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 —

山 本 伸 次*

Tectonic Erosion: New Perspectives on Pacific-type Orogeny and Continental Growth Models

Shinji YAMAMOTO*

Abstract

This is a brief review of tectonic erosion originally proposed by von Huene and Scholl (1991) who have spent most of their academic careers studying marine geophysics along the circum-Pacific subduction zone.

Accretionary complex is considered to be formed by trench turbidite resting on the subducting oceanic plate that accretes against a hanging wall at a shallow or deep crustal level due to off-scraping or underplating. This concept was introduced to Japan in the early 1970s and was developed in great detail to propose a new paradigm for accretionary geology that involves ocean-plate stratigraphy. Later, identification of accretionary complex on-land in Japan became the mainstream. A new idea refutes the common occurrence of an on-going accretion process forming accretionary complexes along the circum-Pacific subduction zone. Instead, the concept of tectonic erosion has emerged to explain extensive crustal thinning and subsidence as an on-going process destroying the hanging wall of an older subduction complex or even the basement of the overriding plate at more than half of the active trench.

During the past three decades, marine geophysicists and geologists have documented tectonic erosion as a more common process than the formation of an accretional complex in subduction zones, and speculate that a large volume of the continental crust is subducted into the mantle at both accretionary and erosive convergent margins. A simple calculation of the amount of subducting continental material versus arc produced at the subduction zone suggests a balance, resulting in no growth of continental crust at present (*e.g.* Clift and Vannuchi, 2004; Scholl and von Huene, 2007). However, considering direct subduction of intra-oceanic arcs and foundering of the continental lower crust into the mantle, we must conclude there is negative growth of the continental crust on the Earth at present.

Key words : subduction zone, accretionary complex, tectonic erosion, arc subduction, continental growth

キーワード : 沈み込み帯, 付加体, 構造浸食, 島弧沈み込み, 大陸成長

* 東京工業大学大学院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

I. はじめに

地質時代を通じて大陸地殻の総量がどのようにして増えてきたのか（あるいは減少したか）を定量的に論ずることは、マントルを含めた固体地球進化を論じる上で大変重要な問題である。大陸地殻はおもに沈み込み帯でのカルクアルカリ火成作用によって形成され（例えば, Rudnick, 1995）、46 億年をかけて大陸地殻の総量は、間欠的ではあるものの、増加の一途をたどってきたと一般には考えられている（例えば, Condie, 1998）。しかしながら、海洋プレート沈み込み帯は、逆に大陸地殻物質を強制的に再びマントルへともちさる場でもある（von Huene and Scholl, 1991）（図 1）。したがって、大陸成長を議論する上で、沈み込み帯で起こるさまざまな現象のうち、大陸地殻を増加させるプロセスばかりでなく、大陸地殻を減少させるプロセスも個別に評価しなければならない（図 2）。

海洋プレート沈み込み帯において大陸地殻を減少させるプロセスとはおもに以下の 2 つである：

①海溝域に供給された堆積物が沈み込むプレートとともにマントルへと運搬される“堆積物沈み込み”（sediment subduction）、②沈み込む側のプレートが上盤側のプレートを強制的に削剥・浸食しマントルへと引きずり込ませる“構造浸食”（tectonic erosion または subduction erosion と呼ばれる）。付加作用（accretion）とは海溝域に供給された陸源性碎屑物や海洋地殻の一部が、剥ぎとり付加（offscraping）や底付け付加（underplating）によって上盤側のプレートに付け加わることである。一般に付加体中にとり込まれる海洋地殻の割合はきわめてわずかである（Isozaki *et al.*, 1990）。そのため、付加体形成自体は陸源性碎屑物の再配置にすぎないので、大陸地殻の増加にはほとんど寄与しない。一方、沈み込み帯の火成活動は大陸地殻を成長させる主要な成分であり、とくに海洋性島弧は、島弧同士あるいは大陸

図 1 世界の海洋プレート沈み込み帯。△は構造浸食型（非付加型）、▲は付加型の海溝を示す。（von Huene and Scholl, 1993; Clift and Vannucchi, 2004; Scholl and von Huene, 2009 をもとに改変）。

Fig. 1 Map showing the distribution of erosive (△) and accretionary (▲) margins in subduction zones (modified from von Hunen and Scholl, 1993; Clift and Vannucchi, 2004; Scholl and von Huene, 2009) .

図 2 海洋プレート沈み込み帯における大陸地殻の増加および減少プロセスの模式図。

Fig. 2 Schematic diagram of processes responsible for increasing and decreasing the continental crust at the subduction zone.

に衝突・付加 (arc collision/accretion) する場合、大陸成長へ貢献する。しかし、島弧地殻がそのまま沈み込んでしまう場合 (arc subduction) は、大陸地殻の増加には何も寄与しない (Yamamoto *et al.*, 2009a, b)。

日本列島には北から、千島海溝、日本海溝、伊豆小笠原マリアナ海溝、南海トラフ、琉球海溝の5つの島弧-海溝系があるが、現在大規模な付加作用が起きているのは南海トラフにおいてのみである。これに対して、その他の海溝では現在活発な構造的浸食作用が起きており、上盤側の地殻物質を強制的に削りマントルへもちさっている。とくに、世界ではじめて日本海溝で構造浸食作用が認定されて以来 (Nasu *et al.*, 1980; von Huene and Culotta, 1989)、世界の海溝域で同様の手法によって精力的な調査が進められた。その結果、現在では世界の半分以上の海溝域で構造浸食作用が優勢的に進行していることが判明し、海洋プレート沈み込み帯では、付加体形成ではなく大陸を減少させる構造浸食こそが海溝域で起こる一般的な現象であると認識されるに至っている (von Huene and Scholl, 1991; Lallemand, 1996; Clift and Vannucchi, 2004; Kukowski and Oncken, 2006)。最近では、過去30年以上にわたり精力的に海洋探索を行ってきた von Huene や Scholl らの集大成ともいえるべき論文が相次いで出版され、最新のデータを取りいれながら海溝域におけ

るテクトニクスや物質収支についての総まとめを行っている (Scholl and von Huene, 2007, 2009, 2010; von Huene *et al.*, 2009)。

したがって、この時期に改めて構造浸食作用についてレビューを試みることは、これからの地球科学を見通す上で意義があるだろう。なぜならば、沈み込み帯において大陸を削り取る“構造浸食作用”に普遍性があるならば、従来のわれわれのテクトニクス観をやや改める必要があるからである。例えば、過去に起きたであろう構造浸食作用を具体的に検証することは、地球史を通した大陸成長モデルの精密化に対してのみならず、沈み込み帯域の地質構造発達史の解明に対し多大な影響があるはずである (Cawood *et al.*, 2009)。また、構造浸食によって多量の大陸地殻物質がマントルへと運搬されているならば、それはマントル中での化学的不均質の原因になるばかりでなく、ダイナミクスに対しても再考を迫るものである。そこで本稿では、おもに環太平洋地域の海溝陸側斜面のこれまでの構造浸食研究をまとめ、それらを踏まえた上で、上記の課題に対するわれわれの展望を述べてみたい。

II. 付加体研究の進展から構造浸食研究へ

最初に、沈み込み帯研究における構造的浸食作用とはどのようにして提唱され、その概念はどのようにして発展してきたのか、その歴史的背景を

たどってみよう。ここで示すさまざまな断面図は、その当時の研究時代背景を色濃く反映しており、現在に至る概念の変遷をみてとることができる。

1960年代後半に登場したプレートテクトニクスの提唱により、プレート収束場で生まれる地質体の解釈が大きく変わった。それまでの地向斜造山論からプレートテクトニクスを軸とした造山論にまとめあげたのは Dewey and Bird (1970) である。その流れのなかで、海溝域で形成される付加体という新しい概念が生まれた。地層累重の法則に代わり、付加体は構造的下位に向かって成長する。しかも、その構造はほぼ水平で地層の層理面に平行なので、野外で、地質学者がほぼ異口同音に、整合とみなしてきた地質体の解釈は逆転した。この革命的な概念は、もともと、1960年代にはじまった海溝から陸側斜面にかけての音響探査に基づく研究によって Seely *et al.* (1974) 達が海洋地球物理学分野で提唱してきたものである。この時期に Chipping (1971) はすでに海洋プレート層序の基本概念を提唱していた。70年代までの、おもに海洋物理探査による沈み込み帯研究のまとめは、Uyeda and Kanamori (1979) によってなされ、彼らは世界の沈み込み帯を、低角な沈み込むプレートと大規模な付加体が発達する「チリ型」と、高角な沈み込むプレートと付加体が発達しない「マリアナ型」という2つの端成分に分け、そのなかにおいて世界の沈み込み帯をとらえようと提案した(図3a)。上田と金森が提唱した「比較沈み込み帯学」以降、世界の沈み込み帯の一般的な特徴とそこで起きている現象を系統的に分類し、理解しようとする流れがおきた。その後、DSDP, IPOD, ODP と呼ばれる海洋底掘削計画が行われ、音波探査と組み合わせた総合研究が続いた。

海洋地質学分野での先駆的な研究とは別に、陸上地質から新しい研究手法に基づいた研究がはじまるまでに約10年の時間を要した。それは Seely や Chipping のアイデアを実証する研究手法がなかったからである。陸上に露出する過去の付加体中の複雑に褶曲したチャートから、1枚ごとに試料を採取し、コノドント化石を抽出し、数 Ma の

年代精度でチャートの堆積年代を決定する必要があったからである。しかも、そのコノドントはトリアス紀末に絶滅するので、ジュラ紀以降の年代決定には別の化石である放散虫の年代系統樹が確立されねばならなかった。松田哲夫はこの手法を「一枚おろし」と称してグループ研究を展開した(Matsuda and Isozaki, 1991)。こうして、松田ら大阪市立大学が主導権を握って、日本独自の付加体研究が全国へと波及して、地質学に一時代を築いた。四万十帯の付加体地質学の研究は九州大学勘米良亀齢によってはじめられた(勘米良, 1976; Kanmera and Nishi, 1983) が、微化石による年代学や付加した MORB, 古地磁気などのデータは高知大学グループが主導権を握るようになり、やがて、平 朝彦が Karing (1975) による南海トラフの音波探査と掘削の成果を加味して、四万十帯の成因を一般化した(平, 1981)。こうして90年代までには日本列島の付加型造山帯の研究が一段落した(例えば、磯崎・丸山, 1991; Isozaki, 1996)。その結果、現日本列島の下に、過去約5億年間、海洋プレート沈み込みに起因する付加体形成を主軸として、海側に約400-500 km 連続成長した造山帯が日本列島であるとみなされた(図3b)。この頃までの沈み込み帯・海溝域研究では、もっぱら付加体形成の重要性に力点が置かれ、海洋プレート沈み込み帯においてはいつでも付加体が形成されるかのような論調でさえあった。

ところが80年代から90年代に盛んに行われた世界の海溝陸側斜面の音波探査や深海掘削による地球物理学的研究は、環太平洋地域の過去2億年間の海洋プレートの沈み込みによって、付加体は増加どころか、強制的な剥離によって上盤側プレートの前面が崩壊、欠落し、現在成長中の付加体さえ認定がまれであることが明らかとなり、上盤側プレートが下盤側のプレートによって削られていく「構造浸食」作用が脚光を浴びるようになった(例えば、Karig, 1974; Scholl *et al.*, 1980; von Huene, 1986; von Huene and Scholl, 1991; 木村・斉藤, 1998)。

構造浸食作用の概念自体は、1970年代前半に

図 3 (a) 沈み込み帯の2つの端成分としてとらえられたチリ型とマリアナ型(Uyeda and Kanamori, 1979より引用). (b) 磯崎・丸山(1991)によってまとめ直された日本列島の地帯構造断面図(図はIsozaki, 1996から引用).

Fig. 3 (a) Schematic cross-section of two endmembers in subduction zones (Chile-type and Mariana-type) proposed by Uyeda and Kanamori (1979). (b) Schematic cross-section showing geotectonic framework in the Japanese Islands (after Isozaki, 1996).

北部チリ海溝(Miller, 1970; Rutland, 1971)および日本海溝(Murauchi, 1971)でそれぞれ独立に提唱されていたが(図4), 彼らは東北日本前弧域の広域的な沈降や南米アンデスの火山フロントの陸側への移動を構造浸食によるためであると解釈したにすぎず, 構造浸食作用を総合的に実証できるほどのデータをもちあわせてはいなかった。構造浸食作用が実証されるようになったのは, 1980年代以降のDSDPによる深海掘削の結果による。例えば, 東北日本沖前弧前縁部に白亜紀の

花崗岩類や付加体が露出することや(von Huene *et al.*, 1978; Nasu *et al.*, 1980), また, ペルー海溝の陸側斜面では, ほぼ海溝内壁斜面に白亜紀に遡る古い片麻岩基盤岩類からなることが判明し, 大規模な付加体は発達していないことが判明した(例えば, Hussong and Wipperfurth, 1981)。そして, 前弧斜面堆積物の解析により, 前弧斜面は時代とともに沈降していることが明らかとなった(von Huene and Lallemand, 1990)。これらの海溝域では沈み込むプレートによって強制的に上盤

図 4 Miller (1970) および Murauchi (1971) によって提案されたチリ海溝(上)および日本海溝(下)における構造浸食作用の模式断面図 (図は von Huene and Scholl, 1991 より引用)。

Fig. 4 Schematic cross-sections of subduction erosion (tectonic erosion) in the Chile and Japan trench proposed by Miller (1970) and Murauchi (1971), respectively (Images from von Huene and Scholl, 1991).

