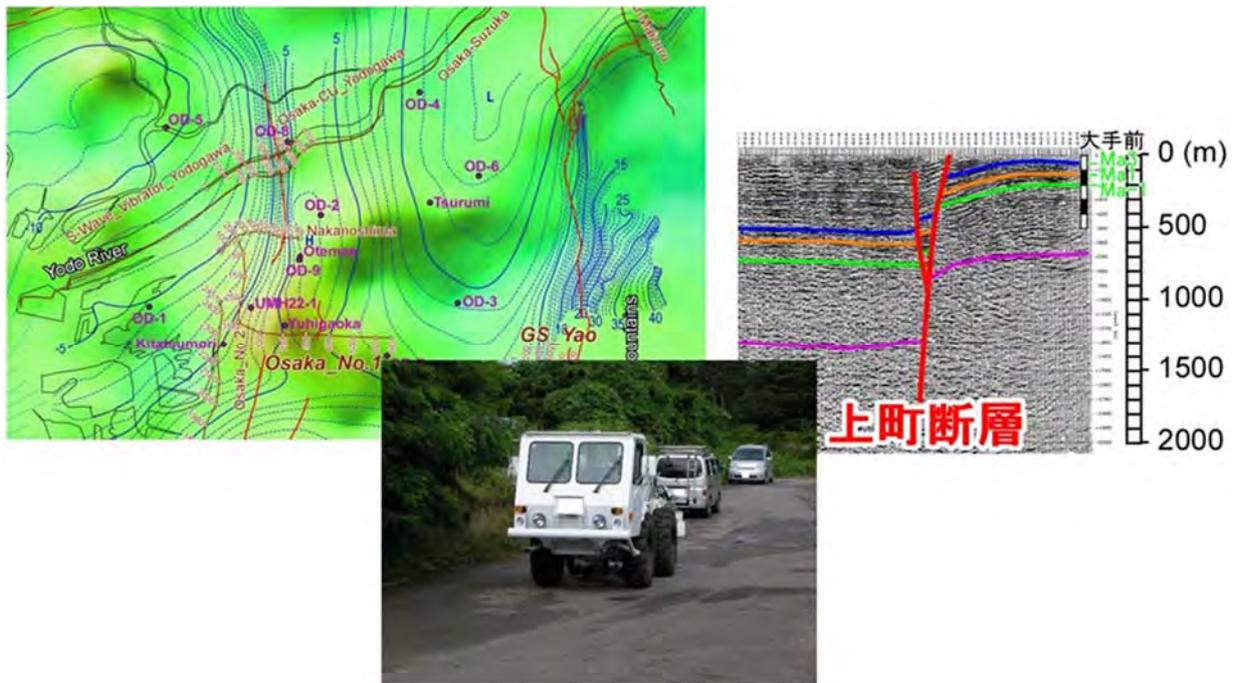




大阪平野の地下構造：
物理探査データに基づく全体像と今後の課題

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-04-26 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 伊藤, 康人, 竹村, 恵二 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10466/15350

大阪平野の地下構造－物理 探査データに基づく全体像 と今後の課題



伊藤康人・竹村恵二

大阪微化石研究会誌 特別号 17号

はじめに

大阪平野は、第四紀の地殻変動で形成された堆積盆であり、その発達プロセスは西南日本のテクトニクス研究の重要なテーマのひとつである。また、その地下構造の把握は、防災の見地からも極めて重要であり、これまで多くの地下構造探査が行われてきた。特に人工震源を用いた反射法地震探査技術の長足の進歩によって、深部構造の可視化が現実のものとなり、魅力的で示唆に富む情報を提供している。しかしながら、これまで大阪平野の地下構造について、網羅的なデータベースや万人がアクセスできる解釈レポートが十分に整備されてきたとは言えない。地質学・地球物理学・土質工学など各専門分野の高レベルの解析が、総合的解釈に昇華することなく死蔵される現状を打破する糸口として、今回この書籍を上梓することとなった。

本書では、重力異常データを用いて、堆積盆の規模や形態などのアウトラインを論じ、地磁気異常データに基づいて地下深部の岩盤物性に関する仮説を提示する。さらに、反射法地震探査データを用いて地下構造を解釈し、その地質学的意義の裏付けとして、大深度ボーリングデータや地表地質データを参照する。構造解釈にあたっては、従来より活断層とされてきたいくつかの盆地内構造（上町断層など）を取り上げて、その連続性や発達過程を評価する。もとより、ボーリングコア試料の堆積学的分析や断層運動の数値モデリングに基づく定量的評価などを通じて、より高度な総合化を行うべきであるが、現状ではそのような分析事例は少なく、著者の専門を超える部分もあるので、今後の検討を待つこととしたい。

大阪平野は、複雑なテクトニックプロセスを反映した、複合堆積盆である。そこで、我々は、地理的には大和川を境として、大阪平野を北部と南部に分けて論述する。北部は生駒断層を代表とする南北走向の逆断層運動の支配下にあり、第四紀を通じて堆積盆のコンパートメント化が進行している。南部は比較的沈降速度が低く、活断層のトレースが連続せず、北北西に傾く堆積面を形成する。これは、中央構造線の第四紀活動パターンの変遷と連動しており、堆積物の性状は分水嶺の形成過程を反映している。このように、大阪平野の研究は、地域的情報整備にとどまらず、近畿地方ひいては西南日本弧全体の地殻変動評価について、重要な意義を持っている。

今回は、議論の共通基盤構築のため、高解像度の地震探査データを極力多く掲載することに力点を置いた。各章末には、本書に含めることのできなかつた公開資料について、リストを掲載している。解釈結果のみならず、未解釈断面も収録されているので、読者諸賢は、自ら構造解釈を試みられたい。なお、大阪堆積盆の全貌は、大阪湾の地下構造を解明して初めて明らかとなるが、利用できるデータのスペックが陸域とは大きく異なるため、あえて言及しなかつた。今後の公表の機会を待ちたい。

専門分野の壁を越えた横断的な議論を通じて本書の不備が補完され、より高次の地球科学に発展していくことを、心より望むものである。

以上

目次

1. 概論：大阪堆積盆の成り立ち	
<u>1.1. 西南日本弧周辺の造構応力</u>	1
<u>1.2. 近畿地方のテクトニック・ブロック</u>	1
<u>1.3. 大阪堆積盆の大区分</u>	3
<u>1.4. 引用文献</u>	8
2. 各論：大阪平野北部－東西圧縮応力下の凹地形成－	
<u>2.1. 重力・地磁気異常に基づく堆積盆アウトライン</u>	9
2.1.1. 堆積盆の規模・形態	9
2.1.2. 基盤の磁氣的物性	11
<u>2.2. 反射法地震探査解釈</u>	11
2.2.1. 中之島測線	11
2.2.2. 大大特・大阪－鈴鹿測線	11
2.2.3. 大阪第一測線	17
2.2.4. 大阪第二測線	17
2.2.5. 八尾測線	17
2.2.6. 大大特・新宮－舞鶴測線	24
2.2.7. 北大阪測線群	24
<u>2.3. まとめ</u>	24
2.3.1. 盆地内断層の評価	24
2.3.2. 堆積速度の時空分布	36
<u>2.4. 参考資料</u>	38
2.4.1. 学術論文および専門書	38
2.4.2. その他	38

3. 各論：大阪平野南部－多様な応力トレンドと断層運動－

<u>3.1. 重力・地磁気異常に基づく堆積盆アウトライン</u>	39
3.1.1. 堆積盆の規模・形態	39
3.1.2. 基盤の磁氣的物性	39
<u>3.2. 反射法地震探査解釈</u>	39
3.2.1. 湾岸測線	39
3.2.2. 大和川南測線	43
3.2.3. 築港 EW 測線	45
3.2.4. 築港 NS 測線	45
3.2.5. 大津川測線	45
<u>3.3. まとめ</u>	45
3.3.1. 盆地内断層の評価	45
3.3.2. 伏在火成岩の起源について	51
<u>3.4. 参考資料</u>	55
3.4.1. 学術論文および専門書	55
3.4.2. その他	55
4. 総括：総合的構造解釈に向けて	
<u>4.1. 大阪堆積盆の古地理変遷</u>	57
<u>4.2. テクトニック・イベントの時空分布とプレート運動</u>	61
<u>4.3. 活断層評価のあり方について</u>	68
<u>4.4. 引用文献</u>	72
謝辞	74

1. 概論：大阪堆積盆の成り立ち

1.1. 西南日本弧周辺の造構応力

日本列島はアジア大陸東縁に沿って延びる島弧であり、複数のプレート境界に位置している（第1図）。一般に、海洋プレートの沈み込みは、収束境界における構造運動の原動力となる。西南日本の場合、太平洋プレートの運動が、東西圧縮応力の源と考えられている（たとえば Huzita, 1980）。さらに、南海トラフに沈み込むフィリピン海プレートの運動は、付加体の成長・変形や島弧地殻内の断層運動をコントロールしている。

現在、太平洋プレートは西向き、フィリピン海プレートは西北西向きに収束しているが、相対運動センスは地質時代を通じて大きく変化し、多様なテクトニック・イベントを引き起こしてきた。Nakajima (2013) は、太平洋プレートの運動史（たとえば Cande et al., 1995）に基づいて東北日本弧の構造発達史を総括したが、西南日本については同様の議論が十分に行われているとは言えない。Nakamura et al. (1987) は、沈み込み帯の形態を解析して、フィリピン海プレートの収束方向が、第四紀に北北西から西北西へと変化したことを明らかにした。これは、後述するように、断層運動センスの転換など西南日本のテクトニクスを語る際に必ず参照される重要な成果であるが、より長い期間の運動史は未解明のままである。

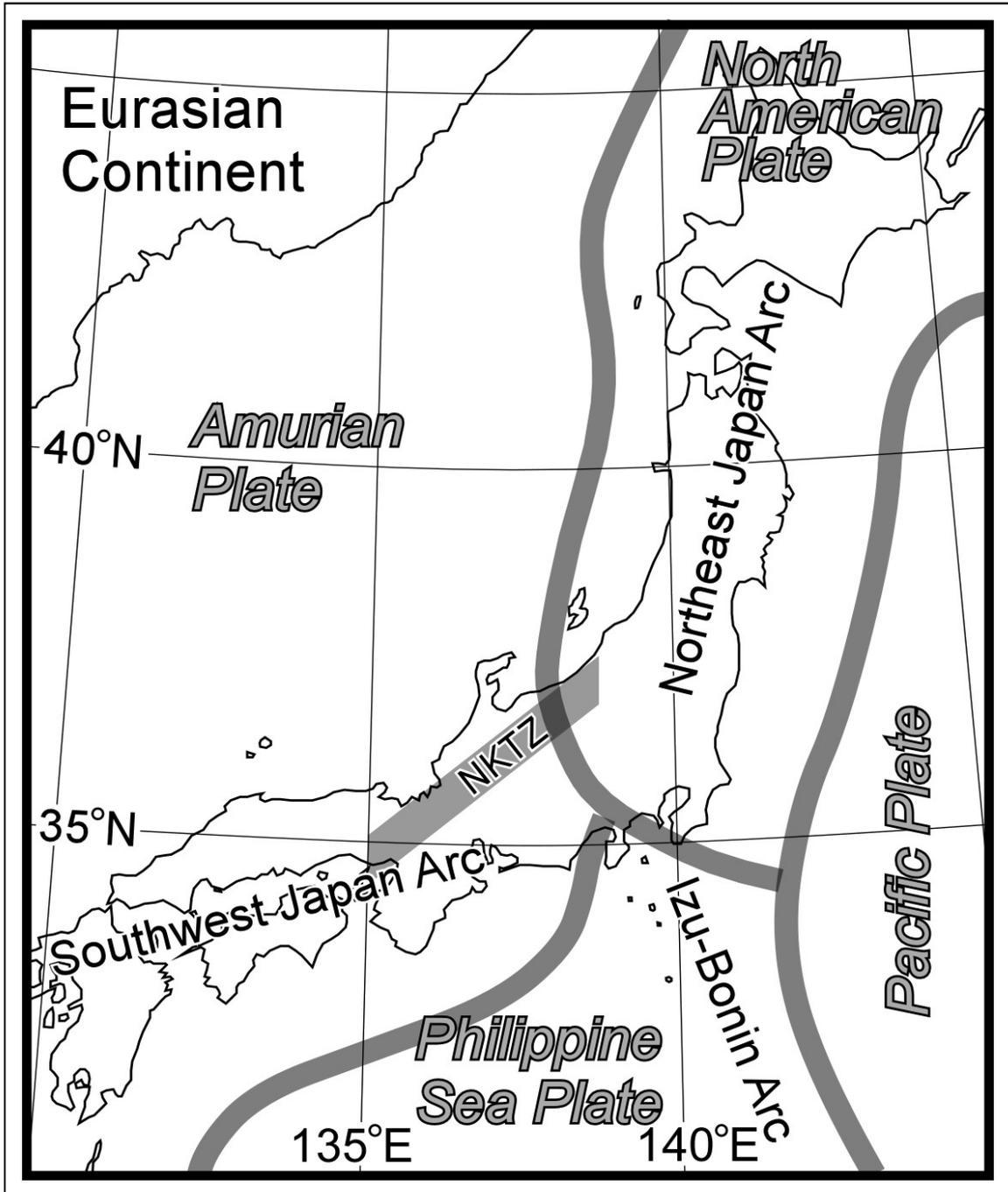
フィリピン海プレートは収束境界で囲まれた縁海プレートであり、海嶺・断裂帯のジオメトリーや地磁気異常パターンに基づいて過去の運動を完全に復元することはできない。西南日本の足下に沈み込むスラブの形態についても、三好・石橋 (2004) が震源分布から推定しているが、そのモデルの特徴（四国周辺の極めて低角の沈み込みと、琵琶湖北のスラブの屈曲）は、島弧の変形パターンと必ずしも整合的ではない。

このような現状を打開するためには、西南日本のテクトニック・イベントの時空分布を定量的に解析して、応力場のゆらぎを評価し、プレート運動とのリンクを考察することが有効ではないだろうか。本書では、そのような視点に基づいて、大阪平野の地下構造について議論を行う。大阪平野は新生代後期を通じて進化してきた内陸堆積盆であり、そこに保存された堆積物の層序・構造はテクトニック・イベントの記録である。近年の物理探査技術の長足の進歩によって、従来研究が困難であった市街地・都市圏について、三次元的な構造解釈が可能になってきた。さらに、大阪平野では過去多くの層序ボーリングが実施されており、総合的研究の基盤は比較的整っている。人口密集部が多く、防災・土木の見地からも、地殻変動のメカニズム解明は重要である。以下の各節では、広域テクトニック・ブロックを定義し、大阪堆積盆の位置づけを明確にしたうえで、各論を展開する。

(伊藤康人)

1.2. 近畿地方のテクトニック・ブロック

Huzita (1976) は近畿地方のテクトニクスに関する先駆的な研究を行い、活発な断層運動



第1図：西南日本弧（Southwest Japan Arc）周辺の現在のプレート配置。NKTZは最近の歪集中帯として知られる新潟－神戸構造帯（Niigata-Kobe Tectonic Zone: Sagiya et al., 2000; Toya and Kasahara, 2005）。

と盆地形成で特徴付けられる三角形のエリアとして「近畿トライアングル」を提唱した。これは、変動地形と地質情報を包括的に論じる際に極めて有用な概念であり、多くの報文で引用されてきた（たとえば 藤田・笠間, 1982）。Itoh et al. (2013a) は、近年の地球物理学的研究の成果を勘案して、テクトニック・ブロックを再定義した（第 2 図）。いわゆる近畿トライアングルの北西辺・北東辺・底辺は、それぞれ、新潟－神戸構造帯・越前－志摩構造線・中央構造線にあたる。新潟－神戸構造帯は、測地学的研究（たとえば Sagiya et al., 2000; Toya and Kasahara, 2005）によって存在が指摘された歪集中帯であり、Itoh et al. (2011) の古地磁気学的研究によって、第四紀を通じて変形が累積していることが示されている。越前－志摩構造線は、Itoh et al. (2013a) による新称であり、背弧陸棚のインバージョン帯～陸上の逆断層密集帯～前弧海盆の第四紀隆起帯（志摩海脚）を繋ぐラインである。

中央構造線は、西南日本最大の活断層であり、第四紀を通じて右横ずれの活動を続けてきた（活断層研究会, 1991）。Itoh et al. (2013a) は、反射法地震探査データ解釈に基づいて、第四紀初頭の逆断層運動フェーズを記載し、フィリピン海プレートの収束方向変化と関連付けた。これらの構造線で囲まれたエリアは、数多くの副次断層が発達し、断層ブロックの複雑な差動的昇降運動を特徴とする。大阪堆積盆は、その西部に位置する大きな沈降域である。

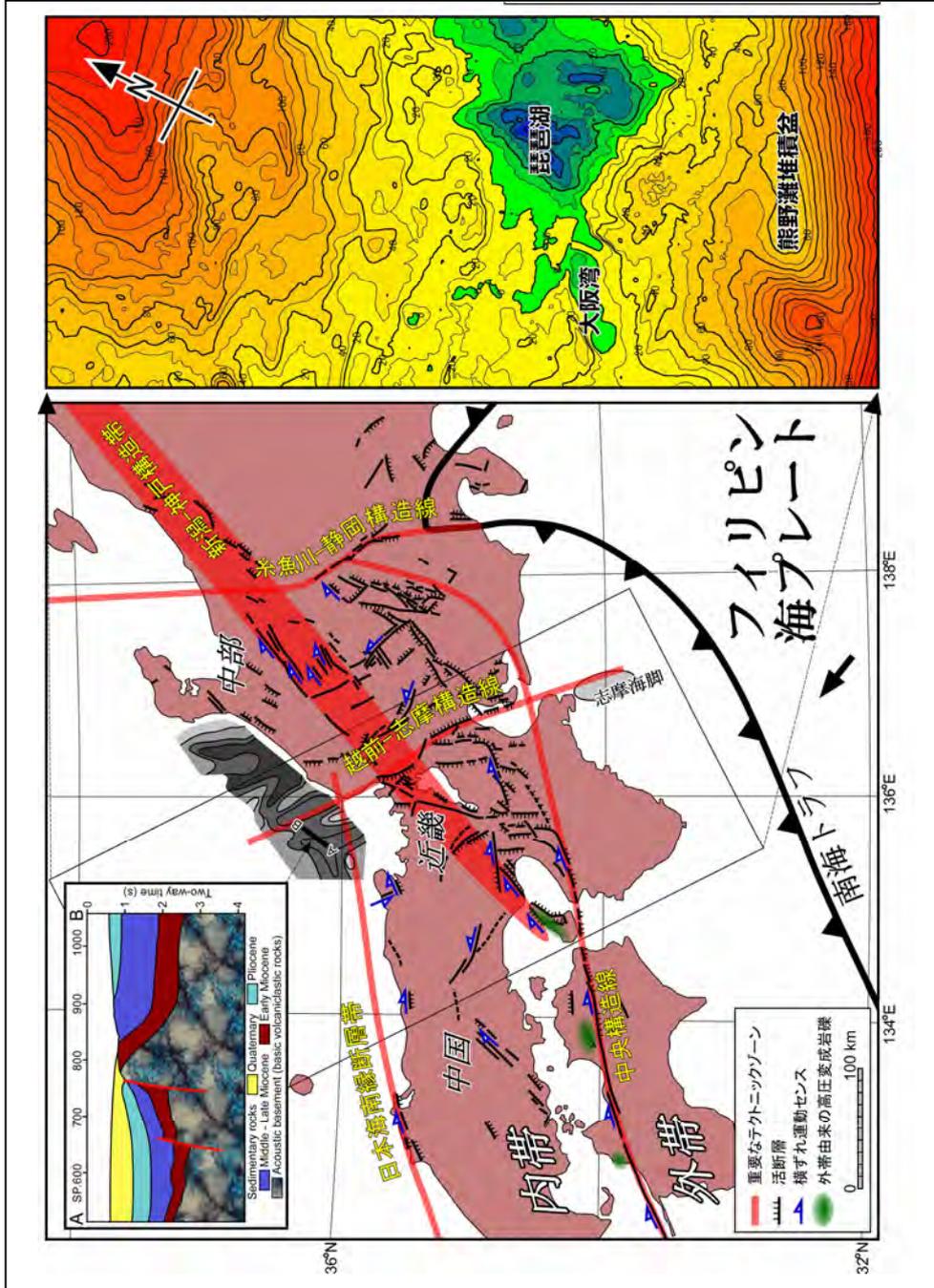
(伊藤康人)

1.3. 大阪堆積盆の大区分

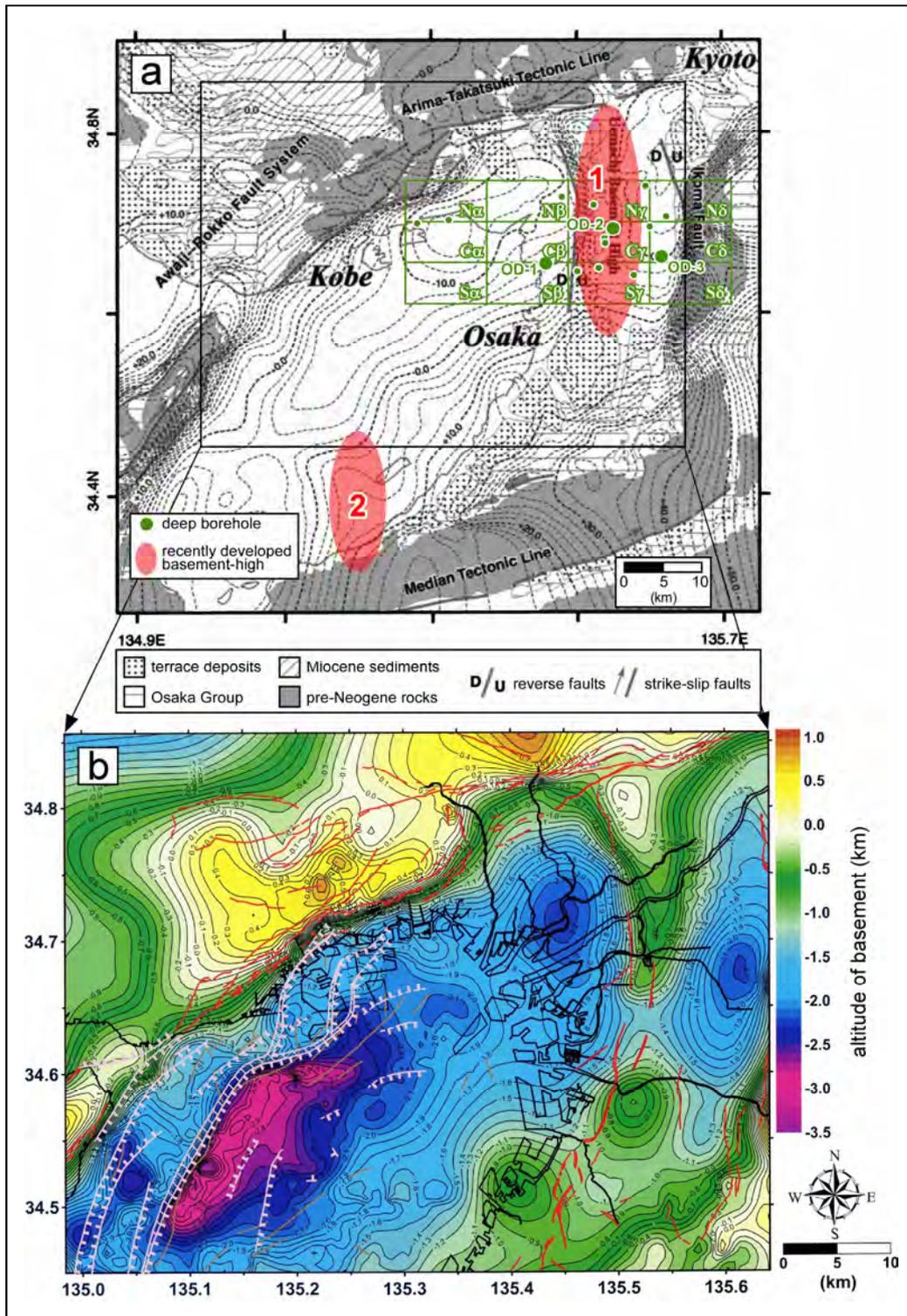
大阪平野北部については、Itoh et al. (2000) が、大深度ボーリングの層序・年代データに基づいて、沈降域の分化を論じた（第 3 図 a）。彼らが纏めたボーリング情報を、第 1 表として掲げておく。包括的な堆積盆の形態については、Inoue et al. (2003) の纏めた基盤深度データが参考になる（第 3 図 b）。これらの研究に基づいて、本書では、大和川を境として、大阪平野を北部と南部に分けて論述する。大阪平野北部は、南北に伸長する上町隆起帯（西縁は活断層と解釈される上町断層であり、その実態については次章で論じられる）で分断された 2 つの凹地である。大阪平野南部は、東北東－西南西走向の同斜構造を持ち、関西空港周辺から陸域に伸びる隆起帯を西縁とする。その大構造形成には、和泉山脈の隆起が深く関与しており、つまるところ、中央構造線の逆断層フェーズの理解（年代論および影響範囲）が重要となる。

次章・次々章で用いるボーリング・地震探査データを、第 4 図に纏めた。大深度ボーリングが大阪平野北部に偏在していること、北部と南部とで重力異常トレンドが大きく異なること、などがただちに読み取れるであろう。両地域にまたがる情報（湾岸測線の構造解釈など）については、2 つの章で横断的に論じられる。

(伊藤康人)



第2図：近畿地方の主要な構造線とテクトニック・ブロック (Itoh et al., 2013a を一部改変)。



第3図：ボーリング資料と重力異常データ (a) に基づく大阪堆積盆の基盤構造 (b) (Itoh et al., 2013a より)。

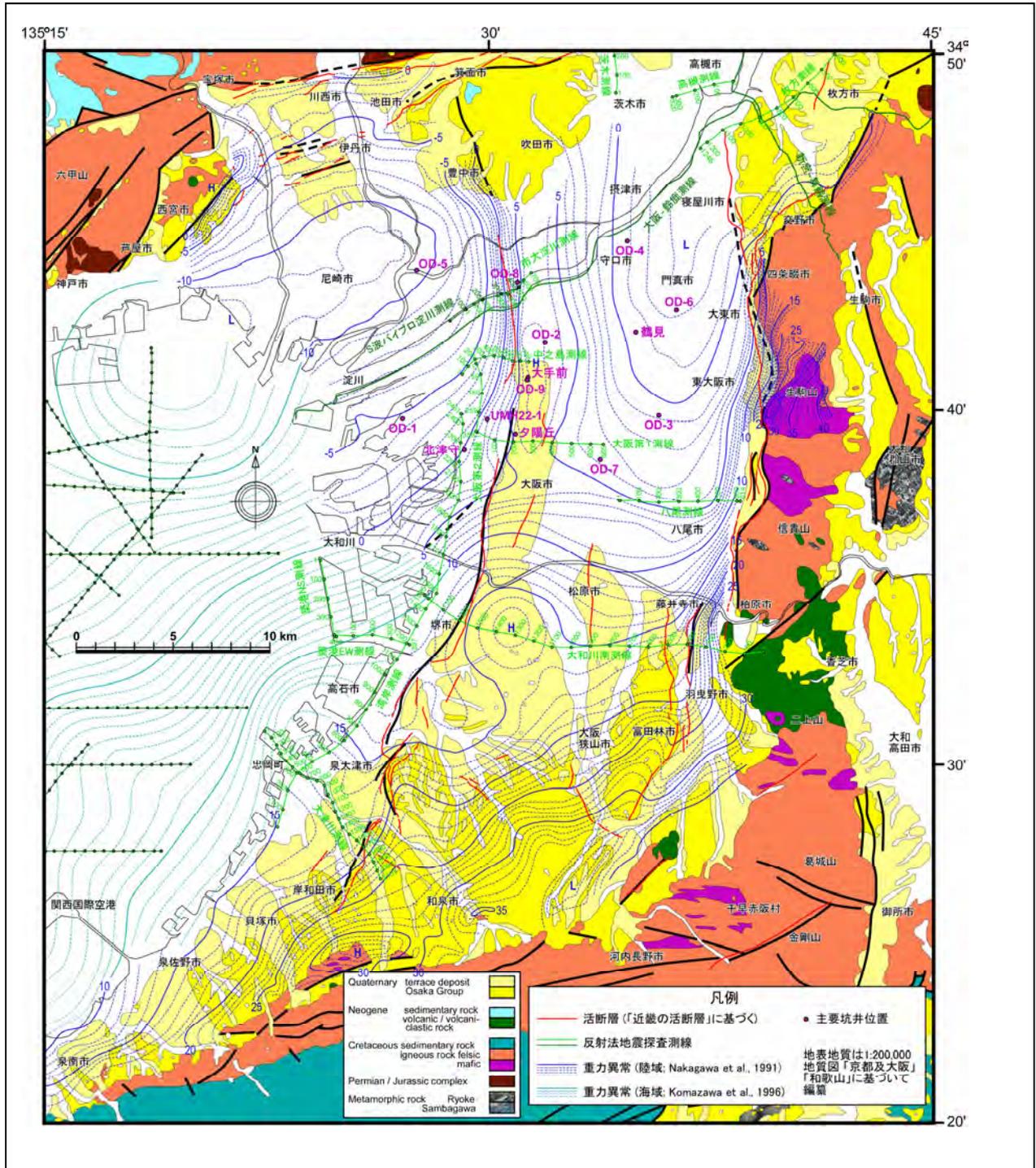
第 1 表：大阪平野北部～神戸地域の大深度ボーリング情報。

Drill Hole	Lat. (N)	Long. (E)	TD (m)	Ma13	Ma12	Ma11	Ma10	Ma9	Ma8	Ma7	Ma6	Ma5	Ma4	Ma3	Ma2	Ma1	Ma0	Ma-1	Base
HA (Osaka) ^a	34.702	135.583	251	-	-	15.0	50.2	77.9	-	140.9	166.6	192.8	240.3	-	-	-	-	-	-
OD-1 (Osaka) ^b	34.662	135.451	907	26.4	53.4	89.2	130.0	172.0	207.0	257.5	281.0	314.5	373.1	418.4	482.0	567.0	638.3	-	-
OD-2 (Osaka) ^b	34.697	135.532	668	19.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47.2	76.3	127.2	174.2	199.2	656.2
OD-3 (Osaka) ^b	34.663	135.596	701	17.6	37.1	-	102.0	139.5	169.6	233.6	263.3	300.9	361.9	415.3	480.1	576.8	-	-	-
OD-4 (Osaka) ^b	34.745	135.578	251	19.9	-	-	-	-	-	-	97.3	119.0	151.6	193.1	224.8	-	-	-	-
OD-5 (Osaka) ^b	34.731	135.459	701	16.6	25.3	-	84.0	113.5	165.4	183.2	212.8	242.2	295.4	336.3	397.6	483.3	-	-	-
OD-6 (Osaka) ^b	34.712	135.606	501	9.9	31.6	-	76.9	115.2	130.6	186.0	222.5	254.2	309.4	362.1	426.8	-	-	-	-
OD-7 (Osaka) ^b	34.643	135.563	200	10.3	26.3	-	-	-	-	-	43.4	78.0	107.5	139.3	166.5	192.0	-	-	-
OD-8 (Osaka) ^b	34.726	135.516	202	18.6	-	-	-	-	-	65.8	91.3	115.4	165.0	201.6	-	-	-	-	-
OD-9 (Osaka) ^b	34.679	135.524	205	-	-	-	-	-	-	-	32.2	43.5	68.7	97.1	125.7	177.5	-	-	-
OT (Osaka) ^a	34.681	135.523	251	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40.9	69.4	99.4	146.0	187.0	212.6	-
TS (Osaka) ^a	34.647	135.486	250	21.2	47.7	89.2	136.9	185.2	222.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
YU (Osaka) ^c	34.655	135.515	603	-	-	-	-	-	-	36.7	53.0	66.0	96.7	128.3	163.6	223.1	271.7	300.5	-
GS-K1 (Kobe) ^d	34.702	135.276	1700	-	73.3	121.0	169.4	214.3	259.3	294.0	323.0	353.0	406.3	445.2	503.6	585.9	652.5	691.8	1545.7
GS-K3 (Kobe) ^d	34.717	135.249	680	-	-	-	-	-	-	251.0	267.3	296.3	337.1	378.6	426.8	501.4	558.0	598.4	-
GS-K4 (Kobe) ^d	34.651	135.148	545	13.4	48.4	72.7	102.1	133.2	154.7	-	186.0	213.2	235.0	264.4	291.0	336.0	404.2	461.7	-
HG-C (Kobe) ^e	34.697	135.231	583	13.0	77.1	-	188.9	233.9	276.9	311.8	327.2	369.4	410.0	449.0	496.0	575.0	-	-	-
HS (Kobe) ^d	34.663	135.165	302	-	-	-	-	-	-	-	162.0	187.3	211.8	242.0	272.6	-	-	-	-
SA (Kobe) ^d	34.703	135.315	444	32.6	69.5	111.5	161.0	209.5	247.8	284.5	312.0	344.0	398.0	437.5	-	-	-	-	-

* 海成粘土基底の深度 (m) は地表からの数値。

* Basement depths (m) of Ma-clays are measured from the surface.

