

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

杉山雄一¹⁾・今西和俊¹⁾

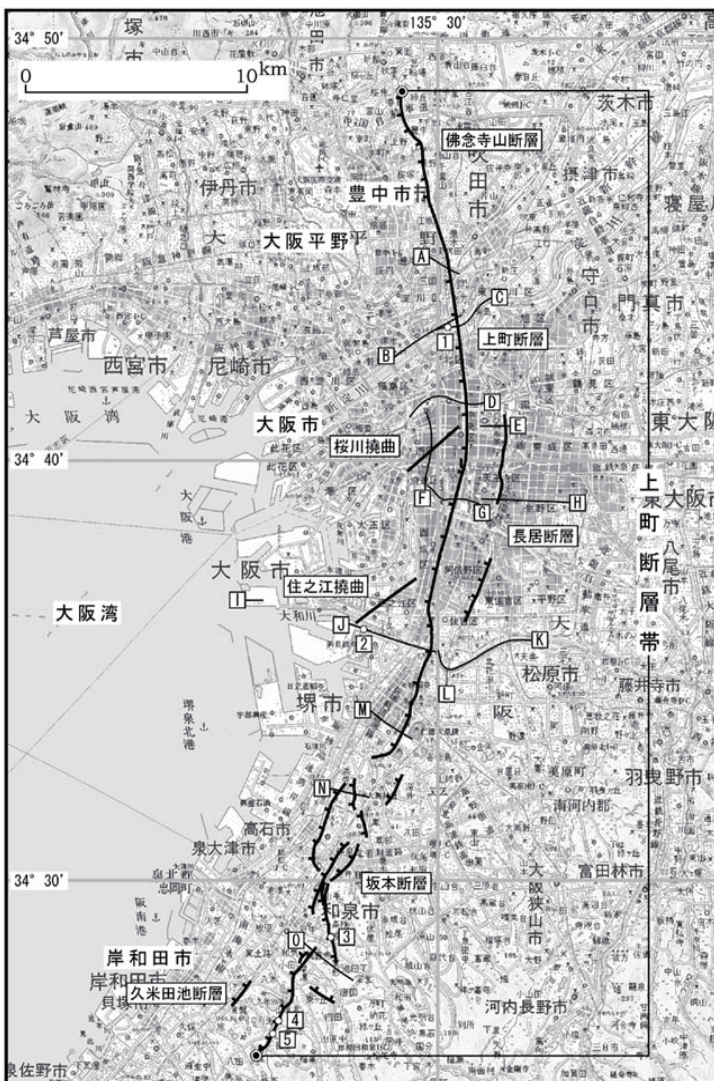
1. はじめに

大阪府には、大阪市や堺市の市街地をほぼ南北に縦断する上町断層帯（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）が分布します（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しています。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述べています。また、最新活動時期と平均活動間隔などの活動履歴については、今後、より信頼度の高いデータを得る必要があることを指摘しています。

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一）』を取りまとめています。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3断層帯（糸魚川－静岡構造線断層帯など）、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3断層帯（神縄・国府津－松田断層帯など）、計6断層帯を挙げています。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ました。この中には、首都圏の立川断層、福岡市街地を通る警固断層帯（南東部）などと共に、上町断層帯が含まれています。

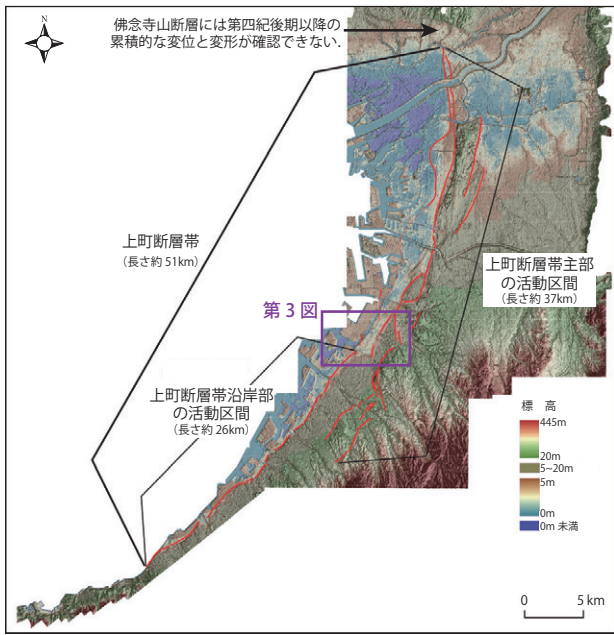
このような経緯のもと、文部科学省研究開発局は、京都大学防災研究所を調査観測代表機関とする「上町断層帯における重点的な調査観測」を平成22年度から24年度に実施しました。この調査の結果、上町断層帯を構成する活断層の分布（第



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。

1) 産総研 地質調査総合センター 活断層・火山研究部門

キーワード：上町断層帯、高石断層、正断層、撓曲、深部流体、反射法地震探査、応力場



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。

2図), 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ました (文部科学省研究開発局・京都大学防災研究所, 2013など)。

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, 「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) で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極めて重要なデータと考えられますが, 「東側が深くなる撓み構造」の存在が指摘されただけで, 詳しい解釈は示されていません。本稿執筆中の2015年7月31日に至っても, 当該研究グループによる「東側が深くなる撓み構造」についての解釈, 地震テクトニクス, 及び防災上の意義は公表されていません。

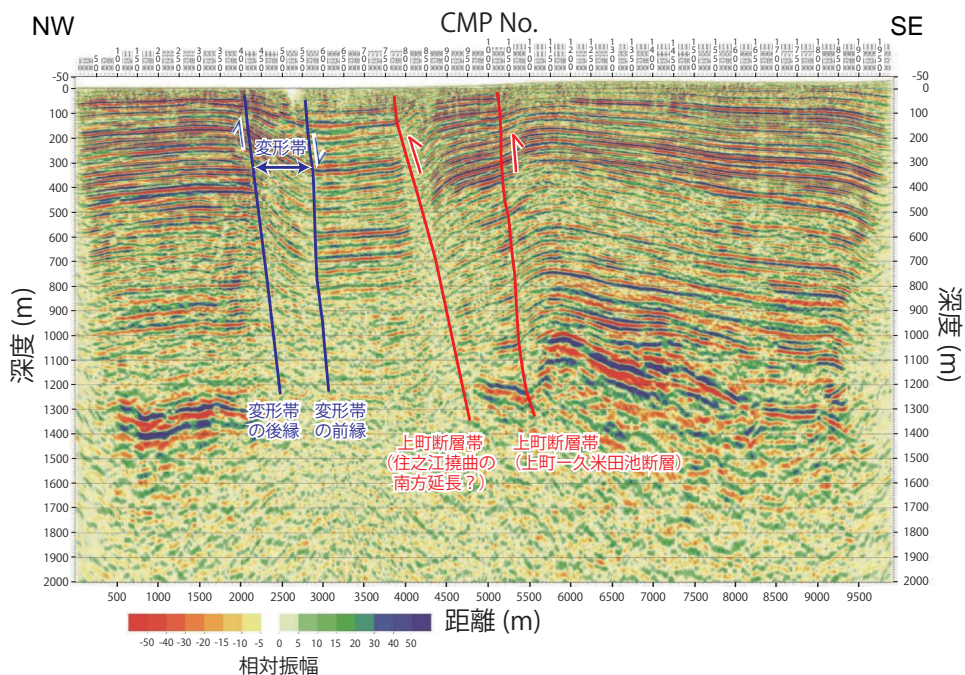
そこで本稿では, 「上町断層帯における重点的な調査観測」の調査データを, 大阪府, 地質調査所 (現・産業技術総合研究所), 国土地理院, 海上保安庁などの既存データと総合して, 「東側が深くなる撓み構造」についての筆者ら独自の解釈を提示し, 読者の御批判を仰ぎたいと思います。