側が削られ、それによって前弧域を広域的に沈降させる構造浸食が引き起こされていることが実証された。このような流れのなかで、Scholl *et al.* (1980) は海溝を大きく付加体が発達する縁辺と構造浸食が進行する縁辺に大きく区分し、それらをさらに陸側の地質形態と構成要素によって6つに分類できるという先駆的かつ現実的なモデルをいち早く提案していた (図5)。

1980年代以降の詳細な音波探査の結果、海溝陸側斜面には不整合面の広域的な存在が明らかになり、その面を追跡すると、過去の大規模な構造浸食の存在と、その結果、海溝深部に運びこまれた大陸地殻物質を定量的に見積もることが可能になった。最初は、東北日本でその手法が展開され

たが (von Huene and Culotta, 1989; von Huene and Lallemand, 1990), 次第に環太平洋地域全域に応用されていった (von Huene and Scholl, 1991)。日本およびペルー海溝での構造浸食が実証された後、他の海溝域においても同様に構造浸食が起きていることが明らかとなり、ある種のブームともいえる流れが起きた。そして付加体の典型としてみなされていたチリ海溝の大半に、実は付加体が発達していないことも判明した。90年代初頭までの成果は von Huene and Scholl (1993) や Lallemand *et al.* (1994) によっていったん集約され、彼らは世界の海溝を大きく付加型と浸食型の2つを端成分としてとらえ直した (図6)。付加型とは海溝軸に大規模な付加体が成長しつつある縁辺であり、浸食型とは海溝軸に付加体が形成されず上盤側地殻の基盤岩がおもに下側から削られている縁辺である。そして世界の海溝域はこの2つの型のいずれかに分類でき、付加型はさらに小規模な付加体が存在するタイプと大規模な付加体が存在するものに分けられるとみなした。こうして、Uyeda and Kanamori (1979) によって、整理されたチリ型、マリアナ型の2つの極端なプレート収束場、すなわち、プレート結合度の強いチリ型には大量の付加体が、逆に結合度が弱いマリアナ型では既存の付加体が重力崩壊を起こす構造浸食が起きているとする概念は見直しを迫られた。

90年代以降になると、海洋物理探査 (反射法地震探査や海底地形解析など) の解像度が飛躍的にあがり、それまでみえなかった前弧-海溝域での詳細な地殻構造が判読可能になり、沈み込み帯内部で起きている深部プロセスの描像が次々と明らかとされるようになった。例えば、沈み込む海山によって引き起こされている構造浸食作用 (von Huene, 2008) や海洋プレート直上におけるサブダクションチャンネル (構造浸食された破碎岩の通路) の具体的な構造 (Sick *et al.*, 2006) などが詳細に判読可能になり、海溝域のテクトニクスの理解が格段に進んだ。現在では構造浸食作用の具体的なプロセスやその結果に対し、総合的な体系化が行われている時代であるといえよう。

図 5 Scholl *et al.* (1980) が提案した海溝 6 分類の模式断面図。左列は付加体が形成される海溝、右列は付加体が形成されない海溝を表す。(a) 比較的薄い堆積物が海溝で付加体をつくる場合、(b) 厚い堆積物が海溝で付加体をつくる場合、(c) 海溝先端部では一部堆積物が剥ぎとられるが、残りは付加体内部へもち込まれバックストップによって掻きあげられる場合、(d) 堆積物がそのまま沈み込む場合、(e) 一部堆積物の剥ぎとり付加が起こり、一時的に小規模な付加体ができるが、残りの堆積物は内部へ沈み込み、同時に構造浸食も伴う場合、(f) 構造浸食が進み、大陸基盤岩が海溝近傍に顔を出している場合。

Fig. 5 Conceptual models of accretion, sediment subduction and tectonic erosion (subduction erosion) at subduction zones (after Scholl *et al.*, 1980). (a) Formation of accretionary mass by stacking thrust slices of relatively thin oceanic deposits. (b) Formation of accretionary pile of thrust slices derived from thick oceanic deposits. (c) Formation of structurally chaotic accretionary mass. (d) Sediment subduction beneath bedrock framework of an ocean margin. (e) Sediment subduction and tectonic erosion (subduction erosion) of margin's bedrock framework, and temporary outgrowth of small wedge of accreted sediment at the base of margin. (f) Advanced stage of tectonic erosion. Igneous and metamorphic framework are exposed at the inner wall of a deep-sea trench.

III. 代表的な浸食型（非付加型）縁辺：伊豆マリアナ海溝，日本海溝，南米チリ海溝

図 1 には、世界の海洋プレート沈み込み帯と、その海溝域が付加型であるか浸食型であるかの区分を示したが、世界の海溝の半分以上は浸食型である。Scholl and von Huene (2007) では世界の約 75% の海溝が浸食型であるとしているが、Clift *et al.* (2009) では約 56% が浸食型としてい

る。いずれにせよ、現在の海溝域では、付加作用ではなく構造浸食作用こそが普遍的に起きている現象であるにとらえるべきであろう。

浸食型（非付加型）の代表地域は、おもに環太平洋沈み込み帯で、日本海溝、伊豆小笠原マリアナ海溝、中米海溝、およびペルーチリ海溝である。また、代表的な付加型の縁辺は、南海トラフ、バルバドス、南部チリ、マクランである。付加型地域の解説については他に優れた論文や教科

Type-1, Accreting margin

Type-2, Non-accreting margin

図6 von Huene and Scholl (1991) によって提案された、海溝の2分類。上は付加体が発達する縁辺（付加型）。下は付加体がまったく存在しない縁辺（浸食型）。

Fig. 6 Schematic cross-sections of accreting margin (Type-1) and non-accreting margin (Type-2) proposed by von Huene and Scholl (1991).

書が多く存在するので本稿では扱わないが（例えば、木村, 2002; 小川・久田, 2005; 木村・木下, 2009）ここでは、von Huene and Scholl (1991), Scholl and von Huene (2007) および Clift and Vannucchi (2004) によって浸食型（非付加型）縁辺として分類されたそれぞれの海溝域で観察される地質現象とその特徴を概観してみよう。

1) 日本海溝

東北日本沖に位置する日本海溝は、早くから構造浸食作用の実証的なデータやさまざまなモデルが提案されている重要な地域である。ここでは、約 1.5 億年の年齢をもつ古くて冷たい太平洋プレートが、東北日本弧の下に沈み込み、そのスラブ先端はマントル遷移層まで達している。スラブの平均沈み込み角度は約 30°程度で、日本海溝から沈み込む太平洋プレートの上には、海溝軸に近づくにつれてそれと平行にホルスト アンド グラーベン（地塁・地溝）の凹凸地形が発達する

（図 7b, 図 8）。これは、海溝から沈み込むスラブの曲げによってスラブ上に伸長応力場が生じ、地殻表層が正断層によって引き裂かれた比高数百メートル規模の凹凸地形である。海溝陸側斜面の前弧地殻はおもに白亜紀の付加体や花崗岩類である。日本海溝軸部では付加体はほとんど形成されておらず、あっても前縁付加体という前弧斜面堆積物がわずかにスタックした小規模な付加体があるにすぎない (von Huene and Lallemand, 1990)。

古くから、前弧域は正断層で引き裂かれ沈降し、上盤側プレートを削り込む構造浸食が進行していると考えられていたが、1977 年、この地域で起きている構造浸食作用を検証するために、八戸沖の日本海溝陸側斜面において深海掘削が実施された (Nasu *et al.*, 1980)。その結果、水深 3000 m 以上の斜面堆積物の基底部から、石英安山岩質な礫岩を掘りあてた。それは、そこがかつて陸域であったことを示している。また、驚くべきことに、前弧

図 7 (a) 日本列島周辺の陸上および海底地形図 (鳥瞰図). (b) 日本海溝近傍の海底地形図 (平面図). (c) 伊豆マリアナ海溝近傍の海底地形図 (平面図). 沈み込む太平洋プレート上に、海溝軸と平行にホルスト アンド グラーベン地形が顕著に発達しているのがわかる. 図はすべて海上保安庁海洋情報部より引用: (a) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN9/sodan/kaiteitikei/japan006.jpg> [Cited 2010/10/23], (b) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAIYO/sokuryo/D2/Bath2DD2.htm> [Cited 2010/10/23], and (c) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAIYO/sokuryo/D1/Bath2DD1.htm> [Cited 2010/10/23].

Fig. 7 Bathymetric images (a) near the Japanese Islands (bird's eye view), (b) in the Japan Trench (plane view) and (c) the Izu-Mariana Trench (plane view). Grabens parallel to the trench-axis are formed on the surface of the subducting plate. Images from Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard: (a) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN9/sodan/kaiteitikei/japan006.jpg> [Cited 2010/10/23], (b) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAIYO/sokuryo/D2/Bath2DD2.htm> [Cited 2010/10/23], and (c) <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAIYO/sokuryo/D1/Bath2DD1.htm> [Cited 2010/10/23].

図 8 三陸沖日本海溝における反射断面(上)および地震波速度構造(下) (Tsuru *et al.*, 2002 に加筆). 太平洋プレート上面のホルスト アンド グラベンが上盤プレートの下に沈み込んでいることがわかる. 海溝より西側に存在する地震波速度の遅いくさび状の部分が前縁付加体 (frontal prism) である. 日本海溝では幅 10-20 km 程度の小さい前縁付加体しか発達していないために, 過去 6500 万年に海溝に達した堆積物は 95% 以上沈み込んだと考えられる (Scholl and von Huene, 2007). また, 前弧斜面内部に観察される不整合面は, 下底浸食による白亜紀前弧地殻の沈降によるものである.

Fig. 8 Seismic cross-section (top) and seismic velocity model (bottom) off the coast of Sanriku, NE Japan (modified after Tsuru *et al.*, 2002). Horsts and grabens subducting beneath the wedge of hanging wall are clearly visible on top of the Pacific plate near the Japan trench. The wedge-shaped low-velocity unit at the western side of the Japan Trench is interpreted as a frontal prism, a mass of pelagic deposits accreted to the margin's Late Cretaceous rock framework. The small size of the frontal prism, roughly 5% of the pelagic section that entered the subduction zone during the past 65 m.y. documents sediment subduction (Scholl and von Huene, 2007). Subsidence of the forearc slope indicates crustal thinning caused by basal erosion.

斜面を覆う堆積物に含まれる底生有孔虫の解析は, 上位の堆積物ほど (つまり若いほど) 堆積深度が深かったことを示した。これらの結果から, 現在水深 3000 m 以上の深海に存在するおもに白亜紀の付加体からなる前弧域は, かつて海面近傍に露出していたが, 構造浸食作用によって前弧域は下側からも破壊され (下底浸食作用), 時代と

ともに徐々に沈降したことが判明した。三陸海岸でみられる典型的なリアス式海岸は, 地殻の沈降によってかつての谷地形が水没した地形であると考えられていたが, これが見事に証明されたのである。最近では, GPS を用いた三次元方向の地殻変位量の観測からも前弧域の沈降が観測されており, まさに現在進行形の構造的浸食が起きている

ることが確認されている (Heki, 2004)。

2) 伊豆-マリアナ海溝

伊豆-小笠原-マリアナ弧は、典型的な海洋島弧であり、沈み込み帯のカルクアルカリマグマによって安山岩質な大陸地殻が生産されつつある模式地であると考えられている (巽, 2004)。そのため多くの火山学者や地震学者、海洋物理学者によって世界で最も詳しく調べられている島弧-海溝系である。伊豆マリアナ海溝では、若いフィリピン海プレートの下に古くて冷たい太平洋プレート (最大で約 2 億年) が年間約 10 cm の速度で沈み込んでいる。その沈み込み角度は 40° 以上と高角で、場所によってはほぼ垂直である (van der Hilst and Seno, 1993)。高角に海洋プレートが沈み込むために、世界で最も深い海溝となっており、日本海溝と同様にプレート上面には顕著なホルスト アンド グラーベン地形が発達する (図 7b)。前弧斜面前縁部は重力的に崩壊し海溝へと崩落している。Uyeda and Kanamori (1979) によって構造性浸食作用が起きている典型とみなされた海溝である。ここでは、海溝陸側斜面の大規模な崩壊によって、島弧地殻上中部はおろか下部地殻さらにはマントルかんらん岩の一部までもが露出しているらしい (Ishiwatari *et al.*, 2005)。島弧火成活動として最も古い年代 (約 50 Ma) を示すボニナイトおよびその下位に存在する島弧ソレイト (Reagan *et al.*, 2010) が海溝軸に非常に接近しているのは、構造浸食によって前弧地殻の大半が失われ、海溝位置が西側へと移動した結果とみることができる。

