

右横ずれ左雁行断層端での盆地形成のメカニズムと 大阪湾周辺のテクトニクス

楠本成寿* 福田洋一**
竹村恵二** 竹本修三**

Forming Mechanism of the Sedimentary Basin at the Termination of the
Right-lateral Left-stepping Faults and Tectonics around Osaka Bay

Shigekazu KUSUMOTO*, Yoichi FUKUDA**,
Keiji TAKEMURA** and Shuzo TAKEMOTO**

Abstract

In order to solve a mechanical inconsistency that the Osaka Bay basin exists between the Median Tectonic Line (MTL) and Arima-Takatsuki Tectonic Line (ATTL) (right-lateral left-stepping faults), we attempted to investigate and evaluate the basin forming mechanism at the termination of right-lateral left-stepping faults by means of the dislocation modeling.

The results of the numerical simulations show that the sedimentary basin can be formed at the termination of the right-lateral left-stepping faults develop, if the secondary fault caused by the right-lateral motion is a reverse fault and its displacement is larger than 20% of the lateral motion. We applied this model to the fault distribution in the Kinki district, and found that tectonic structures around the Osaka Bay can be explained by combination of 1) the right-lateral motion of the MTL and ATTL and 2) the reverse motion of their secondary faults, *i.e.*, Nara-Toh'en Fault, Ikoma Fault and Rokko-Awaji Fault Systems.

キーワード：右横ずれ左雁行断層，大阪湾，2次断層，テクトニクス，堆積盆地

Key words: right-ateral left-stepping faults ,Osaka Bay, secondary fault ,tectonics, sedimentary basin

1. はじめに

一般に、右横ずれ右雁行断層端あるいは左横ずれ左雁行断層端は、媒質が逃げ合う場所であるため、プリアパートベイスンに代表されるような盆地構造が形成される（例えば、Aydin and Nur, 1982：図 1a）。一方、右横ずれ左雁行あるいは左

横ずれ右雁行断層端は、媒質が集まる場所であるため、地壘などに代表される隆起構造が形成される（図 1b）。これらの構造は世界各地に存在しており（Aydin and Nur, 1982）、その形成メカニズムはモデル計算によっても明らかにされている（例えば、Rodgers, 1980；Katzman *et al.*, 1995）。

図 1b にも示されるように、右横ずれ左雁行断層

* 東海大学海洋学部

** 京都大学大学院理学研究科

* School of Marine Science and Technology, Tokai University

** Graduate School of Science, Kyoto University

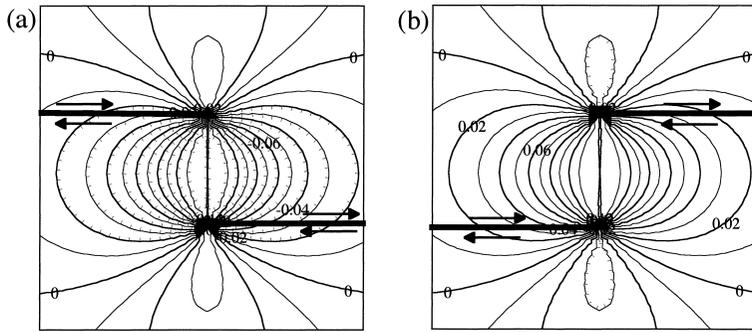


図 1 横ずれ断層端で形成される構造 .

- (a) 右横ずれ右雁行配列断層端で形成される鉛直方向の変位場 (盆地構造: プルアパートベイスン).
 (b) 右横ずれ左雁行配列断層端で形成される鉛直方向の変位場 (隆起構造: 地壘).

図中の太線は断層をあらわしている. これらの断層は, 地表に達する深さ 15 km の垂直断層で, 各断層の水平変位は右横ずれ 1 m である. 断層長は半無限であり, 断層間距離は 5 km である. 計算は Rodgers (1980) の方法に従った. コンター間隔は 0.01 m .

Fig. 1 (a) Vertical deformation field (Sedimentary basin: pull-apart basin) due to lateral motion at the termination of right-lateral right-stepping faults.

- (b) Vertical deformation field (Upheaval structure: horst) due to lateral motion at the termination of right-lateral left-stepping faults. Thick lines in this figure indicate the faults. These are semi-infinite vertical right-lateral fault. Distance between faults is 5 km. Depth and width of the faults are 15 km. The right-lateral motion is assumed to be 1 m. The vertical displacements were calculated in the same way as Rodgers (1980) The contour interval is 0.01 m.

端では隆起域が形成される。しかし、逆断層成分と右横ずれ成分の両方もち、左雁行して分布する中央構造線と有馬 高槻構造線 (藤田・奥田, 1973) 端部には大阪湾が存在する (図 2)。本研究では、この矛盾の説明を試みる。

大阪湾を含む近畿トライアングル (Huzita, 1962, 1969) は、広域圧縮応力による基盤褶曲とこの地域に分布する生駒断層系, 六甲 淡路断層系などの逆断層運動によって形成されたと説明されている (Huzita, 1969; Huzita *et al.*, 1973; 藤田, 1988)。この地域に分布するこれらの断層は、第四紀初期以降の東西圧縮下で形成された共役断層系であると考えられている (Huzita *et al.*, 1973; 藤田, 1988)。これに対し楠本ほか (2000) は、1) これらの断層が全て中央構造線, 有馬 高槻構造線から発達して

いること, 2) 第四紀をとおしてこれらの構造線が活動した事実があるにも関わらず、これまでのテクトニクスの議論では横ずれ運動の効果が積極的に導入されていないという 2 点に着目し、両構造線の横ずれ運動が生じさせる水平変位場から副次的に形成される亀裂の進行方向をモデル計算により推定した。その結果、六甲淡路断層系, 山崎断層, 生駒断層系, 奈良東縁断層系は、第四紀初期以前の南北圧縮および第四紀初期以降の東西圧縮下で、中央構造線と有馬 高槻構造線の右横ずれ運動によって形成された 2 次断層である可能性の強いことが示された (楠本ほか, 2000)。

