

三浦半島の新第三系と第四系：付加体－外縁隆起帯－前弧海盆堆積物

Neogene and Quaternary Deposits of the Miura Peninsula, Central Japan: Accretionary Prism, Trench Slope Break, and Forearc Basin Deposits

柴田健一郎¹⁾・野崎 篤²⁾・高橋直樹³⁾・笠間友博⁴⁾・西澤文勝⁵⁾・田口公則⁵⁾

Kenichiro SHIBATA¹⁾, Atsushi NOZAKI²⁾, Naoki TAKAHASHI³⁾, Tomohiro KASAMA⁴⁾,
Fumikatsu NISHIZAWA⁵⁾ & Kiminori TAGUCHI⁵⁾

Abstract. In this report, we review Neogene to Quaternary geology of the Miura Peninsula, central Japan. And we report its stratigraphy, geological ages, and depositional and deformation processes. The Neogene and the early Quaternary deposits consist mainly of volcanoclastic and tuffaceous sediments in association with lots of key tephra beds. Those beds deposited as pyroclastic fall deposits, turbidites, and hemipelagic mudstones in deep-sea environments. These sedimentary rocks are, from the south to the north, off-scraped accretionary prism and trench slope basin deposits (the Miocene-Pliocene Misaki and Hatsuse formations of the Miura Group), trench slope break formerly formed as an accretionary prism (the Miocene Hayama Group with sparsely distributed ophiolitic rocks), and forearc basin deposits (the Miocene-Pliocene Zushi and Ikego formations of the Miura Group, and the lower Pleistocene Kazusa Group). These sedimentary rocks are locally covered by middle-late Pleistocene shallow marine deposits (the Miyata and Yokosuka formations of the Sagami Group) and by middle-late Pleistocene weathered pyroclastic deposits (the Kanto Loam Formation). In the northern and middle parts of the Peninsula, the Miocene and early Pleistocene sedimentary rocks comprise the Miura hills. In contrast, middle-late Pleistocene marine terraces well develop in the southern parts. Alluvial lowlands are distributed along rivers and in valley bottom plains, and alluvial deposits are in inner parts of paleo-bays. Five active faults are identified in the Peninsula. It is speculated for some of them to be active near future.

Key words: Miura Peninsula, Hayama Group, Miura Group, Kazusa Group, accretionary prism, trench slope break, forearc basin deposits, active faults

1. はじめに

神奈川県南東部に位置する三浦半島には、新第三系と第四系が広く分布し、それらの堆積岩類に挟まれて火成岩類が点在する（図1）。堆積岩類は主に火山砕屑物からなる

海成堆積物で特徴づけられ、テフラ鍵層を豊富に含む。吉原（1902）によって岩相図が初めて示された以降、層序学的研究が多く行われ、テフラ鍵層を用いて房総半島の新第三系や第四系との対比が進められてきた（赤嶺ほか，1956；三梨・矢崎，1968；三梨ほか，1979；蟹江ほか，1991；鈴木ほか，1995；江藤ほか，1998 など）。2000年代以降は、三浦半島や房総半島に分布する新第三系や第四系が、南部から北部に向かって、付加体と海溝陸側斜面堆積物、外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）、前弧海盆堆積物として理解されるようになった（高橋，2008；柴田，2012；竹内ほか，2015；山本ほか，2017 など）。三浦半島と房総半島の東南東沖には世界唯一の海溝－海溝－海溝型のプレート三重点が位置し、これらの位置関係が両半島の形成に重要な役割を果たしてきた可能性が指摘されている（Ogawa *et al.*, 1989, 2008）。また、三浦半島には活断層が確認されている（活断層研究会，1991；太田，1999；神奈川県，2001；地震調査研究推進

¹⁾ 横須賀市自然・人文博物館
〒238-0016 神奈川県横須賀市深田台 95
Yokosuka City Museum
95 Fukadadai, Yokosuka, Kanagawa 238-0016, Japan
柴田健一郎：kenichirou-shibata@city.yokosuka.kanagawa.jp

²⁾ 平塚市博物館
Hiratsuka City Museum

³⁾ 千葉県立中央博物館
Natural History Museum and Institute, Chiba

⁴⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

⁵⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

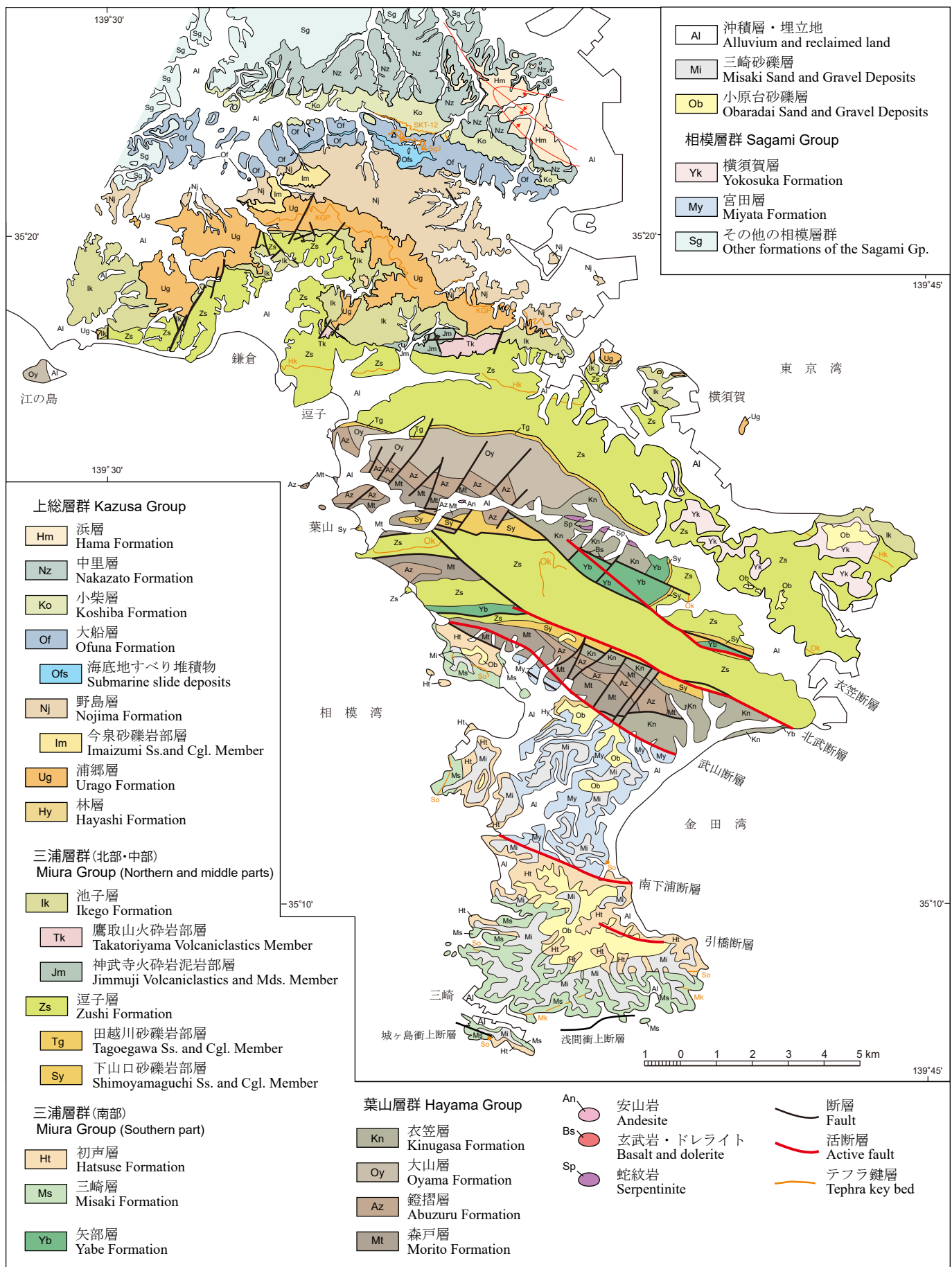


図1. 三浦半島の地質図。南部・中部は竹内ほか (2015), 北部は三梨・菊地 (1982), 江藤 (1986), 江藤ほか (1998) を基に作図。鍵層 Mk, So は蟹江 (2012b), 鍵層 Ok, Hk は江藤ほか (1998), 鍵層 KGP は稲垣ほか (2007), 鍵層 Sg3, SKT-12 は Nozaki *et al.* (2014), 城ヶ島衝上断層と浅間衝上断層は Yamamoto *et al.* (2005) に基づいた。

本部地震調査委員会, 2002)。三浦半島全体の地質学的な特徴は、三上 (1978)、今永・蟹江 (1999)、蟹江 (1999)、柴田 (2012) などによって総括されている。しかし、それら文献の出版以降、新しい情報が蓄積されてきている。本稿では、三浦半島の新第三系と第四系の層序、年代、形成プロセスを、火成岩類や活断層も含めて、最新の知見に基づきレビューする。特に記述がない場合、堆積岩の底生有孔虫化石に基づく堆積深度は秋元・長谷川 (1989)、石灰質ナノ化石帯は Okada & Bukry (1980)、放散虫化石帯は Sanfilippo & Nigrini (1998) に基づいた。

本稿の執筆にあたり、柴田が葉山層群、三浦層群、相模層群横須賀層、三浦半島断層群 (活断層)、全体の調整を、野崎が上総層群を、高橋が火成岩類、葉山層群、三浦半島

と房総半島の対比を、笠間と西澤が相模層群宮田層、関東ローム層を、田口が沖積低地をそれぞれ担当した。

2. 三浦半島の地形地質概略

三浦半島の地形は、大局的には三浦丘陵ならびに多摩丘陵に区分され (貝塚ほか, 2000)、丘陵地、台地、沖積低地に細分される。丘陵地は半島の中北部に広がり、標高 208 m の二子山、241 m の大楠山、200 m の武山を中心として北西-南東方向に 3 列の丘陵が発達する。雨水、湧水、小河川による開析がすすみ、複雑に入り組んだ谷戸が特徴的に発達する (図 2)。台地は武山以南の三浦半島南部と横須賀市小原台周辺によく発達し、標高約 96 m の引橋面、50 ~ 56 m の小原台面、35 ~ 40 m の三崎面が識別さ

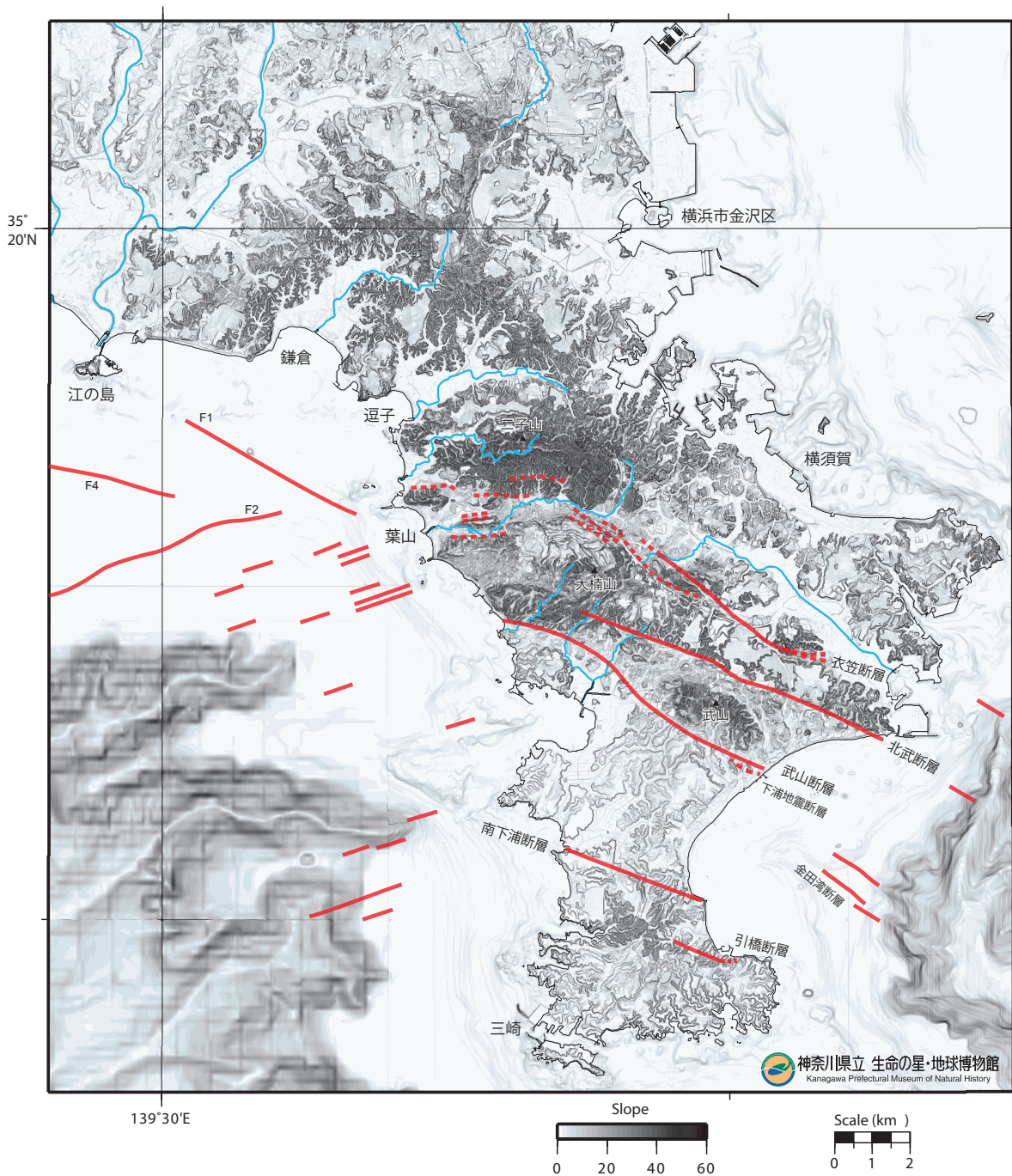


図 2. 三浦半島の傾斜量図。赤線は活断層、赤点線は推定活断層を示す。陸上の活断層は神奈川県 (2001)、金田湾断層は今泉ほか (1987)、F1, F2, F4 断層は佐藤・阿部 (2019)、その他の海底の断層は森ほか (2015) に基づく。傾斜量図は新井田秀一作図、神奈川県立生命の星・地球博物館提供。地図の作成にあたっては国土地理院発行の基盤地図情報を使用した。

れる。これらは後期第四紀の海底面が陸上に露出した海成段丘で、引橋面、小原台面、三崎面はそれぞれ MIS 5.5 (下末吉期、約 12.5 万年前)、MIS 5.3 (約 10 万年前)、MIS 5.1 (約 8 万年前) の海成面である (太田, 2000; 町田・新井, 2003)。沖積低地の分布は限られ、平作川、森戸川、田越川などの河川沿いや、丘陵や大地を刻む谷戸沿いに発達する (松島, 1976; 蟹江・石川, 1976; 澤ほか, 1994 など)。また、横須賀市～横浜市南部の東京湾沿岸や平作川河口付近、横須賀市西岸の小田和湾などでは埋め立て地が広がって

いる。三浦半島には北から衣笠、北武、武山、南下浦、引橋の 5 本の活断層が認められる (神奈川県, 2001) (図 2)。北武断層と武山断層では谷や尾根の右横ずれ、鞍部や小地溝などの変異地形が顕著に発達する (太田, 1999)。

三浦半島の新第三系と第四系の層序は従来、下部から上部に向かって葉山層群、三浦層群、上総層群、相模層群、上部更新統と完新統に区分されてきた (三梨ほか, 1979; 小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998) (図 1, 3)。中新統の葉山層群は三浦半島中部を

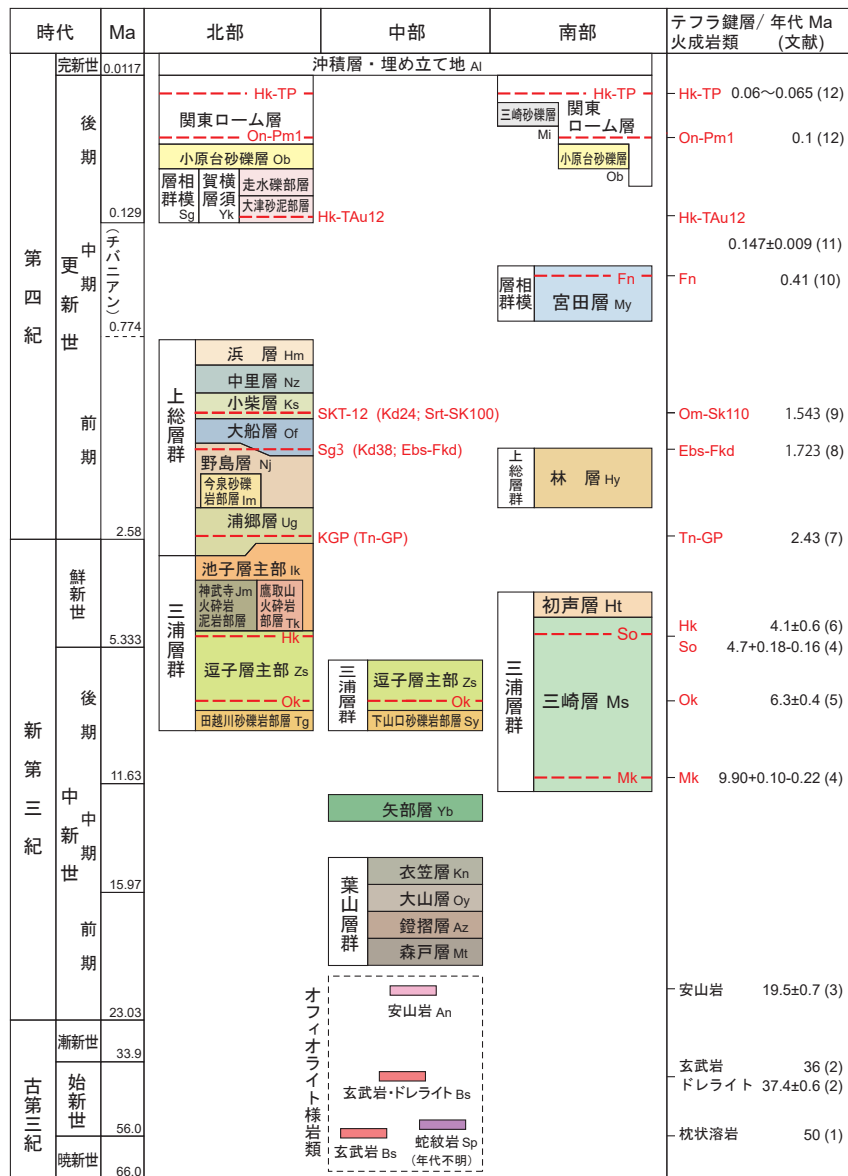


図 3. 三浦半島の層序。

テフラ鍵層や火成岩類の年代は、(1) Kaneoka *et al.* (1981), (2) 谷口・小川 (1990), (3) 今永・山下 (1999), (4) 柴田ほか (2008), (5) Kasuya (1987), (6) Saito *et al.* (1997), (7) 山下 (1996), (8) 野崎ほか (2019), (9) Nozaki *et al.* (2014), (10) 笠間・塩井 (2019), (11) 鈴木 (1976), (12) 町田 (2008) に基づく。

また、地質年代区分は国際層序委員会 (ICS) の国際年代層序表 (2020 年 03 月版) に基づく。

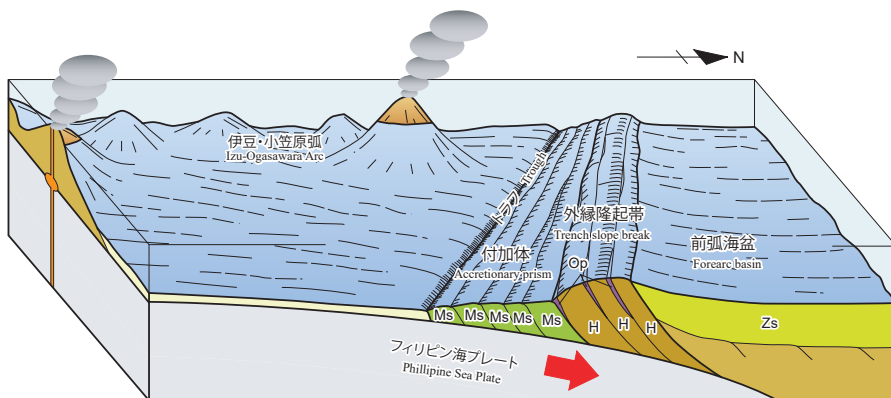


図 4. フィリピン海プレートの沈み込みに伴って形成された付加体、外縁隆起帯、前弧海盆の概念図。約 5 Ma. Op: オフィオライト様岩類, H: 葉山層群, Ms: 三崎層, Zs: 逗子層。

構成し、西北西－東南東方向に細長く伸びた2列の分布を示す、三浦半島で最も古い海成の堆積岩類である。葉山層群の分布域には、蛇紋岩や玄武岩、安山岩などの火成岩類が点在し、これらの火成岩類の年代は葉山層群の年代よりも一般的に古い。三浦層群は中新～鮮新世の海成堆積物で、三浦半島南部と北部、2列の葉山層群に挟まれた三浦半島中部に分布する。三浦層群と葉山層群とは不整合または断層で接する。上総層群は三浦半島北部の三浦層群を覆う前期～中期更新世の海成堆積物である。これらの堆積岩を部分的に中期～後期更新世の堆積物が覆い、武山以南から南下浦断層に挟まれた地域では中部更新統の相模層群宮田層が、三浦半島北部の東京湾岸では中部～上部更新統の相模層群横須賀層が、それぞれ南部と北部の三浦層群を不整合に覆って分布する。宮田層や横須賀層の上位には、上部更新統の砂礫層や関東ローム層が重なり、海成段丘面を構成する。

葉山層群は外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）、南部の三浦層群は付加体と海溝陸側斜面堆積物、中部・北部の三浦層群と上総層群は前弧海盆堆積物に相当すると考えられている（図4）。また、葉山層群に接して点在する火成岩類はオフィオライト様岩類と解釈されている。2000年代以降、それら地質体の解釈に基づいて累層名や層群名が整理される傾向がある（高橋, 2008; 蟹江, 2012a; 蟹江ほか, 2012b, 竹内ほか, 2015）。しかし、地質体の解釈には研究者によって若干の相違があり、今後、さらに新しい解釈がなされる可能性もある。本稿では、5万分の1地質図幅（小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998）で用いられた従来の累層名や層群名を概ね踏襲し、層序を整理した（図3）。

3. 葉山層群

(1) 層序

葉山層群（Hayama Group）は三浦半島から房総半島南部にかけて伸びる特徴的な地形、地質構造を示す「葉山一嶺岡帯」または「葉山一嶺岡隆起帯」の一部を構成し、三浦半島の葉山層群の分布域は「葉山帯」と呼ばれる（高橋ほか, 2016）。葉山層群は大きく2列の带状に分布しており、北列、南列と呼ばれる（江藤ほか, 1998）。三浦半島には複数の活断層が確認されており（太田, 1999）、葉山層群の分布はそれらの活断層に規制されている。北列の南縁は衣笠断層であり、南列は北縁が北武断層、南縁が武山断層である。また、藤沢市江の島にも分布する（図1）。下位より硬質泥岩を主体とする森戸層（Morito Formation）（図5-A）、凝灰質砂岩と泥岩の互層からなる鍔摺層（Abuzuru Formation）（図5-B）、主として凝灰質砂岩からなり硬質泥岩の薄層や礫層を含むことがある大山層（Oyama Formation）（図5-C）、泥岩を主体として砂岩、泥岩、凝灰岩の薄層を挟む衣笠層（Kinugasa Formation）（図5-D）、主として凝灰質砂岩からなる矢部層（Yabe Formation）（図5-E）に区分される（三梨ほか, 1979; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998; 竹内ほか, 2015）。しかし、葉山層群は著しく変形した堆積岩からなり、地層の上下関係や側方への連続性を確認することが容易ではないため、研究者間によって異なった層序が構築されている（例えば、今永・蟹江, 1999; 蟹江, 1999, 2012a, b; 高橋, 2008; 柴田, 2012）。高橋

（2008）は葉山層群の変形様式や、後述するように付加体として位置づけられることから、矢部層を含めた江藤ほか（1998）の葉山層群を葉山ユニットとして一括している。本稿では江藤ほか（1998）に従った累層名を用いるが、矢部層は蟹江（1999, 2012a, b）と柴田（2012）に従い独立した累層として扱い、暗緑色凝灰岩からなる鍔摺層立石凝灰岩部層（江藤ほか, 1998）も矢部層に含めた（図3）。しかし、横須賀市立石や野比海岸の暗緑色凝灰岩は房総半島の荒島層の岩相に類似し、横須賀市小矢部周辺の凝灰質砂岩からなる矢部層の岩相とやや異なる特徴を持つ。

(2) 年代

葉山町の森戸層と鍔摺層から得られた炭酸塩コンクリーションからは、前期中新世を示す珪藻化石（沢村, 1973; 芳賀・鈴木, 1999）や、放散虫化石（RN3帯）（鈴木, 2012）が得られている。一方、横須賀市の衣笠層からは中期中新世を示す放散虫化石年代（RN4帯上部～RN5帯の下部）（竹谷, 1995; 鈴木, 2012）や石灰質ナノ化石（CN4帯）（岡田, 1995）が得られ、葉山町の森戸層や鍔摺層よりも若い年代を示している。江の島の葉山層群からは中期中新世（川上ほか, 2005）、または前期～中期中新世（RN3帯～RN4帯）（鈴木, 2012）の放散虫化石が報告されている。横須賀市小矢部と久村の矢部層からは、中期中新世の後期を示す放散虫化石と石灰質ナノ化石（CN5b～CN6帯）が得られている（江藤ほか, 1987）。以上のように葉山層群と矢部層からは、前期中新世（約18～17 Ma）と中期中新世（約16～14 Ma, 約12～10 Ma）の異なる年代が得られているが、これらの地層の空間的な広がりや時間的な連続性ははっきりしない点が多い。

(3) 堆積プロセスと保田付加体

一般的に葉山層群の砂岩や泥岩は、伊豆・小笠原弧の前弧に堆積したタービダイトと半遠洋性泥岩と解釈されている（谷口, 1992; 小川, 2004）。また、横須賀市立石に露出する矢部層の暗緑色凝灰岩は水中火砕流堆積物の可能性が指摘されている（江藤ほか, 1998）。森戸層や衣笠層からは漸深海帯（水深1,200～2,000 m）を示す底生有孔虫化石（秋元ほか, 1995）が得られ、森戸層や衣笠層、葉山層群分布域の転石からは深海生物由来と考えられる生痕化石が産出する（蟹江ほか, 2012a; Kotake, 2014; Izumi, 2015）。葉山層群に含まれる火山碎屑物の起源は、伊豆・小笠原弧であることが示唆されている（小川, 1981, 2004; 谷口ほか, 1991）。一方、葉山町森戸川沿いの大山層や、真名瀬の葉山層群に含まれる礫岩中の礫は石英質ワッケ、長石質ワッケ、石質ワッケ、チャート、細粒礫岩（玄武岩、安山岩、デイサイト、チャートの礫を含む）からなり、これらの砂岩類やチャートは伊豆・小笠原弧に普通に見られる岩石ではないため、これらの礫の供給源は本州弧であると考えられている（蛭子・山下, 2012b）。葉山層群は剪断によって著しく変形・ブロック化していること（図5-F）、蛇紋岩類や玄武岩類などのオフィオライト様岩類が断層によって取り込まれていること、断層破砕帯から化学合成生物群集の化石が発見されること（横須賀市池上地区シロウリガイ類化石調査団, 1995; Kanie & Kuramochi, 1995; Naganuma *et al.*, 1995）などから、プレートの沈み込みに伴って形成された付加体と解釈され（谷口, 1992; 高橋, 2008）、

房総半島の保田層群と合わせて保田付加体と呼ばれている（山本ほか, 2017; Yamamoto *et al.*, 2017）。保田付加体の最高被熱温度がビトリナイト反射率の測定に基づいて見積もられており、葉山層群の最高被熱温度は保田層群や三浦層群三崎層のそれらよりも高く、より深部より隆起してきたと解釈されている（Yamamoto *et al.*, 2017）。葉山帯の南方に分布する三浦層群三崎層は後期中新世の付加体、葉山帯の北方に分布する三浦層群逗子層は本州弧の前孤海盆堆積物と解釈されることから、葉山層群は後期中新世には外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）として機能していたと考えられる（Soh *et al.*, 1991; 高橋, 2008; 高橋ほか, 2016; 山本ほか, 2017）。

(4) 葉山層群の剪断帯

葉山層群分布域の特徴として、地すべりによる緩傾斜地形、西北西－東南東方向のリニアメント、武山や二子山などの独立峰といった特徴的な地形が挙げられ（図2）、

これらは葉山－嶺岡帯に共通の特徴と考えられている（高橋ほか, 2016）。高橋ほか（2012）は房総半島嶺岡帯の保田層群分布域内に同層群の剪断帯を設定した。剪断帯にはオフィオライト様岩類が露出し、それらは保田層群中に断層貫入（プルトルージョン）する際に保田層群を変形させたとして解釈されている（高橋ほか, 2012, 2016）。緩傾斜地形と独立峰は、剪断帯、剪断を免れたブロックがそれぞれ形成している。三浦半島では、同様の剪断帯が衣笠層に相当すると考えられている（竹内ほか, 2015; 高橋ほか, 2016）。衣笠層は従来、オリストストロームなど海底地すべりが卓越する地層であるとされたが（江藤ほか, 1998）、衣笠層に見られる地層の乱れは堆積性のものではなく、構造的な変形によるものの可能性がある。高橋ほか（2016）は、これを葉山層群の他の累層（森戸層や鎧摺層）（及び三浦層群の一部）が構造的に混在したものと考えている。従来の地質図（江藤ほか, 1998; 竹内ほ

