

伊勢湾・三河湾沿岸域 10 万分の 1 海底地質図説明書

Explanatory notes of 1:100,000 Marine geological map around the coastal zone in Ise Bay and Mikawa Bay

佐藤智之^{1*}
SATO Tomoyuki^{1*}

Abstract: “1:100,000 Marine Geological Map of the coastal zone in Ise Bay and Mikawa Bay” (34°27'N, 136°25'E to 35°08'N, 137°30'E) was compiled based on the interpretation of seismic sections. In Ise Bay, the Chita-oki Formation and acoustic basement, which are correlated to the Middle Pleistocene and below, the Isewan Formation, which is correlated to the Upper Pleistocene, and Alluvium which are correlated to the uppermost part of the Upper Pleistocene and the Holocene, are distributed. In Mikawa Bay, the Chita-oki Formation and acoustic basement, which are correlated to the Middle Pleistocene and below, the Atsumi-oki Formation and Hazu-oki Formation, which are correlated to the Middle Pleistocene and below, the Toyokawa-oki Formation, which is correlated to the Upper Pleistocene, and Alluvium, which are correlated to the uppermost part of the Upper Pleistocene and the Holocene, are distributed. In Ise Bay, the Shiroko-Noma Fault, which extends east-west in the center, has developed, and the geological structure is difference across the fault. In the northern part, the Isewan Fault has developed in the eastern part of the bay, and the Suzuka-oki Fault has developed in the western part, both of which have been uplifting the landward side of the bay. As a result, the buried valley of the Paleo Kiso River, which runs north-south in the center of the bay between the faults from Nobi Plain, has developed on the base of the Alluvium. In the southern part, no major tectonic movements have been observed apart from the Tsu-oki Flexure on the west coast and Utsumi Fault on the east coast, and the Paleo Kiso River buried valley extends southeast along the Chita Peninsula. In Mikawa Bay, the Fukozu Fault extends south from offshore the Hazu Mountains into the bay.

Keywords: marine geological map, coastal zone, seismic survey, active fault, Ise Bay, Mikawa Bay, Ise Bay Fault Zone, Shiroko-Noma Fault.

要 旨

「10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域海底地質図」は、東経 136 度 25 分から東経 137 度 30 分、北緯 34 度 27 分から北緯 35 度 08 分の伊勢湾・三河湾で実施された反射法音波探査に基づいて作成した海底地質図である。伊勢湾には、中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤、上部更新統に対比される伊勢湾層、上部更新統最上部から完新統に対比される沖積層が分布する。三河湾には、中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤、中部更新統以下に対比される渥美沖層、幡豆沖層、上部更新統に対比される豊川沖層、上部更新統最上部から完新統に対比される沖積層が分布する。伊勢湾には、中央部を東西に延びる白子ー野間断層が発達しており、その南北で地質構造が異なる。北部では、湾の東部に伊勢湾断層、西部に鈴鹿沖断層が発達し、それぞれ陸側を隆起させている。その結果の地形として、濃尾平野沖から両断層に挟まれた湾中央部に南北に延びる古木曽川埋没谷が沖積層基底面に

発達している。南部では、西岸に津沖撓曲があるほかには大きな構造運動が観察されず、知多半島沿いに古木曽川埋没谷が南東に向かって伸びている。三河湾には、幡豆山地沖から南に向かって深溝断層が湾内まで延びている。

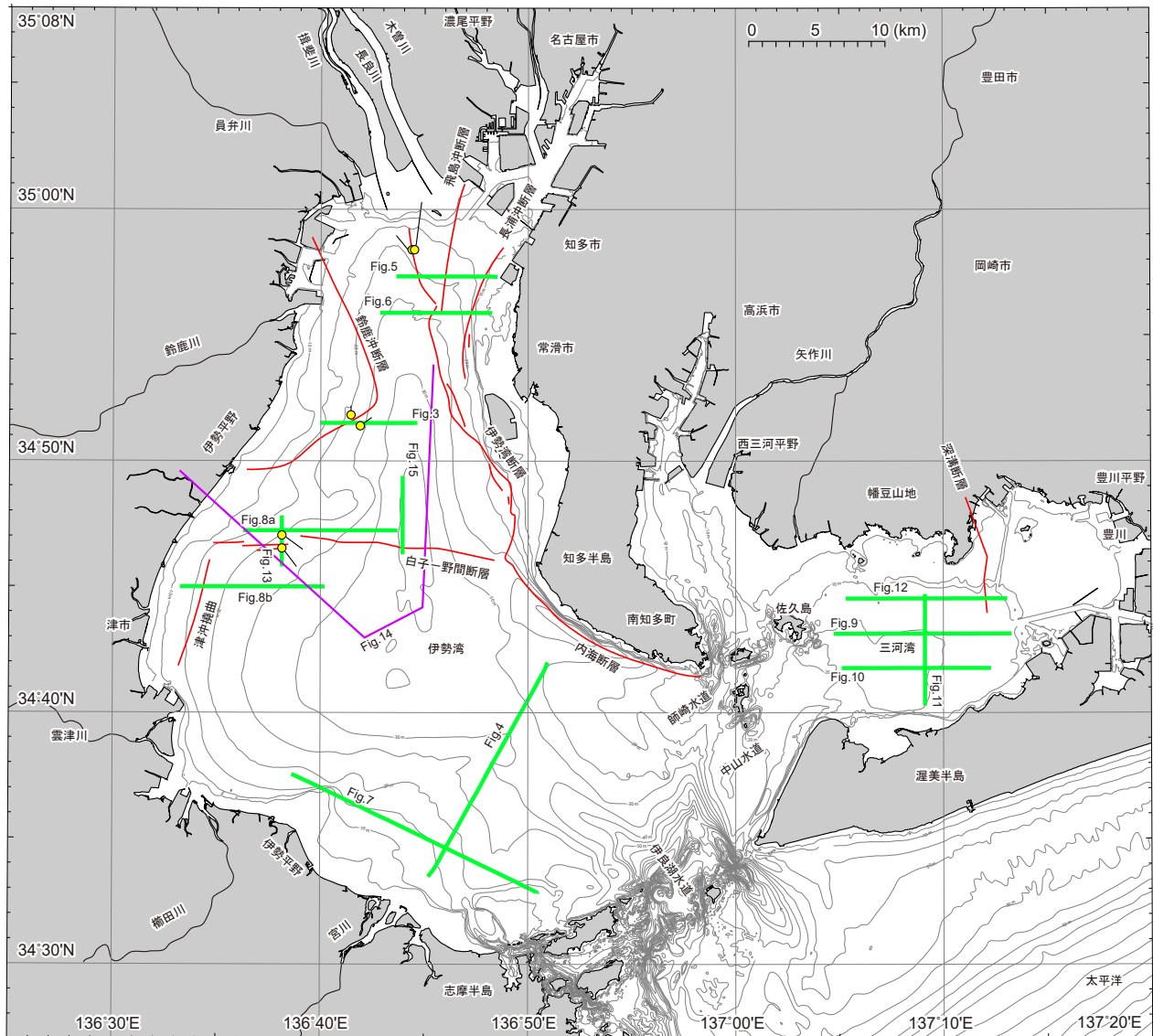
1. はじめに

本地質図「10 万分の 1 伊勢湾・三河湾沿岸域海底地質図」は、2017 年と 2019 年に実施された反射法音波探査（佐藤・古山，2018；佐藤ほか，2020）に基づいて作成した海底地質図である。対象海域は、伊勢湾及び三河湾のうち、東経 136 度 25 分から東経 137 度 30 分、北緯 34 度 27 分から北緯 35 度 08 分の範囲である（第 1 図）。

沿岸海域は踏査可能な陸上や大型調査船が活動できる沖合にくらべ、得られている地質情報が相対的に少ないが、人口の多い平野に隣接するため、防災及び土地開発の面から活断層及び地質情報の整備の必要性が

*Corresponding 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)



第1図 本地質図作成に使用した反射法音波探査の測線図と等深線図。等深線は日本水路協会(2015)海底地形デジタルデータ M7002 ver.2.3 に基づく。青線がブーマーによる探査測線。測線名の後半は省略してある。黄色丸はボーリングコア掘削地点。赤線は断層を示す。緑線は図で参照する反射断面の位置と図の番号。紫線は第14図の鳥観図の範囲。

Fig. 1 Topography and survey lines in the area of this geological map. The topography is based on digital bathymetric chart M7002 ver. 2.3. (Japan Hydrographic Association, 2015). Blue lines represent the survey lines of seismic survey with boomer. Yellow circles represent the sites of the borehole cores. Red lines represents the faults. Green lines represent the locality of the section referred in figures with its numbers. The purple line is the area of the bird view map in Fig. 14.

高い。また、現在の沿岸域、すなわち平野から陸棚にかけては第四紀の環境変動に伴って海進と海退が繰り返されてきた地域でもある。そのため、現在は海岸線によって海陸で境されているとしても地質構造としては連続していることが多い。陸域と海域とでそれぞれ編まれた地史や広域テクトニクスを統合して一連の構造として解釈するためにも、その接合部である沿岸域の地質情報は不可欠である。そのため、小型船舶を備船して調査することにより、沿岸域の地質情報を取得し地質図として整備した。

対象海域である伊勢湾・三河湾は日本の中部地方に

位置するが、湾口には中央構造線が延び、湾周辺には多数の活断層が分布するとされている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a)。本地質図では、対象海域の主に海底下 100 m 程度の層序・地層の構造を明らかにした。

2. データ取得・解析方法

本地質図は反射法音波探査に基づいて作成した。探査は2017年5月19日から8月31日(佐藤・古山, 2018)と2019年10月1日から10月20日(佐藤ほか,

2020) の二度実施した。それぞれの調査仕様は以下の通りである。

2017 年の調査では、水深の深い伊勢湾南部とそれ以外で装置を変えており、以下にそれぞれについて記載する。まず、水深の浅い海域での仕様を述べる。発振装置はブーマー (Applied Acoustic Engineering 社製 AA300) を用い、出力は 200 J とした。受波用のストリーマケーブル (総合地質調査株式会社製) のチャンネル数は 12、チャンネル間隔は 2.5 m であり、発振間隔は 1.25 m である。収録長は 0.6 sec でサンプリングレートは 0.1 msec とした。水深のより深い海域では、ブーマーの出力を 300 J、発振間隔を 3.125 m、受波用のストリーマケーブル (Geometrics 社製 GeoEel Digital) のチャンネル数は 16、チャンネル間隔は 3.125 m であり、サンプリングレートは 0.125 msec に変更した。収録長は 0.28 sec とした。

2019 年の調査では、発振装置はブーマー (Applied Acoustics Engineering 社製 AA251 を CAT100 に固定) を用い、出力は 200 J とした。受振用のストリーマケーブル (Geometrics 社製 GeoEel Solid) のチャンネル数は 24、チャンネル間隔は 3.125 m であり、発振間隔は 1.56 m とした。収録長は 0.25 sec、サンプリングレートは 0.125 msec とした。

