
《論 文》

島弧－海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について

小 出 良 幸

要 旨

付加体とは、海洋プレートが沈み込む海溝付近で形成される特異な地質体である。島弧－海溝系では堆積作用、火成作用、変成作用、付加作用が起こっているが、作用には固有の性質を持つ過程も多く、島弧の地質学的な特徴をもたらしている。なかでも付加体は、島弧－海溝系の解明に重要な役割を果たすだけでなく、島弧から大陸へと成長していく可能性もあり重要な鍵となると考えられている。付加体の地質学的に重要な位置づけを示し、その構成物の特性を概観した。

キーワード：付加体，島弧－海溝系，海洋プレート層序，オフィオライト

I はじめに

日本列島の地質において、「付加体」と呼ばれるものが重要な役割を果たしている。付加体とは、プレートテクトニクスの発展にともなって、1970年代以降に登場した地質学的概念である。accretion complex, accretionary wedgeやaccretionary prismなどとして用いられるaccretionに「付加」の意味があるので、付加体という用語が適用された。Accretion complex, accretionary wedge, accretionary prism やsubduction complexのいずれも付加体と略されているが、accretion complexは陸に存在する古い時代の地質体に用いることが多く、現在形成中のものには、accretionary wedgeが使われることが多いようだ（小川, 2010）。

日本列島のような海溝に近接する地質学的環境では、海洋プレートの沈み込み帯が付加体の形成や火成活動に非常に重要な役割を果たしていることが明らかになってきた。沈み込み帯に位置する列島は、島嶼が弧状になっていることから、地質学では島弧（island arc）と呼ばれている。

島弧でみられる地質学的な特徴の多くは、沈み込む海洋プレートに起因する現象として説明できることが明らかになってきた。これはプレートテクトニクスの体系における重要な成果である。さらに、島弧は沈み込みに伴う堆積作用や火成作用、変成作用の特徴が、大陸を構成する岩石と類似することから、大陸形成と島弧との関係が近年注目され研究されている（巽, 2003）。

付加体は、海洋プレートの沈み込みによって陸側のプレートに付け加わった地質体である。付加体には、海洋プレートの一部や、海洋プレートの上の深海底堆積物、陸から由来した堆積物など、起源の異なる岩石類が含まれている。プレートの沈み込みに伴う短縮や圧縮の作用によって、構成岩石は変位、破壊、変成などが起こり、乱された複雑な構造をもつことになる。複雑な構造ではあるが、規則的で、似たような構造が繰り返し形成されることが、陸上に露出した過去の付加体の調査と海洋域における物理探査やボーリングなどの調査によって明らかになりつつある。付加体を形成するメカニズムが、長期間にわたって作用することによって、島弧ができていくことになる。陸域（過去の付加体）と海域（形成中の付加体）の研究によって、島弧の形成史が明らかになってくるはずである。島弧が成長して大陸地殻になるというモデルが確かなら、大陸形成史への貢献にもなってくる。付加体は非常に重要な作用でもあり、地質学的概念とも位置づけられる。

本論文では、付加体の地質構造形成の仕組み（テクトニクス）における位置づけ、地質学的重要性の認識、付加体の定義をまとめ、島弧－海溝系の各種作用とそこで付加体の果たす役割を考え、そして付加体の構成物や意義について概観する。

本研究は、2010年度札幌学院大学国内留学制度を利用した成果、および2011年度札幌学院大学研究奨励金（個人研究）の援助を受けてまとめたものである。

Ⅱ 付加体とは

付加体は、プレートテクトニクスの検証中に発見され、その重要性が認識され、地表踏査による詳細な野外観察や海域での地球物理的探査によってさらなる発展、検証が進められてきた。まず、プレートテクトニクスにいたるテクトニクスの変遷と付加体という概念の確立過程を概観し、現在の定義をまとめていく。

1 テクトニクスとは

ある地域における大地の生い立ちは、構成岩石の種類と成因、形成時代、それぞれの関係をミクロからマクロまで考えることで復元されていく（小出, 2007）。時間経過に基づいて復元された地質の履歴を、その地域の地質構造発達史と呼ぶ。地質構造における発達が、地域の局所的なものではなく、広域的への一般化、あるいは地殻やリソスフェア（lithosphere、剛体として振る舞う地殻とマントルの一部）へと普遍化できる様式やメカニズムを、テクトニクス（tectonics）と呼んでいる。一般化されたテクトニクスは、他地域にも適用できる概念（モデル）となる。

1960年以前は、「地角斜造山論」と呼ばれるテクトニクスで大地の営みが説明されてきた。ただし、定まった理論体系をもっていたわけではなく、地球冷却収縮説やアイソスタシー説、大陸移動説などを組み合わせて、地質現象を説明していたにすぎず、一つの理論体系として地角斜造

山論が成立していたわけではない（都城, 1998）。

1960年代後半になって、海洋域、特に深海底の地形や地球物理的探査などによって、大量の新しい知見が加わってきた。それらの知見にもとづいて、プレートテクトニクスというモデルが醸造されてきた（Dewey and Bird, 1970）。

海洋調査船をもちいた学術的な深海掘削計画がすすめられ、1968年から1983年まではDSDP（Deep Sea Drilling Program）、1985年から2002年まではODP（Ocean Drilling Program）が、2003年からはIODP（Integrated Ocean Drilling Program）がはじまり、現在も継続されている。ボーリングによって海底の連続した岩石試料が大量に回収され、プレートテクトニクスの検証や修正がすすめられた（Dick *et al.*, 2006）。

地角斜造山論は陸域の地質記載に基づいて構築されたモデルだが、海洋域のデータを加味されたプレートテクトニクスは、地角斜造山運動とは情報・データにおいて量的にも質的にも変化をしたことになる。

地角斜造山運動は、沈降する堆積場である地角斜の形成から、火成活動による造山運動への転換という上下運動を基本的とするテクトニクスであった。一方、プレートテクトニクスは、地表を覆う10数枚のプレートによる水平運動を基本とする考えであったため、運動像においても大きな転換点を迎えることになる。地角斜造山論からプレートテクトニクスへの転向は、一種のパラダイム転換として扱われることもある（都城, 1998）。

現在では多数の証拠が見つかってきた（例えば、Uyeda and Kanamori, 1979; Kawakatsu *et al.*, 2009など）ことから、プレートテクトニクスが現状では最適なモデルとして多くの研究者が用いている。プレートテクトニクスは現在では、ブルームテクトニクスへと発展している（Maruyama, 1994）。地球表層のプレートの水平運動だけでなく、マントル対流のメカニズムも加え、地球内部にまでおよぶ3次元的な対流運動としてとらえたものがブルームテクトニクスとなる。ブルームテクトニクスの表層部分の活動を、プレートテクトニクスが担うことになる。ブルームテクトニクスはプレートテクトニクスを包含しているため、パラダイム転換ではなく、拡大し発展したモデルに成長したといえる。

現在ではテクトニクスは、地域の地質構造の解明と発達の歴史を編むだけでなく、モデル構築に主眼がおかれた研究も多くなってきた。海洋域の調査の主なテーマは、テクトニクスの解明とその検証に主眼が置かれている。もちろん、人類や社会に貢献するために、災害予測や防災のための調査にも大きな精力が注がれているが、それは地域固有の問題を扱うことが多い。ただし、日本列島のように地質学的に活動的な場合は、防災と純粋なモデル研究の課題が一致することも多いため、多くの人材と資金が投入されている。

地球を中心に展開されてきたプレートテクトニクスやブルームテクトニクスは、他の天体（金星、火星、月）などにも適応できる可能性が指摘されている（Kumazawa and Maruyama, 1994）。他天体は地球とは大気や海洋の有無の差があるが、マントルや惑星の熱的進化などに共

通する部分もある。地球では知り得ない過去や深部の情報を他惑星から読み取れることもあり、惑星ごとの比較によって地球をより良く知ることにもなっている。

2 付加体の研究史

付加という現象は、沈み込むプレートの陸側に堆積物が逆断層で切り取られることを意味するとして、プレートテクトニクスのモデルが登場して間もない1970年代にはすでに提唱されていた(Dickinson, 1971; 1973; Cowan, 1974; Karig, 1974; Karig and Sharman, 1975など)。それらの先駆的研究者は、accretionやaccretionary prismという術語を用いて、付加の構造や現象が、重要であることを認識していた。Dickinson (1973) は、付加体をsubduction complexという概念で表現した。日本でも同じころ、勘米良(1976)は、九州の延岡・日向地域の四万十帯の調査から付加体の特徴を指摘し、現代的な地質断面図を作成した。そのとき、accretionary prismの訳を「付加体」とし、現在に至っている。

