西南日本外帯沖の堆積盆地の分布と性格*

——特に構造発達史について——

奥田義久**・熊谷 誠***・玉木貴裕†

(昭和54年6月25日受理)

Tectonic Development of the Continental Slope and its Peripheral Area off Southwest Japan in Relation to Sedimentary Sequences in Sedimentary Basins

By

Yoshihisa OKUDA**, Makoto KUMAGAI***
& Kiyuh TAMAKI†

Abstract: Several deep sea terraces are present on the continental slope off southwest Japan, extending parallel to the Nankai Trough. A thick sequence of Neogene and Quaternary age beneath the terrace rests unconformably upon Oligocene to lower Miocene strata (M Formation). Most of the sequence is trapped by an outer structural ridge. The sequence is divided into the T, K₁, K₂, K₃ and P Formations.

The T Formation of early to middle Miocene age is mainly composed of flysh-like sediments. Plutonic rocks such as Kumano acidic rocks were intruded during the middle Miocene.

The K₁ Formation of late Miocene to early Pliocene age unconformably overlies the T Formation, and its distribution is roughly concordant with that of sedimentary basins beneath the deep sea terraces. The formation of these basins probably has a close relation to the block movement of the area accompanied by igneous events and regression during the middle Miocene.

The K₂ Formation of middle to late Pliocene age shows the sedimentary structure of rapid transgressive overlapping. The early-Pliocene turbidites in the Nankai trough incline toward the continental slope. So the terraces might have subsided more than 2,000 meters by downwarping in relation to the Shikoku basin and the southwest Japan islands.

The depocenter of the K₃ Formation of early Pleistocene moved northward in relation to that of the K₂ Formation.

The P Formation of middle Pleistocene to Holocene occurring in ponded subbasins in each terrace, has flat surface. Probably, another block-faulting stage began during this time.

1. 緒 言

西南日本外帯沖の大陸斜面には、熊野海段・土紀海盆・土佐海段・日向海段などの海段地形を有する深海平坦面が発達している(田山, 1950)(第1図)。これらの深海平坦面は、外縁基盤隆起帯(outer ridge)に堰止められた若い堆積層が構成する堆積盆地の分布に対応している(HILDE et al., 1969; 吉井他, 1970)。この堆積層の時

代は新第三紀以降であり(岩淵, 1970; OKUDA et al., 1974; 石油開発公団, 1975; 石油公団, 1979), 特に中新世における不整合が顕著に認められ、西南日本外帯沖の構造発達史を考える上で重要な意義を持つ(奥田他, 1976; 藤田, 1978)。

一方、その外側の南海舟状海盆にはタービダイト層などの厚い堆積物が存在し(HILDE et al., 1969), 南海舟状海盆は地形学および地震学的考察からも海溝的性格を持つ(星野, 1963; FITCH et al., 1971)。最近の DS DP および IPOD の深海掘さく結果では、四国海盆から南海舟状海盆にかけて、漸新世-中新世の基盤岩の上にそれ以降の堆積物がきわめて速い速度で堆積している(INGLE et al., 1975; 氏家, 1975など)。

*昭和54年5月24日, 第44回石油技術協会定時総会地質・探鉱シンポジウムにおける講演

**石油公団石油開発技術センター(現, 地質調査所海洋地質部)

***石油公団技術部

†日本石油開発探鉱部

††紀伊水道沖に発達する深海平坦面は田山(1959)により土紀海盆と名付けられたが、本稿では茂木(1975)の命名による室戸(舟状)海盆を使用する。

本稿では、通産省資源エネルギー庁による国の基礎調査資料（石油開発公団，1974；石油公団，1979）および日本石油開発(株)の地震探鉱資料に基づいて、西南日本外帯沖に発達する堆積盆地の分布と性格についての考察を行なう。なお、本海域には、帝国石油(株)と Gulf による宮崎沖 1-x の試掘を除き試掘が行なわれていないため、東京大学海洋研究所および通産省工業技術院地質調査所による海底地質調査資料（KAGAMI, 1975；地質調査所，1977a；地質調査所，1977b 等）の資料を参考として地質学的考察を加えることをお断りする。

本稿をまとめるにあたり、石油公団石和田靖章理事、地質調査所磯見博次長、井上英二海洋地質課長ほか海洋地質部の諸氏、東京大学海洋研究所奈須紀幸教授、加賀美英雄助教授のご指導とご助言を賜った。また日本石油開発(株)の中沢通理氏・関谷英一氏・岡本志陽氏、および石油資源開発(株)探鉱部猪間明俊氏には有益な議論をいただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

2. 大陸棚深海平坦面の海底地質層序

国の基礎調査による地震探鉱記録断面からは、西南日本外帯沖の深海平坦面を構成する堆積層を、下位より順に C 層、B 層、A 層の 3 層に区分することができる（石油公団，1979）。さらに海域によっては A 層をさらに細分することができ、下位より順に A₃ 層、A₂ 層、A₁ 層が識別できる。

一方、地質調査所の西南日本外帯沖海底地質図幅では、下位より順に、音響基盤（牟婁層群を含む）を主体とする M 層、田辺層・熊野層群を主体とする T 層、静岡県相良層群に対比される K₁ 層、掛川層群に対比される K₂ 層、第四紀層である K₃ 層および P 層を識別している（地質調査所，1977）。

この両者の対比を行なうと、国の基礎調査資料による C 層、B 層、A₃ 層、A₂ 層、A₁ 層はそれぞれ地質図幅の M 層、T 層、K₁ 層、K₂ 層、K₃ 層および P 層に対応している。

本稿では、主として基礎調査資料に基づき層序・構造、堆積盆の分布と性格について考察を行なうが、多くの文献で地質図幅の層序が引用されており、既発表文献との対比を行なう際の混同を避けるため、西南日本外帯沖地質図幅の地層名を用いることにする。