ここは海洋性島弧であるために海溝に供給される堆積物は少ないが、海洋地殻上の半遠洋性～遠洋性の堆積物はすべて海洋プレートとともに沈み込んでいる。本来陸弧として形成された本州弧とは違って、上盤側に付加体などからなる厚い大陸地殻が存在しないので、島弧マグマの化学組成から沈み込んだ堆積物からの寄与を直接推定することが可能である。遠洋性堆積物に含まれる宇宙線照射由来の ^{10}Be 同位体が島弧マグマから検出されることから、少なくとも沈み込んだ堆積物は、島弧マグマの発生領域であるマントル深度 100-

150 km まで運ばれている (Elliott *et al.*, 1997)。

この海溝域での最も重要な発見のひとつに、海溝軸近傍に点在する蛇紋岩ダイアピル (Fryer *et al.*, 1985) の存在があげられよう。現在の伊豆マリアナ海溝では、蛇紋岩ダイアピルは沈み込むスラブ直上の地震波速度の低い領域としてマントルウェッジから上昇してきている様子が認められるが (Takahashi *et al.*, 1998)、この蛇紋岩ダイアピルのなかのいくつかには、マントルウェッジから立ち上がる根っこ (root) が確認できないものが存在する。この“根なし”の原因のひとつとして、太平洋プレートの沈み込みによって上盤側地殻が大きく削り込まれた、すなわち構造浸食作用による前弧ウェッジの消滅が提案されている (Miura *et al.*, 2004)。

また、この蛇紋岩体には島弧火成岩類のみならず高压型の結晶片岩が含まれており、低温高压型の変成岩が実際に沈み込み帯深部で生成されていることが実証された (Maekawa *et al.*, 1993)。蛇紋岩は密度が軽いので、その浮力によってマントルウェッジからプレート境界を通して上昇したと考えられるが、上昇途中でさまざまな温度圧力の岩片を捕獲してきているのである。現在のところ、蛇紋岩ダイアピルが深海底に露出しているのが確認されたのはこの伊豆マリアナ海溝のみであるが、地震波観測からは世界の沈み込み帯にはマントルウェッジは普遍的に蛇紋岩化されていると考えられている。古くから広域変成岩体にはしばしば蛇紋岩体が伴って出現することはよく知られており、また、広域変成岩の上昇と構造浸食作用との関連性はさまざまな研究者によってたびたび議論されている (例えば, Ueda *et al.*, 2000)。しかし、広域変成岩の上昇-蛇紋岩体メランジュ-構造浸食作用の相互関係についての包括的な議論はこれまでにない。本特集号の鈴木ほか (2010) では、西南日本に分布する黒瀬川帯を例に、蛇紋岩メランジュと構造浸食の重要性を議論しているので詳細はそちらを参照されたい。

3) 南米チリ海溝

Uyeda and Kanamori (1979) によって低角に沈み込むプレート境界で付加体が発達する典型と

みなされたチリ海溝であるが、大規模に付加体が発達しているのは、チリ中央部以南で、中米から南米大陸の西岸域全体としてみると、その海溝域の大部分では構造浸食作用が卓越している(図1, 図9)。チリ海溝に沈み込むナスカプレートは約50 Ma以下と比較的若く、チリ南部のタイタオ半島近傍では中央海嶺(0 Ma)が沈み込んでおり、海溝-海溝-海嶺の三重点(TTR)が存在する。ここは中央海嶺沈み込みによって海溝域でどのような地質学的プロセスが起きるのかを探る上で最適な研究地域である(詳しくは後述)。そして、中央海嶺を挟んで南側では南極プレートが沈み込んでいる。また、チリ中央部では非震性のJuan Fernandez Ridge(ホットスポットの海山列)が沈み込んでおり、ここでは浮揚性沈み込みのためにスラブの沈み込み角度は水平に近い。チリ全体としてみても、沈み込み角度は全般に浅く30°以下である。このように、チリ海溝は地質学的変化に富んだ地域であり、ひとつの海溝系にありながら付加型および浸食型境界の多用性をとらえるのに適した地域である。また日本海溝と同様に、古くから地震学的データや海底地形図が得られ、さらに、なによりもアンデス型の島弧マグマ作用が活発に研究されている地域でもある(Cahill and Isacks, 1992)。ここでは、チリ海溝近傍で起きている構造浸食について、北から南に向かって簡単に概観する。

チリ北部域は乾燥気候のために沿岸域にアタカマ砂漠が発達しており、海溝に供給される堆積物は乏しい。そのため、海溝に溜まる堆積物は薄い(< 0.5 km)。一方、中部から南部は湿潤な気候であるために堆積物の供給は多く、海溝には厚い堆積物が溜まっている(> 1.5-3.5 km)。したがって、全体としてみると、北部チリ海溝は付加体が形成されず浸食型となっているが、チリ中部以南には大規模な付加体が発達している(Ranero *et al.*, 2006)。

浸食型から付加型へ劇的に転換するのは、Juan Fernandez Ridgeが沈み込んでいる中部チリ海溝付近である(図9, 図10a)。浮揚性の地殻をもつJuan Fernandez Ridgeが沈み込んでいる

ために、ここでは海溝陸側斜面に海溝軸と斜交するように大きな高まり(Punta Salinas Ridge)が形成されている。この高まりの北側と南側で陸からの堆積物の供給量に差はないが、この斜交する高まりが、北側の海溝へ流れ込む堆積物の流入をブロックしている(Ranero *et al.*, 2006)。したがって、北側では海溝に溜まる堆積物は非常に少なくなり、浸食型の海溝となっているのに対し、南側では海溝に大量の堆積物が溜まるので付加型の海溝になっている。この付加型の海溝は南へ1000 km以上続くが、TTR三重点の北側約100 kmで浸食型となり、TTR以南で再び付加型となる。

TTRを挟んで、その北側の海溝で構造浸食が起き、南側の海溝で付加体が大規模に発達している原因は、沈み込むプレート速度の違いによるものと考えられている(von Huene *et al.*, 2009)。中央海嶺を挟んで北側のナスカプレートは約8.5 cm/yで、南側の南極プレートは約1.8 cm/yの速度で沈み込んでおり、その沈み込み速度が約5倍も違う。したがって、TTR以南では南極プレートの沈み込み速度が遅いために、海溝に厚い堆積物(約3.5 km)が溜り、そこでは付加体が形成されつつあるのに対して、TTR以北のナスカプレートの沈み込み速度は速いので、海溝には薄い堆積物(約1 km)しか存在しえず、浸食型になると説明されている(von Huene *et al.*, 2009)。

しかし、この説明はやや合理性を欠くように思われる。なぜなら、同じナスカプレートが沈み込んでいるチリ海溝中部には、その沈み込み速度が速いにもかかわらず、海溝には付加体が発達しているからである。TTR三重点以北で、構造浸食が起きているのは、接近しつつある海嶺軸近傍の約100 kmの海溝部分のみである(図9)。また、TTR三重点以南は3-6 Maに海嶺軸が沈み込んだために、一度大規模な構造浸食が引き起こされ、大陸縁辺は沈降し、その後、再び海溝には付加体が成長しているのである(Ranero *et al.*, 2006)。したがって、TTR三重点の北部約100 kmのみが現在構造浸食を受けているのは、中央海嶺の沈み込みによって、強制的に海溝陸側斜面を削り込んでいるためであると判断される。西から次々と

図 9 チリ海溝周辺の陸上および海底地形図 (Ranero *et al.*, 2006 に加筆).

Fig. 9 Ocean floor and terrestrial topographic map in the Chile Trench (modified from Fig. 5.1 in Ranero *et al.*, 2006).

図 10 チリ海溝中央部 (a: 南緯 30°から 34°付近) およびチリ海溝南部 (b: 南緯 45°から 48°付近) 周辺の海底地形図 (Ranero *et al.*, 2006 に加筆). 赤色の実線および破線は、付加型および浸食型の海溝であることをそれぞれ示す.

Fig. 10 Bathymetric images in the central Chile Trench (a) and southern Chile Trench (b) (modified from Ranero *et al.*, 2006). Red solid and dashed lines denote accretional and erosive margins, respectively.

接近する中央海嶺によって、TTR 三重点は順次北進し、そこでは中央海嶺の沈み込みによって一時的に構造浸食が引き起こされるが、海嶺沈み込みがさった後は、再び付加型へと戻るのであろう。

では次に、構造浸食作用によって削られつつある大陸縁辺の陸上域ではどのような地質学的な特徴が観察されるのかについてみてみよう。図 11 には、南緯 32°から 38°付近にかけてのチリ中央部西岸域の地質図を示す (Kay *et al.*, 2005 の図

を改変)。この沿岸域には古生代の広域変成帯や花崗岩類が海溝に近傍に露出し、これらは海面下の海溝陸側斜面に続く。内陸部では、白亜紀から第四紀、現在までの火山フロントは、順次陸に向かって移動している。これは、構造浸食によって大陸縁辺が削られたために、海溝位置が順次陸側へと移動し、それにとまって火山フロントの位置も内陸側へと移動してきたためであると考えられている。同様に、南米西岸域に時代の古い広域変成岩類や花崗岩の基盤岩が露出するのは、構造

図 11 南米チリ中央部における過去の火山フロントの復元とその移動 (図 10 中の南緯 32-38°西経 74-69°の範囲; Kay *et al.*, 2005 の図に加筆修正). この地域での構造浸食の主要な根拠は, (1) 古生代の変成帯 (青と茶色), 花崗岩ベルト (ピンク), およびジュラ紀島弧岩体 (緑) が沿岸域で狭小化あるいは消滅すること, および (2) 中新世から完新世の火山フロントが陸側へ移動すること, の二点である. (図の詳細) 赤線: 前期中新世, 後期中新世および完新世の火山フロントの位置, 灰色の線: 火山フロントから海岸線までの距離は一定であると仮定した場合の, 中新世から完新世の想定される海岸線, 赤および灰色の矢印: 19-16 Ma および 7-3 Ma の火山フロントおよび海岸線の移動距離. したがって, 約 20 Ma の間に過去の海岸線の移動距離約 80 km に相当する前弧地殻が失われたことになる.

Fig. 11 Geological map from S32° to 38°, W74-69° in Figure 10, showing outcrop patterns that have long been used as evidence for forearc tectonic erosion along the Central Chile margin (modified from Kay *et al.*, 2005). Major evidence of tectonic erosion in this region; (1) the northward narrowing and disappearance of the Paleozoic paired metamorphic belts (blue and brown), the Paleozoic granitoid belt (pink) and the Jurassic arc complex (green) along the coast, and (2) continuous migration of arc front from the early Miocene to the present (red lines). Details: in the arc region, red lines connect outcrop patterns of early Miocene (short dashes), middle to late Miocene (long dashes), and Pleistocene to Holocene volcanic centers (solid line) magmatic fronts. Arrows between the red lines indicate inferred distances of frontal-arc migration from ca. 19 to 16 Ma and from ca. 7 to 3 Ma. In the forearc region, gray lines between the Chile trench (black) and the present coastline indicate inferred former coastlines assuming that the distance of frontal-arc migration equals the width of the missing coast. An underlying assumption is that the arc-trench gaps of Miocene arcs were similar to those along this volcanic zone today. Arrows between the gray lines indicate inferred distance of lost forearc from ca. 19 to 16 Ma and ca. 7 to 3 Ma.

浸食によって大陸縁辺が数百キロも削られてしまった結果であると考えられている (Scholl and von Huene, 2007) (図 12)。

IV. 付加型と浸食型を決める パラメータは何か？

前章でみたように、日本海溝および伊豆マリアナ海溝には現在形成中の付加体はほとんど存在せず、逆に構造浸食が起きている。一方で西南日本南海トラフにはジュラ紀から現在まで続く大規模な付加体が成長を続けている。同様に、南米チリ海溝でも一連のプレート沈み込み帯にもかかわらず、付加体が発達する部分とほとんど発達していない部分がある。Uyeda and Kanamori (1979) が予想したように、単純にプレート沈み込み角度の浅い海溝に付加体が発達するというわけではないのである。南海トラフと日本海溝の違いや、南米チリ海溝の例から推測されるように、ある海溝域に大規模な付加体が発達するかどうかは、沈み込むプレートの年齢や沈み込み角度よりも、海溝に供給される堆積物の量、あるいは海山や海嶺などの突起物が海溝に突入することなどが関係しているそうである。

世界の沈み込み帯をさまざまなパラメータから分類しその特徴を一般化しようとする試みとしては、Uyeda and Kanamori (1979), Jarrard (1986), Lallemand *et al.* (1994) などがあげられるが、海溝軸近傍におけるさまざまなパラメータと付加型および浸食型縁辺形成についての考察としては Clift and Vannucchi (2004) が特筆されよう。彼らは、世界の各沈み込み帯地域における各種パラメータ (プレート相対収束速度、沈み込むプレートの年代、前弧域傾斜角度、堆積物の厚さ、堆積物供給速度、海溝の後退速度、沈み込む大陸物質の割合など) を総合化して、付加や浸食に影響する各パラメータの相関関係から、どのような沈み込み帯で付加型ないし浸食型になるのかを総合的に議論している。以下では、彼らが提示している図のなかから最も重要なものをピックアップし、どのような海溝域で付加体が形成され、あるいは構造浸食が起きるのかをみてみよう。

図 12 過去 2 億年間ににおける構造浸食による南米ペルーチリ海溝の陸側への移動と構造浸食された大陸縁 (Scholl and von Huene, 2007 より引用)。パンゲアの分裂以降の約 2 億年間、定常的に構造浸食が続いたと仮定し、最近 (約 20 My) の平均海溝後退速度 (2.5 km/my) を適用すると、南米大陸西側は 500-600 km 分削られたことになる。

Fig. 12 Schematic diagram illustrating the migration of the Peru-Chile Trench and eroded continental margin (after Scholl and von Huene, 2007). At a truncation rate of 2.5 km/my since the break-up of Pangea, tectonic erosion along the Peru-Chile trench has destroyed a strip of western South America 500-600 km wide.

