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

岡村 行 信*

Geologic structure of the upper continental slope off Shikoku and Quaternary tectonic movement of the outer zone of southwest Japan

Yukinobu OKAMURA*

Abstract The Quaternary tectonic movements were studied on the basis of marine seismic profiling data and sea-bottom samples in the upper continental slope off Shikoku, Southwest Japan. The geologic structure of this area is characterized by superposition of two different undulations. One of the undulations have axis of the NE direction sub-parallel to the arc, and the other is composed of N-S extending anticlines and wide depressions whose wavelength is about 120-150 km. Neogene sequences named the Tosabae Formation are deformed by these undulations and folds associated with the undulations. Deformation of the Quaternary sequences unconformably covering the Tosabae Formation is relatively intense in the lower part but decreases upward. The growth of the undulations had begun sometime in the early Quaternary, and has been continuous until present.

Emergent marine terraces fringe the southern coast of Shikoku, and their height decreases to the northwest. Although the origin of these terraces has been attributed to tectonic tilting toward the northwest during the late Quaternary, the geologic structure off Shikoku shows no evidence of the northwestward tilting and indicates that the growth of the southward plunging anticlines and synclines has been active through the Quaternary period. The marine terraces with apparent northwest tilt have been formed by the growth of the southward plunging anticlines, which are part of the undulations. The offshore geologic structure, onshore topography of Shikoku and emerged marine terraces can be simply interpreted by the growth of the two different undulations.

It is inferred that the undulation having N-S directed axis has been growing under the E-W compressional stress field which is supported by focal mechanisms of earthquakes in the crust of Shikoku, and principal compressional stress presumably changed from N-S or NW-SE to E-W at the beginning of the Quaternary time in the whole of the southwest Japan.

はじめに

四国の太平洋岸には、数段の隆起した海成段丘が発達する。これらの段丘は一般に南に突出した岬の先端で最高高度を持ち、陸側に低くなる(吉川ほか, 1964; 米倉, 1968; YONEKURA, 1975; OTA, 1975)。なかでも最

終間氷期(約 12-13 万年前)に形成された段丘面は特に明瞭で、室戸岬では約 200 m の高さに達する。このような海成段丘の高度は、ほぼ段丘形成後の隆起量を示すため、 10^3 - 10^5 年オーダーの地殻変動量を正確に知る重要な手掛かりとして研究されてきた。

一方、西南日本外帯沖の南海トラフ沿いの大陸斜面では、過去 100-200 年周期で M8 クラスの大地震が繰り返し発生してきており、最近では 1944 年に東南海地震が、1946 年に南海地震が起こっている(たとえば吉川, 1968; ANDO, 1975 など)。四国南岸では、1946

1989年10月27日受付。1990年2月1日受理。

* 地質調査所海洋地質部、茨城県つくば市東 1-1-3, Marine Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3, Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan.

年の地震と同時に急激に北側へ傾動・隆起し、室戸岬では 1 m 以上も隆起したが、地震と地震の間の期間(地震間)には、地震時とは逆の、南側への傾動がゆっくり進行している (MIYABE, 1958; 渡辺, 1948; 吉川, 1968). 水準測量のデーターから、地震時の北への傾動量が地震間の南への傾動量より大きいことが推定され、陸側への傾動および隆起が少しずつ蓄積されていると考えられた. その隆起・傾動速度が、海成段丘のそれとはほぼ一致することから、過去 100-200 年周期で繰り返してきた地震時の地殻変動の一部が 10 万年以上にわたって蓄積されてきたと説明された (吉川ほか, 1964; 吉川, 1968).

これらの地震は、南海トラフでフィリピン海プレートが沈み込む時、同時に引きずり込まれた西南日本弧が周期的に反発して元の形に戻るために発生すると考えられた (FITCH & SCHOLZ, 1971; KANAMORI, 1972; ANDO, 1975). プレートの沈み込み帯で同じような地殻変動を伴った地震として、1923 年の関東地震、1960 年のチリ地震および 1964 年のアラスカ地震などが知られており、プレートの沈み込みに伴った周期的な大地震の発生と地震時の前弧域の陸側への傾動およびその蓄積は互いに関連した一般的な現象と考えられた (PLAFKER, 1972; 米倉・安藤, 1973).

その後、地震時の陸側への傾動が蓄積されて海成段丘が隆起するには、プレート境界での断層活動より、プレート境界から島弧側へ枝分かれした断層の活動が重要とする考えが出された (中村, 1977). 米倉 (1979) および島崎 (1980) は、室戸岬の周辺に N-S から NE-SW 方向に伸びるプレート境界から枝分かれした逆断層があつて、その断層活動が室戸岬周辺の海成段丘を隆起させたと考えた. 前奎 (1988) も室戸岬周辺の完新世段丘を調べ、島崎や米倉の考えを支持している.

このような四国南岸域の第四紀の地殻変動に関する研究は、主に海岸線に沿った地帯だけのデータに基づいており、実際に活動的な断層が存在する海底の正確な地質構造を含めて議論が行われてきたわけではない. 地質調査所では、1982 年および 1983 年に地質調査船“白嶺丸”を用い、四国南岸から九州東岸に接する大陸棚から大陸斜面にかけての範囲を約 100 日かけて調査した (Fig. 1). 本報告は、その調査から明らかになった海底地質構造 (岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987) を基に、四国南岸からその沖合の範囲の第四紀地殻変動を考察する.

