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 —

鈴木 和 恵* 丸 山 茂 徳*
山 本 伸 次* 大 森 聡 一*

Have the Japanese Islands Grown?: Five “Japan”s Were Born, and Four “Japan”s Subducted into the Mantle

Kazue SUZUKI*, Shigenori MARUYAMA*,
Shinji YAMAMOTO* and Soichi OMORI*

Abstract

The Japanese Islands have long been considered to be the most evolved of all the island arcs in the oceans. A simple scenario has been implicitly accepted for the growth of the Japanese Islands: since subduction started sometime around 520 Ma, the TTG crust has increased over time in association with the steady-state growth of the accretionary prism in front. Here, we show very different dynamic growths of TTG crusts over time than previously thought, *i.e.*, four times more TTG crusts than at present must have gone into the deep mantle due to tectonic erosion, which occurred six times since subduction was initiated at 520 Ma. Tectonic erosion is a major process that has controlled the development history of the Japanese islands. It can be traced as a serpentinite mélange belt, which indicates the upper boundary of past extensive tectonic erosion.

Key words : tectonic erosion, serpentinite mélange, accretionary complex, continental crust, Pacific-type orogeny

キーワード : 構造侵食, 蛇紋岩メランジュ, 付加体, 大陸地殻, 太平洋型造山運動

I. はじめに

日本列島は、1990年代初頭のプレート造山論による構造発達史の提唱以来、過去5億年に及ぶ海洋プレートの沈み込みによって、付加体が定常的に海側につくられ、海溝は時間とともに海側に移動し、古い付加体に花崗岩質マグマが次々と貫入、あるいはカルクアルカリ系列の火山岩層がそれらを覆い、約5億年間で400-500 km 海側

に成長してきた造山帯であると説明されてきた。中新世になって、日本海の誕生とともに、源日本列島が太平洋内部へ押し出されて、見かけ上、島弧型造山帯となったが、その実態はその5億年のほとんどの時間を活動的大陸縁で発達・進化したコルディレラ型造山帯である。約1億年間隔で、都合5回の低温高压型の広域変成帯が地殻深部から上昇するとともに、TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite suite) 地殻を形成す

* 東京工業大学理工学研究科地球惑星科学専攻

* Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, 152-8551, Japan

る活動が活発化したとみなされてきた。そしてそれを太平洋型造山運動 (Matsuda and Uyeda, 1971), あるいは都城型造山運動 (Maruyama, 1997) と呼んで、造山運動が活発化し、間欠的な成長をした時代を区別して扱い、個々の造山運動に対して例えば佐川 (都城) 造山運動という個別名称を与えてきた (磯崎・丸山, 1991)。

ところが、海洋調査の進展とともに、現世のプレート収束境界での付加体の形成は、むしろまれで例外的なプロセスであり、卓越するのは、既存の付加体さえ強制的に破壊され深部へ運搬されるプロセス、すなわち「構造侵食」が一般的だとみなされるようになった (Scholl and von Huene, 2007; Clift *et al.*, 2009)。主として環太平洋周辺の海溝付近の調査に基づいた構造侵食については山本 (2010) のレビュー論文を参照されたい。構造侵食が、プレート収束境界に起きる、ごく一般的な事象であるならば、過去に同様なプロセスを経た陸上地質体においても、その記録が残されているに違いない。ところが、陸上の地質体を対象にした構造侵食の具体的な研究はこれまでにない。その理由は、具体的な研究の手法が提案されていないからである。そこで、この論文では、構造侵食を実証する手法を提案する。さらに日本列島の構造発達史において、起きたであろう構造侵食を、既存のデータに基づいて、その時代と規模を導き出し、失われた大陸地殻の量を半定量的に見積もることを試みる。さらに、過去の大規模構造侵食の傷跡を示す指標 (proxy) としての地質体が蛇紋岩メランジュであることを提案する。

II. 日本列島周辺の海洋地域の 付加体地質と構造侵食

日本列島周辺の海溝陸側斜面の海洋音響探査に基づいて、最近になされた重要な発見を要約する。詳細なレビューは山本 (2010) を参照のこと。

1) 北海道-東北日本沖の構造侵食

北海道中央部の地体構造は日高山脈に代表される南北トレンドをもつ。その南方延長の海域では千島海溝がほぼ東西に伸びている (図 1)。新し

い付加体の形成は海溝に沿って起きるので、本来その走向は海溝の伸びと平行になるはずである。したがって、日高山脈が千島海溝と高角で交叉することは、日高山脈と周辺の地質体を構成するジュラ紀-白亜紀などの古い地質体が千島海溝で構造侵食されたか、あるいは現在も侵食されつつあることを示している。

千島海溝は襟裳岬南方で日本海溝と接合し、南方の房総半島沖で南海トラフと合流して海溝三重点をつくる。そこから南方へ伸びるのが伊豆・小笠原海溝である。これはさらに南方のマリアナ海溝へと続く。

西北海道から東北日本にかけての地体構造の走向は北西-南東 (図 1) であり、これもまた日本海溝の伸びと斜交する。東北日本沖の海溝陸側斜面の掘削によって、この地域の構造侵食の実態が明らかになった。その結果、海溝の陸側斜面近傍まで白亜紀の TTG 花崗岩質基盤岩が露出すること、付加体は存在してもわずかであること、中新世に大規模な構造侵食がはじまり、上盤側の物質が大量に剥ぎとられたために、数 km の沈降が起きて、広大な不整合が形成されたこと、などが明らかとなった (山本, 2010 のレビュー参照)。

2) 関東からマリアナ沖の構造侵食

房総沖の海溝三重点から南に伸びる伊豆・小笠原海溝はマリアナ海溝へと続くが、その下位に沈み込む太平洋プレートは世界最古の年齢 (約 1.9 億年前) をもつ。その古さゆえに沈み込む角度は大きく、前弧域では大規模な正断層が発達し、重力崩壊が多発して、海溝陸側斜面には海洋島弧的性質をもつ基盤岩類 (ボニナイトを含む) が露出している。Uyeda (1983) はこのようなタイプの沈み込み帯をマリアナ型と呼んで、その特徴の 1 つとして正断層型の構造侵食をとりあげた。伊豆・小笠原海溝の西側には火山フロントをつくる活火山列がある。その海側の前弧 (約 48 Ma の古い火山弧で小笠原弧と呼ぶ; Seno and Maruyama, 1984) の地殻表層は、正断層に沿って、海溝へと重力崩壊する運命にある。

3) 西南日本の構造侵食

西南日本の下にフィリピン海 (PHS) プレー

図 1 日本列島と周辺の地域の地質図 (Maruyama, 1997 を改変). 日本列島の造山帯のトレンドが東北日本沖と北海道沖で海溝によって断ち切られている. 図中の矢印は西南日本の南北断面 (図 2) の位置を示す.

Fig. 1 Geotectonic subdivisions of the Japanese Islands (modified from Maruyama, 1997). Note that two orogenic belts in the Central Hokkaido Island and in the Northeast Honshu Island, continuing southward sub-aerially off Hokkaido and Sanriku, are truncated by the active Kuril and Japan Trench. Arrows indicate the position of the cross-section in Southwest Japan (Fig. 2).

