10万分の1相模湾沿岸域海底地質図説明書

Explanatory notes of 1:100,000 marine geological map of the coastal zone in Sagami Bay

佐藤智之^{1*}

SATO Tomoyuki^{1*}

Abstract: "1:100,000 marine geological map of the coastal zone in Sagami Bay" (35°04N, 139°14'E to 35°20'N, 139°41'E) was compiled based on the interpretation of seismic sections. In Sagami Bay, the Sagami Trough lies along the plate boundary and several submarine canyons flow into it. The strata in this area can be divided into the Miura-oki Unit, the Enoshima-oki Unit, the Hayama-oki Unit and the Holocene. The Miura-oki Unit is correlated to the Hayama, Miura and Awa groups and is therefore the Miocene to the Pliocene. The Enoshima-oki Unit is correlated to the Kazusa and the Sagami groups and is therefore the Upper Pliocene to the Pleistocene. The Hayama-oki Unit is correlated to the Sagami Group and is therefore the Pleistocene. The Miura-oki Unit is distributed throughout the area and deformed stronger than the other units. The Enoshima-oki Unit is distributed in the subsidence areas bounded by the faults off the south of Enoshima. The Hayama-oki Unit is distributed in the tip of spurs and subsidence areas along synclines which are connected to submarine canyons. The Holocene covers the areas where water depth is less than about 100 m. The Oiso-oki fold develops along the Oiso Spur, extending northeast-southwest. Off the south of Enoshima, several faults with a reverse fault component and the related folds develop. These faults are an extension of the Miura-hanto fault group. The Miura-oki fold group extending east-west develops in the area to the south of the Hayama Submarine Canyon. These structures are formed by north-south compression and NW-SE compression respectively. The change of the stress is concordant to the change of the motion of the Philippine Sea plate in 3 Ma.

Keywords: marine geological map, coastal zone, seismic survey, active fault, Sagami Bay, Philippine Sea Plate, Miura-hanto fault group

要 旨

「10万分の1相模湾沿岸域海底地質図」は、東経139 度 14 分から東経 139 度 41 分,北緯 35 度 04 分から北 緯35度20分の大陸棚と斜面上部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.相模 湾には、 プレート境界に沿って相模舟状海盆が存在し、 そこに流れ込むいくつもの海底谷が存在する.対象海 域の層序は、三浦沖ユニット、江の島沖ユニット、葉 山沖ユニットと完新統に区分できる. それらの内部構 造や分布と陸域地質との対比から, 三浦沖ユニットは 葉山層群から三浦層群・安房層群に相当し中新統〜鮮 新統、江の島沖ユニットは上総層群から相模層群に相 当し上部鮮新統~更新統,葉山沖ユニットは相模層群 に相当し更新統と考えられる. 三浦沖ユニットは全域 に分布し、東西に延びる褶曲により他のユニットに比 べ強く変形している. 江の島南方沖の断層で区分され た沈降域を埋めるように江ノ島沖ユニットが分布する. 海底谷へとつながる三浦沖ユニットの向斜に沿った上 面の凹部および海脚の先端部に葉山沖ユニットが分布 し、水深約 100 m 以浅において完新統がこれらを覆っ て分布している.大磯海脚の中軸に沿って三浦沖ユニッ トからなる北東-南西に延びる大磯沖褶曲が発達する. 江の島南方沖では三浦半島断層群の海域延長と考えら れる概ね東西に延び逆断層成分を持つ断層群とそれに 伴う背斜群が発達する.葉山海底谷以南の三浦沖ユニッ トには、東西に延びる三浦沖褶曲群が発達する. 江の 島沖および三浦半島沖に発達するこれら東西性の逆断 層・褶曲は、南北方向と北西 — 南東方向の圧縮による 構造であり、3 Ma に変化したとされるフィリピン海プ レートの運動方向変化と整合的である. 従ってこの地 域の構造運動はプレートの沈み込みによると考えられ る.

1. はじめに

本地質図「10万分の1相模湾沿岸域海底地質図」は、 2016年に実施された反射法音波探査(阿部・佐藤、

*Correspondence

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 地質図作成範囲の地形図(日本水路協会,2011)および反射法音波探査の測線図.赤線は図で参照する反射断面の 位置と図の番号.

Fig. 1 Topography (Japan Hydrographic Association, 2011) and survey lines in the area of this geological map. Red lines represent the locality of the section referred in figures with its numbers.

2017) に基づいて作成した海底地質図である.対象海域は相模湾の東経139度14分から東経139度41分, 北緯35度04分から北緯35度20分の大陸棚及び水深 150m~170m以浅の斜面上部である(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,防災および 土地開発の面から活断層および地質情報の整備の必要 性が高い.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.そのため沿岸域の地 質情報は古環境解析,特に海水準変動の復元の面でも 有用である.また,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,小型船舶を傭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.

対象海域である相模湾には北北西-南南東に延びる 相模舟状海盆(相模トラフ)が存在し,急峻な海底地 形を示す.相模舟状海盆は日本列島の下にフィリピン 海プレートが沈み込む境界に相当し,構造運動が活発 な海域である.本地質図では,対象海域の主に大陸棚 の海底下100m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.発振装置はブーマー(AAE 社製 AA300)を用い,受波には、チャンネル数は12、チャンネル間隔 2.5 mのストリーマーケーブル(総合地質調査株式会社製)を用いた.水深に応じて観察対象の深度を調整するために発信出力と発振間隔を変更しており、水深 200 m までは、発振出力を 200 J,発振間隔を 1.25 m とし、収録長を 0.6 sec とした.それ以深では、発振出力を 300 J,発振間隔を 2.5 m、収録長を 1.2 sec に変更した.

共通反射点間隔は 1.25 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 m ~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距離は進 行方向に約35mであり,発振間隔が1.25mあるいは2.5 mなので,28発振分あるいは14発振分だけずらすこと でアンテナと共通反射点の位置のずれを補正した.

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 (NMO)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.処理後のデータは SEG-Y 形式で出力 して原データとした.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 Hz ~ 2,000 Hz を基本とした.

総測線長は計388 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番号を振り、その後ろ に 2016 年度の沿岸域 (EnGan) 調査であることを示す egl6をハイフンで区切ってつけることで測線名をつけ た.まず、東西測線に対して、北から順に1から17ま で命名した.次に、南北断面に対して、西から順に101 から121まで命名した.111から113については、七里ヶ 浜から葉山海底谷の範囲に同様の探査仕様の既存記録 (森ほか, 2015) があるため、その部分の調査を省略し た.1から3,101と102については陸棚が狭いため, それに合わせて角度を調整した. そのほか, 大磯海脚 の中軸に沿う測線と直交する測線を設定し、201 およ び 301 から 304 と命名した. 先行研究から活断層の分 布が予想された江の島南方沖については、予想される 断層の走向と平行な測線を北西から順に401から404, 直交する測線を南西から順に 501 から 506 と命名した. 114x5, 115x5 については, 調査中の観測結果を受けて 追加した測線であり,初期設定測線の中間ということ で数字に 0.5 を追加し、デジタル処理時の誤作動を避け るために小数点を x に変更して命名した.