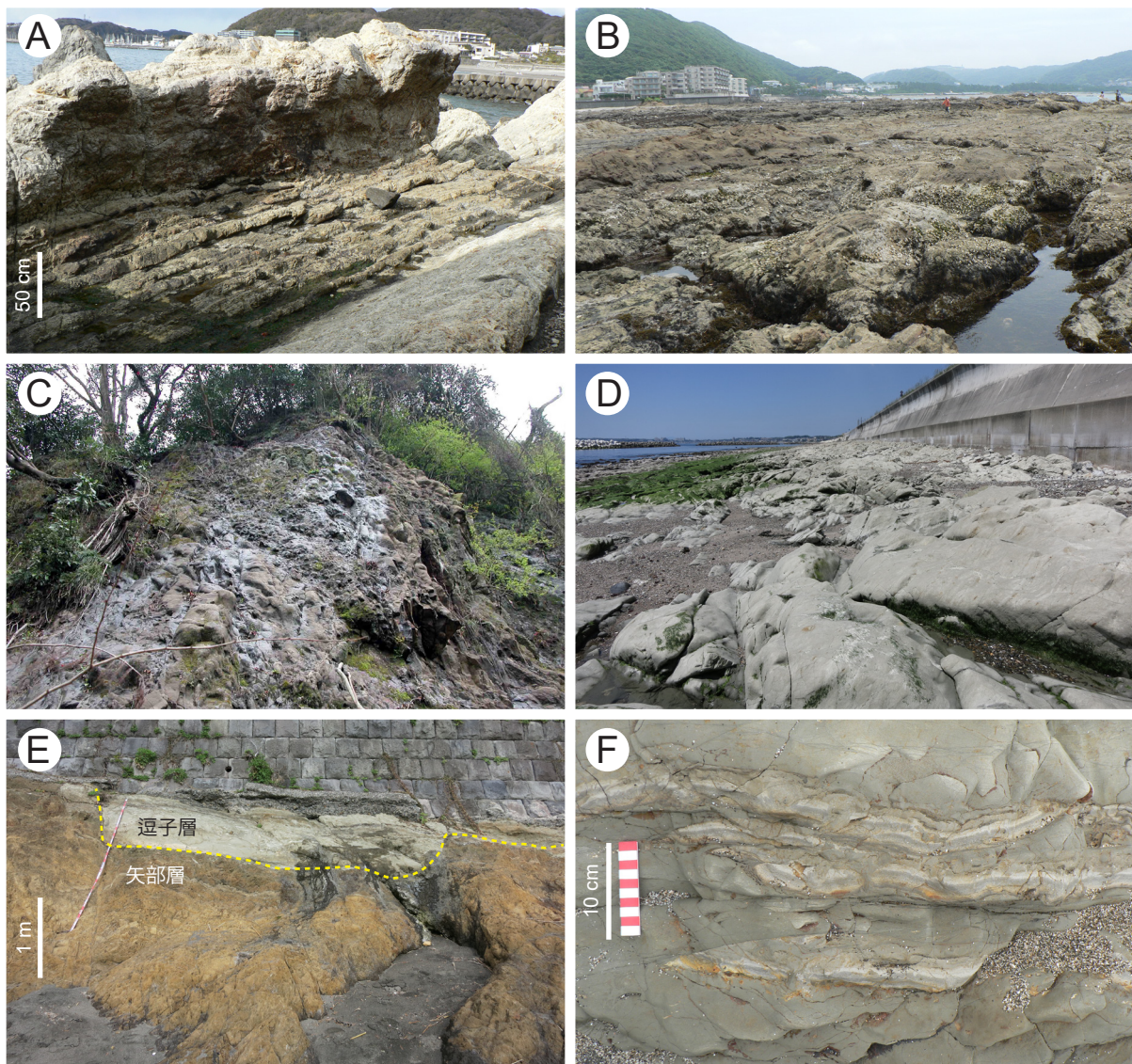


図5. 葉山層群と矢部層の露頭（撮影者：柴田健一郎（Cを除く））。

A: 森戸層の硬質泥岩と砂岩の互層。葉山町森戸磯（35°16'23.6"N, 139°34'10.1"E）。

B: 鎧摺層の凝灰質砂岩と泥岩の互層。葉山町芝崎海岸（35°15'58.2"N, 139°33'58.5"E）。

C: 大山層の砂岩と礫岩。逗子市桜山（35°16'44.0"N, 139°36'24.1"E）。蛸子貞二氏撮影。

D: 衣笠層の泥岩。横須賀市野比海岸（35°12'38.1"N, 139°42'17.1"E）。

E: 矢部層の暗緑色凝灰岩。風化すると褐色を呈する。三浦層群逗子層に不整合に覆われる（破線）。横須賀市立石公園（35°14'27.5"N, 139°35'50.4"E）。江藤ほか（1998）は暗緑色凝灰岩を葉山層群鎧摺層立石凝灰岩部層としている。

F: 逆断層による白色凝灰質泥岩の繰り返し。衣笠層。横須賀市野比海岸（35°12'39.4"N, 139°42'22.3"E）。

か, 2015) では葉山町の下山川低地沿いには衣笠層が分布しないが、西北西―東南東方向のリニアメントが認められること、リニアメントの一部は活断層の可能性があること(図2)、オフィオライト様岩類が露出することから、葉山町の低地帯にも剪断帯が含まれる可能性がある。渡部ほか(1968)は下山川低地沿いの幅300～500mを葉山破碎帯と呼んでいる。なお、平作川低地帯から西方に峠を越えて葉山町の下山川低地帯に連続する低地帯の北縁は、その北方の丘陵地との地形的ギャップが明瞭なりニアメントを構成する。このリニアメントに沿って(活?)断層が存在する可能性があり、これを仮称‘平作断層’としておく(図6)。

4. 火成岩類

(1) 火成岩類の分布と産状

三浦半島では、主として葉山層群分布域中に火成岩類の産出が報告されている。古くから蛇紋岩の産出が知られているほか(吉原, 1902など)、玄武岩(木村ほか, 1976など)や安山岩(谷口ほか, 1988など)などの火山岩類が産出する。斑れい岩などの深成岩類も若干報告がある(浅見ほか, 1992など)。これらの岩石の種類・組み合わせは、房総半島の嶺岡帯に産出する岩石とほぼ共通であり、連続した地質帯とみなされ、共通の発達史の元に形成されたと考えられる(小池, 1957)。これらの岩石の組み合わせは、いわ

ゆる「オフィオライト」(海洋地殻～マントルの断片)として認識されたものの(小川, 1981)、ほとんどが分断されて露出し、それぞれの成因関係も明確ではないことから、「オフィオライト様岩類」などと呼ばれることが多い。房総半島ではこのような火成岩類が比較的広く露出するが、三浦半島では散点的で岩体のサイズも小型のことが多い。ただし、房総半島でこれらの露出が大きいのは半島の東側が中心で、半島西側は露出が散点的であり、三浦半島の産出状況と類似する。

火成岩類の分布は、葉山層群分布域で、活断層沿いに産出するケースと、特に活断層が認められていない葉山層群分布域の内部(前述の葉山層群の剪断帯)に産する場合がある。後者の場合も、分布が直線的な配列を示すことがあり(横須賀市衣笠～池上の蛇紋岩列など)(図7-A, B)、潜在的な断層に沿って露出している可能性がある(図6)。これらの地域は、地すべりに起因する緩斜面が発達し(図7-D)、小ピークなどが多数存在する特異な地形を示し、逗子市―葉山町境界の二子山山塊のような通常の流水による侵食地形の発達した山地～丘陵性の地域と様相を異にする。そして、後者の地域では、火成岩類の産出は基本的に見られない。地すべり地形が発達する地域は、全体が断層の活動によって破碎を受けていることが想定され、火成岩類はそのような断層の活動に伴って貫入(固体貫入: プロトルージョン)していると考えられる。

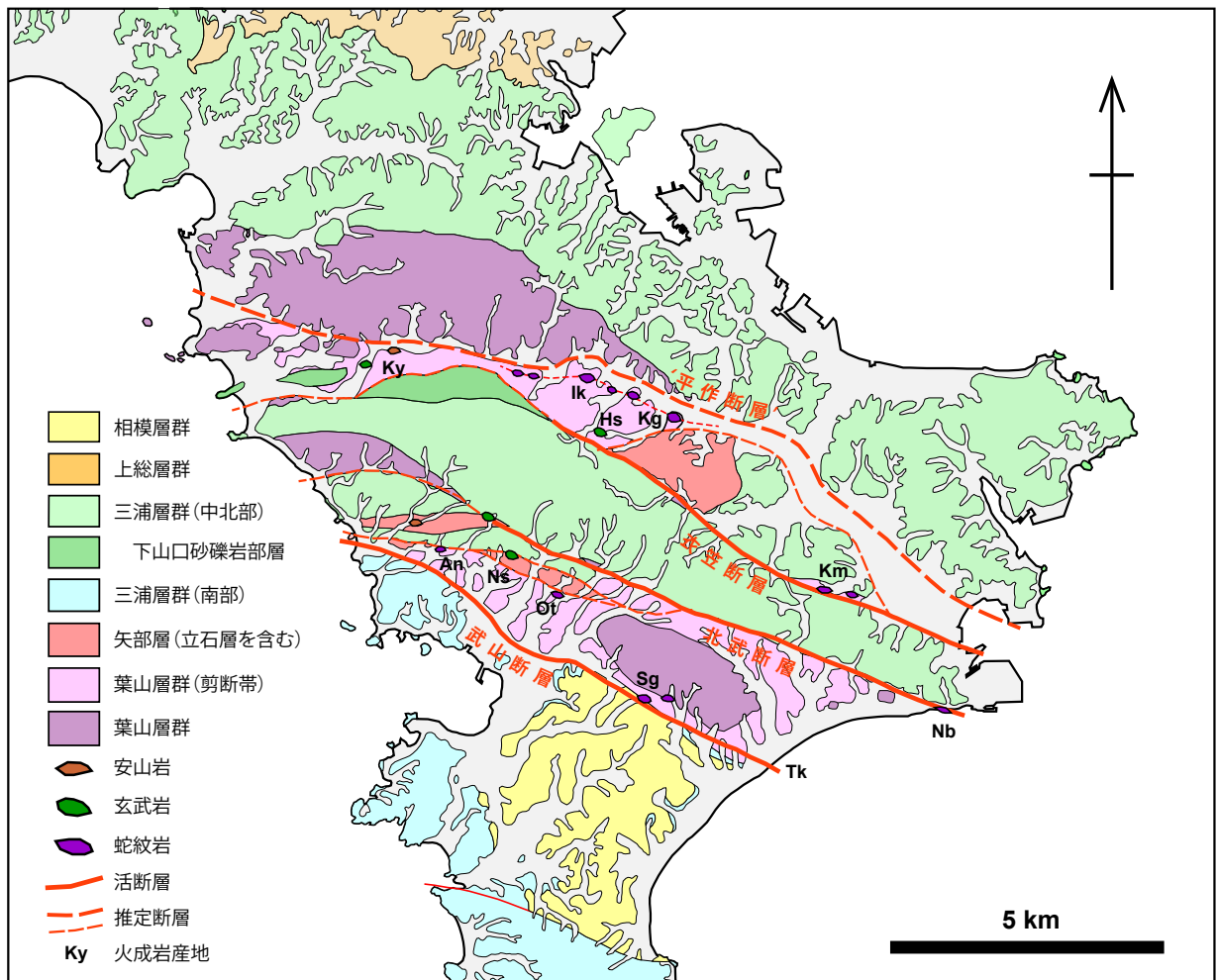


図6. 火成岩類の分布。

Ky: 上山口, Ik: 池上, Kg: 衣笠, Hs: 平作, Km: 久村, An: 芦名, Ns: 長坂, Ot: 太田和, Sg: 須軽谷, Tk: 津久井川河口, Nb: 野比海岸。地質図は横須賀市自然博物館(1991)、江藤ほか(1998)及び蟹江(2012b)をもとに一部改変。

このことは、火成岩類の産状の報告からも推測される。活断層に沿った地域では火成岩類は断層に伴う破碎帯に沿って露出することが示されているほか（浅見ほか、1992：蛇紋岩・玄武岩など）（図 7-E, F）、活断層沿いでない地域でも、火成岩類は葉山層群の泥質岩（森戸層など）の破碎帯中や（蟹江ほか、1987：玄武岩）、三浦層群逗子層と暗緑色凝灰岩からなる矢部層の境界の破碎帯中に産する（谷口・小川、1990：アルカリ玄武岩）などの直接の産状が観察されているほか、直接接する様子は観察されないものの近傍に破碎帯が存在する例（谷口・小川、1990：アルカリ玄武岩）も報告されている。

間接的には、葉山層群の堆積年代と火成岩類の形成年代が異なることも挙げられる。火成岩類の年代は、古第三紀始新世から漸新世の年代を示すことが多く（36Ma, 37Ma：玄武岩及びドレライト（谷口・小川、1990）、50Ma：玄武岩（Kaneoka *et al.*, 1981））、少なくとも火山岩類の多くは前期～中期中新世の年代を示す葉山層群堆積時に噴出したものではない。例外的に、葉山層群堆積岩と急冷縁を持って接している安山岩体が報告されているが（谷口ほか、1988）、この岩体の年代が 23.4 Ma と葉山層群とほぼ同じ年代を示しており、葉山層群と同時代に火成活動が存在した可能性も残している。

一方、蛇紋岩体の一部は堆積性であるとの報告もある。狩野ほか（1975）、木村ほか（1976）は、横須賀市衣笠（池上）の蛇紋岩体は堆積性であると報告した。ただし、それを否定する報告もなされている（蟹江ほか、1987、小川・谷口、1987）。また、門田ほか（1988）は、横須賀市久村において斑れい岩や石灰岩などを礫として含む蛇紋岩礫岩（図 7-H）を報告している。これらは初期に（中新世前期～中期？）蛇紋岩体がプロトルージョンし、海底に突出した際に、蛇紋岩体の近傍に堆積したものと考えることができる。なお、この堆積性岩体自体が、その後の構造運動（蛇紋岩プロトルージョンの再活動）の際に、構造岩塊として挙動しているとみられる。房総半島嶺岡帯でも、類似した堆積性の蛇紋岩砂岩・礫岩が報告されている（荒井ほか、1983）。

以上、三浦半島の火成岩類は房総半島嶺岡帯で高橋ほか（2012）が考察した嶺岡帯中の火成岩類の産状と共通である。なお、これらが現在の活断層沿いに露出することは、このような貫入の動きが現在でも継続している可能性を示している（高橋ほか、2016）。

(2) 蛇紋岩類

三浦半島における蛇紋岩の分布は、最初に吉原（1902）によって報告され、一色村、上山口、木古庭、小矢部、佐原南方、及び、野比海岸に産するとされたが、地図上には示されていない。その後、小島（1954）は、地質図上で横須賀市衣笠・石田（衣笠泥岩層）・阿部倉（山中細粒砂岩層）、葉山町新澤（森戸泥岩層）に分布を示し、これらが葉山層群北列中のほぼ垂直な傾斜角を持つ褶曲軸上に分布すると考察している。渡部ほか（1968）（Kurihara, 1971）の地質図では、横須賀市衣笠から池上にかけて比較的大型の蛇紋岩体が点在し、さらに西方の県道 27 号線沿いでも小規模ないくつかの岩体の分布を示している（それらは直線状に配列する）。また、衣笠東方でも、横須賀市久村地区で

蛇紋岩礫岩の産出が報告されている（門田ほか、1988）。

初期の報告は北列中の岩体がほとんどであるが、小池（1957）は小縮尺の房総—三浦半島超塩基性岩分布図で葉山層群の南列中に 2 カ所の分布を示し（詳しい場所は不明）、全体として北西—南東方向の構造線に沿って併入するとしている。その後、前述のように浅見ほか（1992）は南列の北縁をなす北武断層に位置する横須賀市野比海岸で蛇紋岩の露出を詳しく報告したほか、横須賀市自然博物館（1991）及び蟹江（2012b）の地質図では、南列中で、野比海岸のほか中西部にも複数の蛇紋岩体の分布を示している。詳しい場所は不明だが、横須賀市芦名地区の 1 カ所（図 7-G）で確認されている（高橋ほか、2016）。

総合すると、三浦半島における蛇紋岩類の分布は、前述のとおり武山断層と「平作断層」に挟まれた領域中に限られる（図 6）。この葉山層群中では各所に分布すると言える。列を区切る活断層に直接に沿って露出するもののほか、列内の地すべりが発達した緩傾斜地域内（葉山層群の剪断帯）に散点的分布するが、前述のように、これらもある種の断層に沿って露出すると推測される（活断層かどうかは不明）。

岩石学的な検討は、まず Uchida & Arai（1978）によって房総半島嶺岡帯の蛇紋岩類と合わせて行われた。三浦半島で対象とされたのは、古くから知られている横須賀市衣笠（Kg）～池上（Ik）の岩体（論文では三浦岩体（Miura Bodies）とされている）で、北列の衣笠断層と「平作断層」の間の緩傾斜地域（葉山層群の剪断帯）に露出するものである。房総半島から三浦半島にかけて、全体的に斜長石ハルツバーガイトを原岩とする蛇紋岩を主体とし、斜長石ダナイトを原岩とする蛇紋岩が少量見られる点で共通する（図 8-A～H）。一方、三浦半島では特徴的に角閃石を含むものが多いことが示されている。構成鉱物の化学組成から、これらは全体的に高い温度と低い圧力（10kb）下で平衡にあったことが示され、現在の大洋中央海嶺付近の岩石に類似することが報告された。

一方、大局的な性質は全体で共通するものの、細かい部分では房総半島と三浦半島の岩石で違いが見られることが示された。かんらん石の Fo 値、NiO 含有量、直方輝石の Mg 値、CaO 含有量、Al₂O₃ 含有量、Cr₂O₃ 含有量、単斜輝石の Al₂O₃ 含有量、Cr₂O₃ 含有量が三浦半島のものが若干低く、クロムスピネルの Al、Fe³⁺ 含有量が明瞭に高い。平衡温度が嶺岡帯（800～900℃）のものよりも低い（700℃）とされ、中央海嶺付近でたまたま若干低い温度で平衡に達したことが想定されている。

房総半島と三浦半島で蛇紋岩の性質が若干異なることは、荒井・石田（1987）でも明確に示され、房総半島から三浦半島を経て山梨県の小仏帯、静岡県県の瀬戸川帯まで、性質の共通した蛇紋岩類が分布し、これら全体を「環伊豆地塊蛇紋岩帯」と呼び、その中で、房総半島と小仏帯の蛇紋岩類が類似し、三浦半島と瀬戸川帯の蛇紋岩類が類似するというので、前者を平衡温度が高いグループ、後者を平衡温度が低いグループとしている。後者には角閃石などの含水鉱物を多量に含むとされる。荒井ほか（1990）及び荒井（1994）では、前者を「嶺岡型」、後者を「葉山型」と呼んでいる。

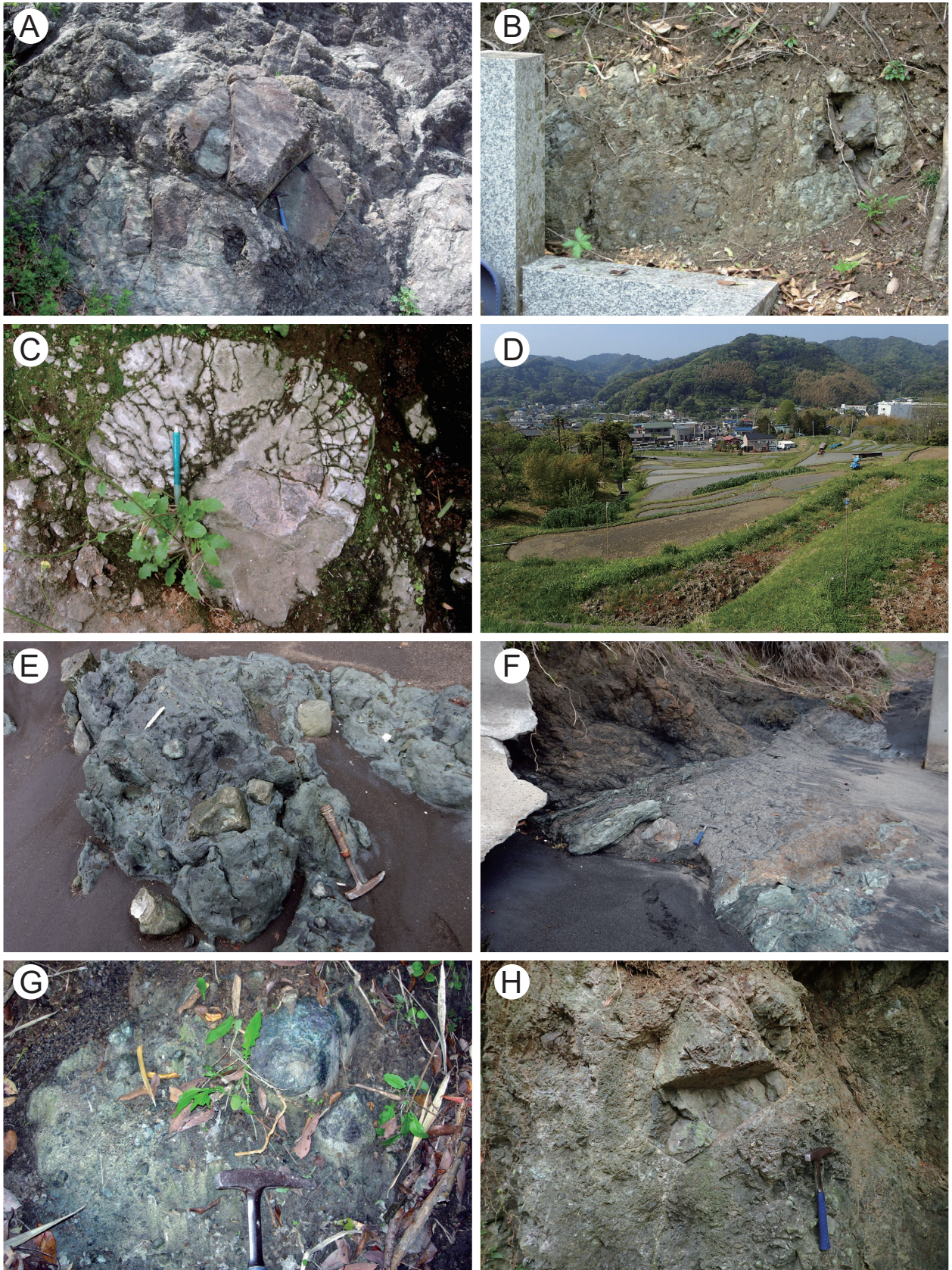


図 7. 火成岩類の産状 (撮影者: 高橋直樹).

- A: 蛇紋岩露頭 (衣笠岩体) (横須賀市小矢部: JR 衣笠駅南側, $35^{\circ}15'23.4''\text{N}$, $139^{\circ}39'37.0''\text{E}$). 細かく破碎を受けていない比較的塊状の岩体.
- B: 蛇紋岩露頭 (池上岩体) (横須賀市池上: 妙蔵寺墓地, $35^{\circ}15'44.6''\text{N}$, $139^{\circ}38'38.3''\text{E}$). 破碎された礫状の産状を示す.
- C: 玄武岩枕状溶岩露頭 (横須賀市平作: 平作川河床, $35^{\circ}15'15.5''\text{N}$, $139^{\circ}38'49.7''\text{E}$). 1 個の“枕”の近接 (冷却収縮に伴う放射状の節理が発達する).
- D: 火成岩類が産出する地すべり発達地域 (葉山層群の剪断帯) の景観 (葉山町上山口, $35^{\circ}15'53.1''\text{N}$, $139^{\circ}36'52.4''\text{E}$). 棚田として利用されている地すべり性緩傾斜地.
- E, F: 北武断層破碎帯露頭 (横須賀市野比海岸, $35^{\circ}12'40.0''\text{N}$, $139^{\circ}42'28.4''\text{E}$). 蛇紋岩礫を含む軟質粘土 (E), 粘土化した破碎帯 (右側) とそれに接する褐色に変質した矢部層暗緑色凝灰岩 (左側) (F).
- G: 蛇紋岩露頭 (横須賀市芦名, $35^{\circ}14'08.9''\text{N}$, $139^{\circ}36'54.1''\text{E}$). 破碎された礫状の産状を示す.
- H: 蛇紋岩礫岩露頭 (横須賀市久村, $35^{\circ}13'46.9''\text{N}$, $139^{\circ}41'17.8''\text{E}$). 基質は細粒の蛇紋岩起源粒子からなり大型の角礫 (蛇紋岩) を含む.

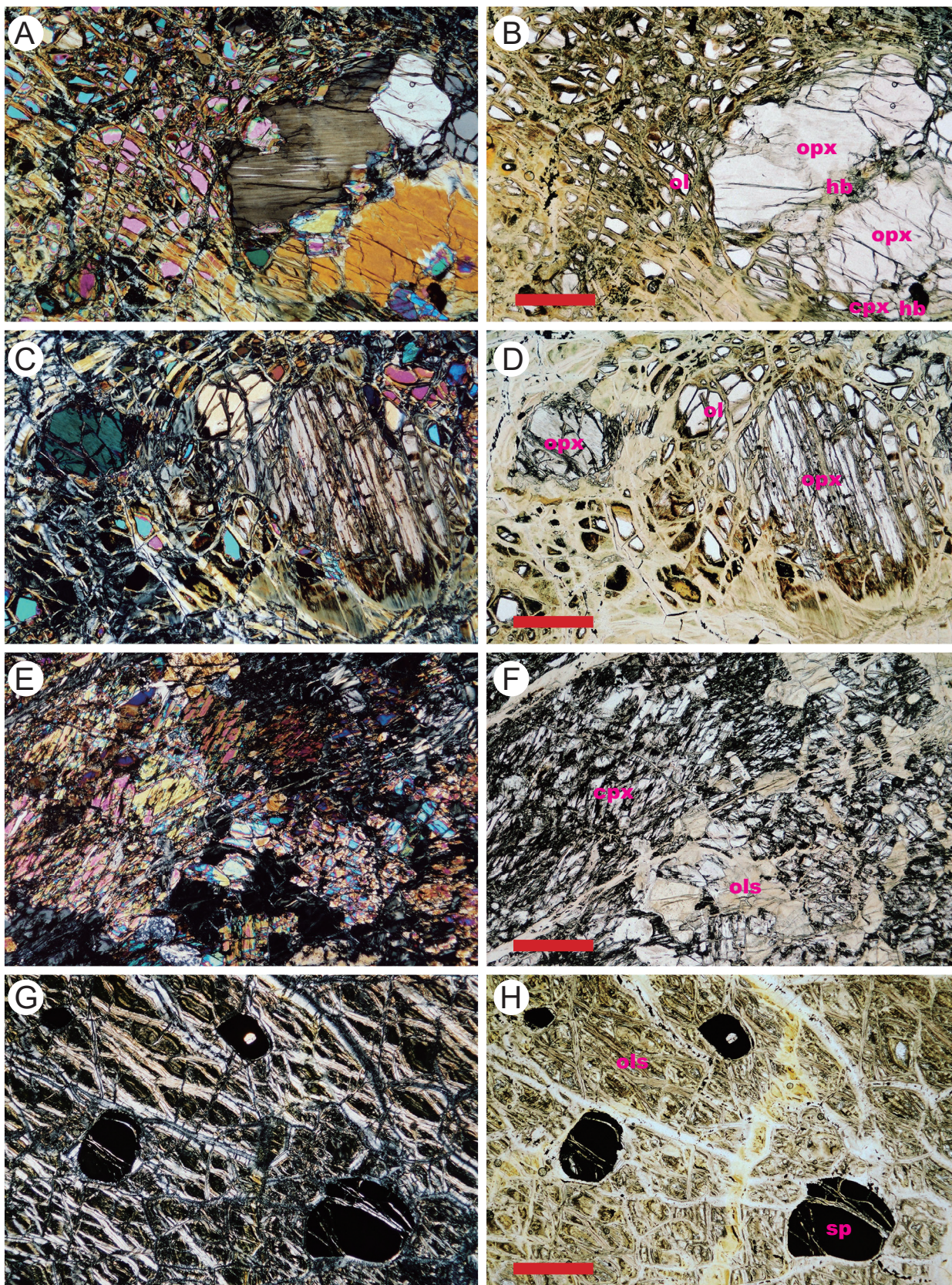


図 8. 主な火成岩類の偏光顕微鏡写真（左列：直交ポーラー、右列：下方ポーラーのみ）（撮影者：高橋直樹）。

A, B: 蛇紋岩（角閃石を含むハルツパーガイト）（神奈川県横須賀市衣笠）。CBM-GR11659.

C, D: 蛇紋岩（ハルツパーガイト）（神奈川県横須賀市池上）。CBM-GR17919.

E, F: 蛇紋岩（ウェールライト）（神奈川県横須賀市平作公園）。CBM-GR17918.