^a Yoshikawa et al. (1998), ^b Mitamura et al. (1997), ^c Yoshikawa et al. (1997), ^d Geo-Database Information Committee of Kansai (1998), ^e Takemura et al. (1997)



第 4 図：本書の議論で用いられる情報インデックス。

1.4. 引用文献

Cande, S.C., Raymond, C.A., Stock, J., Haxby, W.F., 1995. Geophysics of the Pitman

- fracture zone and Pacific-Antarctic Plate motion during the Cenozoic. *Science* 270, 947-953.
- Huzita, K., 1976. The Quaternary tectonic stress states of Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University* 20, 93-103.
- Huzita, K., 1980. Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands. *Memoir of Geological Society of Japan* 18, 129-153.
- 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）。地質調査所, つくば, 112pp.
- Inoue, N., Kitada, N., Itoh, Y., Takemura, K., Nakagawa, K., 2003. Integrated study of high resolution geophysical and geological information of Osaka Bay, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22, 1-11.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., Miyamoto, K., Inui, Y., 2011. Short- / long-term deformation of upper crust: integrated and quantitative approach for neotectonics. In: Sharkov, E.V. (Ed.) *New Frontiers in Tectonic Research - General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*. InTech, Rijeka, pp.283-308.
- Itoh, Y., Takemura, K., Ishiyama, T., Tanaka, Y., Iwaki, H., 2000. Basin formation at a contractional bend of a large transcurrent fault: Plio-Pleistocene subsidence of the Kobe and northern Osaka Basins, Japan. *Tectonophysics* 321, 327-341.
- Itoh, Y., Takemura, K., Kusumoto, S., 2013a. Neotectonic intra-arc basins within southwest Japan - conspicuous basin-forming process related to differential motion of crustal blocks. In: Itoh, Y. (Ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech, Rijeka, pp.191-207.
- 活断層研究会, 1991. 新編 日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437pp.
- 三好崇之・石橋克彦, 2004. 震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状. *地震* 57, 139-152.
- Nakajima, T., 2013. Late Cenozoic tectonic events and intra-arc basin development in northeast Japan. In: Itoh, Y. (Ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech, Rijeka, pp.153-189.
- Nakamura, K., Renard, V., Angelier, J., Azema, J., Bourgois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A., Vigneresse, J.L., 1987. Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2. *Earth and Planetary Science Letters* 83, 229-242.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T., 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics* 157, 2303-2322.
- Toya, Y., Kasahara, M., 2005. Robust and exploratory analysis of active mesoscale tectonic zones in Japan utilizing the nationwide GPS array. *Tectonophysics* 400, 27-53.

2. 各論：大阪平野北部－東西圧縮応力下の凹地形成－

大阪平野周辺は、ネオテクトニクスの見地からは、前章で述べたように「近畿トライアングル」というブロックに属し、東西圧縮場で形成されたホルスト－グラベンが基本構造であると考えられてきた。たとえば、大阪平野の東縁を画する生駒断層系は、非常に活動的な逆断層である。

平野の中央部を通る上町断層を西縁とする南北隆起帯（以後「上町隆起帯」と呼ぶ）は、そのフォアランドに形成された peripheral bulge と見えなくもない。しかし、西カナダのフォアランド盆地などで研究されてきた事例（たとえば Miall, 1995）を見ると、bulge の形態は極めて緩やかであり、上町隆起帯の形態とは類似点が見出せない。アナロジ的には逆断層前縁の凹地は東大阪周辺の沈降域に相当するが、大阪湾側の更に大きな堆積盆が形成されるメカニズムは明らかでない。

圧縮変形の場合で類似の構造を形成するもうひとつの可能性は、低角逆断層で寸断された岩体がつくる duplex であろう。しかし、そのようなメカニズムで形成された典型例と考えられる北海道中央部の馬追丘陵（Itoh et al., 2005）を参照すればわかるように、丘陵縁辺断層を上から見た平面形態は、通常は隆起側ブロックの衝上方向に凸になることが多い。上町断層は、その逆である。

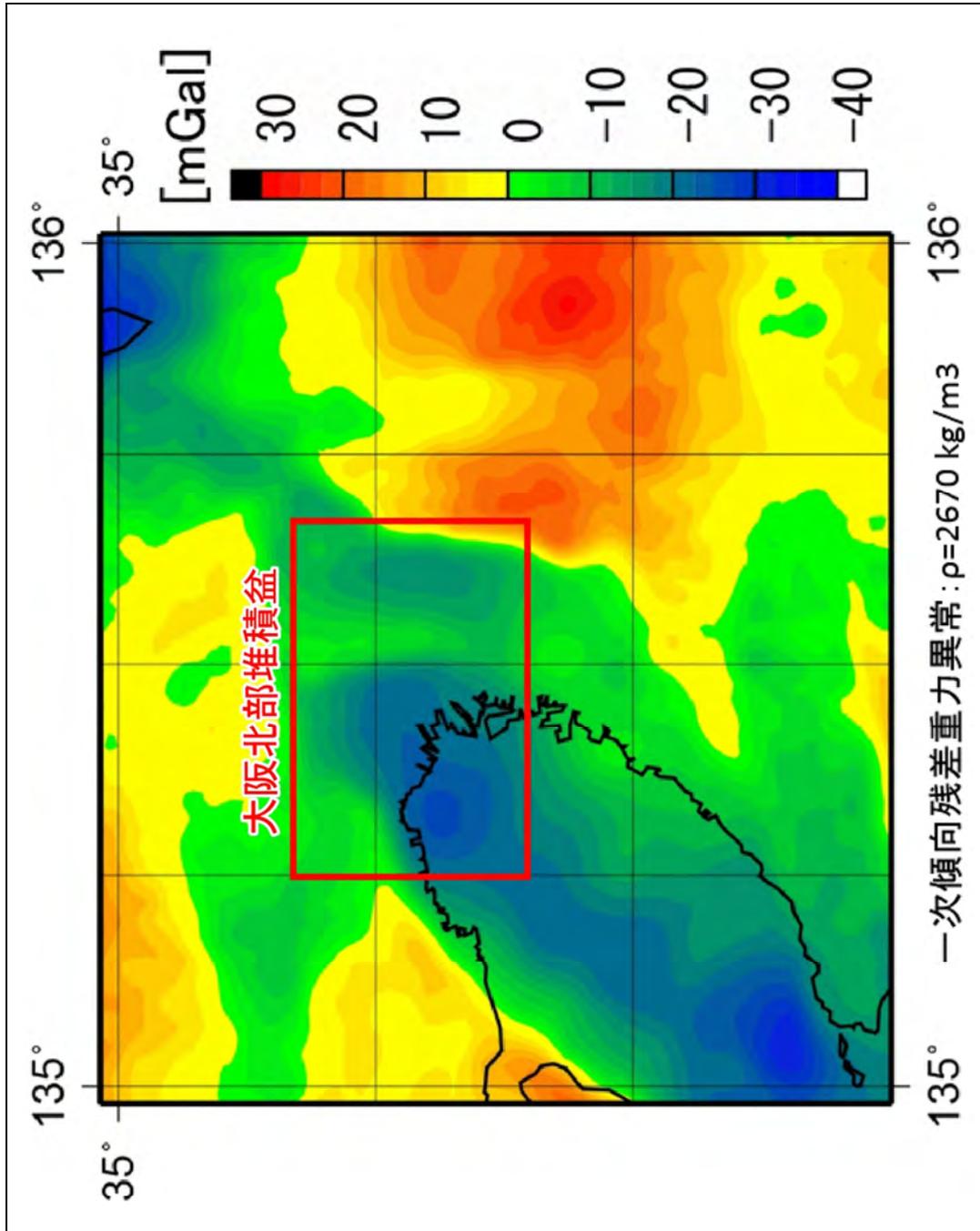
本章では、反射法地震探査データを記載・評価して、断層活動の時空分布を再検討する。その結果は、東西圧縮応力下の凹地形成という作業仮説が優れた第一次近似であることを明らかにすると同時に、断層の活動トレース変遷など、テクトニックな枠組みの変化を反映して多様な盆地内変形が進行していることを示唆している。

（伊藤康人）

2.1. 重力・地磁気異常に基づく堆積盆アウトライン

2.1.1. 堆積盆の規模・形態

重力異常に基づく堆積盆のアウトラインは、第5図に示されている。大阪平野北部で最も顕著な構造は、南北に延びる上町隆起帯（その西縁が上町断層の名で知られる活断層であり、その性状については地震探査解釈の項で詳述する）であり、これによって東大阪（東部）と湾岸～大阪湾奥（西部）に沈降域が二分されている。東部堆積盆の東縁はシャープな重力急変帯で画され、これは生駒断層系に相当する。西部堆積盆は、西に向かって漸次深化する傾向がある。これは、六甲山麓～淡路島東岸に連なる顕著な活断層帯の影響と考えられる。堆積盆北縁の重力急変帯は、有馬－高槻構造線に相当する。



第5図：大阪平野北部堆積盆の規模・形態。

このように、さまざまな運動センスの活断層群に取り囲まれて、大阪平野北部堆積盆は発達してきた。

2.1.2. 基盤の磁氣的物性

大阪平野北部の東縁と北縁には、白亜紀の領家帯花崗岩が露出している。しかし、第 6 図の地磁気異常図には、その影響は現れていない。これは、領家帯の花崗岩がいわゆるイルメナイト系列であり、磁化率が極めて低く残留磁化も不安定であることによると考えられる。対照的に、盆地内部には、正の地磁気異常ゾーンが点在している。基盤の花崗岩に着岩した OD-2 ボーリングは顕著な異常上になく、その起源を直接論じることができない。しかし、次章で詳述するように、地表地質情報からは新第三紀の火山岩体が伏在していることが示唆される。

(伊藤康人)

2.2. 反射法地震探査解釈

大阪堆積盆について、これまでに公表され一般にアクセス可能な地震探査データは、大阪湾地盤情報の研究協議会 (2002) や京都大学防災研究所 (2012a) で一望することができる。しかし、大深度ボーリングの地質情報を十分に考慮し、現実的な地質構造解釈のなされた研究は行われてこなかった。以下の各節では、極力具体的な記載・分析を試みる。

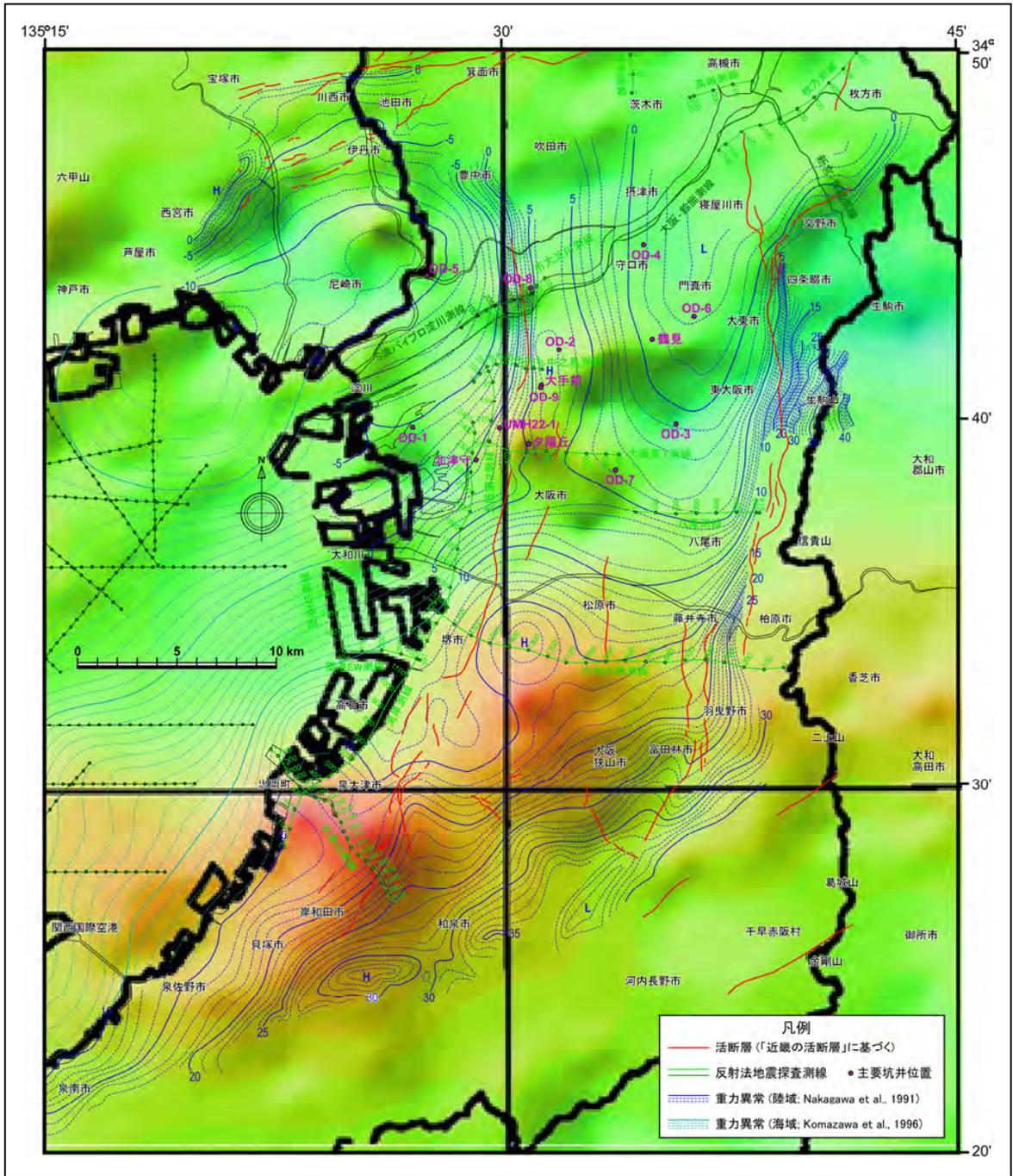
2.2.1. 中之島測線

第 7a, b 図の中之島測線は、上町隆起帯北端を通る東西測線である。比較的近傍に大手前・OD-9 ボーリングが掘削されており、重力異常データから構造トレンドを推定して震探ホライゾンと海成粘土層の対比を行った。また、大阪第二測線の北端は、本測線西部と交差はしないが直近にあり、ホライゾン追跡の際に参照される。

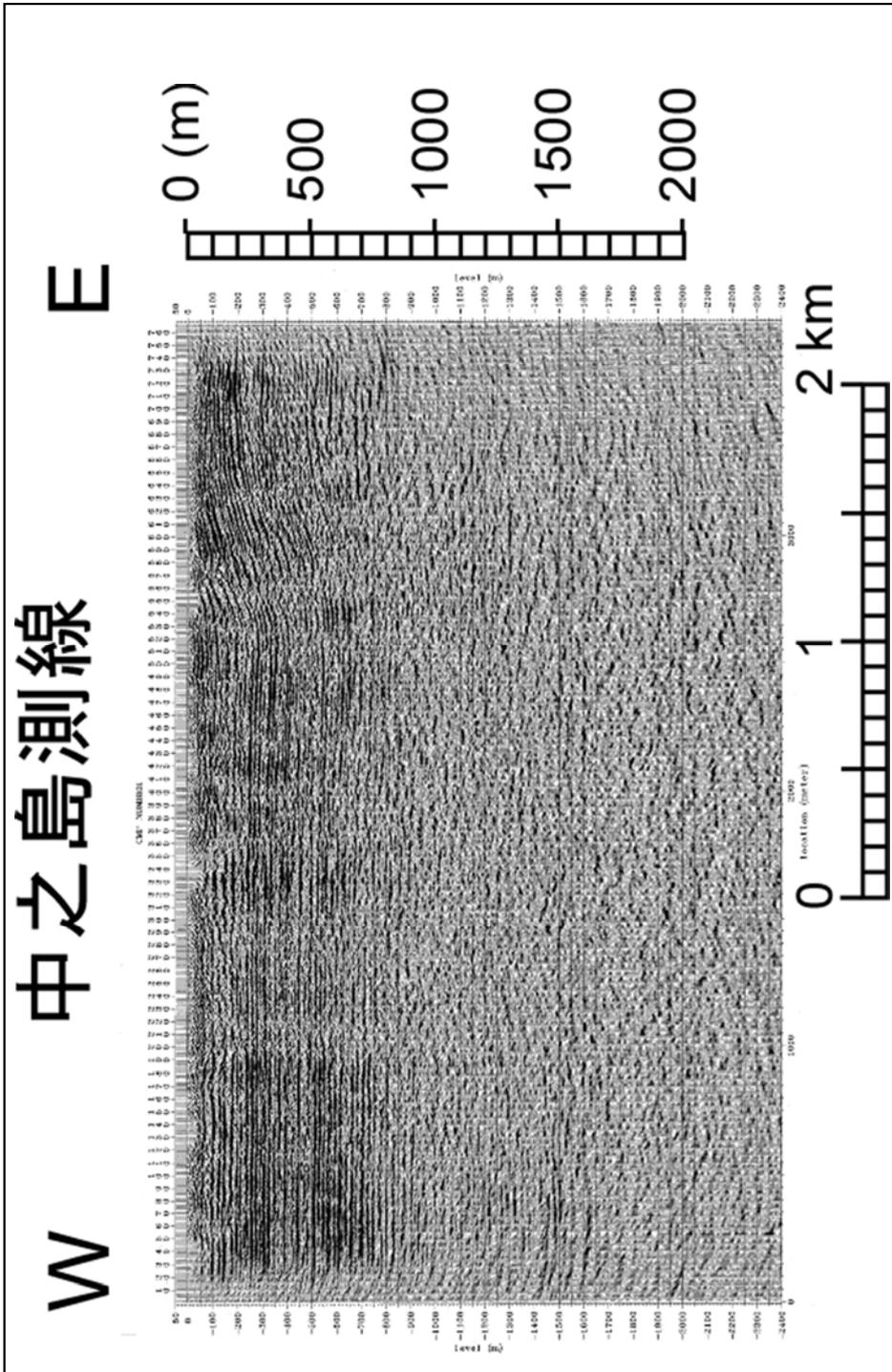
本測線東部には、上町隆起帯西縁の上町断層が観察される。垂直に近く、正断層か逆断層かを断定することは難しい。断層の下り盤と上り盤のホライゾン間隔を比較すると、大阪層群上部の堆積期間を通じて、断層変位が累積する傾向が見て取れる。この断層は、重力異常値の明瞭な急変部を伴い、それは南北方向に追跡される (第 4 図)。

2.2.2. 大大特・大阪－鈴鹿測線

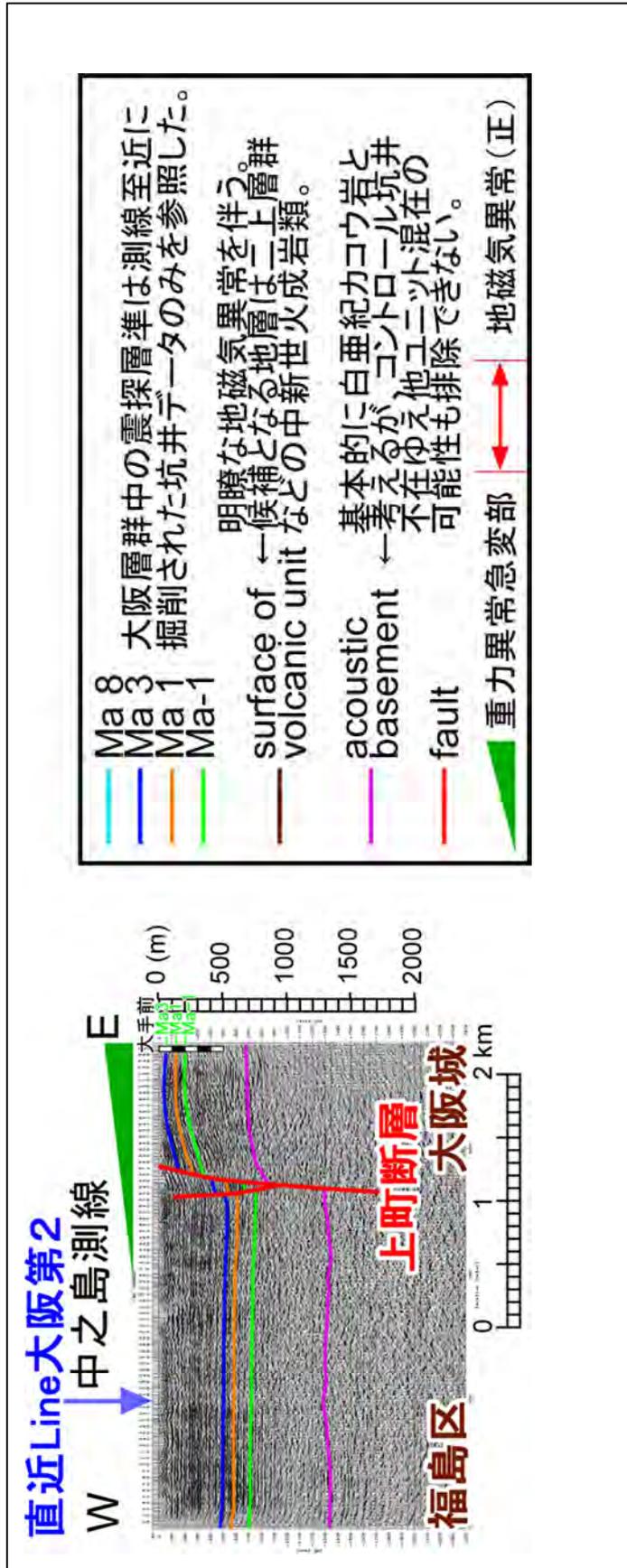
第 8a, b 図の大阪－鈴鹿測線は、淀川に沿う長大測線である。本測線の近傍には OD-4・OD-8 ボーリングが掘削されているが、層序対比の鍵となる海成粘土層は Ma3 のみが確認されており、震探断面の浅部は極めて解像度が低いため、ホライゾン追跡は行っていない。本測線東部には、大大特・新宮－舞鶴測線が交差するとともに、枚方測線が交



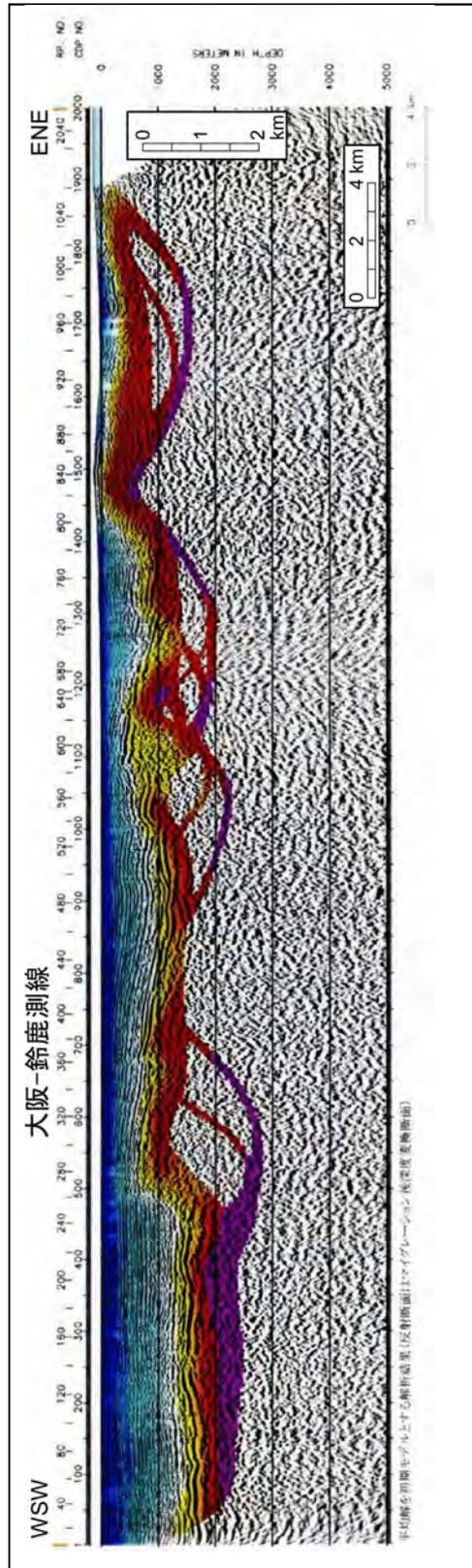
第 6 図：大阪平野北部堆積盆の基盤磁気物性。



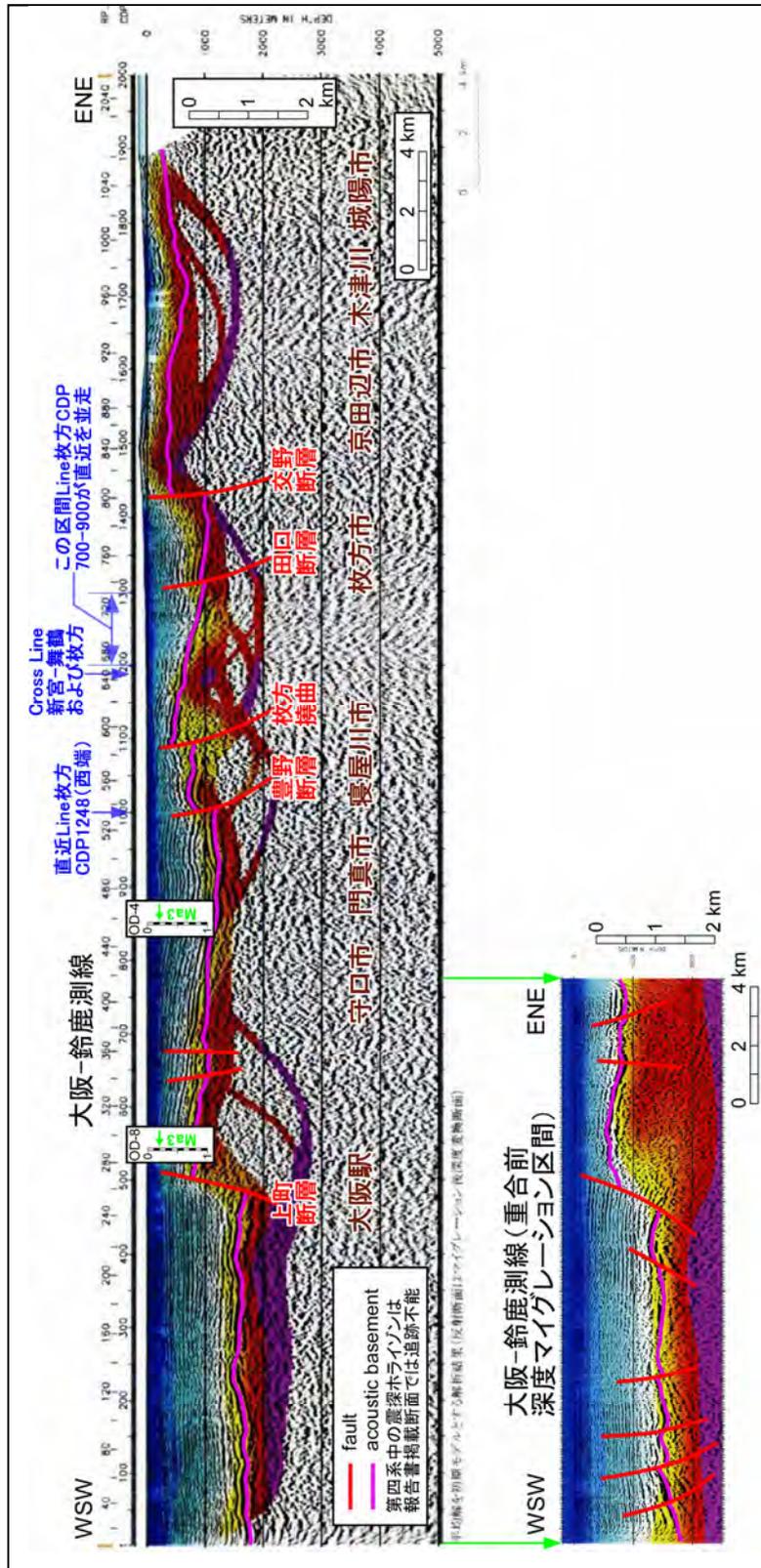
第7図 a：反射法地震探査解釈－中之島測線（オリジナル深度断面）。



第7図 b：反射法地震探査解釈 — 中之島測線（解釈結果）。



第8図 a：反射法地震探査解釈 — 大大特・大阪－鈴鹿測線オリジナル深度断面。



第 8 図 b：反射法地震探査解釈 — 大大特・大阪－鈴鹿測線 解釈結果。

差しつつ並走している。

大阪－鈴鹿測線の東部の活構造としては、東から西に交野断層・田口断層・枚方撓曲・豊野断層が確認された。これらは、圧縮場で形成された逆断層の特徴を示す。これに対し、西部の構造形態は伸張場を示唆する。上町断層の下り盤の変形は、主正断層の沈降側に形成される rollover と collapsed anticline に見える。なお、東部・西部は、楠本ほか (2001) のモデリングでは、それぞれ沈降域と隆起域にあたり、圧縮場と伸張場の卓越が予想されるエリアである。