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,重合後の共通反射点の 位置を基準に繋ぎ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発生したり,ノイ ズレベルが異なったりする場合もある.

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,2021)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およ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、地層命名規約に則った命名ではないため、層群 (Group)や累層 (Formation)ではなく、単にユニット (Unit)とし、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. 本地質図における層序区分は、分解能1m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、それに 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

相模湾は,西側を伊豆半島,北側を足柄平野,大磯 丘陵および相模平野,東側を三浦半島に囲まれた南側 に開いた湾である(第1図).

まず,海底地形について述べる.湾の西部には,水 深1,000mを超える相模舟状海盆(相模トラフ)が存在 し、その北東側斜面には多数の海底谷、海丘が複雑に 入り組んでいる(加藤, 1999).陸棚は全体的に狭く, 水深約120m付近の陸棚外縁で傾斜が急増する.対象 海域の最も西側の大磯丘陵沖では、丘陵を延長するよ うな形で陸棚が南西に向かってせり出しており、大磯 海脚と呼ばれている. それより西側では, 海岸線から すぐに相模舟状海盆につながる急斜面となっており, 陸棚はほとんど発達していない. 大磯丘陵から東経 139 度22分の相模川河口の間では陸棚の幅は約2km程度 で狭く,陸棚外縁が東西に延びている.斜面は南南西 に延びる大磯海底谷と平塚海底谷につながり、そして その先で相模舟状海盆につながる.相模川河口から三 浦半島南端西方沖の間は,陸棚の幅は5kmから8km で相模湾の中では比較的広い.外縁は概ね北西-南東 に延び、陸棚斜面にいくつか海底谷が発達している. これら海底谷は北西から, 片瀬海底谷, 葉山海底谷, 三浦海底谷,三崎海底谷と呼ばれ,これらに区切られて, 北西から, 江ノ島海脚, 鎌倉海脚, 亀城海脚, 宮田海脚, 三浦海脚と呼ばれる五つの海脚が延びている. 片瀬海 底谷は南西にまっすぐ延び, 西隣の平塚海底谷に合流



第2図 木村 (1976) による海底地質図およびその後の研究で示された地質構造 (大河内, 1990; 地震調査研究推進本部地 震調査委員会, 2002; 森ほか, 2010; 佐藤・阿部, 2019).

Fig. 2 Marine geological map by Kimura (1976) and geological structures shown by previous surveys (Okochi, 1990; Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2002; Mori *et al.*, 2010; Sato and Abe, 2019).

する. 葉山海底谷は海脚の間では西南西に延びるもの の,鎌倉海脚先端を越えた付近で南に向きを変え,西 側の相模海丘に沿って南に延び三浦海底谷に合流する. 三浦海底谷は海脚間では西に延びるがそこから南西に 向きを変え,葉山海底谷と合流してからは北西の相模 海丘と南東の三浦海丘の間を南西に延びて相模舟状海 盆につながる. 三崎海底谷は南西に延び,南の城ヶ島 海底谷と合流した後,三浦海丘の東側に沿って南西に 延び,相模舟状海盆につながる. 三浦半島南端南方沖 では,陸棚が5kmほど発達し外縁が東西に延びる. 斜 面は水深900mを越える東京海底谷につながる.

次に、相模湾の東側の三浦半島の地質について述べる.三浦半島を含む地質図として、20万分の1地質図

幅「横須賀」第1版(三梨ほか,1980)および第2版 (竹内ほか,2015),10万分の1特殊地質図「東京湾と その周辺地域の地質」第1版(三梨ほか,1976;1979) および第2版(鈴木ほか,1995),5万分の1地質図 幅「横須賀」(江藤ほか,1998),「三崎」(小玉ほか, 1980)が産業技術総合研究所地質調査総合センターお よびその前身の地質調査所から出版されている.これ らの地質図および最近の研究(高橋,2008;小沢・江藤, 2005など)を総括し,本地質図と同時出版される尾崎 (2021)にて三浦半島の層序がまとめられており,本地 質図はそれに従った.尾崎(2021)および鈴木(1995), 江藤ほか(1998),小玉ほか(1980)に従って以下に陸 域層について解説する.三浦半島に分布する最も古い

地層は葉山層群であり, 前期~中期中新世の岩石から 構成される付加体であり, 伊豆弧の本州弧への衝突に よって形成されたと考えられている(高橋,2008など). その上位に中期中新世~後期鮮新世の前弧海盆堆積物 および海溝陸側斜面堆積物である安房層群・三浦層群 が分布する. 安房層群と三浦層群の区分については, 前弧海盆堆積物を安房層群,海溝陸側斜面堆積物を三 浦層群と呼ぶ区分が提唱され(高橋, 2008), それに合 わせて三浦層群の一部とされていた三崎層は付加体で あるため,三浦層群からの除外も提唱されている(竹 内ほか, 2015). 本地質図では, 高橋 (2008) の区分法 などに基づき、江藤ほか(1998)の層序区分を一部修 正した尾崎 (2021) に従っている. すなわち, 江藤ほ か(1998)が葉山層群に含めていた矢部層及び立石層を, 木村(1976)と同様に、葉山層群を不整合で覆う地層 に位置づけた.また、江藤ほか(1998)の三浦層群を、 三崎層及び初声層からなる三浦層群と、逗子層及び池 子層からなる安房層群に区分し、両層群の境界を小田 和湾北縁付近の天神島北端とした. それらの上位に黒 滝不整合を挟み,後期鮮新世~中期更新世の前弧堆積 盆堆積物の上総層群、さらに上位に長沼不整合を挟ん で, 中期~後期更新世の浅海成から陸成の相模層群が 重なる.以上の地層が概ね北ほど上位層が分布する傾 向を示すが、東西から西北西一東南東の走向に延びる 断層群 によって区切られて分布している. それらの断 層の多くが活断層であることが明らかになり, 三浦半 島断層群と呼ばれている(地震調査研究推進本部地震 調査委員会,2002)(第2図).この活断層群は三浦郡 葉山町から横須賀市を経て浦賀水道に至る三浦半島断 層群主部と三浦市に位置する三浦半島断層群南部から なり、ともに上下変位を伴う右横ずれ断層である.断 層群主部は北から,衣笠断層,北武断層,武山断層, 断層群南部は,南下浦断層と引橋断層にわけられてお り、地層の分布形態もこれら断層を挟んで変化してい る. 衣笠断層より北側では、南から北に向かって葉山 層群,安房層群,上総層群が北傾斜で重なって分布し ている. 南に分布する下位層ほど傾斜しており, 北の 上位層ほど傾斜が緩い.衣笠断層と北武断層の間では, 安房層群が分布し、両断層の中間付近にそれらとほぼ 平行な軸を持つ向斜が発達している. 北武断層と武山 断層の間では, 主に葉山層群が分布している. 武山断 層と南下浦断層の間では、周辺に比べて上位の地層で ある相模層群が分布している.相模層群は堆積中心の 南西への移動によって南西に緩く傾斜しているが、小 田和湾北側に分布する下位の三浦層群には東西に軸を 持つ褶曲が発達している.南下浦断層より南では,再 び三浦層群が分布している.この地域でも同様に,東 西の軸を持つ褶曲が発達している.大きな構造を作る

褶曲軸や断層は概ね東西から西北西-東南東に延びる が,武山断層以北では,それらに加えて,北北東-南 南西に延びる長さ数 km 程度の短い断層が多数発達し, 安房層群と上総層群を変位させている.