G, H: 蛇紋岩（ダナイト）（転石）（神奈川県横須賀市津久井川河口）。CBM-GR12266.

ol: かんらん石, opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, hb: 角閃石, sp: クロムスピネル, pl: 斜長石, qz: 石英, ols: かんらん石起源蛇紋石, olc: かんらん石起源方解石。スケールバーは 0.5 mm。標本番号（CBM-GR）は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号。

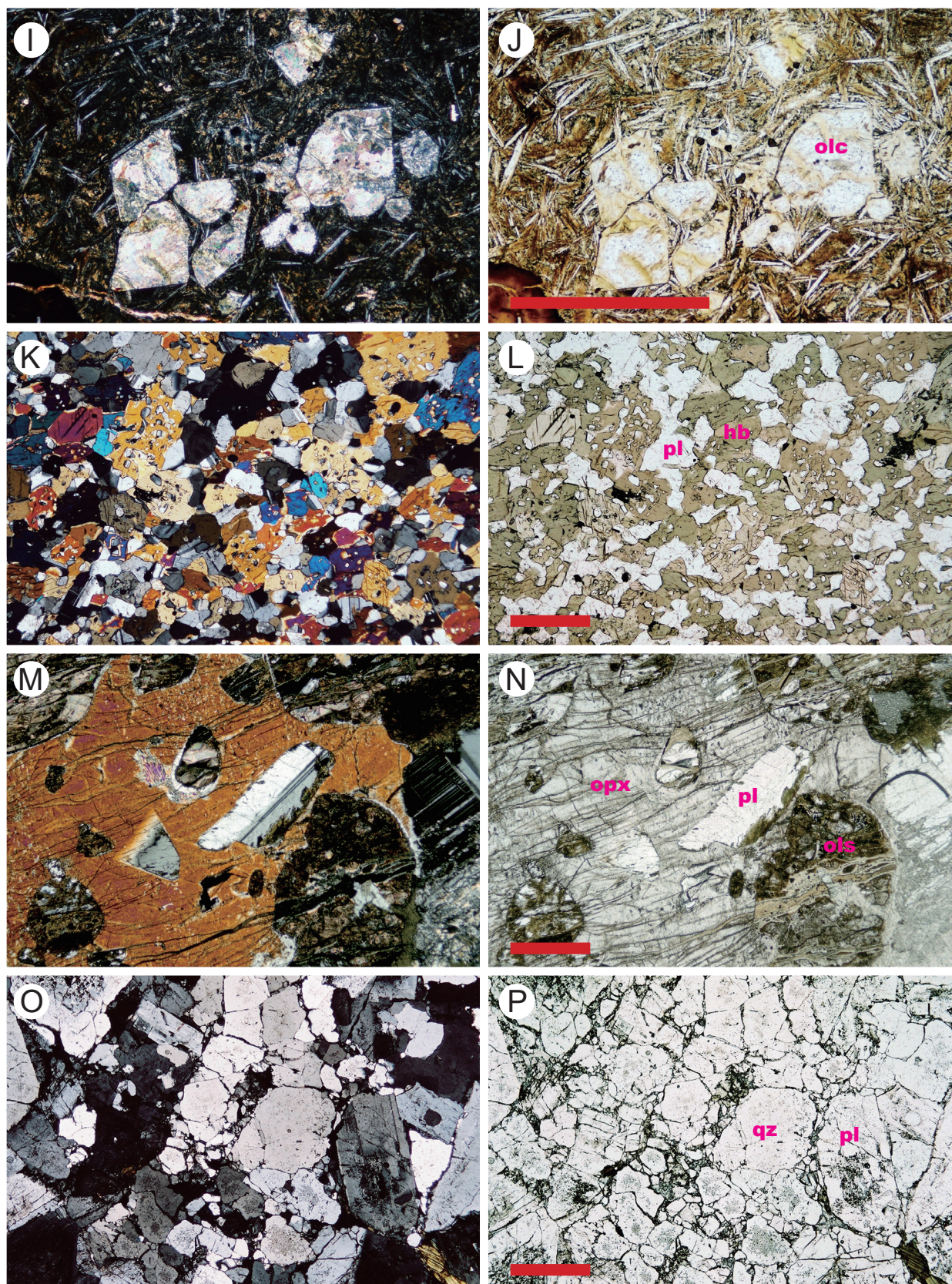


図8 (続). 主な火成岩類の偏光顕微鏡写真 (左列: 直交ポーラー, 右列: 下方ポーラーのみ) (撮影者: 高橋直樹).

I, J: かんらん石玄武岩 (神奈川県横須賀市平作). CBM-GR19836.

K, L: 角閃石斑れい岩 (神奈川県横須賀市池上). CBM-GR17924.

M, N: かんらん石輝石斑れい岩 (転石) (神奈川県横須賀市野比海岸). CBM-GR6740.

O, P: トーナル岩 (転石) (神奈川県横須賀市野比海岸). CBM-GR10400.

ol: かんらん石, opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, hb: 角閃石, sp: クロムスピネル, pl: 斜長石, qz: 石英, ols: かんらん石起源蛇紋石, olc: かんらん石起源方解石. スケールバーは 0.5 mm. 標本番号 (CBM-GR) は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号.

しかし、その後、阿部（2004）、高橋（2009）、高橋・荒井（2010）により、葉山層群の南列中から得られた蛇紋岩類が検討され（横須賀市野比海岸・津久井川河口転石・須軽谷・牛込）、「嶺岡型」の性質を示す蛇紋岩類も存在することが示された（図9）。これらの地域には「葉山型」の蛇紋岩も見られる。このことから、嶺岡型の蛇紋岩と葉山型の蛇紋岩は、区域（断層帯）によってどちらかに限られることもあれば、それらが混在した場所もあることが示される。

房総半島では葉山型の蛇紋岩類は現時点では確認されていないが、これは房総半島では蛇紋岩類の分析が主要岩体（断層帯）のみでしか実施されておらず（嶺岡中央林道、平久里、勝山：高橋ほか（2012）が示した嶺岡帯中の14の断層帯のうちの3つ）、嶺岡帯内の各所（他の断層帯）に分布する小岩体の研究がほとんどなされていないことに起因するかもしれない。これら小岩体（断層帯）の中には葉山型の性質を持つものがあるかもしれない。房総半島内の蛇紋岩類全体の詳細な分析が待たれるところである。三浦半島でも、地質図上に分布が示されている蛇紋岩類のデータがすべて揃っていないことから、これらの分析も進める必要があるであろう。

(3) 火山岩類

三浦半島における火山岩の報告は木村ほか（1976）による横須賀市平作四丁目の玄武岩体（図7-C）が最初で、枕状溶岩としての産状が詳しく報告されている。本岩体は葉山層群の鎧摺層と接して露出する。木村ほか（1976）は枕状溶岩について鎧摺層を不整合に覆う矢部層の一部と推定しているが、矢部層との直接の関係は観察されていない。岩石の性質はかんらん石と斜長石の斑晶を含むかんらん石玄武岩（図8-I, J）で、急冷組織が発達し、気泡も含むことが示されている。その後、蟹江ほか（1987）は同じ玄武岩体を再検討し、葉山層群森戸層に相当する泥質岩の破碎帯中に蛇紋岩やチャートと共に含まれて存在することを示した。この岩体は葉山層群北列中であるが、同じ北列中の衣笠～池上の蛇紋岩類の分布の列からは離れた場所に位置しており、北列中でも異なる断層帯中に産するとみなされる。

谷口・小川（1990）は、葉山町下山口（水源地橋）、横

須賀市長坂（堀越池）からも玄武岩体（ドレライトを含む）を見出し、前述の平作の岩体と併せて岩石学的な詳しい検討を行った。下山口の岩体は葉山層群北列中にあり、衣笠～池上の蛇紋岩列あるいは平作の玄武岩体の西方延長上に位置する。一方、長坂の岩体は葉山層群南列中に位置する。これらはいずれも断層帯中に産出した構造型岩塊と推定されている。下山口岩体は玄武岩枕状溶岩及びドレライトからなり、一部にピクライト質玄武岩も認められる。かんらん石のほかチタン普通輝石やケルスート閃石を含む。一方、長坂の岩体はかんらん石玄武岩である。化学組成の詳しい検討から、これらはいずれもアルカリ岩で、海山などホットスポットかあるいは中央海嶺からやや離れた位置で噴出する off-ridge 火成活動の産物であることが示されている。彼らは、小川・谷口（1987）と併せて、これらと房総半島嶺岡帯に産する玄武岩類との比較検討を行った。その結果、嶺岡帯では中央海嶺で噴出した MORB タイプのソレライト質玄武岩が卓越し、アルカリ玄武岩の産出はわずかであるのに対して、三浦半島の玄武岩はほとんどがアルカリ岩であるという違いが認められることを示した。

谷口ほか（1988）は、前述の葉山町下山口（新沢）において安山岩の岩体も見出している。前述の玄武岩類が断層帯中の構造型岩塊と見られるのに対して、この安山岩体は葉山層群森戸層に急冷縁を持って接しており、同層中にマグマとして貫入した岩体とみなされている。岩石の化学組成からは、前述の玄武岩類とは異なり、島弧的な性質を持つややアルカリに富むカルクアルカリ岩系列の安山岩であるとしている。このような性質の岩石は、房総半島嶺岡帯では見出されておらず、三浦半島でもこの岩体のみであり、この地域の発達史を考察する上で重要な位置を占めると判断される。

その後、浅見ほか（1992）は葉山層群南列北縁の北武断層に位置する横須賀市野比海岸で、断層破碎帯中に前述の蛇紋岩類のほか火山岩類の産出も報告した。蛭子・山下（2012a）は、この野比海岸の玄武岩類や、葉山層群南列中の横須賀市大田和荻野、同秋谷に産出する安山岩類について検討し、あわせて葉山層群中の火山岩類全体について総括している。

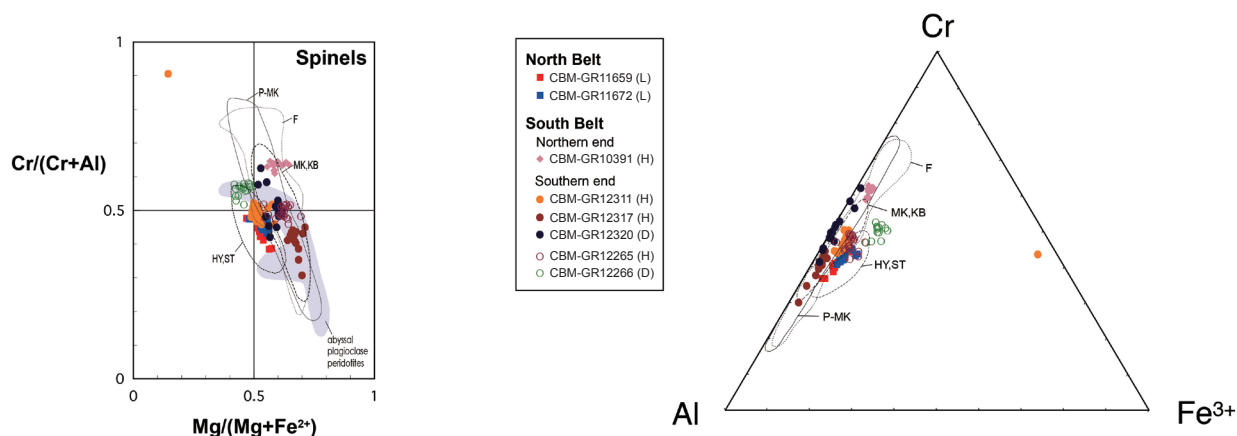


図9. 葉山層群北列（North Belt）及び南列（South Belt）に産出する蛇紋岩に含まれるクロムスピネルの組成（高橋・荒井，2010）。組成範囲は、MK：嶺岡帯，HY：葉山帯，KB：小仏帯，ST：瀬戸川帯，P-MK：古嶺岡帯，F：不動岩岩体（荒井ほか，1983，1990）。岩石種は、L：レールゾライト，H：ハルツバーガイト，D：ダナイト。標本番号（CBM-GR）は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号。

(4) 深成岩類

房総半島嶺岡帯においては、深成岩類が比較的多く産出する。閃緑岩類が比較的大きな岩体(長径数 10 m)として存在するほか、斑れい岩類が主として蛇紋岩類に取り込まれた産状(長径数 m 以下)で産出する。海岸や河床の転石としてもかなりの量が見出される。

三浦半島では、江藤ほか(1998)が葉山層群北列の横須賀市池上四丁目及び同市衣笠の蛇紋岩体に伴って角閃岩(角閃石斑れい岩の可能性あり)が角礫状に含まれることを示しているほか、浅見ほか(1992)では南列北縁の横須賀市野比海岸の北武断層破砕帯近傍の転石として、斑れい岩(図 8-M, N)、角閃石岩、ランプロファイアー等を報告している。門田ほか(1988)は蛇紋岩礫岩中に斑れい岩礫を見出し、輝石を主体とする斑れい岩を報告している。このほか、野比海岸南方の野比川河口、長沢川河口、津久井川河口付近の海岸でも斑れい岩類の転石が認められるほか、三浦半島西岸の葉山町森戸海岸、白石海岸でも転石が認められ、葉山層群分布域(剪断帯)には普遍的に斑れい岩類が含まれることが推測される。しかも、転石では斑れい岩類の鉱物組成にかなりのバリエーションが見られ(かんらん石を含む斑れい岩、輝石斑れい岩、石英閃緑岩、トータル岩(図 8-O, P)なども見られる)、房総半島嶺岡帯の斑れい岩類のバリエーションに匹敵する。

岩石学的な検討は少なく、江藤ほか(1998)が横須賀市衣笠の角閃岩について角閃石、斜長石、磁鉄鉱の鉱物化学組成を報告し、嶺岡帯の斑れい岩中の角閃石との類似性を示している。高橋(2009)も、横須賀市池上の角閃岩(角閃石斑れい岩、図 8-K, L) 1 点の全岩化学組成を分析し、嶺岡帯の斑れい岩類と組成が類似することを示している。

(5) 遠洋性堆積岩類

火成岩類ではないが、オフィオライト様岩類の構成要素の 1 つとして、遠洋性堆積岩類が挙げられる。房総半島嶺岡帯では嶺岡層群白滝層と呼ばれ、層状をなす石灰質珪質頁岩がややまとまった岩体として各所に分布している。直線上に点在する場合があり、これらも火成岩類と同様に断層帯中の大型の構造岩塊とみなされる。年代は、古第三紀始新世のものが多いが、古第三紀暁新世や新第三紀中新世のものも報告されている(Mohiuddin & Ogawa, 1996, 1998a, 1998b)。三浦半島では、これらの岩石の産出はほとんど報告されていないが、やはり海岸の転石として認められる場合があり、他のオフィオライト様岩類とともに潜在的に含まれている可能性がある。この岩体を含め、三浦半島では、層序上房総半島の嶺岡層群に相当する地層群(古第三紀～新第三紀中新世前期で保田・葉山層群と一部同時異相)の存在は示されないことが一般的だが、小規模な岩塊として、普遍的に存在している可能性があると言える。

5. 三浦層群(南部)

(1) 層序

上部中新～鮮新統三浦層群(Miura Group)は、武山断層以南の三浦半島南部(三浦市～横須賀市南部)、2 列の葉山層群に挟まれた三浦半島中部(横須賀市秋谷～大楠山～久里浜)、三浦半島北部(鎌倉市～逗子市～横須賀市

観音崎)に分布する(図 1)。三浦半島南部の三浦層群は、下位より、主に泥岩とスコリア凝灰岩の互層からなる三崎層(Misaki Formation)(図 10-A)と、スコリア質及び軽石質の粗粒砂岩からなる初声層(Hatsuse Formation)(図 10-B)に区分される(小玉ほか, 1980; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998)(図 3)。三崎層上部の火砕岩に富む部分は、油壺火砕岩層(赤嶺ほか, 1956)や三崎層上部層(油壺部層)(森・小川, 2019)と呼ばれる場合がある。竹内ほか(2015)は三崎層を三浦層群から独立させ、三浦層群は初声層のみから構成される層序を示した。これは、三崎層が房総半島の西岬層に相当し、プレートの沈み込みに伴う付加体と解釈されること、初声層が房総半島の南房総層群に相当し、付加体を覆う海溝陸側斜面堆積物と解釈されることに基づく。しかし、これらの地質体の解釈は研究者間で相違があり、地質体の解釈と岩相層序区分は必ずしも一致しない。例えば、高橋(2008)は三崎層を海溝～海溝陸側斜面に堆積した堆積物と解釈している。また、従来の地質図(江藤ほか, 1998)で三崎層が分布するとされる横須賀市佐島の地層について、Yamamoto *et al.* (2017)と山本ほか(2017)は海溝斜面堆積物として図示し、森・小川(2019)は付加体かどうか未解決としている。

なお、初声層の英文表記として Hatsuse Formation(Yamamoto *et al.*, 2000, 2009 など)と Hasse Formation(Soh *et al.*, 1989, 1991; Stow *et al.*, 1998; Mazumder *et al.*, 2016, 2018; 森・小川, 2019)の 2 通りが見られる。初声層の模式地、三浦市初声町の読みは「みうらしはっせまち」だが、初声層に相当する「鎌倉累層初声凝灰岩礫岩および凝灰質砂岩層」を命名した赤嶺ほか(1956)が Hatusse Member と表記していること、5 万分の 1 地質図幅(小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998; 川上・穴倉, 2006 など)ではヘボン式のローマ字を用いて地層名を英文表記していることから、本稿では Hatsuse Formation を用いる。

(2) 年代

三崎層からは、中期中新世の末期から後期中新世を示す放散虫化石(RN6 帯の下部～RN7 帯の下部)(鈴木・蟹江, 2010, 2012a)、中期中新世から前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石(CN5b?～CN10c 帯)(蟹江ほか, 1991)が得られている。三崎層下部の鍵層 Mk [三崎] で $9.90 \pm 0.10 - 0.22$ Ma、三崎層上部の鍵層 So [塩釜] で $4.7 \pm 0.18 - 0.16$ Ma の U-Pb 年代が報告されている(柴田ほか, 2008)。また、Mk からは 8.5 ± 0.8 Ma、So からは 6.0 ± 1.0 Ma の K-Ar 年代も得られている(岡田ほか, 1991)。これらの放射年代は石灰質ナノ化石年代や放散虫化石年代と概ね矛盾しない。鈴木・蟹江(2012a)は放散虫化石年代(RN6～RN7 帯)に基づき、藤沢市江の島東部の聖天島付近に分布する火砕岩層と、茅ヶ崎市沖の姥島エボシ本島に露出するスコリアとスコリア質泥岩の互層を三崎層相当としている。

初声層には年代を決定できる化石の産出やテフラ鍵層が乏しいが、So の上位約 200 m の初声層より、前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石(CN10c 帯)が報告されている(蟹江ほか, 1991)。三浦市下宮田付近の初声層からは後期中新世を示す浮遊性有孔虫化石が報告されているが(山口ほか, 1983)、蟹江(2012b)はこの付近の地層を三崎層としている。

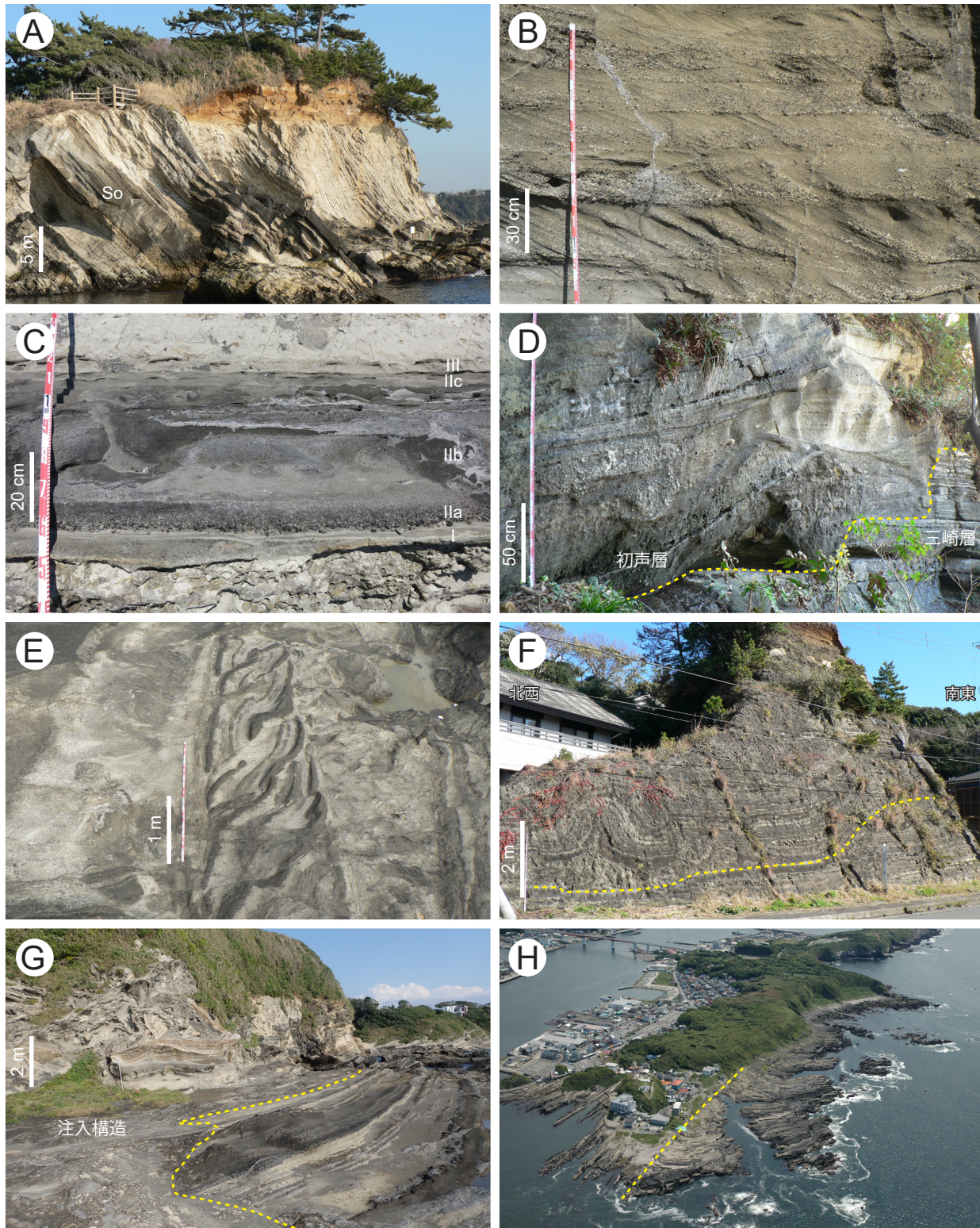


図 10. 三浦層群（南部）の露頭（撮影者：柴田健一郎（H を除く））。

- A: 三崎層の泥岩とスコリア凝灰岩の互層。鍵層 So を挟み、関東ローム層に不整合に覆われる。横須賀市荒崎公園 (35° 11'38.9"N, 139° 36'04.4"E)。
- B: 初声層の斜交層理。三浦市三崎町小網代油壺 (35° 09'43.1"N, 139° 36'39.3"E)。
- C: 三崎層の典型的なスコリア凝灰岩（トリパートタイト Tripartite, Soh *et al.*, 1989）。I ~ III は本文参照。横須賀市荒崎公園 (35° 11'46.2"N, 139° 35'59.3"E)。
- D: 侵食面（破線）を基底として三崎層に重なる初声層。初声層には大型の斜交層理が発達する。三浦市三崎町小網代油壺 (35° 09'37.2"N, 139° 36'42.1"E)。
- E: 三崎層のデュプレックス構造。液状化に起因するインジェクタイトのブロックとして取り込まれている（山本ほか, 1998）。三浦市三崎町諸磯黒鯛込 (35° 09'01.0"N, 139° 36'48.7"E)。
- F: 三崎層のスランプ構造。神奈川県指定天然記念物「三浦市海外町のスランプ構造」。露頭北西側のスランプ褶曲は、北西から南東への海底地すべり（破線がすべり面）による変形と解釈されている（Yamamoto *et al.*, 2009）。三浦市海外町 (35° 08'53.8"N, 139° 37'00.7"E)。
- G: 三崎層のインジェクタイト（注入構造）。成層したスコリア凝灰岩と泥岩の互層に液状化に起因したスコリア凝灰岩とそれに取り込まれた泥岩や凝灰岩のブロックが貫入している。三浦市浜諸磯 (35° 09'11.5"N, 139° 36'31.8"E)。
- H: 三崎層のインブリケート衝上断層（Imbricate thrust）（黄破線）。城ヶ島衝上断層（Jogahima Thrust）と呼ばれる（Yamamoto *et al.*, 2005）。三浦市城ヶ島 (35° 08'05.1"N, 139° 36'34.4"E）。PPG 湘南平塚撮影。

(3) 堆積プロセス

三崎層下部から得られた底生有孔虫群集に基づき、三崎層の堆積深度は中部漸深海帯下部（水深 850 ~ 1,900 m）ないし深海帯（水深 3,500 m 以深）と考えられている（秋元ほか, 1991）。一般的に、三崎層の泥岩は半遠洋性泥岩（Soh *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 1998）、スコリア凝灰岩はタービダイトまたは降下火砕堆積物（Lee & Ogawa, 1998; Stow *et al.*, 1998）と解釈される。Soh *et al.* (1989) は三崎層のスコリア凝灰岩を 3 層に区分しトリパータイト（Tripartite）と呼び、下部から、火口が海面下にあったときの火砕サージ堆積物（I）、火口が海面上に出現した際の降下火砕堆積物（IIa ~ IIc）、細粒な火山ガラスや火山灰が浮遊状態から沈積した堆積物（III）、と解釈した（図 10-C）。ただし、Stow *et al.* (1998) は Soh *et al.* (1989) のトリパータイトについて、タービダイトまたは土石流堆積物の可能性を指摘している。三崎層には底層流の影響を受けたコンターライトが含まれると解釈され、Stow *et al.* (1998, 2002) は半遠洋性泥岩に、Lee & Ogawa (1998) はスコリア凝灰岩上部に底層流の影響が認められるとしている。また、Mazumder & Arima (2013) は三崎層に含まれる細粒な平行葉理砂岩について、葉理の層厚が下部から上部に向かって変化することから潮汐リズムと解釈した。三崎層のスコリアの起源は、スコリアの化学組成が八丈島や伊豆大島の玄武岩の化学組成に類似することから、伊豆・小笠原弧と解釈される（谷口ほか, 1991; 有馬ほか, 1991; 小川ほか, 1992）。これらから、三崎層は伊豆・小笠原弧の前弧側の深海底に堆積した地層と考えられている（Ogawa *et al.*, 1985; Soh *et al.*, 1991; Hanamura & Ogawa, 1993; Lee & Ogawa, 1998; Stow *et al.*, 1998）。

初声層の堆積プロセスについては研究者間で見解が異なる。初声層にはセット高が最大で 5 m に達する大型の斜交層理が発達する（図 10-B）。この特徴に基づき、潮流やストーム、波浪の影響を受けた浅海堆積物（早川, 1989; Stow *et al.*, 1998）、ファンデルタ堆積物（Stow *et al.*, 1998）、陸上の扇状地を構成する網状河川堆積物（Mazumder *et al.*, 2018）、黒潮の影響を受けた海流堆積物（Soh *et al.*, 1991; 柴田・伊藤, 2013; 宮澤ほか, 2018）といった解釈がなされている。また、初声層下部の一部にはタービダイトが含まれるが（Soh *et al.*, 1991; 宮澤ほか, 2018, 2019）、研究者によってはそれらのタービダイトを三崎層に区分している場合がある（Yamamoto *et al.*, 2000, 2005; 森, 2019）。

三崎層と初声層の境界については、整合または側方指交関係とする考え（小玉ほか, 1980; 江藤ほか, 1998）と、不整合とする考え（Yamamoto *et al.*, 2000; Yamamoto, 2006）がある。宮澤ほか（2018）は、三崎層から初声層へ岩相が徐々に粗粒化する場合と、初声層を特徴づける斜交層理の発達した粗粒堆積物が明瞭な侵食面を基底として急激に発達する場合（図 10-D）があるとし、明瞭な境界面はスランプスカーに相当するとした。

(4) 三浦房総付加体

三崎層には衝上断層による地層の繰り返し、デュープレックス構造（図 10-E）などの剪断構造や、スランプ構造（図 10-F）、注入構造（図 10-G）などが顕著に見られ

る（Hanamura & Ogawa, 1993; 山本ほか, 1998; Yamamoto *et al.*, 2000, 2005, 2009, 2017; Yamamoto, 2006; Mazumder *et al.*, 2016）。そのため、伊豆・小笠原弧の前弧域に堆積した後、フィリピン海プレートの沈み込みにともなって本州弧に付加したと解釈され、三浦付加体、または房総半島の西岬層と合わせて三浦房総付加体と呼ばれている（Ogawa *et al.*, 1985, 2008; Hanamura & Ogawa, 1993; Yamamoto *et al.*, 2000, 2005, 2009, 2017; Yamamoto, 2006; 山本ほか, 2017）。また、三崎層を覆う初声層は剪断構造が顕著に発達せず、海溝陸側斜面堆積物と解釈されている（高橋, 2008; Yamamoto *et al.*, 2005）。三浦房総付加体は構造的に、下位よりデコルマン・ゾーンに相当するインブリケート衝上断層（Imbricate thrust）（図 10-H）、剪断変形が集中して観察される衝上断層ユニット（Thrust unit）、スランプ堆積物や液化化にともなうインジェクタイトが発達する上部コヒーレントユニット（Upper coherent unit）（図 10-F, G）に区分され（Yamamoto *et al.*, 2005）、それぞれの間隙率や粒子配列の特徴が検討されている（Yamamoto, 2006）。三浦半島の上部コヒーレントユニットに発達するスランプ堆積物は、堆積直後に海底数メートル程度のごく表層で生じた泥質堆積物の海底地すべりに起因すると考えられている（Yamamoto *et al.*, 2009; 山本, 2010）。また、スランプ堆積物に関連したコンボリューション層理には、当時の海底斜面の等高線に平行と考えられる面構造が発達する（Yamamoto, 2014）。液化化した火山碎屑物とそれに取り込まれたブロックが貫入したインジェクタイトには、ダイク状、シル状、ラコリス状のものが認められる（大木ほか, 2018）。ビトリナイト反射率に基づいた三浦房総付加体の最高被熱温度は 50℃ 以下、埋没深度は 1 km 程度であり、埋没深度が浅く、テクトニックメランジュが発達しないはぎ取り型の付加体と考えられている（Yamamoto *et al.*, 2005, 2017; 山本ほか, 2017）。