共通反射点間隔は 1.25 m または 1.5625 m であり、音源の周波数は 300 Hz から 2,000 Hz 程度なので、波長が 1 ～数 m 程度であり、反射断面の分解能は水平・垂直方向ともに 1 m 程度である。位置情報については、調査船に設置したディファレンシャル GPS (Global Positioning System) を用いて 1 秒ごとの情報を得た後、時刻を基準に発振ごとの位置を得た。アンテナと共通反射点の位置のずれについては、進行方向の距離を測定し、発振間隔で割った分だけずらすことでアンテナと共通反射点の進行方向の位置ずれを補正した。

デジタル信号として受波した信号は、オープンソフトウェアである Seismic Un*x (Cohen and Stockwell, 2013) を用いて以下のように処理を行った。まず、バンドパスフィルタリング、直達波のミュート、ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後、速度解析と垂直動補正 (Normal Move Out) を行って重合し、再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。バンドパスフィルタの通過周波数はブーマーの出力や調査ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが、300 ～ 2,000 Hz を基本とした。処理後のデータは断面については SEG-Y 形式、位置情報については重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力し原データとした。これらについて付属データとして添付する。

総測線長は計 937 km である (第 1 図)。測線名につ

いては以下のルールに従って命名した。まず、地域と測線の方向ごとにグループを分けてそれぞれに百の位をつけ、さらにグループ内で西、あるいは北から連番で三桁あるいは二桁の数字を与えた。さらに 2017 年度あるいは 2019 年度の沿岸域 (EnGan) 調査であることを示す eg17 あるいは eg19 をハイフンで区切って数字末尾につけることで測線名とした。

各調査測線は調査工程、海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが、その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり、ノイズレベルが異なっている場合もある。

得た反射断面の解釈は、まず SEG-Y 形式のものを印刷して紙面で行い、解釈結果を PDF 変換した反射断面に書き込むことでデジタル化した。断面間の整合性や空間的な分布形態については、反射断面とその解釈図を三次元表示する (佐藤ほか, 2020) ことで確認し、層序区分・地層発達史・構造運動史を編み、地質図を作成した。作成した全断面の解釈図とそれを三次元表示するためのデータファイルを付録データとして添付する。

層序については、Mitchum *et al.* (1977) の堆積シーケンス (Depositional Sequence) の概念に則り、反射断面にて広域に認められ、かつ地層形成営力の変化が上下に認められる不整合及びそれに連続する整合面に従って区分した。区分した音響層序単元の名称について、地層の分布中心あるいは地層の特徴が最も顕著に観察できる地点に近い地名を地層名に付けた。伊勢湾層 (Isewan Formation)、豊川沖層 (Toyokawa-oki Formation) と「層 (Formation)」を付けた名称としたが、地層命名規約に則った命名ではないため、厳密には累層 (Formation) と同等の定義を持つ層序単位ではないことに注意いただきたい。本地質図における層序区分は、分解能 1 m 程度の反射断面に基づいているため、それ以下の厚さの地層に関しては無視されている。特に海底面直下では、分解能の問題に加えて海底面の残響が直下の反射断面に重なってしまうため、表層の厚さ数 m 以下の地層が見落とされている可能性がある。

3. 周辺海域の地形・地質

伊勢湾は、北は濃尾平野、東は知多半島、西は伊勢丘陵、南は伊勢平野に囲まれ、南北約 50 km、東西約 30 km で太平洋に対して南東側に開いた内湾である。湾の北部中央付近に南北に延び最大水深 38 m の凹地があり、全体としてその凹地に向かって緩やかに傾斜する地形を示す (第 1 図)。

伊勢湾周辺陸域の地層としては、東側の知多半島と西側の伊勢丘陵にて鮮新-更新統東海層群が広く分布する。この東海層群は伊勢湾周辺に広く分布する地層で積算層厚 2,000 m 以上に達する淡水成の地層とされている（吉田，1990）。東海層群は中部更新統から沖積層によって覆われ、それら堆積物は段丘の観点から細分されている（小松原・佐藤，2025）。沖積層に関しては、濃尾平野は木曽川・長良川・揖斐川を中心とした河川によって広大な沖積低地が形成されており、そこには沖積層が厚く発達している。陸域の地質については、本地質図の小松原・佐藤（2025）と佐藤・中島（2025）に詳しい。

伊勢湾内では、地質調査所による音波探査（中条・高田，1970）や重力探査（中条・須田，1971，1972）が 1960 年代になされている。その後、桑原（1982）が伊勢湾断層、鈴鹿沖断層、白子-野間断層の存在を明らかにして以降、活断層調査が多数行われた。東部の伊勢湾断層の詳細な調査（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999；岡田ほか，2000）が行われたほか、海上保安庁水路部が湾全体にわたって音波探査及びボーリング調査（海上保安庁，1996；岩淵ほか，2000）を行い、鈴鹿沖断層の正確な位置と変位速度を明らかにしている。そのほか、国土地理院も湾全域で音波探査を実施している（国土地理院，1973）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005a）は伊勢湾断層帯の長期評価として、それまでに実施された調査研究にもとづいて断層帯を構成する伊勢湾断層、内海断層、白子-野間断層の位置・形状や過去の断層活動についてとりまとめた。その後、文部科学省による委託事業「沿岸海域における活断層調査」の一環として、布引山地東縁断層帯東部（海域部）における海底活断層調査が実施された（産業技術総合研究所・東海大学，2013；岡村ほか，2013）。白子-野間断層については、本地質図のための調査結果に基づき、最新活動時期と変位量が見積もられている（佐藤ほか，2021）。

以上の研究史によって伊勢湾の活構造については、以下のようにまとめられる。伊勢湾に発達する活構造として伊勢湾断層帯と鈴鹿沖断層、津沖撓曲がある。伊勢湾断層帯は、木曽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（第 1 図）。伊勢湾断層帯主部は、北東側の相対的隆起を伴う断層であり、北部の伊勢湾断層と南部の内海断層に細分される。伊勢湾断層は東傾斜の逆断層であるが、内海断層の断層面の傾斜については十分な資料がない。白子-野間断層は、北側隆起の逆断層である。いずれの断層についても、横ずれの有無は不明である。

伊勢湾断層の平均上下変位速度は 0.1 m/ky 程度であり、平均活動間隔は 10,000 ～ 15,000 年程度であった可能性がある。最新活動時期は 1,000 年前以後～ 500 年前以前であり、その時の上下変位は 1 ～ 1.5 m 程度であったと推定される。内海断層の平均上下変位速度は 0.2 m/ky 程度で、平均活動間隔は 5,000 ～ 10,000 年程度であった可能性がある。最新活動時期は 2,000 年前以後～ 1,500 年前であり、その時の上下変位は 1 ～ 2 m 程度と推定される。白子-野間断層については、平均上下変位速度は 0.3 m/ky 程度であった可能性がある。最新活動時期は、9,000 年前以後～ 8,000 年前で、その時の上下変位は東部で 2.6 m、西部で 5 m 程度と推定される。

鈴鹿沖断層は、四日市港から南東に延び、北緯 34 度 52 分付近で屈曲して白子港付近に向かって南西から西へ延びる。鈴鹿沖断層は北西で陸域の四日市港断層へと連続する（小松原・佐藤，2025）。その他、白子-野間断層の西端の南側に南北に延びる撓曲があるとされており（岡村ほか，2013）。これは陸域の布引山地東縁断層帯東部の海域部とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005b）。

三河湾は、北は西三河平野と幡豆山地、東は豊川平野、南は渥美半島、西は知多半島に囲まれ、東西が約 35 km、南北が約 14 km の東西に延びた内湾である。水深は平均 9 m と浅く、最深部は西端の知多半島先端部で約 35 m である。西端に水道があり伊勢湾と通じている。この水道は、日間賀島と篠島によって東西に分けられ、東が中山水道、西が師崎水道とよばれる。大きい島としては、この二つの他、湾西部に位置する佐久島が挙げられる。

三河湾内には、南側の渥美半島に沿って中央構造線が分布する（山田ほか，1984；牧本ほか，2004）。また、陸域の幡豆山地から南に延びる深溝断層が存在するとされている（田山，1949；小川ほか，1991）。

4. 海底地質

4.1 地質層序

本海域の層序と海底地質構造を反射法音波探査の結果に基づいて以下に解説する。まず、本海域の海底から 100 m 程度は概ね堆積層に覆われている。その層序は伊勢湾と三河湾とで傾向が異なっており、伊勢湾と比べて三河湾では、やや複雑な構造を示す。両湾の層序は、間の水道部での分布が限られているために対比ができなかった。よって、両湾にて以下のようにそれぞれ層序を定義した（第 2 図）。

4.1.1 伊勢湾の層序

伊勢湾では、中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤、上部更新統に対比される伊勢湾層、上

部更新統最上部から完新統に対比される沖積層の三つに区分できる（第 2 図）。

知多沖層は、音波の透過が悪いため反射波も弱く、下限が確認できない最下位の地層である（第 3 図；第 4 図）。伊勢湾全体に分布する。ほとんどの海域で伊勢湾層に覆われるが、知多半島西岸の伊勢湾断層より東側、知多半島先端の水道周辺、伊勢平野の宮川沖の埋没谷にて、伊勢湾層に覆われず海底に露出あるいは、沖積層に覆われている（第 5 図、第 6 図、第 7 図、地質図断面 A-A', D-D', K-K'）。伊勢湾層に覆われず海底下浅部に分布するのが知多半島周辺に多いため、知多沖層と名付けた。

音波の透過が悪いため反射強度が弱いものの、最上部では連続性の良い平行な内部反射面が発達している。最上部の厚さ約 20 msec（往復走時、音速を 1,500 m/sec と仮定すれば 15 m）にて西に傾斜してダウンラップ構造が発達する箇所もある（第 6 図）。白子ー野間断層の西部の隆起側・鈴鹿沖断層の隆起側では、上面に深さ 15 msec（11.3 m）以下、幅 500 m 以下のチャンネル構造が確認できる（第 3 図、第 8 図、地質図断面 D-D', H-H'）。

伊勢湾層は、知多沖層の上に浸食面を挟んで重なる堆積層である。知多半島西岸沿いや宮川河口沖を除いてほぼ湾全体に分布する。鈴鹿沖断層の西側の隆起域周辺や宮川沖を除いて沖積層に覆われる。層厚は、断層の近傍や埋没谷、宮川沖で小さく、そこから離れる程大きくなる（第 3 図、第 4 図、地質図断面 B-B', H-H', G-G'）。最も厚い箇所では約 70 msec（約 52.5 m）に達する。伊勢湾全体に分布し、沖積層の下の伊勢湾全体の基礎となっていることから伊勢湾層と名付けた。

伊勢湾層は内部構造から下部・中部・上部に区分できる。なお、これらは明瞭な不整合で区分されないため境界は不明瞭で、しかも時間軸とも斜交している。従って、岩相の特徴やその変化をわかりやすく示すために区分するが、地質図では特に区分しない。下部は、内部反射面の反射強度が強く概ね水平だが連続性が悪い（第 3 図）。下位層に対してオンラップ構造を示す（第 3 図、第 4 図）。中部は、反射強度が弱く、概ね水平で連続性が良い（第 3 図）。上部は、反射強度が強く、やや傾斜して中部層に対してダウンラップ構造を示す（第 5 図）。また、中部・上部境界は反射断面上では漸移境界のようにみえたり、直線状ではなく鋸歯状の特徴を示す箇所が多い。後述するように上部が浸食されて失われていることもあり、上部と中部を明確に区分するのが困難な場所が多い。白子ー野間断層西部の隆起側・鈴鹿沖断層の隆起側では、本層上面に深さ 20 msec（15 m）以下、幅 600 m 以下のチャンネル構造が確認できる（第 3 図、第 8 図、地質図断面 D-D', H-H'）。また、全体に

