

伊勢湾に分布する白子一野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴 Geometry and paleo-activity of the Shiroko-Noma Fault and the Suzuka-oki Fault in Ise Bay

八木雅俊^{1,2*}・坂本 泉¹・藤巻三樹雄³

Masatoshi Yagi^{1,2*}, Izumi Sakamoto¹ and Mikio Fujimaki³

Abstract: We performed high-resolution stratigraphic survey to confirm a formation, distribution and displacement of crust around the coastal area at Ise Bay. Sediment layers can be divided into unit A1-3 and unit B1-3 from the top based on their acoustic characteristics. Unit A1-3 is part of Holocene deposit, unit B1 is part of Late Pleistocene and unit B1, B2 formed in Last Glacial Maximum or before that. The growth strata observed in lower part of the A2 layer at the south wing of the Shiroko-oki Spur, and it is estimated that the latest activity is 8,000-5,000 years ago. The average displace velocity is estimated to be 0.1-0.3 m/kyr. It may be linkage of active structure with Tsushi-oki Flexure inferred from distribution shape. As for the Suzuka-oki Fault, the height difference of the B1 basement is large toward the north side, and the average uplifting velocity is estimated to be about 0.8 m/kyr at the maximum. The internal structure of layer A is unclear due to the white reflection, but it is estimated that there have been at least one or more activities in Holocene.

Keywords: High-resolution seismic survey, Paleo-activity, Shiroko-noma Fault, Suzuka-oki Fault, Ise Bay

要 旨

伊勢湾西部沿岸域において、活構造の位置・形状及びその活動履歴を把握するため、分解能の高いSES2000探査システムを用いた音波探査を実施した。音響的特徴から本地域の地質層序を上位よりA1～3層及びB1～3層に区分した。A1～3層は完新統、B1層は最上部更新統に相当し、B2、3層は最終氷期もしくはそれ以前の堆積物と考えられる。白子沖海脚南側のA2層までにgrowth strataが認められ、最新活動時期として8,000年前以降～5,000年前以前が推定され、その平均変位速度は0.1～0.3 m/千年と見積もられる。また、その分布形状から南西に位置する津市沖撓曲と一連の活構造である可能性がある。鈴鹿沖断層は、北側ほどB1層基底面の高度差が大きく、上盤側の平均隆起速度は最大で0.8 m/千年程度と見積もられる。A層の内部構造は白く抜ける反射により不鮮明であるが、完新世に少なくとも1回以上の活動があったと推定される。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質情報総合センターでは、これまで地質情報の空白域であった日本沿岸域を含めた陸域から海洋へのシームレスな地質情報の整備を行ってきた。その中で、平成19年度より開始した「沿岸域

の地質・活断層調査」プロジェクトにおいて、現在までに能登半島北部沿岸域、新潟沿岸域、福岡沿岸域、石狩低地帯南部沿岸域及び駿河湾北部沿岸域の海陸シームレス地質情報集を取りまとめている。こうした中、平成29年度より伊勢湾・三河湾沿岸域をテーマとした3年計画の地質総合調査が開始された。初年度において、伊勢湾及び三河湾の全域を対象とした反射法音波探査が実施されており、次年度である平成30年度には既存の活構造を対象とし、その詳細な位置・形状及び活動履歴の把握を目的とした高分解能音波探査を実施した。本報告では、本調査により取得した記録に基づき、調査海域に分布する活構造の位置・形状及びその活動性をまとめる。

2. 地域概説

伊勢湾は本州の中央部に位置し、太平洋に開いた内湾である。湾のほぼ中央に凹地をもつ細長い盆状の地形をなし、凹地底の水深は40 m程度と浅い(第1図)。伊勢湾周辺域は、後期中新世(約7 Ma)から更新世前期(約1 Ma)にかけて沈降域となり、東海湖と呼ばれる内陸湖が形成され、これを埋積した堆積層は東海層群と称される(桑原ほか, 2001; 牧野内, 2001)。伊勢湾の北側に広がる濃尾平野は、更新世中期頃に開始した濃尾平野傾動地塊運動(桑原, 1968)により、西に

*Correspondence

1 東海大学 (Tokai University)

2 現在 株式会社ジオシス (GEOSYS, INC)

3 沿岸海洋調査株式会社 (Coastal Ocean Research Co., LTD)



第1図 伊勢湾周辺の地質図及び活構造．地質図は20万分の1地質図「名古屋」(水野ほか, 2009), 「伊勢」(西岡ほか, 2010), 「豊橋及び伊良湖岬」(牧本ほか, 2004)より．

Fig. 1 Geological map around Ise Bay. Geological sheet map 1:200,000 (Makimoto *et al.*, 2004; Mizuno *et al.*, 2009; Nishioka *et al.*, 2010).

傾動しつつ沈降した堆積盆に隆起の著しい飛騨山脈や木曾山脈などを後背地とする大量の砕屑物により埋積された沖積平野である（岩淵ほか，2000）．伊勢湾西側には，沖積平野・段丘・丘陵地帯が南北に並び（豊蔵ほか，1999），東側に位置する知多半島には東海層群からなるなだらかな丘陵が全域に広がる．

3. 伊勢湾の活構造

伊勢湾内においては，これまでに音波探査，重力探査及びボーリング調査が実施され（中条・高田，1970；建設省国土地理院，1973；中部空港調査会，1994；海上保安庁，1996；豊蔵ほか，1999；岩淵ほか，2000；岡田ほか，2000），伊勢湾に分布する断層の位置・性状に関する議論が行われてきた．地震調査研究推進本部（2005）はこれらの結果をまとめ，伊勢湾に分布する断層の長期評価を行った．その後，文部科学省により開始された「沿岸海域における活断層調査」の一環として，2012年に独立行政法人産業技術総合研究所と学校法人東海大学により布引山地東縁断層帯東部の海域延長部を対象とした音波探査及び柱状堆積物採取が実施され，岡村ほか（2013）は活構造分布と活動性評価をまとめた．ここでは，これまでに行われた調査研究結果に基づいて，伊勢湾に分布する断層の諸特性を次のように整理した．

3.1 伊勢湾断層帯

伊勢湾中・北部の海域に分布する断層帯は伊勢湾断層帯とされ，木曾川河口の南方海域から愛知県知多郡南知多町の南方へと延びる全長約42 kmの伊勢湾断層帯主部と，美浜町沖合から三重県安芸郡河芸町沖合に達する全長約21 kmの白子-野間断層よりなる（地震調査研究推進本部，2005）．また，伊勢湾断層帯主部は北部の伊勢湾断層と南部の内海断層に細分される．伊勢湾断層の平均上下変位速度は0.1m/千年程度とされ，平均活動間隔は1万～1万5千年程度，最新活動時期は1千年前以後～5百年前以前でその時の上下変位は1 m～1.5 m程度であったと推定される（地震調査研究推進本部，2005）．内海断層の平均上下変位速度は0.2m/千年程度とされ，平均活動間隔は5千～1万年程度，最新活動時期は2千年前以後～1千5百年前でその時の上下変位は1 m～2 m程度と推定される（地震調査研究推進本部，2005）．白子-野間断層の平均上下変位速度は0.3 m/千年程度とされ，平均活動間隔は8千年程度，最新活動時期は6千5百年前以後～5千年前以前でその時の上下変位は2.5 m程度と推定される（地震調査研究推進本部，2005）．岡村ほか（2013）による評価では白子-野間断層の活動は1万年間に2回でその

累積変位量が最大10 mに達すると推定されることから，その東側の内海断層と連動破壊する可能性が指摘されている．

3.2 鈴鹿沖断層

鈴鹿市の沖合には，鈴鹿沖断層（桑原ほか，1972）と呼ばれる東落ちの撓曲構造が認められており，四日市の東方沖で大きく走向が変化し北西へと延びている（岩淵，2000）．また，四日市沖付近には四日市港断層（桑原ほか，1972）が認められており，鈴鹿沖断層とは一連の断層系と指摘されている（岩淵ほか，2000）．伊勢湾を東西に横断するマルチチャンネル反射法音波探査記録において音響基盤上で300 m程度の上下変位が認められ，隆起側の更新統は削剥を被り沖積層においても一部で層厚変化が認められている（岩淵ほか，2000）．鈴鹿沖断層周辺では，SES2000を用いた音波探査が実施されているが，情報が不十分であり，その分布や活動性は明らかにされていない（岡村ほか，2013）．

