

## 大和川以南の上町断層帯及びその周辺における断層分布の再検討

### Reexamination of fault distribution along the Uemachi fault zone and in its vicinity on the south of Yamato River, Osaka Prefecture

杉山雄一<sup>1</sup>

Yuichi Sugiyama<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, sugiyama-y@aist.go.jp)

**Abstract:** I reexamined a “*flexure-like structure deepening eastwards*” (Iwata *et al.*, 2013) in Takaishi City, Osaka Prefecture. I have concluded that the structure is an E-W-striking, high-angle (dipping ~81 degrees southwards) fault with a predominant normal-fault component, based on geological and geometrical analyses of two seismic reflection profiles crossing at almost right angle. The cumulative vertical displacement of the flexure-like structure, named the Takaishi fault by Sugiyama and Imanishi (2015), in the past 0.85 Ma attains ~210 m, and the average vertical slip rate is estimated ~0.25 m/ky. The full extent of the fault is inferred, most probably, less than 18 km, based on the reexamination of tectonic landforms and geologic information in the hilly area on the east, and seismic profiling data in Osaka Bay on the west. The Takaishi fault may have been formed, together with other faults with similar geometry, as a left-lateral strike-slip fault in the latest Late Cretaceous to Middle Eocene time. At least in the period from 1 Ma to 200 ka, the minimum and maximum compressive principal stress axes in the area close to the fault may have been in the E-W direction and nearly horizontal, and almost vertical, respectively. In the vicinity of the Takaishi fault, it is inferred that a stress field different from the regional stress regime of Osaka Plain area (E-W-trending compression) has been formed locally. I revisited the south extension of the Suminoe flexure based on reinterpretation of existing seismic reflection profiling and drilling data. The trace of the flexure proposed here passes west of the mouth of Ishizu River and near Hamadera-koen station, changing its strike from SW to nearly true south at ~3 km northwest of Sakai station, and finally merges into a flexure zone along the western margin of the Pleistocene terrace east of Takaishi station. According to this idea, the extent of the Suminoe flexure on the south of Yamato River reaches about 11 km. I also reexamined the existence of a newly proposed fault segment along the eastern coast of Osaka Bay by Yoshioka *et al.* (2013) and Kondo *et al.* (2015). In the lower course of Ohtsu River, they identified an east-side-up scarp in each of two topographic profiles derived from DEMs as flexure/fault of tectonic origin. In the seismic profile parallel to the topographic cross-sections, however, east-side-up structure is not seen, but is east-dipping monotonous structure as the eastern limb of an N-S-trending anticline. This strongly suggests that the east-side-up scarp is of nontectonic origin, probably of erosional one. In the Sen’nan area, I reexamined, using an existing seismic profile by Kasahara *et al.* (2005), the existence of a fault inferred near the coast by them from the seismic profiling data, and by Yoshioka *et al.* (2013) and Kondo *et al.* (2015) from topographic data. As a result, I could not find any evidence indicating the existence of the fault, but have identified stairs-like structures deepening northwestwards, which may have been formed by progradation in association with glacio-eustatic sea-level change.

**キーワード:** 上町断層帯, 高石断層, 住之江撓曲, 正断層, 撓曲, 浸食崖, プログラデーション, 反射法地震探査

**Keywords:** Uemachi fault zone, Takaishi fault, Suminoe flexure, normal fault, flexure, erosional scarp, progradation, seismic reflection profiling

#### 1. はじめに

上町断層帯 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004; 以下, 地震調査委員会と略記する) は, 大阪市街地をほぼ南北に縦断する活断層である (第1図). 地震調査委員会 (2004) は, 上町断層帯につ

いて, 大阪府豊中市から大阪市を経て岸和田市に至る全長約 42 km, 東側上がりの逆断層と評価している. 同委員会は, 上町断層帯の平均上下変位速度を約 0.4 m / 千年と推定すると共に, 最新活動時期は約 2 万 8 千年前以後, 約 9 千年前以前, 平均活動間隔は 8 千年程度であった可能性があると評価した.

更に、同委員会は、上町断層帯の将来の活動について、断層帯全体が一つの区間として活動した場合、その全長から、マグニチュード7.5程度の地震が発生すると推定した。地震調査委員会(2004)は、上町断層帯に関する今後の課題として、最新活動時期と平均活動間隔などの活動履歴について、より信頼度の高いデータを得ることを指摘している(第1図)。

翌年、地震調査研究推進本部(2005)は、「今後の重点的な調査観測について(一活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方)」を取りまとめた。その中で同本部は、重点的調査観測の対象として、1)地震の規模が大きく(マグニチュード8程度)、地震の発生確率が高い、糸魚川-静岡構造線断層帯など3断層帯、及び2)首都圏等の人口密集地において地震の発生確率が高い、神縄・国府津-松田断層帯など3断層帯、の計6断層帯を挙げた。

その後、地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会(2009)は「新たな活断層調査について」を公表し、1)地震後経過率の最大値が1.0を超えている、2)断層が通過する市町村の総人口が概ね50万人を超える等、地震が発生した際の社会的影響が大きい、の2点を満たす7断層帯を重点的調査観測の対象候補に追加した。この中には、首都圏の立川断層帯、福岡市街地を通る警固断層帯(南東部)などと共に、大阪市街地に位置する上町断層帯が含まれる。

このような経緯のもと、文部科学省研究開発局は、京都大学防災研究所を調査観測代表機関とする「上町断層帯における重点的な調査観測」を平成22年度(2010年度)から同24年度(2012年度)に実施した。この調査の結果、上町断層帯を構成する活断層の分布、同断層帯の活動履歴及び3次元地下形状などについて、新たな知見が得られた(文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所、2013など)。

しかしながら、文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所(2013)による調査結果の取りまとめのうち、上町断層帯を構成する活断層の分布に関する「活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査」(吉岡ほか、2013)、並びにその内容を学術誌に公表した近藤ほか(2015)の調査データの解析・解釈(第2図)については、より多くの既往データを用いた検討によって修正・改善されるべき点が少ないと考える。また、上町断層帯の3次元地下形状に関する「断層帯の三次元形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測」(岩田ほか、2013)において公表された大阪府高石市~堺市における反射法地震探査結果については、大阪湾岸域のテクトニクスや防災を考える上で重要な意義があると考えられるにも拘わらず、詳しい解釈は披瀝されておらず、今後の課題として先送りされている。今日(2015年9月16日)に至るまで、当該研

究グループによる解釈及び地震テクトニクスや防災上の意義は公表されていない。

このような状況に鑑み、本稿では、大和川以南の上町断層帯を構成する活断層の分布と関係する以下の項目について、「上町断層帯における重点的な調査観測」の調査データを、大阪府、産業技術総合研究所、防災科学技術研究所、国土地理院、海上保安庁海洋情報部などの既存データと総合することによって、本論著者の解釈を提示し、諸兄の御批判を仰ぎたい。

- (1) 高石市内で発見された「東側が深くなる撓み構造」(文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所、2013)の実体の検討
- (2) 住之江撓曲の南方延長と仁徳天皇陵西方に新たに認定された上町断層の断層トレースの既往反射法地震探査結果による検討
- (3) 大阪湾岸に認定された「上町断層帯沿岸部の活動区間」(吉岡ほか、2013;近藤ほか、2015)の実在性の検討
  - 1) 大津川測線の反射法地震探査結果(岩田ほか、2011)による検討
  - 2) K96-1測線・K96-2測線(泉南市~泉佐野市)の反射法地震探査結果(笠原ほか、2005)及び地質データ(市原ほか、1986)による検討

このうち(1)は、主として、本論著者が今西和俊氏との共著により、産業技術総合研究所地質調査総合センターの広報誌「GSJ地質ニュース」に公表した論考(杉山・今西、2015)に基づく。

## 2. 高石市内で発見された「東側が深くなる撓み構造」の実体について

### 2.1「東側が深くなる撓み構造」の詳細構造

岩田ほか(2013)は、平成24年度の「上町断層帯における重点的な調査観測」の一環として、高石市高砂から堺市中区平井に至る長さ約10kmの測線(高石-堺測線)において、反射法地震探査を実施している。同測線の西半は北西-南東に延びており、大阪府が平成15年度に反射法地震探査を実施した南西-北東方向の大阪湾岸第2測線(大阪府、2004)とほぼ直交している(第3図)。

第4図に、高石-堺測線の鉛直誇張3倍の反射断面(岩田ほか、2013)に本論の解釈を書き加えた図を示す。見かけ上、SE側が乗り上げる逆断層の断面形状を示す上町断層帯の2条の断層の北西側(上町断層帯の下盤側)に、「東側が深くなる撓み構造」(文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所、2013)が存在する。「東側が深くなる撓み構造」は、幅約500mのSE側が低下する反射面(堆積層の層相境界面に対応)の変形帯である(第4図)。

変形帯とその外側の“非変形”部との境界は、SE側・NW側のいずれも、下位の層準から上位の層準へほぼ直線的に追跡することができ、SE側へ高角度で傾

斜している。東側低下の変形と東傾斜の変形帯／非変形部の境界から、「東側が深くなる撓み構造」は、東傾斜の正断層成分を有する断層によって形成された構造と判断される。本論では、2つの変形帯／非変形部境界のうち、上盤側（SE側）境界を変形帯の前縁、下盤側（NW側）境界を変形帯の後縁と呼ぶ。

第5図に、鉛直誇張を施していない（縦横比が1の）変形帯（＝「東側が深くなる撓み構造」）周辺の反射断面と本論の解釈を示す。変形帯前縁の見かけの傾斜は約77°、変形帯後縁の見かけの傾斜は約72°である。因みに、上町断層帯の2条の断層のうち、よりNW側の断層（住之江撓曲の南方延長の可能性のある断層；3.3節参照）の見かけの傾斜は約58°である（第5図）。

第6図に、上述の高石一堺測線とほぼ直交する大阪湾岸第2測線のうち、両測線が交差する高石市付近（第3図）の反射断面（大阪府，2004；鉛直誇張2.5倍）と本論の解釈、並びに反射断面とボーリングデータ（大阪府，2004）との本論の対比を示す。この図に示すように、SW-NE方向の本断面においても、「東側が深くなる撓み構造」に対応する変形帯は、幅約500mの正断層に伴う変形帯の見かけを呈する。この断面上における変形帯前縁及び後縁の見かけの傾斜は、いずれも約80°と求められる（第6図）。

## 2.2「東側が深くなる撓み構造」の実在性の検討

上述した「東側が深くなる撓み構造」は、第3図に示すように、高石市街地が立地する陸域とその西方の埋め立て地（高石市高砂）の間の水域部（浜寺水路南部の高石大橋付近）に位置する。このため、「東側が深くなる撓み構造」に関しては、データの精度及び密度の差異、若しくは水域及びその直下の地下浅部に分布する低速度の堆積物に起因する“見かけの構造”である可能性の有無を、検討しておく必要がある。本研究では、この問題について、大阪府（2004，2005a，b）及び岩田ほか（2013）による検討に加えて、これらの調査・研究に際して、反射法地震探査を実際に行った株式会社阪神コンサルタンツの末廣匡基、山田浩二両氏の私信に基づいて、再検討を行った。

水域部の反射法地震探査は、大阪府（2004）による大阪湾岸第2測線及び岩田ほか（2013）による高石一堺測線とも、ハイドロフォン・ベイケーブルシステムを用いて、陸域部と同じ20mの受振間隔で実施されている。水域部のデータは、陸域部のデータと共に、約120チャンネル分が同時に収録されている。したがって、データ収録方法の差異がデータの品質に影響を及ぼした可能性はないと判断される（末廣匡基、山田浩二両氏私信）。また、デコンボリューション、静補正、速度解析、NMO補正、残差静補正などのデータ処理は、水域部・陸域部のデータを同時に同一のフローで実施している。このため、データ処理の方法・過程が水域部と陸域部の処理結果に

影響を及ぼした可能性はないと考えられる。

第7図は、大阪湾岸第2測線一同第1測線の発振点－受振点距離（オフセット）200mの記録のみを抽出して作成したオフセットパネルであり、データ処理前の測定生データに近い記録である。第7図の下の図に示すように、「東側が深くなる撓み構造」（CMP No. 750～800付近）の南西側のオフセットパネルを往復走時で約170ms上方（浅い方向）に移動させると、同パネルの約800ms以浅と北東側パネルの約600ms以浅の反射波構造が良く対応する。この事実は、両パネルと「東側が深くなる撓み構造」の間の北東側へ傾斜する反射波構造（第7図の上の図）を考慮すると、この撓み構造を境として、500～700m程度以浅の層準が往復走時で170～200mほど、南西側が北東側より実際に深くなっていることを強く示唆している。

大阪湾岸第2測線一同第1測線では、測線の南東端に近いCMP No. 150（第23図参照）近傍の既存ボーリングIT26孔と、中央部のCMP No. 1200付近で同測線と交差する堺築港東西測線のCMP No. 300（第19図）近傍の既存ボーリングIT20孔において、約85万年前のアズキ火山灰層（吉川・三田村，1999など）を挟むMa3層の分布深度が特定されている（大阪府，2004；岩田ほか，2013）。第6図の大阪湾岸第2測線の反射断面に書き入れられたMa3層の層準は、上記両ボーリングのデータに基づくものであり、「東側が深くなる撓み構造」の南西側のMa3層の分布深度が北東側よりも210mほど深くなっている。この結果は、上述した同測線のオフセットパネルによる検討結果と整合的である。

なお、大阪湾岸第2測線のCMP No. 500（第23図）の南東約800m（泉大津役所付近）には、既存ボーリングIT25孔が存在し、同じくアズキ火山灰層とMa3層の分布深度が特定されている。このボーリング孔におけるアズキ火山灰の分布深度（約215m）を、無補正のまま大阪湾岸第2測線の反射断面に水平投影した場合には、「東側が深くなる撓み構造」の南西側のMa3層の分布深度は、IT26孔のデータに基づく深度よりも160～170mほど浅くなる。IT25孔は泉大津港背斜の東翼上に位置し、複雑な地質構造が想定される地域にあることから、同孔のデータを約800m離れた大阪湾岸第2測線の反射断面に、高い精度で補正して水平投影することは、現時点では困難である。

第8図は、岩田ほか（2013）による大阪湾岸第2測線と高石一堺測線の反射波構造の対比である。この図においても「東側が深くなる撓み構造」（高石一堺測線のCMP No. 410～560付近）を挟んで、高石一堺測線の東側及び大阪湾岸第2測線の南西側の反射面が、高石一堺測線の西側及び大阪湾岸第2測線の北東側より深くなっていることを示唆している。また、末廣匡基、山田浩二両氏の私信によると、高石



一堺測線の重合時間断面では、「東側が深くなる撓み構造」の北西側（CMP No. 350 付近）と南東側（CMP No. 600 付近）で、顕著な反射面をほぼ対比することができる。

以上の再検討結果から、「東側が深くなる撓み構造」は、「見かけの構造」ではなく、実在する地質構造（幅約 500 m の変形帯を伴う正断層状を呈する断層）であると判断する。

## 2.3 「東側が深くなる撓み構造」を形成した断層の真の走向・傾斜と変位センス

### 2.3.1 「東側が深くなる撓み構造」を形成した断層の真の走向と傾斜

ある断層について明瞭に描出された二つの異なる方向の反射断面が存在する場合、それぞれの反射断面上において推定される断層と地表面との交点を平面図上で結ぶことによって、断層の走向を求めることができる。また、断層を曲りのない平面と仮定した場合には、第 9 図に示す方法によって、断層の真の傾斜方向（これに直交する方向が断層の走向、地表トレース）と真の傾斜（水平面と断層面とがなす角度）を求めることができる（杉山・今西, 2015）。

「東側が深くなる撓み構造」については、高石一堺測線における変形帯の前縁及び後縁と地表面との交点は、それぞれ CMP No. 560 及び同 410（第 5 図）、大阪湾岸第 2 測線における同交点は CMP No. 750 及び同 800（第 6 図）である。第 10 図は、高石市付近の平面図（反射法探査の測線図）上に、これら 4 つの交点をプロットし、変形帯の前縁及び後縁をそれぞれ直線で結んだものである。これから、「東側が深くなる撓み構造」を形成した断層はほぼ東西走向であることが分かる。

また、第 9 図に示した断層の真の傾斜方向 ( $\alpha$ ) を求める式に、 $d_1$  として高石一堺測線における変形帯前縁・後縁の見かけの傾斜の平均値  $75^\circ$ 、 $d_2$  として大阪湾岸第 2 測線における変形帯前縁・後縁の見かけの傾斜  $80^\circ$ 、 $\omega$ （両測線の交角）として  $82^\circ$  を代入すると、 $\alpha$  は  $54^\circ$  と求まる。大阪湾岸第 2 測線との交点付近における高石一堺測線の方向を  $N125^\circ E$  ( $N55^\circ W$ ) とすると、断層の真の傾斜方向は  $N179^\circ E$  ( $N01^\circ W$ ) となり、断層の走向は  $N89^\circ E$  ( $N91^\circ W$ )、即ち、ほぼ東西走向と求められる。

同様に、断層の真の傾斜角 ( $\theta$ ) を求める式に、上述の  $d_1$ 、 $d_2$ 、 $\omega$  の各値と  $\alpha$  の値  $54^\circ$  を代入すると、 $\theta$  は  $81^\circ$  と求められる。

### 2.3.2 「東側が深くなる撓み構造」を形成した断層の変位センス

第 5 図に示す高石一堺測線では、Ma 6、Ma 3 などの各海成粘土層は変形帯の両側においてほぼ水平であり、第 6 図に示す大阪湾岸第 2 測線では、各海成

粘土は  $1^\circ$  未満の傾斜で NE 側へ傾斜する。両断面におけるこのような見かけの傾斜から、これらの海成粘土層は、 $1^\circ$  未満のごく緩い傾斜で北東方向へ傾き下がると判断される。

東西走向、 $81^\circ$  南傾斜の断層が  $1^\circ$  未満の傾斜で北東方向へ傾く堆積層に右横ずれ変位を与えた場合、横ずれ量の 200 分の 1 未満の南側低下の見かけ上の上下変位が生ずる。2.2 で述べたように、例えば Ma 3 層（約 85 万年前）の上下変位量は約 210 m と推定されることから、この上下変位を全て右横ずれ断層運動によって賄うためには、4.2 km を超える右横ずれ量と 4.9 m / 千年を超える右横ずれ変位速度が必要となる。

2.6 で述べるように、「東側が深くなる撓み構造」を形成した東西走向の断層の全長は、18 km を超えないと判断される。また、大阪湾周辺において最も大きな平均変位速度を持つとされる中央構造線活断層系和泉山脈南縁区間の右横ずれ変位速度は、1.8 ~ 3.5 m / 千年と見積もられている（地震調査委員会, 2011）。

したがって、Ma 3 層の層準で約 210 m に達する上下変位の大部分は、南側低下の正断層運動によって生み出されたものと推定される。

以上の検討から、文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所（2013）による「東側が深くなる撓み構造」の実体は、ほぼ東西走向で、約  $81^\circ$  の高角度で南へ傾斜する断層面を持つ、正断層成分が卓越する断層と結論される。

杉山・今西（2015）は、この「東側が深くなる撓み構造」を、その発見に繋がった反射法地震探査が実施された高石市に因んで、高石断層と命名した。本論においてもこの命名を踏襲し、「東側が深くなる撓み構造」を高石断層と呼び、以下の論考を進める。

## 2.4 既存の重力及び構造探査データによる高石断層の検証

既存のブーゲー異常図（例えば、Inoue and Nakagawa, 2000；堀川ほか, 2002；駒澤ほか, 2002；大阪府, 2005a, b）では、高石断層の東西走向、南側低下に対応する構造は認められない。コンター間隔が 0.5 mGal と、他のブーゲー異常図より細かい堀川ほか（2002）のブーゲー異常図（第 11 図）では、1 mGal 程度の相対的に負の小異常域が高石断層確認地域の東端付近を北東から南西へ横切っている。また、その西側には、高石断層付近から 0.5 mGal 程度の相対的に正の小異常域が北東に延びている。これらの微小なブーゲー異常構造は、ブーゲー異常図（第 11 図）に示されている観測点（×印）の分布に沿っており、地下構造を反映したものではなく、観測点分布の不均質を反映している可能性が高い。また、これらの観測点を含め、高石断層周辺では重力観測点の分布に顕著な粗密がある。高石断層に対応する



重力異常構造の存否を検証するためには、重力観測点の空白域を中心に観測データを充実させ、重力異常データの均質化・高密度化を図る必要がある。

上に挙げたブーゲー異常図では、高石断層確認地域の南西方に当たる泉大津港付近に、南東から北西に張り出す低い尾根の先端にある独立峰ないし孤立丘状（堀川ほか、2002 など）の正の異常域が存在する（第 11 図）。同様の孤立丘状の正の異常域は、堺市北部の大和川南岸にも存在する。これらは、先新第三紀基盤岩の高まりに対応すると見なされていた。しかし、その後実施された反射法地震探査の結果、これらの孤立丘状の正重力異常域における基盤岩上端の深度は、重力異常から推定された深度よりも 200~300 m 程度深く、孤立丘部とその周囲との基盤岩上端の比高は、重力データに基づく推定より小さいと考えられている（大阪府、2004、2005a, b など）。これは、孤立丘状の正の重力異常域には、周囲の基盤岩類若しくは地殻浅部よりも密度の大きな物質（例えば貫入岩体）が潜在する可能性を示唆する。杉山・今西（2015）は高石断層の正断層運動の発現機構として、深部流体の貫入モデルを提唱しているが、今後、このモデルの検証も兼ねて、正の重力異常域の実体を解明することが期待される。

