

瀬戸内区の発達史 —第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—

吉田史郎*

YOSHIDA, Fumio(1992) Geologic development of the Setouchi Geologic Province since Early Miocene -with special reference to the First and Second Setouchi Inland Sea times. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43 (1/2), p. 43-67, 10 fig.

Abstract: The Setouchi Geologic Province (SGP) is an Early Miocene to Recent intra-arc depressional zone in Southwest Japan. This intra-arc depression, SGP submerged in Early to earliest Middle Miocene and Pliocene to Holocene, which were named by Ikebe (1957) as the First Setouchi Inland Sea and the Second Setouchi Inland Sea respectively. The geologic history of the SGP is divided into Stage I to Stage IX on the basis of the major events. The First Setouchi Inland Sea existed in Stages I to IV, and the Second Setouchi Inland Sea in Stages VII to IX as described below (Fig. 4).

Stage I (ca. 22 to 20 Ma): Volcanism occurred in a very small nonmarine basin in the eastern SGP.

Stage II (ca. 20 to 18 Ma): Several small nonvolcanic and nonmarine basins formed in the eastern SGP in parallel to the present island arc direction by tilting. The tectonic movement in this stage probably related to that of the backarc basin.

Stage III (ca. 18 to 16.5 Ma): These basins rapidly enlarged. Then the basins in the eastern SGP turned into a large basin by a gentle marine transgression from the Pacific Ocean.

Stage IV (ca. 16.5 to 15.5 Ma): The whole SGP suffered abrupt invasion of open ocean water bringing a tropical-subtropical fauna from the Pacific ocean and the Japan Sea. Subsequently the ocean fronts rapidly retreated from the SGP by the end of this stage. These major episodes are probably the total effects of; (1) the rapid opening of the backarc basin, (2) a major eustatic sea level rise which covered the most portion of the Japanese Island arcs, and (3) a tectonic stress change from N-S trending extension to N-S trending compression ca. 15 Ma age.

Stage V (ca. 15.5 to 11 Ma): No sooner had the ocean fronts retreated than terrestrial volcanism took place at two isolated basins in the eastern SGP. Volcanic rocks and volcanoclastic sediments piled up in and around the SGP.

Stage VI (ca. 11 to 5.3 Ma): The whole SGP suffered planation. No basin formed.

Stage VII (ca. 5.3 to 3 Ma): Two nonvolcanic and nonmarine basins began to form in the eastern SGP again, by gentle block tilting.

Stage VIII (ca. 3 to 1 Ma): These basins moved northward. Another basin began to form to the west of the basins. The block tilting movement was still gentle.

* 地質部

Keywords: Setouchi, Chubu, Tokai, Kinki, Neogene, Quaternary, correlation, planktonic foraminifera, sedimentary basin, tectonic movement

Stage IX (ca. 1-0 Ma): The eastern SGP has been under an E-W compressional stress since about 1Ma. This compression has caused intensive reverse and/or strike-slip motion of N-S and E-W trending, earlier formed faults. As a result, the block tilting movement has been more active in this stage than in Stage VIII, and tectonic uplift of the three basins and surrounding mountains has taken place.

要 旨

瀬戸内区の堆積物の年代と対比を考察し、瀬戸内区の発達史を9時階に区分した。これらの時階は東部瀬戸内区の発達史を基準にすると、時階I-IVの第一瀬戸内期、時階Vの瀬戸内火山期、時階VIの侵食平坦期、時階VII-IXの第二瀬戸内期に時代区分できる。各時階の地史を概観したが、特に次の三点、1) 第一瀬戸内期における西南日本の隆起過程と日本海拡大・西黒沢海進・広域応力場の転換との関連、2) 第一瀬戸内期における非火山性陸成堆積盆形成の地史的意味、3) 第二瀬戸内期の構造運動の性格、について考察を加えた。

東部瀬戸内区と西部瀬戸内区とのあいだには、ほとんど共通性・同時性を持った地史はみられない。このことは、いわゆる瀬戸内区が中新世以降、一つの貫するテクトニックセッティングによって形成された地質区ではないことを示唆する。

1. はじめに

瀬戸内区(池辺, 1957)は西南日本に中新世以降形成された地質区の一つであり、前弧海盆と背弧海盆のあいだに形成された一種の弧内堆積盆(intra-arc basin)である。瀬戸内区の堆積物は、現在では各地に散在的に露出している(第1図)が、それらは古い方から、第一瀬戸内累層群(中新世前期-中期初頭)、瀬戸内火山岩類(中新世中期)、第二瀬戸内累層群(鮮新世-更新世中期)の三つにまとめられており、第一瀬戸内累層群の堆積盆は第一瀬戸内海、第二瀬戸内累層群の堆積盆は第二瀬戸内海と呼ばれている(池辺, 1957; 笠間・藤田, 1957)。

筆者は長年、瀬戸内区の地史を研究してきたが、第207回地質調査所研究発表会において、瀬戸内区について講演する機会を与えられたので、瀬戸内区についての日頃の考えをまとめるため、既存及び筆者手持ちの資料から層序対比図や古地理図を作製し、瀬戸内区の発達史を考察した。

この邦文は、第一・第二瀬戸内海形成期を中心に、講演内容にその後の考察を加えてまとめたものである。瀬戸内区については、今後解決すべき問題点(特に第一瀬戸内累層群の対比と年代)もいくつかあり、また筆者自身の考察も細部に関しては不十分な点もあることは承知しているが、今後の瀬戸内区や日本列島の後期新生代地史・テクトニクスの研究に少しでも貢献できればと考えるので、その内容をここに報告する。

瀬戸内累層群の対比と年代)もいくつかあり、また筆者自身の考察も細部に関しては不十分な点もあることは承知しているが、今後の瀬戸内区や日本列島の後期新生代地史・テクトニクスの研究に少しでも貢献できればと考えるので、その内容をここに報告する。

2. 堆積物の対比と年代

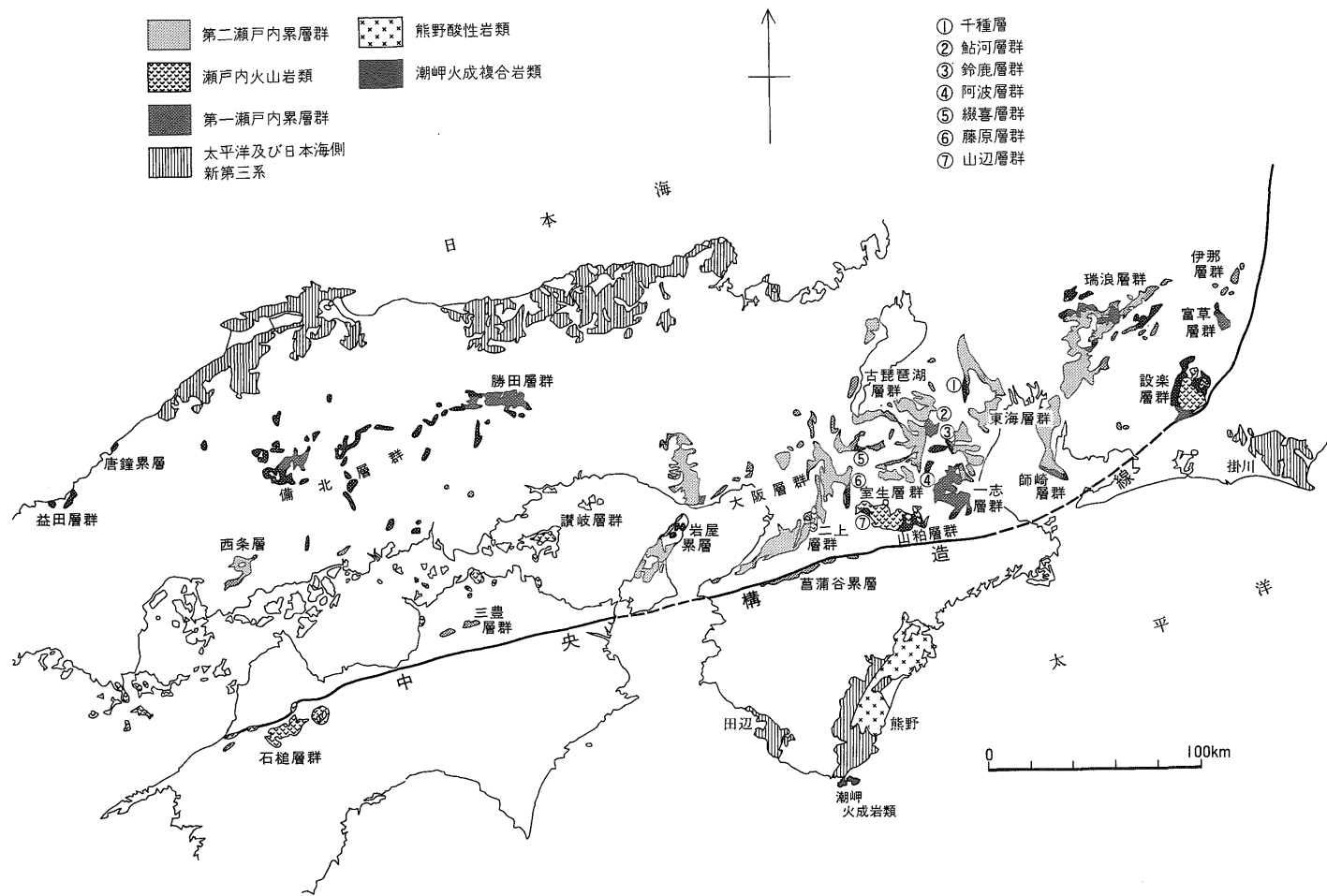
今回作製した第一瀬戸内累層群・瀬戸内火山岩類・第二瀬戸内累層群の層序対比図を第2図に示す。同図には、瀬戸内区との関連を議論するため、太平洋沿岸地域の第三系-下部第四系との対比を併せて示した。

第二瀬戸内累層群については、各種の対比・年代資料が蓄積されておりほぼ問題なく対比できるが、堆積盆の発達史を把握するため、大阪・古琵琶湖・東海層群(第1図)の各堆積盆(以下それぞれ大阪堆積盆、古琵琶湖堆積盆、東海堆積盆¹⁾と呼ぶ)を、第2図に示すように地質構造的な観点からいくつかの小堆積盆に分け、その埋積堆積物の上限・下限層準の年代で対比した。瀬戸内火山岩類については、最近10数年間に測定された放射年代値に基づいて対比した。

第一瀬戸内累層群は、これまで底生有孔虫(Tai, 1959)あるいは貝化石群集・岩相層序の類似性(糸魚川・柴田, 1973; 柴田・糸魚川, 1980)を基に対比されているが、近年著しく進歩した浮遊性微化石層序学的観点からの対比は行われていないので、今回の対比はこれを主とした。ただし、第一瀬戸内累層群が浮遊性微化石の連続的産出が期待できない内海-陸成層によって占められているため、浮遊性微化石資料や瑞浪層群蜂屋累層の放射年代値(野村, 1986)のほか、次のような考えで対比し、第一瀬戸内累層群の年代層序を求めた。

1) 第一瀬戸内累層群堆積時の瀬戸内区は、大阪盆地当りを境界にして東部と西部に分けられる(柴田・糸魚川, 1980)が、東部瀬戸内区の阿波層群・千種層・一志層群の浮遊性有孔虫化石層序(吉田, 1979, 1987 a, b 及び未公表資料)と岩相層序の関係を他層群との対比の基本とした。これは、当時の東部瀬戸内区が単一の堆積

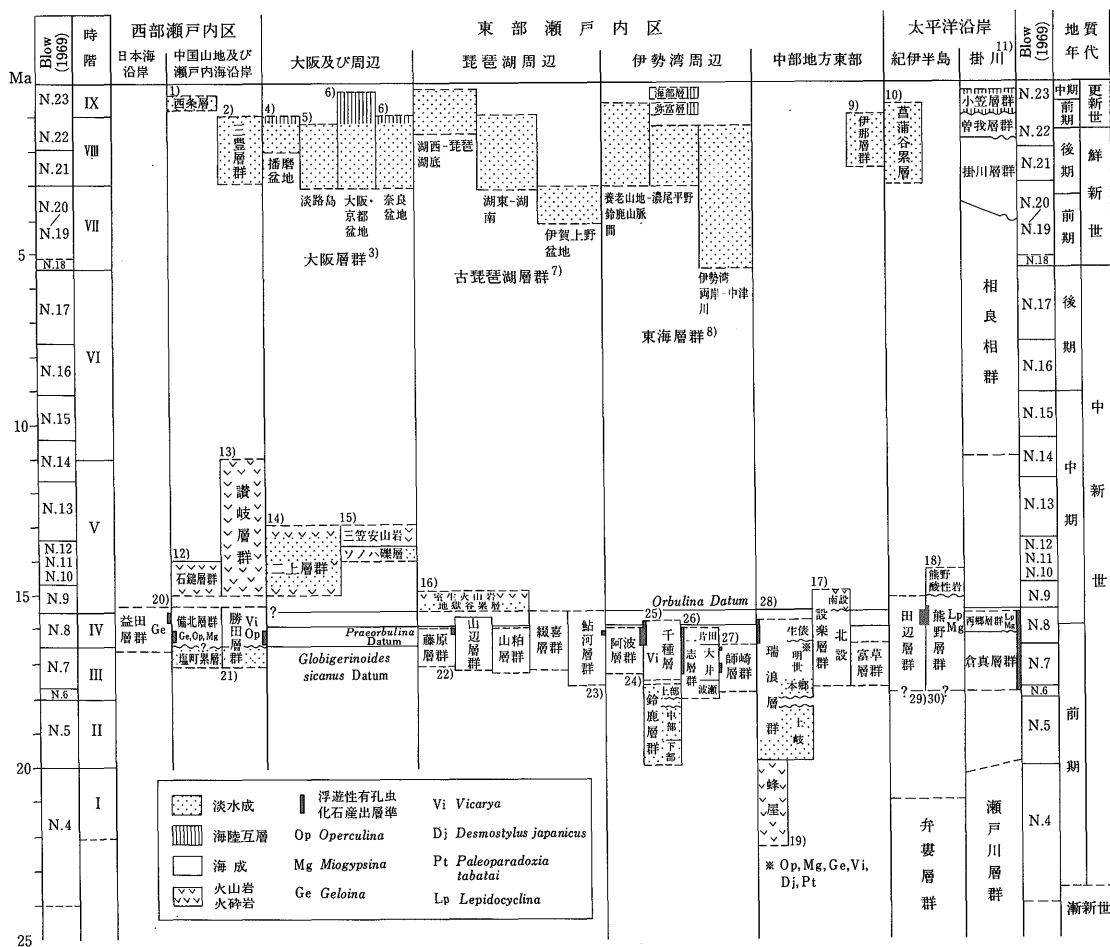
1) ここでいう東海堆積盆とは、竹原ほか(1961)の東海湖ではなく、吉田ほか(1991)が定義した東海堆積盆地のことである。



瀬戸内区の発達史 (吉田史郎)

第1図 瀬戸内区の堆積物の分布

Fig. 1 Sediments of the Setouchi Geologic Province.