以下で大陸棚～深海平坦面に分布する各層の説明を行なうが、第 1 表に陸上地質と海域地質の層序対比表を参考として示した。

(1) M 層

地震探鉱記録の上で M 層はいわゆる音響的基盤岩である。M 層の性格を周辺の陸上地質から推察すると、主と

して瀬戸川帯に属する地層を主体とすると考えられる。すなわち静岡県の大井川層群、紀伊半島の牟婁層群、高知県における室戸層以下の地層、南九州の日南層群などに対比されると推定される。したがって、本層の時代は古第三紀(始新世・漸新世)～中新世初期と考えられる。

(2) T 層

T 層は主として深海平坦面の下部堆積層に当たり、しばしば外縁基盤隆起帯近くで褶曲している。昭和 53 年度基礎調査 I 測線で識別される T 層を、紀伊水道南方地質図幅（地質調査所，1977a）および東大海洋研究所のスーパーカー記録（OKUDA et al., 197a）を使用して追跡を行なうと、紀伊半島の田辺湾内にまで追跡される。したがって、陸上地質との対比を行なうと、T 層は静岡県の西郷・倉真層群、紀伊半島の田辺層・熊野層群、高知県の四十寺山層、宮崎地方の酒谷層群等に対比される。

(3) K₁ 層

K₁ 層は T 層と後述する K₂ 層の間に挟まれる地層であり、多くの海域で T 層を傾斜不整合に覆う。本層は一般に上部大陸斜面に向かって収れんする堆積形態を示し、海面下 300～1,000m 以浅には分布しない。同層の最上部に対比される堆積物としては、室戸半島から延びる隆起帯に位置する室戸海丘近くからドレッジされた半固結青泥(採泥後乾燥すると急速に固結する)が得られており、その中にはナノプランクトン化石では *Reticulofenestra reticulata* があまり認められず、*R. pseudoumbilica* を多産することなどから、その時代は鮮新世初期（島尻層群与那原層相当）であると推定される。またこのドレッジ試料からは浮遊性有孔虫の *Globorotalia pleistotumida* なども記載されている（西田他，1974）。このような事実から、K₁ 層の時代は中新世後期～鮮新世初期と推定され、静岡県の相良層群、南九州の宮崎層群中下部、南西諸島の島尻層群中下部に対比される。

(4) K₂ 層

K₂ 層は一般に大陸棚～上部大陸斜面では T 層を傾斜不整合で覆い、海盆内では K₁ 層を整合に覆う。本層の基盤との関係は、上部大陸斜面で transgressive overlapping の堆積形態が特徴的に認められる。本層に対応する岩石としては、土佐磐斜面から浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia tosaensis* を含み、*Gr. truncatulinoides* を含まない岩石が採取されており、時代は鮮新世後期と推定されている（西田他，1974）。本層は静岡県の掛川層群、高知県の唐の浜層群（登層・穴内層）、南九州の宮崎層群上部、南西諸島の島尻層群上部に対比されると考えられる。

(5) K₃ 層・P 層

K₃ 層は一般に大陸棚上では K₂ 層を不整合（しばしば

第1表(a) 陸上層序と海域層序との対比

*1: 石油公団, 1979より編集

*2: Ingle et al., 1975より引用

		Okinawa Nansei Is.	S. Kyushu	S. Shikoku	Kii Peninsula	Kakegawa	Off SW Japan		Shikoku Basin (*2)
							MITI (*1)	Okuda et al. (1978)	
Neogene	Quaternary						A ₁ F.	P Formation	Diatom/ ash-rich clay
	Pleistocene	Ryukyu G.				Soga G.		K ₃ Formation	Nanno fossil - stage
	Pliocene	Shimajiri Group	Miyazaki Group	Ananai F. Nobori F.		Kakegawa Group	A ₂ F.	K ₂ Formation	Clay & silty clay
	Late					Sagara G.	A ₃ F.	K ₁ Formation	Claystone with interbedded graded silt & sand
Miocene	Middle	+++	+++	+++	+++		B Formation		T Formation
	Early	Yaeyama F.	Sakatani G.	Shijudera- yama F.	Tanabe G. Kumano G.	Saigo G.			Vitric ash & ash-rich clay
	Early					Kurami Group	C Formation (Acoustic) Basement)	M Formation (Acoustic) Basement)	Basement (Basalt)
Paleogene	Oligocene	Kumage Group	Nichinan Group	Muroto F.	Muro Group	Oigawa Group			

第1表(b) 紀伊水道沖における上部大陸斜面, 深海平坦面, 外縁隆起帯(土佐
磐)における層序関係対比表
(Okuda et al., 1974を改編)

Age		Formation	Shikoku	Kii Peninsula	Continental Shelf	Continental Slope	Toki Basin	North Slope of Tosabae	Tosabae Bank
Quaternary	Recent	Re			Surface	Surface		Surface	Surface
	late Pleistocene	P	Terrace Deposits	Terrace Deposits		Canyon Fills	Basin Sediments (Turbidites)	Canyon Fills	
	early Pleistocene	K ₃			Shelf edge Sediments	Slope Sediments	Basin Sediments	Slope Sediments (Sliding)	Topped Sediments Terrace Deposits
Neogene Tertiary	middle upper Pliocene	K ₂	Tonohama Group		Shelf Sediments	Slope Sediments	Basin Sediments	Slope Sediments	Topped Sediments Terrace Deposits
	upper Miocene middle Pliocene	K ₁				Low level Slope Sediments	Basin Bottom Sediments	Low level Slope Sediments	
	lower middle Miocene	Tanabe	Shijuiyama Group	Tanabe Formation	Acoustic Basements	Acoustic Basements	Acoustic Sediments	Acoustic Basements	igneous intrusive body

