

Photographic Atlas of an Accretionary Prism
-Geologic Structures of the Shimanto Belt, Japan-

付加体の地質構造

—四万十帯の写真アトラス—

平 朝 彦

Timothy Byrne

芦 寿 一 郎

東京大学出版会

1992

1 はじめに

1-1 本アトラスの目的

西南日本には、プレート沈み込みに伴い形成された種々の岩石が分布しており、それらは、世界でも最も詳しく調査されている地質体の一つとなっている。過去数十年にわたり、日本のみならず諸外国の研究者も加わり研究が続けられた結果、西南日本は過去1~2億年間に何千キロもの長さの海洋プレートが沈み込み、その結果として大陸地殻が形成されてきたことがわかった。特に白亜紀から第三紀にかけて作られた四万十帯は、代表的な付加体（海洋プレート沈み込みに伴い、堆積物などが陸側に付け加わった地質体を指す。断面の形状から付加プリズムともいう。本解説文では日本でよく用いられる『付加体』を使用する）であり、研究のフィールドとして最適である。というのも、四万十帯は変成作用や変形の程度の変化が大きく、さらに四国では海岸線や河谷沿いに、よい露出が認められるからである。

本アトラスにおいて、我々は四万十帯の形成史について、写真（露頭から顕微鏡スケールを含む）、スケッチ、地質図を用いて解説することを試みた。本アトラスは、日本列島のような大陸縁辺域が、どのようにして進化してきたのかについての基本的な考え方を示すとともに、さらに将来のより詳細な研究のための基礎を提供することを目的とする。本アトラスは、さらに付加体研究の一般的な入門書としての役割と、初学者（学生諸君など）にとっては、堆積学、構造地質学、テクトニクスの学習のためにも役立つであろう。写真や地質図の地域全体の中での位置づけを明確にするため、我々は西南日本の地質概説も解説に含めた。写真の大部分は、著者らによって過去15年間にわたり集められたものである。

最後の二章では、時代の若い付加体、三浦・房総半島の鮮新世・中新世の地層および南海トラフ付加体を扱った。これら二章は、四万十帯の章を補足するとともに、過去の付加体と現在進行中のプロセスをつなげる役割を果たしている。

1-2 本アトラスの読み方

本アトラスは、本文、図、写真よりなっており、図、写真は本文中に適宜引用されている。写真は、本文の流れに沿って配列しており、本文あるいは写真の説明によって、写真の意味する所を解説できるよう配慮してある。また写真中には、説明の位置を矢印で示しているものもある。

2 西南日本の地質とテクトニクス

2-1 西南日本の地質

現在、日本周辺のテクトニクスには3つのプレート境界が関与している（図1, 2）。このうち2つは明瞭で、南海トラ

フにはフィリピン海プレートが、日本海溝には太平洋プレートがそれぞれ沈み込んでいる。第3番目の境界は日本海の東側（北海道、東北日本の西岸沖）の衝上断層帯を通り、糸魚川・静岡構造線に続くものであり、同様の境界が中央北海道にも推定されている。これらは、ユーラシアプレートと北米プレートの境界、あるいはユーラシアプレートの内部変形帯と考えられる。

西南日本の地質の発達史は、主として古生代後期以降の深海堆積物、海山や海洋地殻などを構成する岩石の付加・上昇によるものである。しかし、一部には古い大陸の断片と思われる岩石も存在する（中部地方北部の飛驒帯）（図2）。飛驒帯は、石英・長石質片麻岩や片岩からなり、岩石の放射年代は4億~1.5億年を示す（中には10億年以上前の先カンブリア時代を示すものもある）。

大陸起源の飛驒帯は構造的に蛇紋岩マトリックス（基質：種々の岩石塊のまわりを埋めている物質）のメランジュ（メランジュとは種々の岩石の混合・混在した岩相を指す）帯（飛驒外縁帯）（図2, 3）の上に位置する。飛驒外縁帯は各種の岩石の巨大な岩体を含んでいるが、その多くはトリアス紀よりは古い（三郡変成帯、舞鶴帯、秋吉帯などは、飛驒外縁帯と同様な地質体の一部とも考えられる）。同様な岩石群は、クリッペ（衝上断層により移動してきた根なし岩体）あるいは横ずれ断層帯中の岩体として四国中央部にも露出し、これらは黒瀬川構造帯とよばれている。黒瀬川構造帯はシルル紀からデボン紀にかけての石灰岩や植物化石を産する頁岩、花崗岩、角閃岩さらに石炭紀の石灰岩や浅海性の砂岩、藍閃石片岩、トリアス紀の浅海性砂岩など実に様々な時代と起源の岩石群の混合体からなる。

これらのペルム紀からトリアス紀にかけての岩石群の構造的な下位には、岩石の種類や変成度において、より均質なジュラ紀付加体が存在している。ジュラ紀付加体は、本州では美濃・丹波帯により代表され、四国では秩父、三宝山帯により代表される（図3）。しかし、白亜紀後期に左横ずれの活動を起こした中央構造線を挟んで、これらの地帯の対比はかならずしも明らかではない。これらのジュラ紀付加体は、海山の岩石（枕状溶岩や礁性石灰岩）、赤色~緑色の層状チャート、遠洋性泥岩や半遠洋性泥岩および碎屑性海溝充填堆積物からなり、しばしばメランジュの産状を示す（写真2-1-1, 2-1-2）。ジュラ紀付加体は、海洋地殻上の堆積層から海溝にかけての層序やデュプレックス構造（上下を衝上断層によって境された覆瓦構造）がよく保存され、世界的にみても最も代表的な付加体の一つである。

ジュラ紀付加体と若い白亜紀から第三紀の付加体（四万十帯）との関係はまだ未解決である。多くの学者は、それが衝上断層によって境されていると考えているが、どの部分が構造的に上位なのかははっきりしない。事実、構造的な重なり

順序は逆転しており、一番若いユニットが下位にアンダースラストされている可能性が指摘されている。現在最も簡単な解釈は、古い付加体、たとえば秩父帯、黒瀬川帯、三宝山帯が、白亜紀の三波川帯、四万十帯の上のクリッペであるということである(図3)。この解釈の示すところは、部分的には構造的に一番上位にあると思われるジュラ紀付加体が、本州に分布するジュラ紀付加体と非常に似ているということ、そして紀伊半島に分布するジュラ紀の付加体が三波川帯や四万十帯の上に載っているということによるものである(図4参照)。

最後に、最近の研究の中で最も重要な結果というのは、微化石を用いた化石層序学の応用によって沈み込んだ海洋底の年代差が、中生代から新生代にかけて徐々に若くなっていることがはっきり証明されたことである(図5)。これらのデータは海洋底の拡大軸(中央海嶺)が、日本の大陸縁辺に徐々に近づいてきたということを示している。しかし現在まで、実際に活動的な拡大軸が日本列島下に沈み込んだのかどうかについての、直接的なあるいは明瞭な証拠はまだ充分ではない。

四万十帯を含む白亜紀後期の岩石の西南日本に於ける分布は、図2, 3, 4の地質図と地質断面図に示されている。白亜紀後期の岩石は、二つの帯に分類されている。内帯に分布する白亜紀後期の火山岩・深成岩類と、本アトラスで扱う外帯に分布する付加体の岩石である。

内帯に分布する岩石は、約8000万年前に噴出したり貫入した火山岩・深成岩を主体とし、年代は西から東へと若くなる傾向を示す。それらはカルデラを形成していた流紋岩質の火山噴出物が多く、さらに花崗閃緑岩をとまなうことから同時期に爆発的な火山マグマ活動が大変活発であったことを示している。火山噴出物は、しばしば湖成堆積物と互層しており陸成の堆積環境を示している。

さらに広い範囲にわたって見てみると、この火山岩・深成岩帯は南中国から日本を通り、さらに沿海州(シコテアリン)に続く当時のアジア大陸縁辺の火山帯の一部である。従って、この火山帯は、現在の南アメリカアンデス火山帯に匹敵する大規模な火山弧であった。

白亜紀後期の陸成から浅海成の堆積物がこの火山帯の海側に存在している。この地層群は、古い付加体の堆積物の上に構造的あるいは堆積的に重なっている。このような地層群の一つに和泉層群があり、中央構造線に沿って細長く分布しているのが際立っている。和泉層群は、浅海成の礫岩から比較的深海のタービダイト(乱泥流堆積物)から成る厚い地層で(写真 2-1-3)、中央構造線の左横ずれ運動にともなって堆積盆地ができたということが種々の証拠により示されている。この堆積盆地は白亜紀後期の斜め沈み込み運動によって引き起こされた左横ずれ運動の結果である(図6参照)。

白亜系四万十帯の内側に存在する火山岩・深成岩帯は、古第三紀になってその活動がやや減少するものの古第三紀まで引き続いて活動した。第三紀の始めの火山活動帯は白亜紀ほどは広がっておらず、その活動の中心はより日本海側へ移動した。

白亜紀から古第三紀にかけてのプレートの沈み込みと付加体の形成にひき続き、第三紀の終り頃には次の出来事が起こった。(1)伊豆・小笠原島弧の東側への移動と漸新世から中新世にかけての四国海盆の拡大；(2)西南日本の時計回り、そして東北日本の反時計回り回転による日本海の急速な拡大；(3)おそらく活動的な拡大軸をともなった四国海盆の若い海洋リソスフェアの沈み込み；そして(4)本州に対する伊豆・小笠原島弧の衝突(図6参照)。最後のイベントである伊豆・小笠原島弧と日本列島との衝突は、現在の日本列島のテクトニクスに大きな影響を与えている。衝突帯近くでの山脈の上昇と侵食(中部日本山岳地帯)は、南海トラフに多量の堆積物を供給している。この堆積物はさらに南海トラフにおいて付加体となり、西南日本の海側の部分を形成し、世界でも最もよく研究された碎屑性堆積物からなる付加体を構成している。

2-2 四万十帯の地質

四万十帯は岩石の種類や化石層序学からみて二つの岩相に分けられている(図3, 4, 7)。これら二つの帯、白亜系四万十帯(北帯)と第三系四万十帯(南帯)の堆積学的、あるいは構造地質学的な特徴については、以下にそれぞれ述べることにする。

2-2-1 白亜系四万十帯

白亜系四万十帯(北帯)はさらに二つの亜帯に区分される。北に分布する前期から中期白亜紀のユニットと、南に分布する白亜紀後期のユニットである(Taira et al., 1980)。北の亜帯はネオコミアンからセノマニアンの碎屑性堆積物を中心に構成され、玄武岩や放散虫チャートをあまり含んでいない。またこの帯は変形の程度が弱く、南のユニットに多くみられるメランジュが少ない。全体としては、同傾斜の褶曲帯を成している。碎屑性堆積物の堆積環境は、ネオコミアンの浅海成の岩相からセノマニアン深海成のタービダイト(乱泥流堆積物)へ変化している。遠洋性の堆積物(たとえばチャート)や海洋底地殻の断片(たとえば玄武岩)が見当たらないことは、この亜帯が海溝で堆積したものでないことを示している。おそらく、この亜帯は横ずれ大陸縁で堆積したものが後の白亜紀後期の沈み込みによって付加されたものであると考えられる。

白亜紀後期の四万十帯は多量の碎屑性堆積物(砂泥互層)を含んでいるが、さらにいくつかの局所的な強変形帯が認め

られる(すなわち構造性メランジュ)。メランジュ帯は海洋性の玄武岩、それから遠洋性の堆積物を典型的に含んでいる。砂泥互層帯とメランジュ帯は両者共に低度の変成作用を受けている(主として沸石相)。白亜紀四万十帯の南部の砂泥互層帯とメランジュ帯の時代とその地質構造、意義などについてはさらに次の章でそれぞれ詳しく述べる。

砂泥互層 (フリッシュ)

砂泥互層は、砂岩と頁岩(泥岩)の繰り返しからなり、場所により礫岩や多色頁岩を含む。砂泥互層中の泥岩から取り出された化石(主に放散虫)は、これらの地層がコニアシアンからカンパニアン(主体はカンパニアン)に属するものであることを示している。砂泥互層中から産する生痕化石は、大部分が *Chondrites*, *Nereites*, *Helminthopsis* などからなり、深海成の堆積環境を意味している(Katto, 1969)。古地磁気学的な研究は、砂泥互層が現在とほぼ変わらない古緯度で堆積したことを示している。最後に、堆積岩岩石学的な研究は砂岩や礫岩が酸性あるいは中性の火山岩・深成岩地帯から供給されたものであることを示し、それは前述の白亜紀の火山弧であることが示される。

砂泥互層中に局所的に分布する多色頁岩層は放散虫を豊富に産するが、それらはより若い時代のマストリヒティアンであることが多い。このことは、碎屑性堆積物から成る砂泥互層の上位に多色頁岩(半遠洋性堆積物)が堆積したことを示している。すなわち多色頁岩は陸側斜面堆積物であると考えられる。多分これらの多色頁岩は付加された砂泥互層の上部にゆっくり降り積もった堆積物であろう。

砂泥互層の堆積相は、それらが二つの第一級のサイクルといくつかの第二級のサイクルから成り立っていることを示している。まず第一級の二つの岩相サイクルは；(1)砂泥互層ユニット下部の上方粗粒化サイクル、(2)ユニット上部の上方細粒化サイクルである。最初の下部サイクルは海溝の外側から海溝中軸へかけてのタービダイト(乱泥流堆積物)の変化を示しており、上部の堆積サイクルは海溝底から陸側斜面へかけての堆積環境の変化を示している。そして、第二級のサイクルは、下部の上方粗粒化サイクル中に典型的にみられ、それ自体はいくつかの上方細粒化のサイクルから成り立っている。これらのサイクルは、乱泥流チャンネルの移動にともなったチャンネル軸から氾濫原への堆積相の変化を示しているのであろう。

砂泥互層は同単一傾斜を示すパッケージの繰り返しからなり、それらは同斜褶曲あるいは南方への移動方向をもつ衝上断層によって区切られている。このパッケージあるいは衝上断層で区切られた地層単元は、500~1500 m 位の厚さを持ち、主に北への急傾斜をなし、堆積構造は北上位であることを示している。露頭スケールの褶曲はこれらのパッケージが

北方へアンダースラストしたことを示している。衝上断層帯はまた地域的な広がりをもつメランジュ帯によって構成されている。これについては以下に述べる。全体としてこれらのデータから、砂泥互層は海溝あるいは海溝近辺での堆積物であることが示唆される。

メランジュ帯

メランジュ帯は、四万十帯の起源を理解する上での鍵である。これらは日本を理解する上での“ロゼッタストーン”とも言える。メランジュは、強く変形した泥質のマトリックスから成り、その中にいろいろなサイズや形の岩石の断片を含んでいる。これらの断片は、砂岩、枕状玄武岩溶岩、チャート、多色頁岩、それから量は少ないが石灰岩などから成る。メランジュの中には、このように様々な形やサイズの岩石が含まれるが、それらの断面を観察すると、一定な非対称性を保っているのに気がつく。このことについては後に述べる。

全体としてみると、メランジュ帯は砂泥互層(図7)に挟まれたいくつかの帯状構造をなす。一つのメランジュ帯の南側の境界は、しばしば明瞭な逆断層境界をもち、北側の境界では砂泥互層の変形帯やいわゆるブロークンフォーメーションと呼ばれるもの(破碎の程度の進んだ砂泥互層)へと漸移することがある。