2. 「東側が深くなる撓み構造」のあらまし

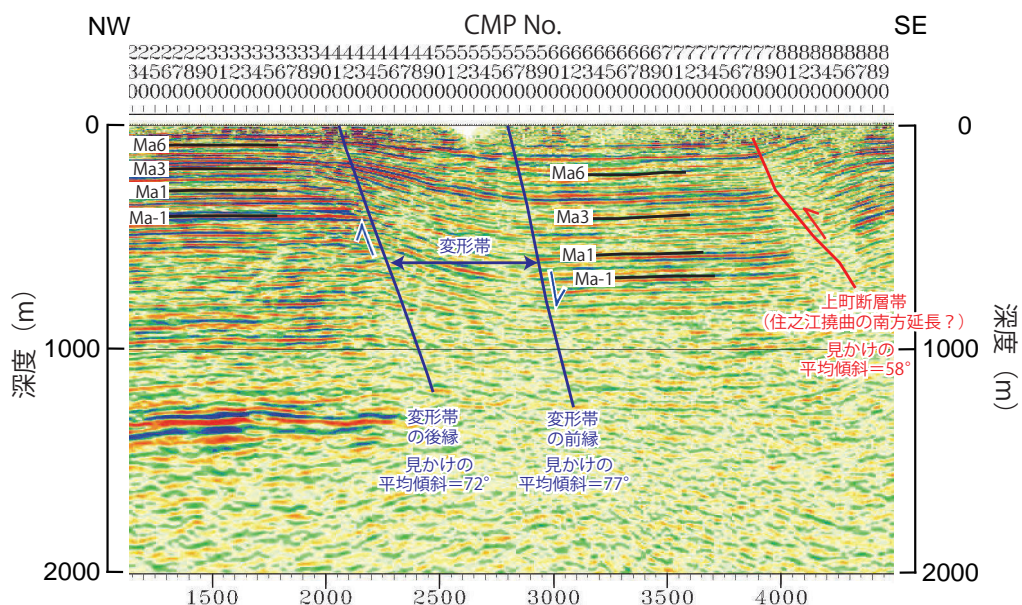
岩田ほか (2013) は, 平成24年度の「上町断層帯における重点的な調査観測」の中で, 高石市高砂から堺市中区平井に至る長さ約10 kmの測線 (高石-堺測線) を設定して, 反射法地震探査を行っています。この高石-堺測線の西半は北西-南東に延びており, 大阪府が平成15年度に反射法地震探査を実施した南西-北東方向の大阪湾岸第2



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)。測線沿いの数字は共通反射点番号 (CMP No.)。基図には地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp>) を使用, 2015/10/01 参照。



第4図 高石-堺測線の反射記録(鉛直誇張3倍;岩田ほか, 2013)と筆者らの解釈.



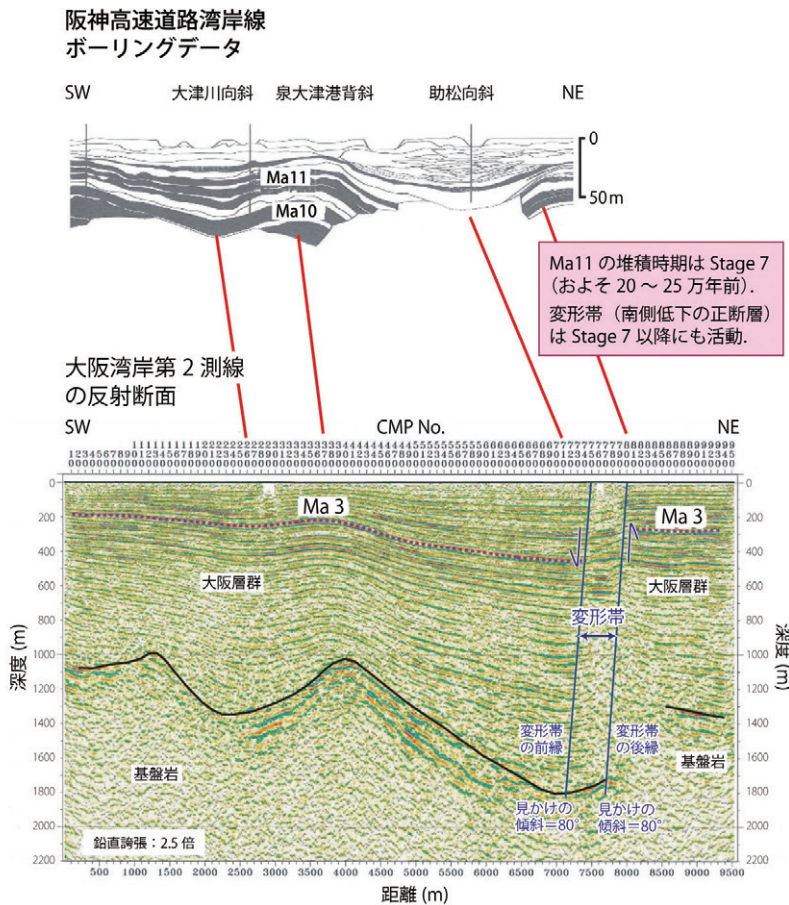
第5図 高石-堺測線の反射記録(鉛直誇張なし;岩田ほか, 2013)と筆者らの解釈.

測線(大阪府, 2004)とほぼ直交しています(第3図).

第4図は, 上下方向と水平方向の比率(縦横比)を3:1とした高石-堺測線の反射断面(岩田ほか, 2013)に, 筆者らの解釈を書き加えた図です. 見かけ上, 南東側から北西側にのし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)が存在します. 「東側が深くなる撓み構造」は, 幅約500 mの, 南東側へ撓み下がる反射面(堆

積層の層相境界面に対応)からなる変形帯(撓曲帯)です.

変形帯とその外側の“非変形”部との境界は, 南東側・北西側のいずれも, 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, 南東へ高角度で傾斜しています. 東へ撓み下がる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もつ断層によって形成された構造と考えられます. ここでは, 2つの変形帯/非変形部境界のうち, 上盤側(南東側)境界を変形帯の前縁, 下盤側(北西側)境界を変形帯の後



第6図 大阪湾岸第2測線の反射記録(鉛直誇張2.5倍;大阪府, 2004)と筆者らの解釈, 及びボーリングデータとの対比(大阪府, 2004)と変形帯の活動時期に関する筆者らの解釈。

縁と呼びます。

第5図は、縦横比を1:1とした変形帯周辺の反射断面図です。この図から、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°と求まります。上町断層帯の2条の断層のうち、北西側の断層の見かけの傾斜は約58°です。

第6図は、高石-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の反射断面とボーリングデータとの対比(大阪府, 2004)です。この図に示すように、南西-北東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(撓曲帯)の見かけを呈します。この断面上での変形帯前縁と後縁の見かけの傾斜は、いずれも約80°と求められます。

3. 「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像された二つの異なる方向の反射断面がある場合、それぞれの反射断面上で推定された断層と地表面との交点を平面図上で結ぶことによって、つまり作図によって、断層の走向を求めることができます。また、断層を曲りのない板のような平面と仮定した場合には、第7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)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ます。

「東側が深くなる撓み構造」については、高石-堺測線における変形帯の前縁・後縁と地表面との交点は、筆者らの解釈では、それぞれ共通反射点(CMP No.)560と同410です(第5図)。また、大阪湾岸第2測線における同交点は、CMP No.750と同800となります(第6図)。第8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、変形帯の前縁と後縁をそれぞれ直線で結んだものです。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ります。

また、第7図に示した断層の真の傾斜方向(α)を求める式に、d1として高石-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°、d2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°、 ω (両測線の交角)として82°を代入すると、 α は54°と求まります。大阪湾岸第2測線との交点付近における高石-堺測線の方向をN125°E(N55°W)とすると、断層の真の傾斜方向はN179°E(N01°W)となり、断層の走向はN89°E(N91°W)、即ち、ほぼ東西走向と求められます。

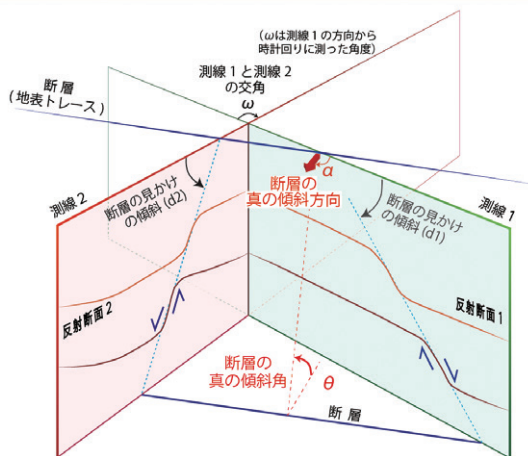
同様に、断層の真の傾斜角(θ)を求める式に、上述のd1、d2、 ω の各値と α の値54°を代入すると、 θ は81°と求められます。

