

西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス

杉山雄一*

Neotectonics of the forearc zone and
the Setouchi Province in southwest Japan

Yuichi Sugiyama*

Abstract The forearc zone of southwest Japan is divided into five equivalent regions (structural units). Each unit is 120 to 150 kilometers long and composed of a forearc basin fringed by an inverted L-shaped anticline stretching from each of five promontories on the Pacific coast to the outer ridge zone along the Nankai Trough. The structural units coincide, in both dimension and location, with the source regions of so-called plate-boundary earthquakes. Furthermore, the topographic and structural features of the units also correspond to the pattern of crustal movements associated with the earthquakes. From these facts, it is concluded that the structural units have been formed by accumulation of coseismic crustal movements. The formation of the structural units began about 4 Ma in the Sagara-Kakegawa region along the easternmost part of the Nankai Trough, and has extended westward to the Shikoku region by the beginning of the Quaternary.

The 2nd Paleo-Seto Inland Sea, which occupied the Kinki Triangle area on the east of the present Seto Inland Sea in Pliocene to Middle Pleistocene time, was composed of three basins with a NE-SW major axis, arranged in right-handed echelon along the Median Tectonic Line (MTL). The evidence shows that the 2nd Paleo-Seto Inland Sea was formed as a right-lateral shear zone along the MTL in the same manner as the present Seto Inland Sea. The formation age of the basins becomes younger westward, being estimated to be 4~5 Ma for the easternmost Tokai Basin and 3~3.5 Ma for the westernmost Osaka Basin. This fact indicates that an active domain of the MTL has extended from east to west. The suspension of the faulting along the MTL is also considered to have propagated from east to west, because the northward shifting of subsidence center and the formation of E-W compressive structures also began earliest in the Tokai Basin, and have extended westwards.

Both the structural units in the forearc zone and the 2nd Paleo-Seto Inland Sea are considered to have begun to form in relation to the initiation of the right oblique subduction of the Philippine Sea Plate beneath southwest Japan about 5 Ma. The westward propagation of neotectonic movements in both the outer and the inner zones of southwest Japan may reflect a westward-increasing distance between the Nankai Trough and the MTL.

Key words : neotectonics, Philippine Sea Plate, oblique subduction, Nankai Trough, forearc, Setouchi Province, Median Tectonic Line, 2nd Paleo-Seto Inland Sea

はじめに

西南日本外帯沖の海底地形図や地質図(例えば奥田, 1977)を広げると, 足摺岬や御前崎などの5つの岬から

南へ延びる海脚がほぼ等間隔に並び, 海脚と海脚の間には土佐海盆や遠州海盆などの前弧海盆が規則的に並んでいるのが目に留まる. この地域では, 100~200年程度の間隔をおいてマグニチュード8クラスの巨大地震が発生

* 地質調査所環境地質部地震地質課. Seismotectonics Section, Environmental Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

し、個々の地震の震源領域(例えば Ando, 1975)は、上述の各海脚とその西側の前弧海盆を併せた領域に対応する。また、各岬には周囲よりも高い位置に海成段丘面が分布し、内陸側へ逆傾斜するが、1946年の南海地震に際しては、室戸岬及び足摺岬が段丘面の変動と調和的に内陸側へ傾動隆起した(Okuda, 1950; 沢村, 1953; Miyabe, 1955など)。上に述べた巨大地震の震源領域と地形的領域の一致、並びに岬付近の地震時地殻変動と段丘変動の一致は、巨大地震に伴う地殻変動の累積が西南日本前弧域の地形・地質構造の形成に重要な役割を果たしていることを示唆する。

一方、西南日本の地質構造図(例えば日本第四紀学会, 1987)に目を転じると、中央構造線に沿って瀬戸内海が東西に延びているのが注意を引く。瀬戸内海をよく見ると、いずれも北東-南西方向の長軸をもつ燧灘、播磨灘などの4つの盆状部とそれらを隔てる同方向に延びる島や島列からなる。このような規則的な地形は、瀬戸内海が中央構造線の右横ずれ運動に伴う剪断性の構造帯であることを強く示唆する(佃, 1990)。瀬戸内海の東側の大阪から伊勢湾周辺に至る地域(Huzita, 1962の近畿三角地帯)には東西圧縮性の構造が発達し、この地域のテクト

ニクスは瀬戸内海のそれとは大きく異なっているように見える。しかし、近畿三角地帯の大部分は、鮮新世~更新世には中央構造線に沿う淡水-浅海堆積区(池辺, 1957及び笠間・藤田, 1957の第二瀬戸内海)をなしており、現在の瀬戸内海はこの古い瀬戸内海の後身と考えられる。また、第二瀬戸内海は北東-南西方向の長軸をもつ3つの沈降盆地から構成されるなど、その古地理は現在の瀬戸内海の大地形とよく似ていたことが明らかにされている(例えば桑原, 1975など)。これらの事実は、第二瀬戸内海域の形成・発展にも中央構造線の右横ずれ運動が深く関与していた可能性を示唆する。

本稿は、このような基本的認識のもとに、西南日本前弧域と瀬戸内区(主として第二瀬戸内海の領域)のネオテクトニクスを、フィリピン海プレートの右斜め沈み込みと関連づけて、統一的に理解しようとしたものである。

西南日本前弧域のネオテクトニクス

1. 西南日本前弧域の大地形・地質構造と地震性地殻変動区

(1) 大地形及び地質構造

西南日本の前弧域は、南海トラフに平行する4つの地

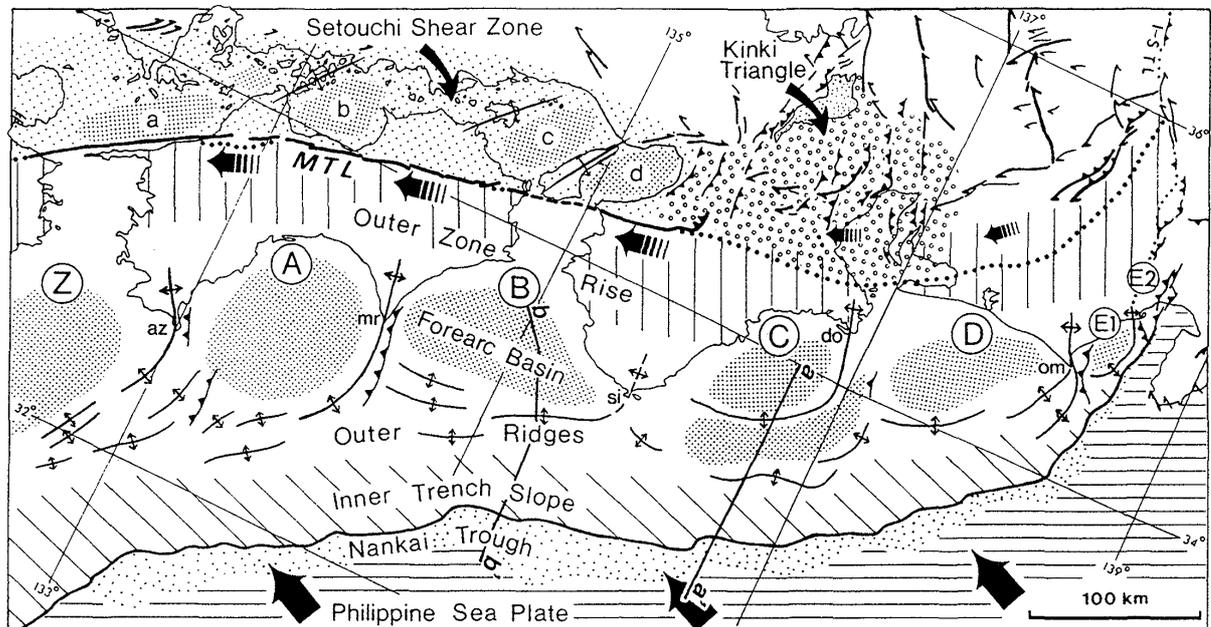


Fig. 1 Active tectonic map of southwest Japan. After Sugiyama (1992).

Submarine geologic structures are simplified mainly after Okuda (1977). Z and A~E2 are structural units of the forearc zone. Each unit except E2 consists of one or two sets of an inverted L-shaped anticline and a forearc basin. The capes on the anticlines are az: Cape Ashizuri, mr: C. Muroto, si: C. Shio, do: C. Daio, and om: C. Omae. The basins in the Setouchi shear zone (Seto Inland Sea) are a: Iyo-nada, b: Hiuchi-nada, c: Harima-nada, and d: Osaka Bay. The lines a-a' and b-b' show the locations of the geologic profiles shown in Fig. 2. Arrows on the Philippine Sea Plate show the inferred moving direction of the plate. Caudate arrows along the MTL (Median Tectonic Line) show the moving direction of the forearc sliver.