白亜系メランジュ帯の様々な岩石の種類について、微化石を用いた時代決定を行なうと、非常に規則性のあるパターンが存在することがわかる(図8)。たとえば、ナンノ化石を含む石灰岩や放散虫チャートの一部は、ヴァランギニアン(約13000万年前)からセノマニアン(約1億年前)の時代を示し、多色頁岩はコニアシアンからサントニアン(約9000万年前)、そして泥質のメランジュマトリックスはカンパニアン(約7000万年前)を示す。従って、これらの古い岩体は、メランジュのマトリックスを作っている部分と、約7000万年前に混合したことがわかる。

メランジュの古地磁気学的な研究によると、ヴァランギニアンの時代を示す枕状溶岩や、ナンノ化石を含む石灰岩はほぼ赤道域で形成されたものであり、一方カンパニアンの時代の砂泥互層は、現在の緯度(北緯 30°)で形成されたものである(図8)。従ってこれらのデータは、ヴァランギニアンの海洋地殻や堆積物は赤道域で形成され、それから北へ向かって少なくとも 3000 km 移動し、カンパニアンの時代に当時の日本の縁辺で沈み込んだことになる。全体として白亜紀のメランジュや砂泥互層は、付加された海洋底堆積物の層序を世界でも最もよく保存していることがわかった。付加の過程においてこの海洋底層序は、覆瓦構造をなし、構造的に混合して現在のメランジュを作ったと考えられる(図9)。

最後に、後に述べるとおりメランジュマトリックスは、規則的な変形の構造を示している(図10)。これらの変形の構造

は、レンズ状のブロックと鱗片状の面構造をもつマトリックスから成る。特に、これらの構造はしばしば非対称性を示し、当時の沈み込み方向（白亜紀では主に北方へ）を示す剪断方向が得られる。

2-2-2 中下部第三系四万十帯

第三紀前期の四万十帯は、弱から中程度(主として沸石相)の変成作用を受けた砂泥互層を中心として構成されている(Taira, 1982; Taira et al., 1988)。第三系四万十帯は、西南日本の太平洋岸に分布し走向方向に1000km以上にわたって追跡され、四国の室戸・足摺地域や紀伊半島、さらに南九州において大変よい露出が認められる(図4)。これらの地域において、四万十帯の付加作用や大陸縁辺の成長に関する様々なデータが得られるが、この写真アトラスでは我々の研究の中心になった四国海岸地域の研究について主に紹介をする。

四国室戸半島域(図7)に分布する始新統から漸新統四万十帯は、ほかの地域の第三系四万十帯と多くの共通した特徴を持っているが、他地域に較べてユニークな点も多い。例えば、豊富な海底地滑り堆積物、構造運動と同時期に形成されたみごとな砂岩岩脈群、海溝から陸側にのし上がるセンスを示す断層運動やそれに伴う褶曲、それからメランジュ帯を含むことなどである。砂泥互層中における放射虫や有孔虫の化石年代は、始新世から漸新世を示し、より若い地層は中期始新世から前期漸新世を示す。この岩石相は比較的浅い埋没深度をもつことが白雲母の b_0 格子間隔(Underwood et al., 印刷中)によって推定されている。室戸半島域に露出する地層の変形作用は、始新世(約4300万年前)から後期漸新世(約3000万年前)にわたることが、劈開面を作る雲母のK-Ar年代によって推定されている(Mackenzie, 1991; Agar, 1989)。

室戸半島域では、二つの地域性をもつ構造の方向が認められる(北東-南西方向と東西方向)。その中で室戸半島東海岸の尾崎から椎名にかけて分布する地層は、北西-南東方向の走向をもつが、これは後の室戸半島全体の地層の撓曲による影響である。この撓曲は室戸撓曲と呼ばれ、もともとの構造を変形させている。連続性のよい砂泥互層の他に室戸半島地域では三つのメランジュ帯が存在しており、これらのメランジュ帯は北東方向の走向をもっている。

DiTullio and Byrne (1991) は、室戸半島の砂泥互層において三つの連続的な変形のステージを認めた。これら三つのステージは(1)付加にともなう未固結状態での碎屑岩脈および褶曲を伴った覆瓦構造の形成；(2)地域的な褶曲と圧力溶解によってできた劈開をともなうプリズム内の短縮；(3)高角度の断層運動と付加体の上昇である。第二のステージの活動はまた、アウトオブシーケンス衝上断層(古い衝上

断層を切って発達する衝上断層)の発達をともなっており、およそ50度の短縮方向の回転がおり、二つの変形の事象をひきおこした。初期の東西方向の走向を示す構造を D_1 とし、後の北東方向の走向を示す構造をもつ変形を D_2 とする。この D_1 と D_2 の構造は局所的な部分に限られており、ある場所は東西方向の構造をもち(たとえば椎名地区)、一方他の地域は、北東方向の構造によって占められている(たとえば行当)。このことは、室戸半島全体が D_1 と D_2 の両方によって影響を受けているが、その程度が著しく異なることを示している。地域的な広がりをもつアウトオブシーケンス衝上断層は、これら二つの異なった構造的な区域を境する境界断層であると推定できる。

DiTullio et al. (印刷中) はまた有機物の輝炭率の測定およびイライト(粘土鉱物)の結晶度の測定を室戸半島地域で行なった。これらのデータは(1)最大履歴温度は比較的高く、 300°C 前後である(Laughland and Underwood, 印刷中; Underwood et al., 印刷中);(2)南部地域、一部西方の地域では、最大温度上昇の後、大きな隆起があった;(3)最大履歴温度はステージ2の劈開の発達(北東および東西方向の劈開)と一致しており、そのことはまた地層の短縮方向の変化およびアウトオブシーケンス衝上断層の発達と同時期である。室戸半島における付加体が、比較的高い履歴温度を示すことと、温度上昇時期が変形とほぼ同時であるということから、DiTullio et al. (印刷中) は熱い、すなわち時代の新しい海洋地殻が、始新世の後期から漸新世の中期にかけて沈み込んだ事実を指摘した。このことは、Taira (1985) によって述べられているクラプレートあるいは太平洋プレートの一部の沈み込みによると解釈できる。

2-2-3 漸新世後期から中新世の四万十帯

漸新世後期から中新世前期にかけての碎屑性堆積岩類は、四万十帯において特色のある構造的な単元を作っている。九州や紀伊半島において、これらの地層は海底地滑り堆積物を含み、それらは露頭オーダーから数百メートル規模の地滑り岩体から構成されている(Sakai, 1987)。しかし四国では、これらの堆積物はさらに構造的な変形作用の影響を強く受けている。さらに室戸半島域では、始新世から漸新世の地層と漸新世後期から中新世の地層とでは岩相の違いが著しい。前者は、よく発達した劈開と石英や方解石の脈が発達しているのに、後者はそのような発達があまりみられない。このような岩相のコントラストは、古い方の岩石が付加体において構造的により深いレベルまで埋没したことを示している。

Katto and Taira (1979), Taira et al. (1980), そして Sakai (1987) さらに Hibbard and Karig (1990) らによる地質調査の結果、漸新世後期から中新世にかけての岩石は、三つの構造的に不連続な岩相ユニットに分けられることがわ

かってきた。これらは菜生コンプレックス (Taira et al. 1980 による菜生層群を改訂し, 命名), 四十寺山層 (Katto and Taira, 1979; Sakai, 1987より改訂), そして丸山貫入岩体 (Hibbard, Karig and Taira, 印刷中, により新しく命名)である。さらに菜生コンプレックスは四つの岩相に区分され, それらは二つの連続性のよいユニット, すなわち津呂および岬アセンブリ, それから二つのメランジュ, 坂本および日沖メランジュに区分できる。連続性のよい地層群は砂岩優勢な岩相を示し, 一方, メランジュは泥岩が優勢である。また連続性のよい地層群では, 層理面はよく保存されているが, メランジュでは異なった岩相群の積み重なりや鱗片状ファブリックの発達が主な構成要素となっている。

室戸岬付近に分布する地層群の時代は, 微化石によっては漸新世後期から中新世前期と決定されている (Matsumoto and Hirata, 1972; Saito, 1980; Taira et al., 1980; Sakai, 1987; Ishikawa, 1982; Okamura and Taira, 1984)。坂本メランジュ中の一地点からは, 精度のよい有孔虫微化石年代が報告されており, それは中新世のアキタニアン (約2300万年前)である (Saito, 1980)。メランジュユニット中では, より古い始新世の頁岩塊がより新しい漸新世後期から中新世前期の泥岩基質中に含まれており, 二つの異なった岩相の混合がおこなわれたことを示している。

さらに近年, より詳細な地質構造のマッピングにより漸新世から中新世の岩石群が第一級の構造的な特性をもっていることがわかってきた (Hibbard and Karig, 1987, 1990)。四万十帯のこの部分は, 陸側への断層運動 (オーバースラスト) を示す付加体によって特徴づけられており, さらに後の全体の撓曲と広域的な断層運動による影響をうけている。構造全体にわたる撓曲は, 火成岩の貫入 (丸山貫入岩体) と異常に高い古地温をともなっている。これらの特異な構造は, 次の二点において大変意義が大きい。すなわち, 1) 西南日本のプレートテクトニックモデルに大変関連が深いこと, 2) 付加体の第一級の構造形態を決定する上での新しい見方を提出することである。

3 タービダイト層

3-1 乱泥流による堆積構造

四万十帯の砂泥互層は, 海溝や海溝縁辺での乱泥流堆積作用を示す様々な堆積構造や堆積相を示す。乱泥流による堆積構造 (すなわちボーマ シークエンス) はソールマーク (底痕), 級化層理, それからリップル葉理などである (写真3-1-1から3-1-3)。侵食痕やチャンネルングのような流れによる侵食構造, そして斜交層理もまた粗粒な地層においては, 比較的よく認められる。さらに, Nereites, Helminthoidea, Paleodictyon などの生痕化石群集は, 深海成あるいは乱泥

流の卓越した堆積環境をよく示している (Katto, 1969) (写真3-1-4, 3-1-5)。

3-2 堆積相

3-2-1 海溝軸沿いに供給された地層の層相

砂泥互層は次の四つの岩相ユニットに区分することができる。

ユニット1: 頁岩優勢の地層で, 薄い砂岩層, 凝灰岩層を挟む。

ユニット2: 中程度の厚さの砂岩と頁岩の互層。

ユニット3: 厚い砂岩層及び礫岩層。

ユニット4: 海底土石流堆積物及び海底地滑り堆積物。

これらの岩相のもともとの積み重なりについては, 後の変形によって層序が不明になっているため分からないことが多いが, いくつかの例ではもともとの層序を復元できる場合がある。この層序は, 第一級の上方粗粒化及び上方厚層化のサイクルを示す。すなわち, 基底部から頁岩層 (ユニット1) (写真3-2-1), 中程度の厚さをもつ砂岩層・頁岩層の互層 (ユニット2) (写真3-2-2, 3-2-3), 厚い砂岩層と礫岩層 (ユニット3) (写真3-2-4, 3-2-7, 3-2-8) からなる。ユニット2と3の中には, 第二級のオーダーの上方細粒化及び薄層化堆積サイクルがしばしば認められる (写真3-2-5, 3-2-6)。第一級のサイクルは, 南海トラフにおいて観察された上方粗粒化サイクルとよく似ており, プレートの収斂に関連した堆積相の変化に対応している。すなわちこの変化は, 海溝外側の堆積環境 (ユニット1とユニット2の一部) から海溝中軸のチャンネルの堆積環境 (ユニット2の一部とユニット3) への変化を示している。ユニット2とユニット3における第二級のサイクルは, 海溝底におけるチャンネルの移動によるものと考えられる。

3-2-2 海溝軸に直交する方向から供給された堆積物の層相

四万十帯においては, 海底土石流堆積物やオリストストロームが認められている。典型的には, これらの堆積物は泥岩片, 砂岩のブロック, そして再堆積した炭酸塩ノジュールからなり (写真3-2-9, 3-2-10), 海溝内側斜面を構成する古い付加体の崩壊によってもたらされたものであろう。オリストストローム堆積物の一部には, 明らかに古い付加体からもたらされたブロック, たとえば秩父帯のトリアス紀の石灰岩などが含まれている。おそらく陸側斜面から海溝底へ向かって, 海底峡谷を伝って流れてきた海底土石流による堆積物と解釈できる。

海溝堆積物中には, 海溝軸方向と直交する方向の古流向を示すものが知られており, その中には陸側へ向かった古流向が報告されている (Kumon et al., 1988)。このような特殊な古流向は, 海溝中軸チャンネルを蛇行してきた乱泥流の流

れが、海溝外側斜面で反射し陸側へ流れたものであると推定できる。

3-3 鉱物組成と供給源

砂岩の鉱物組成と礫岩の岩石種を調べると、それらが珪長質の火山岩・深成岩帯及び堆積岩よりもたらされたことを示している(写真3-3-1)。しかし、四万十帯全体からみると、砂岩の組成に一般的な変化が認められる。たとえば、第三系四万十帯は白亜系四万十帯に比べて、より多くの堆積岩の礫や石英に富んだ堆積岩片を含んでいる(Teraoka, 1979)。この変化は、古い付加体の連続的な上昇にともなった供給地の変化を示している。

4 タービダイト層における変形構造

四万十帯の堆積岩は様々な種類の変形構造を示す。それらはミリメートル程度の鉱物粒子のカタクラスティックな変形からキロメートルスケールの地滑り岩体まで及ぶ。これらを簡潔に表現するために、以下の議論を二つの大きなカテゴリーに分類して進めることとする。すなわち白亜系における四万十帯の砂泥互層とメランジュである。これらの岩相はさらに細かい区分となり、たとえば砂泥互層における構造はさらに三つのカテゴリーに分類される。それらは付加体の発達に伴う初期、漸移期、後期の構造的な変形を表わしている。

初期の構造は、最も典型的には、構造的に浅いレベル、そして最も海側の境界で始まる。この段階で堆積物は大変多く水を含んでおり、ほとんど未固結状態であるのが特徴である。このような初期の構造は、堆積物からの水の排出をともなう。一方、漸移期での構造は初期の付加作用の後におこり、付加体内部での変形の影響を受けている。これら漸移期の構造は、排水が行なわれた後の比較的粘着性の高い固結の進んだ堆積物の中で起こる。後期の構造は付加体が隆起上昇し、侵食されるにともなって発達する。従ってそれらは、付加体深部より高温高压の状態から、低温で浅い構造レベルまで上昇してくる過程で起こる。

最後にわれわれは、地域的な広がりをもつ、大変複雑な変形を示すメランジュ帯を大きく二つのグループに分けた。頁岩優勢のメランジュとチャート優勢のメランジュである。このような分類は、おそらくメランジュが形成された時の海洋底地殻上部の層序の差を表わしていると考えられる。チャート優勢のメランジュについては、別の章で取り扱うこととする。

