10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域地質図説明書
1:100,000 Geological map of the coastal zone of Ise Bay and Mikawa Bay and its explanatory notes

佐藤智之 [1*]・佐藤善輝 [1]・小松原　琢 [2]
SATO Tomoyuki[1*] , SATO Yoshiki[1] and KOMATSUBARA Taku[2]

Abstract: 1:100,000 Geological map of the coastal zone of Ise Bay and Mikawa Bay was created for seamless integration of geoinformation based on the project and other existing research results. This explanatory notes provides an overview of the map and an outline of each research contents and results of the project. Ise Bay and Mikawa Bay are the area with many active faults, including the Ise Bay Fault Zone, Suzuka-oki Fault, Shiroko-Noma Fault, and Fukozu Fault, which are distributed across the coastline, making it an area in which seamless geological information and its interpretation on land and sea is highly necessary.
First, the geological map across the coastline was created, and stratigraphic correlation was performed between the land and the sea. Based on this, height distribution maps of the basal surface of the Alluvium and the top surface of the Last Interglacial marine mud layer were created as displacement reference surfaces that can be traced across land and sea. By combining the reflection cross sections, drilling samples and data, and displacement of the reference surfaces, the distribution, displacement amount, history, and continuity of the faults were clarified. In particular, we obtained the following information about faults that cross the coastline.
The Isewan Fault branches into three faults in the northern section, and another fault on the east side is estimated to exist in the central section of the Fault. The most recent activity of the Shiroko-Noma Fault occurred 9-8 ka, with vertical displacement of approximately 2.6 m in the eastern part of the fault and possibly 5 m or more in the western part, although this is less reliable. The average displacement rate since 13 ka was determined to be 0.33 m/ky. We found that the Aguragawa Anticline and Yokkaichi-port Fault on land and the Suzuka-oki Fault on the sea are a series of structures that connect near Yokkaichi Port. We found that the Tsu-oki Flexure may extend southward onto land. The base of the Alluviums in Ise Bay extends south from the Nobi Plain, and south of the Shiroko-Noma Fault, there is a buried valley that curves southeast and runs along the Chita Peninsula. This is the buried valley created by the paleo Kiso River system during the last glacial period, and we named it the “ Paleo Kiso River buried valley”.

Keywords: Geological map, Ise Bay, Mikawa Bay, Nobi Plain, Ise Plain, Nishi-Mikawa Plain, Isewan Fault, Shiroko-Noma Fault, Coastal area, Alluvium.

要　旨

10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域地質図は，沿岸域プロジェクトの研究成果と既存の研究結果に基づき，伊勢湾・三河湾沿岸域周辺の海陸における地質情報をシームレスに地質図としてまとめたもので，本説明書はその概要と本プロジェクトでの各研究内容と成果について概略として示したものである．伊勢湾･三河湾は，伊勢湾断層帯・鈴鹿沖断層・白子ー野間断層，深溝断層をはじめ多数の活断層が発達するが，海岸線を挟んで分布するものもあり，海陸でのシームレスな地質情報とその解釈の必要性の高い地域である．

まず，伊勢湾・三河湾沿岸域における地質図を作成し，海陸での層序対比を行った．それを基に海陸に亘って追跡できる変位基準面として，沖積層基底面，最終間氷期海成泥層上面の高度分布図を作成した．各断層を挟んだ反射断面・ボーリング資料・基準面の変位を総合して，断層の分布や変位量・履歴・連続性について明らかにした．特に海岸線をまたぐ断層について以下の知見を得た．伊勢湾断層については，北部区間にて三条に分岐すること，中部区間において東側のもう一条の断層が推定されることがわかった．白子ー野間断層について，最新活動時期は 9 ～ 8 ka であり，その時の上下変位量は断層東部でおよそ 2.6 m，断層西部で

*Correspoding author: SATO, T., Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail:tomoyuki-sato@aist.go.jp
1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation）
2 産業技術総合研究所　地質情報基盤センター（AIST, Geoinformation Service Center）

は信頼性がやや低いが 5 m 程度以上の可能性があること．13 ka 以降の平均変位速度が 0.33 m/ky とわかった．陸域の阿倉川背斜・四日市港断層と海域の鈴鹿沖断層は四日市港付近で接続する一連の構造であることがわかった．津沖撓曲については，南方に陸域まで延びている可能性がわかった．伊勢湾内の沖積層基底面について，濃尾平野からそのまま南に延び，白子－野間断層以南では南東に曲がって知多半島沿いに延びる埋没谷があり，これは最終氷期頃に木曽川水系が作った埋没谷と考えられ，「古木曽川埋没谷」と名付けた．

1.　はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターでは，従来の地質調査では調査の不足しがちな海岸線付近の地質調査を重点的に行い，海陸において切れ目のない地質情報の整備を目的とした「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトを 2007 年度から実施している．その一環として 2017 年度から「伊勢湾・三河湾沿岸域」（第 1 図）において調査・研究を行ってきた．本地域は，伊勢湾断層群・鈴鹿沖断層・白子－野間断層をはじめ多数の活断層が発達する（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005 など）ほか，木曽川水系・矢作川からの土砂供給によって厚い堆積層が形成されて大都市が発達しており，地質学的にも社会的にも地質学的実態の把握が重要な地域である．

本地質図「10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域地質図」は、伊勢湾・三河湾の海域と周辺陸域の既存の研究成果に加え，本プロジェクトによる成果を統合して作成した地質図である．本プロジェクトでは以下の調査を行い，地質情報集として個別の説明書を同時に公開している．

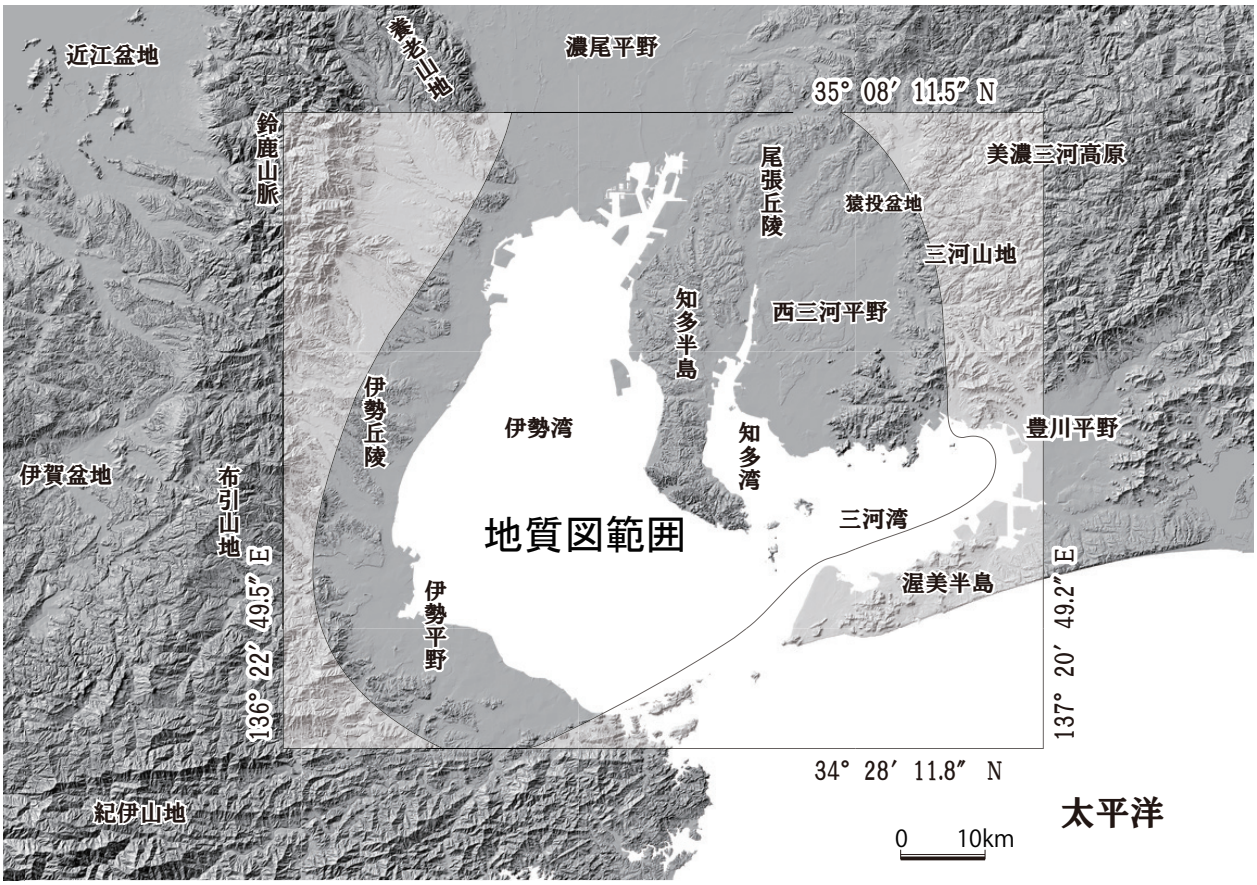
まず地質図としては，陸域については，小松原・佐藤（2025）が，伊勢湾・三河湾周辺陸域について，既存研究と本地質図のための調査結果を総括してまとめた．各地域の層序・構造，沖積層基底面・最終間氷期海成泥層上面の変位基準面について論じた．海域については，佐藤（2025）が，伊勢湾・三河湾で反射法音波探査を行い，海底地質図を作成した．海域の層序区分や陸域地質との対比，海域の地質構造について論じた．重力図については，宮川ほか（2025）が，伊勢湾・三河湾周辺において重力探査を行い，既存のデータも合わせて合計 30,298 点のデータを編集して作成した．ブーゲー異常図の解析によって，地域全体の重力異常と地質の関係に加え，重力異常と断層の関係について論じた．