トが沈み込むが, その沈み込み境界の代表が四国沖の南海トラフである。土佐沖では Karig (1972) 以来, 数度にわたり掘削が敢行され (図 1), 付加プリズムの形成過程がいくども議論され, 最終的に付加プリズムの上から下位の海洋プレートまで貫入する掘削が行われた。その結果に基づき, 南海トラフの陸側斜面は, 世界で最も標準的な付加体の形成が起きている場所だと説明された。

ところが, 海溝軸部に堆積する海溝堆積物の厚さと陸側から供給される堆積物の流入量に基づいて, 付加体の発達量を試算すると, 実際の付加体の体積はきわめて少なく, したがって大量の堆積

物が PHS プレートとともにマントルへと運ばれていることが予測される。一方で, 東北大学の長谷川グループによる最近のトモグラフィーほかの研究 (Hirose *et al.*, 2008) から, PHS プレート直上に厚さ約数 km もの低速度層が存在することが示されている。この低速度層は, PHS プレートとともにマントルへと運ばれつつある堆積物と解釈することが可能である。

III. 日本列島の陸上地質と構造侵食

日本列島周辺で起きている構造侵食の発見に至る重要な観察事実, 音響探査による地質断面図

である。その結果、大規模な不整合面の広がり（この面はかつての侵食面、すなわち海水準を記録している）が確認され、さらに、直接の海底掘削によって、三次元の確実な断面図が得られた。構造侵食によって海溝陸側斜面（上盤側）の物質が下からとりざれると、その部分の上面も地盤沈降して、その上に新期堆積物が累重し、不整合面が形成される。掘削の試料が得られると、その沈降速度まで求めることができる。原理的にはまったく同様な手法が陸上の地質についてもあてはまる。

1) 西南日本

日本列島の地質図（図1）をもとに、南海トラフから四国東部、瀬戸内海、中国地方を経て日本海中央部にかけての地質断面図を、大規模弾性波探査（パイプロサイス）のデータほかを組み込んで示した（図2）。この図は伊藤・佐藤（2010）とは解釈がやや異なるが、基本的な部分は同じである。すなわち、日本海では下部地殻の塩基性地殻はほぼ一定の厚さをもつが、上部地殻は厚さに地域性があり、それは日本海の拡大時に生じた正断層を伴う引張型地殻構造を反映している。日本列島の地殻は、瀬戸内海の下位でやや薄くなり、モホが数 km 浅くなっている。おそらくこれは、九州中北部にみられる地溝帯の東方延長であり、その直下のマントル上昇流の存在を暗示している。中央構造線以南では、下部塩基性地殻が欠如している。四国中央部三波川帯の下位には 80 Ma の四万十付加体が地表に露出している（Aoki *et al.*, 2008）。したがって、Sato *et al.*（2006）のパイプロサイスによる地殻構造のデータと地表の地質を対比させると、中央構造線以南では約 30 km の地殻はほぼすべて四万十付加体からなると考えられる。塩基性の地殻はない（伊藤・佐藤，2010）。

これに対して、中央構造線以北では厚い塩基性地殻が地殻下部に観測される。地殻下部が塩基性地殻物質と石英長石質変成岩がどの程度互層し、あるいは混合し、あるいは貫入する関係になっているかは不明である。中央構造線以南のように、塩基性基盤岩類が欠如する可能性さえないわけで

はないだろう。現時点では地震波速度が唯一の判断基準である。

さて、陸上の数 km は表層地質の研究から精度の高い推定が可能になる。中央構造線以北は花崗岩類・領家片麻岩類とそれを不整合に覆う和泉層群（白亜紀後期の砂岩泥岩互層）が分布する。領家変成岩は北方にゆくと、非変成ジュラ紀付加体へと移化する。ジュラ紀付加体の上位には古生代～中生代初期低温高压型変成岩類や古生代付加体が累重するが、境界はいずれもほぼ水平な断層である。これらの高压変成岩は、周防変成岩類（220 Ma）、および蓮華変成岩類（340 Ma）の2種のものからなる（Nishimura, 1998）。さらに図3に古生代の高压変成岩・付加体そしてペルム紀舞鶴オフィオライト（付加した島弧）の累重関係を示す。構造的な最上位が約 600 Ma 大江山オフィオライト、その下位に蓮華変成帯（340 Ma だが、一部は 450 Ma 変成岩も含む）にペルム紀付加体、舞鶴帯、智頭帯青色変成帯、そして最下位にジュラ紀付加体（美濃・丹波帯）が累重する。相対的に厚いジュラ紀付加体に比べて、その上位の地質体はすべてを足しても数 km 以下の薄層にしかない（図3）。

これらの累重地質体のさらに上位に飛騨帯と宇奈月帯、あるいは隠岐・島後帯の片麻岩類が累重する。しかし、これらの地質体が衝上したのは、日本海が拡大した中新世なので（柳井ほか，2010）、先日本海時代の本래の構造関係を考察する際には、構造的な最上位を占める地質体は 600 Ma 大江山オフィオライトである。

先日本海時代の構造的累重関係を明瞭に示す地質断面図を図3に示す。この図のなかに、現在形成中の 0 Ma 地質体の位置を描くと、それは PHS スラブ直上にあり、その深部延長は南海トラフから日本海南縁まで続くことがわかる。PHS スラブから脱水した流体が直上の堆積物を変成再結晶させつつあるだろう。地下浅部では底付け作用や構造侵食、海溝近傍では付加体の形成が起きつつある。

四国室戸岬、紀伊半島潮岬、さらに四国西部の足摺岬には約 20 Ma の若い付加体が産するが、

図 2 西南日本の南北断面図 (伊藤・佐藤, 2010 を部分的に改変)。沈み込むフィリピン海プレートの上には厚い堆積物が存在し、現在の和達-ベニオフ面はその上面に位置する。大量の海溝堆積物がマントルへ運ばれているのがわかる。AC: 付加体, BTL: 仏像構造線, MTL: 中央構造線, I-KTL: 石垣-玖珂構造線, Ng-HmTL: 長門-飛騨外縁構造線, Ns: 北部四万十帯, Ss: 南部四万十帯, Ch: 秩父帯, Sn: 三波川帯, Uc: 大陸上部地殻, Lc: 大陸下部地殻。

Fig. 2 Schematic cross-section (A-B in Fig. 1) of Southwest Japan (modified from Ito and Sato, 2010). The present Wadati-Benioff plane is the upper surface of thick layer of sediment (yellow) on the subducting Philippine Sea plate. It shows that a large volume of sediment is transported into the mantle. AC: Accretionary complex, BTL: Butsuzo tectonic line, I-KTL: Ishigaki-Kuga tectonic line, Ng-HmTL: Nagato-Hida marginal tectonic line, Ns: Northern Shimanto belt, Ss: Southern Shimanto belt, Ch: Chichibu belt, Sn: Sambagawa belt, Uc: Continental upper crust, Lc: Continental lower crust.

図 3

Fig. 3

20 Ma の付加体の等年代線を推定すると、三波川帯の下位付近で大きな背斜構造を示し、さらに北方の中央構造線以北、すなわち領家帯や美濃・丹波帯の下位にまで続くかもしれない。

四万十南帯の主部を占める約 50 Ma の付加体の等年代線は、中央構造線以南では地殻の中部深度を通過し、三波川帯の下位で大きな複背斜構造のために地殻浅部 20 km まで上昇する。中央構造線以北の延長部は不明である。

80 Ma の四万十北帯の付加体の等年代線は、中央構造線のすぐ南の三波川帯で、地表に露出する。その北方延長は中央構造線以北では領家帯と美濃・丹波帯の直下に続く予想される。

ジュラ紀付加体は西南日本の表層を覆う地質体のなかで最も露出面積が広い。石垣-玖珂構造線以南から仏像構造線以北の西南日本のかなりの領域を占める (図 1, 図 2)。さらに白亜紀以降の付加体を加えると、南北地質断面図には、0 Ma から約 150 Ma のジュラ紀付加体までの地質体が西南日本外帯の大陸地殻のほぼ 99% を占めていることが明瞭に示されている。つまり、現在の西南日本外帯の地質体はほとんどすべてが過去 1.5 億年間につくられた。ところが、その上位に残存しているさらに古い地質体の年代は約 2 ~ 6 億年前の 4 億年間に及ぶ。それにもかかわらず、その総量はきわめて少なく、ほんの数%程度にすぎない (図 3)。その理由について、これまで本

格的な議論がなされたことがない。最もありそうなのは、構造侵食によって削剥、消去された可能性である。古い地質体ほど、構造侵食にさらされる可能性が高い。さらに、地殻表層の岩石ほど構造侵食から免れるが、一方で表層の岩石や地層は表層侵食にさらされたはずである。その結果が現在の表層地質である。では構造侵食はいつ起きたのであろうか。それを知る方法について以下で議論する。

2) モダンアナログ

かつて、Uyeda (1983) は、チリ型、およびマリアナ型という 2 つの極端な沈み込み帯のパターンを提唱した。前者は若いスラブの沈み込みによって、2 つのプレート間に強い摩擦が生じ、島弧-海溝間では圧縮応力場になり異常に大きな地震を起こし、また膨大な量の付加体の形成を伴うと考えられた。一方、古い海洋プレート (約 2 億年) が沈み込む後者では、島弧-海溝間隙は展張応力場に置かれ、正断層が発達し、付加体の形成は起きずに逆に正断層型の構造侵食が起きるとされた。