次に、相模湾の地質について述べる. 木村 (1976) は、 相模灘とその周辺海域において反射法音波探査を実施 し、海底底質試料を周辺陸域の地層と対比することで 層序区分した(第2図). その結果,漸新統~下部中新 統の葉山層群に対比される E2 層,下部~中部中新統の 葉山層群に対比される E1 層,中部~上部中新統の三浦 層群に対比される D 層, 鮮新統~下部更新統の上総層 群に対比されるC層,中部~上部更新統の相模層群に 対比される B層, 完新統に対比される A層の6つに区 分している(第3図).なお、この層序区分の陸域相当 層は三梨ほか(1976;1979)の層序区分に基づいてい る.これにより初めて相模湾全体に亘る地質図が示さ れ、その後の研究の層序や構造の大枠の基礎となった. 層序については、その後、鈴木ほか(1995)が既存成 果をとりまとめ、東京湾を挟んで房総半島まで含む10 万分の1の地質図を作成している.海域の層序・分布・ 構造について大きな変更はないものの、層序について は E1 層と E2 層を一括にしている. 森ほか(2015)は, 陸域活断層の海域延長部を調べるために葉山沖の陸棚 上を調査し、基本的には木村(1976)の層序区分を踏 襲するが、B層をB1層とB2層に細分したほか、調査 域で観察されなかった C 層を省いてそれ以下の地層名 を繰り上げ、D層をC層、E1層およびE2層をD層と している.しかし、木村(1976)において層序分布が 地質図として明示されてはいるものの, 模式断面が数 枚示されているだけで,この層序区分と新規に得られ た反射断面を比較して議論することが難しい.また, これを踏襲した森ほか(2015)は、反射断面の層序区 分を行っているものの,断層分布に特化した記載を行っ ているために層序の平面的な分布については示してい ない. 従って、これらの層序区分を利用するのは困難 であり、新たな整理が必要であった. その後、佐藤・ 阿部(2019)が本地質図で利用している反射断面を用 いて活断層の評価とともに江の島沖において層序区分 を行っている.本地質図では層序について基本的にそ れに則りながらさらに一部修正を行った.森ほか(2015) の示す断面上での層序区分と概ね整合的な区分として いるが、新たに層序境界面を定義し、これまで詳細が 示されていない部分についても、根拠がわかるよう再 区分を行った.

最後に相模湾に発達する断層について述べる.まず, 三浦半島断層群が森ほか(2015)および佐藤・阿部(2019) によって海域まで延長し,全長が約28.5km以上あるい は約30.4km以上であるとされている(第2図).また,



第3図 本地質図,本シームレス地質図(尾崎,2021),先行地質図(木村,1976;森ほか,2015)および周辺陸域(鈴木ほか, 1995)との層序対比

Fig. 3 Stratigraphic correlation between this map, this seamless geological map (Ozaki, 2021), previous marine geological map (Kimura, 1976; Mori *et al.*, 2015) and land geology (Suzuki *et al.*, 1995).

森ほか(2010)は海底地形の観察から江ノ島海脚と鎌 倉海脚の南側に右横ずれ断層を発見しており(第2図), 佐藤・阿部(2019)は位置関係の連続性から、三浦半 島断層群がその横ずれ断層まで連続する可能性を示唆 している. そのほか、本地質図範囲の西側には、国府 津-松田断層帯(地震調査研究推進本部地震調査委員 会,2015)が存在し、大磯丘陵の西縁に沿って相模舟 状海盆まで延びている. 国府津-松田断層帯は, 反射 法弾性波探査の結果からフィリピン海プレートが相模 舟状海盆沿いに陸側のプレートに沈み込む境界から分 岐した断層の一つで, プレート境界で発生する海溝型 地震に伴って活動すると考えられている. この断層帯 は北北西-南南東方向に延び、断層の北東側が南西側 に対して相対的に隆起する逆断層であり, 断層の長さ は、陸域部と海域部を合わせると約35km以上と推定 されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015). 丸山(2015)は大磯海脚周辺で反射法音波探査 を新たに実施し、国府津-松田断層帯の海域延長部お よび大磯海脚に発達する背斜について詳しく解明した.

また,そのほかの海域の構造については,まず木村 (1976)の地質図によって相模湾東部について示されて いる(第2図).江の島南方沖に北東-南西方向の断層 が多数発達すること,葉山海底谷の谷頭付近に東西に

延びる断層と褶曲が発達すること, 三浦半島南方沖に 北北西-南南東方向の褶曲群が発達することが示され た. 北東-南西および東西方向の構造はそれぞれ陸域 の構造と整合的であり,同一の応力で形成された一連 の構造と考えられるが, 三浦半島南端沖の北北西-南 南東方向に延びる構造については、それと整合的な構 造が周辺の陸域ではみつかっていない. その後, 大河 内(1990)が海上保安庁水路部による既存の反射法音 波探査断面(茂木ほか, 1981)を中心に解釈し、相模 湾および浦賀水道全体の地質構造図を作成し、相模湾 全体の構造・テクトニクスについてプレート移動の観 点を加えてさらに詳しく解明した. 大河内(1990)では, 多重反射面のために見落としている可能性が大きいと しつつも、木村(1976)が江の島南方沖に示した北東 一南西方向の断層群を示していない。一方で三浦半島 南方沖の褶曲については木村(1976)と類似した北西 - 南東の褶曲を示しており,その他,大磯丘陵から海 域に連続して延びる背斜を記載している(第2図).こ の大磯丘陵沖の背斜について、大河内(1990)は北北 西-南南東に延びるとしていたが、丸山(2015)が新 規の反射法音波探査によってより詳細に記載し、大磯 海脚に沿って北東-南西に延びるとしている. 森ほか (2010) も既存の反射法音波探査断面,地形図,ドレッ

ジ資料を解釈し,海丘に発達する平坦面やリニアメン トとその成因・地史について考察している.森(2010) では本地質対象範囲の構造については,木村(1976) と大河内(1990)に基づいて両者が示す構造を合わせ たものを示しているが,海底谷のずれに着目し,江の 島海脚と鎌倉海脚の南側に東西に延びる横ずれ断層を 新規に見出している.