なお、三浦半島は三崎層の堆積以降、丹沢山地や伊豆半島の本州弧への衝突の影響を受け、時計回りにおよそ 15° から 45°、横須賀市荒崎地域では約 80° 回転したことが明らかとなっている（Yoshida *et al.*, 1984; Kanamatsu & Herrero-Bervera, 2006）。

6. 三浦層群（中部・北部）

(1) 層序

三浦半島中部と三浦半島北部に分布する三浦層群は、下位より、主に泥岩からなり中粒～極細粒砂岩や凝灰岩を挟む逗子層（Zushi Formation）（図 11-A）と、火山碎屑岩または火山碎屑岩と凝灰質泥岩の互層からなる池子層（Ikego Formation）（図 11-B）に区分される（鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998）（図 3）。三浦半島中部の逗子層基底部を構成するとみられる凝灰質砂礫岩は下山口砂礫岩部層（Shimoyamaguchi Sandstone and Conglomerate Member）、三浦半島北部の逗子層の基底に発達し、葉山層群を不整合に覆う礫岩とその上位に重なる凝灰質粗粒～細粒砂岩は田越川砂礫岩部層（Tagoegawa Sandstone and Conglomerate Member）（図 11-C）と呼ばれる（江藤ほか, 1998）。池子層のうち、凝灰質粗粒砂岩及び火山礫凝灰岩からなる部分は鷹取山火砕岩部層（Takatoriyama Volcaniclastics Member）（図 11-D）、火山火砕岩と逗子層由来の泥岩がスランピン

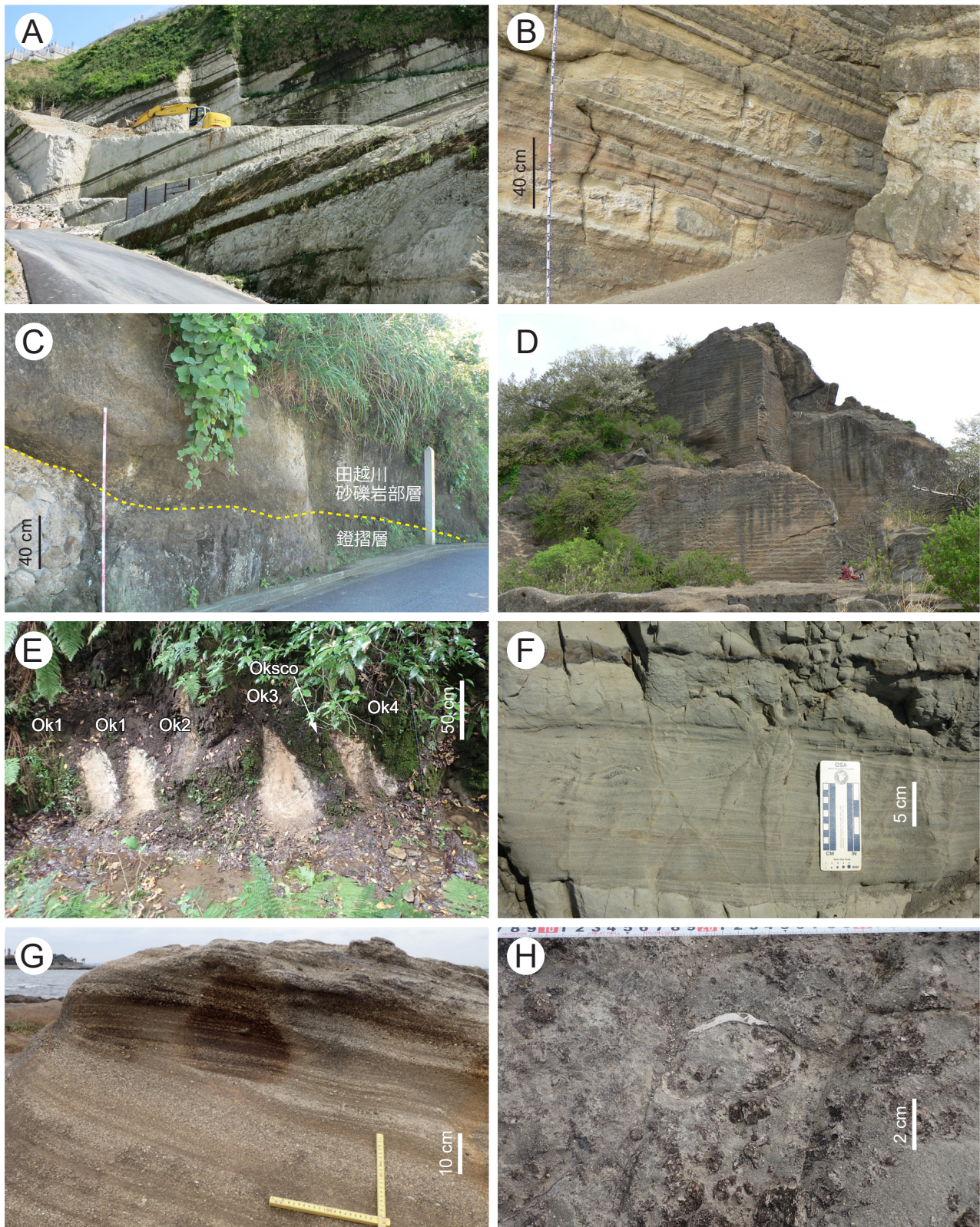


図 11. 三浦層群（北部・中部）の露頭（撮影者：柴田健一郎）。

- A: 逗子層の泥岩と凝灰質砂岩の互層。横須賀市若松町 (35° 16'41.0"N, 139° 40'19.2"E)。
 B: 池子層の火山砕屑岩と凝灰質泥岩の互層。横須賀市観音崎 (35° 15'22.3"N, 139° 44'41.7"E)。
 C: 葉山層群鏡摺層と三浦層群逗子層田越川砂礫岩部層の不整合（破線）。神奈川県指定天然記念物「鏡摺の不整合を示す露頭」。逗子市桜山 (35° 17'10.3"N, 139° 34'22.1"E)。
 D: 池子層鷹取山火砕岩部層の凝灰質粗粒砂岩及び火山礫凝灰岩。横須賀市鷹取山 (35° 18'21.9"N, 139° 36'51.0"E)。
 E: 逗子層下部に挟まれる鍵層 Ok。ゴマシオ状凝灰岩 Ok1 ~ Ok4 とスコリア凝灰岩 Oksco からなる（江藤ほか, 1998）。Ok1 は断層により重複している。横須賀市阿部倉 (35° 15'19.9"N, 139° 38'02.2"E)。
 F: 逗子層のタービダイト。横須賀市野比海岸 (35° 12'40.3"N, 139° 42'34.7"E)。
 G: 平行層理と緩く傾斜する斜交層理が発達する池子層の癒着したタービダイト。平行層理はトラクションカーベット堆積物と解釈され、高密度混濁流起源と考えられる（柴田ほか, 2019）。横須賀市観音崎 (35° 15'32.0"N, 139° 44'35.2"E)。
 H: 池子層から産出したアケビガイ *Archivesica kawamurai*。YCM-GP1974（横須賀市博物館古生物資料）。横須賀市観音崎 (35° 15'32.0"N, 139° 44'34.5"E)。

グによって不規則な地質構造を呈する部分は神武寺火砕岩泥岩部層 (Jimmuji Volcaniclastics and Mudstone Member) として細分されている (江藤ほか, 1998)。蟹江ほか (2008) は池子層でシルト岩が卓越する部分を Ikn, 火山碎屑岩が卓越する部分を Ikt, Ikt の一部でスランプ堆積物を含む部分を Iks と細分している。池子層上部と上総層群基底の岩相が類似することから、池子層と上総層群の境界については研究者間で見解が異なっている。例えば、鍵層 KGP について、稲垣ほか (2007) は浦郷層と野島層に、蟹江ほか (2008)、蟹江 (2012b)、柴田 (2012) は池子層に挟在するとしている。

(2) 年代

逗子層からは後期中新世から前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石 (CN9 帯～CN10c 帯) (江藤ほか, 1987; 蟹江ほか, 1991) と、同じく後期中新世から前期鮮新世を示す放散虫化石 (RN9 帯) (鈴木・蟹江, 2013) が得られている。鍵層 Ok [大楠山] は房総半島の三浦層群天津層に挟まれる鍵層 Am78 に対比され、天津層のサンプルに基づき 6.3 ± 0.4 Ma の FT 年代が見積もられている (Kasuya, 1987)。鍵層 Hk [東小路] では 3.7 ± 0.6 Ma (Yoshida *et al.*, 1984) や 5.0 ± 0.3 Ma (Kasuya, 1987) の FT 年代、 4.1 ± 0.6 Ma (Saito *et al.*, 1997) や 5.2 ± 0.6 Ma (岡田ほか, 1991) の K-Ar 年が求められている。

池子層からは前期鮮新世の後期から後期鮮新世の後期を示す放散虫化石 (RN10 帯～RN12 帯下部) が産出する (岡田, 1993; 鈴木・蟹江, 2010, 2012b)。ただし、鈴木・蟹江 (2012b) が前期鮮新世の後期から後期鮮新世 (RN11 帯～RN12 帯下部) とした放散虫化石産地 (鎌倉市北東部、鎌倉市東部～横浜市南東部、横浜市南東部) は、従来の地質図 (三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998) では上総層群とされている。

(3) 堆積プロセス

逗子層や池子層には、三浦半島南部に分布する三崎層に比べて衝上断層やデュプレックス構造などの剪断構造が発達しない。さらに三浦半島中部の葉山層群は後期中新世には外縁隆起帯として機能していたと解釈されるため、北部に分布する逗子層や池子層、ならびに中部に 2 列の葉山層群に挟まれて分布する逗子層は本州弧の前弧海盆堆積物と考えられている (Soh *et al.*, 1991; 高橋, 2008; Yamamoto *et al.*, 2017; 山本ほか, 2017)。

三浦半島北部の逗子層は葉山層群を不整合に覆い、その不整合は田越川不整合と呼ばれ、基底礫岩である田越川砂礫岩部層が重なる (図 11-C)。一方、三浦半島中部の逗子層の基底には下山口砂礫岩層が発達するが、葉山層群とは断層関係であることが多い (江藤ほか, 1998)。逗子層基底の砂礫岩層には軟体動物化石や魚類化石が含まれ、Shikama (1973)、田中 (2001)、三井 (2011) などによって化石の記載が行われている。基底礫岩を構成する礫は、葉山層群由来の堆積岩類や細粒凝灰岩からなる (平田, 2017)。田越川不整合と田越川砂礫岩部層、下山口砂礫岩部層について総括した平田ほか (2012) は、フィリピン海プレートの本州弧への沈み込みに伴って葉山層群が外縁隆起帯として機能し始めることより、田越川不整合が形成された可能性を指摘している。しかし、これらの基底礫岩

や不整合が形成された水深や形成プロセスなど不明な点が多く、今後検討すべき課題となっている。

逗子層主部を構成する泥岩とそれに挟在する砂岩は、それぞれ半遠洋性泥岩とタービダイトと解釈されているが (Soh *et al.*, 1991; 高橋ほか, 2016) (図 11-F)、堆積プロセスや堆積環境について十分に検討されていない。逗子層主部からは上部漸深海帯～中部漸深海帯 (水深 170 ～ 1,900 m) (江藤ほか, 1987)、または下部漸深海帯 (水深 1,700 ～ 3,500 m) (秋元, 1993) を示す底生有孔虫化石が報告されている。

池子層には火山碎屑物が多く含まれ、その給源火山は極めて近くに存在したと考えられているが (江藤ほか, 1998)、詳しい給源は明らかとなっていない。江藤ほか (1987) は池子層下部と上部からそれぞれ上部漸深海帯下部 (水深約 500 m) と上部漸深海帯下部～中部漸深海帯 (水深 500 ～ 1,900 m) を示す底生有孔虫化石群集を、秋元 (1993) は池子層上部から中部漸深海帯下部 (水深 850 ～ 1,900 m) を示す底生有孔虫群集を報告している。Soh *et al.* (1991) は池子層の岩相を堆積物重力流と海底地すべりによって堆積した火山碎屑岩ユニット (volcaniclastic unit) (江藤ほか, 1998 の鷹取山火砕岩部層と神武寺火砕岩泥岩部層、蟹江ほか, 2008 の Ikt と Iks に相当) と、薄い火山碎屑岩と凝灰質泥岩の互層からなるタービダイトユニット (turbidite unit) (江藤ほか, 1998 の池子層主部、蟹江ほか, 2008 の Ikn に相当) に区分した。火山碎屑岩ユニットは逗子市池子周辺に分布し、北北西～南南東方向の海底谷を埋積したチャンネル充填堆積物と考えられている (Soh *et al.*, 1991; 蟹江, 1993)。柴田ほか (2019) はタービダイトユニットに相当する横須賀市観音崎の池子層に基づき、タービダイト、降下火砕堆積物、半遠洋性泥岩を記載した。薄いタービダイトや半遠洋性泥岩の互層は海底扇状地のレビー・オーバーバンク堆積物、癒着した火山礫凝灰岩からなるタービダイト (図 11-G) は海底扇状地を構成するチャンネル充填堆積物と解釈されている。

逗子市池子周辺の火山碎屑岩や海底地すべりに起因する巨大なブロックからは、シロウリガイ類を中心とする化学合成生物群集の化石産地が多数報告されている (Shikama & Masujima, 1969; Niitsuma *et al.*, 1989; 平田ほか, 1991; 横浜防衛施設局, 1993; Majima *et al.*, 2005)。Amano & Kiel (2010) は逗子市池子から産出するシロウリガイ類について、アケビガイ *Archivesica kawamurai* と *A. shikamai* に同定した。アケビガイは横須賀市観音崎の池子層からも左殻 1 点が報告されている (柴田ほか, 2019) (図 11-H)。

池子層は一般的に下位の逗子層を整合に覆うが、池子層神武寺火砕岩泥岩部層では海底地すべりによる滑動面をもって逗子層を覆うと考えられている (蟹江, 1993; 江藤ほか, 1998)。蟹江 (1999) は池子層を上総層群基底の黒滝不整合の形成に先立つ、凝灰岩からなるイベント堆積物と解釈している。

7. 房総半島との対比

(1) 房総半島南部の地質概略

房総半島南部の地質は、嶺岡帯を中心とし、それより北側及び南側の 3 つの地質区に大きく分けられる。テクト

ニックな観点からみると、嶺岡帯はプレートの沈み込み帯近傍の外縁隆起帯に相当し、嶺岡帯より南側は海溝陸側斜面に、嶺岡帯より北側は前弧海盆に相当する。

嶺岡帯には、房総半島で最も時代の古い地層群（嶺岡層群）が分布するほか、蛇紋岩類、玄武岩類などのオフィオライト様岩類の産出でも特徴づけられる。地形としても、東西方向の山稜や河川流路が卓越するほか、地すべり性の緩傾斜地形が広く分布するなど、房総半島の他の地域と比べて特異である。

嶺岡帯より北側の地域は、中期中新世初頭から第四紀にかけてのほぼ連続した地層の重なり（三浦層群・上総層群・下総層群）から構成される。一方、嶺岡帯より南側の地域は、構成する地層の時代は北側地域と共通するものの、断層や褶曲が発達し、地層の変形が進んでいる。

これらの3つの地質区は、三浦半島とほぼ共通する。三浦半島で嶺岡帯に相当するのは、主として葉山層群が分布する地域である。古くから房総半島との類似性が報告され、両者を合わせて、「葉山—嶺岡隆起帯」、「葉山—嶺岡構造帯」などと呼ばれている。

葉山帯の南方と北方は、やはりほぼ同じ時代の地層が分布し、かつては後期中新世から鮮新世の地層は三浦層群と一括されていたが、近年は、地質構造や形成環境（海溝陸側斜面と前弧海盆）の違いから、別個の地層群として扱われるケースが増えている（高橋, 2008 など）。

(2) 保田層群と葉山層群

三浦半島の葉山層群に対比されるのが房総半島の保田層群（Hota Group）であり、層群全体の大局的な岩相や形成年代はよく類似する。プレートの沈み込みの作用を受けて形成された付加体の性質を持つ地層群とされ（小川・石丸, 1991）、両者ともに地層の変形が著しく、細かい累層区分は研究者によって異なり、各半島内でも一致しない。

房総半島の保田層群は、河井（1957）、中嶋ほか（1981）、鈴木ほか（1990）、斎藤（1992）などにより区分されているが、累層区分はほとんど一致せず、各累層の対比も不明なことが多い。場合によっては、上下関係が逆転して捉えられている場合も認められる。もともと付加体の性質を持ち、大小の断層による地層の繰り返しが多いことに加えて、微化石の産出が乏しく、年代によって前後関係（上下関係）を捉えるのも難しい状況である。以上を鑑みて、あえて累層区分を行わず保田層群と一括する場合もある（高橋, 2008 など）。

以上のことから、保田層群と葉山層群の累層レベルでの対比は困難であると言える。ただし、三浦半島の立石に分布する矢部層（暗緑色凝灰岩）は岩相が特異であり、房総半島における荒島層と対比される。産状として、両者ともに蛇紋岩類と接して存在することが多く、蛇紋岩類のテクトニックな貫入突出の過程と密接に関係している可能性があり、葉山—嶺岡帯の発達史を考える上で重要な地層と言える。房総半島においても荒島層と他の保田層群との関係は明らかではなく、荒島層は断層に沿って断片的に分布するのに対して、他の保田層群は広く面的に分布するなど産状が異なっており、同一の地層群とは考えにくい状況である。

葉山層群森戸層の年代に関しては、前期中新世の微化石

年代が報告され（Kurihara, 1971; 沢村, 1973; 沢村・中嶋, 1980; 鈴木, 2012）、房総半島の保田層群と共通であることを示している。一方、鈴木（2012）は横須賀市野比海岸に分布する衣笠層の放散虫化石年代を報告し、中期中新世初期としている。この年代は房総半島では三浦層群木の根層に相当する年代である。房総半島では、木の根層の主要な分布地域は嶺岡帯の北方であるが、嶺岡帯の南方でも、南縁に接して木の根層（相当層）が分布することが示されており（斎藤, 1992）、野比海岸の地層はこれらの延長の可能性はある。木の根層は泥岩を主体とし、薄い砂岩層を挟み、白色ガラス質のテフラをしばしば挟み、スコリア質テフラを含まないのが特徴で、野比海岸に露出する地層の岩相と類似する。濱田・近藤（2009）でも、三浦半島西岸の横須賀市長坂で武山断層の南側のボーリングコア中に、木の根層相当層の存在を報告しており、葉山層群の南縁に沿って同層が広く存在している可能性を示している。葉山帯の南方では葉山層群と木の根層相当層が連続して堆積しているのかもしれない（房総半島の安房層群（中嶋ほか, 1981）に対応する）。今後の詳細な層序や地質構造の検討が必要であろう。

一方で、江藤ほか（1998）は衣笠層が時代の異なる複数の地層が混在したオリストストロームであると報告している。これは堆積性の成因と見なしているが、高橋ほか（2016）は衣笠層を房総半島の保田層群の剪断帯に対比し、複数の地層群が混在することは共通であるが構造的な成因と考えている。いずれにしても、これらの構成要素の中に、中期中新世初期の地層（房総半島の木の根層相当層）も含まれる可能性が高いということになる。

(3) 三浦層群

1) 層群名について

かつては、三浦半島及び房総半島に分布する黒滝不整合以前の中期中新世から鮮新世の地層は、泥岩を主体とし砂岩や火砕岩を頻繁に挟むという岩相の類似性もあり、すべて三浦層群と一括されていた。しかし、近年のテクトニクスを考慮した地質構造発達史の観点から、前述のように、葉山—嶺岡帯を境にして、その南方（海溝陸側斜面）と北方（前弧海盆）では堆積場や構造変形の性質が異なることから、別の地層群として位置づけられるようになってきている。そのため、三浦半島では、南方は「三浦層群」のままで、北方の三浦層群を、高橋（2008）は「安房層群」と、蟹江ほか（2012b）は「鎌倉層群」と、異なる層群名で呼ぶことを提唱した。房総半島でも、高橋（2008）は嶺岡帯南方を「三浦層群」とし、北方を「安房層群」を呼んだが、南方では「西岬層」（付加体）及び「南房総層群」（被覆層）と別の層群名も使用されている（川上・穴倉, 2006）。もともと「安房層群」の名称が保田層群と三浦層群を合わせた地層群名として使用されており（中嶋ほか, 1980）、保田層群や葉山層群を独立させたい場合は「（両者を合わせたものである）安房層群」は使いにくいこと（ただし、高橋（2008）は安房層群と保田層群（保田ユニット）を分けている）、「安房」という名称が本来は房総半島の南部地域の地名であることなどから、嶺岡帯北方ではいまだに「三浦層群」の名称を使うケースも多い（高橋ほか, 2016 など）。このように、近年では、同

表 1. 三浦半島及び房総半島の三浦層群の鍵層対比。

葉山帯南方															葉山帯北方		嶺岡帯北方				
城ヶ島			三崎-菊名				諸磯		荒 崎					佐 島					A	D	I
B	C	D	B	C	E	D	E	D	B	E	F	D	H	B	E	F	D	G	A	D	I
			Hk	Hk	Hk								Ar104(So)	Hk	Hk			So (Sj20)	Hk	Hk	Ky21(Hk)
		So				So		So				So					So		Bg?	Bg	
		Mr						Mr				Mr	Ar75(Mr)				Mr				
		Bs						Bs					Ar34(Bs)					Bs			
			Ok	Ok	Ok										Ok	Ok	Ok	Kn	Ok	Ok	Am78(Ok)
So	So		So	So	So		So		So	So	So										
Mr			Mr	Mr	Mr		Mr		Mr	Mr	Mr										
Bs			Bs	Bs	Bs		Bs		Bs	Bs	Bs										
Ns	Ns		Ns	Nt	Ns				Nt												
			Mk	Mk	Mk	Mk															
			Bm	Bm	Bm																
			Tz	Tz	Tz																

[出典]

- A 日本油田・ガス田図3「横須賀」(矢崎・三梨, 1962)
 B 日本油田・ガス田図6「三浦半島」(三梨・矢崎, 1968)
 C 5万分の1地質図幅「三崎」(小玉ほか, 1980)
 D 蟹江ほか(1991)
 E 「東京湾とその周辺地域の地質(第2版)」(鈴木ほか, 1995)
 F 5万分の1地質図幅「横須賀」(江藤ほか, 1998)
 G 森・小川(2019)
 H 森(2019)
 I 5万分の1地質図幅「鴨川」(中嶋ほか, 1980)・同「富津」(中嶋・渡辺, 2005)

石灰質ナノ化石帯

	CN10b
	CN9
	CN7b

じ「三浦層群」の名称が、三浦半島では南方(海溝陸側斜面)の、房総半島では北方(前孤海盆)の地層群を指すケースが多く、混乱を生じさせている。本報告では、混乱を避け、「南部の三浦層群」、「中・北部の三浦層群」と従来の共通の層群名を使用している。今後、三浦・房総半島全体を見通した整理が必要であろう。

2) 三浦層群の層序

三浦半島と房総半島では、地質構造は大局的には共通するものの、構成する地層の性質や年代に相違が見られる。

三浦半島の葉山帯より北方の三浦層群は田越川砂礫岩部層を基底としてほぼ後期中新世以降の地層しか存在しないが(逗子層及び池子層: 鍵層 Ok 層準より上位)、房総半島では田越川砂礫岩部層に対比される千畑礫岩層の下位にも中期中新世の地層(佐久間層・木の根層・天津層)が広く存在している。三浦半島では中期中新世に堆積の休止(陸化)があったのか、それとも、地層がのちに大きく削剥されたのか、検討が必要である。

なお、三浦半島の中・北部の三浦層群のうち、前述の層序は北部のものであるが、中部の三浦層群(逗子層)については、鍵層 Ok が挟在される位置と地質構造をみると、より下位の層準が割合に広く露出しているように見える(江藤ほか, 1998 など)。どの程度下位の層準まで露出するか、テフラ鍵層や微化石年代等の詳細な調査が必要であろう。

房総半島の嶺岡帯南方の三浦層群については、近年はプ

レート沈み込み帯に近い海溝陸側斜面で形成されたと考えられており(川上・穴倉, 2006)、同じ泥岩主体の地層でも、海溝付近で堆積した後、沈み込みの力を受けて変形しつつ陸側に押しつけられた付加体に相当する地層と、海底斜面上でそれらの付加体の上を覆って堆積した変形の少ない被覆層が存在することが指摘され、付加体の地層を「西岬層」、被覆層の地層を「南房総層群」(石堂層、岩井袋層など)として区別した(川上・穴倉, 2006)。三浦半島では、竹内ほか(2015)は、武山断層以南の三崎層相当層をすべて西岬層(付加体)に対比した。しかし、森・小川(2019)は横須賀市佐島に分布する三崎層を付加体とは確実に認定できないとしている。

微化石年代によれば、蟹江ほか(1991)、蟹江・服部(1991)では、葉山帯より南方の三浦層群の年代はほとんどが CN9 帯(鍵層 Ok 層準)より新しく、より古い地層(CN5b ~ 9 帯)が分布するのは三浦市宮川周辺のみであることを示している。一方、房総半島の嶺岡帯より南方では、多くの三浦層群相当層が CN4 ~ 9 帯である(斎藤, 1992; 川上・穴倉, 2006)。

以上のように、同じ葉山-嶺岡帯南方の三浦層群相当層でも、三浦半島と房総半島で地層の形成過程が異なる可能性がある。次節に述べるテフラ鍵層による対比なども含めて、より詳細な検討が求められる。

3) テフラ鍵層

葉山-嶺岡帯の北方では、代表的なテフラ鍵層として「Ok」と「Hk」があり、三浦半島から房総半島にかけ

て、数多くの地点で確認され対比されている(表1)。房総半島では鍵層 Ok は天津層中に挟在し、天津層中の鍵層の1つとして「Am78」の別名が与えられている。天津層中の鍵層は Am1 ~ Am101 が記載されている(中嶋ほか, 1981)。同様に鍵層 Hk は清澄層中の「Ky21」の別名があり、清澄層中では Ky1 ~ Ky27 が記載されている。一方、三浦半島では、鍵層 Ok、Hk とともに逗子層中に挟在され、矢崎・三梨(1962)では、これらのほかにも、多数の鍵層を認定しているが、これらと房総半島の鍵層 Ok(Am78)、Hk(Ky21)以外の鍵層との対比はまだなされていない。今後、これらに対比されることにより、三浦-房総半島全体の地層形成史、構造発達史が詳細に検討されることと思われる。

房総半島では、現時点では鍵層 Ok、Hk は嶺岡帯の北方でのみ確認されており、嶺岡帯南方の三浦層群相当層では確認されていない。一方、三浦半島では、鍵層 Ok と Hk が葉山帯の南方の三浦層群分布地域でも挟在する(横須賀市佐島、三浦市菊名)という見解(三梨・矢崎, 1968; 卜部, 1992; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998; 森・小川, 2019)と、葉山帯の南方には挟在しないという見解がある(蟹江ほか, 1991; 蟹江, 2012b; 柴田, 2012)。これらのほかにも、葉山帯南方では、鍵層 So、Mr、Bs のテフラ鍵層がよく記載されているが、層準に関して、これらが Ok より下位の層準に位置するという見解と(三梨・矢崎, 1968 など)、上位に位置するという見解がある(蟹江ほか, 1991)。蟹江ほか(1991)はテフラが挟まれる層準の地層の年代を石灰質ナノプランクトンで押さえており、鍵層 So の層準(CN10b 帯)は鍵層 Ok の層準(CN9 帯)よりも若い(上位)データが出ている。さらに、最近、森・小川(2019)は鍵層 So が Hk に対比されると解釈した。これが正しいとすると、鍵層 Hk(So) 層準の地層が断層で繰り返している可能性がある。鍵層 So が Hk に対比されるならば、その近傍には上記の房総半島嶺岡帯北方にみられる清澄層(Ky ナンバー)の鍵層が存在している可能性があると思われる。森(2019)は三浦市荒崎地域において、鍵層 So(Ar-104)、Mr(Ar-75)、Bs(Ar-34)を含む地層の詳細な柱状図を作成し、鍵層 Ar-1 ~ Ar-177 を認定した。これらと房総半島清澄層の鍵層が対比できれば、対比もより確実なものとなる。

房総半島嶺岡帯南方の三浦層群内のテフラ鍵層の記載はこれまでにあまり報告がなく、嶺岡帯北方及び三浦半島葉山帯北方及び南方とのテフラ鍵層の対比は今後の課題である。

8. 上総層群

(1) 層序

1) 層序区分および岩相

三浦半島周辺の上総層群(Kazusa Group)の分布域は、多摩丘陵南部から三浦半島北部にかけての地域(以下北部地域)と、葉山-嶺岡隆起帯南方の三浦半島南部地域(以下南部地域)とに区分される(図1)。上総層群と下位の三浦層群を境する不整合は、房総・三浦両半島をまたいで観察されるいわゆる黒滝不整合とされてきたが(三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986 など)、近年の岩相及び年代層序学的研究により、三浦層群池子層から上総層群浦郷層までは

ほぼ連続的に堆積しており(図12, 図13)、不整合に相当する顕著な時間間隙は認められないことが明らかにされた(Utsunomiya et al., 2017)。

北部地域の上総層群は下位から浦郷層(Urago Formation)、野島層(Nojima Formation)、大船層(Ofuna Formation)、小柴層(Koshiba Formation)、中里層(Nakazato Formation)、浜層(Hama Formation)(富岡層(Tomioka Formation))の6つに区分され、横浜市金沢区富岡町から磯子区杉田にかけてみられる、北西-南東の軸をもつ富岡向斜より南の地域では、半ドーム状構造を呈しながら、概ね北に20°以下の傾斜で分布する(三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。鎌倉市今泉周辺~横浜市栄区公田町にかけての浦郷層上部から野島層下部には、凝灰質砂礫岩層がレンズ状に挟在しており、今泉砂礫岩部層(Imaizumi Sandstone and Conglomerate Member)として区分されている(江藤, 1986)。また、富岡向斜より北側から下末吉台地にかけての地域では、小柴層の同時異相とされる上星川層(Kamihoshikawa Formation)が中里層の下位に分布する(三梨・菊地, 1982; 岡ほか, 1984)。一方、南部地域の上総層群については、横須賀市林付近において、葉山層群を不整合に覆うか断層で接し、相模層群宮田層に不整合に覆われる林層(Hayashi Formation)として区分されている(江藤ほか, 1998)。なお、これらの地層の定義や分布は、研究者によって若干の差異がある。

