨-隠岐 (高温低压型) と三郡 (低温高压型) も似た関係となっていた。低温高压型の広域変成帯は、海洋プレートの沈み込み帯で形成され、高温低压型は地温勾配が大きくマグマの活動が激しい島弧の地下で形成された変成帯と考えた。

4 太平洋造山運動の再定義へ

1970年代にMatsuda and Uyeda (1971) は、太平洋型造山運動を定義し日本海の拡大までを太平洋型に組み込んだ。その後の造山運動という概念をプレートテクトニクスでの再定義の試みがなされた (都城, 1975)。Dewey and Bird (1970a; 1970b) では、造山運動の典型が衝突型で

あり、過去の造山帯では横ずれ断層が目立ち、その断層で囲まれた地質体をテレーンと呼んだ。1970年代末から1980年代にかけて、多数のテレーンを区別して考える手法が日本列島にも導入された。

1980年代には、日本の地質学者を中心とした層状チャートから微化石の抽出、記載、同定で、詳細な年代に基づく付加体の構造が解明されてきた。層理面に平行な衝上断層の認定され、デュープレックスの構造解析や水平方向の短縮が明らかにされ、沈み込み帯でのオフィオライトの付加や海洋プレート層序という概念も導入され(磯崎ほか, 2010, Matsuda and Isozaki, 1991), 付加体地質学が確立された。化石や同位体年代をもとに、低温高压型の広域変成岩類が過去の付加体を起源とすることも検証もされてきた。さらに、沈み込みに伴った火成作用の特徴がTTG(詳細は後述)組成になることも判明してきた(Tatsumi et al., 1983)。島弧という造山帯が、付加体とTTGに特徴づけられ、衝突型とは異なった特徴をもつことから、新たなモデルが必要になってきた。だが、太平洋型造山運動といえる体系にまでは至らなかった。

1990年代以降、変成作用の研究も進められてきた。温度圧力条件の高精度での復元、圧力-温度-時間経路(P-T-time path)の解読から造山帯の上昇過程も解明されてきた。島弧を特徴づける低温高压型変成帯は、断層で境されて、薄い板状の構造的貫入体が絞り出されるというモデルが提唱された(丸山, 199, Maruyama et al., 1996)。

Miyashiro (1961)は対の変成帯が並行するとしたが、現状の分布はそうになっているが、2つの変成帯が同時に露出したという証拠は提示されていなかった。造山運動では、バソリス帯の形成と高温型変成帯の形成、それらの上昇は起こるが、低温高压型変成帯の上昇は同期ではなく時期がずれており、構造的にも上下の関係になっていることが示された(丸山ほか, 2011)。

2000年から2010年代にかけて、太平洋型造山帯では大規模な縮小が起こっていることや島弧地殻が大量にマントルへ入り込んでいること(Kawai et al., 2009, 河合ほか, 2010)から、激しい構造侵食が沈み込み帯や島弧の造山運動の実情にふさわしいことが明らかになった。三波川変成岩の原岩を確定して、西南日本全域において付加体形成、高压変成帯の形成、花崗岩の形成を体系化したものが、都城型造山運動(Maruyama, 1997)として提唱された。都城型造山運動に修正を加えて、新しい太平洋型造山運動となってきた(丸山ほか, 2011)。

IV 島弧の造山運動の特徴

島弧の造山運動(太平洋型造山運動)は、衝突型とは区別されて考えられるべきものとなってきた。太平洋型造山運動の特徴をみていく。

1 島弧のさまざまな作用

海洋プレートは生成と消滅が激しく、古いものは海域には残っていない。海洋プレートは、海

嶺で生成され、海溝の沈み込みで消滅する。海洋プレート上部の岩石構成は、地質時代を通じて単調であることが、オフィオライト（過去の海洋プレートの断片）などから検証されており（小出, 2018）、海洋プレートは、時代が変わっても類似の生成過程が継続していると推定できる。

プレートテクトニクスの成立当初、島弧は多様な地質場のひとつに過ぎなかったが、研究が進むにつれて、島弧はさまざまな作用が起こっており地質学的に重要な場であることが認識されてきた。

例えば、沈み込みに伴う圧縮で地質体の短縮が起こり、付加作用や深部物質の絞り出しが起こり、圧縮に伴うデュープレックスなどの固有の変形作用や絞り出しに伴う激しい変形作用も起こる。沈み込んだスラブの影響で島弧固有の火成作用が起こり、その周辺では高温型の変成帯が形成され、スラブの深部では低温高压型変成作用が起こる。堆積物の付加と火成岩類の形成により島弧の成長が起こり、島弧が大陸地殻の形成場でもあることが明らかにされてきた（例えば、巽, 1995, Tatsumi et al., 1983, 小出, 2013; 2017 など）。

大陸地殻や島弧地殻が侵食されていくと、碎屑性堆積物が大陸斜面や前弧海盆に堆積していくことになる。時間経過とともに大量の堆積物が蓄積されていくが、大陸縁の堆積層や島弧の付加体として再生されていく。大陸や島弧を構成する岩石は、海洋地殻やマンツルの岩石より密度が小さいため、岩石の形態は変化しても、集合離散があっても、地表に留まっていると考えられてきた。だが、構造侵食作用によって、島弧の全構成物はマンツルに取り込まれ消費されていく可能性が指摘されてきた（中間ほか, 2010b）。構造侵食作用も、沈み込み帯に伴う重要な作用となっ

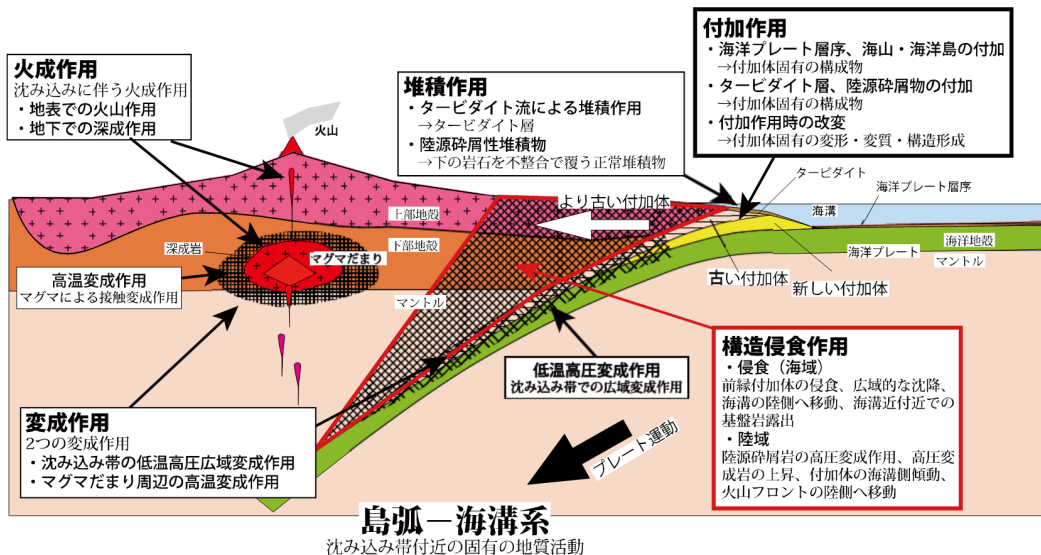


図3 島弧の地質学的作用

沈み込みに伴って起こる島弧の作用をまとめたもの。過去の島弧の上に新しい変成作用が書き込まれたり、広域変成帯の絞り出しで新たな構造帯が形成されたり、構造侵食作用で大半の島弧が消滅していることもある。小出 (2019) を修正。

てきた。

沈み込みが継続すれば、過去の島弧の上に新たに島弧の作用が上書きされていく。広域変成帯の絞り出しや蛇紋岩メランジュで新たな構造帯が形成され、過去の配置の大きな再編が起これば、構造侵食作用が起これば過去の島弧や造山帯の記録が消されていく。島弧は、非常に多様な、そして複雑な作用が、現在進行中で働いている場となる(図3)。

島弧を特徴づける地質学的特性のうち、造山運動においては、

- ・ TTG火成活動と地殻の成長
- ・ 低温高压型変成帯の実態
- ・ 構造侵食の効果の認識

の3つが特に重要だと考えられる。以下ではそれらについてみていく。

2 TTG火成活動と地殻の成長

TTGは花崗岩の仲間ではあるが、化学組成や成因に特徴をもったものと考えられている。

a 花崗岩の区分

花崗岩は化学的特徴から、I、S、M、Aの4タイプに区分されている(Chapell and White, 1974)。これらの区分のうち、Iは火成岩(Igneous rock)に、Sは堆積岩(Sedimentary rock)に、Mはマントル(Mantle)に、Aはアルカリ(Alkali)に基づく名称である。ただし、それぞれの定義や区分が明確になされているわけではなく、ひとつの花崗岩に重複した区分名がつくこともある。

花崗岩は、火成岩を起源とするIタイプ花崗岩と、泥質堆積岩を原岩とするSタイプ花崗岩に大きく分けられる。Iタイプ花崗岩は、副成分鉱物として含まれる不透明鉱物の種類により、磁鉄鉱系列(magnetite series)に属するMタイプとチタン鉄鉱系列(ilmenite series)のAタイプに区分される。両者はMg-Fe珪酸塩鉱物とFe-Ti酸化鉱物の量比が著しく異なり、その差はマグマの酸化還元状況の違いによると考えられる。

Sタイプ花崗岩は、アルミニウム(Al)とカリウム(K)に富み、カルシウム(Ca)やナトリウム(Na)に乏しい。随伴鉱物として堇青石、白雲母、ざくろ石、紅柱石、珪線石などのAlに富む鉱物、チタン鉄鉱と硫化鉱物や有機物起源の炭質物が含まれ、磁鉄鉱を含まない。泥質変成岩と似た性質をもっているため、堆積物の再溶融によってできたと考えられている。