図 1 で示した付加型縁辺と浸食型縁辺のそれぞれに対して、海洋プレートの海溝軸に直交する沈み込み速度成分と海溝域に溜まった堆積物の厚さ、ならびに前弧域の傾斜角度について、世界 31 カ所で測定したデータを図 13 に示す (Clift and Vannuchi, 2004 はアリューシャンおよびアラスカを付加型としている点に注意)。図 13a から、プレート収束速度と前弧域の傾斜角度は、フィリピンを除いて、明瞭な正の相関を示すことがわかる。付加型縁辺では比較的低角な (約 3° 以下) 前弧域の傾斜角度を示すのに対し、浸食型縁辺では強制的な前弧域前縁部の浸食による沈降と崩壊のために、高角な (約 3° 以上) 傾斜をもつ。図

図 13 プレート相対収束速度の直交成分と海溝斜面の傾斜角度の関係 (a), 海溝充填堆積物の厚さと海溝斜面角度 (b) およびプレート収束速度の直交成分 (c) の関係 (Clift and Vannuchi, 2004 より引用). 黒三角および白三角は付加型境界, 構造浸食型境界をそれぞれ示す. 図中の略字は以下の通り: ALE, アリューシャン; ALK, アラスカ; AND, アンダマン; BC, ブリティッシュコロンビア; COS, コスタリカ; ECU, エクアドル; GUA, ガテマラ; HON, 本州; JAV, ジャバ; KAM, カムチャツカ; KER, ケルマデック; KUR, 千島 (クリル); LA, 小アンチル; MAN, マニラ; MAK, マ克蘭; MAR, マリアナ; MED, 地中海; MEX, メキシコ; NAN, 南海; NC, 北部チリ; NIC, ニカラグア; PER, ペルー; PHI, フィリピン; RYU, 琉球; SC, 南部チリ; SOL, ソロモン; SS, 南サンドイッチ; SUM, スマトラ; TAI, 台湾; TON, トンガ; WAS, ワシントン-オレゴン.

Fig. 13 Diagrams showing the relationships among several subduction parameters in the subduction zones. (a) orthogonal convergence rate versus forearc slope angle, (b) sediment thickness versus forearc slope angle and (c) sediment thickness and orthogonal convergence rate (after Clift and Vannuchi, 2004). Abbreviations are as follows: ALE, Aleutians; ALK, Alaska; AND, Andaman; BC, British Columbia; COS, Costa Rica; ECU, Ecuador; GUA, Guatemala; HON, Honshu; JAV, Java; KAM, Kamchatka; KER, Kermadec; KUR, Kurile; LA, Lesser Antilles; MAN, Manila; MAK, Makran; MAR, Marianas; MED, Mediterranean; MEX, Mexico; NAN, Nankai; NC, northern Chile; NIC, Nicaragua; PER, Peru; PHI, Philippines; RYU, Ryukyu; SC, southern Chile; SOL, Solomons; SS, South Sandwich; SUM, Sumatra; TAI, Taiwan; TON, Tonga; and WAS, Washington-Oregon.

13b, c は、海溝に溜まる堆積物の厚さと前弧傾斜角度・プレート収束速度の関係をそれぞれ示す。浸食型ではこれらの間に相関はみられないのに対して、付加型縁辺では比較的きれいな負の相関がみられる。これらの図から示される最も重要な点は、付加型と分類された境界には、海溝軸に 1.5–8.0 km に及ぶ厚い堆積物が存在し、その場合、沈み込み速度は遅く、1 例（ジャワ）を除いて、20–60 km/my だが、平均して 40 km/my である。一方、構造浸食型の海溝では、海溝に溜まった堆積は薄く 1 km 以下であり、沈み込む速度は速く、1 例（フィリピン）を除いて 60 km/my である。平均して 80 km/my である。このような顕著な相関は、第一義的には、沈み込む速度が速い場合（60 km/my 以上）は浸食型が卓越し、遅い場合には付加型が卓越すること、また、海溝軸に溜まる堆積物が薄い場合（約 1 km 以下）は浸食型になり、それより厚い場合は付加型になるということである。

図 14a, b には、付加型縁辺における海溝での堆積物の厚さ (km) を横軸にとり、縦軸には付加体の成長量 (km^3/my) と付加体としてとり込まれていく堆積物の割合 (%) をそれぞれ縦軸に示す。この図からは、堆積物の厚さと付加体成長率は正の相関を示し、海溝に堆積物が厚く溜まるほど、多量の付加体が生成されることがわかる。一方で興味深いのは、堆積物の厚さと付加体にとり込まれる堆積物の割合は明瞭な相関関係を示さないことである（図 14b）。例えば、約 2.5 km 程の厚さの堆積物をもつ海溝は、南海トラフ (NAN) やワシントン (WAS)、アラスカ (ALK)、ブリティッシュコロンビア (BC)、スマトラ (SUM) と 5 地域あるが、付加体にとり込まれる堆積物の割合は約 37% から約 12% まで大きな幅がある。一方で、それぞれ約 6 km、約 8 km という分厚い堆積物をもつマクラン (MAK) や地中海海溝 (MED) では付加体にとり込まれる堆積物は約 15% しかない。つまり、溜まった堆積物の量に比例してそれが付加体へととり込まれているわけではない。Clift and Vannuchi (2004) の見積もりによると、全世界の平均では、海溝に溜まった堆積物の内で約

17% 程しか付加体へととり込まれておらず、すなわち残りの 8 割以上の堆積物は、沈み込むプレートとともにマントルへと引きずり込まれていることになる。

次に浸食型縁辺でのその浸食量の関係をみてみよう（図 14c, d）。ここでは、構造浸食率 (km^3/my) を縦軸にとり、海溝に直行する収束速度成分と沈み込むプレートの年代 (Ma) をそれぞれ横軸にとってあるが、ともに相関関係は認められない。Clift and Vannucchi (2004) は、上記以外にも構造浸食率と、他のパラメータ（堆積物の厚さやスロープ傾斜角度など）についても言及しているが、いずれも相関関係はみられないとしている。その理由としては、海山や海嶺などの沈み込みによる構造浸食では、その期間はとくに大規模な構造浸食が引き起こされるために、平均化された沈み込み速度やプレート年代と構造浸食率は相関を示さないと指摘している。つまり、通常の海洋プレート沈み込みによる構造浸食よりも、海山の沈み込みによる突発的な削り込みによる構造浸食作用の方が浸食作用としてはより大きな影響をもたらすということであろう。

最後に、両境界におけるトータルの沈み込んだ物質（堆積物沈み込み + 構造浸食）の総量の関係をみてみよう。図 15a, b には、浸食型と付加型の両縁辺におけるプレート収束速度の直行成分と堆積物の供給率をそれぞれ横軸にとり、縦軸には沈み込む物質（堆積物 + 構造浸食された量）の割合をプロットしたものをそれぞれ示す。図 15a から、プレート収束速度と沈み込む物質の間には両縁辺ともに相関関係は認められず、海溝域から沈み込む大陸物質の量は、浸食型縁辺と付加型縁辺で系統的な差異はなく、浸食型であれ付加型であれ、ほぼ同等の大陸物質が定常的に沈み込んでいることを示している。このことは図 15b から明らかである。この図では、堆積物の供給量と沈み込む物質の量の間に明瞭な正の相関が認められるが、これは先ほど述べたように、堆積物が多く供給されるとその分堆積物は厚く体積することになるが、付加体として表層に残る堆積物はそれほど多くなく（世界平均で約 17%）、むしろ大量

図 14 付加型境界および浸食型境界における各種沈み込みパラメータ間の関係. 付加型境界での堆積物の厚さと付加率 (a) および付加した堆積物の割合 (b) の関係. 浸食型境界におけるプレート収束速度の直交成分と前弧地殻の浸食率(百万年あたりの堆積)の関係 (c) および海溝に沈み込むプレートの最大の年齢(百万年)と前弧地殻の浸食率 (d) の関係 (Clift and Vannuchi, 2004 より引用). シンボルと略字は図 13 と同じ.

Fig. 14 Diagrams showing interrelationships among the several subduction parameters at the accretionary margins (a and b) and erosive margins (c and d) (after Clift and Vannuchi, 2004). Symbols and abbreviations are the same in Fig. 13.

の堆積物がそのままマントルへと沈み込んでしまうことを意味している。とすると、浸食型縁辺の方がより大量の大陸地殻物質をマントルへと運んでいると考えがちであるが、付加型縁辺でも大量の碎屑物が陸側へ付加することなく、そのまま沈み込んでいることに留意する必要がある。

V. 構造浸食作用の一般化へ

世界の半分以上の海溝域で構造浸食が起きていることが判明した現在、おもに海洋物理学者らによって、そこで起きている特徴的なプロセスをとらえ、これを一般化して理解しようとする試みが

図 15 沈み込み帯における、(a) プレート相対収束速度の直交成分と沈み込む物質の割合（百万年あたりの体積）と (b) 海溝への堆積物の供給率と沈み込む物質の割合 (Clift and Vannuchi, 2004 より引用). 収束速度が 60 km よりも速い海溝では構造浸食が卓越し、それよりも小さいと付加型境界となる. また、付加型および浸食型どちらの型にも沈み込んだ物質の量に系統的な違いはない. 構造浸食型境界では堆積物の供給率と無関係に浸食されるが、付加型境界ではきれいな直線的な関係がみられる. シンボルと図中の略字は図 13 と同様.

Fig. 15 Diagrams showing the relationship between rate of material subducted and (a) orthogonal convergence rate, and (b) rate of sediment delivery (after Clift and Vannuchi, 2004). Symbols and abbreviations are the same as in Fig. 13.

続けられている。ここでは、これまでの研究によって体系化されつつある構造浸食に関するメカニズムや、その認定基準、そして構造浸食されて失われた地殻の見積もり方についてまとめてみよう。

1) 構造浸食の認定基準

現在の海溝域において構造浸食が起きているかどうかの判断は、海洋物理探査や海洋底掘削そして陸上地質によって検証される。上記した日本海溝およびチリ海溝での例のように、構造浸食作用の主な認定ポイントは、(1) 前弧域の広域的な沈降と海溝位置の陸側への移動、(2) 火山フロントの陸側への継続的な移動、および (3) 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、の 3 点である (Scholl and von Huene, 2007)。現在の海溝がどのくらいの速度で後退しているかを直接的に見積もることは困難だが、火山フロントの位置と年代学から海溝の移動速度を間接的に推定することが可能である。あるいは、前弧斜面堆

積物の堆積年代と堆積深度の関係に基づき、沈降量から幾何学的に海溝の後退速度を直接的に推定することができる (von Huene and Scholl, 1990)。そして、その後退速度から失われた前弧地殻の浸食率を見積もることになる。

ただし、火山フロントの陸側への後退をもって構造浸食が起きたと無批判に適用するのは注意が必要である (例えば, Godoy, 2005)。火山フロントが陸側へ移動する理由としては、①浮揚性地殻の海溝への突入による沈み込むスラブの浅角化、②沈み込むプレートの年齢の変化（プレート温度勾配の変化）、など複数の要因が考えられるからである。南米チリ沖で見積もられている火山フロントの陸側への後退は、大局的には構造浸食によって大陸縁辺を削り、海溝が陸側へ後退したとみなされている (Stern, 1991; Kay *et al.*, 2005)。

2) 構造浸食を引き起こすメカニズム

構造浸食作用が提唱されて以来、具体的にどのようなメカニズムによって構造浸食が進行するの

かについては研究者を悩ませる問題であった (von Huene, 1986)。例えば、海溝軸近傍の前弧地殻先端部が破壊される前縁浸食 (frontal erosion) の様子は、海底掘削や海底地形解析からその様子が判読できるものの、前弧地殻を下から削る下底浸食 (basal erosion) は直接みることは困難である。構造浸食が起こるメカニズムは完全に解かれた問題ではないが、これまでに提案されているモデルを大きく分類すると以下の3つに分けられるだろう。①ホルスト アンド グラーベンによるバケットモデル (またはチェーンソーモデル)、②海山や海嶺など海洋プレート上に存在する突起物の沈み込みに起因する前弧地殻の破壊、そして③脱水流体によって上盤地殻を破壊する水圧破碎モデル、である (図 16, 図 17, 図 18)。