浦郷層(図14-A)は、軽石やスコリアを多量に含む凝灰質砂岩層、礫岩層、泥質砂岩層からなり、砂岩層にはしばしば斜交層理や平行葉理が発達する(三梨・菊池, 1982; 江藤, 1986; 江藤ほか, 1998; Utsunomiya et al., 2017)。Utsunomiya et al. (2017)は、泥質砂岩層(含泥率<45%)が優勢する層準と砂岩層が優勢する層準が交互に繰り返すとした。

野島層(図14-B)は、主に凝灰質泥質砂岩や砂質泥岩からなり、砂質なテフラ層を多く挟在する(三梨・菊池, 1982; 江藤, 1986; 江藤ほか, 1998)。Nozaki et al. (2014)は、最上部を泥岩(含泥率>70%)と砂質泥岩(含泥率45%~70%)の互層からなるものと定義した(図15)。また、三梨・菊地(1982)は、横浜市磯子区氷取沢町の氷取沢市民の森から、金沢区の金沢市民の森にかけての大船層下部(Nozaki et al. (2014)の野島層上部)に、海底地すべりによって形成されたとされる「異常堆積層」を地質図上に示した。この異常堆積層と呼ばれたスランプ堆積物は、後述する YH02 凝灰岩層の直下に挟在しており、海底地すべり岩体と地すべり痕充てん堆積物から構成される(野崎ほか, 2012; 楠ほか, 2014)。氷取沢市民の森よりも東側には見られず、その分布はレンズ状であると推定される(三梨・菊地, 1982; 野崎ほか, 2012)。一方で、安野ほか(2012)は、氷取沢地域において、野島層の最上部が一部剝削され、その上位に大船層が重なっており、両者は部分的な平行不整合関係にあるとしている。

今泉砂礫岩部層は、主に中粒~粗粒砂岩や礫岩からなり、砂岩層には稀に斜交層理や平行葉理が発達する(江藤, 1986)。軽石やスコリアなどの火山碎屑物や、貝殻などの生物遺骸を多量に含む砂礫岩層が挟在する(江藤, 1986; 宇都宮ほか, 2014)。鈴木・北崎(1951)および三梨・菊地(1982)

は同層を野島層中にレンズ状に狭在するとした。一方、江藤 (1986) は、下位の浦郷層を一部で削剥し、野島層下部から中部の泥質砂岩層中にレンズ状に狭在・指交するものとした。このような解釈の違いは、浦郷層と野島層の地層境界の層位が研究者間で異なっており鈴木・北崎 (1951) および三梨・菊地 (1982) による野島層下部が、江藤 (1986)

の浦郷層上部に相当するためである (宇都宮ほか, 2014)。

大船層 (図 14-C) は、塊状無層理の泥岩からなり、稀に凝灰岩層や砂岩層を挟む (三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。Nozaki *et al.* (2014) は、含泥率が 70% より大きい一連の泥岩層として定義した。なお、大船層と、下位の野島層や上位の小柴層との境界は Nozaki *et al.* (2014) 以

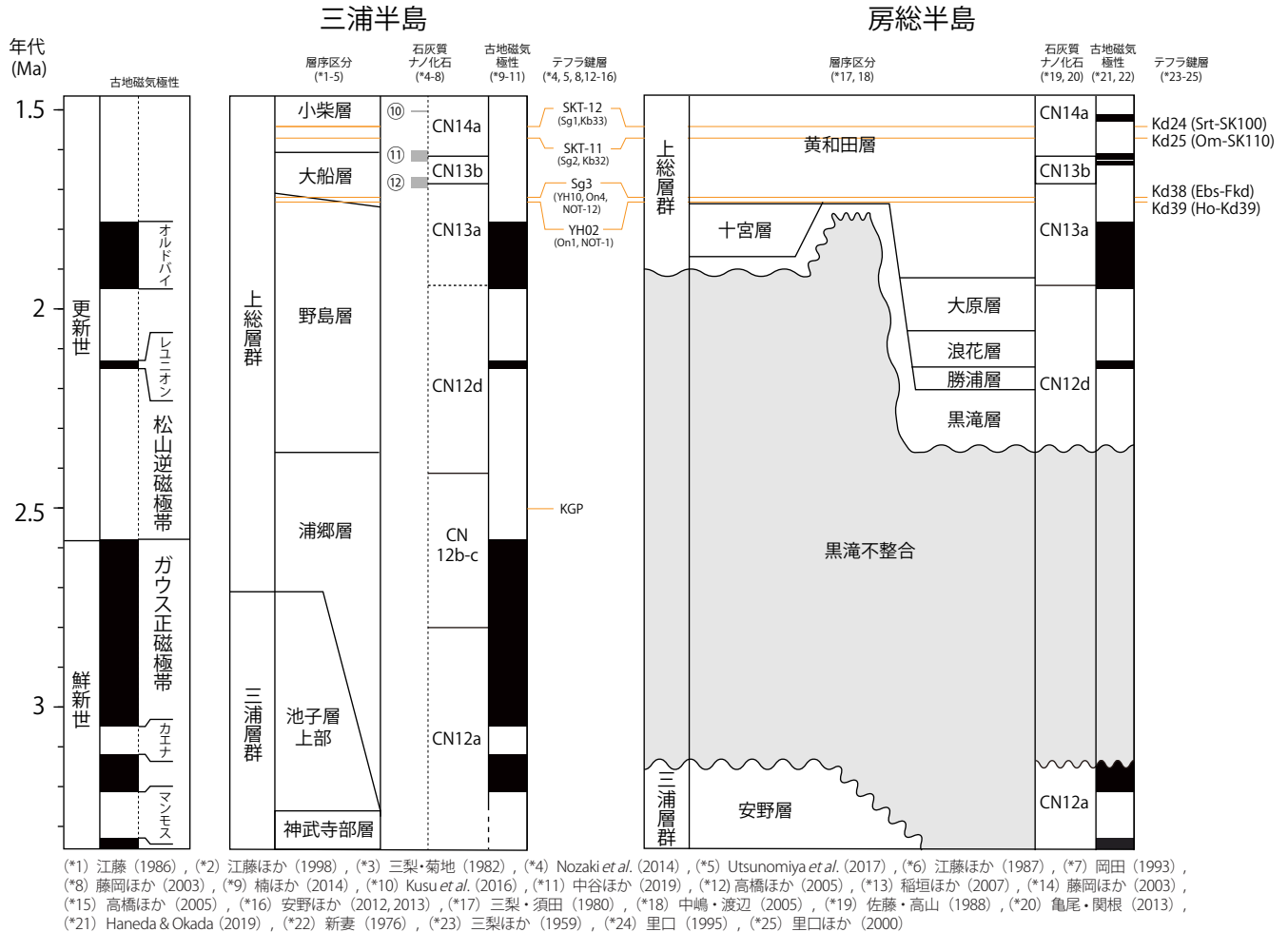


図 12. 北部の三浦層群上部～上総層群中部の年代層序および房総半島との対比。

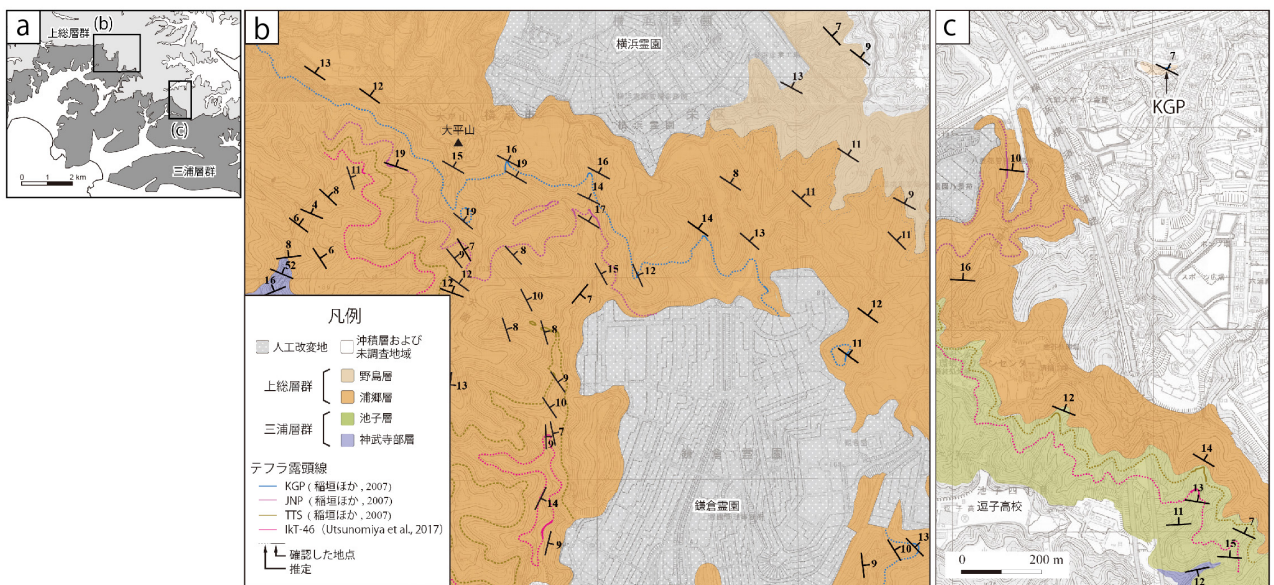


図 13. (a) 三浦半島北部における三浦層群と上総層群の分布 (江藤, 1986 および江藤ほか, 1998 に基づく). (b) 鎌倉地域および (c) 池子地域における三浦層群と上総層群の分布 (Utsunomiya *et al.*, 2017 を改変).

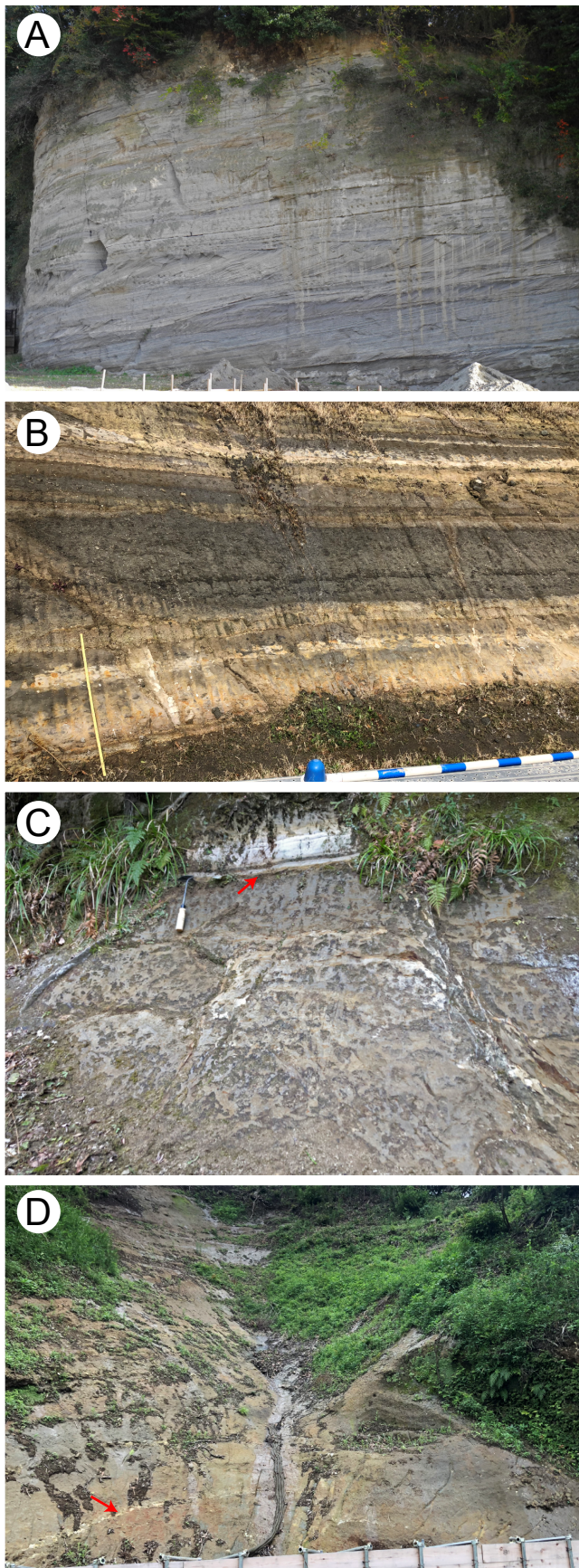


図 14. 上総層群の露頭 (撮影者: 野崎 篤).

- A: 浦郷層の露頭。藤沢市宮前 (35°20'15.2"N, 139°30'25.8"E)。斜交層理が発達した砂岩層を多数狭在する。
- B: テフラを挟む泥質砂岩からなる野島層の露頭。横浜市栄区上郷町 (35°21'07.3"N, 139°34'48.8"E)。
- C: 泥岩からなる大船層の露頭。横浜市磯子区氷取沢町 (35°21'23.3"N, 139°35'39.5"E)。矢印はテフラ鍵層である Kd39 (YH02: 高橋ほか, 2005)。
- D: 砂質泥岩および泥質砂岩からなる小柴層下部の露頭。横浜市栄区上郷町 (35°21'51.7"N, 139°34'42.2"E)。矢印はテフラ鍵層 SKT-12 (Kitazaki & Majima, 2003; Nozaki et al., 2014)。右端には、メタン冷湧水に伴って形成された自生炭酸塩岩と、冷湧水性化学合成群集を構成する二枚貝化石がみられる。

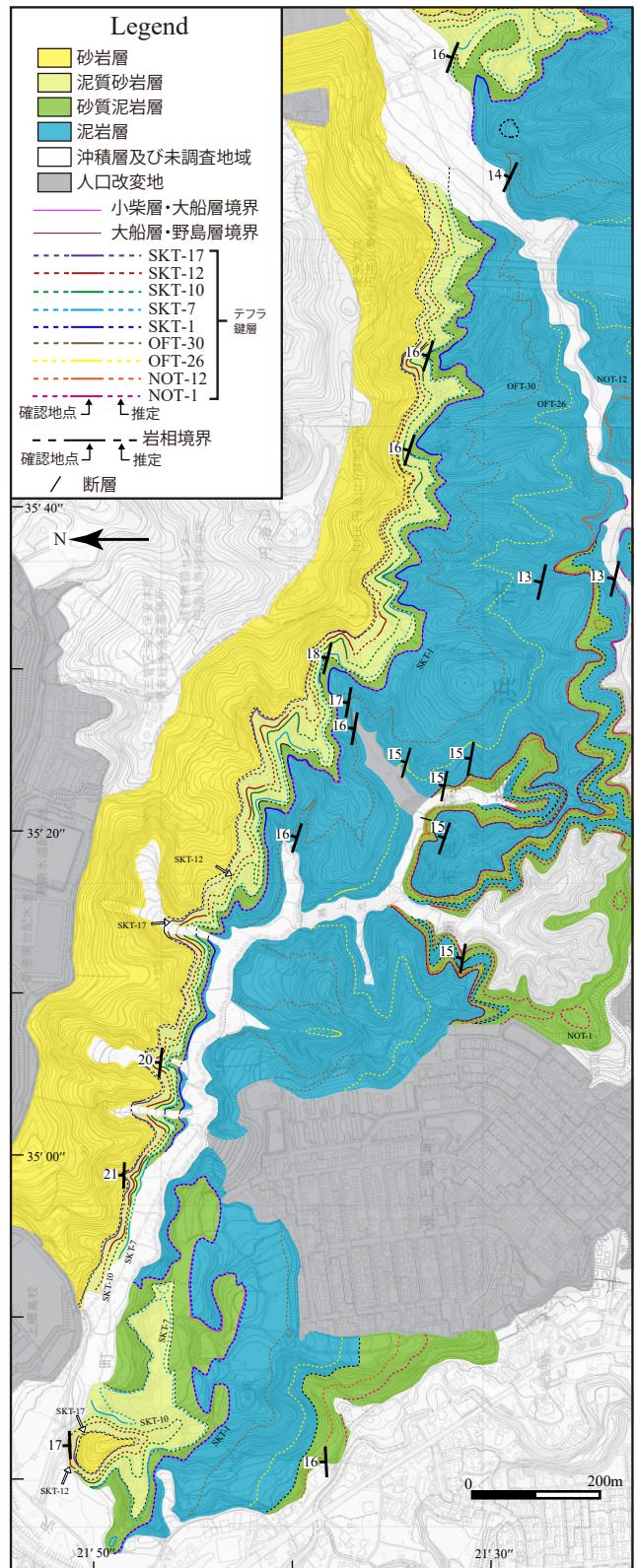


図 15. 瀬上市民の森 (横浜市栄区) および氷取沢市民の森 (横浜市磯子区) における上総層群野島層上部から小柴層下部の岩相図。Nozaki et al., 2014 を一部改変。

表 2. 上総層群中に狭在する主要なテフラ.

	名称	広域テフラ名	年代 (Ma)
小柴層	SKT-20		
	SKT-17 (*1, 2), Kb40 (*3, 4)		1.495 (MIS50) (*2)
	SKT-12 (*1, 2), Sg1 (*5), Kb33 (*3, 4)	白沢天狗 – SK100テフラ (St-SK100) (*9)	1.599 (*12), 1.543 (MIS52) (*2)
	SKT-11 (*1, 2), Sg2 (*5), Kb32 (*3, 4)	大峰 – SK110テフラ (Om-SK110) (*10)	1.65 (*10), 1.61 (*13), 1.573 (MIS54) (*2)
	SKT-10 (*1, 2), Kb31 (*3)		1.582 (*2)
	SKT-9f (*2), Kb28 (*3)		
	SKT-7 (*1, 2), Kb21 (*3)		1.604 (*2)
	SKT-4 (*1, 2), Kb20 (*3)		1.614 (*2)
	SKT-3 (*1, 2), Kb3 (*3)		1.623 (*2)
	SKT-2 (*1, 2), Kb2 (*3)		
大船層	SKT-1 (*1, 2), Kb1 (*3)		1.632 (*2)
	OFT-30 (*2), On7 (*3)		1.664 (*2)
大船層/野島層	OFT-26 (*2)		1.693 (*2)
	Sg3 (*5), YH10 (*6), On4 (*3), NOT-12 (*2)	恵比寿峠 – 福田テフラ (Ebs-Fkd) (*10)	1.75 (*14), MIS63 (*15), MIS60-61 (*16), 1.723 (MIS61) (*17)
浦郷層	YH02 (*6), On1 (*3), NOT-1 (*2)	穂高 – Kd39テフラ (Ho-Kd39) (*10)	1.76 (*14), MIS63 (*15), 1.737-1.738 (MIS61-62) (*17)
	KGP (*7)	丹沢 – ざくろ石テフラ (Tn-GP) (*11)	2.5 (*11), 2.43 (*18)
浦郷層/池子層	JNP (*7)		
	TTS (*7)		
	IkT-46 (*8)		

(*1) Kitazaki & Majima (2003), (*2) Nozaki *et al.* (2014), (*3) 安野ほか (2012), (*4) 安野ほか (2013), (*5) 藤岡ほか (2003), (*6) 高橋ほか (2005), (*7) 稲垣ほか (2007), (*8) Utsunomiya *et al.* (2017), (*9) Satoguchi & Nagahashi (2012), (*10) 長橋ほか (2000), (*11) 田村ほか (2010), (*12) 鈴木・村田 (2011), (*13) 坂井・黒川 (2002), (*14) 吉川ほか (1996), (*15) 大久保・荒井 (2002), (*16) Momohara *et al.* (2017), (*17) 野崎ほか (2019), (*18) 山下 (1996)

前は明確に定義されていなかったため、研究者間で境界層準の位置に違いがみられる。三梨・菊地 (1982)、江藤 (1986)、藤岡ほか (2003) などにおいて大船層最上部とされている層準は、Nozaki *et al.* (2014) における小柴層下部の砂質泥岩層に相当する (図 15)。

小柴層のうち、大船層からの遷移帯となる下部 (図 14-D) は、下位から砂質泥岩 (含泥率 45% ~ 70%)、泥質砂岩 (含泥率 < 45%)、細粒~中粒砂岩からなり、上方粗粒化する (館・間嶋, 1998; Kitazaki & Majima, 2003; Nozaki *et al.*, 2014)。小柴層上部は、そのうち下半部が、斜交層理が顕著な細~中・円礫を含む凝灰質中粒~粗粒砂から、上半部が細粒砂およびシルト質細粒砂から、それぞれ構成される (三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。

中里層は、主に塊状無層理の砂質泥岩からなり、砂岩層や泥質砂岩層を挟む (三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。なお、三梨・菊地 (1982) は、分布域の西~中部では本層下部~中部層準に狭在する一部の凝灰岩層が、東部では小柴層中~上部に狭在することから、小柴層中~上部と本層中~下部は一部同時異相の関係にあるとした。また、本層下部の一部は多摩丘陵南部や下末吉台地周辺に分布する上星川層に含まれるとしている。

浜層 (富岡層) は、下位は泥岩と細粒砂岩との泥勝互層で、上位に行くにしたがって砂岩層の厚さが増して砂勝互層となり、さらに上位では斜交層理の発達する細礫質粗粒砂岩が発達する (三梨・菊地, 1982)。また海岸付近では、含礫泥岩、シルト岩からなる表層型海底地すべり層が発達する (三梨・菊地, 1982)。なお、浜層の名称は大塚 (1934) によるもので、植田 (1933)、江藤 (1986) の富岡層、赤嶺ほか (1956) の富岡砂シルト互層にほぼ一致する。

林層は、軽石、スコリアなどを含む凝灰質砂岩からなり、一部は凝灰角礫岩となる (江藤ほか, 1998)。砂岩中にはしばしば平板型やトラフ型の斜交層理が発達する (長沼ほか, 1973)。

2) テフラ鍵層

浦郷層から中里層にかけては、多数の凝灰岩層が狭在しており (表 2)、三梨・菊地 (1982)、稲垣ほか (2007)、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、Nozaki *et al.* (2014)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018)、Utsunomiya *et al.* (2017) などによってまとめられた。そのうち主要な鍵層となる凝灰岩層を以下に述べる。なお、浜層および林層には、連続する凝灰岩層は見つかっていない。

浦郷層中に狭在する鍵層 KGP (稲垣ほか, 2007) は、粒径 0.2 ~ 1.5 mm のざくろ石を含む軽石質凝灰岩層で、田村ほか (2010) は、本凝灰岩層と対比される一連の凝灰岩層を丹沢ざくろ石軽石層 (Tn-GP) と命名した。また、Utsunomiya *et al.* (2017) は、鎌倉地域の浦郷層中に狭在する 14 枚の凝灰岩層が、より東の池子地域では池子層上部に狭在しており、池子層と浦郷層が一部同時異相であることを示した。

野島層中の凝灰岩層は、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018) により Nj1 から Nj104 まで命名され、鍵層として追跡されている。また、Nozaki *et al.* (2014) は、横浜市栄区の野島層上部に狭在する 6 枚の凝灰岩層を鍵層として追跡するとともに、それらが横浜市磯子区では大船層下部に狭在し、野島層上部と大船層下部が同時異相であることを示した。そのうち、ガラス質凝灰岩層である鍵層 YH02 (高橋ほか, 2005) およびその上位の鍵層 Sg3 (藤岡ほか, 2003) はそれぞれ、房総半島の上総層群黄田層中の鍵層 Kd39 (穂高 – Kd39 テフラ; 長橋ほか, 2000) および Kd38 (恵比寿峠 – 福田テフラ; 長橋ほか, 2000) に対比された (藤岡ほか, 2003; 高橋ほか, 2005)。

小柴層中に追跡される凝灰岩層については、三梨・菊地 (1982)、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018)、Nozaki *et al.* (2014) などによって記載・命名され、あるいはまとめられている。そのうち、小柴層下部に狭在するガラス質凝灰岩層である Sg2

およびその上位の Sg1 はそれぞれ、黄和田層中の Kd25（大峰—SK110；長橋ほか，2000）および Kd24（白沢天狗—SK100；Satoguchi & Nagahashi, 2012）に対比された（藤岡ほか，2003）。また、鈴木・村田（2011）は、小柴層下部の砂岩層中に狭在する TM14 を、多摩丘陵の上総層群稲城層中に狭在する黒川テフラ（KK）に対比した。この他、三梨・菊池（1982）は、多摩丘陵の上総層群中に狭在する鍵層である第 1 星川テフラ、宮田テフラが、小柴層中に狭在するとしている。

中里層のテフラ鍵層について、三梨・菊池（1982）は、少なくとも 9 枚を鍵層として示しており、そのうち本層下部に狭在する鍵層 Ku2 を上総層群上星川層中に追跡している。なお、三梨・菊池（1982）は、肉眼的な記載と鉱物組成に基づき、中里層下部～中部層準に、房総半島の上総層群柿ノ木台層中に狭在する鍵層 Ka2.3、Ka2.4a、同じく国本層中の鍵層 Ku2a、Ku2b とそれぞれ対比される凝灰岩層が狭在するとした。しかし、三梨・菊池（1982）が、中里層の下位の小柴層中で、肉眼的な記載と鉱物組成に基づき房総半島黄和田層中の鍵層 Kd19 と対比した凝灰岩層は、藤岡ほか（2003）によって、より下位に狭在する鍵層 Kd38 と対比されることが明らかになっている。このことから小柴層上部より上位の凝灰岩層の広域対比については、ガラスや鉱物中の化学組成の検討や、微化石層序などに基づく再度の検証が必要と考えられる。

(2) 年代

三浦半島北部の上総層群の年代層序は、1990 年代までは房総半島ほど詳細に検討されておらず、わずかに微化石（石灰質ナノ化石、有孔虫）に基づく層序が検討されていた（青木，1964；菊池，1964；江藤ほか，1987 など）ほかは、主に房総半島の上総層群とのテフラ鍵層や軟体動物化石に基づく対比による、間接的な推定がなされてきていた（三梨ほか，1979；三梨・菊池，1982；江藤ほか，1998）。2000 年代以降、微化石、古地磁気、広域凝灰岩層の対比、有孔虫の酸素同位体比などを用いた年代層序学的研究により、三浦半島の上総層群の堆積年代は大きく見直され、それまで中部～上部更新統とされてきた上総層群のうち、少なくとも浦郷層から小柴層下部は、上部鮮新統～下部更新統であることが明らかにされてきている（図 12）。なお中里層、浜層については、1990 年代以降、年代層序学的研究が行われていないため、その年代については改めて見直しが必要と考えられる。

凝灰岩層についてみると、上述の通り、浦郷層中に狭在する鍵層 KGP は堆積年代が約 2.5 Ma と推定され、松山逆磁極帯の最下部に位置すると考えられている（田村ほか，2010；植木ほか，2013）。野島層上部から大船層下部をまたいで分布する鍵層 YH02 の堆積年代は 1.738 ～ 1.737 Ma、同じく鍵層 Sg3 は 1.723 Ma と推定されている（野崎ほか，2019）。小柴層下部に狭在する鍵層 Sg2、Sg1 の堆積年代はそれぞれ 1.573 Ma、1.543 Ma と推定されている（Nozaki et al., 2014）。

石灰質ナノ化石層序によると、鎌倉地域において浦郷層中部から上部にかけてが、CN12a 帯から CN12d 帯に相当するが、それより東の逗子市池子地域では浦郷層は CN12a/b 帯境界よりも上位となる（Utsunomiya et al.,

2017）。また、野島層最下部は CN12c/d 帯境界よりも上位とされる（Utsunomiya et al., 2017）。大船層の中位には、佐藤ほか（1999）の石灰質ナノ化石基準面 12（*Gephyrocapsa caribbeanica* 初産出層準）が、大船層上部から小柴層最下部の砂質泥岩層にかけての層準に基準面 11（*Gephyrocapsa oceanica* 初産出層準）が、小柴層下部の泥質砂岩中に基準面 10（large *Gephyrocapsa* 初産出層準）が、それぞれ見いだされている（藤岡ほか，2003；Nozaki et al., 2014）。

古地磁気層序によると、鎌倉地域の浦郷層下部に狭在する鍵層 IkT20 凝灰岩層が、池子地域の池子層上部において、Kaena (C2An.1r) subchronozones 下限 (3.13 Ma) と top of the Mammoth Subchronozone (3.21 Ma) の間のガウス正磁極帯 (C2An.2n) 中に狭在することが明らかにされている（Utsunomiya et al., 2017）。野島層においては、横浜市磯子区、金沢区で掘削された複数のボーリングコアで、野島層中にオルドバイ正磁極帯の上限と下限およびレユニオン正磁極帯の上限と下限が確認された（楠ほか，2014；Kusu et al., 2016；中谷ほか，2019）。

浮遊性有孔虫の酸素同位体比、石灰質ナノ化石、古地磁気を用いた複合年代層序により、野島層上部に海洋同位体ステージ (MIS) 64 ～ 61 が、大船層に MIS 60 ～ 58 が、小柴層下部に MIS 57 ～ 49 がそれぞれ認定された（楠ほか，2014；Nozaki et al., 2014；Kusu et al., 2016；野崎ほか，2019）。

一方、南部地域の上総層群林層については、産出した貝化石の類似性から、野島層今泉砂礫岩部層との類似性が指摘されているが（江藤ほか，1998）、他には年代を示す化石の産出は知られておらず、その他の年代層序学的研究も行われていない。