4. 調査概要

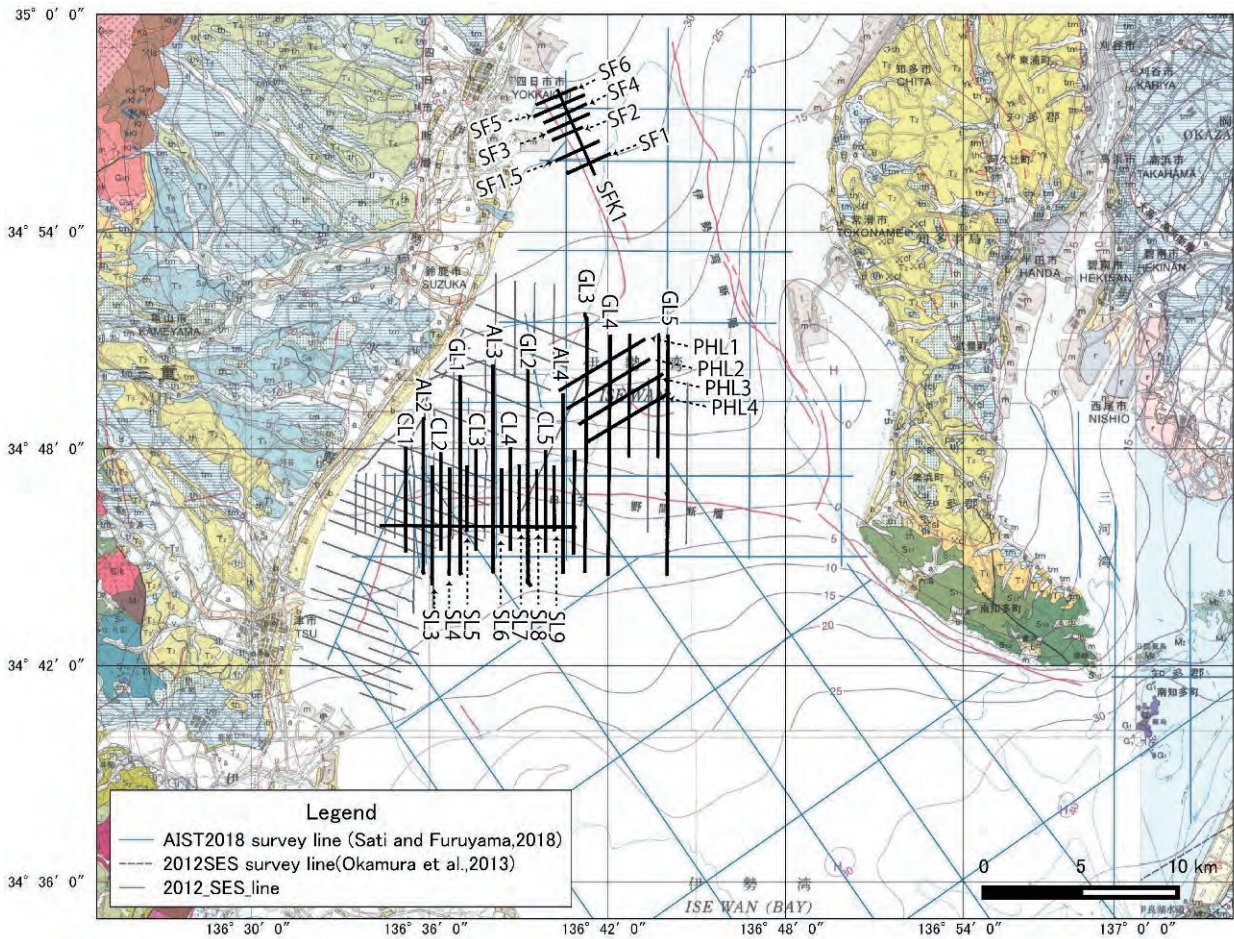
伊勢湾西部海域において，白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・性状及びその活動履歴の把握を目的としてSES2000探査システムを用いた音波探査を実施した（第2図）．調査は，必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように，オンボードのモニター記録で概略の地質構造を確認しつつ実施した．加えて，同スペックの探査システムを用いている岡村ほか（2013）の反射法探査記録も併せて検討を行った．

本調査は2018年11月12日から11月19日にかけて実施した．調査に用いたのはSES2000（Innomar社製）である．船体の動揺はTSS社製ダイナミックモーションセンサー（DMS-05）を用いることで補正を行った．海上の位置決定はHemisphere社製のD-GPS（VS100）により，調査船の誘導はアカサカテック社製のGP-Mate-ECHOから構成されるD-GPS測位システムを使用した．

SES2000による調査測線は，白子-野間断層を横断する南北測線及び鈴鹿沖撓曲を横断する西南西-東北東測線を設定し，総測線長は218.5 kmである．

5. 音波探査結果

本調査では，SES2000により海底下50 m程度までの反射記録を得た．なお，水中及び堆積物中の音波の伝搬速度を1,500 m/sと仮定した．



第2図 SES2000による探査測線．灰色の測線は岡村ほか（2013）による探査測線，水色の測線は佐藤・古山（2018）による探査測線を示す．

Fig. 2 Seismic survey lines by SES2000 (black line). Gray line is survey line of Okamura *et al.*, (2013: gray lines), Blue line is survey line of Sato and Furuyama (2018).

5.1 層序区分

伊勢湾においては，海上保安庁水路部（1995）が10万分の1海底地質構造図を作成している．岩淵（2000）はその結果に基づき，伊勢湾の地質層序を上位よりI～VIに区分し，その内のI層をIa～Id層，II層をIIa～IIc層に細分した．さらに岩淵（2000）は伊勢湾東部で実施された反射法探査記録とボーリング試料との対比（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999）の結果をもとに陸上地質層序との対比を検討し，Ia，Ib層が完新統（南陽層：10 ka），Ic層が最上部更新統（濃尾層：16 ka～10 ka），Id層が上部更新統（第一礫層：60 ka～16 ka），IIa，b層が上部更新統（熱田層：130 ka～60 ka），IIc層が中部更新統（第二礫層：150 ka～130 ka），III層が中部更新統（海部累層，第三礫層，弥富層：730 ka～150 ka），IV層が鮮新世～下部更新統（東海層群：～1,640 ka），V層は中新統及びVI層は先新第三系にそれぞれ対比されるとした．岡村ほか（2013）は，伊勢湾西岸で実施したSES2000による探査結果に基づき調

査海域の地質層序を完新統のA層及びそれ以前のB層に区分し，B層内をB1～3層に細分した．荒井編（2018）は「平成29年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告」をまとめており，その中で佐藤・古山（2018）はブーマー音源を用いた反射法探査とボーリング結果から，本地域の地質層序を下位からA～C層に区分した．

本調査で取得した反射記録断面の地質解釈においては，調査海域の重なりや音波探査装置のスペックを考慮し，岡村ほか（2013）による層所区分に従った．ただし，本調査により広範囲に高分解能な反射記録が得られたため，A層内を上位からA1～3層に細分した．以下に本稿における各層の音響的特徴をまとめる（第1表）．

5.1.1 A層

A1層は，最上位にあたる層で，浅海域（20 m以浅）では明瞭な反射面による成層構造とそれを削るカオティックな内部構造が卓越し，それ以深では内部構造

第1表 伊勢湾における層序対比表.
Table 1 Geological classification in Ise Bay.

		陸上地質 (土質工学会 中部支部, 1988)	中部空港調査会 (1994)	岩淵ほか (2000)	岡村ほか (2013)	本報告		
第四紀	完新世	南陽層	上部砂質土層	la	A	A1		
			粘性土層	lb		A2		
		濃尾層	下部砂質土層	lc	B1	B1		
	更新世	第一礫層 鳥居松礫層 大曾根層	上部砂礫層	ld	B2	B2		
			下部砂礫層	IIa				
		熱田層	粘性土層	IIb				
			第二礫層	砂質土層			IIc	
		海部累層 第三礫層 弥富累層		III			B3	B3
	新第三紀	鮮新世	東海層群		IV			
中新世			常滑層群	V				
先新第三紀				VI				

に乏しい同時異相を示す。下位の A2 層とは整合関係にある。

A2 層は、ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を示すが、鈴鹿沖の記録では白く抜ける反射により不鮮明となる。白子沖海脚南翼部では上位の A1 層にトップラップし、下位の A3 層上面にダウンラップする堆積構造が認められる。

A3 層は、ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を示し、数条もの明瞭な内部反射面による成層構造が卓越し、上位の A2 層に比べ強い反射を呈している。白子沖海脚南側では、隆起側に向けアバットする堆積構造が認められる。