次に，各地域の層序・変位基準面に関して，濃尾平野については，羽佐田・堀（2025）が沖積層についてレビューし，2,162 本の既存ボーリング柱状図から沖積層の基底地形を復元した．伊勢平野については，佐藤・中島（2025）が，伊勢平野中部～南部で掘削された 4 本のボーリングコア試料について層相記載・微化石分析・火山灰分析・放射性炭素年代測定を行って堆積環境や堆積年代を論じた．また，既存ボーリング柱状図も用いて，第四系地下地質の分布を推定するとともに，沖積層の基底地形を復元した．北勢地域については，小松原（2025）が，段丘調査と既存ボーリング資料の解析から，最終間氷期海成泥層及び中位段丘 1a について地域全体の分布高度を明らかにし，地域の活構造について論じた．中勢地域については，小松原ほか（2025）が古地磁気と花粉の分析から見当山層の年代について論じた．西三河平野については，阿部・中島（2025）が既存のボーリング柱状図・分析結果をレビューし，沖積層の基底地形を復元した．

各地域の古環境変動・生層序に関して，須貝（2025）は，濃尾平野西部で掘削された深度 601 m までのボーリングコア試料に対して花粉化石分析を行った．その結果から，MIS 21 以降の気候変動及び大阪平野や関東平野との花粉生層序対比について論じた．小松原・本郷（2025）は，知多半島の段丘面の解析と，段丘構成層から産出する花粉化石の分析を行い，濃尾平野との対比について論じた．阿部ほか（2025）は，西三河平野において掘削したボーリングコア試料・ペネ試料の岩相・火山灰・花粉・珪藻分析と既存ボーリング柱状図を用いて地下断面図を作成し，更新統の層序区分とその分布について論じた．

伊勢湾・三河湾の表層堆積物に関して，天野・清家（2025）は，両湾にて表層堆積物を多数採取し，粒度，全有機炭素・全窒素・全硫黄濃度，有機炭素・窒素安定同位体比，鉱物組成比を測定し，海底堆積物分布図を作成した．そこから，現在の河川からの物質流入や湾内での輸送・水理環境，1970 ～ 1980 年代から 2000 ～ 2010 年代にかけての変化について論じた．

活構造に関して，天野ほか（2025）は，白子－野間断層を挟んだ二本のボーリングコア試料の分析を行った．貝・珪藻・貝形虫・花粉化石の分析，全有機炭素・全窒素・全硫黄元素濃度，全有機炭素・全窒素安定同位体比の分析，堆積層解析を行うことで濃尾平野との層序対比や地史について論じ，放射性炭素と光ルミネッセンスを使った年代測定で断層活動履歴を調べた．また，貝形虫による古水深推定による断層変位量の推定も試みた．伊藤ほか（2025）は，伊勢湾西岸にて反射法地震探査を行っておおむね深度 1,000 m までの地下断面を取得し，千里断層の北方延長について論じた．木下ほか（2025）は，西三河平野にて高浜撓曲を横断する反射法地震探査を行って地下数百メートル程度まで



第 1 図．地質図範囲．国土地理院ホームページ「地理院地図陰影起伏図」に加筆．

Fig. 1. The area of the geological map.Added from the shaded relief map in the GSI maps by Geospatial Survey Institute.

の断面を取得し，変位量について論じた．伊藤・木下（2025）は，西三河平野にて反射法地震探査を行い，高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における地下数百メートル程度までの断面を取得し，両断層の接続について論じた．長（2025）は，西三河平野において微動アレイ探査を行って，高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域における深度 30 m 程度までの 3 次元速度構造の概観を得て，地下構造について論じた．

以上の成果から，陸域の地質図については小松原・佐藤（2025），海域の地質図については佐藤（2025），重力図については宮川ほか（2025）を基にして，海陸の接合部を検討して作成したのが本地質図である．本説明書では，本地質図の内容のうち，特に海岸線を挟んだ層序・地質構造について解説する．個別成果の詳細については，以上の説明書を参照いただきたい．

2. 地域概説

本地質図の対象範囲は，北緯 34 度 28 分 11.8 秒～ 35 度 08 分 11.5 秒，東経 136 度 22 分 49.5 秒～ 137 度 20 分 49.2 秒の範囲で，伊勢湾・三河湾を中心とする地域のうち，豊川平野と渥美半島を除く丘陵～沖積低地・内湾である（第 1 図）．緯度経度が半端な数値なのは，基図が日本測地系となっているためで，上記の範囲は日本測地系では，北緯 34 度 28 分～ 35 度 08 分，東経 136 度 23 分～ 137 度 21 分となる．対象地域の東縁は中部山岳地帯の西南外延にあたる美濃三河高原（以下，三河山地と称する）の西縁部，西縁は鈴鹿山脈と布引山地の西に広がる伊勢丘陵を含んでおり，地質的には鮮新世－更新世の内帯陸成層（東海層群）の堆積盆地を中心とする地域である．

伊勢湾には，北から庄内川（流域面積 1,010 km^2），木曽三川（木曽川・長良川・揖斐川；同 9,100 km^2），西から員弁川（同 265 km^2），鈴鹿川（同 323 km^2），雲出川（同 550 km^2），櫛田川（同 436 km^2），宮川（同 920 km^2）などが，三河湾には北から豊川（724 km^2），矢作川（同 1,830 km^2），境川（同 264 km^2）などの河川が，それぞれ流入する．流入河川の流域面積総計は 17,958 km^2 であり，四国島の面積にほぼ匹敵する．一方，海域と沖積低地を合わせた総面積は 3,740 km^2 で，集水域面積比は約 20 %である．上記の主要河川のうち庄内川，鈴鹿川と境川を除く河川の流域は，最高地点が 1,000 m 以上の大起伏山地を含み，陸源砕屑物の生産量は日本列島の中でも特に大きな地域の 1 つである．また，伊勢湾・三河