まず、日本海溝前弧域で構造浸食が進行するメカニズムとして、Hilde (1983) は海洋プレート上面に存在する比高 300-500 m のホルスト アンド グラーベンによる凹凸地形を重視した (図 16)。沈み込む海洋地殻の上面を被覆する遠洋性～半遠洋性堆積物は、海溝軸で前弧前縁部に引っかかり、グララーベンの凹地へ流れこむが、グララーベンの容量にまだ空きがある場合は、そこに前弧斜面からの堆積物が流れこみ、グララーベンにトラップされる (図 16a)。トラップされた斜面堆積はそのまま沈み込む海洋地殻とともに深部へととりさられる。ここに、グララーベンの容量を超える堆積物が供給される場合 (あるいはグララーベン地形が発達しない場合) (図 16b), 海洋プレート上面は堆積物で埋めつくされ、この厚く溜まった堆積物は陸側へと付加する。一方、グララーベンが堆積物で埋めつくされないまま前弧地殻下側へ沈み込む場合 (図 16c), 前弧地殻先端部がグララーベンの凹地へ崩壊し、沈み込む海洋地殻とともに運びさられる。このバケットモデルは、構造浸食作用と海洋プレートの地形的特徴を組み合わせ、前縁浸食をうまく説明しているが、前弧域を広域的に沈降させる下底浸食については何も説明していない。しかし最近、日本海溝で観測された詳細な反射断面の解析から、このグララーベン地形が海溝から沈み込んだ後も成長を続け、徐々にそ

図 16 沈み込む海洋プレート上面に発達したグララーベン地形によって引き起こされる堆積物沈み込みと構造浸食のモデル (Hilde, 1983 より引用)。(a) グララーベンにトラップされた堆積物沈み込み。(b) 堆積物がグララーベンをすべて埋めつくす場合、プレート上の過剰な堆積物が海溝陸側斜面に付加される。(c) 堆積物がグララーベンを埋めつくさない場合、グララーベンに前弧前縁部が崩落し構造浸食が進行する。

Fig. 16 Cross-section models of sediment subduction and tectonic erosion by grabens at the surface of the subducting oceanic plate (after Hilde, 1983). (a) Subduction of sediment trapped by grabens. (b) If the sediment flux exceeds the volume capacity of grabens, excess sediments are accreted to the hanging wall. (c) If the volume capacity of graben exceeds the sediment input, tectonic erosion occurs to fill the void.

図 17 海山沈み込みにより引き起こされる構造浸食作用の模式図 (Lallemand *et al.*, 1994 より引用).

Fig. 17 Schematic illustration showing mechanism of tectonic erosion caused by a subducted seamount (after Lallemand *et al.*, 1994).

のバケツの容量が大きくなるために、前弧地殻下部がここへ落ち込み、下底浸食作用が促進されるという“成長バケットモデル”が提案されている(鶴, 2004)。

一方、von Huene and Lallemand (1990) は、海溝から沈み込みつつある海山の存在に着目し、海山の沈み込みによって前弧が下側からもちあげられ破壊されるプロセスを重視した(図 17)。これは海山の沈み込みと構造浸食作用を結びつけたものである。実際に、中米海溝やペルーチリ海溝では、海底地形から海山が沈み込んだ際に形成される前弧斜面の崩壊地形や、地震学的手法によって地殻深部での海山沈み込みの様子が観察されており、前弧地殻の大規模な構造浸食を引き起こす主要なメカニズムとして考えられている(Ranero and von Huene, 2000)。ホットスポットなどの海山列が海溝から沈み込む際、海山列の伸長方向とプレート進行方向は斜交する場合が多い。したがって、斜めに沈み込む海山列は、海溝軸に沿って構造浸食領域を順次移動していくことになる。海山の沈み込みが通過し終わった海溝は、通常の(突起物のない)海洋プレートが沈み込むことになる。

しかし、von Huene and Lallemand (1990) は、前弧域の広域的で継続的な沈降を説明するために

は上記の構造浸食作用だけでなく、沈み込むプレートが前弧域を下側から削る下底浸食作用が重要であるとした(図 18)。この下底浸食作用を引き起こすメカニズムとして重要視されているのが、脱水流体の過剰間隙圧による水圧破碎モデルである(図 18a) (von Huene and Culotta, 1989; von Huene *et al.*, 2004)。これは、沈み込む海洋地殻や堆積物から搾り出された流体によって、上盤側の地殻下部が水圧破碎(hydrofracture)を被り弱化し、プレート上面の正断層による段差によって上盤プレート基盤岩は破碎され、沈み込むプレートとともに深部へと引きずりこまれるとするモデルである。その理論的背景はCloos and Shreve (1988a, b)によるサブダクションチャンネルモデルである。プレート境界面にとり込まれた堆積物や構造浸食された破碎岩が、下方に運搬される通路がサブダクションチャンネルと呼ばれる(厚さ 1-2 km 程度)。浸食型縁辺であっても、前弧前縁部には小規模(5 km 程度)な前縁付加体が発達する。これはおもに前弧斜面の崩壊物や斜面堆積物からなる。この前縁付加体が流体の通り道(プレート境界面のデコルマゾーン)に蓋をすることでプレート境界の間隙水圧を高める(von Huene *et al.*, 2009)。この間隙水圧が高まった流体が、岩石の割れ目に侵入し上盤側地殻下底が水

図 18 (a) 水圧破碎による構造浸食モデル (von Huene *et al.*, 2004 より一部改変). 沈み込むスラブから放出される流体によって、プレート境界付近は過剰間隙水圧となる。また、前弧前縁部には斜面堆積物の崩壊によって小規模な前縁付加体ができ、これが間隙水圧を高める蓋の役割を果たす。上盤地殻最下部はこの過剰間隙水圧によって破壊され、沈み込みチャンネル (破碎岩が下方へ運ばれる通路) へととり込まれ、下底浸食が進行する。(b) 中米コスタリカ海溝における反射法地震探査によって得られた反射断面図 (Zhu *et al.*, 2009 より引用)。構造浸食によって上盤地殻が、巨大な構造岩塊として破壊されている様子が観察される。

Fig. 18 (a) Subduction-erosion model caused by hydraulic fracturing (modified after von Huene *et al.*, 2004). Dashed pattern along plate interface indicates the most severe fracturing. Mass transfer from upper to lower plate occurs as dislodged fragments are dragged into the subduction channel. (b) Cross-section of time-migrated seismic profile in the Central Costa Rica trench (after Zhu *et al.*, 2009). The megalens, bounded by strong reflections, is a block detached from the hanging wall by tectonic erosion.

圧破碎を引き起こす。その岩片がサブダクションチャンネルにとり込まれ、沈み込むプレート上面に発達した正断層群による段差によって下方へとドラッグされる。このモデルでは、大局的には、前縁浸食よりも下底浸食が優位に進み、その結

果、前弧域が広域的に沈降すると説明される。この下底浸食の様子は実際に、中米コスタリカや南米エクアドル海溝での反射断面やトモグラフィから観察されており、下底浸食によって破壊された上盤地殻基盤岩がレンズ状の構造岩塊 (メガレ

ンズとも呼ばれる)としてサブダクションチャンネルに落下している様子がみてとれる(Ranero and von Huene, 2000; Sage *et al.*, 2006; Zhu *et al.*, 2009) (図18b)。また, Vannucchi *et al.* (2008) は, イタリアの北部 Appenines 地域から, かつてのプレート境界面に相当するせん断帯に, 厚さ約 500 m で, その上下を 2 つのデコルマンに挟まれたサブダクションチャンネルの化石を報告している。これは, このプレート境界においてかつて構造浸食が起きていた証拠とみなされている。

これら 3 つのメカニズムについて, 物理モデルや砂箱実験に基づいて, いち早くこれらを体系化したのは Lallemant *et al.* (1994) であった。現在までに, 個々のモデルについて多くの研究者が改良モデルを提案しているが, その基本的な理論体系は色褪せていない。ところで, 上述した海山沈み込みや水圧破碎に起因する構造浸食メカニズムを冷静に考えると, これは海溝陸側斜面に大規模に付加体が発達するその下で起きていても, なんら不思議ではないメカニズムなのである。実際に, 四国沖の南海付加体下には, 沈み込む海山が反射断面やトモグラフィーによってとらえられており, そこでは海山沈み込みによる構造浸食が起きていると考えられている (Bangs *et al.*, 2006)。また, 海溝軸に大規模な付加体が発達するカスカディアや南海トラフ, アリューシャンでも, 前弧地殻下部では下底浸食作用によって, 前弧海盆が沈降している可能性が指摘されている (Ryan and Scholl, 1993; Wells *et al.*, 2003; Hayward and Calvert, 2007)。このように, 付加型と分類された海溝域でさえ, 構造浸食は普遍的に起きている可能性がある。

3) 構造浸食によって失われた上盤地殻の見積もり方

ここでは, 構造浸食作用によって削りさられた上盤地殻の見積もり方について解説する。図 19a は, 日本海溝における構造浸食作用によって東北日本前弧地殻がどれくらい削りさられたかを推定するために, von Huene and Lallemant (1990) が提案した図である。構造浸食作用によって前弧地殻は全体として沈降しつつ, 海溝位置は徐々に

陸側へと移動する (trench migration)。前弧斜面堆積物の下に存在する不整合面は, そこがかつて陸上に顔を出していた証拠であるから, まずこの不整合面を海面まで戻す。この不整合面上の前弧先端部 A 点を海拔 0 m まで戻した A' 点が過去の陸上先端部である。ここから, 現在と同じ前弧斜面角度を仮定して, 現在と同じ海溝深度まで前弧斜面を引く。ここが, 過去の世界海溝位置である。このようにして, 構造浸食される前の前弧地殻 (図中の点線の範囲) および海溝位置が復元できる。したがって, 図中の灰色部分 (ブーメラン型の部分) が構造浸食によって失われた前弧地殻である。このようにして彼らは, 過去の日本海溝の位置は現在の位置よりも 100 km 以上沖合に位置していたと結論づけた。

しかし最近では, 上記の考え方をやや改めて, Scholl や von Huene は前弧ウェッジの自己相似モデルによる構造浸食量の見積もりを提案している (図 19b)。その理論的背景は前弧ウェッジ (図中の trench と shoreline の間の三角形の部分) の臨界尖形 (critical taper) モデルである。(Wang and Hu, 2006)。もし, 構造浸食によって前弧地殻のウェッジ部分が相似形を保ったまま海溝位置が陸側へ移動するならば, より単純に失われた前弧域の量が見積もることができる。これを図 19b で簡単に解説しよう。ある沈み込み帯において, 3000 万年前に構造浸食が開始したとする (図 19b 上)。構造浸食によって前弧前縁部が削られていくために, 海溝位置と火山フロントが陸側へ移動する。この場合, 背後の大陸地殻の厚さは一定とみなし, 過去のスラブの沈み込み角度も変わらないと仮定する。構造浸食によって前弧ウェッジ部分が同じ形を保ったまま, 前弧地殻が短縮していくとすると, 3000 万年間に構造浸食で失われた地殻量は, 幾何学的に考えて灰色の長方形の部分ということになる。

4) 付加型および浸食型縁辺の一般化

最後に, ここまでに述べた浸食型境界でみられる特徴的な地質構造とそこでのプロセスを総合化し, Scholl and von Huene (2007) で提案している分類に基づいてまとめたのが図 20 である。彼

図 19 (a) von Huene and Lallemand (1990) によって推定された日本およびペルー海溝での構造浸食された地殻量 (灰色の部分). (b) Scholl and von Huene (2007) で適用された自己相似モデルによる構造浸食量の見積もり (灰色の四角形の部分). 詳細は本文を参照.

Fig. 19 (a) Schematic diagram illustrating a quantitative estimate of tectonic erosion in the Japan and Peru Trench adapted by von Huene and Lallemand (1990). (b) Schematic diagram of self-similar model for estimating the volume of crust eroded from the forearc by tectonic erosion adapted by Scholl and von Huene (2007). See text for details.