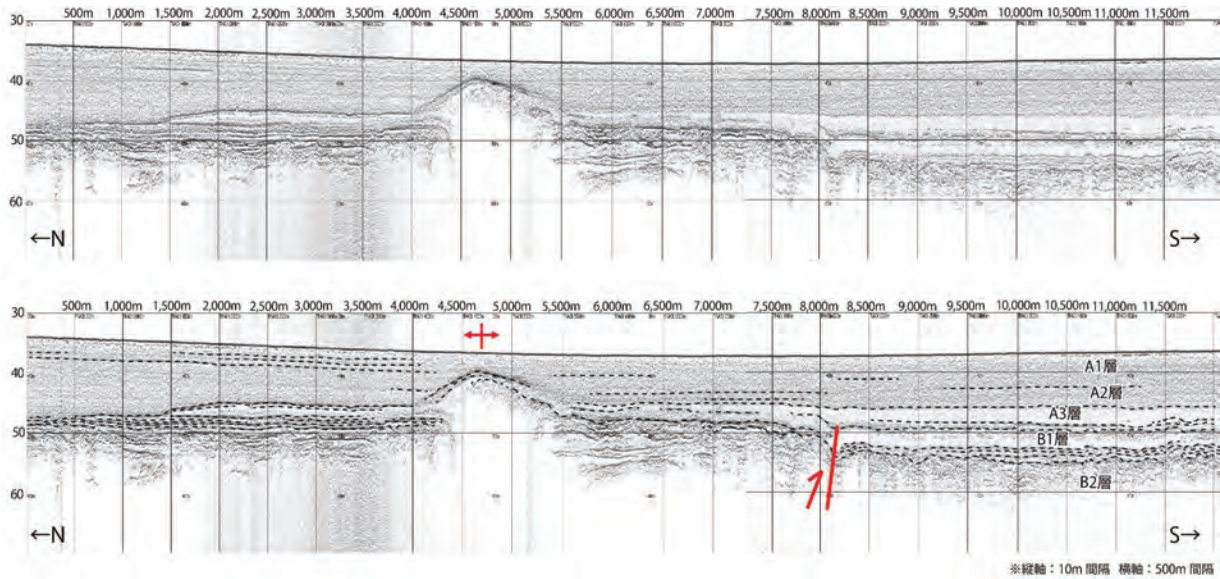
5.1.2 B 層

B1 層は、ほぼ水平な内部構造を示し、深度 40 m ~ 50 m では明瞭な内部反射による成層構造が認められるが、鈴鹿沖の深度 30 m では白く抜ける反射を呈する。上位の A 層とは強反射面で区別され、基底面は起伏に

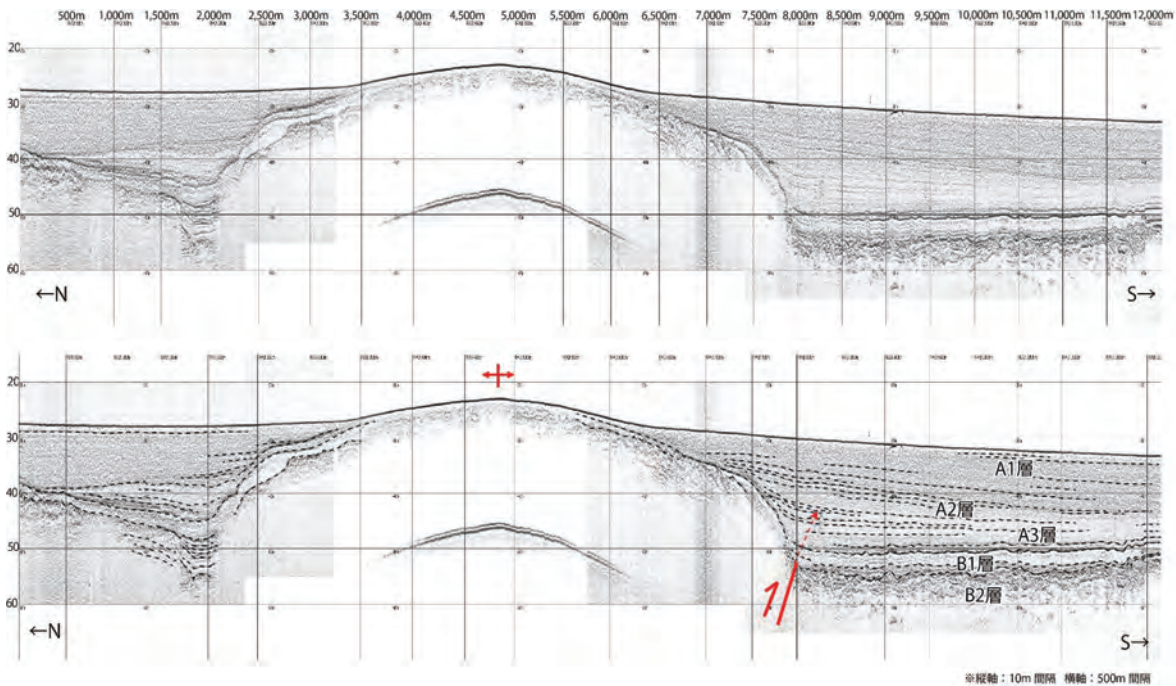
富んだ浸食面状を呈する。B2 層は、白子沖海脚南側の B1 層下位もしくは海脚北側のチャンネル内において確認される。ほぼ水平から緩く傾斜した内部構造を成し、カオティックな堆積構造を挟在する。B3 層は、主に白子沖海脚の海底下において認められ、上面は起伏に富んだ浸食面状を成し B2 層と不整合に接する。海脚の両翼部において大きく傾斜した内部構造が認められる。

5.1.3 形成時期と対比

各層の形成時期を岡村ほか (2013) による柱状堆積物採取結果定及び相対的海水準変動 (Fairbanks, 1989 ; 海津, 1992) から推定した。A1 層は、粘土からシルトで構成され、貝殻片を含み一部で木片・植物を挟在し、それらの放射性炭素年代測定による結果から、およそ 5 千年前以降に堆積した陸棚堆積物と考えられる。A2 層の堆積年代はおよそ 8 千年前以降 5 千年前以前ごろと推定され、下位層へのダウンラップが確認されたことから縄文海進に伴う急激な海水準上昇から高海水準期



第3図 GL5 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 3 Seismic profile of line GL5 (upper) and the interpretation (lower) . Vertical axis is depth (m).



第4図 GL4 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 4 Seismic profile of line GL4 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

に至る時期に堆積した高海水準期堆積体と考えられる．A3層は、水平な成層構造を成し、その堆積年代はおよそ1万年前以降から8千年前以前と推定されるため、海進期の堆積体と考えられる．B1層は、その基底面が浸食面状を成しており、濃尾層上部に対比されることから最上部更新統（18,000年前）以降に堆積した海進期堆積体と考えられる．B2層は、上面が浸食面状を成し、濃尾層に対比されるB1層の下位に相当し、佐藤・古山（2018）によるA層上部の特徴と一致することから熱田層上部に対比されると考えられる．B3層は、断