横ずれ運動は断層端部に応力集中を生じさせる。この応力集中は、断層端に新たな亀裂を発生させ、いわゆる 2 次断層の形成・発達を促す。2 次断層

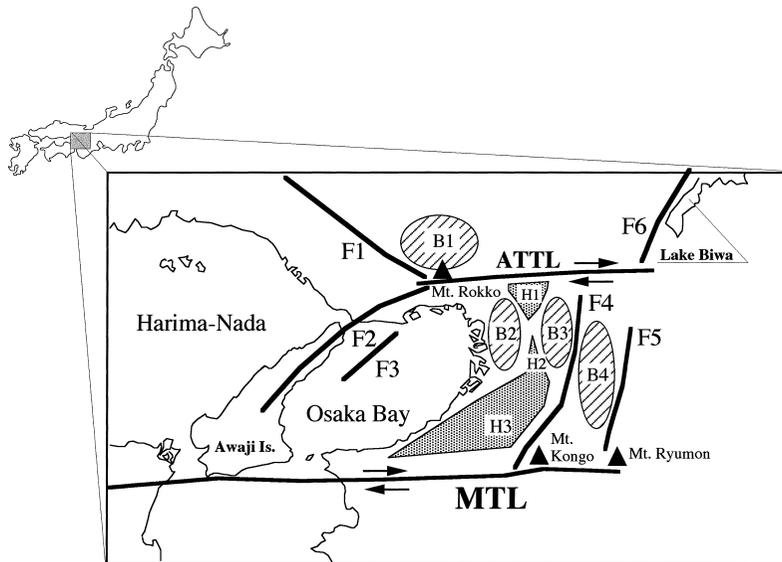


図 2 大阪湾周辺地域の主な断層・構造線と盆地の分布図。
 F1 : 山崎断層, F2 : 六甲・淡路断層系, F3 : 大阪湾断層, F4 : 奈良東縁断層, F5 : 花折断層, F6 : 三田盆地, B2 : 大阪盆地, B3 : 河内盆地, B4 : 奈良盆地, H1 : 千里丘陵, H2 : 上町隆起帯, H3 : 泉州丘陵。

Fig. 2 Distribution of simplified faults and sedimentary basins around Osaka Bay.

F1 : Yamasaki Fault, F2 : Rokko-Awaji Fault System, F3 : Osaka-wan Fault, F4 : Ikoma Fault System, F5 : Nara-toh'en Fault, F6 : Hanaore Fault. B1 : Sanda Basin, B2 : Osaka Basin, B3 : Kawachi Basin, B4 : Nara Basin. H1 : Senri Hills, H2 : Uemachi High land, H3 : Sensyu Hills.

の発達経路についての研究は、これまで数値的、理論的方法により行われてきている（例えば、Du and Aydin, 1995 ; Baud and Reuschle, 1997 ; Bertoluzza and Perotti, 1997）。しかし、それがどのような断層として発達し、主断層の活動によって本来形成される構造をどのように変化させるかという研究は行われていない。

本研究ではまず、本来隆起域になるべき地域が2次断層の効果により沈降域に変化するモデルを提案し、数値解析によりその評価を行った。そしてこのモデルを中央構造線と有馬・高槻構造線端部に適用することで、右横ずれ左雁行断層端に大阪湾が存在する理由の説明を試みた。

II. 盆地構造形成のモデル

既存の断層に右横ずれ運動を生じさせるために

は、断層と広域応力場の最大主軸のなす角が90°以下のときには圧縮力が、90°以上のときには伸張力が必要である（図3）。

Du and Aydin (1995)によれば、断層間相互作用が弱く ($W/L \approx 1$)、45°のとき、右横ずれ左雁行断層端から2次断層は互いに対になる断層に向かって発達する（図3B）。このとき、2次断層の発達経路は広域応力の最大圧縮軸と直交する。これは2次断層が逆断層として発達する可能性の大きいことを示している。

逆断層運動は上盤側が隆起し、下盤側が沈降するという変位場を形成する（図4）。圧縮場中で右横ずれ左雁行断層が活動を開始すると、断層間に隆起域を形成する一方、断層端では2次断層が逆断層として形成される。図3Bの発達経路に従って2次断層が成長し、図5aに示されるような断層配

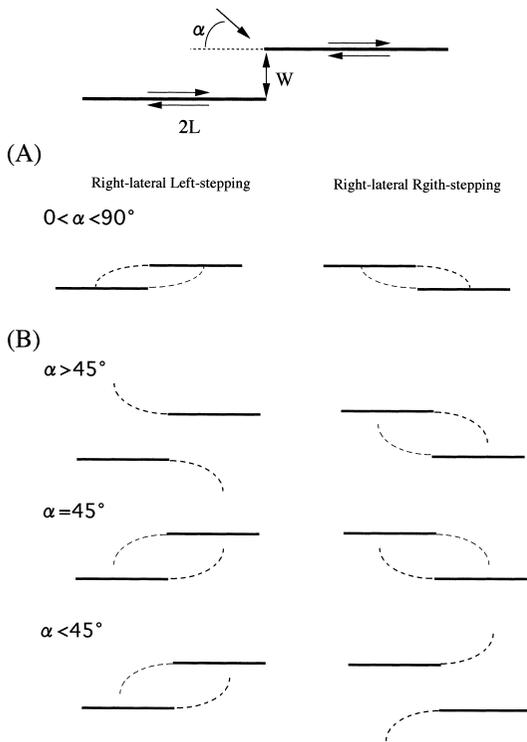


図 3 雁行配列断層端から発達する 2 次断層の発達経路のシミュレーション。(Du and Aydin, 1995)

- (A) 断層間相互作用が強い場合 ($W/L \ll 1$).
 (B) 断層間相互作用が弱い場合 ($W/L \approx 1$).