4-1 未固結あるいは部分的に固結した堆積物における初期の構造

四万十帯においては、部分的に固結した堆積物の変形を受

け生じた構造がたくさん認められる。これらの構造としては、ディッシュ・ピラー構造、碎屑岩脈、衝上断層および泥岩優勢の海底地滑り堆積物などがある。

4-1-1 ディッシュ・ピラー構造

ディッシュ・ピラーは、四国東南部の大山岬や室戸半島でよくみられる。そこでは、数センチメートルのディッシュ構造が中粒から粗粒の砂岩層の中によく発達しているのが認められる(写真4-1-1, 4-1-2)。ディッシュ構造は、粗粒砂岩層中の間隙水圧が上がり、それが排水される時にできた空洞が、泥や堆積物によって満たされ、さらに空洞が崩落してできたものと考えられる。ピラーは、空隙が崩壊した時の排水のチャンネルと考えられている。おそらく堆積直後の砂は、上に堆積物が積み重なることにより、あるいはテクトニックな力を得て間隙水圧の高い状態となる。これによって間隙中の流体は、互いにつながり合った空隙とチャンネルを通じて、次々と抜け出すためこのような構造が形成されると考えられる。ピラー構造は、時に砂の地層の表面で砂火山とつながることがある(写真4-1-3)。さらにディッシュ・ピラー構造は、碎屑岩脈につながることもある。

4-1-2 海底地滑り堆積物

露頭規模から地域的な規模で発達する海底地滑り堆積物がタービダイト層の中にしばしば認められる(写真4-1-4から4-1-6)。海底地滑りによる変形はテクトニックな変形と次の点で異なる。まず、乱雑な褶曲の軸面方向や複褶曲などカオティックな褶曲の様相を呈すること。2成分の粒度分布(すなわち砂と粘土分が混合している)を示すマトリックスが認められること。海底地滑り堆積物とその他の未固結時の構造の間に相互の新旧の関係があること(たとえば砂岩岩脈や海底の不整合との関係)。地域的な広がりをもつ海底地滑り堆積物は、付加体の前部における大規模な重力崩壊とおそらく関係しているであろう。

4-1-3 砂岩岩脈

豊富な砂岩岩脈がタービダイト層中に認められることがある(写真4-1-7から4-1-13)。岩脈は様々なサイズや形を成し、中粒から粗粒の厚い砂岩層の周辺にとりわけよく発達する。岩脈類は1 cm から数10 cmの横幅を示す。個々の岩脈は、層面に平行にあるいは斜め方向に、場合によっては数10 mにわたって追跡できる。多くの場所で地層の上下両方向への注入形態を示す岩脈が認められる。いくつかの砂岩岩脈は、地域的な応力場の方向を反映している。

4-1-4 露頭スケールの衝上断層と覆瓦構造

詳細な野外調査によると、初期の排水構造の中には層面に

平行なテクトニックな短縮構造より以後にできたものがある(写真4-1-14)。これらの層面に平行な短縮構造は露頭スケールの衝上断層あるいはデュプレックス構造、および褶曲である。このことは部分的に固結した堆積物の変形にプレートの収束によるテクトニックな応力が大きな影響を与えていることを示している。

4-2 固結堆積物における漸移期の構造

4-2-1 衝上断層運動とデュプレックスの形成

連続性のよいタービダイト層中における地域的な規模での構造のパターンは、造山帯にみられる一般的な衝上断層褶曲帯(あるいは非海成の付加ウエッジ)と多くの共通点をもつ。その最も良い事例のひとつは、四国足摺岬域における第三系四万十帯に認められる。ここではいくつかの特徴的な凝灰岩層(鍵層)(写真3-2-2, 3-2-3参照)が対比され、その形状をもとに地域的な規模でのアンチフォーマルスタックあるいはデュプレックスの形成が示唆されている(Tokunaga, 印刷中)。アンチフォーマルスタックの形成は、かなり異常なものである。というのは、ひとつひとつの衝上断層のパッケージが南側へ傾斜しているからであり、始新世から漸新世にかけて陸側方向へのし上がるセンスの断層運動があったことを示すからである。

4-2-2 非対称性褶曲あるいはシース状褶曲

四万十帯を通して様々なスケールでの褶曲構造が普遍的に認められる。褶曲は一般には閉じたあるいは開いた褶曲を示し、時に北側へのアンダースラストイングを示す非対称形を示す。シース褶曲は最近見つかったものであり、四万十帯においては比較的珍しい(Hibbard and Karig, 1987)(写真4-2-10)。その例としては、室戸半島の漸新世後期から中新世前期にかけての地層中のものである。前述したアンチフォーマルスタックのように、室戸岬付近におけるシース状の褶曲もまた陸側へのし上がるセンスの断層運動を示しており、特徴的である。非対称な褶曲やシース状の褶曲は、しばしば露頭規模での層面に平行な短縮構造と共存している(写真4-2-11)。

4-2-3 圧力溶解でできた劈開

テクトニックな褶曲は、しばしばスレート状の劈開の発達を伴っている(写真4-2-12)。劈開は頁岩優勢な層の中に最もよく発達し、葉片状鉱物や不溶物質の規則的な配列によって特徴づけられている。繊維状の葉片状鉱物が、時に続成作用でできた黄鉄鉱粒のまわりによく発達することがある。足摺岬地方においては、地域的な褶曲が劈開の発達より先に起こっており、褶曲軸と劈開面の走向は一致しない。さらに室戸半島域では、劈開の走向は40度程回転したと考えられ、こ

れはおそらく第三紀中頃に起こったプレート運動方向の変化によるものと推定できる。

4-3 地層の分断、ブローケンフォーメーションそして頁岩優勢のメランジュ

地層の分断やブローケンフォーメーションそしてメランジュなどが分布するゾーンは、漸移的な一連の構造によって特徴づけられている。それらの構造とは、やや分断された変形の程度の小さい地層から激しく破碎され層理面が不明瞭・不連続になった地層まで数メートルのオーダーで漸移し、一連の変形帯として存在する(写真4-3-1から4-3-3)。さらに変形の進んだ状態においては、よりコンピテントな層がしばしばネックしたり、ブーディン状になったり、あるいは個々のブーディンが初期の層理面に対して回転している構造が認められる(写真4-3-4, 4-3-5)。ある場合には、ネッキングと褶曲が同時に起こっていることが認められ、褶曲の軸部が初期の層序構造から孤立して存在する。従って褶曲の軸部は、より延性変形を起こした頁岩のマトリックス中に、浮いたような状態として認められる(写真4-3-6から4-3-8)。

ブロックがさらに角礫化していく様子がしばしば認められる。露頭規模では、砂岩のブロックが、ジグザグパターンの割れ目を成し、その割れ目がマトリックスによって充填されていることがある(写真4-3-9, 4-3-10)。

顕微鏡のスケールでは、堆積物の分断・破壊はカタクラシスあるいは粒子間すべりによって引き起こされている(写真4-3-11から4-3-13)。個々の石英や長石の粒子はしばしば破壊され、あるいは波動消光を起こしており、割れ目に沿って頁岩が充填していたり、さらに新しい鉱物などが析出したりしている(たとえば方解石や石英など)。割れ目に頁岩が入り込むことは、マトリックスを作っている頁岩が非常に動きやすいものであることを示している。薄片においては、鱗片状のファブリックが大変特徴的である。葉片状の鉱物は、これらのファブリックを構成しているが、一般に定向配列や面状構造の発達には強くない。そのかわり、それらの葉片状鉱物のファブリックは流動変形の形態を示し、微小規模の褶曲や渦などが時々認められる。これらの組織とファブリックは、堆積物が高い間隙水圧の状態にあり、頁岩優勢のメランジュや鱗片状のファブリックを作った時に延性変形を起こしたことを示唆する。

地層の分断・破壊やブローケンフォーメーションの形成が認められるゾーンは、中生代の四万十帯と比較して、その構成している岩石の様子が大変異なっている。たとえば第三紀のメランジュ帯では、剪断変形あるいは鱗片状構造の著しく発達した頁岩が優勢であるのに対し、白亜紀のメランジュでは、以下に述べるようにチャートや玄武岩あるいは多色頁岩などを豊富に含んでいる。

最後に、我々は第三紀と白亜紀のメラングジュ帯では岩相が各々異なるが、これらのゾーンが、同じような過程（プロセス）でできあがったということを強調したい。すなわち、我々は両方のメラングジュともに付加体形成の歴史において、比較的早い時期に、堆積過程（たとえば、海底地滑りなど）よりも、テクトニックな混合過程（断層活動や剪断作用による）によって形成されたと考える。さらにメラングジュは、堆積物が完全に固化する以前に付加体の下底部において形成されたと考える（たとえば Fisher and Byrne, 1987）。言い換えれば、メラングジュとは部分的に固結した堆積物の中に発達したテクトニックな剪断帯である。この解釈において第三紀と白亜紀のメラングジュ帯との岩相の変化は、おそらく沈み込み帯における海洋底の堆積層序の違いを主に表わしているであろう。

5 チャート優勢メラングジュの形成

西南日本に分布する四万十付加体において、チャートを優勢に含むメラングジュ帯は重要な意義をもつ地帯を成している。チャート優勢メラングジュは単に変形の集中した地帯というだけでなく、特徴的な岩相を示し、その岩相が沈み込む以前の海洋底のプレート層序をよく記録していると考えられる。この帯の構造的、層序学的な特徴について、以下に個別にとりあげ写真を用い解説を加える。

5-1 メラングジュの岩相と海洋プレート層序

露頭から薄片のスケールにおいて、中生代のチャート優勢メラングジュは、世界の他のメラングジュ帯にも多く見られるようなブロックインマトリックスの組織を示している。ブロック類あるいはテクトニックな断片は、様々な岩石のタイプを含み、レンズ状の形をしばしば成し、面状構造のよく発達した黒色あるいは赤色、緑色の頁岩マトリックス中に大小の岩体として産出する。メラングジュ中に認められるブロック類は、多色頁岩、放散虫チャート、赤色頁岩、枕状玄武岩溶岩、そしてナンノ化石石灰岩から成る。しかしこれらのブロックはもともとの層序を成さず、スライスされ、あるいは覆瓦構造を成して存在している。

過去15年間にわたる大変大掛かりな放散虫による化石層序学的研究（四万十帯だけで2万個以上のサンプルが処理された）は、メラングジュ帯中における時代と岩相との一定の関係を明らかにした（Taira et al., 1980）。これらの時代関係の要約と露頭における異なったユニットがどのような関係を成しているかについて、図（図9；Taira et al., 1988）と写真（写真5-1-1から5-1-8）に示してある。

さらに広い地域スケールでの中生代のメラングジュは、四万十帯を横切る方向に北から南へと時代と岩相の関係が変化し

ている（Taira et al., 1988）。これにより、四つの異なったメラングジュ帯が認識されている（図7）：

ゾーン1：このゾーンは最も北に位置するメラングジュ帯のユニットであり、四万十帯の中で最も古い海洋底の記録を含んでおり、ジュラ紀チソニアン（Cretaceous）の赤色遠洋性頁岩を含む。この遠洋性赤色頁岩の堆積の後に、長い間にわたって放散虫チャートの堆積が続き、それはセノマニアン（Cenomanian）の終り頃まで続いた。さらにその上にはチュロニアン（Cretaceous）の赤色頁岩、そしてコニアシアン（Coniacian）からサントニアン（Santonian）の半遠洋性堆積物が堆積した。これらが一連の海洋プレートの層序を成していたと考えられる。

ゾーン2：このゾーンは四万十帯の中で最もよく研究されたメラングジュ帯である。というのは放散虫の保存が非常に良いからである（図8）。このゾーンに含まれる玄武岩質の岩石は、白亜紀前期のバラングニアン（Barangian）に属するものであり、引き続きナンノ化石石灰岩、玄武岩質凝灰岩、さらに石灰岩とチャートの互層が重なり、それが放散虫チャート層に移化し、次にチュロニアン（Cretaceous）の赤色頁岩が堆積した。引き続き酸性凝灰岩を含む多色頁岩の堆積があり、カンパニアン（Campanian）の頁岩そして細粒のタービダイトが堆積した。

ゾーン3：このゾーンにおける最も古い岩石は、アルビアン（Albian）からセノマニアン（Cenomanian）のチャート、そして赤色頁岩である。黒色頁岩のマトリックスはカンパニアン（Campanian）であり、海洋プレートの層序の時代幅が狭まってきたことを示している。

ゾーン4：これは白亜系四万十帯の最も南側に分布するメラングジュ帯であり、最も古い岩石種としてはセノマニアン（Cenomanian）からチュロニアン（Cretaceous）のチャートである。しかしその量は少なく、玄武岩質凝灰岩や赤色頁岩がより卓越している。このことは海洋底が沈み込むまで長くは存在しなかったことを示しており、頁岩マトリックスの年代はカンパニアン（Campanian）からマストリヒティアン（Maastrichtian）である。

四国の第三紀のメラングジュ帯においては、チャートは見つかっていない。赤色の凝灰岩質の頁岩と枕状溶岩、そして黒色頁岩マトリックスの間の時代差は大変小さいことが示されている。従って沈み込んだ海洋地殻は大変若く、また海嶺の沈み込みが起こったかもしれない（Taira, 1985）。

5-2 海洋プレート層序の覆瓦構造

上に述べたように、中生代メラングジュ帯の岩相は一見乱雑な順序で産出しているように見え、断層や剪断面はほとんどの露頭においても非常によく発達している。最もよく研究されたメラングジュ帯ゾーン2の写真や地質図は、このゾーンの構造的な複雑さについて、よい例を示している（写真5-2-1）。たとえば、このゾーンでのチャート層は250 mの厚さに達するものがある（写真5-2-2）。しかし詳細な放散虫層序による解析を行なうと、このチャート層は何回か、構造的

に繰り返しており(図9),もともとの厚さは70m程度であることがわかった。このチャート層については,南へ時代が若くなることが示されている。このメランジュ帯の北側に分布するその他のチャートや枕状溶岩については,北側へ若くなる傾向が示されている。それゆえ,このメランジュ帯は最初に覆瓦構造をとった後に,地域的な背斜構造を形成しながら褶曲したことが読み取れる。褶曲の軸部はほとんど露出しておらず,おそらく完全に剪断されてしまったことが考えられる。

露頭スケールでは,異なった岩石種間の構造的なコンタクトや内部構造は大変複雑になっている(写真5-2-3から5-2-9)。また異なった岩石間の相互の混合もしばしば認められる。たとえば,チャートや玄武岩の小さなレンズやブロックなどが,マトリックスの中に引き伸ばされた“魚”のような形をして含有されたり,あるいは削磨されたボールとなって含まれているのが認められ,それらはしばしばカタクラスティックな脆性粉砕作用でできた粉体の尾を引いていることが認められる。様々な種類の岩石種は,色々なスケールにおいて覆瓦構造を成し,マトリックスは再移動を繰り返しており,時には頁岩が他の岩石の割れ目や剪断面に沿って入り込んでいる。このような相互混合とカタクラスティックな粉砕作用は普遍的にみられ,メランジュ帯の重要な構成要素となっている。しかし重要な点は放散虫化石の年代の解析によって,これらの岩石種の現在見られる接合関係は,堆積性(たとえば海底地滑りなど)やマグマ性(たとえば枕状溶岩が頁岩中に噴出した)ではないことが明らかである。

このようにメランジュ帯は,一見カオティックでランダムな岩石種の混合したものに見えるが,次の二つのことがメランジュ帯が一定した規則正しい作用によってできたことを示している。まず,前述のように,一定した岩石と時代の組み合わせを示し,また一つのゾーンというものは横方向に250km以上も長く追跡することができる。また第二点としては,以下に述べるように,露頭規模から顕微鏡オーダーでの構造が,一定の規則正しい構造をしていることである。

5-3 メランジュの構造(ファブリック)

