

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—

芦 寿一郎¹⁾・岡村 行信²⁾・倉本 真一²⁾・徳山 英一³⁾

1. はじめに

西南日本外帯沖に位置する南海トラフでは、フィリピン海プレートの沈み込みによって付加プリズムが発達し、その陸側に前弧海盆がひろがる。南海トラフの付加プリズムは、アメリカ西海岸のカスカディアマージンやカリブ海東方のバルバドス海嶺とともに、典型的な付加プリズムとして地形調査や反射法地震探査、深海掘削、潜水調査などが詳しく行われている。特に南海トラフは、地震探査断面において断層や地層の反射面が非常に明瞭に捉えられており、内部構造とその発達過程を研究するには最も適した海域であると言える。また、西南日本外帯沖には、5つの前弧海盆が分布し、堆積層の分布・形態を調べることによって、それぞれの海域の構造運動の履歴を明らかにすることが可能である。さらに南海トラフ沿いには、巨大地震の繰り返しが古文書や遺跡調査などから明らかになっている(Ando, 1975など)。三角測量や最近のGPSによる詳細な測量データと合わせ、プレート沈み込みによる地震発生と地殻変動を定量的に評価する最良のフィールドと言えよう。

本稿は、遠州灘、四国・日向海盆については地質調査所から発行されている海底地質図をコンパイルするとともに、それ以外の海域については、これまでに南海トラフ周辺において得られている反射法地震探査断面と海底地形をもとに活断層・活褶曲の分布を新たにまとめた。また、前弧海盆の堆積層の分布、形態およびその堆積年代より、構造運動の変遷について考察した。使用したデータ

は、南海トラフにおける石油公団の基礎物理探査資料を中心に、東京大学海洋研究所、海上保安庁水路部のマルチチャンネル地震探査記録と、水路部による海底地形図、海洋研究所によるサイドスキャンソナー画像などである。作業手順は、地震探査断面において断層・褶曲を認定し、切断・変形された堆積層あるいは地形面の年代から現在活動的であるか否かを推定した。これらの構造の平面的な分布については、海底地形図、サイドスキャンソナー画像などによって明らかにした。

2. 海底地形

西南日本外帯沖の地形は、海岸から沖合いに向かって、大陸棚、前弧海盆、外縁隆起帯、下部大陸斜面に区分できる。以下では、海底地形について、南海トラフからその陸側の下部大陸斜面域と前弧海盆から大陸棚域の2つに分けて概説する。

2.1 南海トラフの海底地形

南海トラフは御前崎南方の水深3,000 mより始まり、足摺岬南方の水深4,800 mまで連続し、その高低差は1,800 m、総延長は約670 kmに達する(第1図)。南海トラフでは、沈み込みつつある四国海盆の海洋性地殻の上に、陸源性の砂岩泥岩互層が600 m以上堆積している。これらの陸源性堆積物は、その大部分が富士川を起源とし、混濁流によって運ばれてきたものと考えられる。沈み込むプレートの年齢が若く、かつこのような厚い堆積層の存在のため、トラフ底は浅く、紀伊半島沖から四国沖

1) 東京大学理学部:

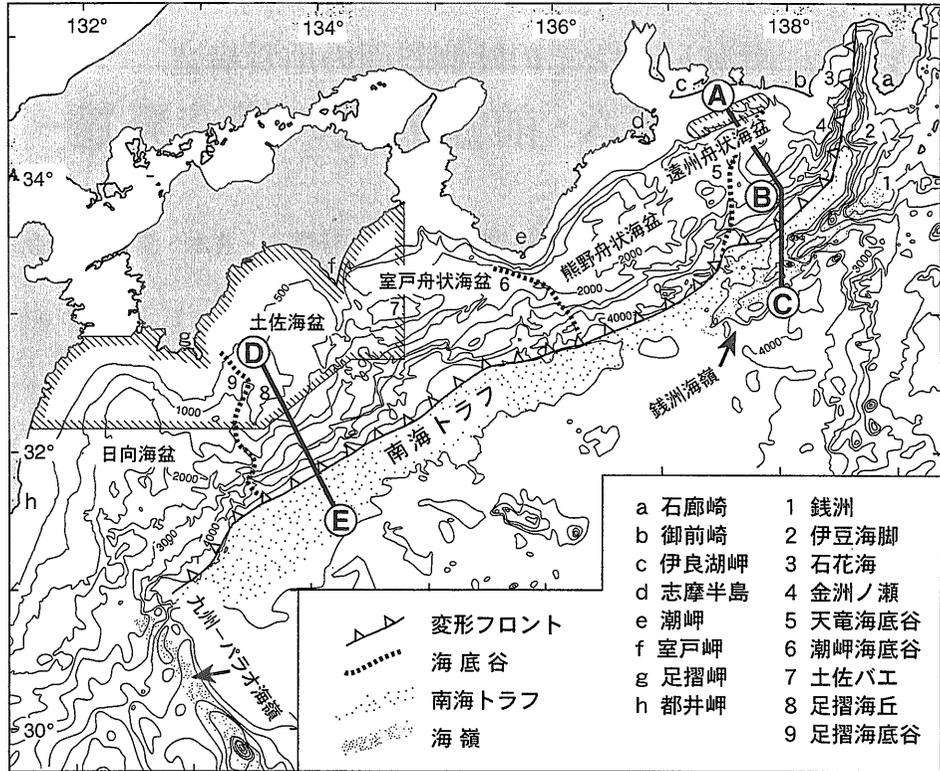
〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