らの付加型と非付加型（浸食型）の分類は基本的には前弧前縁部に付加体がほぼ欠如しているか、それとも大量の付加体が発達しているかに基づいている。ただし、浸食型縁辺であっても、小規模な前縁付加体は存在する。これは、下盤プレートからの浸食と、上盤プレートからの堆積物供給とのバランスによって、絶えず更新し続ける成長しない付加体である。

構造浸食が卓越する海溝では（図 20a）、海溝に向かって一方的に海側に傾斜した前弧斜面が続く、海溝には付加体はほとんど存在しない。あっても 5-10 km 程度の小規模な前縁付加体が存在するだけで、海溝に溜まった薄い堆積物のほとんどが沈み込む。最も激しい構造浸食が起きている海溝では海溝陸側斜面に結晶質基盤岩類が露出する場合がある。島弧海溝間隙の中間点である、場所の直下、約 30 km 深度のモホ付近まで直線的に沈み込むスラブが上盤側プレートの前面を強制剥離して削るので、前弧地殻は広域的に沈降する。したがって前弧斜面堆積物には時代とともに堆積深度が深くなる記録が残される。沈み込むプレートによって前弧地殻は削られていくので、海溝位置は徐々に陸側へと移動し、島弧海溝間隙は縮む。そのために、火山フロントの位置も陸側へと時代とともに移動する。マントルへ還流される大陸地殻物質としては、構造浸食量の方が堆積物沈み込み量よりも多い。

一方、大規模な付加体が形成される海溝域では（図 20b）、浸食型とは逆のことが起こる。結晶質基盤岩類の海側に古い付加体、さらにその海側に新しい付加体が連続的に発達する。海溝軸にそって厚い海溝堆積物が充填するが、それらは海洋プレートとともに沈み込み、新しい付加体となって上盤側プレートにはり付くが、かなりの量の堆積物が海洋プレートとともに深部まで運ばれ、同時に上盤側プレート下部の一部まで構造浸食されてマントルへと運ばれる。堆積物の多くがプレートとともにマントルへと運ばれるが、内陸側の基盤岩（Inner prism）やマントルウェッジがバックストップとして機能し、付加体は表面的な現象として海側に成長しつつある。火山フロントと海溝

の間の領域は、陸側の 1/2 が片麻岩や花崗岩などの結晶質基盤岩類で占められ、海側の 1/2 が古い付加体と、海溝内壁に発達する、より若い付加体でできているとみなした。ただし、新しい付加体が前縁部に成長するので、海溝の位置が見かけ上、海側に後退する。マントルへ還流される大陸地殻物質としては、堆積物沈み込み量の方が構造浸食量よりもやや多い（これらの具体的な数字については以下で議論する）。

VI. 議 論

本稿では、これまでの環太平洋地域での構造浸食研究についてレビューしたが、ここまでの要点は以下のようにまとめられる。①付加型の縁辺が形成されるのは海溝に厚い堆積物（約 1 km 以上）が溜まる場合で、②世界の半分以上の海溝では現在構造浸食作用によって大陸縁辺が強制的に削られている、③構造浸食はホルスト アンド グラーベンの凹凸や脱水流体による水圧破碎によって定常的に引き起こされるが、④海山や海嶺などの海洋プレート上の突起物が沈み込むと大規模な構造浸食が起こる、⑤したがって、ある海溝が付加型から浸食型へ転換すること（あるいはその逆）は容易に起こりうる。以下では、これまでの構造浸食研究が提案してきたこれらの結論に対して、われわれの考察を行う。

1) 大陸地殻は増加しているのか？

沈み込み帯では構造浸食および堆積物沈み込みによって大陸地殻が減少するが、同時に島弧火成作用によって新しく安山岩質な大陸地殻が増加しているので、基本的にはその減少量と生産量との比較で大陸地殻の増減が決まる。とくに島弧火成活動による大陸地殻の生産量の見積もりは、研究者ごとに大きな違いがみられ、一定のコンセンサスが得られている状況にないが、ここでは Clift *et al.* (2009) と Stern and Scholl (2010) による最近の見積もりを紹介し、問題点を議論してみよう（図 21）。

Clift らは、マントルと地殻の間には、(1) 大陸地殻の直接的な沈み込み = $0.4 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、(2) 大陸地殻下部の塩基性地殻のマントルへの落下 = $1.1 \text{ km}^3/\text{yr}$ 、

a) Non-accreting margin (~75% of all major subduction zones)

b) Accreting margin (~25% of all major subduction zones)

図 20 構造浸食（非付加）型および付加型縁辺における特徴的な地質構造とプロセス。（Scholl and von Hune, 2007 の図に加筆修正）。非付加型縁辺は、世界の海洋プレート沈み込み帯のうち約 75% を占め、残り 25% が付加型である。（a）構造浸食（非付加）型縁辺の特徴は、①構造浸食（前縁浸食および下底浸食）によって前弧地殻が削られるため、海溝軸は時間とともに陸側へ移動し、かつ前弧地殻は広域的に沈降する、②そのために、上盤プレートの基盤岩（多くの場合、島弧地殻・変成岩・オフィオライト・古い時代の付加体など）が海溝に接近し、海溝近傍に付加体が存在しないか、あっても 10 km 程度の小規模な前縁付加体（Frontal prism）しか存在しない（前縁付加体はおもに前弧斜面堆積物の崩壊によるもので、小規模で一時的である）、③海溝軸に達した堆積物はほとんどそのまま沈み込む、④プレート沈み込み角度が変わらない場合、火山フロントも内陸側へ移動する。（b）付加型縁辺の特徴は、①海溝軸から陸側へ大規模に（50 km 以上）付加体が発達し、その年代は海側へ向かって若くなる、②付加体の成長に伴って海溝軸は海側へ移動し、前弧斜面は上昇する、③海溝に供給された堆積物は、剥ぎとり付加や底付け付加によって上盤プレートの一部となるが、半分以上の堆積物はそのまま沈み込む、④もしプレート沈み込み角度が変わらない場合、火山フロントも海側へ移動する。

Fig. 20 Schematic diagrams illustrating tectonic framework and recycling process in (a) non-accreting margin and (b) accreting margin (modified from Scholl and von Huene, 2007). Non-accreting margins are characterized by the close approach of the margin's rock framework to the trench and small or lacking older prisms of accreted lower plate sediment behind the actively deforming material of the frontal prism. Material of the frontal prism may be offscraped ocean floor sediment or largely constructed of masses of slope debris. With time, the position of trench migrates landward. Accreting margins are characterized by a rock framework that is buried deeply by a wide body of accreted material, older accreted prism and, at the base of the slope, the frontal prism of actively deforming (shortening) sediment scraped off the subducting lower plate. With time, accreting margins widen with respect to a fixed point on the margin; i.e., the trench retreats seaward from the reference.

図 21 大陸増加および減少に寄与する各プロセスとその推定量. (上: Clift *et al.*, 2009, 下: Stern and Scholl, 2010).
 Fig. 21 Diagram showing processes and rates of continental production and consumption (after Clift *et al.*, 2009; Stern and Scholl, 2010).

(3) 構造浸食 = 1.3 km³/yr, (4) 海溝堆積物の直接的な沈み込み = 1.65 km³/yr, (5) 大陸表層の化学的な風化で海洋に溶け込む量 = 0.4 km³/yr, (6) 風雨による大陸の浸食量 = 1.8 km³/yr, (7) 付加体 = 0.3 km³/yr, (8) 島弧マグマ = 3.8-2.0 km³/yr, (9) 海台マグマ = 1.1 km³/yr, (10) 大陸洪水玄武岩 = 0.1 km³/yr と見積もっている (個々の数字の算出方法は Clift の論文を参照されたい)。このうち、(6) と (7) は大陸の増減には直接関与しない。したがって、増加量 = (8) + (9) + (10) = 3.2-5.0 km³/yr,

減少量 = (1) + (2) + (3) + (4) + (5) = 4.85 km³/yr, となり、彼らは現在の大陸生産量と減少量はほぼ釣りあっているとみなしている。これらの推定値のなかで、(2) は現実的に見積もることが困難であるので (Stern and Scholl, 2010), もしこれを考慮にいれなければ、大陸地殻は量的には少ないが、現在でも増加中だとみなされる。ただし、島弧生産量の不確実性が非常に大きいので、大陸が増えているとも、減っているともいいきれない。Clift らは、海水面に対する大陸のフリーボード

(喫水線)を考えると、大陸量は長期間バランスしていなければならないと積極的に考えているが、それは海水の量が不変であることが前提であるので、積極的な根拠にはならない。

同様に、Stern and Scholl (2010) は、(1) 大陸衝突帯での減少量の和 = $0.7 \text{ km}^3/\text{yr}$, (2) 構造浸食 = $1.5 \text{ km}^3/\text{yr}$, (3) 海溝堆積物の直接的な沈み込み = $1.0 \text{ km}^3/\text{yr}$, (4) 海洋島弧 = $1.5 \text{ km}^3/\text{yr}$, (5) 陸弧 = $1.0 \text{ km}^3/\text{yr}$, (6) リフトやホットスポットなどのマグマ = $0.5 \text{ km}^3/\text{yr}$, (7) 衝突帯での火成活動 = 0.2, と見積もっている。したがって、減少量 = (1) + (2) + (3) = $3.2 \text{ km}^3/\text{yr}$, 増加量 = (4) + (5) + (6) + (7) = $3.2 \text{ km}^3/\text{yr}$, となり、彼らも同様に現在の大陸生産量と減少量は釣り合っているとみなしている。ただし、彼らは大陸下部地殻のマントルへの落下は見積もりにいれていないので、もしこれを考慮にいれるならば、現在大陸は減少しているとみることも可能であると述べている。

上記した値をみればわかるとおり、これらの推定値には大きなばらつきがあり、厳密な議論は意味がないが、大局的な議論としては以下の点が肝要であろう。すなわち、①現在の堆積物沈み込みと構造浸食による大陸地殻減少量の合計は島弧火成作用による大陸生産量に匹敵する、②大陸地殻の総量は現在ほとんど増えていない、③したがって、大陸地殻が一方的に増加してきたということは自明ではない、そして④マントル深部に大量の大陸地殻物質が移動した。

しかし、付加型境界の代表例である南海トラフでも最近、分厚い低速度体が観測されはじめた。東北大学長谷川グループによる地震波トモグラフィに基づけば、フィリピン海プレート上の大量の堆積体がスラブとともにマントルに運ばれているのがみてとれる(丸山ほか, 2011)。したがって、マントルに搬送されている大陸地殻物質はStern and Scholl (2010) の見積もりよりも多いとみるべきである。

さらにいえば、海洋性島弧地殻は大陸側に付加せずにそのまま沈み込んでしまう場合もある(Yamamoto *et al.*, 2009a,b)。これまでの常識で

は、海洋島弧地殻はその浮揚性のために、マントルへは沈み込むことができず、これがほぼ 100% 大陸側へ付加するため、これをそのまま大陸生産量として計算しているが(図 21b 参照)、これは誤りである。大陸-大陸の衝突帯に出現する超高压変成岩の研究から、大陸地殻がマントル深度 150–200 km まで沈み込んでいることが明らかにされているにもかかわらず(再び図 21b 参照)、これより遥かに規模の小さい海洋島弧がマントルに浮かび続ける理由はない。例えば、日本列島に向かって北進する伊豆小笠原弧の大部分、それから九州パラオ弧の島弧地殻全体は、フィリピン海プレートとともにマントルへと沈み込んでいる(瀬野, 2007; Park *et al.*, 2009; Yamamoto *et al.*, 2009a, b)。それらの島弧の沈み込み量を、Suyehiro *et al.* (1996) や Li *et al.* (1997) の島弧地殻の地震波断面を用い、フィリピン海プレートが約 3 cm/y の速度で沈み込こんでいるとして単純計算すると、その沈み込み総量は約 $0.2 \text{ km}^3/\text{yr}$ 程度になる。したがって、Stern and Scholl (2010) が想定する大陸下部地殻のマントルへの落下や、Yamamoto *et al.* (2009a, b) の提案する島弧沈み込みを考慮にいれるならば、現在の大陸地殻の総量は減少しつつあると考えざるを得ない。

2) 現在の数倍の大陸地殻物質がマントルへと失われた?