小川・久田(2005)によれば、勘米良の先駆的な研究とともに、和達清夫(和達, 1927, 1928a, 1928b)の深発地震面の発見、久野久(久野, 1954)の島弧のマグマティズムの概念や、都城秋穂(Miyashiro, 1961)の対変成帯の概念は、プレートの沈み込みに伴う大規模なスケールのテクトニクスにかかわるアイデアそのものに関連するとして、その重要性を強調した。さらに、杉村と上田(Sugimura & Uyeda, 1973)が、日本の地質を地球物理的観測事実と関連付けてまとめたことも、地質学への貢献として大きかった。日本は地の利を活かし、島弧における地質現象の研究において先進的であったといえる。

最新の地質図は、「20万分の1日本シームレス地質図」(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005)である。その元になっているのは、各地域で作成された20万分の1地質図幅であるが、地質図ごとに作成時代や作成者の考え方が違っていたり、地質区分、地層名や岩体名、構造なども系統性や連続性がなかった。「20万分の1日本シームレス地質図」は、日本の地質全体を統一的、総括的、体系的にデジタル地質図としてまとめられたものである。

さらに重要な点は、地質図の作成における新しい概念の導入である。「20万分の1日本シームレス地質図」の作成の根本的な考え方は、「日本地質図第3版」(地質調査所, 1992)および「100万分の1日本地質図台版CD-ROM版」(鹿野ほか, 1995)に基づいている。地層(群)名や岩体名を集大成して名称が付けられたわけではない。日本の地質体の多くは付加体で形成されていることから、識別されている付加体をすべて「付加コンプレックス」として表現されている。これは、非常に斬新で意義のある総括である。

3 付加体の重要性の確立

プレートテクトニクスにおいて、剛性をもつプレート(リソスフェア)が地球表層を取り囲み、それが水平移動することが重要な運動モデルとなる。

プレートは、大陸地殻を載せたリソスフェアからなる大陸プレートと、海洋地殻を含む海洋プレートに区分できる。大陸地殻は、花崗岩（厳密にはトータル岩）、それらの変成岩や堆積岩を多く含むため、海洋地殻に比べ密度が小さくなる。大陸地殻を乗せた大陸プレートは厚いが、密度が小さいため、マントルに沈み込むこともなく、分裂や合体、破碎はするが、地表にとどまることになる。大陸地殻の構成岩石は、破碎や変成作用などによって、さまざまな岩石に再構成されていく。大陸地殻の岩石は、さまざまな時代に多様な岩石に変わることになる。しかし、総合的にみると花崗岩（トータル岩）の化学組成という属性は保持される。

一方、海洋地殻は、密度の大きい玄武岩質の岩石からなる。海嶺で形成された海洋地殻は、海底を移動しながら冷却していくので、より密度が大きくなる。冷めた海洋プレートは、海溝でマントルに沈み込んで対流の下降流となっていく（Stein and Stein, 1992）。

プレートテクトニクスによれば、海溝付近では造山運動が起こり、大量の堆積物が形成される場ともなる。沈み込みに関連したさまざまな地質学的活動が起こる。水平方向の圧縮（堆積物の付加、海洋地殻のはぎとり）、変成（低温高圧条件の変成作用）、破碎・断裂（地震）、溶融（島弧の火山の形成）など、非常に複雑な作用が起こる場となる。中でも、水平圧縮による堆積物の付加や海洋地殻の剥ぎ取りは、沈み込み帯における島弧成長、あるいは大陸形成において、重要な作用となる（Tatsumi and Stern, 2006）。

付加体は、沈み込み帯周辺に形成される特異な地質体として位置づけられ、その実態解明は、現在も第一級の課題として研究が進められている。研究手法としては、陸地でみられる過去の付加体を調べる方法と、現在形成中の海底の付加体を調べるものがある。

歴史的には、陸地でみられる過去の付加体が認識され、解析されてきた。なにより個人や少数の努力で調べられるという利点がある。日本列島のような島弧は、いろいろな時代の付加体によって形成されている。島弧の付加体の研究は、現在の付加体が陸側に押し上げられていく過程を、過去の付加体から再現することになり、付加体の形成履歴や過程復元へとつながる。古典的な手法による過去の付加体研究にも、非常に重要な役割がある。

ただし、過去の付加体は、海底下で形成されたものが、地上に露出しているために、さまざまな変形作用、断層運動、ときには変成作用を被っていることがあり、もともとの層序や構造が大きく擾乱され、一次情報が喪失していることも多い。そのため付加体を復元することは、困難な作業となってくる。

現在形成中の海底の付加体を調べるには、海底を調査するための専用船舶や海底ボーリングなど大型プロジェクトでの研究となる。現在形成中の付加体では、ほとんど変化を受けていない本質的な地質現象を実証的に検証することができる。

現在では両者のアプローチで研究が進められ、お互いの長所を活かした研究体制が取られている。

4 付加体の定義

付加体は、島弧の地質を特徴づけるものである。付加体を定義することは、プレートテクトニクスにおける沈み込み帯の特徴を示すことでもあり、ひいては島弧の地質構造発達史の特徴を示すことにもなる。しかし、その定義は困難である。なぜなら、現在も付加体の実態解明の努力が続けられているため、完全な定義はできない。以下では現状でもっと一般的と考えられる定義をまとめる。

海洋プレートの沈み込む陸側に付加体が形成されるが、それを認定する基本単位は、衝上断層によって境される堆積物からなるシート状の地質体（スラストシート, thrust sheet と呼ばれる）である。スラストシートは、特異な地質体で、海溝に堆積したタービダイト（後述）を主として、海洋地殻の構造物（海洋プレート層序と呼ばれる：後述）も伴われることがある。ただし、スラストシートは、堆積直後に激しい水平圧縮によって、著しい脱水をとともう変形作用を受けていることも多い。

小川・久保（2005）によって、陸上の野外調査において付加体を認識するために、いくつかの基本的な要素があることが指摘されている。以下の3つが特に重要とされている（図1）。

- 1 外側（海側）へ向いた特徴的な構造の存在
- 2 それぞれのスラストシート内では内側（陸側）へ向かって若くなる
- 3 スラストシート全体では外側（海側）へ向かって若くなる

である。

1の外に向いた特徴的な構造とは、逆断層や非対称な形態をもつ褶曲などでフェルゲンツ（ド

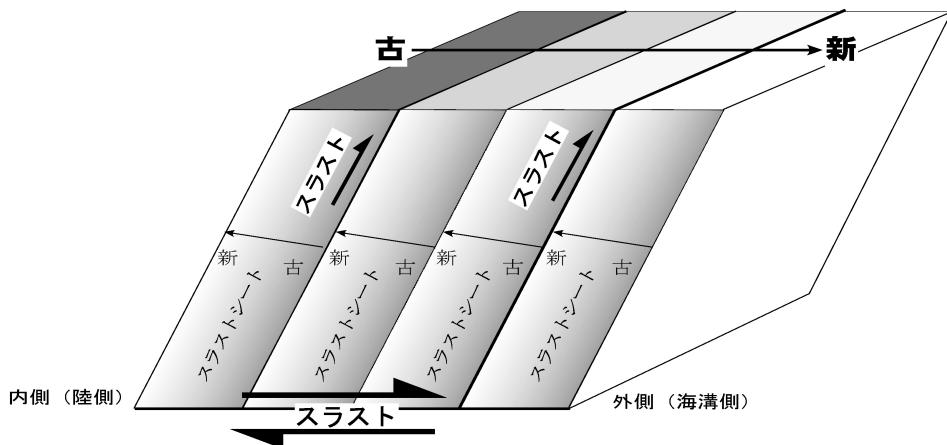


図1 付加体の構造

付加体の基本的な構造を示す概念図。付加体の基本単位はスラストシートである。ひとつのスラストシート内では内側（陸側）が上位（新しい）の正常な堆積構造を持つ。ところが、スラストシート全体の構造では、外側（海側）に傾斜し、上位（陸側）が古く、下位（海側）が新しいという逆転構造になっている。このような堆積学的に矛盾した構造が付加体の特徴となる。