2) 地質調査所 海洋地質部

3) 東京大学海洋研究所:

〒164-8639 東京都中野区南台1-15-1

キーワード: 南海トラフ, 付加プリズム, 前弧海盆, 活断層



第1図 西南日本外帯沖の海底地形図。斜線で囲んだ海域は地質調査所の構造図(岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987; 岡村, 1990; 岡村, 1998; 岡村ほか, 1998)をコンパイルした範囲を示す。A-B-CおよびD-Eの解釈断面を口絵6頁に示す。

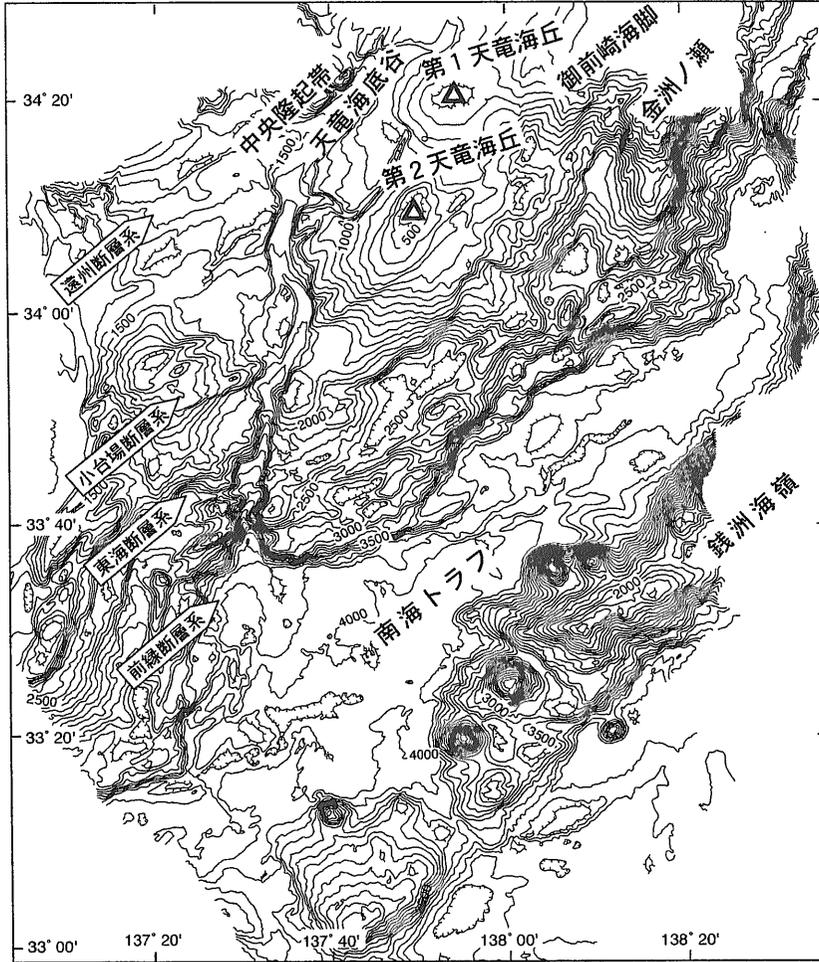
の中～下流域では幅100 kmにおよぶ広い平坦面を持つ。

南海トラフの北端部は、北方の駿河トラフと同じく北北東-南南西方向で、両者は石廊崎から南西にのびる伊豆海脚とその西方の金洲ノ瀬の間の狭窄部によって境される(第1図)。東海沖の南海トラフより南側では、北東-南西方向にのびた銭洲海嶺が分布し、その一部は海面より露出し銭洲と呼ばれる岩礁をなす。南海トラフの流軸は、銭洲の西方において屈曲し、銭洲海嶺に沿って南西方向に伸びる。銭洲海嶺が分布しない紀伊半島沖より下流域では、南海トラフの伸びは概ね西北西-東南東方向となる。都井岬沖には、九州-パラオ海嶺の高まりが存在し、南海トラフと琉球海溝はこれによって境されている。