平行不整合)で覆い, 海盆内では K₂ 層を整合に覆う。広域的にみると K₃ 層は第四紀層全体としてしか把握することができないが, 第四紀後半において海盆内の Pondered Basin を埋積するタービダイト特有の堆積形態を示す地層は特に P 層と名付けられている(OKUDA et al., 1974)。また紀伊水道沖に発達する日高海底谷の谷頭部および富田海底谷の支谷には, K₃ 層を切る埋積堆積物の存在が知られ, これを P 層に対比すると K₃ 層の主体は第四紀下部層であると推定される。

K₃ 層に対比される岩石は多数採取されており, 同岩石には浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia truncatulinoides* を含み, ナンノプランクトン化石の *Emiliania huxleyi* を含まないため更新世下部の時代を示す(西田他, 1974)。P 層は *E. huxleyi* を含む岩石に対比される。K₃ 層の主体は静岡県曽我層群に, P 層は小笠山礫層以降の堆積層に対比される。

3. 下部大陸斜面四国海盆の層序

第1図 西南日本外帯沖の海底地形

第2図 堆積盆地の分布

南海舟状海盆から四国海盆の音波探査記録（奥田他，1976），地震探査記録では，音響的基盤の上に最下部透明層・下部透明層・中部不透明層・上部透明層・上部不透明層が識別され，これらと DSDP Site 297 他 のデータ（INGLE et al., 1975 他）との対比は第 1 表に示している。

下部大陸斜面には変形を強く受けた厚い下部斜面堆積物が存在するが，DSDP Site 298 の結果，更新世のタービダイトを主体とする（INGLE et al., 1975 他）。地質調査所の西南日本広域海底地質図幅（1977）では，Ac 層として区分されている。

4. 堆積盆地の分布について

4.1 堆積盆地の分布概要

西南日本外帯沖における主として新第三系・第四系により構成される堆積盆地の分布概略を第 2 図に示した。堆積盆地は，概ね東北東—西南西の方向性を持ち，深海平坦面の分布に対応して，遠州灘沖・熊野灘沖・紀伊水道沖・四国沖・室崎沖に分布しており，茂木（1977）によりそれぞれ遠州海盆・熊野海盆・室戸海盆・土佐海盆・日向海盆と名付けられている。

これらの海盆の外側には，駿河湾の石花海堆・金州の

瀬堆および御前崎沖から遠州海盆沖合・潮岬沖合・土佐
 藩を通る海域、室戸岬から土佐海盆沖合海域、および足
 摺岬から琉球海溝斜面に到る海域に、中期中新世以降の
 堆積層をせき止める数条の基盤の相対的隆起帯が存在し
 (奥田他, 1976), この隆起帯は外縁隆起帯(Outer ridge)
 と呼ばれている (HILDE et al., 1969 など)。この外縁
 隆起帯は主としてT層および火成岩類から構成される
 (奥田他, 1976, HILDE et al., 1969 など)と考えられ
 る。

さらに、遠州海盆および熊野海盆下には天竜川沖合か
 ら大王崎にかけての海域、志摩海脚から潮岬北方太尾沖
 合付近の海域に弧状の基盤隆起帯が存在し、遠州海盆・
 熊野海盆をそれぞれ Subbasin に分けている。前者は赤
 石裂線の延長部にあたり、後者は太尾における熊野酸性
 岩のリングダイク状分布の延長にあたり、中期中新世の
 構造運動・火成活動に密接に関係があると考えられ
 る。

以下に、熊野海盆・室戸海盆・土佐海盆についてそれ
 ぞれ説明を行なう。

4.2 熊野海盆

第3図に熊野海盆の地震探査記録を示した。熊野海盆
 の深海平坦面の水深はほぼ2,000mである。陸側の上部
 大陸斜面ではM層が音響基盤として識別され、沖合では
 追跡不可能になる。上位のT層は不明瞭な反射パターン
 を示し、M層とは不整合関係にある。T層は堆積盆の中
 央部の基盤隆起帯近くで褶曲を受け、中央部では反射層
 理が不明瞭となる。この不明瞭部分には火成岩が存在す
 る可能性がある。K₁層はT層を不整合で覆う。K₂層・
 K₃層は陸側斜面に引き上げられており、沖側の堆積盆
 では上位層になるほど最大層厚部が陸側に移動してい
 る。P層はK₃層のつくる構造的盆地を埋積し、平坦な
 堆積面を持っている。

4.3 室戸(舟状)海盆

第4図に室戸海盆の地震探査記録例を示した。室戸海
 盆の深海平坦面は水深1,100~1,500mに発達する。陸側
 の大陸斜面ではT層およびM層が音響基盤として識別さ
 れ、T層は外縁隆起帯で著しい褶曲をしている。外縁隆
 起帯の外側斜面には、著しく構造的変形を受けたK₁層
 以降と推定される堆積層が四国海盆から追跡される音響
 基盤の上に乗る。K₂層およびK₃層は陸側斜面に追跡さ
 れ、P層はK₃層のつくる構造的盆地を埋積し、平坦な
 堆積面を持っている。

4.4 土佐海盆

第5図に土佐海盆の地震探査記録例を示した。陸側斜
 面および深海平坦面にはT層およびM層が音響的基盤と
 して識別され、外縁隆起帯でT層は著しい褶曲を受けて

第3図 熊野海盆地震探査記録

いる。K₁層は海盆底にのみ分布するが、K₂層は上部大
 陸斜面に対し transgressive overlappive の形態を示し、
 K₂層・K₃層は陸側斜面に引きあげられている。P層も
 わずかに陸側斜面に引きあげられているが、全体として