湾の湾口部には，新第三系以下の岩盤が露出した狭窄部が発達し，ともに閉鎖的な海域となっている．こうした環境から，伊勢湾・三河湾とその周辺の低地には，陸源砕屑物が大量に供給され，かつ外洋に排出されにくい堆積場となっている．

この地域の地形概形は，地質構造と良く対応する．すなわち，先新第三系及び中新統の露出する三河山地と調査地域西方の鈴鹿山脈・布引山地及び一志山地は標高 300 ～ 1,200 mの山地をなし，両山地に挟まれた伊勢丘陵・伊勢湾・知多半島・西三河平野は標高 200 m 以下の凹地となっており，鮮新世～第四紀前半の東海層群堆積盆地となっている．しかし東海層群堆積盆地の中でも，中央部の尾張丘陵～知多半島と西部の伊勢丘陵は東海層群堆積後に隆起に転じ，丘陵となっている．これらの山地・丘陵・低地は第四紀地殻変動の地塊（ブロック）と密接な関係をもち，三河山地は三河山地塊（桑原，1979），西三河平野と猿投盆地は猿投－碧海盆地（桑原，1979）ないし西三河傾動地塊（森山，1996），尾張丘陵と知多半島は猿投－知多上昇帯（桑原，1979），濃尾平野は濃尾傾動地塊（松沢・桑原，1964）とそれぞれ対応する．このうち尾張丘陵東縁と知多半島西側，伊勢丘陵東縁，及び鈴鹿山脈・布引山地の東縁は，第四紀後期に活動した断層によって画された，明確な地形境界となっている（第 2 図）．

3.　地質層序

3.1　伊勢湾周辺の層序

陸域の地質層序と地形面については小松原・佐藤（2025）にまとめられており，概説は以下の通りである．濃尾平野において地下の層序が Sugai *et al.*(2016)によって編まれており，下位から下部更新統の東海層群・第四礫層，中部更新統の弥富層・第三礫層・海部層・第二礫層，上部更新統の熱田層・第一礫層・濃尾層，完新統の南陽層とされている．これに対し，小松原・佐藤（2025）では，段丘面の観点から，これらの各層序と段丘堆積物の対応関係を明らかにしている（第 3 図）．また，南陽層のうち地表に露出する分について，地形の観点から，完新世段丘堆積物・沖積層（後背湿地堆積物・自然堤防堆積物・旧河道堆積物・浜提堆積物・干拓地・埋立地）に分類している．

海域では，岩淵ほか（2000）が伊勢湾内で掘削した長さ 100 m のボーリングコア試料と反射法音波探査断面を使って，伊勢湾の堆積物と上記の東海層群から南陽層までの層序の対比を行っている．佐藤(2025)では，この層序対比を用いて地層対比を行いながら，新たに層序定義を行った．下位から，第二礫層以下に対比される知多沖層及び音響基盤，熱田層・第一礫層に対比される伊勢湾層，濃尾層・南陽層に対比される沖積層に区分している（第 4 図）．

3.2　三河湾周辺の層序

西三河平野周辺では，更新世の段丘面が広く発達するため，それによる地形面とその構成層の分類が多数行われている（町田ほか，1962;中島ほか，2021 など）．また．ボーリング調査による平野地下の地質についても行われており，下位から基盤岩類（領家帯の花崗岩・変成岩），瀬戸内中新統，鮮新統の東海層群，更新統，沖積層に大別されている（牧野内ほか，2011）．このうち更新統については，森（1984），桑原ほか（1985），森山（1994）らによって細分が提案されてきたが，牧野内ほか（2011）は，下位から挙母層，碧海層に区分している．

阿部ほか（2025）は，ボーリング試料の岩相・火山灰・花粉・珪藻分析を行い，既存ボーリング柱状図も合わせて検討することで，新たに層序区分を行った．更新統について，I 帯 : *Quercus* 多産層準（下部更新統～中部更新統下部），II 帯 : *Quercus* 多産層準より上位～ *Cyclobalanopsis* 多産層準より下位（中部更新統中部），III 帯 : *Cyclobalanopsis* 多産層準（MIS 11），IV 帯 : *Cyclobalanopsis* 多産層準より上位（中部更新統上部～上部更新統）に区分した．また，更新統が単純な構造ではなく，多数の不整合が存在し複雑な分布をしていることを示した．

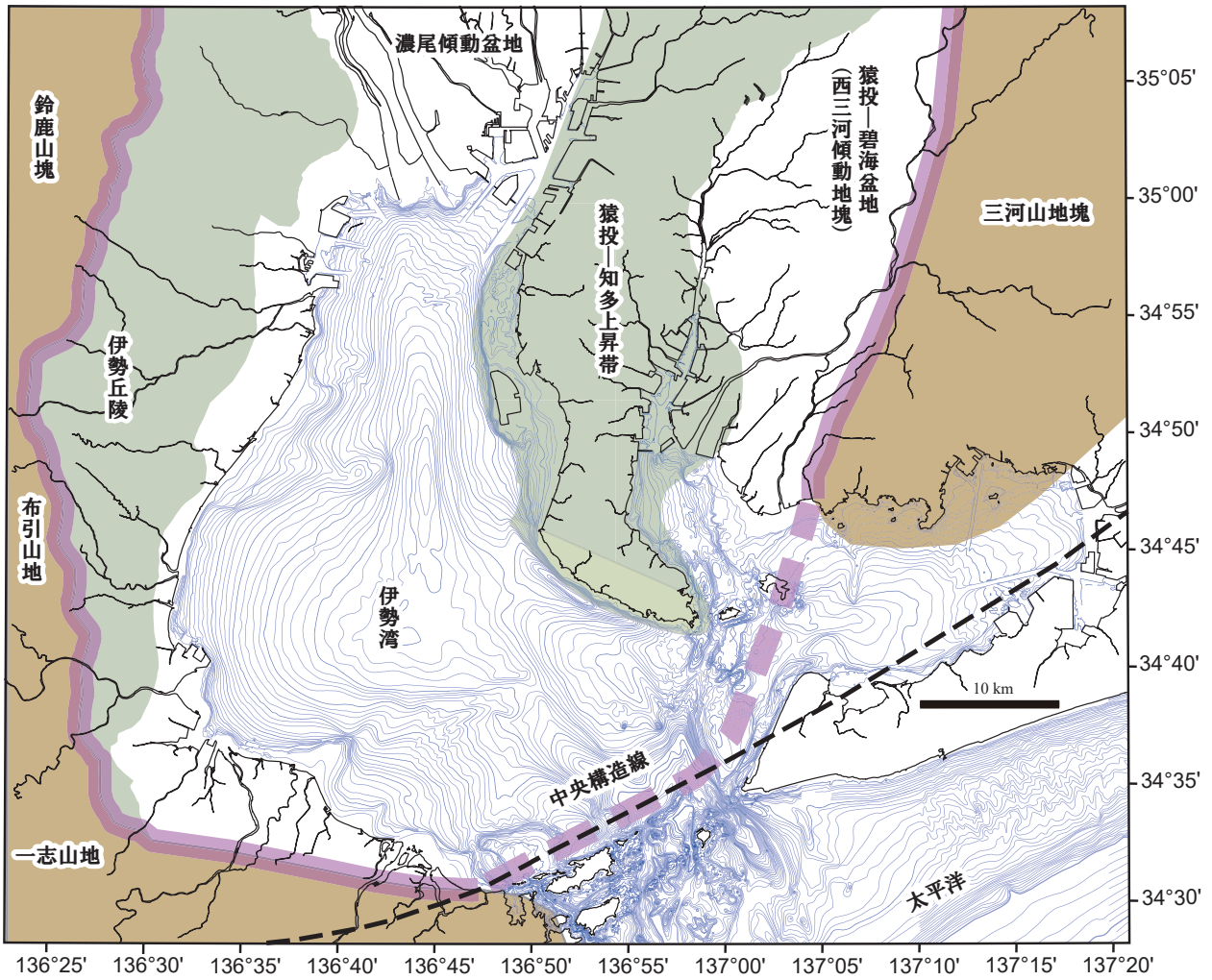
海域では，佐藤（2025）が反射法音波探査の解釈から以下のように層序区分を行った．下位から，知多沖層及び音響基盤，渥美沖層，幡豆沖層，豊川沖層，沖積層に区分している．時代･陸域層序との対比について，沖積層のみが伊勢湾や陸域と対比できており，上部更新統最上部から完新統とされているが，他の層については行えていない．渥美沖層・幡豆沖層・豊川沖層が，その内部構造から一度の氷河性海水準変動サイクルの海進・海退に伴って形成されていると解釈できることから，渥美沖層・幡豆沖層が中部更新統以下，豊川沖層が上部更新統であると推定している（第 4 図）．