2.2.3. 大阪第一測線

第 9a, b 図の大阪第一測線は、上町隆起帯中央部を通る東西測線である。地形的な高まりと重力異常のパターンには乖離が認められ、明瞭な高重力異常帯の南端にあたる。比較的近傍に夕陽丘ボーリングが掘削されており、重力異常データから構造トレンドを推定して震探ホライゾンと海成粘土層の対比を行った。本測線西端では、大阪第二測線が交差している。

本測線には、淀川周辺で明瞭に見られる縦ずれ断層の延長は存在しない。この事実を無視して、同じ変形トレンドを有する長大な南北走向の活断層として上町断層を定義することは、極めてバランスを欠いた見解と考えられる。この測線でもう一つ注目すべきは、正の地磁気異常を伴う音響基盤直上の強振幅反射ユニットであり、次章で詳述する中新世火山体の存在が示唆される。

2.2.4. 大阪第二測線

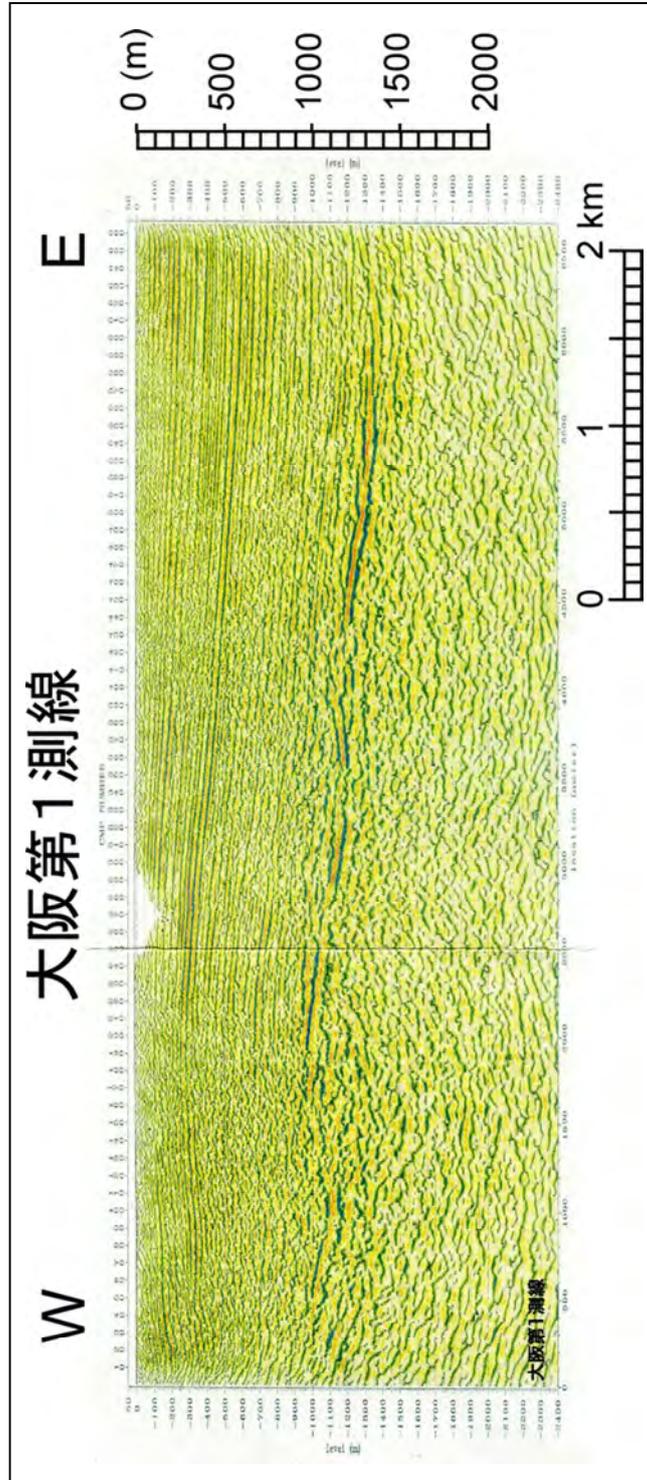
第 10a, b 図の大阪第二測線は、上町隆起帯で分断された西側亜堆積盆の中を通る南北測線である。近傍に掘削された大深度ボーリングはないが、中之島測線と大阪第一測線から震探ホライゾンの追跡が可能である。

本測線には明らかな逆断層が確認され、桜川撓曲と呼ばれている (国土地理院, 1996a)。これは上町断層の「分枝」とされてきたが、交差する大阪第一測線には、前述のように明瞭な断層は存在しない。幹のない枝などナンセンスである。また、南北方向の大阪第二測線で逆断層が観察されるということから、造構主応力が東西方向から外れることがわかる。

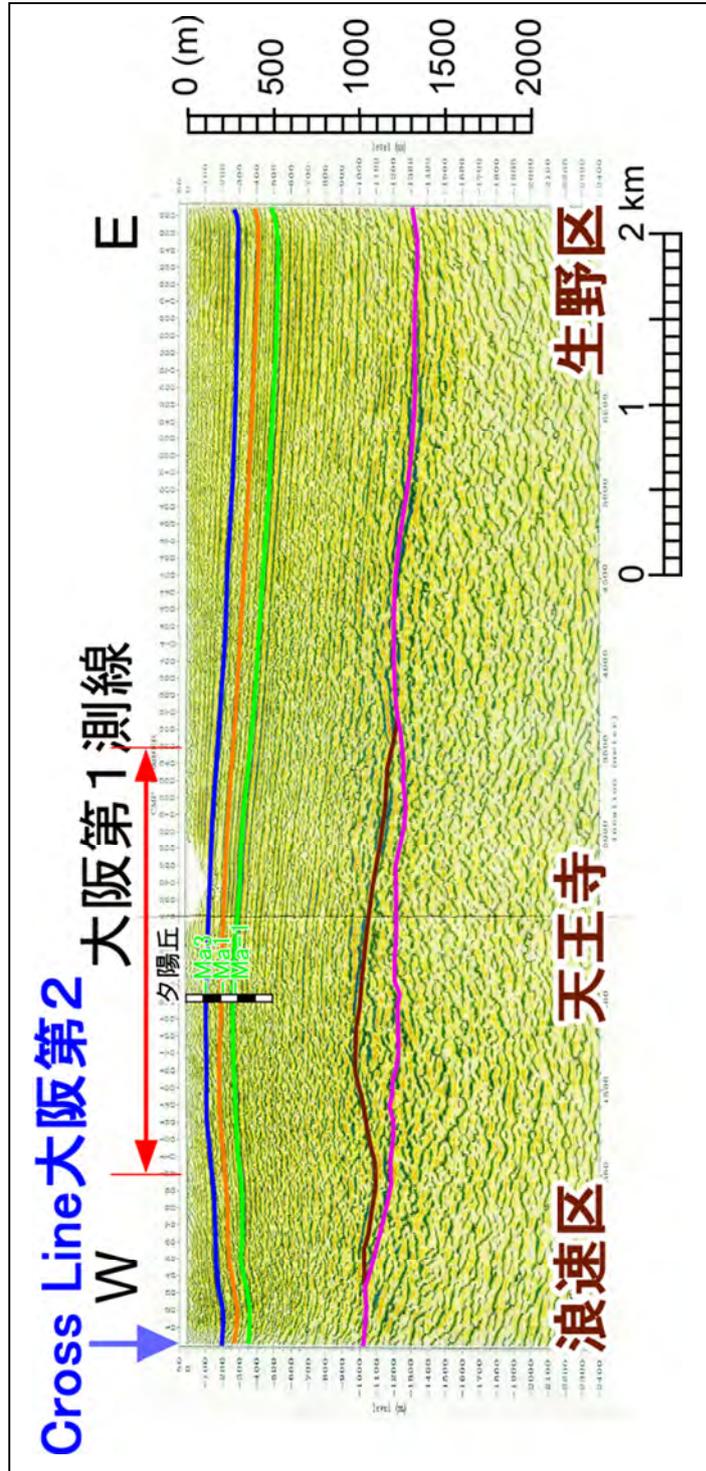
2.2.5. 八尾測線

第 11a, b 図の八尾測線は、上町隆起帯で分断された東側亜堆積盆の南部を通る東西測線である。周辺にコントロール坑井がなく層序解釈が困難であり、地質学的情報は音響基盤深度と断層形態にとどまる。

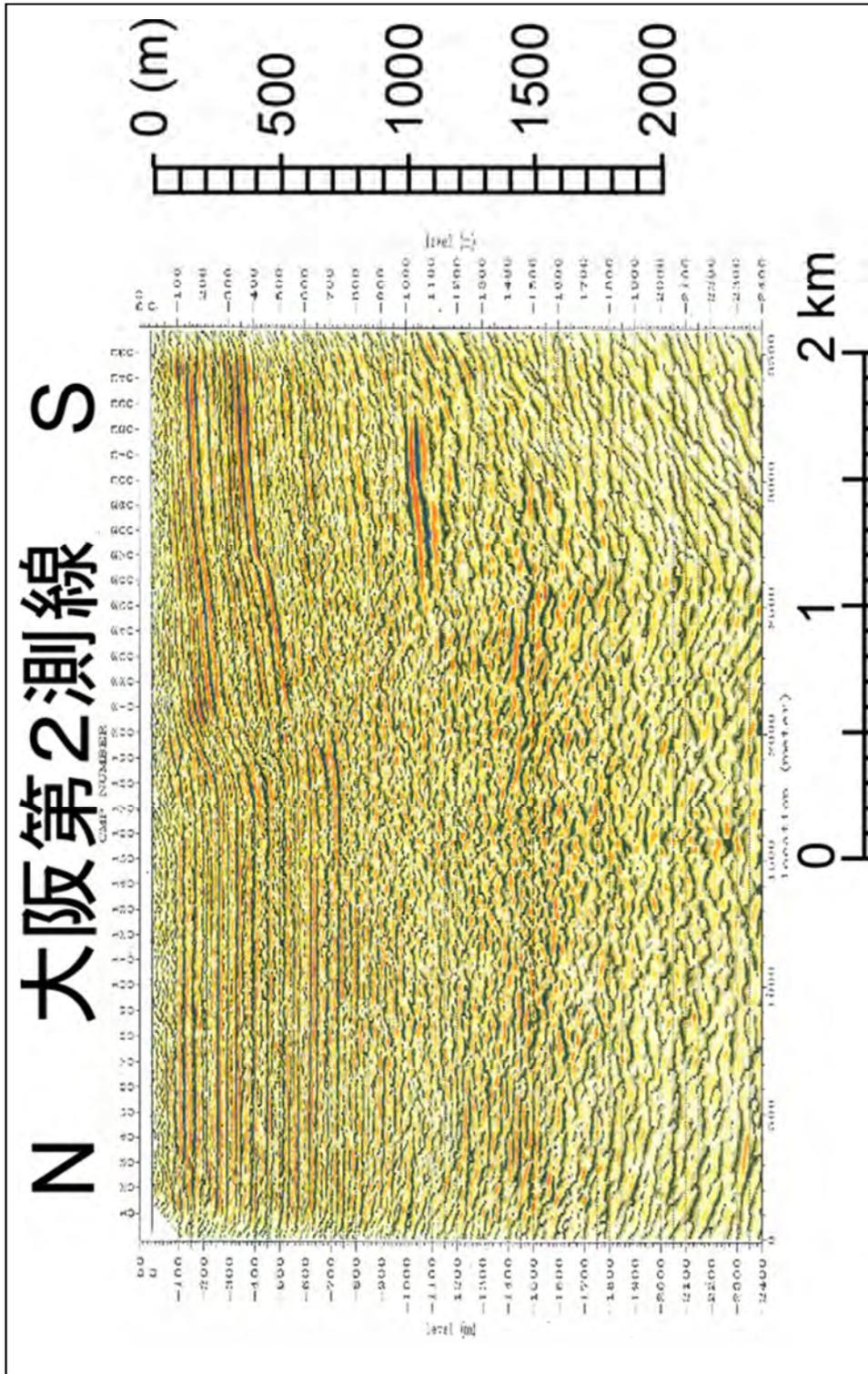
本測線東端部では、平野に伏在する生駒断層系前縁部が観察される。基盤変位量は測線範囲を外れるので不明であるが、明瞭な重力異常急変部を伴っており、重要な活断層と



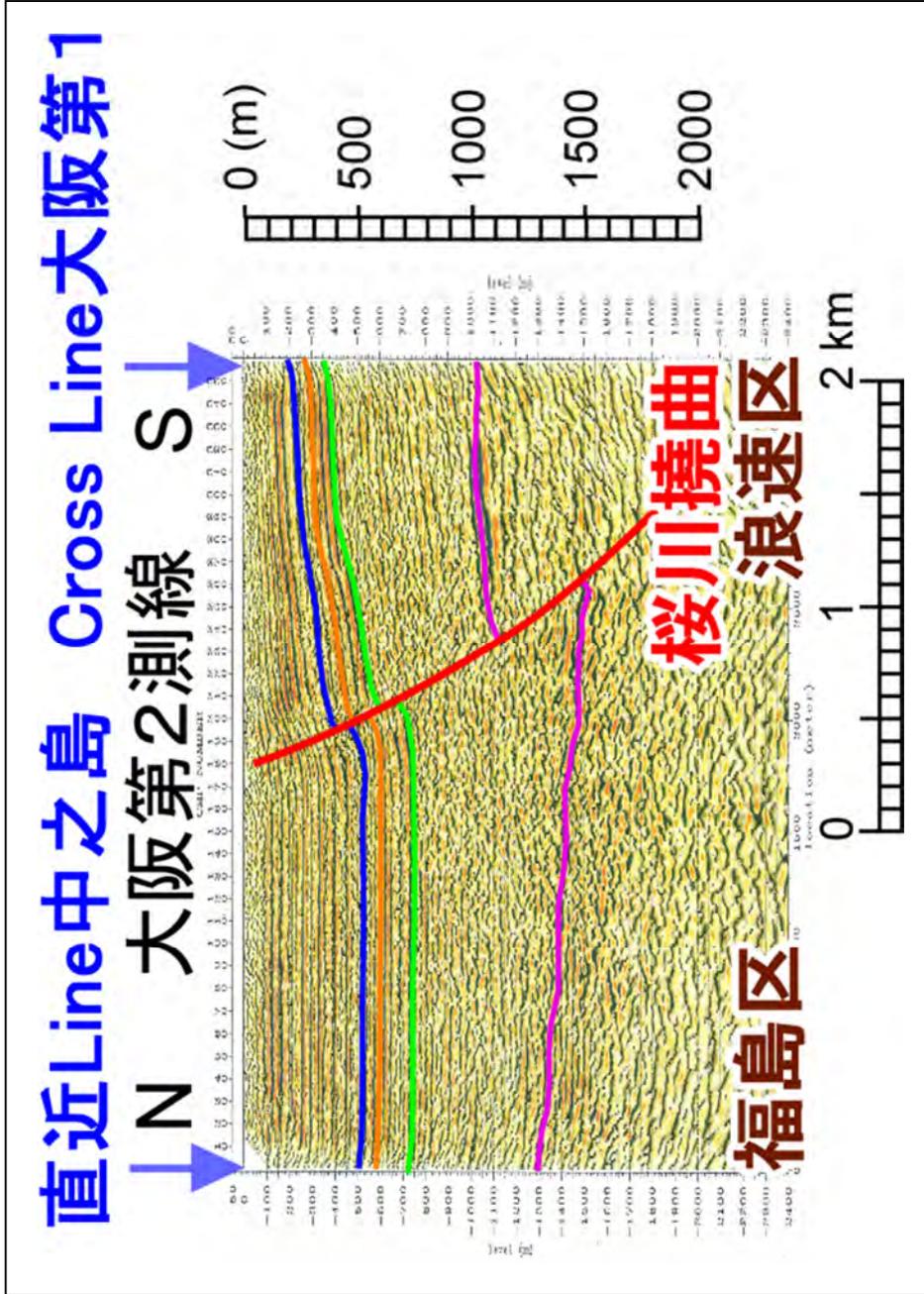
第9図 a：反射法地震探査解釈－大阪第1測線 オリジナル深度断面。



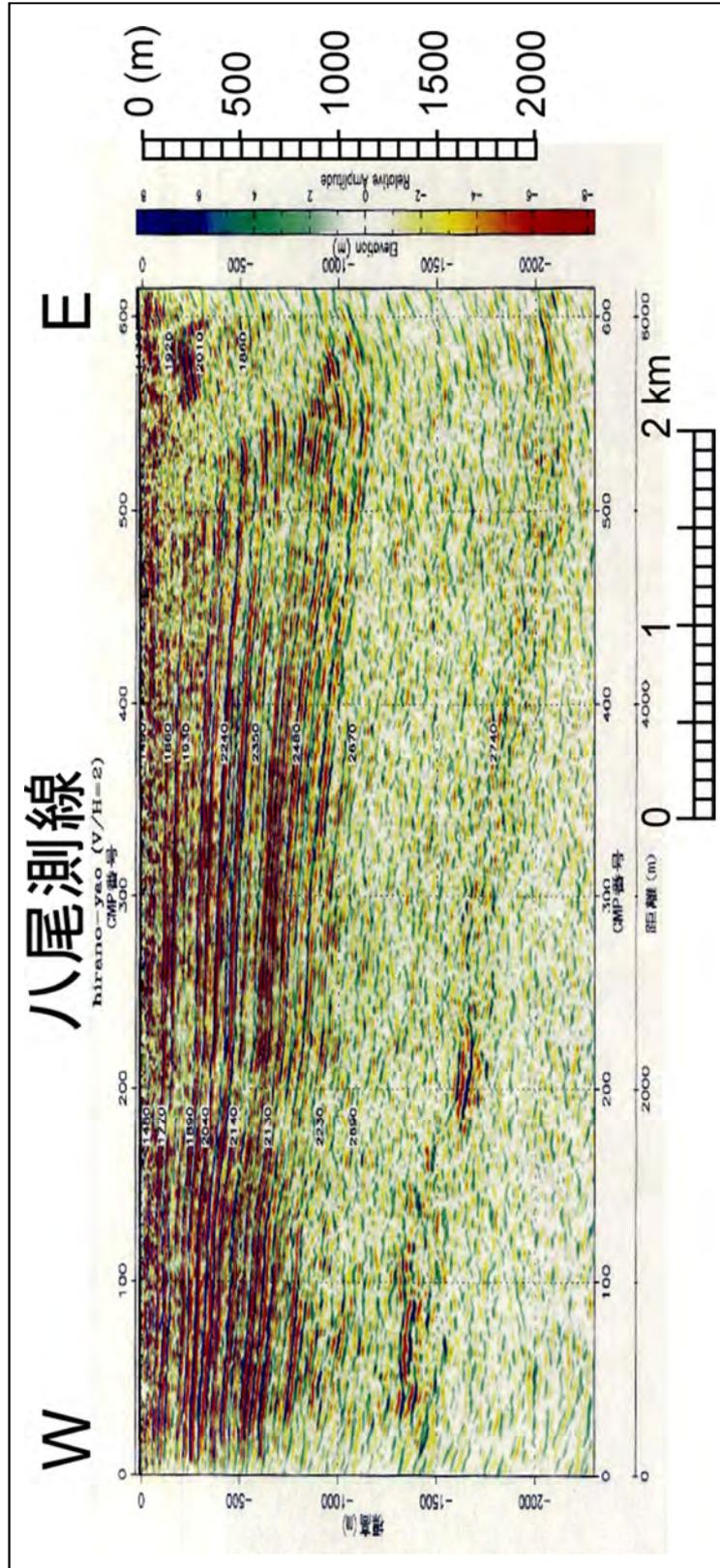
第9図 b：反射法地震探査解釈－大阪第1測線 解釈断面。
図中の記号は第7図bの凡例参照。



第10図 a：反射法地震探査解釈－大阪第二測線 オリジナル深度断面。



第10図 b：反射法地震探査解釈 — 大阪第2測線 解釈結果。解釈断面の記号凡例は、第7図bを参照のこと。



第11図 a：反射法地震探査解釈 — 八尾測線 オリジナル深度断面。

考えられる。この断層は明瞭な表層変位を示さないで、変動地形学的手法では認定されず、「日本の活断層（活断層研究会, 1991）」「近畿の活断層（岡田・東郷, 2000）」「都市圏活断層図（国土地理院, 1996b）」のいずれにも記載されていない。この事実は、活断層の評価基準に関して極めて重要な問題を含むと考えられるので、第4章（総括）で改めて論じることとする。

2.2.6. 大大特・新宮－舞鶴測線

第12a, b図の新宮－舞鶴測線は、その名称が示すように近畿地方を南北に縦断する長大測線であるが、堆積盆浅部構造を詳細に観察できる仕様のデータが収録された区間は限られている。図示した区間では、高槻測線・枚方測線・大阪－鈴鹿測線と交差している。近傍に掘削されたボーリングはなく、大阪－鈴鹿測線でも震探ホライゾン追跡はできなかったため、本測線の震探解釈結果では、音響基盤上面のみを表示している。基盤上面の形態は、断層で分断されたグラベンの特徴を有している。観察される3本の断層中、南部のものは交野断層、北部のものは有馬－高槻構造線（地表トレースよりやや南寄り）と解釈されるが、中部の断層は既報がない。

2.2.7. 北大阪測線群

第13a, b図に纏めた北大阪の3測線（枚方・茨木・高槻）のうち、枚方測線（13h）は、大阪－鈴鹿・新宮－舞鶴測線と交差および併走している。西端部の枚方撓曲は累積変位の大きい逆断層と考えられるが、東部の田口断層は測線にほぼ平行であり、その形態は明瞭ではない。本測線では、さらに2本の断層が確認された。そのうち東端部のものは、都市圏活断層図「京都西南部」（国土地理院, 1996c）に、男山東麓の不明確な活断層トレースとして記載されている。

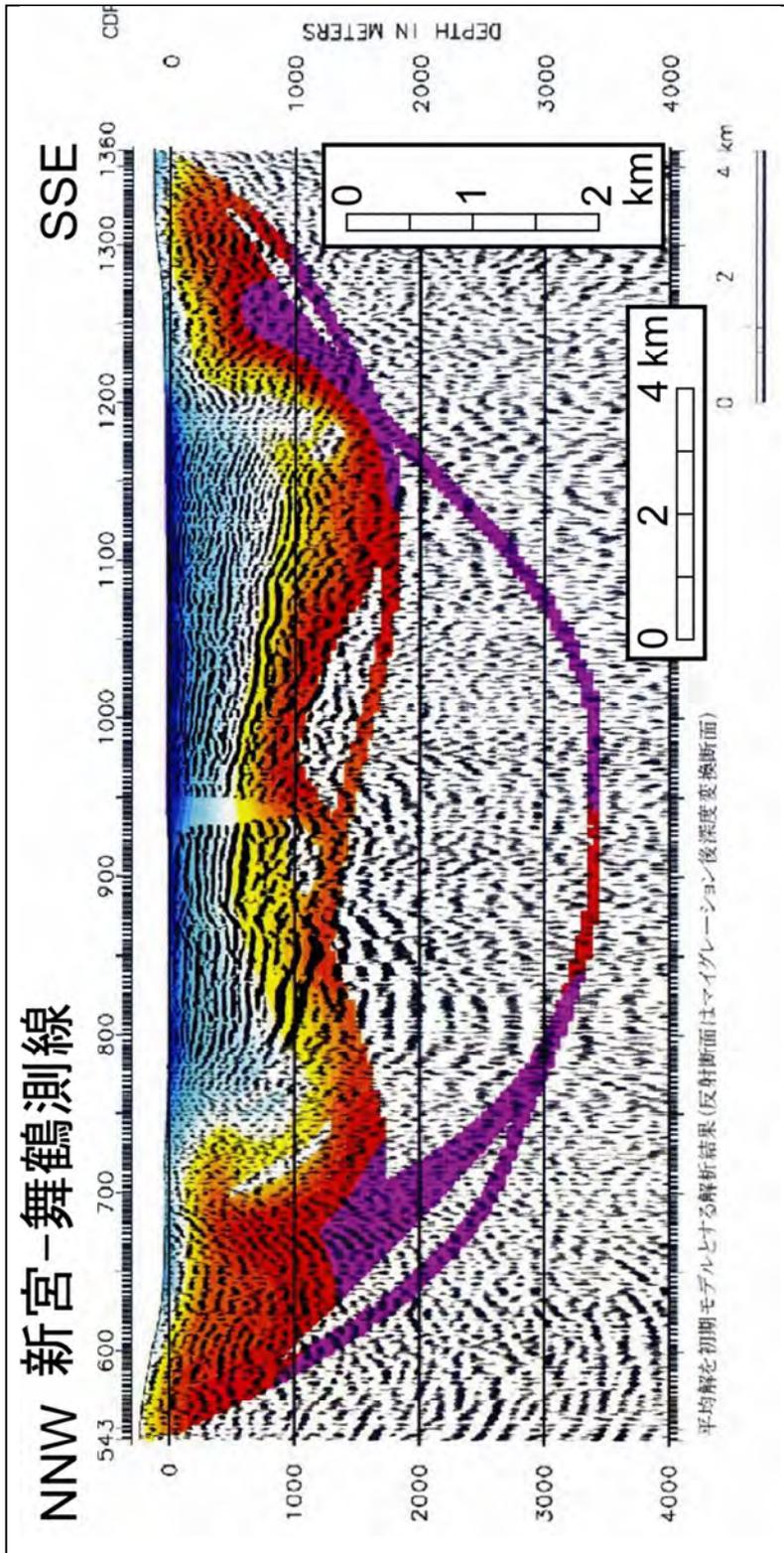
茨木測線（13i）は完全な孤立測線であり、音響基盤上面以外の情報は無い。確認された断層A, Bは、都市圏活断層図「京都西南部」（国土地理院, 1996c）に記載されており、それぞれ有馬－高槻構造線を構成する真上断層と安威断層に該当すると考えられる。これらは、変動地形として認定された東西性地溝（茨木低地帯）の北縁と南縁に当たる（宮地ほか, 2001）。

高槻測線（13t）は東端で新宮－舞鶴測線と交差するが、前述のように震探ホライゾンは追跡できない。本測線で確認された断層は、「日本の活断層」（活断層研究会, 1991）に記載されていない。枚方撓曲が伏在しつつ淀川北岸に延びている可能性が示唆される。