4. 「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-堺測線では、Ma6、Ma3などの大阪層群の海成粘土層に対応する反射面は、変形帯の両側の

断層の真の傾斜方向 (α) = $\arctan \left(\frac{\tan(d2) / \tan(d1) - \cos(\omega)}{\sin(\omega)} \right)$
 (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)

断層の真の傾斜角 (θ) = $\arctan \left(\frac{\tan(d1)}{\cos(\alpha)} \right) = \arctan \left(\frac{\tan(d2)}{\cos(\omega - \alpha)} \right)$



第7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。

“非変形部”においてほぼ水平です。第6図に示す大阪湾岸第2測線では、各海成粘土は1°未満の傾斜で北東側へ傾斜しています。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°未満のごく緩い傾斜で北東方向へ傾き下がっていると判断されます。

東西走向、81°南傾斜の断層が1°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じます。後述するように、大阪層群 Ma3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を超える右横ずれと4.9 m / 千年を超える右横ずれ変位速度が必要となります。

大阪湾周辺で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ます (地震調査委員会, 2011)。したがって、約210 mに達するMa3層の上下変位を右横ずれ断層運動だけで賄うのは不可能であり、上下変位の多くは南側低下の正断層運動の繰り返しによって累積してきたものと推定されます。

5. 高石断層の命名

以上から、「東側が深くなる撓み構造」の実体は、ほぼ東西走向で約81°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判断されます。本稿では、この「東側が深くなる撓み構造」を、発見された場所 (高石

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; 岩田ほか, 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： σ_3 軸は南北方向で水平に近く、 σ_1 軸はほぼ鉛直方向



第8図 新たに命名された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, 2015/10/01 参照。

市内) に因んで、高石断層と命名します。以下、「東側が深くなる撓み構造」を高石断層と呼び、話を進めます。

6. 高石断層の累積変位量, 平均変位速度及び最新活動時期

(1) 累積上下変位量

高石-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図に示す筆者らの解釈を採用した場合、高石断層の累積上下変位量は、Ma6層で約140 m, Ma3層で約210 m, Ma1層とMa-1層で約300 m となります。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、Ma3層の累積上下変位量は約210 m と見積もられ、高石-堺測線における値と一致します。

(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 (Ma6)、約85万年前 (Ma3)、約100万年前 (Ma1)、約120万年前 (Ma-1) とすると、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、約0.25 m / 千年と

なります。

高石断層の最近100万年間の平均上下変位速度は大ざっぱに0.25 m / 千年程度と推定され、約60万年前のMa6層堆積以降の平均変位速度が最も小さいことから、中期更新世の後期以降にやや減速した可能性があります。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%に達します。

(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から、高石断層は約20～25万年前のMa11層の堆積後にも活動していると考えられます。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しています。なお、高石断層の南西側に存在する泉大津港背斜も、Ma 11 層の堆積後にも成長している(盛り上がっている)と考えられます。

7. 高石断層の長さ

(1) 高石断層の東端

高石断層は、上述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(撓曲帯)は南

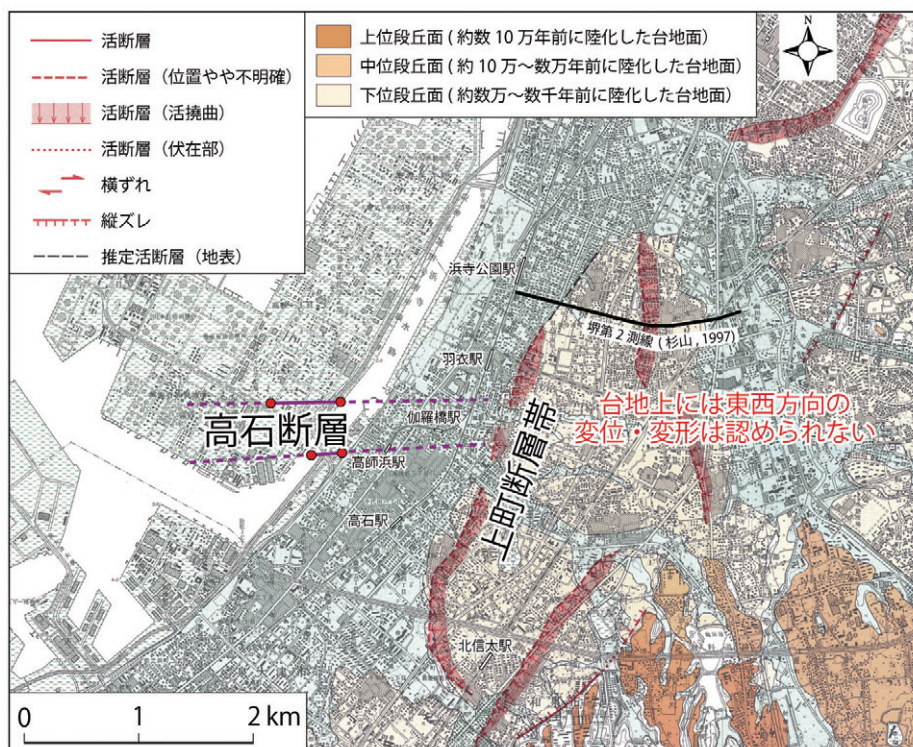
海高師浜線に沿って東へ延びていると推定されます。南海本線羽衣駅の約270 m以東、南海高師浜線^{みやらばし}伽羅橋駅の約400 m以東には、主として、数千～数万年前に形成された下位段丘面からなる台地が広がっています(第9図)。この台地には、上町断層帯の北北東-南南西方向、西側低下の撓曲変形が認められますが、高石断層の東方延長と考えられる東西方向の変動地形は認められません(第9図; 中田ほか, 1996; 池田ほか編, 2002; 近藤ほか, 2015 など)。

また、上述の台地を含む^{せんぼく}泉北丘陵からその東方の^{とんだばやし}富田林・^{はびきの}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ません。

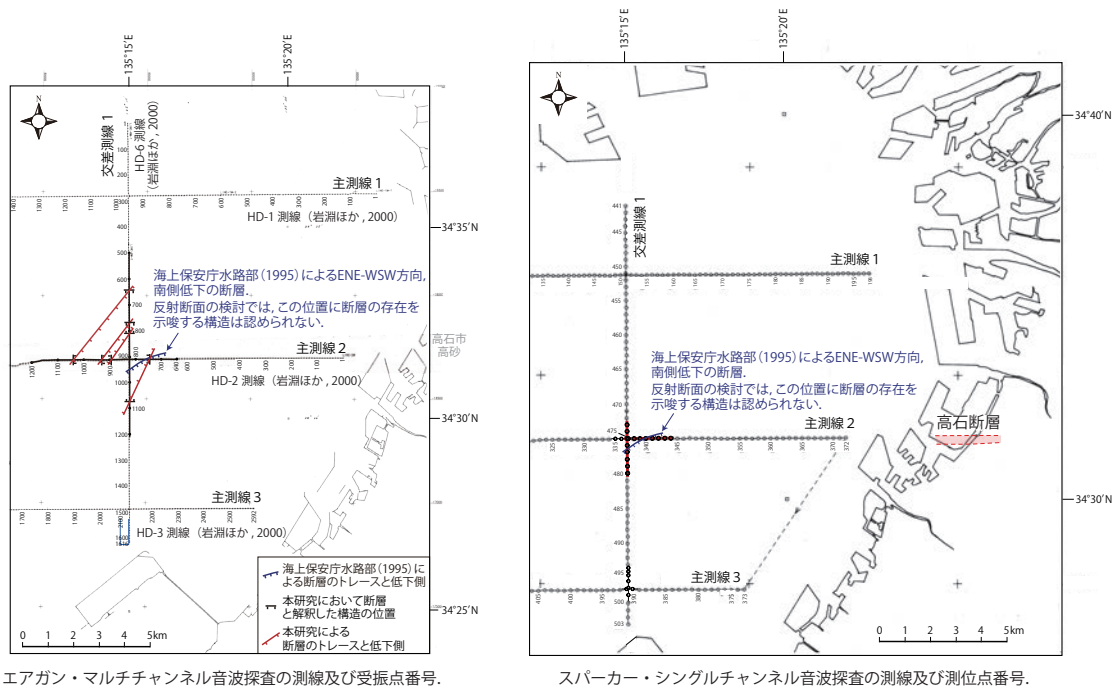
以上より、筆者らは、高石断層は高石市東羽衣以東の段丘～丘陵域には延びておらず、高石市東羽衣以西の沖積低地下で消滅する可能性が高いと考えます。