みるとほぼ平坦な堆積面を持つ。堆積の中心の場は K_1 層から K_3 層にかけて大局的には北へ移動している。

5. 構造発達史

5.1 古第三紀～中新世初期

西日本外帯に分布する瀬戸川帯の地層は、赤石山地(瀬戸川層群)から紀伊半島(牟婁層群)、室戸半島(奈半利川層・室戸層など)、足摺半島(竜ヶ迫層・平田層など)南九州(神門層群・日向層群・日南層群)、屋久島・種ヶ島(熊毛層群)など広域に分布する厚いフリッシュ型堆

積層で特徴づけられ、また南方からの礫の供給(原田他, 1970)がある。このような堆積物は現在の沖縄トラフのような島列に平行な堆積盆地に堆積したと推定される。今回の基礎調査結果、および吉井他(1970)の地震探査結果をみる限り、現在の下部大陸斜面には大陸地殻は存在しないと考えるのが妥当であり、この時代の南方の陸は、現在の琉球地背斜のような小規模な地背斜区が現在の上部大陸斜面麓～深海平坦面下に存在したと考えられる。その外側に分布したと思われる海溝斜面堆積物は現在の外縁隆起帯あるいは下部大陸斜面の上部付近に存在

第5図 地震探鉦記録断面

した可能性が高い*。

一方この時代の内帯は、五島隆起帯**およびその延長部の北側に分布する海成層(対州層群など)、五島隆起帯の北東延長部南側に分布する炭田型古第三系に代表される頻海層で特徴づけられる***。

沖縄一東シナ海北部海域の地震探鉦記録を見ると、天草・曾我島周辺海域を除く五島隆起帯と沖縄地背斜にはさまれる現在の北部沖縄トラフに厚い海域の漸新統が存在しているとは考えにくい。また新西日本石油(株)のトカー1号井でも島尻層群の基底は中生代の花崗閃緑岩であり(D.F. NASHの石油技術協会講演による)、古第三系が欠如している。以上の事実から、この時代は中国山地・瀬戸内地域から現在の沖縄トラフにかけては地背斜区であり、その南側に島弧と平行な堆積盆地が発達していたと考えられる。

5.2 中新世初期(T stage)

地震探査記録から、T層の基底には明瞭な不整合が西南日本外帯沖の海底に広域にわたって識別される。この不整合は静岡県(大井川層群と倉真層)、紀伊半島(牟婁層群と田辺層・熊野層群)、室戸半島(四十寺山層と尚戸層)、南九州(日南層群と酒谷層群)、南西諸島(八重山層と嘉陽層)など、フォッサマグナの西側の外帯で広域的に存在する。この不整合はかつて首藤(1963)により日南亜層群と酒谷亜層群(庵川礫岩層)との関係によって指摘された第1次高千穂変動に対応する。

この変動期には東北裏日本でのグリーンタフ火成活動(門前階)が始まるが、西両日本内帯のグリーンタフ火成活動(山陰、北陸の岩稲層など、北九州の壱岐層群など)はまだ始っていない(藤田他, 1978)。また現在の南海トラフの水深は4,000m前後で、基盤の深度は南海トラフの堆積物を考慮すれば6,000m前後と推定される。一方、フォッサマグナ地域で赤石山地側の隆起量は南部フォッサマグナ側との沈降量の差としてみると、積算8km以上に達する(MATSUDA et al., 1967)。これらの事実から、この変動期に東北裏日本と西南裏日本の地体構造の差が生じ始め、西南日本～南西諸島の海域が広域にわたって隆起したと推定される。

ところで、T層は深海平坦面～外縁隆起帯に明瞭に分布し、外縁隆起帯のT層はかなり褶曲をしている。また下部大陸斜面の強い変形を受けた鮮新～現世堆積層(Ac層)の下にはT層堆積時の陸源性堆積物の存在が推定で

*吉井他(1970)の5.5km/sec層にあたる可能性を考える。

**WAGEMAN et al., (1970)は東シナ海外縁の隆起帯を台湾穴道褶曲帯と呼んだが、石油公団資料により、東シナ海北部の隆起帯は五島列島に連なっており、また尖閣から続く隆起帯とも分けられることから五島隆起帯と呼ぶことにする。

***一部には、東シナ海隆起帯から続く南西部からの古天草湾の侵入があるものの、大局的には炭田型古第三系である。

†地震探鉦記録による。

き、また四国海盆における同時代の堆積物はより沖合側にまで分布している*。陸上の田辺層の堆積相はフリッシュを主体とし、また西郷・倉真層、熊野層群などは太平洋側に開いた海成層である(藤田, 1978など)。さらに南海トラフにおける撓曲運動の時期が鮮新世以降に考えられる(奥田他, 1976)。これらの事実から、T層堆積時には現在の大陸棚・深海平坦面と南海トラフ・四国海盆との水深の差は小さかったと考えられ、T層は縁海(四国海盆)の縁辺域における斜面堆積物であったと推定できる。南西諸島北部の海溝陸側斜面には、西南日本外帯沖ほど顕著な深海平坦面は発達していないが、構造的にはきわめて類似するT層相当(時代的には八重山層に対応すると推定される)が分布している。