第2図 瀬戸内区の堆積物の年代と対比

Fig. 2 Ages and correlations of the sediments of the Setouchi Geologic Province.

番号は地質年代を決める際に用いた文献番号。
 1) 水野・南木 (1986), 2) 阿子島・須鎗 (1989), 3) 市原ほか (1988), 4) 市原 (1960), 5) 水野ほか (1990), 6) 市原ほか (1991), 7) 横山ほか (1979), Yokoyama and Takemura (1983), 8) 吉田 (1990 a), 9) 松島 (1988), 10) 水野・百原 (投稿中), 11) Ibaraki (1986), 12) 山崎ほか (1981), 田崎ほか (1990), 13) 巽・横山 (1978), 巽・石坂 (1978), 山崎ほか (1981), 14) 巽ほか (1980), 横山ほか (1984), 15) 巽ほか (1980), 16) Matsuda et al. (1986), 17) Tsunakawa et al. (1983), 18) Shibata and Nozawa (1967), 田上 (1982), 19) 野村 (1986), 20) 多井ほか (1979 b), 21) Saito (1963), 吉本 (1979), 22) 吉田 (未公表), 23) 吉田 (1978), 24) 吉田 (1987 a), 25) 吉田 (1987 b), 26) 吉田 (未公表), 27) Ibaraki et al. (1984), 28) 茨木 (1981), 29) 田辺団体研究グループ (1984), 30) 池辺ほか (1975)

盆であったことに根拠を置いている。ただし、東部と西部の瀬戸内区の対比には問題があり、これについては後述する。

2) 3層群と他層群の岩相層序の類似性を用いた。また、熱帯-亜熱帯性動物群 (例えば, *Miogypsina*, *Operculina*, *Geloina*) の産出層準は、土 (1986) の見解に基づいて Blow (1969) の N. 8 とみなした。

3) 1), 2) による対比と一致しない年代論を示した

報告がある場合も 1), 2) による対比を優先した。

1) の内容は次の通りである。

a) 3層群中上部の岩相層序は常に、凝灰質碎屑物に富む (あるいは伴う) 累層・部層 (仮に A 層と呼ぶ) → 非凝灰質泥岩を主とする累層・部層 (仮に B 層と呼ぶ) の順に重なる。

b) 浮遊性有孔虫化石が産出するのは、太平洋沿岸に近い志層群では A・B 層から、太平洋沿岸から遠

い阿波層群や千種層では B 層からだけであり、特に B 層からは多産する。この傾向は、東部瀬戸内区最奥部に位置する藤原層群でも同様である (Tai, 1959; 吉田, 未公表)。

c) 一志層群の A 層と B 層の境界付近に *Globigerinoides sicanus* Datum が (吉田, 未公表), 千種層の B 層最上部に *Praeorbulina glomerata* Datum が (吉田, 1987 b) 認められる。

d) したがって A 層は N. 7 に対比できる。B 層はその最上部に *Praeorbulina glomerata* Datum が位置することから、N. 9 には達しない可能性が高い。ただし東部瀬戸内区縁辺部では、B 層に対比可能な累層 (部層) の上位に海退相を示す累層 (部層) が重なる。これらは太平洋側で N. 9 期 (N. 9 帯の堆積時期の意味。以下同様) に海退が生じている (後述) 点を考慮して、その上限を N. 8 と N. 9 の境界に置いた。

以上述べた内容が示すように、東部瀬戸内区の最大海進期は N. 8 期にあったとみなせる。この最大海進期においても東西両瀬戸内区が一連の堆積盆とならなかった可能性が高いことは、大阪盆地の深層ボーリングにおいて地下に第一瀬戸内累層群相当層が確認されていない (吉川ほか, 1987) ことによって示される。したがって、上述の対比基準 1) をそのまま西部瀬戸内区にまで適用できる保障はない。

西部瀬戸内区の備北層群・勝田層群は、N. 8 期を示す熱帯-亜熱帯性動物群を産出する (例えば, Itoigawa, 1978) が、浮遊性微化石を報告した, Saito (1963), 多井ほか (1979 c), 吉本 (1979) の産出リスト中には N. 8 あるいは N. 9 だけに対比できる指標種 (亜種) は含まれていない。ここでは、1) 生存期間上限が N. 9 までに限られる (Blow, 1969; Ikebe and Chiji, 1981) *Globorotalia birnageae* が産出している (Saito, 1963; 吉本, 1979) こと、2) 日本海沿岸に露出する益田層群上部泥岩層から、N. 8 上部-N. 9 下部の産出範囲を示す *Globigerinoides sicanus* と *Praeorbulina glomerata* の共存が報告されている (多井ほか, 1979 b) ことを考慮して、両層群の上限を N. 9 下部とした。

3. 地史的イベントと時階区分

第 2 図の層序対比図、また *Globigerinoides sicanus* Datum, *Praeorbulina glomerata* Datum, *Orbulina suturalis* Datum の年代値として、それぞれ 16.5 Ma, 16 Ma, 15.5 Ma²⁾ (Ikebe and Chiji, 1981) を用いると、瀬戸内区には次のような地史的イベントとそれに対応する年代値が求められる。

約 22 Ma-東部瀬戸内区の発生

約 20 Ma-東部瀬戸内区での非火山性陸成堆積盆の形成開始

約 18 Ma-東部瀬戸内区への海進開始 (西部瀬戸内区では非火山性陸成堆積盆の形成)

約 16.5 Ma-瀬戸内区全域への大規模海進開始

年代値 (Ma)	地質年代	地 史					
		西部瀬戸内区	東部瀬戸内区	時階	区分代		
0	更新世 中期 前期	山間盆地	堆積盆の移動・縮小、不整合、海の侵入	IX	第二瀬戸内区		
5		侵食	堆積盆の北移動	VIII			
			非火山性陸成堆積盆	VII			
10	鮮新世 前期	平坦化	堆積盆の発生	VI	侵食平坦期		
		中	後期			瀬戸内火山岩類の活動 (火山性陸成堆積盆)	V
15	新世 前期	非火山性陸成堆積盆	海進	III	第一瀬戸内区		
		20	火山性陸成堆積盆	堆積盆の発生		II	
				I			

第 3 図 瀬戸内区の時階区分

Fig. 3 Geohistoric division of the Setouchi Geologic Province.

2) *Orbulina* Datum の年代値は 15-16 Ma の範囲で様々な値が提案されている。その経過は Ikebe and Chiji (1984) に詳しい。

約 15.5 Ma-瀬戸内区全域の陸化と瀬戸内火山岩類の活動開始

約 11 Ma-瀬戸内火山岩類の活動終息

約 5.3 Ma-再び非火山性陸成堆積盆の形成開始

約 3 Ma-堆積盆の北移動

約 1 Ma-堆積盆の移動・縮小, 不整合の形成, 海の浸入

以上の地史的イベントを境界にすると, 瀬戸内区には9時階(時階I-IX)が設定できる(第3図)。意外なことに, 東西両瀬戸内区の地史は, 時階IV・V以外は同時性・共通性を持っていない。しかし, ここでは東部瀬戸内区を基準にして, 瀬戸内区の地史を, 時階I-IVの第一瀬戸内期, 時階Vの瀬戸内火山期, 時階VIの侵食平坦期, 時階VII-IXの第二瀬戸内期に時代区分した。第4図に時階ごとの古地理図を示す。

4. 時階ごとの地史

時階 I (22-20 Ma)

東部瀬戸内区発生期である。火山性陸成堆積盆が瀬戸内区東端の瑞浪地域の可児盆地に発生し, 瑞浪層群蜂屋累層が浅い湖沼域に堆積した。火砕岩・火山岩の大部分はカルクアルカリ岩系列に属し(野村, 1986), 湖沼堆積物からは阿仁合型植物化石群が産出する(Ina *et al.*, 1983など)。

時階 II (20-18 Ma)

東部瀬戸内区において局地的な非火山性陸成堆積盆が形成された時期である。堆積盆は, 瑞浪地域の瑞浪・可児・岩村盆地, 鈴鹿地域の加太・関盆地に形成され, 瑞浪盆地では土岐夾炭累層, 岩村盆地では阿木累層, 可児盆地では中村累層が, 鈴鹿・関盆地では鈴鹿層群中下部累層がそれぞれ堆積した。堆積物はいずれも淡水成であり, 亜炭を狭在する。土岐累層・中村累層・鈴鹿層群中部累層からは阿仁合型に類似する植物化石群が産出する(Tanai, 1961; 伊奈, 1981)。

時階 III (18-16.5 Ma)

東部瀬戸内区では海進期, 西部瀬戸内区では非火山性陸成堆積盆の形成期である。東部瀬戸内区はこの時期の堆積物は, 一志層群の波瀬累層と大井累層(後者は先に考察したA層)に代表され, 上位の大井累層がほぼN.7に対比できることから, 波瀬累層はN.6に当たると思われる。大井累層に対比できる地層は各地に分布するが, 波瀬累層に対比可能な地層は, 鈴鹿層群上部累層, 瑞浪層群本郷累層ぐらいである。したがって, 陸成堆積盆はN.6期に次第に広がり, N.7期になると一気に拡大して一連の堆積盆になったものと思われる。

なお, 太平洋側との連結部を狭くしたのは, 太平洋に近い位置に堆積しているにもかかわらず, 師崎層群中に浮遊性・底生有孔虫化石ともほとんど含まれていない³⁾こと, 高見山(紀伊半島東部)の中央構造線の断層ガウジのK-Ar年代の一つが18.3 Ma(柴田ほか, 1988)と, ほぼこの時期の値を示すことを重視したからである。したがって, 本時階の第一瀬戸内海の急速な拡大には, 中央構造線の運動が関与していたのかもしれない。

西部瀬戸内区は東部とは異なって, 非火山性陸成堆積盆の形成から始まり, そこに塩町累層や植月累層などの亜炭を挟む淡水成堆積物が堆積した。これらの堆積物とN.8期を示す上位層との関係は, 堆積間隙が短い(例えば, 柴田・糸魚川, 1980)か, 一連整合とされている(上田, 1989)。したがって, その発生期はN.7後期末とみられる。

時階 IV (16.5-15.5 Ma)

本時階は, ほぼ日本列島規模で生じた西黒沢海進の時代である。背弧海盆側の東北日本では, この海進はN.10期まで続き, 引き続き女川期でも海域であったが, 両瀬戸内区では東北日本とは違って, N.8期に大規模な海進と海退があり, N.9期には第一瀬戸内海は離水した。また, 離水直後には瀬戸内火山岩類が活動を始めたから, およそ100万年という短期間に大きな地史的イベントが瀬戸内区に集中したことになる。このような現象には西黒沢海進だけでなく, 日本海拡大や西南日本の全体的な隆起運動が関係している可能性がある。この点, 項を改めて議論する。

N.8期の海進堆積物は, 各層群の上部層準の泥岩層(先に考察したB層)として, 両瀬戸内区に広範囲に堆積している。よく知られているように, 西黒沢海進の時代には, 熱帯-亜熱帯動植物群が各地に生息していたが, 瀬戸内区でも, *Geloina*, *Miogypsina*, *Operculina*などが各地から産出する。また, 外洋性の浮遊性微化石も多産していることから, 最大海進時には瀬戸内区はほとんど公海域に近い環境にあったものと思われる。