ところが、前者の典型とされたチリ海溝では、陸側斜面の詳細な地震波反射面の記録が充実し、直接的な掘削によって、実際には付加体の形成どころか、逆に大規模な構造侵食が起きていることが判明した。場所によっては、島弧地殻は完全に欠落し、海溝陸側斜面に先カンブリア時代の基盤岩類さえ露出していることがある (von Huene

図 3 西南日本の模式南北断面図。(a) は日本海から南海トラフ (伊藤・佐藤, 2010 を部分的に改変), (b) は西南日本外帯 (佐藤ほか, 2005 を部分的に改変), (c) は西南日本内帯の南北断面図 (磯崎・板谷, 1991 を部分的に改変) をそれぞれ示す。図中の数字は、各時代の和達-ベニオフ面位置を示す。現在から過去 4 億年前までの和達-ベニオフ面の移動と約 100 Ma 付近に大きな年代の不連続があることがわかる。西南日本外帯は、モホ面まで 100% 四万十付加体で構成され、ジュラ紀付加体の構造的最上位に蛇紋岩メランジュ帯が累重する。蛇紋岩メランジュ帯は大規模構造侵食の上限境界である。西南日本内帯では、その下位に古生代-ジュラ紀付加体が存在する。図中の略号は図 2 に同じ。

Fig. 3 (a) Geotectonic profile (N-S) from the Japan Sea to the Nankai trough (modified from Ito and Sato, 2010), (b) cross-section of outer zone of Southwest Japan (modified from Sato *et al.*, 2005), and (c) cross section of inner zone of Southwest Japan (modified from Isozaki and Itaya, 1991). Numbers in (b) and (c) represent past Wadati-Benioff planes, respectively. The migration of the Wadati-Benioff plane during the past 400 million years and age discontinuity at ca. 100 Ma are shown. The outer zone in Southwest Japan consists almost entirely of the Shimanto accretionary complex. The Jurassic accretionary complex underlies the serpentinite mélange, which occurred tectonically at the uppermost level. The serpentinite mélange represents the upper boundary of tectonic erosion. In the Inner zone, the Paleozoic to pre-Jurassic accretionary complexes underlie the serpentinite mélange. Abbreviations follow those in Fig. 2.

and Scholl, 1991; Scholl and von Huene, 2007; 山本, 2010)。

このように、かつて提案され、一時広く受け入れられたチリ型-マリアナ型の端成分的モデルの描像は、大きな変更が必要になっている。

3) 東北日本

東北日本で現在進行している構造侵食は、過去に起きた出来事のモダンアナログとなる。北海道から東北日本沖の島弧-海溝間隙の構造探査が、いくつかの地域でとくに詳しく調べられた。詳細な地震波反射面の探査と直接の掘削によって、南海トラフと並び、東北日本沖は世界で最も詳しい探査がなされた地域の1つとなった。

北海道では、中生代付加体が南北方向の地質構造を呈するが、その南方延長は東西に連続する千島海溝によって断たれる。おそらく、大規模構造侵食が新生代、とくに中新世に起きたためと考えられ、それは現在も進行中と判断される(図1)。

同様に、西北海道から東北日本にかけての大構造は日本海溝の南北走向と斜交している(図1)。仙台沖で海溝陸側斜面が掘削されたが、海溝軸から数十km内側の掘削コアには、付加体がほとんどみられず、白亜紀の花崗岩類が露出している(von Huene and Scholl, 1991; Scholl and von Huene, 2007)。つまり、花崗岩で代表される白亜紀の火山フロント付近が、現在は海溝軸部に接している。これは、白亜紀に存在した海溝-火山フロント間の150-200 km分の前弧地殻がほぼ完全に構造侵食されたことを意味している。その侵食の時期は、島弧-海溝間の付加体を不整合で覆う正常堆積層の層序に明瞭に記録され、中新世の日本海の拡大に伴った事変に対応することがわかっている。

東北日本沖の地体構造の配列をみると、関東-房総沖の地域でも大規模な構造侵食が起きたことが示唆される(図1)。それは、西南日本の島弧と平行な地体構造が日本海溝に高角度で断ち切られているからである。

4) 現在形成中の蛇紋岩メランジュ帯; マリアナ

海溝沖の蛇紋岩海山と藍閃石片岩ブロック

伊豆・小笠原海溝は南下するとマリアナ海溝へ

と続くが、その西側の火山フロントと海溝の間に、直径15-30 km、比高1-2 kmの円錐形の蛇紋岩海山がみられる(Fryer *et al.*, 1985; 前川, 2003; 図4a)。この蛇紋岩海山は海溝軸から50 km陸側で海溝軸と並走し、南北に少なくとも約200 km連続した分布を示す。ODP第125航海では島弧-海溝間隙に位置する蛇紋岩海山を掘削し、蛇紋岩試料のなかから、藍閃石片岩の小ブロックの破片を回収することに成功した(Maekawa *et al.*, 1993)。この藍閃石はクロス閃石の化学組成を示している。その安定条件から、このブロックは蛇紋岩海山の直下15 km以深のスラブ上面に沿ったベニオフ面上でMORB地殻が變成再結晶した後に、ウェッジマントルが蛇紋岩化してベニオフ面に沿って上昇する途中で捕獲されたものと考えられる(図4b)。蛇紋岩帯は、スラブ上面の力学的プレート境界である島弧海溝間隙の地点を目掛けて、構造的弱線にそって貫入した(Maekawa *et al.*, 2002)。

マリアナ海溝はUyeda (1983) のマリアナ型収束境界の模式地である。その海溝陸側斜面では正断層が発達しており、構造侵食が進行中の地域である。構造侵食によって断片化した巨大なブロックは太平洋スラブに接着して、マントル深部へ輸送されていると考えられるが、スラブ上面に沿って発達している蛇紋岩帯が、加水再結晶によって膨張した力学的弱面を形成して、それがプレート境界として機能しているであろう。

IV. 構造侵食の年代推定法

日本列島の過去の構造侵食の回数、時期、および規模について、これまでに議論されたことがない。その理由は構造侵食の有無を判定する指標がなかったからである。従来は、プレートの沈み込みがある限り、つねに付加体が形成されたはずだと考えられており、ましてや、既存の付加体や基盤岩類までもが構造侵食され消滅するとは想像できなかったからである。そこで、この項では、西南日本の黒瀬川帯を例にとりあげて、過去の構造侵食の存在、時期および規模を推定する手法を提案する。

図 4 マリアナ海溝の西側に発達する蛇紋岩海山 (a; 前川, 2003) とその東西断面図 (b; Maekawa *et al.*, 2002). 蛇紋岩海山列は海溝軸から西側へ 50-75 km の付近に南北に分布する。Site 778, 779 の掘削地点から蛇紋岩の捕獲岩として発見された。これは MORB 地殻が沈み込み帯の変成作用を受けた後、加水膨潤した蛇紋岩の上昇によって地表まで運ばれている (Maekawa *et al.*, 2002)。

Fig. 4 Bathymetric image (a) and E-W cross-sections (b) illustrating serpentinite seamounts developed along the Izu-Mariana trench (modified from Maekawa *et al.*, 2002; Maekawa, 2003). Serpentinite seamounts are distributed as a chain 50-75 km from the trench axis. Fragments of glaucophane schist were recovered as xenolith in serpentinite at the drilling holes of Sites 778 and 779. Glaucophane schist is considered to be a metamorphosed MORB crust origin and to be transported from the mantle depth to the shallow level by buoyant serpentinite diapir.

図 5 日本列島の付加体が形成された年代と太平洋型広域変成帯の累進変成作用の放射性同位体年代(modified from Isozaki *et al.*, 2010). 付加体の形成は断続的で、過去 5.2 億年の約 1/3 の時代に付加体の形成があったが、残りの 2/3 の時代に付加体はない。また付加体の形成された時代と変成帯の年代が重複することはない。

Fig. 5 Diagram illustrating periods of accretionary complex formation and radioactive isotope age of the Pacific-type metamorphic belts in southwest Japan over the past 520 million years (modified from Isozaki *et al.*, 2010). The accretionary complex grew episodically for only one third of 520 million years. Formation of metamorphic belts seems to occur during intervals of the accretionary complex formation.