形・地質構造帯に区分される。それらは南海トラフ側から、陸側海溝斜面・外縁隆起帯・前弧海盆帯及び外帯山地である(Fig. 1)。陸側海溝斜面は主として鮮新世以降の付加堆積物から構成され、北傾斜の逆断層群からなる覆瓦状構造が発達する(Fig. 2; 奥田, 1977; 加賀美ほか, 1983)。外縁隆起帯は主として後期中新世~鮮新世の堆積物から構成され、複背斜構造を示す(岡村・上嶋, 1986など)。前弧海盆帯には、太平洋沿岸の各岬から南へ延びる隆起帯によって分断された前弧海盆列が存在し、各前弧海盆は更新世~完新世の非変形ないし変形の弱い堆積物により埋積されている(Fig. 2)。外帯山地は西から四国山地・紀伊山地及び赤石山地であり、主として四万十帯及び秩父帯などの先新第三系から構成される。

(2) 地震性地殻変動区

南海トラフ沿いの巨大地震に伴う地殻変動から、巨大地震時には岬の先端部が内陸側(北方)へ傾動隆起し、岬の付け根付近は沈降することが知られている(沢村, 1953; 地理調査所, 1955など)。一方、測地測量のデータから、巨大地震と次の巨大地震との間の期間には、地震直後を除いて、岬の先端部は地震時とは逆に南海トラフ側(南方)へ傾動沈降し、岬の付け根付近は反転隆起するか顕著な上下変動を示さないことが明らかにされている(吉川, 1968; 国土地理院測地部, 1980など)。吉川(1968)は、このような巨大地震時と地震間で逆向きの上下変動を示す地域を地震性地殻変動区と呼んでいる。

地震性地殻変動区の北限(吉川, 1968のヒンジ線)は、ほぼ前弧海盆帯と外帯山地の境界に一致する。一方、地

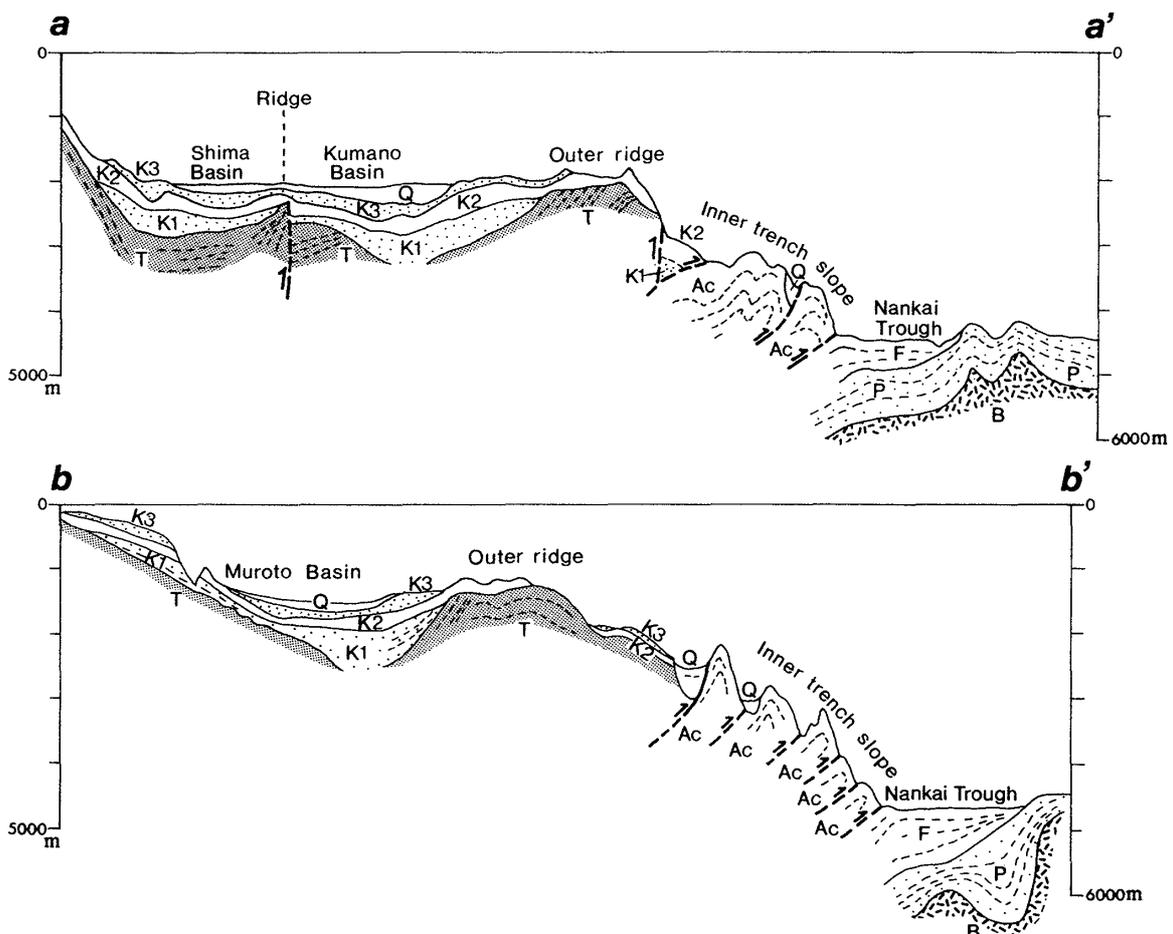


Fig. 2 Geologic profiles off the outer zone of southwest Japan. After Okuda (1977).

See Fig. 1 for the locations of lines a-a' and b-b'. Ac: accretionary complex (mainly Pliocene to Quaternary), B: acoustic basement (oceanic basalt), F: trench-fill deposits (mainly Quaternary), K1~K3: forearc basin and slope deposits (Late Miocene to Pleistocene), P: pelagic sediments (Miocene to Quaternary), Q: forearc basin and slope deposits (Pleistocene to Holocene), T: basement rocks of outer ridge and forearc basin (mainly Miocene to Pliocene).

震性地殻変動区の南限は、巨大地震の断層面、即ち沢村(1953)の南海スラスト及び加賀美ほか(1983)の地震性スラスト帯前縁と考えられ、断層の上端は外縁隆起帯の南縁(外縁隆起帯のトラフ側脚部)に達する。

以上のことから、西南日本前弧域の震性地殻変動区は、前弧域を構成する4つの大地形区分のうち、前弧海盆帯と外縁隆起帯に相当すると考えられる。

2. 震性地殻変動区の地質構造(地質構造单元)

南海トラフ沿いの前弧海盆帯には、120~150kmのほぼ等しい間隔において、足摺岬・室戸岬・潮岬・大王崎及び御前崎の5つの岬が存在する。これらの岬には、南北性の隆起軸が存在し(Otuka, 1932; Tsuchi, 1961), その南方延長は各岬沖合いの海脚(室戸海脚・志摩海脚・御前崎海脚など)へ連続する(奥田, 1977; 井上・本座, 1982; 岡村・上嶋, 1986)。これらの海脚はさらに南西方向へ屈曲して、外縁隆起帯の複背斜構造へ連続する(Fig. 1)。これらの各隆起帯は、全体として逆L字形のトレースを持ち、その背後(北西側)には前弧海盆が存在する。

逆L字形隆起帯の前面(南側及び東側)には断層群が発達する。このうち南側、すなわち外縁隆起帯の南縁には、その下端がプレート境界に連続する逆断層群が存在する(加賀美ほか, 1983)。また東側、すなわち南北性隆起帯の東縁には、隆起軸と平行する西側隆起の断層群が存在する(奥田, 1977; 岡村・上嶋, 1986)。南北性隆起帯のうち、詳細な調査がなされている室戸海脚部については、東翼部で急傾斜し、西翼部で緩傾斜する非対称な複背斜構造を持つことが明らかにされており(岡村・上嶋, 1986; 岡村, 1990)、東翼部の断層は逆断層と推定される。

以上の地形・地質構造の特徴から、南海トラフ沿いの震性地殻変動区は、共通の地形・地質構造とほぼ等しい規模(東西長120~150km)を有する5つの領域(Fig. 1の領域Z及びA~D)に区分される。これらの領域は、地質構造单元(structural unit)と呼ばれる(粟田・杉山, 1989; 杉山, 1989)。地質構造单元は、岬から外縁隆起帯へ連続する逆L字形の隆起帯、その東縁及び南縁のそれぞれ西側及び北側隆起の逆断層群、並びに隆起帯背後(北西側)の前弧海盆から構成される(Fig. 3)。このような観点から見ると、熊野灘沖の領域C(Fig. 1及びFig. 2のa-a'断面)では、2つの地質構造单元が南北に重なっていると解釈される。また、駿河湾内の領域E1には、南海トラフ沿いの地質構造单元と同様の地形・地質構造が発達するが、その詳細については別稿(杉山, 1990)を

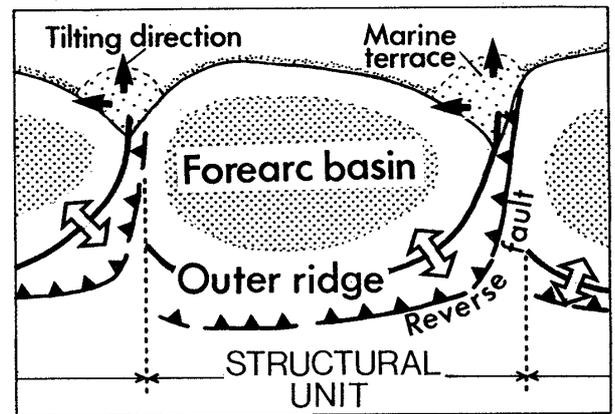


Fig. 3 Schematic figure of simplified topographic and structural features of the structural units along the Nankai Trough. After Sugiyama (1990).