Iタイプ花崗岩は、Caに富む鉱物(普通角閃石)を持った花崗岩で、化学的特徴として、酸化的でK、ルビジウム(Rb)、フッ素(F)、リチウム(Li)、スズ(Sn)、ベリリウム(Be)が乏しく、硫化物の鉱床(Cu, Pb, Zn, Moの鉱床)を伴う。塩基性岩を起源物質とすると考えられている。バソリスや岩株として大陸に大規模に分布しており、島弧にもみられる。日本の花崗岩のほとんどがIタイプ花崗岩に区分され、堆積岩由来の花崗岩が少ないことが特徴となっている。

Mタイプ花崗岩は、CaとNaに富みKに乏しく、磁鉄鉱を0.1~2%程度含み、ごく少量のチ

タン鉄鉱も含まれる。Aタイプ花崗岩は、アルカリに富みAlに乏しいアルカリ花崗岩になり、Fe-Ti 酸化鉱物(磁鉄鉱)を含まず、0.1%以下のチタン鉄鉱が伴われる(Ishihara, 1978)。Snやタンゲステン(W)などの鉱床が形成されることがある。大陸のリフト地帯やホットスポットに見られる。

花崗岩には、TTGと呼ばれる区分もある。TTGとは、トータル岩(tonalite)、トロニエム岩(trondhjemite)、花崗閃緑岩(granodiorite)の3つの頭文字をとったものである。TTGは、花崗岩の仲間ではあるが、前述の花崗岩類とは異なる特徴をもっている。

トータル岩は、構成鉱物として石英が多く(20~60体積%, 以下vol%と表記)、長石は灰長石が主でアルカリ長石(カリ長石や曹長石)が少ない。トロニエム岩は、石英が多く斜長石は曹長石で、斜長花崗岩(plagiogranite)とも呼ばれ、海洋地殻やオフィオライト中にドレライト(粗粒玄武岩dolerite)とともに岩脈として産する。花崗閃緑岩は、構成鉱物に斜長石が多く(65~90vol%), ついで石英(20~60vol%), カリ長石となる。TTGはいずれも化学的特徴として、珪酸の量が多く、アルカリ(特にK)や重希土類元素(HREE)が乏しい。TTGは、太古代のクラトンでは60%以上を占めるほど広く分布しているため、大陸の起源を考える上で、重要な花崗岩類となる。

b 島弧の花崗岩

Sタイプ花崗岩(堆積物を起源とするもの)以外の日本の花崗岩の化学組成を平均していくと安山岩組成となり(Aramaki et al., 1970, Takahashi, 1983), 島弧の火山岩類を構成するマグマ組成と類似することが指摘されている(巽, 2003; 2004)。ところが、島弧の初生マグマは玄武岩質と考えられるので、日本列島の大量の花崗岩類を、マンツルの溶融で直接形成することはできないことになる。

一方、大陸および島弧のTTGは、日本列島ではバソリスとして数十~数百kmの大きさの深成岩体として、長さ数百~数千kmの帯状になって分布している。島弧では新しい時代の火成活動が活発なので、地下にはマグマだまりが形成され、固化した深成岩も多数存在するはずである。侵食され露出している島弧の深成岩類は、過去のマグマだまりと考えられ、火山活動と深成活動が結びつけて考えられなければならない。島弧の深部、つまり造山帯の深部にはTTGに分類される花崗岩類が多数見られることから、島弧と大陸の関連が考えられた。

マンツルの溶融で玄武岩質マグマができるが、花崗岩バソリスは玄武岩質マグマの結晶分化作用では説明できない量である。TTGは、起源物質に含水玄武岩質岩類が高温(1100℃以上)で溶融(Bindeman et al., 2005)したり、堆積岩類の部分溶融で直接形成できることが高温高压の合成実験から知られている。TTGマグマが大量に形成される条件は、プレートの沈み込み帯が有力な場となる。これらの観点でも、TTGと島弧の花崗岩類の起源の関連が重要になってきた。

島弧の研究から、TTGの実在や重要性を物語る証拠も見つかった。

伊豆-マリアナ弧の地震波探査では、地表では玄武岩やフェルシクな火山岩を主としているが、中部地殻にはトータル質岩があり、現在形成中の海洋島弧においてもTTGが形成されていることが示された (Suyehiro et al., 1996)。東北日本でのマグマ形成のモデルとして、島弧の火山フロント直下にTTGマグマだまりがあったと考えられた (Tatsumi et al., 1983, Tatsumi and Eggins, 1995)。日本の領家帯などのTTGバソリスは、古い時代の島弧地殻中部から下部のマグマ溜まりが冷却、固化したものが、侵食により顔を出しているとみなされるようになってきた。

Tatsumi et al. (1983) は、次のような島弧のTTGの成因を提案した。沈み込む海洋プレートが、深度100kmと180kmで脱水反応をが起こし、その水分がマントルウェッジに入ることによってカンラン岩の部分融解が起こり、玄武岩質マグマができる。玄武岩質マグマが上昇して地殻下部に達した時、地殻物質を角閃岩化 (含水玄武岩類に相当) させ、その角閃岩が後続するマグマの熱によって部分融解し酸性 (花崗岩質) マグマをつくる。あるいは玄武岩マグマの熱で堆積物起源の地殻物質が溶けて酸性マグマが形成される。地殻下部で玄武岩質と酸性の2種のマグマが混合 (magma mixing) することで、多様な組成の島弧のマグマができる。平均したマグマ組成は、TTG組成になるとした。

さらに、Tatsumi (2000; 2005), Tatsumi and Stern (2006), Tatsumi and Takahashi (2006) などの一連の研究により、島弧の多様な作用をサブダクション・ファクトリー (subduction factory) と呼び、その中に大陸地殻形成のモデルも組み込まれることになった。

3 低温高压型変成帯

広域変成帯の中でも、低温高压型変成帯が重要な役割をもっていることがわかってきた。

a 変成作用の解析法

変成作用の解析方法として、変成鉱物の組み合わせから温度圧力条件を見つめる手法 (変成鉱物による温度計や圧力計) が確立された。変成鉱物による温度圧力計を用いて、同一変成帯内の変成度の異なる岩石から、圧力-温度図上に変成条件の変化を示した圧力 (縦軸) -温度 (横軸) -時間経路 (P-T-time path) が描けるようになり、累進変成作用や後退変成作用の区分ができるようになった。

地球深部の変成条件では、圧力は岩石が置かれた深度に敏感に反応するが、温度は岩石の熱伝導率が小さいため反応は遅く現れる。その変化を変成岩の分布位置から読み取り、時間経過を加味していくと、変成場の特徴を捉えることができる。

沈み込み帯では、低温のまま高压条件へ移動していく。造山帯の深部のバソリス形成場では、高温高压条件となっている。変成帯が急激に隆起した場合は最高変成条件から時計回りの経路をとり、位置が変わらず温度が下降 (isobaric cooling) すると反時計回りの経路をたどることになる。しかし、変成帯ごとに P-T-time 経路は、読み取られていく必要がある。例えば、沈み込

み帯でも時計回りの経路が形成されたり、反時計回りの経路がみえることがあり、P-T-time 経路は、沈み込み帯でも変成条件と上昇の運動様式に違いがあることがわかる。

このような変成鉱物による温度圧力計による変成条件と、P-T-time 経路による変成条件の変化は、形成過程（埋没、沈み込み）や変成条件から離脱過程（上昇、隆起）などとして読み取れ、造山帯形成における重要な束縛条件となる。

b 低温高压型変成帯の産状

低温高压型変成帯の産状と年代決定、変成作用の解析が進むことで、その実態と由来が明らかになってきた。

三波川変成帯において、上盤との境界はほぼ水平な正断層で、下盤は四万十帯と逆断層で接し、厚さは2 km以下の薄い板状となる産状が、K-Ar年代と微化石年代の組み合わせからわかってきた（佐々木・磯崎, 1992）。三郡変成帯においても、時代の異なる3つの低温高压型変成帯が複合している薄い板状の地質体で、その上下には非変成～弱変成の付加体が存在することがわかってきた（西村ほか, 1989）。

低温高压型変成帯を境する上下の断層を見分ける方法も考えられた（Isozaki and Itaya, 1990）。一般に、低温高压型の広域変成帯は、断層で境され薄い板状体になっており（Masago et al., 2004）、高温の状態で非変成付加体のなかに固体のまま構造的に貫入したもの（Maruyama, 1997; Maruyama et al., 1996）であることが明らかになってきた。島弧の付加体を原岩とした藍閃石相に達する変成作用の温度圧力条件は、衝突型の半分以下（Maruyama et al., 1996）であった。最も高い変成作用をうけた部分でも、デュープレックス構造、海洋プレート層序の復元、圧縮時の水平応力の方位などの復元がなされた（Okamoto et al., 2000）。

三波川変成帯で、広域変成帯のウェッジ搾り出し（wedge extrusion）による上昇モデルの提案され（丸山, 1990）、絞り出しは海嶺や海台などの密度の小さい物質が沈み込むことで隆起が起こったためと考えられた。三波川変成帯の上昇時期と中央海嶺の接近が一致することから、広域変成帯の間欠的な隆起は、中央海嶺の沈み込みが原因とされた（Maruyama and Seno, 1986）。さらに、中央海嶺の沈み込みは一度限りの現象ではなく、1億年程度の周期性で繰り返し起こっていた。海嶺の沈み込みにより、莫大なTTG地殻が急激に形成され、広域変成帯が上昇し、ウェッジ状の搾り出しが起こる（Maruyama, 1997）。このような短い期間での造山運動が繰り返されることが、太平洋型造山運動の新しいモデルとして提示された（丸山ほか, 2011）。

植田（2010）は、島弧には付加期の前後に非付加期があり、そこでの変成岩の上昇のモデルを示した。非付加期は、前弧テクトニクスともいえ、構造侵食と底付け（付加作用）が起こる。新たに低温高压型変成岩が形成され、古い変成岩が押し上げられる。そのためウェッジ上面は傾斜が急角度になり伸長場に変わり、地質体の薄化し減圧される。その後付加期に転換すると、側方短縮による高角度の逆断層が形成され、底付けで海洋プレート層序も付加するとした。