メランジュ帯を三次元の露頭断面で観察してみると,規則正しい非対称的な構造のパターンをしていることがわかる。このことはTaira et al. (1988)によって示されており,さらに他の研究者によってより詳細に研究されている(たとえばKimura and Mukai, 1991; Kano et al., 1991)。Fisher and Byrne (1987), Byrne and Fisher (1990)は,同様な非対称構造が,アラスカの構造的メランジュにおいても発見されていることを報告した。非対称構造は一般に二つのタイプとして認められ,その一組はミロナイト(圧砕岩)に認められるような非対称性構造(S-Cファブリック)であり,

もう一つは脆性剪断ゾーンに見られるファブリック(R_1 and R_2 剪断)と幾何学的に類似した構造である。これらの構造は露頭,ハンドスペシメン,あるいは薄片オーダーで共通して認めることができる。露頭からハンドスペシメンオーダーで認められる中規模程度のファブリックは,図10にまとめられており,また写真によって示されている(写真5-3-1から5-3-19)。四国の四万十帯において,これらの非対称性構造の地域的なマッピングはまだ充分進んでいないが,一般に左横ずれ成分をとまなう北方へのアンダースラストを示す。この結果は,他の陸上地質の成果(たとえば和泉層群や中央構造線)とよい一致を示している。

6 被覆層と海溝近辺の火成岩類

6-1 被覆層

付加された堆積物を覆う堆積層については,二つの種類が認められる。半遠洋性の堆積物と,碎屑性の斜面海盆充填堆積物である。半遠洋性の被覆堆積層は多色頁岩から黒色頁岩より成り,付加体を構成する乱泥流堆積物に較べ若い時代を示すのが特徴である。また典型的にはこれらの堆積物は,付加体よりも変形の程度が弱い。それに対して碎屑性の海盆充填堆積物は,半遠洋性被覆層より粗粒であり,さらに広い地域的な広がりをもっていることが多い。碎屑性堆積物は斜面海盆を埋めた堆積物として存在することがしばしばあり,それらの最もよい例としては,四国の三崎層群(Katto and Taira, 1979)や紀伊半島の中新世前期の堆積層などが挙げられる。これらの堆積層の層序は,一般に角礫岩をたくさん含む基底のオリストストローム堆積物より始まる。次に上方に,泥岩勝ちの海盆底堆積物から次第に沖合や沿岸近くの粗粒碎屑堆積物に移化し(写真6-1-4から6-1-7),さらに潮汐堆積物や河川堆積物などで覆われる(写真6-1-8)。斜面堆積層の堆積層中には泥ダイヤピルも認められる(写真6-1-9)。

6-2 海溝近辺の火成活動:若い海洋底の沈み込みの開始

中期中新世になると,四万十帯や西南日本一帯にかけて突発的な火成活動が起こった。この火成活動は短期間ではあるが広域的な広がりをもって起こり,さらに海溝近辺での火成岩類の貫入や噴出が同時に起こった。これらの海溝近縁の火成岩類としては玄武岩,玄武岩質安山岩や花崗岩類がある(写真6-2-1から6-2-4)。その他の地域ではカルデラの形成や高マグネシウム安山岩の噴出などが1400万年前から1200万年前に起こった。このような異常な火成活動の原因については様々な議論がされており,おそらく新しく形成された四国海盆の熱いリソスフェアの沈み込み(海底拡大軸の沈み込みをとまなう),あるいは西南日本に対するプレート沈み込みの開始,あるいはその両方といった出来事に関係していると指

摘されている。

室戸岬や潮岬では、海溝近辺に貫入した火成岩類の露頭が認められる (Miyake, 1988)。室戸岬のハンレイ岩貫入岩体においては、周りの堆積物の変形の中でそれが貫入したことが知られており、付加体の形成と海底拡大軸の沈み込みが同時に起こったことを示している。また室戸半島地域には砂質の海盆堆積物が露出しており (四十寺山層)、その基底には玄武岩質安山岩の枕状溶岩や火山角礫岩が存在する。従って、この堆積盆は約1500万年前の若いリソスフェアの沈み込みに伴ってできた、極めて特殊な火山噴出物を含む海溝斜面堆積盆である。

6-3 海溝近辺花崗岩類の中の変成岩ゼノリス

四万十帯の中における中期中新世の花崗岩質貫入岩体の中には、特殊な変成岩ゼノリスが含まれている (写真 6-3-1)。このゼノリスの研究結果は、変成作用が高度であり (たとえば、グラニュライト相)、ゼノリスの変成作用が貫入岩に取り込まれる前に起こったことを示している。すなわちこれらのゼノリスは、四万十帯の深部での変成作用を示しており、その部分が大変高い温度 (700°C以上) によって変成されたことを示している (Komatsu et al., 1991)。

7 三波川帯との対比および付加体成長の証拠

7-1 四万十帯と三波川帯

最近の構造地質学および放射年代学の研究成果では、四万十帯は三波川帯の一部に続いているらしいことが示されている。三波川帯は白亜紀に高圧低温の変成作用を受けた地帯であり、西南日本において数百キロも連続して追跡される地帯である。場所により、三波川帯は、地下30kmよりも深い所に相当する圧力を受けたことが知られている。最近の三波川帯と四万十帯の対比は、従って大変重要なことを示している。すなわち、四万十帯から三波川帯にかけて、比較的浅い構造レベルでの付加体から、より深いレベルでの付加体まで一連の断面が認められることになり、このような例は世界でも類を見ない。

三波川帯の中で、四万十帯に対比されると提案されているのは大歩危砂岩層であり、これは三波川帯の最も下位の構造単位である。大歩危砂岩層は、砂岩や泥岩を主とし、時に礫岩層を含んでいるのが特徴であり、変成程度は比較的低い (緑色片岩相) (Isozaki and Itaya, 1991)。礫岩の礫種は珪岩や頁岩、花崗岩類を含む (写真 7-1-1, 7-1-2)。大歩危砂岩層は従って岩相上も四万十帯によく似ている。礫は片理面に平行につぶれており、リネーション方向に引き伸ばされている。礫の周りには、石英によって満たされたプレッシャーシャドウが認められ、部分的には非対称形を成す。

白亜系付加体の連続的な成長については、また、変成作用の程度によって含まれる玄武岩の量が増えてくるということによっても示唆されている (Isozaki et al., 1990)。このことは、付加体の深部において海洋地殻物質のアンダープレートのプレートングが起こることを示している。Ogawa and Taniguchi (1989) は付加された玄武岩の種類が変成程度によって変わることを報告している。すなわち、低変成の部分では海山などの玄武岩がより多く、変成程度が高くなるにつれて海洋地殻を構成する玄武岩がより多くなることを示した。このこともまた、沈み込みプレートのより深い部分が、付加体の構造的により深い所で付加されているということを示している。

これら一連の証拠は、付加体の成長にとって、アンダープレートングされた物質の量が重要な意義を果たしていることを示しており、そのことは高圧変成岩の上昇とも深い関係があることを示唆する。三波川帯の侵食時期については、四国に分布する始新世久万層群に含まれる三波川帯の礫によって直接の証拠が得られている (写真 7-1-3)。これは、三波川帯の変成作用から侵食を受けるまで、約2000万年かかっていることを示す。

7-2 付加体の隆起

四万十帯の最後のステージの変形は、あらゆるレベルにおける脆性変形構造である。このような脆性変形構造は、ほとんどの露頭において認められ、現在の地形を作った作用と密接な関係にある。室戸撓曲と東西方向にのびる椎名-奈良師断層は、最もその良い例を示している。椎名-奈良師断層は、始新統から漸新統にかけての四万十帯と、中新統を主体とする四万十帯との境界の断層であり、室戸撓曲は地域的な南北方向の褶曲を示している。この撓曲は、付加作用に伴った褶曲軸を回転させており、特に室戸半島の東側の海岸では褶曲軸は、ほとんど垂直に立っている。Sugiyama (1989) は、このような撓曲が現在のフィリピン海プレートとユーラシアプレートの間のやや斜めの沈み込みによって発達してきたと考えている。

Sugiyama (1989) や Okamura (1990) は、さらにまた西南日本の活断層についてコンパイルをおこない、四国では二つの方向が発達しており、それらは構造を斜めに切る走向の高角逆断層によって特徴付けられることを示した。

この後期の隆起パターンは、輝炭率やイライト結晶度 (DiTullio et al., in press)、またフィッシュトラックの解析によって求められた古地温のパターンとよく一致している。これらのデータは、白亜系四万十帯 (北帯) は主にジルコンの焼なまし帯 (190°Cから 260°C) の温度を経験しており、メランジュ帯の一部は 260°C以上の温度を被ったことを示している。一方、第三系四万十帯はアパタイトの焼なまし帯 (60°Cから 120°C) の温度履歴がほとんどであることが

示されている。例外は、後期漸新世から中新世にかけての一番若い四万十帯であり、これらは海溝近縁の火成活動による異常な熱履歴を被っている。最後にフィッシュトラックの年代は、白亜紀と第三紀の四万十帯が、同時に古くとも過去1000万年の間に上昇したことを示している (Hasebe et al., in press).

四万十帯の上昇速度は、海岸段丘のデータによっても示されている。中位段丘面(M面, 12万年前)は190 mの高度をもち、低位段丘(L面, 6000年前)は室戸岬において10 mの高度をもっている(写真7-2-1から7-2-3)。これらの値をそのまま用いると1000万年で20 kmの上昇のオーダーとなる。白亜系や第三系四万十帯の埋没深度については、知識は充分ではないが、およそ5 kmから10 kmと推定され、それが1000万年にわたって上昇してきたことになる。三波川帯の埋没深度については、20 kmから30 kmと推定される。この深さを三波川帯の上昇にかかった年数2000万年で割ると、やはり1000万年で10 kmから15 km程度の値を得る。これら別々のあらっばい見積りがほぼ同じような上昇速度を示すのは注目に値する(1000万年に5 kmから20 km)。

8 付加体浅部での堆積物の変形：三浦・房総半島からの証拠

伊豆衝突帯は、第三紀から現世までの島弧と島弧の衝突帯から成り、本州島弧と伊豆・小笠原島弧の衝突している現場を指している(図2)。この地域は三つのプレートが収束する場所である(日本海溝、伊豆・小笠原海溝、そして南海トラフ)。この会合点は、世界でも数少ない海溝-海溝-海溝の三重会合点を示している。現在の衝突境界は、西から東へ、駿河トラフを通り、富士山の直下を通過して、相模トラフへと抜けている(図2)。

伊豆・小笠原衝突帯でのプレート同志のダイナミックスを復元してみると、伊豆・小笠原島弧は本州に対し、海溝堆積物を伴いながら次々と付加してきたことがわかる(写真8-1-1, 8-1-2)。海溝堆積物は3から4 kmの厚さをもち、上方粗粒化、浅海化の傾向を示す。全体の付加作用はおそらく地殻自体の剝離や覆瓦構造を伴って起こった(Taira et al., 1989; Soh et al., 1991)。

三浦層群(Eto et al., 1987)は、この衝突帯の重要な構成要素の一つであり、中新世後期から鮮新世にかけての堆積物から成り、これは衝突帯が活動しているほぼ全期間にわたっている。三浦層群は、主として伊豆・小笠原島弧よりもたらされたスコリア質から軽石質の火山碎屑岩類より成り、陸棚から前弧海盆域で堆積したものである。これらの堆積物は、現在は島弧と島弧の衝突の最終段階のステージにおいて、海岸段丘を構成し見事な露出を成している。三浦層群は、伊豆

衝突帯における新第三紀の付加体であり、浅い構造レベルでの付加作用を研究するための好フィールドを提供している。

8-1 三浦房総半島に残された変形と流体循環の歴史

三浦層群における堆積物の変形は、堆積物の液状化や排水に伴った様々な構造によって特徴づけられている。代表的な構造としては、泥岩充填脈、碎屑岩脈、それに伴った角礫岩や露頭規模の断層や褶曲である。三浦層群中には、シロウリガイの群集やその他の深海成の二枚貝群集を伴った見事な海底湧水の例が認められる。これらの特異な変形や流体循環に関する構造については以下に取り扱う。

8-1-1 泥岩充填脈(脈状構造)

泥岩充填脈(以前は脈状構造とよばれた)は、三浦層群中にとりわけ豊富に認められる。個々の脈は平板状を成し、脈の中央部ではほぼ1から2 mmの厚さをもつ(写真8-1-3, 8-1-4)。しかし脈の生成にはいくつかの段階があり、後の段階の脈ほど大きくまた幅も厚くなる傾向があり、時には数ミリメートルの厚さにも達する。場所によってはS字状の脈も認められる。泥岩充填脈は、しばしばセットやバンドを成す産状を示し、一つのセットやバンド中には、数十から数百のほぼ平行な脈が集中していることがある。脈の集中しているバンドそれ自体は1から10 cm位の厚さをもち、層理面と平行であることが多い。脈の一つ一つについては、層理面とほぼ垂直であるものが多く、脈と脈との間隔については1から30 mm程の間隔を示す(Ogawa, 1980)。

露頭を観察してみると、三浦層群においては、泥岩充填脈は変形の比較的初期に作られたことがわかる。まず、様々な構造の新旧関係がわかっている時には、泥岩充填脈はほとんどの構造に先立っている。まれには泥岩充填脈が断層を切っていることがあるが、これらの断層は初期の面なし断層である。第二に、泥岩充填脈は海底地滑り堆積物のブロック中にも存在しており、このことは充填脈が海底地滑りの発生以前に出来上がったことを示している。最後に、未公表のX線トモグラフィーの解析によると、泥岩充填脈は脈の部分が、周りの堆積物よりも密度が高い。従って、泥岩充填脈は、周りの堆積物よりも間隙率が低くなっていることがわかる。このようにして泥岩充填脈は堆積物の変形の初期、なおかつ比較的未固結の段階で発生したと考えられる。

泥岩充填脈は、深海掘削計画によって掘削された前弧の海溝陸側斜面堆積物中からも見つかっている(Lundberg and Moore, 1986によるサマリー参照)。最近になってKimura et al. (1989)は、泥岩充填脈を未固結の火山碎屑質泥岩中において、海底面から数メートルの所から見いだしている。マリアナや伊豆・小笠原の前弧域において行なわれた最近の掘削結果によれば、海底面から百メートル以内の所に泥岩充

墳脈が産出することがわかってきた (Fryer et al., 1990 ; Taylor et al., 1990).