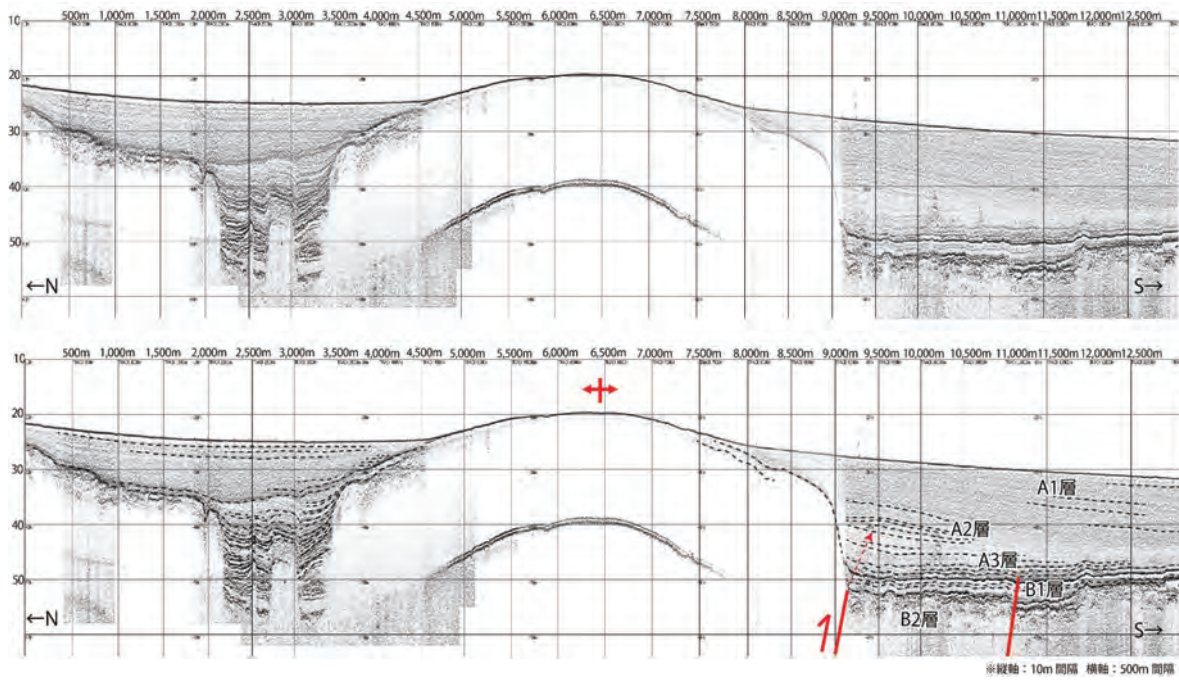
片的に観察されるためどの堆積層に対比されるかは不明である．

5.2 地質構造

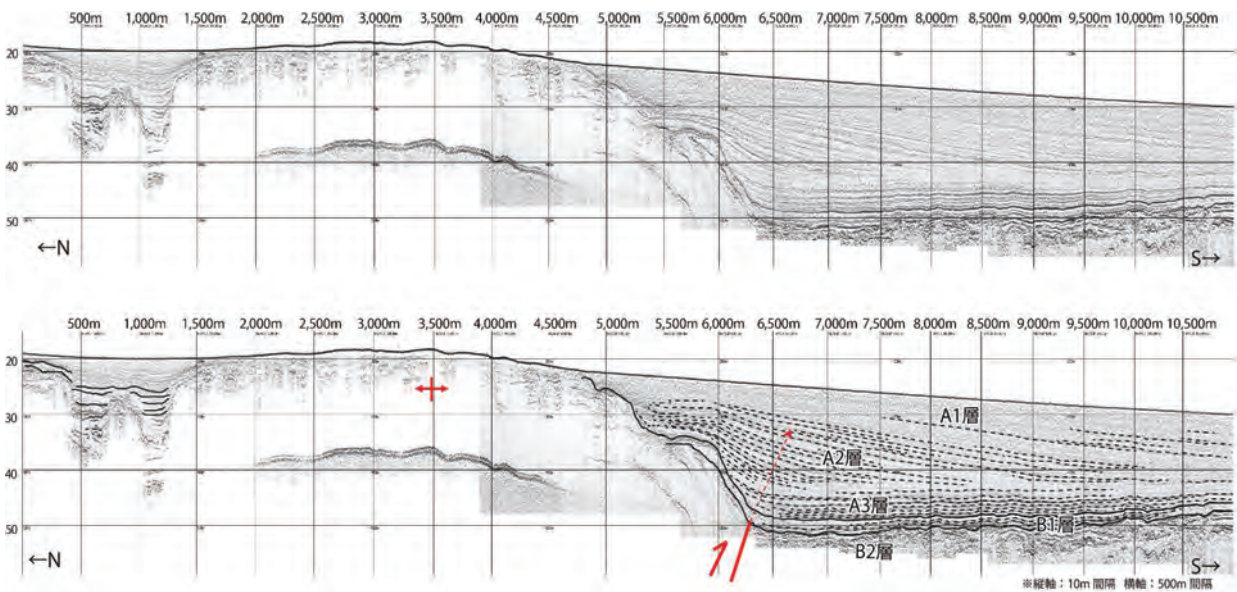
本調査で実施した反射記録断面及びその解釈断面を第3図～第12図に示し、各断面における地質構造の特徴を以下に述べる．

5.2.1 白子一野間断層横断面【GL5 測線】

伊勢湾に分布する白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の位置・形状と活動履歴



第5図 GL3 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 5 Seismic profile of line GL3 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



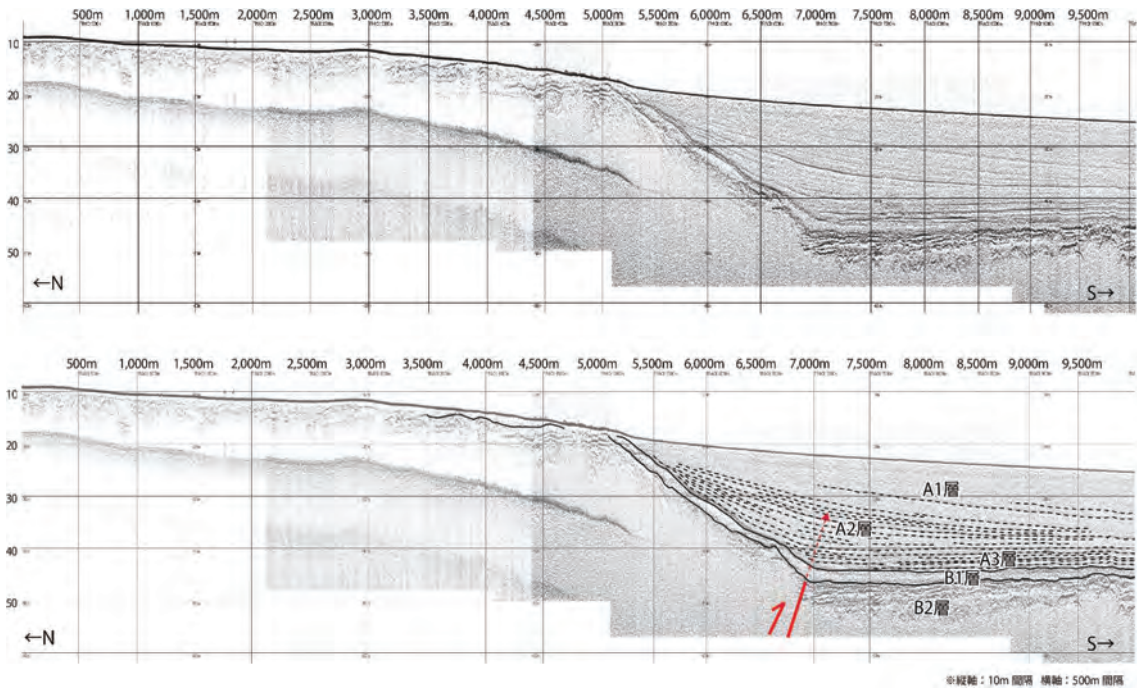
第6図 GL2 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 6 Seismic profile of line GL2 (upper) and interpretation (upper). Vertical axis is depth (m).

本調査の最も東側に位置する測線であり、伊勢湾中軸部において白子-野間断層を南北方向に横断する（第3図）．TRACK4,000 m～5,500 mの範囲に、TRACK4,500 m付近を頂部とする背斜構造が認められる．TRACK8,200 m付近のA層基底までに北側隆起の変位が認められ、これによる見かけ上の高度差は、下位ほど大きく累積性をもちB1層基底で約2.3 m、A層基底で約1.5 mである．

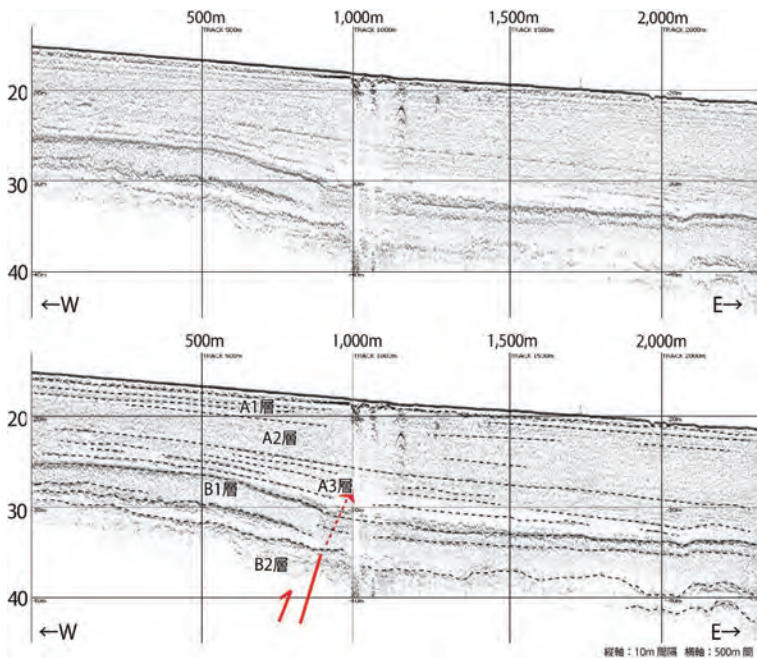
【GL4 測線】

GL4 測線において、TRACK2,500 m～8,000 mの範囲

にTRACK4,800 m付近を頂部とする背斜構造が認められ、TRACK3,500 m～5,000 mの海底面に地形的高まりとして認識される（第4図）．この地形的高まりは、伊勢湾西岸から東方へと張り出す白子沖海脚に相当する．背斜構造の北翼部ではTRACK2,500 m付近で急傾斜から緩傾斜へと変化し、南翼部においてもTRACK7,500 m付近に傾斜変換点が認められる．TRACK8,000 m付近を境として、A1/A2層境界付近までの堆積層に撓曲構造が認められる．



第7図 GL1 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 7 Seismic profile of line GL1 (upper) and interpretation (lower) .Vertical axis is depth (m).



第8図 SF1 測線の記録断面（上）とその解釈断面（下）．縦軸は深度（m）．
Fig. 8 Seismic profile of line SF1 (upper) and interpretation (lower) .Vertical axis is depth (m).