Gerya et al. (2002) は数値計算により、蛇紋岩化したウェッジマントルと地殻とで別の流れが形成され、低温高压型変成岩が地殻内に取り込まれ地表まで上昇するとした。Maruyama et al. (1996) では、低温高压型変成岩の上昇は、初期の塑性領域での搾り出しと、後期の脆性領域における低角ユニットのドーム状隆起によるとした。

低温高压型広域変成帯の基本的な実態が把握されてきたが、変成岩の上昇モデルについては、必ずしも決着を見ていない。

4 構造侵食作用

構造侵食作用の存在は以前から知られていたが、近年の研究から島弧での実態が解明され、太平洋造山運動に組み込まれていく必要性も判明してきた。

a 重要性の認識

構造侵食作用は、von Huene and Scholl (1991) で提示されていた概念であるが、あまり注目されてこなかった。近年、沈み込み帯での構造侵食作用が、一般的で重要であることが認識されてきた。

重要性の認識において、堆積岩中のジルコン粒子 (detrital zircon 碎屑性ジルコンと呼ばれる) の年代測定が大きく貢献した。ジルコンは強固な鉱物なので、侵食され堆積物中の碎屑粒子になっても形成年代を保存している。ジルコンは酸性マグマ (花崗岩質マグマ) から初生鉱物として晶出する。そのためジルコンによって得られた年代は、マグマの固化年代だけでなく、花崗岩類やバソリスの存在も示唆することになる。海洋プレート層序中の薄い酸性凝灰岩のジルコン年代は、海洋プレートが海溝へ到着し付加した年代の上限を示している (Sawaki et al., 2010)。ジルコン粒子の縁 (リム) には変成作用で再結晶のジルコンができることがあり、その部分の年代から変成年代を知ることができる (Katayama et al., 2000; 2001)。ジルコン粒子から、変動帯のいろいろな事件の年代を読み取ることができるようになってきた。

蛇紋岩メランジュの位置付けも新たになされてきた。カンラン岩は圧力が低く水蒸気圧が高い条件 (地下の比較的浅いところで水分が加わる場) におかれると蛇紋岩化作用が起こる。蛇紋岩は、カンラン岩より密度が小さく流動性を示す。蛇紋岩化したカンラン岩は、大きな断層や構造線沿いに上昇していくことになる。構造運動の激しい場では、蛇紋岩が断層に沿って造山帯中を上昇し、経路の岩石を捕獲していく。このようなものを蛇紋岩メランジュと呼ぶ。蛇紋岩メランジュは、沈み込み帯で形成されることが多く、捕獲された岩石は深部の重要な情報源となる。例えば、平田ほか (2010) は、伊豆-小笠原-マリアナ弧では、蛇紋岩メランジュ中に島弧火山岩 (過去の島弧) と藍閃石片岩 (過去の低温高压変成帯) が捕獲されていることから、海溝から火山フロントまでが消滅する大規模な構造侵食作用が、過去にも起こっていたことを指摘した。

さらに、日本は地震網が充実しているため、詳細な地下の地質構造の決定や精度の高い地震波

トモグラフィなど、地質学的情報が充実しているため、現在の沈み込み帯の深部の様子が詳細に解析されている。例えば、鈴木ほか (2010) は、現在の日本で、日高山脈や周辺の地質体を構成するジュラ紀～白亜紀の古い地質体が千島海溝で構造侵食されていること、伊豆・小笠原海溝の西側の火山列は前弧で正断層に沿っての構造侵食が起きていること、西南日本では地震波トモグラフィで厚さ数 km の低速度層の存在 (Hirose et al., 2008) から、大量の堆積物がフィリピン海プレート沈み込みによって構造侵食されていることなどが示された。

日本列島の構造侵食の実態が明らかにされ、地域ごとに構造侵食作用が詳細に解析され、沈み込み帯の認識も変わってきた。海洋プレートが沈み込むとき、地表の大陸地殻を構造的に破壊し、浸食し、マントルに運ぶメカニズムとその量の見積もられた (山本, 2010)。現在の沈み込み帯では、構造侵食型 (付加作用がないところ) が約 75% で、付加型は 25% となっている (Scholl and von Hune, 2007; 2009)。また、Clift and Vannuchi (2004) の見積もりによれば、海溝に溜まった堆積物の内、約 17% は付加体になるが、8 割以上の堆積物は構造侵食されているとした。沈み込み帯では、付加作用より構造侵食作用が優勢となることが明らかにされてきた (Bilek, 2010)。

構造侵食作用の役割を普遍化する試みもなされてきた。図 4 は、島弧における現在の構造侵食作用の特徴をまとめたものである。沈み込み帯において、堆積物の侵食、上盤側地殻の破壊と侵食、島弧の花崗岩物質の侵食など、さまざまレベルや規模での構造侵食作用が起こる (河合ほか, 2010)。構造侵食作用は、前弧域の広域的な沈降、海溝位置の陸側への移動、火山フロントの陸側への継続的な移動、海溝近傍における基盤岩 (古い変成帯やバソリス帯) の露出、がその認定の基準とされた (Scholl and von Huene, 2007)。活動的な海溝の大半で、地殻の薄化、上盤の古い付加体や基盤岩類の破壊が起こるといふ、より厳格な構造侵食作用の概念も設けられた (山本, 2010)。

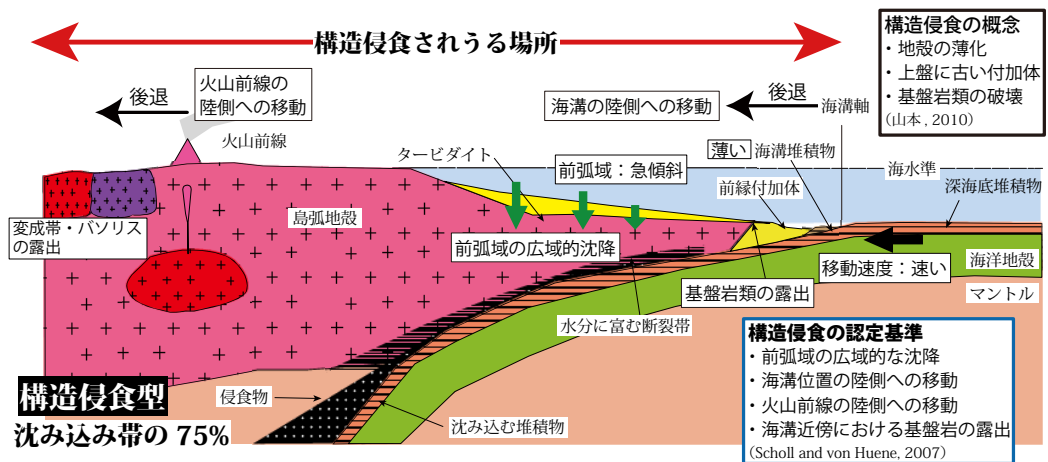


図 4 構造侵食の作用

島弧における現在の構造侵食作用の特徴をまとめたもの。構造侵食作用で島弧全体の消滅も起こりうる。von Huene and Scholl (1991), Clift and Vannucchi (2004), 山本 (2010), 植田 (2010) をまとめた。小出 (2019) を修正。

構造侵食が起こる成因として、地溝（バケツ）モデル、天井破壊モデル（Kodaira et al., 2000）、間隙水圧による水圧破碎モデル（山本, 2010）、蛇紋岩化モデル（鈴木ほか, 2010）などがある。地溝モデルは、バケツのように窪んでいる部分が上盤側の岩石を取り込んで破壊していくというものである。天井破壊モデルは海山や地溝壁などの物理的突起物が上盤の岩石を破壊していく、水圧破碎モデルは間隙水圧の圧力が上がると水圧により破碎が起きる、蛇紋岩化モデルは沈み込み面で上盤のマントルのカンラン岩が蛇紋化することで侵食されやすい状態になる、というものである。これらの中では、蛇紋岩化モデルが有力だと考えられている（丸山ほか, 2011）。

島弧の造山運動では、島弧固有の火成作用も起こっており大陸地殻が生成され、付加作用が働いているところでは大陸の成長も起こっている。だが、構造侵食作用で大陸地殻が大規模に消滅していることも明らかにされてきた。島弧では付加作用のみを考慮したものではなく、島弧では構造侵食作用を重視した造山運動のモデルが必要となってきた。

b 日本列島での検証

碎屑性ジルコンの年代測定は、現在では失われてしまった造山帯やバソリス帯、変成岩の原岩などを発見できる強力な手法となった。碎屑性ジルコンの年代から、日本列島で過去に起こった激しい構造侵食作用の存在が解明された。

中間ほか（2010b）は、砂岩中の碎屑性のジルコン年代の頻度分布から何度も激しい構造侵食作用が起こっていたこと、また付加体中の酸性凝灰岩層中の最も若いジルコン年代が付加体形成時期の束縛条件になることを示した。

大森・磯崎（2011）は、日本列島の前半の形成史を次のようにまとめた。超高压変成帯で特徴づけられる中国本土の北中国地塊（西南日本の隠岐帯と飛騨帯）と南中国地塊（日本列島の主部は南中国地塊の南縁の太平洋型造山帯）との間にトリアス紀の衝突型造山帯が形成され、造山帯の深部にはトリアス紀の中圧型変成岩（九州の背振山地および肥後山地、飛騨山地東縁の宇奈月地域、北関東の日立-竹貫地域）が形成された。

松本ほか（2011）は、青海変成岩が蛇紋岩メランジェ中のテクトニックブロックで、側方延長部は後の構造侵食によって消滅したとした。青海変成岩は、沈み込み帯の低温高压型変成帯（藍閃石片岩相からエクロジイト相）で累進的変成作用（日本最古の広域変成帯）を受けたもので、造山帯中核部にあったとした。