参照されたい。

地質構造单元境界部のより詳細な地質構造は、構造单元AとBの境界に当たる室戸岬沖及び構造单元AとZの境界に当たる足摺岬沖について調査されている(岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987)。岡村・上嶋(1986)によると、室戸岬沖の地質構造单元境界部(特に、单元境界東側)には、南北方向の軸を持つ褶曲、陸側へ突出するノーズ状構造、单元境界の東西で回転方向が異なるメガキンク褶曲などが発達する(Fig. 4)。また、岡村ほか(1987)によると、足摺岬沖の南北性隆起軸も複背斜構造からなり、その東側には幅約40kmにわたって南北方向の軸を持つ波長数km~10km程度の褶曲が発達する。

3. 地質構造单元の形成機構

(1) 巨大地震と地質構造单元

南海トラフ沿い巨大地震の震源断層は、基本的には位置及び規模の点で、A~Dの地質構造单元に対応する4つの断層面の組合せからなると考えられる(Ando, 1975; 宇津, 1977など)。

巨大地震の震源断層は、地震時の上下変動及び水平変動パターンから、右横ずれ成分を伴う低角逆断層(以下、右横ずれ低角逆断層と略記する)と推定される(Ando, 1975; 松浦・佐藤, 1975など)。そこで、一般的な右横ずれ低角逆断層を例にすると、断層運動に伴い地表では以下のような変動が生じる(Fig. 5の(a))。なお便宜上、断層は東西走向・北傾斜とする。

- ①: 断層面の南端から東端沿いに延びる隆起
 - ②: 断層面の北西端付近の沈降
 - ③: 断層面東端沿いにおける東西方向の短縮(圧縮)
- これらの変動と南海トラフ沿いの地質構造单元とを比

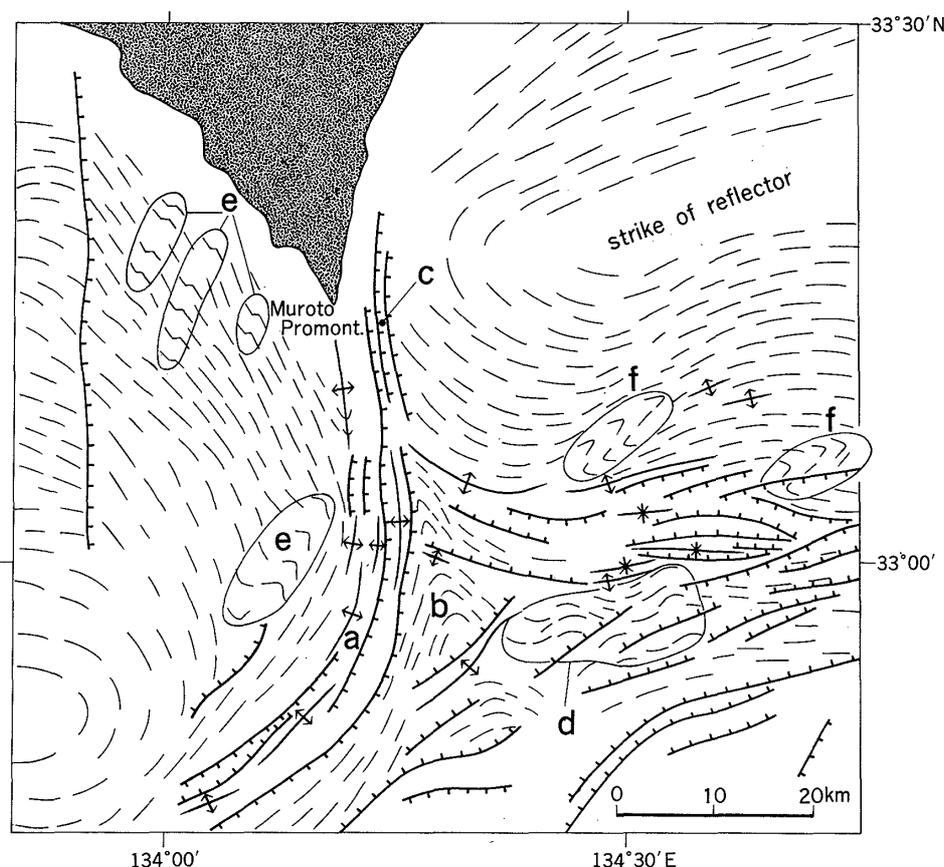


Fig. 4 Detailed geologic structures off Muroto Promontory. Simplified after Okamura and Joshima (1986).

a: upheaval with an inverted L-shaped axial trace, b: nose structure protruding northwards, c: N-S-trending faults showing a relative uplift of the western block, d: folds with N-S-trending axes, e & f: megakink folds showing counterclockwise and clockwise rotation respectively.

較すると、①は外縁隆起帯から岬沿いの南北性隆起軸へ連続する逆L字形の隆起帯、②は前弧海盆、③は構造单元境界部の南北性の逆断層や褶曲に、それぞれ対応する (Fig. 5 の(a)及び(b)). さらに、断層面東端沿いの隆起量及び東西短縮量は北へ向かって減少する。このような変動量の変化はそれぞれ、岬における段丘面の内陸側への傾動とメガキック褶曲の形成に対応する (杉山, 1989)。

以上のことから、南海トラフ沿いの地質構造单元を特徴づける地形・地質構造は、右横ずれ低角逆断層の運動 (巨大地震) に伴う地震時地殻変動の一部が累積することにより、形成されてきたと考えられる (栗田・杉山, 1989; 杉山, 1989)。

(2) 巨大地震の2類型と地質構造单元東端の逆断層

前空(1988a, b)及び前空・坪野(1990)によると、室戸岬、足摺岬及び潮岬周辺の隆起旧汀線は、南海トラフ沿い巨大地震の発生間隔(100~200年程度)より数倍~1桁長い数百年~千数百年の間隔で形成されている。この

事実は、南海トラフ沿いの巨大地震にも、相模トラフ沿い地域の元禄型地震と大正型地震(松田ほか, 1974)に相当する2つの類型が存在することを示唆する。すなわち、岬周辺における巨大地震に伴う隆起量が次の巨大地震までの期間における沈降及びこれに伴う波食量より大きく、隆起汀線が保存される地震(元禄型地震)と巨大地震時の隆起が地震間の沈降及び侵食により相殺され、隆起汀線が保存されない地震(大正型地震)とがあると考えられる。

元禄型地震は従来から、右横ずれ低角逆断層の運動 (“プレート間地震”) とこの断層から派生する陸側プレート内の逆断層の運動 (“プレート内地震”) とが重なったものと考えられてきた (Matsuda *et al.*, 1978; 米倉, 1979; 島崎, 1980など)。しかし、陸側プレート内の逆断層については明瞭な断層像が提示されていなかった。ところで既に述べたように、南海トラフ沿いの地質構造单元東端部(主として南北性隆起軸の東縁)には、南北性の逆断層群が存在する。右横ずれ低角逆断層の運動に伴って、

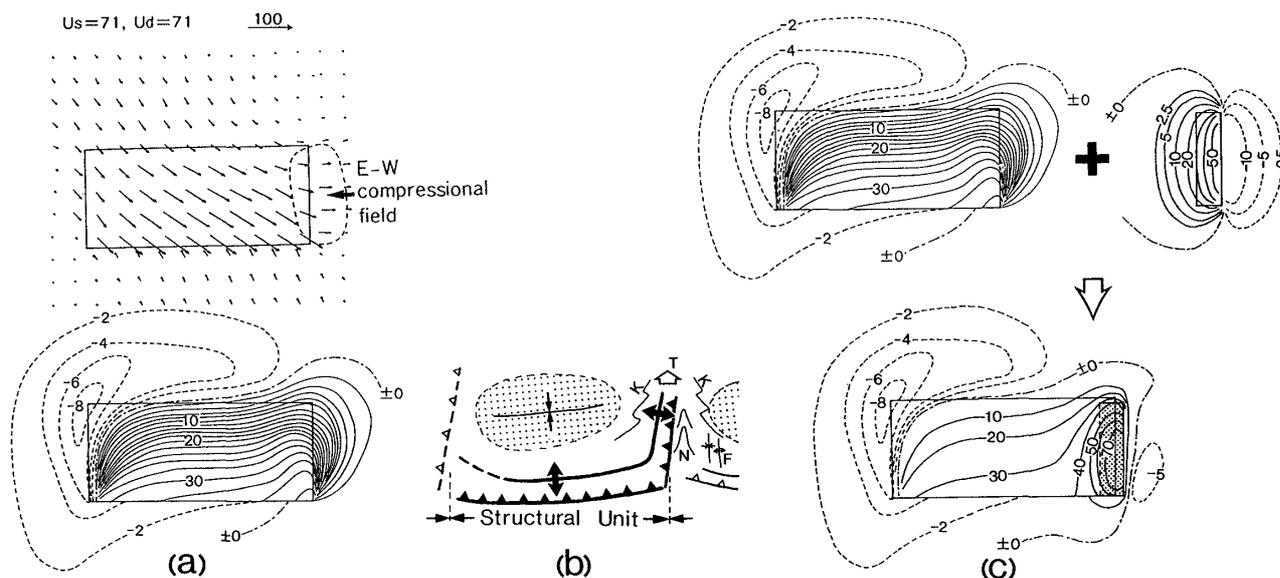


Fig. 5 Comparison of topographic and structural features of the structural unit with ground displacements caused by the faultings.

(a): horizontal and vertical displacements at the ground due to a right-reverse faulting under the following condition. The ratio of strike-slip to dip-slip is 1 to 1, inclination of the fault plane (quadrangle in the figure) is 30° , and the upper edge of the fault plane (bottom side of the quadrangle) reaches the ground surface. After Ando (1985). For convenience' sake, the strike and dip of the fault plane are assumed to be E-W and north respectively.

(b): topographic and structural features of the structural unit. F: folds with N-S-trending axes, K: megakink folds, N: nose structure protruding northwards, T: northward tilting of a marine terrace.

(c): vertical displacement at the ground due to a right-reverse faulting accompanied by a reverse faulting at the eastern margin of the fault plane. The reverse faulting is under the following condition: the dip of the fault plane is 60° west, and the dislocation of the fault is the same as the total dislocation of the right-reverse fault.