調査・解析方法

地質構造調査に用いた音波探査装置はシングルチャンネルで、音源には 120 立方インチ (約 2 リットル) の容量のチャンバーに発信パルスを短くするための wave shape kit を付けたエアガン 2 本を用い、反射音は船尾から 150 m 後方で曳航したハイドロホンで捉え、その信号をアンプで増幅した後、30 Hz-160 Hz 程度のバンドパスフィルターで雑音を除去し、記録した. この条件で垂直方向の分解能は約 0.03-0.05 秒 (水中音速で約 25 m-40 m) となり、エアガンとしては比較的高い分解能を達成している. 音波探査時のエアガンの発信間隔は 6 秒、船速は 10 kt で水平方向の発信間隔は約 30 m である. 得られたプロファイルは縦方向に 9-15 倍程度引き伸ばされている. 地層の深度および厚さは地層中の音速が必ずしも明らかでないため、往復走時の秒で示した. 水中では音速がほぼ 1500 m/秒で往復走時 1 秒は 750 m に相当するが、堆積物中の音速はより速い (約 1700-4000 m/秒). 測線は互いに直交する方向に 2-3 マイル間隔で設定した (Fig. 2). 音波探査と同時に、音響測深、地磁気・重力観測も行った. 音波探査プロファイルから古い地層が露出していると予想された 90 か所以上の地点で、ドレッジ、コアラーなどを用いて堆積岩などを得た. また、表層堆積物の分布を調べるために 400 点以上でグラブ式採泥器によってサンプルを得た.

堆積岩の年代を決めるために、有孔虫化石の分析を石油資源開発株式会社の米谷盛壽郎博士に、ナンノ化石の分析を奈良教育大学の西田史朗教授にお願いした. 音波探査プロファイル解析は、VAIL *et al.* (1977), MITCHUM *et al.* (1977) らの方法に従って、不整合と地層の反射面の形態等に注目して地層区分を行った. 地層の境界面は方向の異なる測線のすべての交点で深度をチェックしつつ可能な限り全測線に追跡した.

これら一連の調査結果は、海底地質図 (岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987), 表層堆積図 (池原, 1988) および海底画像図 (池原ほか, 1987) として出版されている.

海 底 地 形

四国沖の大陸斜面は、陸側から大陸棚・陸棚斜面・前弧海盆・外縁隆起帯・内側海溝斜面・南海トラフと区分される (Fig. 3). このうち、前弧海盆とその陸側の地形はなだらかで、南北に伸びる軸を持つ緩やかな波曲の繰り返しが見られる. この波曲の高まりに相当するのが、

Fig. 1. Bathymetric contour map of the continental slope off Pacific coast of southwest Japan.

Fig. 2. Seismic profiling lines and the geologic structure of the Pleistocene sequences in the upper continental slope off Shikoku.

Fig. 3. Sea-bottom profile along longitude 133°40' and its division by topographic features. Location of this profile is shown in Fig. 1.

室戸岬および足摺岬から南へ伸びる海底の高まりで、外縁隆起帯まで連続する(Fig. 1; 茂木, 1975)。これらの地形的高まりの間には、紀伊水道、土佐湾そして豊後水道といった幅広い低地帯があり、その南方延長に前弧海盆が発達する。この波曲は西南日本外帯の陸上に見られる南北方向の軸を持つ波状地形(OTUKA, 1931; 藤田, 1968)の南方延長に相当する。外縁隆起帯は前弧海盆をせき止める大きな高まりで、島弧方向に伸びる。外縁隆起帯の海側は内側海溝斜面となり、島弧方向に伸びる数列のリッジとトラフを伴った急斜面が南海トラフまで続いている。このような海底地形は、南海トラフ沿いの大

陸斜面にほぼ共通してみられる(岩淵, 1970; 茂木, 1975; YONEKURA, 1975)。

海 底 地 質

この海域の従来の海底地質・構造に関する研究として、志岐ほか(1971)、佐藤・桜井(1975)、茂木(1975)、YONEKURA(1975, 1983)、奥田(1977)、奥田ほか(1976, 1979)、OKUDA(1984)などがある。これらの研究でも音波探査プロファイルに基づいた層序区分がなされているが、区分の定義が必ずしも明確に示されておらず、今回得られた音波探査プロファイルに適用する

Fig. 4. Seismic profile showing progradational sequences and acoustic basement under the shelf and shelf slope in the Tosa Bay. The interpretation of the upper profile is shown in the lower profile. Thick lines in the profile indicate the boundaries between the progradational clinoform units. Location of this profile is shown in Fig. 2.

ことは困難であった。今回の調査は従来の研究以上に高密度・高精度の測線および採泥を実施しており、独自の層序区分を行った。従来の層序区分との比較は岡村・上嶋(1986)および岡村ほか(1987)に詳しく述べられている。

この海域の地質は大きく2つの地層と音響基盤に区分できる。2つの地層のうち下位の地層は主に新第三系からなり、南北方向の高まりおよび外縁隆起帯などの背斜構造を構成する。この地層は、土佐海盆の東部からその東側では土佐礫層(岡村・上嶋, 1986)、土佐海盆西部とその西側では足摺沖層と呼ばれるが(岡村ほか, 1987)、本報告の中ではそれらを含めて土佐礫層と呼ぶことにする。前弧海盆およびそこから北に続く低地帯には、土佐礫層を不整合で覆って第四系が厚く分布する。この第四系は室戸岬および足摺岬から南に伸びる高まりによって完全に分断されており、互いに連続しない。音響基盤はこれらの地層に不整合で覆われる。

音響基盤は、その内部構造を示すような反射面をもた

ず(Fig. 4)、かなり変形した地層あるいは火成岩などからなっていると考えられる。陸上の地質との対比から四十万累層群、前期中新世の田辺層群およびその相当層あるいは中新世の酸性火成岩類などに相当すると考えられる(岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987)。

土佐礫層は、外縁隆起帯および南北方向の高まりに露出し、そこから海盆下に連続し、調査海域内に広く分布する。背斜構造の軸部ではほぼ平行な反射面が認められるが(Fig. 5)、海盆下では明瞭な反射面が見えないことが多い(Fig. 6)。ドレッジおよびコアラで得られた試料は、泥岩がほとんどであるが、外縁隆起帯の足摺海丘ではかなり粗い砂岩と礫岩が採取されている(岡村ほか, 1986)。有孔虫およびナンノ化石は後期中新世から鮮新世の年代を示すものが多く、一部に前期更新世のものも見いだされる(岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987)。

海盆域の第四系は土佐礫層を onlap 不整合で覆っている。海盆の表層付近では、第四系の反射面はほぼ水平で連続性がよく、周囲の斜面で onlap して消滅するか、急

Fig. 5. Seismic profile showing the structure of the anticline extending to the south from the cape Muroto. Location of this profile is shown in Fig. 2. T: Tosabae Formation (Neogene), Q: Quaternary sequences. The same abbreviations are used in the subsequent profiles.