一方内帯では、近畿地方の神戸層群などで代表される第一瀬戸内累層の地溝性の堆積区が形成され(藤田, 1968)、この時代の海域は太平洋と佐世保・野島層群分布域を結ぶ地域に海域が広く広がった。さらに山陰の岩稲層、北九州の杵岐層群などのグリーンタフ火成活動が始まり、山陰沖での海域の沈降が始まった。前述のフォッサマグナの動きなどから類推して、第1次高千穂変動に引き続く時代の西南日本における海水準は前の時代に比べ相対的に低かったと推定される。また瀬戸内堆積盆形成前の隆起部における陸上での侵蝕量が大きかったために、瀬戸内堆積盆地の分布規模は造盆地運動規模に比べて見掛け上小さくなったと考えられる。この時代には海侵の要素が強くなり、太平洋側の海域と、山陰グリーンタフ沈降域、さらに東シナ海を結ぶ海域に海が広がったと考えられる。しかし、南部串木野の火山碎屑岩中にこの時代の海棲種の化石が発見された(FUKUYAMA, 1954)ことなどを考慮すると、瀬戸内区から北西九州を通り現在の沖縄トラフに至る島弧に平行な新たな堆積盆地の形成が行なわれたと推定され、五島隆起帯と南西諸島に挟まれる沖縄トラフはこの時期に形成の始まりがあったのであろう。

5.3 中新世中期(熊野酸性岩貫入期)

地震探鉱記録によれば、上部大陸斜面～外縁隆起帯にはT層とK₁層の間に不整合が存在し、特に外縁隆起帯で顕著である。土佐海盆・室戸舟状海盆など西部の海盆地では一見整合状に見える部分もあるが、K₁層の基底反射面は例外なく強いパターンを示し、速度コントラストも強く、室戸舟状海盆では軽微な傾斜不整合である(地質調査所, 1977)ことから不整合と考えられる。

この不整合は静岡県(西郷層と相良層群)、南九州(酒谷層と宮崎層群)、南西諸島(八重山層と島尻層群)および瀬戸内区(第一瀬戸内累層と第二瀬戸内累層)など

に認められ、東シナ海でも認められる。この時代に、西南日本外帯から南西諸島北部にかけて花崗岩類の進入(熊野酸性岩類・足摺岬花崗岩・大隅花崗岩類・屋久島花崗岩など)が見られるとともに、ほぼ同時期に外側に塩基性火成活動(潮岬・室戸岬・土佐岬など)が存在する。

西南日本外帯のlocalな問題としては、この時期の海退を構造運動に伴う花崗岩の貫入による急速な隆起で説明できるが、羽越地向斜、信州・伊豆・房総を除く東北日本、東シナ海、台湾、フィリピン、インドネシアに至る広域な地域でこの時期の不整合が存在する(池辺, 1978など)ことから、単なるlocalな問題として捉えるべきではない。

下部大陸斜面の地震探鉱記録では、後の構造運動による変形を受けているためこの時期の海水準について明確には述べることはできないが、西南日本外帯沖において四国海盆地にこの時期の枕状熔岩が存在する(徳山他, 1976)ことなどから、現在の下部大陸斜面の水深3,000m付近に存在していたと考えられる。南海トラフでは鮮新世以降の撓曲運動が知られ(奥田他, 1976)、日本海溝・琉球海溝でも同様な動きが推察される(飯島・加賀美, 1961; 西田他, 1976)ことから、この構造運動量の果積として現在の海溝斜面部分に見かけ上の海退が表われているのであって、海水準の変化のみでも3,000mの海退が起きたのではないと推察される。この時代の堆積層はフォッサマグナの沈降帯に4,000～5,000mも厚く存在しており、構造運動を考えなければならない。しかも、太平洋側では九州・パラオ海嶺、ペンハム海台で水深3,000m下に不整合が認められ(氏家, 1975)、大東海嶺には2,000m付近に侵食平坦面が存在することから、大洋側の構造運動についても今後検討を必要とする。

5.4 中新世後期～鮮新世初期(K₁ stage)

K₁層の分布は現在の遠州海盆・熊野海盆・室戸舟状海盆・土佐海盆などの海段地形に対応する基盤の構成する堆積盆の分布におおむね一致している。したがって、この時代には、中期中新世の海退期の火成運動を伴った構造運動により形成されたブロック状の沈降部に海侵が起り、海成層が堆積したと考えられる。この時代の紀伊水道・四国沖の堆積盆地の中心部では、現在の上部大陸斜面の水深700～1,000m付近に海水準が存在したと推定されるが、全体としてみると、バラツキはあるものの外縁隆起帯側で深く、また遠州海盆の方向(東方)に向かって全体的に上昇しており、静岡県のフォッサマグナ近くでは陸上に露出している。

この時代には瀬戸内区に海成層は存在しないが、山陰～北陸海域では沈降が進み音川層などの厚い海成層が堆

*DSDP Site 297 (INGLE et al., 1975) の資料による。

積している。北西九州では火成活動が活発であり、また沖縄トラフでは急速な沈降が始まり、厚い海成層を堆積している。なお東海陸棚では比較的静穏であった。

西南日本外帯と南西諸島の海溝斜面の堆積盆地を比較すると、西南日本ではブロック状に堆積盆地が発達するが、南西諸島北部の海溝斜面では海溝と平行な細長い堆積盆地として発達している点に差異がある。四国海盆においては、この時代の陸源性物質がより沖合側まで分布しているため現在の南海トラフの形成はまだ行なわれていないと推定され、この時代には琉球海溝での活動が活発であったと推定される。

5.5 鮮新世中～後期 (K₂ stage)

K₂ 層は上部大陸斜面で transpressive overlapping の堆積形態を示し海侵堆積物と推定され、陸上の掛川海侵に対応する、K₁ 層に比べると堆積の中心はやや陸側に移動し、全体として南海トラフとやや平行に堆積盆地が発達する傾向にあり、南海トラフと直交方向の圧縮応力が働く場であったと推定される。実際、室戸舟状海盆では明らかに K₂ 層の堆積盆地が K₁ 層より西部に広がっている。