泥岩充填脈あるいは脈状構造については、様々なメカニズムが提案されてきた。Knipe (1986) や Leggett et al. (1987) は、これらの構造が部分的に固結した堆積物中での重力による変形によって引き起こされたと考えた。Knipe (1986) はさらに、未固結な斜面堆積物中においては、層理面あるいは剪断面に平行に応力が働いたため、S字形の泥岩充填堆積物ができる可能性を示した。Pickering et al. (1990) は、三浦半島の泥岩充填脈の形成が斜面方向への重力による伸張場によることを示唆した。

8-1-2 海底地滑り液状化あるいは角礫化現象

三浦層群において、堆積物の液状化や再移動の現象の証拠が露頭に残されている (写真8-1-5から8-1-8)。多くの再移動したユニットは、スコリアあるいは非常に粗粒の凝灰岩から成り、再移動するときに割れ目が充填されている。再移動した物質 (主にスコリアや軽石) は、注入されたりあるいは周りの岩石中に入り込み、同時に変形を起している。部分的にこのような変形は、礫岩や角礫岩に似た堆積性の構造と極めて似た構造を作り出す。これらの岩相は、多分オートプレッチャとして正確に記載されるべきであり、角礫岩化や混合がもともと堆積物がたまっていた場所で起こったということに意義がある。

8-1-3 断層

三浦・房総半島の海岸露頭には、様々な段階での断層や褶曲の三次元的構造がよく認められる。しかし多くの断層は断層面が”癒着”している (写真8-1-9から8-1-12)。これは、断層面がセメントされていたり、固結していたりして周りの岩石と変わらない状態になっていることを示している。従ってこれらの断層は、変形の極めて初期に発生したものであり、堆積物の完全な固結が終わる前にできあがったものである。

露頭規模で小断層が非常に多く認められるため、これを用いて古応力場を復元することが試みられてきた。Kakimi et al. (1966) は、三浦半島において段階的な応力場の変化を見いだした。最近になって Angelier and Huchon (1987) は、三浦・房総半島において応力場が北北東-南南西から北北西-南南東に変わったことを示した。彼らはまた、これらの短縮方向の変化は三浦・房総半島におけるプレート収束方向の変化あるいはそれに伴ったブロックの回転を表わしていると考えた。

8-2 流体の排出とシロウリガイ化石層

三浦半島においては、シロウリガイのいくつかの化石群集の露出が知られている (Niitsuma et al., 1989)。化石群集

は深海性の火山性堆積物である池子層の中に最もよく認められる。われわれの未公表のフィールドノートによると、この地層の中の化石シロウリガイ群集は、間隙水の排出循環の証拠や堆積直後の角礫岩化作用などと一緒に見つかっている。たとえば、化石を含むゾーンにおいては、多くの碎屑岩脈や液状化による角礫岩化が認められ、また土石流堆積物などと互層していることがわかっている。さらに、化石層内部はしばしば炭酸塩鉱物によってセメントされており、そのセメントの形状は、円筒状を成すチムニーに似た形を示すことがある。炭酸塩にセメントされた化石を含む火山碎屑性礫岩からは、大変軽い炭素同位体組成を示すものが知られている ($\delta^{13}C = -19.7$ から -49.2) (Soh and Taira, 未公表データ)。このことは、炭素が生物起源メタンに由来し、表層に向かう流体の流れがあったことを示している。いくつかの貝化石は生息姿勢をとっており、その貝殻堆積層がもともとの生物群集に近い状態を保存していると考えられる。全体として堆積環境を復元してみると、現在の相模トラフの付加体陸側斜面の斜面堆積盆と類似し、そこで二枚貝群集が海底の流体湧水帯付近に群がって住んでいたことが読み取れる。

9 南海トラフ：現在の付加体

9-1 テクトニックな枠組み

南海トラフ (図2) は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの間の収束境界の地形的な現われである。地震の発震機構の解析によると、四国南方でのプレート収束の速度は年に3から4 cmである (Seno, 1977)。一方地質学的な証拠からは、年に2-3 cmのより遅い収束の速度が推定されている (Karig and Angevine, 1986)。四国沖においてフィリピン海プレートは、漸新世から中新世に形成された四国海盆から成り立っている (Kobayashi and Nakada, 1978 ; Shih, 1980 ; Chamot-Rooke et al., 1987)。四国海盆の海底の年代は若いので、南海トラフの海底自体が比較的浅い水深を示す (最大水深 4.8 km)。トラフ底はまたかなり厚い堆積物によって被覆されている (1から2 kmの厚さ) (Le Pichon et al., 1987)。

南海トラフでは二層の堆積層が前弧の下に沈み込んでいる。それらは上位のタービダイト堆積物と下位の半遠洋性堆積物である (Kagami et al., 1986 ; Taira et al., 1991)。乱泥流堆積物は駿河トラフの流域、特に富士川流域から供給され、流れ下ってきたものである。その堆積速度は大変速く、場所により百万年に2000mを越す。この堆積速度は現在の日本の海岸平野で堆積している河川堆積物の堆積速度に匹敵する。Taira and Niitsuma (1986) は、この大量の堆積物の供給は本州と伊豆・小笠原弧の衝突帯 (赤石山地など) から運ばれた結果であるとしている。下位の半遠洋性堆積物は、四万

十帯に見られるような多色頁岩と同様な色合いを示す。

南海トラフのすぐ陸側の斜面は、現在形成されつつある付加体から構成され、その上には一部斜面堆積物が覆っており、さらに陸側に向かって海溝斜面変換点、そしていくつかの前弧海盆が存在する。海溝堆積物の変形は、プロトスラストゾーンと呼ばれる初期変形帯から始まる。その場所では、海溝堆積物が徐々に肥厚化している（図11の地震波断面参照：Moore et al., 1990; Karig and Lundberg, 1990）。

前縁衝上断層帯は、プロトスラスト帯の陸側に認められ、いくつかの規則正しく配列した（1から2 kmの幅）活動的な逆断層帯から成る（図11）。国際深海掘削計画第131節航海（ODP Leg 131）の掘削結果によると、前縁逆断層に沿って逆転した地層が認められた。このことは、四万十帯の構造地質学的研究から得られた初期の未固結段階での断層や褶曲の形成を実証したものである。

陸側へ傾斜したいくつかの断層は、下部で水平の滑り面（デコルマン）に収斂し、地震波断面記録では、それは陸側に向かって30kmにわたり追跡できる（Moore et al., 1990）。デコルマン帯は、地震波断面でははっきりした反射面としてとらえられ、四国海盆の半遠洋性堆積物中の中位の層序に発達している。第131節航海の結果によれば、それは19mの厚さの破碎帯から成り、その中には磨かれた表面や、鱗片状の破断面を示す泥岩が認められた（Taira et al., 1991）。

前縁断層帯のさらに陸側では、反射波の記録は、いくつかの陸側へ傾斜した不明瞭な反射面から成り立っている。この場所では、デコルマンはさらに下のレベルまで段階的に下降し、海洋地殻と四国海盆半遠洋性堆積物の間に達する。このデコルマンの下降は、約4.5秒（往復走時、深さにして5から7 km）の場所で起こっている（Ashi, 1991）。さらにこのゾーンでは、海底表層に前縁逆断層の方向とほぼ直交あるいはやや斜交する方向の正断層が発達してくる。このことは、主応力の相対的な大きさが変わってきたことを示している（Leggett et al., 1985）。Leggett et al. (1985) や Taira et al. (1988) は、このゾーンが、前縁での付加作用からアンダープレATINGへの漸移帯であると指摘した。

活動的な付加体のさらに陸側には、構造的な高まり（地形的には海溝斜面変換点）が、水深500から1500mの所に発達している。この高まりは、変形した斜面海盆堆積物や古い付加体から構成されており、堆積物を貯蔵するダムとしての働きを成し、いくつかの前弧海盆の海側の境界を成している。前弧海盆は現在でも堆積物の集積場となっており、1から2 kmの新第三紀の堆積物が蓄積している（Okamura, 1990）。これらの堆積盆は、第三系四万十帯とおそらく同様の時代の付加体が基盤となっている（Taira et al., 1988）。

9-2 国際深海掘削計画第131節航海（ODP Leg 131）の結果

ODP Leg 131は、南海付加体の先端部において、海底下1327mの掘削に成功した。この掘削によって掘りあてられた岩相については、一連のコア写真で示してある（写真9-2-1から9-2-15）。掘削された範囲には、前縁断層、デコルマンそして約1500万年前の海洋地殻を含んでいる（Taira et al., 1991）。南海トラフでの掘削結果の最も興味深い発見の一つは、デコルマンの上下において変形様式が大変異なるということであった（図12, 13）。デコルマンの上では、堆積物はより変形しており明らかに過剰に固結している。一方、デコルマンの下では堆積物はほとんど変形しておらず、正常固結あるいはやや未固結な状態に置かれている（図13）。このような変形様式と固結度の明瞭なコントラストは、デコルマンが過剰間隙水圧状態にあり、応力を伝えない作用をしているためと考えられる。

ジョイデスレゾリューションの船上で行なわれた地球化学および層位学の解析結果によると、デコルマンを挟んで明瞭な鉱物組成や化学組成の違いが認められなかった。この結果は、バルバドス付加体の断層帯やデコルマン帯の間隙水中においてメタン濃度の増加や、塩分濃度が低下する現象がみられたのとは著しく異なる（Moore et al., 1988）。しかし南海トラフでは、海底下550m以下に広い間隙水の低塩分濃度層が認められた（図13）。この低塩分濃度の異常は、スメクタイトがイライトに変化する場所とほぼ一致している。従ってこの低塩分濃度の異常の少なくとも一部は、スメクタイトがイライトに変化する時に水を放出し、その水によって間隙水の塩分濃度が薄まった結果と思われる。しかしその他にも、この低塩分濃度異常を説明するためには、パルス的に低塩分濃度の流体の流れもあったと考えることもできる（Taira et al., 1991）。おそらく南海付加体における流体の移動は、拡散によるゆっくりした流れが主体であるが、時に局所的なパルスの流れもあったことが示唆された。

9-3 流体の排出

間隙流体の湧排出にともなう生物群集は、南海トラフあるいは南海トラフの陸側斜面の海底において、潜水艇や深海写真あるいはドレッヂなどによって発見されている。最もよく研究されている地域は、（1）南海トラフ東部（Site 808の東方）であり、そこではKAIKO計画およびKAIKO-NANKAI計画により、広域的な生物群集の分布が確認されている（Le Pichon et al., 1987; Kobayashi et al., 1989; Le Pichon et al., 1990）、（2）相模トラフ（Hashimoto, 1989）である。生物群集はとくに付加体の前縁部と、斜面上部域に密集している（写真9-3-1から9-3-7）。これら二つのゾーンは、間隙水が排水されやすい場所を作っていると考えられ、それにとともなう海底下の炭酸塩鉱物によるセメンテー

ションも行なわれている。

付加体の前縁部は、他の海底の付加体においても確認されているように、流体が排水されるのに適した場所であると考えられる (Brown and Westbrook 1988; Moore et al., 1988, 1990)。ここでは、断層活動によって堆積層が急激に重なり合い、間隙水の排水が強制されること、さらにデコルマンを流れてきた水がこの部分を通して上方へ移動することなどが考えられている (Moore et al., 1990)。Henry et al. (1990) は、流体の流れが、チャンネル化し、大変速い速度(年に100m)でパルス的に排水されることを示している。

海溝陸側斜面の上部では、南海トラフの東側 (Kobayashi et al., 1989; Le Pichon et al., 1990)、そして南海トラフの西側 (Okamura et al., 1986) でも流体湧出の証拠が見つかっている。この地域での生物群集の発達、活断層および侵食作用によるものと考えられ、付加体の陸側部分においても活発に変形・流体排出していることを示している。

10 結 論

プレート収束境界における付加作用を理解することは、地球科学にとって重要な課題のひとつである。この分野での研究は、造山帯の進化の理解に大きな貢献を成すとともに、大陸地殻の成長・起源の研究にも重要な役割を果たす。たとえば日本列島は、アジアの縁辺部で、深海堆積物や海洋地殻の一部が次々と付加されて成長してきたものである。その付加・変形・変成作用のプロセスは、チベット高原のような高山を含むアジアの成長、さらに北米のコルジデラ山系の成長にも深く関連している。さらに東オーストラリアでの初期太古代の研究においても、同様なことが起こったことが示唆されている (およそ30億年前, S. Kiyokawa 私信)。従ってこの写真アトラスでわれわれが示した多くのプロセスは、地球の進化の理解にとって大変基本的なことである。

われわれは、プレート収束境界において起こる様々な地質現象について焦点をあててきた。たとえば最近の研究では、このような構造運動の激しい場所における地層内の流体の循環やその役割についての重要性が強調されている。このアトラスの最後の章で述べたように、海底の付加体においては、化学的、構造的あるいは熱的な性質は、流体の存在によって強い影響を受けている。これら流体の起源については、まだまだ解からないことがたくさん残っている。流体は堆積物の中に閉じ込められた海水に起源をもち、堆積物が次第に沈み込み、また変成作用を受けるに従って種々の流体が排出されていくと考えられる。将来の研究の方向としては、これら流体の起源や、流体の流れと変形、そして変成作用との関連に向けられていくであろう。さらに国際的な研究計画が必ずや必要となってくるであろう。それは将来の研究のための特殊

な設備などをお互いに持ち寄り、また友好的に使うことが必要だからである。このような国際的な研究計画では、いろいろな分野や異なった国からの研究者が一つの目標に向かってチームを組んで研究することになる。そして地球の最もダイナミックな場所一沈み込み帯のより深い理解を共通のゴールとして、研究を進めていかなければならない。

謝 辞

本写真アトラスの出版にあたっては、平成3年度文部省科学研究費補助金「研究成果公開促進費」に負うところが多く、編集・製作にあたっては東京大学出版会にお世話になった。著者の一人である T. Byrne は日本学術振興会からの助成 (平成2年度外国人特別研究員) によって日本での研究を進め、このような写真集が出版できたことを感謝している。

本写真アトラスは、著者らが15年以上の間にわたって撮影してきた写真をもとに構成されているが、貴重な写真を提供して頂いた方々も少なくない。国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Program) および第131節航海の乗船研究者の方々には掘削柱状試料の写真を、KAIKO, KAIKO-NANKAI 計画に参加した東京大学海洋研究所とフランス国立海洋開発研究機構 (IFREMER) には潜水艇ノチールによって撮られた深海底の写真を提供して頂いた。高知大学の小玉一人氏、愛媛大学の小松正幸氏には露頭写真を提供して頂いた。また野外調査および露頭写真の撮影では東京大学海洋研究所の森田澄人、清川昌一の両氏に、原稿のタイプからコンピューターを用いた図版の作成にいたる作業においては金原富子氏にお世話になった。これらの方々には心から感謝の意を表す。

野外調査においては、著者らはこれまで数多くの方々に支援して頂いた。特に高知大学の地質学教室のスタッフの方々、甲藤次郎氏、岡村真氏、小玉一人氏、田代正之氏、波田重熙氏、鈴木堯士氏、石塚英男氏には様々な助言と御支援を頂いた。J. Hibbard, L. DiTullio の各氏の研究は、本アトラスで紹介したように興味深い地質データを提供してくれた。また野外調査における高知大学の卒業生諸氏の協力なくしては、著者らが本アトラスを出版するまでには至っていなかったであろう。さらに室戸市および室戸市民の方々には温かい御支援を頂いた。平郁子氏にはこれまでの野外調査のあいだ色々とお世話になった。以上の方々には厚く御礼申し上げる。

最後に、四国の美しい海岸に見られる素晴らしい地質を創造した母なる自然の女神に敬意を表するとともに、このような美しい海岸がそこなわれることなく、地質現象の素晴らしさをこれから末永く人々に語りつづけることを祈る。

図・写真説明

図

Figure 1: 日本列島周辺の海底地形 (日本海洋データセンター提供). 西南日本と東北日本の太平洋側には2つの沈み込み帯 (南海トラフと日本海溝) が分布する.