大阪府（2004、2005a, b）は、第一義的に重力データに基づいて作成された地下構造モデル（堀川ほか、2002 など）を、反射法地震探査の結果を用いて修正している。大阪府（2005b）による基盤岩深度構造モデル（第 12 図）では、大阪湾岸第 2 測線の反射法地震探査結果（大阪府、2004）などにに基づき、高石断層付近において基盤岩上端深度を急変させている。即ち、高石断層の南側の基盤岩上端深度の方が北側の同深度よりも 300 m 程度深いモデルとなっている（第 12 図）。この反射法地震探査結果を反映させた地下構造モデルは、高石断層の位置、走向・傾斜及び南側低下の上下変位センスと整合的である。

更に、関口ほか（2013）は、高石断層周辺を含む大阪平野とその周辺地域を対象として、地下構造モデルの高度化を目的とする強震観測記録のレスーバー関数解析、微動アレイ探査、単点微動観測などを行っている。それによると、高石断層の南側（低下側）に位置する高石市役所別館に設置された単点微動観測点 OSKP26 の観測データは、この地点における基盤岩上端深度が大阪府（2005b）の基盤岩深度構造モデルと整合的に、1800 m 程度であることを示唆する。また、堺市西区役所に設置された単点微動観測点 OSKP72 の観測データは、高石断層の北側の基盤岩上端深度が 1300~1400 m 程度であることを示唆している。関口ほか（2013）による単点微動観測データからは、高石断層の北側の基盤岩上端深度は、同断層の南側よりも 400~500 m ほど浅くなっていると推定され、高石断層の上下変位センス及び次節で議論する累積上下変位量と整合的である。

## 2.5 高石断層の累積上下変位量、平均上下変位速度及び最新活動時期

### 2.5.1 累積上下変位量

高石一堺測線の下盤側非変形部における反射面と大阪層群海成粘土層との対比は岩田ほか（2013）に従い、上盤側非変形部における対比は第 5 図に示す杉山・今西（2015）の解釈を採用した場合、高石断層による累積上下変位量は、Ma 6 層で約 140 m、Ma 3 層で約 210 m、Ma 1 層と Ma-1 層では約 300 m となる。なお、上盤側非変形部における Ma 1 層と Ma-1 層の層準は不確実であり、上記の値よりも小さくなる可能性がある。

大阪湾岸第 2 測線については、大阪府（2004）の対比（第 6 図）に従った場合、既に 2.2 及び 2.3.2 で触れたように、Ma 3 層の累積上下変位量は約 210 m と見積もられ、高石一堺測線における推定と一致する。

### 2.5.2 平均上下変位速度

これらの海成粘土層の堆積年代を、吉川・三田村（1999）及び岩田ほか（2013）に従って、それぞれ約 60 万年前（Ma 6）、約 85 万年前（Ma 3）、約 100 万年前（Ma 1）、約 120 万年前（Ma-1）とした場合、各海成粘土層堆積開始以降の平均上下変位速度は、それぞれ、約 0.23 m / 千年、約 0.25 m / 千年、約 0.3 m / 千年若しくはこれ以下、約 0.25 m / 千年若しくはこれ以下となる。

高石断層の最近 100 万年間の平均上下変位速度は概ね 0.25 m / 千年程度と推定される。この高石断層の平均上下変位速度は、地震調査委員会（2004）による上町断層帯の平均上下変位速度（0.4 m / 千年）の約 60 % に達する。

### 2.5.3 最新活動時期

第 6 図に示す阪神高速道路湾岸線のボーリングデータ（大阪府、2004）から、高石断層は約 20~25 万年前の Ma 11 層の堆積後にも活動していると考えられる。本ボーリングデータは、高石断層が後期更新世以降にも活動している活構造である可能性を示唆する。なお、高石断層の南西側に存在する、基盤岩上面の起伏と整合的な波長の長い褶曲構造も、Ma 11 層の堆積後にも成長していると考えられる。

## 2.6 高石断層の長さ

### 2.6.1 高石断層の東端

高石断層は、2.2 で議論したように、ほぼ東西の走向をもつと考えられることから、幅約 500 m の変形帯は南海高師浜線に沿って東へ延びていると推定される。南海本線羽衣駅の約 270 m 以東、南海高師浜線伽羅橋駅の約 400 m 以東には、主として、数千~数万年前に形成された下位段丘面からなる台地が広がる（第 13 図）。この台地には、上町断層帯の北北

東-南南西方向、西側低下の撓曲変形が認められるが、高石断層の東方延長と考えられる東西方向の変動地形は認められない(第13図; 中田ほか, 1996b; 池田ほか編, 2002; 近藤ほか, 2015など)。

また、上述の台地を含む泉北丘陵からその東方の富田林・羽曳野丘陵をカバーする地質図(藤田・前田, 1985; 宮地ほか, 1998など)を見ても、これらの丘陵を構成する大阪層群には東西方向に延びる断層や褶曲は記載されていない。

以上より、高石断層は、高石市東羽衣以東の段丘～丘陵域には延びておらず、高石市東羽衣以西の沖積低地下で消滅する可能性が高いと判断される。

### 2.6.2 高石断層の西端及び長さについてのまとめ

高石断層の西端の議論に利用し得る大阪湾における音波探査は、1995年兵庫県南部地震直後の1995年度(平成7年度)に、海上保安庁水路部(現・海洋情報部)によって実施されている(海上保安庁水路部, 1995, 1996MS, 岩淵ほか, 2000; 貸与・開示を受けた資料参照)。第14図に高石断層西端の拘束に利用できるエアガン・マルチチャンネル探査及びスパーカー・シングルチャンネル探査の測線図を示す。また、第15図に南北方向の交差測線1と東西方向の主測線2のエアガン探査記録(反射断面)を、第16図に両測線のスパーカー探査記録(反射断面)をそれぞれ示す。

エアガン探査記録の検討では、海上保安庁水路部(1995)の海底地質構造図において、高石市高砂の沖合12km付近に図示された東北東-西南西走向、南側低下の断層は実在しないと判断した(第14, 15図)。岩淵ほか(2000)もこの断層の存在については言及していない。

また、エアガン探査記録では、交差測線1と主測線2の交差点近傍に、極めて小さな累積上下変位量ではあるものの、基盤岩中及び堆積層中の類似した反射波構造を伴う4条の断層が両測線で認められる(第15図)。これらの断層は、両測線において、ほぼ同じスペーシングで分布し、上下変位センスも相互に矛盾しないことから、第14図及び第17図に示すように、大阪湾西部の大阪湾断層(岩崎ほか, 1994, 横倉ほか, 1998など)とほぼ平行な、北東-南西方向に延びる断層と判断される(杉山・今西, 2015)。

スパーカーによる探査記録では、交差測線1と主測線2の両方で、海上保安庁水路部(1995)が高石市高砂沖に示した東北東-西南西走向、南側低下の断層の位置に、沖積層基底の傾斜変換部(斜面)が認められる(第16図)。南北方向の交差測線1では、沖積層の基底は北へ深くなっており、その下位に北側低下の断層の可能性のある構造が見られる。一方、東西方向の主測線2では、沖積層の基底は東へ深くなっており、その下位に東側低下の断層の可能性を

完全には否定できない構造が見られる。

交差測線1の沖積層基底の北への深化と北側低下の断層の可能性のある構造は、海上保安庁水路部(1995)による東北東-西南西走向の断層の落ちの方向(南側低下)とは逆である。このことから、スパーカー記録においても、海上保安庁水路部(1995)の海底地質構造図において、高石市高砂沖に示された東北東-西南西走向、南側低下の断層は実在しないと判断される。

交差測線1と主測線2については、それらの全域についてエアガン及びスパーカー記録を用いて、東西に近い走向を有し、南側低下を示す断層・撓曲の有無を検討したが、その存在を示唆する証拠は得られなかった。この結果から、高石断層が南北方向の交差測線1を越えて、その西側海域にまで延びている可能性は極めて低いと判断される。

以上の高石断層の東端及び西端の検討結果から、高石断層の全長が18kmを超える可能性は極めて低いと判断される(第17図; 杉山, 今西, 2015)。

### 2.7 高石断層の起源

第18図に、近畿三角帯南部に分布する主な東西ないし北東-南西走向の断層を示す。高石断層の東方には、北東-南西走向の大和川断層、名張断層、白米山断層などが分布する。また、高石断層の南方約25kmと北方約33kmには、いずれもほぼN80°E方向に延びる中央構造線活断層系(和泉山脈南縁区間)と有馬-高槻構造線活断層系がそれぞれ分布する。

2.2.1で述べたように、高石断層は81°南傾斜という高角度の断層面を有すると考えられることから、上記の各断層と同様に、先新第三紀基盤岩中の横ずれ断層を起源とする可能性が指摘できる。

74~43 Ma(後期白亜紀末~中期始新世)にかけての海洋プレートとユーラシアプレートとの相対運動方向(Engelbreton *et al.*, 1985)と、日本海拡大前の西南日本の原位置(鳥居ほか, 1985など)から、当時、西南日本前縁の海溝では、海洋プレートの左斜め沈み込みが起きていたと推定されている(Hayashida *et al.*, 1988)。この説に従うと、高石断層は、後期白亜紀末~中期始新世に、左横ずれ断層として形成された可能性が指摘できる。

### 2.8 高石断層近傍の応力場

高石断層による0.85 MaのMa3海成粘土層の累積上下変位量が約210mと、ほぼ0.25m/千年に達する平均上下変位速度の大部分が正断層運動(南側低下の縦ずれ変位)によって担われてきたと考えた場合、約1Ma~約20万年前(Ma11層堆積直後)までの高石断層近傍における最小圧縮応力軸( $\sigma_3$ 軸)の方位は、同断層の走向に直交する南北に近く、ほぼ水平であったと推定される(杉山・今西, 2015)。また、最大圧縮応力軸( $\sigma_1$ 軸)は鉛直に近い高角度



でプランジしていたと推定される。

一方、高石断層のすぐ東側をほぼ南北～北北東～南南西方向に延びる逆断層である上町断層帯の3次元形状から推定される同断層周辺の応力場は東西圧縮場 ( $\sigma_1$  軸はほぼ水平で東西に近い方向,  $\sigma_3$  軸は鉛直に近い方向) であり、高石断層近傍のそれとは大きく異なる。これら2つの応力場の推定が正しいとした場合、高石断層近傍では、局所的に大阪湾～大阪平野付近の広域応力場とは異なる応力場が形成されていたと考えられる (杉山・今西, 2015)。

Matsushita and Imanishi (2015) は、最近の約10年間に大阪平野とその近傍で発生した238の微小地震の発震機構を明らかにしている。それによると、逆断層型の発震機構を有する微小地震が卓越し、大阪地域の活構造と調和的に、東西方向 (ESE-WNW～ENE-WSW) で、水平に近い (20°程度以下のプランジ角) のP軸を有する微小地震が多い。最近約10年間に発生した微小地震のP軸及びT軸の方位とプランジ角の分布には、高石断層近傍に周囲と異なる応力場が存在することを示唆する特徴は見いだせない。但しこれは、局所的な応力場を議論するには微小地震の解析データ数が十分ではないことによる可能性がある (杉山・今西, 2015)。今後、長期的な観測によるデータの蓄積とより小さな地震まで含めたデータ解析が望まれる。

このような高石断層近傍における局所的な応力場と同断層に沿う正断層成分が卓越する断層運動の発現機構については、別稿 (杉山・今西, 2015) において深部流体の貫入が関与するモデルを提示した。御関心のある読者は杉山・今西 (2015) を参照されたい。

### 3. 住之江撓曲の南方延長、及び吉岡ほか (2013) と近藤ほか (2015) により仁徳天皇陵の北西方に新たに認定された撓曲／断層崖について

#### 3.1 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による住之江撓曲の南方延長と本研究で提唱する同撓曲の南方延長に関する見解

吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) は、住之江撓曲の南方延長について、大和川の南ですぐにその走向を北東～南西から南北、さらに北西～南東に変え、大阪湾岸第1測線 (大阪府, 2005a, b) のCMP No. 1600 付近から南へ緩やかに撓み下がる撓曲構造の前縁 (南縁; CMP No. 1500 付近) に連続すると推定している (第19, 20図)。

第20図及び第21図に示すように、堺築港東西測線 (大阪府, 2005a, b)、大阪湾岸第1測線 (大阪府, 2005a, b)、及び堺第2測線 (杉山, 1997) の反射断面では、上述の大阪湾岸第1測線のCMP No. 1600～1500 付近の撓曲変形よりも顕著な西ないし南へ撓み下がる撓曲構造がそれぞれの測線で確認される。こ

れらの撓曲構造は、第19図に示すように、ほぼN10°W (=S10°E) の方向に連なっており、この並びを北へ延長し、南海本線堺駅の北西方でその走向を北東方向に緩やかに湾曲させると、住之江撓曲にスムーズに連続するよう見える。

このことから、本研究では、今後検証すべき住之江撓曲の南方延長の一つの可能性として、第17図及び第19図に示すトレースを提唱する。

#### 3.2 堺築港東西測線及び大阪湾岸第1測線に認められる住之江撓曲の南方延長の可能性のある撓曲構造の概要

堺築港東西測線 (大阪府, 2005a) の反射断面 (第20図) では、測線の東端に背斜状の変形が見られ、その西半は西へ撓み下がる撓曲構造とみることができ、撓曲変形部とその西側の“非変形部”との境界は漸移的であるが、概ねCMP No. 300 付近に境界 (撓曲変形部の前縁) があると見なし得る。

大阪湾岸第1測線の反射断面 (第20図) では、CMP No. 1180 付近を冠とする南翼が長い非対称背斜が見られ、その南半は南へ撓み下がる撓曲と見なすことができる。撓曲変形の前縁はCMP No. 1050 付近にある。

#### 3.3 堺第2測線付近以南における住之江撓曲の南方延長

都市圏活断層図「大阪西南部」 (中田ほか, 1996b) では、高石市東羽衣～綾園にかけての下位段丘面 (約数万～数千年前) の西縁部に沿って、NNE-SSW 方向に延びる活断層 (位置やや不明確) 及び活断層 (活撓曲) が表示されている (第13図)。また、中田ほか (1996b) は上記活断層の北方延長部 (南海電鉄浜寺公園駅東方付近) をより確度の劣る推定活断層 (地表) と認定している。

一方、吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) は、詳細DEMを利用した地形断面に基づいて、中田ほか (1996b) の推定活断層 (地表) の位置に、活断層 (位置やや不明確) を認定している (第19図)。

堺第2測線は、この推定活断層 (中田ほか, 1996b) 及び活断層 (位置やや不明確: 吉岡ほか, 2013; 近藤ほか, 2015) を横切っている。同測線の反射断面では、これらの断層の位置は、西 (浜寺公園側) へ緩やかに撓み下がる撓曲構造の内部に当たる (第21図)。

吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) の地形断面図PN27は、堺第2測線の北側約160～170 m 付近において、活断層 (位置やや不明確: 吉岡ほか, 2013; 近藤ほか, 2015) を横断しており、活断層は地形面に6.7 mに達する東側上がり、幅200 m以下の鋭い立ち上がりの上下変位を与えている (第21図)。しかし、1) 堺第2測線の反射断面には、このような鋭い立ち上がりの上下変位に対応する構造は



認められないこと、2) この崖地形の隆起側には撓曲変形部を伴っていないこと、3) 中田ほか (1996b) は、崖の西側の低い地形面を東側の高い地形面よりも若い沖積面に対比していることを考え合わせると、この崖地形は撓曲／断層崖ではなく、浸食崖である可能性が高いと判断される (第 21 図)。

浜寺公園駅付近では、断層／撓曲は、北に向かつて段丘の西縁から次第に西へ離れて沖積面下に潜り、堺第 2 測線では、その西端付近に変形帯の前縁が位置していると考えられる。

このように考えた場合、住之江撓曲の南方延長は、高石市東羽衣～綾園にかけての下位段丘面西縁部に沿う NNE-SSW 方向の活断層 (活撓曲；中田ほか、1996b) に連続する可能性が高いと思われる。

この場合、中田ほか (1996b) の活断層 (活撓曲) の分布に基づくと、住之江撓曲南方延長は阪和線北信太駅の南西約 300 m 付近に達し、大和川南岸域における同撓曲の長さは約 11 km となる。吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) に基づいた場合には、500 m ほど短くなる。また、高石一堺測線の反射断面に認められる 2 条の上町断層帯の東上がり逆断層 (岩田ほか、2013) のうち、西側の断層は、住之江撓曲の南方延長に当たることになる (第 4, 5, 17, 19 図)。

### 3.4 住之江撓曲の南方延長を検証するための今後の課題

上に述べた住之江撓曲の南方延長に関する考え方を検証するためには、堺市堺区築港八幡町から堺市西区築港新町にかけての埋立地の地下地質構造を解明することが不可欠である。既存資料を収集して、住之江撓曲に対応する撓曲の確認・追跡を試みると共に、資料がない地域については、新たに群列ボーリングや反射法地震探査などを実施することが期待される。

### 3.5 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) により仁徳天皇陵の北西約 1.2 km に新たに認定された撓曲／断層崖について

吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) は、詳細 DEM を利用した地形断面に基づいて、仁徳天皇陵 (大仙古墳) の約 1.2 km 北西に撓曲／断層崖を認定している。仁徳天皇陵を横切る西北西－東南東方向の地形断面図 PN23 では 1.6 m、その南側の同方向の地形断面図 PN24 では 6.4 m の上下変位がそれぞれ見積もられている (第 22 図)。一方、中田ほか (1996b) は、吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) が撓曲／断層崖と認定した崖を下位段丘面と沖積低地の境界、即ち浸食崖と見なしている。

仁徳天皇陵の北側に西北西－東南東方向に設定された大和川南測線 (大阪府、2004) とその南側に同方向に設定された堺第 1 測線 (杉山、1997) の反射断面 (第 22 図) には、この撓曲／断層崖に対応する

反射面の変形・変位は全く認められない。

このような反射法地震探査の結果は、中田ほか (1996b) の見解を支持し、吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) は、浸食崖を撓曲／断層崖 (変動崖) と誤認したものと考えられる。

## 4. 上町断層帯沿岸部の活動区間 (吉岡ほか、2013；近藤ほか、2015) の実在性

### 4.1 大津川測線近傍における東側上がりの撓曲構造の実在性

吉岡ほか (2013) と近藤ほか (2015) は、詳細 DEM を利用して、大津川の北岸と南岸に西北西－東南東方向の地形断面図 PS03 と PS04 (第 23 図) を作成し、それぞれ 2.1 m、2.5 m の東上がり of 上下変位を伴う活断層 (撓曲／断層) を認定している (第 24 図)。

岩田ほか (2011) の大津川測線は、PS03 の南西約 500 m、PS04 の北東約 1 km を大津川の北岸に沿って、両地形断面にほぼ平行に、全体としては北西－南東に延びている (第 23 図)。PS03 及び PS04 の地形断面を大津川測線の反射断面に鉛直に投影して、地形断面と反射断面の対応を検討した (第 24 図)。

その結果、東側上がりの撓曲／断層の位置は、ほぼ南北に延びる背斜構造 (第 6 図、第 23 図の泉大津港背斜；大阪府、2004 など) の東翼部に対応する。

地形的に東上がり of 撓曲／断層が認定された、泉大津港背斜の東翼部では、反射断面上では反射面が緩やかに東に傾斜し、全体として東下がり of 単調な構造を呈している (第 24 図)。Ma 6 層より上位 of 浅部の反射面 of 東への傾斜は上位 of 反射面ほど小さくなっていることが窺われ、Ma 6 層以降 of 時代における東下がり of 傾斜が累積的に増大してきたことが示唆される。

この部分には、地形的に認定された東側上がりの撓曲／断層に対応する東上がり of 地下構造はまったく認められない (第 24 図)。

以上から、大津川測線の反射断面に基づくと、少なくとも同測線近傍では、東側上がりの撓曲／断層は実在しない可能性が高いと判断される。また、東側上がりの撓曲／断層とされた崖地形は、より新しい時代の段丘形成時に、より古い時代の段丘が浸食されて形成された段丘崖 (浸食崖) の可能性が高いと考えられる。

PS03 及び PS04 の地形断面図を見ても、撓曲部とされた部分 of 地形断面は直線的な断面をもつ地形の集合体からなり、撓曲崖とする解釈は適切ではないと思われる。上述した浸食崖 of 可能性をはじめ、変動地形以外 of 成因を考慮する必要がある。

