

房総半島東部沿岸域の 20 万分の 1 海陸地質図及び説明書 (特に第四紀地殻変動について)

1:200,000 Marine and land geological map of the eastern coastal zone of the Boso Peninsula and its explanation, especially with Quaternary crustal deformation

尾崎正紀^{1*}・古山精史朗²・佐藤智之¹・荒井晃作¹

Masanori Ozaki¹, Seishiro Furuyama², Tomoyuki Sato¹ and Kohsaku Arai¹

Abstract: 1:200,000 Geological map around the eastern coast of the Boso Peninsula was created for seamless integration of geoinformation between marine and land areas. The geological map is located in the central and northern areas of the Boso Peninsula, and its eastern offshore shelf. The area is mainly occupied by the Kazusa Group, Shimousa Group and their correlatives deposited in the late Pliocene to Quaternary forearc basin along the Sagami Trough. A north-south trending and south-plunging anticline, called the Kujukuri-oki Anticline, has developed in the north study area since late Early Pleistocene. The strata on the western limb of the anticline are gently dipping northwest or west-northwest. N-S trending normal faults developed in the Lower Pleistocene sediments, can be thought to be formed by tensile stress (stretching zone) orthogonal to the axis accompanying the development of the anticline. Holocene crustal deformation along the eastern coast of the Boso Peninsula, which is said to be unable to explain only by the seismic uplift along the Sagami Trough, shows roughly northwest tilting.

Keywords: 1:200,000, geological map, Boso Peninsula, Sagami Trough, Pliocene, Quaternary, forearc basin, shelf, Kazusa Group, Shimousa Group, Inubo Group, Kujukuri-oki Group, Kujukuri-oki Anticline, normal fault, crustal deformation

要 旨

新たな成果と既存の資料に基づき, 房総半島東部沿岸域の 20 万分の 1 海陸地質図を作成し, その第四紀地殻変動をまとめた. 本地域には, 後期鮮新世以降, 相模トラフ沿いに西北西-東南東方向の前弧堆積盆が発達し, 房総半島には上総層群や犬吠層群, 房総半島東方陸棚には九十九里沖層群などが分布する. 房総半島東方陸棚には前期更新世末頃から顕在化したと考えられる南北方向の九十九里沖背斜が発達し, その西翼にあたる九十九里沖層群と房総半島東部の上総層群及び犬吠層群は全体として北西-西北西方向へ傾斜する. 房総半島南東部から九十九里沖層群に発達する南北方向の正断層群は, 九十九里沖背斜の背斜軸部の隆起による東西方向の引張応力によって形成された可能性が高い. 九十九里平野全体を含む房総半島東縁の完新世地殻変動は, 北西方向の傾動を示唆する.

1. はじめに

「房総半島東部沿岸域」は, 房総半島東部及びその東

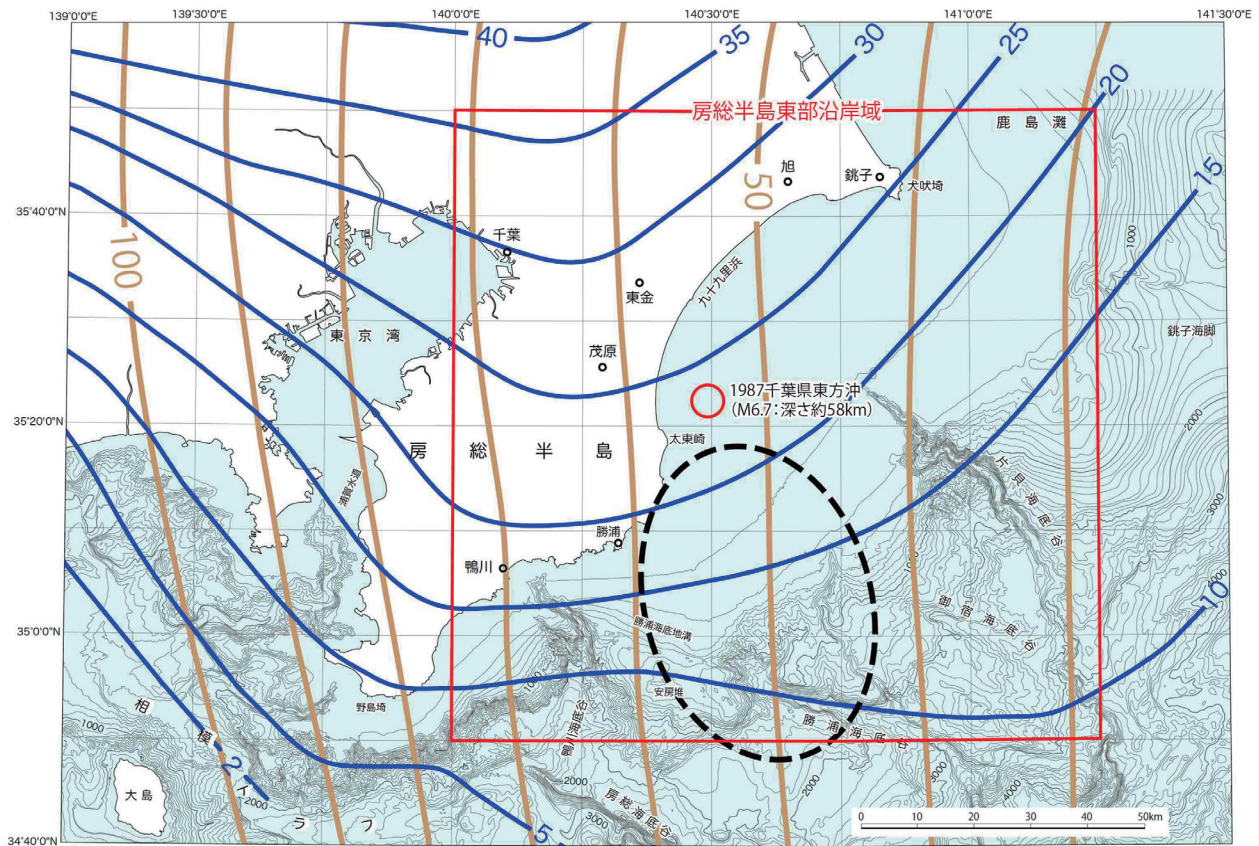
方陸棚を含む地域である. 本地域は, 南西側に相模トラフ, 東側に日本海溝が存在し, 西方へ沈み込んだ太平洋プレートのスラブの上面にフィリピン海プレート of スラブが接触する領域にあたる. このため, フィリピン海プレートのスラブ上面の等深線は, 太平洋プレートのスラブの影響を受け, 相模トラフの方向に平行ではなく, 日本海溝の方向に沿うように北東-南西方向となっている (第 1 図).

本地域において大きな被害を及ぼした地震としては, 震源域が房総半島南端を含む 1703 年の元禄関東地震や 1923 年の大正関東地震など, 相模トラフ沿いで発生するプレート間地震が知られている. 房総半島南部は, これらの地震による地震性地殻変動が及ぶ地域とされ, 完新世最高位旧汀線の上昇が認められる (宍倉, 2001 など). しかし, 房総半島中部の東側 (鴨川から茂原周辺) においては, 上昇量がこれらの地震性地殻変動だけでは説明できないことから, 房総半島東方で元禄型及び大正型地震とは異なる大規模地震が発生した可能性が指摘されている (Shishikura, 2014 など). また, 両スラブの接触領域を反映するように, フィリピン海プレートのスラブ内で起こった 1987 年千葉県東方沖地震,

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

2 東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部 (Tokyo University of Marine Science and Technology, Department of Marine Resources and Energy)



第1図 房総半島周辺地域のテクトニックセッティング。

内閣府 (2013) に基づき、簡略化して作成。青色線及び茶色線は、それぞれフィリピン海プレート及び太平洋プレートのスラブ上面の等深線 (km) を示す。破線の黒円はスロースリップイベント領域を示す。赤円は、1987 年千葉県東方沖地震の震央を示す。背景の海底地形図は海上保安庁発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを使用して作成。

Fig. 1 Tectonic setting around the Boso Peninsula.

Modified and simplified from the Cabinet Office, Government of Japan (2013). The blue and brown lines indicate the iso-depth contour (km) of the surface of the subducting the Philippine Sea Plate and Pacific Plate slabs, respectively. Dashed circle stands for slow Boso slip event area. Red circle shows the epicenter of the 1987 Chiba-ken Toho-oki Earthquake. Bathymetric map is created from the M7000 Digital Bathymetric Chart Series from the Japan Coast Guard.

房総半島東方陸棚域のフィリピン海プレート上面でのスロースリップ、千葉県北東部や北西部における太平洋プレート上面や内部の地震、太平洋プレートの沈み込みによる日本海溝寄りの 1677 年の地震 (M8 程度) や 1953 年房総沖地震 (M7.4) などが発生している (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014 など)。

本地域を含む南関東地域では、2011 年の東北地方太平洋沖地震の発生を契機に、地震の多様性を考慮した新たな長期評価が試みられている (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2014 など)。産総研でも、2013 年から「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトの一環として、特に海陸間でのシームレスな地質情報の整備が十分でなかった「房総半島東部沿岸域」について調査・研究を実施してきた。本報告は、その成果と既存の資料に基づき、特に第四紀以降の層序と地質構造を整理して新たに海陸の 20 万分の 1 地質図を作成し、

その地殻変動をまとめたものである。

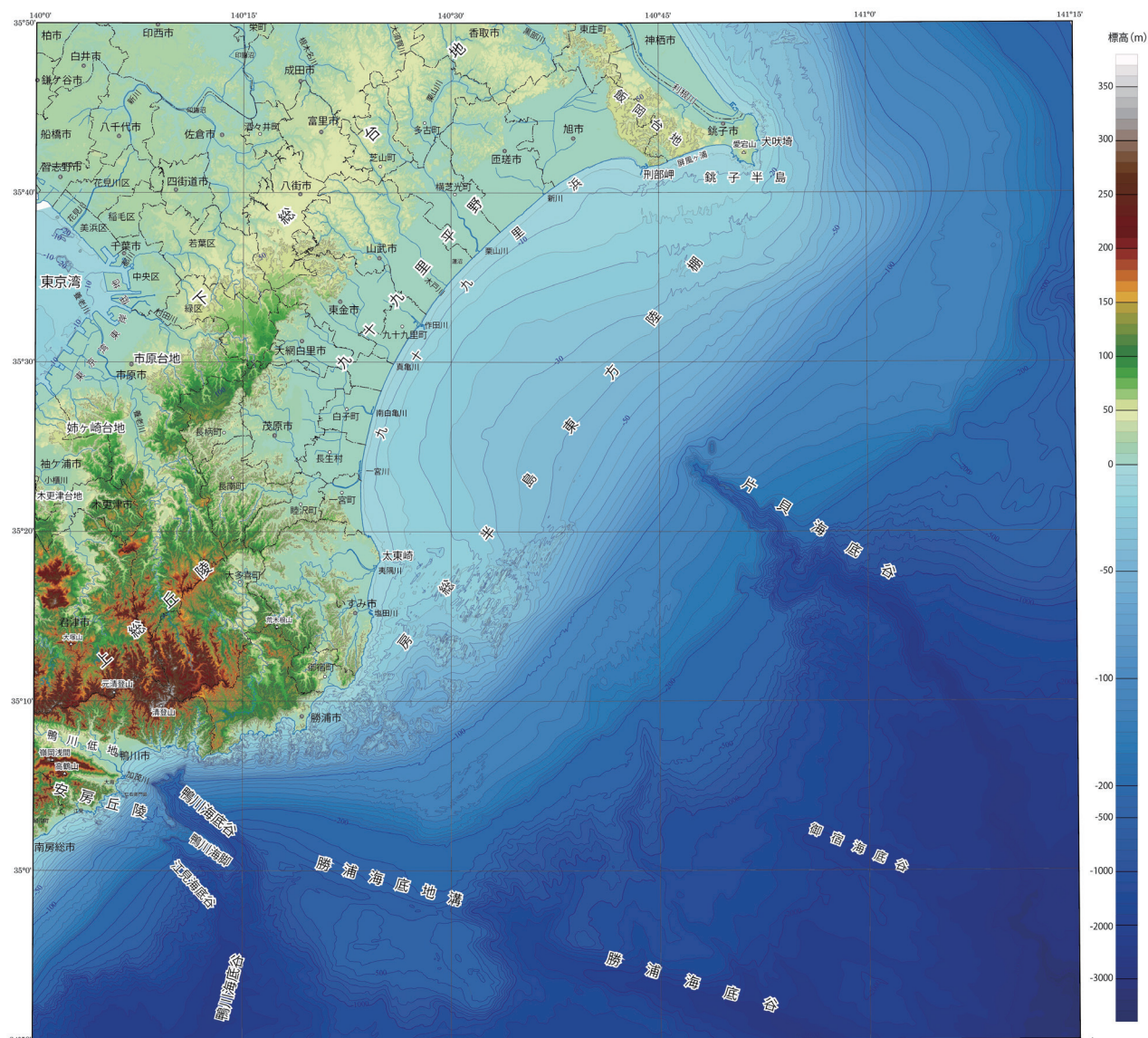
2. 地形

以下、房総半島とその東方の陸棚とに分けて、地形の特徴を述べる (第 2 図)。

2.1 房総半島

房総半島の北部は、下総台地、飯岡台地、市原台地、姉崎台地、木更津台地が広がり、太平洋側に九十九里平野、東京湾側に東京湾東岸低地、北側に利根川下流低地が発達する。房総半島の南部は丘陵及び丘陵性山地が発達し、本地域内では鴨川低地を挟んで北側の上総丘陵と南側の安房丘陵に区分される。なお、上総丘陵と安房丘陵は、一括して房総丘陵とも呼ばれる。

下総台地 房総半島北部の大半を占める台地で、台地



第2図 房総半島東部沿岸域の地形と地名．

段彩図は、国土地理院発行の50mDEM及び海上保安庁発行の海底地形デジタルデータM7000シリーズを使用して作成．

Fig. 2 Topography and place names around the eastern coast of the Boso Peninsula.

Relief map is created from the 50 m DEM from the Geospatial Information Authority of Japan and the M7000 Digital Bathymetric Chart Series from the Japan Coast Guard.

南東部（千葉市から八街市以南）の標高は20～130 mで南東側ほど標高が高いが、北西部は概ね20～50 mと高度差は小さい（4.5 参照）．地表部は下総層群木下層が広く分布し、その離水面（海洋酸素同位体ステージ5e；以降、MISと略記）がローム層に覆われた台地を形成する．また、それらを開析した谷や低地沿いに、MIS5c以降の段丘堆積物が分布する．

飯岡台地 房総半島北東部の北北東-南南西方向に延びる台地で、その東端は銚子半島に至る．標高30～60 mの台地で、南西側ほど標高が高い．本台地には、広く香取層（木下層相当層）が、利根川沿いや銚子半島部

にはMIS5c～5aの段丘堆積物が分布する．

市原台地・姉崎台地・木更津台地 村田川以南の東京湾沿いに発達する台地で、市原台地と姉崎台地は養老川に、姉崎台地と木更津台地は小櫃川による沖積低地で区切られる．これらの台地は標高10～130 mで、下総台地南部と同様に、沖積低地も含め全体として北西～傾く．MIS 5堆積物、特に姉崎層（MIS 5c堆積物）、及びその離水面を覆うローム層に広く覆われる．

九十九里平野 北端の^{ぎょうぶ}刑部岬から南端の^{たいとう}太東崎（各種海底地質図では太東埼と呼称）に至る、九十九里浜を海岸線とする海岸平野である．九十九里浜平野とも呼

ばれる。北東-南西方向に弧状に延びた九十九里浜に沿った長さは約 56 km、海岸から台地までの奥行きは 7 ~ 11 km に及ぶ。砂堤列と砂堤間湿地の発達する浜堤平野である。

東京湾東岸低地 北西-南東方向の東京湾北東岸から千葉市で向きを変え、北東-南西方向の東京湾南東岸にかけて分布する低地である。埋立地が広がり、元々の低地の幅は、養老川下流域を除いて狭い。千葉市から船橋市の地域では南西方向へ、千葉市から君津市の地域では北西方向へ傾き、台地に沿っては姉崎層及び相当層が湾を取り巻くように分布する。

上総丘陵 房総半島南部のうち鴨川低地以北を占める、標高 50 ~ 370 m の丘陵地である。上総丘陵の南部は、清澄山 (377 m) を最高峰とし、清澄山地や清澄山系とも呼ばれ、分布する安房層群の地質構造を反映して、西北西-東南東方向の稜線がよく発達する。上総丘陵の中・北部は、上総層群が広く分布し、その地質構造を反映した北東-南西方向の稜線が発達する。しかし、河川系はそれらの地質構造を切るように、西部では北西方の東京湾に、東部は東方の太平洋側に流出する。

鴨川低地 上総丘陵と安房丘陵に挟まれた、加茂川沿いを南北幅 2 ~ 3 km、東西長 15 ~ 18 km の低地帯である。加茂川低地、あるいは加茂川平野とも呼ばれる。地溝状の地形を呈するが、地質構造的には地溝ではない (Miyauchi, *et al.*, 2006)。