一方, N.8期の海退堆積物とみられる地層も各地に残っている。東部瀬戸内区では, 千種層尾高原砂岩層, 綴喜層群湯屋谷累層, 山辺層群清水砂岩層, 鮎河層群丸田谷累層などである。これらはB層(あるいはB層相当層)に重なり主に砂岩-礫岩からなる。西部瀬戸内区では, 備北層群上部泥岩層中にあるForam. sharp line(多井, 1963)より上位層がこれに相当するであろう。

3) Ibaraki *et al.* (1984). 筆者も師崎層群から採取した約50サンプルを処理・検鏡した結果, ほぼ同様な産出状況を得た。

時階 V (15.5-11 Ma)

瀬戸内火山岩類の活動期である。放射年代に基づく今回の対比からみると、東部の設楽・室生地域の短期間の活動が終わる頃、その西方の二上・讃岐・石鎚地域で活動が始まった傾向が認められる。この傾向は放射年代の誤差範囲とも言えるが、古地磁気偏角測定結果によれば、室生火山岩は著しく東偏し、二上層群は現在の北に近い偏角を示すというから (Torii, 1979; 石田・佐藤, 1987), 両地域の活動開始時期の違いはやはり存在するものと思われる。なお、西部瀬戸内区の瀬戸内火山岩類の分布は、かつての第一瀬戸内海の地理的範囲と大きくずれている。

次に瀬戸内火山岩類の活動開始と第一瀬戸内海の離水時期の関係を考える。第一瀬戸内海の離水は *Orbulina Datum* 頃に起こったとみられるが、1) 北設重層群 (海成) に重なる南設重層群 (陸成) との関係が部分不整合であること (沢井, 1979 など), 2) 南設重層群や室生火山岩の放射年代が 15-16 Ma の範囲に集中すること (Matsuda *et al.*, 1986; Tsunakawa *et al.*, 1983), 3) 山辺層群と室生火山岩のあいだに位置する地獄谷累層 (陸成) から台島型植物化石群集が産出する (松岡, 1988) ことなどから、瀬戸内火山岩類の活動は第一瀬戸内海の離水直後に始まったものと考えられる。したがって、山辺・山粕層群と室生火山岩を含む室生層群とのあいだの不整合 (横田ほか, 1978 など) の堆積間隙は、きわめて短期間であったに違いない。

時階 VI (11-5.3 Ma)

瀬戸内火山岩類の噴出が終息し、瀬戸内区が陸化したまま長期間侵食平坦化作用を受けた時期である。

時階 VII (5.3-3 Ma)

東部瀬戸内区での非火山性陸成堆積盆形成の再開、つまり第二瀬戸内海の形成が始まった時期である。堆積盆の形成は東海堆積盆から始まり、ここに東海層群下半部が堆積した。古琵琶湖堆積盆の形成は、東海堆積盆よりやや遅れて伊賀上野盆地から始まり、そこに古琵琶湖層群下部が堆積した。大阪堆積盆の形成はまだ始まってはいない。

時階 VIII (3-1 Ma)

東海・古琵琶湖堆積盆が北に移動し、大阪堆積盆の形成が始まった時期である。東海堆積盆では、一志断層系の活動域が北へ移動し、更に養老断層の西上がりの断層運動が始まったため、堆積盆は鈴鹿山脈と養老山地間、そして濃尾平野地域の2つの小堆積盆 (傾動盆地) に分化した (東海層群上半部の堆積)。古琵琶湖堆積盆は湖東地域に移動した (古琵琶湖層群中部の堆積)。大阪堆

積盆の範囲はこの時期が最も広く、大阪・奈良・京都・播磨盆地や淡路島を含む範囲まで一気に拡大し、そこに大阪層群下半部が堆積した。中央構造線沿いにも堆積盆が形成され、伊那谷層群・苜蒲谷累層・三豊層群などの陸成層が堆積した。

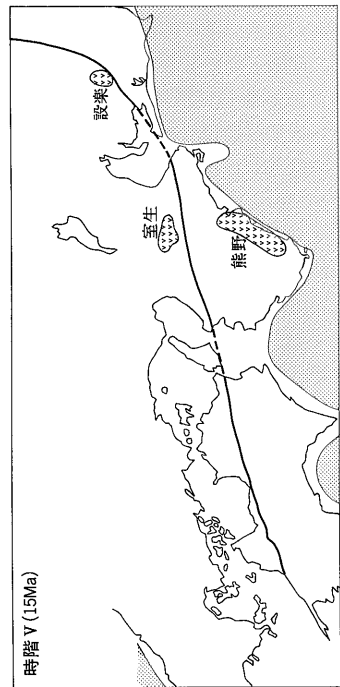
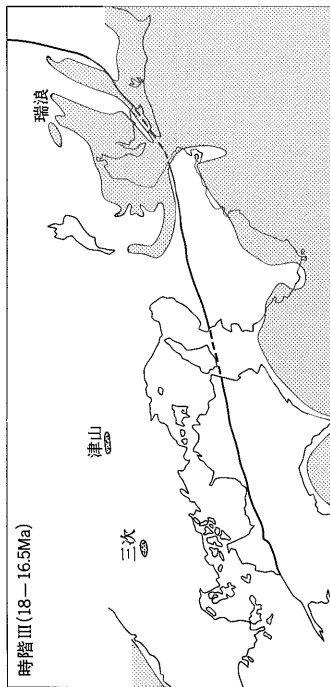
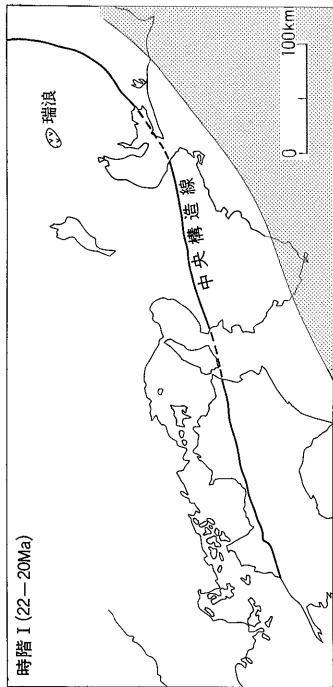
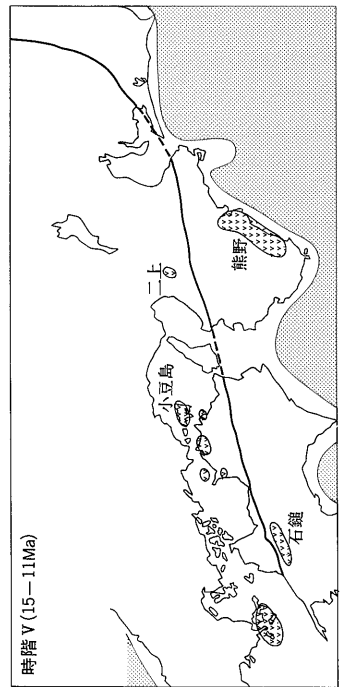
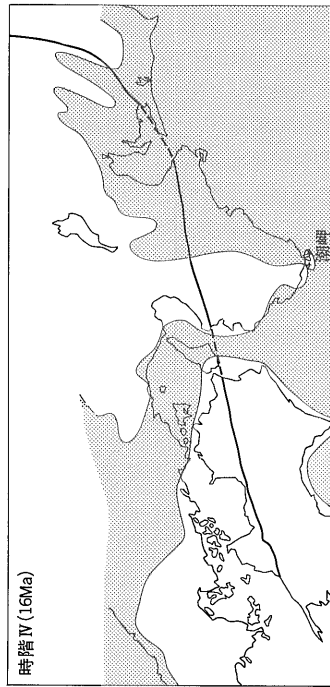
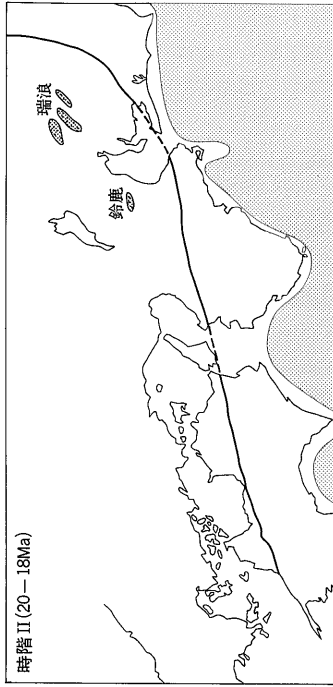
北東-南西方向に配列した3つの堆積盆は、狭い幅でつながっていた。例えば、大阪堆積盆と古琵琶湖堆積盆は、河川によって連絡していたことが示されている (Yokoyama, 1969; 飯田, 1980 など)。同様に種々の状況から、東海堆積盆と古琵琶湖堆積盆も、現在の関ヶ原を通る河川でつながっていたものとみられる。吉川ほか (1988) が東海・古琵琶湖・大阪層群間で対比した嘉例川火山灰層などの再堆積性火山灰層の構成物質は、これらの河川を通じて東海堆積盆から大阪堆積盆に向かって運搬されていたらしい。このような古地理像や当時の古流向が長野県から岐阜県にかけての山岳地域からの流れを示す (第7図参照) ことから、嘉例川火山灰層で代表される再堆積性火山灰層の供給源は、長野・岐阜県山岳地域に噴出した上部鮮新統-下部更新統火山岩類に求められるであろう。

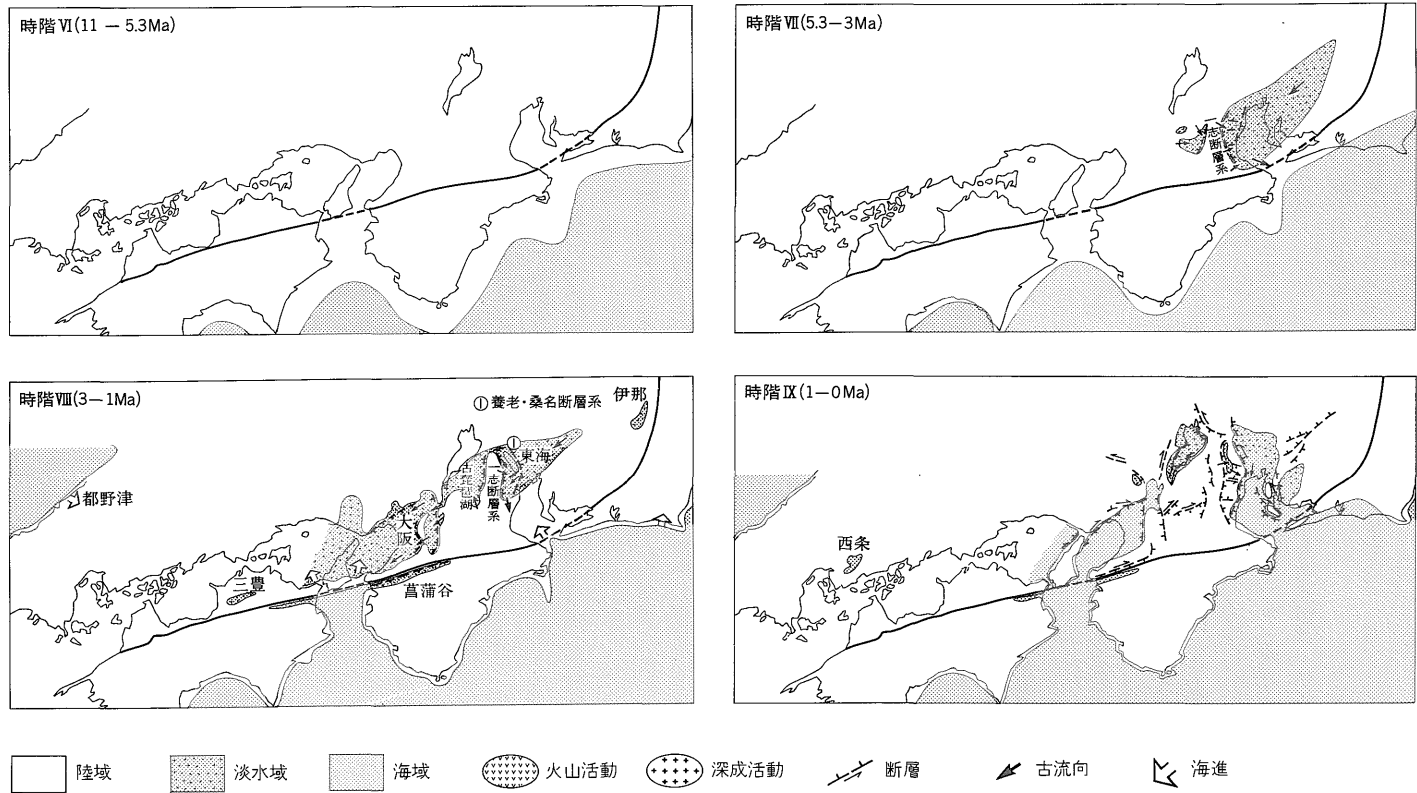
本時階末期から、太平洋及び日本海沿岸部は海進の影響を受けるようになった。

時階 IX (1-0 Ma)

近畿・中部地方が東西圧縮応力場のもとで各断層が前時階より活動的になったため、東海・古琵琶湖・大阪堆積盆が縮小・移動し、堆積盆と山地との地形対立が強くなった時期である。そのため、前時階でつながっていた堆積盆のうち、東海堆積盆と古琵琶湖堆積盆は連絡が断たれ、古琵琶湖堆積盆と大阪堆積盆は、現在みられるように先行河川の宇治川だけでつながるようになった。