α は最大圧縮応力軸と断層走行方向とのなす角を示す。また L は断層長の半分であり、 W は断層間距離を示す。断層間相互作用が強い場合、断層配列や広域応力場の卓越方向に関係なく収束するように断層は発達する。断層間相互作用が弱い場合、2 次断層の発達経路は断層配列や広域応力の卓越方向に依存する。

Fig. 3 Simulated shear fracture propagation paths of two echelon faults for (A) strong fault interaction ($W/L \ll 1$) and (B) weak fault interaction ($W/L \approx 1$) (After Du and Aydin, 1995)

α is the angle between the maximum compressive stress and the fault trace. L is the half-length of the fault. W is the distance between the faults. Although the strong fault interaction (distance between faults is very small) gives a convergent path for both echelon faults independently of α , the weak fault interaction is as follows; 1) If $\alpha > 45^\circ$, faults propagate away from each other (a divergent path) for a right-lateral left-stepping and propagate toward each other for a right-lateral right-stepping, 2) If $\alpha = 45^\circ$ (pure shear) the shear fracture propagation has a convergent path for both echelon faults, and 3) If $\alpha < 45^\circ$, the shear fracture propagation has a convergent path for a right-lateral left-stepping, and a divergent path for a right-lateral right-stepping.

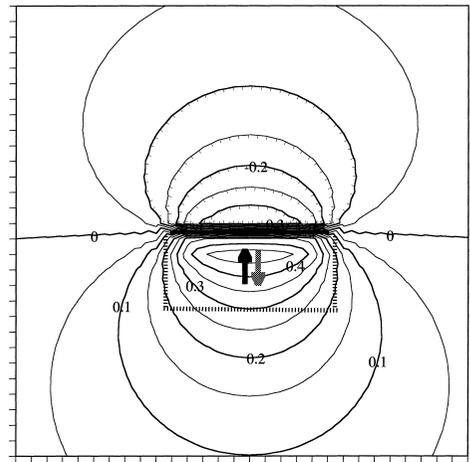


図 4 逆断層運動による地表面での鉛直方向の変位場。

図中の破線矩形は断層を示す。コンター間隔は 0.05 m。断層は、深さと幅が 15 km、傾斜角は 80° 、長さが 5 km の逆断層。与えた変位量は 1 m。

Fig. 4 Surface deformation field (vertical) due to reverse fault motion.

Contour interval is 0.05 m. Rectangular shown in this figure indicates the reverse fault. Length, dip angle and thrust motion of the fault are 5 km, 80° and 1 m, respectively. Depth and width are 15 km.

置になったとする。このとき、隆起域側に 2 次断層の下盤側がくるため、逆断層変位が主断層の横ずれ変位のある量を越えれば、図 5b のように、主断層の横ずれ運動によって形成された隆起域を沈降域に変化させることが考えられる。そこで、まず主断層の横ずれ運動によって形成された隆起帯を沈降帯に変化させるためには、どの程度の逆断層運動が必要であるのかを見積った。

III. モデル計算

横ずれ運動によって形成される隆起域を沈降域に変える 2 次断層の逆断層変位量を見積るため、本研究ではディスロケーションモデルを用いた。ここでいうディスロケーションモデルとは、ディスロケーション面に対する解析解の重ね合わせによって変位場を求めるモデリング方法のことをさす。

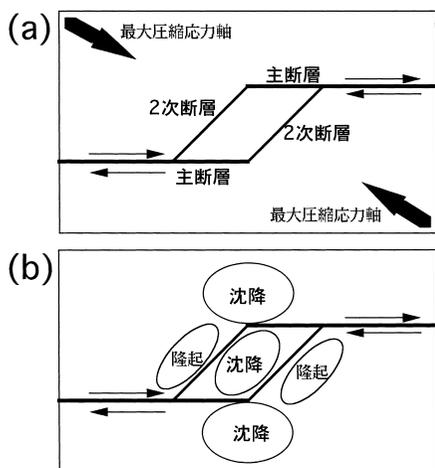


図 5 右横ずれ左雁行断層端での盆地構造形成モデル。

- (a) モデル概念図。太線は主断層（右横ずれ）を示し、細線は主断層の横ずれ運動によって形成される 2 次断層を示す。大きな矢印は広域応力の最大圧縮応力軸を示す。
 (b) (a) のモデルから予想される鉛直方向の変位場パターン。主断層は横ずれ成分のみをもち、2 次断層は逆断層成分のみをもち、

Fig. 5 Forming model of the sedimentary basin at the termination of right-lateral left-stepping faults.

- (a) Model: Thick lines are the main faults. Thin lines are the secondary faults. Large arrows indicate the principal axis of the maximum compressive stress.
 (b) Vertical deformation pattern (estimated from the model (a)). The main fault has only a lateral motion. The secondary fault has only a reverse fault motion.