### 4.2 泉南地域における東側上がりの撓曲／断層の実在性

防災科学技術研究所は、高感度地震観測網の整備の一環として、平成9年度に泉南郡田尻町前島に田尻観測井を掘削し、観測井周辺の地震波速度構造の把握を目的とする2測線(K96-1測線及びK96-2測線)の反射法地震探査を実施している(笠原ほか, 2005). 吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)は、主に、笠原ほか(2005)によるこれら2測線の反射断面の解釈に基づき、泉南地域における上町断層帯沿岸部の活動区間(北東-南西方向に連続する南東側上がりの撓曲/断層)の実在性が検証されたとしている。

#### 4.2.1 本研究による検討に用いた地質データ及び反射断面

反射断面上に現れた反射面及び反射波構造と地質との対応を明確にするため、5万分の1地質図幅「岸和田」(市原ほか, 1986)及び『大阪層群』(市原編, 1993)を参照した。5万分の1地質図幅「岸和田」の地質図にこれら2つの反射法地震探査測線をプロットした図を第25図に示す。

反射法地震探査データの解析・解釈に当たっては、笠原ほか(2005)で公開されている反射断面のうち、速度解析、深度変換などの処理・解析過程における不確かさがより少なく、元データにおける反射面の連続性がより忠実に保持されているマイグレーション後時間断面を用いた。K96-1測線のマイグレーション後時間断面に田尻観測井の位置と同観測井のボーリング調査結果に基づく大阪層群の基底を書き入れた図を第26図に示す。また、K96-2測線のマイグレーション後時間断面と本研究による解釈を第27図に示す。更に、笠原ほか(2005)による深度変換断面の解釈に吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)が地形情報から推定した撓曲/断層の存在範囲を書き加えた図と、本研究による解釈とを上下に並べて示した図を第28図に示す。

#### 4.2.2 K96-1測線及びK96-2測線の反射断面の検討

##### 4.2.2.1 大阪層群の基底と構造

K96-2測線の反射断面における大阪層群の基底(=先新第三紀基盤岩類の上面)は、田尻観測井のボーリング調査結果とK96-1測線の反射断面との対比、並びにK96-1測線とK96-2測線の交点における両反射断面の対比から、明確に同定される(第26, 27図)。K96-2測線の北西端付近に位置する両測線の交点から南東方へ大阪層群基底の追跡に当たっては、反射面の連続性を重視した。その結果、第27図に示すように、大阪層群の基底は、南東へ向かって徐々に浅くなり、CDP No. 100付近で地表に達すると解釈した。

この基底以浅の大阪層群内部の構造の解釈に際しても、反射面の連続性を重視した。その結果、第27図(下図)の黄色及びオレンジ色の線で示すような、

北西(海側)へ傾斜ないし階段状に低下する構造が発達すると解釈した。

特に、オレンジ色で示した部分の形状は、汎世界的な海水準変動に伴って形成される一連の陸棚-沖積平野堆積体(堆積シーケンス:Vail *et al.*, 1991; 荒戸・高野, 1995; 酒井ほか, 1995)の断面形(第29図)に良く似ている。この見方が正しいとすると、K96-2測線の反射断面に含まれる大阪層群は、少なくとも2サイクルの堆積シーケンス(海進-海退堆積サイクル)を含むと考えられる。

##### 4.2.2.2 大阪層群相当部より下位の反射波構造と地質との対応

大阪層群相当部より下位の反射面・反射波構造と先新第三系との対応に関しては、まず、K96-2測線の南東端(CDP No. 330~380)付近に着目した。地質データ(第25図)から、この付近は後期白亜紀に主に陸棚上で堆積した和泉層群の分布域に当たることから、同測線南東端部の浅部に認められる強い反射面群(緑色の線を書き入れた層準)は、和泉層群に対応すると判断した。

これより北西側のCDP No. 250~330付近は、地表では和泉層群を覆って、ごく薄い大阪層群最下部及び段丘堆積物が分布する(第25図)が、第27図に示すように、和泉層群に対比される反射面が南東側から連続している。また、北西側ほど、より下位の反射面(地層)が分布している。これは、時代と共に堆積の中心が東へ移動したことを示唆し、和泉層群の特徴と一致する。これらのことから、みどり色の線を書き入れた層準は、和泉層群に当たると判断した。

更に北西側のCDP No. 75~100付近では、南東側へ浅くなる2つの強い反射面(青色の線を書き入れた層準)が認められる。これらの反射面は、CDP No. 100から同150付近まではほぼ水平に連続し、その南東側のCDP No. 150~190付近では南東側へ傾斜する。この部分では、軸部が時代と共に南東側へ移動した向斜状の構造を形成するようにも見える(第27図)。

これらの反射面群とCDP No. 250以東の和泉層群に対比した反射面群との関係は、CDP No. 190~250付近の浅部の反射波構造が不鮮明なため、確定的ではないが、1)両者は同一層準、2)前者は後者より下位の層準の2つの可能性が考えられる。青色線を書き入れた反射面群は、1)の場合には和泉層群に対比され、2)の場合には後期白亜紀の溶結凝灰岩を主とし、非溶結火砕岩類、砂岩、泥岩などを伴う泉南流紋岩類(市原ほか, 1986)に対比されると推定される。

Itihara *et al.* (1975)によると、CDP No. 250付近以北のK96-2測線の東側に位置する北西-南東に細長く延びる丘陵とその周辺には、大阪層群及び段丘堆



積物の下位に泉南流紋岩類が分布する（市原ほか（1986）の5万分の1「岸和田」図幅では、恐らく校正ミスによって、当該分布域は色抜けとなっている）。このデータに基づくと、青色線を書き入れた反射面群は泉南流紋岩類に相当する可能性が高い。但し、この丘陵は同流紋岩類の分布の西端に当たっており、現時点では、当該反射面群が和泉層群に当たる可能性を完全には否定できない。

CDP No. 75 付近より北西側の K96-2 測線北部については、地質図及びボーリングデータとの直接的な比較はできないが、大阪層群相当部の下位に、多重反射とは考えられない反射波構造（青色の線を書き入れた層準）が認められる。この反射波構造は、北西側への前進堆積作用（プログラデーション）により形成された堆積パターンを示唆する反射波列からなり、本研究では、泉南流紋岩類又は和泉層群に対比されると推定した（第27図）。

大阪湾岸部では、従来、和泉層群の分布は知られていない。CDP No. 75 付近より北西側の青色の線を書き入れた反射波列が和泉層群であった場合には、同層群の分布に関する新知見となる。その反射波構造は北西方向（内帯側）への堆積中心の移動を示唆しており、和泉層群の古流向から推定されていた北西方向へ深くなる堆積盆地（市原ほか、1986）と調和的である。今後、ボーリング調査などによって、この層準の地質学的実体の解明が期待される。

#### 4.2.2.3 断層

上に述べた K96-2 測線の反射断面（第27図）に見られる反射面・反射波構造と大阪層群及び先新第三系との対比に関する考え方に基づくと、同反射断面には断層の存在を明瞭に示唆する構造は認められない。大阪層群と先新第三系（和泉層群及び同層群又は泉南流紋岩類）に対比した反射面群に見られる北西若しくは南東傾斜の構造は、撓曲変形ではなく、前進堆積作用（プログラデーション）によって形成された堆積性の構造と推定される。

確実な証拠はないが、先新第三系中には、CDP No. 75 付近の往復走時約 200 ms の深さから、南東へ傾斜する断層（恐らく逆断層）が存在する可能性がある（第27、28図）。既述のように、この付近より北西側の先新第三系には、堆積場が北西へ移動したことを示唆する反射波構造が見られるのに対して、南東側の先新第三系には堆積場が時代と共に南東側へ移動したことを示唆する構造が認められる。

CDP No. 50~75 付近では、大阪層群の基底の位置に不確かさがあり、第27、28図に破線で示した位置よりも深い可能性がある。その場合には、大阪層群の最下部は上述した先新第三系中の断層によって、南東側上がりの逆断層変位を被っている可能性が出てくるが、上述のように、断層変位は同層群の上部には及んでいないと判断される。

#### 4.2.3 笠原ほか（2005）、及び吉岡ほか（2013）・近藤ほか（2015）の解釈と本研究による解釈の比較

笠原ほか（2005）及び吉岡ほか（2013）・近藤ほか（2015）では、速度構造解析結果（P波の区間速度分布）が重視されているのに対して、本研究では、上述のように、反射面の連続性が重視されている（第28図）。

笠原ほか（2005）によって推定された3条の断層のうち、最も北西側の断層は、先新第三系中の区間速度分布に見られる南東側隆起の断層と見ることが可能な不連続部（4.5 km/s 以上の速度の赤色部と 3 km/s 台の速度をもつ黄色部の境界の不連続部）に置かれている。

この断層は A よりも上位の大阪層群中にも伸びているように表現されているが、CDP No. 1~30 付近の深度 200~300 m（第28図上段の図）及び往復走時 200~400 ms（同図下段の図）に存在する強い反射面は、断層の推定位置を横切ってほぼ水平に連続しており、断層による変位・変形は認められない。また、本研究でプログラデーションパターンと見なした、南西側に階段状に傾き下がる構造はいずれの断面でも認められるが、その位置は断層の推定位置とはずれている。したがって、本研究では、この断層が大阪層群にまで進展し、同層群に変位・変形を与えている可能性は極めて低いと考える。

笠原ほか（2005）による残り2条の断層、及び本研究によって CDP No. 75 付近の往復走時約 200 ms の深さから南東へ傾斜すると推定された断層については、直接的な証拠を欠いており、今後の更なる調査と検証が必要である。

#### 4.3 上町断層帯沿岸部の活動区間の実在性について—まとめ

以上、既存の反射法地震探査データを主な材料として、大津川下流域及び泉南地域について、上町断層帯沿岸部の活動区間の実在性を検討した。その結果、いずれの地域においても、この区間における活断層の存在に対して、否定的な結果が得られ、積極的に活断層の存在を示唆する結果は得られなかった。しかし、本研究によって検討した地域はわずか2地域に限られることから、今後、大阪湾岸地域の他の地点においても、その社会的重要性に鑑み、活構造の存否並びに活動性に関する調査と検討を進めることが不可欠と考える。

#### 5. まとめ

本研究のまとめとして、以下の(1)~(3)の諸点が指摘できる。また、吉岡ほか（2013）及び近藤ほか（2015）による地形断面図に基づく撓曲／断層崖の認定に関する問題点として(4)が指摘できる。



**(1) 高石市内で発見された「東側が深くなる撓み構造」について**

1) 高石市内で発見された「東側が深くなる撓み構造」(文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 2013)は、ほぼ直交する2つの反射法地震探査測線(高石一塚測線及び大阪湾岸第2測線)の解析から、ほぼ東西走向で南へ81°傾斜し、幅約500mの撓曲変形帯を伴う、正断層成分が卓越する断層(高石断層)と考えられる。

2) 高石断層の累積上下変位量は約0.6MaのMa6層で約140m、約0.85MaのMa3層で約210m、約1MaのMa1層で約300m若しくはこれ以下と見積もられる。最近1Ma間の平均上下変位速度は概ね0.25m/千年程度と推定される。

3) 変動地形及び地質データの検討から、高石断層は高石市東部以東の段丘〜丘陵域には延びておらず、高石市東羽衣以西の沖積低地下で消滅する可能性が高いと考えられる。また、既存音波探査データの検討から、高石市高砂沖約12kmに存在することが指摘されていた東北東〜西南西走向、南側低下の断層(海上保安庁水路部, 1995)は実在しないと判断した。これらの結果から、高石断層の全長は、18kmを超える可能性は極めて低いと推定される。

4) 高石断層は81°南傾斜という高角度の断層面を有すると推定されることから、近畿三角帯の東西(有馬〜高槻構造線活断層系など)ないし北東〜南西方向の断層(名張断層など)と同様に、後期白亜紀末〜中期始新世に、先新第三紀基盤岩中の左横ずれ断層として形成された可能性が指摘できる。

5) 上述した高石断層の累積上下変位量と平均上下変位速度の大部分が正断層運動によって担われてきたと考えた場合、1Ma〜約20万年前(Ma11層の堆積直後)までの同断層近傍における最小圧縮応力軸は、断層の走向に直交する南北方向に近く、ほぼ水平であったと推定される。また、最大圧縮応力軸は鉛直に近い高角度でプランジしていたと推定される。高石断層近傍では、局所的に大阪湾〜大阪平野付近の広域応力場(東西方向の圧縮)とは異なる応力場が形成されていたと考えられる。

**(2) 住之江撓曲の南方延長及び上町断層帯の一部として仁徳天皇陵北西方に新たに認定された撓曲／断層崖について**

1) 既存の反射法地震探査及びボーリングデータの検討に基づき、住之江撓曲の南方延長に関して、南海本線堺駅の北西約3kmでその走向を南西からほぼ真南に変え、石津川河口の西側及び南海本線浜寺公園駅付近を通過して、高石駅東方の台地・丘陵西縁の東側上がりの撓曲に繋がる説を提唱した。この説及び既往の変動地形データよると、住之江撓曲は阪和線北信太駅の南西約300m付近に達し、大和川南岸域における同撓曲の長さは約11kmとなる。

2) 吉岡ほか(2013)と近藤ほか(2015)は、詳細DEMを利用した地形断面に基づいて、仁徳天皇陵北西方に、上町断層帯の一部として新たな撓曲／断層崖を認定している。しかし、同天皇陵近傍に設定された大和川南測線と堺第1測線には、この撓曲／断層崖に対応する反射波構造は認められない。この事実は当該の崖地形を時代の異なる段丘面が接する段丘崖(浸食崖)と見なした中田ほか(1996b)の見解を支持し、吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)は浸食崖を撓曲／断層崖と誤認したと考えられる。

**(3) 上町断層帯沿岸部の活動区間の実在性について**

1) 大津川下流域では、吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)によって、西北西〜東南東方向の地形断面の特徴から、東上がりの撓曲／断層が認定された。しかし、これらの地形断面とほぼ平行に設定された大津川測線の反射断面では、この撓曲／断層はほぼ南北に延びる泉大津港背斜の東翼に位置し、反射断面上には地形とは逆に東下がりの構造が発達する。このことから、東側上がりの撓曲／断層とされた崖地形は、段丘崖(浸食崖)の可能性が高いと考えられる。

2) 泉南市西部に設定されたK96-2測線について、反射面の連続性がより良好に保持されているマイグレーション後時間断面を用い、既存の地質データを参照して、地質との対応と断層の実在性を検討した。その結果、反射波構造と大阪層群及び新第三系との合理的な対応付けができた。湾岸部の両層には、階段状に北西側に低下する反射面が複数確認され、これらは前進堆積作用(プログラデーション)によって形成された非変動性の構造と推定される。笠原ほか(2005)によって湾岸部に推定された南東側上がりの断層、並びに吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)によって、地形断面の特徴から湾岸部に推定された南東上がりの撓曲／断層の実在を示唆する反射波構造は見出されなかった。

**(4) 吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)による地形断面図に基づく撓曲／断層崖の認定について**

吉岡ほか(2013)及び近藤ほか(2015)は、2mメッシュの数値標高モデル(DEM)を用いて地形断面図を作成し、撓曲／断層崖を認定している。彼らの方法は、まず、崖の上側の標高分布を代表する直線(地形断面の補助線)を求める。次に崖の下側も上側と同一の地形面と見なし、同じ勾配の標高分布代表直線(補助線)を崖の下側にも適用し、実際の標高分布と標高分布代表直線の高度分布との差が最小になるように、補助線の位置(高さ)を決める。

この方法では、彼ら自身が指摘しているように、崖の両側が同一の地形面であることが前提となる。しかし、どのようなデータや方法によって、これを検証したのか、もしくは検証すべきかについては、

標高が低い側の地形面がより新しい堆積物に埋積されている場合のボーリングデータの利用を除いて、言及されていない。段丘が発達する地域では、変動崖（断層崖及び撓曲崖）のほかに、浸食崖が分布しており、吉岡ほか（2013）及び近藤ほか（2015）の方法では、浸食崖を変動崖と誤認する可能性がある。実際に、仁徳天皇陵北西方、浜寺公園駅付近、大津川下流域では、既述のように、地形断面図と反射断面との突き合わせから、浸食崖を撓曲／断層崖と誤認した可能性が高いと考えられる。

したがって、地形断面図に基づく撓曲／断層崖の認定に当たっては、反射法地震探査などの他の調査データと突き合せ、総合的に判断する必要がある。地形情報のみから抽出され、他の情報による検討・検証がなされていない撓曲／断層崖は、“撓曲／断層崖の可能性のある崖”に過ぎないことを銘記すべきである。

地形情報については、調査対象地域の地形発達を明らかにして、崖の形状だけでなく、成因の観点からの検討が不可欠である。吉岡ほか（2013）及び近藤ほか（2015）では、この観点からの検討が十分ではない。

#### 貸与・開示を受けた資料

海上保安庁海洋情報部より、1995年度（平成7年度）に同庁水路部（現・海洋情報部）が実施した「大都市周辺海域活断層調査—大阪湾海上作業及び開析作業」の報告書一式のうち、以下の6資料の貸与を受けた。

1. エアガン・マルチチャンネル探査の受振点位置図（縮尺5万分の1）
2. 主測線2の同上探査によるマイグレーション後深度変換断面
3. 交差測線1の同上探査によるマイグレーション後深度変換断面
4. 表層・中層音波探査（ソノプローブ・スパーカー探査）航跡図（縮尺10万分の1）
5. 主測線2のスパーカー・シングルチャンネル探査の記録断面（反射断面）
6. 交差測線1のスパーカー・シングルチャンネル探査の記録断面（反射断面）

**謝辞** 本論作成に際して、地質情報研究部門の水野清秀氏からは、本論の全般にわたって、論旨の明確化と記載内容の適正化に有益な査読コメントを戴いた。また、多くの重要な文献について御教示を戴き、高石断層に関する論考及び泉南地域の反射法地震探査結果の解釈の改善に活用させて戴いた。株式会社阪神コンサルタンツの末廣匡基氏と山田浩二氏には、高石市で実施された反射法地震探査結果について貴重なコメントを戴くと共に、大阪地域の既往反射法地震探査の詳細な情報について御教示戴いた。文部

科学省研究開発局地震・防災研究課の近藤久雄氏には、本論作成の初期に、論考を深めるのに有益な議論を再三にわたって行って戴いた。地震・火山研究部門の今西和俊氏には、大阪周辺で発生する地震並びに同地域周辺の応力場について、最新の知見を御教示戴くと共に、高石断層のテクトニクスについて議論をして戴いた。同部門の吉見雅行氏には、文部科学省「上町断層帯における重点的な調査観測」プロジェクトの情報を提供して戴いた。海上保安庁海洋情報部には、大阪湾における活断層調査のための音波探査データの借用に当たって、全面的なご協力を戴いた。ここに記して以上の皆様に篤く御礼申し上げます。

#### 文 献

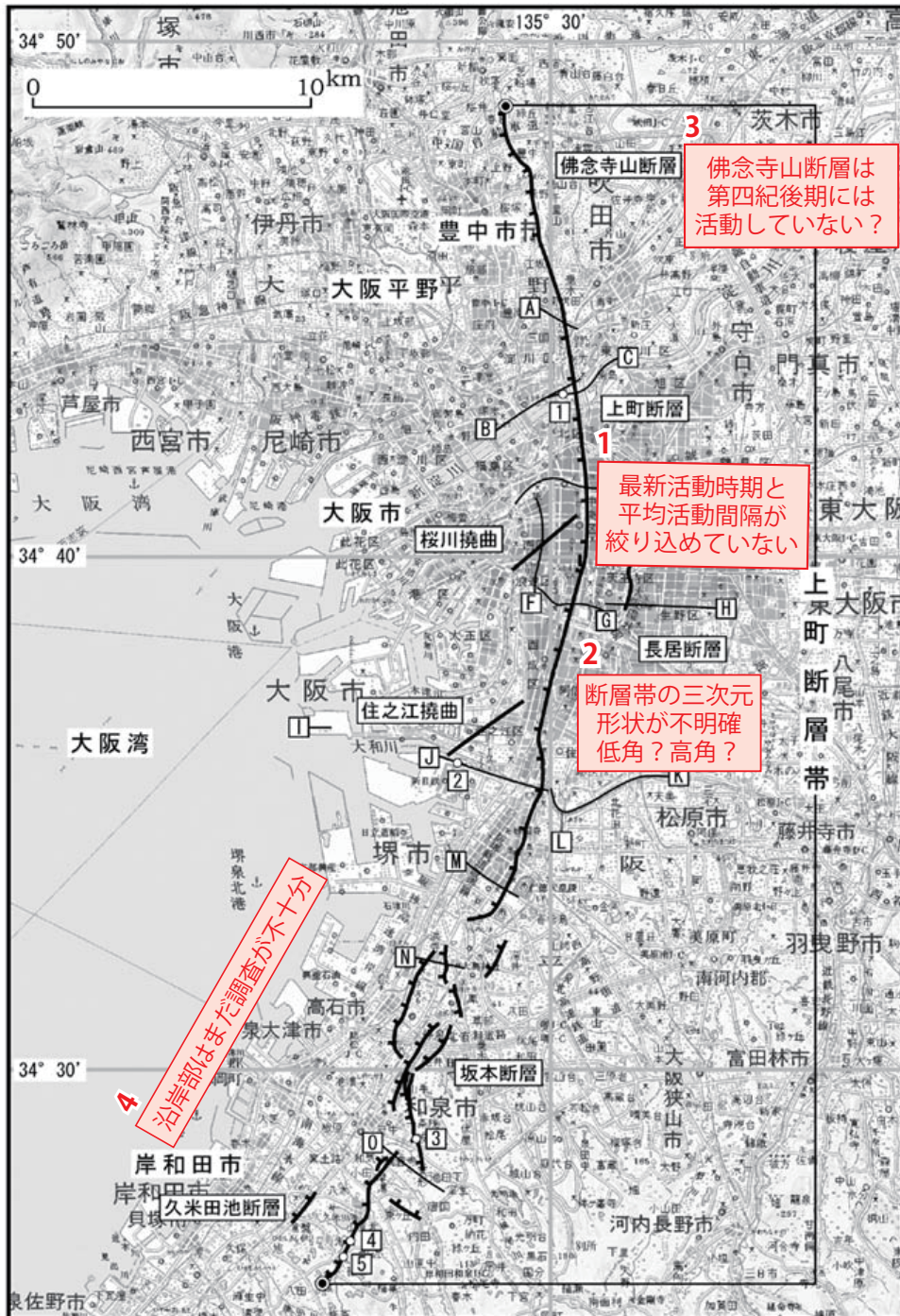
- 荒戸裕之・高野 修（1995）石油・天然ガスの探鉱におけるシーケンス層序学の意義。地質学論集，no. 45, p. 43-60.
- Engelbreton, D., Cox, A. and Gordon, R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, no. 206, 59 p.
- 藤田和夫・笠間太郎（1982）大阪西北部地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，112 p.
- 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，103 p.
- Hayashida, A., Otofujii, Y. and Torii, M. (1988) Paleogeographic position of southwest Japan and convergence between Eurasia and Pacific plates in pre-Neogene time. *Modern Geology*, vol. 12, p. 467-480.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）第四紀逆断層アトラス。東京大学出版会，254 p.
- 石山達也（2003）大阪平野下に伏在する上町および生駒断層帯の地質学的断層—褶曲モデル。活断層・古地震研究報告，no. 3, p. 145-155.
- 市原 実編（1993）大阪層群。創元社，340 p.
- 市原 実・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.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan—A standard stratigraphy of the Osaka Group—. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol. 19, p. 1-29.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・雪松隆夫・田賀 傑・宮野正実・酒井健治・深沢 満（2000）反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造。水路部研究報告，no. 36, p. 1-23.