浸食されており、特に上部については失われている箇所が多い。

沖積層は、最上位層であり、浸食面あるいは不整合を挟んで下位層の上に重なる。鈴鹿沖断層の西側、伊勢湾断層の東側など隆起域、湾南部の宮川沖を除きほぼ全域に分布する。層厚は、後述する古木曾川埋没谷の中で厚く 60 msec（45 m）を超える（第 3 図、第 4 図、地質図断面 B-B', H-H', G-G'）。内部構造から上部・下部に区分できる（第 3 図）。本層の細分も明瞭に定義するのは困難で時間面に斜交するため、地質図では区分しない。下部は、反射強度が強く概ね水平だが連続性が悪い。下位層に対してオンラップ構造を示す（第 4 図、第 6 図）。上部は、反射強度が弱く、連続性が良い。下部に対しダウンラップ構造を示し、海底面近傍では海底面に対して平行な構造を示す傾向がある。（第 5 図、第 6 図）。

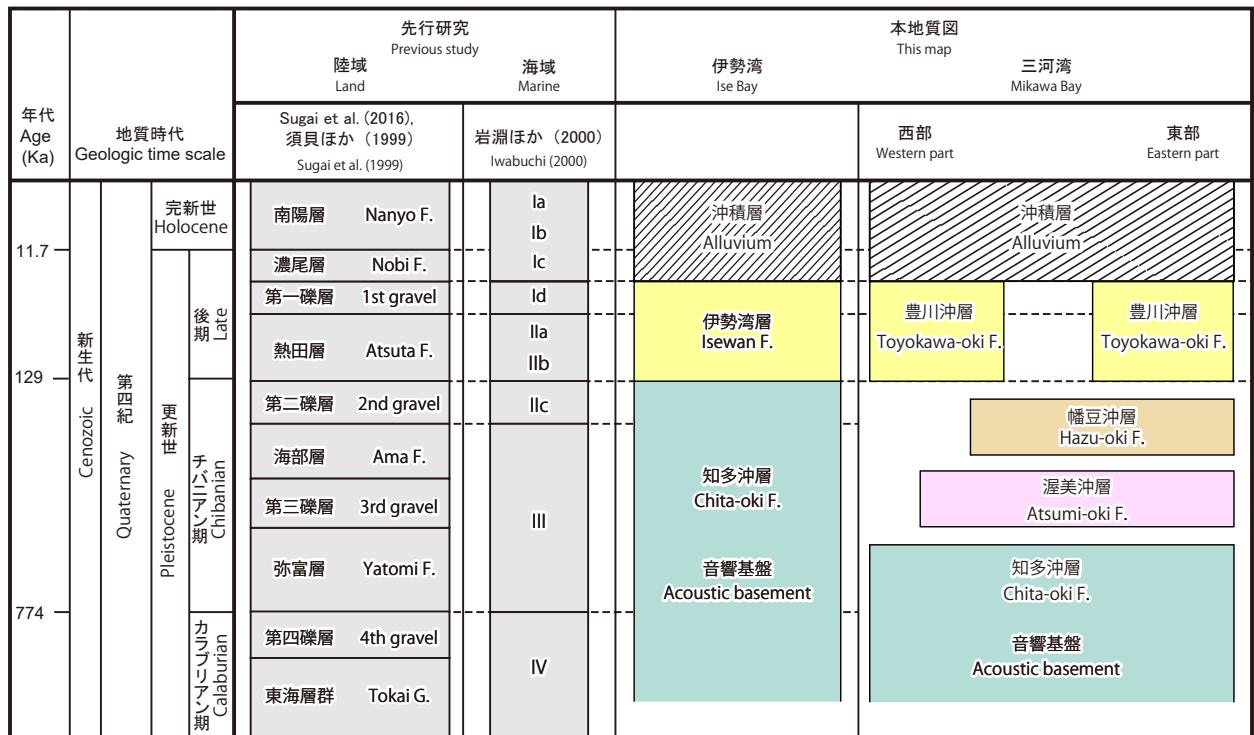
4.1.2 三河湾の層序

三河湾では、中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤、更新統に対比される渥美沖層、幡豆沖層、上部更新統に対比される豊川沖層、上部更新統最上部から完新統に対比される沖積層の五つに区分できる（第 2 図）。

知多沖層については、伊勢湾に分布するものに連続する。ただし、伊勢湾では、上部更新統の伊勢湾層が沖積層に覆われるのに対し、三河湾では、それらと同時代の豊川沖層と沖積層だけではなく、それらよりも古い渥美沖層・幡豆沖層にも覆われる。そのため、伊勢湾と三河湾では本層の上限が異なる。これについては、三河湾ではそれぞれの地層が全体に伊勢湾よりも薄いために今回の音波探査によって観察しやすかったことに起因した層序区分である。伊勢湾では地層全体が厚いために音波が透過し有意な観察ができる深度に渥美沖層・幡豆沖層相当層の層序境界を確認できないためである。従って、三河湾における知多沖層は、伊勢湾における知多沖層から、後述する渥美沖層・幡豆沖層を独立・分離させたものである。

知多沖層は、伊勢湾同様に音波の透過が悪いため反射波も弱く、下限が確認できない最下位の地層である（第 9 図、第 10 図）。三河湾全域に分布する。西に向かって上限深度が浅くなり、師崎水道・中山水道周辺にて沖積層のみに覆われる（地質図断面 M-M', N-N'）。

渥美沖層は、知多沖層の上に浸食面を挟んで重なる地層である。東に向かって深くなる知多沖層上面のくぼみを埋めるように三河湾東部に分布する（第 9 図、第 10 図、地質図断面 M-M', N-N'）。知多沖層上面と平行かそれよりやや緩く東に傾斜する。層厚は厚い箇所では約 50 msec（37.5 m）になる。南側では、表面にチャ



第2図 本地質図と先行研究（岩淵ほか，2000）及び周辺陸域（須貝ほか，1999；Sugai *et al.*, 2016）との層序対比。

Fig. 2 Stratigraphic correlation between this map, previous study (Iwabuchi *et al.*, 2000) and land geology (Sugai *et al.*, 1999; Sugai *et al.*, 2016).

ネル浸食が発達する（第10図）。沖積層を除けば、渥美半島先端付近の旧渥美町沖にてよく露出するため、渥美沖層と名付けた。

反射強度は場所・層準によって異なり、構造としては概ね水平から基底面と同じ方向にやや傾斜している（第9図）。下位層に対してオンラップ構造を示す（第10図）。上面が浸食を受けている。

幡豆沖層は、渥美沖層に浸食面を挟んで重なる地層である。東に向かって深くなる渥美沖層のくぼみを埋めるように三河湾東部に分布する。上面は知多沖層・渥美沖層と同様に東に傾斜するが、それらよりもさらに傾斜が緩い（第9図，第10図，地質図断面M-M'，N-N'）。層厚は湾北東部で厚く約40 msec (30 m) になる。沖積層を除けば、湾中央部の幡豆山地沖から南北に延びてよく露出するため、幡豆沖層と名付けた。

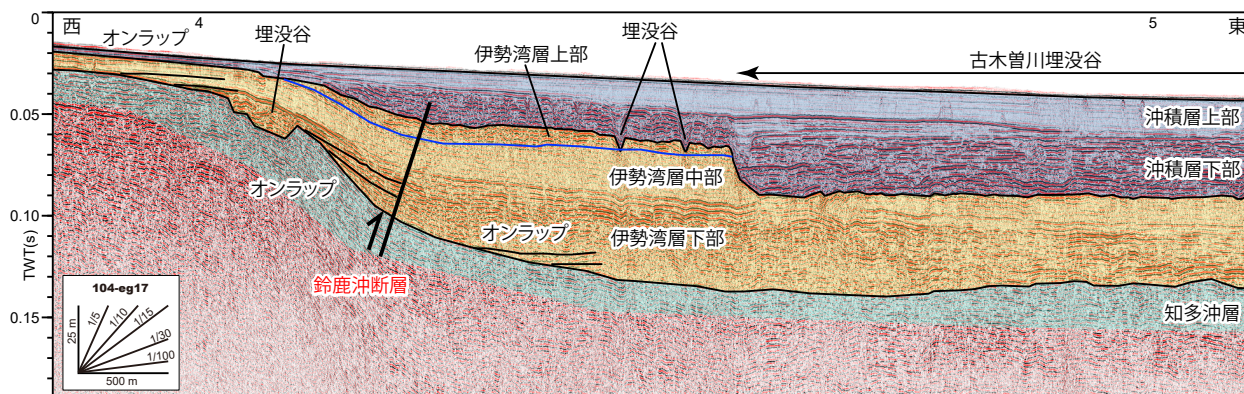
内部構造は渥美沖層と同様である。反射強度は場所・層準によって異なるが、最下部と最上部付近で強くなる場合がある（第9図）。概ね基底面と平行か、基底面よりやや緩く傾斜し、場所によって下位層に対してオンラップ構造を示す（第9図，第11図）。反射強度の弱い中部では反射波が比較的直線的で連続性が良い。上面が浸食を受けている。

豊川沖層は、幡豆沖層に浸食面を挟んで重なる地層である。東に向かって深くなる幡豆沖層のくぼみを埋

めるように三河湾東部に分布する他、湾西部でも上に凸の形状で分布する（第10図，第12図，地質図断面L-L'，M-M'）。上面はほぼ水平である。層厚は湾北東部で厚く約30 msec (22.5 m) になる。湾東部の豊川平野沖にてよく分布するため、豊川沖層と名付けた。