東海堆積盆では、鈴鹿山脈と養老山地間の小堆積盆は沈降を継続したが、濃尾平野地域の小堆積盆はいったん隆起陸化した。ここでは、不整合が形成された後、海陸互層型の弥富累層以降の堆積物が形成された。古琵琶湖堆積盆は更に北に移動し、琵琶湖-湖西地域に同層群上部を堆積した。大阪堆積盆では、奈良盆地・播磨盆地・淡路島が隆起陸化し、堆積盆は大阪盆地から京都盆地に伸びる細長い地域だけになり、そこに内海型海陸互層の大阪層群上半部を堆積した。このように、古琵琶湖堆積盆から大阪堆積盆を結ぶ沈降軸は、前時階から反時計回りに移動した。中央構造線沿いの堆積盆はほとんど埋積されてしまったが、中国山地では山間盆地がいくつか形成され、西条層で代表される陸成層の堆積をみた。





第4図 瀬戸内区の古地理変遷図

Fig. 4 Paleogeographic change of the Setouchi Geologic Province since Early Miocene.
 大阪・古琵琶湖堆積盆の古流向は Yokoyama (1969) に基づく。想定される断層は近畿・中部地方のみ示した。

5. 第一瀬戸内期の地史的事件

ここでは、第一瀬戸内期にみられるいくつかの事件の地史的意味を、より広い視野から考察する。

5.1 時階 IV (西黒沢海進期) と前弧・背弧海盆地史

西黒沢海進期に当たる時階 IV (N. 8 期) からその直後にかけては、およそ 100 万年という短期間に、急速かつ大規模な海進と海退→第一瀬戸内海^の離水→瀬戸内火山岩類の噴出という一連の事件が起こった。当時の前弧・背弧海盆縁辺部でも類似の現象が起こっている。

まず、当時の西南日本の前弧海盆縁辺部地史を、浮遊性有孔虫化石による対比資料(池辺ほか, 1975; Ibaraki, 1986; 田辺団体研究グループ, 1984)によって検討すると、N. 8 期には、掛川地域では塊状泥岩層からなる西郷層群が、紀伊半島南部では上方細粒化層序を示す熊野層群下里・敷屋累層や田辺層群朝来累層中上部がそれぞれ堆積している。したがって堆積相から判断して、これらの堆積物は、海進期の堆積物と言える。ところが、N. 9 期になると西郷層群はおそらく陸化して削剥を受けるようになり(西郷層群上限は N. 8 最上部)、熊野・田辺層群ではいずれも上方粗粒化層序を示す三津野・白浜累層がそれぞれ堆積した。これらの事実、前弧海盆縁辺部が、N. 9 期に入って海退の影響を受けるようになったことを示す。火成活動についてみると、潮岬火成複合岩類が敷屋累層堆積時に(久富・三宅, 1981)、熊野層群に不整合に重なる熊野酸性岩類が 14-15 Ma 頃に活動している(Shibata and Nozawa, 1967; 田上, 1983)。

このように、西南日本の前弧海盆縁辺部の地史は、N. 8 期が海進と潮岬火成複合岩類の活動、N. 9 期が海退とそれに引き続く熊野酸性岩類の活動という順になっている。東部瀬戸内区で海退相を示す地層のうち、年代が判明しているのは N. 8 後期を示す尾高高原砂岩層(千層層最上部)だけである(吉田, 1987 b)が、同累層が堆積盆縁辺部に位置していること、化石帯や放射年代の分解能を考えると、両地域の海進→海退現象は、誤差の範囲で一致すると言えよう。

次に、西南日本各地の背弧海盆縁辺部の地史をみると、15 Ma 頃の広域不整合を挟んで、その直前の海進(あるいは海進から海退)とその直後の安山岩質火山活動と言った瀬戸内区と類似した地史的事件が、富山県-福井県地域(中川ほか, 1985; 中川・千地, 1988; 中川・田原, 1991)や島根県及び京都府地域(鹿野ほか, 1991)で指摘されている。

富山・福井県の第三系では、不整合形成前の海進期

は N. 8 期、海退期は N. 8 末期(あるいは N. 9 最初期まで)に当たると考えられている(中川・千地, 1988; 中川・田原, 1991)。一方、鹿野ほか(1991)が指摘した島根県及び京都府地域の不整合は、中国山地北縁部に露出する川合・久利層と大森層のあいだ、及び丹後半島の村岡・網野累層と丹後累層のあいだの不整合(山元・星住, 1988)である。丹後半島新第三系からは年代決定に有効な浮遊性微化石の報告はないが、川合・久利層の上限は、その上部の海進を示す泥岩層から産出した浮遊性有孔虫化石に基づいて N. 10 に達するとされている(多井ほか, 1979 a; 多井・加藤, 1979; 黄・岡本, 1979; 竹ノ内ほか, 1982)。しかし、これらの報告中の産出リストには N. 10 であることを明確に示す *Globorotalia peripheroacuta* が含まれていないこと、上位の大森層の放射年代値がほぼ 14-16 Ma の範囲に集中する(鹿野・吉田, 1984; 沢田・板谷, 1987; Morris, 1990)ことから、山陰第三系研究グループ(1988)や鹿野(1991)が示したように、その上限を N. 9 内に置くのが妥当であろう。

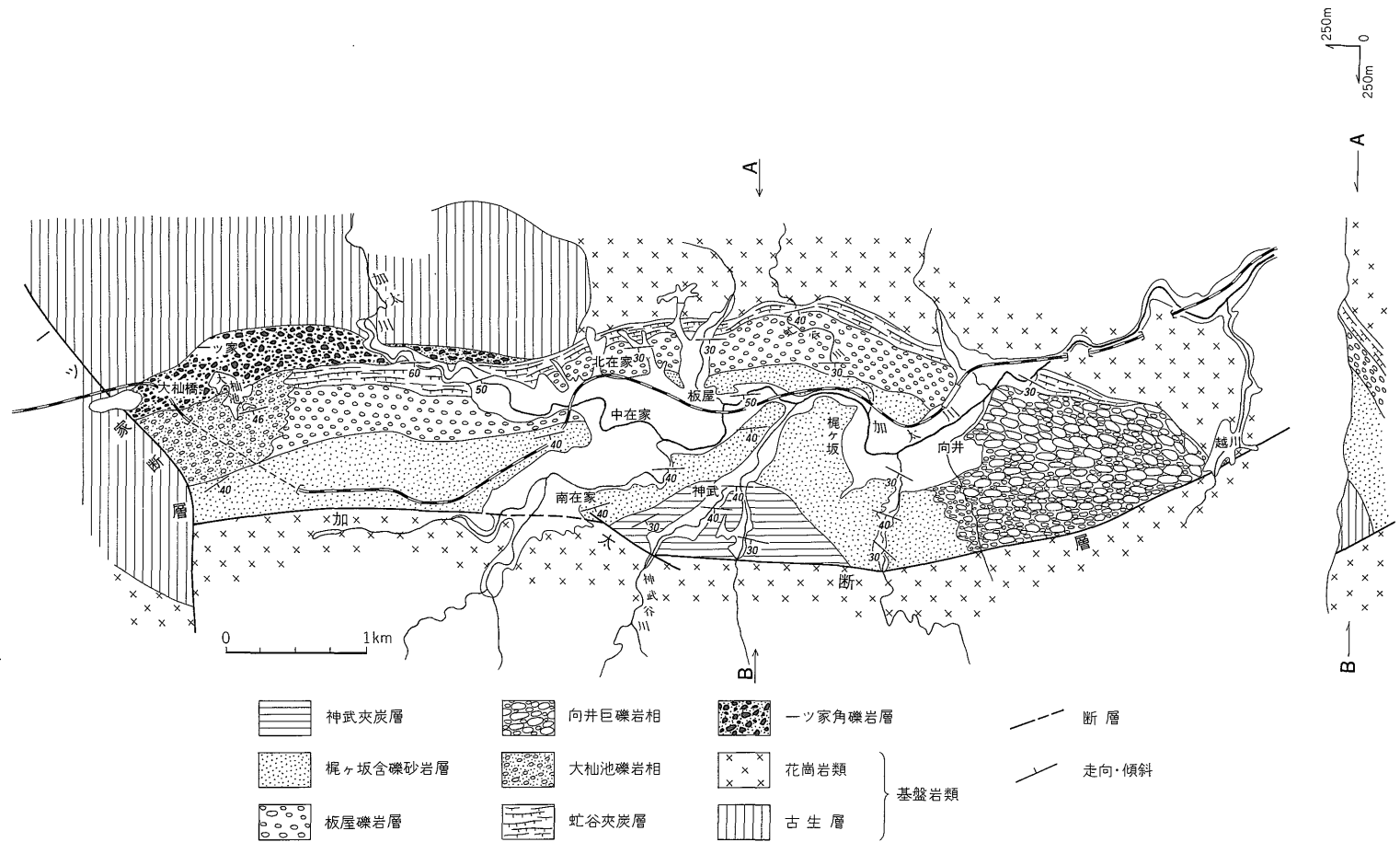
このように、背弧海盆縁辺部でも N. 8-N. 9 前期に海進-海退現象があり、その年代は前弧海盆縁辺部・瀬戸内区のそれらとほとんど一致している。

5.2 西南日本の西黒沢海進と隆起過程

西黒沢海進を西黒沢階と同時期の海進と考えると、その時期は N. 8-N. 11 前期(米谷, 1978)である。しかし、東北日本の背弧海盆側では、女川期以降も長期間海域であったにもかかわらず、西南日本の中軸部に位置する瀬戸内区やその縁辺部に当たる前弧・背弧海盆側では、N. 9 期に離水した。つまり、西南日本は西黒沢海進前期にだけ海進の影響を被ったことになる。西黒沢海進の原因は海水準の絶対的上昇にあると考えられている(天野, 1985)が、もしそうだとすると、西南日本が陸化した原因は、天野(1985)や中川・田原(1991)が言うように、海水準の上昇を上回る西南日本の絶対的隆起を考えざるを得ない。

この西南日本の絶対的隆起は、N. 9 期に全域的な海退あるいは陸化が始まっていることから、遅くとも *Orbulina Datum* の時期には始まっていた違いない。興味深いことに、ちょうどこの頃(約 15 Ma)、広域応力場が南北伸張場から南北圧縮場に転換したことが指摘されている(Tsunakawa, 1986; 山元, 1991 など)。

更にこの頃には、もう一つの大きな地史的事件として、日本海拡大があった(Otofuji *et al.*, 1985; 林田・鳥居, 1988; 中島ほか, 1990, 1991 など)。この日本海拡大の過程については、最近では 2 段階説が有力であり、



第 5 図 加太盆地の鈴鹿層群の地質図・地質断面図

Fig. 5 Geological map and cross section of the Suzuka Group in the Kabuto Basin, eastern Setouchi Geologic Province.
 宮村ほか (1981)

林田・鳥居(1988)では15 Ma頃の急速な日本海の拡大(Otofujii *et al.* (1985)では15.2-14.6 Ma間の60万年間)と西南日本の時計回りの回転に先だて、N.8期に西南日本が約9°時計回りに回転した、あるいはアジア大陸から平行に近い形で若干分離したとみなされ、中島ほか(1990, 1991)では26 Ma以後のある時期から17 Maまでに14°の、17-15 Ma間に36°の急速な日本海拡大と西南日本の時計回りの回転が考えられた。このように同じ2段階説とはいえ、日本海の急速な回転時期については、林田・鳥居(1988)及びOtofujii *et al.* (1985)と中島ほか(1990, 1991)では見解に違いがある。しかしいずれにせよ、N.8期には日本海が拡大しつつあった点では一致している。

以上のような地史的イベントを総合して、西南日本の海進→海退、そして隆起の過程を考察すると次のようになる。すなわち、日本海の拡大に加えて絶対的な海水準上昇(西黒沢海進)がほぼN.8期から始まったため、西南日本全体に海進が生じた。しかし、*Orbulina Datum*の頃に、西南日本の広域応力場がそれまでの南北伸張場から南北圧縮場に転換したため、西南日本の隆起(=海退)が始まり、その隆起量はやがて海水準の上昇を上回るようになって、N.9期に西南日本全体が陸化するに至った。

5.3 陸成堆積盆とE-W系断層

第一瀬戸内期の南北伸張場は、Tsunakawa(1986)、山元(1991)によれば20数Maまでさかのぼる。この期間は時階I-IIIに相当するが、東西瀬戸内区ではこの期間中に島弧と平行な長軸を持った陸成堆積盆が各地に形成されている。すべての陸成堆積盆を検討したわけではないが、瑞浪層群の堆積盆の一つである瑞浪盆地の例(糸魚川, 1974)や、筆者がかつて調査したことのある加太盆地の例から考えると、これらの陸成堆積盆は南北伸張場において形成された傾動盆地(断層角盆地)であった可能性がある。