これらの断層が起震断層として能動的に運動した場合、構造单元東端部(岬周辺)の隆起量は、右横ずれ低角逆断層が単独で運動した場合に比べて著しく増大すると考えられる(Fig. 5の(c)).

したがって、元禄型の巨大地震時に運動する陸側プレート内の逆断層は、地質構造单元東端部の逆断層群と推定される(栗田, 1991; 杉山, 1992). また、いわゆる巨大地震の再来周期(100~200年程度)と隆起旧汀線の形成間隔(数百年~千数百年)は、それぞれ、南海トラフ沿い地域における大正型地震と元禄型地震の再来間隔を示していると考えられる。

(3) 巨大地震間の沈降と前弧海盆

逆L字形の隆起帯はその北端の岬付近を除いて海面下にあり、各岬沖合いの南北性隆起軸(海脚部)の多くは南へプランジする(岡村, 1990など). この事実、岬付近を除いて、巨大地震間の沈降量が巨大地震に伴う隆起量を上回るとともに、南(トラフ側)へ向かって増大していることを示す(杉山, 1992). また、南海トラフ沿いの各前弧海盆の沈降軸は、南北性隆起軸の西方に位置し、各

地質構造单元の断層運動に伴う沈降中心よりもやや南にずれている。

これらのことから、前弧海盆の沈降には、巨大地震時の地質構造单元北西部の沈降のほか、巨大地震間のトラフ側へ向かって増大する沈降が大きく寄与しているものと推定される。

4. 西南日本前弧域におけるネオテクトニクスの開始時期

前節までの議論から明らかなように、南海トラフ沿い前弧域のネオテクトニクスは、巨大地震時及び地震間地殻変動の累積による地質構造单元(逆L字形の隆起帯及びその背後の前弧海盆)の形成により特徴づけられる。したがって、南海トラフ沿い地域では、地質構造单元が形成され始めた時期を以って、現在に連続するネオテクトニクスの時代が始まったと見なすことができよう。

このような考え方に立つと、これまでに、相良一掛川地域(地質構造单元D)及び四国沖海域(地質構造单元A及びZ)において、ネオテクトニクスの開始時期を示す

データが得られている。

相良一掛川地域におけるネオテクトニクスの開始は、逆L字形隆起帯としての女神背斜及びその背後の掛川堆積盆(Fig. 9)の形成に遡る(杉山, 1989)。これらの構造の形成は、女神背斜に沿って逆L字形の分布を示す掛川層群の基底一縁辺礫岩(萩間礫岩層)の堆積で示され、その年代は、浮遊性有孔虫生層序(Ibaraki, 1986など)に基づくと約4 Maである。

一方、四国沖海域におけるネオテクトニクスの開始は、地質構造单元A及びZ東端の南北性隆起をなす室戸海脚及び足摺複背斜(Fig. 1)の隆起開始に遡る。岡村・上嶋(1986)によると、室戸海脚頂部は、層準による変形の違い及び東西方向の層厚変化がほとんど認められない上部中新～鮮新統から構成される。また、海脚の東西両翼には、同層をオンラップ不整合に覆うとともに、下位の層準ほど変形が顕著な更新統が分布する。岡村・上嶋(1986)はこれらのデータから、室戸海脚の隆起は第四紀になってから始まったとしている。また、足摺複背斜についても、室戸海脚部と同様の地層分布及び地層の変形に関するデータが得られており、複背斜構造の形成は第四紀に入ってから始まったとされている(岡村ほか, 1987)。

これらのデータ及びその解釈に基づくと、南海トラフ沿い地域における地質構造单元の形成は、同地域全体を通じて同時期に始まったのではなく、東部の相良一掛川地域で4 Ma頃に始まり、その後、時代と共に西方へ拡

大していった可能性が指摘できる。

瀬戸内区のネオテクトニクス

1. 現在の瀬戸内海の大地形及び地質構造

瀬戸内海のアクティブテクトニクスについては、本論集中で佃が詳細な議論を行っている。したがって、本稿では瀬戸内海の大地形及び地質構造の概略を述べるにとどめ、それらの詳細については本論集中の佃論文を参照されたい。

瀬戸内海の大地形は、北東-南西方向の長軸を持ち、右雁行配列する4つの沈降盆地(大阪湾・播磨灘・燧灘・伊予灘-安芸灘)とそれらの間の北東-南西方向の島または島列(淡路島, 小豆島-家島諸島島列, 大島-因島島列)により特徴づけられる(Fig. 1)。

このような沈降盆地と島列の配置は、Fig. 6に模式的に示すように、中央構造線(以下、MTLと呼ぶ)を南縁とする右横ずれ剪断帯(瀬戸内剪断帯)として理解される(貝塚, 1972; 佃, 1988, 1990)。

2. 第二瀬戸内海の古地理変遷

第二瀬戸内海に関する従来の研究(総括的なものを挙げると、笠間・藤田, 1957; Huzita, 1962; 桑原, 1968, 1985a, b; 藤田, 1968; 牧野内, 1976, 1985; Take-mura, 1985; 市原ほか, 1988; 吉川, 1987; 川辺, 1989; 吉田, 1990など)によると、大阪以東の第二瀬戸内海には3つの大きな沈降盆地(東から東海・古琵琶湖・大

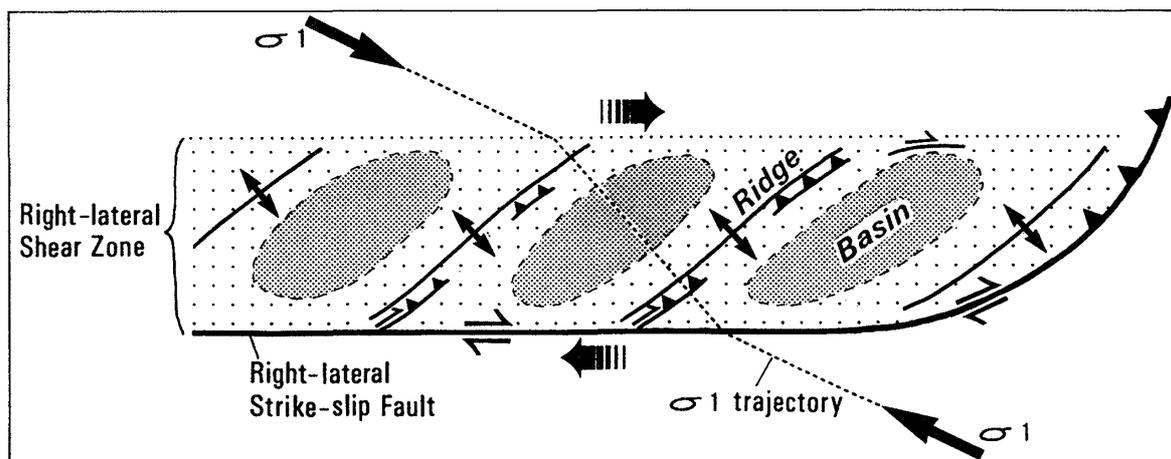


Fig. 6 Schematic formation model of right-handed en echelon basins and ridges along a major right-lateral strike-slip fault. After Sugiyama (1991).

* Ibaraki(1986)によると、相良一掛川地域では、*Pulleniatina* 属の殻の巻き方向が下位の左巻から上位の右巻へ急変する層準が萩間礫岩層上部にある。この層準の年代は、Tsuchi *et al.* (1981)により3.7Maと推定されている。また、房総地域では、この層準は古地磁気層序の Anomaly 3(Berggren *et al.*, 1985)によると3.9~4.8Ma)の直上にある(尾田, 1986など)。

阪の各湖盆)が存在したと考えられる。以下に、これら3つの沈降盆地の変遷について、従来の研究に基づいて略述する。

(1) 沈降盆地の発生時期

第二瀬戸内海における沈降盆地の発生は、火山灰層による対比(吉川, 1983; 吉田, 1990; 吉川・吉川, 1990など)や古地磁気層序(Torii *et al.*, 1974; Otofujii *et al.*, 1975; Hayashida and Yokoyama, 1983など)に基づくと、東海湖盆が最も早く(4~5 Ma), 次いで古琵琶湖盆(3.5~4 Ma), 大阪湖盆(3~3.5 Ma)の順となり、西の湖盆ほど遅い。なお、東海湖盆の発生時期については、火山灰層のフィッシュトラック年代に基づいて、6.5 Ma またはこれより古いとする説(例えば、牧野内ほか, 1983; 中山・吉川, 1990)がある。しかし、東海層群中~下部に挟まれる火山灰層は、火山ガラスの化学組成の特徴から、水野ほか(1987)による掛川層群のTO-4~TO-5 テフロゾーン(約4~1.5 Ma)に対比される(吉川・吉川, 1990)。吉川・吉川(1990)の見解に従うと、東海湖盆の形成は掛川堆積盆の形成(約4 Ma)とほぼ同じ頃と推定される。また、牧野内ほか(1983)及び中山・吉川(1990)により、Chron 5~6 に対比されている東海層群基底部の正磁極層準(Otofujii *et al.*, 1975)は、ギルバート逆磁極期中部の正磁極亜期(Anomaly 3; 3.9~4.8 Ma)に対比される可能性がある。