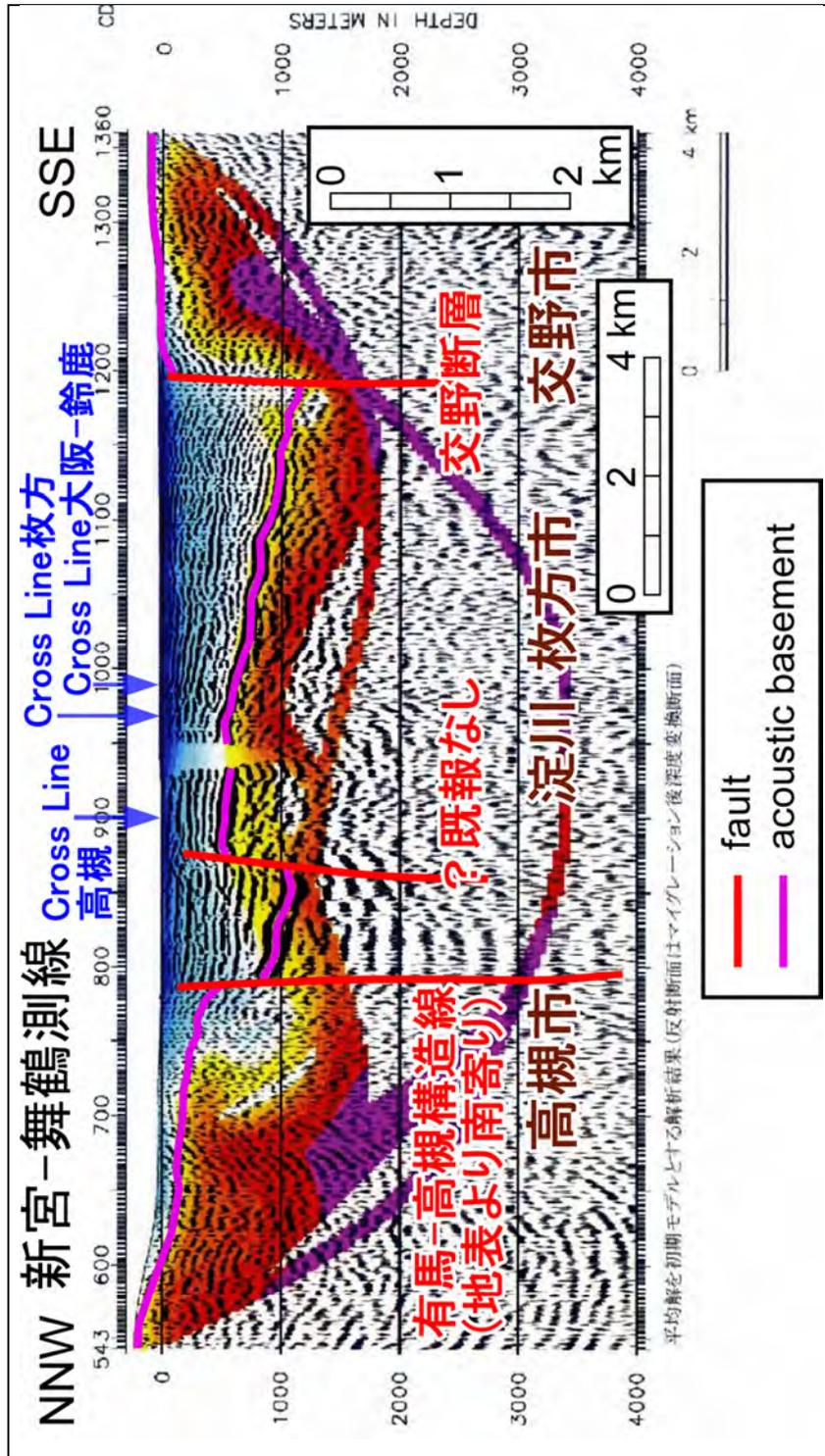
（伊藤康人）

2.3. まとめ

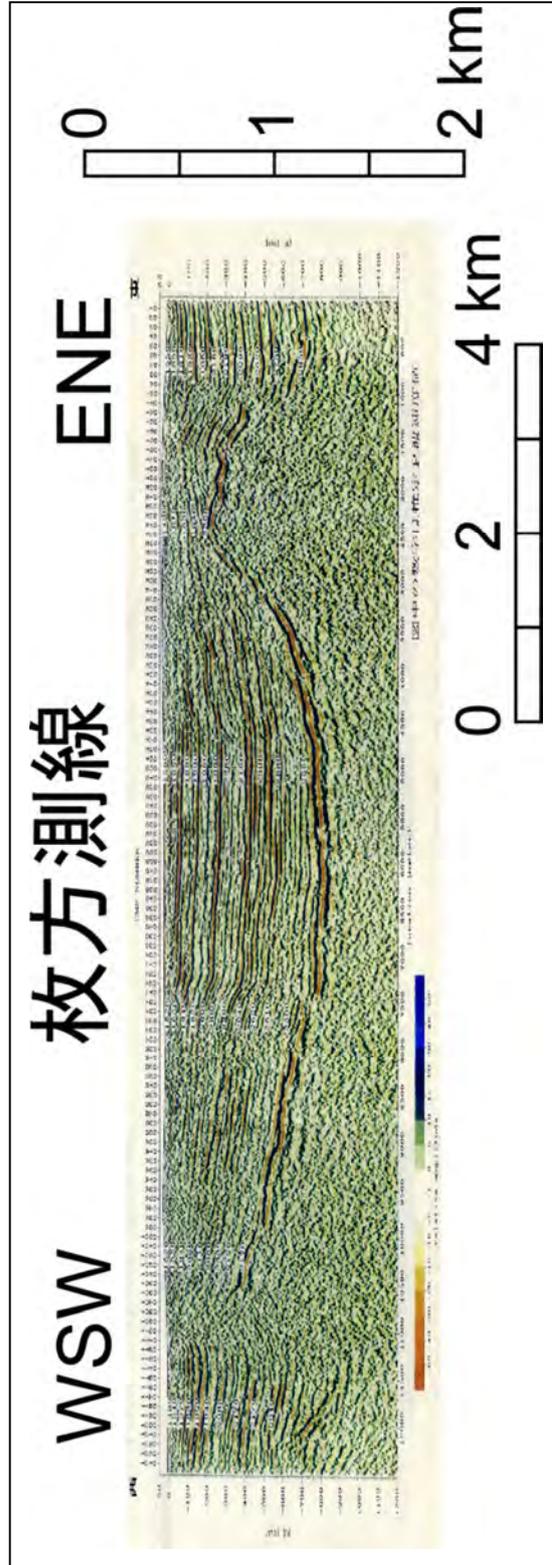
2.3.1. 盆地内断層の評価



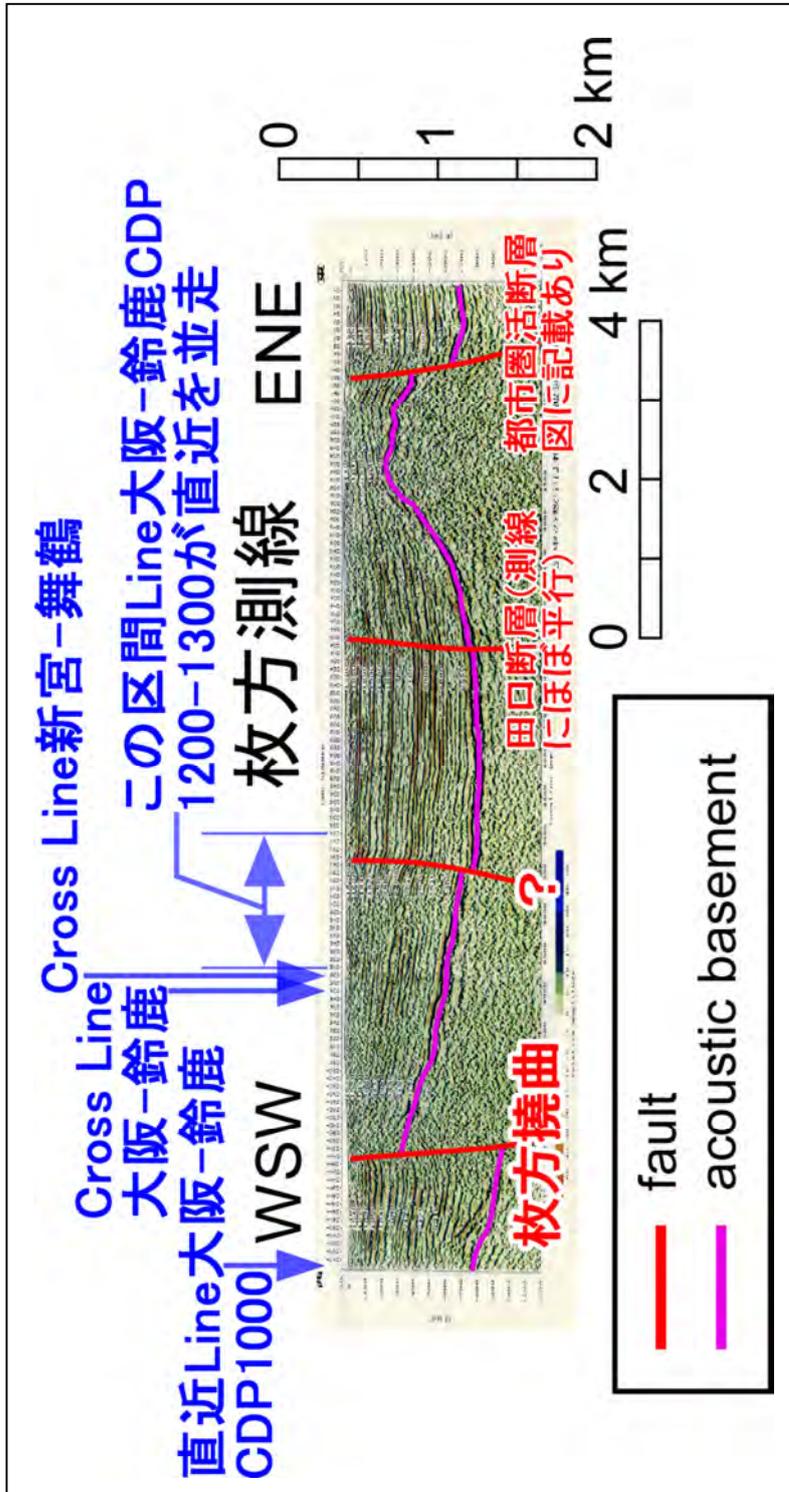
第 12 図 a：反射法地震探査解釈 — 大大特・新宮 - 舞鶴測線オリジナル深度断面。



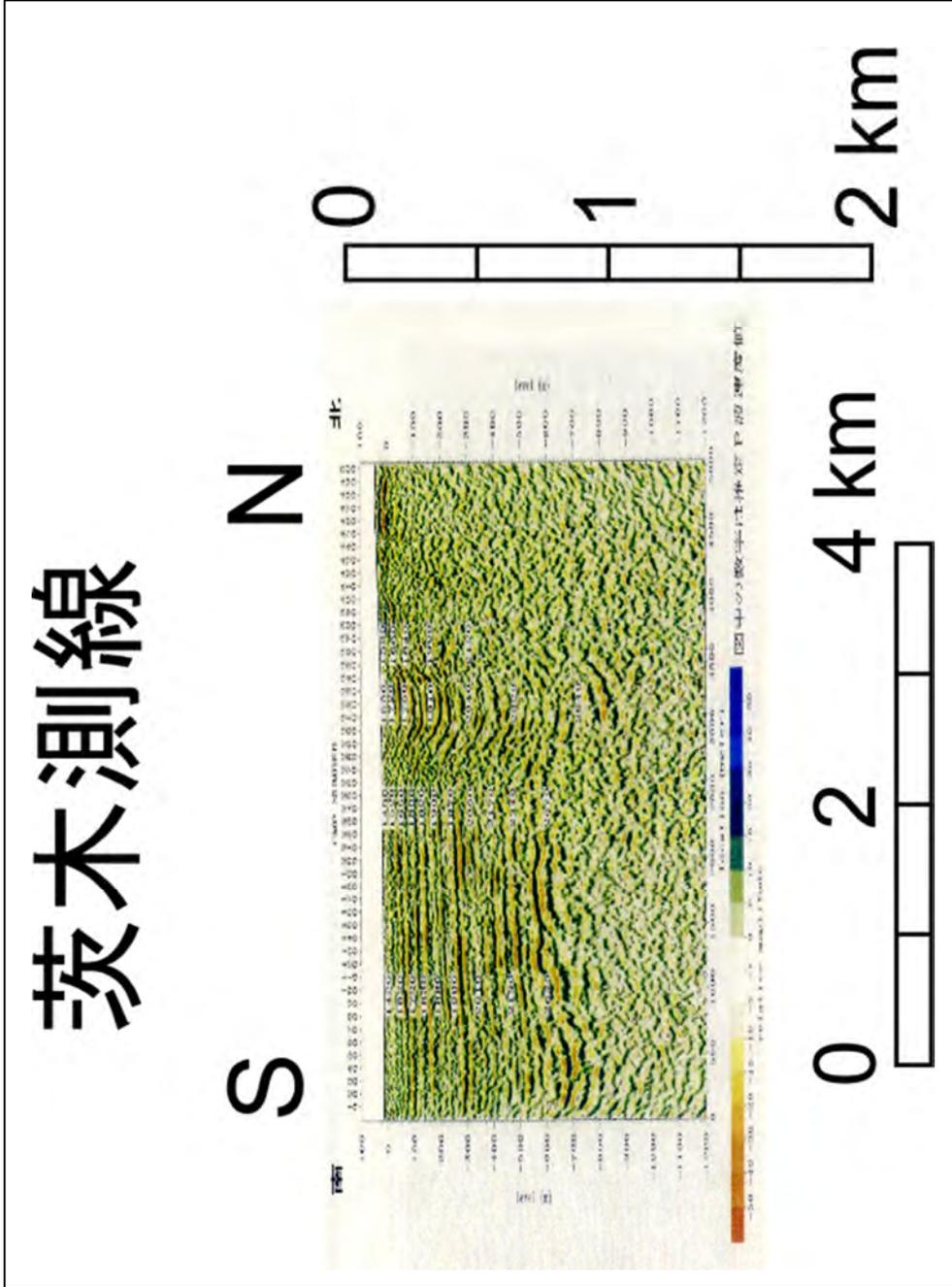
第12図 b：反射法地震探査解釈－大大特・新宮－舞鶴測線解釈結果。



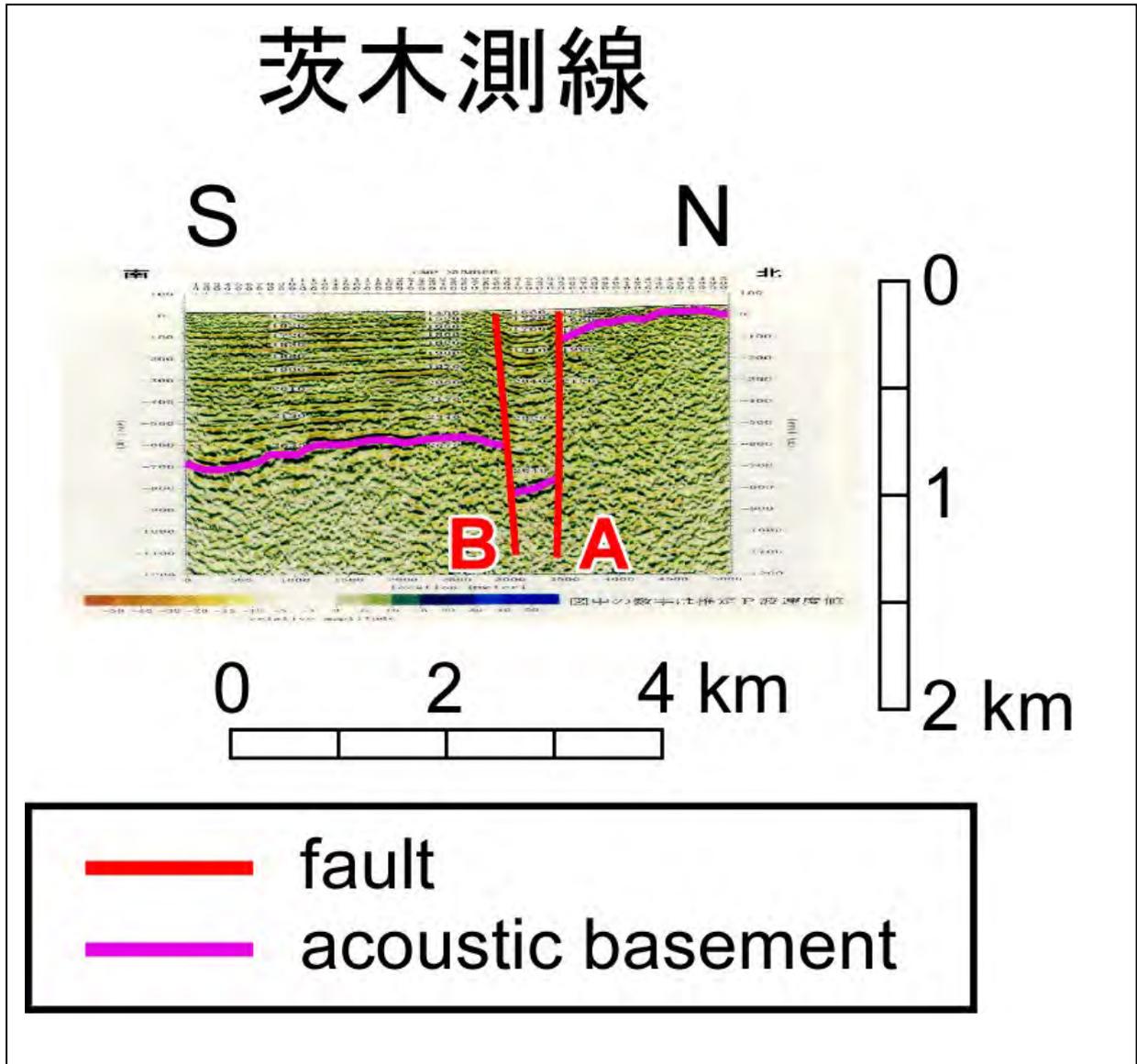
第 13 図 h-a：反射法地震探査解釈 — 北大阪測線群（枚方）オリジナル深度断面。



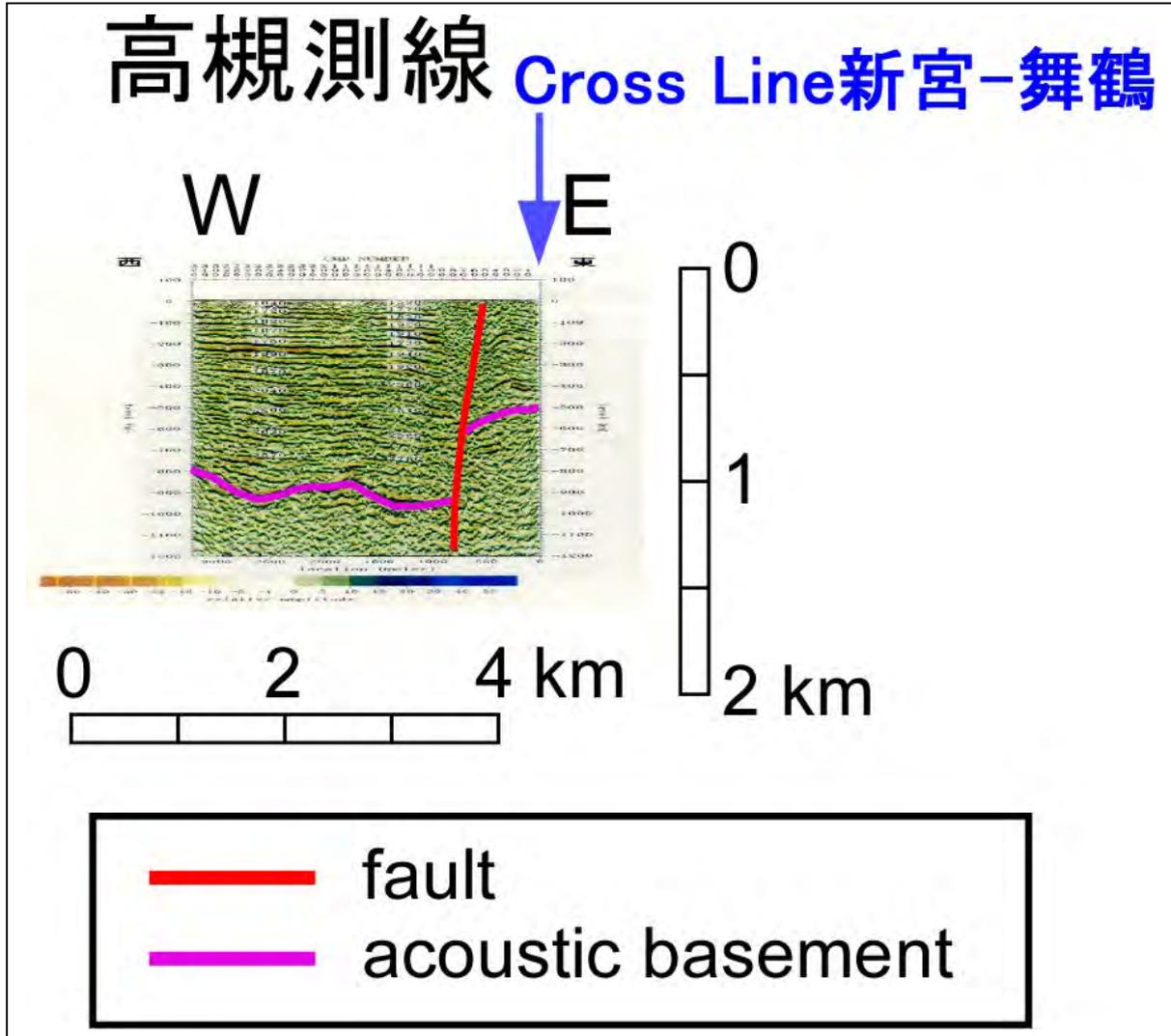
第13図 h-b：反射法地震探査解釈 — 北大阪測線群（枚方） 解釈結果。



第13図 i a：反射法地震探査解釈－北大阪測線群（茨木）オリジナル深度断面。



第 13 図 i-b : 反射法地震探査解釈 — 北大阪測線群 (茨木) 解釈結果。

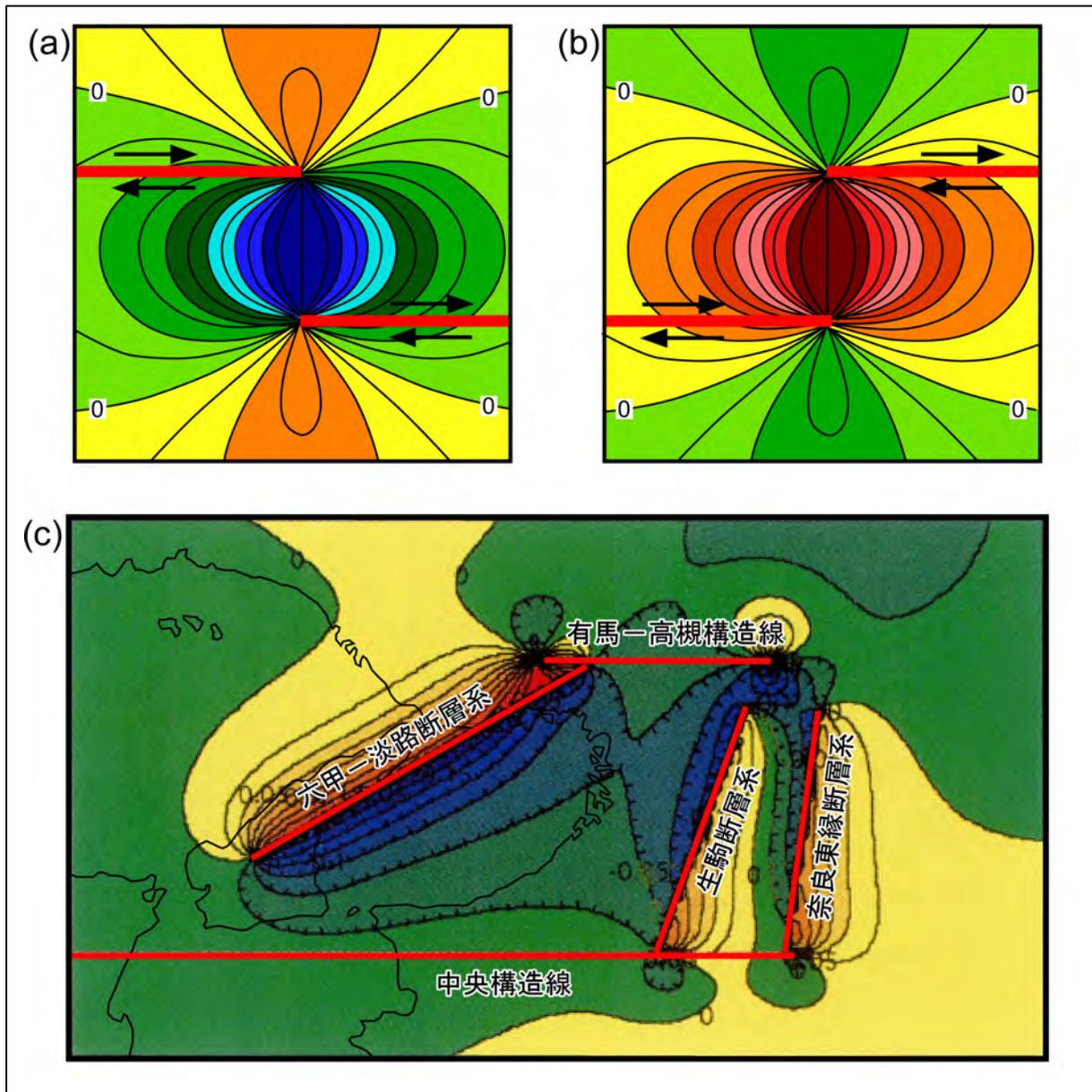


第 13 図 t-b：反射法地震探査解釈 — 北大阪測線群（高槻）解釈結果。

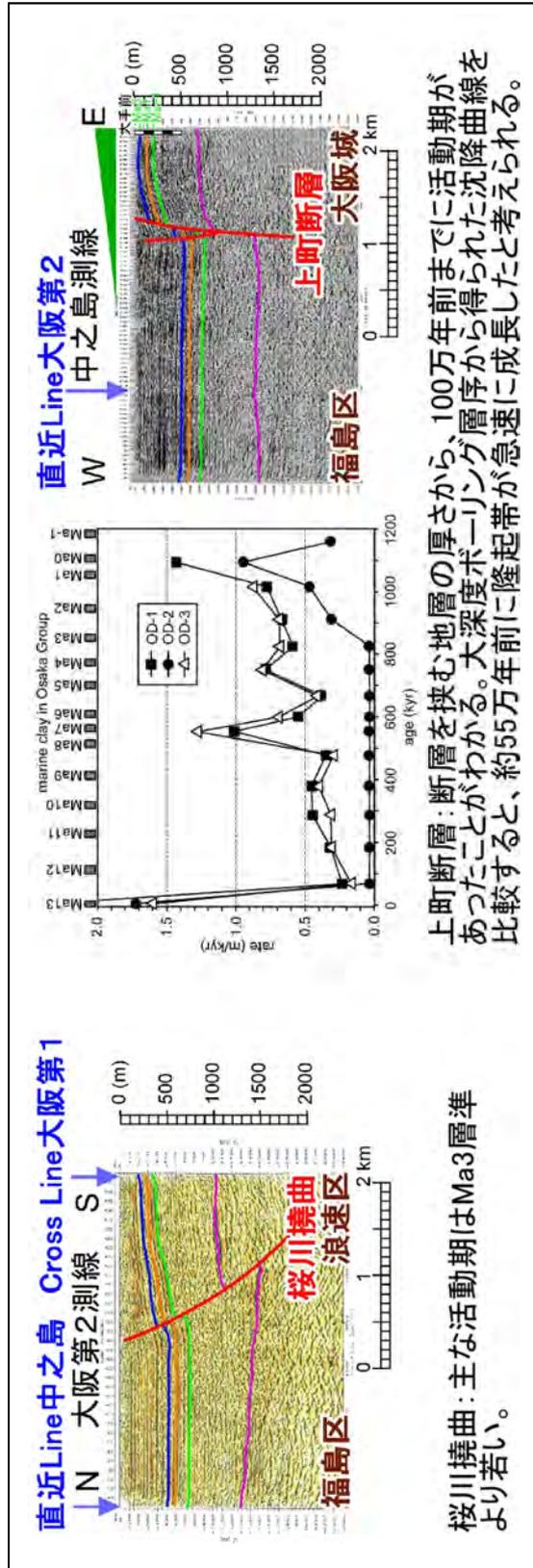
大阪平野北部で最も注目されている活断層は、市街地中央を縦断する上町断層である。地震による被害想定では必ず強震動予想の対象とされ、近年は、文部科学省が主導して重点的な調査観測が実施された（情報源については 2.4.2 節参照のこと）。従来の見解では、上町断層は千里丘陵から岸和田に至る、全長 40km の逆断層である（たとえば 宮地ほか, 2001）。しかし、本書で提示した反射法地震探査データの解釈は、必ずしもその通念を支持しない。明瞭な南北方向の隆起帯を横切る大阪第一測線では、海成粘土層がゆるやかにワーピングしている様子が見て取れるが、堆積層の破断や音響基盤上面の明瞭な変位を伴わない。当該測線付近では重力異常の水平勾配も小さく、重要な起震断層は存在しないと判断される。淀川周辺で確認できる断層についても、その形態はむしろ正断層運動を示唆している。これは一見「東西圧縮応力下の地殻変動」というテクトニックな枠組みと矛盾するようであるが、断層ブロックの複雑な差動的昇降運動が生じるメカニズムを考慮すれば理解可能である。楠本ほか（2001）は、大阪堆積盆が右横ずれ左雁行断層端に位置することを指摘し、隆起が卓越するはずのエリアで盆地が形成されるパラドックスを、副次断層の影響を考慮した数値モデリングに基づいて解明した。第 14 図に示した彼らの活構造モデルでは、東西走向断層の右横ずれと南北走向断層の縦ずれを仮定し、大阪堆積盆の凹地を再現している。これは、太平洋プレート（normal subduction）とフィリピン海プレート（oblique subduction）の影響を同時に受ける近畿トライアングルの特殊性に着目したものである。この図では、上町隆起帯も盆地内部の二次構造として再現されている。そこは伸張応力が卓越するエリアと考えられるので、正断層の形成はモデリング結果と矛盾するものではない。

従来の震探解釈では上町断層と桜川撓曲は一連の活構造と解釈されているが、中之島測線と大阪第二測線では、断層形態が大きく異なる。また、上町断層では海成粘土間の層厚から変位に累積性が認められるのに対し、桜川撓曲では累積性は明瞭ではなく、初期の大阪堆積盆縁辺に形成された断層が最近活動を再開したように見える（UMH22-1 コアで確認された桜川撓曲をはさむ Ma3 鉛直変位は約 300m だが、大阪第二測線の解釈結果は、その変位が比較的最近生じたことを示唆している）。第 15 図に両者の特徴を纏めた。震探解釈各論で述べたように、これらの断層が同時に一様な応力場で形成されたという前提は自明ではなく、いまだ立証されてもいない。明瞭な重力異常を伴う断層として上町を再定義すべきではないだろうか。