(3) 堆積プロセス

北部地域の上総層群のうち、浦郷層についてみると、Shikama & Masujima (1969) は浦郷層の貝化石のうち *Akebiconcha nipponica* や *Ginebis crumpi* などの深海性貝化石が、上位の野島層からも産出することから、浦郷層の古水深が野島層同様とした。なお後述のように、Shikama & Masujima (1969) は野島層の古水深を陸棚から大陸斜面以深と推定している。また、宇都宮・間嶋（2012）は、鎌倉市の古沢川上流から産出した貝化石に基づき、浦郷層下部の古水深を 400 ～ 600 m とした。一方、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫の群集解析から、浦郷層の古水深を 30 ～ 200 m とした。これについて宇都宮・間嶋（2012）は、浅海性の底生有孔虫と共に半深海性を支持する種も産出していることから、浅海からの流れ込みを反映している可能性を指摘し、池子層上部（水深 500 ～ 2,000 m、江藤ほか，1987）から浦郷層への古水深の変化は大きくないとした。古流向についてみると、長沼ほか（1973）は斜交層理から浦郷層の主流向を N70° E 方向とした。また、Utsunomiya et al. (2015) は、鎌倉市天園のシロウリガイ類を含む砂岩層が、北～東方向へ流れる底層流によって堆積したとした。以上のことから浦郷層は底層流が卓越する大陸斜面以深で堆積したと考えられる。

野島層についてみると、Shikama & Masujima (1969) は産出した陸棚性および深海性貝化石から、野島層が陸棚から大陸斜面以深で堆積したと推定した。また宇都宮・間嶋（2012）は、貝化石に基づき野島層上部の古水深を

400～500 mとした。さらに、蟹江ほか（2009）は、分布域の東端に近い横須賀市夏島町夏島から産出した貝化石から、野島層（三梨・菊地, 1982 の区分による大船層）を、古水深 50～100 m とした。一方、江藤ほか（1987）は底生有孔虫に基づき、野島層下部を 500～1,000m、中部から最上部を 200～500 m、最上部を 50～100 m とした。このように野島層の堆積環境は、真沿岸帯から大陸斜面までの広い環境を示している。蟹江ほか（2009）は野島層中の貝化石の比較から、金沢区六浦周辺や鎌倉市今泉よりも、東京湾に近い東方の横須賀市夏島町の方が浅い環境を示すとした。一方で、Nozaki *et al.* (2014) は横浜市栄区の瀬上市民の森から氷取沢市民の森地域における野島層最上部から大船層最下部においては、凝灰岩で追跡される同時間面の岩相が、西から東へ細粒になることから、同地域の中においては東ほど distal な環境を示すとしている。

今泉砂礫岩部層は全体として上方粗粒化を示す砂礫質の海底扇状地堆積物を構成する（神保ほか, 2017）。そのうち、横浜市栄区公田の露頭にみられる層厚 9 m に達する単層では、チャンネル充填堆積物特有の上方細粒化および薄層化傾向がみられ、扇状地最上部のチャンネルを流下した堆積物重力流によって運搬され、堆積したことが示唆される（神保ほか, 2017）。また宇都宮ほか（2014）は公田に露出する今泉部層上部にみられる砂礫岩層の堆積構造および貝殻配列から、本層が北に向かって流下する、潮間帯から大陸斜面までの様々な環境に生息した貝殻を含む一回の堆積物重力流で形成されたとした。産出する貝化石についてみると、浅海性の貝化石と陸棚から大陸斜面以深に生息する深海性の貝化石が共産することから、陸棚以浅から貝殻が深海に流れ込んで堆積したものと考えられる（Shikama & Masujima, 1969；宇都宮ほか, 2014）。また、含化石砂礫岩層中からシロウリガイ類の化石が報告されている（Shikama & Masujima, 1969；平田ほか, 1991；宇都宮ほか, 2014；神保ほか, 2017）。Utsunomiya *et al.* (2015) は、三浦半島から産出する化学合成化石群集の古水深をまとめ、シロウリガイ類が卓越する群集は水深 400 m 以深に生息し、ツキガイ類やオウナガイ類が卓越する群集は 300 m 以浅に生息することから、本部層は 400 m よりも深い水深で堆積したと推定される（神保ほか, 2017）。これらのことから、今泉部層は南から北へ向かう重力流が卓越する、大陸斜面（400 m）以深の環境で堆積した海底扇状地堆積物であると考えられる。

大船層についてみると、貝化石に基づく古水深として、小泉・松島（1992）は大船層を 200～500 m、馬場（1990）は大船層上部を 200～400 m と、それぞれ推定している。また、館・間嶋（1998）は、貝化石、岩相、上位の小柴層の堆積深度との比較から、大船層上部を陸棚縁辺から大陸斜面（200～300 m）と推定している。一方、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫化石群集に基づき、大船層最下部を上部漸深海帯ないし外部亜沿岸帯（200～500 m）で、上部漸深海帯上部の要素が大きいと推定するとともに、岩相の均一性から、大船層全体を通じて同様の古水深だったと推定した。

小柴層下部の古水深について、館・間嶋（1998）、

Kitazaki & Majima（2003）は、貝化石と塊状無層理な岩相から、小柴層下部の泥質砂岩層は外側陸棚（水深 100～200 m）と推定するとともに、大船層から小柴層下部の砂質泥岩・泥質砂岩層にかけて浅海化した可能性を示唆した。江藤（1986）、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫群集から、小柴層下部から中部を真沿岸帯ないし外部亜沿岸帯（水深 50～200 m）としている。一方、小柴層上部について、大山（1951）は、最上部の化石帯（化石密集層）から産出する貝化石が潮間帯ないし中浅海岸（20～30 m）の岩礁性の暖流系を主とすることを示し、これらが下浅海帯の含礫砂底の群集との混合と推定し、堆積場を島棚端または岬付近の陸棚縁辺である可能性を示唆した。

中里層について、大山（1951）は貝化石から、本層の大部分は下浅海以浅、本層最上部の化石帯については水深 20～30 m とした。また、青木（1964）は、中里層中部から上部にかけて特徴的に産出する底生有孔虫 *Nonion labradoricum* は、subarctic water の代表種であることや、随伴種や浮遊性有孔虫群集から、中里層上部は冷水温期の堆積物とした。

富岡層（浜層）については、三梨・菊地（1982）は、本層最下部は水深 20～30 m で、その後上位に向かって、淡水性の影響が強くなる時に海水が侵入するような場へ移り変わったと推定している。

このように、北部地域の上総層群の岩相は、浦郷層から大船層にかけての細粒化、大船層から小柴層にかけての粗粒化、小柴層から中里層への細粒化、そして中里層から富岡層への粗粒化がみられる。一方、化石や堆積相に基づく堆積環境の推定から、多少の振幅はありながらも浦郷層から中里層への浅海化がみられ、岩相の変化は必ずしも古水深の変化と対応していない。このうち大船層から小柴層への粗粒化および浅海化については、プログラデーションによる粗粒堆積物の相対的な供給量の増加を反映していると推定されている（Nozaki *et al.*, 2014）。

また、堆積物の給源については、古流向が得られている浦郷層、今泉砂礫岩部層、小柴層のいずれにおいても、北ないし東方向が卓越しており、南向きの古流向は報告されていない。このことから、概ね南方または西方方向からもたらされたことが示唆される。長浜ほか（1974）は、小柴層中の礫が、中・古生界の碎屑岩、伊豆弧起源と思われる火山岩や深成岩類が多くを占めることから、これらの礫が葉山帯から直接供給されたものではない可能性について言及している。

一方で、南部地域の上総層群林層については、古環境推定はほとんど行われていないが、長沼ほか（1973）は、砂岩層中の平板型斜交層理から古流向を S65° E とし、葉山帯の分布に直交するような南東向きの流れの元で堆積したと推定している。

なお、北部の上総層群からは、浦郷層から小柴層にかけて、メタン冷湧水性化学合成化石群集を構成する二枚貝化石が複数の産地で報告されており、少なくともそのうち、鎌倉市天園における浦郷層の 1 産地および、横浜市栄区上郷町における大船層上部から小柴層下部にかけての 1 産地は、自生的産状を示している（Shikama & Masujima, 1969；平田ほか, 1991；松島・平田, 1991；間

嶋ほか, 1996; 館・間嶋, 1998; Kitazaki & Majima, 2003; Majima *et al.*, 2005; 坪井ほか, 2010; 宇都宮・間嶋, 2012; Utsunomiya *et al.*, 2015)。これらの化学合成化石二枚貝類は、浦郷層及び野島層から産出するものは、主にシロウリガイ類であり、下位の三浦層群池子層のものと類似するのに対し、大船層および小柴層から産出するものは、ツキガイ類、オウナガイ類、キヌタレガイ類からなり、シロウリガイ類はみられないが、このような構成種の違いは、主に堆積時の水深によって規定されていると考えられる(平田ほか, 1991; Majima *et al.*, 2005; Utsunomiya *et al.*, 2015)。

9. 相模層群宮田層

(1) 層序と年代

宮田層(Miyata Formation; 青木, 1925)は三浦半島南部の宮田台地に分布する中期更新世の海成層である(図1, 3)。藤田(1951)によると故山川戈登が宮田層を命名したとのことであるが、文献上は青木(1925)の宮田層(宮田介層)が初出とされる(奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981)。呼称は青木(1925)では不明だが、論文により「みやだ(奥村ほか, 1977)」、「みやた(藤田, 1951; 赤嶺ほか, 1956; 蟹江・大越, 1981; 江藤ほか, 1998; 竹内ほか, 2015 など)」の表記がある。北縁を武山断層(大塚, 1935)、南縁を南下浦断層(杉村, 1964)によって区切られる宮田台地のほぼ全域(西部を除く)に分布する(岡ほか, 1974; 奥村, 1977)。層厚は数10 m規模であり、淘汰の良い未固結の砂層を主体とし、貝化石層や礫層を挟む(奥村, 1977)。砂層は雲母の入った中粒砂、小礫および軽石まじりの中粒砂からなり、葉理の発達した層準もある(岡ほか, 1974)。下位の上総層群林層・三浦層群初声層・葉山層群を不整合に覆い、後期更新世海成段丘群(高位より引橋面、小原台面、三崎面)の段丘堆積物に不整合で覆われる。宮田層の堆積環境は、含まれる軟体動物化石から大陸棚以浅の内湾とされるが(奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981)、その形成過程については異なる解釈が存在する。

初期の堆積学的研究として注目される藤田(1951)は将棋倒し堆積モデルを考え、上位に向かって傾斜が緩くなる宮田層の堆積構造について、小断層や褶曲などの変形構造が顕著ではないことから、堆積後の変形ではないとし、宮田層が堆積盆における沈降域の移動により形成されたと考えた。また、藤田(1951)は宮田層内に不整合は認められないとして、化石層を基に宮田層を下位からa1～a6に区分した。この考えに基づく地質断面図は、奥村ほか(1977)によるボーリング資料に基づいた研究にも踏襲された。奥村ほか(1977)も不整合は認めず、下位より須軽谷砂部層(Sugaruya Sand Member)、津久井浜砂礫部層(Tsukuihama Sand and Gravel Member)、高円坊砂部層(Koenbo Sand Member)、鹿穴凝灰質砂部層(Shana Tuffaceous Sand Member)、一町田砂部層(Icchoda Sand Member)に分けた。また、須軽谷砂部層と高円坊砂部層の数枚の軽石層から、角閃石等の箱根火山起源とは考えにくい斑晶鉱物を記載した。一方、蟹江・大越(1981)の解釈は、これらとは全く異なる。彼らは火山灰鍵層をもとに層序を再検討し、さらに上位の津久井化石床を含む

部分が不整合で下位層を覆うとし、将棋倒しモデルに疑問を呈した。そして、不整合を境に宮田累層(下位より上宮田凝灰質砂部層; Kamimiyata Tuffaceous Sand Member、須軽谷砂部層; Sugaruya Sand Member、大木根軽石質砂層; Okine Pumiceous Sand Member)と上位の津久井累層(Tsukui Formation)に分けた。不整合の形態は、下末吉層相当層の横須賀累層における大津部層と走水部層の関係を宮田層に当てはめ、海退過程で形成された波食台状の平らな不整合面とした。地質構造についても、蟹江・大越(1981)は、南北の活断層付近で傾斜が急であり、小断層も発達するという観察結果から、堆積盆中央部の凹地を順次新しい堆積物が埋めるような形成史を描いた。

宮田層の年代に関しては、いくつかの報告例がある。青木(1925)は、松本(1924)が報告した大木根の宮田層産および横須賀のゾウ化石から、宮田層が大津層および東京層に対比されると解釈した。蟹江・大越(1981)も、ナウマンゾウ化石の産出から下末吉層相当(MIS 5.5)とした。山口ほか(1983)は、蟹江・大越(1981)の上宮田凝灰質砂部層がナノ化石から若くとも44万年前に形成されたとし、多摩TE-6テフラ(TE-6; 町田ほか, 1974)を含む可能性を指摘した。TE-6はMIS 11の海進堆積物を覆うテフラで、直下に存在する多摩TE-5テフラは約35万年前(MIS 11～10; 町田・新井, 2003)とされている。大村ほか(1991)は、宮田層からの再堆積と考えられる単斜サンゴ化石のウラン-トリチウム(U-Th)年代として約29～38万年前を報告し、MIS 9の堆積物が存在する可能性を示した。豊田・奥村(2000)は、ESR年代として津久井浜部層を約50万年前、鹿穴凝灰質砂部層を約30万年前と報告している。年代値にはばらつきがみられるが、宮田層はおおむね中部～上部更新統と考えられる。

(2) 三浦縦貫道工事現場の宮田層

宮田台地における宮田層は、葉山一嶺岡帯に沿う隆起軸を境に北側に分布する相模層群相当層に比べ、堆積構造や層序・年代についての情報が断片的である(例えば蟹江, 1971; 長谷川・蟹江, 1971; 奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981; 江藤ほか, 1998)。その理由は、海成段丘の発達により宮田層の堆積面が失われていることや、箱根火山起源の降下テフラの分布軸から外れているため、大磯丘陵などで得られたテフラ層序を適用しにくいことなどが挙げられる。またそれに加えて、台地の開発が進まず人工露頭の出現が少なかったという社会背景がある。

最近の研究として塩井・笠間(2018, 2019)、笠間・塩井(2019)は、須軽谷砂部層の分布域とされた横須賀市林の三浦縦貫道路建設工事に伴う人工露頭において、宮田層の形成過程に関する新たな知見を示した。両研究では、それぞれが複雑な侵食関係で接する4枚の砂礫層が報告されている(そのうち下位の2枚の砂礫層は、それぞれ下位から順に須軽谷砂部層、津久井浜砂礫部層の可能性がある)(図16-A)。両研究で報告された宮田層中に見られる不整合の存在は、宮田層の各部層が整合で接するとした奥村ほか(1977)・江藤ほか(1998)の見解および1つの波食台状の平行不整合をもつとする蟹江・大越(1981)の見解とはいずれも異なる。このような不整合で重なりあう小規模な谷埋め堆積物は、氷河性海水準変動の影響と考えられてお

り（関東第四紀研究会, 1974; 町田ほか, 1974; Kikuchi, 1977 など）、隆起軸北側の横浜地域の相模層群では記載されていたが、宮田層中では未発見だった。また、最上位の砂礫層中には、バブルウォール型火山ガラスを含む白色ガラス質火山灰層が確認され船久保タフ (Fn; 笠間・塩井, 2019、図 16-B) と命名された。その年代は、LA-ICP-MS 法による FT 年代測定と U-Pb ダブル年代測定で 0.41 ± 0.07 Ma の年代値が得られている（笠間・塩井, 2019）。両研究はこれらの結果から、宮田層の形成に複数回の海進・海退の堆積サイクル (MIS 13 ~ 11 に相当) が関わった可能性を示唆した。

10. 相模層群横須賀層

(1) 層序

横須賀層 (Yokosuka Formation) は三浦半島東部の横須賀市緑ヶ丘から小原台周辺に断片的に分布する (図 1)。中新～鮮新統の三浦層群逗子層または池子層を不整合に覆い (図 17-A)、小原台砂礫層に不整合に覆われる。横須賀層は下位より大津砂泥部層 (Otsu Sand and Mud Member) と走水礫部層 (Hashirimizu Gravel Member) に細分される (蟹江ほか, 1977)。大津砂泥部層の下部は横須賀市大津町や根岸町周辺に分布し、主に塊状の泥層からなり (図 17-B)、細粒砂層や逗子層由来の泥岩礫からなる礫層を含む。

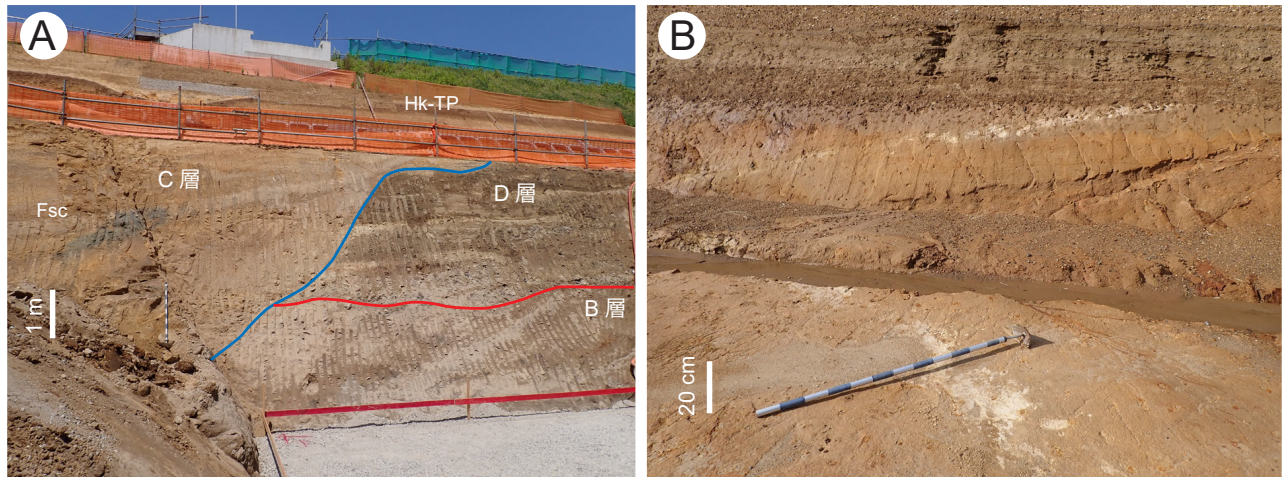


図 16. 三浦縦貫道工事現場の宮田層 (撮影者: 笠間友博). 横須賀市林 (35° 12'39.3"N, 139° 38'13.5"E).
A: 不整合で接する宮田層 (B, D, C の各層). C 層は Fn を含む. Fsc は Fn の下位にある船久保スコリア.
B: 宮田層に挟まれる船久保タフ (Fn).

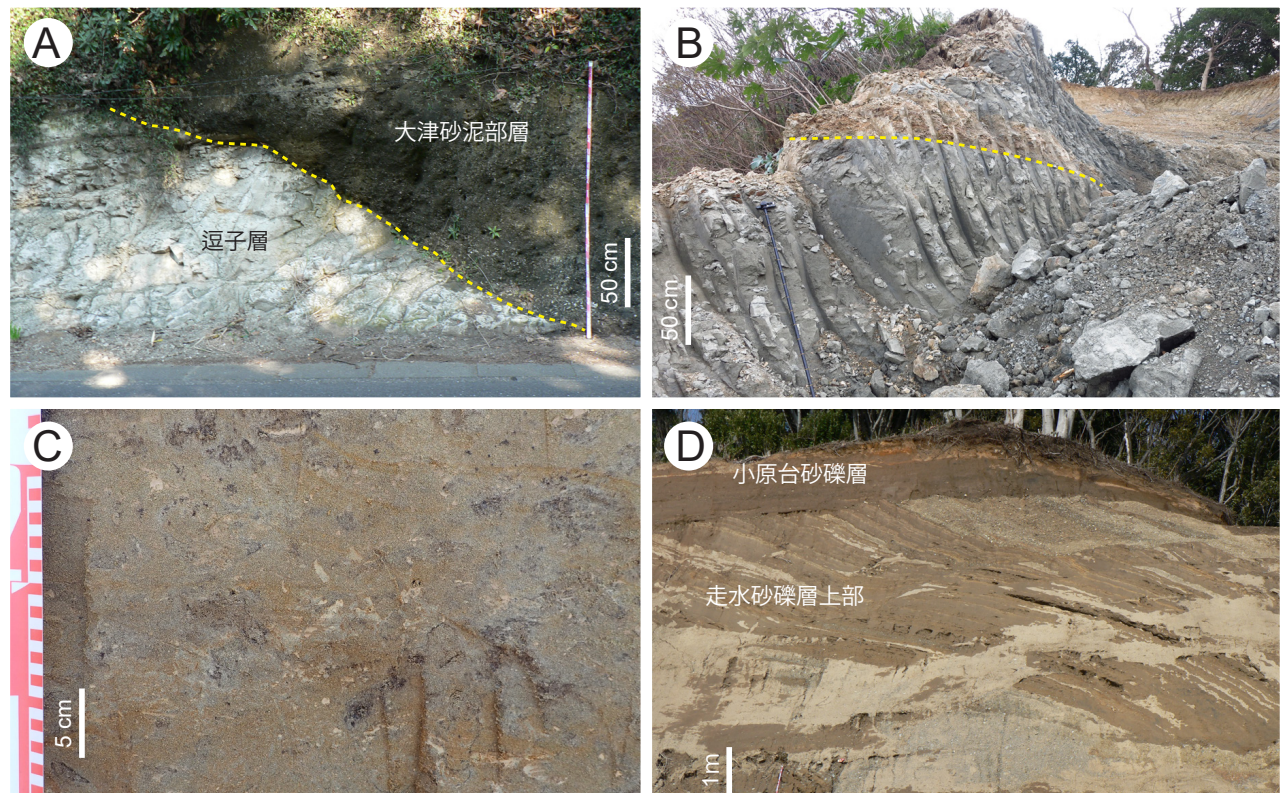


図 17. 相模層群横須賀層の露頭 (撮影者: 柴田健一郎).
A: 三浦層群逗子層と横須賀層大津砂泥部層の不整合 (破線). 横須賀市馬堀町 (35° 15'35.6"N, 139° 43'00.5"E).
B: 大津砂泥部層下部の泥層. 泥層に挟まれる礫層の基底 (破線) はベイラビーンメント面に相当する (柴田ほか, 2020). 横須賀市根岸町 (35° 15'19.5"N, 139° 41'16.8"E).
C: 大津砂泥部層上部の砂層. 生痕化石を含む. 横須賀市深田台 (35° 16'31.8"N, 139° 40'27.2"E).
D: 走水礫部層上部の大規模な平板型斜交層理とそれを覆う小原台砂礫層. 横須賀市二葉 (35° 15'16.5"N, 139° 43'15.1"E).

大津砂泥部層の上部は中粒～極粗粒砂層や礫層を含む細粒砂層からなり（図 17-C）、下部が分布しない地域では三浦層群を直接不整合で覆う。不整合面上には返り層由来の泥岩礫が発達する。走水礫部層は小原台周辺のみ分布する。下部～中部は平行層理の発達する大礫～細礫の礫層からなる。上部は礫、砂、泥の互層からなり、東方に傾き、セット高が 6 m に達する大規模な平板型斜交層理が発達する（蟹江ほか, 1977）（図 17-D）。

(2) 年代

大津砂泥部層に挟在する箱根多摩 Au12 テフラ（Hk-TAu12）より 147 ± 9 ka と 143 ± 11 ka の FT 年代（鈴木, 1976）が、非造礁性サンゴ化石より 100 ± 3 ka の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代（大村ほか, 1984）が、軟体動物化石より 138 ka の ESR 年代（大村・桜本, 1986）が得られ、横須賀層を覆う小原台砂礫層は御岳第 1 テフラ（On-Pm1、約 10 万年前）をのせている（町田・新井, 2003）。そのため、大津砂泥部層は MIS 5.5（下末吉期）の堆積物と考えられている（太田, 2000; 町田, 2008）。

(3) 堆積プロセス

大津砂泥部層は下末吉期に関東地方に広がっていた古東京湾の南縁を埋積した地層と考えられている。走水団研グループ（1965）は軟体動物化石、有孔虫化石、花粉化石に基づき、外洋の暖寒両水塊が流れ込む内湾の環境を、蟹江ほか（1994）は軟体動物化石から外洋に面する陸棚斜面の環境を推定した。柴田ほか（2017）は横須賀市自然・人文博物館付属馬堀自然教育園から産出した軟体動物化石群集の変化が上方深海化の傾向を示すことから、その化石群集の変化は下末吉海進に対応するとした。また、馬堀自然教育園の大津砂泥部層の基底面と基底部を構成する軟体動物化石を含む礫層を、それぞれ波浪ラビーンメント面と海進残留堆積物と解釈した。したがって、基底部の礫層と、それに重なる砂層は外浜堆積物の可能性が考えられる（柴田ほか, 2020）。以上の研究は主に横須賀市馬堀町周辺の大津砂泥部層上部のデータに基づくものである。一方、奥村ほか（2009）は横須賀市三春町～小原台の 10 地点の化石産地から、362 種の軟体動物化石のリストを示した。柴田ほか（2015, 2020）は横須賀市大津町と根岸町に露出した大津砂泥部層下部の岩相と軟体動物化石に基づき、下位より河川流路堆積物、氾濫原泥質堆積物、海進残留堆積物、エスチュアリー（三角江）中央盆堆積物を識別し、海進残留堆積物の基底をベイラビーンメント面（図 17-B）とした。以上をまとめると、大津砂泥部層全体としては、下部から上部に向かって、河川流路/氾濫原、エスチュアリー、外浜という堆積環境の上方深海化が認められる。大津砂泥部層は MIS 5.5 のユースタシーの上昇と、それに伴う下末吉海進の影響を強く受けて形成されたと考えられる。

走水礫部層の礫の供給源は、礫種組成と斜交層理による古流向から、関東山地や足尾山地、丹沢山地と解釈されている（蟹江ほか, 1977; 江藤ほか, 2001）。江藤ほか（2001）は砂岩、チャート、珪質泥岩、珪岩類の古期岩類は関東山地や足尾山地由来、緑色凝灰岩類、ホルンフェルス、深成岩類、玄武岩類、安山岩類は丹沢山地由来とした。走水礫部層は三角州堆積物と考えられており、中

部の平行層理が発達する礫層は底置部、上部の大規模な平板型斜交層理（図 17-D）が発達する礫、砂、泥の互層は前置部に相当すると解釈されている（蟹江, 1977）。下位の大津砂泥部層は MIS 5.5、上位の小原台砂礫層は MIS 5.3 の堆積物（太田, 2000）であることから、走水礫部層は MIS 5.4 のユースタシーの低下に伴い、三角州の東方沖合側へのプログラデーションによって形成された可能性が考えられる。

11. 関東ローム層

(1) 関東ローム層の分布

三浦半島地域の関東ローム層（Kanto Loam Formation）は、主に宮田台地、三崎台地に分布する。一方、小原台地域を除く武山断層の北側では、三浦層群・上総層群からなる丘陵の表面を薄く覆うように分布し、このような分布状況が円海山付近まで続く。これらの関東ローム層が薄い地域は、箱根火山から北北東～南南東の方向に当たり、大磯丘陵とは方向的にほとんど重ならず、箱根火山起源のテフラ研究の空白域になっている。箱根三浦テフラ（Hk-MP）は、当初三浦半島で厚くなると考えられていたが（関東ローム研究グループ, 1965）、その背景にはこのような箱根火山起源テフラの分布の指向性がある。

宮田台地、三崎台地、小原台は、いずれも後期更新世の下末吉面（関東ローム研究グループ, 1956）より新しい海成段丘である小原台面、三崎面（町田, 1971; 町田・鈴木, 1971）を主体とするため、後期更新世の関東ローム層のみが分布する（図 3）。なお、海成段丘堆積物の下位にはより古い後期～中期更新世の堆積物が存在するが、それらを覆う関東ローム層は未発見である。従って、下末吉面すら見いだされていない（町田, 1973）。

(2) 引橋面

三崎台地の中南部の引橋丘陵と岩堂山には、標高 80 m 程度の高所が存在する。岩堂山は三崎層が地表部分まで露出する残丘状な局所的高まりであるが、引橋丘陵周辺はまとまりのある 1 つの地形面をなしている。これらは引橋面と呼ばれ、多摩面相当と考えられた（関東ローム研究グループ, 1965）。その後、基盤を不整合に覆う砂層の存在や、その頂面高度が 73 m と周辺の小原台面（60 ～ 64 m）からわずかに高く、その上を下末吉ローム層の中部層・上部層が覆うことなどから、下末吉面と小原台面の中間面と考えられている（町田, 1973）。町田（2008）によるとその離水時期は箱根吉沢下部 13 テフラ（HK-KIP13; 町田・新井, 2003）～箱根吉沢中部 7 テフラ（Hk-KmP7; 町田・新井, 2003）の降下層準（MIS 5.5 後期：坂田ほか, 2018）にあたる。

(3) 小原台面および小原台砂礫層

横須賀市走水付近の小原台および宮田台地の北部、三崎台地の引橋面周辺に分布する海成段丘（町田, 1973; 岡ほか, 1974; 蟹江・大越, 1981 など）で、段丘堆積物は小原台砂礫層（Obaradai Sand and Gravel Deposits）（走水団研グループ, 1965）と呼ばれ（図 1, 3）、御岳第 1 軽石（On-Pm1）の降下時期に離水（町田, 1971）したことから、MIS 5.3（約 10 万年前）の海進に対応する（貝塚ほか, 2000）。旧江線高度は 65 ～ 70 m である（町田, 1973）。なお、猿島と江



図 18. 三崎面とその断面. 三浦縦貫道工事現場 (三浦市初声) (撮影者: 笠間友博).