Figure 2: 日本列島の地質構造区分 (Taira et al., 1989 を一部改訂). 1: 飛騨帯 (古生代の変成岩とジュラ紀の花崗岩より構成される). 2: 秋芳帯 (古生代の海山群を主とする付加体). 3: 三郡・舞鶴・秩父・阿武隈・北上帯 (オフィオライト・大陸地殻断片を含む古生代~中生代の付加体). 4: 美濃・丹波・足尾・北部北上・渡島帯 (ジュラ紀付加体). 5: 四万十・三波川・日高帯 (白亜紀~第三紀付加体). 6: エゾー空知・イドナップ帯 (海洋起源の物質に富む白亜紀の付加体). 7: 神居古潭変成帯 (オフィオライトからなる白亜紀の付加体). 8: 日高変成帯 (第三紀のグラニュライト相の変成帯). 9: 根室帯 (白亜紀~古第三紀の火山性砕屑岩層を主とする). 10: 伊豆・小笠原海嶺, 九州・パラオ海嶺とその付加体. 11: 南海トラフに発達する新第三紀以降の付加体.

Figure 3: 西南日本の地質断面. 断面の位置は Figure 2 の赤矢印で示す.

Figure 4: 四万十・秩父・三波川帯の分布と写真撮影地点 (赤丸). 地点番号は写真説明文に付記.

Figure 5: 西南日本の沈み込み帯における海洋プレート層序の復元図 (Taira et al., 1989 を一部改訂). メランジュ中の化石年代を基にした柱状図を左 (内帯) から右 (外帯) へ配列する. 左端に地質時代を記す (TT=第三紀; K=白亜紀; J=ジュラ紀; Tr=トリアス紀; P=ペルム紀; C=石炭紀; D=デボン紀).

Figure 6: 日本列島の第三紀の変遷 (Taira et al., 1988 を一部改訂). (a) 70 Ma: プレーートの斜め沈み込みにもなう四万十付加体の発達. (b) 23 Ma: 日本海のリフティングによる巨大な淡水湖の形成と伊豆・小笠原弧の北上開始. (c) 17 Ma: 四国海盆の拡大終焉と日本海の拡大開始. (d) 5 Ma: 伊豆・小笠原弧と本州の衝突. 参考のため現在の地理的關係を赤線で示す.

Figure 7: 四国における四万十帯の分布 (Taira et al., 1988 に加筆) と写真撮影地点 (赤丸). 地点番号は写真説明文に付記.

Figure 8: 白亜紀後期の「四万十海溝」における海洋プレート層序の復元図 (Taira et al., 1988). メランジュとフリッシュ層に含まれる放散虫化石を基に復元した. 岩石の残留磁気から求められた枕状溶岩の噴出時や砕屑物質の堆積時の古緯度は赤道域からのプレートの移動を示している.

Figure 9: 放散虫年代と岩相により区分した層状チャート

の平面図 (Okamura and Uto, 1982 に基づく). 断層によって同時代層が繰り返すが, それぞれのシーケンスは南方に向かって順次年代が若くなっている.

Figure 10: 白亜系四万十帯メランジュの剪断構造を示す模式的ダイアグラム.

Figure 11: 室戸岬沖南海トラフ付加プリズムの多重式音波探査記録とその解釈. ODP 第131節航海の掘削坑 (Site 808) の位置を合わせて示す.

Figure 12: ODP 第131節航海の掘削試料から求めた圧縮応力方位. コンターダイアグラム (上左): 断層とシアバンドより求めた圧縮応力方位. ローズダイアグラム (上右): 断層面上の条線の方向. 下図は掘削地点 (Site 808) と地震の発震機構から求められたプレートの収斂方向を示す. 掘削試料が示す圧縮方向はプレートの収斂方向と良く一致する.

Figure 13: ODP 第131節航海の掘削結果 (Taira, Hill, Firth et al., 1991). 多重式音波探査記録, 岩相, 年代, 構造 (断層およびシアバンドの頻度分布), 間隙率, 塩化物含有量を並べて示す.

写真

2-1-1: 露天掘り採石により山頂が平らになったペルム紀の石灰岩体. 西南日本の石灰岩の大半は日本列島に付加した海山に由来する. 山の中腹部より上には石灰岩層がクリップとして水平に載っている. 秩父帯, 高知県鳥形山 (2-Figure 4).

2-1-2: 秩父帯のメランジュ中にみられる岩石の断片 (スリバー) (テクトニックな変形によって伸長したブロック). ペルム紀の石灰岩の断片 (A) が剪断された泥質マトリックス (基質, B) 中にみられる. また砂岩からなる断片 (C) も認められる. 石灰岩は海山起源であるが泥質岩と砂岩はジュラ紀の海溝充填堆積物である. 沢谷複合岩体, 徳島県 (6-Figure 4).

2-1-3: 白亜系和泉層群の大露頭がみられる採石場 (矢印でダンプカーを示す). 砂岩の卓越した厚層タービダイト層は白亜紀後期の中央構造線横ずれ運動に伴って形成された前弧海盆に堆積した. 香川県猪鼻峠 (4-Figure 4).

3-1-1: タービダイトにみられる堆積ユニット (ポーモシーケンス). 下部の級化層理部から上部の斜交層理・平行葉理部への変化が認められる. 四万十帯には様々な礫岩・砂岩・頁岩からなる地層がみられるが, その大部分はタービダイトと考えられる. 大山岬層 (上部白亜系~古第三系), 高知県安芸市大山岬 (14-Figure 7).

3-1-2: タービダイト層下底面に発達するフルートキャスト. フルートキャストは底痕 (ソールマーク) の一種で, タービダイトに特徴的にみられ, またその形態は古流向の指標

- となる(写真右から左への流れ)。四万十帯のフレッシュ層では海溝に沿った軸流が卓越するが、海溝に直交する流れも認められることがある(本文参照)。日南層群(始新統)、宮崎県日南市(1-Figure 4)。
- 3-1-3: タービダイト層上面に認められるカレントリップル(連痕)。上下判定、古流向(この写真では左から右への流れ)の指標となる。奈半利川層(始新統)、徳島県穴喰町(20-Figure 7)。
- 3-1-4: 海溝に堆積したタービダイト層下底面にみられる生痕化石(左上 A: *Helminthopsis*, 右下 B: *Paleodictyon*)。生痕化石は堆積環境、上下判定の重要な指標となるとともに堆積深度の推定に用いることが出来る。奈半利川層(始新統)、高知県東洋町甲浦(20-Figure 7)。
- 3-1-5: タービダイト層下底面にみられる生痕化石(*Nereites*)。*Nereites* は海溝底等の深海底に棲息する生物(多毛類?)の摂食の跡とみられ、上下判定・堆積深度の良い指標になる。室戸層(始新統~下部漸新統)、高知県室戸市黒見(16-Figure 7)。
- 3-2-1: 極細粒砂岩からなるタービダイト薄層と頁岩の互層。このような頁岩の卓越した互層はチャンネルの外側の氾濫原、あるいは海溝縁辺部の堆積環境を示す。室戸層(始新統~下部漸新統)、高知県室戸市黒見(16-Figure 7)。
- 3-2-2: チャンネル縁辺部の堆積環境を示すタービダイト薄~中層。来栖野層(始新統~下部漸新統)、高知県土佐清水市叶岬(2-Figure 7)。
- 3-2-3: 珪質凝灰岩層(左端)を含む砂泥互層。凝灰岩層は四万十帯では数少ない鍵層として重要である。来栖野層(始新統~下部漸新統)、高知県土佐清水市在岬(7-Figure 7)。
- 3-2-4: 海溝軸チャンネルの堆積環境を示す垂直に傾斜した厚いタービダイト層。写真はヘリコプターによる空中写真で横幅は約 20m。奈半利川層(始新統)、高知県室戸市羽根岬(15-Figure 7)。
- 3-2-5: 海溝チャンネル堆積相を特徴づけるタービダイト層。露頭スケールの上方細粒化サイクルが認められる。来栖野層(始新統~下部漸新統)、高知県土佐清水市叶岬(2-Figure 7)。
- 3-2-6: 上方細粒化ユニットの境界部(各ユニットの厚さは 10~50 m)。下位のユニットの最上位部(タービダイト薄~中層)から、上位のユニットの最下位部(厚層の砂岩からなるタービダイト層)への明瞭な変化がみられる。来栖野層(始新統~下部漸新統)、高知県土佐清水市叶岬(2-Figure 7)。
- 3-2-7: 粗粒砂岩層をとともなう垂直に傾斜した礫岩層。四万十帯の砂岩層にはしばしば級化又は塊状の礫岩層が挟在し、粗粒碎屑物の供給源を特定する指標となっている。大山岬層(上部白亜系~古第三系)、高知県安芸市大山岬(14-Figure 7)。
- 3-2-8: 変成岩の大礫(Photo 3-2-7 の礫岩の接写)。三波川帯起源とみられる変成岩の礫は、久万層群(Photo 7-1-3 参照)中の礫と同様に深部に持ち込まれた四万十帯の上昇削剝過程を推定する上で重要である。ただし、礫岩の堆積年代は現在のところ十分明らかになっていない。大山岬層(上部白亜系~古第三系)、高知県安芸市大山岬(14-Figure 7)。
- 3-2-9, 3-2-10: 頁岩の角礫が卓越した礫岩。マトリックスは砂質で再堆積性石灰質ノジュールの礫を含む。陸側上部斜面に由来し、海底谷あるいは海溝に発達した扇状地で再堆積した礫岩とみられる。菜生層群(中新統)、高知県室戸市室戸岬(18-Figure 7)。
- 3-3-1: 砂岩の薄片顕微鏡写真。石英・長石・火山岩片・堆積岩片など様々な物質からなる。このことは四万十帯の砂岩が堆積岩と火山岩の両方を起源としていることを示している。写真の横幅は 2.5 mm。下津井層(白亜系)、高知県土佐市横浪半島(12-Figure 7)。
- 4-1-1: 堆積直後の脱水によるパイプ、ピラー構造。タービダイトの堆積の繰返しによってできた厚い粗粒の砂岩層中に発達する。上位の乱泥流によって切られたパイプが認められる。パイプは 2 系統認められ、垂直のパイプ(A)はクリーブしたパイプ(B)を切っている。脱水による泥質物質の除去によってパイプは周囲よりやや薄い色を呈する。室戸層(始新統~下部漸新統)、高知県室戸市行当岬(17-Figure 7)。
- 4-1-2: 厚い粗粒砂岩層中に見られる脱水パイプ。細かいパイプが接合して太いパイプに発達している様子が認められる。室戸層(始新統~下部漸新統)、高知県室戸市行当岬(17-Figure 7)。
- 4-1-3: 粗粒砂岩層の上面にみられる脱水構造。灰白色の部分がピラー構造の層理面に平面な断面形態である。小スケールの噴砂丘状の構造(A)も認められる。スケールは 10 cm 間隔。大山岬層(上部白亜系~古第三系)、高知県安芸市大山岬(14-Figure 7)。
- 4-1-4: スランプ堆積層。砂岩・泥岩からなる乱雑層がより連続性のよいタービダイト層中に挟まれており、付加プリズム先端部における海溝充填堆積層の崩壊を示唆している。室戸層(始新統~下部漸新統)、高知県室戸市黒見(16-Figure 7)。
- 4-1-5: スランプ堆積層の近接写真。分断されブロック化した砂岩層は、根なし褶曲(層理の連続性を断たれた褶曲構造)やネッキング構造を示し、砂と泥が混合したマトリックス中に含まれている。このような岩相はスランプ堆積物

- あるいは土石流堆積物を特徴づける。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市黒見(16-Figure 7).
- 4-1-6: スランプ褶曲による根なし再褶曲構造の軸部。砂岩層にはピンチ-アンド-スウェル構造(膨縮構造)が認められる。乱雑な再褶曲構造(いったん褶曲したものが再び褶曲をうけたもの)はスランプ褶曲では一般的であり, テクトニックな褶曲構造との判別に用いられる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市黒見(16-Figure 7).
- 4-1-7: タービダイトの互層中にみられる砂岩岩脈。岩脈は約 20 cm の幅をもち, 走向方向に数10 m 連続する。行当岬には上方・下方に貫入した実に数百もの岩脈・シルが発達している。これらの岩脈・シル群はほぼ水平方向の圧縮応力によって形成されたものと考えられる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-1-8: 砂岩シルの分岐構造。シルの厚くなった部分には母岩の頁岩が取り残されている(A)。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市羽根岬(15-Figure 7).
- 4-1-9: 砂岩岩脈の貫入形態。1本の岩脈の貫入角度が垂直から水平へ変化しているのが認められる。砂岩シルは塊状の砂岩層と酷似しているため判別には注意を要する。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-1-10: スランプ堆積物の航空写真。幅 20 cm の碎屑岩脈(砂岩岩脈)が数10 m 連続しているのが認められる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市黒見(16-Figure 7).
- 4-1-11: 褶曲ヒンジ部の近接写真。細い砂岩岩脈が層厚20 cm の砂岩層から上位層(写真左手が上位)に貫入しているのが認められる。岩脈は褶曲軸に平行に配列していることから, 岩脈と褶曲の発達とは一連の変形によって形成されたと思われる。ただし岩脈は褶曲時の層面すべりによって切れ, 褶曲軸を境に反対方向に変位しているため, 岩脈の形成は褶曲の形成に先行していることがわかる。同露頭の遠景は Photo 4-2-2 で見られる。室戸層群(始新統～下部漸新統), 和歌山県すさみ町天鳥(8-Figure 4).
- 4-1-12: タービダイト層中にみられる砂岩岩脈。岩脈は形成後の圧密によって膨縮しており, それにともなう割れ目には多くの石英脈が認められる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-1-13: 地層面を高角度で切る砂岩岩脈。岩脈は貫入後の変形(褶曲)を被っている。褶曲は層理面に垂直方向の圧密作用と劈開を生じさせた短縮作用による。劈開の方向は層理面にほぼ平行である。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市羽根岬(15-Figure 7).
- 4-1-14: 変形した地層中に貫入した砂岩岩脈。室戸層にみられる未固結堆積物の変形構造にはスランプによるものとテクトニックな変形によるものがある。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-2-1: 大スケールのおしかぶせ褶曲の翼部に発達した軸面非対称褶曲。層厚 15 m の地層が褶曲している。写真左手(北側)に背斜褶曲の軸部が存在する。牟婁層群(始新統～下部漸新統), 和歌山県すさみ町天鳥(8-Figure 4).
- 4-2-2: 堆積後初期のテクトニックな褶曲構造(Photo 4-2-1 の近接写真)。褶曲のヒンジ部の近接写真は Photo 4-1-12 に示す。牟婁層群(始新統～下部漸新統), 和歌山県すさみ町天鳥(8-Figure 4).
- 4-2-3, 4-2-4, 4-2-5: 堆積後初期のテクトニックな褶曲構造。褶曲各部での層厚の変化は延性変形を示す。牟婁層群(始新統～下部漸新統), 和歌山県すさみ町天鳥(8-Figure 4).
- 4-2-6: 急傾斜のタービダイト層中にみられる初期のテクトニックな小規模非対称褶曲。奈半利川層(始新統), 高知県東洋町甲浦(20-Figure 7).
- 4-2-7: 凧を用いた海食台露頭の空中写真(Kodama et al., 1988 による)。堆積後初期のテクトニックな褶曲構造が認められる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7)。小玉一人氏提供。
- 4-2-8, 4-2-9: 堆積後初期のテクトニックな褶曲構造の近接写真(Photo 4-2-7 と同一地点)。褶曲軸の方向がゆるやかに変わることによってシーズ褶曲の形態を示す場合がある。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-2-10: シーズ褶曲の断面形態。褶曲の上部は写真の下方に相当し, 褶曲の下部は断層によって切られている(A)。シーズ褶曲はテクトニックな変形のセンスを知るうえで有効である。菜生層群(中新統), 高知県室戸市室戸岬(18-Figure 7).
- 4-2-11: 薄いタービダイト層の上面にみられる舌状リップルマーク。石英脈上の条線(A)は層理面に平行な短縮変形によるものとみられる。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-2-12: 頁岩層に発達するスレート劈開。劈開面は写真右方向に傾斜している。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-2-13: 圧力溶解によってできた劈開の顕微鏡写真。黄鉄鉱の周りには葉片状鉱物(粘土鉱物)の晶出が認められる(A)。室戸層(始新統～下部漸新統), 高知県室戸市行当岬(17-Figure 7).
- 4-3-1: 砂泥互層にみられるネッキングと正断層による砂岩ブロックの回転構造。層理面に平行な伸張変形は四十帯でよくみられる構造である。大山岬層(上部白亜系～古第三系), 高知県安芸市大山岬(14-Figure 7).