この時代は海侵量は、上部大陸斜面で断層運動が少なかったと考えられる紀伊水道沖で K₁ 層の堆積面の上限は 700~1,000m 前後であることから、ほぼこの程度であったと推定される。掛川地方では、赤石山地側に向かって相良層群と掛川層群の間には若干の不整合は認められるものの、おおむね整合であり、掛川層群は基盤に対して海侵を示しているが、前述の海侵量はおおむね妥当である(静岡県, 1974)。

この時代、深海平坦面では南海トラフと平行な造構造盆地運動が存在するが、沈降量は上部大陸斜面、外縁隆起帯に比べ 500m 前後大きかったと推定される。また外縁隆起帯の 1 つである土佐湾北側斜面における K₁ 層の堆積上限および K₂ 層と K₃ 層の不整合面を上部大陸斜面のそれらと比較すると、それぞれ深度差として 340m, 220m ほど低いレベルにあり、この 2 点間の南海トラフに垂直な方向への投影距離は約 30km である。また紀伊半島の隆起中心部と下部大陸斜面の沈降の中心域までの距離は約 150km であるので、この間の撓曲運動量を一樣であると仮定すると K₂ 層堆積時に 600m 程度の相対的運動があったことになる。紀伊水道における撓曲運動の hinge は、紀伊水道沖に発達する海底谷の谷頭部付近に存在したと推定される*。大阪層群下部は淡水層を主体とし、その分布と地殻変動量を考慮すると、瀬戸内区に広く海侵が進んだとは考えられない(藤田, 1978)ことから、この時代の海水面変動量は最大で 700m + (600m/2)

*海底谷の谷頭部の少し南で T 層の上面に認められる小チャンネルを K₂ 層が一度埋積して、その後堆積層が堆積しながら侵食しているのが認められる。もし K₂ 層堆積時に構造的に隆起しているとすれば、K₂ 層が侵食されなければならないと推定される (OKUDA et al., 1974)

= 1,000m, すなわち 1,000m 程度であり、実際はこれよりかなり小さかったと推定できる。

5.6 更新世初期 (K₃ stage)

K₃ 層は大陸棚上で K₂ 層を軽微な不整合で覆うところが認められるが、西南日本外帯沖での大陸斜面・深海平坦面ではおおむね整合に K₂ 層を覆う。K₃ 層の堆積の中心は K₂ 層に比べてやや陸側に移動し、紀伊水道沖では上部大陸斜面下にまで移動しているが、他の海域では深海平坦面の最北部に存在する。

K₃ 層の反射パターンは K₂ 層の反射パターンに類似しているが、紀伊水道沖の海底谷では、K₂ 層が T 層のつくるチャンネル地形を埋積しているにもかかわらず、K₃ 層堆積時に入ってから侵食があり、谷頭部が北方へ進んでいる。また紀伊水道の日高海底谷の頂部では K₂ 層と K₃ 層の間に不整合が認められ、この事実に対応するが如く、掛川地方における掛川層群と曾我層群の間に傾斜不整合が存在する。さらに紀伊水道の海底谷の谷底地形には傾斜の遷移点が存在する。以上の事実から、K₂ 層堆積時にはより北側にあった hinge が海側に前進して海底谷の侵食が進んで谷頭部が北方に侵食され、また海盆における堆積の中心も北に移動したと考えられる。

井内ら (1978) は K₃ 層が水平な堆積面を持たないこと、P 層が水平な堆積面を持つことから、P 層堆積時の前に上部大陸斜面が形成されたとした。井内ら (1978) は K₃ 層と P 層の堆積時の間に大規模な構造運動が存在すると仮定するならば、構造運動の変化様式から判断してこの時期が瀬戸内区の六甲変動の最盛期に対応すると考えた。しかし最近の大阪層群の微化石層序の研究、絶対年代の研究の進展などからこの対応には問題があり、仮定はなり立たない(藤田, 1978)。

熊野海段・日向海段には浅海性堆積物(一部残存堆積物と考えられる)が存在し、化石の上でもこの時代には近くに陸地がなければならぬ。この外縁隆起帯の水深は現在 2,000m 前後であるが、土佐海段・室戸舟状海盆の外縁隆起帯は 1,000~2,000m 付近にあり、各海段における水深の差を考えるならば、当時の海岸線が西南日本外帯沖全域にわたって現在よりも 2,000m 下った位置にあったと考える必要はなく、現在の水深で 1,000~2,000m 程度の範囲に入ればよい。

前述のように紀伊水道沖のデータでみると、上部大陸斜面の形成は K₃ 層の堆積時における hinge の前進に伴う隆起部の前進と沈降部の北進によるものと考えられる。もし、このような hinge の前進が他の海域に考えられるならば、hinge の存在した場所は K₃ 層の最大層厚部のすぐ北側に存在したと推定される。このように考えると、紀伊半島・足摺半島の先端沖では紀伊水道沖・土佐

湾沖と比べて hinge 帯がかなり前進している。K₃ 層は全体としてみると海侵層であるにもかかわらず、このような隆起部の前進が各海域ごとに様でなかったため、海退的要素が外縁隆起帯の所々に散在していると考えられる。ところで、藤田 (1978) は撓曲運動による沈降量をすべて K₃ 層堆積後とみなし、平均 2mm/年の沈降速度が必要と考え、沈降速度が速すぎるために 1,000~2,000m 程度の海水準変動を考えた。しかし、浅海性堆積物を含む層群すべてが *Grt. tosaensis* を含むことから考えても、沈降速度試算に用いた変動期間 10⁶ 年は短かいと考えられ、実際の沈降速度はやや遅いと思われるし、実際 FITCH and SCHOLTZ (1971), 吉川他 (1964) などによっても 2mm/年の地殻変動量が室戸岬・潮岬で知られている。また撓曲運動の hinge が存在することから地殻変動量は約半分を考えるべきである。さらにこの変動は海面下で起きたとすれば、侵食量は陸上の侵食量に比べて少なく考えてよい。以上の事実から、藤田 (1978) が考えた少なくとも 1,000m 以上の海水準の上昇をこの海域に考える説の根拠は未だ確実性に乏しいと思われる。外縁隆起帯で地塁地形を示す土佐湾には、水深 500m 付近の侵食平坦面の上に K₃ 層と推定される地層が乗ることから、この時期に最大で 500m 程度の海侵を考えるのが現時点では妥当であると考ええる。この頃から地背斜的上昇部の中の沈降部である瀬戸内区に海域が侵入し、海成粘土と砂礫層の互層が累重したと考えられる (藤田, 1978)。この時代の瀬戸内区への海域の侵入は瀬戸内区の相対的沈降と、海水準の脈動との相関関係によるものである (藤田, 1978)。