Fig. 6. Seismic profile of the Tosa Basin. Location of this profile is shown in Fig. 2.

に薄くなる (Fig. 6) ことから、主にタービダイトからなると考えられる。第四系の下部ほど盆状の構造が顕著になり、海盆の縁辺部では外側に向かって収束する。これら第四系は、室戸トラフおよび土佐海盆で 1.5 秒以上そして日向海盆では 0.8 秒程度の厚さを持つ。

海盆の北側の大陸棚から陸棚斜面には、第四紀のプログラデーショナル構造をもつ地層 (OKAMURA, 1989; progradational clinoform, 以後 clinoform と呼ぶ) が幾層も積み重なっている (Fig. 4, 7)。この clinoform の積み重なりは、紀伊水道南方、土佐湾および豊後水道南方の低地帯の中心で厚いが、南北方向の高まりに向かって次第に薄くなり消滅する。

OKAMURA (1989) は、これら clinoform の成因を検討し次のように結論した。(1) 1 つの clinoform ユニット

は下部の上方成長する sigmoid clinoform と上部の海側へ成長する oblique clinoform からなり (Fig. 8), それぞれ高海水準期および低海水準期の堆積物である。このうち oblique clinoform はデルタ性の堆積物で、その上面は氷期の海水準直下に形成された平坦面である。(2) 海水準が周期的に上昇・下降を繰り返すと、沈降帯では新しい clinoform が古い clinoform を順次覆ってゆき、clinoform の積み重ねが形成されるが (Fig. 9a), 隆起域では新しい clinoform が古い clinoform の海側へ成長する (Fig. 9b)。(3) Clinoform の積み重なりは第四系の上部で特に顕著になるが、それは約 70 万年以降に大きくなった海水準変動に対比される。このような clinoform の上面は海底の段丘面と言えるもので、この海域の第四紀の地殻変動を考えるうえで重要な意味を持つ。

Fig. 7. Progradational sequences and acoustic basement under the shelf and shelf slope to the south of the Bungo Strait. Location of this profile is shown in Fig. 2.

Fig. 8. Schematic drawing of a progradational clinoform unit composed of an upper oblique clinoform and a lower sigmoid clinoform.

地 質 構 造

地質構造は海底地形によく表れている。高まりは背斜構造であり、低地帯は沈降帯に一致する (Fig. 2)。Fig. 2 の地質構造図は、海底下 0.5 秒付近の明瞭な反射面を持つ主に更新統の走行・傾斜を合成して作成したものである。異なる層準の地層の構造を組み合わせで作られているうえ、斜面上に堆積した地層も含まれていると考えられるので、厳密な地殻変動を示すものではないが、第四紀の構造運動の特徴をよく示している。沈降帯は幅が広く、その中の地層は緩やかに波曲するだけで顕著な断層・褶曲は少ない。一方、隆起帯は幅が狭く、断層・褶曲が密に発達し沈降帯と好対照をなす。以下、各海盆および隆起帯の地質構造を東から西に簡単に述べる。

室戸トラフはほぼ東西に伸びる長さ約 130 km の向斜構造中にあり、他の前弧海盆より細長く明瞭な方向性を持つ (Fig. 1)。この細長い形は、その外縁隆起帯である

土佐礫が他の外縁隆起帯に比較してかなり大きい上、陸側に位置しているために生じた。室戸トラフは厚さ 1.5 秒以上の室戸沖層と呼ばれる第四系によって埋積されている。室戸沖層の最下部は土佐礫北側斜面で最も厚く最大約 20° 北に傾くが、上部に向かって堆積の中心が北側へ移動するうえ、北側への傾斜も小さくなる。そして、最上部がほぼ水平に現在のトラフ底を埋積している (Fig. 10)。このような構造から、室戸沖層の下部が堆積した時代には室戸トラフは土佐礫北側斜面にあったのが、土佐礫の成長によって陸側へ傾斜しつつ隆起し、その結果トラフが北側へ移動してきたと考えられる。土佐礫は室戸トラフの西半部で大きく隆起しているため、トラフは東に開いた形となっている (Fig. 1)。土佐礫の隆起前には、室戸トラフの西半部は現在より南側に位置しておりトラフ全体の伸長方向も南海トラフにほぼ平行の ENE 方向であったと考えられる。

土佐礫山頂付近では、後期鮮新世-前期更新世の土佐礫層が中期更新世と考えられる室戸沖層に不整合で覆われることから (岡村・上嶋, 1986)、土佐礫の隆起開始は更新世前半で、大きく隆起して室戸トラフが陸側に移動したのは更新世の後半と考えられる。室戸沖層の基底は室戸トラフと土佐礫山頂との間で 2.5 秒以上の高度差があり、土佐礫は第四紀に入ってから 2000 m 近く隆起したと推定される。土佐礫が他の外縁隆起帯より幅広く陸側で隆起しているのは、土佐礫の南側で海山が付加体の下に沈み込んでおり、大陸斜面が陸側に押し上げ

Fig. 9. Two types of shelf structure due to different vertical crustal movement. a) Multi-layered clinoform in the subsiding shelf. b) Outbuilding clinoform in the uplifting shelf.

Fig. 10. Seismic profile showing the active northward tilting of the Quaternary Muroto-oki Formation beneath the Muroto Trough and the landward slope of Tosabae (outer ridge).

Location of this profile is shown in Fig. 2.

られているためであると考えられる(YAMAZAKI & OKAMURA, 1989).