- 4-3-2: 薄層の砂泥互層にみられるネッキングと層理面に垂直な伸張割れ目。層理面に平行な伸張変形を示す。大山岬層(上部白亜系～古第三系), 高知県安芸市大山岬(13-Figure 7)。
- 4-3-3: 砂泥互層の褶曲構造。砂岩層には層理面に平行な伸張変形がみられる。伸張変形は他の変形(ここでは褶曲)に先行する場合が多い。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-4: 頁岩卓越層の剪断帯にみられる複雑な褶曲構造と混合現象。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-5: 泥質マトリックス中に分布するレンズ状の砂岩ブロック。ブロックは一直線上に配列していることが多く, もともと1枚の地層であったことを示唆している。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-6: 延性変形を示唆する泥質岩中に孤立した根なし褶曲のヒンジ部。興津メランジュ(上部白亜系), 高知県窪川町興津(9-Figure 7)。
- 4-3-7: 角礫化作用・ネッキングによる変形が認められる孤立した褶曲のヒンジ部。割れ目は母岩の頁岩によって充填されている。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-8: 褶曲した砂岩からなるレンズ状ブロック。砂岩のブロックは頁岩をマトリックスとし, 顕微鏡サイズから数10 m にいたる様々なサイズが認められる。田ノ口層(始新統), 高知県大方町沢野峠(7-Figure 7 の 15 km 内陸部)。
- 4-3-9: 角礫化作用の初期段階がみられる砂岩ブロック。泥質物質によって充填された割れ目が認められる(A)。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-10: 砂岩ブロックの角礫化。網目状の割れ目には泥質物質が充填されており, 高間隙水圧による破碎変形の可能性がある。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-11: 砂岩の角礫化作用がみられる薄片写真(オープンニコル)。大きな砂岩ブロックに割れ目が入り細礫化してゆく様子が認められる。明瞭な剪断面は見られない。写真の横幅は約 1 mm。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-12: 頁岩に卓越したメランジュマトリックスの薄片写真(オープンニコル)。網目状の割れ目と定方性を示さないシルト粒子がみられる。写真の横幅は約 2.5 mm。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 4-3-13: 頁岩に卓越したメランジュマトリックスの薄片写真(オープンニコル)。マトリックス中に生じた割れ目に注入・充填した頁岩の脈(中央)がみられる。この頁岩の脈を境に石英脈の変位が認められる。写真の横幅は約 2.5 mm。田ノ口層(始新統), 高知県佐賀町(8-Figure 7)。
- 5-1-1: バランギニアン期の枕状玄武岩質溶岩。玄武岩は大洋底起源。手結メランジュ(白亜系), 高知県芸西村(13-Figure 7)。
- 5-1-2: バランギニアン期の枕状玄武岩質溶岩(A)と成層したナンノ化石に富む石灰岩(B)。石灰岩層は玄武岩質凝灰岩の薄層と互層しており, CCDより浅いところに堆積したものとみられる。石灰岩と枕状溶岩の残留磁気は赤道域の古緯度を示す。手結メランジュ(白亜系), 高知県夜須町(13-Figure 7)。
- 5-1-3: バランギニアン期のナンノ化石に富む石灰岩(A)。玄武岩質凝灰岩(B)との細かな互層構造がみられる。安和メランジュ(白亜系), 高知県須崎市(11-Figure 7)。
- 5-1-4: 垂直に傾斜した層状放散虫チャート(下部白亜系)。写真の横幅は 7 m。横浪メランジュ(白亜系), 高知県土佐市(12-Figure 7)。
- 5-1-5: 褶曲した層状放散虫チャート(アルビアン～セノマニアン)。手結メランジュ(白亜系), 高知県芸西村(13-Figure 7)。
- 5-1-6: 遠洋性赤色泥岩とチャートの互層(セノマニアン～チューロニアン)。横浪メランジュ(白亜系), 高知県土佐市(12-Figure 7)。
- 5-1-7: 半遠洋性多色頁岩(コニアシアン～サントニアン)。白色の凝灰岩層(A), 緑～赤色の半遠洋性頁岩(B)がみられる。手結メランジュ(白亜系), 高知県夜須町(13-Figure 7)。
- 5-1-8: 薄片写真による白亜紀の海洋プレート層序の復元。いずれも写真左がオープンニコル, 右がクロスニコル。写真の横幅は 2.5 mm。横浪メランジュ(白亜系), 高知県土佐市(12-Figure 7)。(1)メランジュマトリックス中の砂岩レンズ。カタクラスチックな構造がみられる。砂岩は海溝充填堆積物(カンパニアン)。(2)半遠洋性多色頁岩(コニアシアン～サントニアン)。シルトサイズの碎屑粒子と放散虫の殻がみられる。(3)放散虫の殻を含む遠洋性泥岩(セノマニアン～チューロニアン)。粗粒碎屑物は含まれない。(4)層状放散虫チャート(アプチアン～アルビアン)。放散虫の殻に富み, 粗粒碎屑物は含まれない。(5)ナンノ化石に富む石灰岩(バランギニアン)。放散虫の殻を含む。(6)枕状溶岩の急冷周縁相(A)と鉄マンガン堆積物の被覆層。(7)“swallow tail”拍子木状の斜長石がみられる玄武岩。
- 5-2-1: 白亜紀手結メランジュの海岸露頭。海洋プレート層序の覆瓦構造がみられる。(A)カンパニアン海溝充填砂岩層。(B)海溝周縁部の堆積環境を示す泥質メランジュマトリックス。(C)泥質マトリックス中の砂岩レンズ。(D)コニアシアン～サントニアンの多色頁岩。(E)セノマニアン

- ン〜チューロニアンの赤色遠洋性泥岩。(F)白亜紀前期の放散虫チャート。(G)バラングニアン枕状溶岩。(H)断層。住吉海岸，高知県夜須町 (13-Figure 7)。
- 5-2-2: 高角度で傾斜する放散虫チャート層。写真の幅は約 50 m。同様の地層は 250 m にわたって連続しているが，詳細な放散虫化石層位学的研究により層厚 70. ~ 100 m の同一層が繰り返していることがわかっている (Figure 9 参照)。このようなチャート層の繰り返しは，付加プリズム前縁部ではぎとり又はアンダープレートの覆瓦構造による。横浪メランジュ (白亜系)，高知県土佐市 (12-Figure 7)。
- 5-2-3: 玄武岩 (A) と白亜紀前期のチャート (B) の境界部。両者の間には黒色の頁岩の薄層 (C) が挟まれている。頁岩の時代は上位のチャートより若いコニアシアン〜カンパニアンであることから，頁岩はメランジュのマトリックスであり上位のチャートはブロックとみられる。安和メランジュ (白亜系)，高知県須崎市 (11-Figure 7)。
- 5-2-4: コニアシアン〜サントニアンの多色頁岩 (A)。バラングニアン玄武岩層 (B と C) に挟まれている。手結メランジュ (白亜系)，高知県芸西村 (13-Figure 7)。
- 5-2-5: セノマニアンの放散虫チャートおよび遠洋性頁岩 (A) とカンパニアンの黒色頁岩からなるメランジュのマトリックス (B)。両者はテクトニックな変形によって接合したものとみられる。層状チャートの一部を成していた緑色〜赤色頁岩と黒色頁岩のテクトニックな混合がみられる (C)。手結メランジュ (白亜系)，高知県芸西村 (13-Figure 7)。
- 5-2-6: 玄武岩 (A) とメランジュマトリックス (B) のテクトニックな接合境界。両者の間には強い剪断構造は認められない。メランジュにはレンズ状の砂岩ブロック (C) が数多く含まれる。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-2-7: コニアシアン〜サントニアンの多色頁岩 (B) に挟まれる白亜紀前期のチャートレンズ (A) と玄武岩質凝灰岩 (C)。手結メランジュ (白亜系)，高知県夜須町 (13-Figure 7)。
- 5-2-8: カンパニアンのメランジュマトリックス中にみられるアルビアン〜セノマニアンのチャートレンズ (A)。手結メランジュ (白亜系)，高知県芸西村 (13-Figure 7)。
- 5-2-9: カンパニアンのメランジュマトリックス中に含まれる砂岩ブロック (A)。砂岩ブロックはブーディンの形態を示す。久礼メランジュ (白亜系)，高知県中土佐町 (10-Figure 7)。
- 5-3-1: 剪断面 “C” と面構造 “S” (S-C ファブリック)。ファブリックから得られる剪断変形方向のセンス (矢印) は北方向への沈み込みを示す。久礼メランジュ (白亜系)，高知県中土佐町 (10-Figure 7)。
- 5-3-2: 岩石試料の切断研磨面にみられる S-C ファブリックと “R 1” 脆性変形剪断面。配列構造が顕著な灰白色のレンズ状の小ブロックは主に半遠洋性多色頁岩からなる。矢印で剪断変形のセンスを示す。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-3: 岩石試料の切断研磨面にみられる S-C ファブリックと R 1 剪断面。灰白色のレンズの多くは半遠洋性多色頁岩とチャートである。矢印で剪断変形のセンスを示す。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-4: 鏡下にみられるレンズ状の多色頁岩と S-C ファブリック (オープンニコル)。写真の横幅は 2.5 mm。矢印で剪断変形のセンスを示す。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-5: メランジュマトリックスの面構造 (C 面) に平行な露頭断面。砂岩やチャートの小岩片の配列構造 (A) が認められる。R 1 剪断によるステップ (B) が小岩片の配列方向 (A) に直交して発達する。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-6: 白亜紀前期のレンズ状のチャート (A)。チャートブロックはカンパニアンのメランジュマトリックス中に挟まれ，その延長部は剪断による脆性破断変形を受けカクラスチックテイル (B) となっている。安和メランジュ (白亜系)，高知県須崎市 (11-Figure 7)。
- 5-3-7: 頁岩マトリックス中のレンズ状のチャートブロック (A)。マトリックス中の剪断面とブロックの破断割れ目には方解石と石英の脈が認められる。灰白色のレンズは半遠洋性多色頁岩 (B)。矢印で剪断変形のセンスを示す。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-8: 方解石・石英脈の発達がみられるレンズ状の玄武岩ブロック。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-9: メランジュ中にみられる非対称形態を示す砂岩ブロックの薄片写真。カクラスチックテイル (A) と石英によって充填された R1 剪断面 (B) が認められる。写真の横幅は 4 mm。興津メランジュ (白亜系)，高知県窪川町 (9-Figure 7)。
- 5-3-10: メランジュ中にみられる長斜方形の砂岩ブロック。テクトニックな破断と削摩 (abrasion) により様々な形態を示す。久礼メランジュ (白亜系)，高知県中土佐町 (10-Figure 7)。
- 5-3-11: テクトニックな削摩作用を受け，丸い形状を示す砂岩ブロック。手結メランジュ (白亜系)，高知県夜須町 (13-Figure 7)。
- 5-3-12: テクトニックな削摩作用を受けた砂岩ブロック。非対称な形態を示す面構造が周囲のマトリックス中にみられ

- る。久礼メランジュ(白亜系), 高知県中土佐町(10-Figure 7).
- 5-3-13: 削摩作用を受けた砂岩ブロックの薄片写真(オープンニコル). ブロックの回転に伴って周囲の頁岩のマトリックスがブロック中に取り込まれる構造が認められる. 写真の横幅は 2.5 mm. 興津メランジュ(白亜系), 高知県窪川町 (9-Figure 7).
- 5-3-14: 非対称なカタクラスチックテイルがみられるチャートブロックの薄片写真(オープンニコル). チャートの中には放散虫の殻が認められる (A). 写真の横幅は 2.5 mm. 興津メランジュ(白亜系), 高知県窪川町(9-Figure 7).
- 5-3-15: 著しい剪断変形によって複雑に混じり合ったチャート, 玄武岩のブロックとマトリックスの頁岩. 非対称な形態を示すチャート・玄武岩のブロックからは剪断のセンスが読み取れる(矢印). C-S 面のなす角度の小さい面構造が後の変形による剪断面 (A) によって切られている. 興津メランジュ (白亜系), 高知県窪川町 (9-Figure 7).
- 5-3-16: チャート・多色頁岩 (ブロック) と頁岩 (マトリックス) からなる混合の進んだメランジュ. C-S 面のなす角度は小さい. 興津メランジュ (白亜系), 高知県窪川町 (9-Figure 7).
- 5-3-17: 赤石岳の白亜系にみられる変形度の高いメランジュ. 小スケールの褶曲や砂岩レンズが認められる. 静岡県 (10-Figure 4).
- 5-3-18: 赤石岳の白亜系にみられる変形度の非常に高いメランジュ. 削摩作用を受けたブロックとよく発達した面構造 (ペンにはほぼ平行) が認められる. 静岡県 (10-Figure 4).
- 5-3-19: 高い剪断変形をうけたメランジュファブリックの薄片写真. C-S 面のなす角度はほぼ 0 度. 面構造に平行で細長く伸びた, あるいは切れ切れになった多色頁岩層がみられる. 興津メランジュ(白亜系), 高知県窪川町(9-Figure 7).
- 6-1-1: オリストストローム層がみられる波食台露頭. 砂岩ブロックが泥質マトリックス中に散在している. 牟婁層群 (上部漸新統~下部中新統), 和歌山県すさみ町さらし首 (9-Figure 4).
- 6-1-2: 級化構造がみられる土石流堆積物. 泥質マトリックス中に砂岩の角礫が含まれている. 牟婁層群 (上部漸新統~下部中新統) 和歌山県すさみ町さらし首 (9-Figure 4).
- 6-1-3: 前期中新世の三崎層群の基底をなすオリストストローム層. 頁岩からなるマトリックス中に砂岩の角礫が散在する. 礫の表面が節理面で囲まれたものがしばしばみられる. この様な岩相は大規模な土石流堆積物を示唆する. 高知県土佐清水市加久見 (5-Figure 7).
- 6-1-4: 三崎層群下部のよく成層した沖合ストーム堆積相を示す堆積物. 三崎層群は全体的に上方粗粒化・浅海化する沖合から海浜の堆積相を示す. 三崎層群 (上部漸新統~中新統). 高知県土佐清水市 (4-Figure 7).
- 6-1-5: ハンモッキー斜交層理がみられるよく成層した砂岩 (サンドバー堆積物) と頁岩の互層. 三崎層群 (上部漸新統~中新統), 高知県土佐清水市浜益野 (4-Figure 7).
- 6-1-6: ハンモッキー斜交層理の発達した砂岩層. 浅海性のサンドバー堆積物とみられる. 三崎層群, 高知県土佐清水市竜串 (3-Figure 7).
- 6-1-7: 外浜のサンドバー堆積物中にみられるコンボリユーション. コンボリユーションの上部は, 上位の砂岩層の堆積の際に切られている. このことからコンボリユーションの形成は上位層の堆積する前であることがわかる. コンボリユーションの発達は, 前弧域での地震活動の活発さを示すものかも知れない. 三崎層群, 高知県土佐清水市竜串 (3-Figure 7).
- 6-1-8: 2方向の斜交層理を含む粗粒砂岩層. 潮干帯の堆積環境が考えられる. 三崎層群最上部, 高知県土佐清水市竜串 (3-Figure 7).
- 6-1-9: 前浜のサンドバー堆積物に貫入した泥ダイアピルの表層断面. 田辺層群(中新統), 和歌山県日置川町(7-Figure 4).
- 6-2-1: 室戸岬上空からみた海食台露頭. 中新世(1500 万年前)のハンレイ岩の貫入岩体 (A) は後期漸新世~前期中新世の砂岩・頁岩層 (B) と接する. ハンレイ岩体の厚さは最大約 150 m である. ハンレイ岩の貫入は四国海盆の活動中の拡大軸の沈み込みによると考えられる. 高知県室戸市 (18-Figure 7).
- 6-2-2: 室戸岬のハンレイ岩の貫入岩体. 古地磁気とペグマタイト様のポケットの構造の研究からハンレイ岩は元来シル状に水平に貫入し, 後の変動によって垂直近くまで傾斜していることがわかっている. 堆積岩との接触ゾーンは不規則な形状であり, また熱水変質している. このことからハンレイ岩の貫入時期は堆積物が完全に固結する以前であるとみられる. 高知県室戸市 (18-Figure 7).
- 6-2-3: 玄武岩質安山岩の枕状溶岩. 中新世の斜面堆積盆の最下部を構成している. 四十寺山層, 高知県室戸市大箸 (19-Figure 7).
- 6-2-4: 足摺岬に露出する中期中新世の花崗岩. 四万十帯に広く分布する花崗岩は海溝近くでは通常考えられない異常な火成活動の存在を示唆する. 高知県土佐清水市 (6-Figure 7).
- 6-3-1: 砂質片岩起源の片麻岩のゼノリス(捕獲岩). 母岩の花崗岩体は 14 Ma の電気石-黒雲母花崗閃緑岩からな