南海トラフにおける混濁流の流路は、音響測深やサイドスキャンソナーを用いた探査によって明瞭に捉えられる部分(銭洲北方など)や不明瞭で一定

していないと考えられる部分(紀伊半島沖など)がある。また、所々で蛇行も認められる。一般に、流軸の位置は南海トラフの中央よりもむしろ陸側にある。これは、沈み込む海洋プレートが陸側へ傾斜しているためである。

下部大陸斜面の始まりは後述する変形フロントで、そこでは海底面に達する衝上断層によって南海トラフを充填した堆積層が切られている(口絵6頁)。下部大陸斜面の傾斜は、大きくみると一定しており、陸側に緩やかに傾斜した低角逆断層であるデコルマ(decollement)と合わせて楔形をなす。この楔形の形態はクリティカル・テーパーと呼ばれ、デコルマの傾斜と、物質内部およびデコルマの摩擦、によって決まることがDavis et al. (1983)などによって提唱されている。南海トラフでも四国沖では、このモデルがよく成り立つ(芦・平, 1989)。海底地形をもう少し詳しくみると、斜面には南海トラフにほぼ平行に配列する複数の小隆起帯が存在



第2図 東海沖の海底地形図。

することが分かる(第2図)。そして、その間には細長く伸びた斜面堆積盆がしばしば見られる。Ridge and trough zoneと呼ばれるこのような地形区は、下部大陸斜面から前弧海盆外縁の高まりにかけてよく発達する(岩淵ほか, 1976)。

南海トラフ周辺の等深線はトラフ軸に概ね平行であるが、室戸沖には等深線が陸側に大きく湾入した所が認められ、海山の沈み込みによって付加プリズムが削り取られたためであると解釈された(Yamazaki and Okamura, 1989)。日向沖にも陸側に湾入した地形があり、九州-パラオ海嶺の沈み込みが原因とされている(第1図)。

2.2 前弧海盆の海底地形

南海トラフの陸側には、東より遠州舟状海盆・熊

野舟状海盆・室戸舟状海盆・土佐海盆・日向海盆といった幅100-150 km程度の前弧海盆が発達する(第1図)。これらの海盆は、これら志摩半島・潮岬・室戸岬・足摺岬などの海岸線の南側への張り出しと、さらに海域に連続する高まりによって分断されている。これらの高まりは、外縁隆起帯(Outer Ridge)と呼ばれ(茂木, 1975など)、陸に近い所では南北方向で、南海トラフに近づくにつれ北東-南西方向、あるいは東西方向に向きをかえる。隆起帯は、連続した高まりを成さずに、孤立した高まりが数珠状、あるいは雁行状に配列するところが多い。

遠州・熊野・室戸の各舟状海盆には、大陸棚から流入する海底谷が数多く発達している。これらは傾斜方向に非常に直線的である特徴を有する。天

竜川につながる天竜海底谷は、幾つかの海底谷と合流しながら前弧海盆である遠州舟状海盆を横切り、外縁隆起帯、さらに付加プリズム斜面を下刻して南海トラフに達している。このような、前弧海盆から外縁隆起帯を越えてトラフ底へと流れ下る海底谷は、他に潮岬海底谷、足摺海底谷など僅かしか発達していない(第1図)。

3. 地質構造

反射法地震探査によって、堆積、そして変形による地下構造を知ることができる。南海トラフとその陸側斜面の活断層・活褶曲の平面的な分布を口絵2～3頁に、代表的な断面を口絵6頁に示す。以下では、地質構造について、南海トラフからその陸側の下部大陸斜面域と、大陸棚域を含む各前弧海盆に分けて概説する。