この方法では断層間相互作用を考慮できないため、断層間相互作用の影響を厳密に組み込んで計算できる他の計算法（例えば、有限要素法や境界要素法）によって求めた変位場と比較した場合、いくつかの相違点が生じることが知られている（例えば、Katzman *et al.*, 1995; ten Brink *et al.*, 1996）。しかし、有限要素法や境界要素法から得られる結果とディスロケーション解の重ね合わせによって得られる結果に顕著な差はみられず、断層運動によって生じる隆起や沈降の分布パターンを議論するという程度では大きな問題にならない。したがって、断層間の動摩擦係数の仮定なしで断層運

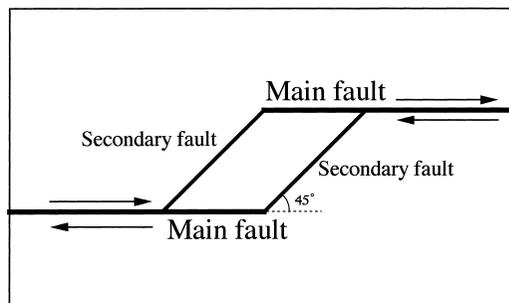


図 6 モデルの断層配列図。
 主断層と 2 次断層のなす角は 45° 。主断層は垂直右横ずれ断層であり、2 次断層は 80° の傾斜角をもつ。いずれも地表に達した断層で、その深さは 15 km。

Fig. 6 Fault arrangement in modeling.

The angle between the main fault and secondary fault is 45° . As the simplest model, vertical strike-slip faults (main fault) and reverse faults (secondary fault) having the dip angle of 80° were assumed. The depth and the width of each fault are assumed to be 15 km.

動に伴う変位場を計算し、議論できるディスロケーションモデルは簡易な計算で変動の本質をとらえられるという利点をもつ。

ここでは最も単純なモデルとして、主断層（垂直断層）の端部から 80° の傾斜角をもった 2 次断層（逆断層）が発達する場合を仮定する（図 6）。主断層と 2 次断層はそれぞれ地表に達しているものとし、断層の深さはいずれも、地震発生の一般的な下限とされる 15 km を仮定した。また、主断層は右横ずれ成分だけをもち、2 次断層は逆断層成分だけをもちと仮定した。主断層と 2 次断層のなす角は 45° である。

本モデル計算では、主断層の水平変位量を一定（1.0）にし、2 次断層の逆断層成分の大きさを变化させた。なお計算には Okada (1985) の解析解を用いた。

IV. 数値計算結果と議論

図 7 (a ~ d) は、主断層の横ずれ変位量 (U^m) と 2 次断層の逆断層変位量 (U^s) の比が、(a) $U^m : U^s = 1 : 0.1$, (b) $U^m : U^s = 1 : 0.2$, (c) $U^m : U^s = 1 : 0.3$,

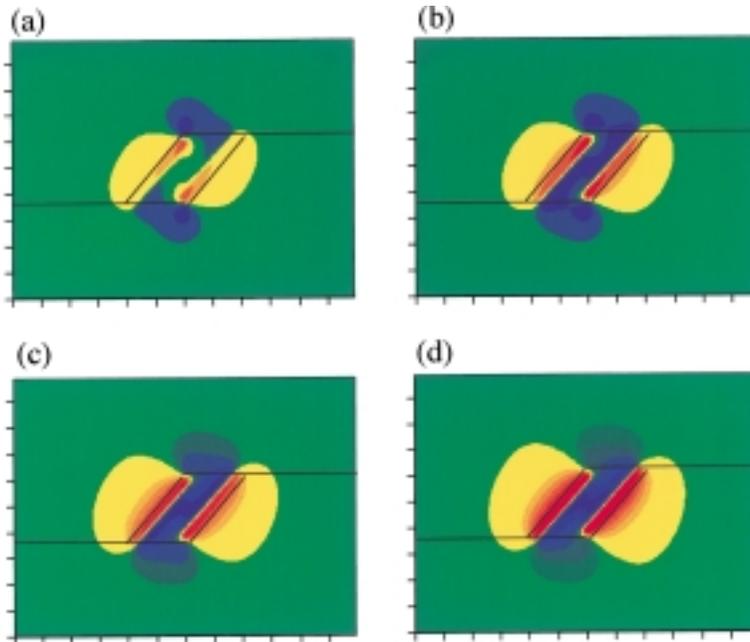


図 7 主断層の横ずれと 2 次断層の逆断層運動によって形成される鉛直変位場のシミュレーション。

(a) $U^m : U^s = 1 : 0.1$, (b) $U^m : U^s = 1 : 0.2$, (c) $U^m : U^s = 1 : 0.3$, (d) $U^m : U^s = 1 : 0.4$.

ここに U^m は主断層の右横ずれ成分の大きさを示し、 U^s は 2 次断層の逆断層成分の大きさを示す。断層間距離は 5 km。断層長は半無限。暖色は隆起を、寒色は沈降をそれぞれあらわす。

Fig. 7 Vertical deformation field due to the combination of the main lateral motion and the reverse motion of the secondary faults.

(a) $U^m : U^s = 1 : 0.1$, (b) $U^m : U^s = 1 : 0.2$, (c) $U^m : U^s = 1 : 0.3$, (d) $U^m : U^s = 1 : 0.4$. Where, U^m and U^s indicate the lateral component of the main fault and the reverse component of the secondary fault. Distance between faults is 5 km. Warm color and cold color indicate upheaval and basin, respectively.