- る。ゼノリスはグラニュライト相 (約 7 kb, 800°C) の変成を受けている。しま状構造は石英・長石質の層と紫蘇輝石/ガーネット/黒雲母に富んだ層からなり、軸面劈開を伴って褶曲している。愛媛県高月山(1-Figure 7)。小松正幸氏提供。
- 7-1-1: 河床露頭にみられる「大歩危砂岩」中の礫岩。礫は片理に平行に引き伸ばされており (平均の縦横比: 3/10)、部分的に良く発達した伸長リネーションが認められる。礫は頁岩・酸性凝灰岩・花崗岩を起源とする。最近の説では大歩危砂岩は、四万十帯と同時代の地層の可能性ある。徳島県大歩危峡谷 (5-Figure 4)。
- 7-1-2: 大歩危砂岩の片理に平行な露頭面。平らになった酸性岩の礫が認められる。徳島県大歩危峡谷 (5-Figure 4)。
- 7-1-3: 始新世の久万層群の礫岩。久万層群の扇状地堆積物は三波川帯起源の礫を含んでおり、三波川帯の表面削剝の始まりを記録する最も古い地層である。愛媛県上浮穴郡岩谷寺 (3-Figure 4)。
- 7-2-1: 室戸岬の航空写真。よく発達した海成段丘がみられる。広範囲にみられる平坦面は最も最近に起こった大規模海進による下末吉面 (15 万年前) である。高知県室戸市 (18-Figure 7)。
- 7-2-2: 行当岬の航空写真。良く発達した二段の海成段丘がみられる。上段の面 (Middle Terrace) は15 万年前、下段の面 (Lower Terrace) は1000 年前の形成年代を示す。高知県室戸市 (17-Figure 7)。
- 7-2-3: 隆起したノッチ (海食崖下部の窪み地形)。現在は海面より 4.1 m の高さの所に位置する。石灰質の化石 (多毛類) の付着が認められる (人物が指し示している所)。これは放射性炭素年代測定によると 830 年前の年代を示す。高知県室戸市室戸岬 (18-Figure 7)。
- 8-1-1: 高角度で傾斜した層理面 (A) がみられる礫岩層。足柄層群の更新世の扇状三角州堆積物 (塩沢層)。礫岩層は後期更新世の火山灰層によって不整合に覆われる。神奈川県山北町 (11-Figure 4)。
- 8-1-2: 更新統塩沢層中の剪断された礫。足柄層群では断層等の剪断変形がよくみられる。神奈川県山北町 (11-Figure 4)。
- 8-1-3: シルト岩中に発達する泥岩充填脈。脈の発達するゾーンは全体としては層理面にほぼ平行している。脈はスコリア質の砂岩層あるいは砂で満たされた巣穴化石など粗粒な部分では未発達である。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-4: 泥岩充填脈の顕微鏡写真。脈は周囲より細粒の物質で構成されている。脈の壁面にみられる海綿骨針が未変形であることから脈形成が脆性破断によらないことを示している。写真横幅 2.5 m 三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-5: 三浦層群に発達するスランプ構造。凝灰質シルト岩のマトリックス中にはブロック化した堆積層とスランプ褶曲がみられる。写真右上方の凝灰質層は上下が逆転している。海底地すべり (スランピング) は急激な堆積作用あるいは前弧域の活発な地殻変動によると考えられる。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-6: 覆瓦構造を示すスラスト (衝上断層) と小規模な褶曲構造。スランプ堆積物の先端部の圧縮による構造とみられる。このような構造から復元した古斜面は南東方向が卓越する。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-7: 褶曲した地層のブロック化がみられる乱雑層。各ブロックは面なし (断層面の癒着した) 断層によって囲まれており、マトリックスをほとんど挟まない。スランプ堆積物がテクトニックに活動的な場で再度変形し複合したものと考えられる。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-8: シルト岩中に貫入する碎屑シル・岩脈。貫入物質のマトリックスは近接するスコリア質砂岩層である。母岩のシルト岩がはぎ取られシル・岩脈中に取り込まれる様子が認められる。三浦層群上部 (鮮新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-9: 共役系をなすスラスト。断層面は完全に癒着しており未固結堆積物中に生じた共役断層とみられる。地層を水平に戻した際の圧縮応力軸は北西-南東方向を示す。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-10: シルト岩層に貫入した碎屑岩脈。岩脈は凝灰岩質のマトリックスとシルト岩の角礫からなる。岩脈は層理面に平行な面なし断層によって切られている。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-11: 衝上断層 (スラスト) による同一層の繰り返しがみられる波食台露頭。断層面が完全に癒着していることから堆積物固結以前のスラスト運動が推定される。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-1-12: 断層面の癒着した共役正断層。Photo 8-1-10 の碎屑岩脈はこの露頭の近くに位置する。三浦層群 (中新統), 千葉県房総半島南部 (13-Figure 4)。
- 8-2-1: シロウリガイの貝殻を含む砂岩層。粗粒の火山碎屑性砂岩中の貝殻は再堆積したものである。池子層は海溝斜面に発達した海底谷を埋積した堆積物からなる。池子層 (鮮新統), 神奈川県逗子市 (12-Figure 4)。
- 8-2-2: シロウリガイ含有層中にみられる炭酸塩でセメントされたチムニー状の構造。同様の構造は現在の沈み込み帯の陸側斜面から報告されている。このような炭酸塩のセメ

- ントは海底での流体の湧出帯の環境を示す。池子層 (鮮新統), 神奈川県逗子市 (12-Figure 4).
- 8-2-3: 貝殻の下面にみられる炭酸塩のジオペタル構造 (A)。この他に層内スランプ堆積物中には再堆積性のセメントされた貝層が認められる。これらは堆積初期に海底面直下でセメント形成がすでに成されていたことを示す。池子層 (鮮新統), 神奈川県逗子市 (12-Figure 4).
- 9-2-1: 横臥褶曲がみられるスランプ堆積物。掘削柱状試料の最上位部に位置し, 堆積物は未固結状態である。ODP Leg 131, Hole 808A, Core 9H, Section 3, 91-109 cm (73 mbsf, mbsf = meter below seafloor). 南海トラフ (17-Figure 4: photo 9-2-1 から 9-2-15 は同一地点).
- 9-2-2: 中〜粗粒塊状無層理砂質タービダイト (上部軸チャンネル相)。ODP Leg 131, Hole 808A, Core 4H, Section 4, 40-72 cm (31 mbsf).
- 9-2-3: 付加プリズム前縁部のスラストの剪断帯にみられる破碎された泥岩。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 8, Section 1, 6-30 cm (376 mbsf).
- 9-2-4: 泥岩層中に発達するシアバンド。シアバンドは層理面に対して低角度の逆断層に切られている。ODP Leg 131, 808C, Core 15, Section 2, 15-24 cm (436 mbsf).
- 9-2-5: 共役系をなすシアバンド。Hole 808C, Core 16, Section 2, 17-26 cm (445 mbsf)
- 9-2-6: 細粒砂質タービダイト中にみられるカレントリップル。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 24, Section 4, 111-141 cm (526 mbsf).
- 9-2-7: 泥岩層中に発達する高角度の逆断層。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 25, Section 1, 65-81 cm (531 mbsf).
- 9-2-8: 上部四国海盆半遠洋性泥岩に挟在する火山灰層。各層の上部には巣穴化石が数多くみられる。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 32, Section 6, 120-149 cm (605 mbsf).
- 9-2-9: 下部四国海盆半遠洋性泥岩中にみられる砂岩岩脈。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 54, Section 4, 18-29 cm (814 mbsf).
- 9-2-10: 泥岩層の断面面にみられる条線。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 64, Section 4 (909 mbsf).
- 9-2-11: デコルマン帯の破碎された泥岩。泥岩片の表面は鏡肌状になっている。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 69, Section 4, 97-117 cm (959 mbsf).
- 9-2-12: デコルマン帯の柱状試料。よく破碎された泥岩がみられる。ODP Leg 131, Hole 808C (960 mbsf).
- 9-2-13: *Zoophycus* の生物攪乱を受けた泥岩層。下部四国海盆半遠洋性泥岩の特徴的な岩相である。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 73, Section 1 (993 mbsf).
- 9-2-14: 海洋基盤を覆う緑色の変質した酸性凝灰岩層。このような厚い火山灰層は中期中新世に活動していた拡大軸の沈み込みによる前弧域の活発な火成活動によるものとみられる。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 101, Section 4 (1257 mbsf).
- 9-2-15: 柱状試料切断面にみられるピロープレッチャ (枕状溶岩の破砕角礫岩) とハイアロクラスタイト。四国海盆の玄武岩質の基盤岩最上位部。ODP Leg 131, Hole 808C, Core 108 (1318 mbsf).
- 9-3-1: 円形状によく集中発達したシロウリガイのコロニー (生物群集)。コロニー内の黒色の堆積物は硫酸還元帯が海底表層部に存在することを示す。日仏 KAIKO-Nankai 計画の際の潜水艇ノチール号による海底写真 (水深 3785 m)。御前崎沖南海トラフ (15-Figure 4).
- 9-3-2: コロニー内の堆積物採取の様子。試料採取器の中には硫酸還元を示す黒色の堆積物がみられる。日仏 KAIKO 計画の際の潜水艇ノチール号による海底写真 (水深 3830 m)。御前崎沖南海トラフ (16-Figure 4).
- 9-3-3: 潜水艇しんかい 2000 による初島沖シロウリガイコロニーの近接写真 (水深 1985 m)。海洋科学技術センター (JAMSTEC) 提供。相模トラフ (14-Figure 4).
- 9-3-4: 貝が分散して生息するタイプのコロニー。深海コシオリエビが見える。日仏 KAIKO-Nankai 計画の際の潜水艇ノチール号による海底写真 (水深 3780 m)。御前崎沖南海トラフ (15-Figure 4).
- 9-3-5: 散在する貝殻とチューブワーム。日仏 KAIKO 計画の際の潜水艇ノチール号による海底写真 (水深 3836 m)。御前崎沖南海トラフ (16-Figure 4).
- 9-3-6: 炭酸塩でセメントされた堆積岩の露頭。南海トラフ陸側上部斜面の湧水地点の近くで発見された。過去の湧水現象を示す貝化石層を含むことから炭酸塩のセメントと侵食の繰り返しによって形成されたものとみられる。日仏 KAIKO-Nankai 計画の際の潜水艇ノチール号による海底写真 (水深 2183 m)。御前崎沖南海トラフ (15-Figure 4).
- 9-3-7: 海底から採取された炭酸塩でセメントされた貝化石試料。貝殻の年代は1万5千年という若い年代を示す。日仏 KAIKO-Nankai 計画の際の潜水艇ノチール号によって採取された (水深 1978 m)。御前崎沖南海トラフ (15-Figure 4).

Errata

- p.6 Figure 2 Caption (Line 6) Toshima → Oshima
- p.15 Figure 10 Sence → Sense
- p.17 Left Column (Line 14) Remove: (Figure 7)
- p.28 3-2-8 Photo Caption (Line 5) 20 → 15
- p.46 4-2-13 Photo Caption (Line 1) Add: Width of the photo is 2.5 mm.
- p.48 4-3-3 Photo Caption (Line 2) 14-Figure 7 → 8-Figure 7
- p.52 4-3-11 Photo Caption (Line 3) Scale bar → Width of the photo
- p.53 4-3-12 Photo Caption (Line 2) Scale bar → Width of the photo
- p.53 4-3-13 Photo Caption (Line 2) Scale bar → Width of the photo
- p.65 5-1-8(7) Photo Caption (Line 2) Scale → Width of the photo
- p.72 5-3-4 Photo Caption (Line 2) Diameter of → Width of
- p.74 5-3-8 Photo Caption (Line 1) quartz-filled
→ calcite and quartz filled
- p.74 5-3-9 Photo Caption (Line 2) Width of the photo is 4 mm.
- p.76 5-3-13 Photo Caption (Line 2) Diameter of → Width of
- p.77 5-3-14 Photo Caption (Line 2) Diameter of → Width of
- p.79 5-3-19 Photo Caption (Line 3) Diameter of → Width of
- p.90 Right Column (Line 36) Remove: (Figure 6)
- p.92 7-2-3 Photo Caption (Line 2) C¹⁴ → ¹⁴C
- p.94 Right Column (Line 16) 0.1-0.2 mm → 1.0-2.0 mm
- p.99 8-1-4 Photo Caption (Line 3) 2.5 mm is the width of the area in
the photo
→ Width of the photo is 2.5 mm.
- p.111 9-2-1 Photo Caption (Line 3) 16-Figure 4 → 17-Figure 4
- p.117 9-3-3 Photo Caption (Line 3) Eastern Nankai Trough (15-Figure 4).
→ Sagami Trough (14-Figure 4).