安房丘陵 房総半島南部の鴨川低地以南に広がる標高 100 ~ 400 m の丘陵地で、本地質図内ではその東端が広がる。後述の嶺岡コンプレックスや保田ユニットなどが基盤として分布し、その地質構造を反映して、稜線や谷方向は東西方向に発達する。房総半島の最高峰である愛宕山 (標高 408 m : 本地質図範囲外) を含む安房丘陵の北部は嶺岡コンプレックスが広く分布し、嶺岡山地とも呼ばれる。

2.2 房総半島東方陸棚

房総半島の東方のうち、犬吠崎から勝浦の南東沖には、北東-南西方向に延びる長さ約 80 km の陸棚が発達する。この陸棚は、犬吠崎の南東沖で幅約 35 km、九十九里浜の南東沖で幅約 46 km であるが、勝浦南東沖では幅約 16 km と狭くなる。一方、勝浦の南方沖から南房総の東方沖に至る陸棚の幅は 2 ~ 8 km 程度で、犬吠崎から勝浦の南東沖の陸棚と比較すると極端に幅が狭く、陸棚の傾斜も急である。本陸棚には、九十九里浜沖に片貝海底谷が、いすみ沖に御宿海底谷が、勝浦沖に勝浦海底谷が、更に鴨川沖に鴨川海底谷及び江見海底谷が発達し、いずれも陸棚斜面を削って房総海底谷に合流する (海上保安庁, 1994)。

3. 層 序

第 3 図に、本地質図の陸域と海域に分布する地層及び岩体の層序区分を示す (先新生界は省略)。以下、陸域と海域に分け、第四系を中心に、それらの概要を示す。また、引用文献は主なもののみを示した。

3.1 陸域

陸域の 20 万分の 1 地質図の編纂にあたって、20 万分の 1 地質図「千葉」(宇野沢ほか, 1983) 及び「大多喜」(三梨・須田, 1980)、10 万分の 1 「東京湾とその周辺地域の地質」(鈴木ほか, 1995)、5 万分の 1 地質図「鴨川」(中嶋ほか, 1981)、「姉崎」(徳橋・遠藤, 1984)、「茂原」(七山ほか, 2016)、5 万分の 1 日本油田・ガス田図「茂原」(石和田ほか, 1971)、1 万 5 千分の 1 千葉県清和県民の森周辺の地質図 (徳橋・石原, 2008)、千葉県北部の地質地盤図 (産総研地質調査総合センター・千葉県環境研究センター, 2018) のほか、以降に示す既存文献に基づき、新たに編纂を行った。なお、本報告の新第三紀と第四紀の境界の年代は、Gradstein *et al.* (2012) に基づき 2.6 Ma 頃としている。この変更により、既存文献の示す地質年代区分に修正が必要な際は、海域も含め、新たな地質年代区分に読み替えて示した。

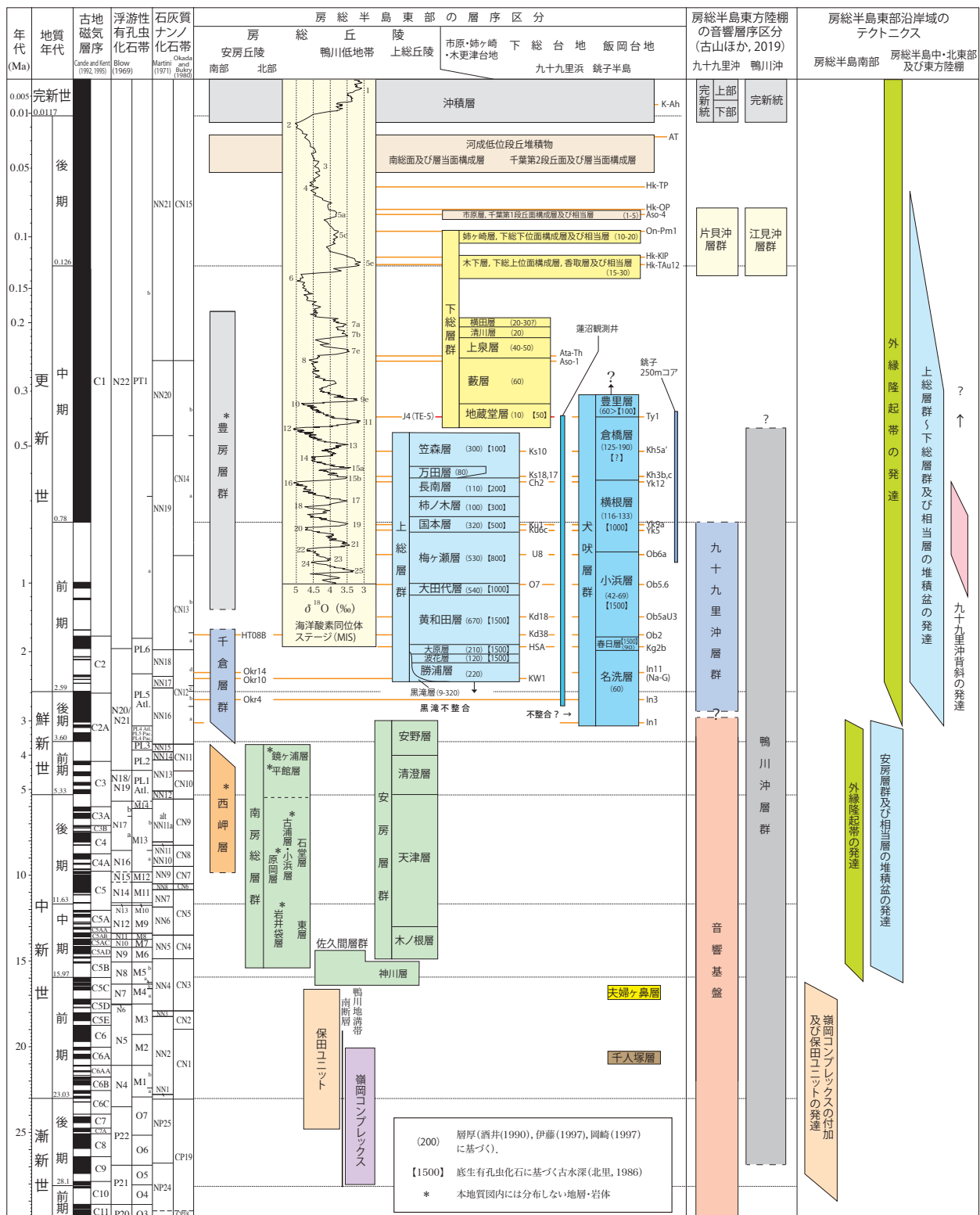
3.1.1 先新生界

本地域の先新生界は、ジュラ紀付加体とされる愛宕山ユニットと白亜系銚子層群が、銚子半島 (犬吠崎及び愛宕山周辺) に分布する。これら先新生界は、銚子半島の周辺海域において、音響基盤として海底付近に広く伏在する可能性が高い (奥田・宮崎, 1986 ; 古山ほか, 2019 など)。そのほか、九十九里浜平野の北部で削剥された坑井では、上総層群及び相当層に覆われる基盤岩が確認されており、その多くはジュラ紀付加体の砂岩に対比されている (林, 2006 など ; 第 5 図 A の飯岡 R-1, 旭 R-1, 旭 R-2 など)。

愛宕山ユニット 愛宕山ユニットは愛宕山と半島周辺の海岸などに分布し、砂岩、泥岩、砂岩礫岩互層、チャート、礫岩などからなる (鹿間・鈴木, 1972 など)。メランジェ相やタービダイト性の砂岩泥岩互層も認められ、岩相とチャートから産出する三畳紀のコノドント・放散虫化石からジュラ紀付加体とされている (高橋, 1990)。愛宕山などに分布する石灰岩礫を多く含む礫岩は高神礫岩層 (加納, 1958) と呼ばれ、ペルム紀の紡錘虫などの化石を産する。

銚子層群 銚子層群は、銚子半島東岸の犬吠崎周辺に分布する砂岩、砂岩泥岩互層、及び泥岩からなる浅海成層である (鹿間・鈴木, 1972 ; 小畠ほか, 1975 ; Obata *et al.*, 1982 ; Katsura *et al.*, 1984 など)。産出する

房総半島東部沿岸域の20万分の1地質図及び説明書（特に第四紀地殻変動について）



第3図 房総半島東部沿岸域の層序と地史.

先新生代は省略. 地質年代区分は Gradstein *et al.* (2012) に, 海洋酸素同位体ステージは Lisiecki and Raymo (2005) に基づく. テフラ層序は, 酒井 (1990), 中里・佐藤 (2001), 藤岡・亀尾 (2004), 鈴木ほか (2005), 田村ほか (2010, 2014, 印刷中) に基づく.

Fig. 3 Summary of the stratigraphy and geological history around the eastern coast of the Boso Peninsula.

The Pre-Cenozoic units are excluded. The geological time and marine oxygen isotope stage are based on Gradstein *et al.* (2012), and Lisiecki and Raymo (2005), respectively. Tephrostratigraphy is based on Sakai (1990), Nakazato and Sato (2001), Fujioka and Kameo (2004), Suzuki *et al.* (2005), and Tamura *et al.* (2010, 2014, inpress).

アンモナイトや有孔虫化石から、前期白亜紀（パレミアンからアプチアン）に対比されている（Obata *et al.*, 1982）。

3.1.2 古第三系～新第三系

房総半島の古第三系～新第三系は、銚子半島と房総半島南部に分布する。

(1) 銚子半島

銚子半島には下部中新統の千人塚層及び夫婦ヶ浜層が分布し、下部鮮新統～中部更新統の犬吠層群に不整合に覆われる。

千人塚層 千人塚層（高橋ほか，2003）は、凝灰質砂岩からなり、陸上から浅い水域で堆積した頑火輝石（旧古銅輝石）安山岩溶岩を挟む。溶岩については、前期中新世初期（23～20 Ma）を示す放射年代値が得られている（瀬野ほか，1986；高橋ほか，2003；Hanyu *et al.*, 2006）。

夫婦ヶ鼻層 夫婦ヶ鼻層（高橋ほか，2003；再定義）は、主に海成の珪藻質泥岩からなる。銚子半島の北東端にわずかに分布する。産出する珪藻化石はNPD3A下部のD30とD33の間（17～16.7 Ma）に限定され、千人塚層とは不整合関係にある（高橋ほか，2003）。また、愛宕山ユニットとは断層で接する（鈴木ほか，1974）。有孔虫化石から堆積深度は外部浅海帯～上部漸深海帯と推定され（Matoba, 1967）、銚子半島の北方に伏在する常磐沖堆積盆（岩田ほか，2002）に連続する堆積物と考えられている（高橋ほか，2003）。

(2) 房総半島南部

高橋（2008b）などに基づく、房総半島の南部（上総丘陵南部及びそれ以南）は、鴨川低地を挟んでその南北で地質が大きく異なる。鴨川低地の南側に東西に延びる嶺岡山地には後述する嶺岡コンプレックスが分布し、前期中新世末から中期中新世にかけて、海溝陸側斜面隆起帯（外縁隆起帯）であったと考えられている。また、嶺岡隆起帯西部では、前期中新世後期から中期中新世始めにかけてグラーベンないしハーフグラーベンが形成され、佐久間層群が分布する。更に、その陸側（北側）には1,500万年前以降に前弧堆積盆が成長し、堆積した厚い地層は安房層群として一括されている。一方、この隆起帯の海溝側（南側）には、同時期にフィリピン海プレート起源の岩石や地層が付加（保田ユニット）し、更に陸源碎屑物からなる新第三紀の付加体（南房総層群、西岬層）が成長した。そして、これらの付加体の変形に伴い形成された斜面堆積盆には厚い地層が堆積し、その後の付加体の変形に伴い褶曲した地層（千倉層群等）として露出している（第3図）。上記のうち、本地質図内では千倉層群上部と西岬層以外のものが分布する。

嶺岡コンプレックス 嶺岡コンプレックスは、鴨川低地以南の嶺岡山地に分布する後期漸新世～前期中新世前半の地層や岩体の集合体で、オフィオライト様岩類を構造的に取り込む蛇紋岩メランジェと考えられている（高橋ほか，2012, 2016など）。本コンプレックスは、狭義の堆積岩としての嶺岡層群（青木，1925）のほか、火成岩類も含めた広義の嶺岡層群（高橋ほか，2012など）と呼ばれてきたが、形成場や時代が全く異なる地層や岩体の集合体からなるため、高橋・高橋（2008）及び竹内ほか（2015）に従い、本報告では嶺岡コンプレックスと呼ぶ。地質図の編集にあたっては、高橋ほか（2012）の蛇紋岩メランジェの考え方に基づいているが、岩体の分布は中嶋ほか（1981）及び斎藤（1992）も参考にした。

高橋ほか（2012）に基づく、堆積岩類は、白滝層（石灰質頁岩及び珪質頁岩）、平久里層（海緑石頁岩）、八丁層（頁岩からなり凝灰岩の薄層を挟む）、及び榎畑層（頁岩砂岩互層）に区分される。白滝層からは暁新世、始新世、及び前期中新世の有孔虫化石が産出し、平久里層は下位のアルカリ玄武岩の年代や産する微化石から下部中新統と推定され、八丁層及び榎畑層の堆積年代は不明である。

また、火成岩類は、ソレアイト質玄武岩、アルカリ玄武岩、斑れい岩～閃緑岩からなり、ほかに変成岩類も分布する。蛇紋岩は背弧海盆の上部マントルに由来し、一方、ソレアイト質玄武岩類は中央海嶺及び島弧、アルカリ玄武岩類はホットスポット、そして、斑れい岩及び閃緑岩は島弧が起源と考えられ、これらの多くは古第三紀に形成されたと推定されている（高橋ほか，2012など）。

保田ユニット 保田層群（斎藤，1992）は、後期漸新世後半～前期中新世の伊豆弧前縁の海溝陸側斜面堆積盆堆積物～海溝充填堆積物からなり、本州弧に付加したもの（谷口ほか，1991）であることから、本報告では保田ユニットと呼ぶ。下限は不明で、佐久間層群と南房総層群に不整合で覆われる。連続性の悪い東西方向の断層や褶曲が多く発達し、それらを切る南北方向の断層によって複雑な地質構造を示すが、地質図では主な断層のみを示した。

斎藤（1992）に基づく、前島層、高鶴層、青木山層、橋本玄武岩に区分され、更に高鶴層は石畑礫岩部層、青木山層は仁右衛門島凝灰岩部層が部層として細分されている。斎藤（1992）の高鶴層は、本図幅地域内では中嶋ほか（1981）の嶺岡山地に分布する安房層群古房層とその北側沿い（鴨川低地の南側沿い）に分布する安房層群富川層を一括したものである。これに対し、高橋（2008a）は、中嶋ほか（1981）の富川層と鴨川低地の北側沿いに分布する神川層を一括して神川層と呼び、

佐久間層群に含めている。また、高橋ほか(2012)は、斎藤(1992)の高鶴層を、剪断された保田ユニットの青木山層、元名層及び富川層の地層群としている。更に、竹内ほか(2015)は、高橋(2008a)に従い富川層と神川層は佐久間層群に含めているが、嶺岡山地内に分布する斎藤(1992)の高鶴層は、蛇紋岩やチャートの周辺を囲むことから嶺岡コンプレックスの一部として扱っている。上述のように、斎藤(1992)の高鶴層の帰属に関しては見解が一致していないが、本地質図では、斎藤(1992)の高鶴層のうち、富川層を除くものを高鶴層として扱った。また、橋本玄武岩は嶺岡コンプレックスの構成岩体とした。

前島層は砂岩優勢砂岩泥岩互層から、高鶴層は砂岩、泥岩及び礫岩から、青木山層は下位から泥岩及び砂質泥岩、凝灰岩（仁右衛門島凝灰岩部層）、凝灰岩・凝灰岩質砂岩及び泥岩からなる。

佐久間層群 佐久間層群（斎藤，1992）は、嶺岡コンプレックス及び保田ユニットを不整合で覆い、安房層群に覆われる下部中新統最上部～中部中新統最下部である。斎藤(1992)の佐久間層群は、本地質図地域外の嶺岡山地西部にのみ分布する地層とされたが、本地質図は高橋(2008a)に従い、鴨川低地に分布する中嶋ほか(1981)の富川層及び神川層を一括して神川層と呼び本層群に含めた。神川層の下・中部は塊状の細粒砂岩～シルト岩からなるが、上部は泥岩が主体となる。神川層の年代は、木ノ根層の微化石年代や凝灰岩の放射年代などから、前期中新世後期から中期中新世最初期とされる（林ほか，2004）。

安房層群 安房層群は、三浦半島から上総丘陵に分布する中期中新世～鮮新世の前弧堆積盆堆積物である（中嶋ほか，1981；高橋，2008bなど）。三浦半島から房総半島に広く分布する海成上部新生界は、かつては三浦層群と一括されてきた（三梨ほか，1976）が、前弧堆積盆と海溝陸側斜面の堆積場の違いに基づき、前者は安房層群に、後者は三浦層群に整理された（高橋，2008b）。両層群の境界は、後述する嶺岡コンプレックスである。安房層群の地質図に関しては、主に中嶋ほか(1981)、徳橋・石原(2008)に基づき編集を行った。ただし、中嶋ほか(1981)で安房層群の下部に位置づけられていた富川層及び神川層は、前述の佐久間層群に含めた。