3.1 南海トラフの地質構造

南海トラフでは、玄武岩からなる基盤の上に、酸性凝灰岩、四国海盆で堆積した半遠洋性の泥岩、そして南海トラフで堆積した陸源性の砂岩泥岩互層が重なる。陸側のプレートと沈み込む海洋プレートの間のすべり面であるデコルマは、四国沖の場合、変形フロントから陸側に30 km以上追跡することができる。その海側への延長は明確ではないが、少なくとも変形フロントを越え、南海トラフのトラフ底まで達している(口絵6頁)。

変形フロントをなす断層を含め、それより陸側の衝上断層はいずれもデコルマから派生している様子が地震探査断面に認められる(口絵6頁)。このように、デコルマより上に位置する、トラフ底を埋積したタービダイトおよび半遠洋性堆積物は、剥ぎ取られ陸側斜面に付加される。付加プリズム前縁部の衝上断層群の多くは、陸側に傾斜しており、数キロメートル間隔で発達し、覆瓦構造を形成している。変形フロント近傍の衝上断層の方向は、概ね地震のスリップベクトルなどから推定されているフィリピン海プレートの方向(時計まわりに310度)とほぼ直交する北東-南西方向である。一方、より陸側の断層の方向は、変形フロント近傍のものに比べて場所によって大きく異なる。特に、前述の海山の沈み込みの跡とされる室戸沖の湾入地形の所で

は、衝上断層の方向も地形に沿うように湾入している。また、東海沖では天竜海底谷が南海トラフに交わる所で、断層の方向が大きく変化している(口絵3頁)。ここでは、ちょうど銭洲海嶺の分布の南限にあたるため、銭洲海嶺のような基盤の高まり(古銭洲海嶺)が、かつて沈み込んだためかもしれない(Le Pichon *et al.*, 1996など)。実際に、現在の銭洲海嶺の南方60 kmの所では、新たな海洋プレートの変形が認められることから、このような基盤の高まりがかつて存在した可能性は高い。陸側の地形や断層の配列は、基本的に沈み込むプレートの基盤地形に支配されていることが、四国沖(Ashi and Taira, 1992)や南海トラフ全域(Okino and Kato, 1995)において示されている。

地形の項で述べたRidge and trough zoneの構造は、逆断層の活動によって形成された地壘・地溝に相当する(口絵6頁)。断層の傾斜は、陸側傾斜が多いが、東海沖では海側傾斜のものも認められる。前述のプレートの沈み込みの方向と大きく斜交するこの断層では、逆断層とともに右横ずれの成分を伴うことが天竜海底谷の流軸のずれから推定されている(東海沖海底活断層研究会, 1999)。

上に述べたように、付加プリズム前縁部では、比較的表層の堆積物がデコルマより派生し海底まで達する断層群の活動によって付加している。このはぎとり作用はオフスクレーピング(offscraping)と呼ばれる。これに対して、デコルマによって切られる海洋プレートの層準が、島弧側に向かって階段状に深くなることによっても付加が進行する。この底づけによる付加作用はアンダープレートティング(underplating)と呼ばれる。室戸沖では、デコルマがより深い層準に移動しているように見えるところがあり、アンダープレートティングが生じている可能性が高い(Ashi and Taira, 1992)。

外縁隆起帯の近傍では、付加プリズム前縁で形成された衝上断層がその後の変形によって傾斜を増し、それらがアウトオブシークエンス・スラスト(out-of-sequence thrust)と呼ばれる衝上断層によって切断される構造がよく見られる。これらの断層は、巨大地震の際に運動しているものと考えられている。四国沖では、水深1,500 mと2,000 m付近に大きな落差のある断層崖が連続し、これらの断層の活動が、1946年の南海道地震や1707年の

宝永地震に関係したものである可能性が指摘されている(Kagami, 1985). 実際に, 推定された津波波源域の海側境界と断層崖の分布は概ね一致している.

3.2 遠州～熊野舟状海盆の地質構造

東海沖の前弧域には, 顕著な隆起帯が3列みられ, いずれも北東-南西方向に伸びている(第2図). 御前崎海脚から第2天竜海丘に連続する高まりは, 掛川層群(鮮新統～下部更新統)の堆積時の外縁隆起帯とする考えがある(桜井・佐藤, 1983). しかし, 第2天竜海丘を横切る音響地殻断面には海丘に向かって掛川層群相当層の層厚に減少が認められないので, ここにおいて陸側からの堆積物を大幅にせき止めていたとは考え難い(東海沖海底活断層研究会, 1999). これより海側に外縁隆起帯が存在したと考えられるが, 現在は多数の断層によって変形を受けており当時の構造の復元は容易ではない.