イツ語の Vergenz で倒れ込む方向の意味）と呼ばれるものである。横倒し褶曲の軸面または衝上断層面の傾斜と反対の方向で、面が倒れかかった方向が海側に向かっていることを意味する。スラストシート全体も、大局的には外側（海側）に倒れた構造（陸側への傾斜）を持っている。それぞれのスラストシートの境界は、低角度の逆断層になっていることが多いことから、衝上断層（スラスト, thrust）と呼ばれている。

2と3は、一見、相矛盾する内容を述べているようにみえる。しかし、2はスラストシート内部の地質構造のことをいい、3はスラストシート全体、あるいは付加体の構造を意味する。つまり、違った階層で見た表現をしていることになる。

スラストシート内の堆積物の年代は、下位が古く、上位が新しくなっている。一方、スラストシート全体、あるいは付加体の形成年代は、海溝側に向かって次第に新しくなっていくことをいっている。2と3がともに認定されることは、地質学のかつての常識である「地層累重の法則」に反するものとなる。地層累重の法則とは、水底の堆積場を考えるとわかりやすい。新しく河川からもたらされる土砂は、すでにあった堆積物の上に溜まっていく。下に古い地層、上に新しい地層が重なるという規則性、地層累重の法則ができる。その地層累重の法則が、付加体においては破綻し、層序的に下位のスラストシートが新しい時代のものになる。これは、付加体は通常の堆積作用の場でないことを示している。

上記の条件はわかりやすい認定条件ではあるが、実際には、詳細な地質調査に基づく、微化石の年代測定によって新旧を示す必要がある。野外の露出状態によっては、条件が明瞭に示せない場合もある。そのような場合、付加体の特徴として、以下の追加条件が傍証になる（小川・久保, 2005）。

- ・構造的上位には層序的に下位のものが位置する
- ・全体または一部を低角に切る逆断層の存在
- ・スラストシートは海洋プレート層序（後述）をもつ
- ・地層にはほぼ平行な断層の存在
- ・粗粒碎屑物の堆積直後の変形
- ・内部に閉じた褶曲の存在
- ・混在相の岩体を含む
- ・流体が力学的に搾り出された痕跡やメタンの酸化による鉱物や炭酸塩コンクリーションの存在
- ・化学合成生物群集の化石などの存在（Kobayashi, 2002）

これらの条件のいくつかは、現在形成中の付加体内でよく見られる特徴ではあるが、必要条件ではない。上述の1～3の条件は、必要条件であり、追加条件はそれを補うものである。また他にも、認定条件が示されているが、付加体自体の要素ではない。付加体の定義は、完全ではないが確立されつつある。

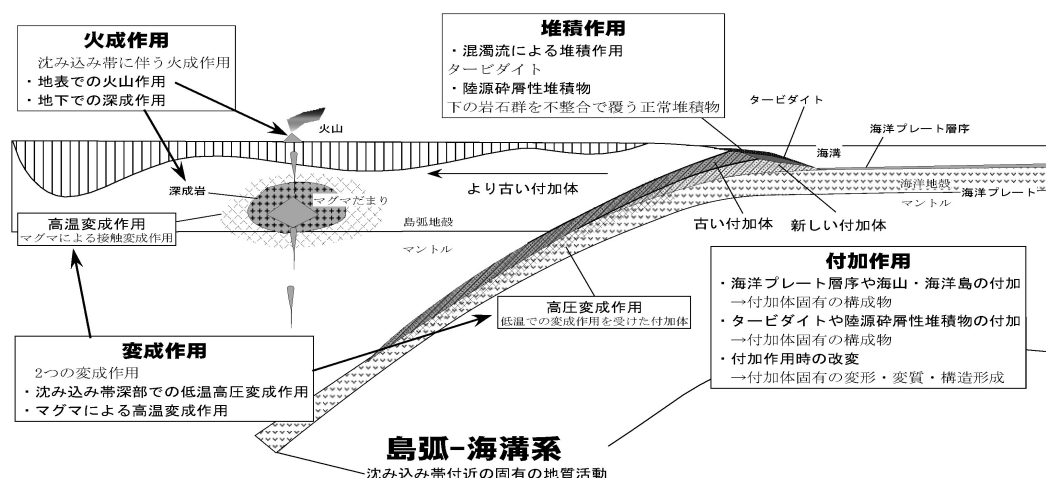


図2 島弧－海溝系

沈み込み帯の海溝から島弧にかけて起こる地質活動を、火成作用、変成作用、堆積作用そして付加作用に区分してまとめたもの。島弧－海溝系固有の活動がある。また、付加体は堆積作用に関連はするが、構成物の多様性、付加時の変形作用、変質作用、構造形成など改変などで独自の作用が起こっている。

Ⅲ 島弧－海溝系における作用

沈み込み帯には、海洋域では火山活動を伴う島弧が、大陸域では火山山脈（陸弧と呼ばれる）が形成される。島弧には、地殻が厚く発達しているもの（成熟島弧）と、十分には発達していないもの（未成熟島弧）がある。成熟島弧の典型的な例は東北日本（フォッサマグナより北東側の日本）や西南日本（フォッサマグナより西側の日本）で、未成熟島弧は伊豆－小笠原諸島、陸弧はアンデス山脈である。それぞれの地理的状況は大きく違っているが、成因には共通するものがある。本稿では研究の進んでいる日本列島を例として考えていく。

1 島弧－海溝系

付加体が形成される場合は、地形的特徴から島弧－海溝系と呼ばれる。島弧－海溝系では、地表付近の地形に現れるだけでの活動でなく、沈み込みに起因した海溝から陸域の地下深部にかけて広範囲に作用が起こっている。

島弧下で形成されたマグマによる火山活動や深成作用、マグマの熱に伴った変成作用、沈み込み帯深部での変成作用、大陸棚や大陸斜面、海溝での堆積作用、深海底の堆積作用、そして付加作用と、多様な作用が起こる。それらの成因は、プレートテクトニクスとして、総合的に考察されるべきであろう。

地質学的には、堆積作用、火成作用、変成作用、付加作用が主要なものである。前者の3つには、それぞれに対応する堆積岩、火成岩、変成岩が形成される。それらの岩石は、島弧－海溝系

固有の特性をもつものとなる。付加作用では、岩石の形成はないが、多様な構成物の付加と固有の改変がなされる。

島弧－海溝系でおこるさまざまな作用を図2にまとめて示した。以下ではそれぞれの作用についてまとめる。

2 堆積作用

島弧－海溝系の堆積作用は、陸域の小規模なものを除けば、海岸から海溝にかけて広域におこるものである。海岸から海溝までは、いろいろな地形的特徴があることがわかっていて、その特徴に応じた堆積物が堆積する。

典型的な島弧の前面の海底は、海岸から大陸棚（continental shelf）、前弧海盆（forearc basin）、前弧外縁隆起帯（forearc outer rise, shelf break）、大陸斜面（continental slope）、斜面盆地（continental slope basin）、海溝（trench）、海溝外縁隆起帯（trench outer bulge, trench outer rise）、深海平原（abyssal plain）へと続く（芦ほか, 1999）。ただし、これは典型的なもので、海溝のないところ（大西洋）や堆積盆もないところなど、実際には多様性がある（図3）。

海岸は、波浪の影響を受ける浜から外浜と、影響を受けない大陸棚がある。それぞれはさらに細分され、浜は後浜（高潮位より上位の海浜の部分）と前浜（低潮位から高潮位までの間）に区分され、外浜は上部外浜（水深0～6m）と下部外浜（水深6～20m）に、大陸棚は暴浪時波浪の影響をうける内側大陸棚（水深20～80m）と受けない外側大陸棚（水深80～200m）に区分される。区分ごとに堆積物の構造は違ってくる。

大陸棚は、領土問題でその定義が問題になることがあるが、ここでは地形上の定義（国際測地学・地球物理学連合：IUGG）に従う（Wiseman and Ovey, 1953）。大陸棚は、沿岸から緩やかな斜面の続くところで、平均水深は130m程度となる。前弧外縁隆起帯までの緩やかな斜面なので堆積作用の場となり、堆積物がたまっているところは前弧海盆となる。前弧外縁隆起帯の岩石