4.　広域に追跡できる層序基準面

地質構造を示すため，以下の二つの層序基準面を作成した．この作成基準について説明し，そこからわかった地質構造について次章で説明する．

4.1　沖積層基底面

沖積層基底は，最終氷期最盛期頃の海水準低下期に形成された地形面がもとになっており，当時の地形を示すとともに，沿岸域全体を通じて追跡できる不整合



第 2 図　地形と構造ブロック概略図．等深度線は日本水路協会（2015）海底地形デジタルデータ M7002 ver.2.3 に基づく．

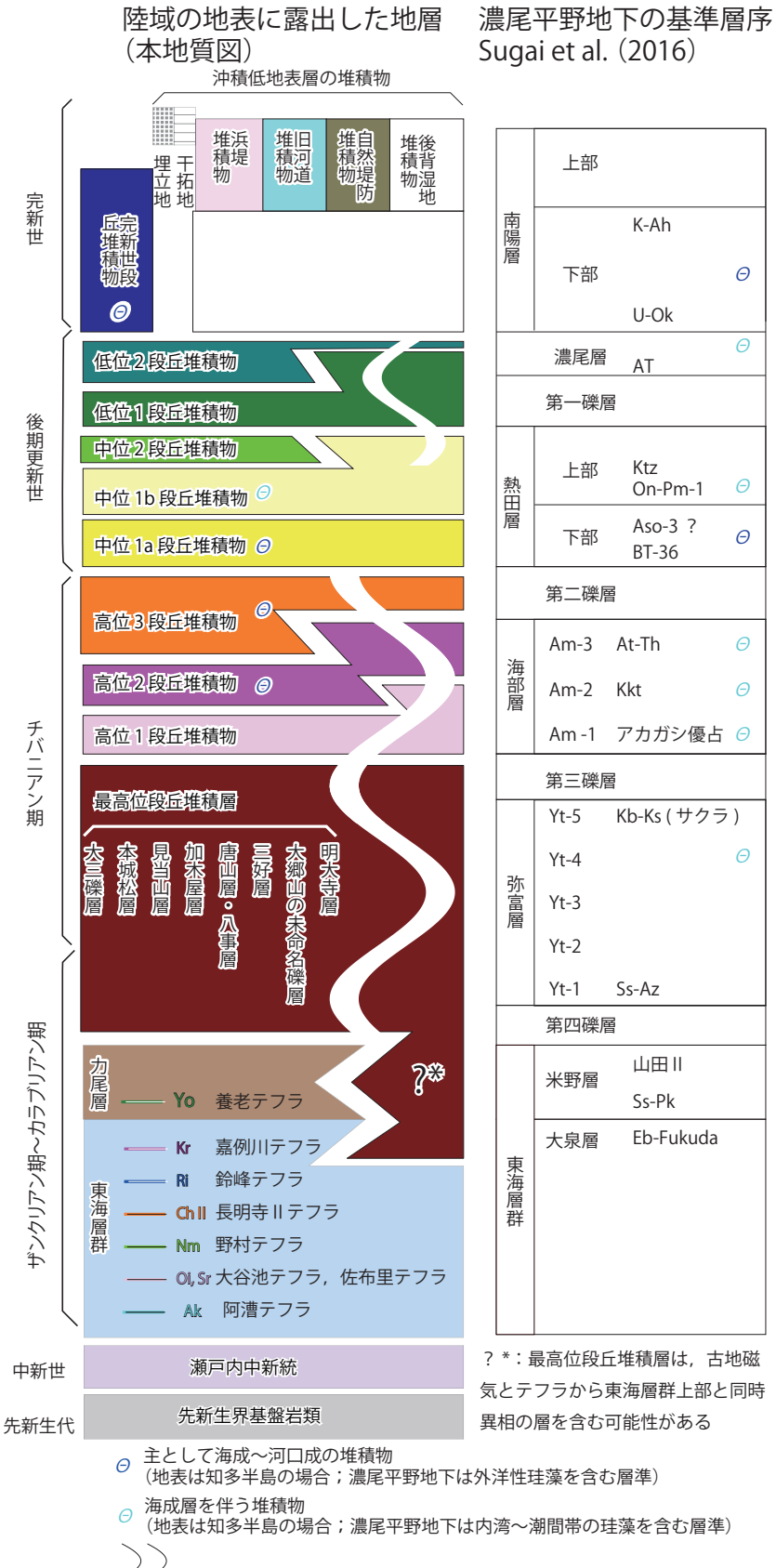
Fig. 2　Summary of the topography and the tectonic blocks.The topography is based on digital bathymetric chart M7002 ver. 2.3.（Japan Hydrographic Association, 2015）

面であることから，古くから重要な地質境界としてとらえられてきた（たとえば井関，1983；海津，1994）．本地質図では，更新世末期以降における地形・地質形成作用の枠組みを概観することを意図して，地盤調査ボーリングデータと基準ボーリングの解析，反射法音波探査を組み合わせて，この地質境界の形状（標高分布）を作成した．詳細について，伊勢湾周辺の平野は羽佐田・堀（2025）・佐藤・中島（2025），西三河平野は阿部・中島（2025），海域については佐藤（2025）を参照いただきたい．

地質学的な不整合面としての沖積層基底は，基本的に沖積層基底礫層（Basal Gravel, BG）と呼ばれる，下位層を下刻して不整合に覆う礫質層の基底に位置づけられる（たとえば井関，1983）．濃尾平野においては，第一礫層がこれに相当する（たとえば牧野内ほか，2006）．一方，軟弱地盤としての沖積層は，第一礫層より上位の濃尾層及び南陽層が該当するため，工学的には濃尾層以上の地層を沖積層として扱うことが多い（たとえば地盤工学会，2006）．また，構造物基礎調査を目的とする地盤調査ボーリングでは沖積層基底礫層下限まで掘削しないことが多く，広域的に第一礫層相当層下限の標高分布を明らかにすることは困難である．こうした状況から，陸域では，濃尾層基底を沖積層基底とした．海域については，伊勢湾層上面の不整合としたが，陸域との層序対比の結果，この不整合は濃尾層基底に対比できている（佐藤，2025）．従って，本地質図で示す沖積層基底面とは，後期更新世末頃に形成された濃尾層基底の不整合面を示している．

沖積層基底面について，濃尾平野・西三河平野ともに概ね南北に延びる深い谷が形成されており（羽佐田・堀，2025；阿部・中島，2025），詳細な形成時期については議論が残っているものの，最終氷期最盛期頃の海水準低下期の埋没谷であるとされている．

濃尾平野では，谷底の標高 -55 m，幅 10 km に達する



第 3 図　濃尾平野周辺陸域の層序対比図.

Fig. 3　Stratigraghic correlation around the Nobi Plain.