1) 表層地質による構造侵食の証拠

1-1) 付加体形成の年代

最初に付加体の形成年代を要約しておこう。図 5 は過去 5 億年間の日本列島構造発達史のなかで、付加体の有無および低温高压型広域変成帯の形成時期を示したものである(磯崎・丸山, 1991; Isozaki *et al.*, 2010)。海洋プレートの沈み込みの開始は約 5.2 億年である(棚座・後藤, 2010)。付加体の形成が起きた時代は、ペルム紀、ジュラ紀、白亜紀、第三紀、および現在の西南日本沖などであるが、それらの形成期間を全部加算しても、全時間の 1/3 程度にすぎず、付加体が認められない時代が 2/3 を占めている(図 5)。

1-2) 付加体形成の不連続を示す境界地域の地質と地質構造

次に付加体の形成年代が大きく不連続になっている地体構造上の境界地域をとりあげる。日本列島の南北地質断面図を図 3 に示す。ここでは、沈み込みが進行中の場所は、PHS プレートの上面境界が 0 Ma のペニオフ面である。その前、例えば時代が 20 Ma のペニオフ面の位置は、地表での地質調査の結果、安芸構造線の南方約 20 km 付近にあることが、付加体の形成年代(海洋プレート層序の半遠洋性堆積物の化石年代)から求

められている。その年代境界の地点を、パイプロサイズ断面図にみられる反射面の連続性から深部まで延長すれば、その時代 20 Ma のペニオフ面の深部延長をトレースできる。

こうして原理的には過去 5 億年までのペニオフ面を復元することができる。その結果が図 3 に示されている。この図をみると一目瞭然だが、0 Ma (現在), 20 Ma, 50 Ma, 80 Ma, 120 Ma, 150–170 Ma までは外帯は約 20–30 km の厚さの付加体が存在し、大ざっぱには過去 170 m.y. にわたって連続成長した付加体の過去の様子が読みとれる。しかも、各付加体を区切る断層はほぼ水平に近い境界面を示し、若干褶曲しているものの、現在のペニオフ面とほぼ平行である(図 3)。

ところが、190 Ma 以前(ジュラ紀付加体)になると状況は大きく異なる。例えば、四国中央部ではジュラ紀付加体の直上に黒瀬川帯が累重しているが(図 6a, b), 付加体の形成年代は 190 Ma から不連続的に 250 Ma, 360 Ma, さらに最終的には約 5 億年前までジャンプする(磯崎・板谷, 1991)。厳密に表現すると、この境界面に沿って構造的に最上位に長大な蛇紋岩帯が分布し、その蛇紋岩帯に伴って、トリアス紀の藍閃変成岩(三郡変成岩相当, 208–240 Ma, Maruyama *et al.*,

図 6 (a) 西南日本の地質図。 (b) 黒瀬川帯の位置 (構造的な最上位) を示す地質断面図 (図 6a の A-B 断面)。 (c) 黒瀬川蛇紋岩メランジュの構成要素。蛇紋岩帯の捕獲岩として、火山フロント直下の垂直断面を構成する岩石と地層群と、それよりも若い低温高压型の広域変成岩が、セットとして観察される (450 Ma と 360 Ma の対と、250 Ma と 200 Ma の対)。

Fig. 6 (a) A geotectonicmap of SW Japan. (b) A geologic cross-section of SW Japan along A-B line in Fig. 6a, showing the structural location of the Kurosegawa belt. (c) Lithologic components of the Kurosegawa serpentinite mélangé. Two lithologic sets of magmatic components beneath a volcanic front and younger low-T and high-P regional metamorphic rock are recognized (450 Ma-360 Ma pair and 250 Ma-200 Ma pair).

1996), ジュラ紀付加体(伊野層, 脇田ほか, 2007), 約 360 Ma 藍閃石變成岩(蓮華變成岩相当, 中島ほか, 1978), 三滝花崗岩(450 Ma), 寺野變成岩(450 Ma の中圧型広域變成岩), シルル-デボン系表成岩類(市川ほか, 1956)などが混在している(図 6c; Maruyama, 1981a, b; 脇田ほか, 2007)。つまり, この不連続境界には, 付加体形成に大きな不連続があり, さらに, そこに蛇紋岩が貫入するとともに, そのなかに, 海溝深部で形成された變成岩(低温高圧型広域變成岩)と, 火山フロント直下のモホ面(10 kb, 700–800°C の高圧塩基性グラニュライト, 丸山, 1978)直上で作られた塩基性下部地殻の變成岩から地殻中部の花崗岩類と, それに伴う中圧型広域變成岩類, さらにその上位の表成被覆岩類までそろっている。通常, 火山フロント直下の垂直断面を構成する岩石群が, ベニオフ面直上の低温高圧型變成岩と並存することはない。両者の間には水平距離にして 50–150 km の隔たりがあるからである。これらを一箇所に集めて混在させるには構造侵食を考えるしかない。

2) なぜ黒瀬川構造帯の下位に, 厚い大陸地殻がないか?

四国中央部や紀伊半島をみれば明瞭であるが, 三波川帯の下には白亜紀後期の付加体がある。三波川帯の上にはジュラ紀付加体がある。さらにその上位には周防變成岩(170–180 Ma)があり, ペルム紀付加体や, 智頭變成岩(200–250 Ma), 蓮華變成岩(340–360 Ma), さらに古い 450 Ma 高圧變成岩と累重する。最も古いのは前期古生代以前に形成された大江山オフィオライト(石渡, 1989; Ishiwatari, 1991)で, これが構造的最上位を占める。その上には正常堆積層として, カンブリア紀の受動的大陸縁堆積岩類まで含まれている可能性がある。

ところが, 450 Ma 低温高圧型広域變成岩類の源岩は大陸由来の石英長石質な堆積岩であり, 花崗岩類まで存在する。ゆえに, 450 Ma の時期には源日本列島の後背地は沈み込み帯島弧地殻をもつ島弧となり, 黒瀬川帯の位置はほぼ火山フロントであっただろう。さらに 250 Ma の花崗岩岩体

も存在する(高知県鳥形山や関東山地金勝山など)ので, 250 Ma の時期にも現在の大陸弧あるいは成熟した島弧のような地殻構造をもっていただろう(図 7)。地殻下部は塩基性の角閃岩やホルンフェルス, 地殻上部は表成岩や花崗岩, 一部には広域變成岩があっただろう。

ところが, 現在の黒瀬川帯の下部にはこれらの岩石群は存在しない(図 3b, バイプロサイス断面, 佐藤ほか, 2005)。したがって, 80 Ma 以降の大規模な付加体だけが西南日本外帯の下に存在する理由を説明しうるのは, 構造侵食だけである。横ずれ構造帯説(平ほか, 1981)による再配置が不可能であるのは, 構造が垂直ではなく, 水平であるからである(磯崎・丸山, 1991)。

3) 砂岩のジルコン年代分布頻度変化

表層地質から予想される構造侵食の時期は, 砂岩中のジルコン年代頻度分布で検証できる(中間ほか, 2010; Isozaki *et al.*, 2010; 磯崎ほか, 2011)。中間ほか(2010)は, 西南日本の砂岩を, 古生代から現世に向かって系統的に採取し, それらに含まれる碎屑性ジルコンの年代を大量に測定した。その年代頻度分布は, ある堆積年代境界で明瞭に変化することが示された。Isozaki *et al.* (2010), 磯崎ほか(2011)は, 特定の年代で年代頻度分布が変化する理由を, 構造侵食により後背地の源岩が失われたためであると解釈した。砂岩中のジルコン年代分布が明らかに示す, 日本で起きた主要な構造侵食の年代は, 210–190 Ma と 100–90 Ma である(図 8)。表層地質から予想される構造侵食すべてが, 砂岩中のジルコン年代分布変化に反映されるわけではない。その理由は, ほとんどが構造侵食されて失われた地質体でも, その一部が表層に残ることがしばしばあり(それゆえ, 表層地質から構造侵食の存在を予測することができる), ジルコン年代分布は, その感度の高さにより, わずかに残った地質体に含まれているジルコンも検出してしまうからである。

4) 構造侵食によって大部分が失われた花崗岩帯の分布

構造侵食によって大部分が失われた大陸地殻の構成岩類は, 完全に消滅し地表から見えさるわけ

Fig. 8

Above: Age distribution curves of zircon from the accretion complexes or sedimentary rocks in forearc basins (Nakama *et al.*, 2010). Horizontal and vertical axes are zirconage and sedimentation age of the host sedimentary rocks of zircon, respectively. About 200 grains are separated from each sample and dated. This diagram shows that five peaks of granite formation are recognized in the Japanese Islands, however the granitic crust was lost in ca. 200 Ma and 100 Ma due to extensive tectonic erosion. Below: History of the Japanese Islands over the past 600 million years including formation of regional metamorphic belt, age of tectonic erosion, ridge subduction, granite formation, and growth of accretionary complex. Correlations between events show that formation of the regional metamorphic belt occurred simultaneously with ridge subduction, and tectonic erosion transported protoliths of the metamorphic rock to the deeper subduction zone. Sh: Shimanto metamorphic belt, Sb: Sambagawa metamorphic belt, Ch: Chizu metamorphic belt, Suo: Suo metamorphic belt, Ren: Renge metamorphic belt, Kg: Kurosegawa metamorphic belt, PHS: Philippine Sea Plate, PA: Pacific Plate, IK: Izanagi-Kura Plate, F: Farallon Plate.