(2) 高石断層の西端及び長さについてのまとめ

高石断層の西端の制約に使える大阪湾東部の音波探査は、1995年兵庫県南部地震直後に、海上保安庁水路部(現・海洋情報部)によって実施されています(海上保安庁水路部, 1995, 1996MS; 岩淵ほか, 2000など)。第10図は、



第9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, 1996の一部)。



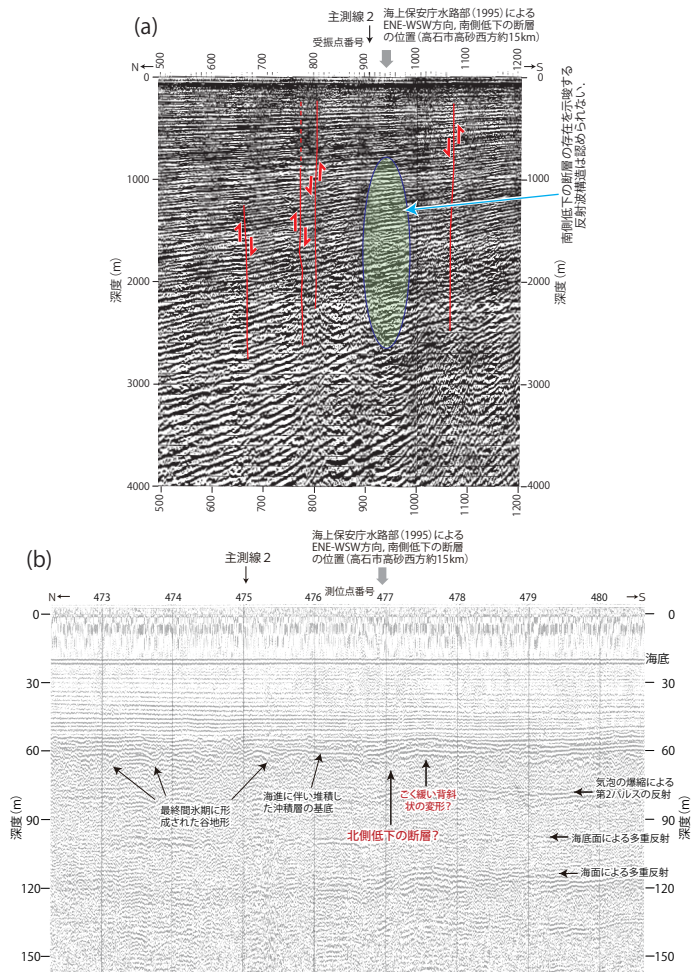
第 10 図 海上保安庁水路部（現・海洋情報部）によって、1995 年度（平成 7 年度）に実施された大阪湾の音波探査の測線位置図。

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です。第 11 図に、南北方向の交差測線 1 のエアガン探査記録（反射断面）とスパーカー探査記録（反射断面）を示します。

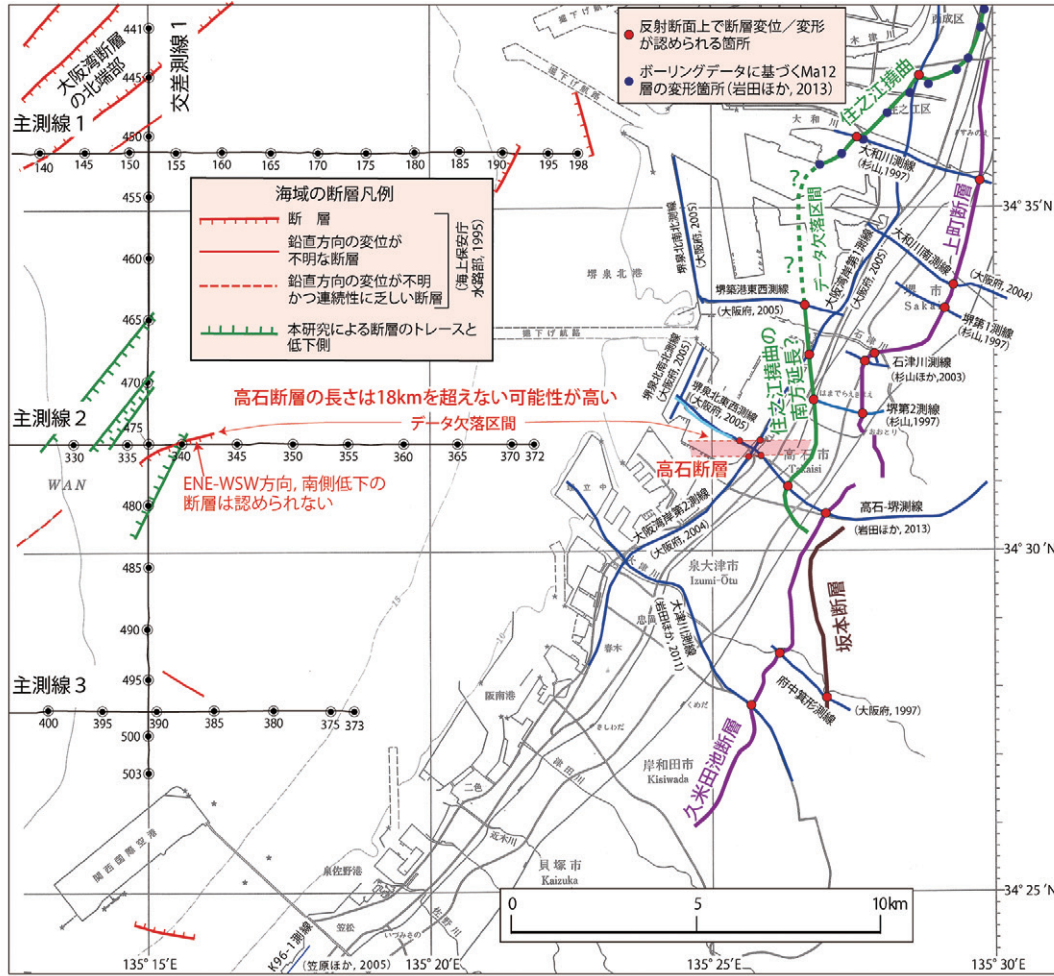
エアガン探査記録の検討では、海上保安庁水路部（1995）の海底地質構造図において、高石市高砂の沖合 12 km 付近に図示された東北東-西南西走向、南側低下の断層は実在しないと判断しました（第 11 図）。岩淵ほか（2000）もこの断層の存在については言及していません。

筆者らによるエアガン探査記録の検討では、極めて小さな累積上下変位量ですが、基盤岩中及び堆積層（大阪層群）中の類似した反射波構造を伴う 4 条の断層を、南北方向の交差測線 1（第 11 図）と東西方向の主測線 2 で認定しました。これらの断層は、両測線において、ほぼ同じ間隔で分布し、上下変位センスも相互に矛盾しないことから、第 10 図及び第 12 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しました。

スパーカーによる探査記録では、交差測線 1（第 11 図）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）が認められました。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がある構造が見られます。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



第 11 図 1995 年度に海上保安庁水路部が実施した大阪湾の音波探査によって得られた交差測線 1 の記録（反射断面）と筆者らの断層に関する解釈。(a)：エアガン・マルチチャンネル探査の記録。(b)：スパーカー・シングルチャンネル探査の記録。



第 12 図 大阪湾東部の音波探査結果（海上保安庁水路部，1995，1996MS；岩淵ほか，2000）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．

の可能性を完全には否定できない構造が見られました。

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はある構造は，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）とは逆です。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しました。