- 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, vol. 46, p. 395-403.
- 岩田知孝・橋本 学・竹村恵二・楠本成寿・伊藤康人・遠田晋次 (2011) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測. 上町断層帯における重点的な調査観測平成 22 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, p. 19-77.
- 岩田知孝・橋本 学・竹村恵二・木村治夫・楠本成寿・伊藤康人・遠田晋次 (2013) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測. 上町断層帯における重点的な調査観測平成 22~24 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, p. 66-163.
- 地震調査研究推進本部 (2005) 今後の重点的調査観測について (一活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測, 活断層の今後の基盤的調査観測の進め方). 32 p., <http://www.jishin.go.jp/main/suiphon/honbu05c/h22-4-2b.pdf>, 2015 年 7 月 25 日参照.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 上町断層帯の長期評価について. [http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/80\\_uemachi.pdf](http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/80_uemachi.pdf), 2015 年 10 月 30 日参照.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 「全国を概観した地震動予測地図」報告書 (分冊 1) - 確率論的地震動予測地図の説明 -. 213 p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011) 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の評価 (一部改訂). [http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/81\\_83\\_85\\_86\\_89\\_chuo\\_2.pdf](http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/81_83_85_86_89_chuo_2.pdf), 2015 年 9 月 9 日参照.
- 地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会 (2009) 新たな活断層調査について. 16 p., <http://www.jishin.go.jp/main/suiphon/honbu13a/katsuchousa130404.pdf>, 2015 年 7 月 25 日参照.
- 海上保安庁水路部 (1995) 10 万分の 1 海底地質構造図「明石海峡及大阪湾」.
- 海上保安庁水路部 (1996 MS) 大阪湾における活断層調査. 5 p., 16 図・1 表.
- 笠原敬司・関口渉次・小原一成・藤原広行・山水史生・青井 真・山田隆二・木村尚紀・汐見勝彦・関根秀太郎・松原 誠・林 広樹・森川信之 (2005) 大深度ボーリング掘削, 検層および孔井内速度構造調査. 科学技術振興費主要 5 分野の研究開発委託事業, 新世紀重点研究創世プラン~リサーチ・レポリユーション・2002~, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 16 年度) 成果報告書, 文部科学省研究開発局・
- 東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, p. 266-307.
- 近藤久雄・杉戸信彦・吉岡敏和・堤 浩之・木村治夫 (2015) 数値標高モデルを用いた上町断層帯の詳細位置および分布形状の再検討. 活断層研究, no. 42, p. 1-34.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, vol. 642, p. 46-57.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) 大阪東南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 113 p.
- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒澤正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・苅谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田 徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50 万分の 1 活構造図「京都」(第 2 版) 説明書及び活構造図. 活構造図 11, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 50 p. 及び 1 葉.
- 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所 (2013) 上町断層帯における重点的な調査観測 平成 22~24 年度成果報告書. 449 p.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996a) 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「大阪西北部」. 国土地理院技術資料 D.1-No. 333.
- 中田 高・岡田篤正・鈴木康弘・渡辺満久・池田安隆 (1996b) 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「大阪西南部」. 国土地理院技術資料 D.1-No. 333.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395 p.
- 大阪府 (2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金「大阪平野の地下構造調査」成果報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka8frm.htm>, 2015 年 7 月 25 日参照.
- 大阪府 (2005a) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金「大阪平野の地下構造調査」成果報告書. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka9frm.htm>, 2015 年 7 月 25 日参照.
- 大阪府 (2005b) 平成 16 年度地震関係基礎調査交付金「大阪平野の地下構造調査」成果報告書 [概要版]. 大阪府, 55 p.
- 酒井哲弥・齋藤文紀・増田富士雄 (1995) シーケンス層序学入門. 地質学論集, no. 45, p. 1-14.
- 杉山雄一 (1997) 上町断層系の反射法弾性波探査. 地質調査所研究資料集, no. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), p. 105-113.
- 杉山雄一・今西和俊 (2015) 大阪湾岸の東西性正断層「高石断層」と深部流体の貫入モデル. *GSI 地質ニュース*, vol.4, no. 11, p. 315-331.



- 杉山雄一・七山 太・北田奈緒子・竹村恵二・横田 裕・末廣匡基 (2003) 上町断層系の補足調査 (その1) - 石津川沿い沖積低地における P 波及び S 波反射法地震探査 - . 活断層・古地震研究報告, no. 3, p. 103-115.
- 鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎 (1985) 西南日本の回転と日本海の誕生. 科学, vol. 55, p. 47-52.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. and Perez-Cruz, C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, p. 617-659.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進 (1998) 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, vol. 49, p. 571-590.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, vol. 105, p. 332-340.
- 吉岡敏和・近藤久雄・堤 浩之 (2013) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査. 上町断層帯における重点的な調査観測平成 22~24 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, p. 5-65.

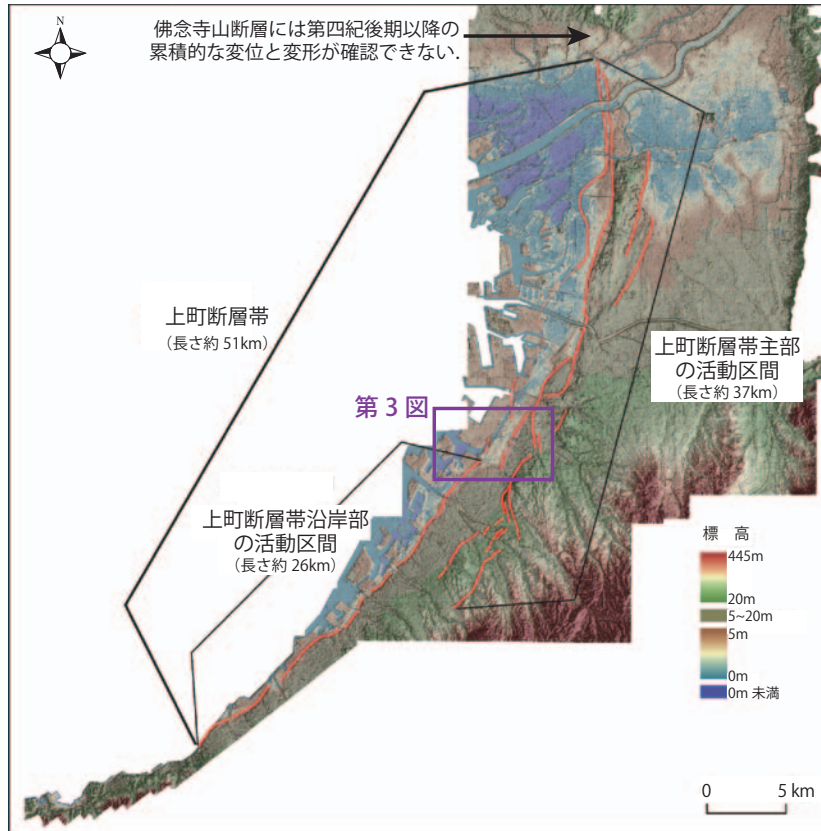
(受付: 2015 年 8 月 10 日, 受理: 2015 年 10 月 15 日)



1：地震調査委員会（2004）の指摘。2：低角モデル（石山，2003）と高角モデル（地震調査委員会，2005など）がある。3：丘陵高度の不連続と地質断層は存在するが，後期更新世以降の活動を明瞭に示す地形・地質データを欠いている（藤田・笠間，1982；池田ほか編，2002；中田ほか，1996a；岡田・東郷編，2000など）。4：池田ほか編（2002）は，泉大津市と忠岡町の境界をなす大津川下流の東西両岸に東側上がりの撓曲変形を認定すると共に，大阪湾岸に沿って泉南市の櫻井川東岸まで位置が不確かな活断層を認定しているが，反射法地震探査やボーリング調査などによる検証は行われていない。

第1図. 地震調査研究推進本部(2004)による上町断層帯を構成する断層の分布と残された課題.  
Fig. 1. Map showing the distribution of constituent faults of the Uemachi fault zone after the Earthquake Research Committee, Headquarters for Earthquake Research Promotion (2004), and four main remaining issues.





第2図. 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による上町断層帯を構成する断層の分布と活動区間区分. 吉岡ほか (2013) に加筆, 杉山・今西 (2015) から転載.

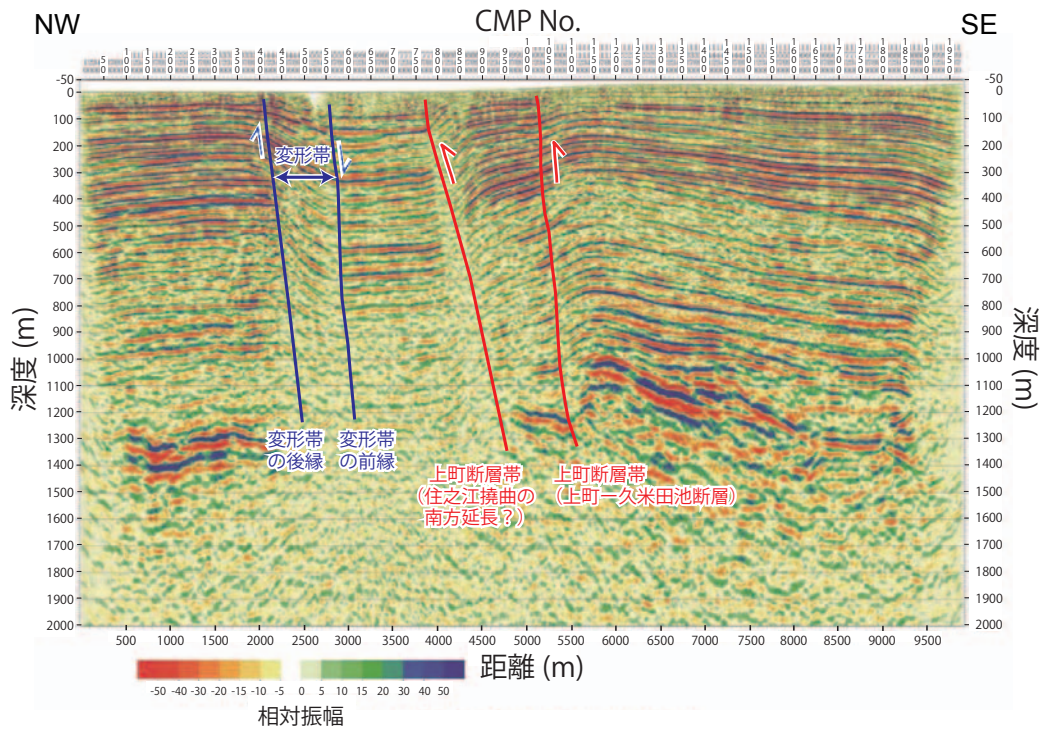
Fig. 2. Map showing the distribution of constituent faults of the Uemchi fault zone and its segmentation model after Yoshioka *et al.* (2013) and Kondo *et al.* (2015). Retouched after Yoshioka *et al.* (2013) and reproduced from Sugiyama and Imanishi (2015).



第3図. 反射法地震探査が実施された高石-堺測線 (一部; 岩田ほか, 2013) と大阪湾岸第2測線 (一部; 大阪府, 2004). A~Fは第8図に示す3つの反射記録 (地震探査断面) の端点位置を示す. 基図には地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用, 2015年10月1日参照. 杉山・今西 (2015) に加筆.

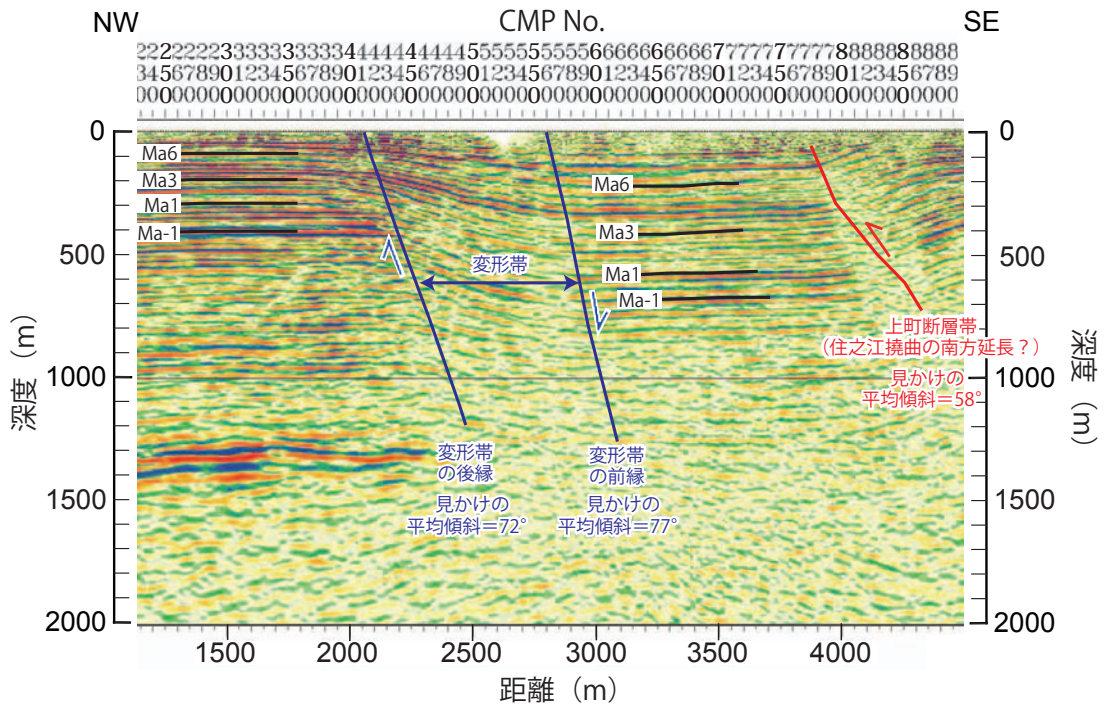
Fig. 3. Map showing the location of the Takaishi-Sakai line (part, Iwata *et al.*, 2013) and the second line along the east coast of Osaka Bay (part, Osaka Prefectural Government, 2004). A-F denote respective tips of three seismic reflection profiles in Fig. 8. GSI Maps by the Geospatial Information Authority of Japan are used as the base map. Retouched after Sugiyama and Imanishi (2015).





第4図. 高石一堺測線の反射記録（鉛直誇張3倍；岩田ほか，2013）と本研究による解釈。杉山・今西（2015）による。

Fig. 4. Seismic reflection profile along the Takaishi-Sakai line (vertical exaggeration is 3 times; Iwata *et al.*, 2013) and an interpretation by the present study. After Sugiyama and Imanishi (2015).

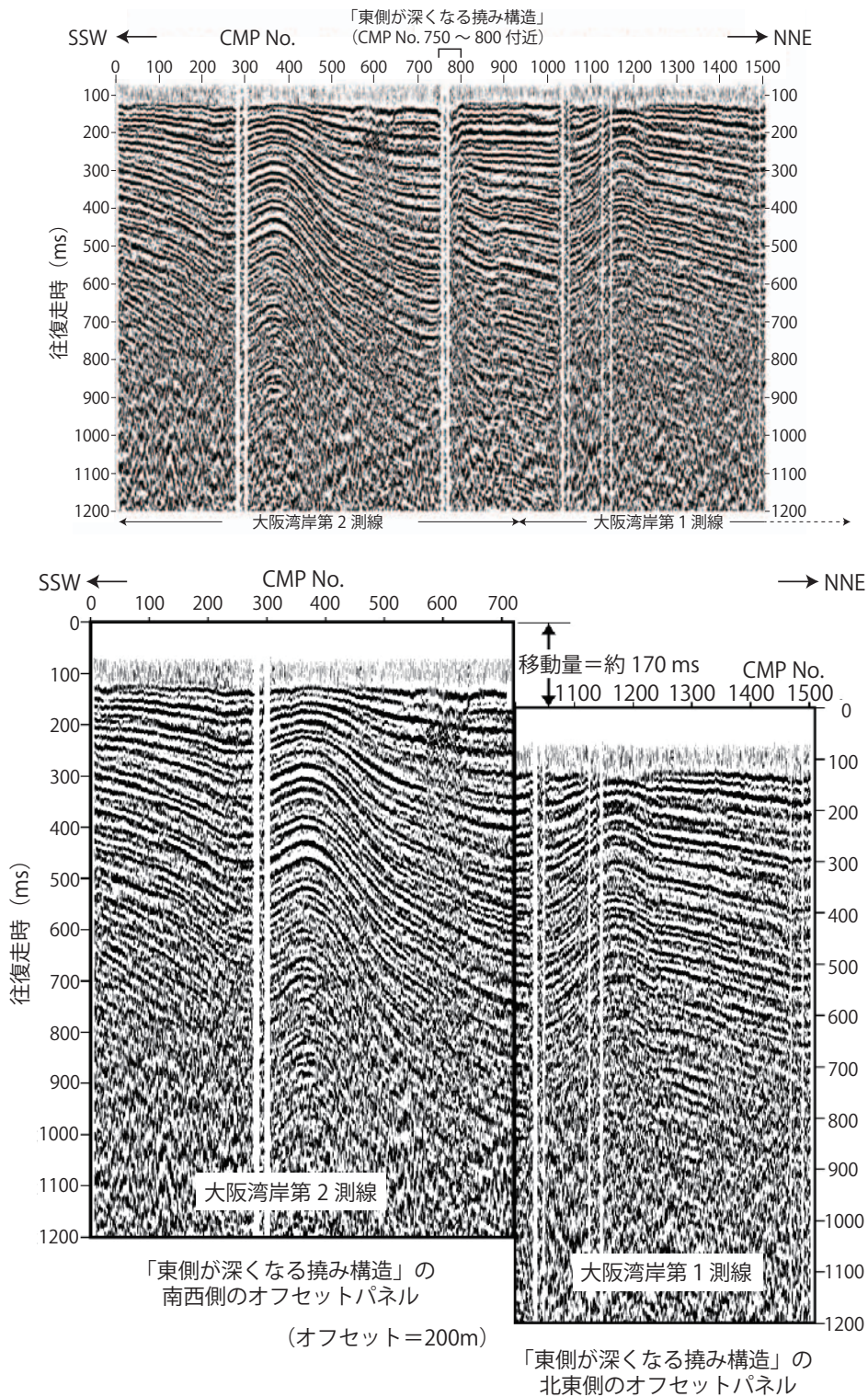


第5図. 高石一堺測線の反射記録（鉛直誇張なし；岩田ほか，2013）と本研究による解釈。杉山・今西（2015）による。

Fig. 5. Seismic reflection profile along the Takaishi-Sakai line (no vertical exaggeration; Iwata *et al.*, 2013) and an interpretation by the present study. After Sugiyama and Imanishi (2015).