【GL3 測線】

GL3 測線において、TRACK3,500 m～9,000 m の範囲に TRACK6,500 m 付近を頂部とする背斜構造が認められ、このうち TRACK4,500 m～8,000 m で海底面に地形的高まりとしてその変形が反映されている（第5図）．TRACK2,000 m～TRACK3,500 m の範囲において、局

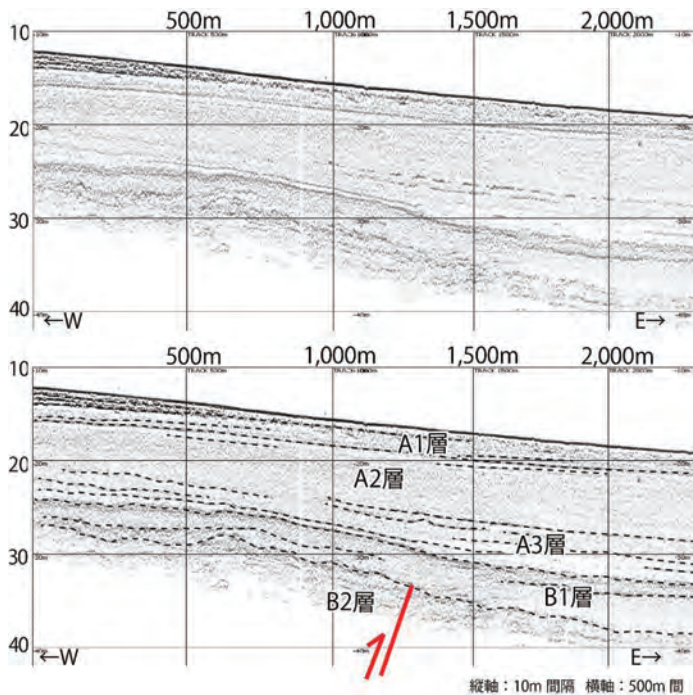
所的にチャネルとそれを埋積する B1 層が認められる．TRACK11,000 m 付近の A3 層下部までに北側隆起の変位が認められ、その見かけ上の高度差は下位ほど大きく B1 層基底で約 2.3 m、A3 層基底で約 0.6 m である．

【GL2 測線】

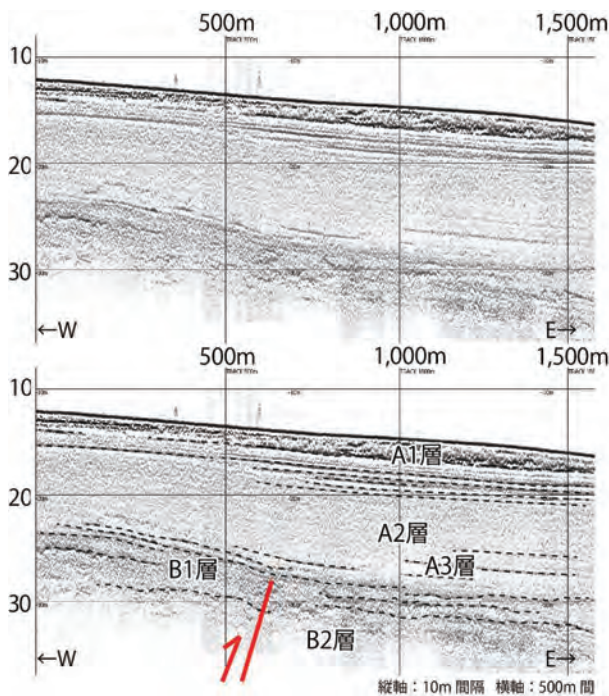
GL2 測線において、TRACK1,200 m～6,250 m の範囲に TRACK3,500 m 付近を頂部とする背斜構造が認められ、このうち TRACK1,500 m～4,800 m で海底面に地形的高まりとして認識される（第6図）．TRACK500 m～TRACK1,200 m の範囲で、チャネルとそれを埋積する B1 層が認められる．背斜構造の南側において、A 層基底 TRACK5,500 m～6,000 m の範囲で傾斜が変化し平坦面が形成されている．TRACK6,250 m において B1 層基底面に認められる傾斜変換点と内部反射面の撓曲は、A1/A2 層境界付近まで認識される．

【GL1 測線】

GL1 測線において、GL5 測線～GL2 測線で認められた背斜構造の南翼部に相当する TRACK5,000 m～6,800 m の B1 層基底斜面の傾斜角は西側に向かうにつれて低角化する傾向がある（第7図）．TRACK6,800 m 付近で B1 層基底に傾斜変換点が認められ、A1/A2 層境界付近まで同程度の幅をもって撓曲が形成されている．



第 9 図 SF1.5 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下). 縦軸は深度 (m).
Fig. 9 Seismic profile of line SF1.5 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第 10 図 SF2 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下). 縦軸は深度 (m).
Fig. 10 Seismic profile of line SF2 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

5.2.2 鈴鹿沖断層横断面

【SF1 測線】

SF1 測線において、B1 層基底面の TRACK1,000 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK500 m ~ 1,000 m の範囲に撓曲変形が形成されている (第 8 図). この撓曲変形は A2 層下部境界面まで認められ、見かけ上の高度差が下位ほど大きく累積性をもつ.

【SF1.5 測線】

SF1.5 測線において、A 層基底の TRACK1,300 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK500 m ~ 1,500 m の範囲に撓曲変形が認められる (第 9 図). また、TRACK0 m ~ 700 m の A1 層は、以東に比べ強い反射を呈しカオティックな内部構造を成す.

【SF2 測線】

SF2 測線において、A 層基底の TRACK600 m 付近に傾斜変換点が認められ、TRACK300 m ~ 800 m に撓曲変形が認められる (第 10 図). A3 層内部の反射面は断片的であり完新統における活動は不明である. A1 層は上部がカオティックな内部構造を成し強反射を呈しており、下部は強反射による成層構造を成している.

【SF3 測線】

SF3 測線において、B1 層基底の TRACK200 m ~ 1,000 m の範囲に TRACK800 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められ、これによる変形は A3 層内部反射面まで認識される (第 11 図). A1 層は、上部にカオティックな内部構造が認められ、下部は明瞭な反射面による成層構造が卓越し、その上部 / 下部境界面は強い反射を示す不整合面として認識される. また、TRACK500 m ~ 1,000 m の範囲で A1 層下部の内部反射端部は上部へとトップラップする.

【SF4 測線】

SF4 測線において、B1 層基底の TRACK200 m ~ 1,000 m の範囲に TRACK1,000m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が A 層基底まで系統的に認められる (第 12 図). A3 層は西方に向かい薄層化しせん滅することから、A2 層 / A3 層境界まで growth strata が形成していると考えられる. A1 層には明瞭な内部反射面による成層構造が卓越する.

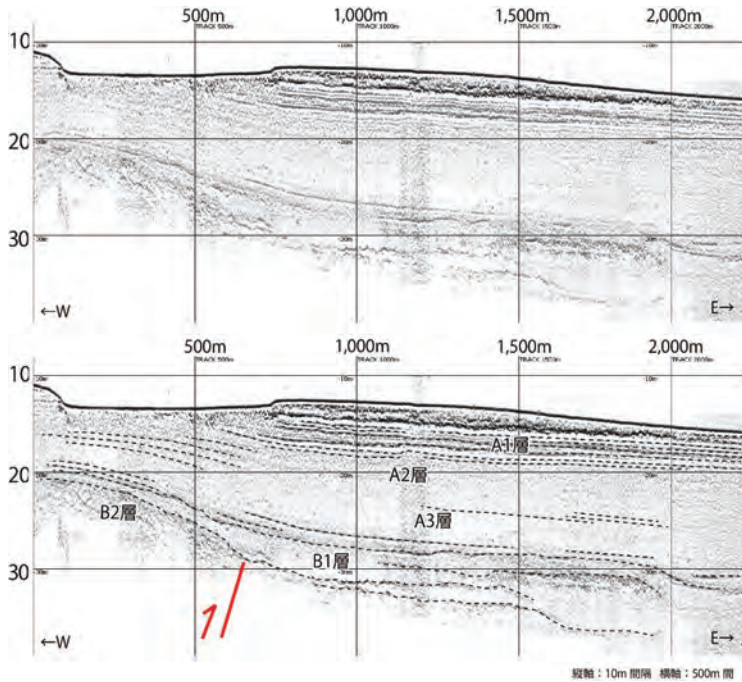
【SF5 測線】

SF5 測線において、A 層基底の TRACK500 m ~ 1,200 m の範囲に TRACK1,200 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められる (第 13 図). A3 層及び A2 層は白く抜ける反射を呈し、内部構造は不鮮明である.