中間ほか（2010b）は、ジルコン年代から、過去のバソリスの痕跡を求めた。断続的に5度の巨大なバソリスの形成があったが、古い3つのバソリスは構造侵食作用によって消失したことを示した。そして、次のような日本列島の発達史を示した。

5億2000万年～4億年前の造山帯の存在を示す岩石はなく、トリアス紀後期の砂岩内で碎屑性ジルコンがあったが、ジュラ紀前期以降まったく認められなくなる。2億2000万年～2億1000万年前の造山帯の岩石は、北関東日立地域のカンブリア紀の花崗岩（田切ほか, 2010）や

黒瀬川帯のシルル紀の三滝花崗岩 (Maruyama et al., 1984) として痕跡が存在する。舞鶴帯のペルム紀の花崗岩や久野オフィオライト (約 2 億 8000 万年前; Ishiwatari et al., 1990) は大陸とは離れた海洋で形成された海洋内島弧 (proto-Japan arc) で形成された。これらから、日本列島では 2 億年前頃には古い地塊が完全に消失させる構造侵食作用が起こった (山本, 2010)。1 億 9000 万年～1 億 6000 万年前の造山帯は、飛騨帯のジュラ紀の船津花崗岩 (柴田, 1984) として痕跡があるが、白亜紀中頃 (約 1 億～9000 万年前) に消失している。現存している造山帯は、山陽帯 (1 億 1000 万年～9000 万年前; 木村・貴治; 1993, Imaoka et al., 1993) や山陰帯 (7000 万年前; 田坂ほか, 2007) として存在する。

辻森 (2010) は、日本の古生代中期の広域変成帯の変成鉱物の特徴から、ほとんどの海溝で構造侵食が起きており、古い大陸基盤まで侵食され、付加型造山帯も構造侵食による短縮を受けているとした。他にも、日本列島最古の非変成堆積岩がオルドビス紀前期にさかのぼり、それが広い範囲で陸棚層が堆積したこと (中間ほか, 2010a)、碎屑性ジルコンの年代による三波川帯の再区分 (大藤ほか, 2010)、東北日本でも中生代付加体の構造侵食 (植田, 2010)、日本海形成期に前弧域で短縮が起き古中央構造線の形成 (竹下, 2010) など、日本列島では構造侵食作用がいろいろな時代に起こった痕跡が示されてきた。

磯崎ほか (2010; 2011) は、構造侵食作用を取り入れた新しい地体構造区分を提唱した。

- ・飛騨帯および隠岐帯: アジア形成以前に存在した北中国地塊
- ・肥後帯: 北中国と南中国地塊との間の 2 億 3000 万年前の衝突帯の東方延長。構造的な下位の日本列島の大部分は南中国地塊の縁辺で形成
- ・長門-蓮華帯から四万十帯南帯: 古生代から新生代の付加体およびその低温高压変成帯。古い造山帯は蛇紋岩メランジュ中の小岩体。前弧域は付加・肥大と構造侵食・縮退を繰り返した。

日本列島は東アジア大陸縁に位置していたが、沈み込み帯が形成され、付加作用と構造侵食作用が繰り返され、大陸としての成長は間欠的で、大量の島弧地殻の形成と消失があったことがわかってきた。

V 太平洋型造山運動

島弧の造山運動は太平洋型造山運動と呼ばれている。その概要をまとめていく。

1 太平洋型造山運動の特徴

幅 400～500km、長さ 2000km にもおよぶ大規模な太平洋型造山帯 (Maruyama and Parkinson, 2000, Maruyama et al., 2002) が、すべて海洋プレートの沈み込みによって形成されたとするのが太平洋型造山運動である。

太平洋型造山帯は、いろいろな時代の構成物が混在したものとなる (図 5)。バソリス帯、前

弧海盆堆積物、低温高压型広域変成帯、付加体などが新たな造山帯を形成する (Maruyama, 1997)。衝突型造山帯は、上位から大陸縁堆積物、広域変成帯、前弧盆地の堆積物の3つがあり、隆起したドーム状に中心に広域変成帯は位置している。太平洋型造山帯と衝突型造山帯の構成物を比べると、堆積物は類似しているが、バソリス帯と低温高压型広域変成帯、付加体の存在が太平洋型造山帯の特徴となっている。太平洋型造山帯の特徴と衝突型造山帯と相違が、造山運動のモデルの中に必然性を持つように組み込まれている必要がある。

太平洋型造山帯には、大陸側に幅20~300kmのTTGバソリス帯があり、表層を酸性火山岩が覆っていることが特徴となる。新しい造山帯では花崗岩体の深部は露出していないので、表層の酸性火山岩類だけが見えている。衝突型造山運動には酸性マグマの活動はあっても、大きなバソリス帯はなく、造山運動の後期の小規模な貫入岩体の活動のみとなる。花崗岩質マグマも、衝突型は深部の含水条件で碎屑性堆積物が部分熔融したもので、太平洋型のTTGとは異なった花崗岩 (Sタイプ花崗岩) が主となっている (丸山ほか, 2011)。

島弧を特徴づける低温高压型変成帯は、造山帯の中心部にほぼ水平な断層で上下を挟まれ薄い板状 (2km以下) で存在する。藍閃石相に達する変成相系列になっており、温度圧力の最高値は衝突型の温度・圧力の半分以下 (60km深度で温度が700~800℃) となっている (Maruyama

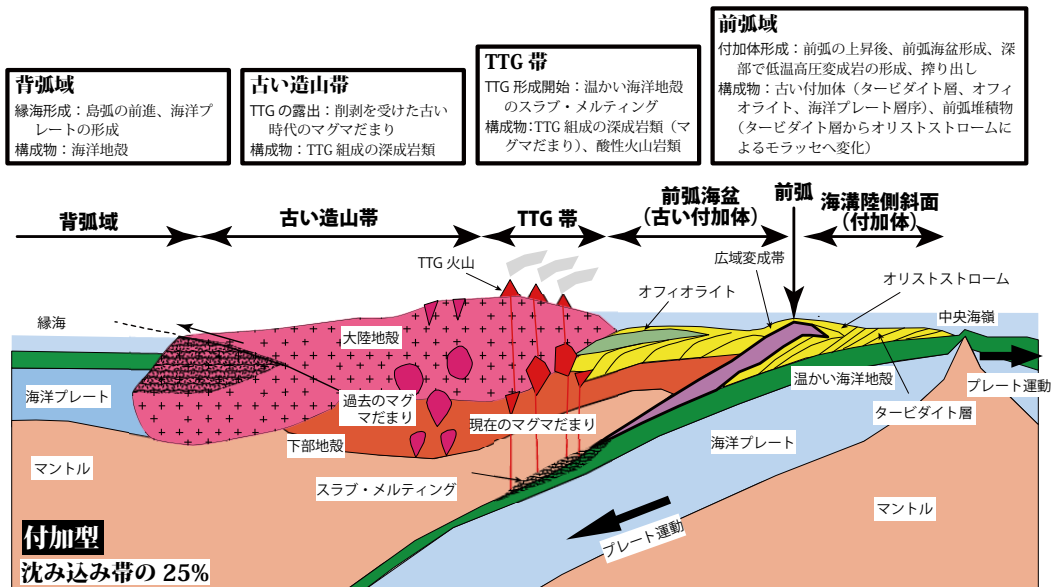


図5 太平洋型造山帯

太平洋型造山帯の模式図。海嶺の沈み込みがはじまる直前期。海側から前弧域, TTG (バソリス) 帯, 古い造山帯, 背弧域に区分して示した。前弧域は、付加体が形成され (海溝陸側斜面)、深部には低温高压変成岩の上昇で前弧の高まりができ、前弧の陸側には前弧海盆ができる。前弧海盆は、前に堆積した前弧堆積物、付加した海洋プレート層序などからなる。TTG 帯は、島弧の火成活動から、海嶺が近づくにつれてスラブ・メルティングによる活発な火成活動へと移行していく。TTG マグマは、深部ではバソリスを、表層では酸性火山岩を形成する。古い造山帯は以前に島弧として形成された造山帯である。背弧域では、通常期に形成された島弧の前進に伴う縁海が形成されている。

et al., 1996)。変成帯の温度圧力条件は、上下対称となっている。反時計回りのP-T-time経路から、沈み込みで急激な圧力増加が起こり、その後構造的上昇により急激な圧力減少が起こったと推定される。これらのことから、広域変成帯は、付加体の沈み込みによって変成作用を受け、後にウェッジ搾り出しにより上昇したと考えられる。化石やジルコンの付加年代から付加体を原岩としていることが判明した。太平洋型造山帯では、付加体由来の堆積物やそれを原岩とする低温高压型変成岩など、付加体の寄与が大きいことがわかってきた。ところが、現在の沈み込み帯において、付加体が形成されている場合は少なく(25%程度)、構造侵食の場の方が多い。このような違いもモデルにおいては説明されるべきであろう。

TTGの活動が増加する時期と、低温高压型変成帯の上昇時期に一致することが、太平洋型造山運動の重要な特徴である(Maruyama et al., 1996, Maruyama, 1997)。この時期の一致もモデルに反映されていく必要がある。

以上の太平洋型造山運動の特徴を踏まえて、丸山ほか(2011)は、海嶺の沈み込みという特異な条件で起こる激しい造山運動のモデルを提案した。その根拠は以下である。

- ① 中央海嶺の沈み込みの時期とTTGの形成年代が一致
- ② 中央海嶺の沈み込みの時期と変成帯の上昇する時期が一致
- ③ 中央海嶺が沈み込んだ後に付加体が形成
- ④ 構造侵食と累進変成作用の年代の一致