地質時代	酸素同位体ステージ	海域地質層序（佐藤，2025） 伊勢湾		三河湾	海陸共通の主要基準面	陸域の主要基準面	陸域地質層序 濃尾平野（Sugai et al.,2016）			西三河平野（阿部ほか，2025）	テフラ
完新世	MIS 1	沖積層					南陽層	上部		沖積層	K-Ah
								下部			
後期更新世	MIS 2				▽ 沖積層基底面		濃尾層				AT
	MIS 3					▽ 低位段丘面	第一礫層			IV帯	
	MIS 4					▽ 中位1b段丘面	熱田層	上部	第 1 粘土層 第 2 粘土層 第 3 粘土層		
	MIS 5b								第 4 粘土層		
	MIS 5c	伊勢湾層	上部	豊川沖層	▽ 最終間氷期海成泥層（上面）	▽ 中位1a段丘面（旧汀線）					K-Tz On-Pm-1
	MIS 5e		中部 下部		▽ 熱田層・中位1a段丘堆積物基底			下部	第 5 粘土層		BT-36 Aso-3? Ata-Th
	MIS 6										
中期更新世（チバニアン期）	MIS 7	知多沖層および音響基盤		幡豆沖層		▽ 高位3段丘面	海部層・高位段丘堆積物		Am-3		Kkt
	MIS 9			渥美沖層					Am-2		
	MIS 11			知多沖層および音響基盤					Am-1	III帯	
							弥富層・最高位段丘堆積層			II帯	Kb-Ks
前期更新世（カラブリアン期～ジェラシアン期）	MIS 21									I帯	Ss-Az
鮮新世						▽ 東海層群上面	力尾層				Yo(Ss-Pk)
						力尾層および東海層群中の厚層テフラ（阿漕テフラ・佐布里等）	東海層群			東海層群	Kr (Eb-Fukuda) Ch II Nm Sr Ak
中新世						▽ 先新生界基盤岩類上面	瀬戸内中新統			中新統堆積岩	
先新生代							先新生界基盤岩類			先新生界基盤岩類	

第 4 図　伊勢湾・三河湾周辺地域の層序対比図.

Fig. 4　Stratigraghic correlation around the Ise Bay and the Mikawa Bay.

埋没谷が現在の木曽川流路付近に分布している．ただし，南部の員弁川周辺では半円錐状の埋没扇状地が発達し，埋没谷はそれによって現在の木曽川流路からやや東側に屈曲している（羽佐田・堀，2025）．この沖では，埋没谷が伊勢湾両側の断層の隆起域に挟まれてそのまま南北に延び，白子－野間断層以南では知多半島に沿って南東に屈曲して伊良湖水道まで延びている（佐藤，2025）．佐藤（2025）はこの埋没谷を木曽川水系が作った埋没谷であるとして古木曽川埋没谷と名付けた．つまり，現在の濃尾平野は，最終氷期最盛期頃にはこの古木曽川埋没谷に沿って延長し，伊良湖水道まで延びていたことがわかる．

伊勢湾南部の宮川周辺にも南東側に深度 40 m に達する埋没谷が発達している（佐藤・中島，2025）．その谷軸は現河道よりも南東に寄っているが，その沖では漁業活動や浅瀬のために調査できておらず，その延長は確認できていない（佐藤，2025）．一方，現宮川河口沖にて，埋没谷が発達し，知多沖層が沖積層の下に露出している．陸域と海域の結果を総合すれば，現宮川及びその沖と，その南東側に合計二本の埋没谷が発達していたことがわかる．

三河湾については，西三河平野には濃尾平野同様の埋没谷が発達し，既存研究に比べて谷軸が東側に数百 m ～ 1 km 程度ずれることがわかった（阿部・中島，2025）．三河湾では，伊勢湾とは異なり平野地下の埋没谷が海域まで延びていない（佐藤，2025）．西三河平野沖に佐久島がありその基盤が浅く分布するため，埋没谷がそのまま延びにくい地形であることがその一因と考えられる．

4.2　最終間氷期海成泥層上面

広域の構造運動をわかりやすく示すため，初生的に比較的平坦だったと仮定しやすい最終間氷期海成泥層の上面についても地質図にて示した．この面について，陸域では中位 1a 段丘堆積物の地表露頭及びボーリング資料による同層準の海成泥層の上面（小松原・佐藤，2025），海域では伊勢湾層の中部・上部境界（佐藤，2025）とした．形成過程の観点からこの面は，最終間氷期の海成層の上面に相当する．この面については，データ密度の差やそもそも欠如している箇所も多いことに加え佐藤（2025）で論じられているように，形成過程の観点から漸移境界であることから認定が難しいこと，海域においては陸沖方向がわからないために初生地形の影響を排除しにくい側面がある．しかし，沖積層基底面の他に広域に追跡可能な面としての有用性があるため，これに着目して図示した．この基準面から，濃尾平野と碧海台地周辺にて，どちらも西へ傾動する，濃尾傾動と西三河傾動をはじめ様々な傾動運動が確認できる（小松原・佐藤，2025）．

5.　活構造

ここでは，本地質図範囲内に分布する活構造について説明する（第 1 表）．それぞれの詳細について，伊勢湾周辺については，小松原・佐藤（2025）・伊藤ほか（2025），三河湾周辺については，阿部ほか（2025）・木下ほか（2025）・伊藤・木下（2025）・長（2025），重力異常との関係については宮川ほか（2025）を参照いただきたい．

5.1　伊勢湾周辺の活構造

5.1.1　伊勢湾断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）

この断層は，木曽川河口の約 5 km 南から知多半島西岸の数 km 沖を海岸とほぼ平行に知多半島南端の南知多町師崎沖まで延びる，長さ約 25 km の断層とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005）．本地質図作成のための調査により，知多市新舞子沖以北の北部区間にて三条に分岐し，従来知られていた断層の東側に飛島沖断層・長浦沖断層が分布することがわかった（佐藤，2025）．また，新舞子沖から野間（冨具崎）沖までの区間で知多半島沿いに，従来の断層に加えて常滑沖推定断層の断層が推定された（小松原･佐藤，2025）．従って，伊勢湾断層帯は，三条にわかれる北部区間，二条が並走する中部区間，内海断層のみの南部区間に区分できる．ただし，北部区間と中部区間は漸移的で，境界は明確ではない．

北部区間を構成する三条の断層は，いずれも北部ほど幅広い変位形態を示す．最も東側の長浦沖断層は名古屋港の南（地質図断面 B-7 木曽岬－知多断面）で最終間氷期海成泥層上面を約 40 m 変位させる．飛島沖断層は名古屋港の西方まで連続し，最終間氷期海成泥層上面を約 40 m 変位させるが，北ほど幅広く緩傾斜な構造になって濃尾傾動運動に連続する可能性が高い（小松原・佐藤，2025）．最西端の伊勢湾断層は，木曽三川河口沖で熱田層以下の層準に累積的な変位を与えているが，第一礫層以上の地層に変位は認められない（岩淵，2000；岡田ほか，2000 b）．重力異常としては，西端の伊勢湾断層と東端の長浦沖断層にて断層変位と整合的な重力異常の変化が確認できる（宮川ほか，2025）．
常滑沖推定断層については，豊蔵ほか（1999），吉田・尾崎（1986）による東海層群中でのテフラ産出層準の違い，最終間氷期海成粘土層上面高度から推定され，200 ～ 300 m 程度の鉛直隔離断層が想定される．常滑沖推定断層の存否や基本属性についてはなお検討課題が残っている（小松原・佐藤，2025）が，この推定断層

第 1 表　伊勢湾・三河湾周辺地域に分布する活断層一覧.

Table 1　List of the active faults around the Ise Bay and the Mikawa Bay.