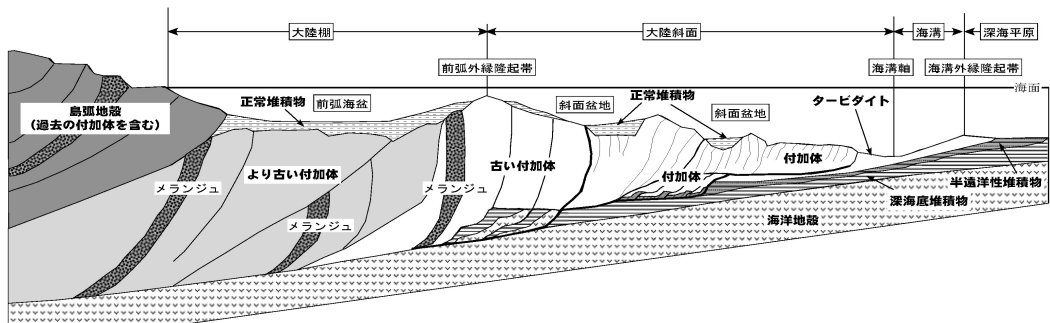


図3 付加体の断面

深海底から海溝、沿岸までの島弧の断面図海底の地形と原因となる地下構造を示した。付加体を構成する海洋プレート層と陸源堆積物と、現在と古い時代の付加体に見られる代表的な構造も示した。

は大きく褶曲していて前弧海盆の正常堆積層とは違う構造をもっている。海盆と隆起帯の境界には正断層があり、冷湧水やシロウリガイやバクテリアマットなどが発見されている。付加作用にともなう断層形成によると考えられている(川村, 2010)。また、前弧外縁隆起帯は、一列ではなく複数列形成されることも知られている。

前弧外縁隆起帯より先は、傾斜が大きくなり大陸斜面となる。大陸斜面の角度は3度程度だが、10度を超える場合もある。また1度より緩いところもあり、緩傾斜のところは堆積盆となり、斜面盆地ができる。そこにも正常堆積物が形成される。

陸から河川によって運搬されてきた堆積物は、沿岸から大陸斜面にかけて前弧海盆や斜面盆地に堆積していく。河川からもたらされた堆積物は、陸源の碎屑性堆積物が正常に重なり成層をする。このような堆積物を正常堆積物(整然層、コヒーレント層)とよぶ。正常堆積物は、長期的には海進や海退などの影響を受けるが、短期的には河川からの定常的な堆積物の供給によって形成される。

大陸棚から大陸斜面にたまった堆積物は必ずしも安定な状態ではなく、地震や洪水などをきっかけにして、斜面を流れ下る混濁流(turbidity current)という現象を起こすことがある。混濁流は、乱泥流とも呼ばれ、海底で発生した堆積物重力流の一種で、海溝付近まで達し、堆積物の再運搬、再堆積が起こる。混濁流による堆積物はタービダイト(turbidite)と呼ばれている。タービダイトは、沈み込む海洋プレートとともに付加体形成における重要な構成要素となる。

海溝は、海洋と島弧のプレート境界にあたる。海溝と同じような海底構造にトラフ(trough, 舟状海盆)と呼ばれるものがある。地質学的には同じ成因だが、6000m以上の深さのものを海溝と呼び、それより浅いものはトラフと呼ぶ。ただし、トラフは海底地形名なので、他の成因のものにも用いられることがある。

海溝より先には海溝外縁隆起帯がある。海溝外縁隆起帯は、海洋プレート側が海溝に沈み込む時、曲がりが生じる(応力が変化する)ために、海洋プレートが上方に湾曲して膨らんで形成される地形である。その先は、深海平原となる。平らな場で、水深2200~5500mの深海底である。深海平原は深海底の堆積物がたまる場所である。

3 火成作用

島弧の火成作用は、沈み込みに伴うマグマ形成に端を発する。海洋プレートの沈み込みによって、深海底堆積物や海洋地殻の岩石粒間にあった水は、比較的浅いところでしぼり出されていく。このような水は、付加体の中に形成された断層などから、海底に冷湧水として噴出することがある。鉱物と結びついて固定された水(結晶水とよばれOHの形である)が、深部でしぼり出されていく。しぼり出された水は、島弧側のマントルに供給されることになる。

マントルは高温ではあるが、固体のカンラン岩である。高温高压状態のカンラン岩に水が加わると、融点降下によって岩石の溶融が起こる。このマグマは、列島固有の化学的性質を持ち、噴

出場所も限定されてくる。

形成されたマグマは、周りのカンラン岩と比べて密度が小さいため、マントル中を上昇していく。ある深さ（マントルと地殻の境界付近）まで上昇すると、周辺の岩石とマグマの密度が釣り合い、マグマは上昇できなくなる。そこにマグマだまりが形成される。マグマだまりでゆっくりと冷え固まると深成岩ができる。さらに上昇できるような条件（さらなるマグマの供給、割れ目の形成、マグマの発砲による体積膨張や密度低下など）が達成されると、マグマは上昇をはじめ、火山噴火を起こす。マグマが噴出して急冷されると火山岩となる。

島弧の火山岩は、玄武岩から流紋岩まで化学組成の多様性はあるが、安山岩の組成（カルクアルカリ質安山岩）が多いことから、噴出するマグマとしては安山岩組成のものが多く形成されていることが想定できる。古い島弧では、深部のマグマだまりまで浸食されていて、ここでは深成岩が多数みつかると。その多くはトーナル岩であり、マグマだまりではトーナル岩質マグマが大量に形成されていることになる。一方、マントルのカンラン岩の溶融で形成されるのは玄武岩質マグマである。その矛盾を説明することが島弧の火成作用の重要課題となる（巽, 1995）。

それは次の仮説で説明されている。マントルで形成された玄武岩マグマが島弧の地殻下部にたまっていく。マグマの熱によって地殻が融けて流紋岩質マグマができ、玄武岩マグマと混合することで安山岩質を主とする多様なマグマができる。マグマだまりも、多様ではあるが平均的にはトーナル岩質の深成岩となる。

沈み込む海洋プレートに取り込まれた結晶水は、圧力に依存して脱水反応が起こる。そのため、ある一定の圧力（同じ深さ）になると、海洋プレートから一斉に脱水が起こる。もしある圧力範囲でいく種類かの脱水反応がおこれば、幅をもった火山の列ができることになる。その結果、マグマが形成される位置（海溝からの距離）が定まり、火山列ができ、火山帯となる。

これらの一連の火成作用を、沈み込み帯と関連させて統一的に説明しようとしたサブダクションファクトリー（subduction factory）というモデルが提案されている（巽, 2003；Tatsumi and Takahashi, 2006）。さらに、大陸地殻の平均値が島弧の安山岩組成（カルクアルカリ岩）と似ていることは、島弧が大陸地殻形成の場である可能性を示唆している。付加体は島弧形成だけではなく、大陸成長の重要な場であるとの認識が確立されてきた（例えば、Tatsumi and Stern, 2006 など）。

4 変成作用

島弧－海溝系の代表的な変成作用は、沈み込むプレートとマグマだまりの周辺の2ヶ所で起こる。変成作用とは、岩石が別の条件に置かれた時、その条件での安定状態（平衡状態）に変化することである。ただし、岩石は、融けることなく、固体同士の変化（流体は関与する）によるものをいう。

ある岩石に変成作用が起こるには、岩石が別の環境に移動するか、岩石のおかれている状態が

変化するかして、新たな平衡条件が出現しなければならない。島弧－海溝系において、前者は沈み込む海洋プレートにおいて、後者はマグマだまり周辺で起こる変成作用となる。

沈み込み帯では、海洋プレートが海底下から高温高压状態のマントルの中に入ることになる。沈み込むプレートは、深度に応じて高压の状態になっていくが、岩石類は比熱が大きいため温度への反応は遅い。そのため、沈み込むプレートでは、低温高压の条件での変成作用が起こることになる。沈み込む海洋プレートやそれに付随する岩石類が、圧力（深度）に応じて各種の変成作用を受けることになる。どこまで変成作用を被っているかは、どの深度まで沈み込みこんだか（どの程度の圧力）、どの程度その条件に置かれたか（どの程度の温度）、いつ上昇したか（平衡状態に達したか）によって、その変成作用の履歴が変わってくる。低温高压変成作用という条件は、沈み込み帯固有のものとなる。