図 8 日本列島の付加体あるいは前弧盆地堆積岩から分離したジルコンの年代頻度分布曲線 (上図; 中間ほか, 2010)。横軸はジルコン年代, 縦軸は母岩の堆積岩の堆積年代を示す。1 試料から分離された約 200 粒の年代確率頻度分布を示している。日本列島は 5 回の花崗岩形成年代ピークをもつが, 約 200 Ma と 100 Ma の頃の 2 回, 古い花崗岩地殻を失う大規模構造侵食があったことを示す。下図: 過去 6 億年の日本列島の歴史。広域変成帯の形成, 構造侵食の時代, 中央海嶺と広域変成帯の形成が同期し, 構造侵食が変成作用の源岩を海溝深部へ運ぶことを示唆している。Sh: 四万十変成帯, Sb: 三波川変成帯, Ch: 智頭変成帯, Suo: 周防変成帯, Ren: 蓮華変成帯, Kg: 黒瀬川変成帯, PHS: フィリピン海プレート, PA: 太平洋プレート, IK: イザナギプレート, F: ファラロンプレート。

図 9 日本列島の花崗岩の分布. 古生代の花崗岩の分布は断片的で蛇紋岩帯にそって捕獲岩として分布する.

Fig. 9 Granite distribution in Japan. Paleozoic granites are distributed in fragments along the serpentinite belts and occur as xenoliths in the serpentinite.

ではない。少量だが，構造侵食面の上限断層に沿って断片的な分布を示す（図 9）。

黒瀬川構造帯，南部北上早池峰構造帯，飛騨外縁帯，および，長門構造帯にそって，約 450 Ma, 250 Ma の年代を示す古生代花崗岩が断片的に分布する。それら花崗岩体のサイズは最大でも数 km 径を越えることはなく，通常，数百 m 以下の小岩体をなし，レンズ状の平面分布を示す。飛騨帯の西部には，船津花崗岩が数 km 径の岩体として飛騨変成岩のなかに貫入している。これは，船津花崗岩体が日本海の拡大時（20-15 Ma 頃）に飛騨帯の一部として，ジュラ紀付加体の構造的上位に，見かけ上断層に沿って衝上したことを示す。船津花崗岩体は構造侵食に伴う断層に沿って移動した岩体ではない。日本海の拡大以前の状態へ戻すと，170-180 Ma の頃の火山フロントに位置していたのであろう。

5) 大規模構造侵食によって，前弧海盆-火山フロント間隙の構成岩類がなぜ，地表付近に残存しうるか？

構造侵食のメカニズムについては前述したが，ここでは海溝から火山フロントまでの地質体のすべてが表層から失われるのではなく，一部が激しい水平短縮変形を受けつつも，表層に残存しうる

機構を議論する。

環太平洋地域の島弧海溝間隙の音波探査による地質断面図の研究から，前弧海盆が沈降する原因が，沈み込んだスラブによって，前弧海盆直下が下方から構造侵食されることによることが明らかになっている（山本，2010 参照）。したがって，構造侵食は火山フロント-前弧海盆地域の表層付近の岩石や地層を，地表露出と風雨による侵食から守ることを示唆している。

一方，日本列島陸上部の蛇紋岩帯に伴う岩石群には，内帯の長門構造帯-飛騨外縁帯，ジュラ紀来馬層群，トリアス紀美祢層群や，外帯の黒瀬川帯に沿って，ペルム紀球磨層，トリアス紀川内ヶ谷層群，ジュラ紀鳥ノ巣層群などの前弧海盆堆積体が普遍的にみられる。しかし，前弧海盆堆積体から海溝にかけての付加体はほとんどの場合，消失している。それが付加体形成の間欠的年代分布の原因である。

これらを考慮すると，図 7 に示されるような機構が考えられる。火山フロント-海溝間隙間の距離 100-150 km の内の海側半分は地表まで構造侵食によって失われるが，沈み込むスラブが陸側に傾斜するために，さらに内側の半分の地質体は表層部を著しく水平方向に短縮変形しつつも，

表層付近に残される。それでも、構造侵食は最終的に火山フロント付近まで巻き込んで島弧-海溝間隙の地質体のほとんどをマントルへと輸送する(図 7)。

V. 西南日本の成長と構造侵食 (日本列島の構造発達史の抜本的見直し)

ここまでの議論と Isozaki *et al.* (2010), Aoki *et al.* (2008) などから、現時点で最も確からしいと考えられる、西南日本の成長と構造侵食のシナリオを構築し、図 10 に示した。初期日本の形成から現在の日本列島に至る西南日本構造発達史には、以下に示す構造侵食とその間の急速な大陸地殻の成長が関係していたと考えられる。

1) 沈み込み開始時に起きた構造侵食 (520 Ma, 図 10a)

大西洋型の拡大時には必ず大陸地殻と海洋地殻の境界の下に大量の苦鉄質マグマの沈積岩ができる。源日本列島の誕生期にも同様の歴史を経験したはずであるが(磯崎・丸山, 1991), 現在はごく少量を残してそれが欠如していることから、大規模な構造侵食が起きたことが推定される。

2) 古生代の造山運動 (ナウマン造山運動) に伴う構造侵食 (360 Ma, 図 10b)

飛騨外縁帯と長門構造帯、さらに東北日本南部北上早池峰地域には、4-5 億年の放射性同位体年代を示す火山フロント直下から地表にかけての垂直断面を構成する岩石・地層群と、放射性年代が約 1 億年若い 360-340 Ma の年代をもつ藍閃石片岩が蛇紋岩帯のなかにブロックとしてとり込まれている。これら 2 種類の岩石群が、蛇紋岩を媒体として 1 つの地質体の内部で共存するためには、海溝から火山フロントまでの地質体が構造侵食される必要がある。

3) 小林 (秋吉) 造山運動に伴う構造侵食 (200 Ma, 図 10c, d)

飛騨外縁帯から長門構造帯へと続く蛇紋岩帯は九州に入ると分布が南北に広がり、ほぼ九州の北縁から中部地域をカバーし、U 字型の分布をしつつ四国西部の黒瀬川構造帯の蛇紋岩帯へと続く。褶曲軸は西側にゆるく傾いた大構造の存在を

示唆している。そのために、三波川変成帯は九州の東縁の大分県臼杵半島に一部が露出するだけで、その上位を領家変成帯が直接覆う。

360-340 Ma の三郡変成帯は主として蛇紋岩帯の小ブロックとして産するが 250-200 Ma の藍閃石片岩は内帯では三郡変成帯としてやや広い分布域を示し、構造的上位にはベルム紀付加体が残存する。しかし、外帯の黒瀬川構造帯では蛇紋岩帯中の小さな捕獲岩として産することが多い。一方、黒瀬川帯には 250 Ma の花崗岩が高知県西部や関東山地金勝山などにみられ、250 Ma の火山フロント構成岩石と約 200 Ma の藍閃石片岩が共存している。これは、約 200 Ma の頃に大規模な構造侵食が進み、海溝から火山フロントまでの地質体が失われたことを示している。340 Ma の構造侵食の上限境界と 200 Ma の構造侵食の上限境界は地域によって一致せず、西方に行くにつれて 360-340 Ma と約 200 Ma の藍閃変成帯の分布が広がる傾向がある。