断層帯		断層名	海陸全体の構造長 (km)	変位基準	年代 (Ka)	変位量 (m)	平均変位速度 (m/ky)	出典
伊勢湾断層帯	北部	長浦沖断層	12	最終間氷期海成泥層上面	100～125	40	0.3～0.4	小松原・佐藤（2025）
		飛島沖断層	10	最終間氷期海成泥層上面	100～125	40	0.3～0.4	小松原・佐藤（2025）
		伊勢湾断層（狭義）	6	最終間氷期海成泥層基底	150	≧25	≧0.2	岩淵ほか（2000）
				鬼崎港沖以北 最終間氷期海成泥層基底	150	35	0.2	中部空港調査会（1994） 岡田ほか（2000a）
	中部	伊勢湾断層（狭義）	19	鬼崎港沖～常滑港沖 最終間氷期海成泥層基底	150	42	0.3	中部空港調査会（1994） 岡田ほか（2000a）
			約40	常滑港沖～冨具崎沖 最終間氷期海成泥層基底	150	45	0.3	中部空港調査会（1994） 岡田ほか（2000a）
		常滑沖推定断層	19	最終間氷期海成泥層上面	100～125	80	0.6～0.7	小松原・佐藤（2025）
				佐布里テフラ	3,500	200～300		小松原・佐藤（2025）
	南部	内海断層	17	最終間氷期海成泥層上面と 海成中位1a段丘面旧汀線	125	100	0.8	小松原・佐藤（2025）
伊勢湾盆地中の構造		阿倉川背斜～四日市港断層～鈴鹿沖断層	20（両端の直線距離） 30（断層沿いの長さ）	II層基底（第二礫層基底）	150	60	0.4	岩淵ほか（2000）
				陸域北端部 最終間氷期海成泥層上面	100～125	63～72	0.5～0.7	小松原・佐藤（2025）
				陸域南端部 最終間氷期海成泥層		0？		
		白子ー野間断層	25（東海層群の構造） 19（後期更新世以降に活動した区間）	沖積層	9	≦ 5		佐藤ほか（2021）
				OSL同時間面（伊勢湾層の内湾泥）	13	44	0.33	天野ほか（2025）
				先新生界基盤岩上面		500		三重県（2005）
布引山地東縁断層帯東部	断層帯の帰属は要検討	津沖撓曲	≧ 14（南端は未確認）	最終間氷期海成泥層上面	100～125	15	0.1	佐藤ほか（2025）
				A層（完新統）基底面	117	1.2		岡村ほか（2013）
深溝断層帯		深溝断層および横須賀断層	18（両端の直線距離） 25（断層沿いの長さ）	豊川沖層基底面	129	10.5	0.08	佐藤（2025）
				東光寺地区 高位3段丘面	140～150	≧13	0.1	岡田（2006）
				東光寺地区 中位1a段丘面	120～130	8	0.06～0.09	岡田（2006）

を含む伊勢湾断層帯全体の最終間氷期以降の変位量は約 80 m，平均変位速度は 0.6 ～ 0.7 m/ky 程度と推定できる．この推定断層が分布する中部区間では西側に従来の伊勢湾断層が分布している．この断層については，中部空港調査会（1994）や岡田ほか（2000a）によって，150 ka の層準にて 35 m の変位が観察され，それ以降の平均変位速度が 0.2 m/ky とされている．今回，推定した常滑沖推定断層はこれらの見積もりよりも平均変位速度が大きい．

南部区間の内海断層については，重力水平微分図にて，内海断層に沿って顕著な重力急変帯が並走し，東側では低重力異常が，西側では高重力異常が分布する．これは，断層の隆起側である東側に低密度な堆積層が厚く分布する一方，沈下側である西側には低密度層が厚く分布していないことを反映したものであり，瀬戸内中新統堆積時に形成された正断層が，第四紀における短縮変形に伴って逆断層として再活動していることを示している（Miyakawa *et al*., 2020）．

5.1.2　阿倉川背斜（吉田 , 1984）－四日市港断層（桑原・松永 , 1975）及び鈴鹿沖断層（桑原ほか , 1972）

陸域の阿倉川背斜・四日市港断層と海域の鈴鹿沖断層は四日市港付近で連続しており，一連の構造である．海陸全体におけるこの構造の両端間の直線距離は約 20 km，構造沿いに測定した長さは約 30 km である．

鈴鹿沖断層の西延長部（津市白子地区～金沢（かなざい）川河口付近）の海岸沿い（地質図断面図 B-2 白子－松阪断面及び B-3 川越－白子断面）では，東海層群上面が南に向かって高度を下げるものの，最終間氷期海成泥層上面に鈴鹿沖断層に伴う明確な南落ちの変位を認めることはできない．しかし，この断面は東海層群が露出する残丘（岸岡山）近くを通るため，東海層群上面の起伏が大きく，かつ第四系が薄いため，第四紀後期における断層活動の有無についてはなお検討が必要と考えられる．

この断層について，断層変位と整合的な重力異常の変化が認められるものの，変化は他の断層に比べて小さい．これは基盤の深度に対する累積変位量が小さいため十分検知できていない可能性がある（宮川ほか，2025）．

5.1.3　白子－野間断層（桑原ほか，1972）

白子－野間断層は，伊勢湾盆地を東西に横断し，北側を隆起される逆断層である．変位量については，東西で異なることが指摘されている（岡村ほか，2013；佐藤ほか, 2021）. 最新活動については, 9,000 年前～8,000 年前で，その時の上下変位量は，東側で 2.6 m，西側では信頼性が低いものの 5 m 程度以上，と推定されている（佐藤ほか，2021）．天野ほか（2025）では，断層を挟んで得た二本のボーリングコア試料の貝形虫による古水深推定も行い，10 ka から 8 ka の間に断層を挟んで 9 m 程度の上下変位量があったと見積もっている．誤差の問題があるものの，反射断面による見積もりと整合的な結果が得られている．平均変位速度は，13 ka の層準が 44 m ずれている（天野ほか, 2025）ことから，0.33 m/ky と概算できる．

重力異常図では断層の沈下側の北側が小さい値を示し，断層変位と矛盾してみえる（宮川ほか，2025）．しかし，これは基盤が大局的に北下がりであるためで，その傾向を差し引いて詳細に観察すると南側が低下している（佐藤ほか，2021）．

この断層の西端にあたる伊勢湾西岸の海岸平野では，東海層群中に累積的な変形が認められ先新生界基盤岩上面の総変位量は約 500 m に達するが，最終間氷期海成泥層上面に顕著な変形は認めがたい（小松原・佐藤，2025）．

以上の点から，白子－野間断層は，東海層群を変形させる構造としては海岸線を挟んで約 25 km の長さをもつが，後期更新世以降に確実に活動している区間は，海底部の約 19 km（岡村ほか，2013）である可能性が高い．伊勢湾西岸の海岸平野において第四紀後期に本断層が活動しているか否かについては，なお検討が必要である（小松原・佐藤，2025）．

5.1.4　津沖撓曲（岡村ほか , 2013）

津沖撓曲は，岡村ほか（2013）によって海域のみで約 7 km の断層が存在し，濃尾層相当層の完新統（A 層）基底を約 1.2 m 変位させているとされていた．海域部の南方延長の陸域において行った本地質図のための調査で，古雲出川開析谷北側にて沖積層基底面が北側に張り出す形状（佐藤・中島，2025），津松阪港周辺において最終間氷期海成泥層上面に 5 ～ 10 m 程度東側が低い高度差（小松原・佐藤，2025）が認められた．重力異常図では，この撓曲による大きな変化は認められない（宮川ほか，2025）．

このことから津沖撓曲は，岡村ほか（2013）が指摘したように海底だけでなく陸域まで連続しており，その南端は津松阪港以南にあり，断層の長さは約 14 km 以上と考えられる．この断層の南部は高茶屋断層の 2 ～ 3 km 東に位置すると考えられる．本断層の位置から，これは布引山地東縁断層帯（東部）を構成する断層の 1 つである可能性が指摘できる．