5.7 更新世後期～現世 (P stage)

P 層は K₃ 層の造る比較的小規模な ponded basis を埋積して、ほぼ水平な堆積物である。この盆地は深海平坦面に対応する堆積盆地を複数に分化させている。

FITCH and SCHOLTZ (1971) は地震学的立場から南海トラフの subduction は 100 万年より前にさかのぼらず、20~30 万年程度から始まったとしている。また下部大陸斜面には逆断層を伴って強く変形した更新世タービダイトが分布する (INGLE 他, 1975)。

以上の事実を総合して考えると、鮮新世～更新世にかけては南海トラフにおける四国海盆の沈み込みの前にこの海域に南北方向の圧縮応力が働き、撓曲運動が起こったことになる。南海トラフにおいての subduction の開始により下部大陸斜面には四国海盆側の堆積物が押しよせられ、逆断層を伴った押しつぶせ褶曲帯が形成されたと考えられる。この時代に入ると深海平坦面下の基盤と四国海盆の海洋性プレートとの動きによって生まれる南北方向の撓曲運動は四国海盆の沈み込みにより見かけ上弱ま

り、南海トラフと平行な東西方向構造は太平洋プレートの影響による東西方向の圧縮応力による南北方向の構造と見かけ上等しくなり、両者が重なって見かけ上断層地塊運動に発展したと解釈される。現在のこの海域の地殻運動は弾性反撥説により説明することができる (FITCH et al., 1971)。

また瀬戸内区における六甲変動は、沈み込むプレートの先端がより北側の基盤の下に北進することにより説明できるであろう。

6. ま と め

(1) 漸新世～中新世初期には、瀬戸川帯にみられる厚いフレッシュ型堆積層が堆積し、島弧に平行な堆積盆地が存在したと推定される。

(2) 第 1 次高千穂変動期に本海域は広域的に陸化した。中新世初期の後半には田辺・熊野層群に代表されるフレッシュ型堆積層が堆積した。この時期に四国海盆の基盤が形成された。

(3) 中新世中期熊野酸性岩類に代表される深成岩の貫入を伴う構造運動 (第 2 次高千穂変動) があり、本海域は広域に陸化した。大局的に見ると、この時期に現在の深海平坦面に対応する堆積盆地の概形が初生的に形成された。

(4) 中新世後期～鮮新世初期には、海侵 (または広域的沈降) により現在の水深 1,000m 付近にまで海域が広がった。この時代は現在の南海トラフに認められる海溝地形は存在しなかった。

(5) 鮮新世中～後期に入り、現在の下部大陸斜面付近を沈降の中心として撓曲運動による沈降が始まった。このため現在の海岸線よりやや内側にまで海域が広がった。

(6) 更新世初期には撓曲運動の hinge が現在の上部大陸斜面麓付近にまで南進し、一方深海平坦面～南海トラフにおいては全体として撓曲運動による沈降が続けながら、深海平坦面における堆積の中心を北に移動させた。

(7) 更新世末期～現世には南海トラフの沈み込みが始まり、ほぼこの時期か、それよりやや古い時代から四国海盆に堆積した堆積物が押しよせられ、逆断層を伴った押しつぶせ褶曲帯が形成されたと考えられる。この時期から深海平坦面の堆積盆地では、南海トラフに平行な波曲運動から地塊・地溝運動に構造運動様式が変化していたと推定される。

文 献

FITCH, T.J. and SCHOLTZ, C.H. (1971): Mechanism of underthrusting in Southwest Japan; a model of con-