第7図. 上図：大阪湾岸第2—第1測線（南部）のオフセットパネル。下図：「東側が深くなる撓み構造」の南西側のオフセットパネルを往復走時で約170ms上方（浅い方向）に移動させ、北東側のオフセットパネルと並置した図。南西側パネルの約800ms以浅と北東側パネルの約600ms以浅の反射波構造が良く対応する。パネルの位置は第19図及び第23図を参照。大阪府（2005b）に加筆。

Fig. 7. Top: Offset panel of the 1st and 2nd lines along the east coast of Osaka Bay. Bottom: Correlation of the offset panel on the SW side of the “flexure-like structure deepening eastwards” to that on the NE side by shifting the SW-side panel ~170 ms upwards. See Figs. 19 and 23 for the location of the offset panels. Retouched after Osaka Prefectural Government (2005b).

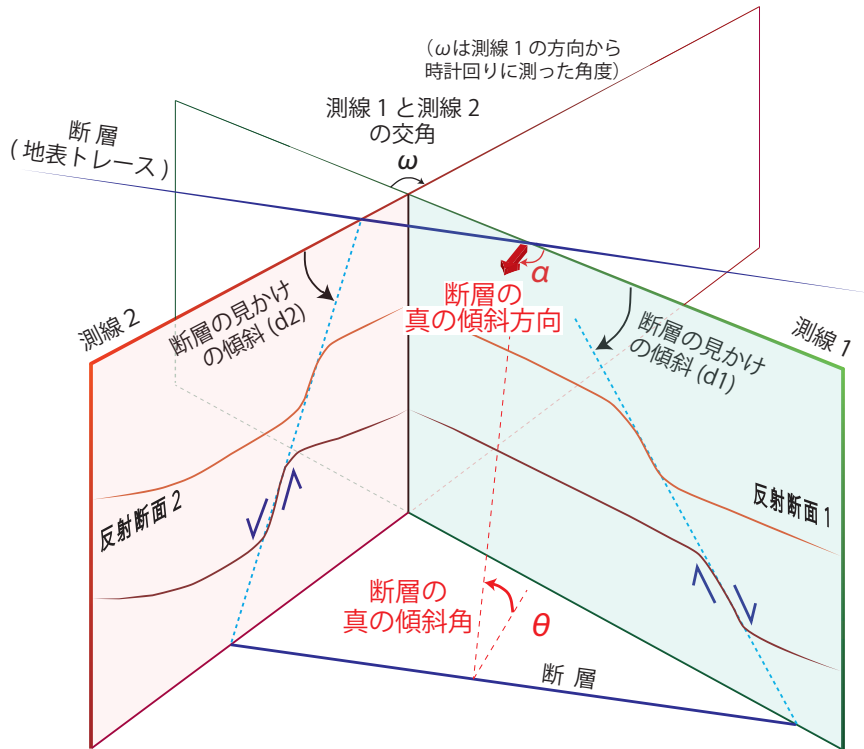




$$\text{断層の真の傾斜方向 } (\alpha) = \arctan \left( \frac{\tan(d_2) / \tan(d_1) - \cos(\omega)}{\sin(\omega)} \right)$$

(αは水平面内において測線1の方向から時計回りに測った角度)

$$\text{断層の真の傾斜角 } (\theta) = \arctan \left( \frac{\tan(d_1)}{\cos(\alpha)} \right) = \arctan \left( \frac{\tan(d_2)}{\cos(\omega - \alpha)} \right)$$



第9図. 2つの反射断面の方位と断面上における断層の見かけの傾斜から、断層の真の傾斜方向と傾斜角を求める方法. 杉山・今西 (2015) による.

Fig. 9. A method calculating the true horizontal direction of the dip (perpendicular to the strike) and the true dip angle of a fault, using the direction of two seismic reflection profiles and apparent dip angles of the fault on the profiles. After Sugiyama and Imanishi (2015).

**高石断層について推定される断層パラメーター**

走 向：ほぼ東西 (~N89° E)  
 傾 斜：高角度南傾斜 (~ 81° S)  
 長 さ：18km を超えない可能性が高い  
 (高石市東羽衣以東の段丘~丘陵上, 及び同市高砂の沖約 15km の  
 南北方向の測線における音波探査記録 (海上保安庁水路部, 1996  
 MS; 岩淵ほか, 2000) には, 本断層の延長と考えられる東西~  
 ENE-WSW 走向, 南側低下の断層は確認されない)

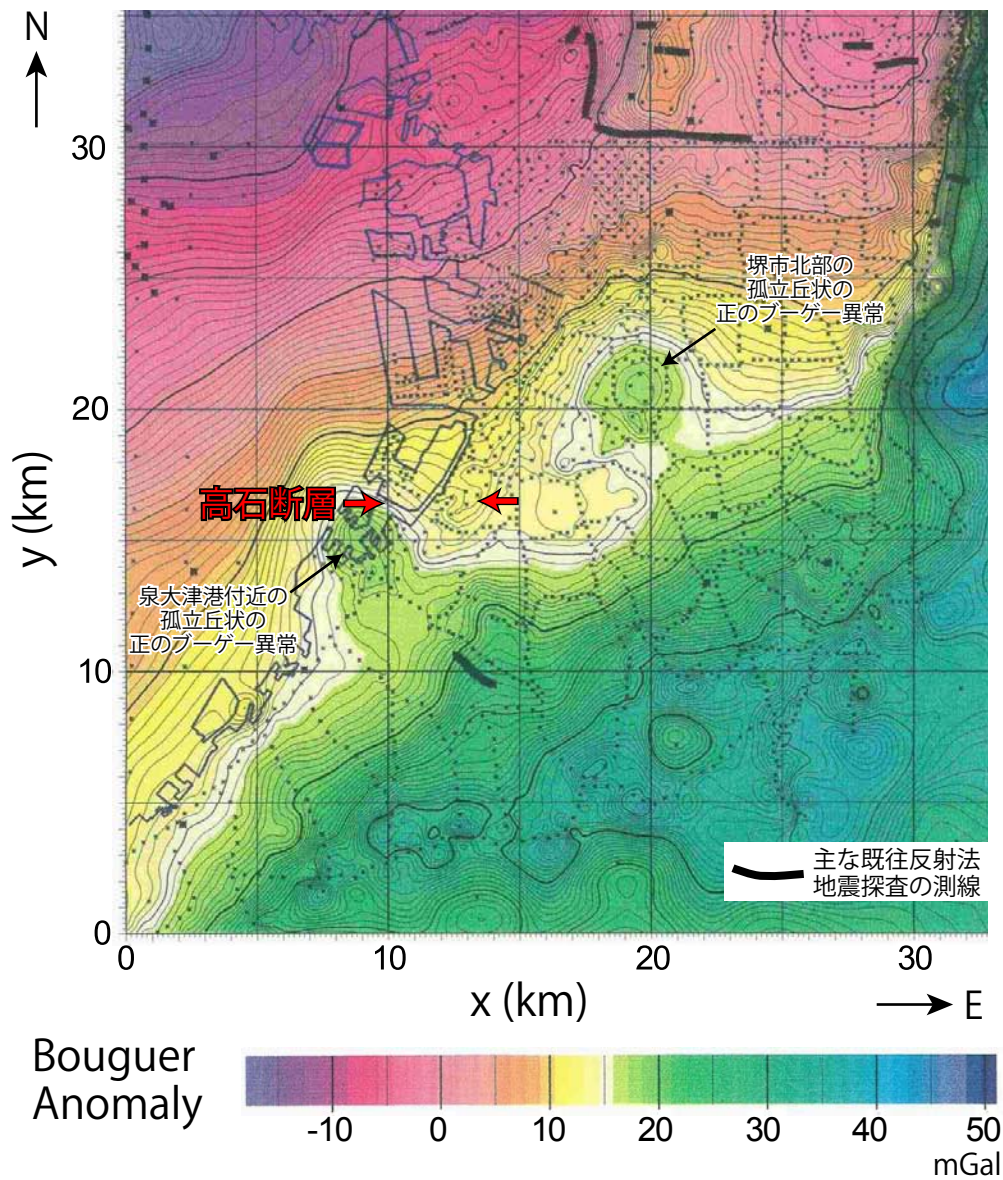
変形帯の幅：約 500m (高石大橋付近)  
 断層型：南側低下の正断層 (古い横ずれ断層が正断層として  
 再活動)  
 応力場： $\sigma_3$  軸は南北方向で水平に近く,  $\sigma_1$  軸はほぼ鉛直方向



第 10 図. 高石断層の位置と推定される断層パラメーター. 基図には地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用, 2015 年 10 月 1 日参照. 杉山・今西 (2015) による.

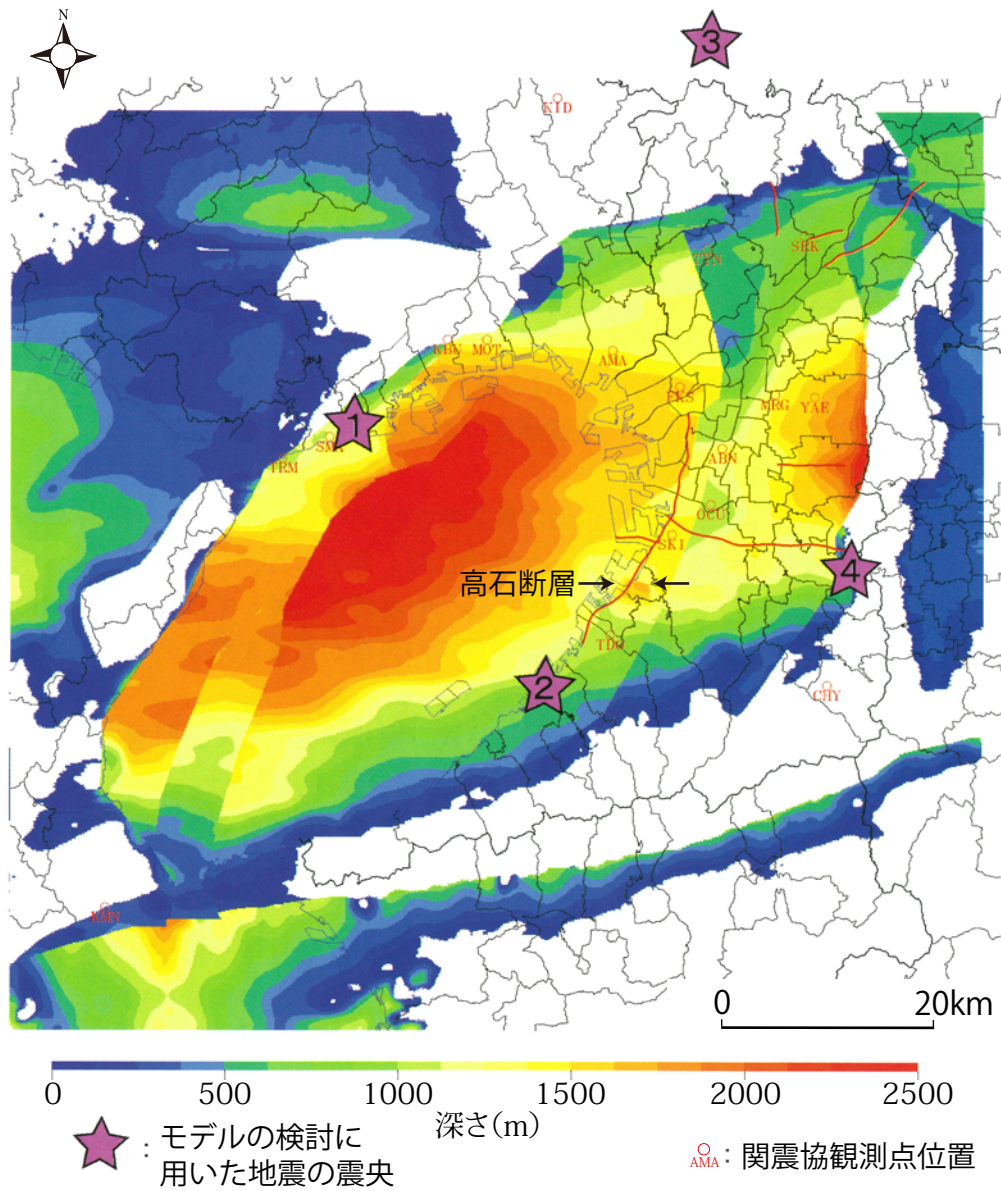
Fig. 10. Map showing the location of the Takaishi fault, and its fault parameters inferred from geological, geomorphological and seismic reflection data. GSI Maps by the Geospatial Information Authority of Japan are used as the base map. After Sugiyama and Imanishi (2015).





第 11 図. 高石断層周辺のブーゲー異常. 堀川ほか (2002) による. 重力観測点を × で示す. 仮定した密度は  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . 高石断層の文字とその位置を示す矢印を加筆.

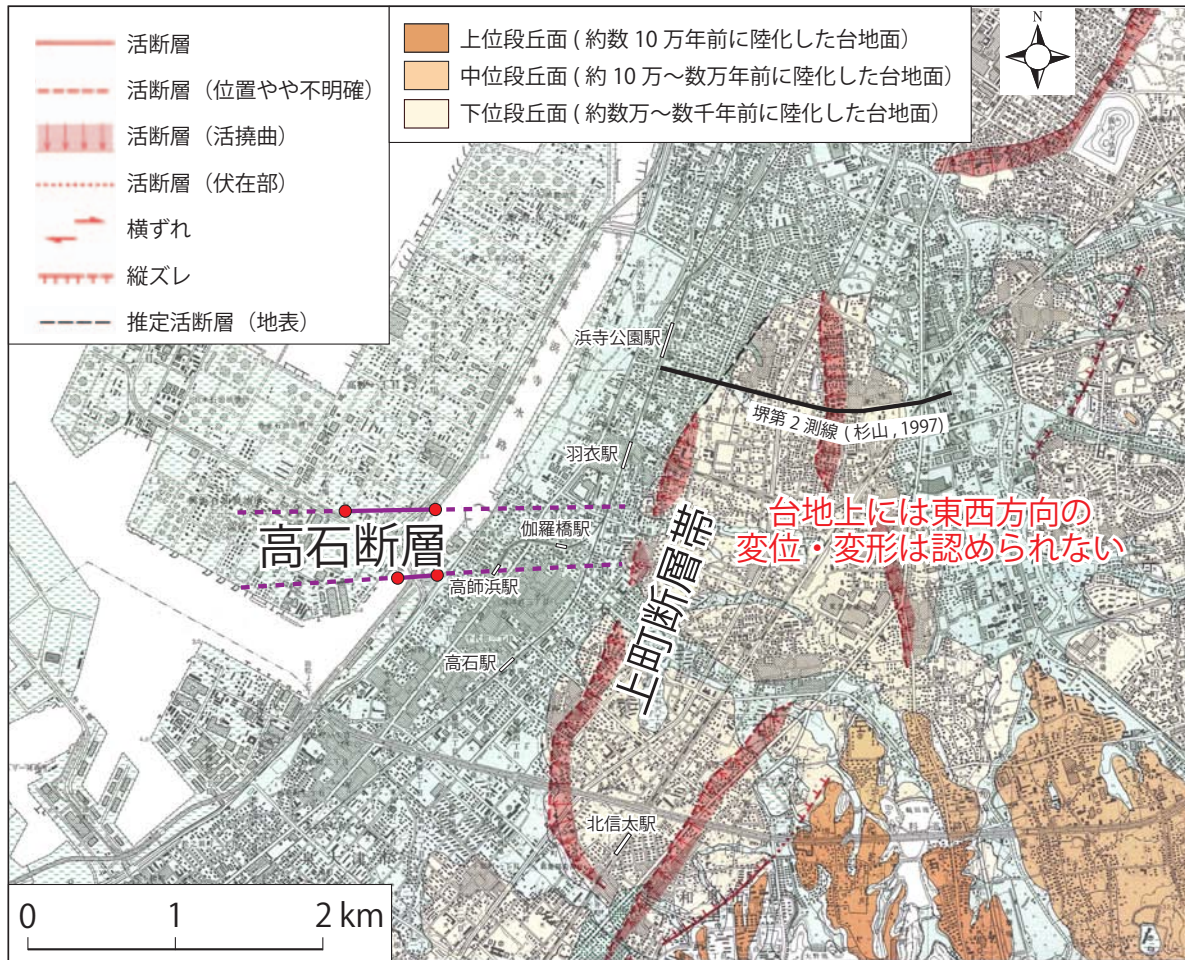
Fig. 11. Bouguer anomaly of the southern part of the Osaka depositional basin around the Takaishi fault. Observation points are shown with crosses. After Horikawa *et al.* (2002). The assumed density is  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Chinese characters and arrows indicating the Takaishi fault are added to the original figure.



第 12 図. 大阪堆積盆地とその周辺の基盤岩深度構造モデル. 大阪府 (2005b) による. 先新第三紀基盤岩類の上面深度分布を示す. 高石断層の文字とその位置を示す矢印を加筆.

Fig. 12. Basement-rock depth structure model of the Osaka depositional basin and its vicinity. After Osaka Prefectural Government (2005b). Depth to the top of the pre-Neogene basement rocks is shown. Chinese characters and arrows indicating the Takaishi fault are added to the original figure.

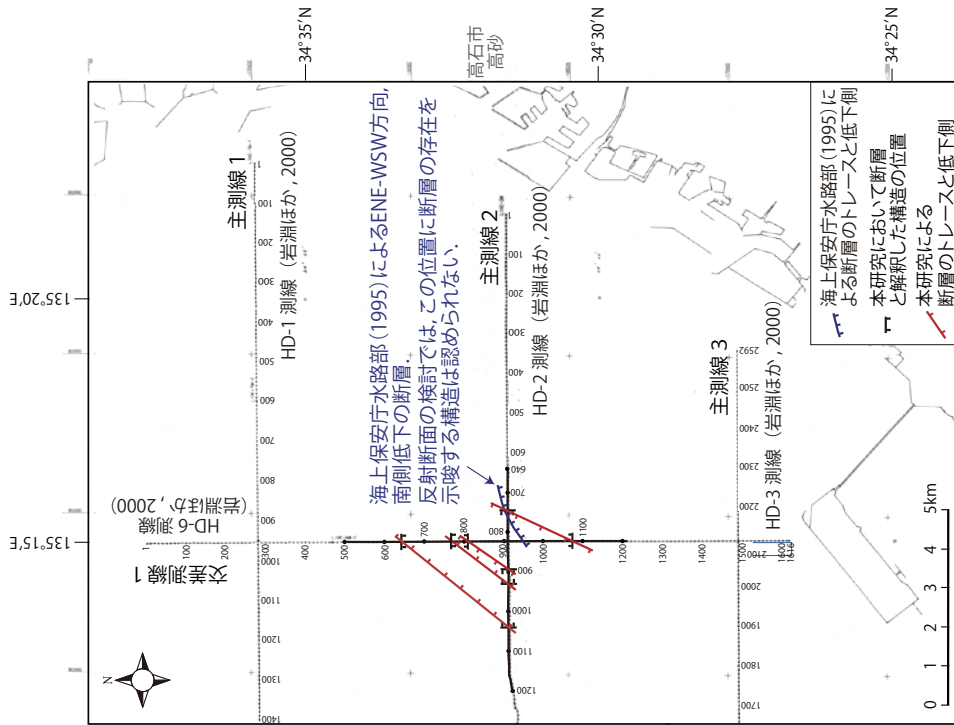
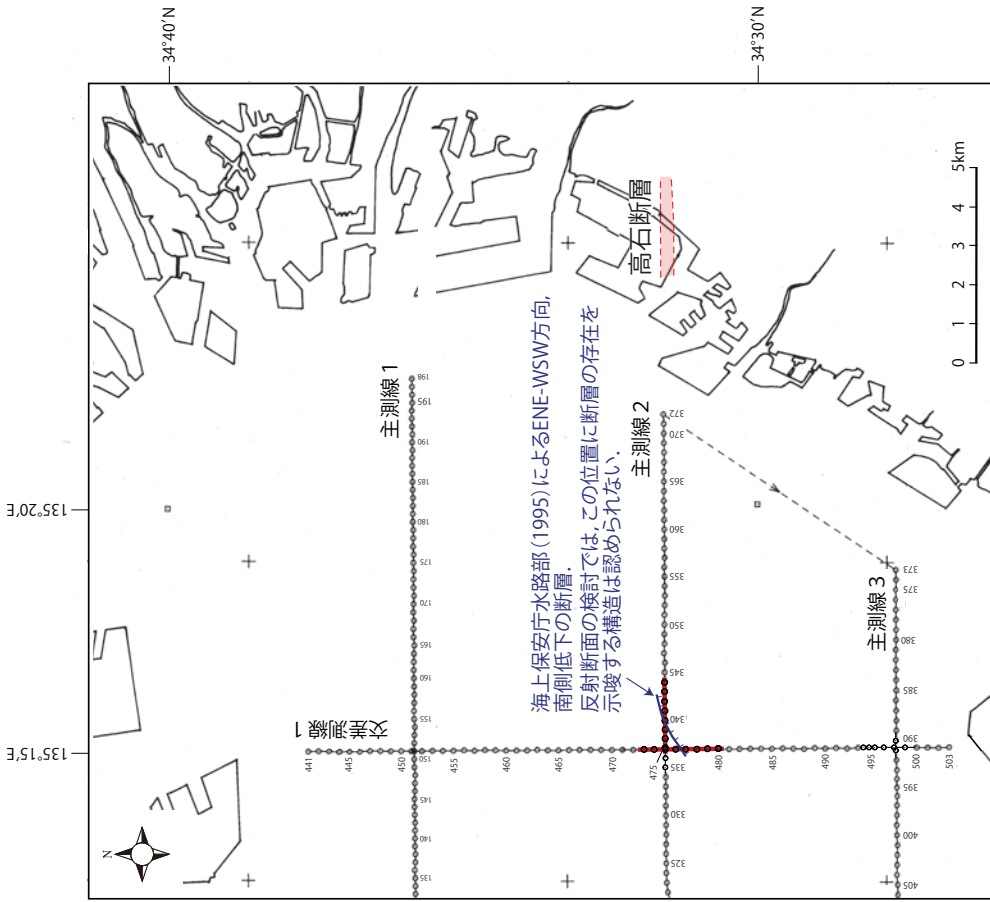




第 13 図. 高石断層東方の変動地形. 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「大阪西南部」(中田ほか, 1996b) の一部に加筆. 杉山・今西 (2015) から転載.