加太盆地は、鈴鹿山脈中に形成された東西方向の狭長な堆積盆であり、この狭い堆積盆中に層厚1,500 m近い鈴鹿層群(陸成層)が堆積している(第5図)。堆積盆の北縁は基盤に不整合に重なり、南縁は加太断層によって断たれる。この加太断層は正断層であり(宮村ほか, 1981)、鈴鹿層群堆積時に活動していたと考えられている(大草・安部, 1966)。また、盆地内の鈴鹿層群の地質構造は、地質図・地質断面図に示されるように、一般走向がほぼ盆地の長軸に一致し、一般傾斜は上位層の方が緩い傾向が認められる。このような事実から、鈴鹿層群は加太傾動盆地の埋積堆積物と考えられる。興味深い

ことに、鈴鹿山脈と養老山地間の傾動盆地の埋積堆積物である東海層群上半部と加太盆地の鈴鹿層群の岩相層序を、宮村ほか(1981)、吉田(1988a)、吉田ほか(1991)によって比較すると、両者の上下方向の堆積相変化は良く似ている。

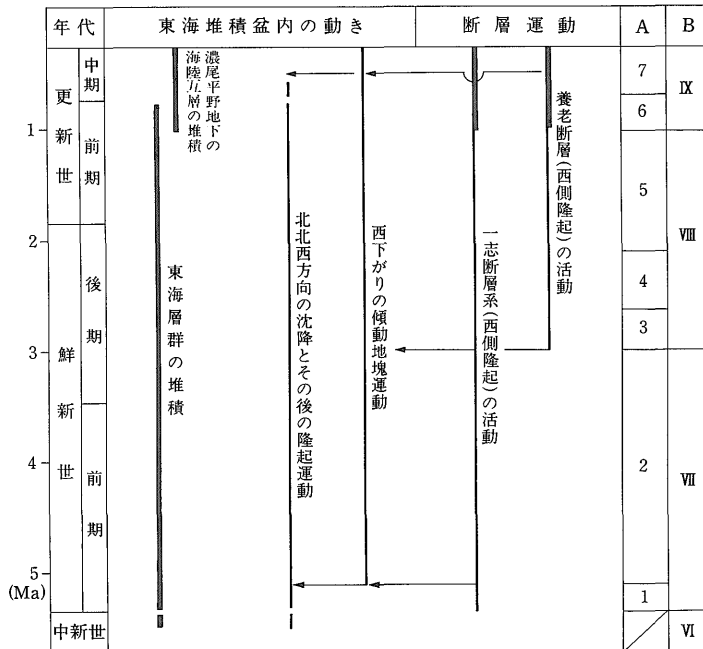
ところで、陸成堆積盆を形成した断層は、島弧軸にほぼ平行している(以下E-W系断層と呼ぶ。これは方向性だけからみればHuzita(1962)の瀬戸内方向の構造に一致する)。このE-W系断層は、伊勢湾西岸から鈴鹿・布引山地では、1)第一瀬戸内累層群と基盤岩の地質境界断層、2)鈴鹿・^{のびき}布引山地内、3)東海堆積盆内に発達する。1)の断層は、筆者が観察した限りすべて正断層である。2)の断層は、例えば湖東流紋岩中に発達するものはほぼ鉛直の断層面を示す(西川ほか, 1983)。地質年代からみれば、東部瀬戸内区の傾動盆地形成(時階II)は背弧海盆縁辺部での堆積が始まった時期に近く、西部瀬戸内区の傾動盆地形成(時階III末)は中島ほか(1990, 1991)の日本海の急速な拡大期の直前である。したがって、前者は背弧海盆縁辺部の堆積開始時のテクトニクスと関連を持った地質現象であることが予想できる。しかし、後者の傾動盆地がなぜ形成されたのか、また傾動盆地の形成が背弧海盆から遠い東部瀬戸内区の方が早く、背弧海盆に近い西部瀬戸内区の方がなぜ遅かったのか、これらの説明は今後の課題として残される。

このように東部瀬戸内区のエ-W系断層の形成は、時階IIまで(もっと古くなるかもしれない)はさかのぼる可能性がある。ところで、東海堆積盆から鈴鹿・布引山地に発達するE-W系断層は、形成後のその時その時の応力場に応じて古傷断層として再活動し、第二瀬戸内期には陸成堆積盆の移動に関係した節がある。次項では、この点を含め第二瀬戸内期の構造運動について考察する。

6. 第二瀬戸内期の構造運動

—東海堆積盆を例にして—

東部瀬戸内区を中心とする第二瀬戸内期のテクトニクス・構造運動は、Huzita(1962)、藤田(1968)、藤田・岸本(1972)、桑原(1968, 1980など)、Makinouchi(1979)、岡田(1980)、Takemura(1985)、川邊(1989など)、杉山(1991)を初めとして、多くの考察がなされてきた。このうち、藤田・岸本(1972)、岡田(1980)、杉山(1991)などでは、第二瀬戸内期のテクトニクスとフィリピン及び太平洋プレート、あるいはフィリピンプレートの運動との関連が重視されている。筆者も東部瀬戸内区第二瀬戸内期のテクトニクスは、最終的に



A : 東海堆積盆の時階区分. 吉田(1990)に第7期を加えた
 B : 瀬戸内区の時階区分

第6図 東海堆積盆の構造運動

Fig. 6 Summary of the tectonic movements of the Tokai Sedimentary Basin.
 吉田 (1988 b) を一部改変・加筆

は前弧海盆側のプレート運動と関連づけて説明されるべきものと考えられるが、そのためにも、第二瀬戸内期の構造運動の基本的性格を把握しておくことが重要と考えられる。そこでこの機会に、筆者が考える第二瀬戸内期の構造運動の基本的特徴を、東海堆積盆を例にして述べてみたい。

今回述べる内容は、東海層群・第一瀬戸内累層群の野外調査資料を基にしたが、とりわけ東海堆積盆の堆積運動と構造運動の関係、つまり東海層群の堆積環境が堆積盆と後背地(山地)のどのような地形配置によって形成されたかを考察しつつ得たものである。したがって、従来の主に構造地質学的研究に基づく見解とはかなり異なった部分を含んでいる。

東海堆積盆の発達史については、第190回地質調査所研究発表会で述べたことがある(吉田, 1988 b)。その基本的内容は変わっていないが、その後の追加資料や考察(吉田, 1990 a, 1991; 吉田ほか, 1990, 1991)によって、一部修正を施した。その概略を第6図に示す。また、第7図に東海堆積盆の発達過程を、第8図に伊勢湾

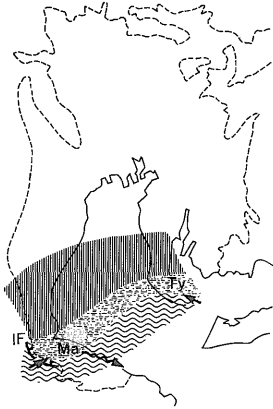
西岸の東海層群の地質構造図を示す。

東海堆積盆の発達史は、鮮新世初頭(約5.3 Ma)、約3 Ma、約1 Maにみられるテクトニクス上の事件を基に、5.3-3 Maの時階VII、3-1 Maの時階VIII、1 Ma以降の時階IXに区分できる。

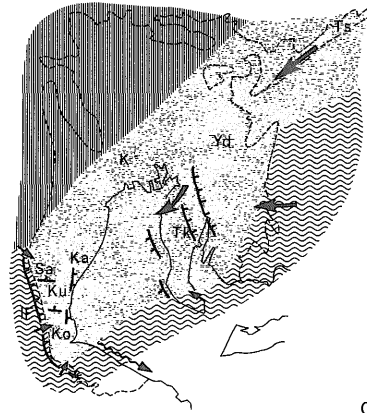
6.1 時階VIIの構造運動

東海堆積盆は時階VIIから発生したが、時階当初(第7図の第1期)を除くと東海堆積盆の構造運動は、東縁をおそらく糸魚川-静岡線(及び中央構造線?)で、西縁を一志断層系で限られた大規模地塊の西下り傾動地塊運動として把握できる。このような傾動運動が起こったことは、1) 堆積盆西縁に東落ちの一志断層系が発達すること、2) 対比される部分の東海層群の層厚が西ほど厚い(吉田・尾崎(1986)の第9図; 吉田(1990 a)の第14図)こと、3) 堆積盆への堆積物の供給が東西両側からであることから判断できる。つまり、本時階の東海堆積盆はこの傾動地塊背面の沈降部に当たり、そこに堆積したのが東海層群下半部である。そして、この傾動地塊西縁を画する一志断層系前面には、同断層系の西上り

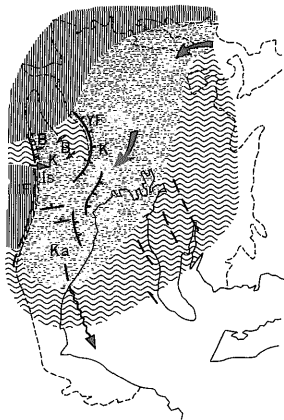
第1期



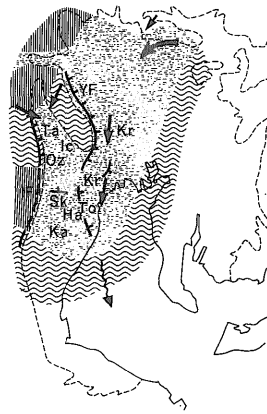
第2期



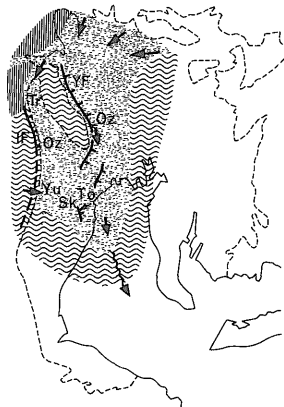
第3期



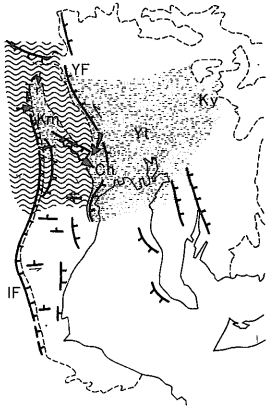
第4期



第5期



第6期



- Ch : 力尾累層
- Yt : 弥富累層
- Ky : 唐山層・八事層
- Km : 米野累層
- Tr : 多良累層
- Oz : 大泉累層
- Yu : 湯の山礫相
- Sk : 桜村累層
- To : 泊累層
- Kr : 暮明累層
- Ta : 多志田川累層
- Ic : 市之原累層
- K : 古野累層
- Is : 石構累層
- B : 美鹿累層
- Ha : 入王子累層
- Ka : 亀山累層
- Ts : 土岐砂礫層
- Tk : 常滑累層
- Yd : 矢田川累層
- Ku : 楠原累層
- Sa : 西行谷累層
- Ko : 小山累層
- Ma : 松阪累層
- Ty : 豊丘累層

断層(矢印は横スレ方向)

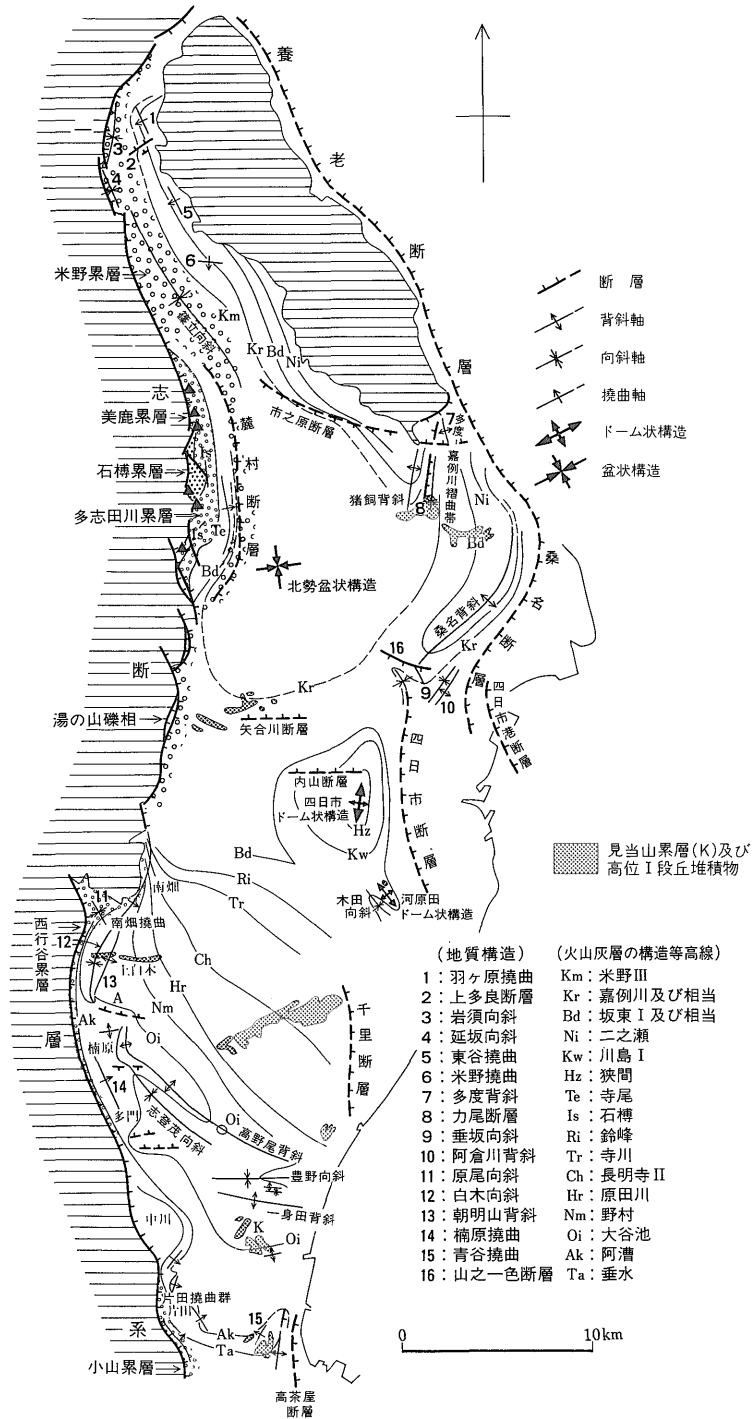
- IF : 一志断層系
- YF : 養老断層

- 堆積域
- 陸域
- 隆起域
- 古流向

0 50km

第7図 東海堆積盆の発達史

Fig. 7 Geologic development of the Tokai Sedimentary Basin.
 吉田ほか(1991)に想定される断層を加筆
 第1-6期と瀬戸内区の時階との対応は第6図参照。



第8図 東海層群の地質構造と志断層系前面の東海層群礫質累層及び見当山累層・高位I段丘堆積物の発達層準
 Fig. 8 Geologic structure and the stratigraphic horizons of the gravelly sediments of the Tokai Group, and the distribution of the late Middle Pleistocene sediments.