①の中央海嶺の沈み込みの時期は、高温のスラブが沈み込むことになり、スラブの含水玄武岩の部分が溶融(スラブ・メルティング)して、大量のTTGの形成される原因となる。②の中央海嶺の沈み込みの時期は、海嶺は温かく密度が小さいため、地形的高まりが沈み込んでいくことになり、沈み込みの低角度化が起こる。そのため、陸側に底付けされた既存の低温高压変成岩が上昇していくと考えられる。③の中央海嶺が沈み込んだ後には、①の活発な火成活動と②の広域変成帯の上昇、さらに褶曲山脈ができて隆起が起こる。その結果、陸の侵食が激しくなり、海側で堆積物が大量に供給され、付加体形成されていくと考えられる。④は構造侵食の起こっている時期は、スラブとともに付加体が沈み込み、累進変成作用を受けて低温高压変成岩となる。

他にも、広域変成帯の上昇の活発な時期があり、それ以外の時には上昇していないこと(Maruyama and Seno, 1986)から、海嶺の沈み込みという一時的な現象で急激な造山運動が起こったと考えられる。太平洋型造山運動においては、中央海嶺の沈み込みという特殊な状況が出現したとき(①から③の時)に、バソリス帯の急成長、大量のTTG地殻が形成され、低温高压型広域変成帯が上昇し、付加体が形成などの特徴ができると考えられる。さらに、太平洋型造山運動のモデルでは、海嶺の沈み込みの状況変化に伴って、①から③へと起こる作用に変遷があることも意味する。

一方、海嶺の沈み込んでいない時期(④の時)は、造山運動が起こらず、構造侵食が起こっており島弧の多く(2/3以上)がマントルに沈み込んでしまう。その痕跡が蛇紋岩メランジュに少しだけ残されるだけとなる。

日本列島では、海嶺の沈み込みが1億年ほどサイクルで繰り返されているため、太平洋型造山帯がその度に形成され、それ以外の時期は構造侵食を受ける。その結果、日本列島では過去5億2000万年間に、5回の急速な大陸地殻の成長があり、そのうち4つは構造侵食作用で消失した(鈴木ほか,2010)。西南日本の地殻の半分が若い付加体(8億年前より新しい)で占められていることから、5億2000万年年間のうち、約2/3は付加体のない時代であった(丸山ほか,2011)。

2 太平洋型造山運動の変遷史

太平洋型造山運動は、海嶺が沈み込むという特異な条件が出現した時、激しく造山運動が起こる(「海嶺沈み込み期」と呼ぶことにする)。日本列島では、海嶺の沈み込みが繰り返されたので、造山運動が周期的に活発になった。一方、現在の多くの沈み込み帯では、通常の海洋プレートの沈み込みが起こっている状態(通常沈み込み期)である。以下では、2つの時期に分けて、丸山ほか(2011)を参考に、太平洋型造山運動の変遷史をまとめていく。

a 通常沈み込み期の造山運動

「通常沈み込み期」の造山運動では、沈み込みに伴う島弧固有の火成作用(TTGの平均化学組

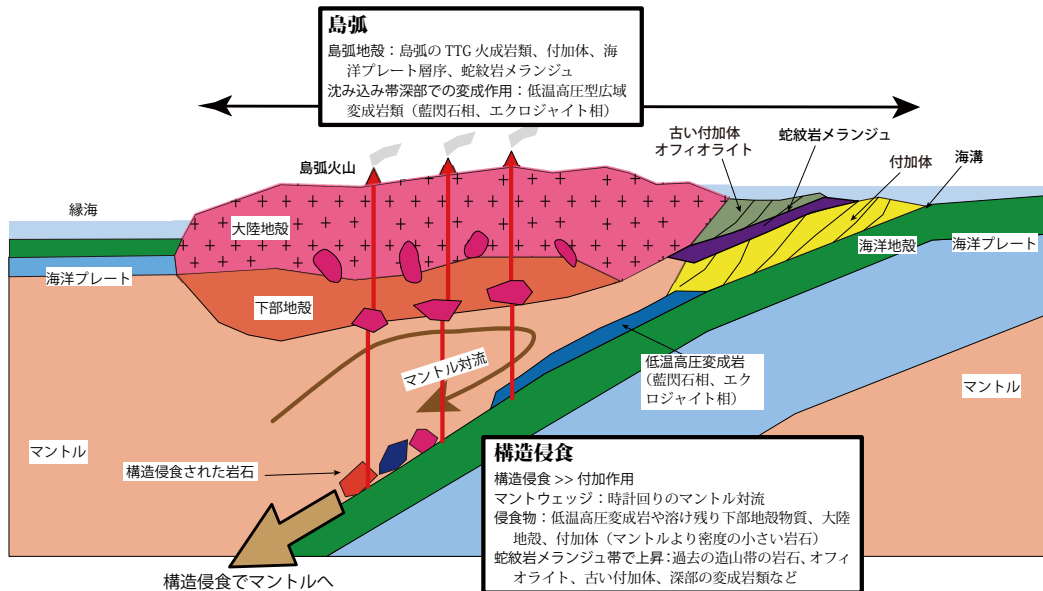


図6 通常沈み込み期の太平洋型造山帯

通常沈み込み期の太平洋型造山帯の模式図。主に構造侵食作用(75%)が起こり、付加作用は少ない。通常の島弧のTTG火成岩類、沈み込み帯の深部では藍閃石相からエクロジャイト相までの低温高压型広域変成作用が起こる。それらは蛇紋岩メランジュに取り込まれて島弧に取り込まれることがある。付加作用が起こる場合は、海洋プレート層序やタービダイト層からなる付加体が形成される。スラブの沈み込みとマントウエッジの時計回りのマンテル対流のため、低温高压型変成岩や島弧地殻下部の溶け残り物質、大陸地殻、付加体、過去の造山帯の岩石、オフィオライト、古い付加体、深部の変成岩類など、すべての島弧構成物に対して構造侵食が起こる。丸山ほか(2011)を参照。

成)が起こる(図6)。TTGマグマの起源は、マグマ混合によると考えられ(巽, 2003), 島弧における地殻形成という作用となるが、量や規模は後述の「海嶺沈み込み期」より少ない。

海洋プレートとともに前弧堆積物も沈み込み、深部では付加体と海洋プレート層序の岩石を原岩として、低温高圧型の累進変成作用が起こっている。しかし、変成帯が上昇するような造山運動は起こらず大半が沈み込んでしまう。構造侵食作用が進行すると、前弧域の付加体、島弧の火山地帯、過去の造山帯などの島弧地殻(大陸地殻)まで、マントルより密度の小さい岩石であってもマントルに持ち込まれることになり、造山帯すべてが地表からは消滅することもある。沈み込んだスラブや構造侵食物質が、メガリスやコールドプルームのマントルの下降流となり、プルームテクトニクスとして重要な意義を持つてくる。

「通常沈み込み期」の造山運動は、付加作用が起こっているのは稀な現象(25%程度)であるので、島弧地殻の成長は少ないと考えられる。多くの沈み込み帯では、構造侵食作用の起こっている場となる。過去の造山帯は、蛇紋岩メランジュ内の岩石ブロックや前弧堆積物として痕跡として残るのみとなる。

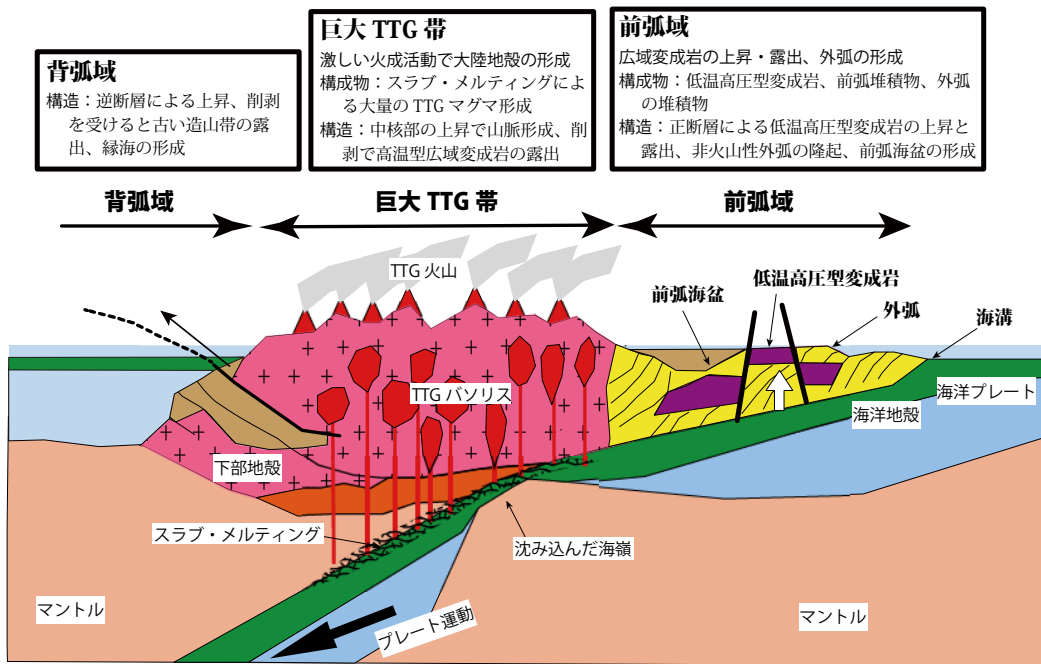


図7 海嶺沈み込み期の太平洋型造山運動

海嶺沈み込み期の太平洋型造山帯の模式図。前弧域では、正断層が形成され低温高圧型広域変成岩が上昇し露出する。そのため非火山性の隆起で外弧が形成され、陸側で前弧海盆ができ堆積物が溜まり、外弧の海溝側にも堆積物がたまる。巨大TTG帯では、海嶺が沈み込みスラブ・メルティングによって大量のTTG組成のマグマ形成され、大陸地殻が形成される。中核部が上昇し山脈が形成され、やがて剝削により高温型広域変成岩が露出する。背弧域では、逆断層の形成が起こり、古い造山帯があれば露出し、縁海が形成される。丸山ほか(2011)を参照。

b 海嶺沈み込み期の造山運動

「海嶺沈み込み期」の造山運動は、若く温かい海嶺付近の海洋プレートが沈み込んでいる4000万年ほどの間に起こるものとなる。

海嶺が沈み込み帯に近づくにつれて、沈み込みが低角度化していく。すると、付加体が大量に沈み込みをはじめ、それらを原岩する低温高压型の広域変成岩も大量に形成されていく。