Scholl and von Huene (2007) や Stern and Scholl (2010) の見積もりに基づくと、現在の海溝域では、構造浸食により $1.5 \text{ km}^3/\text{yr}$, 堆積物の沈み込みにより $1.0 \text{ km}^3/\text{yr}$, 合計で $2.5 \text{ km}^3/\text{yr}$ の大陸物質が沈み込み帯で削られ、それらは沈み込む海洋プレートとともにマントル深部へと運ばれていると結論づけている。この浸食速度 $2.5 \text{ km}^3/\text{y}$ は約 28 億年で現在の大陸地殻の総量(約 70 億 km^3)をマントルへ運びさることができる量である。もちろん、これは過去 28 億年間、現在と同様のプレート沈み込みが継続していたという仮定での議論であるが、地球史を考える時に十分に考慮に値する数字である。ここにさらに、過去の地球は現在のマントルよりも高温であったために、マントル活動が活発で、地球表面は多くのマイク

ロプレートに覆われ、プレート沈み込み速度も現在より数倍から 10 倍程度速かったという状態を想定すると (Komiya, 2004; Komiya and Maruyama, 2007), 過去約 40 億年間でマントルへ沈み込んだ大陸物質は現在の大陸地殻量の数倍に達するはずである。なぜならば、現在より多くのマイクロプレートによる活発なプレート活動は、大量の島弧マグマ活動を生じさせるが、これは同時に現在よりも島弧沈み込みが起こる割合も大きかったことを意味する。また、活発なプレート運動は、プレート沈み込み帯での高い構造浸食率を意味する。しかしながら、当時の大陸地殻の総量、地表での浸食、そして碎屑物の生産量などは不明である。したがって、陸上に残された大陸の記録から、過去にどれくらいの大陸地殻がマントルへ失われたかを定量的に見積もることは、多くの仮定を置かなければならないので、本質的には解けない問題である。

逆に、マントル深部にまで運ばれた大陸地殻物質が、どこに、どれくらい存在しているのかを、直接同定することができれば、この問題は解決する。このあたりの議論は、河合ほか (2010) や千秋ほか (2010) で詳しく展開されているので、ここでは簡単に述べる。大陸を構成する花崗岩質な上・中部地殻 (堆積物や TTG) は地球表層ではその下のマントルよりも密度が低いが、海洋プレート沈み込みによる堆積物沈み込みや、構造浸食、島弧沈み込みによってマントル深部へと運搬され、もしこれらがスラブから剥がれることなくマントル深度約 300 km 以深まで沈み込んだ場合、 SiO_2 相のコーサイト-スティショバイト相転移による急激な密度増加によって、 SiO_2 成分に富んだ花崗岩質物質は周囲のマントルよりも高密度となる。しかし、660 km 以深の下部マントル領域では、リングウッダイトが Mg ペロプスカイトとフェロベリクレスに分解することでマントルが高密度化するために、花崗岩質物質は周りのマントルよりも低密度となる (Irifune *et al.*, 1994; Dobrzhinetskaya and Green, 2007; Wu *et al.*, 2009)。したがって、岩石の密度計算から予言されることは、地球表層とマントル遷移層下部の 2

カ所に花崗岩質物質が貯蔵されうることである。

では、マントル遷移層下部にはどれくらいの花崗岩質物質が存在しているか、そしてそれをどのようにして見積もることができるだろうか？ 河合ほか (2010) は、Irifune *et al.* (2008) が指摘したマントル遷移層下部領域における PREM とパイロライトマントル間の P 波と S 波の速度ギャップは、ここに花崗岩質物質を約 25% 程度存在させることで説明できるとした。これは高压相転移による体積の減少を考慮して単純計算すると、現在の花崗岩質大陸地殻 (全大陸地殻の約半分) の約 6 倍程度に相当する量である。ただし、この PREM とパイロライトマントルの速度ギャップは、低温のハルツバージャイトをマントル遷移層下部に存在させれば、説明することも可能である (Irifune *et al.*, 2008)。今後の地震学的手法の高解像度化や大陸地殻物質の高温高压実験の進展によってこれは解ける問題であろう。

3) 陸上地質からどのようにして過去の構造浸食を読みとるか？

上盤地殻を短縮させる、あるいは消滅させるプロセスである構造浸食作用を復元することは、プレート収束帯における造山運動論を展開する上で決定的に重要である (Cawood *et al.*, 2009; Isozaki *et al.*, 2010)。現在の海洋プレート沈み込み帯では、構造浸食作用が一般的に起きているのであるから、現代型のプレートテクトニクスが機能している限り、過去の沈み込み帯においても同じように構造浸食作用が起きていたはずである。しかし、構造浸食作用は基本的に地質体を“消滅”させるプロセスであるために、いわば地表から消えた地質体を陸上の地質から検証することは困難である場合が多い。これまで陸上地質から過去の構造浸食について検討した研究例は多くないが、ここではいくつかの研究例をあげて、われわれ地質学者が今後どのような目で地層を眺め、そこからどのようにして構造浸食作用の履歴を読み解くことができるのかを考えてみよう。

Wagreich (1993) は、構造浸食によって大陸縁辺が広域的に沈降するという考えを、陸上に残さ

れた過去の堆積体に応用してみせた。彼は、オーストリア Northern Calcareous Alps の Gosau 層群に注目し、東西 200 km 以上に分布する堆積岩 5 カ所の堆積年代と堆積深度を見積もった。ここは、後期白亜紀から中期始新世まで South Peninic 海が Austroalpine プレートの下に沈み込んでいた大陸縁である。堆積岩はいずれも時代が若くなるにつれ堆積深度が深くなることを示し、これはかつての海洋プレート沈み込みによる構造浸食作用で大陸縁が広域的に沈降したためであると解釈された。また、Hashimoto and Kimura (1999) では、四万十付加体中の底付け付加したデュプレックス中の個々のホースの層序（上下判定）と周りのメランジュのファブリックを調べ、ホースの層序が逆転すると、メランジュのせん断センスも入れ替わることに着目した。彼らは、付加体地質学の見地から、メランジュの形成が先で、デュプレックス構造の形成が後であることを指摘した（詳しくは木村, 2002 を参照）。そして、この構造は、一度底付け付加されたメランジュが海山などの突起物の沈み込みにより再び深部へともち込まれ、その後デュプレックス構造を形成し、最終的に底付け作用が中断したものをみている、と解釈した。すなわち中絶した下底浸食作用によって形成された構造であることを提案した。

上記の研究例はいずれも、構造浸食を受けた地質体が陸上に残され、そこから情報を読みとったものである。では、構造浸食によって地質体そのものがほぼ完全に消滅してしまった場合、どのようにしてこれを解説すればよいのであろうか。答えからいえば、現存する陸上地質と堆積岩中に含まれる碎屑性ジルコンの年代頻度分布を系統的に比較することで、過去に起きた構造浸食を推定できる。詳しくは Isozaki *et al.* (2010), 磯崎ほか (2011), そして中間ほか (2010) を参照されたいが、ここではそのエッセンスだけ述べる。

河口に供給される川砂のジルコン年代頻度分布は、その河川の後背地の地質体についての情報を反映する (Rino *et al.*, 2004, 2008)。碎屑性ジルコンの大多数の供給源は花崗岩体である。した

がって、堆積岩中のジルコン年代頻度分布は、堆積当時に存在していた後背地の花崗岩体の情報を記録している。中間ほか (2010) は、日本列島の砂岩について、最古の地層である飛騨外縁帯一重ケ根層 (472 Ma) から、現在の河川堆積物 (0 Ma の堆積岩に相当) まで、正常堆積層や付加体も含めて 11 サンプルを系統的に採取し、そのなかに含まれる碎屑性ジルコンの年代頻度分布を求めた。その結果は驚くべきものである。まず、最古の地層である一重ケ根層には 420–450 Ma の顕著なピークのみが認められ、予想された揚子地塊や中朝地塊からの碎屑物流入による古い年代ピークはほとんど認められない。この事実をもとに、Isozaki *et al.* (2010) は、日本列島形成の開始は、大陸から遠く離れた約 500 Ma の海洋島弧であったとした。

さらに興味深いことに、各砂岩中のジルコンピークの系統的な変化には 2 つの特徴がみられる。1 つめは、砂岩中のジルコンピークは時代を経るにつれて順次若い方へシフトするが、基本的には前時代の古いピークを引きずりながら、漸次若いピークが出現していく。これは日本の顕生代砂岩のすべてに認められる共通の特徴で、沈み込み帯で島弧地殻が次々と成長していく様子がみとれる。しかし、もう 1 つの重要な特徴は、古いジルコン年代ピークはある時代の砂岩を境にして突然消滅することである。日本列島の出発である、420–500 Ma の初期島弧のピークは 200 Ma 前後を境に消滅する。また、150–250 Ma のジルコンピークも約 100 Ma を境にはほぼ完全に消滅する。

このジルコン年代ピークが突然消滅する原因として、Isozaki *et al.* (2010) や中間ほか (2010) は、ジルコンの供給源である花崗岩体が約 200 Ma 頃の構造浸食によって消滅したためであると解釈した。しかし、200 Ma より古いペルム紀付加体が秋吉帯に存在することや 450 Ma の花崗岩がわずかに黒瀬川帯などに存在することをどのように考えるべきであろうか。本稿ですでに述べたように、構造浸食は上盤地殻をおもに下側から削り取る。したがって、約 200 Ma での構造浸食によっ

て、表層の古い付加体を一部残しつつ、島弧地殻の大部分を消滅させることは可能である（詳しくは鈴木ほか、2010を参照）。さらに、このジルコンピークの消滅時期は日本列島の付加体の“非成長”期と符号する（磯崎・丸山, 1991）。したがって、付加体の“非成長”期に大規模な構造浸食が起こり、古い花崗岩体をほとんど削りさってしまったとみることができる。構造浸食によって失われた地質体といえども、その存在記録は堆積岩中のジルコンの年代頻度分布に残されているという点が重要である。

VII. ま と め

本稿では、現時点までに提案されている構造浸食作用についてさまざまな角度からレビューを試みたが、誤解を恐れずにいえば、沈み込み帯という場では、島弧火成作用によって大陸を増加させる作用と、構造浸食や堆積物沈み込みによって大陸を減少させる作用が同時に起こるととらえるべきである。したがって、これからの造山運動論には、過去に起きた構造浸食をいかにして読み解くかという視点を組み込まなくてはならない。太平洋型の造山帯では、われわれが想像しているよりもはるかに多くの構造浸食が起きていたにちがいない。

大陸地殻の増減という点からみると、現在の地球では、大陸はほとんど成長していないどころか、減少に向かっている可能性が高い。これは地質学に限らず、惑星科学一般における重大な問題を提起する。海洋プレート沈み込みが続く限り、すなわち地球表面に液体の水が存在する限り、沈み込み帯では大陸生産プロセスと大陸減少プロセスは同時に起こるが、最終的にどちらに軍配があるかによって大陸の運命が決まる。つまり、地球型惑星において、大陸は増加の一途をたどる運命にあるのか、それとも大陸は消えてなくなる運命にあるのか。したがって、現在および過去において、どの程度大陸地殻が生産されたかと同等、あるいはそれ以上に、どの程度大陸物質がマントルに失われたのかを推定することが最大のカギであり難問である。このあたりの議論は、機会を改

めて論じることしたい。

最後に、本特集号の主題である「日本列島形成史と次世代パラダイム」について言及したい。沈み込みによって失われた地質体について、つまり、目の前に存在しないものは議論しない、あるいは議論できないというのが多くの地質学者の心境である。なぜなら、そこに何かが“ある”ことは容易に指摘できるが、しかし、あるべきものがそこに“ない”ことを指摘するのは普通難しい。それは、基礎となる理論体系と深い洞察が必要だからである。海外からプレートテクトニクスを受け入れて以来、われわれは日本列島の形成史を通じて、太平洋型造山運動の大枠を理解することができたが、今後、先人の功績を足がかりとして、新たな造山運動モデルを構築しなければならない。

謝 辞

東京大学青木一勝博士には、日頃から有益な議論をしていただき、東京大学磯崎行雄教授には、粗稿に対して貴重な助言をいただきました。匿名の査読者およびジオ・コミュニケーションズ柳井修一博士からは、本稿の改善にあたり大変有益なコメントをいただきました。また、東京工業大学丸山茂徳教授にはこのテーマで論文執筆する機会を与えていただきました。本特集号の掲載にあたっては、編集委員の方々の尽力をいただきました。以上の方々に心から御礼申し上げます。

文 献

- Bangs, N.L.B., Gulick, S.P.S. and Shipley, T.H. (2006): Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone. *Geology*, **34**, 701-704.
- Cahill, T. and Isacks, B. (1992): Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, **97B**, 17503-17529.
- Cawood, P.A., Kroner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D. and Windley, B.F. (2009): Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society of London Special Publications*, **318**, 1-36.
- Chipping, D.H. (1971): Paleoenvironmental significance of chert in the Franciscan Formation of western California. *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 1707-1712.
- Clift, P. and Vannucchi, P. (2004): Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the conti-