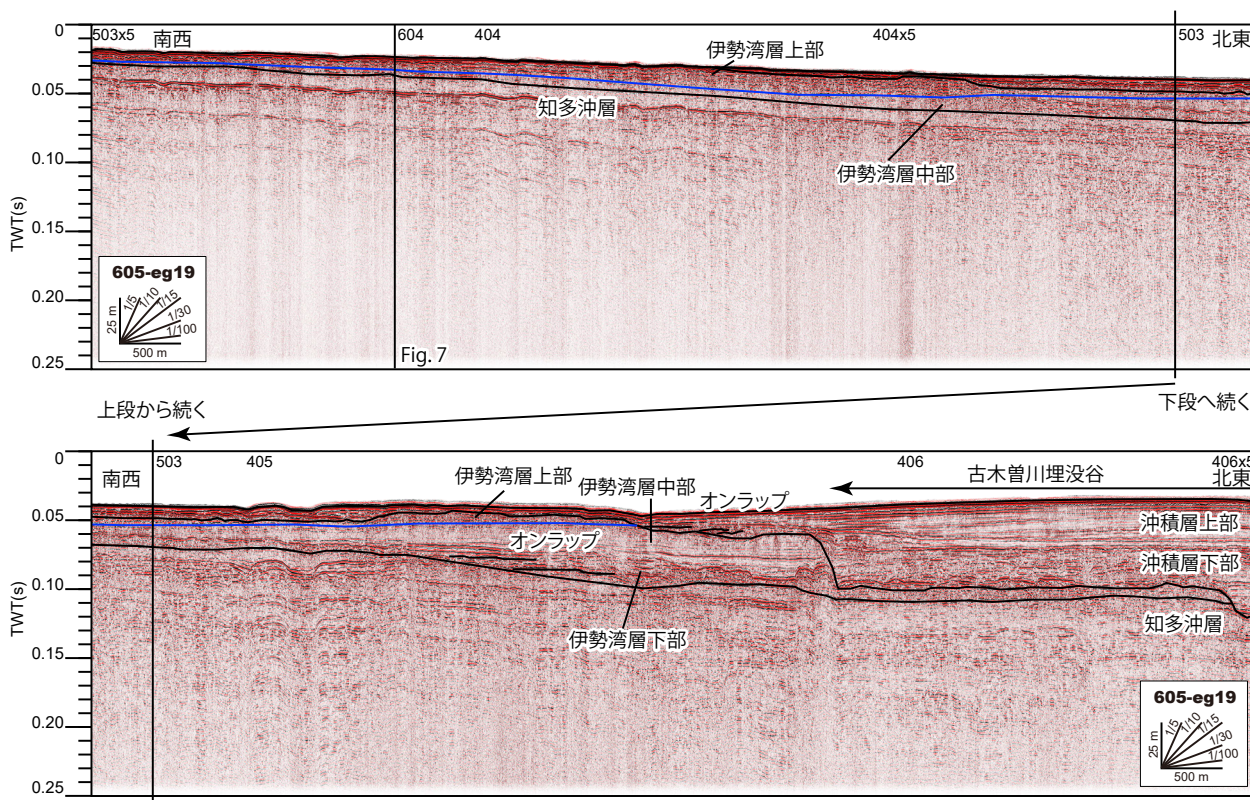
内部構造は渥美沖層・幡豆沖層と同様である。反射強度は場所・層準によって異なるが、概ね中程度で連続性も良い。反射波は概ね基底面に平行だが、場所によっては下位層に対してオンラップ構造を示す（第12図）。上面が浸食を受けている。

沖積層は、最上位層であり、浸食面あるいは不整合を挟んで重なる。本層は伊勢湾と連続して分布する同一の地層である。三河湾のほぼ全域に分布する。層厚は概ね40～53 msec (30～40 m) 程度で、湾中央やや南や西部の水道周辺で厚く70 msec (52.5 m) に達する。内部構造は伊勢湾に分布するものと同様で、上部・下部に区分できる。本層の細分も明瞭に定義するのは困難で時間面に斜交するため、地質図としては区分しない。下部は、反射強度が強く概ね水平だが連続性が悪い。下位層に対してオンラップ構造を示す（第10図，第11図）。下部上面は大きな凹凸を有している。上部は、反射強度が弱く、連続性が良い。海底面に平行で下部に対してオンラップ構造あるいはダウンラップ構造を示す。三河湾南部において、本層下部が特に厚く堆積し



第 3 図 伊勢湾北部の東西方向の反射断面図 (104-eg17). 測線の位置は第 1 図に示す. 青線は伊勢湾層の中部を上部の境界を示す.

Fig. 3 Seismic section in the east-west direction of the northern part of Ise Bay (104-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1. The blue line indicates the boundary between the middle and the upper part of the Isewan Formation.



第 4 図 伊勢湾南部の南西－北東方向の反射断面図 (605-eg19). 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 4 Seismic section in the SW-NE direction of the southern part of Ise Bay (605-eg19). The location of the survey line is shown in Fig. 1.

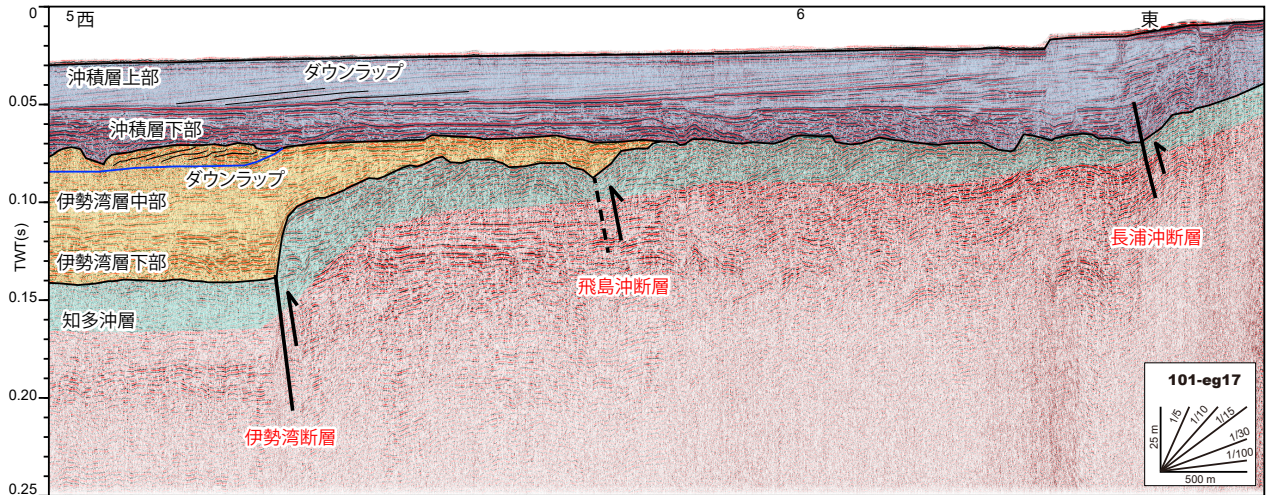
ており、そこに対して本層上部がオンラップ構造を示す。また、この厚く堆積する箇所では本層下部の内部構造が、特に乱雑で連続性が悪い（第 11 図）。

4.2 層序対比・岩相と形成時代

前述の層序について、内部構造や分布、隣接海域における先行研究との対比に基づいて、形成時代や成因

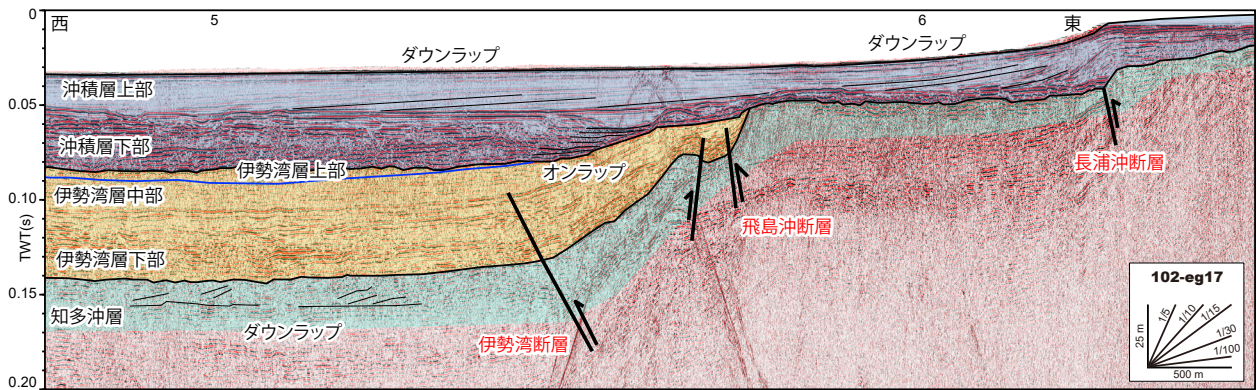
について以下に考察する。

伊勢湾については、湾内にいくつかの掘削調査が行われ、音波探査記録との対比がなされている（中部空港調査会，1994；豊蔵ほか，1999；岩淵ほか，2000）。特に、岩淵ほか（2000）は伊勢湾北部と東部にて 4 本のボーリングコア掘削と音波探査を行った（第 1 図）。ボーリングコアはそれぞれ長さ 100 m で放射性



第5図 伊勢湾北部の東西方向の反射断面図 (101-eg17). 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 5 Seismic section in the east-west direction of the northern part of Ise Bay (101-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.



第6図 伊勢湾北部の東西方向の反射断面図 (102-eg17). 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 6 Seismic section in the east-west direction of the northern part of Ise Bay (102-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.

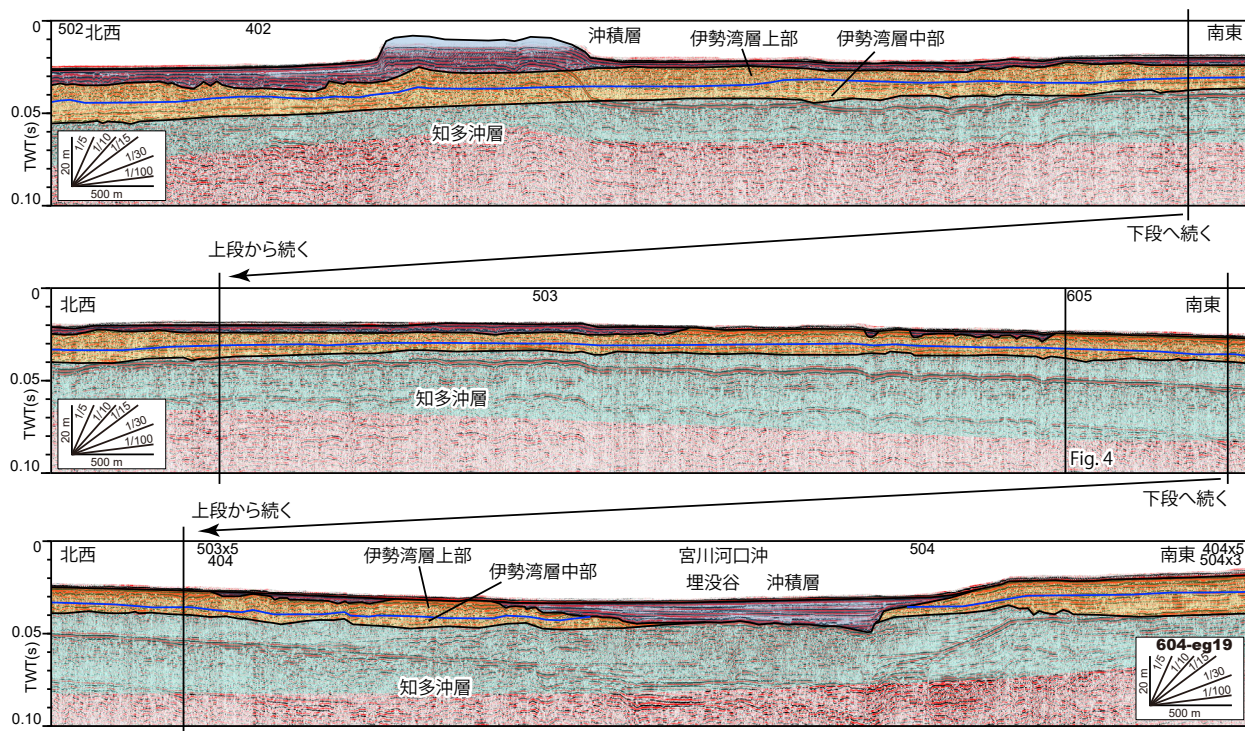
炭素年代測定、花粉・珪藻・有孔虫化石の分析、古地磁気測定が行われている。音波探査は、スーパーカーを音源としたシングルチャネルの反射法音波探査で水深160 mまでの反射断面が得られている。それらを用いて、海域の柱状図・反射断面に対して、下位から陸域層序である第二礫層・熱田層下部層・熱田層上部層・濃尾層・南陽層への対比を行った。これらボーリングコアのうち、北部の二本は今回の測線 5-eg17、南部の二本は 104-eg17 から 1 km 以内に位置している。従って本地質図の層序について、これらボーリングコアの層序を使って陸域層序との対比を行った (第2図)。