(2) 沈降盆地の古地理変遷

第二瀬戸内海の沈降盆地の変遷(桑原, 1975)を Fig. 7 に示す。変遷の詳細については最近の研究による修正が必要な部分もあるが、同図は大筋において以下に略述する各湖盆の変遷を端的に示している。

a. 東海湖盆

桑原(1985a, b), 牧野内(1985)及び吉田(1990)などによると、東海湖盆はMTLに隣接する地域(概ね、亀山一名古屋-瀬戸以南)に発生し、初期の湖盆は東北東-西南西ないし北東-南西方向の長軸を有していた(Fig. 7のA)。時代が下るにつれて湖盆の中心は北へ移動し、鈴鹿-布引山地や養老山地などの南北性隆起の発達に伴って、湖盆は縮小・分化すると共に、南北に細長い形に変わっていった(Fig. 7のB~D)。中期更新世以降になると南北性山地の隆起はさらに顕著になり、湖盆域は南北性の逆断層及び北西-南東方向と北東-南西方向の共役横ずれ断層により、傾動地塊群に分断された。そして、最後に残された沈降域(濃尾傾動地塊西縁部及びその南方延長)には伊良湖水道から海水が浸入し、伊勢湾が形成された(Fig. 7のE)。

b. 古琵琶湖盆

古琵琶湖盆は上野盆地付近に発生し、時代と共に北上し現在の琵琶湖に至っている(池辺, 1960; 川辺, 1989など; Fig. 7のB~E)。川辺(1989)によると、古琵琶湖盆は南から北へ形成時期が新しくなる4つの堆積盆地に区分される。各堆積盆地における層厚変化、古流向及び地質構造(川辺, 1989など)から判断すると、各時期の古琵琶湖盆は北東-南西方向の沈降軸を有し、同方向及び南北(~北北西-南南東)方向の構造(断層や褶曲)に支配されている。

c. 大阪湖盆

大阪湖盆は現在の大阪湾に引き継がれており(海水の浸入は1.2 Ma以降)、その堆積物(大阪層群)の主要部は大阪湾及び大阪平野の地下に分布する。陸上における大阪層群の分布は、主として大阪湾の南東~北東側に位置する和泉・羽曳野・枚方・千里山などの丘陵及び奈良-京都盆地沿いの丘陵に認められ(吉川, 1987など)、湖盆域は西~北西へ移動あるいは縮小している。藤田・笠間(1982), 市原(1987)などによると、初期の大阪湖盆は東西性(東北東-西南西方向)の沈降軸を有し、生駒山地や上町上昇帯などの大阪湖盆東部の南北性隆起(西端に東側隆起の逆断層を伴う東下りの傾動地塊)は、大阪層群下部層の堆積後(中期更新世以降)に顕在化している。

3. 第二瀬戸内海の形成・発展機構

(1) 沈降盆地の変遷に見られる規則性

前節で略述した第二瀬戸内海の各沈降盆地の変遷を総括すると、以下のような規則性が指摘できる。

①: 第二瀬戸内海における沈降盆地の形成は東部でいち早く始まり、時代とともに西へ拡大している。

②: 各沈降盆地は少なくとも形成初期には、北東-南西ないし東北東-西南西方向の長軸を有し、全体として右雁行配列する。

③: 東海湖盆及び古琵琶湖盆では、沈降の中心が時代と共に北へ移動している。大阪湖盆では沈降中心の移動は明瞭ではないが、湖盆の領域は西~北西へ移動あるいは縮小している。

④: 沈降域の北あるいは西方への移動に伴い、各湖盆の南~南東部から、南北性の構造(隆起帯や逆断層)が盆地の長軸方向で代表される北東-南西ないし東北東-西南西方向の構造の上に重なって形成されている。

また、各沈降盆地におけるアクティブテクトニクスを比較すると、次のような特徴が指摘できる。

⑤: 東海湖盆域では北東-南西を長軸方向とする造盆地運動は消滅し、南北性の逆断層などの活動による地塊

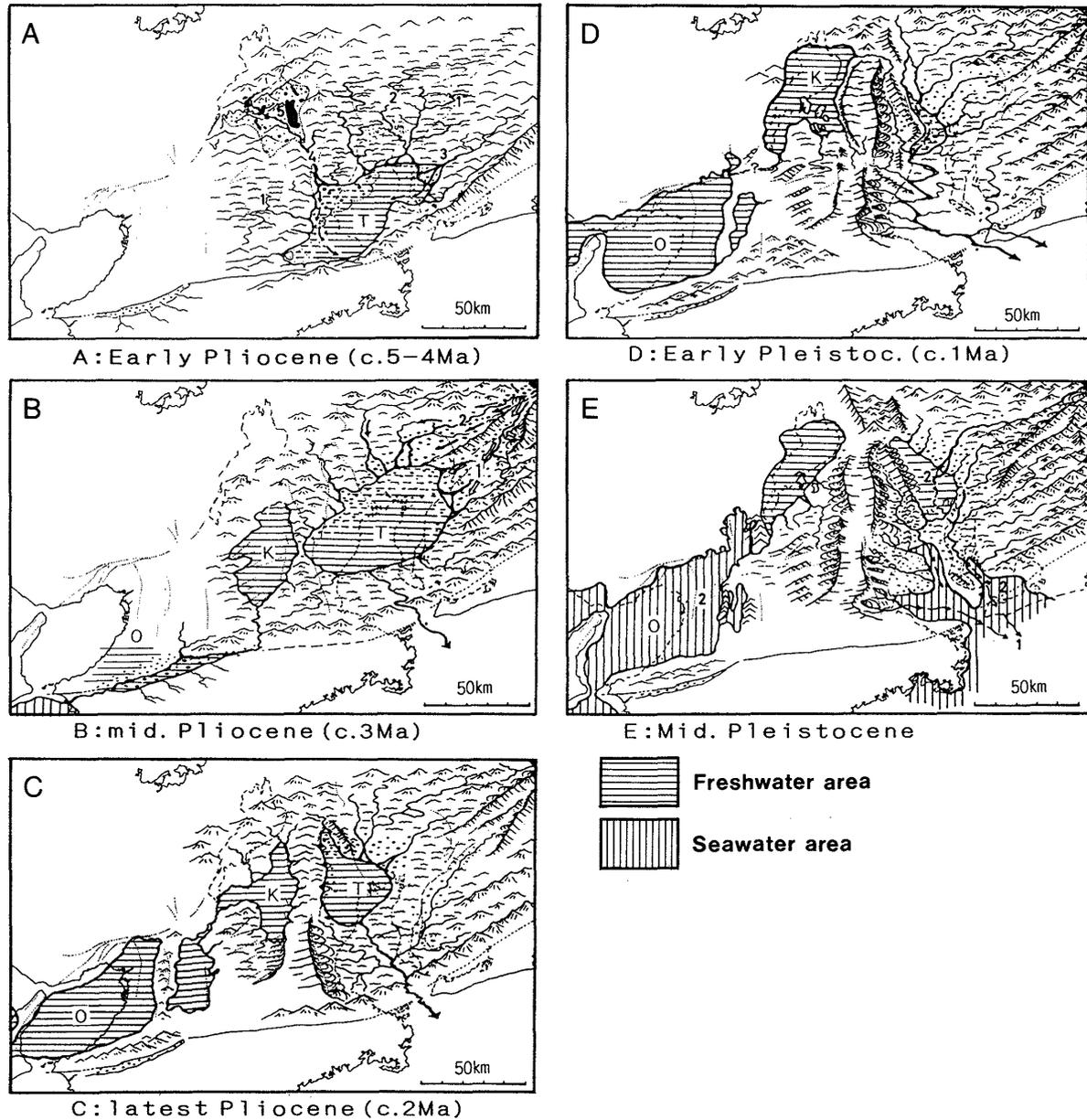


Fig. 7 Paleogeographic maps showing the progressive stages of basin development in the 2nd Paleo-Seto Inland Sea. After Kuwahara (1975).

K: Kobiwako Basin, O: Osaka Basin, T: Tokai Basin.

運動の場となっている。これに対して大阪湖盆地では、北東-南西を長軸方向とする造盆地運動(大阪湾部)と南北性逆断層の活動による傾動地塊運動(東部丘陵地域)とが並存する。また、古琵琶湖盆地のアクティブテクトニクスは、南北性構造の発達程度と北東-南西方向の造盆地運動(琵琶湖)の“残存”程度の点で、東海湖盆地と大阪湖盆地の中間的な段階に位置する。

(2) MTL 右横ずれ活動領域の西方移動に伴う沈降盆地の変遷モデル

(1)で指摘した規則性のうち②は、東海・古琵琶湖・

大阪の各湖盆が現在の瀬戸内海の沈降盆地と同様に、MTL 沿いの右横ずれ断層作用による横ずれ沈降盆地 (Fig. 6) として形成されたことを示唆する。

また、①は、五条～吉野付近の MTL が前期更新世には活動していたこと (Sangawa, 1986 など) を考え併せると、MTL の右横ずれ活動領域が時代と共に西へ移動してきたことを示唆する。

更に、③・④・⑤は、MTL の活動が東側の地域から衰退していき、これに伴い右横ずれ断層帯が MTL から離れて北へ移動すると共に、断層帯から抜け出た南部地

域より、東西圧縮性のスラスト型変形構造が顕著になってきたと解釈できる。

以上のように、第二瀬戸内海の形成と変遷は、第二瀬戸内海を現在の瀬戸内海と同様にMTL沿いの右横ずれ剪断帯として捉え、MTLの右横ずれ活動領域が時代と共に西へ移動した(東側の地域から活動を停止した)と考えることによりうまく説明することができる。

Fig. 8に、第二瀬戸内海の変遷から帰納される、大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の発展モデルを示す。このモデルでは、伊勢湾周辺・琵琶湖周辺・大阪湾周辺・播磨灘周辺…の東から西へのアクティブテクトニクスの変化は、東側の地域ほどテクトニクスの段階が進んでいることの反映と理解される。