Fig. 13. Fault-related tectonic landforms on the east of the Takaiishi Fault. Retouched after part of "Osaka-seinanbu" (southwestern part of Osaka), 1: 25,000 active fault map in urban area, Geospatial Information Authority of Japan, compiled by Nakata *et al.* (1996b). Reproduced from Sugiyama and Imanishi (2015).



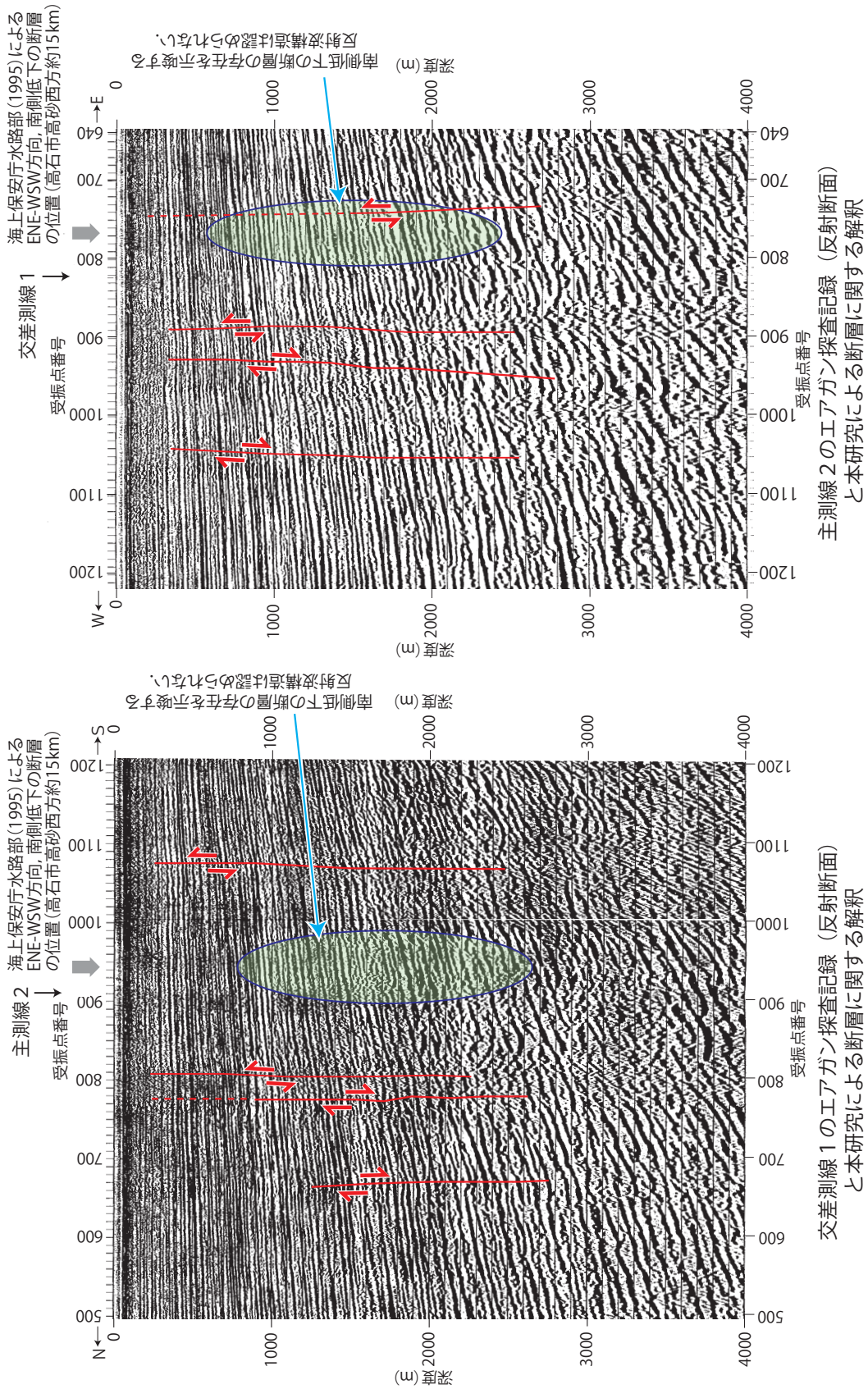


エアガン・マルチチャンネル音波探査の測線及び受振点番号。

スーパーカー・シングルチャンネル音波探査の測線及び測位点番号。

第 14 図. 海上保安庁水路部 (現・海洋情報部) によって、1995 年度 (平成 7 年度) に実施された大阪湾の音波探査の測線位置図。海上保安庁海洋情報部の貸与・開示資料による。杉山・今西 (2015) から転載。

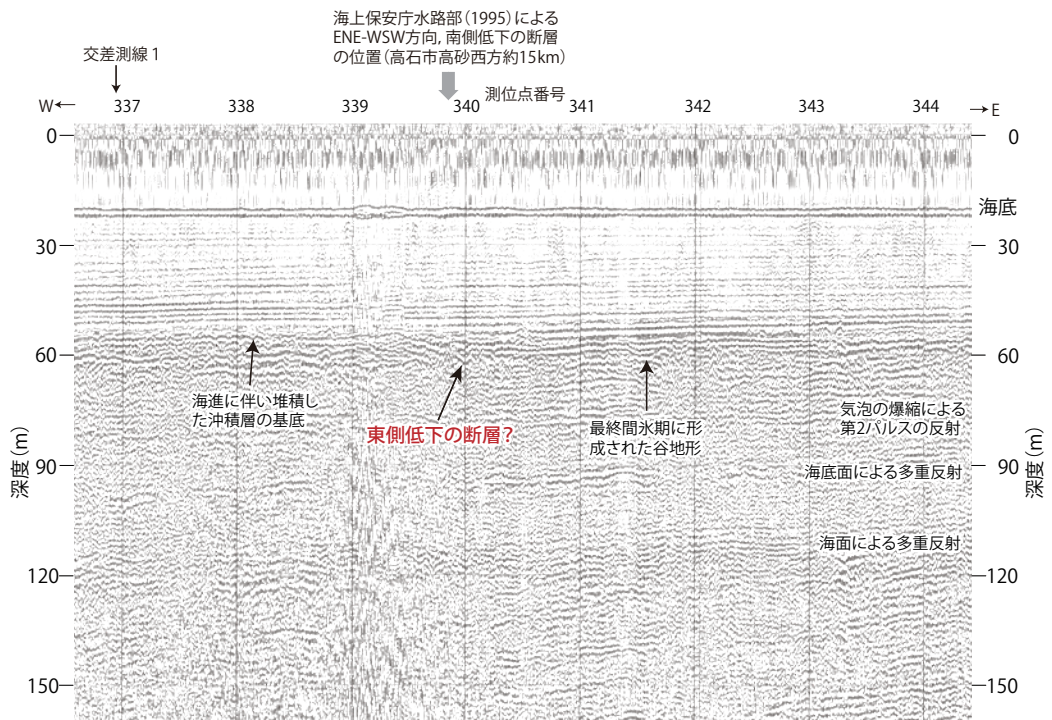
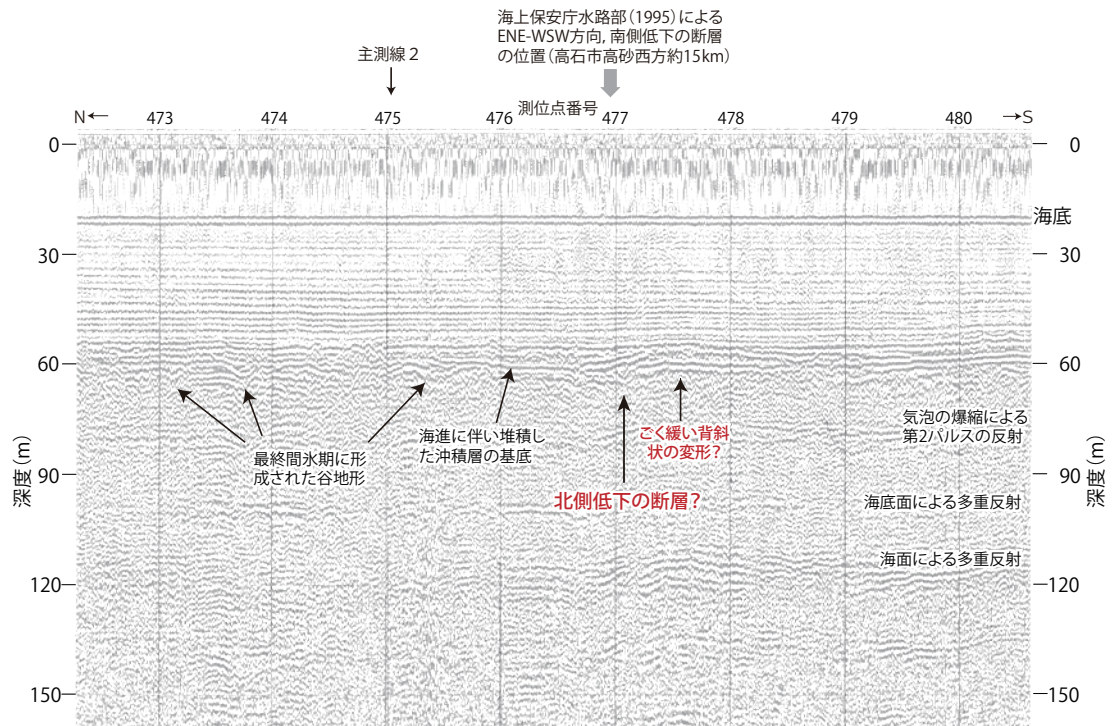
Fig. 14. Maps showing the survey lines of air-gun multichannel (left) and sparker single-channel (right) seismic reflection surveys by Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, in 1995 fiscal year. Reproduced from Sugiyama and Imanishi (2015).



第 15 図. 1995 年度に海上保安庁水路部が実施した大阪湾のエアガン・マルチチャンネル音波探査によって得られた交差測線 1 と主測線 2 の反射断面と本研究による断層に関する解釈. 海上保安庁海洋情報部の貸与・開示資料による.

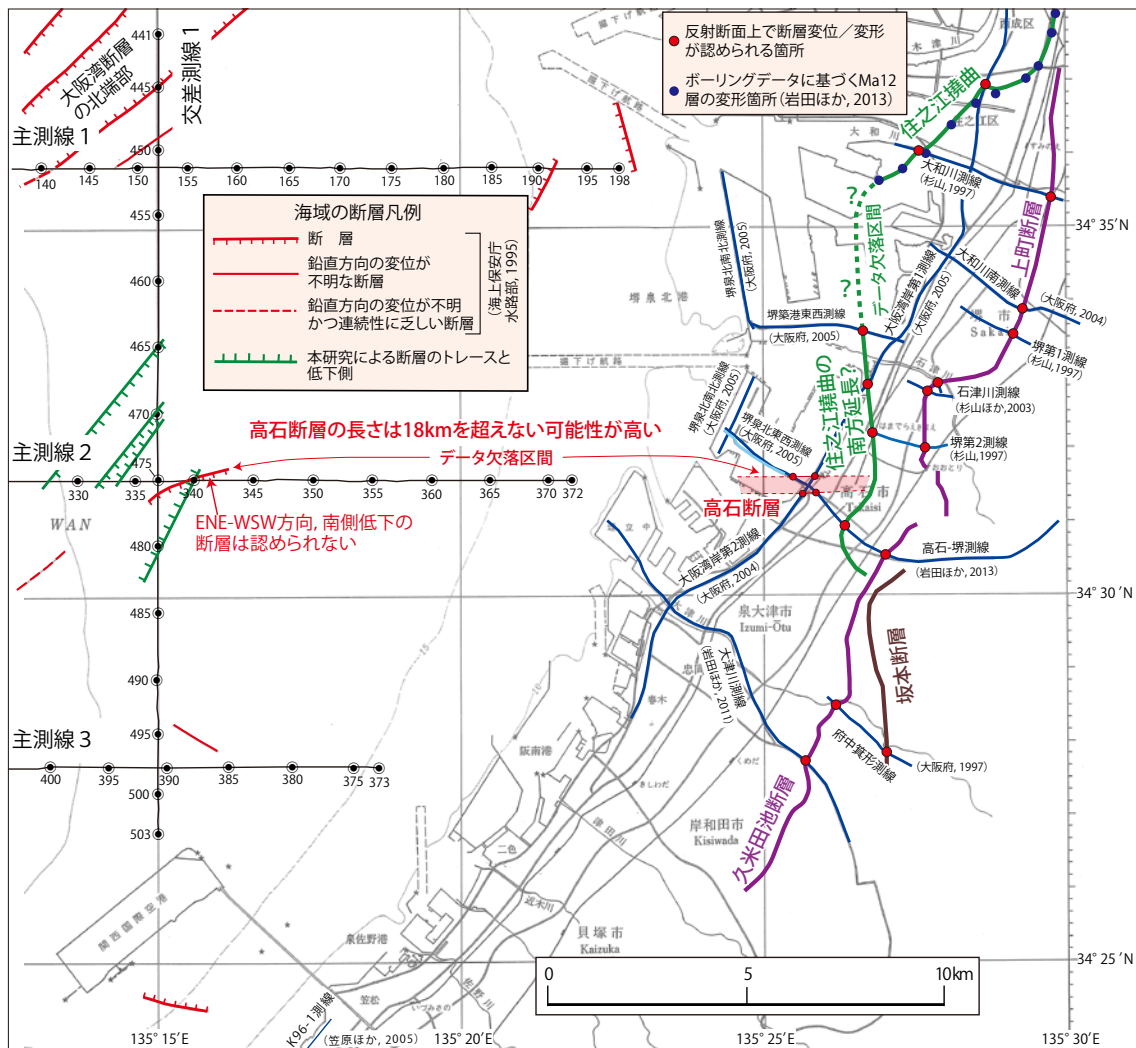
Fig. 15. Seismic profiles along the crossed line 1 (left) and main line 2 (right) obtained by the air-gun multichannel seismic reflection survey of Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, in 1995 fiscal year, and interpretations about faults by the present study.





第 16 図. 1995 年度に海上保安庁水路部が実施した大阪湾のスパーク・シングルチャンネル音波探査によって得られた交差測線 1 (上) と主測線 2 (下) の反射断面と本研究による解釈. 海上保安庁海洋情報部の貸与・開示資料による.

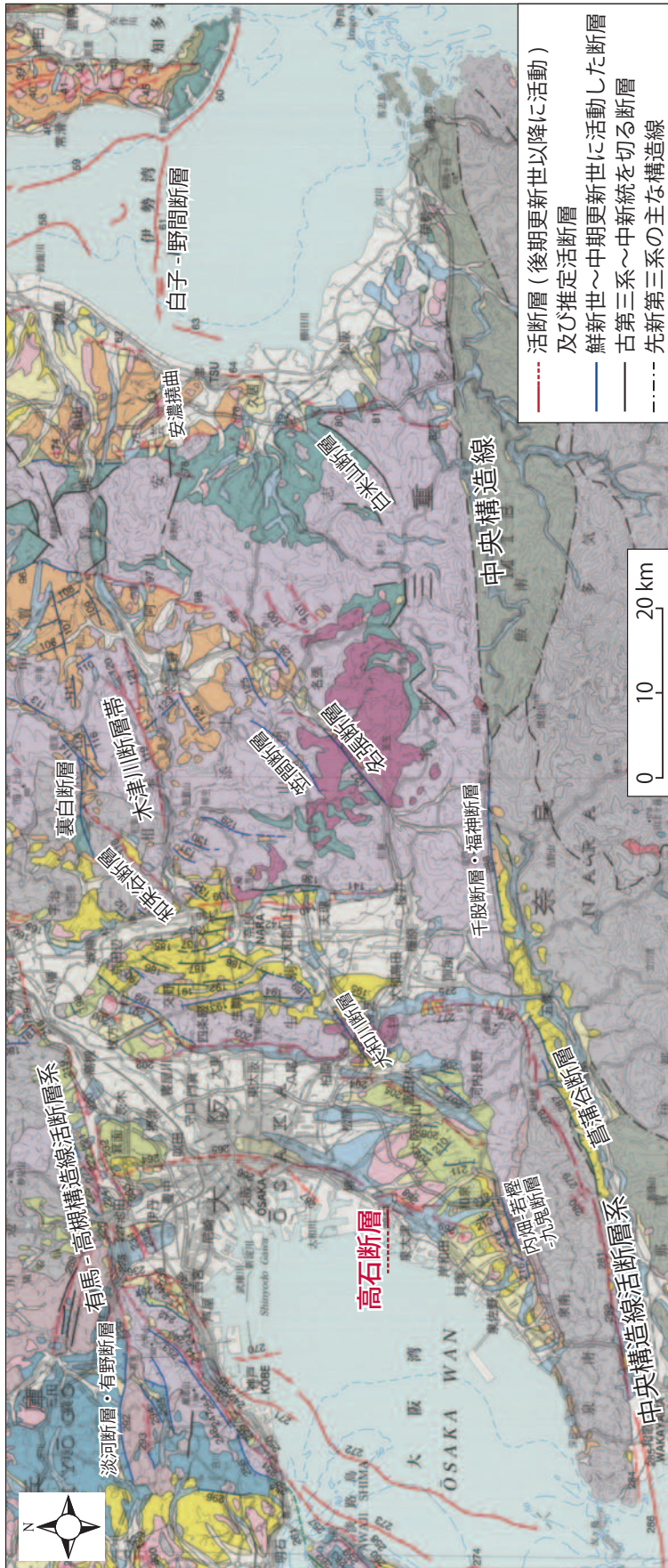
Fig. 16. Seismic profiles along the crossed line 1 (top) and main line 2 (bottom) obtained by the sparker single-channel seismic reflection survey of Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, in 1995 fiscal year, and interpretations by the present study.



第 17 図. 大阪湾東部の音波探査結果 (海上保安庁水路部, 1995, 1996 MS, 及び貸与・開示資料の解釈) のまとめ, 及び高石断層と大和川下流域以南の上町断層帯構成断層のトレース. 測線上の数字はスパーカー探査の測位点番号. 上町断層帯のトレースについては第 3 章を参照. 杉山・今西 (2015) による.

Fig. 17. Summary of seismic reflection surveys by Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, in 1995 fiscal year and interpretations by the present study. Surface traces of the Takaiishi fault and constituent faults of the Uemachi fault zone on the south of Yamato River are also shown. Numerals on survey lines are positioning points of the sparker survey. Regarding the surface fault trace of the Uemachi fault zone, refer to the third chapter. After Sugiyama and Imanishi (2015).