伊勢湾北部の測線 5-eg17 に最も近いボーリングコアでは、下位から、水深 -109.58 m 以深を第二礫層、-109.58 ~ -72.03 m を熱田層 (下部層)、-72.03 ~ -56.55 m を熱田層 (上部層)、-45.55 ~ -48.59 m を第一礫層、-48.59 ~ -42.15 m を濃尾層、-42.15 m 以上を南陽層としている。測線 5-eg17 の層序区分と比較すると、知多沖

層が第二礫層以下、伊勢湾層の下部と中部が熱田層 (下部層)、伊勢湾層の中部と上部が熱田層 (上部層) と第一礫層、沖積層の下部が濃尾層、沖積層の上部が南陽層と対比できる (第2図)。

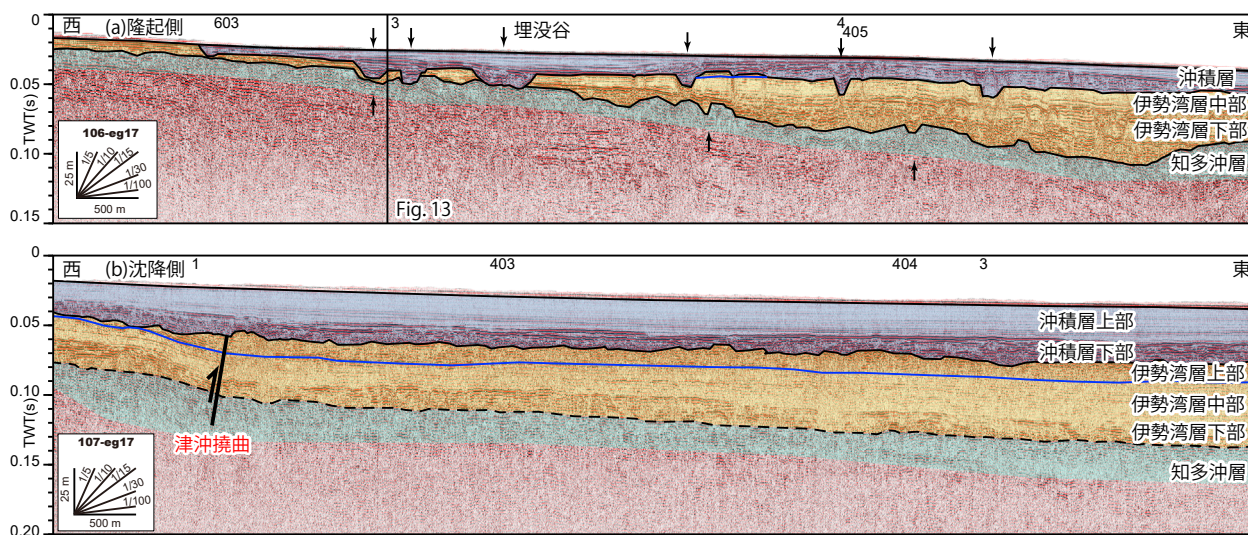
本地質図で定義したそれぞれの層序の岩相と成因について考察する。天野ほか (2025) では、測線 3-eg17 上で二本のボーリングコア掘削を行った (第13図)。その岩相と反射断面での層序区分・反射相を以下に比較する。

まず、岩相と反射相の対応関係として、反射強度が強く連続性がやや悪い、伊勢湾層の下部と上部、沖積層の下部は、礫層や砂泥互層に対応し、反射強度が弱く連続性の良い、伊勢湾層の中部と沖積層の上部は、泥層に対応している。累重パターンとしては、柱状図では、浸食面、河川成の礫層から砂泥互層、海進に伴う干潟の砂泥互層から泥層、海成泥層、海退に伴う砂泥互層から礫層への上方粗粒化層、河川成の礫層とい



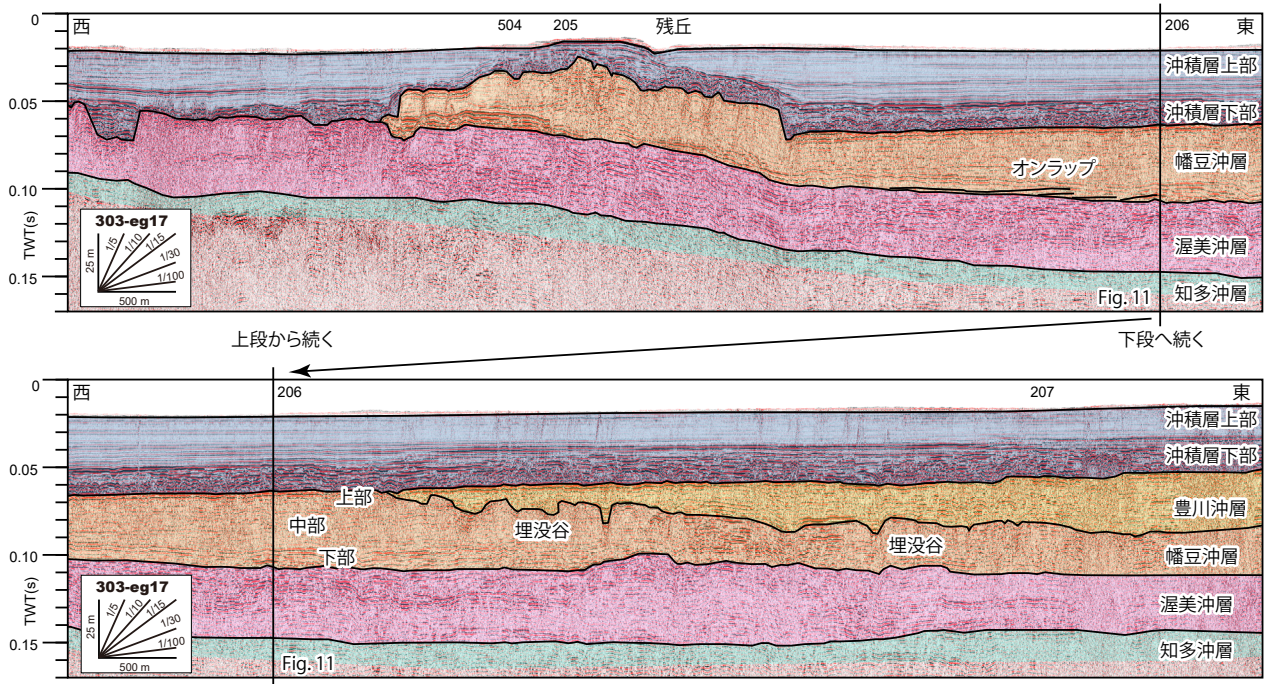
第 7 図 伊勢湾南部の北西－南東方向の反射断面図 (604-eg19)。測線の位置は第 1 図に示す。

Fig. 7 Seismic section in the NW-SE direction of the southern part of Ise Bay (604-eg19).
The location of the survey line is shown in Fig. 1.



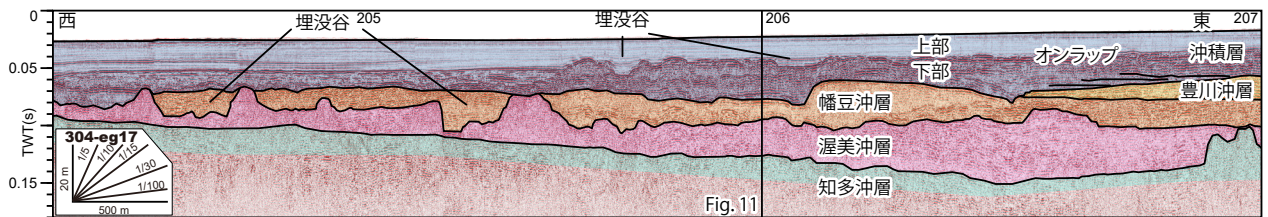
第 8 図 (a) 伊勢湾北部の東西方向の反射断面図 (106-eg17), (b) 伊勢湾南部の東西方向の反射断面図 (107-eg17)。垂直の矢印は埋没谷を示す。測線の位置は第 1 図に示す。

Fig. 8 (a) Seismic section in the east-west direction of the northern part of Ise Bay (106-eg17), (b) seismic section in the east-west direction of the southern part of Ise Bay (107-eg17). The vertical arrows indicate the buried valleys. The location of the survey line is shown in Fig. 1.



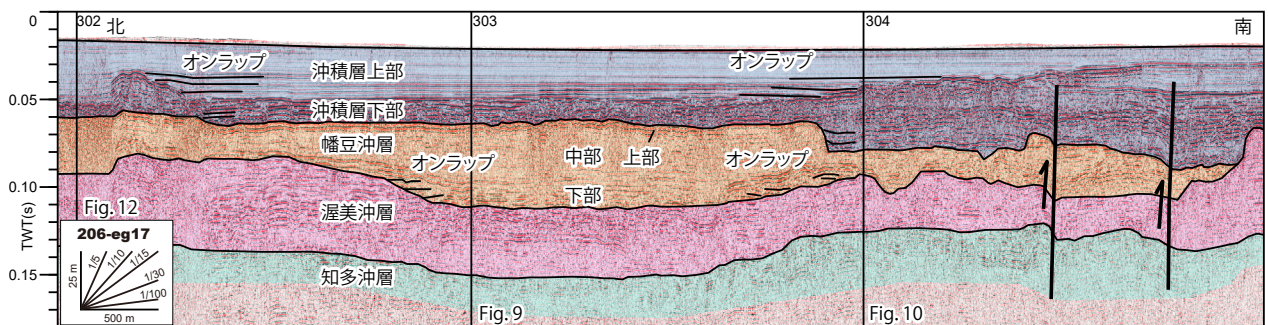
第 9 図 三河湾の東西方向の反射断面図 (303-eg17). 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 9 Seismic section in the east-west direction of the Mikawa Bay (303-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.