室戸トラフの陸側の大陸棚から陸棚斜面には第四紀の clinoform が積み重なっている. clinoform 上面の海側への傾斜は下位の地層ほど大きくなり, 海側への傾動と沈降が続いていることを示している(OKAMURA, 1989; 岡村・上嶋, 1986). この陸棚斜面は, 他の前弧海盆に比較して急傾斜でほぼ東西方向の走行を持つため, 紀伊水道から南に伸びる沈降帯は目立たない. おそらく, 土佐砦の南側での海山の沈み込みによって, 土佐砦から室戸トラフ全体が陸側へ押されて閉じてきており, 陸棚斜面の海側への傾斜も増してきていると考えられる.

室戸岬から南に伸びる背斜構造は, 東落ちの断層群で切られた東翼と緩やかに傾斜した(約 10°)西翼からなり, 非対称な断面を持つ(Fig. 5). この背斜構造は断続的ながら土佐海盆の外縁隆起体に連続する. 東翼を切る断層群も, 室戸半島の東岸すぐ沖合の野根海底谷から南の室戸海丘の東縁を切り, さらに南西に方向を徐々に変えて土佐海盆の外縁隆起帯の南縁まで約 60 km にわたって連続する. 断層群の落差は, 室戸岬と室戸海丘の間で 1.5 秒に達するが, 南側へ落差は小さくなる. 背斜構造の大部分は土佐砦層からなるが, 西翼では第四系の下部が背斜軸付近まで広く覆う. 土佐海盆底と背斜軸との間で, 土佐砦層の上面は 2.0 秒以上の高度差がある. すべての土佐砦層が堆積時に水平であったとは限らないが, 背斜軸付近は土佐海盆底に対して, 第四紀の間, 少なくとも 1000 m 以上は隆起したと考えられる. 室戸岬西側の大陸棚から陸棚斜面にかけての西翼上に, 第四系にも変形を与える NE 方向の小褶曲がいくつか発達する(Fig. 2). これらは陸上の活断層に連続し(SAKAI, 1987), 海岸線では海成段丘の高度がずれている(吉川ほか, 1964).

土佐湾はほぼ全域が沈降帯であるが, その西部に興津ノーズと呼ばれる相対的な高まりがあり, 東側の土佐沈降帯と, 西側の中村沈降帯に区分される(Fig. 2; 岡村ほか, 1987).

土佐沈降帯は土佐湾頭から南に向かって深くなり, 南端で広がる. この広がった部分は平坦に堆積物によって埋積されており土佐海盆と呼ばれる. 大陸棚から陸棚斜面には, 厚さ約 1.0 秒に達する第四系が堆積している. この第四系は clinoform の積み重なりからなる. 沈降帯の東縁には, 安芸海底谷に沿って, ほぼ南北の直線的に走る東落ちの断層があるが, その最大落差は 0.2 秒程度である. 土佐海盆は, 第四紀の間沈降してきているが, 沈降域の大きな移動は見られない(Fig. 6).

興津ノーズは南東に張り出した半ドーム状の緩やかな高まりで, 断層は伴わない. ノーズ上の第四系は厚さ 0.3 秒以下で, うすい clinoform の積み重ねからなり, 第四紀の間も緩やかに沈降してきたと考えられる. この第四系は東西両側の沈降帯に向かって層厚を増すことから, 第四紀の間, ノーズは相対的に沈降速度が遅かった所と考えられる. 興津ノーズは南東に伸び, 土佐海盆の西側に達する.

中村沈降帯は足摺岬の北東方沖合から南東に向かって深くなる. 土佐沈降帯に比べて規模はかなり小さい. 沈降帯の陸側にはいくつかの撓曲帯が発達するが, その地下深部では断層となっていると考えられる. その撓曲帯の 1 つは, KATO(1983)によって井ノ岬沖に推定された, 南海地震時の主断層から枝分かれした活断層の位置にほぼ一致する. 沈降帯は第四紀の clinoform によって埋積されている. この第四系の厚さはその基底が多重反射に隠れて不明であるが, 少なくとも 1.0 秒以上に達する.

これらの沈降帯は外縁隆起帯によってその南縁が限られる. 外縁隆起帯は多くの断層・褶曲からなる大きな複背斜構造である. 大局的には島弧方向に伸びるが, 内部の断層・褶曲は断続的で伸びの方向も場所により N-S から NE に変化する(Fig. 2; 岡村ほか, 1987). 背斜構造の軸には後期中新世から前期更新世の土佐砦層が露出し, それを覆う第四系も下部ほど大きな変形が認められる(Fig. 11). 断層の多くは海側落ちで, 土佐砦層の上面の変位量が 1 秒以上に達するものもある.

足摺岬から南に伸びる隆起帯は, 室戸岬から南に伸びるものに比べて幅が広く, 多くの N-S から NNE 方向の褶曲と断層からなる複背斜構造である(Fig. 2). この複背斜構造も東翼が急傾斜で西翼が緩傾斜となっており, 室戸岬から南へ伸びる背斜構造と同じ非対称な断面を持つ. 背斜軸付近には土佐砦層が露出し, その両翼では第四系が西および東側に層厚を増す. 西翼では土佐砦層の上面は, 2.5 秒以上の高度差を持つ. 東側の中村沈降帯では多重反射にかくされて土佐砦層が見えないため, 東翼上での土佐砦層上面の高度差は不明であるが, 少なくとも 1.0 秒以上はある. この複背斜構造は南に続き, 日向海盆の外縁隆起帯に連続するように見える.

豊後水道から日向海盆にかけてほぼ南北方向の幅広い沈降帯となっている. 日向海盆は南北方向に伸び, その北方延長の陸棚斜面から大陸棚で沖ノ島から南に張り出す基盤の高まりによって沈降帯は二分される(Fig. 2). 東側の沈降帯は規模が小さく, 沖ノ島の東側で消滅する. 西側の沈降帯は明瞭で北側へは豊後水道につながる

Fig. 11. Active faulting and folding of the outer ridge to the south of the Tosa Basin. Location of this profile is shown in Fig. 2.