(d) $U^m : U^s = 1 : 0.4$ という条件下で計算された鉛直変位の起伏パターンを示したものである。鉛直変位量は主断層の横ずれ変位量で規格化されている。したがって隆起・沈降のパターンに着目する。

この図から、右横ずれ左雁行断層端であっても、その断層端から発達する 2 次断層が逆断層で、その変位量が主断層の右横ずれ量の 20% 以上であれば断層端には盆地構造が形成されるということがわかる。このようにして形成される盆地構造で特徴的なのは、2 次断層が発達する内側（断層で囲まれた地域）に顕著な沈降域が形成され、その外側に節状の隆起域と沈降域が対になって形成され

ていることである。主断層と 2 次断層の分岐点外側に節状に形成される沈降域は 2 次断層の逆断層変位量が大きくなればその沈降の度合いが小さくなる。一方、節状の隆起域は、逆断層変位量が大きくなればその隆起の度合いは大きくなる。逆断層変位量が主断層の横ずれ変位量の 30% を越えると隆起は節状でなくなる。

中央の盆地の外側に山地が形成され、そのさらに外側には盆地や低地が形成されるというこの特徴的な起伏分布は、大阪湾、六甲山、三田盆地という地形分布に近く（図 2）、これらに類似した地形や基盤構造の解釈に重要な情報を与えると考え

られる。またこの結果は、圧縮場中で右横ずれ左雁行断層が運動しても必ず隆起帯になるとは限らず、断層端から発達した2次断層が逆断層であれば盆地構造が形成され得る可能性が十分にあることを示している。

前章でも述べたが、ディスロケーションモデリングでは、断層間相互作用が考慮されないため複数の断層運動による変位場の計算に厳密性を欠く。しかし、この方法による隆起や沈降の分布パターンは厳密な計算法による結果と大差はなく、断層運動の累積によって説明される構造や、その構造に起因する重力異常などはうまく復元される（例えば、Kusumoto *et al.*, 1999a, b）。ディスロケーションモデリングは、断層運動に伴う地殻変形の本質的な特性を知る上で有効なモデリング方法であり、対象とする地域のテクトニクスを議論する際の有用なツールの一つであるといえる。

V. 大阪湾および大阪平野

大阪湾および大阪平野は中央構造線、有馬 高槻構造線、六甲 淡路断層系、生駒断層系により囲まれた低地である。この地域は近畿トライアングルの西部に相当し、有馬 高槻構造線西部の南側には六甲山が、北側には三田盆地が存在する（図2）。

大阪湾はNE-SW方向の沈降軸をもっている。大阪湾の基盤深度は重力異常図（例えば、駒沢ほか、1996）からも推定されるように、淡路島に向かって深くっており、地震探査により東落ちの逆断層である大阪湾断層の存在が確認されている（岩崎ほか、1994）。大阪湾を満たす堆積層は、鮮新世末から更新世にかけて形成された大阪層群である。大阪層群のうち、1.2Ma以降に堆積した地層には海成粘土層が挟まれ、淡水成層と互層をなすことが知られている（藤田・前田、1985）。また、1.2Ma以前に堆積した地層は全て淡水成である（市原ほか、1984、1988）。これらより、この大阪層群は、第四紀の地殻変動や海水準変動を研究する上で重要視されている（例えば、Yamasaki and Nakada, 1996）。

大阪平野は上町隆起帯により、西側の大阪盆地と東側の河内盆地の2つの堆積盆地に分けられる

（図2）。大阪湾のNE-SW方向の沈降軸と異なり、これら大阪盆地と河内盆地の両方は南北方向の沈降軸をもっている。そのため、大阪湾とこれら2つの盆地（大阪盆地と河内盆地）はそれらの形成時に異なる応力場が卓越したと考えられている（藤田、1988）。

VI. 2 次断層による大阪湾形成のモデル計算

さきに示した右横ずれ左雁行断層端での盆地形成モデルを大阪湾形成へ応用するにあたり、いくつかの単純化を行った。

まず多くの物理探査等により、地下深部での低角化が指摘されている中央構造線（例えば、由佐ほか、1992；吉川ほか、1992；伊藤ほか、1996）を垂直断層と仮定した。本論文では、逆断層成分と右横ずれ成分の両方をもち、左雁行して分布する中央構造線と有馬 高槻構造線端部に盆地構造（大阪湾）が存在する理由を説明することが目的であった。そこでまず最も単純なモデルでの説明を試みるため、このような近似を行った。また横ずれ運動による断層端部での鉛直変位量は、横ずれ断層が垂直断層の場合が最も大きい。そのため、鉛直隆起量が最大値をとる極端な場合についても、構造線端部に大阪湾などの盆地が形成されるかということを確認される。同様の理由により、有馬 高槻構造線も垂直断層と仮定した。

楠本ほか（2000）によると、中央構造線と有馬 高槻構造線の力学的相互関係は非常に弱く、東西圧縮下で両構造線が右横ずれ運動を起こした場合、両構造線各端部よりもう一方の構造線に向かって亀裂が発生することが示されている。そこで本稿では、大阪湾断層を含めた六甲 淡路断層系は、第四紀初期以降の東西圧縮場中で形成された有馬 高槻構造線西端側の2次断層（系）であり、生駒断層系、奈良東縁断層系は第四紀をとおして形成された中央構造線東端側の2次断層（系）として扱った。

大阪湾断層の傾斜角は西に50～60°といわれており、この断層の周辺にも他のいくつかの高角逆断層の存在が示されている（例えば、Sato *et al.*, 1998）。このような数値を踏まえ、また、まず最も

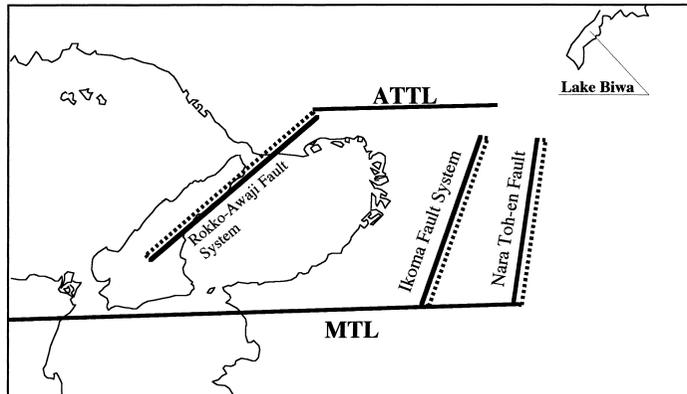


図 8 モデル計算時の各構造線・断層の位置。
破線は断層の底部を示す。

Fig. 8 Locations of all tectonic lines and faults.
The broken lines show the bottom positions of the faults.