海嶺の沈み込みが起こる時期になると、スラブ・メルティングで大量のTTG質マグマが生成され、花崗岩質バソリスや酸性火山岩類の形成される。その結果、島弧地殻（大陸地殻）が大量に形成されることになる（図7）。付加体がマントルに底付けられ上盤プレートとなっていく。低温高压型変成帯が沈み込み面に沿って上昇していき、薄い板状の貫入体として、付加体の中に構造的に貫入していく。その結果、非-弱変成の付加体に挟まれた低温高压型変成岩のサンドウィッチ構造が形成される。インドネシアジャワ島沖の外弧がその例とされる。

後期には、造山帯の中心部が上昇し山脈が形成され、侵食により変成帯の一部が地表に露出する。広域変成岩の上昇や火山フロント形成に伴って前弧域が構造的な高まりとして非火山性の外弧が形成される。この外弧と火山フロントの間に前弧海盆ができる。前弧海盆にタービダイト流が発生しフリッシュが堆積する。外弧が上昇すると、堆積相がフリッシュからモラッセへと変化していく。また、大量の海溝堆積物も形成され、新たな付加体となる。北アメリカ大陸西岸のシアトル南部オリンピック山周辺や紀伊半島南部地域がこの例とされる。やがて、西南日本の四万十変成帯と山陰花崗岩帯のように、変成帯の中心部が侵食により地表に露出するようになる。

海嶺の沈み込みが終わり、TTGなどの活動が終わると、通常沈み込み期へと戻る。

これらの造山運動の際立った特徴を変遷史として組み込んでいくことが、新しいテクトニクスになっていく（図8）。テクトニクスには、衝突型造山運動も組み込まれていくべきで、もし輪廻として位置づけられれば、新たなウィルソンサイクルとなっていくであろう。現在はまだ未完成である。

c 太平洋型造山運動の課題

太平洋型造山帯の特徴を説明できる運動論ができつつある。だが、未解決の課題もある。

日本列島では「海嶺沈み込み期」が何度があり、太平洋型造山運動が繰り返し起こった。だが他の地域、他の時代にも、太平洋型造山運動が繰り返し起こっていたのだろうか。海嶺の沈み込みは、周期的に起こるものなのか。それとも日本列島だけが、そのような特異な場であったのか。もし、海嶺の沈み込みが稀な現象であるなら、太平洋型造山帯の形成が繰り返されるのは稀なこととなる。さらに通常沈み込み帯では構造侵食作用が起こっていることが多く、一度できた造山帯が消滅していくことになる。そのように一度の海嶺沈み込み期の造山運動と、その後の長期の通常沈み込み期というサイクルであれば、造山帯は消滅する量が多くなる。そうすると復元は困難になるであろう。なぜなら、海嶺沈み込み期の造山帯の証拠となる蛇紋岩メランジュも構造侵

食の対象となるからである。

また、通常の沈み込み期の島弧のTTGの火成活動と海嶺沈み込み期の激しいTTGとのマグマの差はどのようなものだろうか。溶融部分が異なるため、性質の違いが生じるはずだ。通常の島弧の火成活動は大陸増加に寄与するが、構造侵食を起こしている沈み込み帯でもあるので、島弧

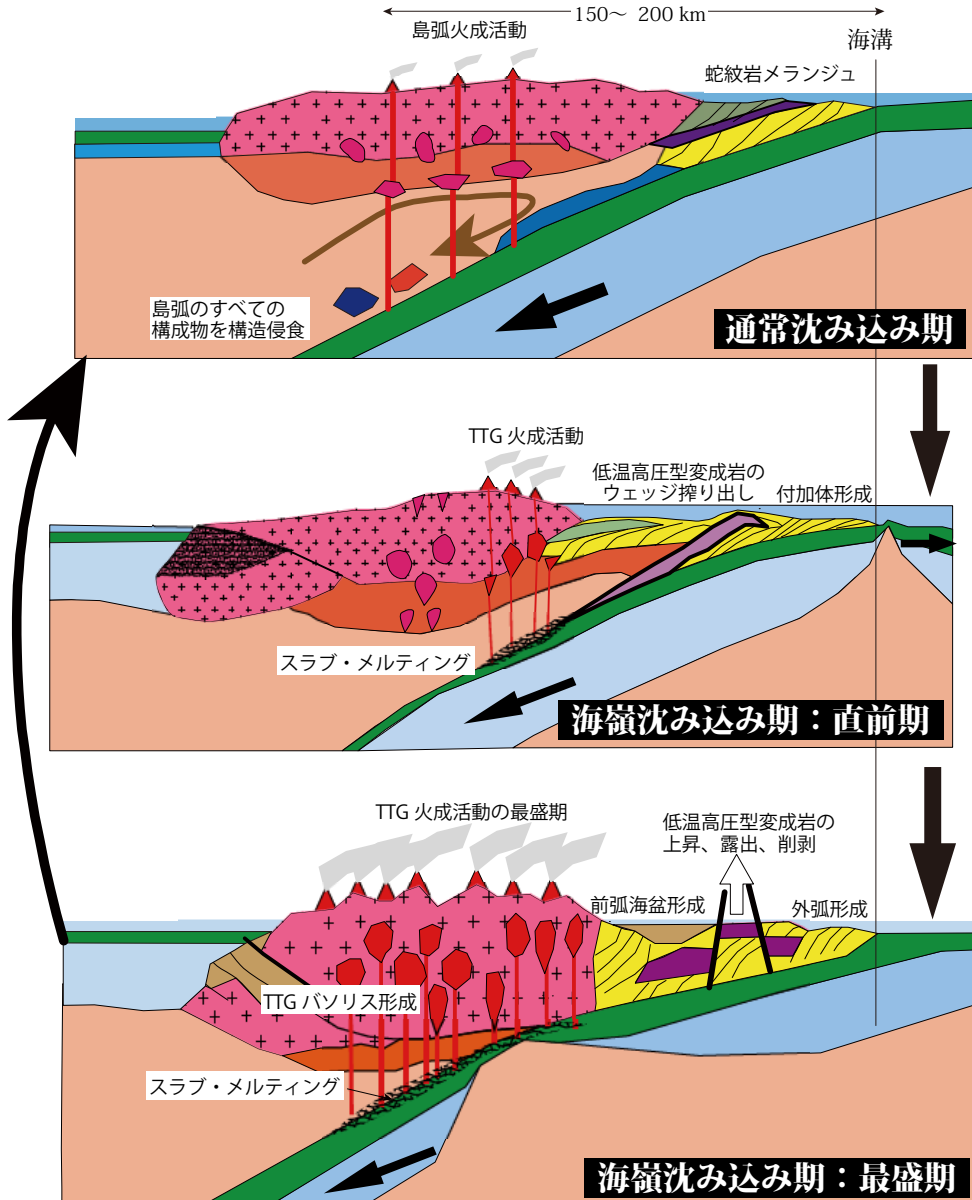


図8 太平洋型造山運動の変遷史モデル

通常期沈み込み期 (図5を参照) から、海嶺沈み込み期となり、海嶺が近づき (図6)、沈み込んでいき (図7)、再び通常期沈み込み期へと戻る。

地殻の成長と消滅が同時に起こっている。どちらが優勢になるのかは、何に依存するのだろうか。現在の地球表層では、付加体形成が起こっている場と構造侵食作用が起こっている場があるが、その差はどのような条件に由来するだろうか。

海嶺の沈み込み期が太平洋造山運動の重要な時期に当たるのだが、通常の沈み込み期に起こっている島弧の各種の作用の地球史的役割はどうなるのだろうか。現在の多くの島弧では、通常期の活動をしており、その地質学的意味の再検討も必要となるだろう。通常期の低温高压型変成岩類はマントルに沈み込んでしまうだけで、地表における地質学的意義は全くもたないのだろうか。

構造侵食の場の多さを考えると、大陸地殻の成長より消費が勝っているように見える。地球史前半の20億年間の大陸地殻成長は、衝突型造山運動ではなく、すべて太平洋型造山運動によると考えられてもいる(丸山ほか,2011)が、大陸地殻の成長過程、そして将来予測はどうなるのだろうか。

このように太平洋型造山運動のモデルには課題も多いが、それらの課題を解決しながら、モデルの修正、発展をしていく必要があるだろう。

VI さいごに

日本列島周辺には、いくつもの沈み込み帯と島弧がある。沈み込み帯では海溝(あるいはトラフとも呼ばれる)が形成されるので、島弧-海溝系と呼ばれている。南海トラフの沈み込み帯と西南日本の島弧、南西諸島海溝と琉球弧、伊豆・小笠原海溝と伊豆・小笠原弧、マリアナ海溝とマリアナ弧、日本海溝(古い海洋プレート)と東北日本弧、千島・カムチャツカ海溝と千島弧などのセットが見られる。

日本列島のそれぞれの島弧-海溝系では異なった個性をもっている(図9)。南海トラフでは、過去に海嶺が沈み込んだ造山帯をもった成熟した島弧に、若い海洋地殻が沈み込み、現在も付加作用が起こっている。南西諸島海溝では、若い海洋地殻が海洋島弧に沈み込んでいる。伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝は、古い海洋プレートが未成熟の海洋島弧に沈み込んで、構造侵食が激しい場である。しかし両海溝及び島弧の湾曲程度は大きく異なる。日本海溝では、古い海洋プレートが成熟した島弧に沈み込んでおり、構造侵食が起こっている。千島・カムチャツカ海溝は、成熟した島弧(北海道)から海洋島弧(千島列島)があり、古い海洋プレートが斜めに沈み込んでいる。