5.2　三河湾周辺の活構造

5.2.1　深溝（ふこうず）断層（津屋, 1946）・横須賀断層（井上, 1950）・高浜撓曲（活断層研究会，1991）

深溝断層は，1945 年の三河地震時に横須賀断層とともに地表地震断層を出現させた活断層である（津屋, 1946；杉戸・岡田，2004：岡田，2006 など）．横須賀断層は西三河平野西部を南北に走る逆断層，深溝断層は幡豆山地を経て三河湾北部に至る断層であり，西尾市駿馬地区付近と幸田町深溝地区で大きく屈曲しているが，三河地震時に一連の起震断層として活動した活断層であることから，一体の構造として扱われてきた（たとえば岡田，2006）．この断層（1945 年三河地震時の地震断層）の陸域部と海域部を合わせた長さは，両端間の直線距離で 18 km，断層沿いに測定して約 25 km である．

垂直変位量について, 陸域では, 岡田 (2006) によって, 中位 1a 段丘面で 8 m，高位 3 段丘面で 13 m 以上の変位が確認されている．ここから, 平均変位速度は 0.06 ～ 0.1 m/ky とされている．海域では，沖積層下部（濃尾層相当層）上面で約 6 m，豊川沖層基底面で約 10.5 m ずれていることが確認でき，豊川沖層基底を後期更新世開始の 12.9 万年前と仮定すると平均変位速度は 0.08 m/ky となる（佐藤，2025）．

重力異常図では，この断層による大きな変化は認められない．これは基盤である領家変成岩及び領家帯の花崗岩類が浅く分布するために，変位があっても断層を挟んだ密度分布の差が生じづらく，重力異常として検知しにくい可能性がある（宮川ほか，2025）．

横須賀断層北端から西側に高浜撓曲（活断層研究会，1991）の南端がある．高浜撓曲において断層を横断する反射法地震探査を行った結果（木下ほか，2025），第四紀最下部の礫層上面にて南部の油ヶ淵測線で約 35 m，北部の高浜川測線で 10 m 以上の上下変位が確認でき，平均変位速度を計算すると，それぞれ 0.035 ～ 0.044 m/ky，0.01 ～ 0.012 m/ky 以上となる．先行研究との比較により，高浜撓曲の変位速度が中期更新世以降大きくなっている可能性が示唆された（木下ほか, 2025）．また，横須賀断層と高浜撓曲の間にて反射法地震探査（伊藤・木下, 2025）と微動アレイ探査（長, 2025）を実施したが，地下数百メートルの範囲では両断層をつなぐような明確な地層変位は確認できなかった．

6.　まとめ

本地質図作成のためのプロジェクトで得られた主な知見と今後の課題は以下の通りである．本地質図説明書では概要説明にとどまるため，本文中ではほとんど触れていない結果も含まれるが，詳細については各論文を参照いただきたい．

(1) 伊勢湾・三河湾の海底地質図を新規に作成し，層序を定義した．伊勢湾については，濃尾平野の層序との対比を行った（佐藤，2025）．

(2) 伊勢湾・三河湾周辺陸域の段丘面・堆積物を同定・対比して，最終間氷期海成泥層上面を広域に追跡した．それにより, 広域な変位量分布を明らかにした（小松原, 2025；小松原・佐藤，2025）．

(3) 既存データに加えて新規に重力探査を行って伊勢湾・三河湾周辺の重力図を作成した（宮川ほか, 2025）．

(4) 知多半島において，花粉分析と地形解析，堆積相解析を併用して中位～高位段丘の形成環境を明らかにし，その編年・他地域との対比を試みた（小松原・本郷, 2025，本情報集）．

(5) 中勢丘陵にて年代が明確ではなかった見当山層を対象に古地磁気と花粉の分析を行った．検討の余地が残るものの MIS 29 あるいは MIS19 ないし 17 に対比される可能性が見出された（小松原ほか，2025）．

(6) 濃尾平野西部で得られた 601 m のボーリングコア試料の花粉化石分析を行い，濃尾平野における MIS 21 までの各間氷期の海水準変動規模や古気候の差異について示した．また，大阪平野等の他の平野にて MIS 15/16 のターミネーション VI から始まるとされる *Cryptomeria-Fagus* 花粉超帯の始まりが，濃尾平野においては MIS 17/18 のターミネーション VII である可能性が見出された（須貝，2025）．

(7) 西三河平野において，ボーリング試料を用いて岩相・火山灰・花粉・珪藻分析を行って更新統の層序区分を検討し，更新統を I 帯：*Quercus* 多産層準（下部更新統～中部更新統下部），II 帯：*Quercus* 多産層準より上位～ *Cyclobalanopsis* 多産層準より下位（中部更新統中部），III 帯：*Cyclobalanopsis* 多産層準（MIS 11），IV 帯：*Cyclobalanopsis* 多産層準より上位（中部更新統上部～上部更新統）に区分した．従来考えられていたような単純な構造ではなく，多数の不整合が存在し複雑な層序分布をしていることがわかった（阿部ほか，2025）．

(8) 濃尾平野（羽佐田・堀, 2025）・伊勢平野（佐藤・中島, 2025；小松原・佐藤，2025）・西三河平野（阿部・中島, 2025）・伊勢湾及び三河湾（佐藤，2025）にかけて沖積層基底面図を作成した．濃尾平野の沖積層基底面には埋没谷が概ね現在の木曽川に沿って北北西－南南東に延びる（羽佐田・堀，2025）が，伊勢湾内でも連続しており，白子－野間断層までは南に，そこからは知多半島に沿って南東に伊勢湾口まで続いていることがわかった．この埋没谷を古木曽川埋没谷と名付けた（佐藤, 2025）．伊勢平野では，流域ごとの地形を反映してそれぞれ大きく異なる形状を持っていることがわかった（佐

藤・中島，2025）．西三河平野では，沖積層基底面の埋没谷が従来よりも東側にずれていることがわかった（阿部・中島，2025）．

(9) 伊勢湾断層帯ついて，北部では従来の断層の東側にも断層がみつかり三条に分岐していること（佐藤，2025；小松原・佐藤，2025），中部では，従来の断層の東側，知多半島西岸に常滑沖推定断層があり，従来よりも変位速度が大きい可能性があることがわかった（小松原・佐藤，2025）．

(10) 白子－野間断層について，断層を挟んだボーリングコア掘削試料への年代測定（天野ほか，2025）と反射法音波探査（八木ほか，2019）を行った．その結果，最新活動時の上下変位量は，断層東部でおよそ 2.6 m，断層西部では信頼性がやや低いが 5 m 程度以上の可能性があり，最終活動時期は 9 ～ 8 ka とわかった（佐藤ほか，2021）．平均変位速度は，13 ka の層準が 44 m ずれていることから，0.33 m/ky とわかった（天野ほか，2025）．

(11) 白子－野間断層を挟んだ二本のボーリングコア掘削試料に対して，貝形虫分析によって古水深を推定し，反射断面とは独立に断層変位量を見積もる試みを行った．その結果，垂直変位量について反射断面による推定と整合的な結果を得た（天野ほか，2025）．

(12) 津沖撓曲の南方延長の陸域にて，最終間氷期海成泥層基底及び沖積層基底の形状から津沖撓曲が南方まで延び，陸域まで延長している可能性がわかった（佐藤・中島，2025；小松原・佐藤，2025）．

(13) 伊勢湾西岸での反射法地震探査にて千里断層の北方延長部のおおむね深度 1,000 m までの地下断面を所得した．その結果，千里断層北西延長部の鈴鹿丘陵東縁付近に断層による西上がりの構造が確認できた．千里断層北東延長部では該当箇所の測線が湾曲していることもあり，断層との関係は明確ではないものの，地下に緩やかな背斜構造が認められた（伊藤ほか，2025）．

(14) 高浜撓曲と横須賀断層の間の断層空白域において，長（2025）が微動アレイ探査，伊藤・木下（2025）が反射法地震探査を行ったが，探査深度・精度の中では断層による変位は確認できなかった．

(15) 高浜撓曲において反射法地震探査を行った結果，地下に断層変位が確認できた，第四紀層最下部の礫層上面における平均変位速度は，0.01 ～ 0.012 m/ky 以上あるいは 0.035 ～ 0.044 m/ky であり，中期更新世以降，変位速度が大きくなった可能性がある（木下ほか，2025）．