単純なモデルでの説明を試みるため、六甲 - 淡路断層系（大阪湾断層を含む）は西に 80° 傾斜した逆断層、生駒断層系、奈良東縁断層系は東に 80° 傾斜した逆断層と仮定した。

モデル計算において、変形パターンをとらえやすくするため、主断層は横ずれ成分のみをもち、2次断層は逆断層成分のみをもつと仮定した。また、各構造線・断層はいずれも地表に達しており、断層の深さはそれぞれ 15 km とした（例えば、吉本ほか, 1997; Zhao and Takemoto, 1997）。

媒質のポアソン比は 0.25 とし、各構造線・断層の位置は現在地表で観測される位置に一致させた（図 8）。またモデルにおける中央構造線、有馬 高槻構造線の水平変位量は長い時間スケールでは等しいと単純化し、変位量は両構造線の規格化された累積変位（1.0）を与えることとした。2次断層の逆断層成分は前のモデル計算で、沈降帯が形成されるために必要とされる主断層の横ずれ成分の 20%（0.2）が与えられた（表 1）。

VII. 結 果

図 9 に結果を示す。図 9a は接峰面図が刷り込まれた断層分布図（活断層研究会編, 1995）上に鉛直変位場を投影したものであり、図 9b は鉛直変位場のカラーコンターである。鉛直変位はいずれも

両構造線の水平変位量で規格化されている。したがって、隆起・沈降のパターンに着目する。

図 9a, b から、大阪湾、三田盆地、河内盆地、奈良盆地に相当する沈降域が、また淡路島、六甲山、生駒山地、笠置山地に相当する隆起域がそれぞれ形成されていることがわかる。さらに、主断層と 2次断層の各交錯点には節状の隆起が形成されており、それらは六甲山、金剛山、竜門岳に相当している。京都盆地に相当する場所が隆起域になっているのは、本モデルで花折断層の逆断層効果を入れていないためである。

これらのはっきりとした隆起・沈降のパターンの他、中央構造線、有馬 高槻構造線、六甲 淡路断層系、生駒断層系によって囲まれた沈降域中に、周囲より相対的に高くなっている隆起域が 2つ確認できる。それらは北から千里丘陵、泉州丘陵に相当している。さらに、この隆起帯の軸は上町撓曲の位置にほぼ一致している。

モデル計算により得られた結果は、実際の地形と若干の違いがあるものの、全体として大阪湾周辺の主要な構造をよく復元できているといえる。これは、大阪湾および大阪平野周辺のテクトニクスを議論する際に重要な構造が、東西に近い圧縮応力下で活動した中央構造線と有馬 高槻構造線の右横ずれ運動と、横ずれ運動が作り出す 2次

表 1 各構造線，断層系に与えられたモデルパラメータ．

Table 1 Table of fault parameters for each fault in the modeling.

	有馬高槻構造線	中央構造線	六甲淡路断層系	生駒断層系	奈良東縁断層系
右横ずれ成分	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0
逆断層成分	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1
断層長(km)	43.0	半無限	70.0	47.0	45.0
断層幅(km)	15.0	15.0	15.2	15.2	15.2
断層の深さ(km)	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0
断層の傾斜角(°)	90.0	90.0	80.0	80.0	80.0

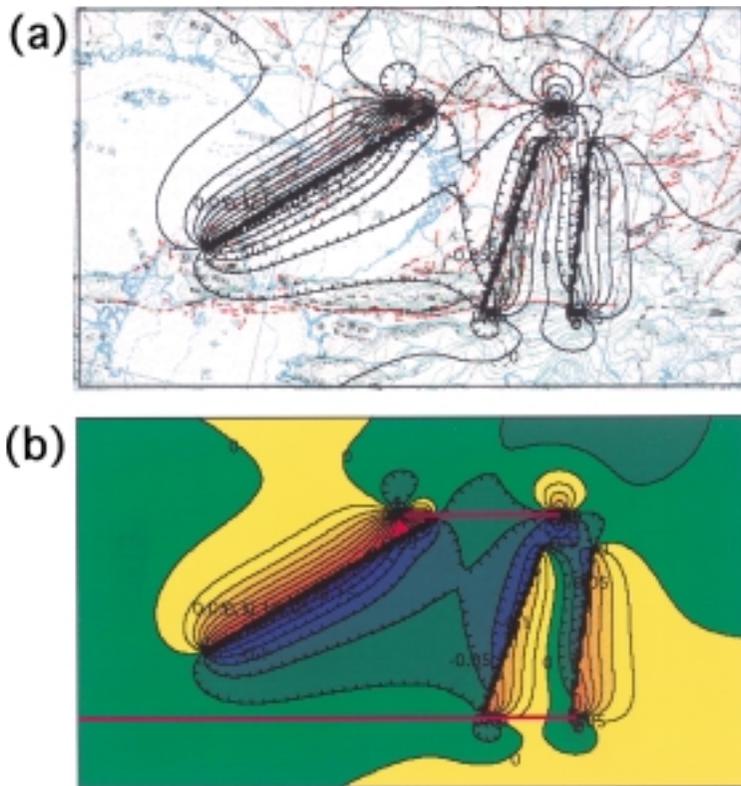


図 9 大阪湾形成のシミュレーション．

- (a) 接峰面図が刷り込まれた断層分布図（活断層研究会編，1995）上に鉛直変位場を投影したもの．
- (b) 鉛直変位場のカラーコンター．暖色は隆起を，寒色は沈降をそれぞれあらわす．

Fig. 9 Formation of the Osaka Bay basin.