御前崎の先端から第1天竜海丘に向かう高まりは, 遠州舟状海盆の南縁に位置し, 現在の外縁隆起帯と言うことができる. 第1天竜海丘は, 更新世前期～中期の小笠層群相当層に覆われていることから, その堆積開始以降に隆起が始まったとされる(岩淵ほか, 1991). 遠州舟状海盆中には, 天竜川河口から南西方向に伸びる高まりが存在し, 中央隆起帯と呼ばれている(猪間・佐々木, 1979). この隆起帯の活動の開始は, 小笠層群相当層までの地層を変形させていることから, 小笠層群相当層堆積後と考えられている(岩淵ほか, 1991).

中央隆起帯の海側には, 隆起運動に関係したとみられる東北東-西南西方向の活断層が分布し, 遠州断層系と名付けられている(東海沖海底活断層研究会, 1999). 遠州断層系は, いくつかのセグメントに分かれており, それらを横切る海底谷の流軸のずれは右横ずれ成分を示す. また, この断層系の陸側に位置する, 天竜川河口から伊良湖岬沖にかけての大陸棚には, 海岸線にほぼ平行に多数の北落ちの断層が分布する. 断層は, 新しい堆積物および大陸棚上面の浸食面を切っていることから, 最終氷期(約1万8千年前)以降に活動している(岡村ほか, 1998).

熊野灘沖では, 外縁隆起帯が沿岸より100 km

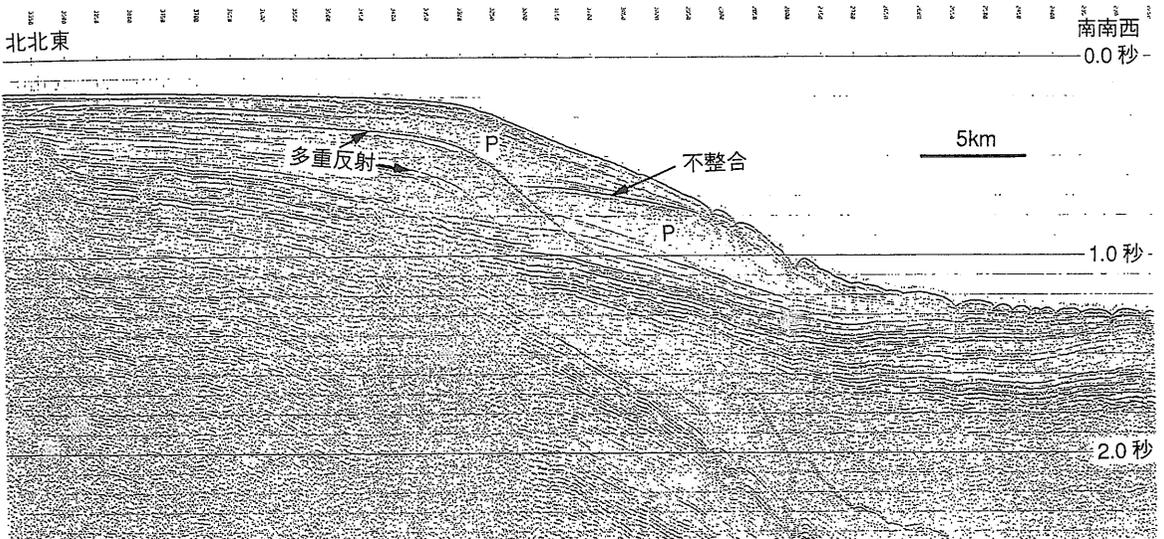
ほど南に分布しているため, 隆起帯によって中期中新世以降の堆積物がせき止められ, 大陸棚との間に熊野舟状海盆が大きく広がる(奥田, 1977). 堆積盆地の最大層厚部は, 上位層になるほど陸側へ移動しており, 外縁隆起帯の隆起の中心も陸側へ移動している(岩淵ほか, 1976). 特徴的な変形構造としては, 海盆中央部に東海沖の遠州断層系から続く東北東-西南西方向の横ずれ成分を持った断層が走っており, それに沿って泥火山とみられる高まりが点在しているのがサイドスキャンソナーの記録に認められる(倉本ほか, 1998).