4. 海底地質

4.1 地質概略

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.本海域には、中新統~ 鮮新統に対比される堆積層の三浦沖ユニット、上部鮮 新統~更新統に対比される江ノ島沖ユニット、更新統 に対比される葉山沖ユニット, 完新統が分布する(第3 図). 三浦沖ユニットは、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.本 海域全体に分布する. 平行な内部構造が発達し, 大き な特徴として、大きく変形しており褶曲を示す. 江の 島沖ユニットは、三浦沖ユニットに浸食面を挟んで重 なり. 連続性の良い内部構造を持つ. 内部構造はとこ ろどころダウンラップパターンを示すものの、ほとん どの箇所では基底面に対し平行である. 断層に伴う沈 降域に分布する. 断層近傍では変形しているが, 三浦 沖ユニットに発達する褶曲による変形はほとんど受け ていない. 葉山沖ユニットは, 三浦沖ユニットに対し て浸食面、江の島沖ユニットに対して不整合を挟んで 重なる.内部構造は連続性が良く、沖に向かって傾斜 する.陸棚斜面付近や、向斜部に分布する.完新統は、 最上位層であり,浸食面あるいは不整合を挟んで重な る. 連続性が良く、ほぼ水平な内部構造を持つ. 水深 100m以浅のほとんどの大陸棚に分布する.

三浦沖ユニットに発達する褶曲については、大磯丘 陵沖で北北東-南南西に、その他の地域では概ね東西 に延びる.その他、江の島沖では、概ね東西に延びる 逆断層成分を持つ断層が発達している.

この地質構造の違いに着目し、相模川河口以西の大 磯丘陵沖、相模川から葉山海底谷までの江の島沖、葉 山海底谷以南の三浦沖の3海域にわけ、以下に詳細を 記載する.

4.2 大磯丘陵沖:相模川河口以西

本海域には、三浦沖ユニットと完新統が分布する. 三浦沖ユニットは全域に分布し、水深約100m以浅の 陸棚上ではほぼ水平な三浦沖ユニット上面の浸食面を 完新統が覆う(第4図). 完新統は、大磯海脚を除き全 域に分布する(第5図,第6図,第7図,第8図). 完 新統の基底面はほぼ平坦で沖に向かって傾斜する(第 4図)が、大磯海脚付近では大磯海脚の中軸に沿って凸 の形状を示す(第5図).各ユニットについて以下に詳 細を記載する.

三浦沖ユニットは、音波の透過が悪く内部構造につ いては最上部のみ確認できる(第5図,第6図,第7 図). 地層の傾斜が不明なため層厚も不明だが, 海底下 50 msec(往復走時, 音速を 1,500 m/sec と仮定するとお よそ37.5m)を超える深度まで分布が確認できる。大 磯海脚には平坦面が発達するが,西部において10m程 度低い平坦面が認められる(第7図).この一段低い平 坦面の地下の内部反射波が比較的強い. 平坦面が2段 になっていない北部でも, 西側では内部反射波が比較 的強い(第6図).地形面が2段になっていること、内 部反射波の強度が異なることから、この平坦面の境界 が顕著な岩相境界であると考えられ、不整合を挟んで 東西で時代の異なる地層が分布する可能性がある.西 側の地層について,海脚先端に分布することから葉山 沖ユニットとの共通性が認められるが、江の島沖に分 布する葉山沖ユニットと比べ内部構造が明らかに不明 瞭なため、葉山沖ユニットではないと解釈し、この不 整合での層序区分は行わなかった.

完新統は、三浦沖ユニットを覆って最表層に分布している.ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達する(第4図,第5図,第8図).大磯沖褶曲付近では、下位層に対してオンラップパターンを示す(第5図,第8図). 層厚は、海底面に大きく左右されるが厚い箇所で80msec(60m)程度である(第4図).

三浦沖ユニットの最上部に確認できる内部反射面の 傾斜方向から大磯海脚に沿って褶曲が発達しているこ とがわかる(第5図,第6図,第7図).波長数百m程 度の褶曲だが,全体としては大磯海脚中軸に沿った複 背斜をなす.これを大磯沖褶曲とよぶ.大磯丘陵の東 端沖において,西側隆起の逆断層が数条確認でき(第5 図),走向は不明だが位置と変位センスから大磯沖褶曲 に関連して形成された副次的な断層と考えられる.

4.3 江の島沖:相模川河口から葉山海底谷

本海域は、本地質図範囲内で最も変化に富む地質構 造を示している.まず、全体に三浦沖ユニットが分布 している.概ね東西に延びる断層とそれに伴う背斜が 発達し、その沈降部を埋める形で江の島沖ユニットが 分布している.江ノ島海脚と鎌倉海脚の先端部には葉 山沖ユニットが分布している.そして、上記の断層に よる隆起部を除く水深約 100 mまでを完新統が覆って いる.以下に各ユニットの詳細について記載する.

三浦沖ユニットは他の2層に比べて反射強度が弱いが,急傾斜する反射面が断片的に観察できる(第9図).









Seismic section (a) and the interpretation (b) parallel to shoreline off Oiso. The Oiso-oki Fold can be observed in the Miura-oki Unit. The Holocene shows onlap pattern to the Miura-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 5



第6図 大磯海脚を横断する反射断面図(a)とその解釈図(b).大磯沖褶曲が確認できる.測線の位置は第1図に示す. Fig. 6 Transverse seismic section (a) and the interpretation (b) across the Oiso Spur. The Oiso-oki Fold can be observed. Locality is shown in Fig. 1.

本層は、主に断層に画された東西方向の隆起帯で海底 面に露出している(第9図). 先行研究(木村,1976) では、この地域にD層とE1およびE2層が分布すると しているため、本層を細分できる可能性があるが、明 瞭で広域に追跡できる境界が認められないため区分し なかった.

江の島沖ユニットは、三浦沖ユニット上面の浸食面 を覆っており、その下部ではところどころオンラップ パターンを示す(第10図).断層による隆起域では上 面は浸食されている.内部反射面は連続性が良い.断 層近傍では変形を受けており(第9図),基底面に平行 である.また、陸棚外縁付近では沖側に傾斜して陸棚 斜面と平行になる(第10図,第11図).分布は断層の 沈降側と陸棚外縁付近に限られている.層厚は20 msec (15 m)程度だが、観察された範囲では、50 msec (37.5 m)を越える箇所もある(第11 図).