一方、マグマだまりの周辺では、高温のマグマの上昇にともなって、その周囲の岩石が熱による変成作用を受ける。岩石のあった場所に変更はないため、圧力上昇はなく温度上昇のみによる高温変成作用となる。温度条件はマグマとの位置関係（近いか遠いか）による。変成される岩石も、周囲にあった岩石に依存するので多様である。岩石の温度が一定以上に高くなると融けはじめる。いったんマグマが形成されると物性が違うため、移動することも多い。変成岩だけが同じ場に留まることになる。そのため、高温変成岩は過去の地質環境を探るために重要な役割を果たすことになる。ただし、マグマは沈み込み帯だけでなく、さまざまな場所で発生するため、高温変成作用は島弧固有のものではない。

5 付加作用

島弧－海溝系で付加体は、主に海溝付近の堆積作用から、付加作用、変形・変成作用、付加作用が終わり付加体として定置するに至る地質過程によって形成される。海溝付近では、陸源碎屑性堆積物による正常堆積物や混濁流によるタービダイト、海洋プレート層序（後述）などが、付加体の主構成要素となる。それらを付加しながら独自の構造を形成していくことが付加作用である。また、海山・海洋島が沈み込み帯で改変されて付加していくことも起こる。

島弧には古い付加体が帯状に並列して存在することから、付加体が継続的に形成され続け、成長してきたと考えられる。最初は海洋に火山列島として誕生し、時間とともに付加体が増え続け成長して、島弧固有の火成作用や変成作用も加わり、幅の広い厚い地殻へと成長していく。

日本列島の海域（沿岸から海溝まで）の特性を記述することは、現在形成中の島弧の実態を明らかにすることになる。その実態は、過去の島弧を復元するための重要な手がかりとなる。逆に、過去の島弧の復元から得られた知見は、現在の島弧の理解に重要な役割をはたすことになる。

上述のように島弧から大陸への成長（サブダクションファクトリー）が本当に起こっているのであれば、島弧の成因を明らかにしていくことは、大陸形成という重要な地質過程をプレートテクトニクスにおいて解明することになる。

過去の付加体では、島弧－海溝系は激しい地質変動にさらされている場であるため、非常に複雑な変化、変質、変位などが起こり、初生情報がひどく擾乱されている。その解読のためにも、現在形成中の付加体における素過程の解明は重要な足がかりとなる。

IV 付加体の構成

付加体は、海洋プレートの構成物と、海溝付近で溜まった陸からの堆積物が、沈み込み帯で大陸プレート側に付加した地質体である。多様な起源の堆積物が混在することになる。以下では、付加体の構成要素についてまとめていく。

1 海洋プレート層序

もともとあった岩石の並びを「層序（stratigraphy, succession, sequenceなどの用語がある）」という。海洋プレートも含めて海底で形成されたものを「海洋プレート層序（oceanic plate stratigraphy）」あるいは「海洋底層序」という（Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; 脇田, 1997）。海洋プレート層序は、各地の海底のボーリングで、その存在は確認されている（例えば、木村, 2002など）。

海洋プレートの主体は、中央海嶺での火成作用で形成された岩石からできている。海洋プレートが形成され海底を移動していくと、その上に深海底での堆積作用が起こり、深海底堆積物（遠洋性堆積物）がたまる。海洋プレートが陸に近づいてくると、陸から由来した物質が加わり深海底の堆積物と陸源の堆積物の混合層ができる。さらに海洋プレートが陸に近づいてくると、陸源の堆積物の量が増え、やがて陸源碎屑物だけからできた堆積物が厚く重なる。海洋プレート層序は、海洋地殻とその上の深海底堆積物、海溝付近にもたらされた陸源物質から構成される。

海洋プレート層序を構成する岩石類は、全く違った起源をもったものが、一連の層序をもって積み重なっていることになる（図 4）。各地、各時代で同様の海洋プレート層序が存在することは、沈み込み帯で起こる作用の普遍性を反映したもので、そこに差異がみられるならば、付加体の個別の特徴を見出すことになる。次に、付加体を形成する過程において、海洋プレート層序が乱されていく付加作用が起こる。その乱され方も、規則性が見出されつつある（木村・木下, 2009）。

以下では、海洋地殻と海洋地殻に密接な関係があるオフィオライト、海山・海洋島の付加、深海底堆積物（遠洋性堆積物）、陸源碎屑性堆積物の特徴を示していく。

2 海洋地殻

海洋地殻の下部にはマントルがある。マントル内では、物性の不連続な境界があり、下位の流動性をもつマントルをアセノスフェア（asthenosphere, 岩流圏）、上位の剛性を持つマントルをリソスフェア（lithosphere, 岩圏）いう。アセノスフェアの最上部は一部溶融していて、流動性

海洋底拡大とプレートテクトニクスの出発点となった。

海嶺で形成された玄武岩は世界各地の海底から掘削され、その岩石の化学的性質は、非常に均質であることが知られている（Klein, 2003）。その理由は、海嶺で上昇してくるマントルの性質、溶融条件が限定され、そろっているためだと考えられる。海洋地殻の岩石の産状（岩脈群や枕状溶岩）や化学組成の特徴が明瞭であるため、付加体の中で擾乱された層序になっていても、識別可能となる。非常に有効な認識手段となる。ただし、現世の海洋底玄武岩も詳細に比較検討すると、化学的多様性が地域や海嶺ごとに認められる（佐藤ほか, 2008）。今後、付加体の海洋地殻における、より精度の高い海洋地殻の復元が必要になった時、海洋玄武岩の多様性の識別が有効になってくるであろう。

海洋プレートにおいて、カンラン岩には幾つかの起源があることがわかる。マグマを出していないマントルのカンラン岩、マグマを供給した残りのカンラン岩、マグマだまりの中で沈積した鉱物からできたカンラン岩などが形成される。同じカンラン岩ではあるが、その由来は違っている。その構造や化学的な性質は異なっているので識別可能であり、過去の海洋プレートの復元に役立つ。

3 過去の海洋プレート層序：オフィオライト

陸域でみられる海洋地殻の断片は、古くから特異な岩石群として記載されてきた。ただし、海洋地殻であるとは、必ずしも認識されてはいなかった。古くはアルプス地域で見られる緑色をした岩石類は、その特異性に注目されてきた（Brogniart, 1813）。

蛇紋岩と枕状溶岩、チャートの組み合わせを持つ岩石群がセットとしてよくみられることも知られていた（Steinmann, 1927）。蛇紋岩は、カンラン岩が変質してできたもので、場所によってはカンラン岩の場合もあった。それらは、発見者にちなんで“Steinmann's trinity”, あるいはオフィオライト（ophiolite）と呼ばれ、その起源や関連性には注目されていた。

オフィオライトの層序は乱れていることが多いが、岩石類がセットとして分布していること、周辺の岩石とは構造や特徴が全く異質であることなどから、周辺の岩石とは別の起源をもっていると考えられてきた。

海洋域の調査が進み、海洋地殻の構成や構成岩石の化学的特徴も明らかになってきた。化学組成による現在の火山岩類の類型分けに基づいて、過去のオフィオライトとの比較ができるようになってきた。その結果、オフィオライトが過去の海洋地殻、あるいは海洋プレート層序に対応することがわかってきた（Coleman, 1977）。

地域ごとのオフィオライトに関し、本当に典型的な海洋地殻だったのか、それとも海山や海洋島、縁海、未成熟な島弧なのかなどの議論が起こった（Miyashiro, 1975; Koide, 1986）。オフィオライトには、浅海で礁を形成していた石灰岩を伴い、化学組成の上でも明らかに海山・海洋島の特性をもつものも含まれている。現在では、付加体中のオフィオライトの多くは海洋地殻の断

片であるが、一部には海山・海洋島起源のもの（後述）、稀ではあるが他の成因（未成熟島弧など）のものがあることも判明してきた。今後も、断片化した玄武岩やオフィオライトの起源は、慎重に検討する必要がある。

オフィオライトには起源の多様性はあるが、その多くは海洋プレート層序が、沈み込み帯で付加体の一部となり、島弧地殻に組み入れられていると考えられている。現在では、海洋地殻が、どのようにして付加し島弧地殻にもたらされるのか、そのメカニズムに注目されている。