- vergent plate intractions, *Jour. Geophysics Res.*, vol. 76, p. 7260-7279
- 藤田和夫(1968): 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動, 第四紀研究, no. 7, p. 248-260
- 藤田和夫(1978): 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動, 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p. 169-185
- 藤田峻・松本征夫・島津光夫・弘原海清(1978): 西南日本およびフォッサマグナ地域の第三系火山層序, 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p. 121-133
- FUKUYAMA, K. (1954): Geology and ore deposits of the Arakawa mine, Kagoshima Prefecture, *Kumamoto Jour. Sci.*, B, no. 4, p. 19-89
- INOUE, E, ed. (1978): Investigation of the continental margin of Southwest Japan, *Cruise Rep.*, no. 9, Geol. Sur. J.
- 原田哲朗・徳岡隆夫・鈴木博之(1970): 南方陸地問題, 島弧と海洋, 東海大出版会, p. 31-40
- 原田哲朗・徳岡隆夫(1978): 西南日本の古第三紀古地理についての一考察, 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), p. 1-12
- HILDE, T.W.C., WAGEMAN, J.M. and HAMMOND, W.T. (1969): The structure of Tosa terrace and Nankai trough off southeastern Japan, *Deep-Sea Research*, vol. 16, p. 67-75
- 星野通平(1963): 西南日本海溝, 海洋地質, vol. 1, p. 19-15
- 飯島東・加賀美英雄(1961): 三陸沖—釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史, 地質雑, no. 67, p. 561-577
- 池辺展生(1976): 日本の新第三系地史からみたフィリピン海の地史, 海洋科学, vol. 8, no. 8, p. 32-40
- 池辺展生(1978): 日本の新第三系一生層序・年代層序と古地理, 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集) p. 13-34
- 池辺展生・池辺穰・柴田賢・高柳洋吉・干地万造・鎮西清高(編)(1973): 日本の新第三系の生層序と放射性年代, 地質学論集, no. 8, p. 1-237
- INGLE, J.C. Jr. (1975): Summary of late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry, and correlations, Philippine Sea and Sea of Japan region, in KARIG, D.E., INGLE, J.C. Jr. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Gov. Printing office, Washington, D.C., vol. 31 p. 837-855
- INGLE, J.C., Jr., KARIG, D.E. et al. (1975): Site 296, in KARIG, D.E., INGLE, J.C., Jr. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Gov. Printing office, Washington, D.C., vol. 31, p.191-274
- INGLE, J. C., Jr., et al. (1975): Site 297, in KARIG, D.E., INGLE, J.C., Jr., et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. U.S. Gov. Printing Office, Washington D. C., vol. 31, p. 275-316
- 井内義郎・奥田義久・吉田史朗(1978): 紀伊水道南方の上部大陸斜面成立時期, 地質雑, vol. 48, p. 91-93
- 井上英二・佐藤良昭・高井保明・中尾征三(1979): 鹿児島県上飯島の古第三系, 地調月, vol. 30, p. 141-176
- 蔵見博・松井和典・片田正人・河田清雄・長浜春夫・服部仁・鎌田泰彦(1971): 対馬・五島海域の地質, 九州西方海域の地質学的諸問題(日本地質学会他連合学術大会シンポジウム資料), p. 27-37
- 岩淵義郎(1970): 紀伊半島沖の地形・地質, 島弧と海洋, 東海大学出版会, p. 149-154
- KAGAMI, H. (ed.) (1975): Preliminary report of the Hakuho-maru cruise KH-72-2 (The Southwest Japan Arc and Ryukyu Arc areas), Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo, p. 1-144
- KIMURA, T. (1974): The ancient continental margins of Japan, The geology of continental margins (Edited by C.A. BURK and C.L. DRAKE), Springer-Verlag Berlin, p. 817-830
- MATSUDA, T., NAKAMURA, K. and SUGIMURA, A. (1967): Late Cenozoic orogeny in Japan. *Tectonophys.*, vol. 4, p. 349-366
- 水野篤行・海底地質調査グループ(1971): 九州西方海域の地質, 九州西方海域の地質学的諸問題(日本地質学会他連合学術大会シンポジウム資料), p. 61-69
- MIZUNO, A., OKUDA, Y., NAGUMO, S., KAGAMI, H. and NASU, N. (1979): Subsidence of the Daito ridge and associated basin, *A.A.P.G. Mem.* no. 29, p. 239-243
- 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, vol. 7, no. 8, p. 27-32
- 西田史朗・系数洋子(1976): 花粉分析からみた南西諸島鮮新世古地理, 海洋科学, vol. 8, no. 8, p. 57-62
- 西田史朗・細田功(1974): 石灰質微化石からみた紀伊半島・四国沖の底質, 奈良教育大紀要, vol. 23, no. 2
- 奥田義久編(1977a): 紀伊水道南方沖海底地質図(1: 200,000), 海洋地質図, no. 5, 地調

- 奥田義久編(1977b): 西南日本外帯沖広域海底地質図 (1:1,000,000), 海洋地質図, no. 8, 地調
- OKUDA, Y., SHIKI, T., NISHIDA, S., KONDA, S., and NASU, N. (1974): Tectonic development of the Toki basin and its peripheral area off Southwest Japan in relation to sedimentary sequences (abstract), The 2nd Japan-USSR Symp. on the Crust and Upper Mantle Structure in Siberia-Japan-Pacific Region, p. 46-48
- 奥田義久・井上英二・石原丈実・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, vol. 8, no. 3, p.48-58
- 石油開発公団(1975): 基礎物理探査「東海一九州」調査報告書, p. 1-27
- 石油公団(1979): 基礎物理探査「東海沖一熊野灘, 宮崎沖, 伊豆七島海域 (一部)」調査報告書, p. 1-37
- 土隆一編(1974): 静岡県の地質, p. 1-154, 静岡県
- 首藤次男(1963): 日南層群の地史学的研究—とくに高千穂変動について—, 九州大理学部研究報告 (地質学之部), vol. 6, no. 2, p. 135-166
- 高橋良平・首藤次男(1971): 九州の新生代地史, 九州周辺海域の地質学的諸問題 (日本地質学会他連合学術大会シンポジウム資料), p. 5-10
- 田山利三郎(1950): 四国沖の海底地形, 特に大陸斜面の形態について, 水路要報, 増, no. 7, p. 54-82
- 徳山英一・藤岡換太郎(1976): 紀南海山および DSPP Site 54の玄武岩に関する岩石学的研究, 海洋科学, vol. 8, no. 3, p. 40-47
- 氏家 宏(1975): フィリピン海域の微古生物学, 海洋科学, vol. 7, no. 7, p. 13-21
- WAGEMAN, J. M., T.W.C. HILDE and K.O. EMERY (1970): Structural framework of East China Sea and Yellow Sea, *A.A.P.G. Bull.*, vol. 54, p. 1611-1643
- 吉井敏克, 他(1970): 土佐海段-南海舟状海盆の地殻構造について, 島弧と海洋, 東海大出版, p. 85-104