葉山沖ユニットは、三浦沖ユニットまたは江の島沖

ユニットの上位に不整合を挟んで重なっており,江ノ 島海脚と鎌倉海脚の先端部辺に分布する.全体に沖側 に向かって傾斜する内部構造を持ち,陸棚斜面付近で は,内部構造は斜面と平行になる(第10回,第11回).

完新統は、これらの堆積層を覆って最表層に分布している.ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達す.層 厚は、下限の浸食面の凹凸に大きく左右されるが、概 ね10 msec ~ 20 msec (7.5 m ~ 15 m)程度である(第9 図, 第11 図,第12 図).

この海域では、概ね東西に延びる4条の断層が確認 でき、これらを逗子沖断層、鎌倉沖断層、姥島沖断層、 江の島沖断層とよぶ.これらは佐藤・阿部(2019)が 三浦半島断層群の海域延長としてそれぞれF1断層、F2 断層、F3断層、F4断層として記載したもの(第2図) であり、今回隣接する、あるいは関係の深い隣接する 地名から命名したものである.これらの断層は逆断層 成分を持っており、隆起側にて背斜構造を形成してい



第7図 大磯海脚を横断する反射断面図 (a) とその解釈図 (b).大磯沖褶曲が確認できる.測線の位置は第1図に示す. Fig. 7 Transverse seismic section (a) and the interpretation (b) across the Oiso Spur. The Oiso-oki Fold can be observed. Locality is shown in Fig. 1.

る(第9図). これらの背斜には, 関連する断層と同様 の名をつけた. 鎌倉沖断層については, 鎌倉市からは やや遠いが鎌倉海脚中軸に沿って分布することから命 名した. 逗子沖断層と姥島沖断層の上盤の背斜につい ては, 調査範囲を越えてしまうために確認できていな い.鎌倉沖断層の東部と逗子沖断層の間に南北に延び るやや短い断層とその上盤に背斜が確認できる(第12 図).これらについて,最も近い地名から七里ヶ浜沖断 層および七里ヶ浜沖背斜と命名した.この断層につい ても,ほかの4条の断層と走向が近しく,隣接して分



- 第8図 大磯沖の陸沖(南北)方向の反射断面図(a)とその解釈図(b). 完新統が三浦沖ユニットにオンラップしている. 測線の位置は第1図に示す.
- Fig. 8 Longitudinal seismic section (a) and the interpretation (b) off Oiso. The Holocene shows onlap pattern to the Miura-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1.



- 三浦半島断層群の海域延長に直交する反射断面図(a)とその解釈図(b)、鎌倉沖断層と江の島沖断層,および褶曲が確認できる、測線の位置は第1図に示す. 第9図
 - Seismic section (a) and the interpretation (b) across the offshore extension of the Miura-Hanto fault group. The Kamakura-oki Fault, the Enoshima-oki Fault and the folds can be observed. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 9





ra-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 10





Seismic section (a) and the interpretation (b) along the axis of the Kamakura Spur. The Hayama-oki Unit is distributed around the tip of the spur. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 11



- 江の島沖の反射断面図(a)とその解釈図(b)、鎌倉沖断層の北東(右)に七里ヶ浜沖背斜が確認できる、測線の位 第12図
- 置は第 1 図に示す. Seismic section (a) and the interpretation (b) off Enoshima. The Shichirigahama-oki Anticline can be observed in the north-east (right) from the Kamakura-oki Fault. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 12

布すること、ともに逆断層成分を持つことから、三浦 半島断層群の海域延長の一部と考えられる.

佐藤・阿部(2019)は、これら断層のうち、逗子沖断層、 鎌倉沖断層、江の島沖断層について、江の島沖ユニッ ト(佐藤・阿部(2019)のB層)にも変形が認められ ることから活断層であり、分布位置と変位センス、走 向から三浦半島断層群と連続するとしている.さらに 森ほか(2015)が東京湾側へも連続することを確認し ているので、三浦半島断層群の全長は28.5 km以上であ るとしている. 姥島沖断層については、江の島沖ユニッ トの変位が確認できていないものの、活断層である可 能性もあるとし、その場合は断層群の全長が30.4 km以 上になるとしている.また、森ほか(2010)が江ノ島 海脚の南斜面に確認した横ずれ断層(第2図)につい ても、一連の構造である可能性があるとしている.

4.4 三浦沖:葉山海底谷以南

本海域には主に三浦沖ユニットが分布し,三浦半島 西岸の陸棚上では完新統がそれを覆っている. 亀城海 脚の先端部と東京海底谷に面する三浦半島南方沖の陸 棚斜面付近には,葉山沖ユニットが分布している.また, 三浦半島西方沖の葉山海底谷および三浦海底谷の谷頭 から海岸線に向かって三浦沖ユニットの向斜に沿って ユニット上面に凹部が延びており,この内部は葉山沖 ユニットによって埋積されている.以下に各ユニット の詳細について記載する.

三浦沖ユニットは、本海域においても表層部でのみ 内部構造が確認できる(第13図,第14図,第15図). 確認できる内部構造は傾斜している箇所が多く、後述 のように東西の軸を持つ褶曲構造を示している(第13 図,第14図,第15図).この褶曲群を三浦沖褶曲群と よぶ.褶曲に伴う層厚の変化は認められないため、三 浦沖褶曲群は三浦沖ユニット形成後に変形が始まった と考えられる.

葉山沖ユニットは, 亀城海脚先端と三浦半島南方沖 の陸棚斜面付近と, 葉山海底谷および三浦海底谷谷頭 付近の向斜部に分布している.陸棚斜面付近に分布す るものは,斜面と平行な内部構造を持つ(第14図,第 16図,第17図).向斜部に分布するものついては,向 斜軸に直交する断面では,下位層上面に対して平行あ るいはオンラップパターンを示し(第18図,第19図), 向斜軸に平行な断面では沖側へプログラデーションパ ターンを示し,陸棚斜面近傍では内部構造が海底面と 平行になる(第16図,第17図).確認できる範囲で層 厚は少なくとも100 msec(75 m)を超える(第18図). また,内部に数枚の不整合がある(第20図).

完新統は、これらの堆積層を覆って最表層に分布しており、ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達する(第

16 図, 第17 図). 他海域においては水深100 m 程度ま で分布しているが, 北緯35 度10 分以南では60 m から 80 m までしか分布しておらず, さらに南側の半島南方 沖においては海岸近傍も含めて分布が確認できなかっ た(第14 図, 第15 図, 第19 図).

この海域に分布する三浦沖ユニットの内部構造は特 に傾斜しており(第14図,第15図),東西に延びる褶 曲群が発達している. 北緯35度15分以南に発達する これら東西性の褶曲について,三浦沖褶曲群とよぶ. 北緯35度10分以南では三浦沖ユニットが平坦に削剥 されて海底面に露出しているが,それより北では,三 浦沖ユニット上面は個々の褶曲よりも長波長ではある ものの,大まかな構造は三浦沖褶曲群と調和的である. このユニット上面の凹凸と三浦海底谷,亀城海脚,葉 山海底谷による凹凸も調和的であり,それぞれの地形 と三浦沖ユニット内部に発達する褶曲が完全に一致す るわけではないものの,三浦沖褶曲群がこれらの地形 を形成する一因となった可能性がある.