本地域に分布する安房層群は、下位より木ノ根層、天津層、清澄層、安野層に区分される（中嶋ほか，1981；徳橋・石原，2008など）。木ノ根層は主に砂質泥岩及び泥岩砂岩互層からなり、まれに珪長質凝灰岩層を挟む。木ノ根層を整合に覆う天津層は主に塊状シルト岩からなり、無数のスコリアを挟む。清澄層は砂岩泥岩互層からなるが厚いタービダイト砂岩を頻

繁に挟み、安野層は主に砂岩泥岩互層からなる。清澄層と安野層は海底扇状地堆積物に位置づけられている（Tokuhashi, 1979；石原・徳橋，2005）。安房層群安野層の上限は、房総半島中部の西部（湊川とみたく沢）における石灰質ナンノ化石層序に基づく、CN11帯～CN12a亜帯及びNN15帯～NN16帯に対比され、約3 Maとされる（亀尾・関根，2013）。

南房総層群 南房総層群（川上・宍倉，2006）は、中期中新世～前期鮮新世の海溝（陸側）斜面堆積盆堆積物からなる。下位から（概ね北方から）岩井袋層、東層、石堂層、原岡層、小浜層、小浦層、平館層、鏡ヶ浦層に区分され、本地質図内では鴨川地溝帯南断層沿いに東層が、石堂断層沿いに石堂層が分布する。両層は、中嶋ほか(1981)の安房層群石堂層、斎藤(1992)の三浦層群天津層にあたる。東層及び石堂層は、主に砂岩泥岩の互層からなり、全層準にスコリア層を頻繁に挟む。放散虫化石などから、東層は中期中新世、石堂層は中～後期中新世に相当する（川上・宍倉，2006）。

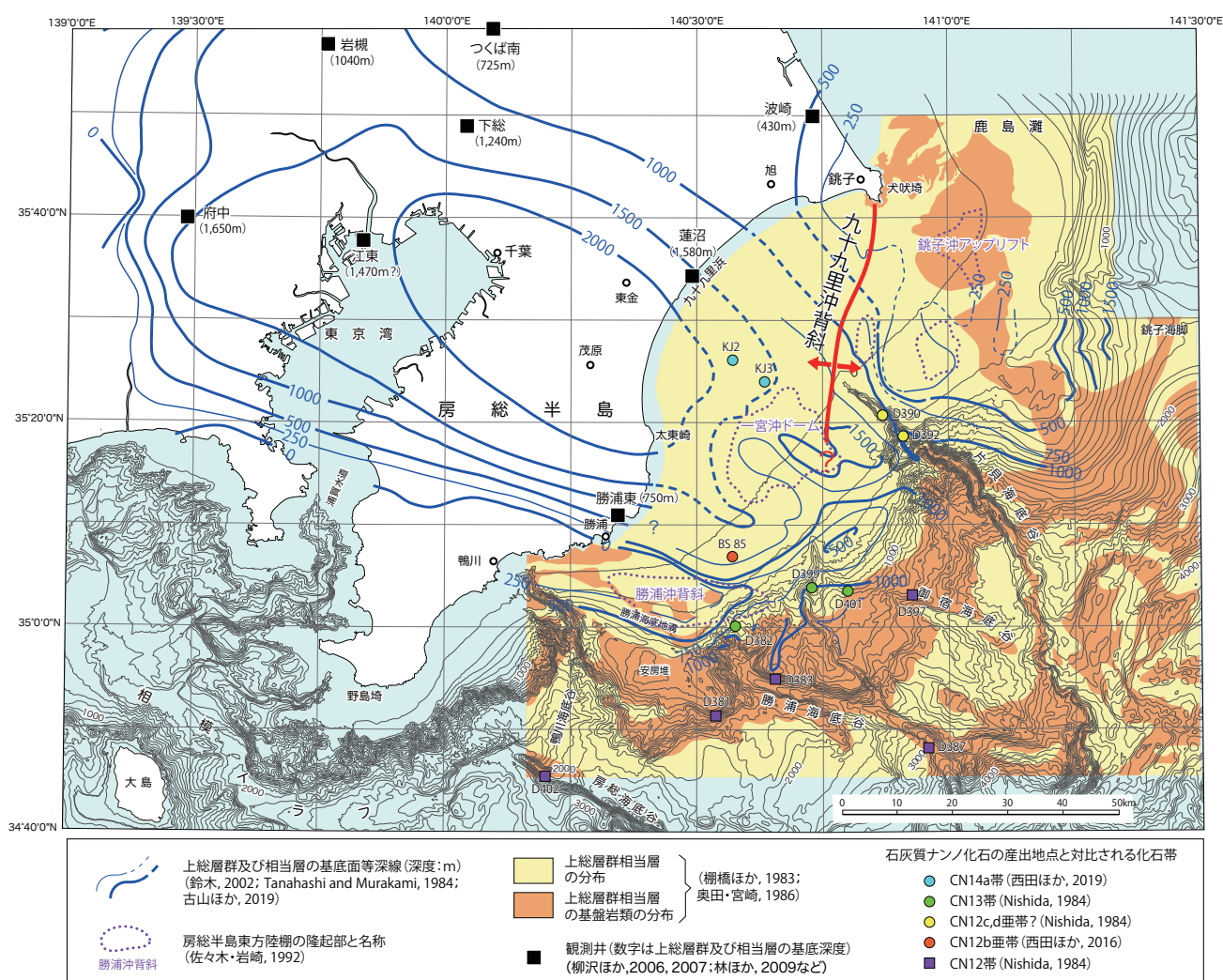
千倉層群 千倉層群（中尾ほか，1986；小竹，1988；川上・宍倉，2006など）は、鮮新世～前期更新世の海溝陸棚斜面～海溝充填堆積物で、砂岩泥岩互層からなり、火山角礫～円礫岩、凝灰岩を挟む。本地域に分布する中三原層（中尾ほか，1986）は、主に凝灰質砂岩からなり、スコリアを多く含む。なお、中三原層は斎藤(1992)の三浦層群鏡ヶ浦層にあたる。

3.1.3 上部鮮新統～第四系

房総半島の中・北部から銚子半島にかけては、上部鮮新統～上部更新統下部の上総層群、犬吠層群、下総層群と、上部更新統中・上部、更に完新統の堆積物が分布する（第3図）。また、本地域には分布しないが、房総半島の南部には下部更新統の千倉層群上部や下部～中部更新統の豊房層群などが分布する。

なお、本報告では、上総層群、犬吠層群及び九十九里沖層群（後述3.2.1参照）を「上総層群及び相当層」と呼ぶ。上総層群及び相当層は、現在の三浦半島から房総半島南部を外縁隆起帯として、その陸側（北側）に発達した西北西-東南東方向に延びる前弧堆積盆の堆積物である（貝塚，1987；渡部ほか，1987；伊藤，1997など；第4図）。この堆積盆は、上総トラフ（貝塚，1984）や上総海盆（渡部ほか，1987）などと呼ばれる。

上総層群及び犬吠層群 上総層群（徳橋・遠藤，1984；鈴木ほか，1995；伊藤，1997など多数）は、房総半島中・北部など関東平野の南部から西部にかけて分布する。岩相の側方変化が認められ地域ごとに異なる層序区分が行われているが、本地質図内では、下位より黒滝層、勝浦層、浪花層、大原層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、万田野層、笠森層、



第4図 上総層群及び相当層の基底面変化。

Fig. 4 Depth distribution of the base of the Kazusa Group and its equivalents.

金剛地層などに区分される(徳橋・遠藤, 1984 など)。岩相は, 全体としてはシルト岩, 砂岩泥岩互層, 砂岩からなり, 礫岩及び凝灰岩を挟む。堆積相解析(Katsura, 1984; Ito, 1992; Ito and Katsura, 1992 など)や底生有孔虫化石解析(Aoki, 1968; 北里, 1986)に基づく, 上総層群下部(勝浦層~黄和田層)は深海平坦面, 下部海底扇状地面, 斜面基底部の堆積環境が推定され, 中部層準から上位は全体として浅海化して, 陸棚の堆積環境へと変化する。また, 上総層群の中・上部は, 西側の地層ほど浅海環境となる。

犬吠層群(Ozaki, 1958)は飯岡台地に分布し, 下位より名洗層, 春日層, 小浜層, 横根層, 倉橋層, 豊里層に区分される(酒井, 1990)。春日層から倉橋層は, Ozaki(1958)の飯岡層を細分したものである。本層群は, 泥岩, 砂質泥岩, 泥質砂岩, 砂岩泥岩互層を主体として, 凝灰岩の薄層を挟む。テフラによる対比(中里・佐藤, 2001; 斎藤, 2000; 藤岡・亀尾, 2004, 鈴木ほか,

2005; 村田・鈴木, 2011; 田村ほか, 2014 など)に基づく, 犬吠層群の倉橋層最上部から豊里層は下総層群下部の地蔵堂層及び藪層下部に対比される(第3図)。なお, 犬吠層群と下総層群の境界は特に設定されていないが, 便宜上, 豊里層と藪層の境界として, 地質図では東庄町の南部に置いた。

なお, 愛宕山南側の海岸付近にわずかに分布する犬吠層群名洗層基底部から産出する浮遊性有孔虫化石は, それより上位の屏風ヶ浦に露出する犬吠層群との間に年代ギャップがあるとされ(Matoba, 1967), 年代層序学的には安房層群上部に対比されている(酒井, 1990)。また, 銚子観測井(銚子市唐子町; 位置は地質図参照)では深度75.6 mまで名洗層が分布するが, 浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナノ化石の分析の結果, 深度57 m付近で堆積速度の低下ないし不整合が認められ, 上総層群と安房層群の境界である可能性が高いと指摘されている(林ほか, 2005)。更に, 大型化石を産

する名洗層基底（愛宕山南東側の犬若漁港付近）からは、安房層群に対比される浮遊性有孔虫化石及び石灰質ナノ化石の存在が明らかにされている（中満ほか，2008）。加えて、名洗層の基底部に挟まれるIn1テフラは、三浦半島の三浦層群池子層のIkg1テフラなどに対比され、犬吠層群の下限は少なくとも3.1Maより古い可能性が示されている（田村ほか，2014）。以上のように、名洗層下部の一部は安房層群に年代対比される地層が分布する可能性が高いが、本地質図では基底部も含め名洗層とした。

房総半島中部の上総層群の層厚は、上総丘陵東部で約3,000 mに達する（Ito and Katsura, 1992）。一方、房総半島の西部では、より上位の地層が安房層群にオーバーラップしていることや堆積環境の浅海化により層厚は約1,000 mとなる。ただし、上総丘陵の東方の海域には、陸域に分布する上総層群よりも下位に九十九里沖層群が広く露出及び伏在しており、勝浦層の下位に、更に層厚2,500 m以上の地層が分布する（3.2.1の九十九里沖層群参照）。これに対し、犬吠層群の層厚は、450～600 m（酒井，1990）で、房総半島中部の上総層群と比べてかなり薄い。両層群の層厚の違いは、九十九里浜沿いの地質断面（旭硝子株式会社，1980；第5図A）にも示されている。

上総層群及び相当層の下限は、以下のように地域ごとに異なる。

模式地である房総半島中部の上総丘陵では、上総層群勝浦層の下限は、浮遊性微化石層序や古地磁気層序に基づいて検討した約2.3 Ma（里口，2006）やシーケンス層序と酸素同位体比曲線との対比に基づく約2.4 Ma（伊藤ほか，1992）、テフラ層序に基づいて2.3 Maを遡る（田村ほか，印刷中）などとされている。また、房総半島中部では安房層群を傾斜不整合（黒滝不整合；小池，1951）に覆うが、この黒滝不整合は2.4～2 Maにおける4回の相対的海水準変動の低下・上昇によって形成されたとされている（伊藤ほか，2013）。しかし、前述のように、勝浦層の下位には厚さ2,500 m以上の九十九里沖層群が分布し、前期更新世前半（Nishida, 1984）や鮮新世末（西田ほか，2019）を示す石灰質ナノ化石が報告されており（3.2.1の九十九里沖層群参照）、陸側で観察される黒滝不整合のタイミングは西側に向かって新しくなっている。

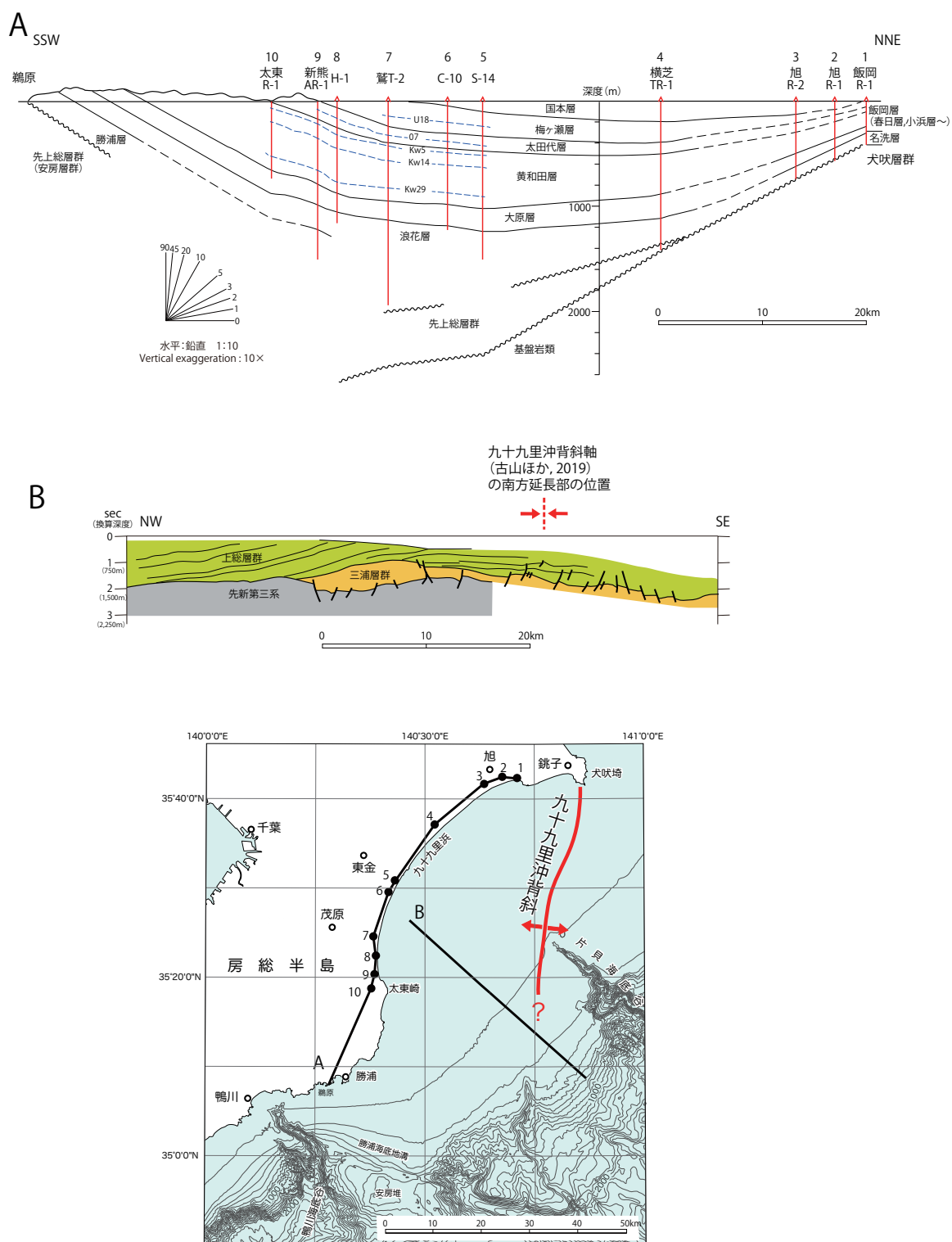
一方、三浦半島では、石灰質ナノ化石と古地磁気の層序から、安房層群に帰属するとされる三浦層群の最上部層（池子層上部）を上総層群基底部最下部層の浦郷層が覆うが、時間間隙や堆積深度の差はほとんどなく、新第三紀と第四紀の境界（約2.6 Ma）は浦郷層に存在し、黒滝不整合に対応するような顕著な不整合は認められないとされる（宇都宮・間嶋，2012；Utsuomi-

ya *et al.*, 2017）。また、江東観測井及び府中観測井（位置は第4図参照）では、それぞれ深度1,470 m付近（石灰質ナノ化石帯CN12a亜帯内）及び深度1,650 m付近（CN12a亜帯とCN12b-c亜帯境界付近）に上総層群の下限が置かれているが、明確な黒滝不整合は認定できず、その堆積年代はいずれも後期鮮新世に及ぶ（柳沢ほか，2006）。また、下総観測井の上総層群の下限（深度1,240 m）は石灰質ナノ化石CN12d亜帯（柳沢ほか，2006）に、つくば南観測井の上総層群の下限（深度725 m）はCN13b亜帯（柳沢ほか，2007）に対比され、先新生界基盤を不整合に覆う上総層群の堆積開始は北に向かって遅れている。