4. 瀬戸内区の右横ずれ剪断帯モデルと従来の造構運動論との関係

従来、第二瀬戸内海の地質構造発達史は、応力場と主

変動期を異にする2種類の造構運動の重複という観点から捉えられてきた(例えば、Huzita, 1962; 藤田, 1968; 桑原, 1968, 1985b; Makinouchi, 1979など)。その一つは、沈降盆地の発展初期を特徴づける、北東-南西ないし東北東-西南西を長軸方向とする造盆地運動(Makinouchi, 1979の知多変動)である。また、他の一つは、沈降盆地の発展後期に顕著になった、南北性の逆断層群及び北東-南西方向と北西-南東方向の共役横ずれ断層群の活動による傾動地塊運動(藤田, 1968の六甲変動; 桑原, 1968の猿投変動)である。

これら2種類の造構運動とFig. 8に示した沈降盆地の発展モデルを対照すると、知多変動はMTL活動期の右横ずれ剪断テクトニクス(例えばStage 1の沈降盆地A周辺)に、また、六甲変動はMTLの活動衰退・停止期の東西圧縮性テクトニクス(Stage 3のA''周辺)に対応する。

従来、知多変動から六甲変動への転換は、プレート間

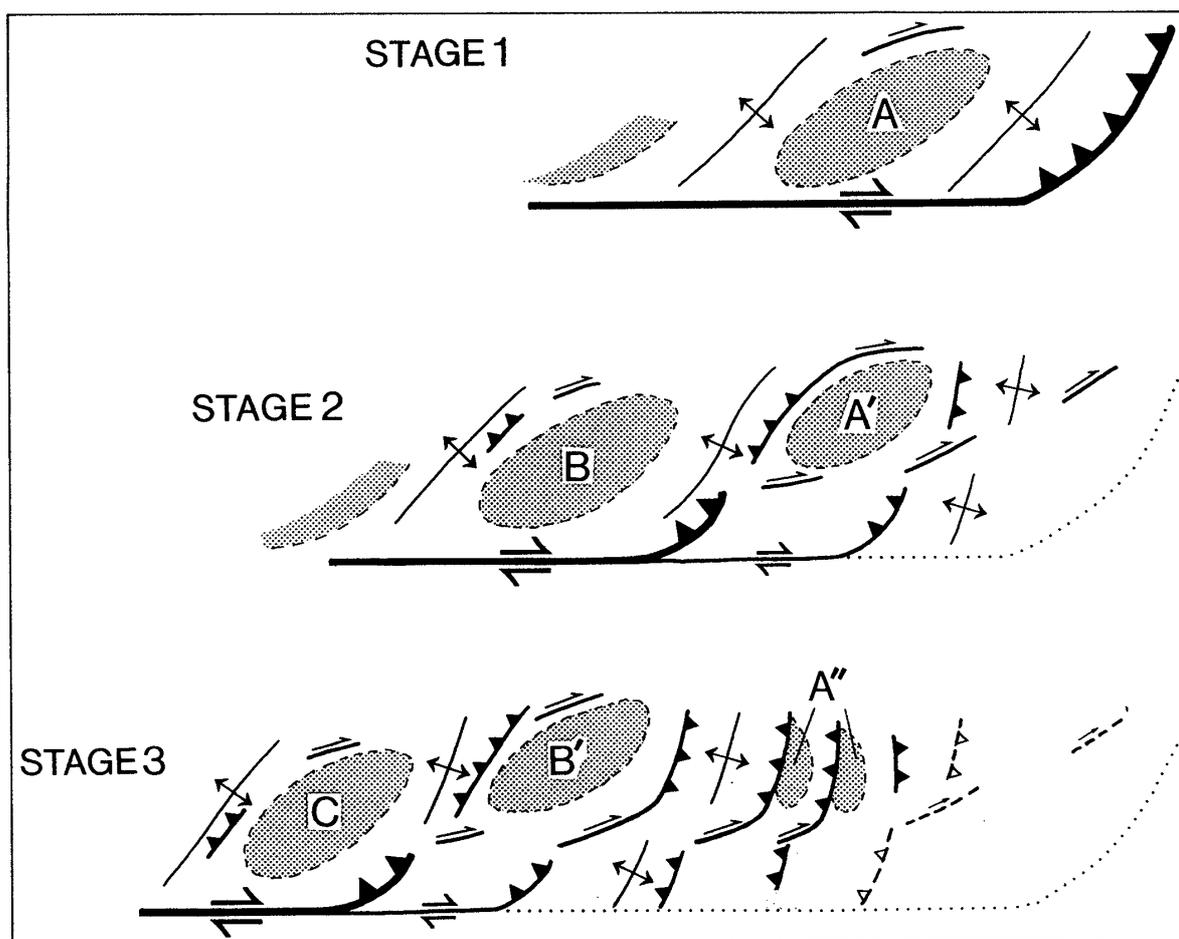


Fig. 8 Schematic model of basin development associated with the migration of an active domain of a large-scale strike-slip fault, induced from the development history of the 2nd Paleo-Seto Inland Sea. After Sugiyama (1991).

相対運動の変化に伴って、広域応力場が“南北”圧縮から“東西”圧縮へ変化したことに起因するとされてきた(藤田, 1968; 藤田・笠間, 1982など). しかし, Fig. 8のモデルでは, このような広域応力場の変化は, 必ずしも必要としない. すなわち, 知多変動期には, Fig. 6に模式的に示すように, 右横ずれ剪断帯内部のみかけの最大圧縮の方向は, 剪断帯の外の広域応力場のそれよりも南北方向に偏ると考えられる. また, 六甲変動期には, 右横ずれ剪断帯(沈降盆地)の北上により剪断帯から抜け出した地域は, 西南日本前弧域(前弧スライバー)に組入れられて西へ運動し, 西側の沈降盆地-隆起帯群と“衝突”する(Fig. 1). その結果, 六甲変動期にある“衝突”地域は, 強い東西性の圧縮応力場におかれると考えられる.

以上の考察から明らかなように, Fig. 8のモデルでは, 第二瀬戸内海の発展史を通じて, 西南日本が現在と同じ広域応力場(東南東-西北西方向の圧縮応力場)におかれていた可能性が指摘できる.

西南日本のネオテクトニクスと フィリピン海プレートの右斜め沈み込み

1. 西南日本前弧域及び瀬戸内区ネオテクトニクスの統一的理解

西南日本前弧域の地震性地殻変動区における右横ずれ低角逆断層の運動(地質構造単元の形成)は, フィリピン海プレートの右斜め沈み込みに伴う前弧域の弾性反発として理解される. また, MTLの右横ずれ運動及び瀬戸内剪断帯の形成は, 瀬野(1986)や佃(1990)が指摘しているように, 右斜め沈み込みに伴って, 西南日本前弧(前弧スライバー)が右横ずれ方向へ(即ち西方へ)引きずられることが原因と考えられる(Fig. 1).

このように考えると, 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクスは, フィリピン海プレートの右斜め沈み込みに起因する島弧側の地殻運動として統一的に捉えることができる. また, 巨視的に見た場合, 瀬戸内剪断帯の形成を伴うMTLの右横ずれ運動は, フィリピン海プレートとユーラシアプレートとの相対運動の一部(右横ずれ成分の一部)を担っていると見ることができよう.

2. 右斜め沈み込みの開始時期とプレートの運動方向の変化

既述のように, 南海トラフ沿いにおける地質構造単元の形成は4 Ma頃に始まり, 瀬戸内区における沈降盆地の形成も4~5 Ma頃に始まったと考えられる. このような前弧域と瀬戸内区におけるネオテクトニクスの開始

時期の一致は, フィリピン海プレートの右斜め沈み込み, あるいはその島弧側への効果的な作用が4~5 Ma頃に始まったことを示唆する.

富士川谷及び房総地域を除く西南日本前弧域では, 14Ma頃に広域隆起(堆積の中断)が生じた後, 11Ma頃に相良層群(相良-掛川地域), 宮崎層群(宮崎地域)などの堆積が再開している(鹿野ほか, 1991など). この事実は, 14Ma頃に一旦弛緩したフィリピン海プレートと西南日本弧との相互作用が11Ma頃に再び強まり, 前弧域が沈降したことを示唆する(杉山, 1992). 四国沖の音波探査結果(岡村・上嶋, 1986; 岡村ほか, 1987)及び相良層群の層相変化の追跡(水野ほか, 1987)に基づく, 11~4 Maの南海トラフ沿い前弧域には, トラフに向かって単調に深さを増す前弧斜面が存在し, 右斜め沈み込みを示唆する逆L字形の隆起帯は発達していなかったと考えられる. 一方, トラフ軸の走向が南北に近づく宮崎地域及び富士川トラフ(古駿河トラフ)沿いでは, 宮崎層群及び富士川層群の地質構造の特徴から, 11~5 Ma頃に左斜め沈み込みが起きていたと考えられる(杉山, 1989, 1992).

これらの事実及び考察から, 11~5 Maにおけるフィリピン海プレートの運動方向は北に偏っており, 宮崎付近を除く南海トラフ沿いの西南日本前弧域では, 斜交性の弱い(ほぼ直交型の)沈み込みが起きていたと推定される(Fig. 9の上の図). そして, その原因及び過程は未解明であるが, 5 Ma頃にフィリピン海プレートの運動方向が西よりの方向へ変化し, 右斜め沈み込みが始まったと推定される.