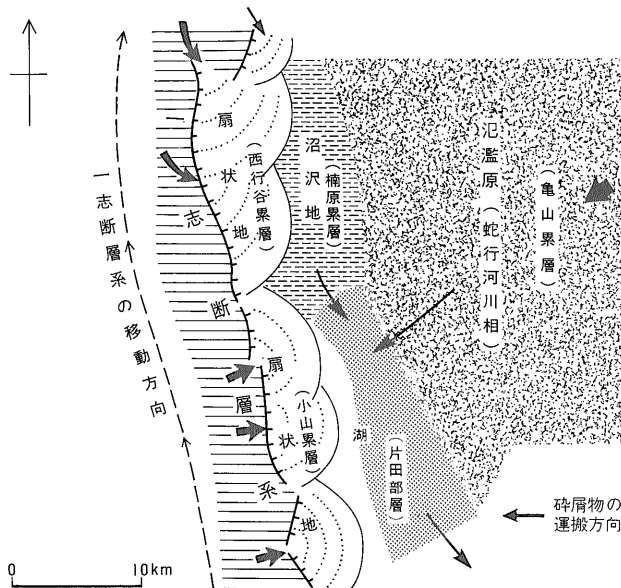
隆起に伴って扇状地が形成されたい。これが東海層群基底礫層としての位置を占める松阪・小山・西行谷累層である(第7・8図)。

しかし、本時階の構造運動が単純な西下りの傾動地塊運動だけでなかったことは、一志断層系の形態や基底礫層の堆積過程から推定できる。なぜなら、一志断層系は規模の小さい雁行断層からなり、また三つの基底礫層は北に堆積したものほど(松阪→小山→西行谷累層の順に)上位層準になっているからである(吉田, 1990 a 及び第8図)。つまり、一志断層系は一本の断層として一様な西上り隆起運動を行ったのではなく、雁行断層を形成しながら、その活動領域(すなわち断層前面の沈降部)を北に移動させ、その前面に扇状地を形成して行ったと考えられる(第9図)。そして、一志断層系の活動が北に移動した後は、それまでの沈降域が逆に緩やかな隆起域に転じたい。このことは、巨視的にみて堆積盆南部ほど高位I段丘堆積物が下位層と接していることから読み取れる(第8図)。同様の傾向は、知多半島の東海層群と弥富累層相当層(下部更新統)の加木屋層との不整合関係でも暗示されている(吉田・尾崎, 1986)。もっと広い範囲でみても、東方から堆積盆への碎屑物の供給源が時間を経るに従って、反時計回りに移動している

ことも隆起域の北への移動を示している(第7図)。

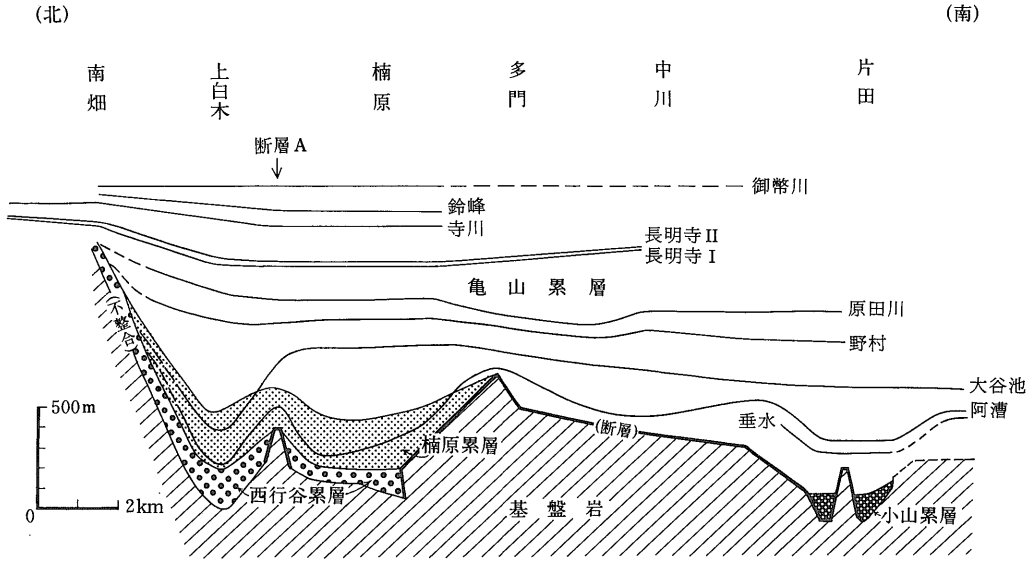
以上のことから、本時階の東海堆積盆の構造運動は、基本的には傾動地塊運動として把握できるが、それとともに、全体として北に移動する沈降運動とそれに引き続く隆起運動が加わっていたと言える。この北への移動には、第一瀬戸内期に形成された E-W 系断層が関係していた可能性がある。その具体例を、関町の鈴鹿川沿いに発達する北落ちの E-W 系断層(第8図の断層 A)で説明する。

第8図で示した地域の東海層群の層序断面図(第10図)をみると、断層 A を境にして大谷池火山灰層と野村火山灰層間の層厚は、断層 A の北側が南側よりも極端に厚くなっている。このような層厚変化は、東海層群堆積時、断層 A の北落ちの運動が活発に行われていたことを示す。同図では同様な層厚変化がほかにもみられるが、その層厚急変部には、東海層群の傾斜角度や火山灰層の構造等高線の変化から、地下に E-W 系断層の存在が推定できる場合が多い(第8図)。そして、東海堆積盆内や鈴鹿山脈内に発達する E-W 系断層の多くは北落ちである(第8図及び宮村ほか, 1981; 西川ほか, 1983)。なお、古琵琶湖堆積盆でも、東西方向の断層を境にした層厚急変部の存在から古琵琶湖層群堆積時の断



第9図 東海層群基底礫層(小山・西行谷累層)堆積当時の一志断層系の断層運動と堆積運動の概念図

Fig. 9 Fault movements and sedimentation during the deposition of the basal gravel sediments of the Tokai Group.



第 10 図 東海層群下半部の層序断面図—津市・鈴鹿市地域—

Fig. 10 Stratigraphic cross section of the lower Tokai Group in the vicinities of Tsuru and Suzuka Cities. 吉田 (1990 a)

層活動が明らかにされている (川邊, 1989 など)。

一志断層系で代表される南北方向の断層 (以下 N-S 系断層と呼ぶ。これは方向性だけからみれば Huzita (1962) の鈴鹿方向の構造に当たる) は、一志断層以外にも、例えば伊勢湾海岸線沿いの高茶屋・千里・四日市・桑名・力尾断層、また知多半島では大高-大府撓曲や名和-加木屋撓曲を形成する断層などがある。これらの断層のうち、力尾断層や桑名断層は 100 万年以前から活動していることが判明した (吉田ほか, 1991)。また、大高-大府撓曲や名和-加木屋撓曲は、加木屋層堆積前から形成が始まっていたことが分かっている (吉田・尾崎, 1986)。

以上のことから、本時階の東海堆積盆の基盤は、N-S 系断層とすでに形成されていた E-W 系断層によって幾つかの小ブロックに細分されたものと思われる (第 7 図)。堆積盆の北への沈降とそれに引き続く隆起運動は、これら小ブロックの差別的運動の現れとみられる。ただし、ブロック境界の個々の断層の変位量は、この運動が全体として波状に北へ波及していることからみて、さほど大きなものではなかったに違いない。

ところで、E-W 系断層の形成は少なくとも第一瀬戸内期まではさかのぼると述べたが、N-S 系断層の形成は、すでに述べたことから分かるように東海堆積盆の形成当初から、すなわち本時階から始まったと言える。つ

まり、N-S 系断層は、第二瀬戸内期の各堆積盆の形成と同時に進行で形成された可能性が強い⁴⁾ (第 4・7 図)。

この N-S 系断層は、形成時には正断層であった可能性がある。例えば、鈴鹿山脈内に発達し、第一瀬戸内累層群と基盤岩を画する N-S 系の久我断層や黒滝断層は正断層である (鈴木ほか, 1948; 吉田, 1978)。また、一志断層系の地表部での主断層面は、ひさい市以北 (第 8 図の範囲) ではすべて逆断層面であるが、同市より南方では正断層面が観察できる場合がある (例えば、松阪市南方の葛岡断層 (恒石, 1970; 吉田, 1990 b) や一志町小山の採土場の露頭 (吉田, 未公表)。一志断層系が発達する北部地域では活断層の発達が顕著であるが、久居市より南では活断層はあまり発達しない (活断層研究会編, 1991 など)。しかも、同市より南で逆断層面がみられる断層は、すべて第四紀にも活動している (恒石, 1970)。以上のことから、逆断層面は第四紀に逆断層運動を行った部分に相当しており、一志断層系の場合も元々は正断層として形成された可能性が強い。

6.2 時階Ⅷの構造運動

本時階に入ると、東海堆積盆の北限は養老山地周辺から濃尾平野まで達するとともに、その領域は縮小した (第 7 図の第 3 期)。本時階の構造運動も、西下がり傾

4) 堆積盆と山地の地質境界断層よりも低地側に形成されている南北方向の活断層は除く。

動地塊運動と堆積盆の北移動という前時階の構造運動の基本的性格をそのまま受け継いでいる。また、鈴鹿山脈や養老山地内部の海拔 300-400 m まで当時の東海層群の残存堆積物がみられる(森, 1974; 吉田, 1988 a; 吉田ほか, 1991 など)ことから、地形起伏も次の時階 IX のように大きくはなっておらず、したがって各断層の平均変位速度も前時階と変わらなかったようである。このように、本時階と前時階のあいだには、構造運動の特徴や断層運動の早さに基本的変化はなかったが、それまで単一の傾動堆積盆であった東海堆積盆が、本時階に入ると二つの傾動堆積盆に分化したという点に、東海堆積盆発達史における意味がある。

東海堆積盆の分化は、約 300 万年前から活動を始めた養老断層の西上がり隆起運動によって生じたものである(吉田ほか, 1991)。この養老断層の活動は、養老断層と一志断層系によって限られた傾動地塊と、養老断層を西縁とする傾動地塊を形成した。これら二つの西下がり傾動地塊背面の沈降部が本時階の東海堆積盆であり、そこに堆積したのが東海層群上半部である(吉田ほか, 1991)。

一方、堆積盆の北への移動は、鈴鹿山脈前面に露出する多志田川累層と米野累層(第 8 図)の堆積過程から読み取れる。両累層は、堆積相や古流向・礫種組成の特徴(吉田, 1990 a; 吉田ほか, 1991)から、一志断層系の西上がり隆起運動に伴って、その前面に堆積した扇状地堆積物とみなすことが可能であるが、両者の分布位置と堆積層準(第 8 図)を比較すると、前時階の基底礫層の場合と同じことが指摘できる。

次に第二瀬戸内期の陸成堆積盆の全体像を眺めると、全体として前時階よりも北西側に堆積盆が移動・形成されている(第 4 図)。すでに Takemura (1985) が指摘しているように、本時階の始まりの約 300 万年前という時点は、古琵琶湖堆積盆では伊賀上野盆地から近江盆地(湖東地域)への移動がみられる時、そして大阪堆積盆の形成が始まった時である。またほぼ同じ頃、紀伊半島西部では中央構造線の北上がりの断層運動が開始されている(例えば、寒川, 1986)。これらの事実は、本時階の始まりである約 300 万年前という時点が、東海堆積盆だけでなく、第二瀬戸内期の陸成堆積盆全体を通じて現れたテクトニクス上の事件として位置づけられることを示す。このようなテクトニクス上の事件がはたして瀬戸内区だけに限られるのかどうか、また日本列島の後期新生代テクトニクスにどのような意味を持っているのか、更に検討して行く必要がある。