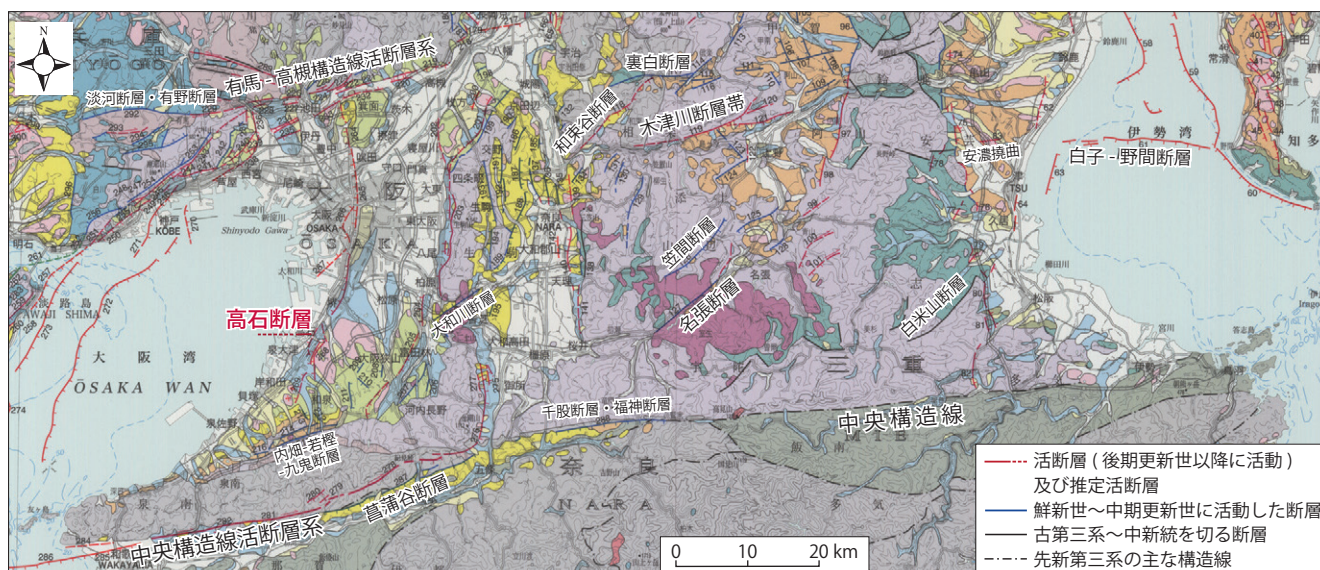
以上の音波探査記録の検討結果から，筆者らは，高石断層が南北方向の交差測線 1 を越えて，その西側の海域にまで延びている可能性は極めて低いと考え，高石断層の全長が 18 km を超える可能性は低いと判断しました（第 12 図）。

8. 高石断層の起源

第 13 図は，近畿三角帯南部に分布する主な東西ないし

北東-南西走向の断層に名前を付して示した図です。高石断層の東側には，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しています。また，高石断層の南約 25 km と北約 33 km 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しています。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あると思います。

Hayashida *et al.* (1988) は，74 ~ 43Ma（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（Engebretson *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しています。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あると考えます。



第13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。基図は50万分の1活構造「京都」(第2版)(水野ほか, 2002)。

9. 高石断層近傍の応力場

高石断層による100～120万年前のMa1及びMa-1海成粘土層の累積上下変位量約300 mとほぼ0.25 m/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、100万年前～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主応力軸(σ_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ます。また、最大圧縮主応力軸(σ_1 軸)は鉛直に近い高角度で傾斜(プランジ)していたと推定されます。

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帯周辺の応力場は、東西圧縮場(σ_1 軸はほぼ水平で東西に近い方向、 σ_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ります。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ます。

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ます。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、大阪地域の活構造の分布・性状と調和的に、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)の圧力軸を有する微小地震が多く発生しています。最近約10年間に発生した微小地震の圧力軸及び張力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ませんが、局所的な応力場を議論するには微小地震の解析結果が十分ではない可能性があります。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不可欠です。

10. 高石断層の形成史—特に深部流体の断層破碎帯への貫入モデル—

(1) 大阪付近における深部低周波微動・地震と深部流体

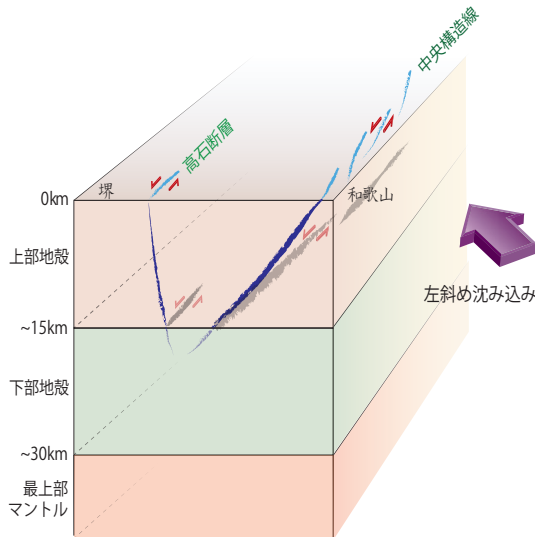
鎌谷・勝間田(2004)は、気象庁一元化震源のデータに基づいて、日本列島における深部低周波微動・地震の分布の特徴とその成因について検討を行っています。それによると、西日本において、火山から離れて、深部低周波微動・地震が孤立して分布している地域として、富山県東部、福井県沖、京都府南部、兵庫県南東部、大阪府南部、大阪湾、広島県北部、熊本県球磨地方、及び鹿児島県薩摩地方が挙げられています。高石断層が分布する大阪府高石市は、「大阪府南部」及び「大阪湾」に近接しています。鎌谷・勝間田(2004)は、孤立して分布する西日本の非火山性深部低周波微動・地震の原因として、1)沈み込んだ海洋プレート起源のスラブそのものもしくはマントルウェッジの部分融解、2)マントルウェッジ中の角閃石・緑泥石の脱水分解、のいずれかによって生成されるマグマや流体を挙げています。

また、Aso *et al.* (2011)は、大阪湾南部において火山性の低周波地震と酷似する深部低周波地震が発生している

後期白亜紀末～中期始新世

海洋プレートの左斜め沈み込みの時代

左横ずれ断層（東西方向の脆弱部）の形成

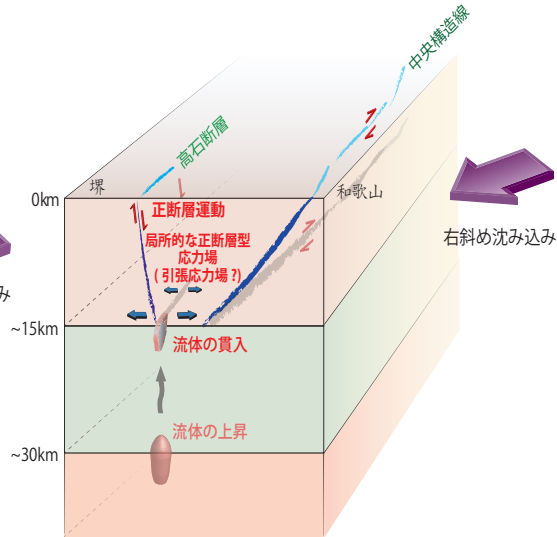


第四紀

フィリピン海プレートの右斜め沈み込みの時代

中央構造線：右横ずれ断層運動

高石断層：断層深部（東西方向の脆弱部）への流体の貫入
 ⇒南北を主軸（ σ_3 軸）方向とする局所的な正断層型の応力場（引張応力場？）の発生
 ⇒高角な断層面に沿った正断層運動の発生



第 14 図 高石断層における正断層運動を説明する一つの可能なモデル. このモデルでは、最上部マントルないし下部地殻から上昇してきた流体が高角度で東西に延びる高石断層深部の断層破碎帯に貫入することによって、同断層近傍に局所的な南北方向を σ_3 軸とする正断層型の応力場が形成され、正断層運動が起きたと考えられている.