3.3 室戸舟状海盆, 土佐海盆, 日向海盆の地質構造

これらの海域には, 大陸棚・前弧海盆・下部大陸斜面などの島弧の方向に連続する地形に対して大きく斜交する南北方向に伸びる隆起帯が存在する(岡村, 1990). 最も明瞭な背斜構造は室戸岬から南方へ連続するもので, 東側を逆断層で切られ, 西側が緩やかな非対称な断面を持つ背斜構造からなる(岡村・上嶋, 1986). 断層の両側の地層の対比が正確にはできないが, 断層帯全体の落差は1,000mを超えると考えられる. 西翼では, 緩やかに傾斜する鮮新統を第四系がオンラップ不整合で覆うことから, 背斜構造は後期鮮新世から第四紀初め頃に活動し始めたと考えられる. この隆起帯は, 南側で規模が小さくなるが, 西へ方向を変えながら土佐海盆の外縁隆起帯に合流する.

足摺岬南方でも, 西側が急傾斜する複背斜構造を形成するが, 全体に幅が広く, 小規模な背斜構造がいくつか集まっている(岡村ほか, 1987; 岡村, 1998). また, 南側で規模が小さくなって日向海盆の外縁隆起帯に連続する. 紀伊半島南方の隆起帯は四国南方のような明瞭な背斜構造ではなく, 緩やかな高まりで南側への張り出しも明瞭でない.

これらの隆起帯の間は幅広い沈降帯となっており, それぞれ室戸舟状海盆, 土佐海盆, 日向海盆に相当する. 大陸棚から大陸斜面では第四紀の海水準変動によって形成されたプログラデーションパターン(第3図)を持つ地層がいくつも積み重なっている(Okamura and Blum, 1993). それらの地層のプログラデーションの規模と海水準低下量を比較することによって, 年代の推定が試みられている. 沈降帯の中では, 豊後水道の南方から日向海盆が



第3図 豊後水道南方の大陸棚及び斜面に発達するプログラデーションパターンを持つ地層(P)の積み重ね。沈降運動と海水準変動の繰り返しによって形成されたと考えられる。

最も沈降量が大きく、第四紀に2,000m以上沈降したと考えられる(岡村ほか, 1998)。土佐海盆および紀伊水道南方でも最大沈降量は1,000mに達する。このような南北方向に伸びる隆起帯と沈降帯は、最近も継続していると考えられ、その成因については、第四紀に始まったとされるフォッサマグナでの東北日本と西南日本の衝突によるものとする考えと(岡村, 1990)、フィリピン海プレートの斜め沈み込みによるものとする考え(杉山, 1989)が提案されている。四国や紀伊半島の南岸の海岸段丘高度から推定されている北への傾動運動(吉川, 1968)は、海底の地質構造からは支持されていない(岡村, 1990)。

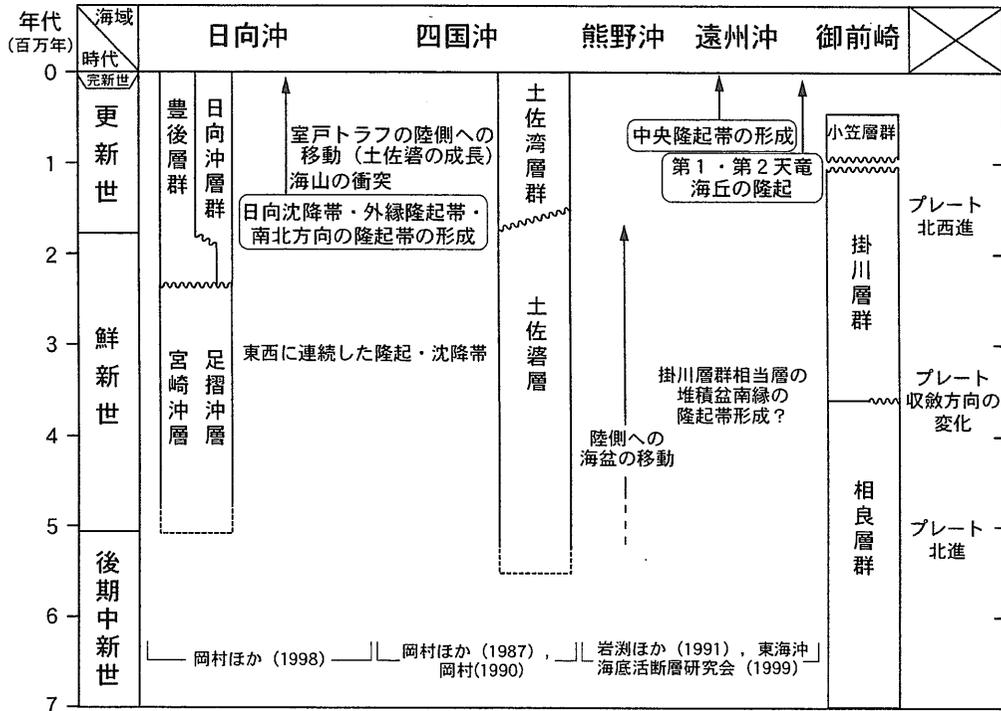
前弧海盆は東西両側を南北方向の隆起帯に、南側を外縁隆起帯によって区切られている。紀伊水道南方の室戸舟状海盆の南側には土佐バエが発達する。土佐バエは外縁隆起帯でも特に規模が大きく、前述の陸側への湾入地形を形成させたのと同じ海山の沈み込みによって形成されたと考えられる(Yamazaki and Okamura, 1989)。その北側斜面では、海盆の堆積層が陸側に大きく傾動している。土佐バエ上に露出するシルト岩の年代は前期更新世のものが多く、他の外縁隆起帯よりやや年代が新しい。このような事実から、土佐バエは他の隆起帯より若い時期に大きく隆起したと推定され、海山の沈み込みの説を支持している。