三浦半島中部・南部に露出する三浦層群にも東西に 延びる褶曲が多数確認されており(江藤ほか,1998: 小玉ほか,1980;鈴木ほか,1995),三浦沖褶曲群はこ れらと同一の応力によって形成された一連の褶曲構造 と考えられる.

5. 既存層序・構造図との比較

本地質図範囲および隣接海域において,上述の通り 先行研究によって地質図および地質構造図が作られて いる.これらとの関係について以下に考察する.

5.1 層序の対比

まず、木村(1976)によって相模湾全体に亘って層 序区分がなされ、地質図が作成されている(第2図). 大河内(1990)および森ほか(2015)も層序について は基本的にこれに従っている.しかし、地図上に層序 分布が示されているものの、反射断面が数枚しか示さ れておらず他の研究成果との対比が難しい.

木村(1976)の層序分布(第2図)と本地質図の層 序分布を比較すると、江の島南方沖で東西に相対的に 沈降する場があり上位層が分布するという傾向が両方 に認められる.しかし、そこに分布するD層が相模湾 の陸棚全域に分布するとしており、断層群の沈降部に のみ江の島沖ユニットが分布するとしている本地質図 とは異なっている.おそらく、大局的な隆起・沈降域 は同じように観えているものの、音源の違いによる反 射断面の空間分解の違いによって解釈している層序の スケールが異なってしまったためと考えられる.不一 致点はあるものの反射断面とその解釈の情報が現在参



三浦半島南方沖の東西方向の反射断面図(a)とその解釈図(b). 三浦沖褶曲群が確認できる. 測線の位置は第1図に示す. Seismic section (a) and the interpretation (b) off south of the Miura Peninsula in the east-west direction. The Miura-oki Fold Group can be observed. Locality is shown in Fig. 1. 第 13 図 Fig. 13

- 18 -







- 三浦半島南部西方沖の南北方向の反射断面図(a)とその解釈図(b).三浦沖褶曲群が確認できる.測線の位置は第 第 15 図
 - $1 \boxtimes (\mathbb{Z} \overline{\mathcal{K}} \overline{\mathcal{A}}^{-}).$ Seismic section (a) and the interpretation (b) off the west of the southern part of the Miura Peninsula in the north-south direction. The Miura-oki Fold Group can be observed. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 15



第16図 葉山海底谷沿いの向斜に沿った反射断面図(a) とその解釈図(b). 測線の位置は第1図に示す.
 Fig. 16 Seismic section (a) and the interpretation (b) along the axis of the syncline along the Hayama Submarine Canyon. Locality is shown in Fig. 1.

照困難なため,陸上との対比および内部構造から推定 される形成過程から新しく層序を以下のように組みな おした(第3図).将来においてこのような混乱を避け るため,本地質図には全反射断面とその解釈を付属資 料として添付する.

最表層を覆うユニットについては、内部構造が水平 であることから構造運動をほとんど受けていないこと、 海岸線沿いに分布し、その下限深度が相模平野の完新 統(佐藤ほか、2021)とほぼ一致することから、完新 統に対比した.

三浦沖ユニットは、本地質図範囲の全域にわたって 分布するが、陸域との分布連続性を検討しやすいのは、 本層と完新統だけが分布する三浦半島南部の西方沖で ある.隣接する陸域に分布する地層は、ほぼ三浦沖褶 曲群と同じく東西性の褶曲構造を示す三浦層群だけで ある(小玉ほか、1980など)ことから、本ユニットは 三浦層群に相当する地層であると考えられる.また、 三浦半島中部付近には、東西性の褶曲構造がよく発達 する矢部層及び立石層や安房層群が分布しており(江 藤ほか、1998;尾崎、2021など)、その西方沖の三浦沖 ユニットは矢部層及び立石層と安房層群の相当層を含 むと考えられる.さらに、江の島沖の姥島沖断層と逗 子沖断層以北では、隣接する陸域の葉山町周辺や江の 島に葉山層群が分布しており(第21図)、この周辺の



佐藤智之



Seismic section (a) and the interpretation (b) southern part of the syncline along the Miura Submarine Canyon in the north-south direction. Locality is shown in Fig. 1.



- 葉山海底谷に沿った向斜に直交する反射断面図 (a) とその解釈図 (p). 向斜部を葉山沖ユニットが埋積している. 測線の位置は第1図に示す. 第 18 図
- Seismic section (a) and the interpretation (b) across the syncline along the Hayama Submarine Canyon. The Hayama-oki Unit fills the syncline. Locality is shown in Fig. 1. Fig. 18



- 24 -





海域



第21図 本海底地質図と陸域の既存地質図(竹内ほか, 2015 より).

Fig. 21 Marine geological map in this study and land geological map in previous study (After Takeuchi et al., 2015). 三浦沖ユニットは葉山層群相当層も含む可能性が高い. 従って,三浦沖ユニットは葉山層群から三浦層群・安 房層群までの地層を含む,あるいはその一部に相当す る地層であり,それら地層の時代から中新統〜鮮新統 と考えられる.なお,海陸で共通する東西性の褶曲構 造をもっともよく対比できる三浦半島南部付近は三浦 市であることから,本ユニットを三浦沖ユニットと命 名した.

江の島沖ユニットは、江の島沖の沈降域に分布する 地層である.海岸線沿いには対比可能な地層は分布し ないため、年代の推定は難しい.変形構造に着目する と、三浦半島断層群の活動に伴う変形構造は示すもの の、下位の三浦沖ユニットに比べると三浦沖褶曲群の ような大規模で広域に亘る変形を示さない.三浦半島 断層群による沈降域に分布し、三浦沖ユニットよりも 新しく、後述する更新統相当と考えられる葉山沖ユニッ トより古いか同時異相であることを考えると、上総層 群から相模層群に相当する地層であり、上部鮮新統~ 更新統と考えられる.上限は不明である.分布域が江 の島南方沖であることから江の島沖ユニットと命名す る.

葉山沖ユニットは、海底谷谷頭付近に発達する三浦 沖ユニット上面の凹部の内部と海脚の陸棚斜面近傍に 分布する地層である.江の島沖ユニットよりもさらに 変形が弱く、凹部内部(第16図,第17図)と陸棚斜 面近傍(第11図)の両箇所で沖に向かって傾斜する内 部構造を持つことから、ほぼ現在の地形が形成された 状態で海水準低下期に形成された前進堆積体と考えら れる.更新世の氷期における海水準低下に伴って葉山 沖ユニットのような地層が形成されることが想定され るため、更新統の相模層群相当層と考えられるが、年 代が得られておらず詳細は不明である.また,沈降部 に分布する江の島沖ユニットと同時異相である可能性 も否定できない.最も広く分布するのが葉山町沖の葉 山海底谷へとつながる箇所であることから、葉山沖ユ ニットと命名する.