ことを指摘し、その発生原因として、火山性の低周波地震と同様に、マントルから上昇する流体を挙げています。

さらに、風早ほか（2014）は、有馬-高槻構造線及び中央構造線に沿って、スラブ起源の深部流体が上昇している可能性を指摘しています。また、有馬-高槻構造線、中央構造線、山崎断層、上町断層帯などでは、地殻深部と表層をつなぐ構造があり、それらが水みちとなって深部から熱水が上昇しやすくなっていると推測しています。

（2）高石断層の形成史及び正断層運動の発現メカニズムに関するモデル

第14図は、以上の既存文献を踏まえて、筆者らが考えている高石断層の形成史及び正断層運動の発現メカニズムに関するモデルです。以下に、このモデルについて略述します。

1) 高石断層は、8.で述べたように、海洋プレートが左斜め沈み込みを行っていたと推定される後期白亜紀末～中期始新世（Hayashida *et al.*, 1988）に、高角度（約81°南傾斜）でほぼ東西に延びる左横ずれ断層として形成された。

2) その後、5Ma頃に始まったフィリピン海プレートの右斜め沈み込み（杉山, 1992a）に伴って、大阪地域では、3Ma頃から右横ずれ堆積盆地の性格を有する大阪堆積盆（杉山, 1992b；佃, 1992）の沈降が始まり、大阪層群が堆積した。

3) 堆積盆地の発達と呼応するように、現在の大阪湾を含む大阪堆積盆の深部には、スラブまたはマントルウェッジから供給された小規模な流体の上昇が起こった。

4) そのうちの一つは、たまたま、高石断層の深部破碎帯の直下に位置していたため、流体は地下深部の弱線である東西に延びる破碎帯に沿って貫入し、高石断層を南北方向に押し広げた。

5) その結果、高石断層近傍では、局所的にはほぼ南北・水平を σ_3 軸方向とする正断層型の応力場（引張応力場？）が形成され、高角度の高石断層に沿って、正断層運動が引き起こされた。

このようなモデルを検証するため、今後、高石断層の近傍において、深層地下水の研究、微小地震の発震機構に関する研究、精密地殻変動観測などを行うことが期待されます。

11. 高石断層地域といわき地域（阿武隈高地南東部）との深部流体テクトニクスの比較

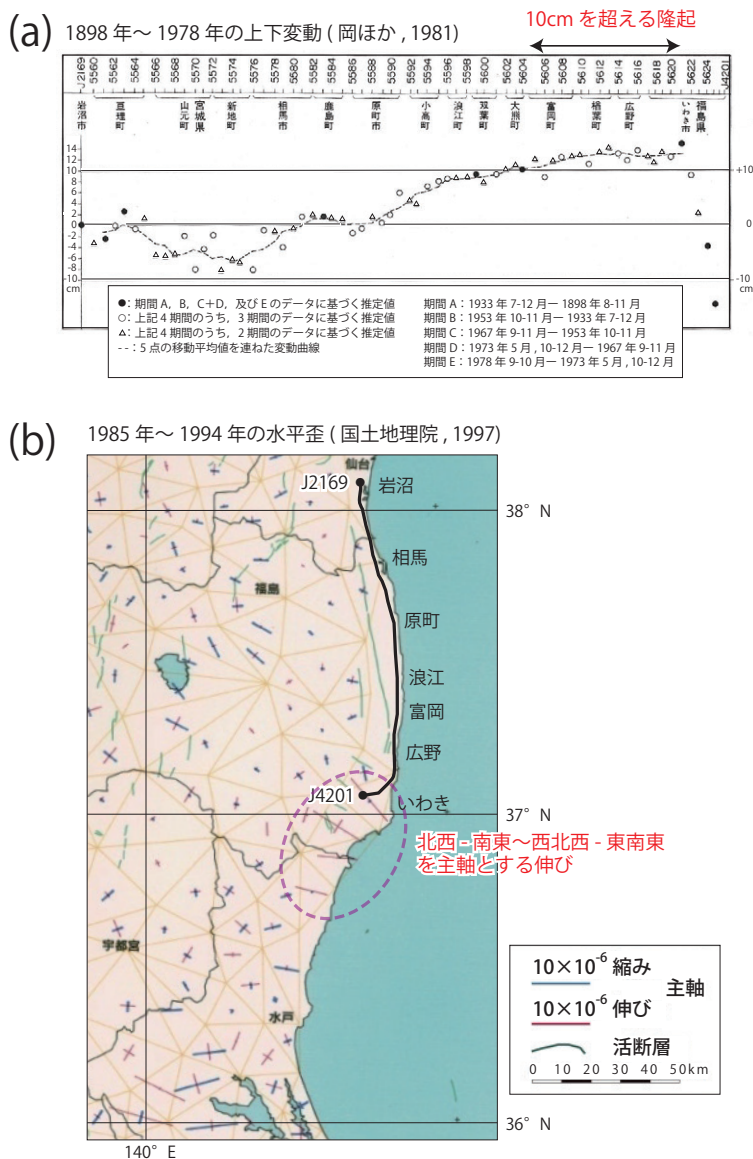
(1) いわき地域における地震活動、地形発達及び地殻変動の特徴

2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の発生後、福島県浜通り周辺では正断層型の地震活動が活発化しました。また、その1ヶ月後の2011年4月11日には、正断層型の発震機構を持つ福島県浜通りの地震（M7.0）が起きました。この地震では、既知の低活動性の活断層（正断層）である井戸沢断層と湯ノ岳断層の一部に沿って、正断層型の

地表地震断層が出現しました（石山ほか, 2011;丸山ほか, 2012;堤・遠田, 2012など）。

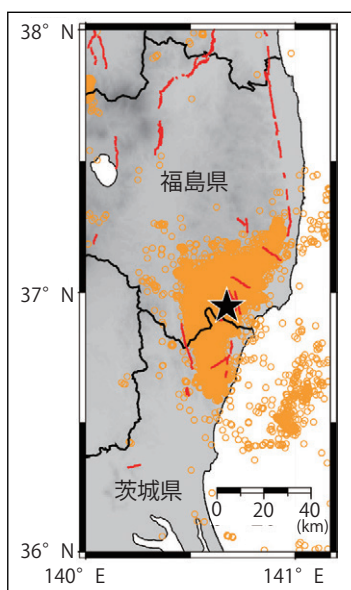
Imanishi *et al.* (2012) は、2003年から2010年の間（福島県浜通りの地震の発生前）に起きた26の微小地震の発震機構を明らかにしました。その結果、少なくとも2003年以降、福島県浜通りの地震の余震域（福島県いわき市周辺）を含む東北地方太平洋沖地震後に地震活動が活発化した領域は、北西-南東を最小圧縮主応力軸（ σ_3 軸）方位とし、ほぼ鉛直方向の最大圧縮主応力軸（ σ_1 軸）をもつ正断層型の応力場にあったことが明らかになりました。

また、この地域の地形及び地殻変動の特徴として、以下

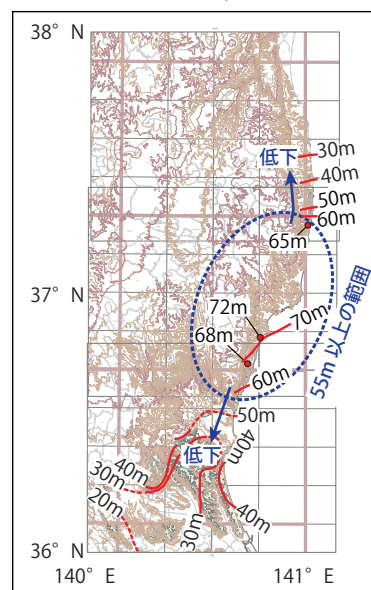


第15図 (a)：国土地理院の水準測量データに基づく福島県東海岸沿いの1898年～1978年の上下変動（岡ほか, 1981）。測量ルートは (b) を参照。(b)：三角測量データに基づく福島県東部～茨城県東部周辺の1985年～1994年の地殻水平歪（国土地理院, 1997）。

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震後、
2011年12月31日までに発生したマグニチュード
1以上、深さ15km以浅の地震（気象庁一元化震源）



約12～13万年前に離水した
5e段丘面の旧汀線高度分布
（小池・町田編, 2001）



第16図 2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震後、2011年12月31日までに発生したマグニチュード1以上、深さ15km以浅の地震（気象庁一元化震源；左）と約12～13万年前に離水した5e段丘面の旧汀線高度分布（小池・町田編, 2001；右）。2011年東北地方太平洋沖地震後に活発化した地震活動の範囲は、5e段丘の旧汀線高度が55m以上の範囲にほぼ対応する。左図の星印は2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震（M7.0）を示す。

の点が挙げられます。

1) Koike (1969)によると、阿武隈高地の北部及び中部では、高地のほぼ中央で標高が最も大きくなっているが、同高地南部では、いわき近傍の東部（太平洋沿岸）で、高地中央部に匹敵する高度を示す。これは、第四紀に阿武隈高地南東部を隆起させる変動もしくは現象が起きていることを示唆する。

2) 第15図に示すように、国土地理院の水準測量データに基づく福島県東海岸沿いの1898年～1978年の地殻上下変動は、阿武隈高地南東部の富岡以南の地域において10cmを超える隆起となっている。また、1985年～1994年の10年間の地殻水平歪については、ほぼ東北地方太平洋沖地震以降に地震活動が活発化した領域に対応する地域において、北西-南東から西北西-東南東を主軸方位とする伸張が起きている。