他方、九十九里平野で掘削された蓮沼観測井（山武市蓮沼海浜公園；第4図）では、上総層群の下限（深度1,580 m）は石灰質ナノ化石帯CN12a亜帯と珪藻化石帯NPD8帯に対比され、約280万年前とされる（林ほか，2009）。更に、前述のように、犬吠層群最下部の名洗層基底部に挟まれるIn1テフラの対比から、犬吠層群の下限は少なくとも3.1 Maより古い可能性が示されている。

以上のように、上総層群及び相当層の下限は後期鮮新世に達するが、内陸（北側）に向かって堆積時期が遅れており、上総層群及び相当層を堆積させた前弧堆積盆が陸側に徐々に範囲を拡大させていったことをうかがわせる。房総半島の東部では、上総層群の基底は黒滝不整合として明瞭に認識され、また房総半島中部でも、黒滝不整合を挟んで安房層群と上総層群の間に約100万年の時間間隙があるとされている（亀尾・関根，2013）。しかし、黒滝不整合は西に向かって不明瞭となり、そのタイミングに明瞭な層序の不連続は認められない。反対に、房総半島の東方沖には、陸域で観察される上総層群の下位に、2,500 mに達する九十九里沖層群（3.2.1の九十九里沖層群参照）が伏在するため、黒滝不整合のタイミングは更に古く見積もられる。以上のことから、房総半島で観察される黒滝不整合は、Otsubo *et al.* (2011) が指摘した局所的な海底地すべり痕の可能性もあり、関東平野の広域で同時に形成されたものではないと推定される。

上総層群及び相当層の上限については、徳橋・遠藤（1984）に従い、房総半島中部で明瞭な不整合が認められる地蔵堂層の下限（MIS12／11境界）に置いている。そのほか、東京湾沿いの地域では、長浜層基底部（MIS16／15境界）に置く提案（菊地，2004など）もある。一方、犬吠層群は、上記の二つの層準に明瞭な不整合は認められない。このように、地蔵堂層や長浜層の下限に認められる不整合は、地殻変動に伴う広域の不整合ではなく、相対的に著しい海水準変動に対応した局所的な堆積不連続であり、堆積盆全体に及ぶものではない。



第 5 図 房総半島東部沿岸域の地質断面図。

A: 九十九里浜沿い (勝浦市鶴原～旭市) の地質断面 (旭硝子株式会社 (1980) を一部改変)

B: 九十九里沖の地質断面 (相場・円谷 (1981) を一部改変し, 大久保ほか (1990) を参照)

詳細は本文参照。

Fig. 5 Geological cross sections around the eastern coast of the Boso Peninsula.

A: Geological cross section along the Kujukuri Beach Modified from Asahi Glass Co., Ltd (1980).

B: Geological cross section off the Kujukuri Beach Modified from Aiba and Tsuburaya (1981) and referred to Okubo *et al.* (1990).

See the text for detail.

下総層群及び相当層 下総層群及び相当層は、房総半島北部を中心に広く分布する中期更新世の後期から後期更新世の前期（MIS11～5c：43万～8万年前）の主に浅海性堆積物からなる地層である（徳橋・遠藤，1984；岡崎，1997；中里・佐藤，2001；産総研地質調査総合センター・千葉県環境研究センター，2018など）。層序区分は模式地を含む5万分の1「姉崎」図幅（徳橋・遠藤，1984）において確立されている。下総層群は、陸成層が認められる地蔵堂層を基底部として上総層群とは区別され、下位から地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、姉崎層、及び常総粘土に区分される。この層序区分はテフラの対比に基づき房総半島の北部全域に適用されている。一方、飯岡台地の木下層相当層は香取層と呼ばれ、犬吠層群全体を傾斜不整合で覆って分布する。また、姉崎層は、下総下位面（杉原，1970）の構成層や常総層（産総研地質調査総合センター・千葉県環境研究センター，2018）に相当する。なお、本地質図では、MIS7に含まれる上泉層、清川層、横田層は一括して示し、木下層及び姉崎層を覆う常総粘土の分布は省略した。下位より上位に向かって河川の砂礫層、内湾の泥層、貝化石を含む浅海砂層、海浜砂層などの岩相の地層が連続的に累重し、海水準変動に対応した海進・海退の堆積サイクルの累重が認められている（岡崎，1997など）。

段丘堆積物（上部更新統中・上部） 本地域の上部更新統中・上部は、市原面及び千葉第1段丘堆積物（MIS5a堆積物）、低位段丘Ⅰ堆積物（MIS3堆積物：千葉第2段丘堆積物、南総Ⅰ～Ⅱ段丘堆積物及び吉附面・長坂面・太東崎面段丘堆積物）、低位段丘Ⅱ堆積物（MIS2堆積物：南総Ⅲ段丘堆積物など）に区分される（杉原，1970，1978；鹿島，1982；徳橋・遠藤，1984；桑原ほか，1999；小池・町田，2001など）。それらの多くは、下総層群及び相当層を削りこむ現在の河川沿いに狭小に分布するが、吉附面、長坂面、及び太東崎面段丘堆積物のみ下総層群及び相当層の分布とは離れて分布する。なお、これら段丘堆積物は、木下層、姉崎層、常総粘土と同様に、新期関東ローム層に覆われるが、本地質図では省略した。

沖積層（上部更新統最上部～完新統） 沖積層は表層の微地形などによって細分した。例えば、九十九里平野の沖積層は、埋没谷から外浜、浜堤に至る堆積環境を示す堆積体からなる（増田ほか，2001a；Tamura *et al.*，2007，2008；七山ほか，2016）が、地質図では主に浜堤堆積物と浜間湿地堆積物で表現される（森脇，1979など）。

3.2 海域の地質

本海域は、エアガンを音源に用いた反射法音波探査

に基づく20万分の1海底地質図として、「房総半島東方」（棚橋ほか，1983）、「相模灘及付近」（木村ほか，1976）及び「鹿島灘」（奥田・宮崎，1986）が整備されている。これらによって、陸棚から陸棚斜面に至る海底下1～1.5 kmの層序と地質構造が明らかにされている。しかし、房総半島の東部と陸棚との間で、地質構造や地殻変動を理解できるシームレスな地質情報とは言えなかった。このため、本プロジェクトでは、ブーマーを音源に用いた反射法音波探査に基づき、浅部地質構造（海底下100～200 m程度）の詳細を把握する目的で、20万分の1海底地質図「房総半島東部沿岸域」を作成し（古山ほか，2019）、この成果に基づいて海陸地質情報のシームレス化を行った。なお、古山ほか（2019）の調査範囲外である銚子半島周辺海域のみ、奥田・宮崎（1986）の「鹿島灘」の一部を参考として地質図に示した。

古山ほか（2019）は、鴨川海底谷を境に、北側の九十九里沖と南側の鴨川沖に分けて音響層序区分を行なった（第3図）。従来、犬吠埼周辺海域の層序は、下位よりM層、PI層、Q層、Q₁層、Q₂層に区分されてきた（奥田・宮崎，1986）。この区分における音響的層相や対比の根拠は未記載であるが、古山ほか（2019）は地質図に示された分布から、水深40～130 mに伏在するM層を音響基盤に、犬吠埼南沖に広く分布するPI層、Q層、Q₁層を九十九里沖層群に、陸棚斜面付近に分布するQ₂層を片貝沖層群に対比している。なお、奥田・宮崎（1986）と古山ほか（2019）の海底地質図はランベルト正角円錐図法で描かれているが、陸域の20万分の1地勢図「千葉」及び「大多喜」に合わせ、ユニバーサル横メルカトル図法に変換して本地質図を作成した。

3.2.1 九十九里沖（勝浦沖～犬吠埼沖）

下位より音響基盤、九十九里沖層群（下部～中部更新統：上総層群相当層）、片貝沖層群（上部更新統：下総層群上部相当層）、完新統（下部及び上部）に区分されている（古山ほか，2019）。

音響基盤 古山ほか（2019）の音響基盤は内部反射面が明確でない地層と定義され、犬吠埼東方の陸棚や陸棚斜面沿い、勝浦沖の水深100 m以浅で露出が認められる。そのうち、犬吠埼沖の音響基盤は、犬吠埼方向に向かって急激に浅くなっていることから犬吠埼周辺の陸域に分布する中生界及び中新統に対比されると推定されている。また、勝浦市南沖の音響基盤は、その西方に分布する安房層群に対比されると推定されている。

九十九里沖層群 九十九里沖層群は、房総半島東方の陸棚のほぼ全域に露出及び伏在する。また、九十九里沖層群に対比される棚橋ほか（1983）のB層や奥田・宮崎（1986）のPI層など（前述参照）は、古山ほか（2019）の調査範囲を超えて、東方の陸棚斜面や深海平坦地に

も広範囲に露出及び伏在する（第4図）。本層群は、古山ほか（2019）の音響基盤，あるいは棚橋ほか（1983）のC層を不整合に覆う。特に九十九里沖北部では、九十九里沖層群は音響基盤をオンラップ不整合で覆う。また、本層群の上面は広範囲に浸食され、片貝海底谷及び鴨川海底谷付近では片貝沖層群に、それ以外の多くの場所では完新統に不整合で覆われる。

九十九里沖層群は、房総半島に分布する上総層群との層序関係や石灰質ナンノ化石層序から、上総層群下部とその下位の層準にあたる地層とされる（相場・円谷，1981；棚橋ほか，1983；Nishida，1984；大久保ほか，1990；西田ほか，2016；古山ほか，2019）。九十九里沖層群からは、勝浦東方沖の地点BS85からCN12b 亜帯（西田ほか，2016）に、太東崎の北東約20 km 沖の地点KJ2及びKJ3からCN14a 亜帯（西田ほか，2019）に対比される石灰質ナンノ化石の産出が報告されている（第4図）。また、勝浦東方沖の陸棚斜面（地点D392，D399，D401）と片貝海底谷の大陸斜面最上部（地点D390，D392）からは、それぞれCN13 帯以降とCN12c，d 亜帯に対比され得る石灰質ナンノ化石の産出が報告されている（Nishida，1984）。更に、九十九里沖層群の基盤に相当する、陸棚斜面付近に分布するC層（地点D381，D383，D387，D397，D402）からはCN12 帯を指示する微化石が報告されている（Nishida，1984）。以上のことから、九十九里沖層群の下限はCN12b 亜帯（後期鮮新世末）に対比される時代と推定される。一方、陸域に分布する上総層群及び犬吠層群との関係から、陸棚に分布する九十九里沖層群の上限の層準は、概ね上総層群国本層及び犬吠層群横根層の層準にあたと推定される。

九十九里沖層群の層厚は、古山ほか（2019）の測線14-cg14（いすみ南東沖）と測線11-cg14（御宿町南東沖）から、それぞれ大原層の下限から3,600 m 以上、勝浦層の下限から2,500 m 以上を見積もられる（第6図）。また、九十九里背斜の西翼は、大局的に北部ほど緩くなる（第7図）ことから、九十九里沖層群の層厚も北に向かって減少すると推定される。実際、大原層の下位に相当する犬吠層群名洗層の層厚は約60 m と極端に薄い（第4図）。

片貝沖層群 片貝沖層群は九十九里沖の陸棚斜面に分布し、九十九里沖層群を不整合で覆う。本層群は多重反射のためその下限を確認できないが、片貝海底谷付近でもっとも厚く、層厚は100 msec (75 m) 以上とされる。本層群の内部反射面は、上位層へのトップラップパターン及び下位層へのダウンラップパターンで特徴づけられる。本層群からは直接年代を示すデータは得られていないものの、片貝沖層群は上部更新統と推定されている。

完新統下部及び上部 九十九里沖に分布する完新統の内部には明瞭な不整合が認められ、その不整合を境に完新統下部と完新統上部に層序区分されている。旭市矢指ヶ浦海水浴場で掘削された陸上ボーリングコアGS-QAS-3（小松原，2019：位置は地質図参照）と、その九十九里浜沿いの反射法地震探査（山口ほか（2019）の測線3：位置は地質図参照）のデータ統合から、完新統下部は最終氷期後の海水準上昇から7,000 年前頃までに堆積した陸棚の溺れ谷堆積物、一方、完新統上部はその後の高海水準時の堆積物と考えられている。なお、古山ほか（2019）は、上部更新統とされる海上保安庁水路部（2000）のⅡ_T層を、前述の陸上ボーリングコアとの対比から完新統下部に位置づけている。

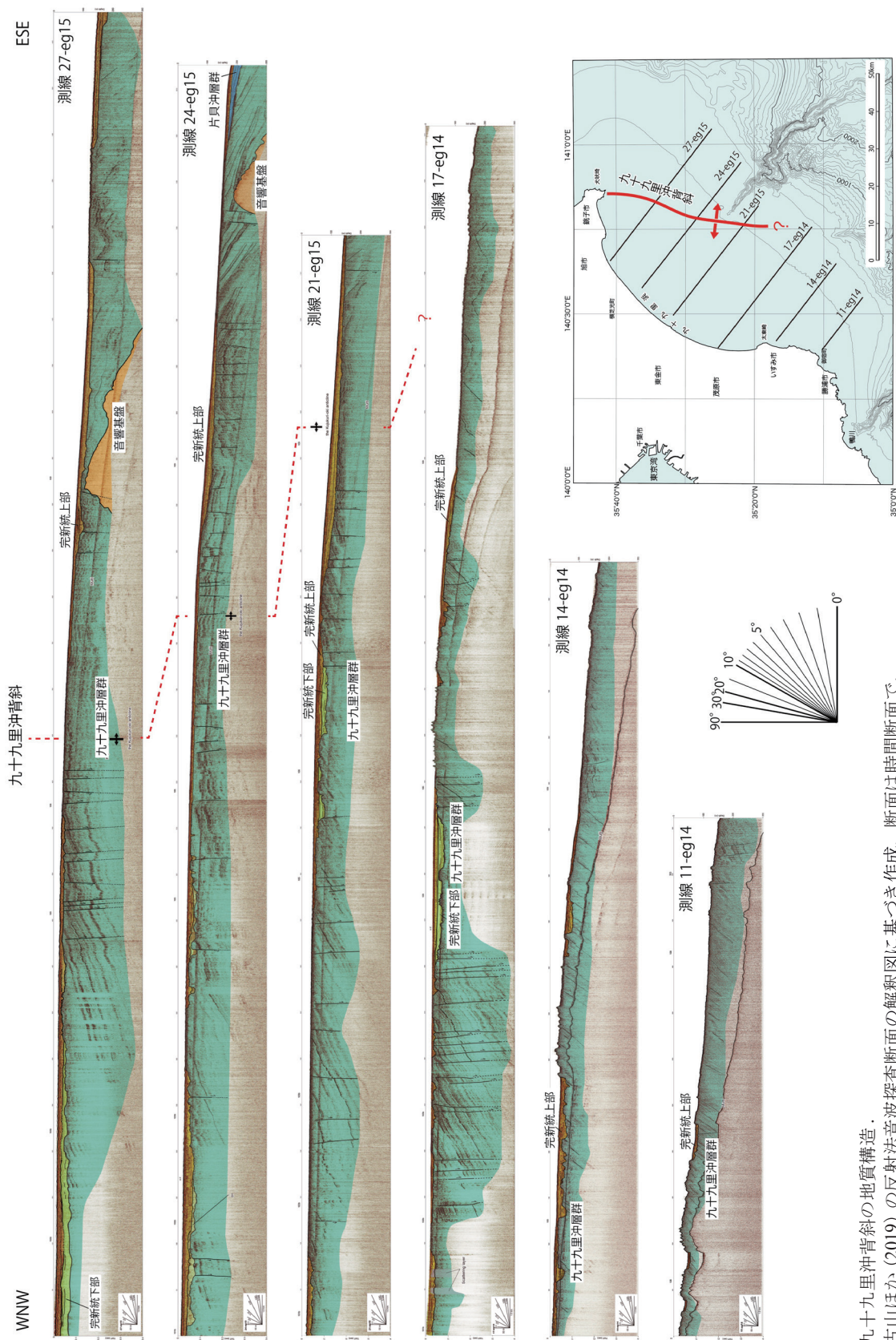
完新統下部は旭市からそうさ市海岸沿いから九十九里沖中央部の陸棚上に発達するチャンネル内を埋積した堆積物で、九十九里沖層群を不整合に覆う。層厚は最大60 msec (45 m) である。完新統上部は九十九里沖の陸棚に広く分布する地層で、下位層を不整合に覆う。水深70 m 以浅の浅い海域では本層の基底面に凹凸が認められるが、水深70～190 m で本層基底面は平坦になり、更に沖に向かってプログラデーションパターンを示す内部反射面が認められる。層厚は旭市からそうさ市の海岸付近などで60 msec (45 m) に達する。