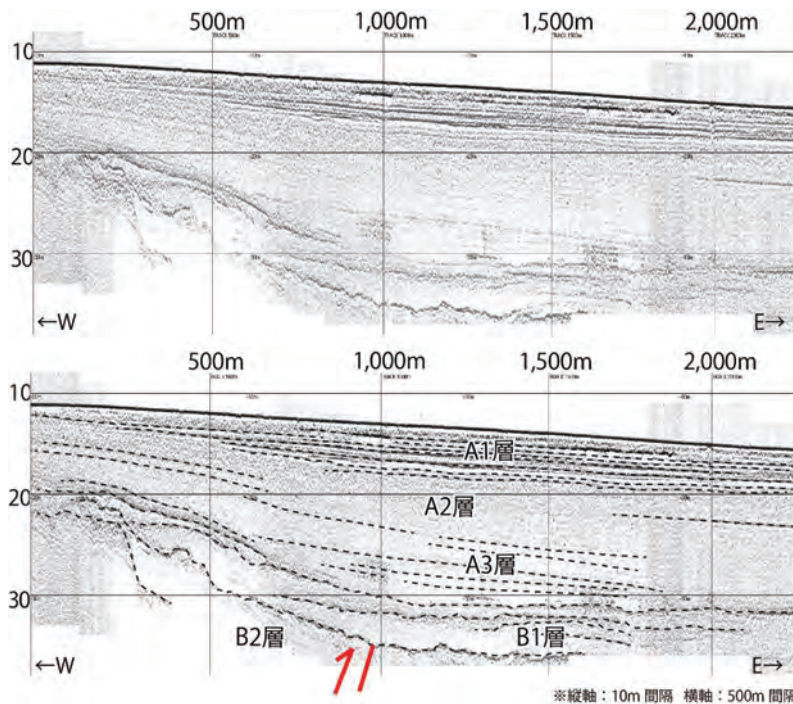
【SF6 測線】

SF6 測線において、A 層基底の TRACK300 m ~ 1,300

6. 活構造の位置・形状



第 11 図 SF3 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下) . 縦軸は深度 (m).
Fig. 11 Seismic profile of line SF3 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第 12 図 SF4 測線の記録断面 (上) とその解釈断面 (下) . 縦軸は深度 (m).
Fig. 12 Seismic profile of line SF4 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

m の範囲に TRACK1,300 m 付近を傾斜変換点とする撓曲変形が認められる (第 14 図). A3 層及び A2 層の内部構造は白く抜ける反射を呈し不明瞭である.

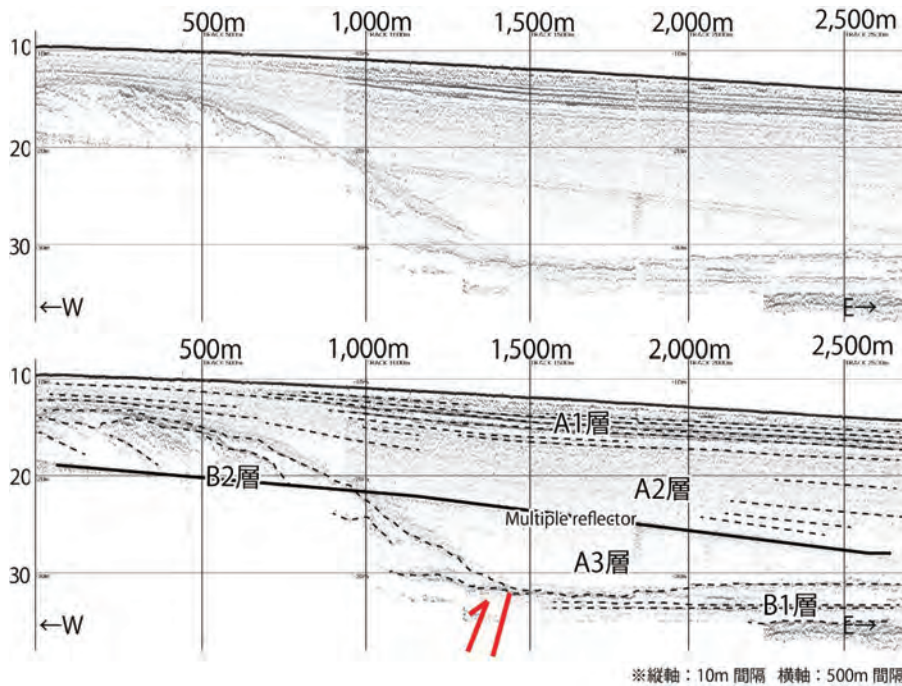
本調査周辺においては、地下深部の高角逆断層の発達とそれに伴う小規模な褶曲構造の形成が認められる。白子沖海脚はこうした断層関連褶曲の一部と考えられ、その南翼部では B1 層基底から A 層内に撓曲構造が発達している。これを深部逆断層の活動による褶曲構造の成長を反映したものと考え、撓曲構造の傾斜変換点はそのヒンジを示すと考えられる。本調査の記録断面において、広域的に確認できる A 層基底面を基準としてヒンジの位置をプロットした (第 15 図)。このヒンジの分布をみると、西方に向かうにつれて徐々に走向が変化し、南西方向へと延びる。この延長上には津市沖撓曲と呼ばれる西側隆起の撓曲構造が北北東-南南西走向に延びており、これらは一連の構造である可能性がある。白子-野間断層の西方延長に関しては、陸上における反射法地震探査断面やブーゲー異常値に基づき、陸上へと延びる可能性が指摘されているが、本調査においてヒンジが南西へと延びる様子が確認されたことを考慮すると、新規の活動はより南方に現れる可能性が考えられる。

鈴鹿沖断層に関しては、A 層基底の撓曲構造が SF6 測線まで続くことから、海岸線付近まで連続している可能性があり、北側ほど B1 層基底面の高度差が大きくなる傾向がある。完新統を变形させる撓曲構造は SF4 測線まで認められるが、SF5 測線以北では白く抜ける内部構造により不鮮明になるため、少なくとも SF5 測線付近までは 1 万年前以降に活動があったと考えられる。

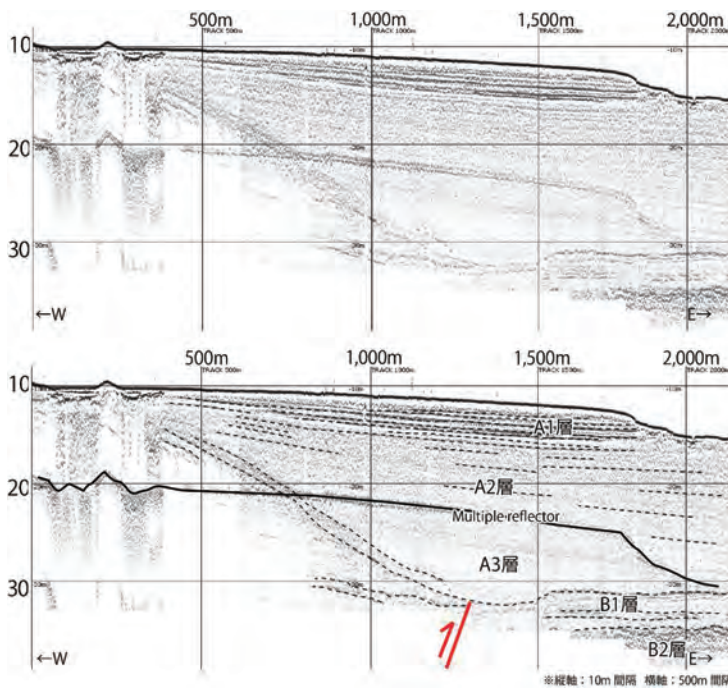
既存の海底面下深度 3 km までを対象とした深部構造探査 (岩淵ほか、

2000) 及び本調査による極浅部を対象とした音波探査により得られた反射記録に基づき、白子-野間断層ならびに鈴鹿沖断層の断層形状を以下のように解釈した。

M12 測線 (岩淵ほか, 2000) における SP1,900 付近には、北側隆起の撓曲構造が認められ、先新第三系上面に相



第13図 SF5測線の記録断面(上)とその解釈断面(下). 縦軸は深度(m).
Fig. 13 Seismic profile of line SF5 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).



第14図 SF6測線の記録断面(上)とその解釈断面(下). 縦軸は深度(m).
Fig. 14 Seismic profile of line SF6 (upper) and interpretation (lower). Vertical axis is depth (m).