5.2 地質構造の比較

次に地質構造について,木村(1976)の地図上の構 造および大河内(1990),森ほか(2010)の構造図(第 2図)と比較検討する.

木村(1976)では、三浦半島南部に南北に延びる褶曲を示している(第2図).大河内(1990)も同じ地点にて北西-南東に延びる構造を示している.しかし、今回実施した反射断面では、同じ地点にて東西に延びる褶曲のみが認められた.木村(1976)の根拠となる反射断面は周波数の低い音源を使用しており、今回対象とした水深200mより深部を観察できるため、そこ

に北西-南東に延びる褶曲が存在する可能性も否定は できない.一方で木村(1976)の沖合部分に着目すると, 城ヶ島南西沖や三崎海脚では,これと直交して東西に 延びる背斜が示されており,これらは本地質図で記載 した三浦沖褶曲群および三浦半島断層群と同様に南北 方向の圧縮によって形成される構造である.南北に延 びる褶曲はこれらの構造と直交しており,形成メカニ ズムの面からも両立が疑わしい.より解像度が高い新 規取得断面にて確認された,三浦沖ユニットの表層を 明確に変形させる東西性の褶曲の方が地史・地域の利 活用の上で重要と判断し,地質図に示した.

また木村(1976)には、江の島沖において、北北東 -南南西に延びる断層群が示されている(第2図)が, 今回取得した反射断面ではそのような走向の断層群で 図示できるほど長いものは確認できなかった.一方, 葉山町沖では,今回取得した測線の密度では広域に追 跡できず方向性の不明な短い断層が多数発達していた. 隣接する陸域では北北東-南南西に延びる短い断層群 が発達しており(見上・江藤, 1986;江藤, 1996),海 域の方向性の不明な断層が北北東-南南西の短い断層 である可能性がある.陸域では、東西に延びる断層群 と北北東-南南西に延びる 断層群が発達するが、東西 に延びる断層群の方が圧倒的に長く優勢であり(鈴木 ほか、1995)、隣接する海域でも同様の構造をしてい ると考えられる.木村(1976)が根拠とした反射断面 は今回使用したものよりも解像度が低く測線密度も粗 かったため, 二系統の断層を識別できずに北北東-南 南西の断層群が優勢に発達すると解釈されたものと考 えられる.理想的には、今回地質図に示した東西に延 びる断層群だけではなく随伴する小規模な断層も図示 すべきではあるものの, 取得した断面の空間密度から それは難しく,より長く連続し優勢な断層のみを示し た.

以上のように、江の島沖における木村(1976)の構造解釈を変更することによって、相模川以東の地質構造は以下のように整理される.まず全体として東西性の構造が優位であり、海岸線を挟んだ三浦沖半島との構造の違いは無くなった.葉山海底谷以南では、東西性の褶曲が発達し、それに起因するであろう海底谷・海脚が発達する.これらは三浦沖ユニット形成後にフィリピン海プレートの沈み込みに伴う南北圧縮によって形成された構造と考えられる.ただし、古地磁気の研究によれば、三浦沖ユニットが相当する三浦層群・安房層群は、伊豆半島の衝突によって堆積後に15度から45度ほど時計回りに回転したとされている(Yoshida et al., 1984; Kanamatsu and Herroro-Bervera, 2006).そのため、単純に南北圧縮されて東西性の褶曲が発達したわけではなく、圧縮と回転の結果として現在の構造が形

成されたとみる必要がある. 葉山海底谷以北では, 褶 曲ではなく逆断層成分を持つ断層群とそれに伴う背斜 が卓越する.これら断層群の陸域延長部では、逆断層 成分を持つ右横ずれ断層とされている(地震調査研究 推進本部地震調査委員会,2002).また、この断層群は 現在も活動が続く活構造である. 海域の断層では横ず れ成分の有無を確認できていないが、分布位置と走向 が近しいことから同様に右横ずれ断層である可能性が 高く,その場合は北西-南東方向の圧縮応力によって 形成されたと考えられる.南北方向と北西-南東方向 の二種類の圧縮応力による構造が確認されているが, これらの時代変化に着目してみる.まず、南北圧縮に よる三浦沖褶曲群は三浦沖ユニットにしか発達しない ことから、三浦沖ユニット形成後から江の島沖ユニッ ト形成時までに活動が終了したと考えられる.一方の 北西-南東方向の圧縮応力によって形成されたと考え られる断層群は江の島沖ユニット形成時から現在にか けて(佐藤・阿部, 2019)活動している.従って、こ の地域にかかる圧縮応力の方向は、三浦沖ユニットの 形成が終わり、江の島沖ユニットが形成される鮮新世 に南北方向から北西-南東方向に変化したと考えられ る. この応力が変化した時代は陸上の黒滝不整合形成 時期に相当する.黒滝不整合形成時にフィリピン海プ レートの運動方向が北から北西に変化したこと(高橋, 2006) と整合的であり、本地域の応力場がプレートの 沈み込みによって大きく支配されていたことがわかる.

大磯丘陵沖において大河内(1990)では、北西-南 東に延びる背斜を示しており(第2図),森ほか(2010) もそれを踏襲している.この背斜は隣接する国府津-松田断層帯および相模舟状海盆と平行であるため、同 一の応力によって形成されたものと解釈している.し かし、その後に反射法音波探査を新たに実施した丸山 (2015) はそれと直交する北東-南西に延びる背斜が発 達するとしている. 丸山 (2015) は、これを国府津一 松田断層帯周辺で北西-南東方向の縮みがみられる(地 震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)ことと関 連させ、主断層と直交する構造によって地域の複雑な ひずみが解消されている可能性を指摘している. 今回 取得した反射断面にて、丸山(2015)と同様に北東-南西に延びる大磯沖褶曲が確認できた.本結果は丸山 (2015)の結果を支持する.また、大磯丘陵南東部の古 地磁気調査によって、大磯丘陵周辺も三浦半島周辺と 同様に時計回りに回転したとされており(Yoshida et al., 1984; Koyama and Kitazato, 1989), こちらも三浦沖褶曲 群と同様に単純に現在みられる構造が形成されたわけ ではない。

6. まとめ

本地質図範囲に分布する地層は、中新統〜鮮新統の 三浦沖ユニット、上部鮮新統〜更新統の江の島沖ユニッ ト、更新統の葉山沖ユニット、完新統に区分できる. 三浦沖ユニットは全域に分布し、江の島南方沖の断層 による沈降域を埋めるように江ノ島沖ユニットが分布 する. 褶曲に起因する向斜部および海脚の先端部に葉 山沖ユニットが分布し、水深約 100 m 以浅において完 新統がこれらを覆って分布している. 直接時代を決定 するための試料は得られていないものの、分布と内部 構造から、三浦沖ユニットは葉山層群から三浦層群・ 安房層群相当層、江の島沖ユニットは上総層群から相 模層群相当層、葉山沖ユニットは相模層群相当層と推 定できる.