3.2.2 鴨川沖

鴨川沖は、下位より鴨川沖層群、江見沖層群、完新統に区分される（古山ほか，2019）。

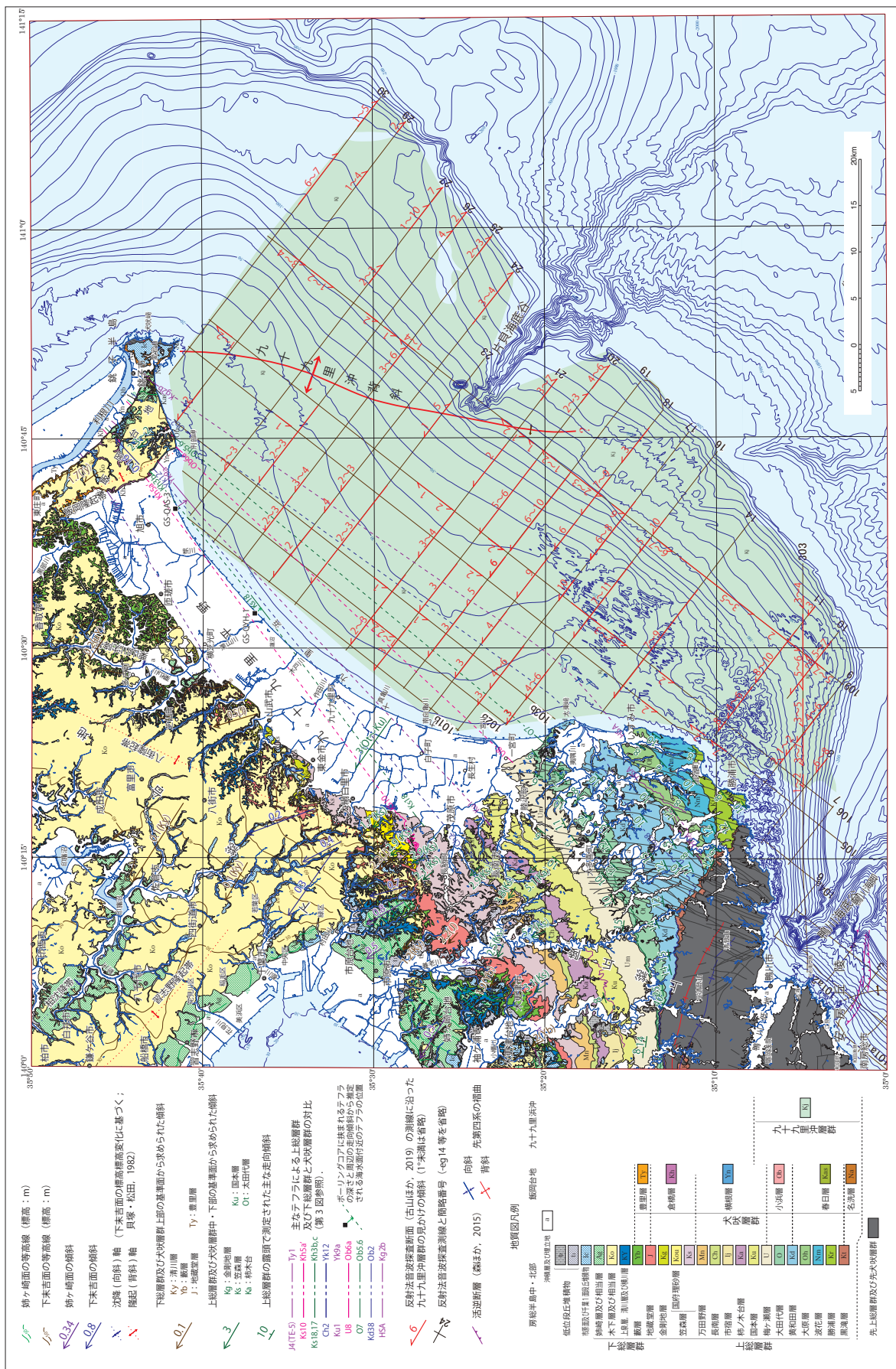
鴨川沖層群 鴨川沖層群は鴨川沖の最下位層で、下限は不明である。本層群の上面には強い反射を示す浸食面が認められ、鴨川市江見や南房総市和田の沖では海底に露出する。江見の沖合以北では内部構造が認められないが、以南では断層や褶曲を伴う連続的な内部反射面が一部で認められる。なお、鴨川沖層群の音響的層相は、江見沖に位置する断層を境に南北で異なるが、詳細が不明なため地質図としては一括されている。陸上に分布する地質との関係から、古第三系から下部第四系を含む地層とされる。

江見沖層群 江見沖層群は南房総市和田町の東方沖陸棚斜面に分布する地層で、鴨川沖層群の上面を不整合に覆う。本層群の上面は浸食平坦面となっており、その内部には、南へプログラデーションパターンを示す明瞭で連続的な反射面からなる成層構造が確認される。本層群の北縁は、陸棚斜面では下位の鴨川沖層群と逆断層（江見沖断層帯；4.8 参照）で接するが、この逆断層は陸側で不鮮明となる。江見沖層群は、森ほか（2015）のB1層に対比され、上部更新統と推定されている。また、江見沖層群は、房総半島南部太平洋側沖合に発達するとされる3ヶ所の海溝陸棚斜面盆地堆積物（中部



第 6 図 九十九里沖背斜の地質構造．
古山ほか (2019) の反射法音波探査断面の解釈図に基づき作成．断面は時間断面で，
深度は 1,500 m/ 秒で換算されている．

Fig. 6 Geological structure of the Kujukuri-oki Anticline.
Created from interpreted seismic sections of Furuyama *et al.* (2019). The seismic reflections
are time profiles and the depth of reflections is calculated as 1,500 m/sec.



第7図 房総半島東部沿岸域に分布する上部鮮新統～上部更新統の地質構造。

九十九里沖背斜は古山ほか（2019）に基づく。九十九里沖層群の傾斜は、古山ほか（2019）の反射法音波探査断面から読み取った測線に沿った見かけの平均傾斜を示す。ただし、見かけの傾斜1度未満は省略。上総層群、犬吠層群及び下総層群の傾斜は、石和田ほか（1971）、鈴木ほか（1995）、徳橋・遠藤（1984）及び中里・佐藤（2001）、及び国末ほか（2002）に基づく。

Fig. 7 Geological structures of the Upper Pliocene and Upper Pleistocene around the eastern coast of the Boso Peninsula.

The Kujukuri-oki Anticline after Furuyama *et al.* (2019). Dips of the Kujukuri-oki Group show the apparent mean dip of the Kujukuri-oki Group along the survey lines estimated from seismic cross sections of Furuyama *et al.* (2019). Apparent dip of less than 1 degree is omitted. Dips of Kazusa, Inubo and Shimousa Groups estimated from Ishiwada *et al.* (1971), Suzuki *et al.* (1995), Tokuhashi and Endo (1984), Nakazato and Sato (2001), and Kunimatsu *et al.* (2002).

更新統豊房層群上部に対比；山本ほか，2013）のうち、鴨川市二見沖の斜面盆地Aの堆積物に対比される。

完新統 完新統は鴨川沖に広く分布する最上位層で、下位層を不整合に覆う。内部反射面は、基本的に連続性がよく海底面とほぼ平行か、沖に向かってプログラデーションパターンを示す反射面で特徴付けられる。本層の層厚は最も厚い場所で30 msec (22 m) 程度で、沖へ向かうほど薄くなる。

4. 地質構造及び地殻変動

4.1 上総層群及び相当層の堆積盆形成と外縁隆起帯

3.1.3 で述べたように、上総層群及び相当層は、フィリピン海プレートの沈みに伴う後期鮮新世末から中期更新世の前弧堆積盆の堆積物である。その位置づけを反映するように、上総層群及び相当層の基底面の等深線（第4図）は、プレートの沈み込み境界である相模トラフとほぼ平行で、西北西-東南東方向に延びた船底状の形状を示す。

この堆積盆の南縁に相当する三浦半島から上総丘陵の南縁部は、中期中新世から後期鮮新世の前弧堆積盆堆積物である安房層群及び相当層の褶曲帯となっている。この褶曲帯は第四紀以降に隆起し、外縁隆起帯となって上総層群及び相当層の前弧堆積盆を成長させた。また、この隆起帯は、勝浦の東方の陸棚斜面沿い（勝浦海底地溝の北側）に連続し（奥田・宮崎，1986；佐々木・岩崎，1992 など；第4図）、勝浦沖背斜と呼ばれている（佐々木・岩崎，1992）。更に、陸棚の縁辺で向きを北東に変え、房総半島東方の陸棚～陸棚斜面に北東-南西方向に延びる高まりとして続いている。そのため、これらの隆起帯では上総層群及び相当層の基底面は浅くなっている。そのほか、後述する九十九里沖背斜に沿っては銚子沖（銚子沖アップリフト）と一宮沖（一宮沖ドーム）の高まりが存在（佐々木・岩崎，1992）し、それらの範囲では上総層群相当層が薄い、あるいは欠いて先上総層群が分布している。

房総半島の中中部では、東西方向の褶曲が発達した安房層群が形成する外縁隆起帯を、上総層群が傾斜不整合（黒滝不整合）に覆う。これら安房層群を覆う上総

層群は、房総半島の東岸から西に向かって、より上位の層準が不整合面に沿ってオンラップする。この傾向は元清澄山地の北西方まで続くが、それ以西（本地質図範囲外）では、約100万年の堆積間隙が存在するものの、安房層群と上総層群とは地質構造的な差異はほとんど認められない。すなわち、両層群は少なくとも上総層群上部まで一連の東西方向の褶曲変形（磯根崎背斜，佐貫向斜，寺尾背斜，芹向斜など）を受けている（中嶋・渡辺，2005 など）。

第4図に示される西北西-東南東方向に延びた緩やかな船底状の地質構造は、それを横断する九十九里浜に沿う北北東-南南西方向の地質断面図（勝浦市鶴原～旭市；旭硝子株式会社，1980；第5図A）や、海域のマルチチャンネル反射法音波探査の断面（石油公団，2000）において、南側の上総丘陵南縁部と北側の銚子半島から飯岡台地の高まりに挟まれた緩やかな向斜構造として認められる。また、第5図Aや山口ほか（2019）の旭市の九十九里浜での測線（測線3；位置は地質図参照）に認められるように、上総層群及び犬吠層群は下位の地層ほど傾斜が大きくなっており、堆積盆の成長と地層の埋積が同期することにより形成された向斜構造であることを示している。

4.2 九十九里沖背斜

九十九里沖の陸棚には、九十九里沖背斜と呼ばれる背斜構造が発達する（古山ほか，2019；第6，7図）。背斜軸は概ね南北方向で、銚子半島の南端から太東崎の東方沖約32 kmへ至り、長さは47 km以上である。九十九里沖層群には、正断層群（後述4.3）の変位に伴う局所的な *drape fold* や地溝・地塁構造が認められるが、九十九里沖背斜の西翼は北西～西北西へ2～10数度で傾斜する（第7図）。これら傾斜角は南方ほど大きく、外縁隆起帯の隆起に伴う北方への傾動の影響が示唆される。これに対し、九十九里沖背斜の東翼は把握できる範囲が限られているため詳細は不明であるが、概ね北東へ数度～10数度で傾斜する。更に、背斜軸部には広い範囲で地溝及び地塁が多く発達し、九十九里背斜が側方短縮による座屈褶曲でなく、ドーム状隆起による曲げ褶曲であることを示唆する（第6図）。

この背斜構造は、相場・円谷 (1981) が示す北西-南東方向の音波探査断面図 (第 5 図 B) においても認められる。断面図では、上総層群 (本報告の九十九里沖層群) が三浦層群 (本報告の安房層群に相当) 及び先新第三系に東から西へアバットしているが、上総層群は九十九里沖背斜の延長付近を境に東側では東に、西側では西に傾斜する背斜構造をなしている。また、鈴木ほか (1995) の A-B 断面でも、同様の背斜構造が九十九里沖背斜軸部付近に描かれている。

なお、古山ほか (2019) では、九十九里沖背斜南方延長は、測線 20-eg14 以南では確認されていない (第 7 図) が、その南側に位置する第 5 図 B の断面図 (相場・円谷, 1981) から判断すると、測線 20-eg14 の確認地点から南西に向きを変え、陸棚縁辺に沿うように延びていると推定される。他方、九十九里沖背斜の北部は、背斜軸を境に西翼は北西へ、東翼は北東へ傾斜することから、この背斜軸は北へ緩やかにプランジしている。

一方、銚子付近では前述のように、九十九里沖層群の基底面が浅い、あるいは音響基盤が露出する高まりがあり (第 4 図)、佐々木・岩崎 (1992) は銚子沖アップリフトと呼んでいる。銚子沖アップリフトは、南北方向の断層や褶曲で特徴づけられる (奥田・宮崎, 1986; 佐々木・岩崎, 1992; 古山ほか, 2019 など)。銚子の周辺は、(1) 中期中新世～前期鮮新世は陸化していた、(2) 犬吠層群堆積以降に隆起している、(3) 銚子から北西へ上総層群及び相当層の基底面が浅い範囲が連続していることから、銚子沖アップリフトは九十九里沖背斜と同様に、地殻変動に起因した地質構造であると考えられる。

これらに対し、一宮沖の陸棚にある基盤の高まり (一宮沖ドーム構造; 第 4 図) については、「鮮新統の基盤の形が巨大なドーム構造をなしているが、更新世・鮮新世の地層 (上総層群) は単斜構造 (本報告の同斜構造) でクローズしない (佐々木・岩崎, 1992)」とされている。第 6 図の反射断面図で示されるように、一宮ドームは傾動した九十九里沖層群の浸食地形の相対的高まりであり、地殻変動に起因する隆起部ではない可能性が高い。

第 7 図に、反射法音波探査断面図 (古山ほか, 2019) から読み取れる九十九里沖層群の見かけの傾斜と、房総半島東部に分布する上総層群及び犬吠層群の各地の傾斜を示す。なお、断面図において九十九里沖層群の見かけの傾斜が 1 度未満の場合は、省略して数字を付していない。九十九里沖層群のみかけの傾斜をみると、九十九里沖背斜の西翼に分布する九十九里沖層群の傾斜は概ね北西方向であることが示唆される。また、上総層群と犬吠層群も北西へ傾斜する同斜構造が認められ、西翼に分布する九十九里沖層群の走向傾斜と調和

的であることから、九十九里沖背斜による変形は房総半島の東部にも及んでいると考えられる。

第 5 図 B で示された陸棚の北西-南東方向の断面図を見ると、太平洋側から房総半島側へ向かう九十九里沖層群のオンラップ構造が明確であり、更にそのオンラップ構造全体が背斜構造を形成して、地層は褶曲軸の両翼に傾斜している。従って、九十九里沖背斜は九十九里沖層群の堆積時以降に形成された可能性が高い。また、第 3 図で示すように、黒滝層を除く上総層群下部と犬吠層群下部は、海底平坦地や下部海底扇状地など水深最大 1,500 m の堆積環境であったが、上総層群太田代層 (およそ 1.1 Ma) や犬吠層群横根層 (およそ 0.9 Ma 頃) の堆積時に浅海化 (Aoki, 1968; 北里, 1986; Katsura, 1984 など) している。この急激な浅海化は、地殻変動の応答と推定される。これらのことから、九十九里沖背斜は、九十九里沖層群や上総層群下部及び犬吠層群下部の堆積時以降に顕在化した、すなわち前期更新世末頃以降に形成された可能性が高い。

房総半島中部に分布する上総層群の下部は、水深 1,000 ～ 1,500 m の堆積環境が推定されている。従って、それらが堆積した前期更新世以降、房総半島は少なくとも 1 ～ 1.5 km 隆起したと考えられる。一方、海進に伴い名洗層の堆積から始まった犬吠層群は、鮮新世末以降に急速に深海化し、陸棚斜面～深海平坦地の堆積環境で犬吠層群の下部及び中部が堆積した。その後、中期更新世になると、銚子地域は房総半島と同期するように浅海化し、犬吠層群の中・下部は現在飯岡台地を構成している。従って、房総半島と同様に、銚子周辺は前期更新世以降、少なくとも 1.5 km 隆起したと算定される。更に九十九里沖層群も、上総層群の下部と同程度か、より深い堆積環境で形成されたと推定され、陸棚の海底下に露出及び比較的浅い場所に伏在していることから、鮮新世末以降に大きく隆起し浸食されたと考えられる。九十九里沖背斜は、これらの地殻変動に伴って形成された褶曲構造であると推定される。

4.3 南北方向の正断層群

房総半島の南東部から東部に分布する安房層群から上総層群中部 (概ね国本層の層準まで) には、南北～北北東-南南西方向の正断層が数多く発達する (三梨ほか, 1962, 石和田ほか, 1971; 中嶋ほか, 1981 など)。落差は数～100 m 程度で、相対的に東落ちの正断層で変位量大きい。同様な正断層群は、九十九里平野南部の地下でも推定されている (国松ほか, 2002)。また、九十九里沖層群にも、南北～北北東-南南西方向の正断層が発達する (古山ほか, 2019; 第 6 図)。犬吠層群においては、名洗層を切る南北方向で東落ちの正断層が推定されている (酒井, 1990)。更に、飯岡台地の南西