震探測線のカバー範囲から外れるので見落とされがちであるが、大阪市域で顕著な構造の一つは大阪第一測線西端と湾岸測線（地震探査データ解釈結果は次章参照）間の基盤上面落差（たかだか 1 km の水平距離で 500m に達する）である。それは、桜川撓曲を含む NE-SW 走向の基盤急斜帯であり、Ma9 及び Ma10 の上下面標高から描かれた変形ゾーン（京都大学防災研究所, 2012b）や住之江撓曲のトレンドとも調和的である。さらに、大局的な重力異常パターン（第 4 図参照）によると、上町隆起帯で分断された西側亜堆積盆の南東縁にあたる。それは、広域応力場変化で最近活動を再開した堆積盆形成初期のヒンジ帯ではなかろうか。



第 14 図：(a) 一般的な右横ずれ右雁行部の垂直変位モデリング。断層端に沈降域が形成される。(b) 一般的な右横ずれ左雁行部の垂直変位モデリング。断層端に隆起域が形成される。(c) 大阪堆積盆と上町隆起帯の形成メカニズム（楠本ほか, 2001 に基づく）。



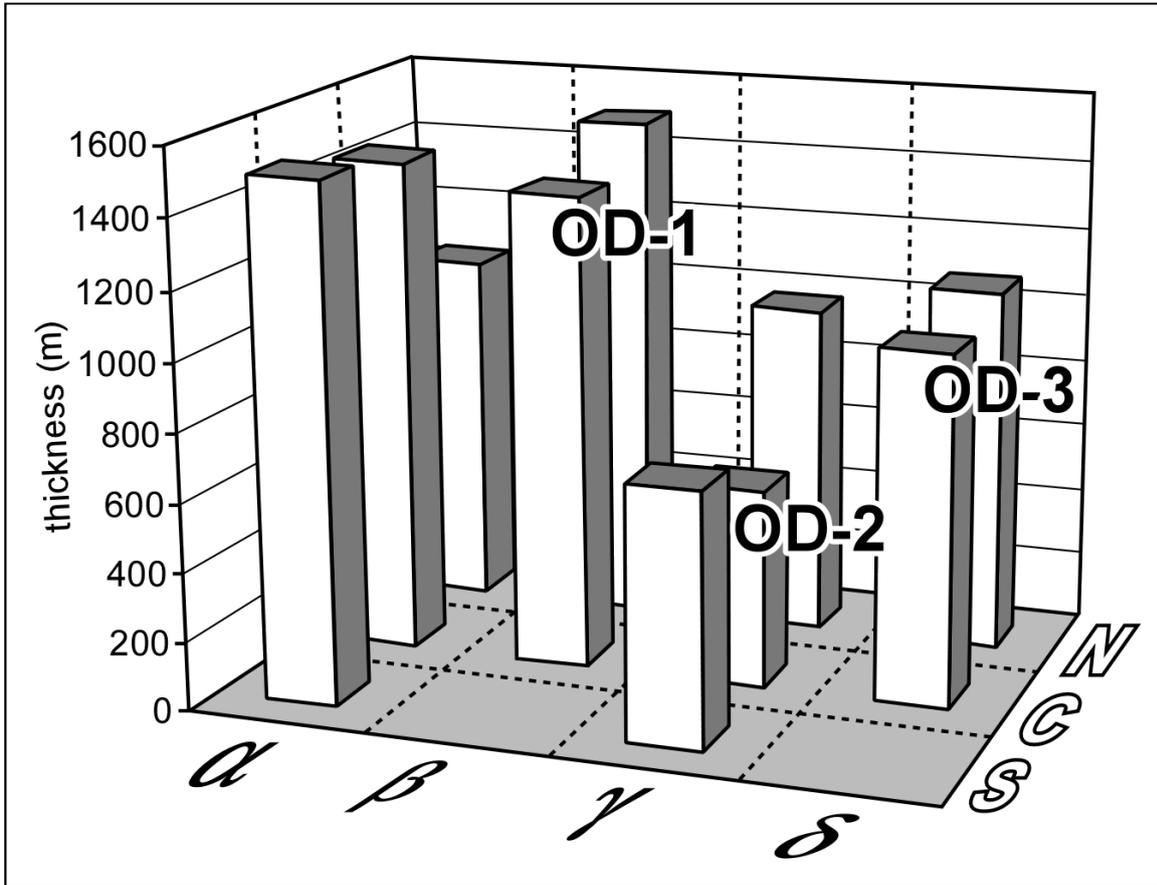
第 15 図：上町断層と桜川撓曲の形態・活動期間の比較。

2.3.2. 堆積速度の時空分布

横倉ほか (1998) などの震探解釈では、大阪湾では全層厚 2000m 強の第四紀層中で Ma3 以降の地層は 1/3 程度を占める。それに比して内陸で同インターバルが占める割合は有意に低いが、大阪湾に面する地域では、大阪平野北東部より Ma3 以降の地層の容積比率が大きくなる。地域毎の詳細な沈降曲線を作成することはテクトニクスを論じるときに有効であろう。

Itoh et al. (2000) がボーリング地質資料に基づいて作成した大阪平野北部の沈降速度変化 (第 15 図) および全堆積量分布データ (第 16 図) によると、上町隆起帯は 0.5Ma 前後に急速に形成され、その後変位速度が低下するように見える。これは「上町は第四紀を通じ東西圧縮で成長してきた活構造」という通念に反する。また、グラフをよく見ると大阪平野全域で沈降速度が漸減しており、堆積中心が大阪湾側にシフトしたことを暗示している。今後、より広範囲 (主要活断層で囲まれたブロック全体) の堆積盆形成プロセスを視野に入れた、総合的な解釈を進めることが必要である。

(伊藤康人)



第 16 図：大阪平野北部の堆積量分布（Itoh et al., 2000 に基づく）。ブロック区分は、第 3 a 図を参照のこと。

2.4. 参考資料

2.4.1. 学術論文および専門書

- Itoh, Y., Ishiyama, T., Nagasaki, Y., 2005. Deformation mode in the frontal edge of an arc-arc collision zone: subsurface geology, active faults and paleomagnetism in southern central Hokkaido, Japan. *Tectonophysics* 395, 81-97.
- 活断層研究会, 1991. 新編 日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437pp.
- 楠本成寿・福田洋一・竹村恵二・竹本修三, 2001. 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. *地学雑誌* 110, 32-43.
- Miall, A.D., 1995. Chapter 11, Collision-related foreland basins. In: Busby, C., Ingersoll, R. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell, Massachusetts, pp.393-424.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭, 2001. 大阪東北部地域の地質: 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, つくば, 130pp.
- 岡田篤正・東郷正美, 2000. 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395pp.

2.4.2. その他

- 国土地理院, 1996a. 1:25,000 都市圏活断層図: 大阪東北部. 財団法人日本地図センター, 東京.
- 国土地理院, 1996b. 1:25,000 都市圏活断層図: 大阪東南部. 財団法人日本地図センター, 東京.
- 国土地理院, 1996c. 1:25,000 都市圏活断層図: 京都西南部. 財団法人日本地図センター, 東京.
- 京都大学防災研究所, 2011. 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. 国立大学法人京都大学, 京都, 164pp.
- 京都大学防災研究所, 2012a. 上町断層帯における重点的な調査観測: 参考資料集. 国立大学法人京都大学, 京都, 1078pp.
- 京都大学防災研究所, 2012b. 上町断層帯における重点的な調査観測: 平成 23 年度成果報告書. 国立大学法人京都大学, 京都, 258pp.
- 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. 国立大学法人京都大学, 京都, 449pp.
- 大阪湾地盤情報の研究協議会, 2002. バイエリアの地盤と建設: 大阪湾を例として. 財団法人地域地盤環境研究所, 大阪, 505pp.

3. 各論：大阪平野南部－多様な応力トレンドと断層運動－

3.1. 重力・地磁気異常に基づく堆積盆アウトライン

3.1.1. 堆積盆の規模・形態

重力異常に基づく堆積盆のアウトラインは、第 17 図に示されている。北部堆積盆に比べて低重力異常は顕著ではなく、沈降は全般に穏やかと考えられる。また、ドーム状やボウル状の、等方的な基盤凹凸を想定させる重力異常パターンが特徴である。東端（金剛山地西麓）から西に延びる高重力異常帯は、和泉山脈の前衛丘陵であり、断層で区画された領家帯カコウ岩列に相当する。大阪湾南部には、多様なトレンドの重力異常が観察され、複雑な構造発達史を持つ可能性がある。なお、紀淡海峡周辺は重力データ空白地域であり、トレンド解釈の際には注意が必要である。

3.1.2. 基盤の磁氣的物性

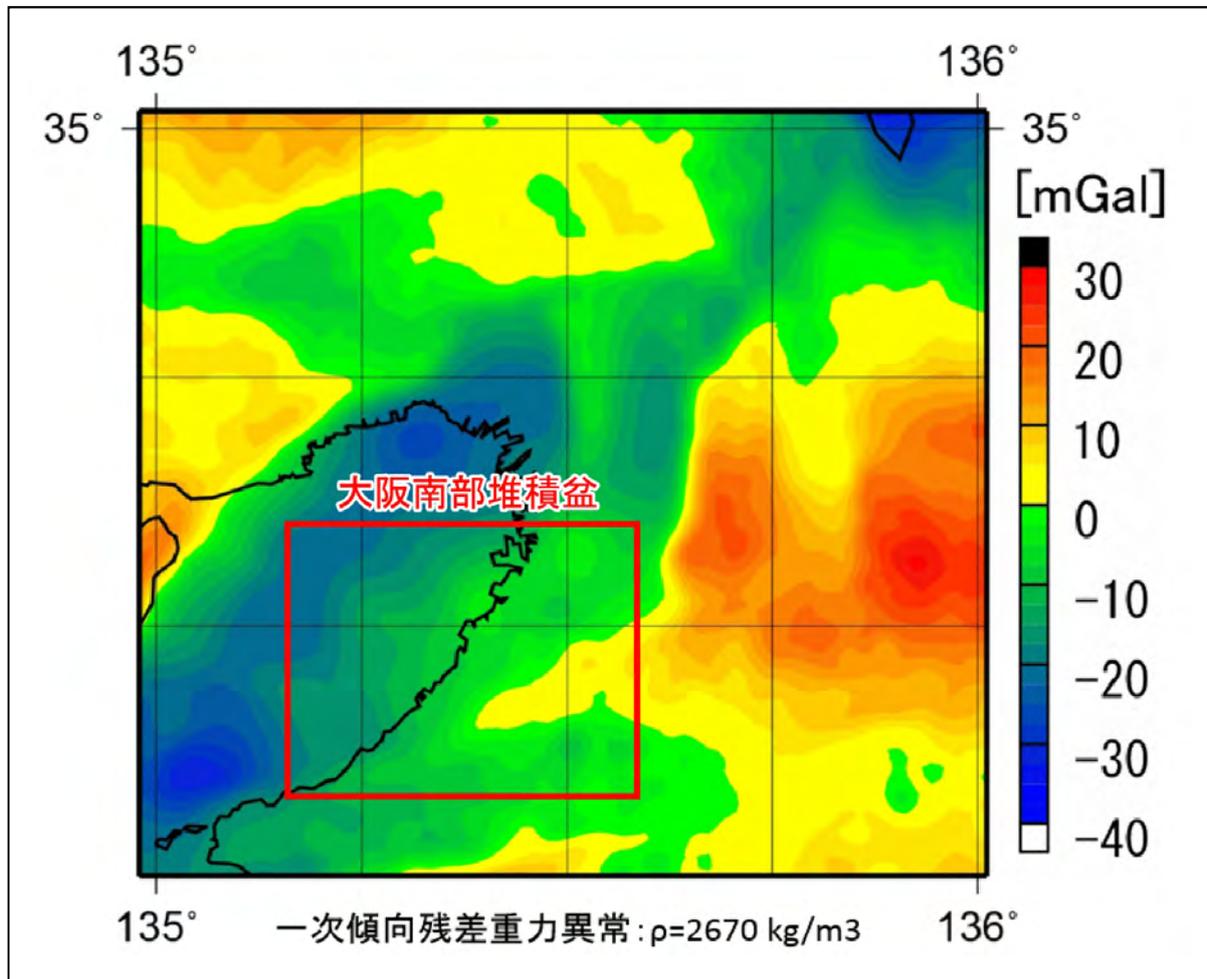
第 18 図の地磁気異常図は、非常に強い正の異常が堺市と泉大津市に存在することを示している。それらは、大和川南測線・大津川測線・湾岸測線の足下であり、詳細な分析は、地震探査解釈の各節に委ねられる。ここでは、大局的なトレンドと地表地質の繋がりについてコメントしたい。大阪平野南部の地磁気異常源は堆積盆に伏在しているが、その東方延長は大阪・奈良県境の二上山付近である。そこは、中期中新世の玄武岩・安山岩・デイサイト・流紋岩の大規模複合岩体である二上層群の分布域である。Hoshi et al. (2000) は、詳細な古地磁気学的研究に基づいて、大部分の層準が北向き正帯磁の残留磁化を保持していることを見出した。西南日本の地史を概観して、他に地磁気異常の原因となりうる火成活動は、大阪平野周辺では知られていない。また、非常に磁化率が高く収束境界での地磁気異常源として重要な蛇紋岩は、西南日本では中央構造線南方の高圧変成帯（三波川変成岩）に随伴して分布している。以上の事実に鑑みて、ここでは日本海拡大直後の短期間に形成された火山群を地磁気異常の原因と考える。

(伊藤康人)

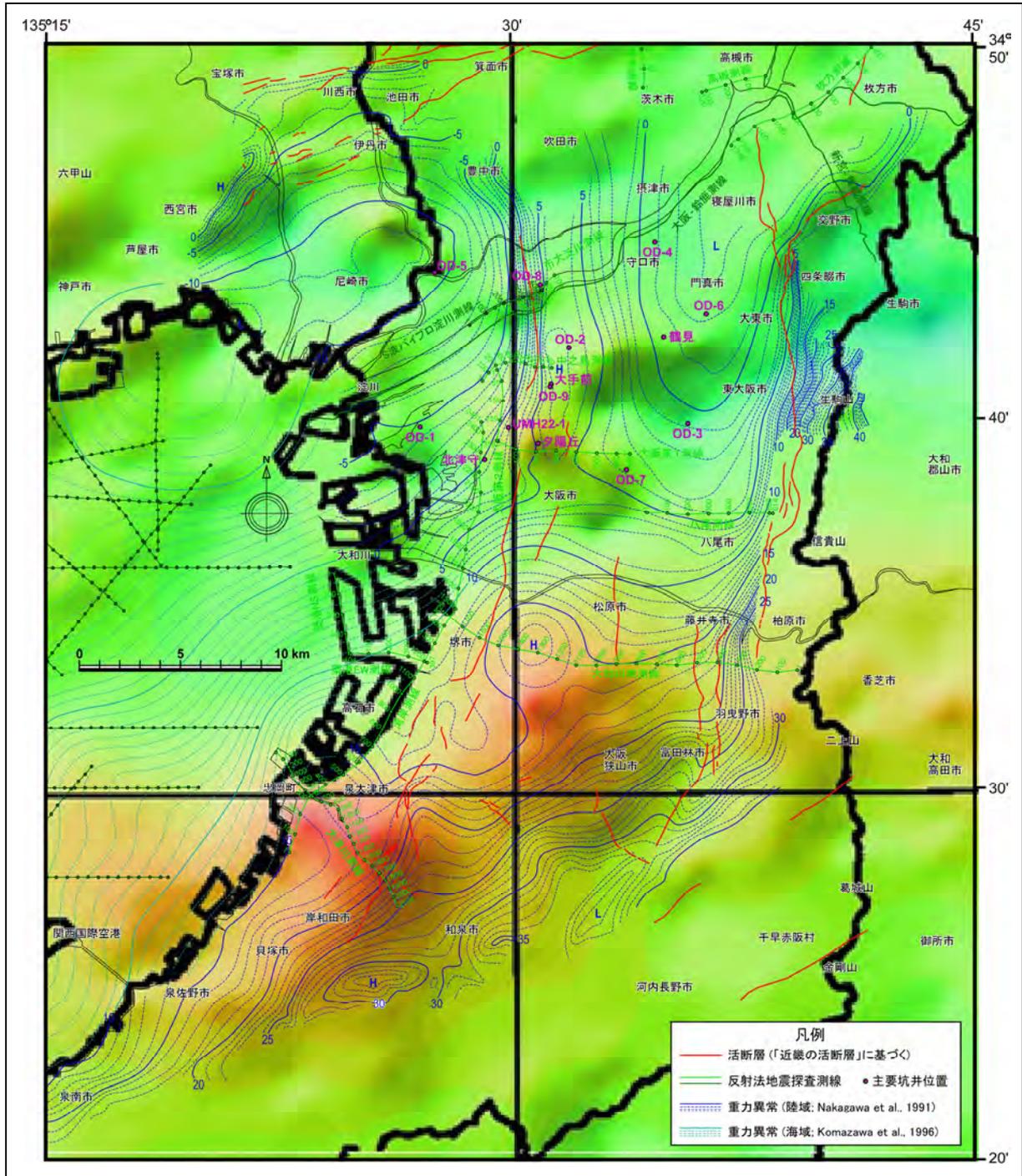
3.2. 反射法地震探査解釈

3.2.1. 湾岸測線

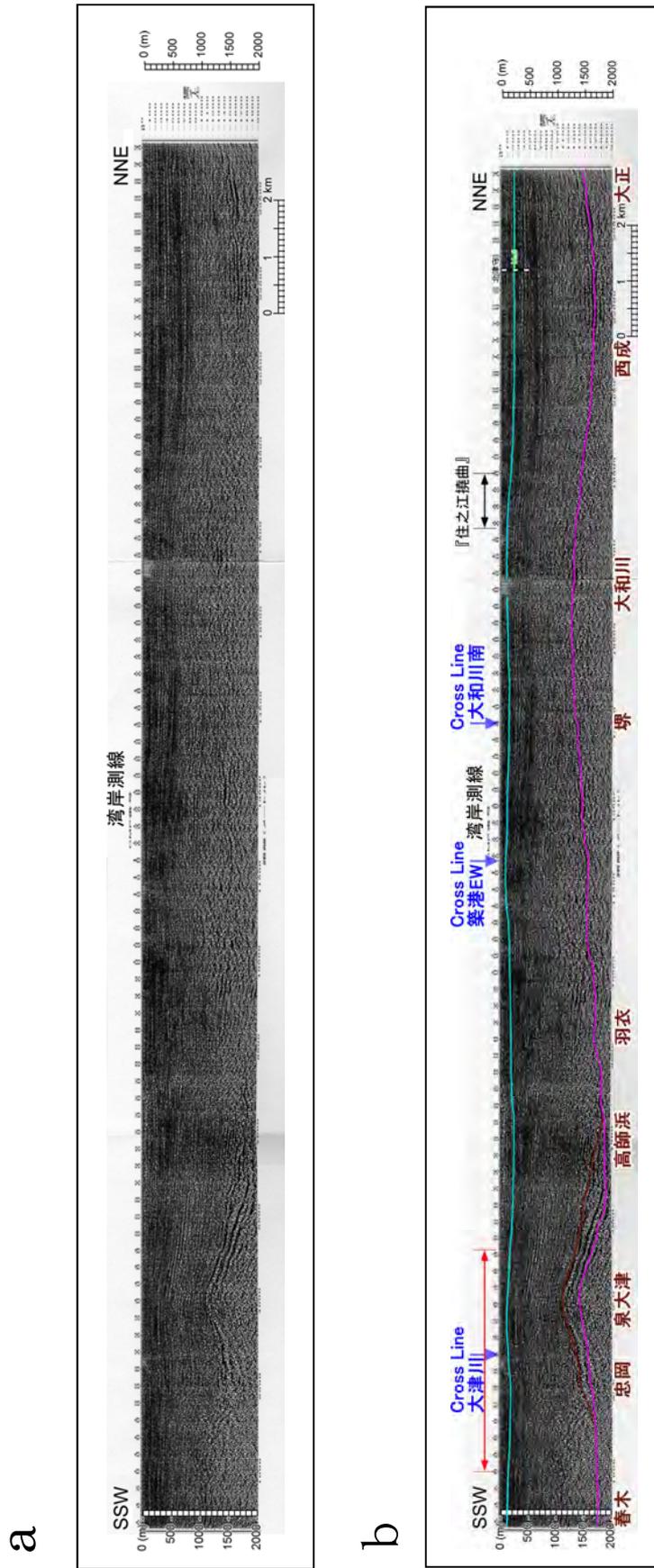
第 19a, b 図の湾岸測線は大阪湾岸に沿う長大測線であり、北部の 1/3 は本書の区分で大阪平野北部にあたる。南から北へ、大津川測線・築港 EW 測線・大和川南測線と交差している。さらに北端付近では、大阪第一測線・大阪第二測線が直近に達しているが、前述したように、本測線との基盤落差が非常に大きいため、震探ホライゾンの対比・追



第 17 図：大阪平野南部堆積盆の規模・形態。



第 18 図：大阪平野南部堆積盆の基盤磁気物性。



第 19 図：反射法地震探査解釈 — 湾岸測線 (a はオリジナル深度断面、b は解釈結果)。解釈断面の記号凡例は、第 7 図 b を参照のこと。

跡は困難である。したがって、海成粘土層については、近傍の北津守ボーリングで確認された Ma8 のみが、対比・追跡の対象となる。他に大和川をまたぐ測線は存在しないので、大阪平野南部については、残念ながら堆積層内の震探ホライゾンには 1 つに限定される。将来、高解像度の地震探査データの利用が可能になれば、詳細な解析に基づいてさらにホライゾン対比を充実させ、北部との比較を行うことが望まれる。

本測線の南南西寄り（泉北地域）には、中新世の伏在火山体と思われる強振幅反射ユニットが存在し、正の地磁気異常を伴う。異常のピークは、震探断面で確認された隆起の南側にシフトすることから、双極子型磁化モデルが適合する。隆起構造周辺で大阪層群上部が撓曲していることも、注目に値する。本測線の北北東寄り（大阪南港）区間には、いわゆる「住之江撓曲」が存在するはずであるが、明瞭な基盤の破断を伴う活断層は認定しがたい。宮地ほか（1998）は、大和川南岸で収録された東西地震探査測線の解釈に基づいて、住之江撓曲を逆断層活動に伴う落差 500m 近い構造として記述しているが、彼らの観察地点と上町断層の間を通る湾岸測線では、地層の撓みはわずかである。この事実は、住之江周辺の堆積層内変形が上町断層の分岐と考える必然性が乏しいことを、示唆している。

3.2.2. 大和川南測線

第 20a, b 図の大和川南測線は、大和川の南側で大阪平野を横断する長大な東西測線である。その西端部で湾岸測線と交差し、海成粘土層 Ma8 が堆積層内の震探ホライゾンとして追跡される。

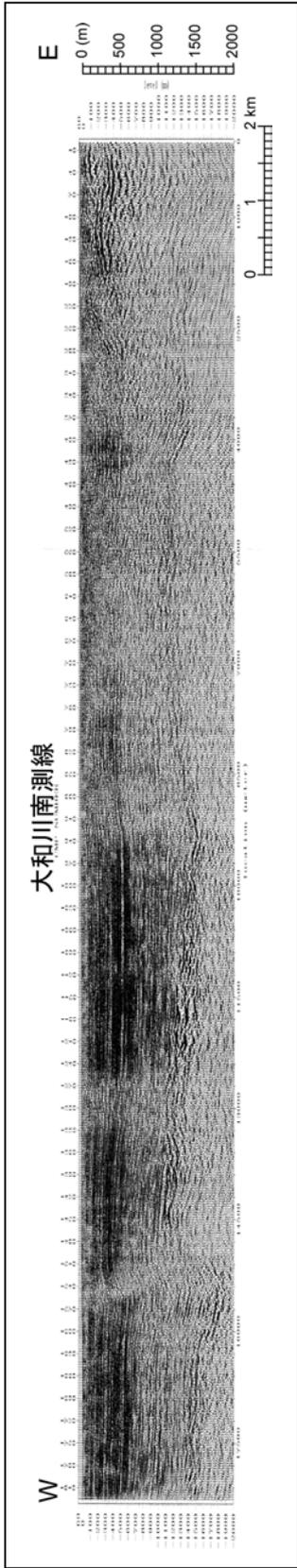
本測線西寄りの逆断層は、重力異常コントラストが明瞭でなく、累積変位は比較的小さい。従来これは上町断層と解釈されてきたが、前述のように、大阪第一測線には、淀川周辺で明瞭に見られる南北性断層（正断層の疑いが強い）の延長は存在しない。別の活断層として再定義することが望ましいと考えられる。

その逆断層の東側には、強い地磁気異常を示す強振幅反射ユニットが存在し、伏在火山岩と考えられる。これは、正の重力異常を伴い、被覆層（大阪層群）はドレープせずにオンラップしている。その詳細な地磁気・重力異常モデリング結果については、3.3.2 節を参照されたい。

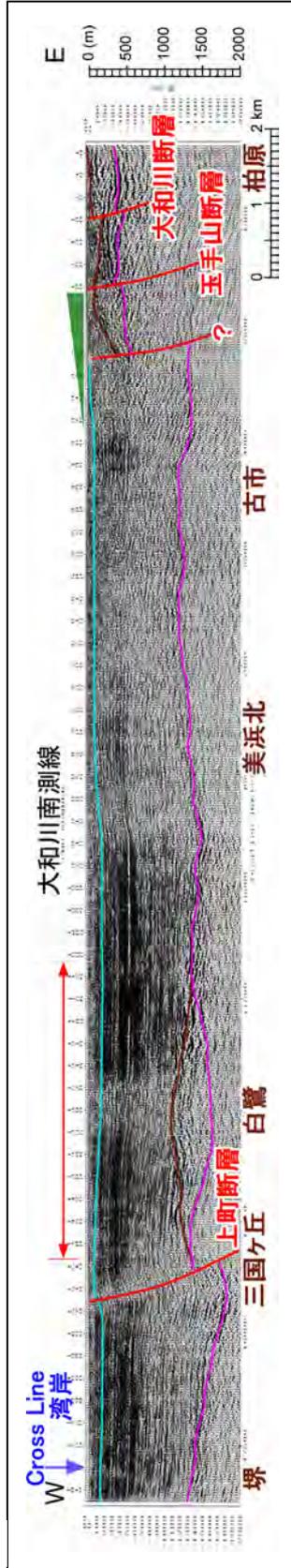
本測線東端の地震探査データ解釈は、地表地質との照合（玉手山の背斜構造・二上層群の分布など）から、信頼度が高い。重力異常コントラストの大きい CDP No.290 付近の活断層は詳細解釈が必要である。地表では石川の流域にあたるが、「日本の活断層（活断層研究会, 1991）」「近畿の活断層（岡田・東郷, 2000）」「都市圏活断層図（国土地理院, 1996b）」のいずれにも活構造の記載はない。なお、誉田断層は CDP No.380 付近の小撓曲に合致し、音響基盤上面の明瞭な変位を伴わない。

生駒断層系の前縁に位置し、基盤上面落差が 800m に達し、明らかな重力異常急変帯を伴う構造は、起震断層として無視できないであろう。それが何故これまで認定されなかったのか、現行の活断層評価基準の問題点については、第 4 章（総括）で改めて論じる

a



b



第 20 図：反射法地震探査解釈 — 大和川南測線 (a はオリジナル深度断面、b は解釈結果)。解釈断面の記号凡例は、第 7 図 b を参照のこと。

こととする。

3.2.3. 築港 EW 測線

第 21a, b 図の築港 EW 測線は、埋立地南岸に沿う東西測線であり、西端部で築港 NS 測線と、東端部で湾岸測線と交差している。海成粘土層 Ma8 が、堆積層内の震探ホライゾンとして追跡される。

住之江撓曲がまっすぐ大阪湾側に伸びるとすれば、築港 EW 測線西部にかかる可能性があるが、そこには、注目すべき活構造は認められない。本測線東端部では、Ma8 ホライゾンがワーピングしている。同様の形態は、交差する湾岸測線でも観察され、ゆるいドーム状の形態を有する可能性がある。藤田・前田（1985）は、海成粘土層 Ma5 下面の等深線図に基づいて、堺泉北臨海工業地帯に小規模な NE-SW 走向の背斜列が伏在することを指摘した。本測線の堆積層内変形は、その一部を捉えたものかもしれない。

3.2.4. 築港 NS 測線

第 22a, b 図の築港 NS 測線は、埋立地西岸に沿う南北測線であり、南端部で築港 EW 測線と交差している。音響基盤上面と海成粘土層 Ma8 が、明瞭な震探ホライゾンとして追跡される。

住之江撓曲がまっすぐ大阪湾側に伸びるとすれば、築港 NS 測線南部にかかる可能性があるが、そこには、注目すべき活構造は認められない。

3.2.5. 大津川測線

第 23a, b 図の大津川測線は、大阪湾岸から泉北丘陵に至る測線であり、北西部で湾岸測線と交差する。音響基盤上面と海成粘土層 Ma8 のほか、正の地磁気異常を伴う強振幅反射ユニットの上面が、明瞭な震探ホライゾンとして追跡される。