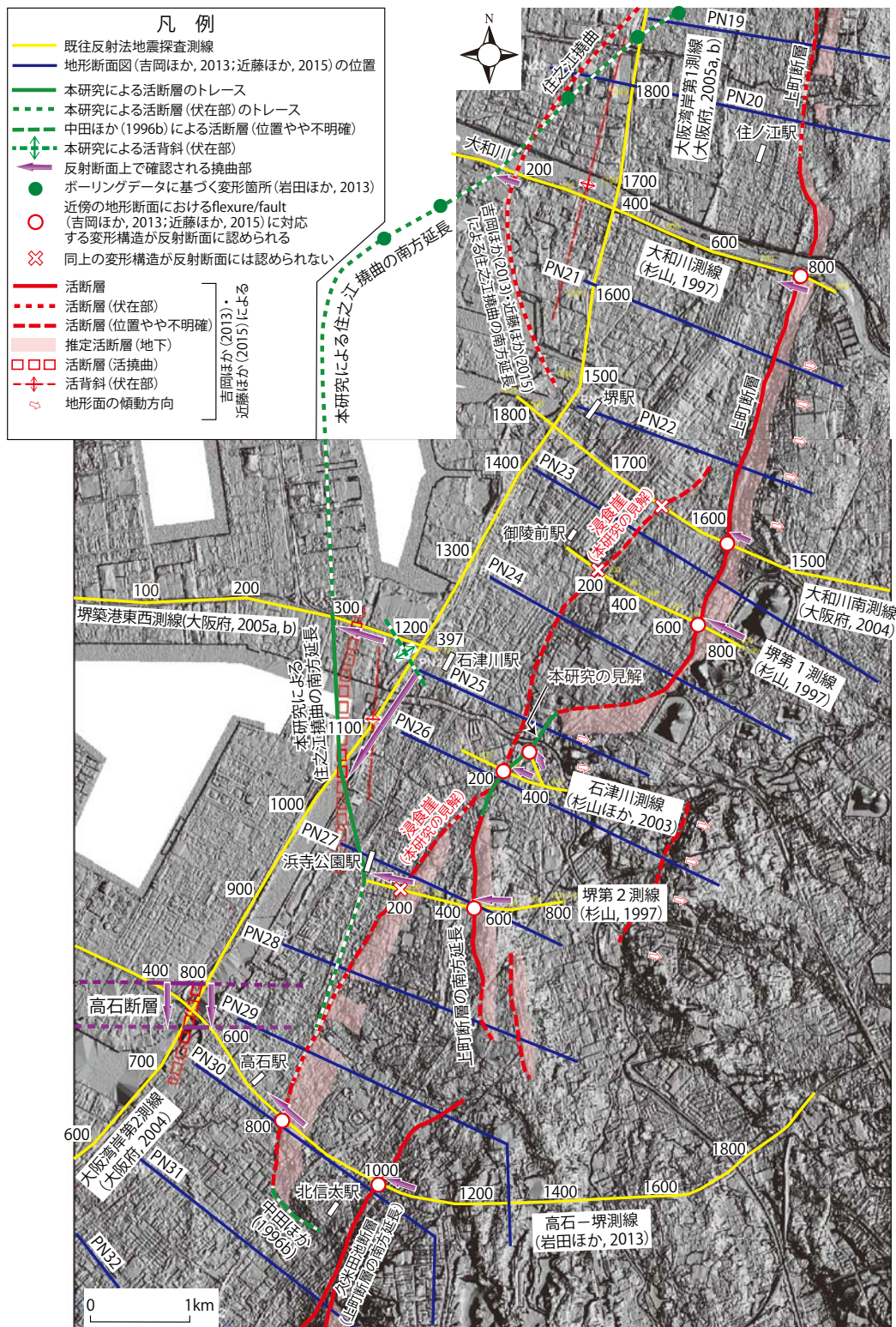




第 18 図. 近畿三角帯南部における東西走向～北東～南西走向の主な断層. 図は 50 万分の 1 活構造「京都」(第 2 版) (水野ほか, 2002). 杉山・今西 (2015) による.

Fig. 18. Main E-W- to NE-SW-striking faults in the southern part of the Kinki Triangle. Base map is 1 : 500,000 Neotectonic map Kyoto (2nd edition; Mizuno *et al.*, 2002), Geological Survey of Japan, AIST. After Sugiyama and Imanishi (2015).

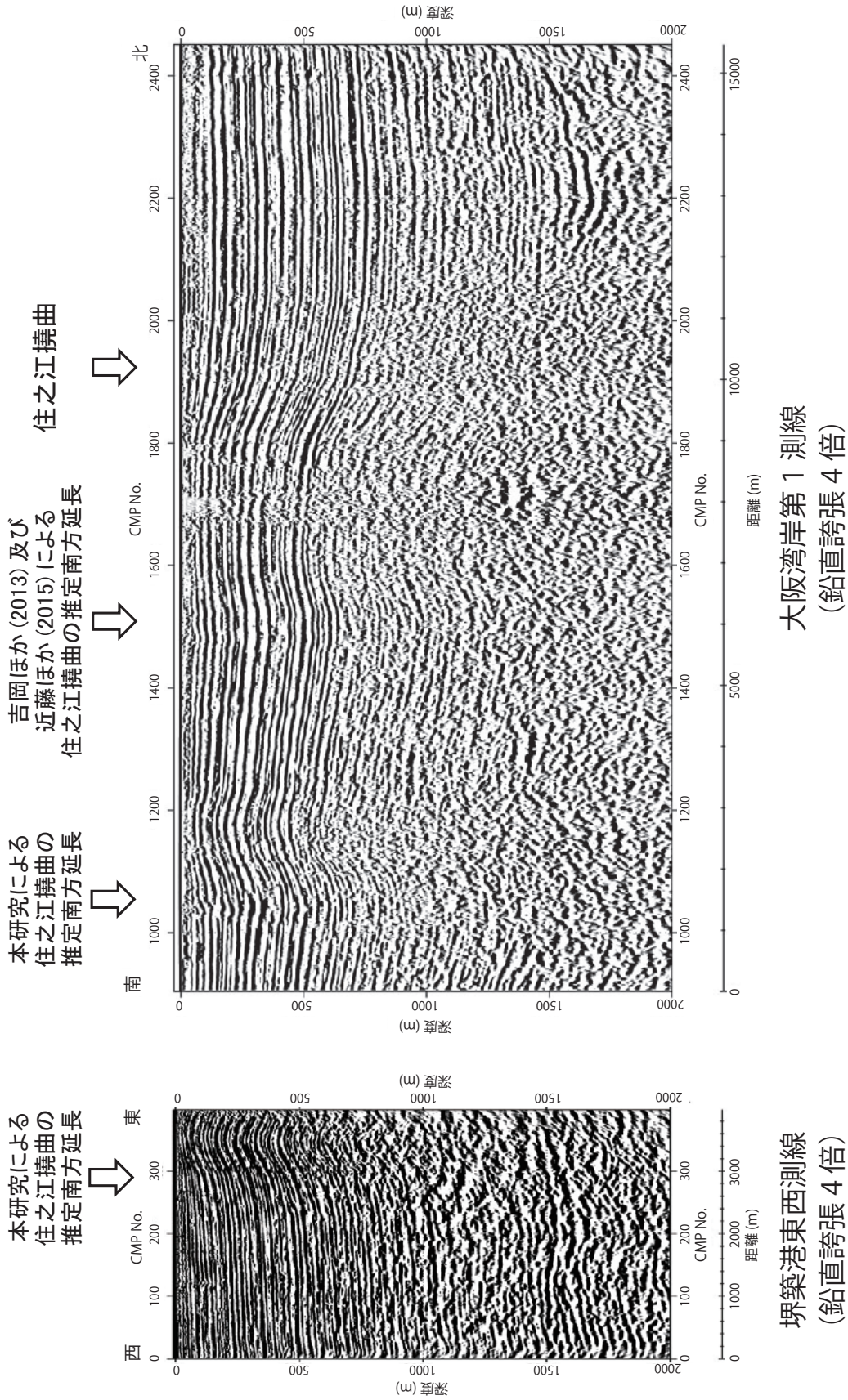




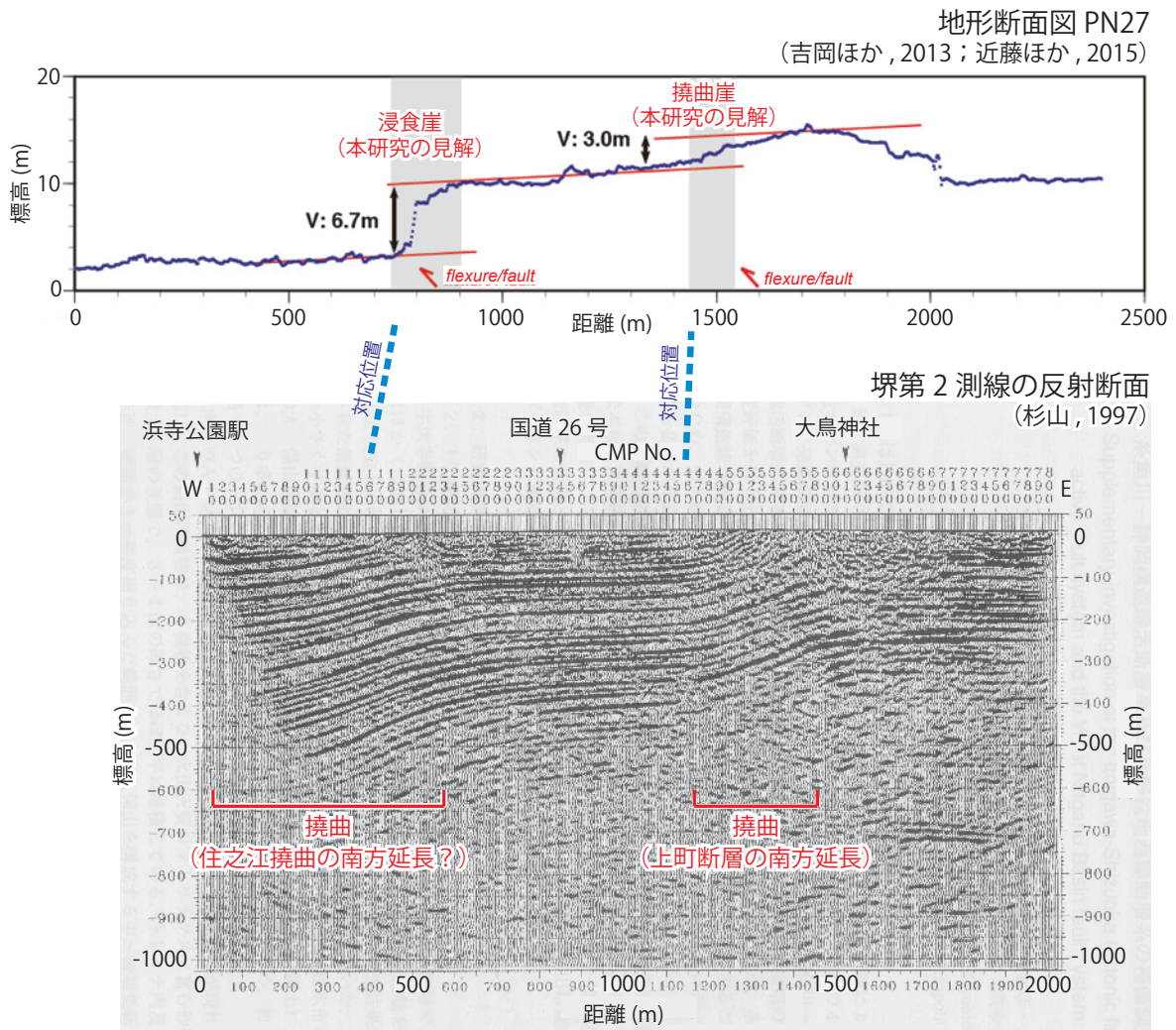
第 19 図. 大和川下流域以南における反射法地震探査測線と地形断面図の位置, 及び各既往研究による断層トレースの分布. 基図は吉岡ほか(2013)による.

Fig. 19. Location of the lines for seismic reflection survey and topographic profiles derived from DEMs, and active fault traces by existing studies. The base map is reproduced from Yoshioka *et al.* (2013).





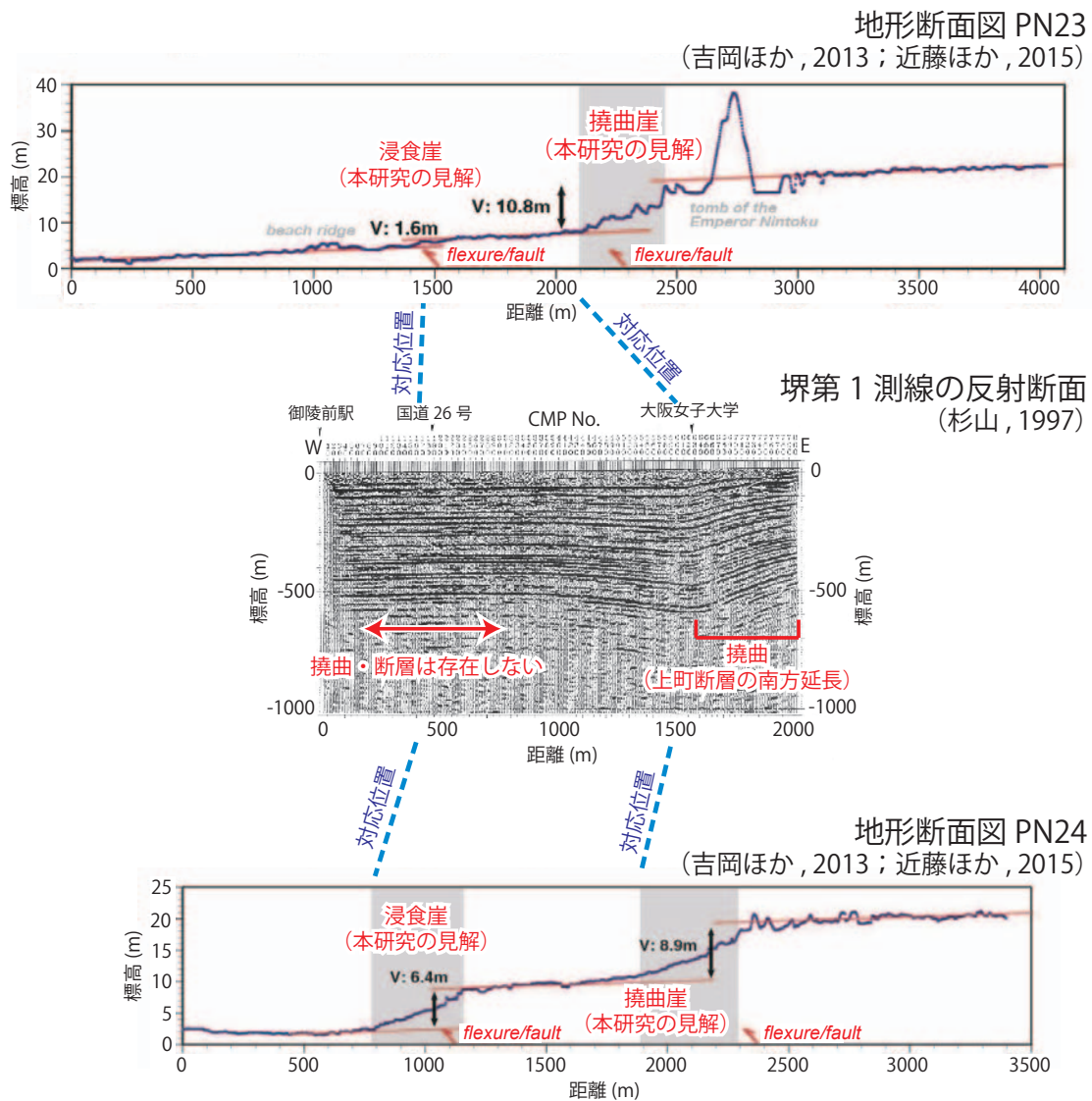
第20図. 堺築港東西測線及び大阪湾岸第1測線の反射断面 (大阪府, 2005a) と同断面上における住之江撓曲南方延長の推定位置.  
Fig. 20. Seismic profiles along the Sakai-chikuko line and the first line of the east coast of Osaka Bay (Osaka Prefectural Government, 2005a), and inferred locations of the south extension of the Suminoe flexure on the profiles.



第 21 図. 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による地形断面図 PN27 と堺第 2 測線の反射断面 (杉山, 1997) との比較. 両図の測線位置は南海本線浜寺公園駅近傍 (第 19 図参照).

Fig. 21. Comparison of the topographic profile PN27 derived from DEMs (Yoshioka *et al.*, 2013 and Kondo *et al.*, 2015) with the seismic profile along the Sakai No. 2 line (Sugiyama, 1997). No fault-like sharp displacement with a narrow deformation zone is observed in the corresponding position of a flexure /fault with 6.7 m vertical offset on the seismic profile. Two gentle flexures, south extension of the Suminoe flexure? and that of the Uemachi fault, respectively, are clearly imaged in the profile. The survey lines of the two profiles are close to Hamadera-koen station of Nankai line (see Fig. 19 for the detailed locations).





第 22 図. 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による地形断面図 PN23, PN24 と堺第 1 測線の反射断面 (杉山, 1997) との比較. これらの図の測線位置は, 阪堺線御陵前駅~仁徳天皇陵近傍 (第 19 図参照).

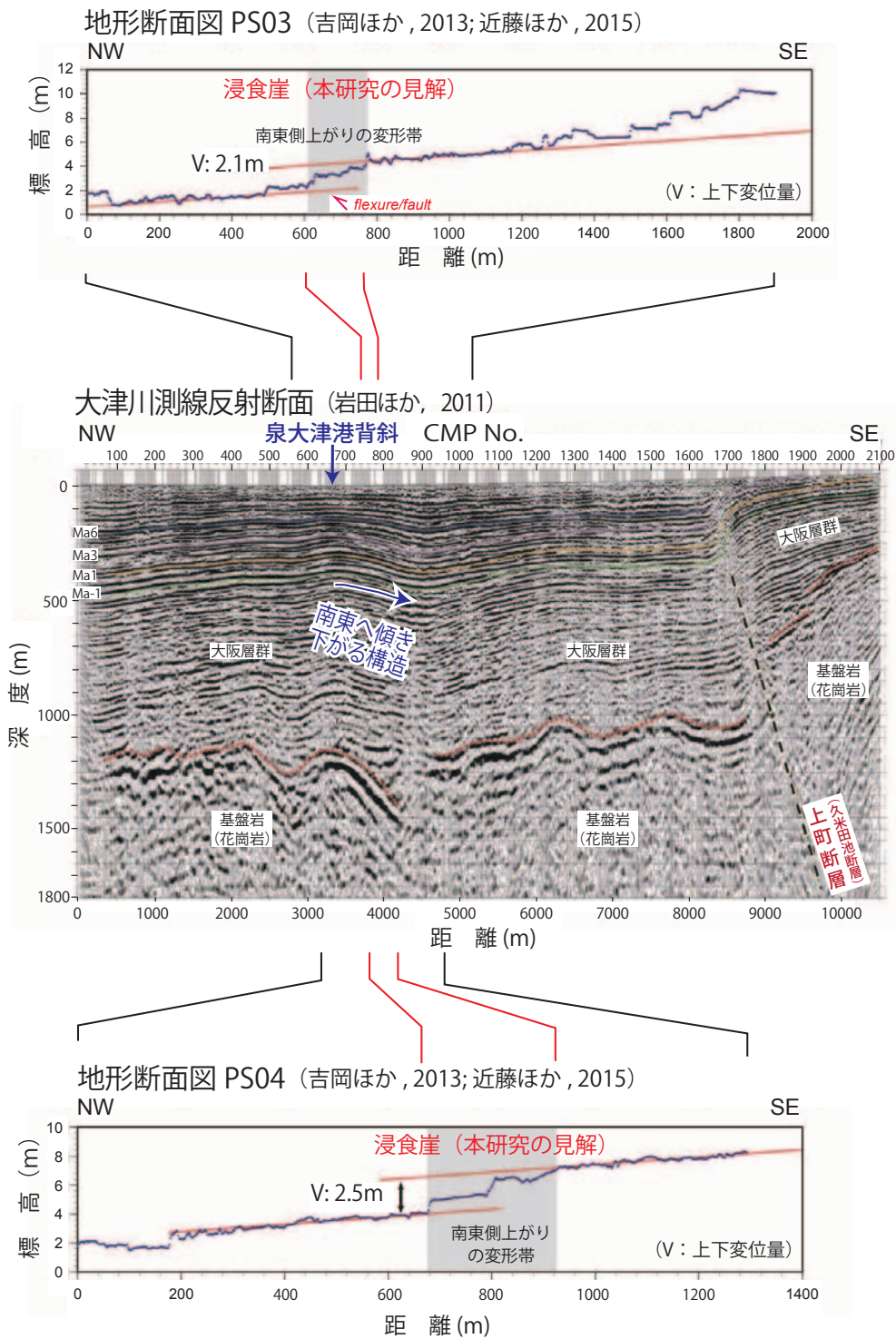
Fig. 22. Comparison of the topographic profiles PN23 and PN24 derived from DEMs (Yoshioka *et al.*, 2013 and Kondo *et al.*, 2015) with the seismic profile along the Sakai No. 1 line (Sugiyama, 1997). No fault-like reflection structure is observed in the corresponding position of flexures /faults with vertical offset of 1.6 m (PN23) and 6.4 m (PN24) on the seismic profile. The survey lines of the three profiles are close to Goryomae station of Hankai line and a tumulus of the Emperor Nintoku (see Fig. 19 for the detailed locations).