る。そこには、4枚以上の第四紀の clinoform のユニットが調査域の沈降帯の中ではもっとも厚く堆積している (OKAMURA, 1989)。なかでも、前期更新世と推定される最下部の clinoform の上面は沈降帯の中心で 2.5 秒より深く、その付近が第四紀に 2000 m 近く沈降したことを示している。沈降帯内には、落差 0.5 秒以下の南北方向の断層がいくつか見られる。

第四紀地殻変動

土佐礫層は隆起帯から沈降帯まで広く分布するのに対して、第四系の分布は沈降帯に限られる。さらに、土佐礫層は内部に大きな構造差がなく、ほぼ一様に変形しているが、それを覆う第四系の変形は新しい地層ほど小さくなる。このような地質構造から、現在の南北の軸を持つ背斜構造や島弧方向の外縁隆起帯は、鮮新世には存在しなかったかあるいは非常に小規模で、第四紀になってから隆起し始め、最近まで成長し続けていると考えられる。室戸岬および足摺岬の南側の水深 100-200 m の背斜軸付近で得られた泥岩は、鮮新世の浮遊性有孔虫およびナンノ化石と同時に水深 1000 m 以深の環境を示す底生有孔虫を多く含み、これらの背斜が第四紀に少なくとも 1000 m 程度隆起したことを示している (岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987)。鮮新世には、南北方向の隆起帯がなく日向海盆から室戸舟状海盆まで一連の堆積盆だった可能性が高い。外縁隆起帯の足摺海丘に露出する土佐礫層は多くの砂岩を含むが、より陸に近い室戸岬および足摺岬から南に伸びる隆起帯からは泥岩しか得られないことから、鮮新世には外縁隆起帯付近が堆積盆の中心でタービダイトが堆積しており、より陸側は陸棚斜面で主に泥が堆積していたと考えられる。その時、外縁隆起帯が存在したかどうかは不明であるが、存在したならその位置は現在より海側であっただろう。

この第四紀の地殻変動は、南北方向と島弧方向の2方向の軸を持つ波曲の重ね合わせと見ることができる。島弧方向の軸を持つ波曲は、外縁隆起帯および四国山地から紀伊山地を結ぶ隆起帯とその間の前弧海盆を重ねた沈降帯からなる。南北方向の軸を持つ波曲は、既に述べたように、室戸岬と足摺岬から南北に伸びる背斜とそれらの両側の沈降帯からなる。この波曲は、前弧海盆より陸側で顕著であるが、外縁隆起帯より海側で消滅する。2方向の沈降軸が重なったところが前弧海盆の中心となっている。前弧海盆からその陸側では海側への傾動と南北方向の軸を持つ波曲がともに第四紀の間に成長してきたため、南にプランジした背斜と向斜が形成された。現在の地形および地質構造は、このような2方向の波曲が第四紀に入って成長したため形成された。

一方、四国南岸では、海成段丘の高度変化および水準測量による地震時と非地震時の精密な地殻変動データから、少なくとも第四紀の後期以後、北～北西への傾動が続いてきたと考えられた (吉川ほか, 1964; 吉川, 1968 など)。太田 (1968) は現在の四国山地は更新世前半に成長し、その後、四国南岸では陸側への傾動が始まって海成段丘が形成されたと考えた。

第四紀後期に四国南岸付近で北～北西側への傾動が起こってきたかどうか正確に議論するために、第四紀に形成された clinoform に注目してみよう。もし土佐湾沿岸に分布する海成段丘が北～北西側への傾動隆起によって形成されたのなら、土佐湾内の大陸棚も北～北西側に傾動し、湾頭部を除いて広く隆起してきたはずである。先に述べたように、沈降域では古い clinoform の上に新しい clinoform が積み重なるが、隆起域では古い clinoform の上部が侵食され新しい clinoform はその海側に形成される (Fig. 9)。このような違いに注目して、最終氷期に形成されたと考えられる現在の大陸棚を構成する

Fig. 12. Map showing uplifting and subsiding shelf off the southern coast of Shikoku on the basis of the shelf structure.

clinoform の成長様式から、大陸棚の隆起域と沈降域を推定し Fig. 12 に示した。隆起している大陸棚の陸側には隆起した海成段丘があるのに対して、沈降している大陸棚の陸側はリアス式海岸や海岸平野が発達しており、両者の特徴はよく一致する。隆起域は室戸岬および足摺岬周辺に限られるが、土佐湾をはじめ、紀伊水道南西方、および豊後水道南方の大陸棚は大部分が沈降している。また、土佐湾内の clinoform が陸側へ傾動した様子もまったく見られない (Fig. 4)。以上のことから、土佐湾内で第四紀の後期から北～北西への傾動が続いていたとは考えにくい。

土佐湾内の clinoform の上面は Fig. 2 の地質構造に調和的な向斜状に変形しており、その変形は上部ほど弱くなる (OKAMURA, 1989)。Clinoform 上面は形成時にはほぼ水平であったはずであるから、この変形が第四紀に成長してきたことは間違いない。大陸棚の隆起域と沈降域との境界線は、第四紀の間ほとんど上下しなかった zero isobase に相当すると考えられるが、その陸側延長は海成段丘が消滅するところにはほぼ一致するうえ (Fig. 12), Fig. 2 に示した更新統の走行にもほぼ一致する。

以上の事実から、四国南岸からその沖合では、第四紀に入ってから南北方向の軸を持つ波曲構造が成長し始め、それが現在まで継続していることは間違いないであろう。そして、四国南岸に分布する南に高度を増す海成段丘は北～北西への傾動ではなく、Fig. 13 のような南にプランジした背斜構造の成長によって形成されたと考えることにより、海底地質構造、陸上の段丘高度変化および四国山地の大地形すべてが統一的に説明できる。

Fig. 13. Model of the Quaternary crustal movement of the Muroto Peninsula shown by isobases.