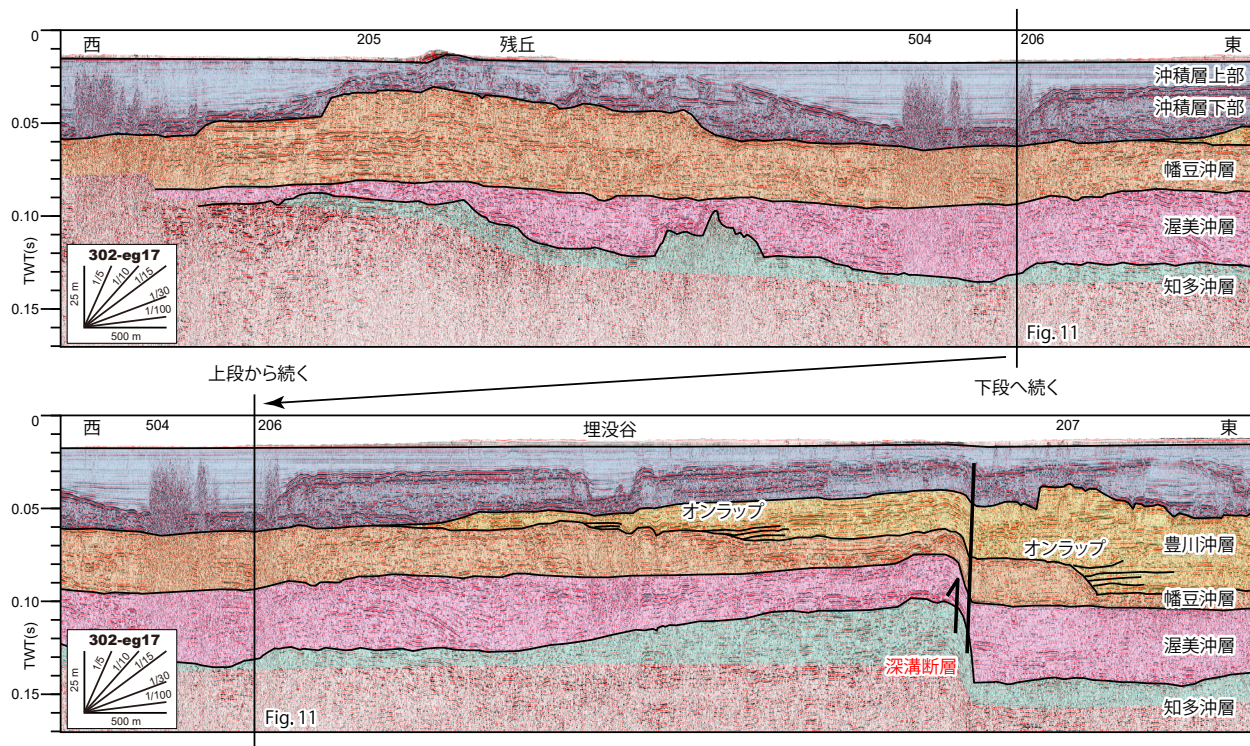
第 10 図 三河湾の東西方向の反射断面図 (304-eg17). 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 10 Seismic section in the east-west direction of the Mikawa Bay (304-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.



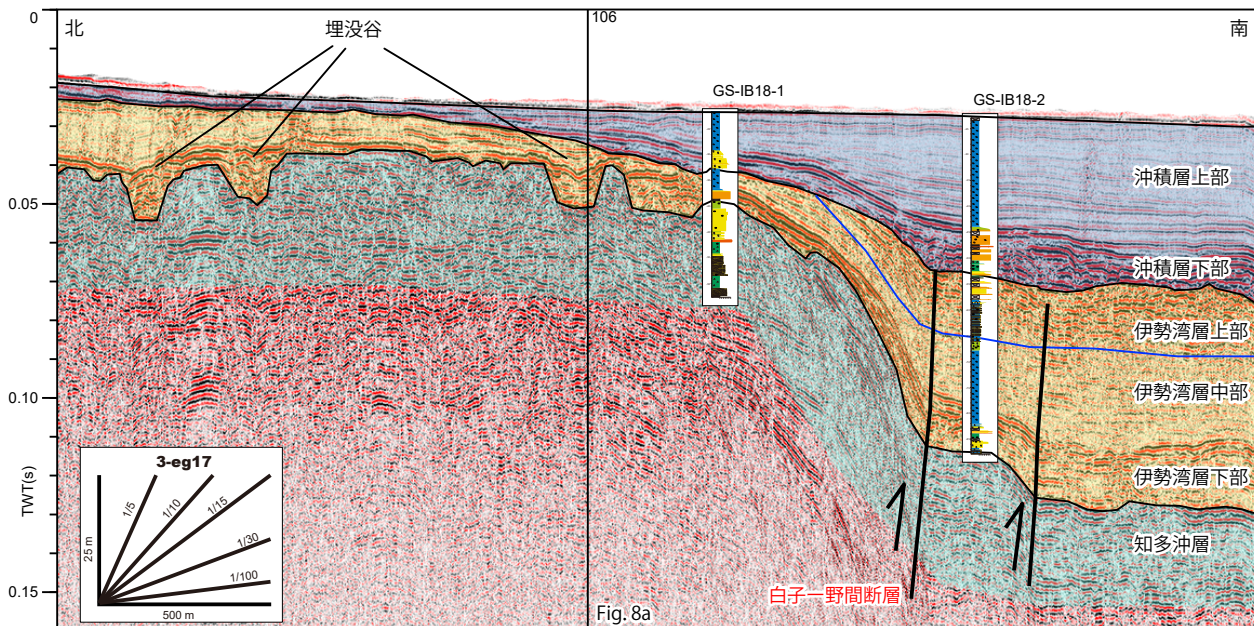
第 11 図 三河湾の南北方向の反射断面図 (206-eg17). 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 11 Seismic section in the north-south direction of the Mikawa Bay (206-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.



第 12 図 三河湾の東西方向の反射断面図 (302-eg17)。測線の位置は第 1 図に示す。

Fig. 12 Seismic section in the east-west direction of the Mikawa Bay (302-eg17). The location of the survey line is shown in Fig. 1.



第 13 図 伊勢湾の白子-野間断層を挟んだ南北方向の反射断面 (3-eg17) とボーリングコア柱状図 (天野ほか, 2025)。測線の位置・掘削地点は第 1 図に示す。

Fig. 13 Seismic section in the north-south direction across the Shiroko-Noma fault in Ise Bay (3-eg17) and borehole columnar sections (Amano *et al.*, 2025, this information collection). The location of the survey line and the drilling points are shown in Fig. 1.

うサイクルとなっている。一方、反射断面では、浸食面があり、上位層がその反射面に対してオンラップ構造を示す。そしてさらに上方に向かって反射強度の強い層から弱い層へと変化し、そこからダウンラップ構造を示しながら反射強度が強くなる、という傾向がある。これらは、氷河性海水準変動に伴う海進・海退によってできる一連の堆積層と解釈できる。従って、本地質図の層序区分は氷河性海水準変動に伴う、海進から海退までの一連の堆積層ごとに区分されており、下部は海進期の河川から干潟の礫層から砂泥互層、中部は海成粘土層、上部は海退期の上方粗粒化層であると解釈できる。具体的には、知多沖層は中期更新世以前の地層、伊勢湾層は後期更新世の氷期サイクルに伴う地層、沖積層は後期更新世から現在まで、特に最終氷期最盛期以降の地層と解釈できる。

一方、三河湾では先行研究による掘削や層序対比は行われておらず、伊勢湾のような直接の対比は行えない。こちらでは、上述の伊勢湾の層序区分と成因を参考に考察を行う。まず、三河湾の層序は、広域に追跡できる不整合によって知多沖層・渥美沖層・幡豆沖層・豊川沖層・沖積層に区分できる。このうち、渥美沖層・幡豆沖層・豊川沖層は、上下を不整合で境され、それぞれの層下部では下位層に対してオンラップ構造を示す。これらは、海面低下期からの海進に伴って堆積が開始した地層であることを示している。また、沖積層に関しては、伊勢湾での沖積層と同様の構造を持ち、上部と下部にわけられる。これらのことから、三河湾における層序区分も同様の成因が推定でき、氷河性海水準変動に伴う海進・海退による一連の堆積層ごとに形成された堆積層だろうと解釈できる。時代・年代については不明なものの、各層序の累重関係から、以下のように推定できる。まず、最上部の沖積層については伊勢湾と連続すること、西三河平野の沖積層(阿部・中島, 2025)と海岸線を挟んで連続することから、伊勢湾と同様に後期更新世から現在まで、特に最終氷期最盛期以降の地層と解釈できる。その下位の豊川沖層については、最終氷期最盛期までの氷河性海水準変動サイクルにおいて堆積した、すなわち後期更新世の地層である可能性が高い。さらに下位の渥美沖層と幡豆沖層についても、さらに過去の氷河性海水準変動サイクルによって堆積したと考えられるが、どのサイクルに相当するかは不明である。ただし、少なくとも豊川沖層よりも古いことから、中期更新世より古い地層と解釈できる。最下位の知多沖層については、少なくとも現在より4サイクル以上の氷河性海水準変動サイクル分だけ過去に堆積したことから、中期更新世より古い地層と解釈できる(第2図)。

4.3 地質構造

地質構造について、伊勢湾と三河湾で大きく異なるが、伊勢湾も湾中央部を東西に延びる白子一野間断層を境に南北で大きく構造が異なる。これに従って本地質図対象海域を、伊勢湾北部、伊勢湾南部、三河湾の三つの海域に分け、以下に詳細を記載する。

4.3.1 伊勢湾北部：白子一野間断層以北

伊勢湾北部は湾中央部の北緯34度47度を東西に延びる白子一野間断層よりも北側の範囲である。この海域の特徴は、活断層が地質構造形成の大枠に大きな影響を与えている点である。

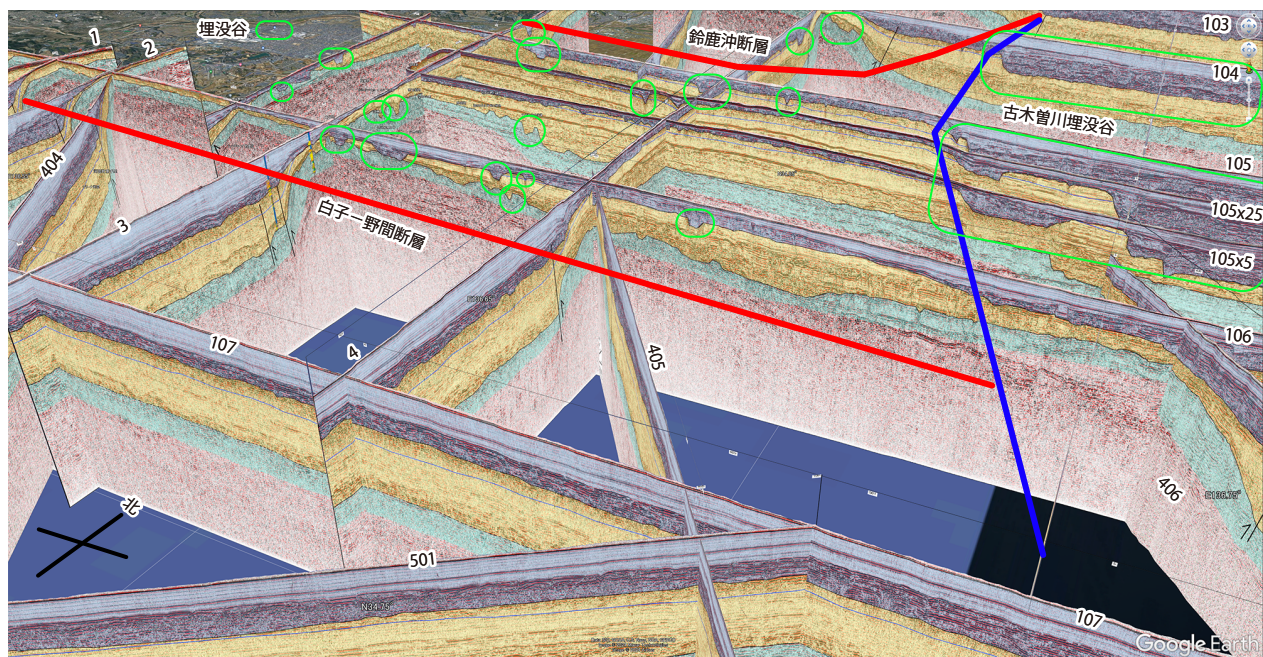
この海域は、白子一野間断層によって南部に対して隆起している。また、東部に東隆起の伊勢湾断層、西部に西隆起の鈴鹿沖断層が発達する。これらの活断層により、南部よりも全体として隆起していること(地質図断面 I-I')に加え、東西両側が中央に対して隆起している(地質図断面 B-B')。