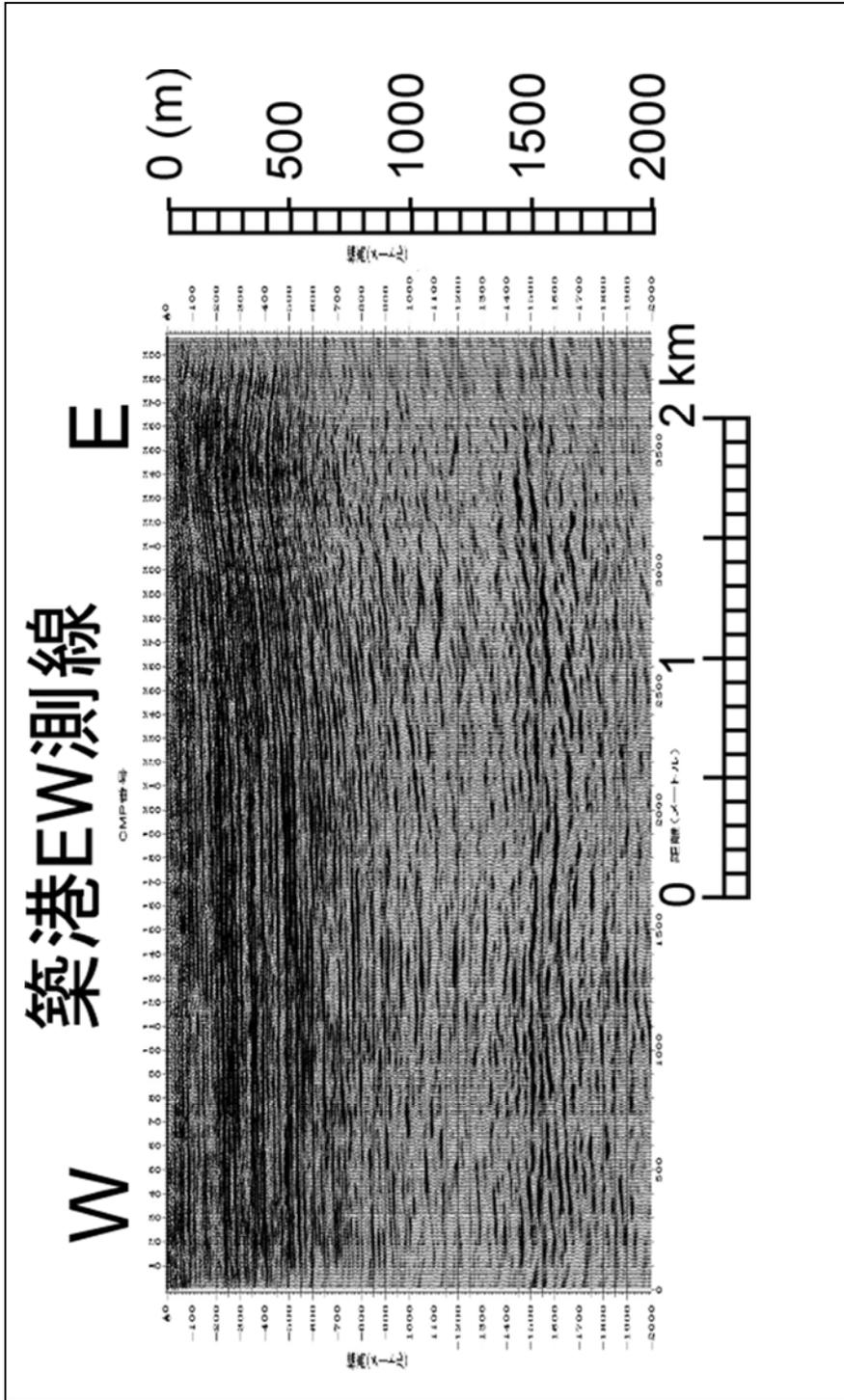
本測線北西寄りの基盤岩・火山岩を切る逆断層構造は、大阪層群上部に達しない。一方、南東寄りの久米田池断層は、重力異常急変帯とやや斜交しており、時間断面上では単純な逆断層に見えない。

(伊藤康人)

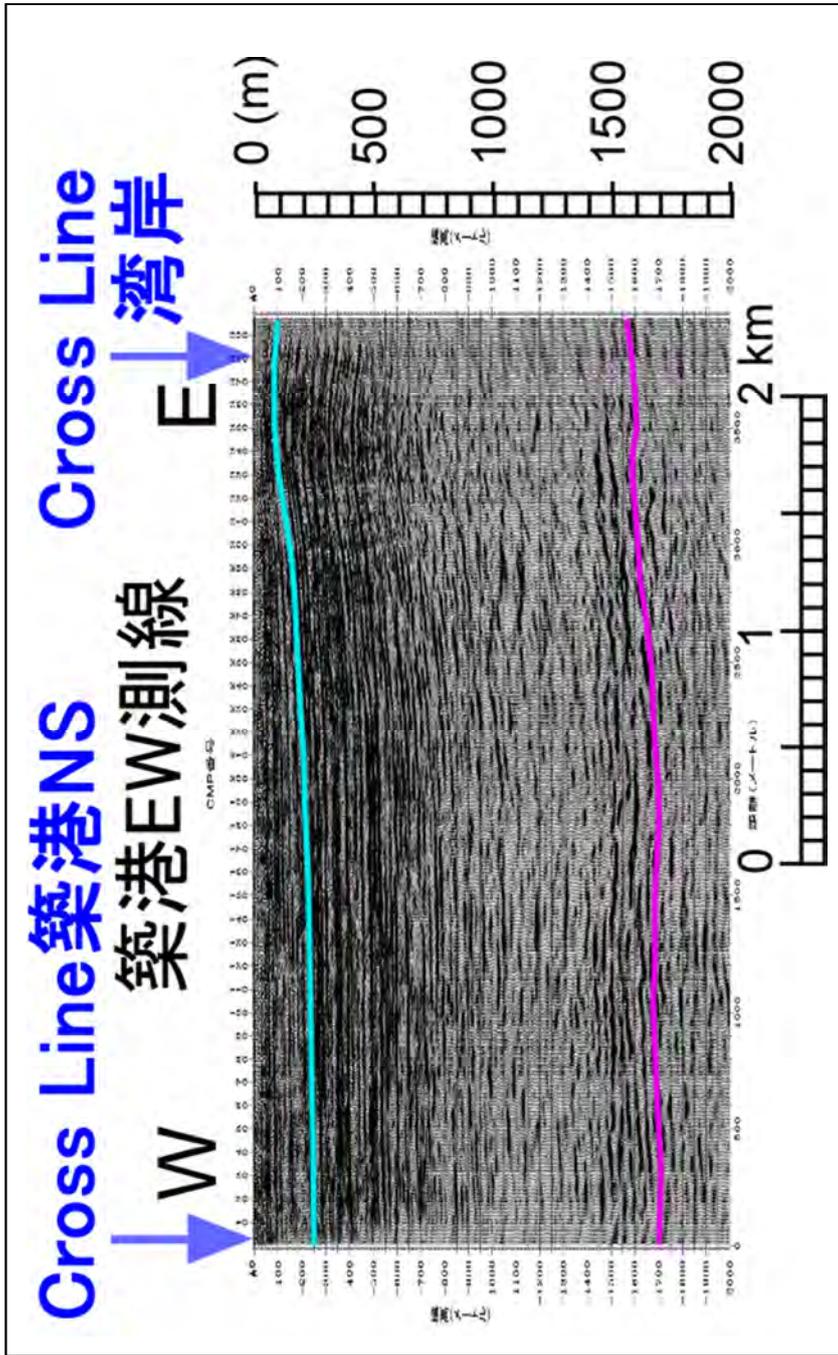
3.3. まとめ

3.3.1. 盆地内断層の評価

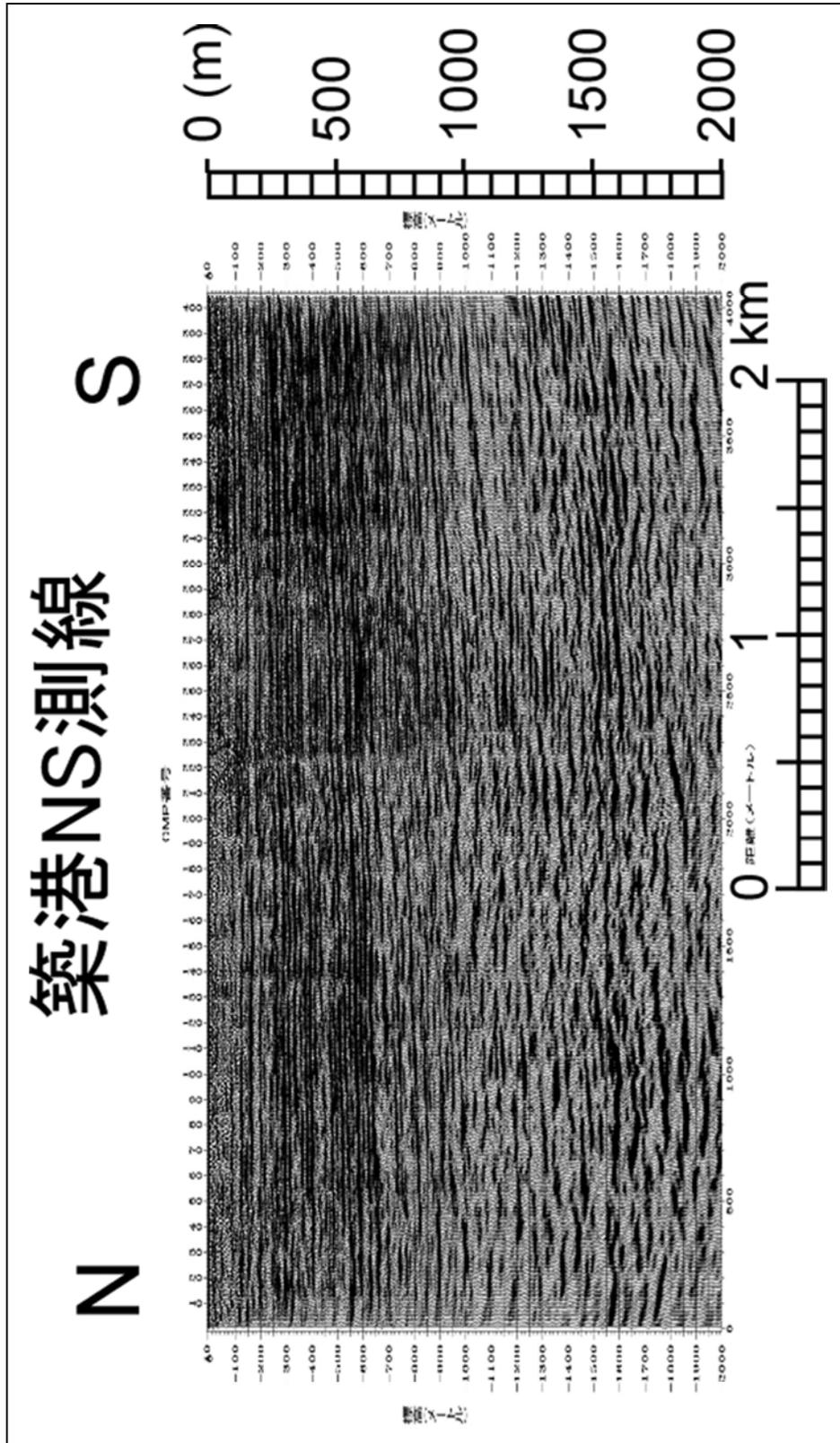
大阪平野南部の構造中では、重力異常データの急変トレンドや派生断層の累積変位からみて、生駒断層が圧倒的に大きい。堺以南のいわゆる「上町断層」は小規模断層の寄せ



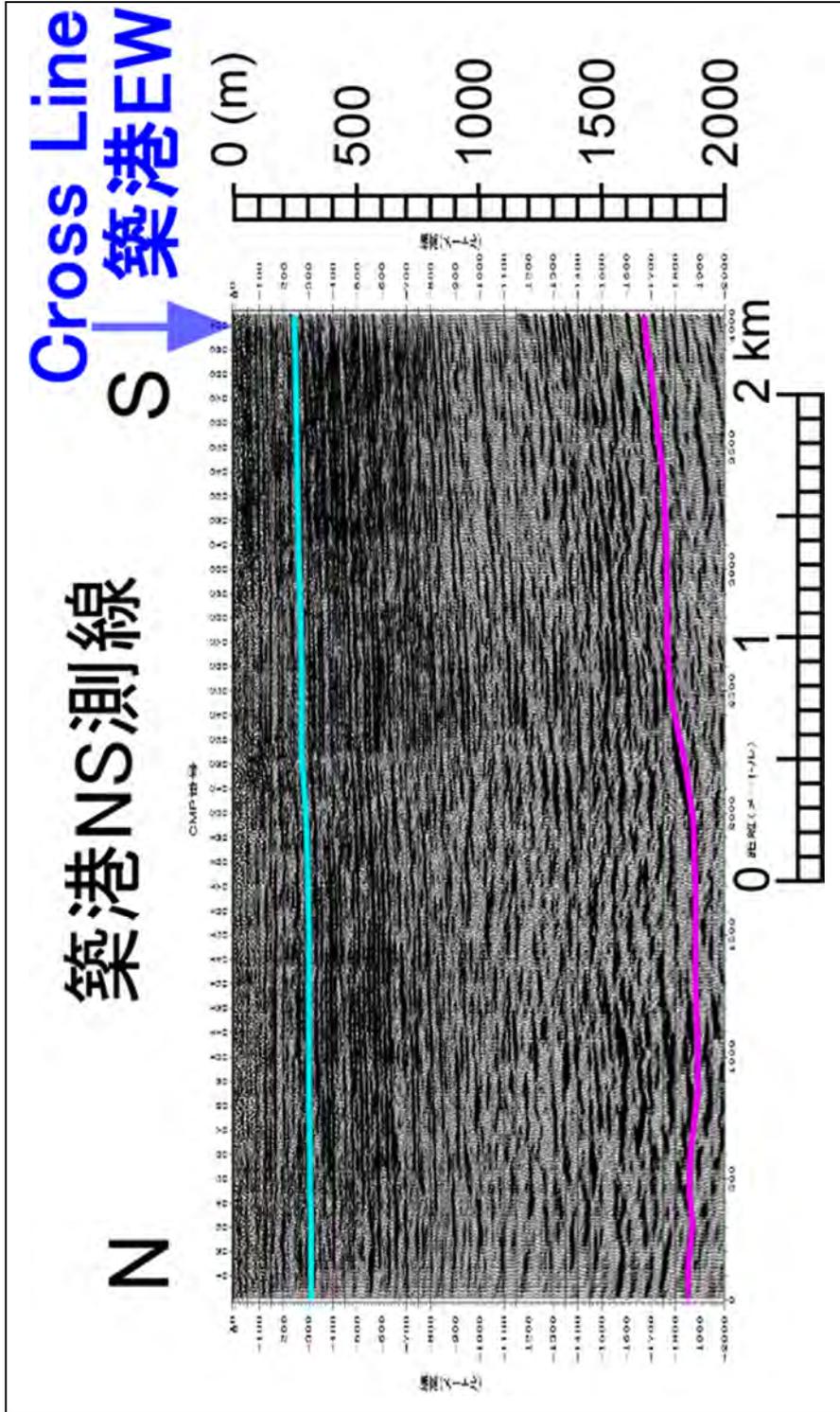
第 21 図 a：反射法地震探査解釈－築港 EW 測線オリジナル深度断面。



第21図 b: 反射法地震探査解釈 — 築港EW測線解釈結果。解釈断面の記号凡例は、第7図bを参照のこと。

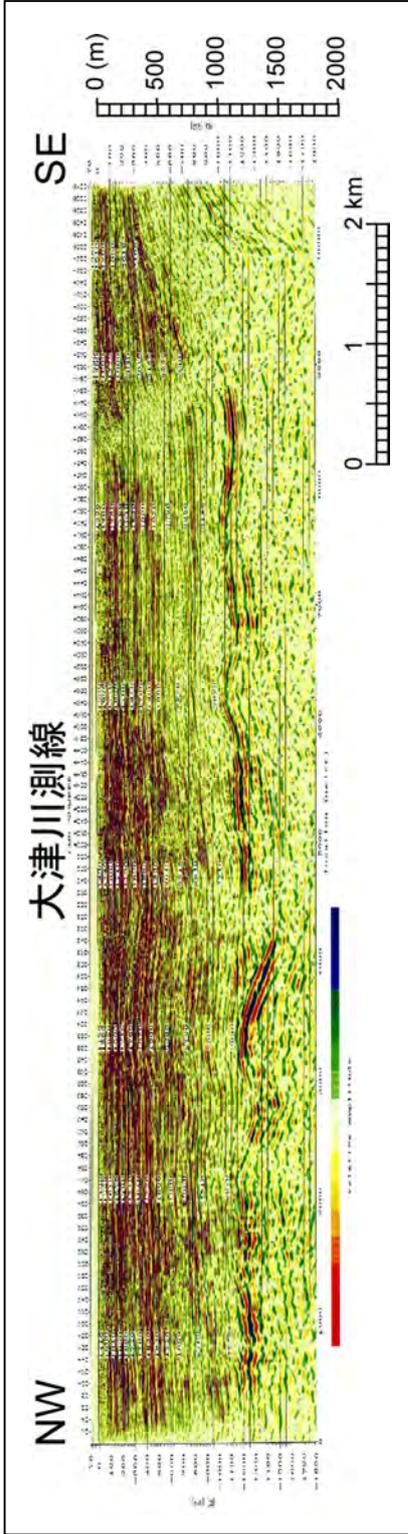


第 22 図 a：反射法地震探査解釈 — 築港 NS 測線オリジナル深度断面。

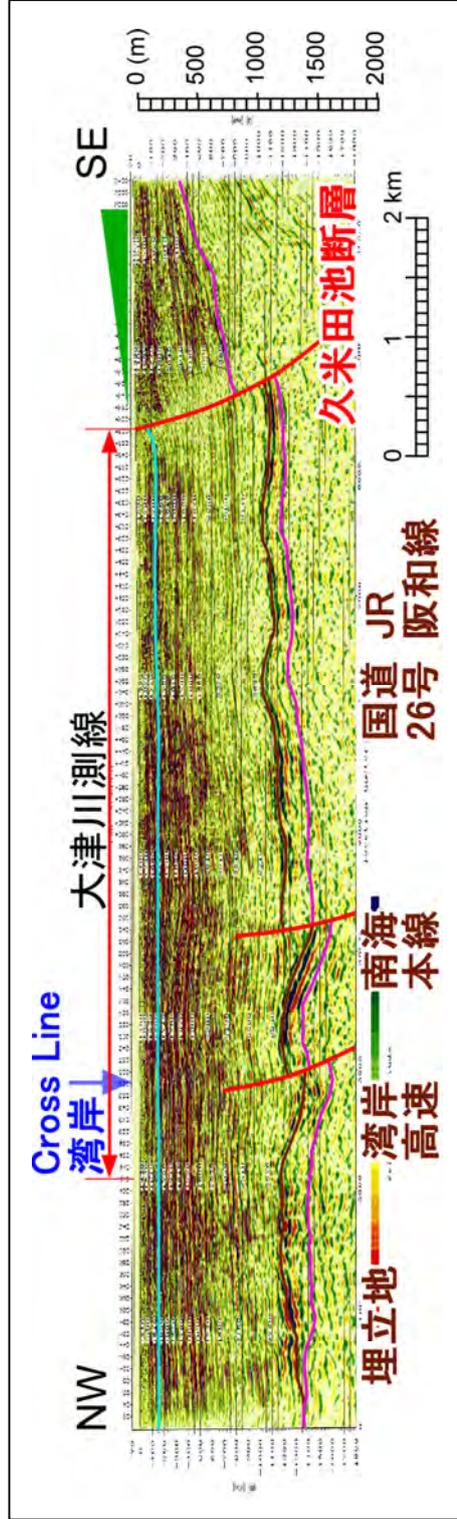


第22図 b：反射法地震探査解釈－築港NS測線解釈結果。解釈断面の記号凡例は、第7図bを参照のこと。

a



b



第 23 図：反射法地震探査解釈 — 大津川測線 (a はオリジナル深度断面、b は解釈結果)。解釈断面の記号凡例は、第 7 図 b を参照のこと。

集めであり、わざわざ総称をつける必要はないように見える。また、断層の分布と形態は東西圧縮が卓越することを示唆していない。

活構造の規模や成因を定量的に論じるには、数値モデリング手法の導入が有効であろう。大阪平野エリアでは、楠本ほか（2001）によって先駆的な研究が行われたわけであるが、近年文部科学省が主導した活断層の重点的調査観測プロジェクトでも、ディスプレイションモデルを用いて、大阪平野全体の構造形成パターンを論じた（京都大学防災研究所, 2011, 2012a）。さらに、京都大学防災研究所（2012b, 2013）では、個別要素法に基づく活断層周辺の構造形成シミュレーションを行い、断層パラメータと地表変形との関係を検討した。第 24 図に示すように、当該プロジェクトでは、大和川南測線で確認された逆断層に数値モデリング解析を適用して、断層の下端深度推定を行っている。

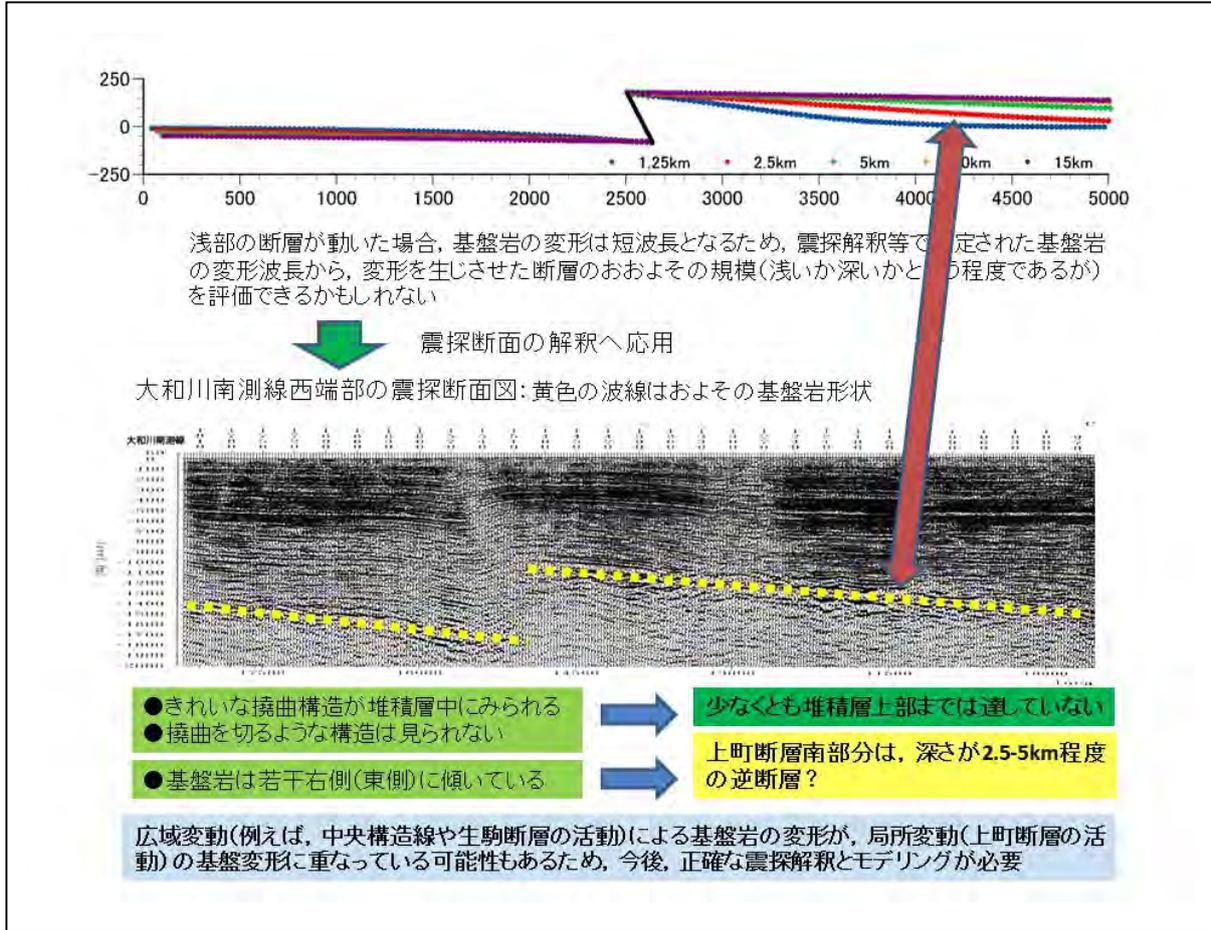
泉北丘陵に広く分布する大阪層群の地質構造と、同じ地域の重力異常トレンドは、大阪平野南部の第四紀構造形成に和泉山脈の地形発達に影響を及ぼしていることを、明瞭に物語っている。市原ほか（1986）は、和泉山脈北麓に沿って逆断層が連なり、領家帯の花崗岩類が大阪層群に衝上することを記載している。岡（1978）は、大阪層群にエピソードに流入する外帯由来の三波川変成岩礫の層位分布に基づいて、和泉山脈の隆起過程を論じた。岡論文の層序学的情報を第 2 表に纏めておく。

そこに記載された岩相および堆積環境に基づいて、天野層の堆積期に和泉山脈主峰部（南側）が隆起して、外帯由来の変成岩礫が大阪側に流入しなくなり、代わって多量の和泉層群の礫が扇状地を形成したと考えられる。和泉山脈前衛山地（北側）を構成する泉南酸性岩類の礫は、天野層の中には（同層の碎屑物を供給した河川が酸性岩類より成る前衛山地を約 3km にわたって通過してきているにも関わらず）ほとんど含まれない。一方、段丘礫層には多数の酸性岩礫が含まれている。前衛山地北麓で内畑層と天野層が同斜構造を示すことから、前衛山地隆起は天野層の堆積後と考えられる。内畑層上限の水間火山灰層 II は、Satoguchi and Nagahashi（2012）によると Gauss 正磁極期の後半にあたる。結論として、約 3Ma までに分水嶺形成が開始され、大阪平野と和歌山平野が分断されたことになる。

分水嶺の隆起とそれに伴う大阪平野南部の活構造形成は、和泉山脈南麓を走る中央構造線の活動史と密接に関わっている。宮田ほか（1993）は、第四紀中期まで中央構造線は和泉層群と三波川変成岩の地質境界に合致する北傾斜の逆断層であり、和泉層群が大阪層群下部に対比される菖蒲谷層に衝上することを指摘した。彼らは、その後やや北側に活動トレースを遷移させた中央構造線活断層系の右横ずれ運動が強化され、現在に至ると解釈している。

3.3.2. 伏在火成岩の起源について

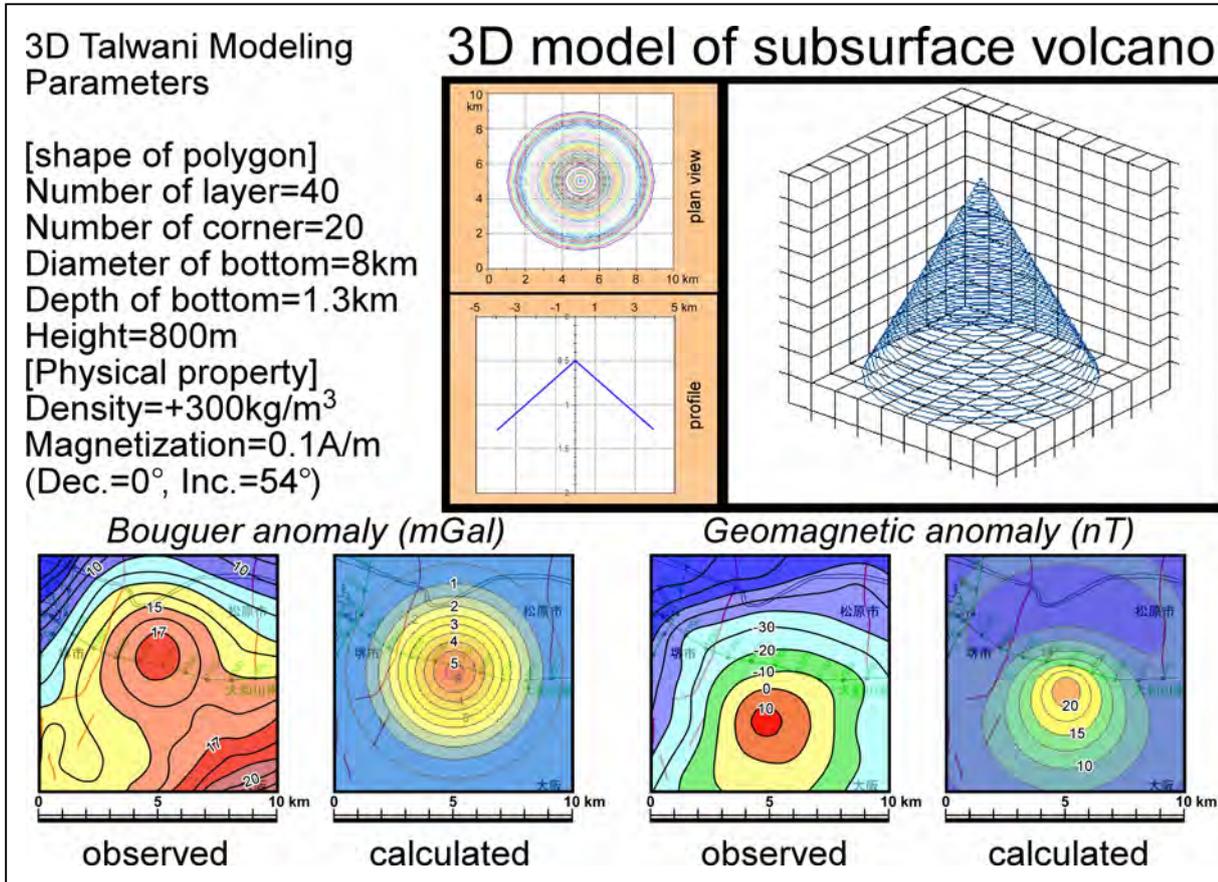
これまでに述べたように、大阪市以南の平野部には、伏在火山体（中期中新世火山岩と推定）による孤立した地磁気異常が散在し、震探解釈時に注意が必要である。その原因と考えられるユニットに到達したボーリングはないので、直接火山岩の規模や物性を論じることはできないが、モデリングによる推定は可能である。第 25 図は、Itoh et al.