土佐海盆は南海トラフに面した前弧海盆の中で最も深度が浅い。南側の外縁隆起帯は足摺海丘などの小規模な海丘の集合体である。海丘からは鮮新世および前期更新世の堆積岩が得られている。これらの外縁隆起帯を構成する地層に土佐海盆を埋める堆積物はオンラップ不整合で覆う。この外縁隆起帯の隆起開始年代は鮮新世であると考えられる(岡村ほか, 1987)。

日向海盆は北北東方向に伸びた琉球弧に平行な前弧海盆である。第三系は宮崎南東沖で厚いが、その後、堆積盆地が北へ移動している。現在の日向海盆の南縁は九州-パラオ海嶺の北西延長上に位置することから、日向海盆の北上は、九州-パラオ海嶺の沈み込みによるものと考えられる(岡村, 1988)。また、日向沖では他の海域とは異なる北西-南東方向のリニアメントが多数認められ、それらの幾つかは正断層と逆断層、および活褶曲からなる。上で述べたと同様に、同方向に伸びる九州-パラオ海嶺の沈み込みによる前弧域の変形が原因であろう。

4. おわりに

西南日本外帯沖の構造運動の変遷をまとめると以下ようになる(第4図)。南海トラフの陸側のいずれの地域においてもよく発達した現世付加プリ



第4図 西南日本外帯沖の構造運動の変遷史。

ズムが認められ、その幅は20~30 km以上に達する。付加作用の開始時期については、付加プリズム内での年代データが限られており確定は困難である。陸域および海域で見られるかつての前弧海盆堆積層の年代から推定すると、中新世の中頃には付加が開始し、その成長によって外縁隆起帯が形成されていたとみられる(桜井・佐藤, 1983など)。

東海沖では、第2天竜海丘、第1天竜海丘を含む隆起帯が中期更新世以降に活動を活発化したと考えられる。この時期には、石花海周辺の隆起・沈降も活発化したらしい(杉山ほか, 1988)。また、後期更新世には、中央隆起帯の活動が開始している。一方、四国~日向沖では、更新世に入って日向沈降帯・外縁隆起帯・南北方向の隆起帯の形成が開始し、その後1Ma頃に土佐バエの成長により、室戸舟状海盆が陸側へ移動したとみられる。西南日本外帯沖で更新世に入ってからの活動が以前に比べて活発であったということが言えるであろう。ただし、土佐バエ下の海山や東海沖の古銭洲海嶺のような高まりの沈み込みもあり、複雑な構造運動が上書きされていると言える。

「新編日本の活断層」(活断層研究会, 1991)でも、海域の海底活断層がまとめられているが、その分布図の作成には、主にシングルチャンネル反射法地震探査記録と20万分の1の海底地形図が用いられている。今回まとめた活構造図は、はじめに述べたとおり基本的にマルチチャンネルの記録をもとに作成した。シングルチャンネルに比べて、測線間隔が広いので、データに不均一性が生じており、図に断層が現れていない所にも実際に断層が存在する箇所も少なくないことに注意を要する。「新編日本の活断層」と比較して、断層・褶曲の大まかな分布に大きな違いはないが、マルチチャンネルの記録をもちいることで変位のセンスや断層の形態がより明確になったと言える。

文 献

Ando, M. (1975): Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophys.*, 27, 119-140.
 芦 寿一郎・平 朝彦(1989): クーロンウエッジモデルからみた南海トラフ付加体の構造. *地球*, 11, 744-748.
 Ashi, J., and Taira, A. (1992): Structures of the Nankai accretionary prism as revealed from IZANAGI sidescan imagery and multi-channel seismic reflection profiling. *The Island Arc* 1, 104-115.

- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. (1983) : Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172.
- 猪間明俊・佐々木栄一 (1979) : 東海沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, 44, 272-278.
- 岩淵義郎・桂 忠彦・永野真男・桜井 操 (1976) : フォッサ・マグナ地域の海底地質. *海洋科学*, 8, 45-52.
- 岩瀬 洋・笹原 昇・吉岡真一・近藤 忠・浜本文隆 (1991) : 遠州灘沖の変動地形. *地質学雑誌*, 97, 621-631.
- Kagami, H. (1985) : The accretionary prism of the Nankai Trough off Shikoku, southwestern Japan. *Init. Repts. DSDP 87*, 941-953.
- 活断層研究会 (1991) : 新編日本の活断層. 東京大学出版会, 437 p.
- 倉本真一・岸本清行・中尾征三・徳山英一・山本富士夫・平 朝彦 (1998) : 東海沖海底音響画像図. 地質調査所特殊地質図 No. 37.
- Le Pichon, X., Lallemand, S., Tokuyama, H., Thoue, H., Huchon, P. and Henry, P. (1996) : Structure and evolution of the backstop in the eastern Nankai Trough area (Japan); Implications for the soon-to-come Tokai earthquake. *The Island Arc*, 5, 440-454.
- 茂木昭夫 (1975) : フィリピン海北縁部の海底地形—Outer Ridgeについて. *海洋科学*, 7, 531-536.
- 岡村行信 (1988) : 海山の沈み込みとフィリピン海プレートのかつての沈み込み方向. *地球*, 10, 603-607.
- 岡村行信 (1990) : 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動. *地質雑*, 97, 223-237.
- 岡村行信 (1998) : 豊後水道南方海底地質図. 海洋地質図49, 地質調査所.
- Okamura, Y. and Blum, P. (1993) : Seismic stratigraphy of Quaternary stacked progradational sequences in the southwest Japan forearc : an example of fourth-order sequences in an active margin : in Posamentier, H.W., Summerhayes, C. P., Haq, B. U., and Allen, G. P. eds., *Sequence stratigraphy and facies associations*. *Spec. Pub. Int. Assoc. Sed.* no.18, 213-232.
- 岡村行信・上嶋正人 (1986) : 室戸沖海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, no.28, 32p., 地質調査所.
- 岡村行信・岸本清行・村上文敏・上嶋正人 (1987) : 土佐湾海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, no.29, 地質調査所.
- 岡村行信・荒井晃作・倉本真一・村上文敏 (1998) : 伊豆半島周辺—東海沖海域の海底地質構造, 東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究. 平成9年度研究概要報告書, 工業技術院地質調査所, 56-64.
- Okino K. and Kato Y. (1995) : Geomorphological study on a clastic accretionary prism : The Nankai Trough. *The Island Arc*, 4, 182-198.
- 奥田義久 (1977) : 100万分の1 西南日本外帯沖広域海底地質図(海洋地質図8), 地質調査所.
- 桜井 操・佐藤任弘 (1983) : 東海沖 Outer Ridge の地質構造. 水路部研究報告, 18, 25-35.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1988) : 御前崎地域の地質. 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 東京 (8) 第108号, 地質調査所.
- 杉山雄一 (1989) : 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み—西南日本外帯の屈曲構造とプレート境界地震. *地調月報*, 40, 533-541.
- 東海沖海底活断層研究会 (1999) : 東海沖の海底活断層. 東京大学出版会, 174p.
- Yamazaki, T. and Okamura, Y. (1989) : Subduction seamounts and deformation of overriding forearc wedge around Japan. *Tectonophysics*, 160, 207-229.
- 吉川虎雄 (1968) : 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研究, 7, 157-170.

ASHI Juichiro, OKAMURA Yukinobu, KURAMOTO Shin'ichi, and TOKUYAMA Hidekazu (1999) : Structures of the Nankai Trough and the trench inner slope : Evolution of the accretionary prism and the forearc basins.

< 受付 : 1999年8月2日 >