前弧海盆の海側で、南北の軸を持つ波曲は不明瞭になり、島弧方向に伸びる外縁隆起帯が出現する。ANDO (1975, 1982) は、南海地震時に活動した断層の位置を推定しているが、その海側延長は外縁隆起帯付近で海底に達する。外縁隆起帯には、第四紀に成長した断層・褶曲が数多く分布している。これらの断層が、YONEKURA (1975, 1983) が指摘したように、100-200 年周期で繰り返してきた南海地震の主地震断層から枝分かれした断層群に相当する可能性が高い。外縁隆起帯の北翼では陸側への傾斜が増大してきており、地震時の陸側への傾

動が蓄積してきている範囲は、外縁隆起帯の北翼に限られる。

考 察

以上述べたような、南北方向および島弧方向の軸を持つ波曲構造はどのように成長し、どのようなテクトニクな意義を持つのであろうか。

島弧方向に伸びる波曲の成長は、南海トラフでのフィリピン海プレートの沈み込みが大きく関係していると考えられる。外縁隆起帯は、既に述べたように、プレート間断層の活動、すなわち南海地震ごとに隆起してきたものと考えられる。その北側の、前弧海盆の沈降帯および四国山地の隆起帯の形成は、THATCHER & RUNDLE (1979)が述べているような地震後の地下深部でのゆっくりとした断層運動や、underplatingなどが大きく関与しているのであろう。

一方、南北に伸びる波曲の成因についてもいくつかの考えが提出されている。そのうち室戸岬の背斜構造は、地質構造から見て、島崎(1980)および米倉(1979)が指摘したように、背斜東翼の野根海底谷に沿った逆断層の活動とともに成長すると考えられる。最近、栗田・杉山(1989)は、100～200年周期でくりかえしてきた南海地震のたびにこの断層が活動し、背斜が成長しているという考えを発表した。彼らは、横ずれ成分を持つ逆断層の活動によって生じる地殻変動モデル(松浦・佐藤, 1975)が、本地域の外縁隆起帯と南北方向に伸びる背斜構造を含めた地質構造によく似ており、フィリピン海プレートの斜沈み込みによって、南北および島弧方向の隆起帯と前弧海盆の形成すべてが説明できると考えた。しかしながらこの断層モデルでは、南北方向の隆起帯は北にプランジし、かつその隆起量が北に向かって急激に減少するはずであるが、実際には褶曲軸は南にプランジし、室戸半島から南に伸びる背斜の規模および東翼の断層変位量もむしろ南に向かって少し減少しており、この断層モデルだけでは地質構造を説明できない。水準測量は四国の海岸沿いでしか行われておらず、そのデータだけでは1946年の南海地震時の変動が単純な陸側への傾動であったか、背斜構造の成長を伴っていたのか断定できない。

一方、米倉(1979)、YONEKURA(1983)および島崎(1980)は、背斜東翼の断層は南海地震の主断層から枝分かれしたもので、その活動周期は南海地震の数倍の数100年以上と考えた。前圭(1988)は室戸半島の完新世の段丘の形態と年代を詳しく調べ、過去6000年間に6回起こった数mずつの隆起が段丘形成の主な原因であ

るとし、島崎や米倉が考えたような断層活動を支持した。このような完新世の段丘の形態は、背斜構造の成長が南海地震より周期の長い地震に関連していることを示している。

これら2つの考えは共に、南北方向の軸を持つ波曲構造がフィリピン海プレートの沈み込みだけによって形成されるとしている。しかしながら、既に述べた四国沖の海底地質構造と、より陸側の西南日本の第四紀地殻変動を比較してみると多くの共通点が見られ、西南日本弧全体の地殻変動と比較して考えることも必要ではないだろうか。

HUZITA(1962)によると、西南日本内帯の近畿地方から東海地方では鮮新世末から第四紀の初め頃に、それまで広く発達していた島弧方向に伸びる堆積盆が島弧方向に大きく斜交する隆起帯によって分断され始めた。それらの隆起帯は東西圧縮による横ずれ断層および衝上断層の形成によって成長したもので、第四紀に入ってから西南日本の広い範囲で、それまでの南北圧縮から東西圧縮に変化したと考えられている(HUZITA, 1980)。四国沖での南北方向の隆起帯の成長による前弧海盆の分断も、内帯とほぼ同時に起こっている。西南日本の地殻内で発生する地震は東西圧縮を示し、地質構造から推定される圧縮方向と調和的である(SHIONO, 1973, 1977)。従来、東西圧縮の地震は内帯で強調されてきたが、OKANO *et al.* (1980)によると、四国南部まで含めた外帯の地殻内でも東西圧縮による微小地震が発生している。

このように四国と西南日本内帯の鮮新世以降の地殻変動には多くの共通点が見られるうえ、西南日本弧全体を通じてほぼ東西圧縮による地震が発生していることから、四国からその南方の海底に見られる南北方向に伸びる波曲構造の形成も内帯と同様の東西圧縮によって形成された可能性が強い。南北方向の隆起帯は、四国だけでなく紀伊半島、志摩半島から南に伸びる志摩海脚そして御前崎付近と西南日本外帯に広く発達するが(OTUKA, 1931)、藤田(1968)も指摘したように、それら全体が第四紀の東西圧縮によって形成された可能性が十分に考えられる。第四紀に入ってから西南日本で優勢となった東西圧縮場は、内帯だけでなく外帯の沖の前弧海盆まで広がったと考えられないだろうか。

どうして第四紀に入ってから西南日本で東西圧縮が顕著になったのであろうか。1つの可能性はフィリピン海プレートの斜沈み込みの開始である。たしかにフィリピン海プレートの沈み込み方向は、第四紀に入ってから、それまでの北から北西へと変化したらしい(中村・島崎, 1981; 岡村, 1988)。しかしながら、現在のおよ