地層の分布としては、全体に知多沖層、伊勢湾層、沖積層が分布しているが、伊勢湾断層より東では、伊勢湾層を欠き、鈴鹿沖断層より西側では、沖積層を欠いている。各層の分布高度について、上記の断層と整合的で、中央部で低く、東西両側で高い傾向がある。

沖積層基底面には、断層による変位のみではなく、チャンネル状の浸食地形も観察される(第3図)。この浸食地形は、東端は伊勢湾断層に沿い、西端は弓なりの鈴鹿沖断層が最も東にせり出す東経136度42分付近から南北に延びている(地質図断面 B-B', C-C')。最大幅約5 km, 最大深さ約40 msec (30 m)に達する本地質図範囲で最大の浸食地形である。沖積層基底は、最終氷期最盛期の海水準低下期にできた浸食面であるだろうことから、旧河川による埋没谷であり、濃尾平野から南につながっていることから、当時の木曽川水系の延長と解釈できる。これを古木曽川埋没谷と名付ける。また、鈴鹿沖断層の西側と伊勢湾中央西部の鈴鹿沖断層と白子一野間断層に挟まれた海域では、幅数百メートル、深さ数十メートル程度の埋没谷が多数発達している(第3図, 第8図, 地質図断面 D-D')。これらの埋没谷は谷底深度が上述の古木曽川埋没谷や断層の沈降側の基底面深度より浅いため、断層の沈降側や古木曽川埋没谷内に延びることはない(第8図, 第14図)。後述するがこれら埋没谷は、古木曽川埋没谷や断層沈降側に対して標高が高い箇所に発達した小規模河川によるものと考えられる。

4.3.2 伊勢湾南部：白子一野間断層以南

伊勢湾南部は、湾中央部を東西に延びる白子一野間



第 14 図 伊勢湾西部における反射断面の三次元表示．白子－野間断層の隆起側のみで小規模な埋没谷（緑丸）が多数発達している．位置は第 1 図に示す．

Fig. 14 Three-dimensional view of the cross sections in the western part of Ise Bay. Many small-scale buried valleys (green circles) have developed only on the uplift side of the Shiroko-Noma fault.

断層よりも南側の範囲である．この海域の特徴は、活断層による地層の変形が少なく、伊勢平野からの土砂供給が地質構造形成の大枠に影響を与えている点である．

この海域は、白子－野間断層によって北部に対して相対的に沈降している．また、北緯 34 度 41 分以北では、東部に東隆起の内海断層、西部に西隆起の津沖撓曲が分布し、伊勢湾北部と同様に湾の東西両側が中央に対して隆起している．ただし、これらの断層・撓曲は北部と比べて海岸線に近いこと、それより南側では断層が発達していないことから、海域全体の構造変形は大きくない．

地層の分布としては、全域に知多沖層、伊勢湾層、沖積層が分布する．知多沖層の上面は北ほど深い傾向があり、それに重なる伊勢湾層と沖積層の厚さは南ほど薄くなる傾向がある（第 4 図、地質図断面 G-G'）．沖積層基底面については、伊勢湾北部で観察された古木曾川埋没谷が、白子－野間断層付近から南東に向きを変えて知多半島沿いに延び、太平洋とつながる伊良湖水道まで続いている（第 4 図）．幅は約 5 km、深さ約 40 msec (30 m) で、北部と同様の規模である．沖積層基底面に関して、南西部の宮川河口を中心に扇状に高い傾向が認められる．これは構造運動の結果というよりは、宮川による土砂供給の結果と考えられる．また、宮川河口から東北東へ延びる埋没谷が沖積層基底面に認められる（第 7 図）．河口を中心とした扇状の地形、

埋没谷の存在から、土砂供給・地形形成に対して宮川が大きな影響を及ぼしていたと考えられる．

4.3.3 三河湾

三河湾は、伊勢湾に比べて各層が薄く、東と北西に向かって若い地層が重なるのが特徴である．また、南北に延びる深溝断層が発達するのみで、伊勢湾と比べて大きな変形が認められない．

地層の分布としては、下位から知多沖層、渥美沖層、幡豆沖層、豊川沖層、沖積層が分布している．知多沖層は三河湾全体に分布するが、佐久島より東で東に向かって上面深度が徐々に深くなる傾向を示す（地質図断面 M-M', N-N'）．一方で南北方向では、島近傍で知多沖層及び音響基盤が浅く分布していることを除けば、深度変化はほとんど確認できない（地質図断面 P-P', Q-Q', R-R'）．渥美沖層は佐久島より東の知多沖層上面の東への傾斜を埋めるように分布する．渥美沖層の上面も知多沖層と平行かそれよりやや緩く東に傾斜している（第 9 図、第 10 図、地質図断面 M-M', N-N'）．幡豆沖層は、佐久島より北側全体と、東側に限定して分布する．下位の渥美沖層上面の東への傾斜を埋めるように分布する．幡豆沖層の上面は、豊川沖層を欠いて直接沖積層に覆われる範囲ではほぼ水平だが、豊川沖層に覆われる湾東部ではやや東へ傾斜している（第 9 図、第 10 図、地質図断面 M-M', N-N'）．豊川沖層は、幡豆沖層よりも分布が限られ、幡豆沖層の上面深度が最も

深い湾東部の豊川沖と、佐久島より北側の衣ヶ浦周辺のみに分布する。豊川沖層の上面は、湾中央北部の残丘地形を除けばほぼ水平である（第9図、第12図、地質図断面 L-L', M-M'）。これらの地層を沖積層が覆っている。沖積層の基底面は浸食面ではほぼ水平である。沖積層は上部と下部に区分できるが、下部・上部の境界にチャンネル構造がよく発達している（第10図、第12図）。これは、上述の形成過程にあてはめて考えれば、海進期の干潟に発達した流路と解釈できる。

断層について、深溝断層の他にも、三河湾南部やや東側にて沖積層まで変位させる北隆起の逆断層が二条確認できる（第11図）。しかし、隣接測線では確認できず、走向は不明である。また、この断層長は最大でも5 kmを超えない。

5. 地質構造

本海域にて確認されている断層・撓曲について以下に説明する。

5.1 伊勢湾断層帯

伊勢湾断層帯は北側の伊勢湾断層と、南側の内海断層に区分される。伊勢湾断層は、伊勢湾北部の東側に北北西―南南東に延びる東隆起の逆断層である。南側の内海断層では知多半島に沿っているのに対して、伊勢湾断層は北緯34度45分付近以北では北側ほど知多半島から離れる。

伊勢湾断層の活動について、平均上下変位速度は0.1 m/ky程度であり、平均活動間隔は10,000～15,000年程度であった可能性がある。最新活動時期は1,000年前以後～500年前以前であり、その時の上下変位は1～1.5 m程度であったと推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a）。

本地質図作成のために実施した音波探査の結果から、伊勢湾断層は中部国際空港のある北緯34度52分周辺で北側に二条に分岐し、その西側の断層がさらに北側の北緯35度56分周辺で再び二条に分岐し、伊勢湾最北部の名古屋港周辺において、三条にわかれていることがわかった（第5図、第6図、地質図断面 A-A'）。このうち最も西側の断層が従来指摘されている伊勢湾断層に相当する。東側の二条は今回新たに設定し、陸域の地名から東側を長浦沖断層、西側を飛島沖断層と名付けた。

5.2 鈴鹿沖断層

鈴鹿沖断層は、四日市港から南東に延び、北緯34度52分付近で西に屈曲して白子港付近に向かって南西から西へ延びる西隆起の逆断層である（桑原ほか、

1982）。鈴鹿沖断層は北西で陸域の四日市港断層へと連続する（小松原・佐藤, 2025）。今回実施した反射断面では、伊勢湾層以深を変形させる撓曲として観察できる。断層より西の隆起側では、沖積層が分布せず、伊勢湾層が海底に露出する（第3図、地質図断面 B-B'）。

5.3 白子―野間断層

伊勢湾中部の北緯34度47分周辺に白子―野間断層が東西に延びている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a）。全長約21 kmで北隆起の逆断層とされている。平均上下変位速度は0.3 m/ky程度であった可能性がある。最新活動時期は、9,000年前以後～8,000年前で、その時の上下変位は東部で2.6 m、西部で信頼度が低いものの5 m程度と推定される（佐藤ほか, 2021）。反射断面でも北隆起の逆断層として確認できる（第13図、第15図）。

この断層を境界に伊勢湾層以深の地層分布深度が大きく変化するだけではなく、前述のように南北で地質構造が変化する重要な地質境界となっている。また、断層北側においてのみ、知多沖層及び伊勢湾層上面に埋没谷が多数発達する（第8図、第14図）。

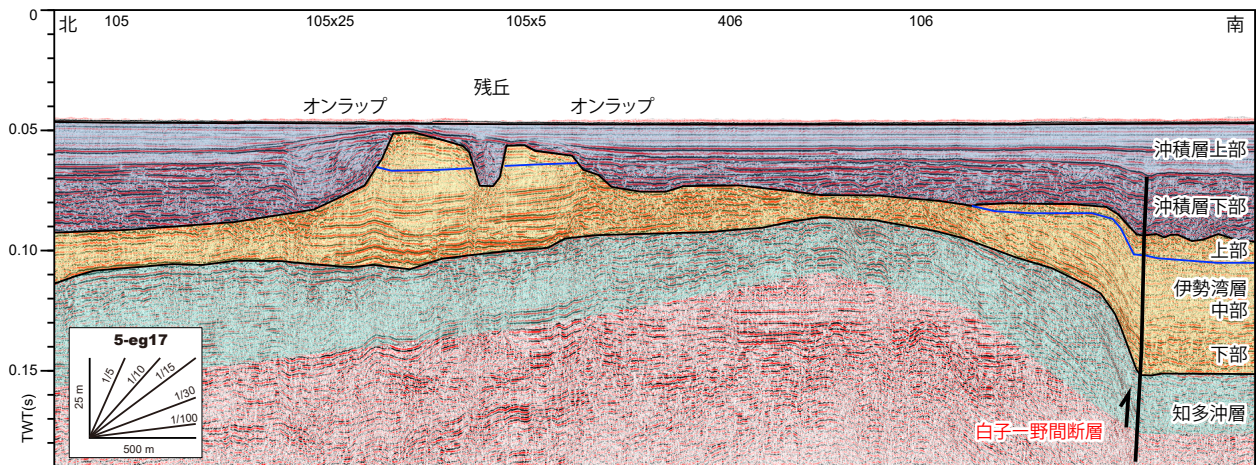
5.4 津沖撓曲

白子―野間断層の西端の南側に南北に延びる撓曲があるとされており（岡村ほか, 2013）、津沖撓曲とよばれている。これは陸域の布引山地東縁断層帯東部の海域部とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005b）。今回実施した反射断面では、伊勢湾層以深を西側隆起させる撓曲として観察できる。（第8図 b）。

5.5 深溝断層

三河湾には、陸域の幡豆山地から南に延びる深溝断層が存在するとされている（田山, 1949；小川ほか, 1991）。三河湾北部において、断層によって沖積層の下部以深を変形させている様子が確認できる（第12図）。断層の南端について、牧本ほか（2004）では北緯34度42分付近まで延びるように描かれていたが、今回の音波探査断面にて303-eg17で確認できないこと（第9図）、同様に音波探査を行って観察した小川ほか（1991）でもL14で確認できないとしていることから、断層の南端を北緯34度44分付近とした。

垂直変位量について、測線302-eg17において、豊川沖層基底面が14 msec（10.5 m）ずれているのが確認できる。沖積層及びその基底面では、変位が確認されるものの埋没谷が発達しているために変位量の見積もりが難しい。このことから、最終活動時期は完新世以降であり、平均変位速度は豊川沖層基底が後期更新世開



第 15 図 (a) 伊勢湾北部の南北方向の反射断面図 (5-eg17). 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 15 Seismic section in the north-south direction of the northern part of Ise Bay (5-eg17).
The location of the survey line is shown in Fig. 1.