に位置する旭市の九十九里浜で実施された反射法地震探査調査でも、九十九里沖層群と同様に高角断層の発達が認められている（山口ほか，2019）。

本地域に発達する正断層群をまとめると、以下のような特徴が認められる。

(1) 正断層群は上総層群（概ね国本層の層準まで）と九十九里沖層群に広域的に発達する。

(2) 房総半島の南東部から東部も含めた九十九里沖背斜の西翼では東落ちの、東翼では西落ちの正断層が卓越し、背斜軸部付近では地溝・地塁がよく発達する。

(3) 正断層群の走向は南北～北北東-南南西方向が卓越し、九十九里沖背斜軸の方向に概ね一致する。

これらのことから、調査地域に発達する正断層群は、九十九里沖背斜の成長に伴う背斜軸の方向に直交した引張応力によって形成された *bending-moment fault* (Yeats, 1986) と考えられる。また、正断層群は上総層群より上位の地層には認められていない（石和田ほか，1971）ことから、中期更新世中頃以降、九十九里沖背斜の成長は減衰したと推定される。

本正断層群がよく発達する房総半島南東部に分布する安房層群上部から上総層群中部については、小断層解析が行われている（衣笠ほか，1969；Angelia and Huchen, 1987；三野・山路，1999；Yamaji, 2000；山中ほか，2015；Otsubo *et al.*, 2017）。そのうち、山中ほか（2015）は、安房層群天津層及び清澄層と上総層群勝浦層から梅ヶ瀬層の小断層解析を行い、上総層群太田代層から国本層の小断層解析を行った Yamaji (2000) の結果と合わせ、以下のように応力場の変遷を整理した。

(1) 黒滝不整合形成以前の方向が不明な水平引張応力、(2) 黒滝不整合形成時から勝浦層下部堆積時の北東-南西方向の水平圧縮応力、(3) 勝浦層上部から梅ヶ瀬層堆積時の北西-南東方向の引張応力、(4) 国本層堆積時以降の南北引張応力、(5) 現在に近い時期の鉛直軸性圧縮応力（塚原・小林，1991）。九十九里沖背斜の成長に伴う正断層の形成は、上記のうち、(3) の勝浦層上部から梅ヶ瀬層堆積時の北西-南東方向の引張応力である可能性が示唆される。

4.4 下総層群の地質構造

房総半島の北西部（四街道市以西）を除き、房総半島中・北部の下総層群及び相当層の地質構造は、極めて緩やかな波曲や地域的な違いがあるものの、全体としては緩やかに北西に傾斜する（第 7 図；徳橋・遠藤，1984；中里・佐藤，2001 など多数）。上総層群と同様に、北西への傾動運動は下総層群堆積時以降も継続していたと考えられる。なお、下総層群最上部の木下層及び姉崎層の離水面の変形から求められる変動については、別途 4.5 で述べる。

下総層群の傾動運動については、房総半島中部に分布する上総層群及び下総層群の傾斜の変化から、新しい時代の地層ほど傾動速度が小さいとされている（徳橋・遠藤，1984；中里・佐藤，2001，木村，2002；三谷，2003 など）。しかし、地層の傾斜が小さいため、ある地点ではある層準の傾斜角しか測定できず、異なる層準の傾斜角を同一地点で測定することはできない。そのため、地点ごとに平均傾動速度は算定できるものの、傾動速度の違いが年代に起因しているのか場所（地域）に起因しているのかの判断は難しい。例えば、藤原ほか（1996）は、下総台地の南部に分布する木下層の海浜堆積物の前浜と後浜境界の高度から地殻変動を求め、八街市南部から市原台地南東部に至る当時の北東-南西方向のバリア島を境にして、南東側と北西側で隆起量が大きく異なる地域差を認めている。また、上総層群や九十九里沖層群でも、同じ層準であっても南北で傾動量に地域差が認められている。従って、より正確な地殻変動を把握するためには、広域的及び三次元的に地層の構造を把握し、傾動速度の地域差を見積もる必要がある。

他方、中里・佐藤（2001）は、下総層群の各示準面の等高線図から求められる傾動速度の地域変化の違いから、鹿島-房総隆起帯（貝塚，1974）の北西への傾動運動を分断する北西-南東方向のブロック境界が、千葉-八潮断層の南東方への延長線、成田-多古を結ぶライン、利根川沿いに存在すると推定している。これらのうち、千葉-八潮断層にあたる東京湾北東岸（船橋から千葉市の東京湾沿い）では、ボーリング解析（楡井ほか，1977）や人工地震探査（多田，1983）、重力異常（駒澤・長谷川，1988）に基づき、北東側隆起の断層の存在が指摘された。そして、市川市と船橋市の境界付近から千葉市に至る、長さ約 22 km の伏在する活断層（東京湾北縁断層）が想定された（活断層研究会，1991）。しかしながら、千葉市と船橋市の 2 測線で実施された反射法弾性波探査では、先新第三系基盤岩の反射面より上位で確認される連続性の良い反射面はいずれも北東側に向かって緩やかに浅くなっており、断層や撓曲構造は確認されていない（千葉県，1998）。また、東京湾北縁断層が通過するとされる地域に地表変位が認められず、現在では活断層は存在しないと評価されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）。同様に、成田-多古を結ぶラインと利根川沿いのブロック境界の関しても、そのような断層を現状では認めることができず、いずれも本地質図では示していない。

4.5 MIS5 堆積物の変形

房総半島北部や周辺地域の台地には、本地域の MIS6～5e 及び MIS5c の堆積物である木下層及び姉崎層が分

布する。それらの離水面である下末吉面及び姉崎面は、それぞれ杉原 (1970) の下総上位面及び下総下位面にあたる。両面の標高からは、それらを垂直変動として見積もることによって把握された、極めて緩やかな隆起帯と沈降帯（あるいは背斜と向斜）が認められている（貝塚, 1974, 1987；貝塚・松田, 1982；杉山ほか, 1997；杉原, 2000）。これらのうち、房総半島北部の緩やかな隆起帯及び沈降帯は、八街隆起帯、栗山川沈降帯、飯岡隆起帯、習志野隆起帯、柏沈降帯と呼ばれる（貝塚・松田, 1982；第7図）。貝塚・松田 (1982) の八街隆起帯、習志野隆起帯、柏沈降帯は、それぞれ下総台地東部隆起帯、下総台地西部隆起帯、柏-佐倉沈降帯とも呼ばれる（杉原, 2000）。以下、それらの概要を台地ごとに述べる。

下総台地北西部（八街市～千葉市緑区～旭市以北の下総台地）下末吉面の標高は 25 ～ 50 m で、後述の下総台地南東部から市原、姉崎、木更津台地に比べ、標高差が極めて小さい。房総半島の北部には、南北方向に続く八街隆起帯（南部を除く）、栗山川沈降帯、飯岡隆起帯と、北西-南東方向に延びる習志野隆起帯や柏沈降帯が認識されている。各隆起帯と沈降帯の軸部間の標高差はほとんど 10 m 以下で、両翼としての傾斜も 0.05 度程度と極めて緩い。なお、下総台地北西部のこれら隆起帯や沈降帯とされる変形は、習志野隆起帯の南西側の南西傾斜以外は、概ね北西傾斜への同斜構造を示す下総層群の地質構造（杉原, 1980；中里・佐藤, 2001；産総研地質調査総合センター・千葉県環境研究センター, 2018 など）とは整合的でない。

下総台地南東部～市原・姉崎・木更津台地 八街市の南部から千葉市緑区以南に分布する下末吉面の標高は 50 m 以上で、南東へ向かって高度を上げ、南端の長柄町北部では約 130 m に達する。近似的に当時の海面高度を示す木下層の前浜と後浜の境界の等高線も同様な変形を示し、長柄町北部で 110 m 以上となる（藤原ほか, 1996）。姉崎台地及び市原台地の姉崎面は、全体としては北西へ 0.3 ～ 0.8 度傾斜するが、総じて東ないし南東側で傾斜が大きい。台地を構成する下総層群及び上総層群の地質構造とも整合的であることから、下末吉面及び姉崎面の大局的な形態は、当地域の継続的な傾動・隆起運動を反映したものであると推定される。

飯岡台地 西北西-東南東に延びる飯岡台地の下末吉面は標高が 50 ～ 60 m で、北東へ約 0.16 度傾斜する。北北西-南南東方向に延びる飯岡隆起帯の隆起軸は飯岡台地の西縁を通るため、東翼側に飯岡台地が、西翼側は台地が削剥された九十九里平野が広がっている。八田・川崎 (1983) に基づくと、飯岡台地に発達する河川は、南流する磯見川を除いて東方の利根川へ流れ出て、かつ東流する河川の南側には緩斜面が、北側には河川浸

食による谷壁斜面が発達する非対称な河川地形を示す。また、下末吉面の構成層である香取層基底部の標高変化も、下末吉面と同様な傾動が認められる。一方、香取層に不整合で覆われる犬吠層群は北西に 2 度程度で傾斜（中里・佐藤, 2001）し、上記の後期更新世以降の傾動方向とは異なる。

4.6 沖積層基底面の変化

ここでは、九十九里浜平野と九十九里浜沖陸棚における、沖積層基底面変化（地質図参照）について述べる。

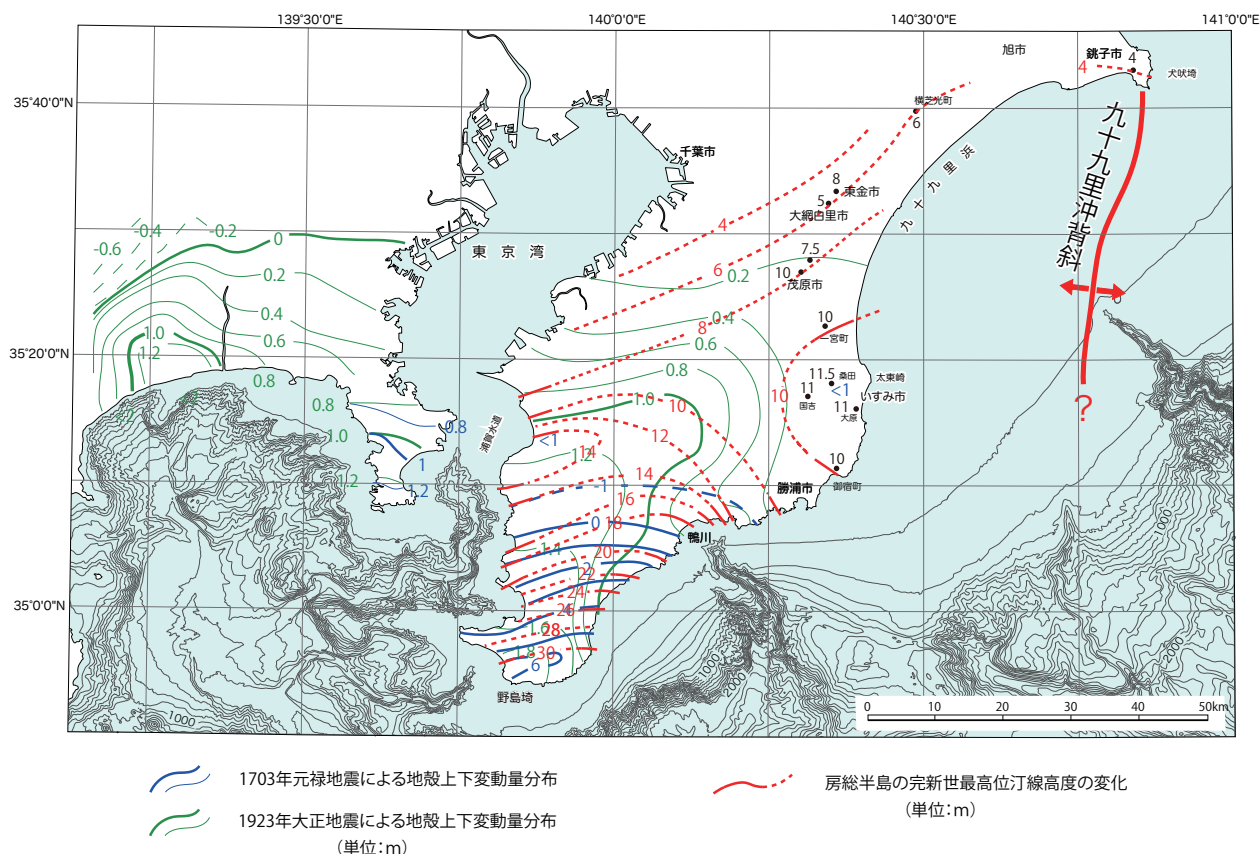
九十九里浜平野に関しては、ボーリングデータに基づく沖積層基底面の変化が、中部では風岡 (2006) に、南部では七山ほか (2016) に、北部では小松原 (2019) によって明らかにされている。一方、九十九里浜沖陸棚では、海上保安庁水路部 (1984a, b, 1986, 2000) により、詳細な沖積層の基底面図が作成されている。佐藤ほか (2019) は、これらに古山ほか (2019) 及び山口ほか (2019) の成果を加え、平野・陸棚間の地層対比を行って、沖積層基底面図（地質図に転載）を作成し、その発達と地殻変動との関係性を考察している。佐藤ほか (2019) は、本地域の沖積層基底について、飯岡台地沖、九十九里浜沖、太東崎から勝浦沖の 3 地域に分け、以下のような特徴を述べている。

飯岡台地の南南東沖の海底は、数百から千分の一の勾配で南南東に緩やかに傾斜した平坦な地形を示す。ここでは沖積層（完新統上部）が沖合に薄く堆積し、海岸線付近では九十九里沖層群が海底に露出している（古山ほか, 2019）。

九十九里浜沖では沖積層基底面の深度が深く、平坦面と複数の埋没谷が発達する。最も大きく深い埋没谷は旭市の埋没谷から片貝海底谷まで南南東に向かって連続するもので、片貝埋没谷（位置は地質図参照）と呼ぶ。九十九里平野中央の作田川、栗山川、木戸川などに沿った埋没谷は南東方に延びた後、海岸線から 5 km 沖で北東に屈曲し、合流した後に南東に延びて片貝埋没谷に続く。この北東-南東方向に延びる埋没谷を九十九里浜沖埋没谷（位置は地質図参照）と呼ぶ。また、九十九里浜沖埋没谷の南東側には、広域的に沖積層がほとんど堆積していない、標高 -30 m 程度の平坦面が広がっている。この平坦面は、幅 5 km、長さ 20 km 以上で太東崎から北東に続き、その南東側には南東に延びる深さ 10 ～ 20 m の埋没谷が三本発達している。この平坦面を九十九里浜沖埋没平坦面（位置は地質図参照）と呼ぶ。

太東崎から勝浦沖は上総丘陵（上総層群分布域）の東方延長で露岩域が多く、北北東-南南西方向の起伏の谷部分に沖積層が認められる。

佐藤ほか (2019) は、以上の 3 地域について、それぞ



第8図 1703年元禄地震及び1923年大正地震による地殻上下変動量と房総半島の完新世最高位汀線高度の変化。地震による地殻上下変動量分布は宍倉(2003)に基づく。完新世最高位汀線高度は、森脇(1979)、鹿島ほか(1990)、宮内ほか(2001)、増田ほか(2001b)、田村ほか(2007)に基づき、宍倉(2001)の一部を修正。詳細は本文参照。

Fig. 8 Coseismic vertical crustal movements of the 1703 Genroku Kanto and 1923 Taisho Earthquakes, and height distribution map of the highest Holocene paleo-shoreline in the eastern side of the Boso Peninsula. Coseismic vertical crustal movements was created from Shishikura (2003). Height distribution of the highest Holocene paleo-shoreline is partly modified from Shishikura (2001), based on Moriwaki (1979), Kashima *et al.* (1990), Miyauchi *et al.* (2001), Masuda *et al.* (2001b) and Tamura *et al.* (2007). See the text for detail.