これまで日本列島は、付加体と島弧の火成活動を中心とした造山運動の場の典型と考えられ、研究が進められてきた。付加体の典型的な地域として西南日本外帯が、島弧火成活動としては第四紀の新しい火山が対象となった。日本の地質学において西南日本外帯の付加体の実態解明が、重要な研究テーマとされ大きな成果を上げてきた。付加体のメカニズムの解明が華々しくおこなわれていたためもあってだろう、他の島弧-海溝系の構造侵食作用に目が向いていなかった。また地表の火山の解明のため、過去のマグマだまりであるバツリスとの関連については言及されてこなかった。

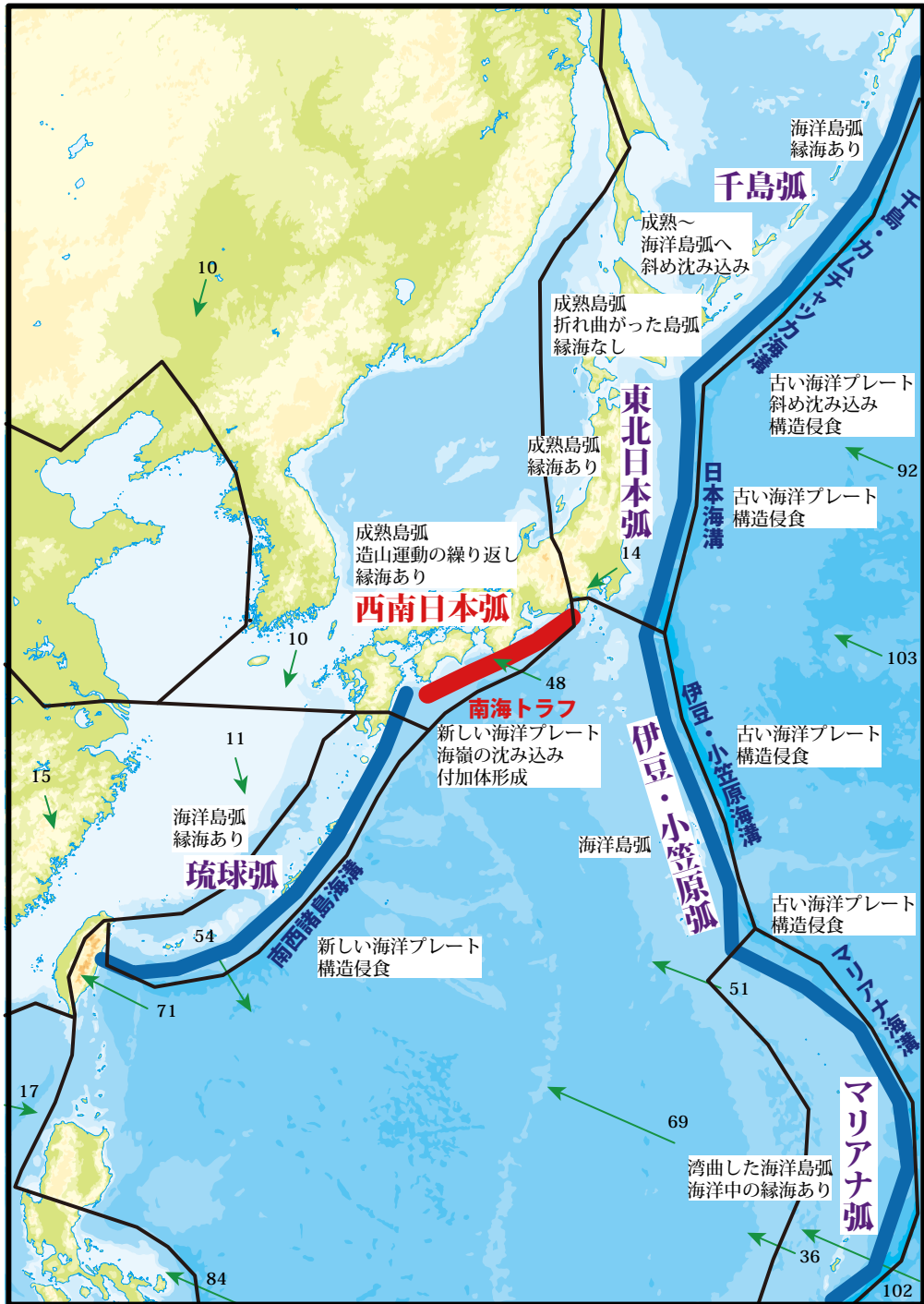


図9 日本列島の沈み込み帯

日本列島周辺の沈み込み帯と島弧とその特徴。赤太線：付加作用が起こっている沈み込み帯。青太線：構造侵食作用が起こっている沈み込み帯。黒実線：プレート境界，緑細線：プレートの移動方向と速度 (Bird, 2003)。

多くの沈み込み帯では、付加体が形成されておらず、構造浸食作用が激しくおこっていることが明らかにされてきた (例えば、平田ほか, 2010 など)。2010 年ころから西南日本の内帯から外帯にかけて、多数の碎屑性のジルコン年代から過去の造山運動の痕跡を探るという手法が確立され (中間ほか, 2010), 西南日本の過去の構造浸食作用が激しく起こっていたことが解明された。西南日本の外帯のような付加体形成は例外的で、沈み込み帯では構造侵食が主として働いている島弧-海溝系がほとんどであった。そのような姿が、島弧の造山運動の本質ではないかと考えられるようになってきた (丸山, 2012)。

島弧-海溝系では構造侵食作用が中心となっており、海嶺の沈み込みの時にのみ太平洋型造山運動が起こることも、西南日本の研究から明らかになってきた。西南日本は、何度かの海嶺の沈み込みが起こり、太平洋型造山運動が繰り返された場と考えられるようになってきた。構造浸食作用を組み入れた太平洋型造山運動の変遷史は、西南日本が典型となり再び脚光を浴びる場となった。だが、太平洋型造山運動が繰り返し起こることか、島弧の造山運動の典型としていいかどうかは、まだ確定していない。

西南日本だけでなく、過去の造山帯が日本列島各地で見つかることも、ジルコン年代から明らかにされてきた (例えば、田切ほか, 2010, 松本ほか, 2011 など)。このような碎屑性ジルコン年代による過去の造山運動の復元という方法論は、さまざまな地域や造山帯への応用が可能である。例えば、構造線の活動史の解明として、長谷川ほか (2019) などの研究がある。日本列島には、多様な島弧-海溝系があるため、現在進行中の島弧の造山運動の研究の場として、今後も重要性を持ち続けるであろう。

文 献

- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T., 1970. Chemical composition of Japanese granites Part 1. Variation trends of 400 analyses. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 48, 491-505.
- Bilek, S. L., 2010. The role of subduction erosion on seismicity. *Geology*, 38, 479-480.
- Bindeman, I. N., Eiler, J. M., Yogodzinski, G. M., Tatsumi, Y., Stern, C. R., Grove, T. L., Portnyagin, M., Hoernle, K. and Danyushevsky, L. V., 2005. Oxygen isotope evidence for slab melting in modern and ancient subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 3-4, 480-496.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 3, 1027, 1-52.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974. Two contrasting granitic types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Clift, P. and Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 42, doi: 10.1029/2003RG000127.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M., 1970a. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75, 2625-s2647.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M., 1970b. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 10, 625-638.
- Dickinson, W. R., 1971. Plate tectonic models for orogeny at continental margins. *Nature*, 232, 41-42.
- Dickinson, W. R., 1973. Width of modern arc-trench gaps proportional of past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, 78, 3376-3389.
- Fukao, Y., 1992. Seismic tomogram of the Earth's mantle: Geodynamic implications. *Science*, 258: 625-630.

- Fukao, Y., Maruyama, S., Obayashi, M. and Inoue, H., 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 4-23.
- Gerya, T.V., Stockhert, B. and Perchuk, A.L., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21, 1056, doi:10.1029/2002TC001406.
- 長谷川遼・磯崎行雄・大友幸子・堤之恭, 2019. 「中央構造線(MTL)の活動時期—三河大野-伊平地域の低角度 MTLに隣接する三種類の白亜紀砂岩の碎屑性ジルコン年代からの制限—」『地学雑誌』128, 3, 391-417.
- 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・李毅兵・昆慶明, 2010. 「プロト伊豆—マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス」『地学雑誌』119, 6, 1125-1160.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, 123, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Imaoka, T., Nakajima, N. and Itaya, T., 1993. K-Ar ages of hornblendes in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 88, 265-271.
- Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L. R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 5855-5899.
- Ishihara, S., 1978. Metallogenesis in the Japanese island-arc system. *Journal of Geological Society of London*, 135, 389-406.
- Ishiwatari, A., Ikeda, Y. and Koide, Y., 1990. The Yakuno Ophiolite, Japan: Fragments of Permian island arc and marginal sea basin crust with a hot spot. *Proceedings of Ophiolite and Oceanic Lithosphere*, Cyprus, Geological Survey Department., 497-506.
- Isozaki, Y. and Itaya, T., 1990. Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geology*, 8, 401-411.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤茂, 2010. 「日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義—」『地学雑誌』119, 6, 999-1053.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・中間隆晃・山本伸次・柳井修一, 2011. 「活動的大陸縁の肥大と縮小の歴史—日本列島形成史アップデート—」『地学雑誌』210, 1, 65-99.
- Kaneko, Y., 1997. Two-step of exhumation model of the Himalayan metamorphic belt, central Nepal. *Journal of the Geological Society of Japan*, 103, 203-226.
- Kaneko, Y., Maruyama, S., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Ishikawa, M., Anma, R., Parkinson, C.D., Ota, T., Nakajima, Y., Katayama, I. and Yamauchi, K., 2000. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 264-283.
- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K. and Sano, Y., 2001. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 185-198.
- Katayama, I., Zayachkovsky, A. and Maruyama, S., 2000. Progressive P-T records from zircon in Kokchetav UHP-HP rocks, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 417-428.
- Kawai, K., Tsuchiya, T., Tsuchiya, J. and Maruyama, S., 2009. Lost primordial continents. *Gondwana Research*, 16, 581-586.
- 河合研志・土屋卓久・丸山茂徳, 2010. 「第2大陸」『地学雑誌』119, 6, 1197-1214.
- 木村克己・貴治康夫, 1993. 「美濃-丹波帯に貫入する高マグネシア安山岩および玄武岩シートのK-Ar年代」『地質学雑誌』99, 205-208.
- Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. and Kaneda, Y., 2000. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido Earthquake. *Science*, 289, 104-106.
- 小出良幸, 2012. 「島弧-海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』92, 1-23.
- 小出良幸, 2013. 「島弧における付加体の形成と擾乱について」『札幌学院大学人文学会紀要』93, 37-58.