の島にも小原台面が存在する (走水団研グループ, 1965; 町田, 1973)。ただし、小原台面と下位の三崎面の地形面分布は、研究者によって若干解釈が異なる。

小原台砂礫層は、岩相変化の大きい砂礫層で、層厚も約 5 m (奥村ほか, 1977)、0.3 ~ 3 m (岡ほか, 1974) と変化がある。塩井・笠間 (2018) によると、横須賀市林では平行ラミナの発達した 4.7 m の砂礫層であり、礫種は関東山地系、三浦層群系などの他にも給源不明の軽石礫を含むとされる。同地点においては、上位の三崎砂礫層 (町田, 1970) とは不明瞭な不整合面で接するため、両層の識別は固結度で判断されている。

小原台面を覆う関東ローム層は、下末吉ローム層の上部に相当し、走水団研グループにより小原台ローム層とも呼ばれてきた。このローム層の下部には箱根火山起源の指標テフラである、箱根小原台軽石 (Hk-OP) が挟在する (町田, 1971)。これは走水団研グループ (1965) の小原台浮石に相当する。Hk-OP は南関東南部に広く分布し、箱根火山山麓には火砕流堆積物として存在する。MIS 5.1 の海進に相当する三崎面 (貝塚ほか, 2000) の海成層中に含まれることから、その噴出時期は MIS 5.1 頃の 8 ~ 8.5 万年前とされる (町田・新井, 2003)。なお、Hk-OP の上位は箱根東京テフラ (Hk-TP; 町田・新井, 2003) まで目立つテフラに乏しい火山灰土層となっている。

(4) 三崎面および三崎砂礫層

宮田台地、三崎台地に分布する小原台面より 1 段低い海成段丘面で、前述のように MIS 5.1 の海進に対応すると考えられている。旧汀線高度は 35 ~ 37 m (町田, 1973) とされるが、奥村ほか (1977) は宮田台地北部で 59 m の高さの場所があるとしている。

三崎面 (図 18) の段丘堆積物である三崎砂礫層 (Misaki Sand and Gravel Deposits) (図 1, 3) も、岩相変化の大きい砂礫層で、層厚も約 5 m (奥村ほか, 1977)、0.5 ~ 2 m (岡ほか, 1974) と変化がある。塩井・笠間 (2018) では、泥層や淘汰の悪い砂礫層からなる層厚 1.1 m の堆積物で、高師小僧状の褐鉄鉱濃集構造やサンドパイプもみられると報告されている。

三崎砂礫層を覆う関東ローム層には Hk-TP が顕著に見られる。しかし、三崎砂礫層の堆積終了と Hk-TP の降下時期までには時間差があり、三崎砂礫層の侵食面を Hk-TP が覆う場合もある。その間の堆積物として、チョコレート色の

クラックの発達した団塊状土壌 (三崎古土壌) の存在も知られており、亜間氷期的な環境を示唆するという (町田, 2008)。これは町田 (1973) により下末吉ローム層と武蔵野ローム層の境界とされる武蔵野埋没土 (MB) に相当する。

同地域の Hk-TP は横浜・東京地域に比べ、下位のフォルムユニットが相対的に厚く分布し、火砕流堆積物とみられる細粒火山灰を含む堆積物が複数箇所で見られる (笠間, 2018)。Hk-TP の上位には、数枚の軽石層が確認されるが、それらのうち最下位のは箱根三色旗テフラ (Hk-SP; 町田・新井, 2003) とみられる (岡ほか, 1974; 塩井・笠間, 2018 など)。軽石層の上に、軽石粒が散乱する部分が顕著に存在するが、これは Hk-SP が複数の軽石質テフラの集合 (笠間・山下, 2007) であるためと考えられる。

12. 三浦半島の低地

三浦半島とその周辺においては、河川が開析した小規模な低地に多数の沖積層が見られる。本章では、台地等を開析した谷底や海岸付近の低地を埋積した更新世末期から



図 19. 約 7000 年前の縄文海進最頂期に形成された内湾。

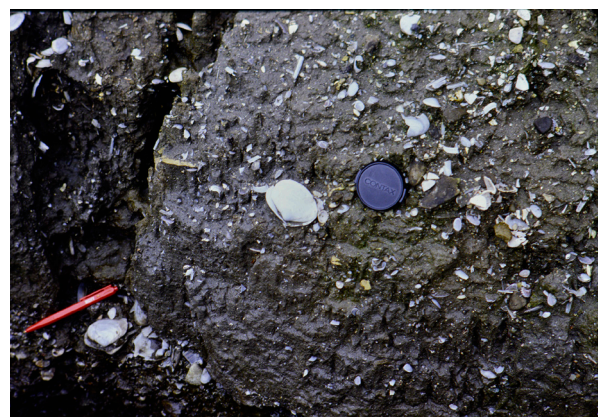


図 20. 鎌倉の沖積層における熱帯種タイワンシラトリの産状 (撮影者: 松島義章)。

完新世の未固結の地層を沖積層とする。

氷期の海水面の低い時期に作られた開析谷は、縄文海進高頂時（最盛期）に小さな内湾入り江を生じ「溺れ谷」が発達、砂～泥質の海成沖積層を形成した。東京湾における縄文海進高頂期の年代は、暦年較正年代では約 7,000 年前～6,000 年前（太田, 2010）、未補正の測定値では約 6,500 年前～5,500 年前（松島, 2011）とされる。

(1) 各低地の内湾環境変遷の研究

沖積層の先駆的な研究の一つには鎌倉低地の稲村ヶ崎貝層（山川, 1909）があるように、沖積海成層には化石を含むことが多い。松島（1984）は、縄文海進に伴い各地に形成された内湾の貝群集をもとに、沖積層の時間的・空間的変遷を明らかにした。各地域の低地において、縄文海最盛期に広がった内湾（溺れ谷）を、例えば、松島（1974a; 1974c）では「古鎌倉湾」と「古」をつけて呼称した。ここでは、各地域の低地について「古内湾」を中心に概要を紹介する（図 19）。

古大船湾（松島, 1971; 1972）は、相模湾の湾奥、三浦半島北西部の頸部に位置し、柏尾川低地沿いに戸塚駅北方まで侵入した幅の狭い細長い内湾である（松島, 1984）。本湾を埋積する堆積物は、湾口部で礫層がみられるほか砂層と泥層からなる。大船貝層（松島 1971, 1972）と呼んだ本沖積層は貝化石を多産し、古大船湾内外の 43 地点からの 6 つの貝類群集、すなわち、A：干潟群集、B：内湾砂底群集、C：内湾泥底群集、D：礫底群集、E：沿岸砂底群集、F：内湾岩礁性群集が区分され（松島・大嶋, 1974; 松島, 1984）、内湾の遺骸群集の模式となった。

古鎌倉湾（松島, 1974a）は、鎌倉湾から滑川沿いに侵入した湾であり、この沖積層を従来の稲村ヶ崎貝層（山川, 1909）、材木座貝層（青木, 1925）を含め鎌倉貝層と呼んだ（松島, 1974a）。菅野・加藤（1954）、Kanno（1955）が報告した鎌倉鶴岡八幡宮境内から産出した貝化石にはタイワンシラトリ（図 20）など現在の相模湾には生息しない温暖種や熱帯種が含まれ、南関東におけるその出現と消滅を知る重要な地層となっている（松島, 1984）。

古逗子湾（松島, 1974b）は、逗子湾の田越川・久木川沿いに侵入した湾である。本地域については、松島（1974b）が堆積環境と形成年代、貝化石からの環境変遷などを明らかにした。さらに多くのボーリング資料を加えての報告に逗子市（1987）がある。また、未調査域であった池子川中流域は、松島（1993）により詳細が明らかとなった。

三浦半島南部の相模湾側に位置する古小田和湾と古宮田湾は、それぞれ、村松川や小田和川、川間川などに沿って作られたリアス式海岸を持つ内湾と、宮田台地の南西部を開析した谷沿いに侵入した湾であり、それらの沖積層を小田和層とした（松島, 1976）。

一方、東京湾側の三浦海岸沿い低地では、湾を作らずに海岸線に直交する形で河川沿いの埋積谷が、西から菊名埋積谷、上宮田埋積谷、木ノ間埋積谷、津久井川埋積谷、長浜川埋積谷、野比側埋積谷が発達し、これらの沖積層全体を野比層と呼んだ（松島, 1976）。また、この地域を含む三浦半島周辺の沖積層の海成層頂面の高度分布から宮田台地や平作川低地帯は他に比べて相対的に隆起量が小さいとしている（松島, 1976）。

久里浜に河口を持つ平作川低地では、古平作湾として湾口で 2 km、湾奥まで約 7 km の細長い内湾の入り江を形成した（蟹江・石川, 1976）。澤ほか（1994）は、貝類群集の生息時期を捉え、その年代が湾奥部から湾口にかけて順々に若くなることを示し、海面低下に伴い内湾が縮小していく古地理変遷を明らかにした。

東京湾西岸の横浜南部に位置する平潟湾では、古平潟湾が形成された。松島・川口（1991）は、いわゆる「金沢八景」で知られる平潟湾の縄文草創期以降の古地理変遷をたどる中で 7 つの貝類群集を識別した。さらに、松島（2011）は、横須賀市追浜でのボーリング資料から作成した約 1 万年以降の相対的海面変化曲線をもとに、古地形と環境の変遷を 7 つの時期に分けて復元した。また、自然科学と考古学の領域にまたがり、海成沖積層産出の貝化石と貝塚出土の貝類を対応させ貝類採取地を推定している。さらに近年、松島ほか（2016）は、夏島貝塚と野島貝塚遺跡に隣接する追浜でボーリング掘削を実施し、層相解析、¹⁴C 年代測定、貝類・介形虫・珪藻の群集解析をもとに、縄文海進に伴う約 13,000 年前から以降の旧汀線高度と内湾環境の変遷を明らかにしている。

(2) 沖積層中のイベント堆積物の研究

三浦半島周辺の沖積低地の内湾（溺れ谷）の泥層に津波堆積物や高潮堆積物などのイベント堆積物として砂層や礫層などを挟むことがわかってきている。藤原ほか（1999）は、鎌倉低地（古鎌倉湾）と宮田低地（古宮田湾）の内湾堆積物に津波堆積物を見出し、海岸段丘の離水期と対応させた。Shimazaki *et al.*（2011）は、小網代湾で採取した堆積物に 3 枚の津波起源の砂礫層が認め、西暦 1060～1400 年の間に関東地震があったとした。

松島ほか（2018）は、鎌倉のイベント堆積物に注目し、歴史津波の浸水地にあること、含まれる炭化木片の年代、礫の解析による遡上する流れの存在などから総合的に判断し、1703 年元禄関東地震の津波堆積物である可能性を示した。さらに、Mannen *et al.*（2018）は、鎌倉と逗子低地のボーリング資料を基に、沖積層にユニット A：6,000 年前の内湾砂泥堆積物、ユニット B：歴史時代の干潟堆積物、ユニット C：河川～湿地堆積物、ユニット D：砂丘砂・人為的埋め土を識別し、さらにユニット B の年代が過去の地震年代と近接することを示した。

13. 三浦半島断層群（活断層）

(1) 三浦半島断層群の概略

三浦半島には北から衣笠断層、北武断層、武山断層、南下浦断層、引橋断層の活断層が認められ（図 1, 2）、活動度 A 級（m/1000 年のオーダー）または活動度 B 級（0.1 m/1000 年のオーダー）と判断されている（大塚, 1935; 杉村, 1964; 活断層研究会, 1991; 太田, 1999, 2000; 神奈川県, 2001; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002）。三浦半島南東沖、浦賀水道の金田湾断層（図 2）も確実度 II の活断層とされ（今泉ほか, 1987; 活断層研究会, 1991）、さらに、武山断層帯の陸域の東端付近には 1923 年関東地震の際に下浦地震断層が出現した。これらの断層を一括して三浦半島断層群と呼ぶ。また、衣笠断層、北武断層、武山断層をまとめて三浦半島北断層群、南下浦断層と引橋断層

層をまとめて三浦半島南断層群と呼ぶ(神奈川県, 2001)。衣笠・北武断層帯と金田湾断層を含む武山断層帯をまとめて三浦半島断層群主部、南下浦断層と引橋断層をまとめて三浦半島断層群南部と呼ぶ場合もある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)。これらの断層はいずれも上下変異を伴う右横ずれ断層で、北断層群の全長は横須賀市野比の沖合 4 km を含めて 20 km、南断層群の全長は 7 km 以上である(神奈川県, 2001)。北武断層(図 21-A)や武山断層では谷や尾根の右横ずれや小地溝(図 21-B)などの変異地形が観察できるが、断層を直接観察できる露頭は多くない。三浦市高抜海岸では、大潮に南下浦断層の露頭が出現する(図 21-C)ほか、南下浦学校給食調理場浦でも南下浦断層の露頭(図 21-D)が観察できる。横須賀市

野比海岸では北武断層の破碎帯が良好に露出する(柴田・蟹江, 2016; 高橋ほか, 2016)。この破碎帯には軟質の断層ガウジが発達し(図 21-E)、しばしば斜面変動を生じさせている(図 21-F)(柴田・浅見, 2018)。

(2) 過去の活動と地震発生の可能性

三浦半島断層群の最新活動時期や活動間隔に関する研究は、1990 年代に大きく進展した。神奈川県(2001)によると、衣笠、北武、武山断層の最新活動時期はそれぞれ 2,800 ~ 1,400 年前、1,500 ~ 1,000 年前、2,200 ~ 2,000 年前で、平均的な活動間隔はそれぞれ 12,000 ~ 6,800 年、5,200 ~ 1,500 年、2,000 年であり、北断層群は近い将来の活動の可能性が高いとされている。これに対して南下浦、引橋断層の最新活動時期はそれぞれ 2.2 万 ~ 2 万年前と 6,100



図 21. 三浦半島断層群の露頭と地形(撮影者: 柴田健一郎(Aを除く))。

A: 北武断層の横ずれ断層変位地形。横須賀市野比 (35° 12'45.5"N, 139° 42'14.6"E)。PPG 湘南平塚撮影。

B: 北武断層による小地溝と横ずれ尾根。横須賀市野比東ノ入公園 (35° 12'54.6"N, 139° 41'52.8"E)。

C: 南下浦断層。三浦市高抜海岸 (35° 10'17.1"N, 139° 39'35.7"E)。

D: 南下浦断層。三浦市南下浦学校給食共同調理場裏 (35° 10'20.4"N, 139° 39'12.2"E)。

E: 北武断層の断層破碎帯に発達する断層ガウジ。蛇紋岩や暗緑色凝灰岩、石灰質チャートなどのブロックが取り込まれている。横須賀市野比 (35° 12'39.9"N, 139° 42'28.2"E)。

F: 北武断層の断層ガウジで発生した斜面変動(2017年2月23日発生, 2017年2月24日撮影)。横須賀市野比 (35° 12'40.6"N, 139° 42'27.2"E)。

年前以前で、平均的な活動間隔はいずれも不明であり、北断層群に比べて活動度は低いと考えられている。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)は三浦半島断層群主部の今後30年以内の地震発生確率を6~11%と見積もっている。さらに、東北地方太平洋沖地震とそれ以降の余効変動から、三浦半島断層群は断層のすべりやすさを示す Δ CFFという指標が高い方向に変化したとの計算結果が得られていることから、地震発生確率が高くなっている可能性が指摘されている(地震調査委員会, 2011)。このように、北断層群は今後の活動が気遣われる要注意断層である(太田, 1999, 2000)。

(3) 海域と地下深部への延長

2010年以降は、海域や地下深部における三浦半島断層群の延長部が明らかになってきている。相模湾側および東京湾側の反射法音波探査により、金田湾沖(東京湾側)と葉山沖(相模湾側)の両海域において、三浦半島断層群の延長部に断層が確認され(森ほか, 2015)、さらに相模湾側では少なくとも姥島南方3 km付近まで活断層帯が延びていることが明らかになっている(佐藤・阿部, 2019)(図2)。これらを合わせると東京湾から相模湾に伸びる三浦半島断層群は全長約28.5 km以上となる。また、東京湾~三浦半島~伊豆半島の反射法地震探査からは、三浦半島断層群が東京湾下の深度約20 kmで、プレート境界断層に取れんすると判断されている(佐藤ほか, 2010)。

謝辞

この報告書をまとめることができたのは、ジオ神奈川の蟹江康光博士から三浦半島の地質一般について室内とフィールドでご教示いただいたことによるところが大きい。神戸大学の山本由弦教授には三浦房総付加体と保田付加体について、産総研地質調査総合センターの宇都宮正志博士には上総層群の年代層序について教えていただいた。神奈川県立生命の星・地球博物館の新井田秀一氏には傾斜量図を作成していただき、2021年1月に亡くなった松島義章博士、蛭子貞二氏、PPG 湘南平塚には写真を提供していただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

阿部なつ江, 2004. 三浦半島・野比海岸に産する蛇紋岩類の岩石学的特徴とテクトニクス上の一考察. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, p.46.
赤嶺秀雄・岩井四郎・小池清・成瀬洋・生越忠・大森昌衛・関陽太郎・鈴木好一・渡部景隆, 1956. 三浦半島の三浦層群. 地球科学, **30**: 1-18.
秋元和實, 1993. 鮮新統池子層「シロウリガイコミュニティ」産底生有孔虫群集. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書, pp.351-370. 横浜防衛施設局.
秋元和實・長谷川四郎, 1989. 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布—古水深尺度の確立に向けて—. 地質学論集, (32): 229-240.
秋元和實・佐賀寿美恵・山田和枝, 1995. 三浦半島中新統葉山層群の底生有孔虫群集と古環境. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 45-49.
秋元和實・内田英一・尾田太良, 1991. 三浦半島南端の中~後期中新世三崎層産底生有孔虫による古環境復元. 月刊地球, **13**: 24-30.

Amano, K. & S. Kiel, 2010. Taxonomy and distribution of fossil *Archivesica* (Bivalvia: Vesicomidae) in Japan. *The Nautilus*, **124**: 155-165.
青木直昭, 1964. 房総・三浦両半島の鮮新世-更新世の地層の対比. 石油技術協会誌, **29**: 8-13.
青木廉二郎, 1925. 三浦半島の海岸に就きて. 地球, **3**: 101-111.
荒井章司, 1994. 環伊豆地塊蛇紋岩帯. 静岡大学地球科学研究報告, (20): 175-185.
荒井章司・石田高, 1987. 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質—他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較—. 岩鉱, **82**: 336-344.
荒井章司・伊藤慎・中山尚美・増田富士雄, 1990. 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体—房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源—. 地質学雑誌, **96**: 171-179.
荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁, 1983. 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩類について. 地質学雑誌, **89**: 287-297.
有馬真・平田大二・猪俣道也・相原延光, 1991. 三浦層群に含まれるスコリアの岩石学. 月刊地球, **13**: 35-38.
浅見茂雄・蟹江康光・有馬真, 1992. 三浦半島東部, 野比海岸で発見されたかんらん岩ブロック. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (40): 21-23.
馬場勝良, 1990. 関東地方南部, 上総層群の貝化石群. 445pp. 慶応義塾幼稚舎.
蛭子貞二・山下浩之, 2012a. 葉山層群中に見られる火成岩ブロックの岩石学的特徴. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 85-92.
蛭子貞二・山下浩之, 2012b. 葉山層群中に見られる礫の岩石学的記載. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 75-84.
江藤哲人, 1986. 三浦半島の三浦・上総両層群の層位学的研究. 横浜国立大学理科紀要(第2類), (33): 107-132.
江藤哲人・松田恵里・伊藤憲和, 2001. 上総層群長浜礫層(房総半島)および相模層群走水礫層(三浦半島)の礫種組成と供給源. 堆積学研究, (53): 17-27.
江藤哲人・尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・船山政昭, 1987. 三浦半島中・北部の新生界の微化石生層序年代と古環境. 横浜国立大学理科紀要(第2類), (34): 41-57.
江藤哲人・矢崎清貴・ト部厚志・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). 128pp. 地質調査所.
藤岡導明・亀尾浩司・小竹信宏, 2003. テフラ鍵層に基づく横浜地域の大船層・小柴層と房総半島黄和田層との対比. 地質学雑誌, **109**: 166-178.
藤田至則, 1951. 宮田層の堆積機構—地殻運動と堆積過程との相関々係—. 地質学雑誌, **57**: 21-29.
藤原治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介, 1999. 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, **38**(1): 41-58.
芳賀正和・鈴木進, 1999. 三浦半島葉山層群下部から産出した珪藻化石. *Diatom*, **15**: 119-125.
濱田崇臣・近藤浩文, 2009. 葉山隆起帯南方に隣接するボーリング孔で確認された三浦層群・葉山層群境界部の微化石年代. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, p.195.
Hanamura, Y. & Y. Ogawa, 1993. Layer-parallel faults, duplexes. Imbricate thrusts and vein structures of the Miura Group: Keys to understanding the Izu fore-arc sediment accretion to the Honshu fore arc. *Island Arc*, **2** (3): 126-141.
Haneda Y. & M. Okada, 2019. Pliocene integrated chronostratigraphy from the Anno Formation, Awa Group, Boso Peninsula, central Japan, and its paleoceanographic implications. *Progress in Earth and Planetary Science*, **6**: 1-17.

- 長谷川善和・蟹江康光, 1971. 横須賀市大木根の宮田層産ナウマン像. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (18): 36-42.
- 走水団研グループ, 1965. 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, (80): 1-11.
- 早川浩司, 1989. 三浦半島に分布する三浦層群三崎層・初声層の堆積相と堆積モデル. 堆積学研究会会報, (30): 26-27.
- 平田大二, 2017. 神奈川三浦半島に分布する田越川砂礫岩層の礫種の再検討. 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p.73.
- 平田大二・蟹江康光・柴田健一郎・浅見茂雄・倉持卓司・倉持敦子・小泉明裕・松島義章, 2012. 神奈川三浦半島にみられる田越川不整合の再検証. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 103-116.
- 平田大二・松島義章・浅賀正義, 1991. 三浦・房総半島にみられる化石シロウリガイ類の分布と産状. 月刊地球, 13: 47-52.
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武隆・中田高・岡村真・千田昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦, 1987. 三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見 (新称: 金田湾断層). 活断層研究, 4: 28-36.
- 今永勇・蟹江康光 編, 1999. 海から生まれた神奈川県—伊豆・小笠原弧の形成と活断層—. 98pp. 神奈川県立生命の星・地球博物館 横須賀市自然人文博物館.
- 今永勇・山下浩之, 1999. 足柄・丹沢・大磯・三浦半島に分布する新生代化成活動の K-Ar 年代. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 179-187.
- 稲垣進・西川達男・満岡孝・安野信, 2007. 神奈川県鎌倉北東部の上総層群下部から発見された含ザクロ石軽石層 (KGP) について. 地球科学, 61: 143-148.
- Izumi K., 2015. First report of the ichnogenus Phymatoderma from the Hayama Group (Miocene, Japan): Paleobiological and paleoecological implications. *Geobios*, 48: 321-329.
- 神保幸則・間嶋隆一・市村俊樹・楠稚枝・野崎篤・宇都宮正志, 2017. 下部更新統上総層群野島層今泉砂礫岩部層から採取されたタマガイ科絶滅種 *Glossaulax hyugensis* (Shuto) (軟体動物門, 腹足綱) の発見とその意義. 化石, (102): 63-71.
- 地震調査委員会, 2011. 東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について. 12pp. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002. 三浦半島断層群の長期評価について. 33pp. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/37_miura-hanto.pdf.
- 門田真人・末包鉄郎・蟹江康光, 1988. 三浦半島中新世礫性サンゴ化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (36): 11-18.
- 亀尾浩司・関根智之, 2013. 安房層群安野層の石灰質ナノ化石層序と地質時代. 地質学雑誌, 119: 410-420.
- 神奈川県, 2001. 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県地域活断層 (三浦半島断層群) 調査事業成果報告書. 91pp. 神奈川県.
- Kanamatsu, T. & E. Herrero-Bervera, 2006. Anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic studies in relation to the tectonic evolution of the Miocene-Pleistocene accretionary sequence in the Boso and Miura Peninsulas, central Japan. *Tectonophysics*, 418: 131-144.
- Kaneoka, I., Y. Takigami, S. Tonouchi, T. Furuta, Y. Nakamura & M. Hirana, 1981. Pre-Neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. Abs. IAVCEI Symp. Tokyo and Hakone, p.166.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (編), 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版会, 東京.
- 蟹江康光, 1971. 三浦半島, 津久井ならびにその周辺の宮田層. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (17): 28-32.
- 蟹江康光, 1993. 逗子市池子地域の地すべり崩壊性堆積物. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書: 245-251. 横浜防衛施設局.
- 蟹江康光, 1999. 三浦半島と東京湾・房総半島の新境界地質構造. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 79-94.
- 蟹江康光, 2012a. 第 1 節三浦半島の地質. 横須賀市史通史編自然・原始・古代・中世: 3-5. 横須賀市.
- 蟹江康光, 2012b. 三浦半島地質図. 柴田健一郎 編, よこすか大地と生命の歴史—特別展示解説書 11, 付図. 横須賀市自然・人文博物館.
- 蟹江康光・新井重三・長沼幸男・大越章・長田敏明・高橋輝男, 1977. 三浦半島東部, 横須賀付近の第四系. 地質学雑誌, 83: 157-168, 図版 1.
- 蟹江康光・藤岡換太郎・古家英・谷口英嗣, 1987. 三浦枕状溶岩およびその産状. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (35): 23-28.
- 蟹江康光・石川重幸, 1976. 三浦半島. 平作川の沖積層. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (23): 45-59.
- Kanie, Y. & T. Kuramochi, 1995. *Acharax yokosukaensis*, n. sp. (gigantic Bivalve) from the Miocene Hayama Formation of the Miura Peninsula, south-central Japan. *Science Report of the Yokosuka City Museum*, (43): 51-57.
- 蟹江康光・倉持卓司・柴田健一郎, 2009. 三浦半島北東部, 横須賀市夏島の更新統上総層群野島層より産出した大型化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (56): 25-27.
- 蟹江康光・倉持卓司・柴田健一郎・蛭子貞二, 2008. 三浦半島北東部, 横須賀市浦郷町の鮮新統池子層とその産出化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (55): 1-9.
- 蟹江康光・服部睦男, 1991. 三浦層群のクロノロジィと古環境に関する諸問題—日本地質学会第 97 年討論会の紹介と最近の研究の動向—. 地質学雑誌, 97: 849-864.
- 蟹江康光・服部睦男・和田秀樹・池谷仙之, 2012a. 四万十累層群の生痕化石起源の炭酸塩類コンクリーション—三浦半島と房総半島の葉山・保田層群産へそ石・静岡県と高知県の瀬戸川層群と室戸半島層群産鉄丸石—. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 93-102.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀, 1991. 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比. 地質学雑誌, 97: 135-155.
- 蟹江康光・大越章, 1981. 三浦半島, 宮田台地の第四系. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (28): 57-77.
- 蟹江康光・鈴木進・柴田健一郎, 2012b. 神奈川県東部に分布する中新一鮮新統“鎌倉層群”の提唱. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, p.97.
- 蟹江康光・横山芳春・渡辺政美・浅見茂雄, 1994. 横須賀市馬堀町の更新世横須賀累層大津層産軟体動物化石リスト. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (42): 83-84.
- Kanno, S., 1955. Faunal Analysis of the Molluscan Fauna from the Raised Beach Deposits of Kamakura, Kanagawa Prefecture. *Science reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku. Section C*, 4(28): 23-47.
- 菅野三郎・加藤直, 1954. 鎌倉産貝化石について. 東京教育大学地質学鉱物学教室研究報告, (3): 167-172.
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明, 1975. 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩. 地質学雑誌, 81: 641-644.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜付近の第四系に関する諸問題(1). 地球科学, 28(5): 155-171.
- 関東ローム研究グループ, 1956. 関東ロームの諸問題. 地質学

- 雑誌, **62**: 302-316.
- 関東ローム研究グループ, 1965. 関東ローム—その起源と性状. 378pp. 築地書館, 東京.
- 笠間友博, 2018. 三浦半島南部の箱根東京テフラ. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (47): 1-6.
- 笠間友博・塩井宏幸, 2019. 三浦半島第四系宮田層中の不整合と挟在する”船久保タフ (Fn) (塩井・笠間, 2018)”の Ft , $U-Pb$, $K-Ar$ 年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (48): 1-12.
- 笠間友博・山下浩之, 2007. 神奈川県小田原市久野諏訪原で確認された斑レイ岩質岩片を含む諏訪原スコリア (新称). 神奈川県博物館研究報告 (自然科学), (36): 17-24.
- Kasuya, M. 1987. Comparative study of Micene fission-track chronology and magneto-biochronology. *The science reports of the Tohoku University. Second series, Geology*, (58): 93-106.
- 活断層研究会, 1991. 新編日本の活断層: 分布図と資料. 437pp. 東京大学出版会, 東京.
- 川上俊介・穴倉正展, 2006. 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 82pp. 産総研地質調査総合センター.
- 川上俊介・蟹江康光・蟹江由紀, 2005. 神奈川県, 江の島から産出する中新統放散虫化石とその層序的意義. 日本古生物学会第 154 回例会予稿集, p.36.
- 河井興三, 1957. 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技術協会誌, **22**: 190-197.
- 菊池良樹, 1964. 南関東の新第三系及び第四系の微化石層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, (59): 1-36.
- Kikuchi, T., 1977. Pleistocene Sea Level Changes and Tectonic Movements in the Boso Peninsula, Central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **12**: 77-103.
- 木村政昭・湯浅真人・玉井義郎・蟹江康光, 1976. 三浦半島で発見された漸新—中新世初期の枕状溶岩. 地質調査所月報, **27**: 451-457.
- Kitazaki, T. & R. Majima, 2003. A slope to outer-shelf cold-seep assemblage in the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Pacific side of central Japan. *Paleontological Research*, **7**: 279-296.
- 小玉喜三郎・岡重文・三梨昂, 1980. 三崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 38pp. 地質調査所.
- 小池清, 1957. 南関東の地質構造発達史. 地球科学, (34): 1-18.
- 小泉明裕・松島義章, 1992. 鎌倉市の前期更新統大船層産, 深海性貝類・甲殻類・硬骨魚類化石群集について. 神奈川自然誌資料, (13): 119-128.
- 小島伸夫, 1954. 三浦半島の葉山層群について. 地質学雑誌, **60**: 1-6.
- Kotake, N., 2014. Changes in lifestyle and habitat of *Zooplankton* - producing animals related to evolution of phytoplankton during the Late Mesozoic: geological evidence for the 'benthic - pelagic coupling model'. *Lethaia*, **47**: 165-175.
- Kurihara, K., 1971. Foraminifera from the Hayama Group, Miura Peninsula. *Transactions and proceedings of the Paleontological Society of Japan, New series*, (83): 131-142.
- 楠稚枝・野崎篤・岡田誠・和田秀樹・間嶋隆一, 2014. 三浦半島北部の上総層群中部 (更新統) で掘削されたコアの堆積相とオルドバイ正磁極帯の上限. 地質学雑誌, **120** (2): 53-70.
- Kusu, C., M. Okada, A. Nozaki, R. Majima & H. Wada, 2016. A record of the upper Olduvai geomagnetic polarity transition from a sediment core in southern Yokohama City, Pacific side of central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **3**: 26.
- Lee, I. T. & Y. Ogawa Y., 1998. Bottom-current deposits in the Miocene-Pliocene Misaki Formation, Izu forearc area, Japan. *Island Arc*, **7**: 315-329.
- 町田洋, 1970. 南関東の火山灰層の層序と年代について (演旨). 地理学評論, **43**(7): 404.
- 町田洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**: 1-20.
- 町田洋, 1973. 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, **82**: 53-76.
- 町田洋, 2008. 4.3.1 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会 編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田洋・鈴木正男, 1971. 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュ・トラック法による試み—. 科学, **41**: 263-270.
- 町田洋・新井房夫, 2003. 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974. 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**(5): 302-338.
- Majima, R., T. Nobuhara & T. Kitazaki, 2005. Review of fossil chemosynthetic assemblages in Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**: 86-123.
- 間嶋隆一・館由紀子・柴崎琢自, 1996. 横浜市の上総層群から発見された現地性化学合成貝化石群集. 化石, (61): 47-54.
- Mannen, K., H.Y. Kim, S. Suzuki, Y. Matsushima, Y. Ota, C.L. Kain & J. Goff, 2018. History of ancient megathrust earthquakes beneath metropolitan Tokyo inferred from coastal lowland deposits. *Sedimentary Geology*, **364**: 258-272.
- 松本彦七郎, 1924. 日本産化石像の種類 (略報). 地質学雑誌, **31**: 255-272.
- 松島義章, 1971. 大船貝層の 14 C 年代と貝化石群集. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (4): 61-72.
- 松島義章, 1972. 古大船湾の貝化石群集—その湾奥部について—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (5): 31-43.
- 松島義章, 1974a. 鎌倉の沖積層—神奈川県地質 I. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (5): 3-20.
- 松島義章, 1974b. 逗子の沖積層—神奈川県地質 I. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (5): 21-40.
- 松島義章, 1974c. 神奈川県にみられる縄文海進最高期の海. 神奈川県博物館協会会報, (32): 8-15.
- 松島義章, 1976. 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (9): 87-162.
- 松島義章, 1984. 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (15): 37-109.
- 松島義章, 1993. 逗子市池子米軍住宅予定地内の海成沖積層と貝類化石. 池子シロウリガイ類化石調査最終報告書, pp.253-309. 横浜防衛施設局.
- 松島義章, 2011. 東京湾西岸, 平潟湾における縄文海進と遺跡の立地. 環境史と人類, (4): 227-353.
- 松島義章・平田大二, 1991. 三浦半島の化石シロウリガイ類の資料. 神奈川自然誌資料, (12): 77-84.
- 松島義章・川口徳治朗, 1991. 横浜南部, 金沢八景瀬戸神社旧境内地内遺跡における自然貝層の ^{14}C 年代とそれに関連する問題. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (20): 31-49.
- 松島義章・萬年一剛・千葉崇・野村律夫・田中源吾・宮田眞・滝澤晶子・山口麻衣・鈴木茂・遠藤邦彦, 2018. 神奈川県鎌倉市で発見された江戸期の特異な堆積物—津波が関与した可能性の検討—. 歴史地震, (33): 167-186.