6.3 時階 IX の構造運動

本時階における東海堆積盆の構造運動は、従来から言われている(藤田・岸本, 1972; Makinouchi, 1979; 桑原, 1980 など)ように、東西圧縮応力場における断層地塊運動として把握できる。ただし、地塊を境する断層のほとんどは前時階までに形成されており、元々その場所にあった N-S 系と E-W 系断層が、東西方向の最大圧縮主応力軸に対する配置に従って、活断層として独自の振舞いを行うようになったものと考えられる(第 7 図の第 6 期)。すなわち、最大圧縮主応力軸に直交する(あるいはそれに近い)N-S 系の正断層は逆断層運動を(例えば一志断層系、桑名断層から高茶屋断層に至る伊勢湾海岸線沿いの断層)、大きく斜交している N-S 系と E-W 系断層は横ずれ成分を持つ逆断層運動を(例えば養老断層、山之一色断層、鈴鹿坂下断層)行うようになったと思われる。このような圧縮応力場によって、東海堆積盆が縮小し、堆積盆と山地の地形的対立が大きくなり、更に堆積盆をも含む陸域の隆起を引き起こしたと考えられる。

ところで、中部・近畿地方が第四紀以降、東西圧縮応力場に置かれていることは、藤田(1968)の指摘以後、各研究者のほぼ一致した見解になっているが、第四紀のいつ頃から東西圧縮場に据え置かれたかという定説はまだないようである。しかし、筆者はこれが約 100 万年前から始まったのではないかと考えている。

この点を示唆する地質現象を、東海堆積盆の場合からみて行くと、例えば、養老山地南麓に発達する E-W 系の市之原断層(第 8 図)は、ほぼ 100 万年前から活動を始めている(吉田, 1991)。また、一志断層系の逆断層運動も、鈴鹿山脈北部では約 100 万年前から活発になっている。この点を証拠づけるのは、同山脈沿いの大泉累層に整合に重なる東海層群最上部の米野累層の存在である(第 8 図)。大泉累層は蛇行(一部網状)河川・湖成堆積物から、米野累層は合流扇状地堆積物からなり、古流向は鈴鹿山脈からの碎屑物の供給を示し、礫種組成は現在の鈴鹿山脈北部起源のものに限られている(吉田, 1988 a; 吉田ほか, 1991)。つまり米野累層は、鈴鹿山脈の急速な隆起(=一志断層系の西上がり逆断層運動)によってその前面に形成された合流扇状地堆積物と考えられる。この米野累層の堆積の始まりがほぼ 100 万年前である(吉田ほか, 1990, 1991)。そして米野累層の基底層準が、北ほど上位層準になっている(吉田, 1988 a の第 6 図)ことから、一志断層系の活動は前時階に引き続いて更に北に移動したものとみられる。

このように、伊勢湾西岸の N-S 系及び E-W 系の断

層は、いずれも約 100 万年前から活動的になっている。一志断層系と対になって傾動地塊を形成する養老断層も、前者が約 100 万年前から活動的になっていることから考えると、同じ頃から活動的になっている可能性がある。

更に広い視野で東海堆積盆をみると、米野累層が堆積している一方で、濃尾平野地域では東海層群の堆積が止み、上位に重なる弥富累層とのあいだに不整合が形成されている(吉田ほか, 1990)。この不整合形成期が約 100 万年前であり、その後、伊勢湾-濃尾平野地域では水河性海水準変動の元で海陸互層型の堆積物が堆積している(吉田ほか, 1990)。

このような不整合は、東西圧縮のため、山地だけでなく堆積盆そのものが隆起した(すなわち、侵食基準面が低下した)ために形成されたと考えられる。ただし濃尾平野から伊勢湾地域の相対的隆起量は、養老断層、伊勢湾西岸海岸線沿いの活断層群、伊勢湾断層、内海断層による同地域の沈降運動(しかも前時階よりも断層の平均変位速度が大きくなった)があったこと、またこの地域に不整合形成後、海進が何回もあったことからみて、それほど大きな値ではなかったものと思われる。また、鈴鹿山脈北部の前面だけに東海層群が堆積したのは、傾動地塊背面の絶対的な沈降量が陸域の相対的な隆起量を上回っていたからであろう。

なお、このような約 100 万年前の不整合は、東海堆積盆だけでなく、太平洋沿岸部の掛川地域(掛川層群/小笠層群の不整合: 石田ほか(1980))、伊豆半島-丹沢地域(足柄層群の畑層/塩沢層の不整合、大磯地域の二宮不整合、相模湾底下の不整合: 伊藤ほか(1986))、横浜-東京湾地域(長沼不整合、東京湾不整合: 楡井ほか(1975)など)といった広い範囲に形成されている。このような事実は、時階IXの始まり、すなわち約 100 万年前から始まった構造運動の転換が東海堆積盆だけに限られるものではないことを暗示している。

次にこのような視点から、古琵琶湖・大阪堆積盆をみると、本時階の始まり頃から、古琵琶湖堆積盆は湖東-湖南地域から移動し、琵琶湖-湖西地域での堆積を開始している(横山ほか, 1979: Yokoyama and Takemura, 1983)。大阪堆積盆では、播磨盆地・淡路島・奈良盆地が沈降域から隆起域に急速に転じ、堆積盆は大阪盆地から京都盆地を結ぶ領域に縮小した。このように、同一の造構応力場によって形成されたに違いない三つの陸成堆積盆に、ほぼ同時期に類似の現象が現れていることは、中部・近畿地方が本時階から東西圧縮場に置かれたことを直感的に感じさせる。

例えば、古琵琶湖堆積盆では、東西圧縮応力場の元で、琵琶湖の沈降をもたらす西下がりの傾動運動(近江傾動運動)が約 100 万年前から開始されたことが最近指摘された(植村・太井子, 1990)。次に大阪堆積盆をみると、ここではいずれの小堆積盆縁辺部の片側(あるいは両側)に活断層が発達している(活断層研究会編, 1991など)。したがって、各堆積盆の沈降域から隆起陸化への転換は、これら堆積盆と山地の地質境界をなす活断層の運動によって引き起こされたことが容易に推測できる。

これまでのところ、大阪・古琵琶湖堆積盆と山地を境する地質境界断層の平均変位速度の加速化がいつから始まったのかを明らかにした例はないようである。そこで、この点を別の側面から検討すると、例えば播磨盆地や淡路島の隆起陸化は、有馬-高槻構造線から六甲山地南縁を経て淡路島に至る活断層群(第4図)の北上がりの逆断層運動によってもたらされたものと考えられる。藤田・笠間(1983)は、六甲山地内に大阪層群の Ma 1 海成粘土層が分布し、Ma 2 層以降が分布しないことから、Ma 1 層堆積後の盆地の縮小と山地の上昇を指摘している。この Ma 1 層の堆積年代がほぼ 100 万年前である。確かに大阪層群の海成粘土層の分布範囲をみると、Ma 1 層の分布が最も広く、Ma 2 層以降の海成粘土層はほぼ大阪・京都盆地だけに限られている(市原ほか, 1991)。このことも、Ma 1 層の堆積後、急速に大阪堆積盆全体と山地との地形対立が強くなったことを示唆している。

ただし以上の議論は、堆積盆の挙動を巨視的にみた場合に得られる大まかなものである。細部の検討を行えば、このような考えに一致しない事実もいくつか存在する。例えば、更新世中期頃(50 万年前後)から活断層の変位速度が大きくなった点(大阪盆地の上町断層(藤田, 1986)や琵琶湖の湖底断層系(植村・太井子, 1990)などの例)、共役性横ずれ活断層や中央構造線の横ずれ運動開始時期(前者は例えば三峠断層(植村, 1988)、後者は例えば寒川(1986))との食い違い、大阪層群最上部(満地谷累層)の粗粒化(藤田・笠間, 1983)との年代的な食い違いなどである。このような矛盾をうまく説明できるかどうか、今回述べた考えが妥当かどうかを左右するものと思われる。筆者もまだ合理的な説明は思いつかないが、古琵琶湖・大阪堆積盆で変位速度が大きくなったことが判明した断層は堆積盆と山地間の地質境界断層ではないこと、また大阪層群でも泉南地域では Ma 3 層直下、すなわち大阪層群上部から上方粗粒化が始まること(市原ほか, 1986)、奈良盆地北部では約 100

万年前から堆積相が粗粒化していること(染川・吉川, 1983)を指摘しておきたい。

7. おわりに

長年瀬戸内区の研究を続けてきたが、第3図の時階区分図を作製するまで、時階Ⅳの西黒沢海進期と時階Ⅴの瀬戸内火山期を除いて、東西両瀬戸内区のあいだにほとんど共通性・同時性を持った地史がみられないことに気がつかなかった。しかしよく考えてみると、第一瀬戸内期における東西瀬戸内区の発生期・発生様式が違うこと、同時性が認められる瀬戸内火山期でも西部瀬戸内区では瀬戸内火山岩類の分布は第一瀬戸内海の地理的範囲と大きくずれていること、更に第二瀬戸内期の構造運動の様相が東西でかなり違うことなどは、既存の資料をまとめれば容易に導き出せる結論であり、この点は今回の作業で得た大きな収穫であった。

ところで、このような東西瀬戸内区の発達史の違いは、瀬戸内区全体が中新世から現在まで一貫する一つのテクトニックセッティングによって形成された地質区ではないことを示している。おそらく、瀬戸内区の時その場所の地質現象に影響を与えたのは、前弧あるいは背弧海盆のプレート運動であり、我々が現在瀬戸内区として捉えている地質諸現象は、このような原因の異なるテクトニクスによって生じた地質現象の集積と考えられる。

したがって、今後瀬戸内区の発達史を考察する場合には、その時期その地域(例えば第一瀬戸内期の東部瀬戸内区という具合に)の地質現象が、前弧・背弧海盆のプレート運動あるいは地史とどのような相互関係にあったのか、という観点から研究を進めることが必要と思われる。つまり、「中新世以降の単一の地質区としての瀬戸内区」と言った考えにこだわらない方が、かえって瀬戸内区の研究を進展させる上で効果的と考えられる。そしてこのような作業を経た後、改めてそれぞれの地質現象を時間的・地域的に総合すれば、瀬戸内区のテクトニクス・地史を日本列島の後期新生代のそれに明確に位置づけることができると思われる。

邦文の性格上、記述が概説的にならざるを得ず、また未公表資料やそれに基づく考察については、結論だけの記述になったことをお断りする。邦文をまとめるに当たって、地質部柳沢幸夫技官から珪藻化石層序や各種文献について御教示頂いた。感謝の意を表します。

文 献

阿子島 功・須鎗和巳(1989) 中央構造線吉野川地溝の形成過程. 地球科学, vol. 43, p. 428-

442.

天野一男(1985) 大洪水時代—西黒沢海進と海水準変動. 科学, vol. 55, p. 42-46.

Blow, W.H.(1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H.H., eds., *Proc. First. Internat. Conf. Plank. Microfossils*, vol. 1, p. 199-422.

林田 明・鳥居雅之(1988) 日本海西南部の拡大過程—古地理復元の試み—. 月刊海洋科学, vol. 20, p. 685-689.

久富邦彦・三宅康幸(1981) 紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動. 地質雑, vol. 87, p. 629-639.

黄 敦友・岡本和夫(1979) 山陰川合累層および相当層の浮遊性有孔虫化石群集. 瑞浪化石博物館研究報告, no. 6, p. 101-110.

Huzita, K.(1962) Tectonic development of the Median Zone (setouti) of Southwest Japan since the Miocene, with special reference to the characteristic structure of central Kinki area. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 6, p. 103-144.

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, vol. 7, p. 248-260.

———(1986) 中期更新世の断層地塊運動と海水準変動. 月刊地球, vol. 8, p. 725-728.

———・笠間太郎(1983) 神戸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115 p.

———・岸本兆方(1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol. 42, p. 422-430.

茨木雅子(1981) 30. 岐阜県浪地域. 土 隆一編「日本の新第三系に関する生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」」, p. 81.

Ibaraki, M.(1986) Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol. 20, p. 39-173.