3. 造構運動場の西方への移動・拡大

既述のように, 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクスを特徴づける造構運動は, 東部地域でいち早く始まり, 時代とともに西部地域へ拡大していったと考えられる. また, MTLの活動停止も東部から始まったと考えられ, 現在, その先端は紀伊半島中部に達している(岡田, 1973, 1980).

このような造構運動場の西方への移動・拡大を生起した原因は何であろうか. 紀伊半島中部以東におけるMTLの活動停止は, Shiono(1980)及び岡田(1980)が指摘しているように, この地域では沈み込みスラブ(厳密には, Shiono, 1988の seismic slab)の先端がMTLを越えて, 内帯にまで達しているためと考えられる. この考え方を押し進めると, 西南日本における造構運動場の西方移動を生起した原因として, 南海トラフとMTLとの距離が西ほど大きい(換言すると, 前弧域の幅が西ほど広

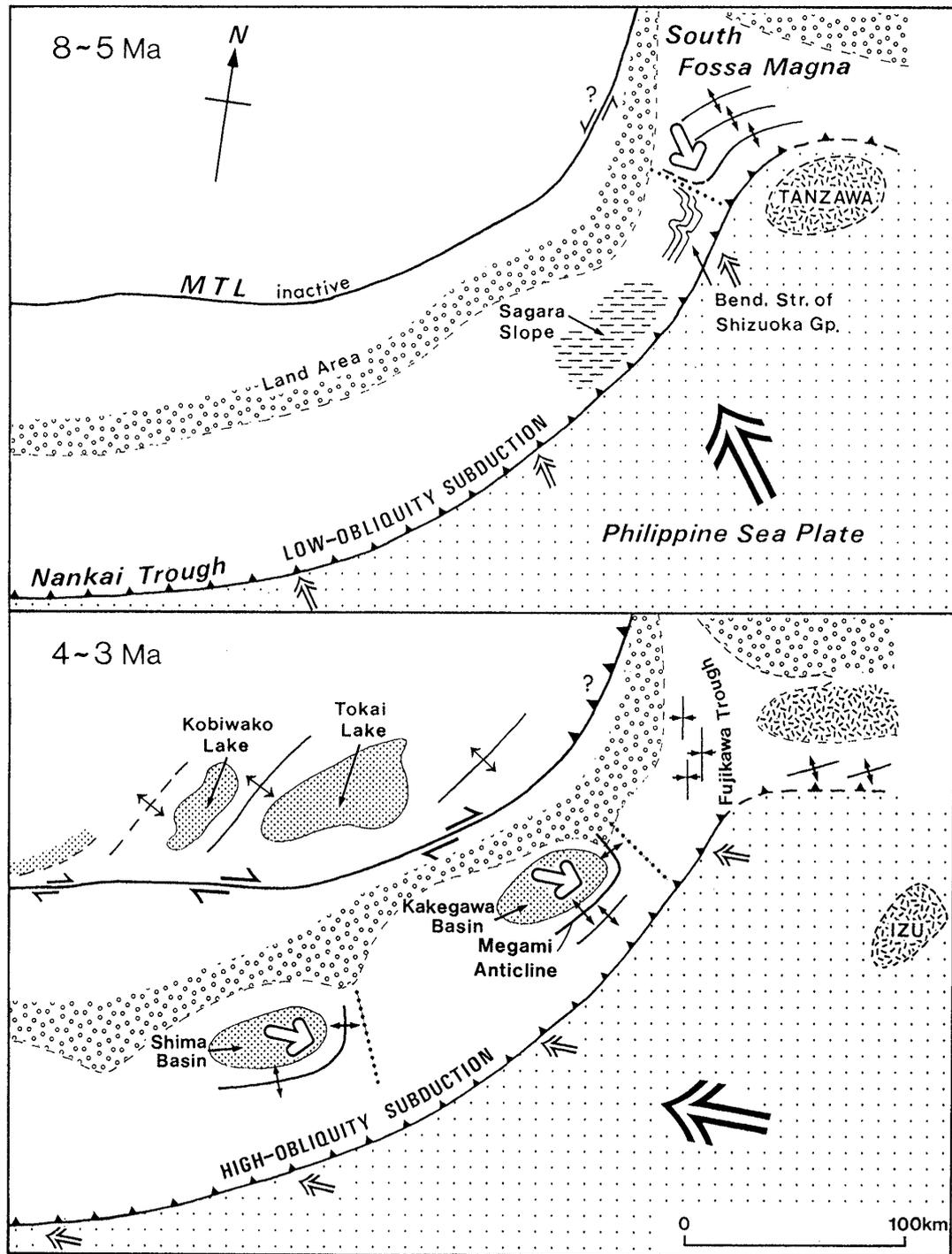


Fig. 9 Possible formation model of en echelon basins along the MTL and structural units in the forearc zone in relation to the initiation of right oblique subduction of the Philippine Sea Plate along the Nankai Trough. After Sugiyama (1991). Arrows in the South Fossa Magna (top figure) and in the Kakegawa and Shima Basins (bottom figure) show displacement vectors of the plate-boundary earthquakes.

い)ことが指摘できよう(杉山, 1991). 即ち, 前弧域の幅が西部ほど広いため, 地質構造単元の形成及びMTLの右横ずれ運動を生起する前弧域と沈み込みスラブとの強いカップリングが西部ほど遅れて出現し, 同時に, MTLの活動停止を生起する seismic slab の内帯側への到達も西部ほど遅れているのではないだろうか. この仮説を検証するためには, 今後, 前弧域及び瀬戸内区の後期中新世以降の地学現象を歴史的変遷と場の移動という二つの側面から総合的に捉える研究を進める必要がある. 具体的に挙げれば, 前弧域では四国沖や駿河湾に比べて高精度の探査が遅れている紀伊半島沖~遠州灘沖の研究を推進すること, 瀬戸内区では第二瀬戸内海に比べて圧倒的に情報量の少ない現在の瀬戸内海(播磨灘や燧灘などの)海底地質調査を推進することが期待される.

ま と め

本稿では, 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクスについて考察し, 両者をフィリピン海プレートの右斜め沈み込みと関連づけて統一的に理解することを試みた. 本稿のまとめとして, 以下の諸点が挙げられる.(西南日本前弧域のネオテクトニクス)

1. 南海トラフ沿いの地震性地殻変動区は, 太平洋岸の5つの岬から外縁隆起帯へ連続する逆L字形の隆起帯とその北西側の前弧海盆をワンセットとする東西長120~150kmの5つの領域(地質構造単元)に区分される.

2. 地質構造単元は, 位置及び規模の点で, 巨大地震の震源領域に対応し, その地形及び地質構造の特徴は, 各震源領域における右横ずれ低角逆断層の運動(巨大地震)に伴う変動の特徴と一致する. このことから, 地質構造単元は, 巨大地震時の地殻変動の一部が累積することによって形成されてきたと考えられる.

3. 相模トラフ沿いと同様に, 南海トラフ沿いにおいても, 隆起ベンチを恒久的に残す元禄型の巨大地震が10回に数回の割合で発生する. この型の地震は, 右横ずれ低角逆断層と共に, 地質構造単元東端部に存在する南北性の逆断層群が活動したものと考えられる.

4. 地質構造単元の形成は, 東部の相良一掛川地域で約4 Maに始まり, 時代とともに西へ拡大していき, 四国沖海域では第四紀になってから始まったと推定される.

(瀬戸内区のネオテクトニクス)

1. 第二瀬戸内海を構成する東海・古琵琶湖・大阪の各沈降盆地は, 北東-南西ないし東北東-西南西方向の長軸を有し, 右雁行配列していたと考えられる. このことから, 第二瀬戸内海は現在の瀬戸内海と同様に,

MTLをその南縁とする右横ずれ剪断帯として捉えられる.

2. 沈降盆地の発生は東ほど早く(東海湖盆の発生は4~5 Ma), 沈降盆地の北上及び東西圧縮性の構造の形成も東海湖盆でいち早く始まり, 時代とともに西へ拡大している. このことから, MTLの右横ずれ運動は東部から始まり, 時代とともに西へ伝播すると共に, 活動の衰退・停止も東部から始まったと考えられる.

3. 瀬戸内区の右横ずれ剪断帯モデルでは, 従来の知多変動はMTL活動期の右横ずれ剪断テクトニクスに対応する. また, 六甲変動は, MTLの活動衰退・停止期における瀬戸内区南部の前弧スライバーへの組入れに起因する東西圧縮性の“衝突”テクトニクスに対応する.

4. 同モデルでは, 知多変動から六甲変動への転換に広域応力場の変化を必要とせず, 4~5 Ma以降, 西南日本が現在と同じ広域応力場におかれている可能性を示す.

(西南日本ネオテクトニクスの統一的理解)

1. 前弧域における地質構造単元の形成とMTLの右横ずれ運動は, フィリピン海プレートの右斜め沈み込みに起因する地殻運動として統一的に捉えられる. また, MTLの右横ずれ運動は, フィリピン海プレートとユーラシアプレートとの相対運動の一端を担っていると見ることが出来る.

2. 地質構造単元の形成及びMTLの右横ずれ運動はいずれも4~5 Maに始まっている. また, 11~5 Maに, 南海トラフにおいてほぼ直交型の沈み込みが起きていたことを示唆するデータが得られている. これらのことから, フィリピン海プレートの右斜め沈み込みは, 5 Ma頃に始まったと推定される.

3. 前弧域及び瀬戸内区における造構運動場は時代とともに西へ移動・拡大している. その原因の一つとして, 前弧域の幅が西ほど広いことが指摘できる.