- 松島義章・大嶋和雄, 1974. 縄文海進期における内湾の軟体動物群集. 第四紀研究, **13**(32): 135-159.
- 松島義章・田中源吾・千葉崇・工藤雄一郎・金子稔・石川博行・野村正弘・杉原重夫・増淵和夫, 2016. 東京湾西岸, 平潟湾における縄文海進による環境の変遷. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (45): 1-27.
- Mazumder, R. & M. Arima, 2013. Tidal rhythmites in a deep sea environment: An example from Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Peninsula, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, **43**: 320-325.
- Mazumder, R., O. Catuneanu, V. P. Malviya & M. Arima, 2018. Sedimentological consequences of arc-arc collision: An example from Mio-Pliocene Miura Group, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, **97**: 127-136.
- Mazumder, R., A. J. van Loon, V. O. Malviya, M. Arima & Y. Ogawa, 2016. Soft-sediment deformation structures in the Mio-Pliocene Misaki Formation within alternating deep-sea clays and volcanic ashes (Miura Peninsula, Japan). *Sedimentary Geology*, **344**: 323-335.
- 三上敬三, 1978. 地質. 神奈川県県民部県史編集室 編, 神奈川県史 4 自然, pp. 71-378. 神奈川県.
- 三井翔太, 2011. 三浦層群逗子層から産出した硬骨魚類歯化石. 神奈川自然誌資料, (32): 9-15.
- 三梨 昂・菊地隆男, 1982. 横浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 91pp. 地質調査所.
- 三梨 昂・那須紀幸・楡井久ほか, 1979. 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図 (20). 10 万分の 1 地質説明書. 91pp. 地質調査所.
- 三梨 昂・須田芳朗, 1980. 20 万分の 1 地質図「大多喜」. 地質調査所.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二, 1959. 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地質調査所月報, **10**: 83-98.
- 三梨 昂・矢崎清貫, 1968. 2 万 5 千分の 1 日本石油・ガス田図 6 三浦半島. 地質調査所.
- 宮澤喜大・柴田健一郎・伊藤 慎, 2019. 三浦半島南帯鮮新統初声層の重力流堆積相. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, 11-P-11.
- 宮澤喜大・峠 雄斗・柴田健一郎・伊藤 慎, 2018. 三浦半島南帯中新統—鮮新統三崎層・初声層のトラクション構造の形成プロセス. 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨, p.255.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1996. Middle Eocene to early Oligocene planktonic foraminifers from the micritic limestone beds of the Heguri area, Mineoka Belt, Boso Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **102**: 611-617.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1998a. Early Miocene pelagic sequences in the Mineoka Belt, Boso Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **104**: 1-12.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1998b. Late Paleocene-middle Miocene pelagic sequences in the Boso Peninsula, Japan: New light on northwest Pacific tectonics. *Island Arc*, **7**: 301-314.
- Momohara, A., T. Ueki & T. Saito, 2017. Vegetation and climate histories between MIS 63 and 53 in the Early Pleistocene in central Japan based on plant macrofossil evidences. *Quaternary International*, **455**: 149-165.
- 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, 2019. 三浦半島荒崎にみられる三浦層群三崎層の火山砕屑岩層序. 神奈川地学, (83): 11-21.
- 森 慎一・小川勇二郎, 2019. 三浦半島佐島に出現した三浦層群三崎層上部層 (油壺部層) の第露頭における火山砕屑岩層序とデュープレックス群. 地質学雑誌, **125** (10): 737-757.
- 長浜春夫・新井重三・長沼幸男, 1974. 神奈川県横浜市南部に分布する上総層群小柴層の古流向. 地質調査所月報, **25**: 223-232.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作, 2000. 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, **106**: 51-69.
- 長沼幸男・新井重三・蟹江康光・長浜春夫, 1973. 三浦半島, 上総層群最下部層の古流系. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨, p. 123.
- Naganuma T., Y. Okayama, M. Hattori & Y. Kanie, 1995. Fossil worm tubes from the presumed cold-seep carbonates of the Miocene Hayama Group, central Miura Peninsula, Japan. *Island Arc*, **4**: 199-208.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981. 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 107pp. 地質調査所.
- 中嶋輝允・渡辺真人, 2005. 富津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 102pp. 産総研地質調査総合センター.
- 中谷是崇・間嶋隆一・野崎 篤・楠 稚枝・宇都宮正志, 2019. 神奈川県の上総半島北部に露出する上総層群野島層中のオルドバイ正磁極亜帯下限とレユニオン正磁極亜帯. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, 5-O-14.
- 新妻信明, 1976. 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, **82**: 163-181.
- Niitsuma, N., Y. Matsuhima & D. Hirata, 1989. Abyssal molluscan colony of Calyptogena in the Pliocene strata of the Miura Peninsula, central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **71**: 193-203.
- 野崎 篤・楠 稚枝・間嶋隆一, 2012. 三浦半島に分布する下部更新統斜面堆積物 (上総層群野島層) における海底地すべり構造. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, p.281.
- Nozaki A., R. Majima, K. Kameo, S. Sakai, A. Kouda, S. Kawagata, H. Wada & H. Kitazato, 2014. Geology and age model of the Lower Pleistocene Nojima, Ofuna, and Koshiba Formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. *Island Arc*, **23**: 157-179.
- 野崎 篤・楠 稚枝・間嶋隆一・宇都宮正志・鴨志田健吾・金子 央・渡部 彩・坂井三郎・岡田 誠・和田秀樹, 2019. 三浦半島北部の上総層群中部から下部 (下部更新統) で掘削されたコアの複合年代モデル. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, R5-O-15.
- 小川勇二郎, 1981. 三浦・房総半島の第三紀テクトニクス—本州弧にトラップされたオフィオリイトと伊豆前弧盆堆積物. 月刊地球, **3**: 411-420.
- 小川勇二郎, 2004. 葉山—嶺岡帯と房総半島. 藤岡換太郎・有馬 眞・平田大二 編著, 伊豆・小笠原弧の衝突—海から生まれた神奈川県, pp. 159-168. 有隣堂, 横浜.
- Ogawa, Y., K. Horiuchi, H. Taniguchi & J. Naka, 1985. Collision of the Izu arc with Honshu and effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**: 349-379.
- 小川勇二郎・石丸恒存, 1991. 房総半島南部江見海岸における江見層群の地質構造. 地学雑誌, **100**: 530-539.
- 小川勇二郎・谷口英嗣, 1987. 前弧のオフィオリティック・メランジェと嶺岡帯の形成. 九州大学理学部研究報告地質学, (15): 1-23.
- Ogawa, Y., T. Seno, H. Tokuyama, H. Akiyoshi, K. Fujioka & H. Taniguchi, 1989. Structure and development of the Sagami

- Trough and off-Boso triple junction. *Tectonophysics*, **160**: 135-150.
- Ogawa, Y., Y. Takami & S. Takazawa, 2008. Oblique subduction in island arc collision setting: Unique sedimentation, accretion and deformation processes in the Boso TTT-type triple junction area, NW Pacific. In Draut, A. E., P. D. Clift & D. W. Scholl (eds.), 'Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones'. Geological Society of America Special Publication, (436), pp.155-170.
- 小川勇二郎・谷口英嗣・藤岡換太郎, 1992. 幻の " 湘南火山帯 ". 月刊地球号外 (5): 149-156.
- 岡 重文・宇野沢 昭・安藤高明, 1974. 三浦半島南部の段丘変形. 地質調査所月報, **25**(1): 1-17.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984. 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 148pp. 地質調査所.
- 岡田尚武, 1993. 「シロウリガイ調査」関連の試料に関する石灰質ナノ化石分析結果. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書: 313-324. 横浜防衛施設局.
- 岡田尚武, 1995. 三浦半島中央部の葉山層群の石灰質ナノ化石年代. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 23-29.
- Okada, H. & D. Bukry, 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**: 321-325.
- 岡田尚武・斉藤和男・金子 満, 1991. 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球, **13**: 20-23.
- 大木耀成・柴田健一郎・伊藤 慎, 2018. 三浦半島新第三系三崎層の火山砕屑性インジェクタイトの形態的・岩相的特徴と形成過程. 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨, p. 255.
- 大久保 弘・荒井 晃作, 2002. 富山県, 鮮新 - 更新統十二町層中部から見いだされた穂高 -Kd39 テフラと恵比須峠 - 福田テフラおよびその層位. 第四紀研究, **41**: 429-442.
- 奥村 清・末永葉子・木下鐵雄・川名ひろみ・林 義人・田口公則, 2009. 上部更新統横須賀層の貝化石標本. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (37): 11-19.
- 奥村 清・吉田晴彦・加藤邦宣, 1977. 三浦半島宮田台地の第四系. 地学雑誌, **86**(5): 305-318.
- 大村明雄・小林由幸・澤 祥, 1991. 三浦半島津久井層層産単体サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代. 第四紀研究, **30**(4): 291-295.
- 大村明雄・大村一夫・桜本勇治・辻 喜弘, 1984. 南関東上部更新統産サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代. 第四紀研究, **23**(1): 31-35.
- 大村一夫・桜本勇治, 1986. ESR 年代測定法による下末吉期の貝化石の年代. 北村信教授退官記念地質学論文集, pp.331-336.
- 太田陽子, 1999. 三浦半島の活断層 - 完新世における活動史と問題点. 第四紀研究, **38**(6): 479-488.
- 太田陽子, 2000. 4-2 三浦半島一断層地塊と海成段丘. 貝塚夷平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp. 142-149.
- 太田陽子, 2010. 第四紀後期の海面変化に関連する沿岸部の地形発達. 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 編, 日本列島の地形学, pp.113-129. 東京大学出版会.
- 大塚彌之助, 1934. 大船層と小柴化石帯との層位学的関係. 地質学雑誌, **41**: 333-334.
- 大塚彌之助, 1935. 故山崎博士の三浦半島武山断層の地質学的考察. 地理学評論, **11**: 455-462.
- 大山 桂, 1951. 小柴層の化石群集について (予報). 資源科学研究所彙報, (24): 55-59.
- Saito, K., C. Inoue & Y. Kanie, 1997. A review of geological, biostratigraphical, and geochronological studies of the Miura Peninsula (central Japan). In Montanari, A., G. S. Odin & I. R. Coccioni (eds.), 'Miocene stratigraphy: an integrated approach', pp. 553-573. Elsevier.
- 斎藤実篤, 1992. 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大学理学部地質古生物学教室研究邦文報告, (92): 1-37.
- 坂井 一・黒川勝己, 2002. 新潟地域の SK110, SK100 火山灰層と房総半島黄和田層の Kd25, Kd24 火山灰層の対比. 地球科学, **56**: 217-230.
- 坂田健太郎・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努, 2018. 茨城県筑波台地に分布する中 - 上部更新統下総層群の層序の再検討. 地質学雑誌, **124**(5): 331-346.
- Sanfilippo, A. & C. Nigrini, 1998. Code number for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, **33**: 109-156.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也, 2010. プレート境界から分岐した活断層の長期評価 - 相模トラフ横断地殻構造探査. 科学, **80**(8): 825-831.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999. 石灰質ナノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**: 265-274.
- 佐藤時幸・高山俊昭, 1988. 石灰質ナノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, (30): 205-217.
- 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.
- 里口保文, 1995. 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, **101**: 767-782.
- Satoguchi, Y. & Y. Nagahashi, 2012. Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, **21**: 149-169.
- 里口保文・渡辺真人・中条武司・片岡香子, 2000. 上総層群下部に挟在する Kd 38 火山灰層: 房総半島におけるその対比の再検討. 地質学雑誌, **106**: 189-204.
- 澤 祥・松島義章・澤 真澄, 1994. 三浦半島平作川低地の完新世の古地理変遷. 第四紀研究, **33**: 81-94.
- 沢村孝之助, 1973. 三浦・房総両半島中新統の化石珪藻による対比. 地質調査所月報, **24**: 327-338.
- 沢村孝之助・中嶋輝允, 1980. 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地質調査所月報, **31**: 333-345.
- 柴田健一郎, 2012. よこすか大地と生命の歴史 特別展示解説書 11. 40pp. 横須賀市自然・人文博物館.
- 柴田健一郎・浅見茂雄, 2018. 断層破砕帯で発生した斜面変動: 横須賀市野比海岸における北武断層での事例報告. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (65): 15-18.
- 柴田健一郎・伊藤 慎, 2013. 三浦半島南部, 鮮新統初声層に発達する斜交層理の形成プロセス. 日本堆積学会 2013 年千葉大会プログラム・講演要旨, p.81
- 柴田健一郎・蟹江康光, 2016. 横須賀市野比海岸の北武断層破砕帯に露出する暗緑色凝灰岩の X 線回折分析. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (63): 9-15.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2015. 横須賀市大津町の更新統横須賀層大津砂泥部層から産出した無脊椎動物化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (62): 25-26.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2017. 横須賀市自然・人文博物館付属馬堀自然教育園の更新統大津砂泥部層から産出した軟体動物化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (64): 1-12.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2020. 横須賀市根岸町に露出した更新統横須賀層大津砂泥部層のエスチュアリー堆

- 積物. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (67): 1-8.
- 柴田健一郎・倉持卓司・鈴木 進, 2019. 横須賀市観音崎に分布する鮮新統池子層の堆積環境とオトヒメハマグリガイ科化石. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (66): 1-9.
- 柴田伊廣・折橋裕二・山本由弦・木下正高, 2008. U-Pb 年代測定法の現世付加体への適用へ向けて. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, p. 104.
- Shikama, T., 1973. Molluscan assemblages of the basal part of the Zushi Formation in the Miura Peninsula. *The science reports of the Tohoku University. Second series, Geology, Special volume*, (6): 179-204.
- Shikama, T. & A. Masujima, 1969. Quantitative studies of the molluscan assemblages in the Ikego-Nojima Formations. *Science Reports of the Yokohama National University. Section II, Biological and geological sciences*, (15): 61-94, pls. 5-7.
- Shimazaki, K., H. Y. Kim, T. Chiba, & K. Satake, 2011. Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (116): B12408. <http://doi.org/10.1029/2011JB008639>
- 塩井宏幸・笠間友博, 2018. 三浦縦貫道工事露頭にみられる宮田層～新期ローム層とその変形構造(第一報). 神奈川地学, (82): 17-32.
- 塩井宏幸・笠間友博, 2019. 三浦縦貫道工事露頭にみられる宮田層～新期ローム層とその変形構造(第二報). 神奈川地学, (83): 1-9.
- Soh, W., K. T. Pickering, A. Taira & H. Tokuyama, 1991. Basin evolution in the arc-arc Izu Collision Zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. *Journal of the Geological Society, London*, **148**: 317-330.
- Soh, W., A. Taira, Y. Ogawa, H. Taniguchi, K. T. Pickering & D. A. V. Stow, 1989. Submarine depositional processes for volcanoclastic sediments in the Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Group, central Japan. In Taira, A. & F. Masuda, (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, pp. 619-630. TERRAPUB, Tokyo.
- Stow, D. A. V., Y. Ogawa, I. T. Lee & K. Mitsuzawa, 2002. Neogene contourites, Miura-Boso forearc basin, SE Japan. In Stow, D. A. V., C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. -C. Faugeres & A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London, Memoirs, 22, pp.409-419.
- Stow, D. A. V., A. Taira, Y. Ogawa, W. Soh, H. Taniguchi & K. T. Pickering, 1998. Volcanoclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, **115**: 351-381.
- 杉村 新, 1964. 三浦半島の南下浦断層と武山断層. 地質学雑誌, **70**: 397.
- 鈴木好一・北崎梅香, 1951. 神奈川県横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究. 地質学雑誌, **57**: 65-78.
- 鈴木正男, 1976. 過去をさぐる科学—年代測定法のすべて—. 234pp. 講談社, 東京.
- 鈴木 進, 2012. 神奈川県東部の三浦半島に分布する中新統葉山層群の放散虫化石年代. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 65-74.
- 鈴木 進・蟹江康光, 2010. 神奈川県南東部の葉山層群と三浦層群から産出した放散虫化石による生層序年代. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (57): 1-17.
- 鈴木 進・蟹江康光, 2012a. 神奈川県南東部に分布する中新統三浦層群三崎層の放散虫化石年代. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 117-126.
- 鈴木 進・蟹江康光, 2012b. 神奈川県東部に分布する鮮新統池子層の放散虫化石年代. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 127-136.
- 鈴木 進・蟹江 康光, 2013. 三浦半島北部の逗子層より産出した放散虫化石層序と RN9 亜帯年代の提唱. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, p.241.
- 鈴木毅彦・村田昌則, 2011. 上総層群黄和田層とその相当層に介するテフラの層序と対比. 地質学雑誌, **117** (7): 379-397.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990. 那古地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 48pp. 地質調査所.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1995. 東京湾とその周辺地域の地質(第 2 版). 特殊地質図(20) 10 万分の 1 地質説明書. 109pp. 地質調査所.
- 高橋雅紀, 2008. 3.3.3 三浦半島. 日本地質学会 編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.187-193. 朝倉書店, 東京.
- 高橋直樹, 2009. 火成岩類の岩石学的性質からみた環伊豆地塊蛇紋岩帯の発達史. 金沢大学大学院自然科学研究科環境科学専攻自然計測講座博士論文. 201pp.
- 高橋直樹・荒井章司, 2010. 三浦半島葉山帯中の蛇紋岩類の再検討. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, p. 261.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一, 2012. 房総半島嶺岡帯の地質および構造発達史. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 25-56. 神奈川県立生命の星・地球博物館.
- 高橋直樹・満岡 孝・加藤 新・横山一己, 2005. 南関東地方における第三紀/第四紀境界付近のテフラ鍵層 Kd38 の対比—房総半島の上総層群と千倉層群との対比—. 地質学雑誌, **111** (7): 371-388.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一, 2016. 葉山—嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌, **122**(8): 375-395.
- 竹谷陽二郎, 1995. 三浦半島中新統葉山層群の放散虫化石年代. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 35-38.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 真・石塚 治・実松健造・駒沢正夫, 2015. 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」(第 2 版). 産総研地質調査総合センター.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄, 2010. 南関東に分布する 2.5Ma の広域テフラ: 丹沢—ざくろ石軽石層. 地質学雑誌, **116**: 360-373.
- 田中 猛, 2001. 三浦半島の三浦層群より産出した板鰐類化石. 神奈川自然誌資料, (22): 73-80.
- 谷口英嗣, 1992. 葉山・保田層群の堆積・変形過程. 日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨, p. 192.
- 谷口英嗣・小川勇二郎, 1990. 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, **96**: 101-116.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・堀内一利, 1988. 三浦半島下部中新統葉山層群中に見出された安山岩貫入岩体の産状, 化学組成及び年代. 火山第 2 集, **33**: 59-66.
- 谷口英嗣・小川勇次郎・徐 垣, 1991. 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. 地学雑誌, **100**: 514-529.
- 館 由紀子・間嶋隆一, 1998. 外側陸棚相の冷水水性化学合成化石群集—下部更新統上総層群小柴層の例—. 地質学雑誌, **104**: 24-41.
- 豊田博司・奥村 清, 2000. 三浦半島南部, 宮田累層より産出する貝化石群集とその ESR 年代. 第四紀研究, **39**(6): 559-568.
- 坪井美里・中村栄子・間嶋隆一・北里 洋・菅 寿美・力石嘉人・加藤和浩・和田秀樹・大河内直彦・佐藤蓉子・浜名徳明, 2010. 分子化石による過去の湧水活動の復元—更新統小柴層と大船層の例. 化石, (87): 5-21.
- Uchida, T., & S. Arai, 1978. Petrology of Ultramafic Rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *The Journal of the*

- Geological Society of Japan*, **84**: 561-570.
- 植田房雄, 1933. 房総・三浦両半島に発達する新生代層の層序. 地質学雑誌, **40**: 799-801.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 137pp. 産総研地質調査総合センター.
- 卜部厚志, 1992. 三浦・房総半島の三浦層群における火砕鍵層対比—重鉱物組成と化学組成による再検討—. 地質学雑誌, **98**: 415-434.
- Utsunomiya M., C. Kusu, R. Majima, Y. Tanaka & M. Okada, 2017. Chronostratigraphy of the Pliocene–Pleistocene boundary in forearc basin fill on the Pacific side of central Japan: Constraints on the spatial distribution of an unconformity resulting from a widespread tectonic event. *Quaternary International*, **456**: 1-13.
- 宇都宮正志・間嶋隆一, 2012. 上総層群浦郷層と野島層 (三浦半島北部: 鮮新〜更新統) の新化石産地から産出した貝化石による古水深の再検討. 化石, (91): 5-14.
- Utsunomiya M., R. Majima, K. Taguchi & H. Wada, 2015. An in situ vesicomid-dominated cold-seep assemblage from the lowermost Pleistocene Urago Formation, Kazusa Group, forearc basin fill on the northern Miura Peninsula, Pacific side of central Japan. *Paleontological Research*, **19**: 1-20.
- 宇都宮正志・長浜千展・ジェンキンズ ロバート・野崎 篤・間嶋隆一, 2014. シロウリガイ類化石を含む貝殻密集砂岩層 (下部更新統上総層群野島層). 地質学雑誌, **120** (7): 221-231.
- 山口寿之・松島義章・平田大二・荒井章司・伊藤谷生・村田明広・町田 洋・荒井房雄・高柳洋吉・尾田太良・岡田尚武・北里 洋, 1983. 三浦市下宮田付近の初声層と宮田層の不整合. 神奈川自然誌資料, (4): 87-93.
- 山川戈登, 1909. 稲村ヶ崎介層. 地質学雑誌, **16**(193): 413-417.
- Yamamoto, Y., 2006. Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**: 270-284.
- 山本由弦, 2010. 三浦・房総半島の海底地すべり堆積物の産状と区分. 月刊地球号外, (61): 136-145.
- Yamamoto, Y., 2014. Dewatering structure and soft-sediment deformation controlled by slope instability: examples from the late Miocene to Pliocene Miura-Boso accretionary prism and trench-slope basin, central Japan. *Marine Geology*, **356**: 65-70.
- 山本由弦・千代延俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤, 2017. 付加型沈み込み帯浅部の地質構造: 房総半島南部付加体—被覆層システム. 地質学雑誌, **123**: 41-55.
- Yamamoto, Y., Y. Hamada, N. Kamiya, T. Ojima, S. Chiyonobu & S. Saito, 2017. Geothermal structure of the Miura–Boso plate subduction margin, central Japan. *Tectonophysics*, **710-711**: 81-87.
- Yamamoto, Y., H. Mukoyoshi & Y. Ogawa, 2005. Structural characteristics of an on land shallowly buried accretionary prism: rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, **24**: TC5008, doi:10.1029/2005TC001823.
- Yamamoto, Y., M. Nidaira, Y. Ohta & Y. Ogawa, 2009. Formation of chaotic rock units during primary accretion processes: Examples from the Miura-Boso accretionary complex, central Japan. *Island Arc*, **18**: 496-512.
- Yamamoto, Y., Y. Ohta & Y. Ogawa, 2000. Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of the Izu forearc collision zone: examples from the Miura accretionary prism, Central Japan. *Tectonophysics*, **325**: 133-144.
- 山本由弦・大田恭史・小川勇二郎, 1998. 三浦半島南端の三崎層に見られるデュプレックス構造. 地質学雑誌, **104**(7): XVII-XVIII.
- 山下浩之, 1996. 西丹沢に見られる貫入岩類. 神奈川地学, (75): 27-29.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2011. 横浜市南部の金沢市民の森付近に分布する上総層群下部野島層のテフラ層. 関東の四紀, (31): 39-45.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2012. 横浜市南部の氷取沢市民の森及びその周辺に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (32): 15-39.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2013. 横浜市南部栄区の瀬上市民の森に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (33): 3-17.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男・満岡 孝, 2010. 横浜市南西部および鎌倉市北東部に分布する上総層群下部野島層のテフラ鍵層について. 関東の四紀, (30): 27-36.
- 矢崎清貫・三梨 昂, 1962. 日本油田・ガス田図 3「横須賀」. 地質調査所.
- 横浜防衛施設局, 1993. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書. 470pp. 横浜防衛施設局.
- 横浜団研グループ, 2015. 横浜市南部栄区の上郷町およびいたち川流域に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (34): 3-18.
- 横浜団研グループ, 2016. 横浜市南部金沢区の朝比奈町および鎌倉市北東部和泉ヶ谷地域に分布する上総層群下部浦郷層・野島層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (35): 3-23.
- 横浜団研グループ, 2018. 横浜市南部金沢区の東朝比奈町・六浦町および釜利谷地域に分布する上総層群下部浦郷層・野島層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (36): 3-27.
- 横須賀市池上地区シロウリガイ化石調査団, 1995. まとめ・葉山層群の断層破砕帯から発見された化学合成動物群集. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 9-12.
- 横須賀市自然博物館, 1991. 三浦半島地質図. 横須賀市自然博物館 編, 三浦半島の自然環境—5 万分の 1 自然環境図説明書一, 付図 1.
- Yoshida, S., H. Shibuya, M. Torii & S. Sasajima, 1984. Post-Miocene clockwise rotation of the Miura Peninsula and its adjacent area. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **36**: 579-584.
- 吉原重康, 1902. 東京以南三浦半島地質論. 地質学雑誌, **9**: 1-20.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆, 1996. 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層: 福田・辻又川・Kd38 火山灰層. 地質学雑誌, **102**: 258-270.
- 渡部景隆・小池敏夫・栗原謙二, 1968. 神奈川県葉山地域の地質 (1 万分の 1 地質図説明書). 38pp. 日本地学教育学会.
- 逗子市, 1987. 逗子市の地質. 逗子市史 別編 1 自然編, pp.19-167.