- 小出良幸, 2017. 「マグマ固結過程における火成岩の化学的多様性の形成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 102, 1-29.
- 小出良幸, 2018. 『地質学の学際化プロジェクト 第3巻 地質学1 地球物質の多様性形成機構と火成作用の役割』札幌学院大学総合研究所, 347 p.
- 小出良幸, 2019. 「沈み込み帯における付加と構造侵食の地質学的役割について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 105, 117-146.
- Kuhn, T. 1962. *The Structure of Scientific Revolutions*. University of Chicago Press, 中山茂訳, 1971. 『科学革命の構造』みすず書房, 293 p.
- Le Pichon, 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 3661-3697.
- 丸山茂徳, 1990. 「高压変成帯の上昇機構」日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 484.
- 丸山茂徳, 1993. 「プレュームテクトニクス」『科学』63, 373-386.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 24-49.
- Maruyama, S., 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island Arc*, 6, 91-120.
- 丸山茂徳, 2012. 「造山帯の分類とその意義: 古造構場復元の束縛条件—「丸山ほか: 太平洋型造山帯—新しい概念の提唱と地球史における時空分布—」論文(地学雑誌, 120巻, 115-223)の追記—」『地学雑誌』121, 6, 1090-1106.
- Maruyama, S., Banno, S., Matsuda, T. and Nakajima, T., 1984. Kurosegawa zone and its bearing on the development of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 110, 47-60.
- Maruyama, S., Liou, J.G. and Terabayashi, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review*, 38, 485-594.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志 and Windley, B. F., 2011. 「太平洋型造山帯—新しい概念の提唱と地球史における時空分布」『地学雑誌』120, 1, 115-223.
- Maruyama, S. and Parkinson, C.D., 2000. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *The Island Arc*, 9, 439-455.
- Maruyama, S., Parkinson, C.D. and Liou, J.G., 2002. Overview of the tectonic evolution of the Kokchetav Massif and the role of fluid in subduction and exhumation. in *The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* edited by Parkinson, C.D., Katayama, I., Liou, J.G. and Maruyama, S., Universal Academy Press, Tokyo., 427-442.
- Maruyama, S. and Seno, T., 1986. Orogeny and relative plate motions—Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 127, 305-329.
- Masago, H., Okamoto, K. and Terabayashi, M., 2004. Exhumation tectonics of the Sanbagawa high-pressure metamorphic belt, SW Japan—Constraints from the upper and lower boundary faults—. *International Geology Review*, 47, 1194-1206.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction. *Tectonics*, 10, 475-499.
- Matsuda, T. and Uyeda, S., 1971. On the Pacific-type orogeny and its model: Exhumation of the paired metamorphic belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, 5-27.
- 松本謙一・杉村和子・時田いずみ・柗座圭太郎・丸山茂徳, 2011. 「飛騨外縁帯糸魚川—青海地域の地質と変成作用」『地学雑誌』120, 1, 4-29.
- McKenzie and Parker, 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276-1280.
- 湊正雄, 1973. 『地層学 第二版』岩波書店, 396 p.
- 都城秋穂, 1975. 「プレート・テクトニクスにもどつて造山論」都城秋穂・安芸敬一編, 『岩波講座 地球科学12 変動する地球III』岩波書店, 35-145.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2, 277-311.
- Miyashiro, A., Aki, K. and Sengor, A. M. C., 1982. *Orogeny*. John Wiley and Sons, 242 p.
- Morgan, 1968. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 1959-1982.

- 中間隆晃・平田岳史・大藤茂・丸山茂徳, 2010a. 「日本最古の堆積岩年代 472 Ma (オルドビス紀前期末) とその意義」『地学雑誌』119, 2, 270-278.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳, 2010b. 「日本列島の古地理学」『地学雑誌』119, 6, 1161-1172.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷敦, 1989. 「西南日本内帯 220 Ma 高圧変成岩の原岩年代と変成履歴」『地質学論集』33, 143-166.
- Okamoto, K., Maruyama, S. and Isozaki, Y., 2000. Accretionary complex origin of the Sanbagawa, high P/T metamorphic rocks, Central Shikoku, Japan -Layer-parallel shortening structure and green-stone geochemistry.- Journal of the Geological Society of Japan, 106, 70-86.
- 大森聡一・磯崎行雄, 2011. 「古生代日本と南北中国地塊間衝突帯の東方延長」『地学雑誌』120, 1, 40-51.
- 大藤茂・下條将徳・青木一勝・中間隆晃・丸山茂徳・柳井修一, 2010. 「砂質片岩中のジルコンの年代分布に基づく三波川帯再区分の試み」『地学雑誌』119, 2, 333-346.
- 佐々木洋大・磯崎行雄, 1992. 「紀伊半島中央部, 三波川帯・四万十帯間の低角度スラスト」『地質学雑誌』98, 57-60.
- Sawaki, Y., Shibuya, S., Kawai, T., Komiya, T., Omori, S., Iizuka, T., Hirata, T., Windley, B.F. and Maruyama, S., 2010. Imbricated ocean plate stratigraphy and U-Pb zircon ages from tuff beds in cherts in the Ballantrae Complex, SW Scotland. Geological Society of America, Bulletin, 122, 454-464.
- Scholl, D. W. and von Huene, R., 2007. Crustal recycling at modern subduction zone applies to the past-issues of growth and preservation of continental basement, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. Geol. Soc. Amer. Mem., 200, 9-32.
- Scholl, D. W. and von Huene, R., 2009. Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (noncollisional) and collisional (suturing) orogens. Geol. Soc., London, Spec. Pub., 318, 105-125.
- 柴田賢, 1984. 「船津花崗岩類の同位体年代」『岩鉱』79, 289-298.
- Stille, H., 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Gebruder Bornträger, Berlin.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Ariie, Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A., 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. Science, 272, 5260, 390-392.
- 鈴木和恵・丸山茂徳・山本伸次・大森聡一, 2010. 「日本列島の大陸地殻は成長したのか? —5つの日本が生まれ, 4つの日本が沈み込み消失した—」『地学雑誌』119, 6, 1173-1196.
- 田切美智雄・森本麻希・望月涼子・横須賀歩, Daniel J. Dunkley, 足立達朗, 2010. 「日立変成岩類」『地学雑誌』119, 2, 245-256.
- Takahashi, M., 1983. Space-time distribution of the Mesozoic to early Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implications. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds. Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 69-88.
- 竹下徹, 2010. 「日本海拡大時の中央および西南日本前弧域テクトニクス」『地学雑誌』119, 2, 347-361.
- 田坂紘史・今岡照喜・板谷徹丸, 2007. 「島根県西部, 大麻山深成複合岩体の地質・岩石記載と K-Ar 年代」『地球科学』61, 433-452.
- 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, 159 p.
- Tatsumi, Y., 2000. Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the enriched mantle: I, Component in the mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1, doi:10.1029/2000GC000094.
- 巽好幸, 2003. 『安山岩と大陸の起源: ローカルからグローバルへ』東京大学出版会, 213 p.
- 巽好幸, 2004. 「総説: 沈み込み帯のマグマ学-島弧進化の包括的理解を目指して-」『地質学雑誌』110, 4, 244-250.
- Tatsumi, Y., 2005. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. GSA Today, 15, doi: 10.1130/1052-5173.
- Tatsumi, Y. and Stern, R. J., 2006. Manufacturing Continental Crust in Factory. Oceanography, 19, 4, 104-

112.

- Tatsumi, Y. and Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell, Cambridge, 211p.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T., 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, 101, 145-153 IMA 2006 Issue 1.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fukuyama, H. and Kushiro, I., 1983. Generation of arc basalt magmas and their structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5815-5825.
- 辻森樹, 2010. 「日本列島に記録された古生代高圧変成作用」『地学雑誌』119, 2, 294-312.
- 植田勇人, 2010. 「付加体の構造侵食による前弧の構造発達」『地学雑誌』119, 2, 362-377.
- von Huene, R. and Scholl, D. W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-316.
- Wilson, J. T., 1965. A new class of faults and their bearing on Continental drift. *Nature*, 207, 343-347.
- Wilson, J. T., 1968a. Static or mobile earth: the current scientific revolution. *Amer., Phil. Soc., Proc.*, 112, 309-320.
- Wilson, J. T., 1968b. A revolution in earth science (with replay to V. V. Beloussov). *Geo Times*, 13, 10-16, 20-22.
- 山本慎次, 2010. 「構造浸食作用-太平洋型造山運動論と大陸成長モデルへの新視点-」『地学雑誌』119, 6, 963-998.

Geological Significances of Island Arcs on Orogeny

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Orogeny is a part of the tectonics, and is most active geological functions on the Earth. Orogeny is classified with the collision-type and the Pacific-type. The Pacific-type orogeny is developed at subduction zone, but orogeny belt often is not developed by structure erosion at a subduction zone. The intense Pacific-type orogeny is formed at the island arc subducted by oceanic ridge, for example, Southwest Japan arc.

Keywords: Pacific-type orogeny, tectonic erosion, low-pressure and high-temperature metamorphic rock, TTG, tectonics

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)