4 海山・海洋島の付加

付加体中の玄武岩類は、変質していることが多く、その化学組成も変質作用によってマグマ固有のものからは変化している。そのため変質で変化をしない化学組成や同位体組成などを用いるなど、慎重な取り扱いが必要となる（Koide, 1986；1993）。慎重な化学組成の取り扱いから、玄武岩の起源が、中央海嶺起源なのか、海山・海洋島起源なのかを見分けることができるようになってきた（例えばKoide and Sano, 1992など）。付加体中の玄武岩には、海山・海洋島起源のものが、ある程度の割合であることがわかってきた（Ishiwatari *et al.*, 1990）。

付加体にみられる海山・海洋島起源のものとして、造礁性生物の化石を含む石灰岩がよくみられる。造礁性生物は、熱帯から亜熱帯の浅海域で生息するものである。造礁性生物は、Copper (1988) によると、カンブリア紀の古盃類礁、デボン紀の層孔虫－四射サンゴ礁、ジュラ紀後期～白亜紀最前期の六射サンゴ－層孔虫礁、白亜紀後期の厚歯二枚貝礁、新第三紀～現在のサンゴ礁の5度にわたって大量発生していることがわかっている。なかでも、デボン紀後期（Givetian～Frasnian）、ジュラ紀後期（Oxfordian～Tithonian）、中新世中期が造礁活動が活発であったことが知られている（Kiessling, 2002）。付加体には、それらの繁栄時期を反映した、各時代の造礁性生物の石灰岩がみついている。

第一鹿島海山が、海溝付近で崩れながら、沈み込み帯に入ろうとしている実例が見つかっている（東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団編, 1985）。第一鹿島海山のように海洋プレートとともに沈み込み帯にたどりつき、崩れながら、付加体として取り込まれたものが、海山・海洋島起源の玄武岩や石灰岩となる。

5 深海底堆積物

海洋プレート形成直後、その最上部はむき出しの玄武岩である。海洋プレートとして中央海嶺から海底を移動していくにつれて、深海底堆積物がゆっくりと堆積していく。深海底堆積物は、チャート、石灰岩や粘土が主なものである。海水の酸化・還元状態によっては、鉄やマンガン鉱物が沈殿することもある。

深海底堆積物には、遠洋域の生物遺骸の起源と陸源碎屑物の起源に大別できる。生物起源堆積物は、表層（一部は海洋底）に生息するプランクトンの遺骸が沈降して深海底に堆積したもので

ある。生物遺骸起源の深海底堆積物をウーズ（ooze）とよび、石灰質のものを石灰質軟泥、珪質のものを珪質軟泥とよんでいる。石灰質軟泥が固結したものを遠洋深海性（あるいは深洋性）石灰岩といい、珪質軟泥が固結したものをチャートという。珪質軟泥と石灰質軟泥が混じった珪質・石灰質軟泥もあるが、主には珪質軟泥と石灰質軟泥が多い。

海面付近に生息する浮遊性プランクトンの死骸がマリンスノーとして定常的に降り積もってくる。プランクトンの死骸の多くは、底生のプランクトンが食べたり、腐敗でなくなっていく。有機物がなくなったとしても、石灰質や珪質の殻や骨格の一部は、海底で保存されることがある（Milliman, 1974）。珪質（珪酸、 SiO_2 ）の堆積物は、放散虫や珪藻、海綿動物が起源である。石灰質の堆積物は、炭酸カルシウム（ CaCO_3 ）の殻を持ったココリス（円石藻）、浮遊性有孔虫、翼足類、石灰藻類、紡錘虫などを起源としている。

炭酸塩鉱物の堆積物は、ある一定の深度になると溶融することが知られている。このような炭酸塩が溶融する深度を、炭酸塩補償深度（Carbonate Compensation Depth, CCDと略される）と呼ぶ。CCDは、海水のイオン濃度、温度や水圧によって変化する。太平洋の赤道付近では、4200～4500m、大西洋では5000m付近になる。高緯度になるとCCDは浅くなる。海洋プレート上の堆積物は、長期間深海底に置かれているため、石灰質軟泥は溶けてしまっていることが多い。付加体でみられる生物起源の深海底堆積物は、CCDがあるためチャートが圧倒的に多い。

表 1 深海底堆積物の堆積速度

堆積物	海域	mm / 1000年
石灰質軟泥	北大西洋（40－50° N）	35－60
	北大西洋（5－20° N）	40－14
	赤道大西洋	20－40
	カリブ海	～28
	赤道太平洋	5－18
	東赤道太平洋	～30
	東太平洋海膨（0－20° S）	20－40
	東太平洋海膨（～30° S）	3－10
	東太平洋海膨（40－50° S）	10－60
珪質軟泥	赤道太平洋	2－5
	南氷洋（インド洋）	2－10
	北大西洋および赤道大西洋	2－7
赤色粘土	南大西洋	2－3
	北太平洋北部（泥質）	10－15
	中央北太平洋	1－2
	熱帯北太平洋	0－1
陸源泥	カリフォルニア境界地域	50－2000
	Ceara 深海平原	200

データはBerger（1974）による。

海嶺から海溝まで移動する距離が長くなるほど、深海底堆積物の量は多くなっていく。しかし、その堆積スピードは、1000年で数mmから60mm程度で非常にゆっくりとしたものである（表1）。ちなみに、陸源堆積物の堆積スピードは、深海底でも1000年で200mm、陸に近い深海底のカリフォルニア沖では2mに達するところもある。深海底堆積物の堆積速度は遅いが、数百万年以上の長期におよぶプレート移動があるため、厚い深海堆積物が形成されることになる。

量は少ないが、海洋域にも陸源の物質が堆積することがある。遠方から海流、風によって火山灰や風生ダスト（石英粒や粘土）などが、浮遊もしくは飛来してきたもので、非常に細粒で、堆

積物の分類でいえば粘土サイズ（粒径4 μm 以下）の粒子からなる。深海粘土、もしくは赤色や褐色などを呈することから赤色粘土とも呼ばれる。

赤色粘土は、粘土鉱物、岩石起源の結晶片、自生鉱物などからなる。粘土鉱物はモンモリロナイトとイライトなどで、結晶片は長石、輝石、石英などである。稀ではあるが、粗粒シルト程度の火山碎屑物、生物片、マンガン鉄団塊、自生鉱物などの粒子を含むこともある。

通常、遠洋域では、陸源物質の供給量が少ないため、深海底堆積物中では目立たない。ただし、プランクトンの堆積が途絶えた時、陸源の物質による薄い層を形成することがある。プランクトンが堆積しない時期が頻繁にあったようで、深海粘土が頻繁に挟まれる。それらが固まると、薄い粘土で境された層状のチャートが形成される。沈み込み帯で付加体に取り込まれるチャートの大部分は、層状になっている。

海洋プレートが海溝に近づくにつれて、陸源の堆積物が混入するようになってくる。そのような堆積物は、珪質（チャート質）でありながら陸源の泥質物質が混じり、珪質泥岩となる。地域によっては、珪質泥岩を砥石として利用してきた（京都の鳴滝、梅ヶ畑、愛宕山月輪寺、越畑など）。これらの砥石の原石となったことから、砥石型珪質頁岩とも呼ばれることがある（井本ほか、1989）。珪質泥岩は、形成場が遠洋と大陸斜面の中間に当ることから、半遠洋性堆積物と呼ばれる。

深海底堆積物や半深海底堆積物から産する化石によって年代を決めることができれば、どれくらいの期間、海底を移動し、いつ海溝近く達したのかを読み取ることができる。それは、付加体の形成史や新旧の付加体が連なる島弧の形成史を解明することにもなる。

6 陸源碎屑性堆積物

陸源碎屑性堆積物とは、陸地の岩石が、風化・浸食によって碎屑され、河川で河口に運ばれ、大陸棚域に堆積したものである。付加体の構成物になるためには、混濁流によって海溝付近まで移動しなければならない。

混濁流は、堆積物と水の混じった粘性が小さく密度の大きい流れとなる。いったん混濁流ができると、自重(重力)によって傾斜があるかぎり長距離を移動することになる。混濁流の細粒相は、海溝を越えて深海平原まで達することもある。ただし、傾斜が緩くなったり移動距離がのびるにつれて、混濁流内の碎屑物の大きいものは沈殿していき、細粒のものが主体になっていく。混濁流による堆積物は、タービダイト (turbidite) と呼ばれる。