始の 12.9 万年前と仮定すると 0.08 m / ky となる.

6. 埋没地形

沖積層基底面の形状から、現在は沖積層に埋もれている最終氷期及びそれ以降の埋没地形を推定できる. 本海域で特に目立つ埋没地形について、以下に説明する.

6.1 古木曾川埋没谷

伊勢湾の沖積層基底面に注目すると、濃尾平野沖から南南東へ延び、白子-野間断層より南では南東に曲がり伊良湖水道へと延びる埋没谷が発達する(第 3 図, 第 4 図, 地質図断面 B-B', C-C', F-F', G-G'). 幅が約 5 km, 谷底高度が海面下 60 m ~ 75 m 程度で、数千分の 1 程度の勾配で南に向かって低下する. 周囲との比高は、場所によるが北部の伊勢湾断層・鈴鹿沖断層に接する箇所で大きく、30 m に達する.

沖積層基底面が最終氷期最盛期の海水準低下期の地形面に起因すること、当時の海水準は現在よりも約 120 m 低かったことから、この埋没谷は海面低下によって陸化し、その際に河川の下刻によって形成されたものと解釈できる. 伊勢湾内での埋没谷の上流端が濃尾平野につながり、それは木曾川水系によって形成されたデルタ平野であることから、この埋没谷は最終氷期に置ける木曾川水系の延長だったと解釈できる. 従って、この埋没谷を古木曾川埋没谷と名付けた.

伊勢湾北部では、この埋没谷はまずは伊勢湾断層・鈴鹿沖断層に沿うが、両断層が屈曲して東西に広がる北緯 34 度 52 分以南では断層に沿って幅を広げることではなく、両断層による狭窄部の幅のまま南に延びてい

る. これは両断層による隆起帯によって狭められた河川がその後広がらずに流れたことを示すのだろう. また、特に西部で顕著だが、谷外において小規模な埋没谷が多数発達している. この小規模な埋没谷は、谷底深度が古木曾川埋没谷の谷底や白子-野間断層を挟んだ南側よりも高く、そこで消える傾向がある. この埋没谷は、最終氷期最盛期に発達した木曾川水系の平野と、その周囲に断層による丘陵があり、その丘陵を刻む河川によって形成されたものと解釈できる.

6.2 伊勢湾・三河湾中央部の残丘

伊勢湾・三河湾ともに湾中央部付近の地層境界に円形の高まりが確認できる. これについて、以下に記載し、成因を説明する.

伊勢湾では、北緯 34 度 47 分から 49 分、東経 136 度 44 分付近に伊勢湾層と沖積層の境界が周囲より 30 msec (22.5 m) 程度高いのが確認できる(第 15 図, 地質図断面 I-I'). 水野ほか (2009) の地質図ではこの地形の周囲を断層としているが、伊勢湾層の内部構造を観察すると、内部構造は上面の形状とは無関係でほぼ水平に成層しており(第 15 図)、さらに下位の知多沖層の内部構造にも変形が全く認められない. 従ってこの地形は、断層ではなく浸食によって形成された埋没地形と解釈できる. 分布位置からすると、古木曾川埋没谷の西岸にあたり、白子-野間断層と鈴鹿沖断層南端の間に位置している. この範囲では、現在の伊勢湾西岸から比較的大きな埋没谷二本が東に向かって延びており、この二つに挟まれて浸食され残った残丘地形がこの高まりであると考えられる.

三河湾では、幡豆山地沖の東経 137 度 05 分から 07 分に陸から北緯 34 度 43 分までにかけて幡豆沖層と沖

積層の境界が周囲より 30 msec (22.5 m) 程度高いのが確認できる (第 9 図, 第 12 図)。こちらについても伊勢湾同様に, 下位の渥美沖層・幡豆沖層ともに変形は認められず, 幡豆沖層の内部構造は上面形状とは無関係にほぼ水平に成層している (第 9 図, 第 12 図)。従ってこれも浸食され残った地形と考えられる。

7. まとめ

本地質図範囲は, まず伊勢湾と三河湾とに区分できる。伊勢湾には, 中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤, 上部更新統に対比される伊勢湾層, 上部更新統最上部から完新統に対比される沖積層が分布する。知多沖層は伊勢湾全体に分布し, 伊勢湾東岸付近の伊勢湾断層の隆起側にて海底に露出する。伊勢湾層は伊勢湾全体に分布し, 伊勢湾西部の鈴鹿沖断層・白子ー野間断層の隆起側にて海底に露出する。これらの露出域以外では沖積層が最表層を覆っている。海底でのボーリングコア試料の分析結果から, 知多沖層は第二礫層以下, 伊勢湾層は熱田層と第一礫層, 沖積層は濃尾層と南陽層に対比できる。三河湾には, 中部更新統以下に対比される知多沖層及び音響基盤, 中部更新統以下に対比される渥美沖層, 幡豆沖層, 上部更新統に対比される豊川沖層, 上部更新統最上部から完新統に対比される沖積層が分布する。知多沖層は三河湾全体に分布し, 南西部の湾口や佐久島周辺にて海底に露出し, 上面は東に傾斜している。渥美沖層・幡豆沖層・豊川沖層は, 傾斜した知多沖層の上に重なり, 上位の地層ほど分布が東側に限定されている。これらの地層を沖積層が覆っている。三河湾の地層の時代・年代については, 沖積層が陸域への連続性から最終氷期最盛期頃以降の地層であること以外の詳細は不明である。

伊勢湾には, 中央部を東西に延びる白子ー野間断層が発達しており, その南北で地質構造が異なる。北部では, 湾の東部に伊勢湾断層, 西部に鈴鹿沖断層が発達し, それぞれ陸側を隆起させている。その結果の地形として, 濃尾平野沖から断層に挟まれた湾中央部に南北に延びる古木曾川埋没谷が沖積層基底面に発達している。南部では, 西岸に津沖撓曲, 東岸に内海断層があるほかは大きな構造運動が観察されず, 知多半島沿いに古木曾川埋没谷が南東に向かって伸びている。三河湾には, 幡豆山地沖から南に向かって深溝断層が湾内まで延びている。

謝辞: 総合地質調査株式会社・大和探査技術株式会社の方々には, 反射法音波探査の実施にあたり大変お世話になりました。東京海洋大学の古山精史朗博士, 産業技術総合研究所の鈴木克明博士には調査の補助をし

ていただきました。現地調査にあたり, 愛知県, 愛知県漁連, 三重県, 三重県漁連及び地元の各漁協をはじめとする関係機関には調査にあたり, 便宜を図っていただきました。以上の方々に感謝を申し上げます。

本調査は, 知的基盤整備事業のうち, 海陸シームレス地質情報集 (沿岸域地質情報) の整備の一環として行いました。

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盤地形と層序, 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。
- 天野敦子・田村 亨・大上隆史・佐藤善輝・入月俊明・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の推定と白子ー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。
- 中条純輔・高田康秀 (1970) 音波探査による知多半島の研究。地調月報, **21**, 187–218。
- 中条純輔・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察。地調月報, **22**, 415–435。
- 中条純輔・須田芳朗 (1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察。地調月報, **23**, 573–594。
- 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。
- Cohen, J. K. and Stockwell, Jr. J. W. (2013) CWP/SU: Seismic Un*x Release No. 43R4: an open source software package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines。
- 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, **36**, 73–96。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005a) 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)。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005b) 布引山地東縁断層帯の長期評価について。 https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/71_nunobiki-sanchi.pdf (閲覧日: 2024 年 6 月 13 日)。
- 海上保安庁 (1996) 大都市周辺海域活断層調査ー伊勢湾海上作業及び解析処理作業ー報告書。

- 国土地理院 (1973) 沿岸海域基礎調査報告書 (四日市・津地区), **1-43**.
- 小松原 琢・佐藤善輝 (2025). 陸域の上部第四系, 第四紀後期の変位基準および第四紀後期の地質構造. 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.
- 桑原 徹 (1982) 西三河地区 (矢作古川流域) の地下地質と地盤沈下, 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告 (第 8 報), 愛知県環境部, **95-149**.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久 (2004) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 地質調査所.
- Mitchum, R. M. JR., Vail, P. R., and Thompson, III. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. AAPG Memoir, **26**, 53-62.
- 水野清秀・小松原琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒津正夫 (2009) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」(第 3 版). 産総研地質調査総合センター.
- 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・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, **13**, 187-232.
- 小川光明・岡村 眞・坂口有人・堤 浩之・中田 高・岡田篤正・千田 昇 (1991) 三河湾における深溝断層延長部と中央構造線の音波探査. 活断層研究, **9**, 41-52.
- 産業技術総合研究所・東海大学 (2013) 沿岸海域における活断層調査. 布引山地東縁断層帯東部(海域部)成果報告書. https://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h24/h24_nunobiki.pdf (閲覧日: 2024 年 6 月 13 日).
- 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. 地質調査総合センター速報, **76**, 1-9.
- 佐藤智之・鈴木克明・古山精史朗 (2020) 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査, データベース化の概要. 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, **81**, 15-23.
- 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, 白子一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～南部地域にお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・杉山雄一・水野清秀 (1999) 深度 600m ボーリング (GS-NB-1) の分析に基づく過去万年間の濃尾平野の地下層序. 地質調査所速報, EQ/99/3, 69-76.
- 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.
- 田山利三郎 (1949) 渥美湾海底変化の地形学的地質学的吟味. 水路紀要, **12**, 39-46.
- 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.
- 山田哲雄・高田康秀・山田直利・浅尾一己・大友幸子 (1984) 渥美半島伊良湖岬付近の中央構造線の位置に関する最新の情報. 地質学雑誌, **90**, 915-918.
- 吉田史郎 (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査所月報, **41-6**, 303-340.

(受付:2024 年 7 月 17 日;受理:2024 年 12 月 20 日)