(16) 養老－桑名－四日市断層帯について，最終間氷期以降の約 10 万年間と完新世の約 1 万年間の期間の平均変位速度を比較すると，完新世の変位速度のほうが有意に大きくなっていることがわかった（小松原・佐藤．2025）．

(17) 重力探査の結果，伊勢湾断層・白子－野間断層・内海断層による重力異常の変化が観察できた（宮川ほか，2025）．内海断層では，瀬戸内中新統堆積時に形成された正断層が第四紀における短縮変形に伴って逆断層として再活動していることがわかった（Miyakawa *et al*., 2020）．

(18) 表層堆積物を面的に採取し，伊勢湾・三河湾にて表層堆積図を作成した（天野・清家，2025）．堆積物の粒度指標，全有機炭素・全窒素・全硫黄濃度と有機炭素・窒素同位体比の分布を示し，水理営力や河川からの供給作用，海底環境について明らかにした．

文　献

阿部朋弥・中島　礼（2025）矢作川下流低地における沖積層の基底地形と層序．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

阿部朋弥・納谷友規・水野清秀・中島　礼（2025）西三河平野中～南部における更新統の地下層序．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

天野敦子・清家弘治（2025）伊勢湾・三河湾における海底堆積物と海洋環境．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

天野敦子・田村　亨・大上隆史・佐藤善輝・入月敏明・中島　礼・小松原　琢（2025）ボーリング試料を用いた更新世以降の伊勢湾層序と白子－野間断層の活動度推定．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

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.

長　郁夫（2025）愛知県西尾市周辺における微動アレイ探査．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

羽佐田紘大・堀　和明（2025）濃尾平野の沖積層．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

井上宇胤（1950）昭和20年1月13日の三河地震について．験震時報，**14**，49–55.

井関弘太郎（1983）沖積平野．東京大学出版会，145p.

伊藤　忍・木下佐和子（2025）高浜撓曲と横須賀断層

の間の断層空白域における反射法地震探査．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

伊藤　忍・木下佐和子・山口和雄（2025）三重県北部における反射法地震探査－千里断層の地下構造と連続性－．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

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，**36**，73–96.

岩淵　洋（2000）内湾の活断層－大阪湾と伊勢湾－．第四紀研究，**39**，303–314.

地盤工学会（2006）ジオテクノート 15　濃尾平野の地盤－沖積層を中心に－地盤工学会，128 p．

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）伊勢湾断層帯の評価．https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/97_ise-wan.pdf（閲覧日：2024 年 6 月 13 日）．

木下佐和子・伊藤　忍・山口和雄（2025）反射法地震探査による西三河平野南西部の浅部地下構造．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

小松原　琢（2025）北勢地域の最終間氷期の段丘面・堆積物とその変位．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

小松原　琢・本郷美佐緒（2025）知多半島の中位～高位段丘堆積物の層序と花粉組成．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

小松原　琢・本郷美佐緒・佐藤善輝（2025）伊勢丘陵の最高位段丘構成層・見当山層の古地磁気極性及び花粉組成．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

小松原　琢・佐藤善輝（2025）陸域地質解説－伊勢湾及び三河湾沿岸陸域の第四系上部の層序，変位基準及び第四紀後半期の地質構造－．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

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，437p.

桑原　徹（1979）西南日本新生代末の構造運動について．島弧変動（総研研究報告書），**1**，63–72.

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.

桑原　徹・松永久夫（1975）伊勢湾北部の活断層－四日市港断層について．日本第四紀学会講演要旨集，**5**，15–15.

桑原　徹・吉野道彦・森　忍（1985）西三河地区（碧海盆地）の地下水盆構成について，一色・碧南観測井の微化石分析結果による再検討．地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書，第 10 報，29–56.

町田　貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之（1962）矢作川下流域の地形発達史．地理学評論，**35**，505–524.

牧野内　猛・森　忍・壇原　徹・竹村恵二（2006）濃尾平野における第一礫層（BG）の層位と形成過程．地質学論集，**59**，129–140.

牧野内　猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島　武・杉浦　武（2011）愛知県安城市の地下地質．地質学雑誌，**117**，79–94.

松沢　勲・桑原　徹（1964）濃尾平野の地下構造とその構成．伊勢湾台風災害の調査研究報告，名大災害科学調査会，14–39.

三重県（2005）平成 16 年度伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書「交付金による地下構造調査」，https://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie9frm.htm.（閲覧日：2024 年 5 月 30 日）．

宮川歩夢・大熊茂雄・駒澤正夫・住田達哉・杉野由樹（2025）10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域重力図（ブーゲー異常）説明書．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

Miyakawa, A. Abe, T., Sumita, T. and Ostubo. M.（2020）Half graven and its inversion tectonics revealed by the gravity modeling in Mikawa Bay Region. Progress in Earth and Planetary Science, https://doi.org/10.1186/s40645-020-00376-6.

森　忍（1984）愛知県碧南市地下における更新統のケイソウ群集．瑞浪化石博物館研究報告，**11**，93–99.

森山昭雄（1994）西三河平野，碧海層の堆積構造と海水準変動．地理学評論，**67A**，723–744.

森山昭雄・渡辺　崇・鈴木毅彦（1996）西三河平野碧海層中の鬼界－葛原テフラ（K-Tz）の発見とその意義．日本第四紀学会講演要旨集，**26**，84–85.

中島　礼・植木岳雪・山崎　徹・高木哲一・斎藤　眞（2021）豊田地域の地質．地域地質研究報告（5 万

分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，91p.

日本水路協会（2015）海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ，M7002 ver.2.3 遠州灘．CD 版

岡田篤正（2006）1945 年三河地震断層の変位地形と諸性質．活断層研究，**26**，163-192.

岡田篤正・豊蔵　勇・牧野内　猛・藤原八笛・伊藤孝（2000a）知多半島西岸沖の伊勢湾断層．地学雑誌，**109**，10–26.

岡田篤正・牧野内　猛・鈴木康弘（2000b）愛知県の活断層（その 2）活断層文献調査研究－尾張地域－．愛知県防災会議地震部会，125pp.

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，**18**，1–38.

佐藤智之（2025）伊勢湾・三河湾沿岸域 10 万分の 1 海底地質図説明書．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター．

佐藤智之・八木雅俊・大上隆史・天野敦子・宮川歩夢・大熊茂雄・坂本　泉・田村　亨（2021）伊勢湾断層帯，白子－野間断層の最新活動時期とその変位量．活断層・古地震研究報告，**21**，93–114.

佐藤善輝・中島　礼（2025）伊勢平野中～南部地域に置ける第四系地下地質．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター.

須貝俊彦（2025）濃尾平野海津市で掘削された 600 m ボーリングコア（GS-NB-1）の過去 90 万年間の地質層序と花粉化石群集－アカガシ亜属の出現率変化と古気候の関係に注目して－濃尾平野の過去 90 万年間の花粉化石群集．海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-8，産総研地質調査総合センター.

Sugai, T., Sato, T., Mizuno, K. and Sugiyama, Y.（2016）Magnitudes of sea-level falls at lowstands of the past 900,000 years inferred from gravels underlying the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 422–435.

杉戸信彦・岡田篤正（2004）1945 年三河地震の地表地震断層．活断層研究，**24**，103–127.

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**，589–615.

津屋弘逵（1946）深溝斷層（昭和 20 年 1 月 13 日三河地震の際現れた－地震斷層）．東京大学地震研究所彙報，**24**，59–75.

海津正倫（1994）沖積低地の古環境学．古今書院，270p.

八木雅俊・坂本　泉・藤巻三樹雄（2019）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．地質調査総合センター速報，no. 79，13–27.

吉田史郎（1984）四日市地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，81p.

吉田史郎・尾崎正紀（1986）半田地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，98p.

（受付：2025 年 2 月 14 日；受理：2025 年 2 月 26 日）