———, Tsuchi, R. and Idota, K.(1984)

- Early Miocene planktonic foraminifera from the Morozaki Group in Chita Peninsula, central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, no. 18, p. 161-171.
- 飯田義正(1980) 信楽高原西部の古地理学的研究. 地質雑, vol. 86, p. 741-753.
- 池辺展生(1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成盆地—. 新生代の研究, vol. 24-25, p. 1-10.
- Ikebe, N. and Chiji, M.(1981) Important datum-planes of the western Pacific Neogene (revised) with remarks on the Neogene stages in Japan. In Tsuchi, R., ed., *Neogene of Japan*, p. 1-14.
- and ———(1984) IGCP: Its activities and main achievements. In Ikebe, N. and Tsuchi, R., eds., *Pacific Neogene datum planes*, p. 257-266.
- 池辺展生・千地万造・両角芳郎(1975) 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina* 層準. 大阪市立自然史博物館研究報告, no. 29, p. 81-89.
- 伊奈治行(1981) 瑞浪層群の化石 1. 可児・瑞浪盆地の植物. 瑞浪市化石博物館専報, no. 2, p. 1-20.
- Ina, H., Nomura, T. and Kimura, I.(1983) Plants from the Miocene Hachiya Formation in Tono district, Gifu Prefecture, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 10, p. 1-22.
- 石田志朗・牧野内 猛・西村 昭・竹村恵二・檀原徹・西山幸治・林田 明(1980) 掛川地域の中部更新統. 第四紀研究, vol. 19, p. 133-147.
- ・佐藤隆春(1987) 第3章, 3.2, (2) 瀬戸内区. 日本の地質『近畿地方』編集委員会編, 日本の地質6 近畿地方, 共立出版, p. 119-126.
- 市原 実(1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- ・市川浩一郎・山田直利(1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148 p.
- ・吉川周作・亀井節夫・那須孝悌(1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no. 30, p. 111-125.
- ・———・三田村宗樹・水野清秀・林隆夫(1991) 12万5千分の1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」. アーバンクボタ, no. 30.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米澤宏・染野 誠・本間睦美(1986) 最近100万年間における足柄-大磯地域の古地理変遷とテクトニクス. 月刊地球, vol. 8, p. 630-636.
- 糸魚川淳二(1974) 瑞浪層群の地質. 瑞浪市化石博物館報告, no. 1, p. 9-42.
- Itoigawa, J.(1978) Evidence of subtropical environments in the Miocene of Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 5, p. 7-21.
- 糸魚川淳二・柴田 博(1973) 古環境の変遷と対比—瀬戸内区中新統の場合—. 地質学論集, no. 8, p. 125-133.
- 鹿野和彦(1991) G-3, 石見大田-宍道湖南岸. 地調報告, no. 274 [鹿野和彦ほか編, 日本の新生界層序と地史], p. 64-65.
- ・竹内圭史・松浦浩久(1991) 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- ・吉田史郎(1984) 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, vol. 35, p. 427-438.
- 笠間太郎・藤田和夫(1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷 (1) 瀬戸内地質区の特性と変遷. 新生代の研究, no. 24-25, p. 11-19.
- 活断層研究会編(1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437 p.
- 川邊孝幸(1989) 近畿の鮮新~更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, vol. 43, p. 402-416.
- 桑原 徹(1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol.7, p. 235-247.
- (1980) 伊勢湾周辺の中中部更新統一その分布と断層地塊運動—. 第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- 米谷盛壽郎(1978) 東北日本油田地帯における上部

- 新生界の浮遊性有孔虫化石層序. 池辺展生教授退官記念論文集, p. 35-60.
- Makinouchi, T.(1979) Chita Movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Mem. Fac. Kyoto Univ., ser. Geol & Mineral.*, vol. 7, p. 341-362.
- Matsuda, H., Torii, M., Tatsumi, Y., Ishizaka, K. and Yokoyama, T.(1986) Fission-Track and K-Ar ages of the Muro volcanic Rocks, Southwest Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, p. 529-535.
- 松岡数充(1988) 新第三系室生層群・三笠層群およびその相当層の植物化石群集. 日本地質学会第95年学術大会講演要旨, p. 159.
- 松島信幸(1988) 第4章, 4.3, (7) 伊那盆地. 日本の地質『中部地方I』編集委員会編, 日本の地質4, 共立出版, p. 159-161.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭(1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 128 p.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩(1990) 明石地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90 p.
- ・南木睦彦(1986) 広島県西条盆地南部の第四系の層序. 地調月報, vol. 37, p. 183-200.
- ・百原 新(投稿中) 菖蒲谷層と段丘・沖積層. 市原 実ほか編「大阪層群」.
- 森 一郎(1974) 養老山地内部の鮮新更新統. 名古屋地学, no. 30, p. 16-26.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S.(1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture-Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. South-east Asian Earth Sci.*, vol. 4, p. 125-131.
- 中川登美雄・千地万造(1988) 石川県加越地域の中新統から産出した浮遊性有孔虫化石. 金沢大学日本海域研究所報告, no. 20, p. 93-110.
- ・————・三浦 静(1985) 福井県内浦地域の中新統層序と浮遊性有孔虫化石. 地質雑, vol. 91, no. 389-402.
- ・田原憲博(1991) 福井県丹生山地北部中新統の岩相層序. 三浦 静教授退官記念論文集, p. 11-27.
- 中島正志・中川登美雄・林 昌代(1991) 中新世における西南日本の2段階回転運動. 三浦 静教授退官記念論文集, p. 105-119.
- ・沢田順弘・中川登美雄・林 昌代・板谷徹丸(1990) 福井県北部新第三系のK-Ar年代と古地磁気—西南日本ブロックの回転に関して—. 岩鉱, vol. 85, p. 45-59.
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄(1975) 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について. 地質雑, vol. 81, p. 559-565.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・上嶋正人・三村弘二・片田正人(1983) 湖東流紋岩およびその火成活動について. 岩鉱, vol. 78, p. 51-64.
- 野村隆光(1986) 岐阜県峰屋累層の地質(予報)とK-Ar年代. 地質雑, vol. 32, p. 73-76.
- 岡田篤正(1980) 中央日本南部の第四紀地殻変動—地殻運動の変化と場の移動—. 第四紀研究, vol. 19, p. 263-276.
- 大草重康・阿部 明(1966) 三重県加太盆地の地質構造. 松下 進教授記念論文集, p. 97-104.
- Otofujii, Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985) When was the Japan Sea opened?: paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In Nasu et al., eds., *Formation of active ocean margins*, p. 551-566, Terra. Sci. Pub. Company (TERRAPUB).
- Saito, T.(1963) Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, vol. 35, p. 123-209.
- 寒川 旭(1986) 近畿中央部の新期地殻運動. 月刊地球, vol. 8, p. 752-755.
- 山陰第三系研究グループ(1988) 山陰地域中央部および隠岐諸島の中新統対比といくつかの問題点. 日本海沿岸総研・研究報告「古日本

- 海], no. 1, p. 23-28.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1987) 島根県東部における第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, p. 417.
- 沢井 誠(1979) 設楽盆地北部にみられる大峠陥没盆地. 地質学論集, no. 16, p. 77-85.
- Shibata, K. and Nozawa, T.(1967) K-Ar ages of granitic rocks from the outer zone of Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 1, p. 131-137.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂(1988) 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代. 地調月報, vol. 39, p. 759-781.
- 柴田 博・糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 7, p. 14-49.
- 染川治実・吉川周作(1983) 京都府南部, 田辺丘陵の大阪層群. 地球科学, vol. 37, p. 98-109.
- 杉山雄一(1991) 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地—大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル—. 構造地質 (構造地質研究会誌), no. 36, p. 99-108.
- 鈴木好一・細野 実・久保恭輔・中世古幸二郎(1948) 三重県鈴鹿郡関地方の石炭を含む第三系. 地質雑, vol. 54, p. 50-55.
- 田上高広(1982) 熊野酸性岩類の古地磁気とフィッション・トラック年代. NOM (大阪微化石研究会機関誌), no. 9, p. 23-32.
- Tai, Y.(1959) Miocene Microbiostratigraphy of west Honshu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, ser. C., vol. 2, p. 265-295.
- 多井義郎(1963) 瀬戸内・山陰新第三系有孔虫群の変遷と Foram. Sharp Line. 化石, no. 5, p. 1-7.
- ・加藤道雄(1979) 31. 島根県石見大田地域. 土 隆一編「日本の新第三系の年代層序及び生層序に関する基本資料」, p. 101.
- ・————・千地万造(1979 a) 30. 島根県布志名地域. 土 隆一編「日本の新第三系の年代層序及び生層序に関する基本資料」, p. 99.
- ・————・————(1979 b) 32. 島根県益田地域. 土 隆一編「日本の新第三系の年代層序及び生層序に関する基本資料」, p. 103.
- ・————・————(1979 c) 39. 岡山県新見地域. 土 隆一編「日本の新第三系の年代層序及び生層序に関する基本資料」, p. 115.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二(1961) 名古屋港の地盤. 39 p. 名古屋港管理組合.
- Takemura, K.(1985) The Plio-Pleistocene Tokai Group and the tectonic development around Ise Bay of central Japan since Pliocene. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser. Geol. & Mineral., vol. 51, p. 21-96.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄(1982) 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究—特に模式川合・久利両累層について—. 広島大学総合科学部紀要, ser. IV, vol. 7, p. 49-89.
- 田辺団体研究グループ(1984) 紀伊半島田辺層群の層序と構造. 地球科学, vol. 38, p. 249-263.
- Tanai, T.(1961) Neogene floral change in Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. IV, Geol. & Mineral., vol. 11, p. 120-398.
- 巽 好幸・石坂恭一(1978) 香川県屋島産 Sanukitoid の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 2—. 岩鉱, vol. 73, p. 355-358.
- ・横山卓雄(1978) 香川県小豆島, 新第三紀火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 1—. 岩鉱, vol. 73, p. 262-266.
- ・————・鳥居雅之・石坂恭一(1980) 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 4—. 岩鉱, vol. 75, p. 102-104.
- 田崎耕一・高橋治郎・板谷徹丸・Grapes, R.H.・鹿島愛彦(1990) 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 85, p. 155-160.
- Torii, M.(1979) Paleomagnetism of Middle

- Miocene Muro Volcanics in Southwest Japan. *Rock Magn. Paleogeophys.*, no. 6, p. 52-57.
- 土 隆一(1986) 新第三紀のイベントとその時間空間的ひろがり. 月刊海洋科学, vol. 18, p. 132-135.
- Tsunakawa, H.(1986) Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 1-22.
- , Kobayashi, Y. and Takada, A. (1983) K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 265, p. 265-268.
- 恒石幸正(1970) 三重県松阪およびその周辺地域の地質構造. 東大地震研究所彙報, vol. 48, p. 645-667.
- 上田哲郎(1989) 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群一層序について一. 地質雑, vol. 95, p. 919-931.
- 植村善博(1988) 丹波高地西南部, 三峠断層系の断層変位地形. 地理学評論, vol. 61, p. 453-468.
- ・太井子宏和(1990) 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷. 地理学評論, vol. 63, p. 722-740.
- 山元孝広(1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, vol. 42, p. 131-148.
- ・星住英夫(1988) 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火山活動. 地質雑, vol. 94, p. 769-781.
- 山崎俊嗣・鳥居雅之・石坂恭一(1981) 四国北東部および北西部の瀬戸内酸性火山岩類のフィッシュン・トラック年代と K-Ar 年代一瀬戸内火山岩類の年代測定, その6一. 岩鉱, vol. 76, p. 276-280.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題一信楽・大和高原のネオテクトニクス研究, その1一. 地球科学, vol. 30, p. 133-150.
- Yokoyama, T.(1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi Geologic Province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, ser. Geol. & Mineral., vol. 36, p. 19-85.
- 横山卓雄・檀原 徹・中川要之助(1984) 大阪府南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 90, p. 781-79.
- ・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清(1979) 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 309-390.
- Yokoyama, T. and Takemura, K.(1983) Geologic column obtained by the Deep Drilling from the bottom surface of Lake Biwa, Japan. *IPP-CCE Newsletter*, no. 3, p. 21-23.
- 吉田史郎(1978) 滋賀県鈴鹿山脈西麓の鮎河層群. 地調月報, vol. 29, p. 441-460.
- (1979) 35. 三重県阿波盆地. 土 隆一編「日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料」, p. 108-109.
- (1987 a) 三重県中新統阿波層群の浮遊性有孔虫化石. 地調月報, vol. 38, p. 473-483.
- (1987 b) 鈴鹿山脈東麓の中新統千種層の岩相層序と浮遊性有孔虫化石. 地質雑, vol. 93, p. 761-772.
- (1988 a) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群一東海湖終息期の堆積物一. 地球科学, vol. 42, p. 1-16.
- (1988 b) 東海層群の古地理変遷と伊勢湾周辺のネオテクトニクス. 地調月報, vol. 39, p. 799-800.
- (1990 a) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地調月報, vol. 41, p. 303-340.
- (1990 b) 東海層群松阪累層. 日本応用地質学会関西支部, 志摩半島周辺の地質と応用地質学的諸問題一平成2年度秋の見学資料集一, p. 11-19.
- (1991) 養老山地南麓, 市之原断層の第四紀運動. 活断層研究, no. 9, p. 53-60.
- ・栗本史雄・宮村 学(1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154 p.
- ・尾崎正紀(1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 98 p.
- ・竹内圭史・吉川清志(1990) 東海層群最

- 上部と力尾累層（弥富累層相当層）の対比とその地史的意義. 第四紀研究, vol. 29, p. 361-369.
- 吉川周作・中川康一・川邊孝幸・古谷正和・大四雅弘(1987) 大阪市深層ボーリング, OD-2・OD-1 コアの再検討. 地質雑, vol. 93, p. 653-665.
- ・吉田史郎・服部俊之(1988) 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 39, 615-633.
- 吉本裕一(1979) 38. 岡山県津山盆地. 土 隆一編「日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料」, p. 113-115.
(受付: 1991年6月24日; 受理: 1991年7月24日)
- 追記: 本論文受理後, 一志層群, 藤原層群, 師崎層群の浮遊性有孔虫化石の研究結果を, 下記論文として投稿した. 内容の詳細は同論文を参照されたい.
- Yoshida, F.(1991) Planktonic foraminifera from the Ichishi, Fujiwara, and Morozaki Groups in the eastern Setouchi Geologic Province, central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Museum*, no. 18