第 24 図：大和川南測線で観察される逆断層の数値モデリング（京都大学防災研究所，2012a；楠本成寿氏私信に基づく）。

第2表：泉州地域の大阪層群のユニット区分。

名称	岩相および堆積環境
泉北層	NE-SW 方向および N-S 方向の構造の発達により、大阪盆地の堆積区が次第に縮小していく過程で形成された堆積物。下位層と比較して、湖成粘土層は著しく減少し、海成粘土と陸成砂礫の互層から成る。下限は Ma3 基底、上限は Ma9 である。
天野層	和泉層群に由来する粗粒な礫を含み、山麓部で扇状地を形成していた堆積物（内畑層の礫は最大径 13cm 程度で円礫～亜円礫が多いが、天野層では礫径 20cm を超え上方に向かい粗大化する。また、角礫～亜角礫が多く砂質マトリックスに乏しい）。なお、和泉層群の礫岩中のチャート礫は、黒色あるいは暗灰色のものが大多数で、赤・青・黄褐色の秩父系チャート礫はほとんど含まれていない。下位の内畑層との関係は整合。上限は Ma3 直下の礫層基底とする。
内畑層	外帯に由来する三波川系の結晶片岩礫、秩父系のチャート礫を含む礫がちの堆積物。片岩類は礫全体の 1～2% 以下で少量しか産しないが、秩父系チャート礫は片岩礫に伴って多産する。外帯由来礫の含有量は、基底部で礫全体の 50% 近くを占めるが、上方へ向かって減少し、最上部で 10% 前後となる。内畑層上限は、水間火山灰層 II の 2.3m 下位にある。



第 25 図：地磁気異常モデリングに基づく伏在火成岩評価（Itoh et al., 2013b に基づく）

(2013b) による、大和川南測線周辺の地磁気・重力異常モデリング結果である。三次元タルワニ法を用いたモデリングによって、伏在岩体の規模や密度及び磁化強度の推定に成功している。構造の極隆部と地磁気異常のピークがずれる現象は、地球磁場に平行な双極子型磁化モデルを仮定することで、再現されている。同様の検討は、他のエリアについても有効であろう。

(伊藤康人)

3.4. 参考資料

3.4.1. 学術論文および専門書

- Hoshi, H., Tanaka, D., Takahashi, M., Yoshikawa, T., 2000. Paleomagnetism of the Nijo Group and its implication for the timing of clockwise rotation of southwest Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 95, 203-215.
- 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, つくば, 103pp.
- 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, つくば, 148pp.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., Takemura, K., 2013b. Characteristic basin formation at terminations of a large transcurrent fault - basin configuration based on gravity and geomagnetic data. In: Itoh, Y. (Ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech, Rijeka, pp.255-272.
- 活断層研究会, 1991. 新編 日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437pp.
- 楠本成寿・福田洋一・竹村恵二・竹本修三, 2001. 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. *地学雑誌* 110, 32-43.
- 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, つくば, 113pp.
- 宮田隆夫・牧本 博・寒川 旭・市川浩一郎, 1993. 和歌山及び尾崎地域の地質：地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）. 地質調査所, つくば, 68pp.
- 岡 義記, 1978. 和泉山脈の形成と大阪層群. *第四紀研究* 16, 201-210.
- 岡田篤正・東郷正美, 2000. 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395pp.
- Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., 2012. Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc* 21, 149-169.

3.4.2. その他

国土地理院, 1996b. 1:25,000 都市圏活断層図：大阪東南部. 財団法人日本地図センター,

東京.

京都大学防災研究所, 2011. 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. 国立大学法人京都大学, 京都, 164pp.

京都大学防災研究所, 2012a. 上町断層帯における重点的な調査観測：参考資料集. 国立大学法人京都大学, 京都, 1078pp.

京都大学防災研究所, 2012b. 上町断層帯における重点的な調査観測：平成 23 年度成果報告書. 国立大学法人京都大学, 京都, 258pp.

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. 国立大学法人京都大学, 京都, 449pp.

4. 総括：総合的構造解釈に向けて

大阪平野と大阪湾は単一の堆積盆ではない。第四紀の間に compartmentalization が進行したように見える。上町隆起帯は亜堆積盆境界の一部であるが、それのみに注目せず、主要断層周辺の歪分布モデリングなどに基づいて、堆積盆の分化プロセスを定量的に把握するべきである。より広域には、近畿トライアングルのホルスト・グラベン形成や新潟－神戸構造帯の活動など、極めて複雑な地殻変動が生じており、それらの時系列を解明することが必須である。

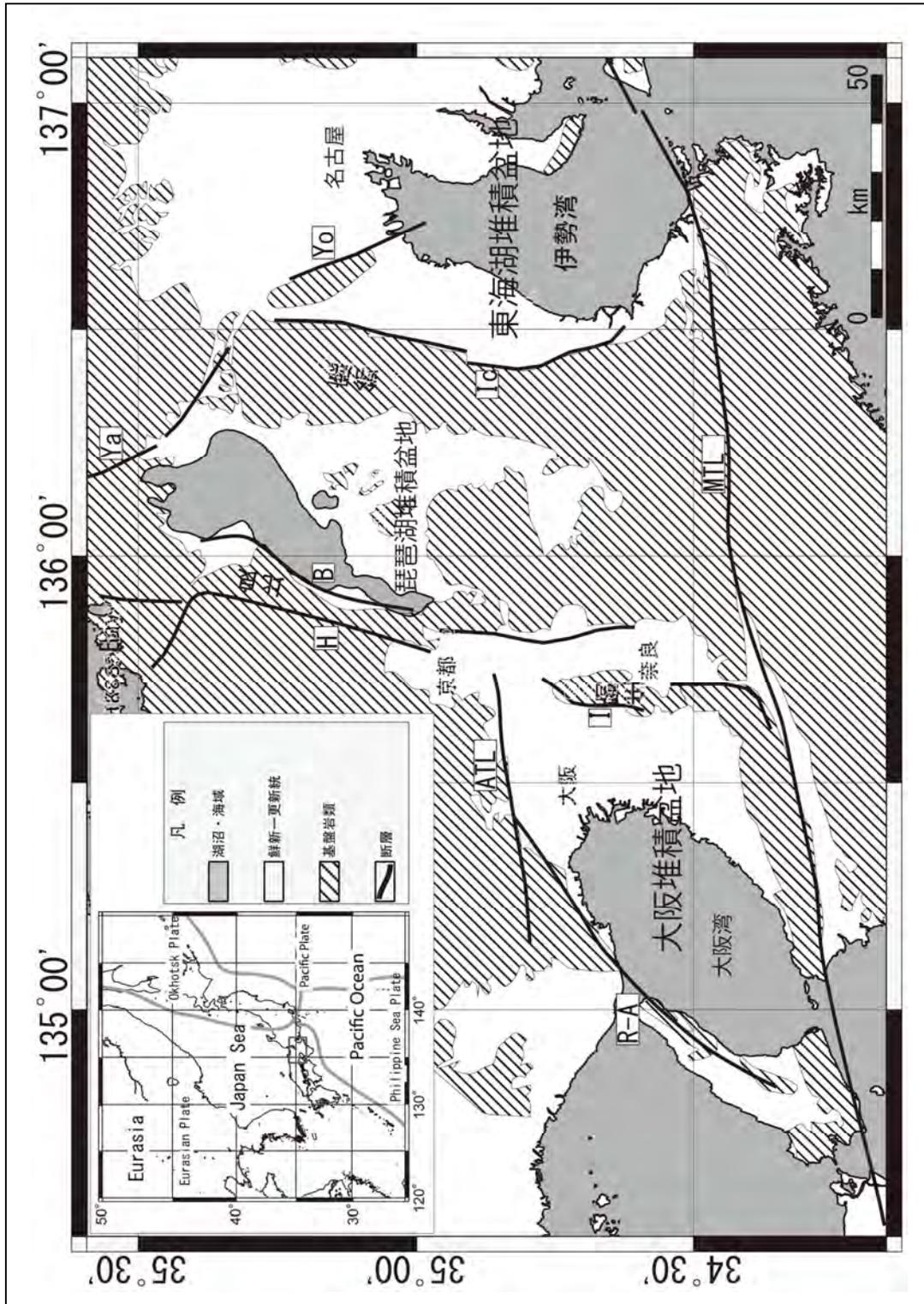
西南日本は南海トラフ・中央構造線・日本海南縁断層帯という3本の右横ずれ断層で区切られた sliver の束である(第2図参照)。北 sliver (内帯)の変形については、Itoh and Takemura (1993) が uniform な単純剪断が卓越することを示した。ただし、近畿には有馬－高槻構造線が存在するため、特異な構造が形成されたと考えられる。一方、南 sliver (外帯+南海トラフ陸側斜面)の変形については、近年、資源開発を目的とする大規模な地震探査と試錐が実施され、構造発達史を極めて高い精度で復元することが可能になった。ここでは、第四紀に堆積盆の分布や形態を大きく変化させるテクトニクスの画期が存在することが指摘されている。北 sliver と南 sliver の変形・堆積盆形成は無関係に進行したのではあるまい。同時性の認められるイベントを認定し、その原因を究明することによって、西南日本のネオテクトニクスを統一的に理解することが、当面の目標であろう。

(伊藤康人)

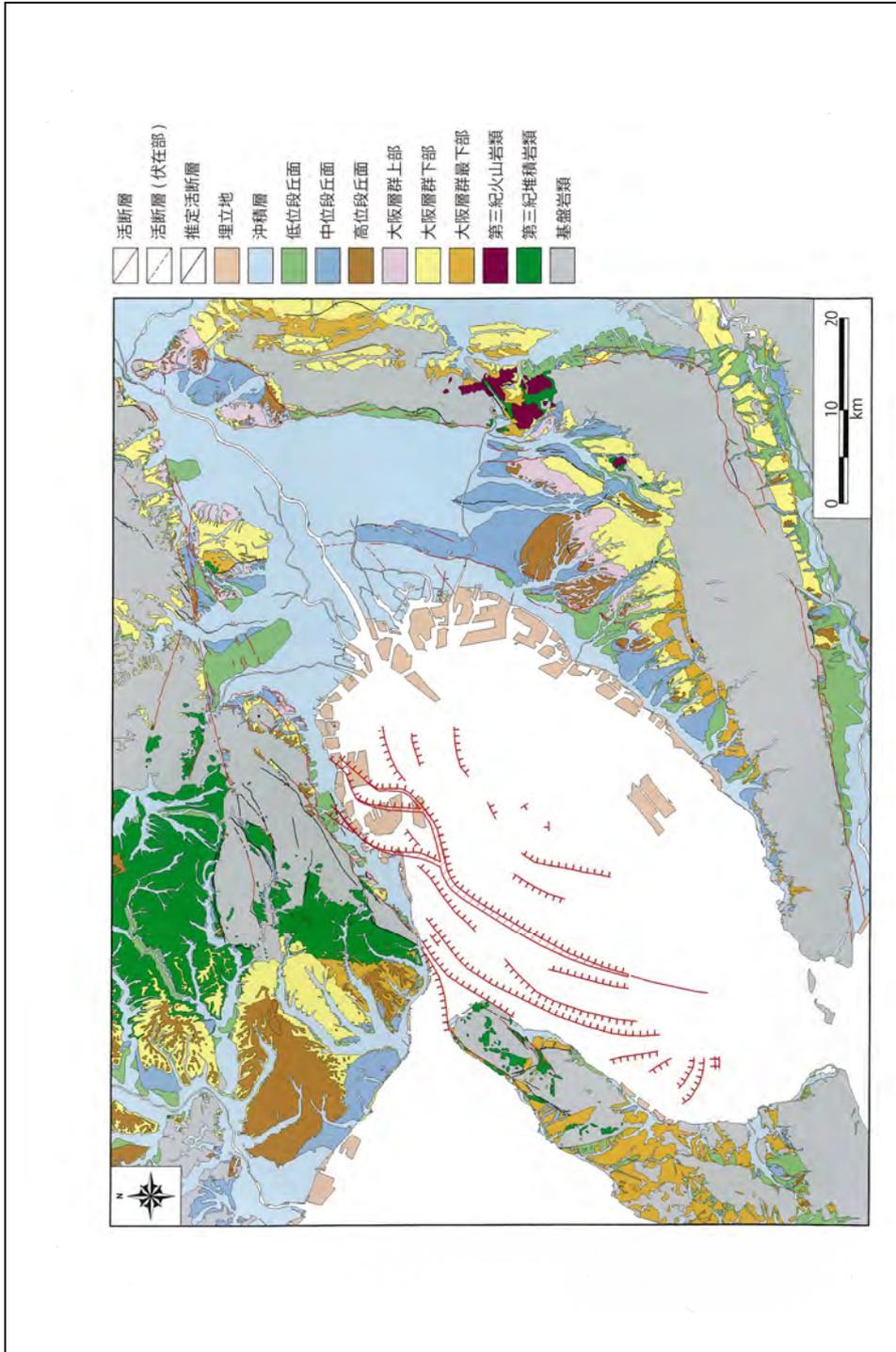
4.1. 大阪堆積盆の古地理変遷

近畿地域には、鮮新世以降の3つの堆積盆地が東西に並んでいる。東海湖堆積盆地、琵琶湖堆積盆地と大阪堆積盆地である(第26図)(Takemura, 2016など)。近畿地域の地形的な特徴は、これらの堆積盆地と南北方向の山地が数10kmの幅で存在する点である。堆積盆地の古地理の変遷に関する情報は地域のテクトニクスを考察するために重要な役割を果たす。ここでは、鮮新世以降の大阪堆積盆地の古地理変遷をまとめる。

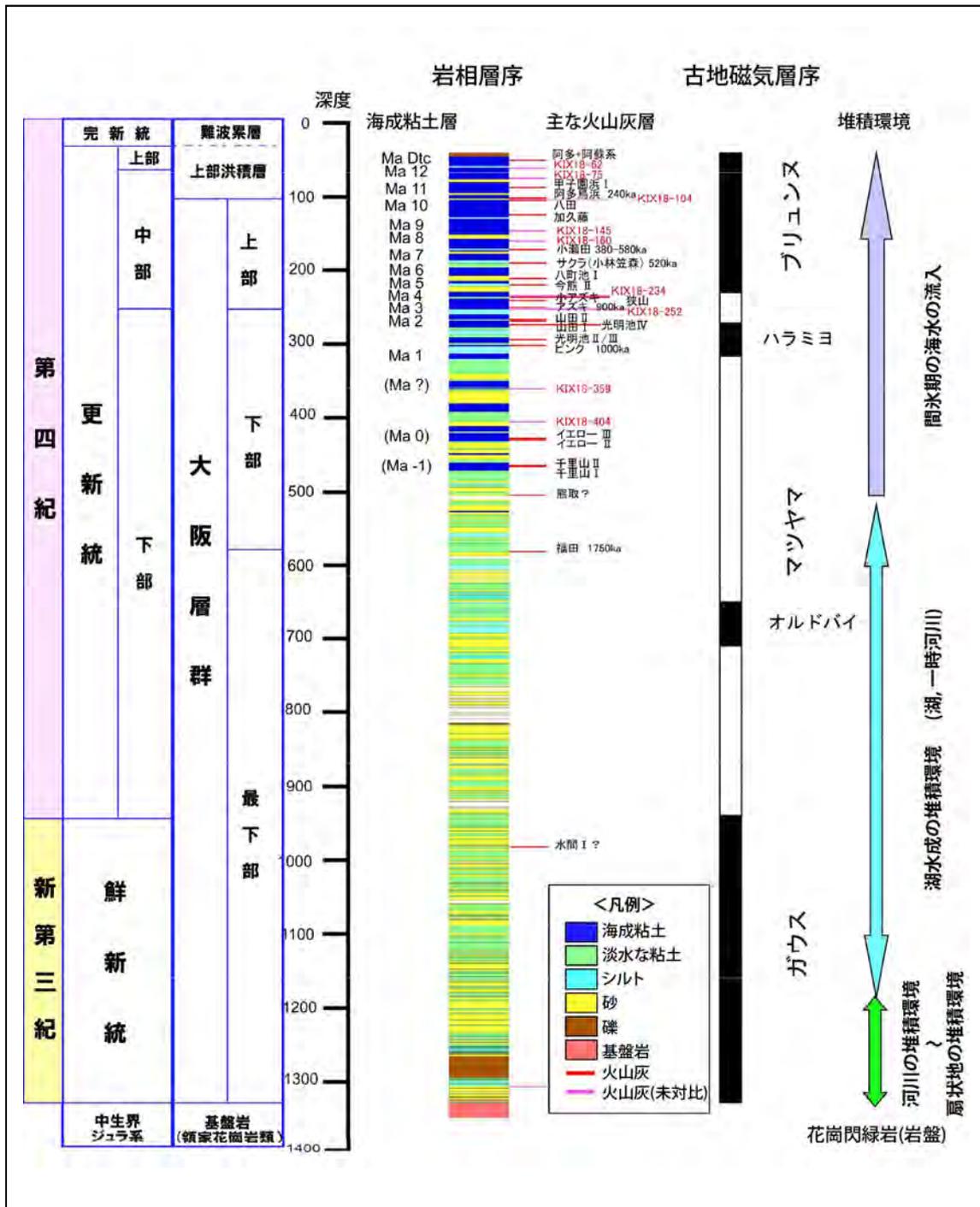
大阪堆積盆地には、大阪層群とよばれる、湖成・河川成・海成の堆積物からなる、およそ3Ma以降の地層群が堆積し保存されている(第27図)。特に、大阪層群上部は汎地球規模の海水準変動に対応した海成堆積物と非海成堆積物の互層から構成されている(Ikebe et al., 1970; 市原, 1993)。大阪堆積盆地では、平野内での地盤沈下等の対応のために、深層ボーリングが実施され、堆積盆地内の情報が集積された。また、1995年兵庫県南部地震以後の活断層研究および堆積盆地地下構造調査の一環としても深層ボーリングが実施された。平成18年(2006年)には、関西国際空港第2期島で大阪層群をすべて掘りぬき、領家帯基盤岩類に到達するボーリングが実施され、1000mを超える堆積物が採取された(KIX18-1編集委員会, 2011)(第28図)。ここでも、下部は湖沼や河川性の堆積物からなり、上部は海成・非海成の互層からなることが明らかにされた。年代学的情報は火山灰



第 26 図：近畿地域の鮮新世以降の堆積盆地の広がり (Takemura, 2016 をもとに作成)。



第 27 図：大阪堆積盆地周辺の地質（新関西地盤，2007 より）



第 28 図：関西国際空港における深層ボーリング (KIX18-1) の層序 (KIX18-1 編集委員会, 2011 をもとに作成)。

層序学や古地磁気層序との対応から決定された。海成粘土層は下位から Ma-1・Ma0・Ma1・・・・・Ma12・Ma13 の 15 層が認められ、最上部の Ma13 は後氷期の海進時の堆積物に対応し、Ma12 は最終間氷期 (MIS 5) の海進堆積物に対比された。堆積盆地の沈降速度や活断層の変位速度等に重要な各海成粘土層の年代は第 3 表 (Itoh et al., 2000) に示される。

これらの地下地質および周辺丘陵の地質情報に基づき、大阪堆積盆地の古地理の変遷の概要をまとめる。第 29 図に示される古地理図では、約 5Ma 以降の近畿地域の古地理変遷が表現されている。大阪堆積盆地の出現はおよそ 3Ma 以前と考えられる (Takemura, 2016)

(第 29 図)。2Ma 頃には、少なくとも現在の奈良盆地や大阪湾域の広い範囲に分布が広がっていた。1.3Ma 頃には、関西国際空港コアでも認められた大阪堆積盆地への最初の海進が始まり、以後現在まで汎地球規模の気候変動に対応して、海進・海退が起こってきた。奈良盆地への海進は Ma2 の時期まで認められる。Ma3 以降は京都盆地にも海進がおよび、Ma9 ころまでは続いたと考えられる。

現在の大阪堆積盆地には、最終間氷期以降の地層群が広がっている。これらの様相は、工学的なボーリングで明らかにされ、これらの情報に地質学的な情報をもつコア解析結果と合わせて、地下での広がりや古地理を復元することができる。これらの地盤情報は過去 30 年以上にわたり、現在の KG-Net (関西地盤委員会) で蓄積され、その中の KG-R (関西地盤研究委員会) で研究が進められてきた (KG-Net website 参照)。最終間氷期以降の古地理は第 30 図 (Takemura, 2016) に示される。最終間氷期 (MIS 5) に対応する Ma12 層の分布は大阪平野域に広く広がっており、特に、堆積盆地の北側に広がっている特徴がみられる。完新世の海進 (MIS1) に対応する Ma13 層の分布は、Ma12 層の分布と同様、上町台地の東方、生駒山地との間まで広く侵入している。これ以降、2500 年前や 1500 年前の古地理にみられるように、時間の経過とともに少しずつ海域をせばめ、上町台地の東方は湖や河川環境に推移し、現在の地形環境へと変遷してきたことが理解される。

(竹村恵二)

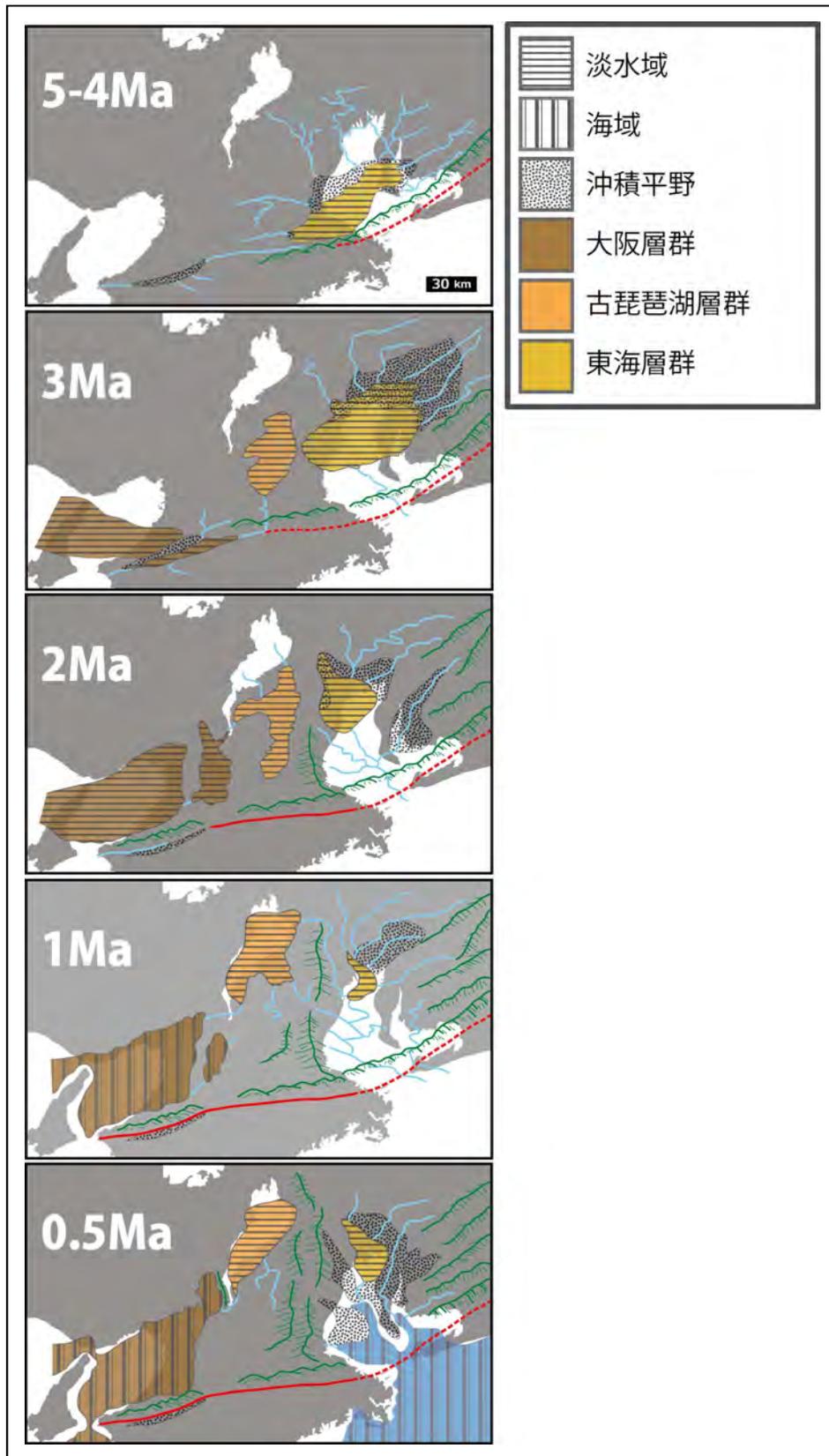
4.2. テクトニック・イベントの時空分布とプレート運動

Itoh et al. (2014) は、鮮新世以降の西南日本テクトニクス場の変遷が、主にフィリピン海プレート運動の「ゆらぎ」によって引き起こされたという仮定に基づいて、構造発達史を論じた。Nakamura et al. (1987) が見出した 1Ma 前後の反時計回りの収束方向変化は、最終イベントであって、それ以前にもさまざまな変化があったと考えたわけである。今後より高次の総合的研究を展開する礎石として、彼らの仮説を紹介するとともに、その問題点を指摘したい。以下の議論で用いる基礎情報を第 4 表に纏め、引用文献を 4.4 節に網羅している。第 31 図に、各テクトニックフェーズの状況を模式的に示す。

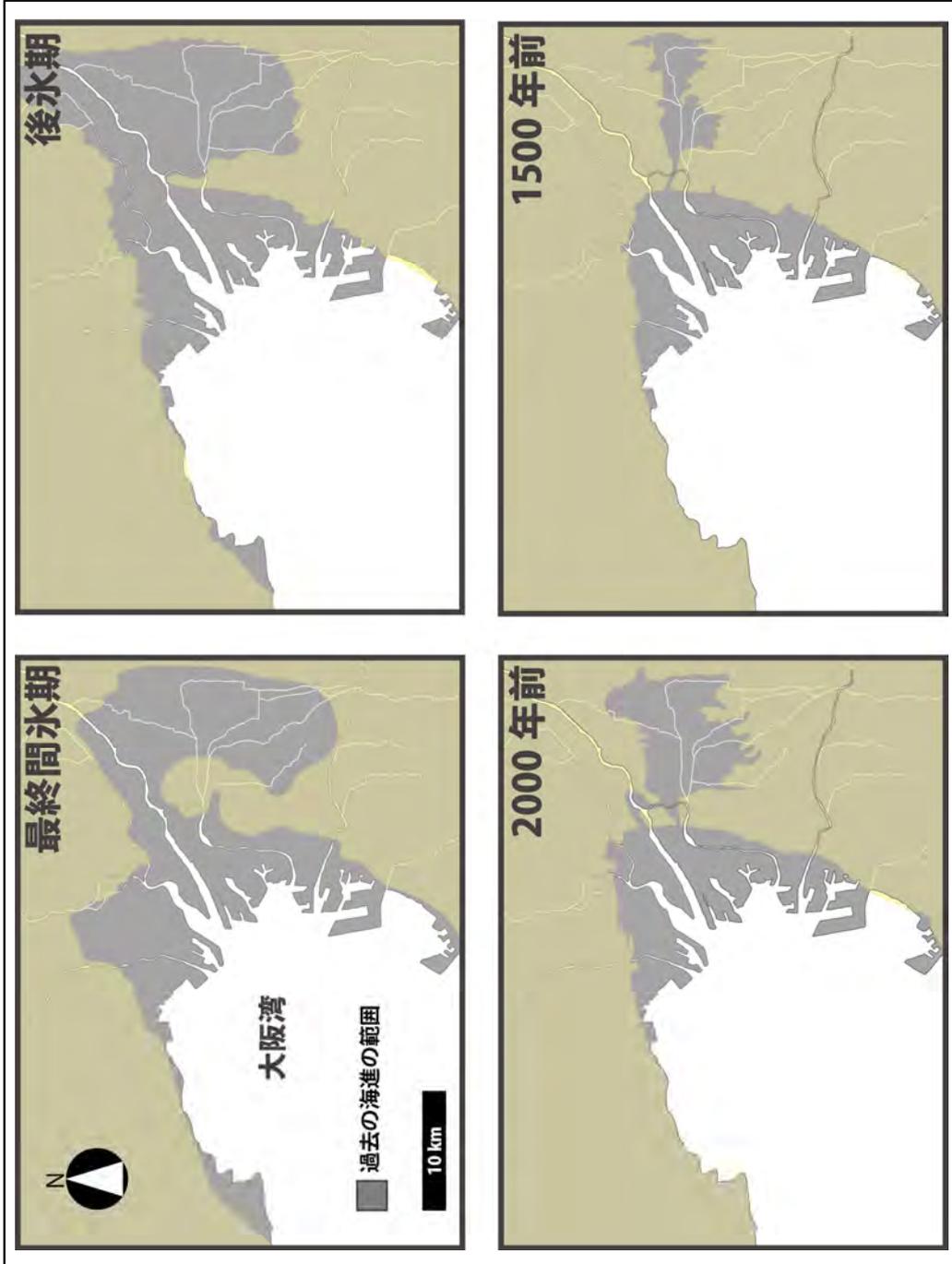
約 6Ma に、西南日本の激しい地殻変動の先鞭を着けるイベントが生じた。それは島弧の強い南北短縮である。それは島弧全域に及ぶが、特に背弧側で顕著であり、陸域の「宍道褶曲帯」は多井 (1973) によって記載された。Itoh and Nagasaki (1996) と Itoh et al.