3) 第16図に示すように、約12万～13万年前に離水した5e段丘面の旧汀線高度は、いわき付近で最高標高約70mに達し、ここから南と北へ向かって低下している（小池・町田編, 2001）。旧汀線高度が標高55m以上の地域は、東北地方太平洋沖地震以降に地震活動が活発化した領域に対応する。

上に挙げた地形及び地殻変動の特徴は、いわき付近のほ

ぼ同じ場所で隆起と伸張変形の両方が多様な時間スケール（1～数百万年、約10万年、～100年及び～10年）で同時に起きていることを強く示唆します。

このような隆起と伸張変形、さらに正断層型の地震活動が同時に起きていることを説明するモデルとして、筆者らは、「この地域は第四紀に膨張している」という考え方を提唱したいと思います。膨張の原因としては、既にTong *et al.* (2012) やUmeda *et al.* (2015) などが指摘している深部流体の上昇が最も可能性が高いと考えます。

（2）高石断層地域といわき地域の深部流体テクトニクスと比較

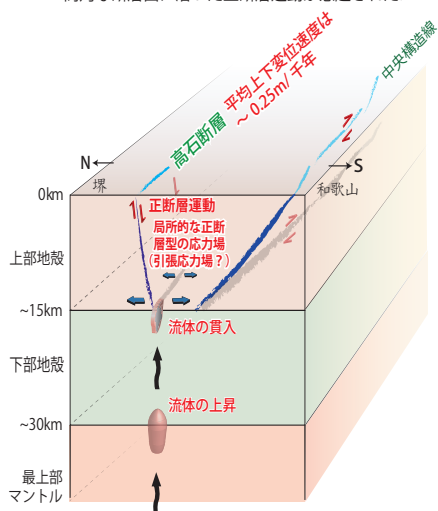
第17図は、このような考え方をイラスト的に表現し、高石断層地域といわき地域における深部流体の上昇に係わるテクトニクスを比較・対照した図です。以下に両地域の深部流体の性状・挙動で大きく異なると考えている点について述べます。

1) 上昇してきた流体の規模

高石断層地域では、周辺の地質構造や地形発達に明瞭な影響を与えず、現在の測地観測網の密度ではその影響を捉えられない程度の、小規模な流体であると推測されます。一方、いわき地域に上昇して来ている流体は、南北100

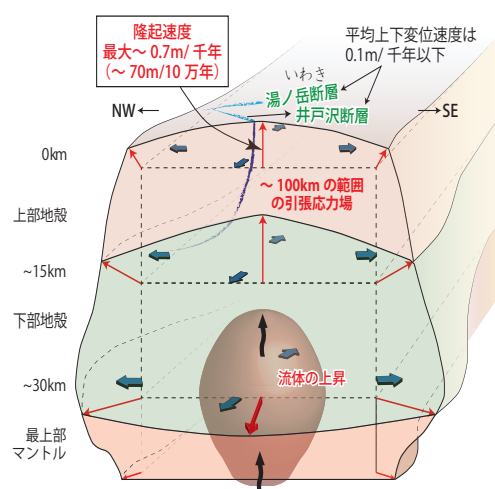
高石断層地域（大阪湾東岸域）

- 1) 広域の地形発達や地質構造に殆ど影響を与えず、現在の測地観測網の密度ではその影響を捉えられない程度の、比較的小規模な流体の上昇が少なくとも中期更新世頃まであった。
- 2) 上昇した流体は、高石断層深部の断層破碎帯（東西方向の脆弱部）へ貫入した。
- 3) 有方向性の流体の貫入の結果、南北を主軸（ σ_3 軸）方向とする局所的な正断層型応力場（引張応力場？）が形成された。
- 4) この局所的な正断層型応力場において、高石断層の高角な断層面に沿った正断層運動が惹起された。



いわき地域（阿武隈高地南東部）

- 1) 南北 100km 程度の範囲の段丘面・山地の高度と数 10 年間の水準測量データに上下変動の影響（隆起）を明瞭に残す、比較的大規模な流体の上昇が起きている。
- 2) 流体の上昇はいわき付近に引張応力場を形成し、10 年間の三角測量データに有意な伸びの水平歪を生起すると共に、ほぼ定期的に正断層型の地震を発生させている。
- 3) 上昇した流体は、井戸沢断層・湯ノ岳断層の深部断層破碎帯へは貫入しておらず、両断層の活動性の高まりは認められない。
- 4) 流体の上縁は、下部地殻の浅部～上部地殻底にまで達していない可能性がある。



第 17 図 高石断層地域といわき地域の深部流体テクトニクスの比較。

km 程度の範囲の段丘面及び山地の高度と、80 年間の水準測量データに、地殻上下変動の影響（隆起）を明瞭に残すだけの規模（南北径 10 km 程度以上？）であると推測されます。

2) 上昇流体の直上～近傍の断層（破碎帯）への流体の貫入

高石断層地域では、10. で述べたように、地下の弱線・脆弱部としての、東西に延びる比較的高角度の断層破碎帯に流体が選択的に貫入して、高石断層を南北方向に押し広げたと推測します。その結果、高石断層近傍に σ_3 軸が南北・ほぼ水平、 σ_1 軸がほぼ鉛直の、局所的な正断層型応力場（引張応力場？）が形成され、同断層の正断層運動が引き起こされたと考えます。高石断層の過去 100 万年間の平均上下変位速度は、既述のように、0.25 m / 千年の比較的大きな速度（上町断層帯の平均上下変位速度（約 0.4 m / 千年）の 60%）に達します。

いわき地域では、南北 100 km 程度の広い範囲の段丘面が持ち上げられ、過去 12 ~ 13 万年間の最大隆起速度は 0.7 m / 千年に達します。一方、いわき地域に分布す

る井戸沢断層及び湯ノ岳断層の平均上下変位速度は 0.1 m / 千年に達しないと推定されています（活断層研究会編, 1991; 丸山ほか, 2012)。また、井戸沢断層のトレンチ調査やボーリング調査（石山ほか, 2012; 堤・遠田, 2012; 丹羽ほか, 2013) では、1 万年以上の活動の間隔もしくは平均活動間隔が得られ、先行活動に伴う上下変位は 2011 年の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層の上下変位より小さい地点が多いことが指摘されています。これらの事実は、白亜紀～中期中新世に共役な横ずれ断層として形成され、後期中新世以降には正断層として活動した井戸沢断層及び湯ノ岳断層（Tsuneishi, 1978; Kuwahara, 1982; 桑原, 1982) の活動性が第四紀に特に加速された訳ではないことを暗示しています。後期更新世におけるいわき地域の隆起速度が 0.7 m / 千年に達することと考え合わせると、いわき地域では湯ノ岳断層及び井戸沢断層の深部（破碎帯）への流体の貫入は起きていないと推測されます。

上に述べたような深部流体の上昇と活断層の活動や変動地形との関連については、従来、変動地形学や地震地質学、

構造地質学などを研究歴のバックボーンとする活断層研究者間ではあまり重視されず、言及されることも少なかったと思います。今後は、深部流体力学、水文科学、地球化学、トモグラフィーなどの分野の研究者と連携・協力して、活断層と深部流体との関係について、こつこつとデータを集め、研究を深化する必要があると考えます。

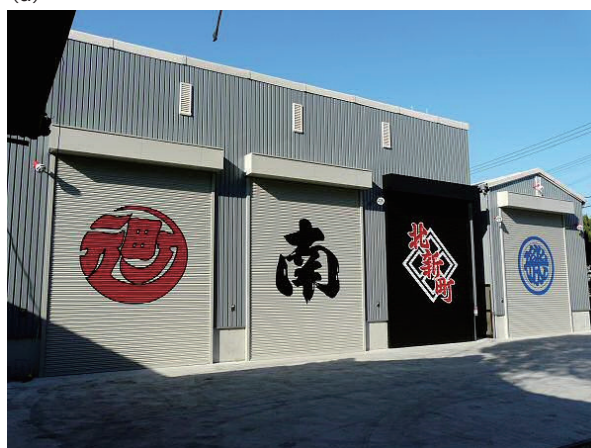
12. 最後に—高石断層と神社及びだんじり祭り

さて、最後に話を高石断層に戻しましょう。高石断層と神社及び歴史遺産との位置関係を確認してみたところ、次のようなことがわかりました。

まず、高石断層に伴う変形帯の前縁（南縁）は、南海高師浜駅東側の高石神社付近を通過すると推定されます。一方、変形帯の後縁（北縁）は、南海伽羅橋駅北方の羽衣浜神社付近を通過すると推定されます（第8, 9図）。この二つの神社に挟まれた地域、即ち高石断層の変形帯は、高石のだんじり祭りで引き廻されるだんじりを保管しておく「だんじり小屋」（第18図）が集中して分布する地域に当たります。少なくとも高師浜、元町、南、北新町、高磯、北村（いずれも高石神社を祭る地区）の6つのだんじり小屋は変形帯に含まれると推定されます。