そ N60° W 方向 (SENO, 1977) のフィリピン海プレート
の沈み込みによって、西南日本弧全体あるいはその外帯
だけでも東西圧縮場になるとは考えにくい。西南日本内
帯の東西圧縮の重要な原因は、第四紀に始まったとされ
ているフォッサマグナでの東北日本と西南日本との衝突
(HUZITA, 1980; 中村, 1983) であることは間違いない
であろう。その影響が外帯にまで達してフィリピン海プ
レータの斜沈み込みの影響と複合し西南日本弧の応力場
が形成されている可能性も考えられるのではないだろう
か。

このように、従来比較的単純に考えられてきた四国南
岸の第四紀地殻変動は、実際には変動のパターン、周期
および速度の異なるいくつかの地殻変動が重なり合った
ものらしい。四国沖の海底地質構造は、第四紀の間にそ
れらの地殻変動が蓄積され重なり合ってきた結果を示し
ている。この地質構造から、それぞれの地殻変動を分解
し解明してゆくことが今後の重要な課題である。

ま と め

1. 西南日本外帯の第四紀地殻変動は、南北方向と島
弧方向の軸を持つ 2 つの波曲構造が重なり合ったもの
として説明できる。

2. 海底下に分布する地層のうち、新第三紀の土佐礫
層は全体として、これらの波曲構造とそれに伴った断
層・褶曲による変形を受けている。それを不整合で覆う
第四系は、下部から上部に向かって変形が弱くなること
から、2 つの波曲構造の成長は第四紀になって活発にな
ったと考えられる。

3. これら 2 つの波曲構造の成長の結果、四国南部
から前弧海盆の間では、南にプランジした背斜と向斜が
第四紀を通じて成長してきた。従来北～北西への傾動隆
起を示すと考えられてきた土佐湾沿岸の海成段丘は、実
際には南にプランジした背斜構造の成長によって形成さ
れたものである。

4. これらの 2 つの波曲構造のうち、島弧方向の軸
を持つものは、南海トラフでのフィリピン海プレートの
沈み込みに関連した断層運動および 2 つのプレートの
相互作用によって形成されたと考えられる。一方、南北
方向の軸を持つ波曲構造は、第四紀に入って西南日本全
体が東西圧縮場になったことにより形成されたと考えら
れる。

謝辞 地質調査船「白嶺丸」の奥村英明船長をはじめと
する乗組員の方々からは、長い調査航海の間、さまざま
な調査作業について献身的な協力を受けた。地質調査所
海洋地質部の有田正史博士をはじめとする多くの部員か

らも、航海中および航海終了後に多くの協力、助言およ
び励ましを受けた。地質調査所環境地質部の衣笠善博博
士には初期の草稿を読んでいただき、貴重な助言を受け
た。東京都立大学の貝塚爽平教授および東京大学の米倉
伸之助教授には草稿を読んでいただき、有益な助言を受
けた。以上の方々に深く感謝します。

文 献

- ANDO, M., 1975 : Source mechanism and tectonic significance
of historical earthquakes along the Nankai Trough,
Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- , M., 1982 : A fault model of the 1946 Nankaido
earthquake derived from tsunami data. *Phys. Earth
Planet. Inter.*, **28**, 320-336.
- 栗田泰夫・杉山雄一, 1989 : 南海トラフ沿いの巨大地震に
伴う右横ずれ逆断層構造. 地震 **2**, **42**, 231-233.
- FITCH, T. J. and SCHOLZ, C. H., 1971 : Mechanism of under-
thrusting in Southwest Japan : a model of convergent
plate interactions. *Jour. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292.
- HUZITA, K., 1962 : Tectonic development of the Median zone
(Setouti) of Southwest Japan, since Miocene. *Jour. Geosci.,
Osaka City Univ.*, **2**, 103-144.
- 藤田和夫, 1968 : 六甲変動, その発生前後. 第四紀研究,
7, 248-260.
- HUZITA, K., 1980 : Role of the Median Tectonic Line in the
Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol.
Soc. Japan.*, no. 18, 129-153.
- 池原 研, 1988 : 海底地質音響画像図—豊後水道南部—
特殊地質図, no. 28-1, 地質調査所.
- ・木下泰正・西村清和, 1988 : 土佐湾表層堆積図
および同説明書. 海洋地質図, no. 34, 29p., 地質調査
所.
- 岩淵義郎, 1970 : 紀伊半島沖の地形・地質. 星野・青木編
: 島弧と海洋, 149-151, 東海大学出版会.
- KANAMORI, H., 1972 : Tectonic implications of the 1944
Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. *Phys.
Earth Planet. Inter.*, **5**, 129-139.
- KATO, T., 1983 : High-angle reverse faulting associated with
the 1946 Nankaido earthquake. *Tectonophysics*, **96**,
31-44.
- 前空英明, 1988 : 室戸半島の完新世地殻変動. 地理評, **61**
(Ser. A), 747-769.
- 松浦充宏・佐藤良輔, 1975 : 断層モデルと地表変位のパ
ターン. 地震 **2**, **28**, 429-434.
- MITCHAM, R. M. Jr., VAIL, P. R. and SANGREE, J. B., 1977 :
Seismic stratigraphy and global changes of sea level,
Part 6 : Stratigraphic interpretation of seismic reflection
patterns in depositional sequences. In PAYTON, C. E. ed. :
Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration,
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 117-133.
- MIYABE, N., 1958 : Vertical earth movement in Nankai dis-
trict. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **4**, part 3/4, 1-14.
- 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.
- 中村一明, 1977 : 半島の段丘が海溝へ逆傾斜する機構. 地
震予知連絡会東海部会資料, 41-44.
- , 1983 : 日本海東縁新生海溝の可能性. 地震研究
所彙報, **58**, 711-722.