大磯丘陵沖の大磯海脚の中軸に沿って大磯沖褶曲が 発達している. 江の島南方沖には逗子沖断層, 鎌倉沖 断層, 姥島沖断層, 江の島沖断層, 七里ヶ浜沖断層が 概ね東西に延びて発達し, それに囲まれた隆起帯が発 達し, 三浦沖ユニットが海底に露出している. これら は陸域で確認されている三浦半島断層群の海域延長で ある. 葉山海底谷以南の三浦半島西方および南方沖に は, 東西に延びる三浦沖褶曲群が発達する. これらの 構造は, 隣接する陸域の構造と整合的で海岸線をまた いで連続する構造である. これらの構造から本地域の 応力場は, 鮮新世に南北方向の圧縮から北西一南東の 圧縮に変化した事がわかり, これは鮮新世に起こった とされるフィリピン海プレートの運動方向の変化と整 合的である.

謝辞:総合地質調査株式会社の方々には,2016年度に 反射法音波探査を実施いただき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 の阿部朋弥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,神奈川県のくらし安全防災局防災 部災害対策課と環境農政局農政部水産課,神奈川県漁 業協同組合連合会はじめ各漁業協同組合の関係各所の 皆様には,調査の趣旨をご理解いただき,ご協力をい ただきました.産業技術総合研究所の岡村行信博士に は多数の指摘・議論を頂き,地質構造の解釈をより良 いものにすることができました.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・佐藤智之(2017)相模湾沿岸海域における 反射法音波探査概要. 平成28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.74, 55-63.
- 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.
- 江藤哲人(1996)三浦半島の活断層の性質と形成史. 日本地質学会第103年学術大会講演要旨,239-239.
- 江藤哲人・矢崎清貫・卜部厚志・磯部一洋(1998)横 須賀地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1 地質図幅),地質調査所,128p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)三浦半 島の長期評価について. 33p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)塩沢断 層帯・平山-松田北断層帯・国府津-松田断層帯 (神縄・国府津-松田断層帯)の長期評価(第二版). 55p.
- Kanamatsu, T. and Herroro-Bervera, E. (2006) Anisotrophy of magnetic susceptibility and paleomagnetic studies in relation to the tectonic evolution fo the Miocene-Pleistocene accretionary sequence in the Boso and Miura Peninsulas, central Japan. *Tectonophysics*, **418**, 131-144.
- 加藤 茂(1999) 相模湾の海底地形と地質構造.第四 紀研究, **38**, 469-477.
- 木村政昭 (1976) 20 万分の1 海底地質図「相模灘付近」. 海底地質図, no.3, 工業技術院地質調査所.
- 小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昴(1980)三崎地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質研 究所,38p.
- Koyama, M. and Kitazato, H. (1989) Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise ritation in the Oiso Hills: a possible record of interaction between the Philippine Sea Plate and Northeast Japan. *Geophysics Monograph Series*, **50**, 249–265.
- 丸山 正(2015) 相模湾北西部沿岸海域における高 分解能音波探査.活断層・古地震研究報告, 15, 179–209.
- 見上敬三・江藤哲人(1986)鎌倉市の地質(附:1万分の1鎌倉市地質図・鎌倉市地質断面図).鎌倉市文 化財総合目録編さん委員会,鎌倉市文化目録 地 質・動物・植物篇,同朋社,東京,1-74.
- 三梨 昴・小野晃司・須田芳朗(1980)20万分の1地

質図幅「横須賀」. 地質調査所.

- 三梨 昴・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・ 岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮 下実智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀 美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂 生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青 木 滋(1976)10万分の1東京湾とその周辺地域 の地質.特殊地質図,20,地質調査所.
- 三梨 昴・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・ 岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮 下実智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀 美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・ 原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋(1979)10万分の1東京湾とその周辺地域の地 質説明書.特殊地質図,20,地質調査所,91p.
- Mitchum, R. M. JR., Vail, P. R., 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.
- 茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 (1981) 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報.月 刊地球,**3**,443-451.
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・田之口英史・津村紀子・ 青柳恭平(2015)三浦半島断層群海域延長部にお ける断層分布と活動性について.活断層・古地震 研究報告, 15, 143–177.
- 森 慎一・藤岡換太郎・有馬 眞(2010) 相模トラ フ北部の海底地形と断層系の形成. 地学雑誌, 119(4), 585-614.
- 日本水路協会(2011)海底地形デジタルデータ M7001 Ver. 2.2 関東南部.
- 大河内直彦(1990)相模湾の活構造とテクトニクス. 地学雑誌, 99-5, 38-50.
- 尾崎正紀(2021)三浦半島における新第三系〜第四系 の層序及び地質構造研究についてのレビュー.海 陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」,海陸 シームレス地質図 S-7,産業技術総合研究所地質 調査総合センター
- 小沢 清・江藤哲人 (2005) 神奈川県中・東部地域の 大深度温泉井の地質および地下地質構造. 神奈川 県温泉地学研究所報告, **37**, 15–38.
- 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.令和元年度沿岸域の地質・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.81, 15–23.
- 佐藤智之・阿部朋弥(2019)相模湾の姥島付近まで延 長する三浦半島断層群と周辺の地質構造.活断層・

古地震研究報告,**19**, 1-11.

- 佐藤善輝・水野清秀・久保純子・中島 礼(2021)相 模川下流平野における第四紀地下地質と埋没段丘 面分布.海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸 域」,海陸シームレス地質図 S-7,産業技術総合研 究所地質調査総合センター.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・ 遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内 靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・ 中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本 座栄一(1995)10万分の1東京湾とその周辺地域 の地質説明書(第2版).特殊地質図,20,地質調 査所.
- 高橋雅紀(2006)フィリピン海プレートが支配する日本列島のテトニクス.地学雑誌, 115, 116-123.
- 高橋雅紀(2008) 3.3.2 南房総地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3, 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.426-426.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松建造・ 駒澤正夫(2015)20万分の1地質図幅「横須賀」(第 2版).産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Yoshida, S., Shibuya, H., Torii, M. and Sasajima, S. (1984) Post-Miocene Clockwise Rotation of the Miura Peninsula and Its Adjacent Area. *Journal of Geomagnetism* and Geoelectricity, 36, 579-584.

(受付:2019年12月23日;受理:2020年9月2日)