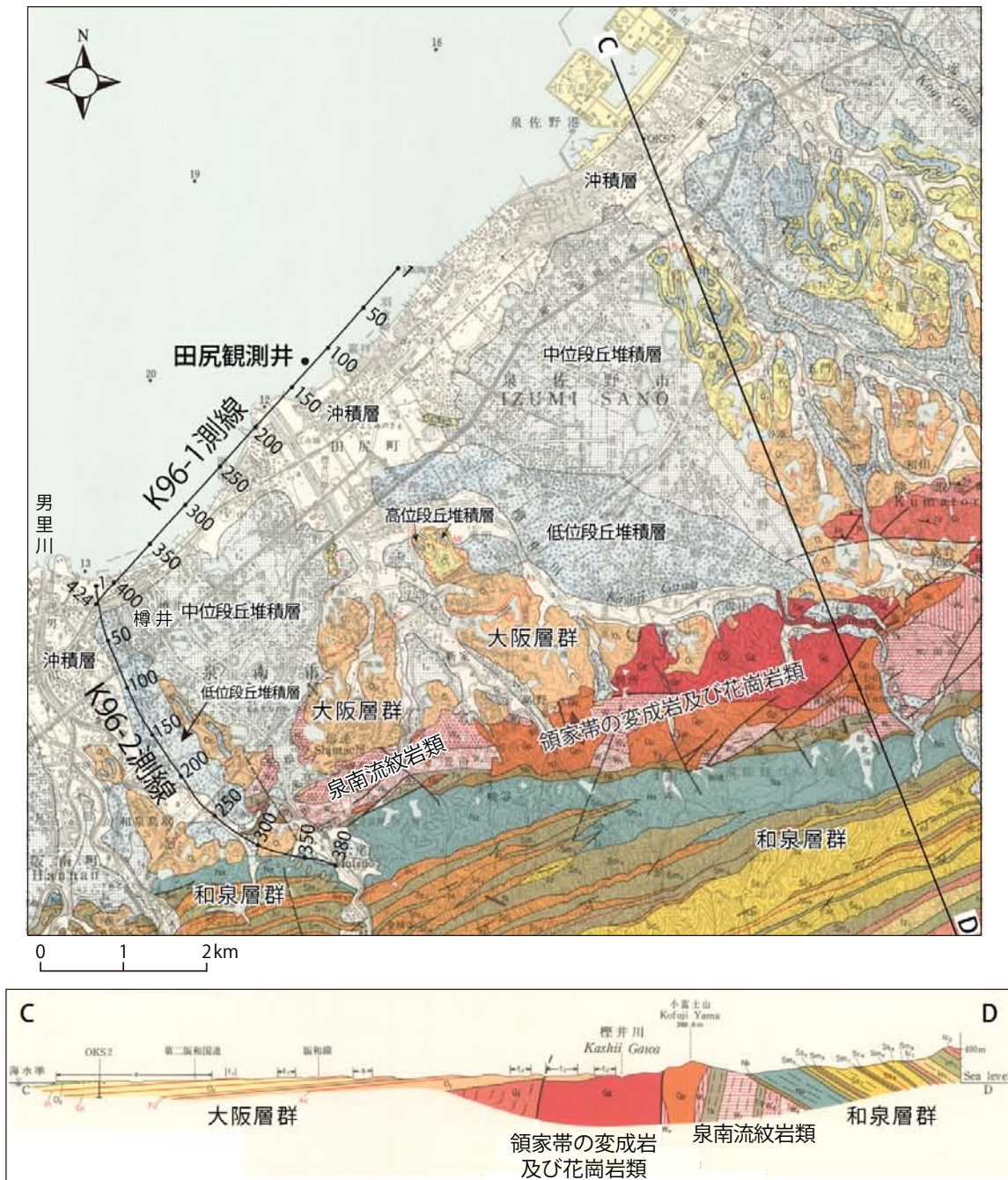
第 23 図. 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による地形断面図 PS03, PS04 と大津川測線 (岩田ほか, 2011) の位置図. 岩田ほか (2011) に加筆.

Fig. 23. Map showing the locations of topographic profiles PS03 and PS04 derived from DEMs (Yoshioka *et al.*, 2013 and Kondo *et al.*, 2015) and the Ohtsugawa seismic profiling line (Iwata *et al.*, 2011). Retouched after Iwata *et al.* (2011).





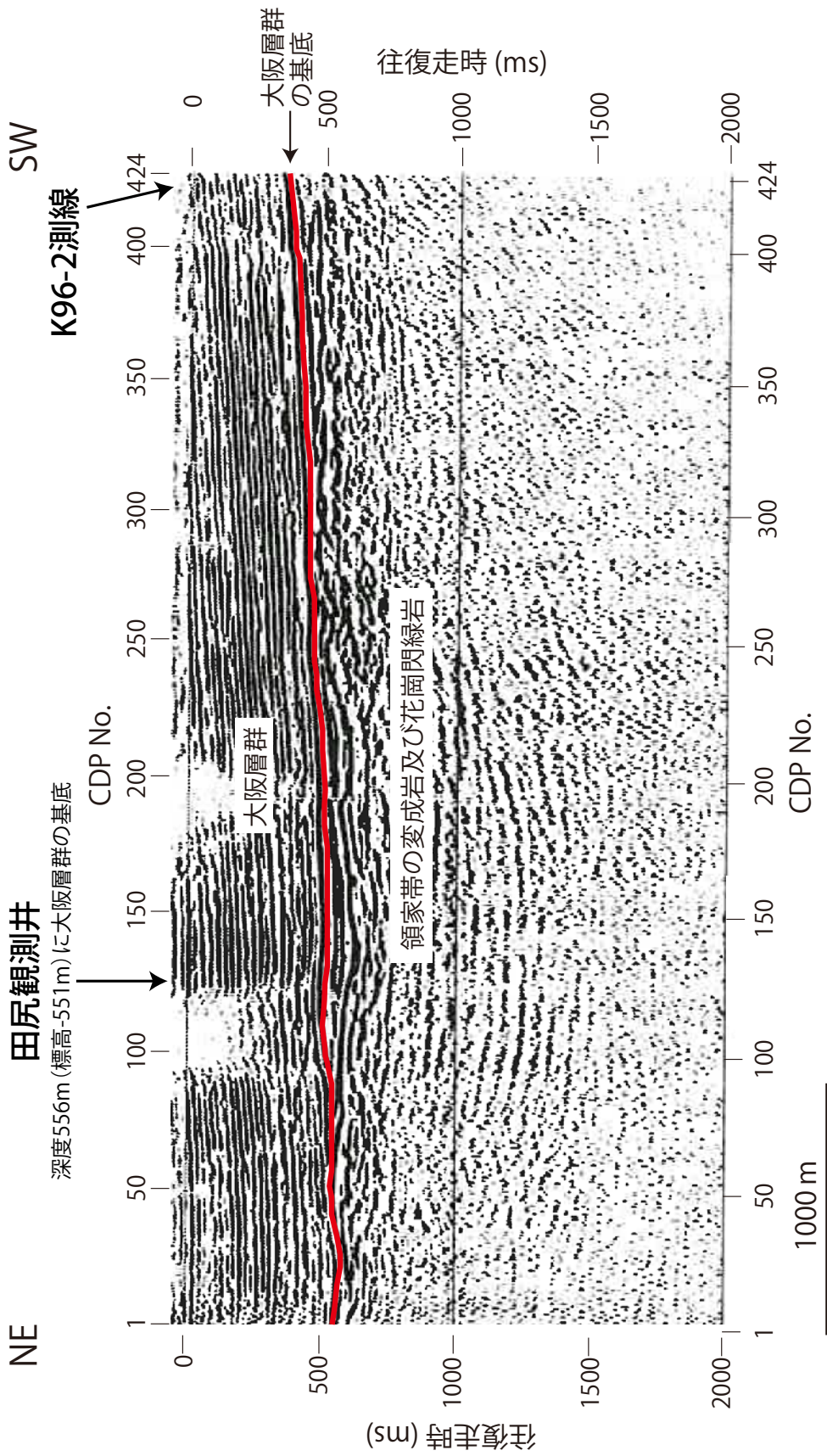
第 24 図. 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) による地形断面図 PS03, PS04 と大津川測線の反射断面 (岩田ほか, 2011) との比較. 測線位置については第 23 図参照.  
 Fig. 24. Comparison of the topographic profiles PS03 and PS04 derived from DEMs (Yoshioka *et al.*, 2013 and Kondo *et al.*, 2015) with the seismic profile along the Ohtsugawa line (Iwata *et al.*, 2011). No east-side-up flexure/fault-like reflection structure is observed in the corresponding position of flexures /faults with vertical offset of 2.1 m (PS03) and 2.5 m (PS04) on the seismic profile. The corresponding position is situated on the eastern limb of the Izumi-Ohtsu-ko (harbor) anticline, dipping monotonously eastwards. See Fig. 23 for the survey line locations.



第 25 図. K96-1 測線, K96-2 測線及び田尻観測井 (笠原ほか, 2005) の位置図. 地質基図と地質断面図は市原ほか (1986) による.

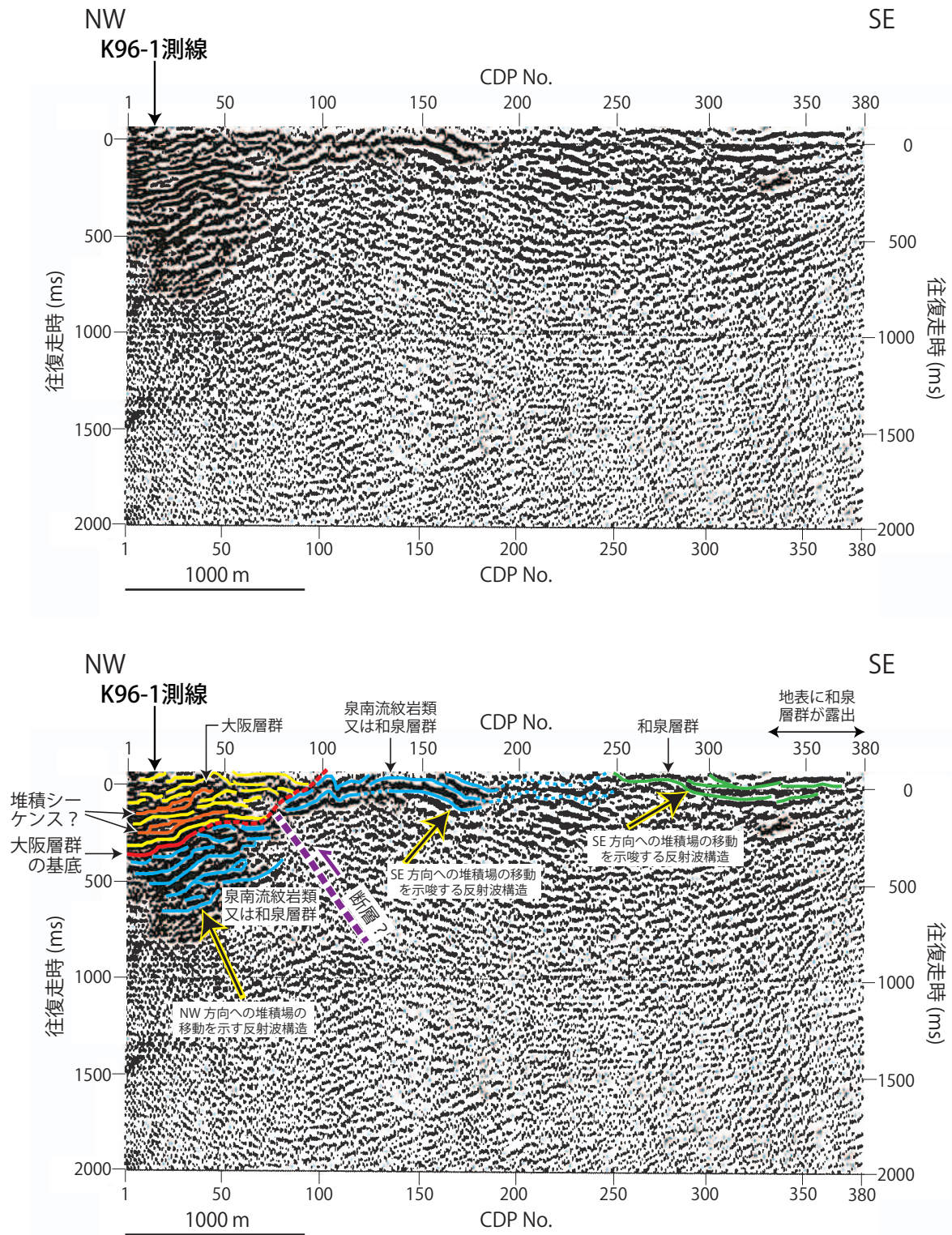
Fig. 25. Map showing the locations of seismic profiling lines of K96-1 and K96-2, and Tajiri observation well (Kasahara *et al.*, 2005). Geological base map and geologic profile C-D are from Iihara *et al.* (1986).





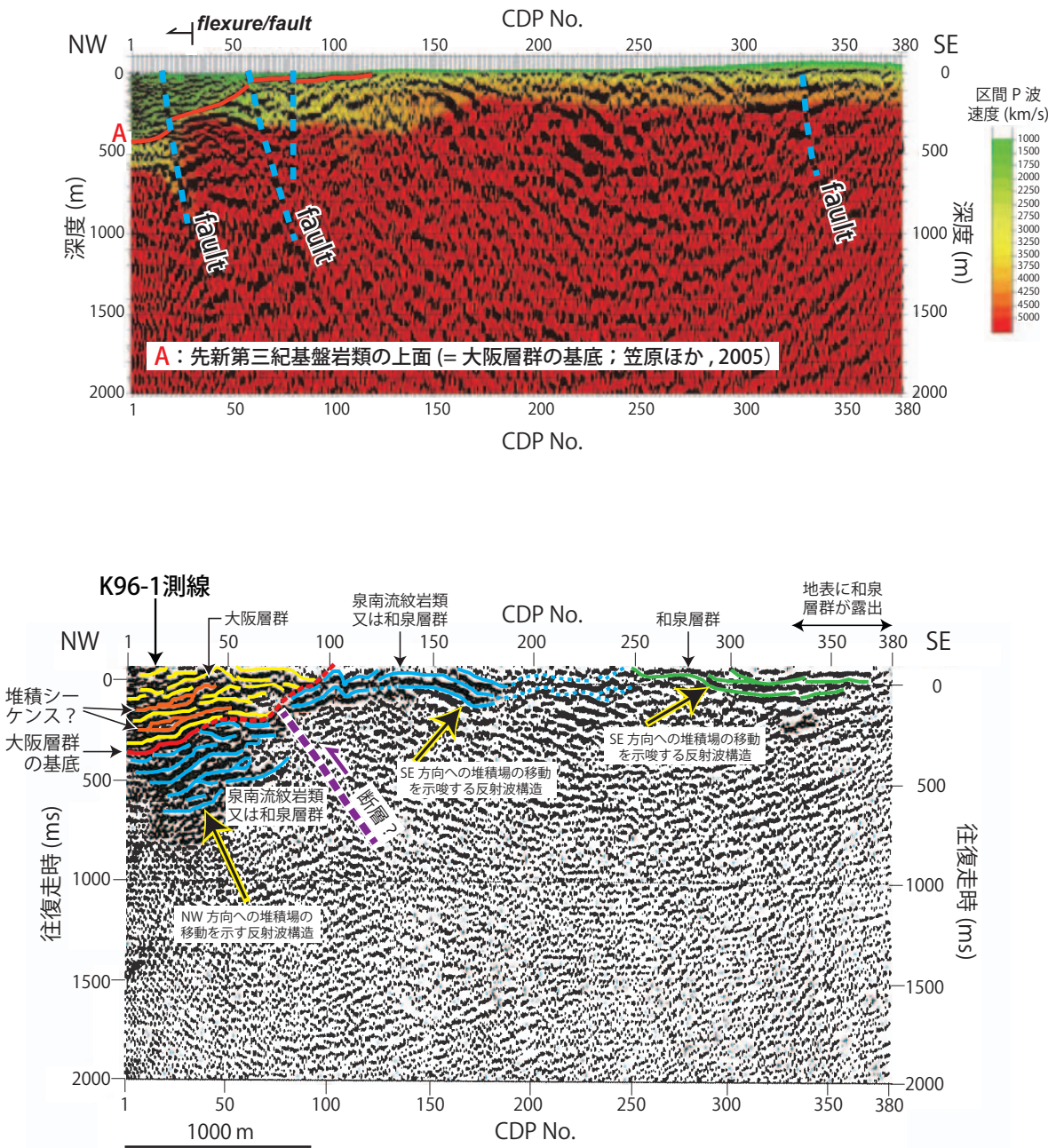
第26図. K96-1 測線のマイグレーション後時間断面 (笠原ほか, 2005). 田尻観測井の位置を書き加え, 同観測井のボーリング調査結果 (笠原ほか, 2005) を参照して大阪層群の基底を書き加えた.

Fig. 26. Migrated time section of K96-1 line (Kasahara *et al.*, 2005). The location of the Tajiri observation well is added to the profile. The base of the Osaka group (red thick line) is identified based on the drilling survey results (Kasahara *et al.*, 2005).

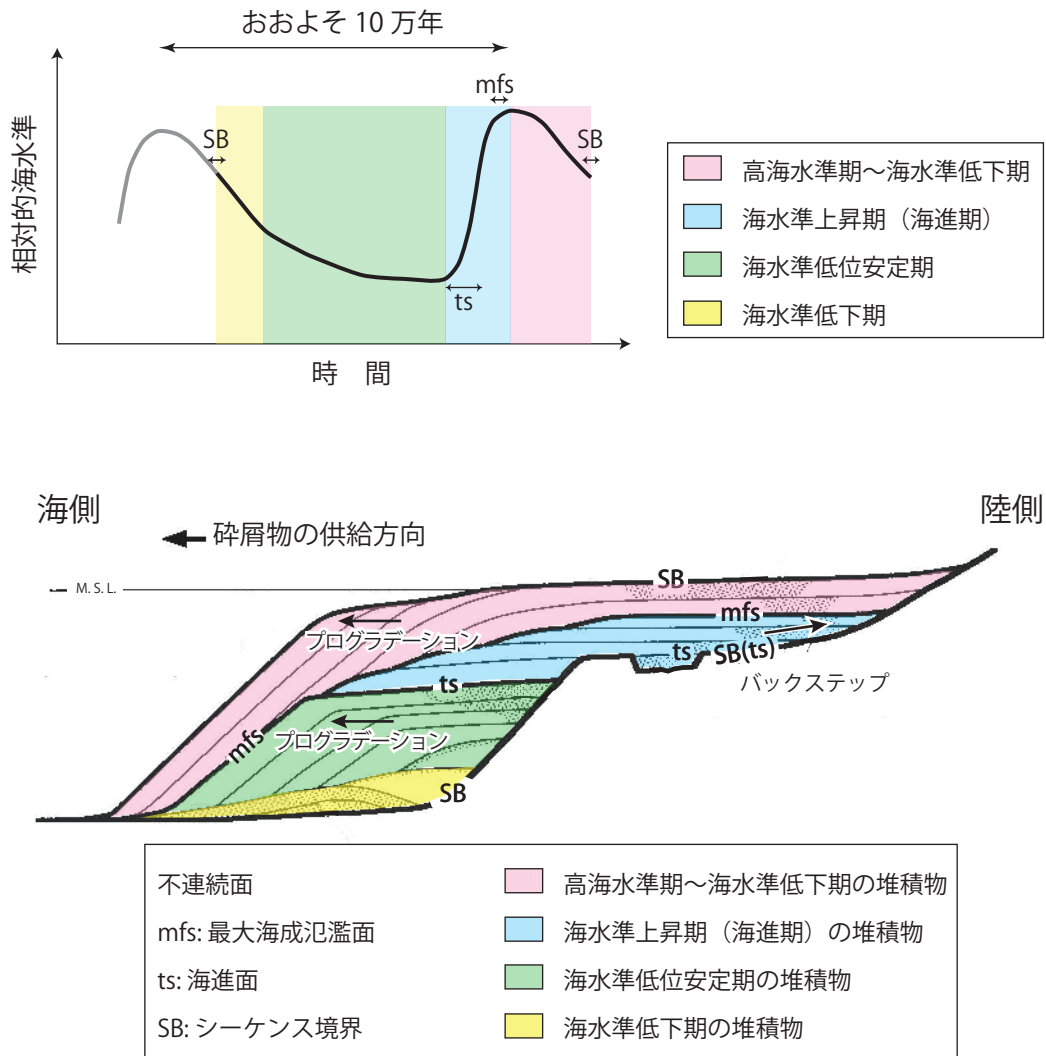


第 27 図. K96-2 測線のマイグレーション後時間断面 (上; 笠原ほか, 2005) と本研究によるその解釈 (下).  
 Fig. 27. Migrated time section of K96-2 line (top; Kasahara *et al.*, 2005) and its interpretation by the present study (bottom).





第 28 図. 上: 笠原ほか (2005) による K96-2 測線の解釈に, 吉岡ほか (2013) 及び近藤ほか (2015) が地形情報に基づく撓曲/断層 (flexure/fault) の存在範囲を加筆した図. 下: 本研究による K96-2 測線の解釈.  
 Fig. 28. Top: interpreted depth-converted section of K96-2 line by Kasahara *et al.* (2005) with a retouch of the existential range of flexure /fault by Yoshioka *et al.* (2013) and Kondo *et al.* (2015). Bottom: interpreted migrated time section of K96-2 line by the present study.



第 29 図. 堆積シーケンス (海進-海退堆積サイクル) の時間 (上) 及び空間 (下) 分布. 荒戸・高野 (1995), 酒井ほか (1995) 及び Vail *et al.* (1991) に基づき作成.

Fig. 29. Temporal (top) and spatial (bottom) distributions of a sedimentary sequence (a sedimentary cycle formed by the glacio-eustatic sea-level change). Illustrated based upon Arato and Takano (1995), Sakai *et al.* (1995) and Vail *et al.* (1991).