- (a) Fault distribution-Summit level contour map and vertical deformation field.
- (b) Color contour of the vertical deformation field. Warm color and cold color indicate upheaval and basin, respectively.

断層の逆断層運動によって形成され得るということを示している。

VIII . 議 論

本論で示した大阪湾形成のモデルがこれまでと異なる点は、1) 構造形成に必要とされる力源は1つである、2) 中央構造線、有馬高槻構造線の端部に分布する断層は、横ずれ運動によって形成された2次断層である、3) 2次断層が東西圧縮場中で逆断層として発達したため、本来隆起する地域が大阪湾等の沈降域になったという3点である。

従来のテクトニクスでは、差別的な隆起や沈降といった地塊のブロック的運動と長波長の基盤褶曲により構造形成の大枠が議論されてきた(例えば、Huzita *et al.*, 1973; 藤田, 1988)。地塊のブロック運動による個々の構造の形成メカニズムの説明は感覚的にはわかりやすいが、そのブロックを運動させる力源は何かとなると説明が難しくなる。

今回の解析では、近畿地方には大規模な火山等が存在しないことから、構造を形成する力源は1つであるという仮定の下、横ずれ運動とそれによって生じる2次断層に着目し、大阪湾形成のテクトニクスを再構築し、数値計算によってその評価を行った。

その結果、大阪湾周辺の主要な構造が復元された。そして、沈降軸の方向の違いにより形成時の応力場の相違が議論された大阪盆地と河内盆地は、大阪湾形成時と同じ応力場中で形成され得るということも明らかになった。また、地塊のブロック運動や差別的な侵食等、力源を特定しづらかった千里丘陵から泉州丘陵にかけての相対隆起地域の形成も、今回のモデルにより個別の地塊運動やその力源を考える必要のないことが示された。ちょうど薄い金属板の両側を押し下げたときに中央部分が反り返るのと同じように、六甲 淡路断層系側の沈降と生駒断層系側の沈降により、2次的に形成された隆起帯であると解釈できる。

本モデルで仮定された力源は、フィリピン海プレートがユーラシアプレートを押す圧縮力である。すでに地形的・地質学的研究により明らかにされている、第四紀以前に卓越した南北に近い圧縮

応力場や第四紀以降卓越している東西に近い圧縮応力場(Huzita, 1969)はフィリピン海プレートの沈み込み方向の違いによって説明されている(例えば、Matsubara and Seno, 1980; Seno, 1985; Yamamoto, 1993; Kusumoto, 1999)。

今回のモデルでは、主断層と2次断層によって与えられる変位場が別々に計算され、それを重ね合わせるという方法が取られた。この方法では、2次断層は形成されたときから逆断層であったのか、あるいは亀裂の進展とともにその亀裂が逆断層として挙動するのかというところをはっきりさせられない。最終的に逆断層として発達したということしか述べられない。

2次断層の挙動について、本モデル計算では観測データのあるものについてはその値を参照したが、不明のものについては滑り量は変化させずに、鉛直変位パターンが実際の地形に近くなる断層パラメータを試行錯誤的に選んだ。生駒断層系や奈良東縁断層系に与えた80°というDip angleは逆断層として大きすぎるかもしれないが、最終的な構造を説明するために必要な値である。しかし、最初からこのような角度で発達したのか、あるいは一度亀裂ができた後、逆断層になったのか、今回のようなモデルでは突っ込んで考えることはできない。これを解決するには、2次断層発達の3次元動力学的研究が必要であろう。

今回、波長十数km程度の構造の概要をつかむためのモデル計算であったため、構造線や断層を1枚のディスロケーション面で近似する最も単純なモデルでの説明を試みた。実際の断層はいくつかのセグメントに分かれて運動するため、今回示した構造線や断層の近似は非常に荒っぽいものであるといえる。しかし断層運動のモデリングでは、Chinnery and Petrak (1968)やKatzman *et al.* (1995)により指摘されているようなエッジ効果が各断層端であられるため、対象とする構造が大きい場合、構造線や断層を細分化した精密なモデル設定が常に良い結果を与えるとは限らない。短い波長の構造を議論する際には、実際の観測データをより忠実に反映したモデル計算を行うべきであるが、このような場合では断層間の相互作用に

よる影響を無視できなくなる(例えば, Du and Aydin, 1995; An, 1997)。

本稿で用いた方法は, 楠本ほか(2000)や本稿中でも指摘したように, 厳密な意味では正しい方法とはいいい難いものである。しかし, 今後のテクトニクスの考察には, 大雑把な近似であっても, 力源の所在を明らかにした数値解析的手法や実験的手法を用いたモデルの評価が重要になってくるであろうと考えられる。

IX. まとめ

左雁行する中央構造線と有馬 高槻構造線端に大阪湾等の堆積盆地が存在するという力学的矛盾を解消するため, 本来隆起域になるべき右横ずれ左雁行断層端が沈降域になるメカニズムを, 横ずれ断層運動によって形成される2次断層の挙動に着目したモデル計算により検討・評価した。

その結果, 右横ずれ左雁行断層端であっても, その断層端から発達する2次断層が逆断層で, その変位量が主断層の右横ずれ量の20%以上であれば断層端には盆地が形成されることが示された。中央構造線, 有馬 高槻構造線を右横ずれの主断層とし, 生駒断層系, 奈良東縁断層系そして大阪湾断層を含む六甲 淡路断層系をそれぞれ各構造線端部から発達する2次断層として, このモデルを当てはめたところ, 大阪湾をはじめ, 大阪盆地, 河内盆地, 三田盆地, 六甲山, 淡路島, 千里丘陵, 上町撓曲帯, 泉州丘陵等, この地域のテクトニクスを解釈する上で基本となる構造が, ほとんど全て形成され得るという結果が得られた。特に大阪盆地, 河内盆地, 千里丘陵, 上町撓曲帯, 泉州丘陵形成には個別の力源を考慮することなく, 単一応力場で形成されることが明らかになった。