一つの混濁流によってできたタービダイトでも、場所によって堆積相（構成岩石やその量比、内部構造など）には変化がみられる。一枚のタービダイト層であっても、見る場所によって堆積相が変わっていくことになる。地層の中の構造は、ひとつとして同じものはない。しかし、混濁流という同一のメカニズムによって形成されたので、類似性のある堆積構造をもつことも確かである。タービダイトの一般化された堆積層序を、提唱者の名前にちなんでブーマシーケンス

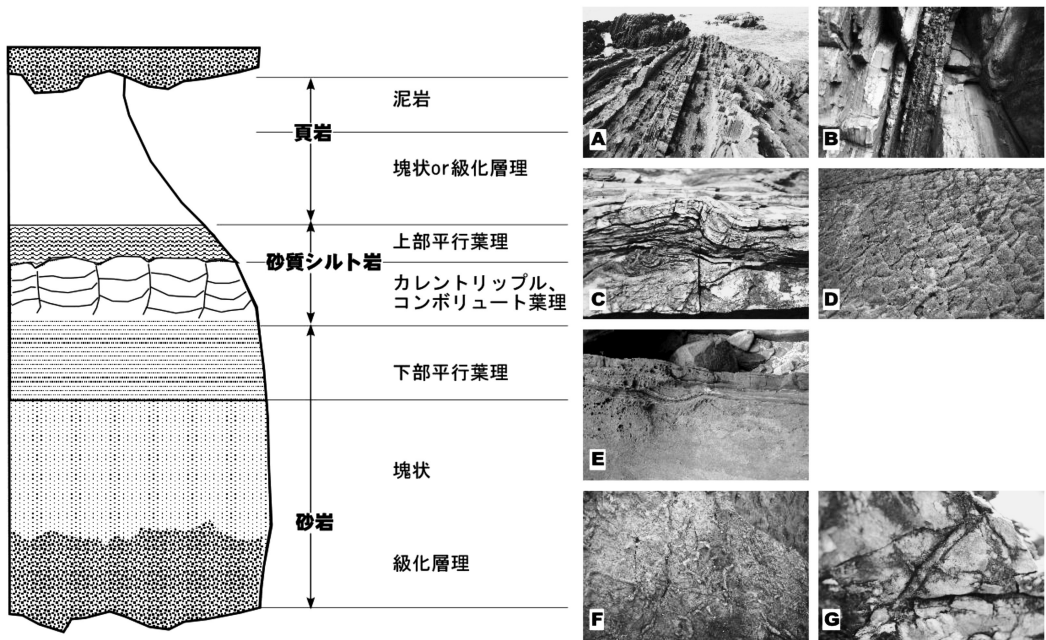


図5 ブーマシーケンス説

ブーマシーケンスの特徴を模式的柱状図と構成岩石、岩石内の構造、代表的な産状写真を示した。写真A：級化層理のある泥岩の優勢な砂岩泥岩互層（高知県室戸市崎山行当岬）。写真B：平行葉理をもつ砂質シルト岩（徳島県海部郡美波町）。写真C：コンボリュート葉理（高知県室戸市平尾）。写真D：カレントリップル（徳島県海部郡海陽町穴喰浦）。写真E：塊状砂岩から平行葉理をもつ砂岩（高知県室戸市平尾）。写真F：底痕（底棲動物の遺跡）（高知県室戸市崎山行当岬）。写真G：底痕（底棲動物の巣穴）（高知県室戸市崎山行当岬）。

(Bouma sequence) と呼ぶ (Bouma, 1962)。

ブーマシーケンスは一般的には図5のような構成を持つと考えられている。完全なブーマシーケンスはそれほど多くなく、どれかが欠けていたり、一部分だけからなることも多い。しかし、個々のタービダイトの堆積物は、ブーマシーケンスのどこかに対応していると考えられる。

混濁流は下部の堆積物をけずりとすることがあり、層序のすべてが保存されるとは限らず、地層境界は必ずしも平らな地層面になるわけでもない。

ブーマシーケンスを構成する単層の厚さもさまざまである。しかし、岩相でみると、下位から、砂岩、砂質シルト岩、頁岩と細粒化していき、砂岩から泥岩へという変化を繰り返して互層となることが多い。タービダイト層に見られる互層の構造は、砂岩の占める割合によって、砂岩ばかりの厚い砂岩を塊状（厚層）砂岩、砂岩に少しの泥岩が混じって層状にみえる成層砂岩、砂岩と泥岩の繰り返す砂岩泥岩互層に分けられる。

内部構造をみると、砂岩内では、粗粒相からはじまる級化層理から塊状の砂岩になり、（下部）平行葉理へと変わっていく。砂質シルト岩内ではカレントリップルあるいはコンボリュート葉理から上部平行葉理となる。頁岩では、塊状もしくは級化層理から泥岩へと変化していく。ブーマ

シーケンスの中の堆積構造の形成メカニズムはかなり解明されていて、流速、粒径、粘性抵抗、乱流などの影響を受けることが明らかになっている (Fritz and Moore, 1988など)。

級化層理は、堆積物の粒度が下位に粗粒、上位に細粒のものがたまっている構造である。平行葉理は、葉理 (層理) が平行なもので、いろいろな葉理があるため、その形状によって、コンボリュート葉理、斜交葉理、波状葉理、ハンモッキー葉理、プラナー葉理、凹型斜交葉理、トラフ型斜交葉理などがある。カレントリップル (current ripple) やウェーブリップル (wave ripple)、リップルマーク (ripple mark) は、流れによって形成される漣痕である。底痕 (sole mark) は、砂岩層の底面にみられるもので、水流による流痕 (current mark)、堆積後に荷重による荷重痕 (load cast)、生物活動によってできた生痕 (trace fossil) などがある。

付加体の堆積物は、海溝付近に混濁流によって運ばれたタービダイトである。層序を残しているタービダイトは、正常堆積物、整然層やコヒーレント (coherent) 層と呼ばれる。一方、付加体の内部では、整然層が構造的に変形作用をうけ、複雑な褶曲をしたり、断層によって切られた堆積相へと変わる。激しく変形したものはメランジュと呼ばれ、層序を復元できなくなっている。付加体では、堆積物は、正常堆積物から構造的に組み替えられた付加体堆積物やメランジュまで、多様なものが形成されることになる。ブーマーシーケンスでみられる典型的な堆積構造の認知は、堆積過程、堆積環境、堆積物の供給地 (後背地という) などを復元し、メランジュは付加体の変形機構を復元するのに重要な情報となる。

V さいごに

付加体は、海洋プレートが沈み込んでいる場で形成されるものである。現在進行している地質状況を解明するだけでなく、過去の地質体中に付加体が認識されれば、かつての沈み込み帯であることを認定でき、現世の付加体の特性に基づき読み解くことができる。一方、海溝から地下深部にかけて形成されている付加体は、地下の直接見えないところで起こっている作用である。したがって過去の付加体の解明は、現在の付加体あるいは沈み込み帯の解明にもつながる。かつては、陸地の付加体の研究が先行していたが、現在では海底の付加体の研究も進み、相補的に進むようになってきた。ただし、その全貌が解明されているわけではない。

付加体形成が継続すると、古い付加体が陸側に押しやられていき、やがては陸地の島弧の一部になっていく。長年付加体の形成が継続すると、島弧は成熟したものとなっていく。沈み込み帯に関連した島弧固有の一連の地質学的活動は、サブダクションファクトリーと呼ばれ、大陸の形成と密接に関連している可能性が指摘されている。もし島弧から大陸への成長の因果関係が証明されれば、島弧の地質学的活動の解明が、大陸の起源と成長を解き明かすことになる。

以上のように付加体は、今後も第一級の地質学的課題となるであろう。現在形成中の付加体での海洋調査船「ちきゅう」を活用した最先端の大型共同研究、また日本という地の利を活かした