4) 白亜紀の都城 (佐川) 造山運動に伴う構造侵食 (130 Ma と 80 Ma, 図 10e-g)

白亜紀末にイザナギ-クラ中央海嶺とクラ-太平洋中央海嶺が立て続けに東アジアの下に沈み込んだことが、海洋底地磁気縞の年代分布とプレート相対運動の復元研究から示唆されていた。このうち、約 80 Ma に起きたクラ-太平洋海嶺の沈み込みが、都城 (佐川) 造山運動に対応し、三波川変成帯の形成と引き続く隆起運動と関係しているとみなされた (Maruyama and Seno, 1986; Maruyama, 1997)。

ところが、青木ほか (2010) によると、三波川変成帯は 2 種類の年代が異なる低温高压型広域変成帯の複合したものと再定義された。構造的上位が狭義の三波川変成帯で、その付加体形成年代は 130 Ma、累進変成作用の年代は 120-110 Ma、地下 15 km 深度に上昇定置して加水再結晶作用を受けた年代は 80-60 Ma であることが示された。一方、直下の四万十帯の一部は藍閃石 (クロス閃石-リーベック閃石) をもつ PA-BS 相の変成岩である。その累進的変成年代は、70-60 Ma の範囲の K-Ar 白雲母年代をもつ。関東山地の三

图 10 (a-c)

Fig. 10 (a-c)

図 10 (d-f)

Fig. 10 (d-f)

図 10 (g-h)

Fig. 10 (g-h)

図 10 日本列島の構造発達史 : a) 520 Ma, b) 520-360 Ma, c) 360-300 Ma, d) 300-200 Ma, e) 200-120 Ma, f) 120-80 Ma, g) 80 Ma, および h) 15 Ma.

Fig. 10 Tectonic evolution of the Japanese Islands: a) 520 Ma, b) 520-360 Ma, c) 360-300 Ma, d) 300-200 Ma, e) 200-120 Ma, f) 120-80 Ma, g) 80 Ma, and h) 15 Ma.

波川変成帯は源岩のジルコン年代から判断して、ほぼ全域が四万十変成帯に対応する (Tsutsumi *et al.*, 2009)。

こうして、太平洋型変成作用に対応する中央海嶺の沈み込みは、狭義の三波川変成帯がイザナギ-クラ中央海嶺の沈み込みに、四万十変成帯が

クラ-太平洋海嶺の沈み込みに対応すると解釈できる。

ここで、それぞれの変成帯の上限境界と付加体の形成年代間隙をみてみよう。三波川変成帯の場合はジュラ紀付加体の 190 Ma と 130 Ma の間に、60 Ma の間隙がある。この間隙の要因は 130 Ma

に起きた構造侵食であると解釈する。すると以下の解釈が成り立つ。広域変成帯の形成に先行して、既存の付加体と随伴する岩石・地層群が 130 Ma に破壊され、構造侵食された物質が地下深部へ運ばれ、バックストップ（地下深度 60 km, マントルウェッジ）でせき止められ、そこで変成再結晶し、中央海嶺の沈み込みとともに島弧-海溝間隙を目指して上昇定置した。地下 15 km で定置した年代が 80 Ma となる。

一方、四万十変成帯の源岩は 80-70 Ma の付加体形成年代をもち、それが 70-60 Ma 頃に変成再結晶をこうむっている。変成帯の上限境界と、付加体形成年代の間隙は 50-60 Ma である。これが 80 Ma に起きた構造侵食によってできたとすれば、海溝から内側の上盤側大陸縁が構造侵食されて、地下深部約 40-50 km まで運ばれて変成再結晶し、クラ-太平洋中央海嶺の沈み込みとともに地下浅部約 10-15 km まで上昇・定置し、そこで加水再結晶をこうむった。その時期は 50 Ma よりも若いだろう（FT 年代, Shinjoe and Tagami, 1994）。

以上から、日本列島形成史における間欠的な広域変成帯の形成と上昇の一連の流れは、次のようにみなすことができる。(1) 構造侵食が地殻物質をスラブによってマントル深度に運び、低温高压型広域変成作用の場合にもたらし、(2) 引き続いて中央海嶺の接近によって、スラブの角度の浅化し変成帯が上昇する原因となる、(3) 中央海嶺の沈み込みの後で、新しいプレートの沈み込みとともに、スラブの角度が次第に深化して構造侵食は停止して付加体の形成を促すが、それらが地殻深部に底付けされることによって、(4) ドーム状の隆起がはじまる。

このシナリオは得られたデータによって実証されたモデルではない。しかし、大規模構造侵食によって、広域変成作用の場合へ大量の源岩が供給され、それが中央海嶺の沈み込みによって沈み込みと逆の方向に移動し、やがて地表に露出するという点で、既存の広域変成帯の成因論とは異なる（植田, 2010）。

5) 中新世（図 10h）

中新世の日本海の拡大に伴う構造侵食の詳細は柳井ほか（2010）で詳述されているので、ここでは本質的に重要な部分だけを要約する。日本海はほぼ平行四辺形の外形を示し、その東側と西側境界は南北に 700-800 km に及ぶ大規模横ずれ断層境界である。日本列島陸上部へのその延長が棚倉帯や九州西縁構造線（新称）である。しかし、北側境界と南側境界は受動的大陸縁堆積体で覆われる。ところが、西南日本では、日本海拡大に伴い、若いために浮力性沈み込みを必要とするフィリピン海スラブとの間で大きな摩擦を伴う収束境界が源南海トラフで生まれた。そのため、中央構造線を境に、西南日本は南北の 2 つのマイクロプレートに分断され、内帯の地殻上半部が外帯の上位に衝上する変動が起きた。その結果、領家変成帯が三波川変成帯の上に衝上した。この時に、白亜紀の火山フロント構成岩体（花崗岩と領家変成帯）が白亜紀のスラブ直上の広域変成岩（三波川変成帯）の上位に重なる水平短縮を起こした。この水平短縮運動中に起きた広域的な地表隆起は大量の堆積物を南海トラフへもたらし、それらは、20 Ma 以降の四万十付加体のソースになったが、この時に供給された堆積物の 1/2 は構造侵食によってマントルへと運ばれた。

一方東北日本では、日本海拡大時に沈み込んでいたスラブは古い太平洋プレートであったので、そのために広域的な隆起運動は起きなかった。しかし、スラブの前面で激しい構造破壊が進み、白亜紀の火山フロントまでの地質体が構造侵食によって消失した。その運動は現在もまだ進行中である。

6) 現在

日本列島周辺の現在進行形の構造侵食は山本（2010）と平田ほか（2010）、さらに一部については本論文の前半に解説したので省略する。

以上をまとめると、日本列島は少なくとも 2 回の大規模な構造侵食により以前の大陸地殻のほとんどを失った。さらに規模はやや小さいが、少なくとも 3 回の構造侵食によって、それぞれ日本列島の約 1/2 の大陸地殻が失われている。構

造侵食の後には、新たな大陸地殻と付加体が短期間に急速に成長したが、それらも次の大規模な構造侵食によってほとんどがなくなった。すなわち、大ざっぱな見積もりをすると現在の日本5つ分の地殻が成長し、そのうち4つはマントルに運搬されたと考えられる。

VI. 議 論

1) 日本列島形成史が示唆する、地球内部物質循環の新描像

花崗岩質大陸地殻は、密度が最上部マントル (3.5 g/cm^3) に比べて著しく小さい (2.8 g/cm^3) ために、いったん形成されると、すべて表層に残り、集積して大陸地殻に発展すると考えられてきた。ところが、これはいわば迷信であり、実は物理メカニズムがきちんと評価された原理でもなんでもない。密度が小さいと物質は相対的に軽いので表層に浮かぶという論理はつねに正しいとは限らない。なぜなら、浮力による物質の移動は、媒質の粘性と浮力を受ける物質のサイズに大きく依存するからである。これは、ストークスの法則としてよく知られている。例えば、ミグマタイト質花崗岩 (密度 $= 2.8 \text{ g/cm}^3$) のなかにジルコン (密度 $= 4.7 \text{ g/cm}^3$) がある状態を考えてみよう。ジルコンの密度は花崗岩と比べて非常に大きい、ミグマタイト形成時に、高温下で、しかも数百万年もの長時間置かれたとしても、花崗岩質岩石からジルコンが重力分離することはない。その理由はジルコンの個々の結晶が小さすぎるからである。同様に、まれだが岩石や地層のなかに自然鉄 (密度 $= 10 \text{ g/cm}^3$) などの金属があることがあるが、この場合も自然鉄が重力によって岩石や地層から分離することはない。おもに、サイズが小さすぎることが原因である。もう1つの要素は粘性であり、高温になりマグマになれば、重力による分離は容易になるだろう。しかし、花崗岩質地殻の沈み込みで起こりうる温度は、ソリダス以下の低温域止まりでマグマの発生温度には達しない。