- nenal crust. *Reviews of Geophysics*, **42**, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Clift, P.D., Vannucchi, P. and Morgan, J.P. (2009): Crustal redistribution, crust-mantle recycling and Phanerozoic evolution of the continental crust. *Earth-Science Reviews*, **97**, 80–104.
- Cloos, M. and Shreve, R.L. (1988a): Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins 1: Background and description. *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 455–500.
- Cloos, M. and Shreve, R.L. (1988b): Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins 2: Implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 501–545.
- Condie, K.C. (1998): Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection?. *Earth and Planetary Sciences*, **163**, 97–108.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M. (1970): Mountain belts and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625–2647.
- Dobrzhinetskaya, L.F. and Green, H.W. (2007): Experimental studies of mineralogical assemblages of metasedimentary rocks at Earth's mantle transition zone conditions. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**, 83–96.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. (1997): Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 14991–15019.
- Fryer, P., Ambos, E.L. and Hussong, D.M. (1985): Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, **13**, 774–777.
- Godoy, E. (2005): Tectonic erosion in the Central Andes: Use and abuse. *6th International Symposium on Andean Geodynamics (Abstract)*, Barcelona, Spain, 330–332.
- Hashimoto, Y. and Kimura, G. (1999): Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics*, **18**, 92–107.
- Hayward, N. and Calvert, A.J. (2007): Seismic reflection and tomographic velocity model constraints on the evolution of the Tofino forearc basin, British Columbia. *Geophysical Journal International*, **168**, 634–646.
- Heki, K. (2004): Space geodetic observation of deep basal subduction erosion in northeastern Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **219**, 13–20.
- Hilde, T.W.C. (1983): Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, **99**, 381–397.
- Hussong, D.M. and Wipperfman, L.K. (1981): Vertical movement and tectonic erosion of the continental wall of the Peru-Chile Trench near 11°30'S latitude. in *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* edited by Kulm, L.D., Dasch, E.J. and Hussong, D.M., *Geological Society of America Memoir*, **154**, 519–524.
- Irifune, T., Ringwood, A.E. and Hibberson, W.O. (1994): Subduction of continental crust and terrigenous and pelagic sediments: An experimental study. *Earth and Planetary Sciences*, **126**, 351–368.
- Irifune, T., Higo, Y., Inoue, T., Kono, Y., Ohfuji, Y. and Funakoshi, K. (2008): Sound velocities of majorite garnet and the composition of the mantle transition region. *Nature*, **451**, 184–187.
- Ishiwatari, A., Yanagida, Y., Li, Y., Ishii, T., Haraguchi, S., Koizumi, K., Ichiyama, Y. and Umeka, M. (2005): Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount?. *Island Arc*, **15**, 102–118.
- Isozaki, Y. (1996): Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Island. *The Island Arc*, **5**, 289–320.
- 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., Maruyama, S., and Furukawa, F. (1990): Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S. (2010): New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the 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.]
- Jarrard, R.D. (1986): Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, **24**, 217–284.
- 勘米良亀齡 (1976): 過去と現在の地向斜性堆積体の対応 I. 科学, **46**, 284–291. [Kanmera, K. (1976): *Science Journal Kagaku (Kagaku)*, **46**, 284–291.]
- Kanmera, K. and Nishi, H. (1983): Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. in *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* edited by Hashimoto, M. and Uyeda, S., Terra Scientific Publishing Company Tokyo.
- Karing, D.E. (1974): Tectonic erosion at trenches. *Earth and Planetary Science Letters*, **21**, 209–212.
- Karing, D.E. (1975): Subduction and accretion in trenches. *Bulletin of Geological Society of America*, **86**, 377–389.

- 河合研志・土屋卓久・丸山茂徳 (2010): 第2大陸。地学雑誌, **119**, 1197-1214. [Kawai, K., Tsuchiya, T. and Maruyama, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1197-1214.]
- Kay, S.M., Godoy, E. and Kurtz, A. (2005): Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **117**, 67-88.
- 木村 学 (2002): プレート収束帯のテクトニクス学. 東京大学出版会. [Kimura, G. (2002): *Pureito Shusokutai No Tektonikusugaku*. University of Tokyo Press.]
- 木村 学・木下正高 (2009): 付加体と巨大地震発生帯. 東京大学出版会. [Kimura, G. and Kinoshita, M. (2009): *Fukatai To Kyodai Jishin Hasseitai*. University of Tokyo Press.]
- 木村 学・斉藤実篤 (1998): 世界の沈み込み帯と日本列島—浸食と成長のテクトニックバランス. 科学, **68**, 42-49. [Kimura, G. and Saito, S. (1998): *Science Journal Kagaku (Kagaku)*, **68**, 42-49.]
- Komiya, T. (2004): Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **146**, 333-367.
- Komiya, T. and Maruyama, S. (2007): A very hydrous mantle under the western Pacific region: Implications for formation of marginal basins and style of Archean plate tectonics. *Gondwana Research*, **11**, 132-147.
- Kukowski, N. and Oncken, O. (2006): Subduction erosion—the “Normal” mode of Fore-arc material transfer along the Chilean Margin?. in *The Andes* edited by Brun, J.P., Oncken, O., Weissert, H. and Dullo, C., Springer Berlin Heidelberg, 217-236.
- Lallemant, S. (1996): Impact of tectonic erosion by subduction processes on intensity of arc volcanism. *The Island Arc*, **5**, 16-24.
- Lallemant, S.E., Schnurle, P. and Malavieille, J. (1994): Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges - possible causes for tectonic erosion and or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **99**, 12033-12055.
- Li, K., Shinohara, M., Suyehiro, K., Kurashimo, E., Miura, S. and Nishikawa, H. (1997): Crustal structure of north Kyushu-Palau Ridge by ocean bottom seismographic observation (abstract). *Proceedings of Seismological Society of Japan*, **2**, 38.
- Maekawa, H., Shozul, M., Ishii, T., Fryer, P. and Pearce, J.A. (1993): Blueschist metamorphism in an active subduction zone. *Nature*, **364**, 520-523.
- 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 Isozaki, Y. (1991): Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone. *Tectonophysics*, **10**, 475-499.
- Miller, H., (1970): Das Problem des hypothetischen “Pazifischen Kontinentes” gesehen von der chilenischen Pazifikküste. *Geologische Rundschau*, **59**, 927-938.
- Miura, R., Nakamura, Y., Koda, K., Tokuyama, H. and Coffin, M.F., (2004): “Rootless” serpentinite seamount on the southern Izu-Bonin forearc: Implications for basal erosion at convergent plate margins. *Geology*, **32**, 541-544.
- Murauchi, J. (1971): The renewal of island arcs and the tectonics of marginal seas. in *Proceedings of Joint Oceanographic Assembly* edited by Uda, The Ocean World, 303-305.
- 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.]
- Nasu, N., von Huene, R., Ishiwada, Y., Langseth, M., Burns, T. and Honza, E. (1980): Interpretation of multichannel seismic reflection data, Legs 56 and 57, Japan Trench transect, DeepSea Drilling Project. *Scientific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **489**, 489-504.
- 小川勇二郎・久田健一郎 (2005): 付加体地質学. 共立出版社. [Ogawa, Y. and Hisada, K. (2005): *Fukatai Chishitsugaku*. Kyoritsu Shuppan.]
- Park, J.O., Hori, T. and Kaneda, Y. (2009): Seismotectonic implications of the Kyushu-Palau ridge subducting beneath the westernmost Nankai forearc, *Earth Planets Space*, **61**, 1013-1018.
- Ranero, C.R. and von Huene, R. (2000): Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, **404**, 748-752.
- Ranero, C.R., Huene, R., Weinrebe, W. and Reichert, C. (2006): Tectonic processes along the Chile convergent margin. in *The Andes* edited by Brun, J.P., Oncken, O., Weissert, H. and Dullo, C., Springer Berlin Heidelberg, 91-121.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J., Peate, D.W., Rowe, M.C. and Woods, M. (2010): Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **11**, Q03X12.
- Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A. and Hirata, T. (2004): Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; Implications for mantle overturns in the Early Precambrian. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 369-

- 394.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D. (2008): The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, **14**, 51-72.
- Rudnick, R.L. (1995): Making continental crust. *Nature*, **378**, 571-578.
- Rutland, R.W.R. (1971): Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, **233**, 252-255.
- Ryan, H.F. and Scholl, D.W. (1993): Geologic implications of great interplate earthquakes along the aleutian arc. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 22135-22146.
- Sage, F., Collot, J.Y. and Ranero, C.R. (2006): Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, **34**, 997-1000.
- 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 supercontinental reconstruction. *Geological Society of America Memoirs*, **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 (non-collisional) and collisional (suturing) orogens. *Geological Society, London, Special Publications*, **318**, 105-125.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. (2010): Subduction zone recycling processes and the rock record of crustal suture zones. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **47**, 633-654.
- Scholl, D.W., Huene, R.V., Vallier, T.L. and Howell, D.G. (1980): Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, **8**, 564-568.
- Seely, D.R., Vail, P.R. and Walton, G.G. (1974): Trench slope model. in *The Geology of Continental Margins* edited by Brake, C.A. and Drake, C.L., Springer-Verlage, New York, 249-260.
- 瀬野徹三 (2007): 衝突の2類型 (ヒマラヤ型とアルプス型) と伊豆の衝突. 月刊地球号外, **57**, 34-41.
- [Seno, T. (2007): *Chikyū Monthly (Gogai)*, **57**, 34-41.]
- 千秋博紀・丸山茂徳・李野修士 (2010): マントル熱進化モデルの新展開. 地学雑誌, **119**, 1215-1227.
- [Senshu, H., Maruyama, S. and Rino, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1215-1227.]
- Sick, C., Yoon, M.Y., Rauch, K., Buske, S., Lüth, S., Araneda, M., Bataille, K., Chong, G., Giese, P., Krawczyk, C., Mechie, J., Meyer, Onno, O., Christian, R., Schmitz, M., Shapiro, S., Stiller, M. and Wigger, P. (2006): Seismic images of accretive and erosive subduction zones from the Chilean margin. in *The Andes* edited by Brun, J.P., Oncken, O., Weisert, H. and Dullo, C., Springer Berlin Heidelberg, 147-169.
- Stern, C.R. (1991): Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, **19**, 78-81.
- Stern, R.J. and Scholl, D.W. (2010): Yin and yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Review*, **52**, 1-31.
- Suyehiro, K., Takahashi, N., Arie, 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**, 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**, 1173-1196. [Suzuki, K., Maruyama, S., Yamamoto, S. and Omori, S. (2010): *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **119**, 1173-1196.]
- 平 朝彦 (1981): 四万十帯の形成過程. 科学, **51**, 516-523. [Taira, A. (1981): *Science Journal Kagaku (Kagaku)*, **51**, 516-523.]
- Takahashi, N., Suyehiro, K. and Shinohara, M. (1998): Implications from the seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc. *Island Arc*, **7**, 383-394.
- 巽 好幸 (2004): 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**, 244-250. [Tatsumi, Y. (2004): *Journal of the Geological Society of Japan*, **110**, 244-250.]
- 鶴 哲郎 (2004): 日本海広域におけるテクトニックエロージョンの新展開. 月刊地球, **26**, 672-679. [Tsuru, T. (2004): *Chikyū Monthly*, **26**, 672-679.]
- Tsuru, T., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kido, Y. and Hayashi, T. (2002): Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling. *Journal of Geophysical Research*, **107**(B12), 2357, doi:10.1029/2001JB001664.
- Ueda, H., Kawamura, M. and Niida, K. (2000): Accretion and tectonic erosion processes revealed by the mode of occurrence and geochemistry of greenstones in the Cretaceous accretionary complexes of the Idonnappu Zone, southern central Hokkaido, Japan. *Island Arc*, **9**, 237-259.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979): Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 1049-1061.
- van der Hilst, R.D. and Seno, T. (1993): Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana island arcs. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 395-407.
- Vannucchi, P., Remitti, F. and Bettelli, G. (2008): Geological record of fluid flow and seismogenesis along an erosive subducting plate boundary. *Nature*

- ture, **451**, 699–703.
- von Huene, R. (1986): To accrete or not accrete, that is the question. *Geologische Rundschau*, **75**, 1–15.
- von Huene, R. (2008): When seamounts subducts. *Science*, **321**, 1165–1166.
- von Huene, R. and Culotta, R. (1989): Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, **160**, 75–90.
- von Huene, R. and Lallemand, S. (1990): Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 704–720.
- 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.
- von Huene, R. and Scholl, D.W. (1993): The return of sialic material to the mantle indicated by terrigenous material subducted at convergent margins. *Tectonophysics*, **219**, 163–175.
- von Huene, R., Nasu, N., Arthur, M., Cadet, J.P., Carson, B., Moore G.W., Honza, R., Fujioka, K., Barron, A.J., Keller, G., Reynolds, R., Shaffer, B.L., Sato, S. and Bell, G. (1978): Japan Trench transected. *Geotimes*, **23**, 16–20.
- von Huene, R., Ranero, C.R. and Vannucchi, P. (2004): Generic model of subduction erosion. *Geology*, **32**, 913–916.
- von Huene, R., Ranero, C.R. and Scholl, D.W. (2009): Convergent margin structure in high-quality geophysical images and current kinematic and dynamic models. in *Subduction Zone Geodynamics* edited by Brun, J.P., Oncken, O., Weissert, H. and Dullo, C., Springer Berlin Heidelberg, 137–157.
- Wagreich, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts—A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geology*, **21**, 941–944.
- Wang, K. and Hu, Y. (2006): Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B06410.
- Wells, R.E., Blakely, R.J., Sugiyama, Y., Scholl, D.W. and Dinterman, P.A. (2003): Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **108** (B10), 2570, doi:10.1029/2002JB002072.
- 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.
- Yamamoto, S., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Maruyama, S. (2009a): Izu-Bonin arc subduction under the Honshu island, Japan: Evidence from geological and seismological aspect. *Gondwana Research*, **16**, 572–580.
- Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S. and Maruyama, S. (2009b): Granite subduction: Arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction. *Gondwana Research*, **15**, 443–453.
- Zhu, J., Kopp, H., Flueh, E.R., Klaeschen, D., Papenberg, C. and Planert, L. (2009): Crustal structure of the central Costa Rica subduction zone: Implications for basal erosion from seismic wide-angle data. *Geophysical Journal International*, **178**, 1112–1131.

(2010 年 10 月 9 日受付, 2010 年 11 月 2 日受理)