- ・島崎邦彦, 1981: 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- 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.
- OKAMURA, Y., 1989: Multi-layered progradational sequences in the shelf and shelf slope of the Southwest Japan fore-arc. In TAIRA, A. and MASUDA, F., eds.: *Sedimentary facies in the active plate margin*, 295-317, TERRAPUB.
- 岡村行信・上嶋正人, 1986: 室戸沖海底地質図および同説明書. 海洋地質図, no. 28, 32p., 地質調査所.
- ・岸本清行・村上文敏・上嶋正人, 1987: 土佐湾海底地質図および同説明書. 海洋地質図, no. 29, 31p., 地質調査所.
- ・田中武男・中村光一, 1986: 高知沖 trench slope break 上の海丘群の潜水調査, 第2回「しんかい2000」研究シンポジウム. 海洋科学技術センター試験研究報告特別号, 173-192.
- OKANO, K., KIMURA, S., KONOMI, T. and NAKAMURA, M., 1980: Focal mechanism in Shikoku, Japan inferred from microearthquake observations. *Mem. Fac. Sci., Kochi Univ.*, **1**, Ser. B, 1-13.
- 奥田義久, 1977: 西南日本外帯沖広域海底地質図. 海洋地質図, no. 8, 地質調査所.
- OKUDA, Y., 1984: Tectonic evolution of continental margin off Southwest Japan during the late Cenozoic. *Rept. Technology Research Center, Japan Nat. Oil Corp.*, no. 19, 33-93.
- 奥田義久・井上英二・石原文実・木下泰正・玉木賢策・上嶋正人・石橋嘉一, 1976: 南海舟状海盆およびその北側斜面の海底地質. 海洋科学, **8**, 192-200.
- ・熊谷 誠・玉木貴裕, 1979: 西南日本外帯沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技協誌, **44**, 279-290.
- 太田陽子, 1968: 旧汀線の変形から見た第四紀地殻変動に関する二・三の考察. 地質学論集, no. 2, 15-24.
- OTA, Y., 1975: Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines. In SUGGATE, R. P. and CRESSWELL, M. M., eds.: *Quaternary Studies*, Royal Soc. New Zealand, **13**, 231-239.
- OTUKA, Y., 1931: Early Pliocene crustal movement in the outer zone of Southwest Japan and in the Naumann's Fossa Magna. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 340-352.
- PLAFKER, G., 1972: Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications for arc tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, **77**, 901-925.
- SAKAI, H., 1987: Active fault in the Muroto Peninsula of "non-active fault province". *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 513-516.
- 佐藤任弘・桜井 操, 1975: 四国南方大陸斜面の海底地質構造(予報). フィリピン海域の地質学的諸問題, 地質学会 82 年大会資料, 5-10.
- SENO, T., 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate. *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- 志岐常正・加賀美英雄・原田哲朗・紺田 功・満塩博美・中村 純・中沢圭二・西田史朗・鈴木博之・立石雅昭・徳岡隆夫・吉村郁夫, 1971: 紀伊水道沖および土佐湾付近の海底地質. 海洋地質, **7**, 37-47.
- 島崎邦彦, 1980: 完新世海成段丘の隆起とプレート内プレート間地震. 月刊地球, **2**, 17-24.
- SHIONO, K., 1973: Focal mechanism of small earthquakes in the Kii Peninsula, Kii Channel and Shikoku, Southwest Japan and some problems related to the plate tectonics. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **16**, Art 5, 69-91.
- , 1977: Focal mechanism of major earthquakes in the Southwest Japan and their tectonic significance. *Jour. Phys. Earth*, **25**, 1-26.
- THATCHER, W. and RUNDLE, J. B., 1979: A model for the earthquake cycle in underthrust zones. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, B 10, 5540-5556.
- VAIL, P. R., MITCHAM, R. M. Jr. and THOMPSON, S., III, 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. In PAYTON, C. E., ed.: *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 63-81.
- 渡辺 光, 1948: 四国南部の海岸地形とその地殻運動に対する意義. 地理調報告, **1**, 37-72.
- YAMAZAKI, T. and OKAMURA, Y., 1989: Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan. *Tectonophysics*, **160**, 207-229.
- 米倉伸之, 1968: 紀伊半島南部の海岸段丘と地殻変動. 地学雑誌, **77**, 1-23.
- YONEKURA, N., 1975: Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations. *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo*, no. 7, 19-71.
- 米倉伸之, 1979: 太平洋諸地域の第四紀後期の海面変化と地殻変動. 月刊地球, **1**, 822-830.
- YONEKURA, N., 1983: Active deformation of the continental margin along the Nankai and Suruga Troughs, Southwest Japan. *Bull. Dept. Geography, Univ. Tokyo*, no. 15, 47-62.
- 米倉伸之・安藤雅孝, 1973: 海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形. 科学, **43**, 92-102.
- 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.
- ・貝塚爽平・太田陽子, 1964: 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理評, **37**, 627-648.

(要 旨)

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, 96, 223-237.
(OKAMURA, Y., 1990 : Geologic structure of the upper continental slope off Shikoku and Quaternary tectonic movement of the outer zone of southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 96, 223-237.)

四国沖の大陸棚から前弧海盆にかけての海底地質調査の結果を基に, 四国からその沖合の第四紀地殻変動を再検討した. 西南日本外帯沖には, 島弧方向に大きく斜交し南北方向の軸を持つ波曲構造が発達する. そのうち背斜は室戸岬・足摺岬から海側へ伸びる尾根状の地形で表わされ, 向斜は紀伊水道, 土佐湾, 豊後水道から南へ伸び, 前弧海盆に達する. これらの南北方向の軸を持つ波曲構造は, 西南日本外帯の陸上地形に見られる波状地形の海側延長に相当し, 第四紀に入ってから急速に発達し始め, 現在も成長を続けている. 四国南岸に沿って分布し南に高度を増す海成段丘は, 従来考えられてきたような北-北西への傾動隆起運動によって形成されたのではなく, 南北軸の背斜の成長によって形成された. この波曲構造の成長は, 第四紀に入ってから西南日本弧全体が東西圧縮場となったため, 形成されたと考えられる.