地道な過去の付加体の野外調査が、研究の両輪となるであろう。

文 献

- 芦寿一郎・岡村行信・倉本真一・徳山英一, 1999. 「南海トラフとその陸側斜面の地質構造－付加プリズム・前弧海盆の構造発達－」『地質ニュース』514, 17－24.
- Berger, W. H., 1974. Deep-sea sedimentation. Eds., Burk, C. A. and Drake, C. L., *Geology of Continental Margins*, 213 p.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, 168 p.
- Brogniart, A., 1813. Essai de classification mineralogique des roches melanges, *Journal des Mines*, v. XXXIV, 190－199.
- 地質調査所, 1992. 「100万分の1日本地質図第3版」地質調査所.
- Coleman, R. G., 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer Verlag, 229 p.
- Copper, P., 1988. Ecological succession in Phanerozoic reef ecosystems: is it real Palaios, 3, 136－151.
- Cowan, D. S., 1974. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1623－1634.
- Dewey, J. F. and Bird, J. M., 1970. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics* 10, 625－638.
- Dick, H. J. B., Natland, J. H. and Ildfense, B. T., 2006. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle. *Oceanography* 19, 4, 72－80.
- Dickinson, W. R., 1971. Plate tectonic models for orogeny at continental margins. *Nature*, 232, 41－42.
- Dickinson, W. R., 1973. Width of modern arc-trench gaps proportional of past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *J. Geophys. Res.*, 78, 3376－3389.
- Fritz, W. J. and Moore, J. N., 1988. Basic of physical stratigraphy and sedimentology. 原田憲一訳 1999.『層序学と堆積学の基礎』愛智出版, 386 p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野実・石田志朗, 1989. 「京都西北部の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)」地質調査所 84 p.
- Ishiwatari, A., Ikeda, Y. and Koide, Y., 1990. The Yakuno Ophiolite, Japan: Fragments of Permian island arc and marginal sea basin crust with a hot spot. *Proceedings of Ophiolite and Oceanic Lithosphere*, Cyprus, Geological Survey Department. 497－506.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F., 1990. Accreted oceanic materials of Japan. *Tectonophysics*, 181, 179－205.
- 勘米良亀齡, 1976. 「過去と現在の地向斜性堆積体の対応」『科学』, 46, 284－291, 371－378.
- 鹿野和彦・栗本史雄・脇田浩二・柳沢幸夫・牧本博・滝沢文教・久保和也・三村弘二・加藤碩一, 1995. 「100万分の1日本地質図第3版CD-ROM版」地質解説」『地質ニュース』493, 17－25.
- Karig, D. E., 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2, 51－75.
- Karig, D. E. and Sharman, G. F., 1975. Subduction and accretion in trenches. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 377－389.
- Kawakatsu, H., Kumar, P., Takei, Y., Shinohara, M., Kanazawa, T., Araki, E. and Suyehiro, K., 2009. Seismic Evidence for Sharp Lithosphere-Asthenosphere Boundaries of Oceanic Plates. *Science*, 324, 499－502.
- 川村喜一郎, 2010. 「有人潜水調査船しんかい6500 によって明らかになった釧路海底谷西壁の地質構造」『地質調査研究報告』61, 3/4, 137－145.
- Kiessling, W., 2002. Secular variations in the Phanerozoic reef ecosystem. *Soc. Econ. Paleontology Mineral. Spec. Publ.*, 72, 625－690.
- 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 271 p.
- 木村学・木下正高編, 2009.『付加体と巨大地震発生帯－南海地震の解明に向けて』東京大学出版会 281 p.

- Klein, E. M., 2003. Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. Rudnick, R. L., Ed. Treatise on Geochemistry. Volume 3. Elsevier, 433–463.
- Klein, E. M., 2006. Geochemistry of the igneous oceanic crust. Holland, H. D. and Turekin, K. K. ed. Treatise on Geochemistry Elsevier 433–463.
- Kobayashi, K., 2002. Tectonic significance of the cold seepage zones in the eastern Nankai accretionary wedge? an outcome of the 15 years' KAIKO projects. Marine Geology, 187, 3–30.
- Koide, Y., 1986. Origin of the Ibara metabasalt from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 92, 329–348.
- Koide, Y., 1993. Magma mixing in the ophiolite: in the case of Ibara ophiolite, Southwest Japan. Bull. Kanagawa Prefectural Museum (Nat. Sci.), 22, 1–23.
- 小出良幸, 2007. 「地質学的时间変遷の解説法: 地層のまるごと記載による手法開発」『札幌学院大学社会情報学部紀要社会情報』17, 1, 1–16.
- Koide, Y. and Sano, S., 1992. Origins of ophiolites from Maizuru Tectonic belt, Southwest Japan. Bull. Kanagawa Prefectural Museum (Nat. Sci.), 20, 1–20.
- Kumazawa, M. and Maruyama, S., 1994. Whole earth tectonics. Jour. Geol. Soc. Japan, 100, 181–102.
- 久野久, 1954. 『火山および火山岩 岩波書店 315 p.』
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. Jour. Geol. Soc. Japan, 100, 124–49.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction. Tectonics, 10, 475–499.
- Milliman, J. D., 1974. Marine Carbonate, Recent Sedimentary Carbonates, part 1. Springer-Verlag, 675 p.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. Jour. Petrol., 2, 233–311.
- Miyashiro, A., 1975. Classification, Characteristics, and Origin of Ophiolites. The Journal of Geology 83, 2, 249–281.
- 都城秋穂, 1998. 『科学革命とは何か』岩波書店, 331+16 p.
- 小川勇二郎, 2010. 「付加体形成をめぐる諸問題－未解決の問題と重力の役割－」『地学雑誌』119, 1, 153–173.
- 小川勇二郎・久保健一郎, 2005. 『付加体地質学 フィールドジオロジー 5』共立出版 160 p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005. 「20万分の1日本シームレス地質図」<http://riodb02.ibase.aist.go.jp/db084/index.html> (2012.7.11閲覧)
- 佐藤暢・熊谷英憲・根尾夏紀・中村謙太郎, 2008. 「中央海嶺玄武岩の化学組成の多様性とその成因」『地学雑誌』117, 1, 124–145.
- Stein, C. A. and Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. Nature, 359, 123–129.
- Steinmann, G., 1927. Die ophiolitischen zonen in den mediterranen Kettengebirgen, translated and reprinted by Bernoulli and Friedman, in Dilek and Newcomb, editors, Ophiolite Concept and the Evolution of Geologic Thought, Geological Society of America Special Publication 373, 77–91.
- Sugimura, A. and Uyeda, S., 1973. Island Arcs: Japan and its environments. Elsevier, 217 p.
- 巽好幸, 1995. 『沈み込み帯のマグマ－全マントルダイナミックスに向けて』東大出版 186 p.
- 巽好幸, 2003. 『安山岩と大陸の起源－ローカルからグローバルへ』東大出版 213 p.
- Tatsumi, Y. and Stern, R. J., 2006. Manufacturing Continental Crust in Factory. Oceanography 19, 4, 104–112.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T., 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. Jour. Mineral. Petrol. Sci., 101, 145–153 IMA 2006 Issue 1.
- 東海大学海洋学部第一鹿島海山調査団編, 1985. 『第一鹿島海山』東海大出版会 174 p.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-opening and mode of subduction. Jour. Geophys. Res. 84, 1049–1061.
- Vine, F. J. and Matthews, D. H., 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges, Nature, 199, 947–949.
- 和達清夫, 1927. 「深層地震の存在と其の研究」『気象集誌』2, 5, 119–145.

和達清夫, 1928a, 「深層地震の存在と其の研究(その二)」『気象集誌』 2, 6, 192－216.

和達清夫, 1928b, 「深層地震の存在と其の研究(その三)」『気象集誌』, 2, 6, 226－248.

脇田浩二, 1997, 「付加体と海洋プレート層序」『地球科学』51, 300－301.

Wiseman, J. D. H. and Ovey, C. D., 1953. Definitions of features on the deep-sea floor. Deep Sea Research 1, 1, 11－16.

Geological Significances and Constituents of Accretion Wedge in Island arcs

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Accretion wedge is the geological body formed around the trench subducted an oceanic plate. The processes of sedimentation, magmatism, metamorphism and accretion occur in island arc - trench system. Many of their geological characters are original and unique. The accretion wedge plays an important role of not only revealing island arc - trench system, but also growing to continent from island arc.

Keywords: accretionary wedge, island arc - trench system, oceanic plate stratigraphy, ophiolite

（こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科）