一方、花崗岩地殻はサイズがどこまで大きくなると、マントルに沈み込めなくなるのか？ 太平

洋プレート上の付加体 (<数 km 厚) や PHS プレート上の伊豆-マリアナ花崗岩質地殻 (30-20 km 厚) は、スラブから剥がれることなく、マントル深部へ沈み込んでいる (Yamamoto *et al.*, 2009)。しかし、インド大陸の場合はアジア大陸の下に簡単には沈み込まず北上し続け、アジア大陸を東西に掻き分けて北側に 2000 km 突入し、チベットの隆起、アジア大陸のブロック分断化の原因となっている。したがって、スラブから大陸地殻が剥がれるかどうかを決める花崗岩質地殻のサイズの境界値は、伊豆半島地殻とインド大陸地殻の中間の厚さで、ほぼ厚さ 30 km の島弧のそれに近いだろう。ただし、大質量になるためには面積が重要であり、島弧のような幅の狭い大陸地殻はほとんどすべてスラブとともにマントルに沈み込む。すなわち、西太平洋に散在する小規模な海洋内島弧のほとんどは例外なくマントルに沈み込むことを意味する。

大量の大陸地殻物質が沈み込み、流体と十分化学反応を起こすと、ウェッジマントルに大規模な交代作用を起こし、島弧マグマの化学組成に大きな異常をもたらすと考えられる (中村・岩森, 2010)。しかし、構造侵食で大陸地殻物質がマントルに運搬される場合は、以下の理由により、その成分は、島弧マグマに必ずしも反映されないと考えられる。

地殻物質は表層の風化・運搬プロセスで細粒化され、表面積の増加によって水と反応して粘土化、含水化して累進的脱水反応を被るが、構造侵食の場合は、地殻物質の細粒化および含水化が起きない。そのために、花崗岩 (長石 + 石英) は、無水のままで、灰長石 = ざくろ石 + 藍晶石 + 石英 (約 40 km)、曹長石 = ヒスイ輝石 + 石英 (約 60 km)、石英 = コーズ石 (約 90 km)、コーズ石 = ステイショバイト (約 270 km)、カリ長石 = ホーランドイト + 石英 (約 270 km) という順で鉱物組み合わせを変え、最終的にマントル遷移層の深度では、マントルかんらん岩よりも高密度になる (Komabayashi *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2009)。

これら2つのことは、大陸地殻物質は沈み込んでも、脱水分解反応に参加しない、すなわち、

島弧のウェッジマントルに著しい交代作用を起こさないことを意味している。一方、沈み込んだ大陸地殻物質はバルクとして、上部マントル最下部に集積する傾向をもつだろう。花崗岩は下部マントルの圧力領域になると、マントルやスラブ、海洋地殻よりは軽いために、下部マントルには沈み込めないからである (Irifune *et al.*, 1994)。地球史全体に及ぶ長い時間のなかでは、遷移層のなかで安定密度成層が進み、最下部に花崗岩層 (stishovite + jadeite + hollandite + garnet) が発達するだろう。

2) 構造侵食と広域変成帯の隆起運動の関係

広域変成帯の上昇や花崗岩の生成という、太平洋型造山運動に特徴的な現象は、構造侵食と時間的な相関関係をもっているようにみえる (図 8)。広域変成帯の上昇と構造侵食が時代的にはほぼ同時期である意味は何だろう。中央海嶺が接近すると、マントルウェッジは狭小化・低角化して、沈み込む角度が小さくなった若いスラブは上面プレートとの結合が強くなり、強い摩擦を伴うので構造侵食を起こしやすくなり (Uyeda, 1983 のチリ型)、一方で、地下深部の石英長石質な広域変成帯のウェッジ搾り出しがはじまる。地殻中部まで上昇定置した変成帯は brittle/ductile 転移温度約 (350°C, 10–15 km 深度) まで上昇冷却したときに一時的に運動を停止する。この深度以浅では脆性破壊を伴う断層を境界とした変形運動がはじまる。したがって、構造侵食と引き続く底付け作用の役割は、広域変成帯の上昇段階の後半部の二次構造の形成に機能する。ただし、構造侵食の期間が長く、初期に構造侵食された物質が地下深部に引きずり込まれ、マントル深度で上盤側プレートに底付けされ、沈み込む角度の浅化によって広域変成帯が上昇に転じる可能性を考えておく必要がある。三波川変成帯の場合、ジルコンが示す源岩の海溝堆積物の年代は 130–140 Ma 頃であり、この可能性は残る。

以上をまとめると、構造侵食と広域変成帯の上昇が同期する理由は、二次のドーム状構造の形成と直接関係したからだろう。それに先行した、広域変成帯がマントル深度から上昇、冷却し、地殻

中深度で定置する理由は、中央海嶺の接近に伴う、沈み込み角度の浅化によるもので、上盤側の硬いマントルはバックストップとして機能しただろう。かんらん岩がバックストップとして機能する理由は、カンラン石の脆性/塑性変形境界温度は約 800°C と高く、石英長石質な岩石の約 350°C とは大きく異なっているからである。

沈み込む角度が小さくなることは、上盤側の構造侵食に効果的であっただろう。したがって、まずは先行して、上盤側の付加体の構造侵食によって、剥離した長石石英質な地質体がスラブとともに地下深部まで運ばれ、そこで変成再結晶して底付けされ、それが地殻中深度まで上昇し、そこで停止し、さらにその後で、後期の構造侵食で運ばれ底付けされた地質体によってドーム状に隆起したというシナリオが成立するかもしれない。このシナリオが一般的だとすると、高压変成帯の上昇定置は中央海嶺の接近と沈み込み、それはさらに大規模な構造侵食と同期することになる (Maruyama and Seno, 1986; Maruyama, 1997; 丸山ほか, 2011)。海洋プレート自体の情報が欠如する古い付加体や高压変成帯の陸上地質情報だけから、マントルへ沈み込んだ大量の花崗岩質物質を推測するうえで、高压変成帯の存在は重要な指標地質体となるだろう。

謝 辞

査読者の株式会社ジオ・コミュニケーションズ柳井修一博士には、本稿の改訂にあたり大変有益なご指摘をいただきました。東京大学磯崎行雄教授には、本稿の査読だけでなく、執筆に関する大変有意義な助言をいただきました。また、編集委員の方々には本稿の投稿の機会を与えていただきました。以上諸氏、および本稿執筆にあたりご協力下さったすべての方々に深く感謝申し上げます。

文 献

- Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. and Maruyama, S. (2008): The youngest blueschist belt in SW Japan: Implication for the exhumation process of the Cretaceous Sanbagawa high-P/T metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 583–602.