第3表：大阪堆積盆地における海成粘土層の年代（Itoh et al., 2000
をもとに作成）。

海成粘土層	堆積年代 (10,000年前)
Ma13	1.1
Ma12	12.7
Ma11	24.2
Ma10	33.4
Ma 9	42.7
Ma 8	52.8
Ma 7	57.8
Ma 6	62.1
Ma 5	71.2
Ma 4	78.7
Ma 3	86.5
Ma 2	96.0
Ma 1	107.0
Ma 0	112.0
Ma -1	120.0



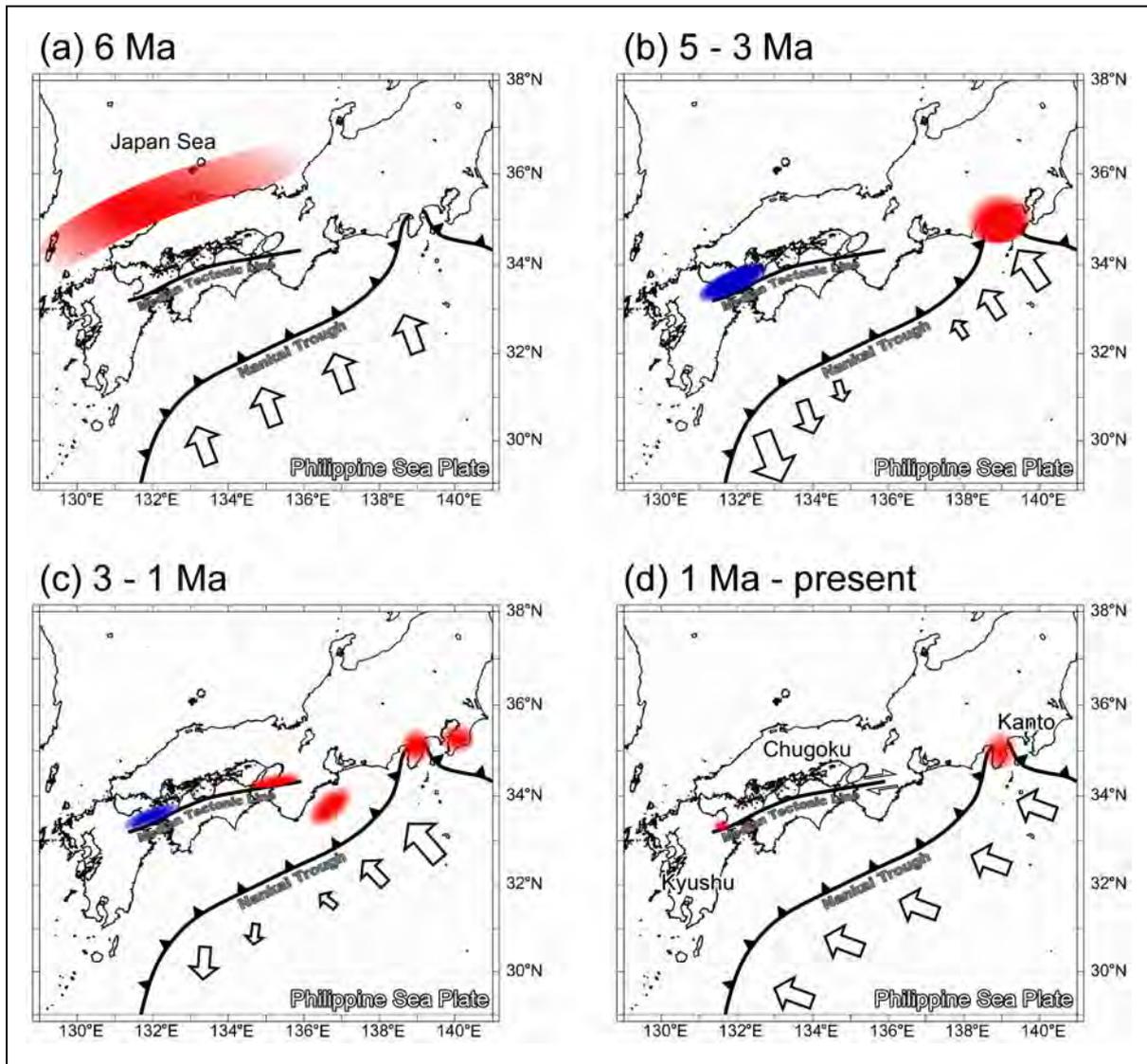
第 29 図：近畿地域の鮮新世以降の古地理 (Takemura, 2016 をもとに作成)。



第 30 図：大阪堆積盆地の最終間氷期以降の古地理 (Takemura, 2016 をもとに作成)。

第4表：西南日本の中新世末以降の広域応力-歪トレンド。

	西部	中部	東部
1Ma以降	別府湾の堆積盆は湾奥部のみ縮退し、インバージョンを被っている。フラウーストラクチャーが表層に達することから、MTLの右横ずれ運動は活発。フィリピン海プレートの収束方向シフトは、九州の島弧火成活動強化および九州-パラオリッジ先端の変形パターンと調和的である。横ずれを伴う短縮場。 文献: Itoh et al. (1998); Yamazaki and Okamura (1989)	近畿の活断層研究によると、MTLの右横ずれ活動が強化されたと考えられる。また、日本海沿岸にも並走する右横ずれ断層(SJSFZ)の存在が指摘されている。中国山地のリニアメントはレンヂ変形パターンと調和的である。横ずれ運動が卓越。 文献: 活断層研究会 (1991); Itoh and Takemura (1993); Itoh et al. (2002)	相模トラフの沈み込み形態から、フィリピン海プレートは、収束方向が西西北西にシフトしたと考えられている。横ずれを伴う短縮場(圧縮変形が卓越するのは、伊豆-小笠原弧北端~東海沖と日本海東縁~北部フォッサマグナのcollision顕在化が影響を及ぼしている)。 文献: Nakamura et al. (1987); 岡村 (2010)
1~3Ma	HVZでは堆積中心が東方(現在の別府湾)に移動して、沈降速度が低下する傾向が見られる。MTLの運動センスは正確にはわからないが、別府湾口ではこの時期の高角断層が観察される。横ずれを伴う伸張場。 文献: Itoh et al. (1998)	近畿では、MTLの低角衝上運動によって和泉山脈が急速に隆起する。この傾向はやや遅れて前弧域(熊野灘)に波及し、和泉山脈北縁の丘陵が隆起して終息する。南北性短縮場。 文献: 岡 (1978); Itoh et al. (2013a); 高野ほか (2009)	圧縮傾向が続いていたと考えられる。特に房総半島では、2.5Ma前後に黒滝不整合が形成される。南北性短縮場。 文献: 亀尾ほか (2010); 亀尾・関根 (2013)
3~5Ma	豊肥火山地帯(HVZ)では、大規模なグラベン形成が5Ma頃に始まる。伊予灘堆積盆の形成開始年代は不明であるが、構造形態が酷似していることから、HVZ形成と一連のイベントと解釈される。強い南北性伸張場。 文献: Itoh et al. (1998, 2013a, 2013b)	強い造構応力を示唆する地殻変動は不活発。 文献:	前弧域は、伊豆弧の丹沢ブロック衝突以降、非常に強い構造変形を被っている。明瞭な南北性短縮場。 文献: Niitsuma (1999)
6Ma	対馬の顕著な複雑構造は、央道褶曲帯が日本海西縁断層に収斂する付近のレンジ変形と解釈される。大局的には南北性短縮場。央道褶曲帯の形成年代については、海域坑井では十分な生層序データが得られておらず、陸域では島根半島の和久羅山安山岩(下位層の構造と不調和)のK-Ar年代があるのみで、不確定な部分が残る。しかし、3~5Maの応力-歪トレンドと共存することは極めて困難と考えられるので、1つ前のフェーズと解釈した。 文献: Itoh and Nagasaki (1996); Itoh et al. (1997); 多井 (1973)	央道褶曲帯の形成など、背弧側の変形が激しい。明瞭な南北性短縮場。 文献: Itoh and Nagasaki (1996)	構造トレンドは不明瞭ながら、北陸堆積盆では広域不整合が形成される(金沢沖ではインバージョン構造が観察される)。短縮場と考えられる。 文献: Itoh et al. (1997)



第 31 図：西南日本弧の新生代後期テクトニクスとフィリピン海プレート運動史 (Itoh et al., 2014 に基づく；白矢印はフィリピン海プレートの収束センス)。赤と青は、それぞれ短縮・伸張イベントが確認されているエリアを示す。

(1997) は、反射法地震探査データと大深度ボーリングデータに基づいて、その構造が背弧陸棚まで延び、大不整合を形成していることを明らかにした。対馬の顕著な複褶曲構造は、インバージョン帯が背弧拡大時に形成された日本海西縁断層帯に収斂する付近の、レンチ変形と解釈される。非常に明瞭な構造形態とは裏腹に、短縮構造の形成年代については、海域ボーリングでは十分な生層序データが得られておらず、陸域では島根半島の和久羅山安山岩（下位層の構造と不調和）の K-Ar 年代があるのみで不確定な部分が残る。しかし、5~3Ma の応力-歪トレンドと共存することは極めて困難と考えられるので、ひとつ前のフェーズと解釈した。このイベントは、フィリピン海プレートの北方への沈み込み強化と関連付けられる。それ以前の収束状況については、島弧火成活動の停滞から停止していたとする考えもあるが、いまだに確定していない。

次いで、5~3Ma には島弧に沿って変動モードの相違が顕著になる。西南日本東部の前弧域には、伊豆弧の丹沢ブロックが衝突し、それ以降非常に強い構造変形を被っている (Niitsuma, 1999)。明瞭な南北性短縮場である。これと極めて対照的に、西部では豊肥火山地帯 (HVZ) で、大規模なグラベン形成が 5Ma 頃に始まる (Itoh et al., 1998, 2013a)。Itoh et al. (2013b) が規模・形態を論じた伊予灘堆積盆には大深度ボーリングが存在せず、その形成開始年代は不明であるが、ハーフグラベン形態が酷似していることから、HVZ 形成と一連のイベントと解釈される。非常に強い南北性伸張場である。これらに挟まれた西南日本中部で、同時代の顕著な構造運動は知られていない。Itoh et al. (2014) は、この状況がフィリピン海/ユーラシアプレート相対運動のオイラー極がジャンプすることによって引き起こされたと考えた (第 31 図 b)。

3~1Ma には、短縮テクトニクス場が島弧全域に拡大する傾向が見られる。西南日本東部では、圧縮傾向が続いていたと考えられる。特に房総半島では、2.5Ma 前後に黒滝不整合が形成される (亀尾ほか, 2010; 亀尾・関根, 2013)。前のフェーズでは静穏な状態であった中部でも、構造運動が生じる。近畿地方では、中央構造線の低角衝上運動によって和泉山脈が急速に隆起する (Itoh et al., 2013a)。この傾向はやや遅れて前弧域 (熊野灘) に波及し (高野ほか, 2009)、和泉山脈北縁の丘陵が隆起して終息する (岡, 1978)。全体として南北性短縮場と考えられる。一方西部については、HVZ では堆積中心が東方 (現在の別府湾) に移動して、沈降速度が低下する傾向が見られる。中央構造線の運動センスは正確にはわからないが、別府湾口ではこの時期の高角断層が観察される (Itoh et al., 1998)。横ずれを伴う伸張場であろう。この傾向は、フィリピン海プレートの運動が、北寄りの収束を強化するセンスで変化したことに関連付けられる。

約 1Ma から現在までは、中央構造線の右横ずれ運動が強化され、レンチテクトニクスが顕在化する時代である。西南日本東部では、相模トラフの沈み込み形態から、フィリピン海プレートの収束方向が西北西にシフトしたと考えられている (Nakamura et al., 1987)。横ずれを伴う短縮場であり、局所的に圧縮変形が卓越するのは、伊豆-小笠原弧北端と日本海東縁~北部フォッサマグナの衝突テクトニクス (たとえば岡村, 2010) 顕在化が影響を及ぼしている。島弧中部では、本書でも解説したように、中央構造線の右横ずれ活動が強化されたと考えられる。また、日本海沿岸にも並走する東西性の右横ずれ断層 (日本海南縁断層帯; Itoh et al., 2002) の存在が指摘されている。中国山地周辺のリニアメントは

レンチ変形モデルと調和的である (Itoh and Takemura, 1993)。このように、単純剪断による横ずれ運動が卓越している。西部では、別府湾の堆積盆は湾奥部のみに縮退し、インバージョンを被っている。フラワーストラクチャーが堆積物表層に達することから、中央構造線の右横ずれ運動は活発である (Itoh et al., 1998)。九州の島弧火成活動強化および九州-パラオリッジ先端の前弧域変形パターン (Yamazaki and Okamura, 1989) から、島弧東部と同様の収束方向変化が考えられている。総体に横ずれを伴う短縮場であろう。以上の傾向は、フィリピン海/ユーラシアプレート相対運動オイラー極の最新のジャンプによって、南海トラフ全域で一様に西北西方向の収束が生じているためと考えられる (第31図d)。

(伊藤康人)

4.3. 活断層評価のあり方について

2016年熊本地震は内陸活断層によって生じる地震災害に関して、改めてその危険性を感じさせてくれた。活断層の評価については、国の地震調査研究推進本部や多くの機関・大学の研究者が、特に1995年兵庫県南部地震以後積極的にかわり、長期評価や強震動や被害予測に大きな役割をはたしてきた。1995年以降20年が経過し、より進んだ点がある反面、いくつかの注意点等も浮かび上がってきた (竹村, 2014 など)。それらも含めて、まとめてみることにする。

大きな地震時に地表に連続的 (直線的) な変位 (ずれや裂け目などのことをいう) が生じる例は、日本でも数多く知られている。日本でのもっとも顕著な例は、1891年の濃尾地震 (M8.0) 時に生じた地表変位である。この地震と関連する断層群は、「濃尾活断層系」とよばれている (松田, 1974)。このときは、長さ70~80 kmにわたって、横ずれ・縦ずれの地表変位が確認された。上下の変位量のもっとも大きな場所で約6 mに達し、横ずれ (左) 変位は最大8 mもある (松田, 1974 など)。その後も日本では、1896年陸羽地震 (M7.2) 時の千屋断層、1927年北丹後地震 (M7.3) 時の郷村断層、1930年北伊豆地震 (M7.3) 時の丹那断層、1943年鳥取地震 (M7.2) 時の鹿野断層、そして1995年兵庫県南部地震時の野島断層など、多くの地震時の地表変位としての断層の存在がクローズアップされてきた。日本では1891年の濃尾地震 (M8.0) 後、アメリカでは1906年のサンフランシスコ地震 (M7.8; サンアンドレアス断層の活動) 後に、地震発生と断層生成との関係が活発に議論され、現在は、地下での断層運動が地震発生の原因とされる。地下での断層運動が開始する場所が震源であり、地震を発生させる運動のもとになった断層が震源断層とされる。断層による変位が地表まで到達すると地表に変位を及ぼし、(地表) 地震断層と呼ばれる。この地表地震断層は、地下の断層が動き、地震を発生させたことの重要な証拠である。ただ、地下の震源断層がそのまま地表に到達するわけではなく、地表地震断層が生じない場所もある。また、地震断層近くで変位や亀裂が観察されても、地下の震源断層につながらない「根なし」の地表断層とされる場合もある。大規模マグニチュードの地震 (およそ M6.5 以上) では、地下でのずれが地表まで到達して、地表地震断層と呼ばれる変位を生じさせ

ることになり、この変位はその上（または周辺）に位置する建物などの構造物等に被害を与えることになる。この変位は地表で確認できるため、この情報をもとに地下の震源断層や地震像にせまることが可能になる。最近起こった地震について調査し、地震断層の長さやマグニチュードの関係、地震断層の変位量と地震規模の関係が経験的に整理されてきた（松田, 1998 など）。たとえば、マグニチュード 7 クラスでは長さ 20km 程度の変位が生じ、マグニチュード 8 クラスでは長さ 80km 程度の変位が生じるとされる。しかし、観測記録のない時代や、写真や地震時観測情報のない時代に対しては、地表地震断層の認定の課題や地表地震断層とされた変位地形と地下の震源断層との関連の整合性にまだ多くの課題が残されているのが現在の状況であると考えられる。

断層 (fault) は、「岩石の破壊によって生ずる不連続面のうち、面に平行な変位のあるもの。力学的には岩石の剪断破壊を表す」ものであり、活断層 (active fault) は「定性的には『きわめて近き時代まで地殻変動を繰り返した断層であり、今後もお活動すべき可能性の大なる断層』(多田文男, 1927) と定義される。『きわめて近き時代』とは広義には第四紀、狭義には第四紀後期ないしはさらに狭い時代範囲をさす場合があるが、明確には限定されていない」と説明されている(地学事典; 地学団体研究会編, 1996)。なお、第四紀とは地質時代の用語で、現在を含んだもっとも新しい時代であり、約 260 万年前から現在までの時間を含んでいる。中村ほか (1987) によれば活断層について次のような点を強調している。「“活断層”は、最近の地質時代に何度も動いている。“活断層”は今後も同様に活動し、同じような地震をまた発生するであろう、と考えることができる。過去の大地震の跡であるだけでなく、将来の大地震の発生地でもある、と考えられている。地震を起こす力は、プレート運動という超長期的(百万~千万年といった期間)に定常的な運動に由来しているということからみて活断層の運動にはある程度の周期性が想定される」。活断層は地震との関連で考察される対象で、その「位置・形状」の情報は、地震規模の評価(どのくらいのマグニチュードでどの程度揺れる)や発生場所の評価(どの位置で地表が変位し、どの場所で揺れる)のために重要な情報であり、活断層の「再来活動間隔や最新活動時期」の認定は今後の地震発生時期の評価につながっていくことが期待される。

活断層の活動時期を決めることは、地震発生の予測等に重要な課題である。その際、対象とされる活断層が存在する場所の堆積環境は重要な意味を持ち、断層周辺の地層が安定して連続的にたまっている場合は、時間の間隙(不整合)が少なく、ずれが生じなかった時間も含めての時間分解能が保証されることになる。このような場合は「動かなかった時間」を含めて精度の高い活動時期推定ができるが、陸域の活断層の場合の多くは地形境界として位置し、浸食場におかれ、断層運動後には断層の両側は別の堆積環境になることも多いため、そのことによる活動年代推定の困難さが生じる。また、年代を推定するための質のよい材料が含まれていることも大事な要件で、年代測定試料としての植物片(葉・材・枝など)が豊富に含まれていることや年代既知の火山灰層が発見されることは、活動時期推定の高度化にとって重要である。また、長期の活動を考える場合は、12 万 5 千年前の間氷期の海成層の存在は、貴重な情報として利用される。

活断層深部構造研究も重要な課題である。地震発生層・震源域から地表変位表現までの関連性の考察に、地形・地質・地球物理・地球化学の多様な手法の利用と一体化が重要にな

っている。「地下での情報を地表でどのようにとるか？」の課題のためには、各種の地下調査手法（地震波探査・重力探査などの地球物理学的探査）の特質を把握しつつ、地下での断層の形態情報の解像度の把握を高度化することが求められる。また、「岩石の地下での挙動と断層岩の構造の解明」といった物質科学的情報の整理も必要になっている。

大地に残された情報から、地震と活断層の関係を解き明かすことが、地球科学者には求められる。地震波がどのように生成され、どのような揺れをもたらしたかは地震計観測記録が有効であり、現在は広域の地殻変動の記録を含めて、地下での様相を考察することができる。それらに対応して、大きな地震の場合には、地表の変位の状況を映像・写真などを含めて多くの情報を得ることが可能である。現在は、残された情報の量・質ともに多く、地下での断層運動像、地震波の生成過程、地表での変位の様相等を一体的に考えることができるようになった。それらから、地震波を生成した断層運動の不均一性等も議論できるようになってきている。このような近代的な観測・調査に基づいた考察は、過去 100 年間程度（またはもっと短い）にのみ可能である。特に最近、1995 年兵庫県南部地震以後の地震計や GPS 観測ネットワークの整備がすすめられてからの期間でより高い精度がもたらされている。しかしながら、この地震を生起させる活断層の運動は長期間（少なくとも数十万年にわたる時間の中で生起される現象）にわたる現象を対象にしているので、実際に起こった現象がどのくらい残されているかを判断する「保存レベルに関する情報の解読・整理・検証」が重要となる。

「最もわかりやすいのは、現実に近過去で起こった地震時に断層が出現した場合」である。地震の発生とともに地表に変位がもたらされ、変位の分布等がその後の余震分布とよく合致している場合で、地下での断層運動が地表に現れたことが明確になる。この場所での調査は活断層と地震の関係について、貴重で有用な知見をもたらす、地震記録や報道記録など多様な情報が残されており、地震学や活断層学へ大きく活用できる情報となる。

「現実に近過去で起こった場合」で、地震の発生とともに地表に変位がもたらされたものの、本震後の余震分布との関係が対応しない場合がある。「根なし」と考えられる変位である。この場合でも、明らかに地表には変位はもたらしているため、地表にある構造物は破壊や変形の影響を受け、これには地震の揺れによる地すべり等が考えられる。ただ、その場所での変位が、地震時にいつも繰り返すかどうかについては、検証が必要となる項目である。

最近の観測や調査記録がない場合は、地形学や地質学等の研究者が対応することになる。過去の地球の活動の記録は地形や地質に残されている。浸食等の影響によってできる地形とは異なり、変動地形とよばれる地形が認められる。たとえば、河川などによる浸食の谷を横切って、長く連続的なずれの地形などである。これらの地形を地形学者は断層運動の継続によって作られた地形と判断し、活断層と認定し、これらの情報が活断層図などにまとめられる。地表の地形からの情報だけでなく、トレンチ（溝状の掘削を行い、断層が推定される位置の地下の地層の変形や割れ目・破碎の状況を観察する手法）断面の観察から変位・変形等についても地表の分布や形状とも合理的に解釈できる例もある。歴史地震との対応が見つかることがあれば、この地表での変位が地震をおこした断層の活動の地表での表現である蓋然性が高まることになる。また、上載層（断層を覆って上位に堆積している堆

積物)の年代が連続的によくわかっているとくりかえしの活動も認定できる。変動地形的な情報が少なく、上載層が保存されていないまたは保存されにくい場所で、年代決定のための試料が得られにくい場所での調査(それでも、地下になんらかの割れ目や断層が推定される場合やまたは存在しないことを明確化しないといけない場合)は困難が伴うことになり、大型構造物(ダムや発電所など)を建設する場合、将来の予測と安全のために要求される内容である。一般的に、地形地質情報から精度よく断層運動の痕跡を明らかにできる場合より、高度な判断が要求されることになる。その場合は、「かろうじて保存されている堆積物からの変形情報や年代情報を得ること」や、地下での割れ目や破碎帯の性状から活動の有無やその成因等をあらゆる手法を活用して判断材料を得る必要があり、それらの判断基準を明確にすることが必要になっている。

残された地形・地質情報を解読して「活断層と地震の関係を明らかにする」研究は社会的にも重要であるが、起こった現象の保存が少ない場合や本来的に断層運動と関係がなかった場合の判断基準をどのように定量化し、基準化していけるかが重要な課題となっている。現在、考えねばならない点として、従来の地形学的調査で進めてきた地域だけでなく、大規模な海岸平野域での活断層調査が、人工密集地の大都市圏で進められている。この際の重要な注意点は、「上からの変位」(人間が活動することにより生じた地下の変位や浅層地盤の不均質によって生じた変形、地滑りなど)の考慮をすることである。大阪平野のような大規模平野域には、若い軟弱な地層群が厚く分布している。開発や掘削による影響で、地下深部形状に合わせて、地表に直線的な地形等が認定されることがあり、これらの地形形状を地下深部からの震源断層の運動像や活動性(時期や変位量など)と合わせて考える際には十分な注意が必要であると考え。上町断層に関しては、南方の海岸線に沿う分布に関して、近藤ほか(2015)と杉山(2015)の議論がある。活断層分布図は強震動予測や被害想定にとって重要な基礎情報であり、上記の内容を含めて、慎重な研究成果の検討と「地形形状を地下深部からの震源断層の運動像や活動性(時期や変位量など)と合わせて考える」まとめが重要である。

日本列島における活断層の分布について、1985年発行、1991年に新編が刊行された「日本の活断層」(活断層層研究会・東大出版会)が、日本全体を同一基準で調査し、まとめた成果として画期的であった。1995年兵庫県南部地震以後も活断層の分布に関する研究成果が公表されてきた。現代社会において、活断層は地震と災害の関連での重要な課題となっている。その実態を明らかにしていくための課題として：

- ①地下から地表までの断層構造の一体的理解の高度化。
- ②活断層活動時期推定の高精度化。
- ③地表での情報保存能力の評価(運動像と時間経過、地域評価)と定量化への地球科学的な研究課題。
- ④大規模平野での伏在断層の認定と地形形成への人間活動の影響。
- ⑤規制するための必要条件としての基準策定とその説明可能性をどこまで担保できるか。

等が大きく横たわっているように感じられる。

4.4. 引用文献

- 地学団体研究会 (編), 1996. 地学事典. 築地書館.
- Ikebe, N., Iwatsu, J., Takenaka, J., 1970. Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Journal of Geoscience, Osaka City Univ.*, 13, 39-98.
- 市原実 (編), 1993. 大阪層群. 創元社, 340pp.
- Itoh, Y., Nagasaki, Y., 1996. Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene. *The Island Arc* 5, 337-353.
- Itoh, Y., Takemura, K., 1993. Quaternary geomorphic trends within Southwest Japan: extensive wrench deformation related to transcurrent motions of the Median Tectonic Line. *Tectonophysics* 227, 95-104.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., Takemura, K., 2013b. Characteristic basin formation at terminations of a large transcurrent fault - basin configuration based on gravity and geomagnetic data. In: Itoh, Y. (Ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech, Rijeka, pp.255-272.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., Takemura, K., 2014. Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes. *Earth, Planets and Space* 66:74. doi:10.1186/1880-5981-66-74
- Itoh, Y., Nakajima, T., Takemura, A., 1997. Neogene deformation of the back-arc shelf of Southwest Japan and its impact on the palaeoenvironments of the Japan Sea. *Tectonophysics* 281, 71-82.
- Itoh, Y., Takemura, K., Ishiyama, T., Tanaka, Y., Iwaki, H., 2000. Basin formation at a contractional bend of a large transcurrent fault: Plio-Pleistocene subsidence of the Kobe and northern Osaka basins, Japan. *Tectonophysics* 321, 327-341.
- Itoh, Y., Takemura, K., Kamata, H., 1998. History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformation mode of central Kyushu, Japan. *Tectonophysics* 284, 135-150.
- Itoh, Y., Takemura, K., Kusumoto, S., 2013a. Neotectonic intra-arc basins within southwest Japan - conspicuous basin-forming process related to differential motion of crustal blocks. In: Itoh, Y. (Ed.), *Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. InTech, Rijeka, pp.191-207.
- Itoh, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto, H., Arato, H., 2002. Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics* 351, 301-314.
- 亀尾浩司・関根智之, 2013. 安房層群安野層の石灰質ナノ化石層序と地質時代. *地質学雑誌* 119, 410-420.

- 亀尾浩司・新藤亮太・高山俊昭, 2010. 安房層群清澄層の石灰質ナンノ化石層序と地質時代 - Reticulofenestra 属の大きさの変化に基づく年代の決定 -. 地質学雑誌 116, 563-574.
- 活断層研究会, 1985. 日本の活断層. 東京大学出版会.
- 活断層研究会, 1991. 新編 日本の活断層: 分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437pp.
- KG-NET・関西地盤研究委員会, 2007. 新関西地盤—大阪平野から大阪湾, 354pp.
- KIX18-1 編集委員会, 2011. KIX18-1 調査. 関西国際空港株式会社, 199pp.
- 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.
- 松田時彦, 1974. 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所研究速報 13, 85-126.
- 松田時彦, 1975. 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震 2, 28, 269-283.
- 松田時彦, 1998. 活断層からの長期地震予測の現状. 地震 2, 50 別冊, 23-33.
- 松田時彦, 1995. 活断層. 岩波新書, 423pp.
- 中村一明・松田時彦・守屋以智雄, 1987. 火山と地震の国. 岩波書店.
- Nakamura, K., Renard, V., Angelier, J., Azema, J., Bourgeois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A., Vignerresse, J.L., 1987. Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2. Earth and Planetary Science Letters 83, 229-242.
- Niitsuma, N., 1999. Rupture and delamination of arc crust rupture and delamination of island arc crust due to the arc-arc collision in the South Fossa Magna, central Japan. The Island Arc 8, 441-458.
- 岡 義記, 1978. 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究 16, 201-210.
- 岡村行信, 2010. 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係. 地質学雑誌 116, 582-591.
- 杉山雄一, 2015. 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. 活断層・古地震研究報告, no.15, 25-65.
- 多田文男, 1927. 活断層の二種類. 地理学評論 3, 980-983.
- 多井義郎, 1973. いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集 9, 137-146.
- 高野 修, 西村瑞恵, 藤井哲哉, 佐伯龍男, 2009. シーケンス層序学手法による東部南海トラフエリアのメタンハイドレート含有海底扇状地タービダイト砂岩分布解析およびBSR分布との関連の検討. 地学雑誌 118, 776-792.
- 竹村恵二, 2014. 活断層とは何か? 応用物理 83, 3, 232-235.
- Takemura, K., 2016. Tectonic implication of basin formation on the basis of paleogeography using stratigraphy and shallow subsurface structure from a drilling data base. In: Itoh, Y. et al. (Eds.), Research Frontiers of Sedimentary Basin Interiors - A Case Study and Methodological Review on an Oblique Convergent Margin. Nova Science Publishers, New York, pp.71-88.
- Yamazaki, T., Okamura, Y., 1989. Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan. Tectonophysics 160, 207-229.

謝辞

本特集号をまとめるにあたり、下記の方々・機関のお世話になった。記して感謝いたします。
富山大学楠本成寿氏、大阪府防災危機管理課、関西国際空港株式会社、関西圏地盤研究会、
(株)地球科学総合研究所。

表紙の陸上地震探査用振源（中型バイブレーター）写真は（株）地球科学総合研究所より提供を受けました。

大阪微化石研究会誌 特別号 第 17 号

「大阪平野の地下構造—物理探査データに基づく全体像と今後の課題」

平成 28 年 12 月 16 日印刷

平成 28 年 12 月 23 日発行

編集発行者：伊藤康人・竹村恵二

出版・印刷：

株式会社 宏和

住所：東大阪市長田東 1 - 7 - 2 2

電話：06-6789-2312