れ陸域の地形を海域にまで延長したような形状を持っており、飯岡沖の高く平坦な面は飯岡台地の延長部、太東崎沖の高く起伏に富む海底面は上総丘陵の延長部として、当時それぞれ台地や丘陵を成していた地形面が埋没したものと考えた。また、九十九里浜の一宮川～新川の数km沖に発達する北東-南西方向の九十九里浜沖埋没谷と、その沖合約10kmの同じ方向の沖積層基底面の高まりである九十九里浜沖埋没平坦面（広域に沖積層相当層がほとんど堆積していない）の発達は、地殻変動によるものではなく、北西方向へ同斜する上総層群の浸食に弱い部分が選択的に浸食されたものであると考えた。

上総層群の各層の分布と地質構造を考慮すると、上総丘陵に分布する梅ヶ瀬層の北東方の延長部に九十九里浜沖埋没谷が位置する。梅ヶ瀬層と上位の国本層の境界はケスタ地形をなし、急崖としてリニアメントが

発達している。九十九里浜平野の西縁も、上総層群及び犬吠層群の最上部や下総層群の基底部の層準にあたり、地層の走向方向に概ね平行であることから、佐藤ほか(2019)が指摘するように、本調査地域における現在の地形や沖積層基底面に見られる古地形は、岩相の違いと地質構造に起因する組織地形の可能性が高い。

4.7 房総半島東縁沿いの完新世最高位旧汀線高度の変化

第8図は、1703年の元禄関東地震や1923年の大正関東地震における地殻変動と、上総丘陵東縁部（御宿町、いすみ町）、及び九十九里平野及び銚子半島における完新世最高位旧汀線の高度分布（最高位海面、海成層上限の標高を含む）を示す。

上総丘陵東縁部 宮内ほか(2001)は、いすみ町岬町桑田の完新世最高位旧汀線の高度を、沖積層の前浜堆積物の上面高度から11.5mと求めている。同様に、宍倉

(2001) は、いすみ市大原で 11 m、いすみ市旧国吉で 11 m、御宿町で 10 m と求めている。ほかに、遠藤ほか (1983) の図面では、海成層の分布上限から夷隅川中下流域付近を約 10 m としている (関本・遠藤 (1989) において柱状図などが示されているが詳細は不明)。

九十九里浜平野 森脇 (1979) は、トンボロの高さから、栗山川下流域 (横芝光町) における約 6,000 ~ 5,500 年前の海水準を標高約 6 m としている。一方、増田ほか (2001b) は、真亀川西方 (東金市付近) のボーリングデータの解析から、過去約 6,000 年間の相対的海面低下を約 5 m と見積もり、その間に 4 回の間欠的な地震隆起があったと推定した。他方、宮内ほか (2001) は、前浜堆積物の分布高度から茂原市で 10 m、穴倉 (2001) は一宮町で 10 m の完新世最高位旧汀線の高度を求めている。

田村ほか (2007) は、前浜及び後浜ユニットと上部外浜ユニットとの境界は、平均海面高度より約 1 m 下の大潮時における低潮位面高度に相当 (Tamura *et al.*, 2008) すると、九十九里平野南部の南白亀川上流域 (茂原市北部) で平均海面高度 7.5 m (堆積時期 5.7 ka) を推定している。また、Tamura *et al.* (2008) は、真亀川西方の大網白里市で約 5 m の隆起を推定した。更に、平野南端部の一宮川下流域 (ICM04) では過去約 2,000 年間に約 3 m の相対海面低下があったとされる (田村ほか, 2007)。そして、その相対的な隆起速度は、南側ほど大きいとしている。

そのほか、遠藤ほか (1983) は、縄文海進期最盛期の海成沖積層の最高高度を、九十九里平野南端で 7.5 m とする図を示している。

銚子半島 鹿島ほか (1990) は、ボーリングコア試料の珪藻群集解析及び ^{14}C 年代から、銚子半島の高神低地における海成層の上限高度を、約 5,000y. B. P. で約 4 m と報告している。ほかに、詳細は不明であるが、遠藤ほか (1983) は、銚子付近で 7.5 m とする図を示している。

以上、穴倉 (2000) による完新世最高位旧汀線高度の分析の結果でも示されているように、上総丘陵東縁から九十九里平野では、全体としては北西への傾動を示している。

4.8 房総半島南部の活構造

房総半島南部の活構造のうち、本地質図内では下記のような活断層の調査研究が行われている。

鴨川低地断層帯 鴨川低地は地溝帯状の地形を示し、その北縁は鴨川地溝北断層、南縁は鴨川地溝南断層と呼ばれていた (村井・金子, 1975, 1976)。鴨川地溝北断層は断層の存在が確認されていないが (中嶋ほか, 1981)、鴨川地溝南断層に沿っては変位地形が認められるとされた (貝塚ほか, 1977; 活断層研究会編, 1980, 1991; 中嶋ほか, 1981; 寒川ほか, 1982; 穴倉ほか,

1999; 中田・今泉編, 2002)。しかし、反射法地震探査やボーリング調査等では、断層は確認されていない (千葉県, 2001; 宮内ほか, 2003)。そして、鴨川低地断層帯と呼ばれる長さ約 25 km の活断層帯としての証拠に乏しいとされた (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004)。その後の反射法地震探査 (Miyachi *et al.*, 2006) や地形解析及び断層露頭調査 (小松原, 2017) でも、活断層の存在を示す確かなデータは得られていない。また、鴨川低地断層帯の西方延長部にあたる鋸南町保田沖の浦賀水道の沖音波探査においても、活断層としての変位は特に認められていない (岩淵ほか, 1997; 森ほか, 2015)。

江見沖断層帯 鴨川低地断層帯の東方の鴨川市江見から南房総市和田町の南東沖には、西北西-東南東~東西に延びる北側隆起の断層の存在が認められている (海上保安庁水路部, 1984a; 山本ほか, 2013; 森ほか, 2015; 古山ほか, 2019)。その東端は、鴨川海脚南縁沿いの江見海底谷付近に至る。本報告では、江見沖断層帯と呼ぶ。

海上保安庁水路部 (1984a) によると、嶺岡隆起帯南限の東方延長部では I_k 層 (沖積層) まで、その東方の勝浦海底地溝では II_k 層 (下総層群相当層) まで変位を与える断層が存在するとしている。

山本ほか (2013) は反射法地震探査に基づいて、陸棚斜面に分布する三つの斜面堆積盆地を認め、堆積物を豊房層群上部 (中部更新統) あるいはそれより若い地層に対比した。それらのうち、斜面盆地 A の北縁は北傾斜の逆断層 (斜面盆地 A 北縁断層) で限られ、その陸域延長は石堂断層 (斎藤, 1992) に接続するとした。ただし、この断層は斜面盆地 A の発達初期には活動していたが、現在は活動を停止し、浸食地形として海底崖が現れていると解釈している。

森ほか (2015) は、高分解能マルチチャンネル音波探査に基づき、鴨川沖において、北側隆起の Fk1 ~ 5 の 5 つの断層が並走した、長さ 11 km 以上の一連の逆活断層帯を認めた。この断層帯は、A 層 (最終氷期以降の堆積物) に撓曲構造を与えており、山本ほか (2013) の斜面盆地 A 北縁断層とほぼ同じ位置にあることから、同様に石堂断層に連続しているように見えるとした。また、古山ほか (2019) は、森ほか (2015) の Fk3 と Fk4 を追認し、石堂断層の海域延長部として、北側隆起の逆断層を海底地質図に示している。

以上に基づき、本地質図には、森ほか (2015) の活断層の分布を江見沖断層帯として示した。

5. まとめ

「房総半島東部沿岸域」における第四系の層序・地質

構造及び地殻変動の概要は、以下のようにまとめられる。

(1) 本地域には、後期鮮新世以降、相模トラフ沿いに発達した前弧堆積盆の堆積物として、上総層群、犬吠層群、九十九里沖層群、下総層群などが広く分布する。堆積盆の中軸部にあたる九十九里平野地下に伏在する上総層群や、犬吠層群、及び九十九里沖層群の下限はいずれも後期鮮新世に及ぶ。房総半島中部における安房層群と上総層群と境界は、地質構造差が明瞭な不連続（黒滝不整合）であるが、堆積盆の中軸部は上総層群とその基盤との堆積間隙が極めて小さく、西方に向かっては、ついには、地層は連続的に堆積している。

(2) 房総半島の東方陸棚に伏在及び露出する九十九里沖層群には、南北方向の軸を有し北に緩やかにプランジする九十九里沖背斜が認められる。九十九里沖背斜の西翼に分布する九十九里沖層群は、房総半島中部～北東部に分布する上総層群や犬吠層群、下総層群と同様に北西～西北西へ傾斜する同斜構造を示す。九十九里沖背斜は、前期更新世末頃から顕在化したと推定される。

(3) 房総半島南東部の上総層群を切る南北から北北東－南南西方向の正断層群は、その東方の陸棚に露出及び伏在する九十九里沖層群にも広範囲に発達する。これら正断層群は、九十九里沖背斜の成長に伴って生じた背斜軸部の隆起による東西方向の引張応力によって形成された可能性が高い。

(4) 相模トラフ沿いの地震性隆起だけでは説明ができないとされる房総半島東縁の完新世地殻変動は、九十九里平野全体を含め北西方向の傾動を示す可能性が高い。

謝辞：産業技術総合研究所の水野清秀上級主任研究員には、テフラ層序について詳細な情報を頂いた。また、同所の高橋雅紀研究主幹及び中島礼平野地質研究グループ長には、査読にて多くの有益なコメントを頂いた。以上の方々に感謝の意を表する。

文 献

- 相場惇一・円谷博明 (1981) 三陸沖～常磐沖～千葉沖に見られる第三紀以降の不整合について。海洋科学, **13**, 168-174.
- Angelia, J. and Huchen, P. (1987) Tectonic record of convergence changes in a collision area: the Boso and Miura peninsulas, Central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **81**, 397-408.
- 青木廉二郎 (1925) 三浦半島の海岸に就いて。地球, **3**, 101-111.
- Aoki, N. (1968) Benthonic Foraminiferal Zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 70, 238-266.
- 旭硝子株式会社 (1980) 東金ガス田。天然ガス鉱業会編、水溶性天然ガス総覧、東京、228-235.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, vol. 1, Leiden, Netherland, 199-422.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 13917-13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6093-6095.
- 千葉県 (1998) 平成9年度 地震関係基礎調査交付金「東京湾北縁断層に関する調査成果報告書」。134p. (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Chiba5frm.htm> 2018年8月1日閲覧)
- 千葉県 (2001) 平成12年度 地震関係基礎調査交付金「鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書」。141p. (<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Chiba-5frm.htm> 2018年8月1日閲覧)
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の“沖積層”。アーバンクボタ, no. 21, 26-43.
- 藤岡導明・亀尾浩司 (2004) テフラ鍵層に基づく銚子地域の犬吠層群小浜層と房総半島の上総層群黄和田層、大田代層および梅ヶ瀬層との対比。地質学雑誌, **110**, 480-496.
- 藤原 治・増田富士夫・酒井哲弥・岡崎浩子・斉藤 晃・鈴木俊秀 (1996) 海浜堆積物からみた下総台地の隆起運動像。堆積学研究, no. 43, 39-46.
- 古山精史朗・佐藤智之・荒井晃作 (2019) 20万分の房総半島東部沿岸域20万分の1海底地質図説明書。海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」、海陸シームレス地質図S-6、産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds. (2012) *The Geologic Time Scale 2012 (volume 2)*. Elsevier, 437-1144.
- Hanyu, T., Y. Tatsumi, S. Nakai, Q. Chang, T. Miyazaki, K. Sato, K. Tani, T. Shibata, and T. Yoshida (2006) Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr:

- Constraints from geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**, 1-29.
- はった 八田明夫・川崎逸郎 (1983) 飯岡台地の地形学的研究. 地学雑誌, **92**, 235-249.
- 林 広樹・高橋雅紀・柳沢幸夫・山水史生・渡辺真人・堀内誠示・長谷川四郎・笠原敬司 (2004) 千葉県南部鴨川中深層観測井の坑井地質と地質年代. 防災科学技術研究所研究報告, no. 65, 97-118.
- 林 広樹・笠原敬司・木村尚紀・堀内誠示 (2005) 千葉県銚子半島の坑井における微化石層序一名洗層中の不整合に関連してー (演旨). 日本古生物学会例会講演予稿集, **154**, 38.
- 林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. 地質学雑誌, **112**, 2-13.
- 林 広樹・中満隆博・柳沢幸夫・渡辺真人・堀内誠示・嶋田智恵子・北村敦史・関口涉次・笠原敬司 (2009) 千葉県山武市蓮沼高感度地震観測井の孔井地質と地質年代. 防災科学技術研究所研究報告, no. 73, 19-39.
- 石原与四郎・徳橋秀一 (2005) 房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式ー前弧堆積盆を埋積するタービダイト・システムの一例ー. 地質学雑誌, **111**, 269-285.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜男 (1971) 茂原. 1:50,000, 日本油田・ガス田図, no. 10, 3 sheets, 地質調査所.
- Ito, M. (1992) High-frequency depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula Japan. *Sedimentary Geology*, **76**, 155-175.
- 伊藤 慎 (1997) 第2章5節 千葉県の大地上総丘陵の地質. 千葉県の自然誌, 本編2, 千葉県, 201-239.
- Ito, M. and Katsura, Y. (1992) Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **80**, 67-75.
- 伊藤 慎・川辺鉄哉・大原 隆 (1992) 房総半島鮮新統黒滝層のシーケンス層序学的解析. 堆積学研究会報, **36**, 9-17.
- 伊藤 慎・齋藤高浩・加瀬善洋・亀尾浩司・柴田健一郎 (2013) 房総半島更新統上総層群基底の黒滝不整合の実態解明 (R11-P-8) (ポスターセッション) (演旨). 日本地質学会第120年学術大会講演要旨, 266.
- 岩淵 洋・雪松隆雄・田賀 傑・岸本秀人 (1997) 東京湾南部の海底地形・地質構造調査. 水路部技報, no. 15, 68-72.
- 岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史 (2002) 常磐沖堆積盆における石油システム. 石油技術協会誌, **67**, 62-71.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) 東京湾北縁断層の評価. (<https://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov2/index.htm> 2018年8月1日閲覧)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) 鴨川低地断層帯の長期評価について. (https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04jun_kamogawa/index.htm 2018年8月1日閲覧)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について. (https://www.jishin.go.jp/main/chousa/14apr_sagami/ 2018年8月1日閲覧)
- 海上保安庁水路部 (1984a) 5万分の1沿岸の海の基本図「鴨川湾」及び同報告書. 海上保安庁水路部, 39p., 2 sheets.
- 海上保安庁水路部 (1984b) 5万分の1沿岸の海の基本図「犬吠埼」及び同報告書. 海上保安庁水路部, 35p., 2 sheets.
- 海上保安庁水路部 (1986) 5万分の1沿岸の海の基本図「太東埼」及び同報告書. 海上保安庁水路部, 55p., 2 sheets.
- 海上保安庁水路部 (1994) 50万分の1沖海底地形図「房総・伊豆半島」. 大陸棚の海の基本図, no. 6603.
- 海上保安庁水路部 (2000) 5万分の1沿岸の海の基本図「九十九里浜」及び同報告書. 海上保安庁水路部, 48p., 2 sheets.
- 貝塚爽平 (1974) 関東地方島弧における位置と第四紀変動. 垣見俊弘・鈴木尉元編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 東京, 99-118.
- 貝塚爽平 (1984) 南部フォッサマグナに関連する地形とその成立過程. 第四紀研究, **23**, 55-70.
- 貝塚爽平 (1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**, 223-240.
- 貝塚爽平・松田磐余編 (1982) 首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図 (付: 20万分の1付図2及び解説 48p.), 内外地図株式会社.
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊池隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) 首都圏の活構造. 東京直下地震に関する調査研究 (その4)ー活断層および地震活動状況等に関する考察ー, 東京都防災会議, 165-220.
- 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.
- 加納 博 (1958) 銚子半島の含花崗質岩礫岩 (“高神礫