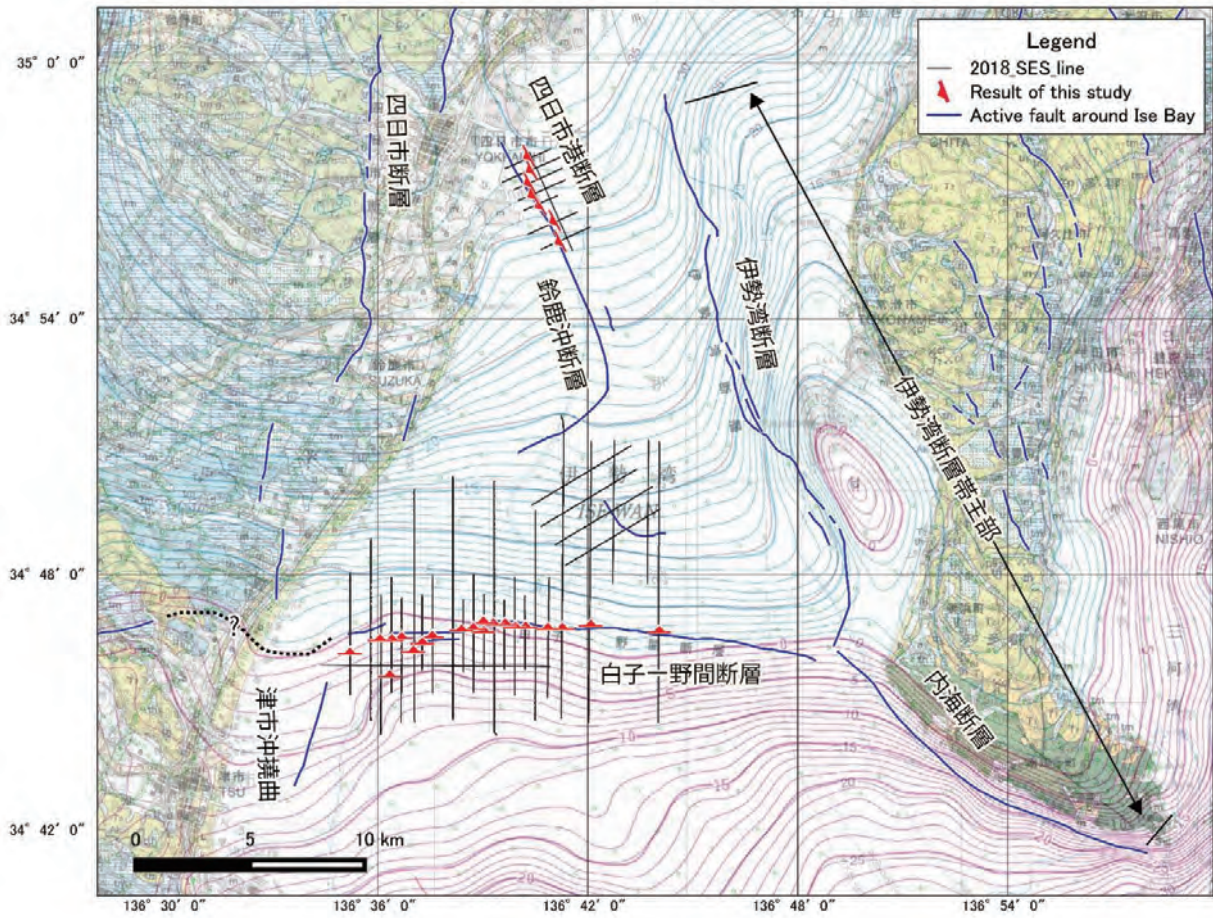
当する音響基盤面上では300m程度変位させる高角な逆断層が認められる(第16図). また, SP1,400付近では, 南側隆起の撓曲構造が認められ, 音響基盤上面に向かうにつれて高角となる. 白子-野間断層に伴う撓曲構造の幅は海底面へと向かうにつれて広がる. 本調査における記録断面GL4では, A3層に隆起側に向

かい薄層化する構造が認められたことから, 最近の時代まで growth strata を形成するような断層活動があったことが示唆される.

M3測線(岩淵ほか, 2000)におけるSP1,500付近には, 西側隆起の撓曲構造が認められる(第17図). この撓曲構造の傾斜変換点は音響基盤面上において高角な逆断層として認識される. 撓曲構造の幅は海底面に向かうにつれ広くなり, A層中においてはA2層下部付近までに変形が認められる.

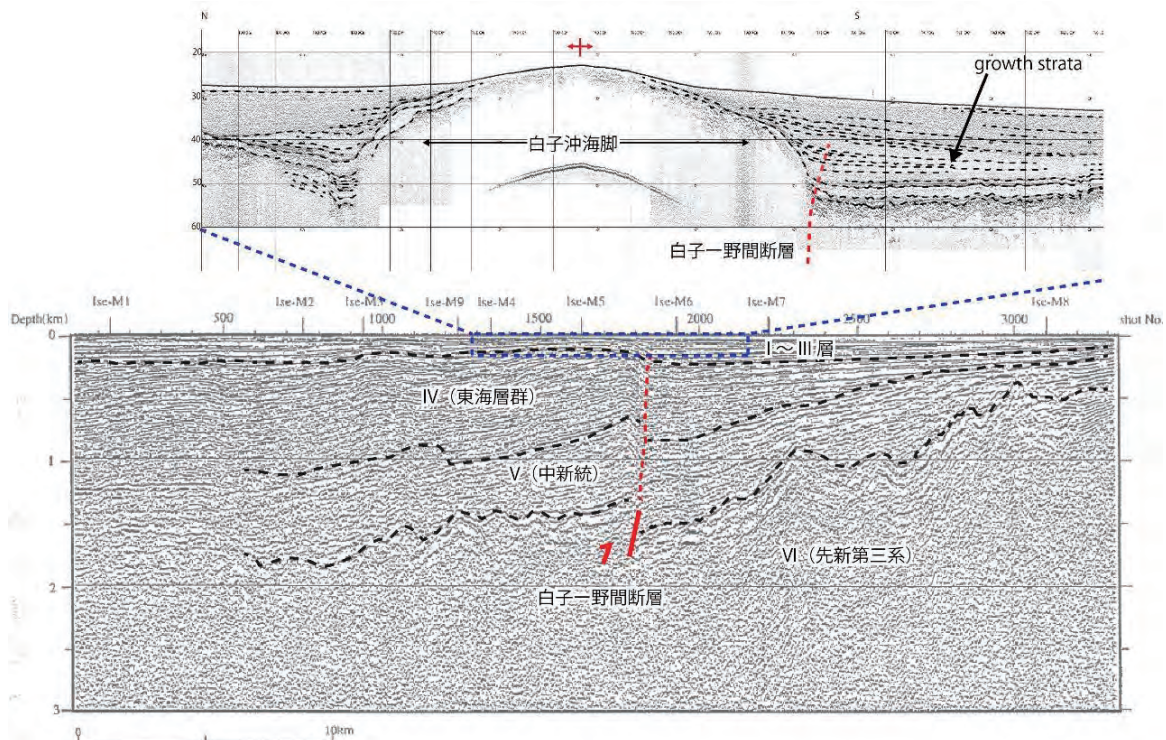
7. 活動性評価

白子沖海脚南側で撓曲構造が認められ, A2層までの堆積層を変形させている(第18図). この撓曲構造を白子-野間断層によるものと解釈すると, その最新活動時期はA2層堆積以後A1層堆積以前と考えられ, 8,000年前以後~5,000年前以前と推定される. 撓曲構造による高度差を白子-野間断層の活動とみなすと, B1層基底及びA層基底の高度差から平均変位速度は0.1~0.3m/千年と見積もられる. これらの結果は地震調査研究推進本部(2005)による評価と近い値を示している. 鈴鹿沖断層付近で, A2/A3層境界付近まで growth strata が認められたことから, 少なくとも完新世において1回以上の活動があったと推定