本論文で示した大阪湾形成のモデルでも東西圧縮が不可欠であった。従来のテクトニクスと共通の力学的背景をもつものの, 1) 構造形成の力源は1つである, 2) 中央構造線, 有馬 高槻構造線の端部に分布する断層は, 横ずれ運動によって形成された2次断層である, 3) 2次断層が逆断層として発達することにより, 本来形成される隆起を沈降に転じさせ, 大阪湾等の堆積盆地が形成された

の3点で従来のモデルと異なっている。

文 献

- An, L.-J. (1997) Maximum link distance between strike-slip faults: Observations and constraints. *Pure Appl. Geophys.*, 150, 19-36.
- Aydin, A. and Nur, A. (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.
- Baud, P. and Reuschle, T. (1997) A theoretical approach to the propagation of interacting cracks. *Geophys. J. Int.*, 130, 460-468.
- Bertoluzza, L. and Perotti, C.R. (1997) A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy). *Tectonophysics*, 280, 185-197.
- Chinnery, M.A. and Petrak, J.A. (1968) The dislocation fault model with available discontinuity. *Tectonophysics*, 5, 513-529.
- Du, Y. and Aydin, A. (1995) Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, 100, 18093-18102.
- Huzita, K. (1962) Tectonic development of the Median zone (Setouti) of Southwest Japan, since the Miocene. *J. Geos., Osaka City Univ.*, 6, 103-144.
- Huzita, K. (1969) Tectonic development of Southwest Japan in the Quaternary period. *J. Geos., Osaka City Univ.*, 12, 53-70.
- 藤田和夫 (1988) 大阪湾はなぜ楕円形か? 帝塚山大学論集, 59, 54-69.
- 藤田和夫・前田保夫 (1985) 大阪西南部地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 109p.
- 藤田和夫・奥田 悟 (1973) 近畿・四国の中央構造線のネオテクトニクス. 杉山隆二編: 中央構造線・東海大学出版, 97-109.
- Huzita, K., Kishimoto, Y. and Shiono, K. (1973) Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan. *J. Geos., Osaka City Univ.*, 16, 93-124.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 (1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について 大阪層群の古地磁気層序とフィッション・トラック年代. *地球科学*, 38, 1-16.
- 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*, 30, 111-125.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松沢進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・国友孝洋・後藤忠徳・沢田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚 (1996) 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. *地質学雑誌*, 102, 346-360.
- 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川 猛・大西正純 (1994) エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震2, 46, 395-403.
- 活断層研究会編 (1995) 日本の活断層図 地図と解説.

- 東京大学出版会, 73p.
- Katzman, R., ten Brink, U.S. and Lin, J. (1995) Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, 100, 6295-6312.
- 駒澤正夫・太田陽一・渋谷昭栄・熊井基・村上稔 (1996) 大阪湾の海底重力調査とその構造. 物理探査, 49, 459-473.
- Kusumoto, S. (1999) *A study on the forming process of tectonic structures at the termination of the Median Tectonic Line and their dynamic sources*. Doctor of Science Dissertations in Geophysics, Kyoto University, 1998, 22.
- Kusumoto, S., Takemura, K., Fukuda, Y. and Takemoto, S. (1999a) Restoration of the depression structure at the eastern part of central Kyushu, Japan, by means of the dislocation modeling. *Tectonophysics*, 302, 287-296.
- Kusumoto, S., Fukuda, Y. and Takemura, K. (1999b) A distinction technique between volcanic and tectonic depression structures based on the restoration modeling of gravity anomaly: A case study of the Hoho volcanic zone, central Kyushu, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 90, 183-189.
- 楠本成寿・福田洋一・竹本修三 (2000) 横ずれ断層端での2次断層発達とテクトニクス 大阪湾周辺の断層分布の一解釈. 月刊地球, 号外, 28, 42-48.
- Matsubara, Y. and Seno, T. (1980) Paleographic reconstruction of the Philippine sea at 5 m.y. B.P. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 406-414.
- Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Rodgers, D.A. (1980) Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip faults. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 4, 27-41.
- Sato, H., Hirata, H., Ito, T., Tsumura, N. and Ikawa, T. (1998) Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwestern Japan. *Tectonophysics*, 286, 19-30.
- Seno, T. (1985) "Northern Honshu Microplate" hypothesis and tectonics in the surrounding region When did the plate boundary jump from central Hokkaido to the eastern margin of the Japan Sea? *J. Geod. Soc. Japan*, 31, 106-123.
- ten Brink, U.S., Katzman, R. and Lin, J. (1996) Three-dimensional models of deformation near strike-slip faults. *J. Geophys. Res.*, 101, 16205-16220.
- Yamamoto, H. (1993) Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of Japan. *Mar. Geol.*, 112, 133-150.
- Yamasaki, T. and Nakada, M. (1996) Effects of the Quaternary sea-level change on the subsidence of a sedimentary basin: A case study of the Osaka Bay sedimentary basin, Japan. *Tectonophysics*, 267, 229-238.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕 (1992) 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 40, 177-186.
- 吉本和生・平田直・飯高隆・関根真弓・篠原雅尚・蔵下英司 (1997) 淡路島直下における1995年兵庫県南部地震の余震分布 余震分布と活断層との対応. 地震2, 50, 251-257.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川猛・浅田正陽 (1992) 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造. 地震2, 45, 199-212.
- Zhao, S., and Takemoto, S. (1997) Fault Geometry and stress release pattern of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, Japan estimated by inversion of GPS data. *J. Geod. Soc. Japan*, 43, 33-43.

(2000年4月14日受付, 2000年11月13日受理)