- 岩”）—含花崗質岩礫岩の研究（その5）—，地質学雑誌，**64**，551-556.
- 鹿島 薫（1982）小櫃川と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史．地理学評論，**55**，113-129.
- 鹿島 薫・太田陽子・松島義章・劉 平妹・沢 真澄（1990）銚子半島高神低地における完新世海水準変化．第四紀研究，**29**，139-149.
- 活断層研究会編（1980）日本の活断層—分布図と資料—．東京大学出版会，東京，363p.，付図1.
- 活断層研究会編（1991）新編日本の活断層—分布図と資料—．東京大学出版会，東京，437p.，付図4.
- Katsura, Y., (1984) Depositional environments of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*, **5**, 69-104.
- Katsura, Y., Masuda, F. and Obata, I. (1984) Storm-dominated shelf sea from the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **10**, 92-95.
- 川上俊介・宍倉正展（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），82p.，1 sheet，産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 風岡 修・風戸孝之・笠原 豊・楠田 隆（2006）九十九里地域における上ガスの分布携帯—九十九里町・東金市・大網白里町における最近の研究から—．環境地質シンポジウム論文集，no. 16，169-174.
- 菊地隆男（2004）海成更新統，下総層群と上総層群の境界層準に関する再検討．地球環境研究，no. 6，51-59，立正大学地球環境科学部．
- 木村政昭・村上文敏・石原丈実（1976）20万分の1海底地質図「相模灘及付近」および説明書．海洋地質図，no. 3，19p.，5 sheets，地質調査所．
- 木村敏雄（2002）日本列島の地殻変動—新しい見方から．愛智出版，日野，470p.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎（1969）房総半島東海岸の小断層．地質調査所月報，**20**，13-38.
- 北里 洋（1986）南部フォッサマグナ地域における古地理の変遷．月刊地球：南部フォッサマグナ—その衝突現象—，**8**，605-611.
- 小池一之・町田 洋（2001）日本の海成段丘アトラス．東京大学出版会，東京，105p.，2 sheets，3 CD-ROM.
- 小池 清（1951）いわゆる黒瀧不整合について．地質学雑誌，**57**，143-156.
- 小松原純子（2019）九十九里平野における沖積層の堆積環境変遷と沖積層基底の分布．海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」，海陸シームレス地質図 S-6，産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 小松原 琢（2017）鴨川低地断層帯南部の断層の活動性に関する資料．活断層研究，no. 46，17-25.
- 駒沢正夫・長谷川功（1988）関東地方の重力基盤に見える断層構造．地質学論集，no. 31，57-74.
- 小竹信宏（1988）房総半島南端地域の海成上部新生界．地質学雑誌，**94**，187-206.
- 国末彰司・三田 勲・和気史典（2002）千葉県茂原ガス田の地下地質と水溶性ガス・ヨウ素の生産性について．石油技術協会誌，**67**，83-96.
- 桑原拓一郎・菊地隆男・鈴木毅彦・清水丈太（1999）房総半島，夷隅川下流域における酸素同位体ステージ3の段丘面と当時の古海面高度．第四紀研究，**38**，313-326.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In Farninacci, A. ed., *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970*, **2**, Tecnoscienza, Roma, 739-785.
- 増田富士雄・中里裕臣（1988）堆積相からみた鹿島—房総隆起帯の運動像．月刊地球，**10**，616-623.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠・田村 亨・鎌滝孝信（2001a）千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程．第四紀研究，**40**，223-233.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠（2001b）房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去6,000年間の相対的海水準変動と地震隆起．地学雑誌，**110**，650-664.
- Matoba Y. (1967) Younger Cenozoic Foraminiferal Assemblages from the Choshi District, Chiba Prefecture. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)*. **38**, 221-263.
- 三野浩一郎・山路 敦（1999）複数の応力状態を経験した地域における小断層解析—房総半島の更新統を例として—．地質学雑誌，**105**，574-584.
- 三谷 豊（2003）千葉県北部における下総層群の収斂現象と更新世構造運動．地球科学，**57**，193-204.
- 三梨 昂・須田芳朗（1980）20万分の1地質図幅「大多喜」．1 sheet，地質調査所．
- 三梨 昂・矢崎清貴・影山邦夫・島田忠夫・小野 映・安国 昇・牧野登喜男・品田芳次郎・藤原清丸・鎌田清吉（1962）富津—大多喜（1:50,000）．日本油田・ガス田図，no. 4，1 sheet，地質調査所．
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮

- 下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋 (1976) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質および説明書. 特殊地質図, no. 20, 91p., 2 sheets, 地質調査所.
- 宮内崇裕・宍倉正展・越後智雄 (2001) 完新世海岸段丘に記録された下総台地ー房総半島の傾動隆起 (Jm-P008) (ポスターセッション) (演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), 2001, Jm-P008.
- 宮内崇裕・三縄岳大・伊藤谷生・加藤 一・河村知徳・井川 猛 (2003) 反射法地震探査からみた鴨川地溝帯の地下構造と組織地形としての成立過程. 2003 年地球惑星関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), Q042-006.
- Miyauchi, T., Minawa, T., Ito, T., Kato, H., Kawamura, T., Ikawa, T. and Asao, K. (2006) Structurally Controlled Geomorphology on the Southern Boso Peninsula, Central Japan: Investigation Using Seismic Reflection Profiling. *Quaternary Research*, **45**, 263-274.
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・伊藤谷生 (2015) 鴨川低地断層帯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, no. 15, 109-141.
- 森脇 広 (1979) 九十九里浜平野の地形発達史. 第四紀研究, **18**, 1-16.
- 村井 勇・金子史朗 (1975) 南関東における活断層の分布. 自然災害科学資料解析研究, **2**, 77-83 (文部省自然災害特別研究自然災害科学資料収集解析総合研究班).
- 村井 勇・金子史朗 (1976) 南関東における活断層・断裂構造とネオテクトニクス. 自然災害科学資料解析研究, **3**, 27-38 (文部省自然災害特別研究自然災害科学資料収集解析総合研究班).
- 村田昌則・鈴木毅彦 (2011) 銚子地域犬吠層群小浜層中の前期更新世テフラとの対比に基づく白河火砕流堆積物群の層序の再検討. 第四紀研究, **50**, 49-60.
- 内閣府 (2013) 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 45p., 及び図表集, 138p. (<http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/shutochokkakajishinmodel/>) 2018 年 8 月 1 日閲覧)
- 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 地質図幅), 102p., 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 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 地質図幅), 107p., 2 sheets, 地質調査所.
- 中満隆博・林 広樹・北村敦史・栗原行人・田中裕一郎 (2008) 千葉県銚子地域に分布する犬吠層群の浮遊性有孔虫生層序 (予報) (O-99) (演旨). 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 81-81.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明 (1986) 房総半島南部石堂地域の地質. 静岡大学地球科学研究報告, no. 12, 209-238.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 東京, 2DVD, 60p.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, **40**, 251-257.
- 七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼 (2016) 茂原地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 101p., 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・吉野邦雄・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一 (1977) 東京湾の形成に関する一考察と地盤沈下. 日本地質学会第 84 年学術大会講演要旨, 278.
- 西田尚央・味岡 拓・池原 研・中島 礼・宇都宮正志 (2016) 九十九里浜沖柱状採泥調査の概要. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 71, 13-23.
- 西田尚央・味岡 拓・池原 研・中島 礼・宇都宮正志 (2019) 房総半島東岸沖海底堆積物の分布と層序. 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-6, 17p., 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Nishida, S. (1984) Calcareous Nanoplankton Biostratigraphy off the Boso Peninsula. *Cruise Report: Geological Investigation of the Junction Area of the Tohoku and Ogasawara Arcs, April-June 1980 (GH80-2 and 3 Cruises)*, no. 19, 67-73, 128-128, Geological Survey of Japan.
- 小島郁生・萩原茂雄・神子茂男 (1975) 白亜系銚子層群の時代. 国立科学博物館研究報告 C 類 (地学), **1**, 17-36.
- Obata, I., Maiya, S., Inoue, Y. and Matsukawa, M. (1982) Integrated Mega- and Micro-fossil Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Series C (Geology & Paleontology)*, **8**, 145-179.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**, 321-325.

- 岡崎浩子(1997)第2章6節 千葉県の大地下、下総丘陵の地質. 千葉県の自然誌, 本編2, 千葉県, 241-268.
- 奥田義久・宮崎輝旗(1986)20万分の1海底地質図「鹿島灘」. 海洋地質図, no. 27, 3 sheets, 地質調査所.
- 大久保秀一・戸野 聡・渡子直記(1990)房総半島沖堆積盆の形成機構. 地質学論集・堆積盆地と褶曲構造一形成機構とその実験的研究一, no. 34, 21-30.
- Otsubo, M., Yamaguchi, N., Nomura, S., Kimura, N. and Naruse, H. (2011) Basal slip plane of the Kurotaki unconformity in the Boranohana area along the Pacific coast of the Boso peninsula, Central Japan. *Island Arc*, **20**, 305-307.
- Otsubo, M., Utsunomiya, M. and Miyakawa, A. (2017) Re-activation of map-scale faults in response to changes in crustal stress: Examples from Boso Peninsula, Japan. *Quaternary International*, **456**, 117-124.
- Ozaki, H. (1958) Stratigraphical and paleontological studies on the Neogene and Pleistocene formations of the Tyosi District. *Bulletin of the National Science Museum*, **4**, 1-182.
- 齊藤尚人(2000)ハヶ岳東麓と関東平野の中期更新世テフラの対比とその編年. 第四紀研究, **39**, 15-23.
- 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学古生物学教室研究邦文報告, no. 93, 1-37, 4 sheets.
- 酒井豊三郎(1990)千葉県銚子地域の上部新生界一岩相・古地磁気・放散虫化石層序一. 宇都宮大学教養部研究報告 第2部, no. 23, 1-34.
- 産総研地質調査総合センター・千葉県環境研究センター(2018)都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」(<https://gbank.gsj.jp/urbangeol/> 2018年8月1日閲覧)
- 寒川 旭・垣見俊弘・加藤 完・下川浩一・土谷信之(1982)房総半島南部の活断層(演旨). 地震学会講演予稿集春季大会1982, **1**, 176.
- 佐々木克治・岩崎哲治(1992)第IV編 その他地域の石油地質 2. 東北太平洋側. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編, 改訂版日本の石油・天然ガス資源, 東京, 192-214.
- 佐藤智之・古山精史朗・小松原純子・山口和雄・尾崎正紀(2019)房総半島東部沿岸域の沖積層基底面と埋没谷. 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-6, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 里口保文(2006)房総半島を年代軸とした鮮新統～下部更新統の広域火山灰層序. 月刊地球, **28**, 49-55.
- 関本勝久・遠藤邦彦(1989)千葉県夷隅川下流域における完新統と底生有孔虫群集に基づく古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), no. 24, 65-79.
- 石油公団(2000)平成10年度国内石油天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「房総沖浅海域」調査報告書. 63p.
- 瀬野徹三・高橋正樹・巽 好幸・小林洋二・石坂恭一(1986)銚子産古銅輝石安山岩のK-Ar年代とその地学的意義(演旨). 日本火山学会講演予稿集, 1986, **1**, 13.
- 鹿間時夫・鈴木茂樹(1972)千葉県銚子半島の地質一白亜系を中心として一. 横浜国立大学理科紀要 第二類 生物学・地学, no. 19, 133-157.
- 宋倉正展(2000)房総半島の完新世最高位旧汀線高度にみられる地震性地殻変動の成分分析(演旨). 日本地理学会発表要旨集, no. 57, 174-175.
- 宋倉正展(2001)完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動. 活断層・古地震研究報告, no. 1, 273-285.
- 宋倉正展(2003)変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 東京大学地震研究所集報, **78**, 245-254.
- Shihikura, M. (2014) History of the paleo-earthquakes along the Sagami Trough, central Japan—Review of coastal paleoseismological studies in the Kanto region—. *Epi-sodes*, **37**, 246-257.
- 宋倉正展・後藤 紫・金井憲一・宮内崇裕(1999)房総半島における鴨川地溝帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, no. 18, 23-30.
- 杉原重夫(1970)下総台地西部における地形の発達. 地理学評論, **43**, 703-718.
- 杉原重夫(1978)下総台地南部, 木更津—千葉付近の下末吉面と小原台面. 明治大学人文科学研究所紀要, **17**, 1-24.
- 杉原重夫(1980)下総層群成田層の層序と基底地形. 明治大学人文科学研究所紀要, **18**, 1-41.
- 杉原重夫(2000)4.3 房総半島南部. 貝塚爽平・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. 東京大学出版会, 東京, 149-160.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 功・村田泰章(1997)活構造図「東京」第2版. 50万分の1活構造図, no. 8, 34p., 3 sheet, 地質調査所.
- 鈴木宏芳(2002)関東平野の地下地質構造. 防災科学技

- 術研究所研究報告, no. 63, 1-19.
- 鈴木 信・平野登志枝・加瀬靖之・山本達男・伊藤寛之 (1974) II. 千葉県の地学めぐり 1. 銚子半島. 千葉県「地学のガイド」編集委員会編, 地学のガイドシリーズ・千葉県地学のガイドー千葉県の地質とそのおいたちー, 2, コロナ社, 東京, 19-33.
- 鈴木毅彦・正田浩司・里口保文・藤岡導明・中里裕臣 (2005) 関東平野の形成史ー最近のテフラ・地下地質・テクトニクス研究に基づくその探求ー. 第 10 回日本第四紀学会テフラ・火山研究委員会野外集案内書, 73p.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一 (1995) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版). 特殊地質図, 地質調査所, no. 20, 109p., 2 sheets.
- 多田 堯 (1983) 関東平野の基盤構造と重力異常 (2)ー活断層の地球物理学的研究ー. 地震 第 2 輯, **36**, 359-372.
- 高橋雅紀 (2008a) 3.3.1 鴨川地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3「関東地方」, 朝倉書店, 東京, 166-175.
- 高橋雅紀 (2008b) 3.3.2 南房総地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3「関東地方」, 朝倉書店, 東京, 175-187.
- 高橋雅紀・須藤 斎・大木淳一・柳沢幸夫 (2003) 千葉県銚子地域に分布する中新統の年代層序. 地質学雑誌, **109**, 345-360.
- 高橋直樹 (1990) 銚子半島先白亜系愛宕山層群の地質ー岩相記載と形成過程に関する考察ー. 千葉県立中央博物館自然誌研究報告, no. 1, 1-13.
- 高橋直樹・高橋雅紀 (2008) 2.2.6 房総・三浦半島の嶺岡帯. 地質学雑誌編, 日本の地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 東京, 130-132.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一 (2012) 房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山ー嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 25-56.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一 (2016) 葉山ー嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌: 日本地質学会第 123 年学術大会 (2016 年東京・桜上水) 巡検案内書その 2, **122**, 375-395.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」 (第 2 版). 1 sheet, 産業技術総合研究所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 2.5 Ma の広域テフラー丹沢ーざくろ石軽石層ー. 地質学雑誌, **116**, 360-373.
- 田村糸子・山崎晴雄・水野清秀 (2014) テフラ対比に基づく千葉県銚子地域の鮮新-更新統, 犬吠層群の堆積開始時期 (HQR24-04) (演旨). 2014 年日本地球惑星科学連合大会予稿集 (DVD), HQR24-04.
- 田村糸子・水野清秀・宇都宮正志・中嶋輝允・山崎晴雄 (印刷中) 房総半島に分布する上総層群の広域テフラー特に上総層群下部におけるテフラ層序と新たな対比ー. 地質学雑誌.
- 田村 亨・村上文敏・渡辺和明 (2007) 九十九里浜平野における相対海面変動の空間多様性ー地中レーダーを用いた復元ー. 地学雑誌, **116**, 664-672.
- Tamura, T., Nanayama, F., Saito, Y., Murakami, F., Nakashima, R. and Watanabe, K. (2007) Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology*, **54**, 1149-1162
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y. (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, **248**, 11-27.
- Tanahashi, M. and Murakami, F. (1984) Continuous Seismic Reflection Profiling Survey on the Southeastern Off-shore of the Boso Peninsula. *Cruise Report: Geological Investigation of the Junction Area of the Tohoku and Ogasawara Arcs, April-June 1980 (GH80-2 and 3 Cruises)*, no. 19, 47-53, 127-127, Geological Survey of Japan.
- 棚橋 学・本座栄一・西村清和・村上文敏 (1983) 20 万分の 1 海底地質図「房総半島東方」および説明書. 海洋地質図, no. 24, 26p., 1 sheet, 地質調査所.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・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.
- Tokuhashi, S. (1979) Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Memoirs of the Faculty of Science Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, **46**, 1-60.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 136p., 1 sheet, 地質調査所.
- 徳橋秀一・石原与四郎 (2008) 1 万 5 千分の 1 千葉県清和県民の森周辺の地質図および説明書. 特殊地質図, no. 39, 95p., 1 sheet, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

- 塚原弘昭・小林洋二(1991) 中・西部日本の地殻応力。地震第2輯, **44**, 221-231.
- 宇野沢 昭・岡 重文・坂本 亨・駒沢正夫(1983) 20万分の1地質図幅「千葉」, 1 sheet, 地質調査所.
- 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., Kusu, C., Majima, R., Tanaka, Y. and Okada, M. (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**, 125-137.
- 渡部景隆・増田富士雄・桂 雄三・岡崎浩子(1987) 関東地方の自然環境の移り変わり(2). 地学教育, **40**, 79-90.
- 山口和雄・伊藤 忍・木下佐和子(2019) 反射法地震探査による九十九里平野沿岸陸域の浅部地下構造. 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-6, 36p., 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, **22**, 429-440.
- 山本修治・阿部信太郎・佐藤比呂志・古屋 裕・荒井良祐・津村紀子・伊藤谷生(2013) 房総半島南部太平洋側浅海域における海溝斜面盆地群の構造ー2005・2007 房総南部浅海域高分解能反射法地震探査の成果ー. 活断層・古地震研究報告, no. 13, 75-110.
- 山中克正・佐藤活志・山路 敦(2015) 外房地域東海岸の応力史再訪(R14-P-11)(ポスターセッション)(演旨). 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, 285.
- 柳沢幸夫・渡辺真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹(2006) 3.2.4 大深度ボーリング試料による地質年代調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成17年度成果報告書, 296-329. ([http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/daidai/h17seika-hokokusho/honbun_final/3_2_4\(pp.296-313\).pdf](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/daidai/h17seika-hokokusho/honbun_final/3_2_4(pp.296-313).pdf) 2018年8月1日閲覧)
- 柳沢幸夫・渡辺真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹(2007) 3.2.4 大深度ボーリング試料による地質年代調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成18年度成果報告書, 355-381.
- (http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/daidai/H19daidai_report/contents1/pp355_381%20daishindo%20boringu%20shiryo.pdf 2018年8月1日閲覧)
- Yeats, R. S. (1986) Faults related to folding with examples from New Zealand. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, **24**, 273-292.

(受付: 2018年9月25日; 受理: 2018年11月29日)