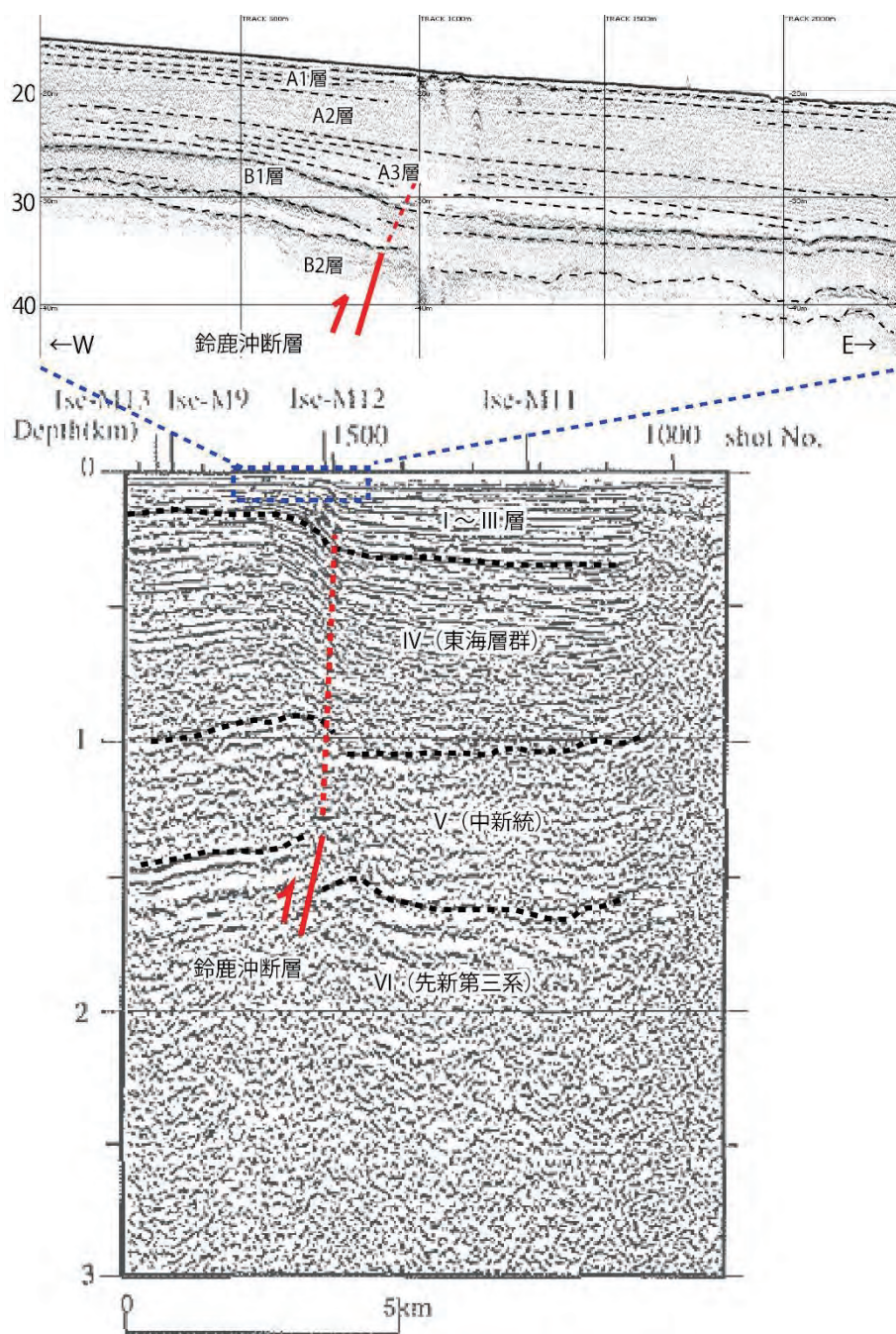
第 15 図 本調査による活構造位置図. 重力図 (ブーゲー異常) は村田 (2013) を引用.

Fig. 15 Distribution of active structure this survey in Ise Bay. Gravity contour map (Bouguer anomaly) is based on Murata (2013).



第 16 図 M13 測線 (岩淵ほか, 2000 を改変) と GL4 測線との対比に基づく白子-野間断層の形状解釈. 上図の縦軸は深度 (m).

Fig. 16 Shape of the Shirako-noma Fault based on line M13 (modified after Iwabuchi *et al.*, 2000) and line GL4. Vertical axis in upper panel is depth (m).

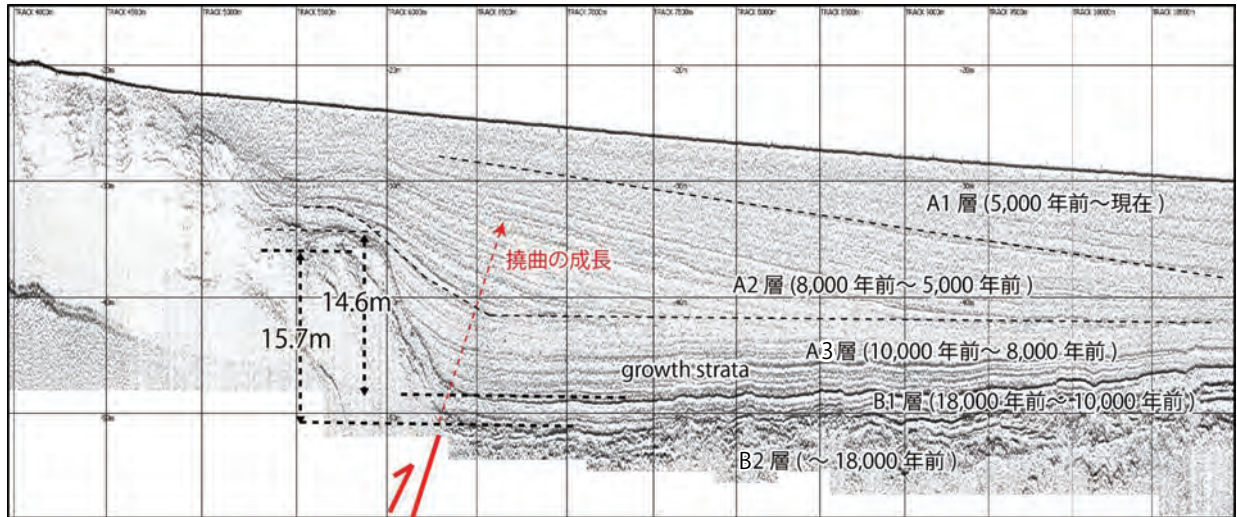


第 17 図 M3 測線（岩淵ほか，2000 を改変）と SF1 測線との対比に基づく鈴鹿沖断層の形状解釈．上図の縦軸は深度（m）．
 Fig. 17 Shape of the Suzuka-oki Fault based on line M3 (modified after Iwabuchi *et al.*, 2000) and line SF1. Vertical axis in upper panel is depth (m).

される．しかし，A 層内の白く抜ける反射により最新活動時期と平均変位速度を算出することはできなかった．B1 層基底の高度差からは，平均隆起速度が最大で 0.8 m/千年程度と算出される．以上，本調査では白子-野間断層の新規の活構造分布を把握し，その最新活動と平均変位速度を算出した．本報告では，直接的な年代試料を用いていないため，今後本プロジェクトで採取したコア試料を含めより詳細に解釈していく必要がある．

8. まとめ

伊勢湾西岸付近に分布する白子-野間断層及び鈴鹿沖断層の詳細な位置・形状や活動性評価のため，分解能の高い SES2000 を用いた音波探査を実施した．その結果，白子-野間断層の平均変位速度は 0.1 ~ 0.3 m/千年と推定され，その最新活動時期は 8,000 年前以降 5,000 年前以前と推定された．また，撓曲構造の傾斜変換点を追跡すると，西方に向かい走向が変化し津市沖撓曲



第 18 図 GL2 測線において確認された撓曲構造による活動性評価．縦軸は深度 (m)．
Fig. 18 Activity evaluation of the Shirako-noma Fault based on flexure. Vertical axis is depth (m).

の方へと延びる．鈴鹿沖断層の上盤側における平均隆起速度は 0.8 m/千年と推定され，北方に向かい高度差の増加が認められた．

文 献

- 荒井晃作 (2018) 平成 29 年度沿岸域の地質・活断層調査報告．産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 76, 80p.
- 中部空港調査会 (1994) 中部新国際空港建設予定地における地象調査報告書, 88p.
- 中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多半島の研究．地質調査所月報, **21**, 3, 187-218.
- 土質工学会中部支部 (1988) 最新名古屋地盤図．名古屋地盤図出版会, 487p.
- Fairbanks, Richard, G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *NATURE*, **342**, 637-642.
- 岩淵 洋 (2000) 大阪湾と伊勢湾の活構造．第四紀研究, **39**, 303-314.
- 岩淵 洋・西川 公・野田直樹・川尻智敏・中川正則・青砥澄夫・加藤 勲・安間 恵・長田 智・角谷昌洋 (2000) 伊勢湾における活断層調査．水路部研究報告, no. 36, 73-96.
- 地震調査研究推進本部 (2005) 伊勢湾断層帯の評価．http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_ise/index.htm. (2019年6月24日確認)
- 海上保安庁水路部 (1995) 伊勢湾, 1/100,000 海底地質構造図．
- 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区). 43p.
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動．第四紀研究, **7**, 4, 235-247.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀 (1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系 -” 沖積層” 細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題 -．地質学論集, **7**, 61-76.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 牧野内猛 (2001) 東海層群の層序と東海湖堆積盆地の時代的変遷．豊橋市自然史館研報, **11**, 33-39.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒沢正夫 (2009) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 村田泰章 (2013) 日本重力図マップデータ, 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2. 産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「伊勢」．産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 岡田篤正・豊蔵 勇・牧野内猛・藤原八笛・伊藤 孝 (2000) 知多半島西岸沖の伊勢湾断層．地質学雑誌, **109**, 10-26.
- 岡村行信・坂本 泉・滝野義幸・横山由香・西田尚央・池原 研 (2013) 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動．活断層・古地震研究報告, no. 13, 187-232.

- 佐藤智之・古山精史朗 (2018) 伊勢湾沿岸域における
反射法音波探査の概要. 平成 29 年度沿岸域の地質・
活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調
査総合センター速報, no.76, 1-9.
- 豊蔵 勇・岡田篤正・牧野内猛・堀川義夫・長谷川
淳 (1999) 「中部国際空港」海域 (知多半島常滑市沖)
の海底地形・地質. 地学雑誌, **108**, 5, 589-615.
- 海津正倫 (1992) 木曾川デルタにおける沖積層の堆積
過程. 堆積学研究会報, **36**, 47-56.