- 青木一勝・大藤 茂・柳井修一・丸山茂徳 (2010): 三波川変成帯中の新たな独立した広域変成帯の存在—白亜紀から第三紀の日本における造山運動—. 地学雑誌, **119**, 313-332. [Aoki, K., Otoh, S., Yanai, S. and Maruyama, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 313-332.]
- Clift, P.D., Schouten, H. and Vannucchi, P. (2009): Arc-continent collisions, sediment recycling and the maintenance of the continental crust. *Geological Society, London, Special Publication*, **318**, 75-103.
- Fryer, P., Ambos, E.L. and Hussong, D.M. (1985): Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, **13**, 774-777.
- 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レビュー—. 地学雑誌, **119**, 1125-1160. [Hirata, D., Yamashita, H., Suzuki, K., Hirata, T., Li, Y.-b. and Kon, Y. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 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.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇 (1956): 黒瀬川構造帯 (四国秩父累帯の研究 III). 地質学雑誌, **62**, 82-103. [Ichikawa, K., Ishii, K., Nakagawa, C., Suyari, K. and Yamashita, N. (1956): *Journal of the Geological Society of Japan*, **62**, 82-103.]
- Irfune, T., Ringwood, A.E. and Hibberson, W.O. (1994): Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: An experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 351-368.
- 石渡 明 (1989): 日本のオフィオライト. 地学雑誌, **98**, 290-303. [Ishiwatari, A. (1989): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **98**, 290-303.]
- Ishiwatari, A. (1991): Ophiolites in the Japanese Islands: Typical segment of the circum-Pacific multiple ophiolite belts. *Episodes*, **14**, 274-279.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1991): 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペー黒瀬川帯内帯起源説の提唱—. 地質学雑誌, **97**, 431-450. [Isozaki, Y. and Itaya, T. (1991): *Journal of the Geological Society of Japan*, **97**, 431-450.]
- 磯崎行雄・丸山茂徳 (1991): 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑誌, **100**, 697-761. [Isozaki, Y. and Maruyama, S. (1991): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **100**, 697-761.]
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S. (2010): New insight into a subduction-related orogen: Reappraisal on geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **18**, 82-105.
- 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 2010—. 地学雑誌, in press. [Isozaki, Y., Maruyama, S., Nakama, T., Yamamoto, S. and Yanai, S. (2011): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, in press.]
- 伊藤谷生・佐藤比呂志 (2010): 西南日本における海溝-島弧-縁海系の地殻構造—南海トラフから大和海盆北縁まで—. 地学雑誌, **119**, 235-244. [Ito, T. and Sato, H. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 235-244.]
- Karig, D.E. (1972): Remnant arcs. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 1057-1068.
- Komabayashi, T., Maruyama, S. and Rino, S. (2009): A speculation on the structure of the D'' layer: The growth of anti-crust at the core-mantle boundary through the subduction history of the Earth. *Gondwana Research*, **15**, 342-353.
- 棚座圭太郎・後藤 篤 (2010): 日本列島の誕生場—古太平洋の沈み込み開始を示す飛騨外縁帯の 520 Ma の熱水活動—. 地学雑誌, **119**, 279-293. [Kunugiza, K. and Goto, A. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 279-293.]
- 前川寛和 (2003): 蛇紋岩ダイアビル. 笠原順三・島海光弘・河村雄行編: 地震発生と水—地球と水のダイナミクス. 東京大学出版会, 240-251. [Maekawa, H. (2003): *The Role of Water in Earthquake Generation* edited by Kasahara, J., Toriumi, M. and Kawamura, K., University of Tokyo Press, 240-251.]
- Maekawa, H., Shozul, M., Ishii, T., Fryer, P. and Pearce, J.A. (1993): Blueschist metamorphism in an active subduction zone. *Nature*, **364**, 520-523.
- Maekawa, H., Yamamoto, K., Teruaki, I., Ueno, T. and Osada, Y. (2002): Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Izu-Bonin and Mariana forearc regions. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **76**, 355-366.
- 丸山茂徳 (1978): 黒瀬川構造帯の dismembered ophiolite. 月刊海洋科学, **10**, 287-296. [Maruyama, S. (1978): *Marine Sciences Monthly*, **10**, 287-296.]
- Maruyama, S. (1981a): The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, central Shikoku. *Journal of the Geological Society of Japan*, **87**, 568-583.
- Maruyama, S. (1981b): The Kurosegawa serpentinite melange zone and its role on the evolution of southwest Japan. *Memoir of the Geological Society of China*, **4**, 269-279.
- Maruyama, S. (1997): Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *The Island Arc*, **6**, 91-120.
- Maruyama, S. and Seno, T. (1986): Orogeny and relative plate motions: An example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, **127**, 1-25.
- Maruyama, S., Liou, J.G. and Terabayashi, M. (1996): Blueschists and eclogites of the world and their ex-

- humation. *International Geology Review*, **38**, 485–594.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志 (2011): 太平洋型造山運動再訪. 地学雑誌, in press. [Maruyama, S., Omori, S., Senshu, H. and Kawai, K. (2011): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, in press.]
- 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.
- 中島 隆・丸山茂徳・松岡喜久次 (1978): 四国東部伊野層緑色岩の变成作用. 地質学雑誌, **84**, 729–737. [Nakajima, T., Maruyama, S. and Matsuoka, K. (1978): *Journal of the Geological Society of Japan*, **84**, 729–737.]
- 中間隆晃・平田岳史・大藤 茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳 (2010): 日本列島の古地理学—碎屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷—. 地学雑誌, **119**, 1161–1172. [Nakama, T., Hirata, T., Otoh, S., Aoki, K., Yanai, S. and Maruyama, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1161–1172.]
- 中村仁美・岩森 光 (2010): スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成. 地学雑誌, **119**, 1054–1062. [Nakamura, H. and Iwamori, H. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1054–1062.]
- Nishimura, Y. (1998): Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner Zone of Southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 129–140.
- 佐藤比呂志・児島悠司・村田明広・伊藤谷生・金田義行・大西正純・岩崎貴哉・於保幸正・荻野スミ子・狩野謙一・河村知徳・蔵下英司・越谷 信・高須 晃・竹下 徹・津村紀子・寺林 優・豊原富士夫・中島 隆・野田 賢・橋本善孝・長谷川修一・平田直・宮内崇裕・宮田隆夫・山北 聡・吉田武義・Harder, S.・Miller, K.・Kaip, G.・小澤岳史・井川猛 (2005): 西南日本外帯の地殻構造: 2002 年四国-瀬戸内海横断地殻構造探査の成果. 東京大学地震研究所彙報, **80**, 53–71. [Sato, H., Kojima, Y., Murata, A., Ito, T., Kaneda, Y., Onishi, M., Iwasaki, T., Oho, Y., Ogino, S., Kano, K., Kawamura, T., Kurashimo, E., Koshiya, S., Takasu, A., Takeshita, T., Tsumura, N., Terabayashi, Y., Toyohara, F., Nakajima, T., Noda, K., Hashimoto, Y., Hasegawa, S., Hirata, N., Miyauchi, T., Miyata, T., Yamakita, S., Yoshida, T., Harder, S., Miller, K., Kaip, G., Ozawa, T. and Ikawa, T., (2005): *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **80**, 53–71.]
- Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Fujie, F., Kang, D-H., Kodaira, S. and Kaneda, Y. (2006): Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data. *G3 (Geochemistry, Geophysics, Geochemistry)*, **7**, doi:10.1029/2005GC001135.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. (2007): Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. *The Geological Society of America, Memoir*, **200**, 9–32.
- Seno, T. and Maruyama, S. (1984): Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53–84.
- Shinjoe, H. and Tagami, T. (1994): Cooling history of the Sanbagawa metamorphic belt inferred from fission-track zircon ages. *Tectonophysics*, **239**, 73–79.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男 (1981): 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動—. 科学, **51**, 508–515. [Taira, A., Saito, Y. and Hashimoto, M. (1981): *Science Journal Kagaku (Kagaku)*, **51**, 508–515.]
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009): SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sambagawa belt, Kanto Mountains, Japan: Need to revise the framework of the belt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **104**, 12–24.
- Uyeda, S. (1983): Comparative subductology. *Episodes*, **1983**, 19–24.
- 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**, 362–377. [Ueda, H. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 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.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007): 伊野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 140p.
- Wu, Y., Fei, Y., Jin, Z. and Liu, X. (2009): The fate of subducted upper continental crust: An experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, **282**, 275–284.
- 山本伸次 (2010): 構造侵食作用—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**, 963–998. [Yamamoto, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 963–998.]
- Yamamoto, S., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Maruyama, S. (2009): Izu-Bonin arc subduction under the Honshu island, Japan: Evidence from geological and seismological aspect. *Gondwana Research*, **16**, 572–580.
- 柳井修一・青木一勝・赤堀良光 (2010): 日本海の拡大と構造線—MTL, TTLそしてフォッサマグナ—. 地学雑誌, **119**, 1079–1124. [Yanai, S., Aoki, K. and Akahori, Y. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1079–1124.]

(2010 年 10 月 13 日受付, 2010 年 11 月 25 日受理)