謝 辞

本稿で提示した考察のうち, 西南日本前弧域のネオテクトニクスに関する部分は, 地質調査所の粟田泰夫氏との共同研究に依るところが大きい. また, 瀬戸内区のネオテクトニクスについての考察は, 地質調査所の佃 栄吉氏による現在の瀬戸内海のアクティブテクトニクス論を基礎としている. さらに, 同所の水野清秀, 吉田史郎, 吉川清志の各氏には, 第二瀬戸内海に関する様々なデータを御教示頂くと共に, その発展史について議論して頂いた. 以上の方々に深く感謝の意を表します.

文 献

- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 安藤雅孝, 1985, 断層モデル. 地震予知Ⅱ 地殻変動・地震・予知計画, 学会出版センター, 183-233.
- 栗田泰夫, 1991, 断層活動の再来間隔と規模からみた日本列島の地震テクトニクス. 地調月報, **42**, 433-434.
- 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.
- Berggren, W., Kent, D., Flynn, J. and Van Couvering, J., 1985, Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- 地理調査所, 1955, 一等水準点検測成果収録, **1**.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T., 1983, Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 209-221.
- Huzita, K., 1962, Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan, since the Miocene. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **6**, 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.
- 藤田和夫・笠間太郎, 1982, 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 112p.
- Ibaraki, M., 1986, Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, **20**, 39-173.
- 池辺展生, 1957, 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, No. 24-25, 1-10.
- 池辺展生, 1960, 古びわ湖. びわ湖研究(びわ湖学術研究会会報), No. 1, 2-3.
- 井上英二・本座栄一, 1982, 日本周辺海底地質図(300万分の1). 日本地質アトラス, 地質調査所, 26-37.
- 市原実, 1987, 鮮新—更新統(6)構造. 日本の地質6: 近畿地方, 共立出版, 154-157.
- 市原実・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, 111-125.
- 加賀美英雄・塩野清治・平朝彦, 1983, 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, **53**, 429-438.
- 貝塚爽平, 1972, 島弧系の大地形とプレートテクトニクス. 科学, **42**, 573-581.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎, 1991, 日本の新生界層序と地史. 地調報告, No. 274, 114p.
- 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, 11-19.
- 川辺孝幸, 1989, 近畿の鮮新—更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, **43**, 402-416.
- 吉川清志・吉川周作, 1990, 東海層群に挟まれる火山灰層の化学組成の特徴と大阪・古琵琶湖層群との対比. 地質学会第96年大会講演要旨集, 234.
- 国土地理院測地部, 1980, 四国地方の上下変動. 地震予知連絡会会報, **24**, 228-231.
- 桑原徹, 1968, 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, **7**, 235-247.
- 桑原徹, 1975, 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(第1報), 愛知県環境部, 111-182.
- 桑原徹, 1985a, 濃尾平野の地下水盆. 東海三県地盤沈下調査会編 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 名大出版会, 35-76.
- 桑原徹, 1985b, 瀬戸内区構造運動の特性. 地団研専報, No. 29, 171-189.
- 前杵英明, 1988a, 室戸半島の完新世地殻変動. 地理評, **61**, 747-769.
- 前杵英明, 1988b, 足摺岬周辺の離水波食地形と完新世地殻変動. 地理科学, **43**, 231-240.
- 前杵英明・坪野賢一郎, 1990, 紀伊半島南部の完新世地殻変動. 地学雑, **99**, 349-369.
- 牧野内猛, 1976, 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺地域の構造運動. 地質雑, **82**, 311-325.
- Makinouchi, T., 1979, Chita Movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral.*, **46**, 61-106.
- 牧野内猛, 1985, “第二瀬戸内沈降区” 発生期の諸問題. 地団研専報, No. 29, 53-64.
- 牧野内猛・檀原徹・磯田邦俊, 1983, 伊勢湾東岸部の東海層群および関連層のフィッシュン・トラック年代とその地史的意味. 地質雑, **89**, 257-270.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之, 1974, 元禄関東地震(1703年)の地学的研究. 垣見俊弘・鈴木尉元編 関東地方の地震と地殻変動, ラテイス, 175-192.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M. and Yonekura, N., 1978, Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1610-1618.
- 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.
- Miyabe, N., 1955, Vertical earth movements in the Nankai district. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **4**(3/4), 1-14.
- 水野清秀・杉山雄一・下川浩一, 1987, 静岡県御前崎周辺に分布する新第三系相良層群及び掛川層群下部の火山灰層序. 地調月報, **38**, 785-808.
- 中山勝博・吉川周作, 1990, 東海層群の古地磁気層序. 地質雑, **96**, 967-976.
- 日本第四紀学会, 1987, 日本第四紀地図Ⅰ地形・地質・活構造図(1/100万). 東大出版会.
- 尾田太良, 1986, 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点. 北村信教授記念地質論文集, 297-312.
- 岡田篤正, 1973, 中央構造線の第四紀断層運動について. 杉山隆二編 中央構造線, 東海大出版会, 49-86.
- 岡田篤正, 1980, 中央日本南部の第四紀地殻運動—地殻運動の変化と場の移動. 第四紀研究, **19**, 263-276.
- 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.
- 岡村行信・上嶋正人, 1986, 室戸岬沖海底地質図及び同説明書. 地質調査所, 31p.
- 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. 地質調査所, 32p.
- Okuda, T., 1950, On the mode of the vertical land deformation accompanying the great Nankaido earthquake 1946. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **2**, 37-59.
- 奥田義久, 1977, 100万分の1西南日本外帯沖広域海底地質図. 地質調査所.

- Otofuji, Y., Makinouchi, T. and Nishida, J., 1975, Preliminary report of magnetostratigraphy of Tokoname Group in Chita Peninsula. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **3**, 36-40.
- Otuka, Y., 1932, Post Pliocene crustal movements in the outer zone of southwest Japan and in the "Fossa Magna" (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **10**, 701-722.
- Sangawa, A., 1986, The history of fault movement since late Pliocene in the central part of South west Japan. *Royal Soc. N. Z. Bull.*, **24**, 75-85.
- 沢村武雄, 1953, 西南日本外側地震帯の活動と四国およびその付近の地質, 地殻運動との関係. 高知大学術研究報告, **2**, No. 15, 46p.
- 瀬野徹三, 1986, 日本列島の中期更新世-50万年前に何が起きたか? - 月刊地球, **8**, 708-715.
- 島崎邦彦, 1980, 完新世海成段丘の隆起と, プレート内およびプレート間地震. 月刊地球, **2**, 17-24.
- Shiono, K., 1980, Seismological study on the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 18, 155-174.
- Shiono, K., 1988, Seismicity of the SW Japan arc-subduction of the young Shikoku Basin. *Modern Geol.*, **12**, 449-464.
- 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. 地調月報, **40**, 533-564.
- 杉山雄一, 1990, 駿河湾~遠州灘地域のサイズモテクトニクス. 地震2, **43**, 439-442.
- 杉山雄一, 1991, 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地. 構造地質, No. 36, 99-108.
- 杉山雄一, 1992, 西南日本前弧域の新生代テクトニクス. 地調月報, **43**, 91-112.
- 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.*, **51**, 21-96.
- Torii, M., Yoshikawa, S. and Itihara, M., 1974, Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senhoku Hills, southwestern Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **2**, 34-37.
- Tsuchi, R., 1961, On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the late Cenozoic history of the Pacific coast of southwest Japan. *Japan. Jour. Geol. & Geogr.*, **32**, 457-478.
- Tsuchi, R. and IGCP-114 National Working Group of Japan, 1981, Bio- and chronostratigraphic correlation of Neogene sequences in the Japanese Islands. In Tsuchi, R. ed., *Neogene of Japan*, 91-104
- 佃 栄吉, 1988, 中央構造線の右横ずれテクトニクス. 地質学会第95年大会講演要旨集, 459.
- 佃 栄吉, 1990, 活断層と横ずれテクトニクス. 構造地質, No. 35, 77-82.
- 宇津徳治, 1977, 地震学. 共立出版, 286p.
- 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**, 822-829.
- 吉田史郎, 1990, 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地調月報, **41**, 299-337.
- 吉川周作, 1983, 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, No. 25, 45-61.
- 吉川周作, 1987, 鮮新-更新統(2)大阪層群. 日本の地質: 6 近畿地方, 共立出版, 133-144.
- 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.

(要 旨)

杉山雄一, 1992, 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス. 地質学論集, No. 40, 219-233.

(Sugiyama, Y., 1992, Neotectonics of the forearc zone and the Setouchi Province in southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 40, 219-233.)

西南日本前弧域は逆L字形の隆起帯とその北西側の前弧海盆を一揃いとする5つの地質構造単元に区分される。同単元は南海トラフ沿いの巨大地震の震源領域に対応し、その地質構造の特徴は巨大地震に伴う地殻変動の特徴と一致する。このことから、地質構造単元は巨大地震時の地殻変動が累積して形成されてきたと考えられる。第二瀬戸内海はNE-SW方向の長軸をもつ3つの右雁行沈降盆地から構成され、現在の瀬戸内海と同様にMTLを南縁とする右横ずれ剪断帯として捉えられる。この考え方では、従来の知多変動はMTL活動期の右横ずれ剪断テクトニクスに、また、六甲変動はMTLの活動衰退・停止期における瀬戸内区南部の前弧側への組入れに起因する衝突型テクトニクスに対応する。地質構造単元の形成及びMTLの右横ずれ運動は、フィリピン海プレートの右斜め沈み込みの開始に伴って4~5 Maに東部地域で始まり、時代と共に西へ拡大していったと考えられる。