このような神社や祭礼と高石断層との関係は、単なる偶然ではないかもしれません。変形帯（撓曲帯）は断層そのものであることから、これが活動した場合、その直上は大きな揺れに見舞われます。また、幅約500 mの変形帯の構造は、他の地域で起きた地震による地震波をトラップし、変形帯の中ではその外側よりも大きな揺れが生じる可能性があります。1995年兵庫県南部地震における震度7の“震災の帯”の北東端は、JR福知山線宝塚駅東側とその東方の中山寺駅付近の2ヶ所の孤立した地域です（角陸・横田, 1995；吉川・伊藤, 1995など）。この2つの地域は有馬—高槻構造線沿いのグラーベン状構造部に位置しており、地震波のトラップで大きな揺れとそれによる被害が生じた可能性があります。軟弱な地盤の影響や断層帯沿いの地震波のトラップなどにより、地震時の揺れが大きくなると推定される高石や大阪湾岸地域で、遠い先史時代に「高石断層地震」や「上町断層帯地震」が起こり、大地が大きく揺れ動いたことに驚愕した人々が大地の神を鎮める社を築いて祭礼を行うようになり、それが岸和田をはじめとする泉州各地のだんじり祭りに引き継がれていると想像したくなります。実際には、岸和田市の公式ウェブサイト「岸和田だんじり祭り」（<http://www.city.kishiwada.osaka.jp/site/>

(a)



(b)



第18図 (a)：元町、南、北新町、高磯の4地区のだんじり小屋（高石市高師浜2丁目；<http://snsh.sakura.ne.jp/takaishi/danjiri/koya.html#5ku>, 2015/08/14 参照）。(b)：北村地区のだんじり（<http://snsh.sakura.ne.jp/takaishi/danjiri/07-7ku.html>, 2015/08/14 参照）。泉州の上だんじり（<http://snsh.sakura.ne.jp/index.html>, 2015/08/14 参照）による。

danjiri/, 2015/08/14 参照）などによると、だんじり祭りそのものは、五穀豊穡を願って18世紀に始められたようです。

大阪平野～大阪湾に限らず、日本の沖積平野の真下には、まだまだ未知の活断層や深部流体が潜んでいる可能性があります。それぞれの分野の科学者が固定観念や定説に捉わられることなく、視野を広げ、頭を柔軟にして、新たなデータの取得とその解析を進める必要があると思います。

文献

Aso, N., Ohta, K. and Ide, S. (2011) Volcanic-like low-frequency earthquakes beneath Osaka Bay in the absence

- of a volcano. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L08303, 6 p.
- Engelbreton, D., Cox, A. and Gordon, R. G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **206**, 1-60.
- Hayashida, A., Otofujii, Y. and Torii, M. (1988) Paleoposition of southwest Japan and convergence between Eurasia and Pacific plates in pre-Neogene time. *Modern Geology*, **12**, 467-480.
- 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.
- 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.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L09306, 7 p.
- 石山達也・佐藤比呂志・杉戸信彦・越後智雄・伊藤谷生・加藤直子・今泉俊文 (2011) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層とそのテクトニックな背景。日本地球惑星科学連合2011年大会, MIS036-P105.
- 石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志 (2012) 2011年4月11日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ調査 (速報)。日本地震学会ニュースレター, **23**, no. 5, 36-39.
- 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, 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, **46**, 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, 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, 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/suihon/honbu05c/h22-4-2b.pdf>, 2015/07/25 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, 2015/10/30 参照.
- 地震調査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) の長期評価 (一部改訂) について。 http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/81_83_85_86_89_chuo_2.pdf, 2015/10/30 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/suihon/honbu13a/katsuchousa130404.pdf>, 2015/07/20 参照.
- 角陸純一・横田治彦 (1995) 兵庫県南部地震による建築物の被害。地質ニュース, no. 491, 45-54.
- 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 (1996MS) 大阪湾における活断層調査。5 p., 16図・1表.
- 鎌谷紀子・勝間田明男 (2004) 火山から離れた地域で発生している深部低周波微動・地震—その分布と発生原因—。地震2, **57**, 11-28.
- 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・レボリューション・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, 266-307.
- 活断層研究会編 (1991) 「新編日本の活断層—分布図と資料」. 東京大学出版会, 437 p.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・北岡豪一・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 齊・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. 日本水文科学会誌, **44**, 3-16.
- Koike, K. (1969) Geomorphological development of the Abukuma Mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **40**, 1-24.
- 小池一之・町田 洋編 (2001) 「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, 122 p., CD-ROM3枚.
- 国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪図. <http://www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html>, 2015/07/25 参照.
- 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, 1-34.
- 桑原 徹 (1982) 東北日本弧南部外側地域の東西性～北西-南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系—東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場—. 構造地質研究会誌, no. 27, 33-54.
- Kuwahara, T. (1982) Late Cretaceous to Pliocene fault systems and corresponding regional tectonic stress fields in the southern part of Northeast Japan. *Science Reports, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **3**, 49-111.
- 丸山 正・吉見雅行・斎藤英二・齋藤 勝 (2012) 変動地形・古地震学的検討に基づく2011年4月11日福島県浜通りの地震に関連する断層の活動性. AFERC NEWS, 産業技術総合研究所活断層・地震研究センター, no. 34, 1-9.
- Matsushita, R. and Imanishi, K. (2015) Stress fields in and around metropolitan Osaka, Japan, deduced from microearthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **642**, 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・荻谷愛彦・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 (1996) 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.
- 丹羽雄一・遠田晋次・小俣雅志・森 良樹 (2013) 井戸沢断層の2011年福島県浜通りの地震に先行する断層活動: 福島県いわき市塩ノ平地区におけるボーリング調査. 活断層研究, no. 39, 1-8.
- 岡 重文・桂島 茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢 昭 (1981) 福島県東海岸地域の段丘変形. 地質調査所月報, **32**, 275-292.
- 大阪府 (1997) 平成8年度地震調査研究交付金「上町断層帯に関する調査」成果報告書(概要版). 34 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>, 2015/07/25 参照.
- 大阪府 (2005) 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>, 2015/07/25 参照.
- 杉山雄一 (1992a) 西南日本前弧域の新生代テクトニクス—静岡地域のデータを中心に—. 地質調査所月報, **43**, 91-112.
- 杉山雄一 (1992b) 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.
- 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), 105-113.
- 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, 103-115.
- Tong, P., Zhao, D and Yang, D. (2012) Tomography of the 2011 Iwaki earthquake (M 7.0) and Fukushima nu-

- clear power plant area. *Solid Earth*, **3**, 43–51.
- 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*, **55**, 47–52.
- 佃 栄吉 (1992) 西南日本のアクティブテクトニクス—前弧スリバーの西進運動にともなう変形像—. *地質学論集*, no. 40, 235–250.
- Tsuneishi, Y. (1978) Geological and experimental studies on mechanism of block faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 173–242.
- 堤 浩之・遠田晋次 (2012) 2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴. *地質学雑誌*, **118**, 559–570.
- Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y. (2015) Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 2279–2291, doi:10.1002/2014JB011598.
- 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*, **49**, 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*, **105**, 332–340.
- 吉川澄夫・伊藤秀美 (1995) 1995年兵庫県南部地震の概要. *月刊地球号外*, no. 13, 30–38.
- 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, 5–65.
- SUGIYAMA Yuichi and IMANISHI Kazutoshi (2015) Takai-shi fault, an E-W-striking normal fault by Osaka Bay, and an intrusion model of deep-seated fluid as a cause of normal faulting.

(受付: 2015年8月18日)