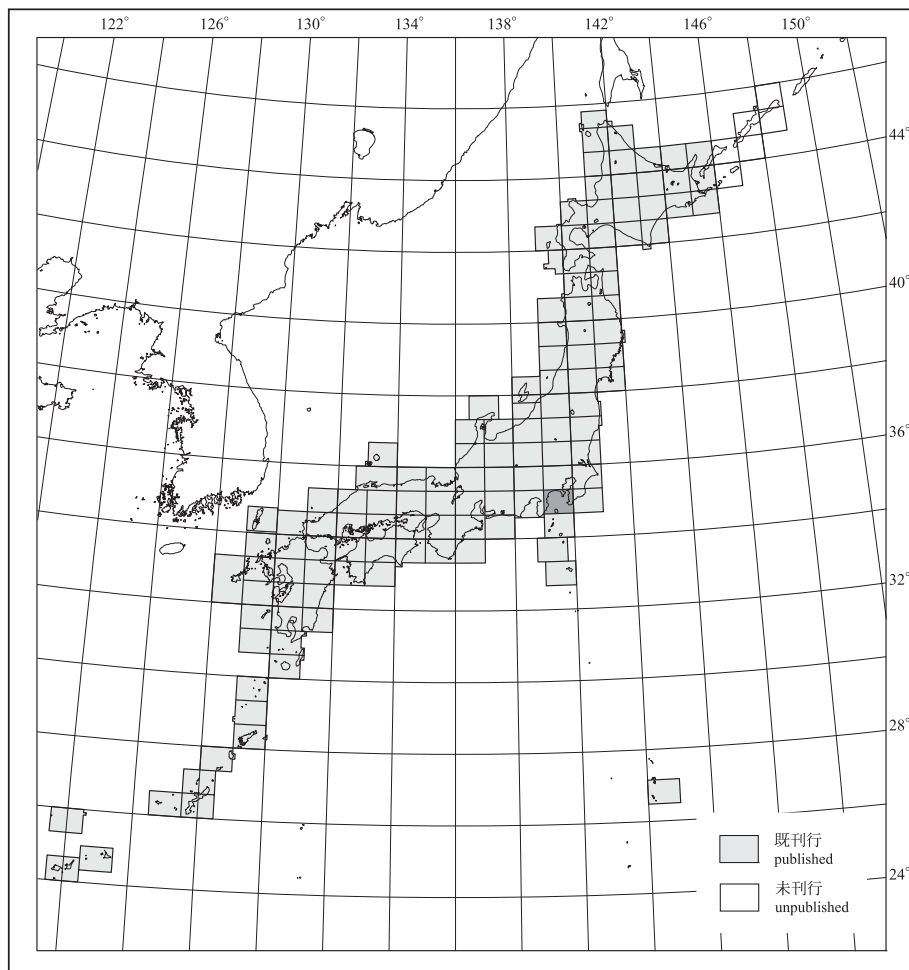


20万分の1地質図幅「横須賀」 (第2版)

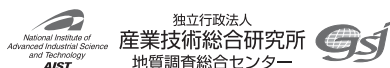
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, YOKOSUKA (2nd EDITION)

竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫
Keiji TAKEUCHI, Teruki OIKAWA, Makoto SAITO, Osamu ISHIZUKA,
Kenzo SANEMATSU and Masao KOMAZAWA



平成27年

2015



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅は、産業技術総合研究所地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が編集発行している地質図幅の1つである。20万分の1地質図幅「横須賀」は、国土地理院発行の20万分の1地勢図「横須賀」の範囲の地質をまとめたもので、1980年発行の第1版（三梨ほか、1980）を改訂した第2版である。

本図幅の範囲は相模灘を中心とし、千葉県房総半島、神奈川県三浦半島、静岡県伊豆半島東半部、及び東京都伊豆大島などが含まれる。本図幅地域の既刊地質図には、後述の地質調査所及び産総研地質調査総合センター発行の地質図幅の他に、本地域全域を含む20万分の1地質図として関東地方土木地質図編纂委員会編（1996）、本地域の一部分の10万分の1地質図として鈴木ほか（1995）、横須賀市編（2012）及び磐江（2012）がある。また5万分の1地質図として、土地分類基本調査の各表層地質図（千葉県企画部企画課編、1971、1973、1977；静岡県農地森林部農地企画課編、1984、1985；神奈川県企画部企画調整室編、1986、1987、1988）、神奈川県教育委員会（1980）がある。

本図幅は、主として公表されている地質図類を基に編集したものであるが、伊豆半島ならびに房総・三浦半島では野外地質調査も実施した。各地質の分担は、房総・三浦半島などの付加体を齋藤が、堆積堆積物及び第四紀堆積層を竹内が担当した。伊豆半島及び大島の地質体を及川・石塚が担当した。応用地質を実松が、重力を駒澤が担当した。

神奈川県生命の星地球博物館の平田大二館長には、資料提供をしていただくとともに、葉山層群の年代論についてご教示いただいた。記して感謝申し上げます。

本図幅の1980年発行の第1版と比較した主な改訂点は以下のとおりである。

(1) 中部中新統以上の地質については、以下に述べるものを除き、1980年以降、地質調査所及び産総研地質調査総合センターで新たに発行された5万分の1地質図幅「富津」・「那古」・「館山」・「横須賀」・「三崎」・「熱海」、及び調査中の「伊東」、「稲取」の未公表資料に基づき地質図を改訂した。「那古」の一部については齋藤（1992）の地質図も参考にした。「小田原」から「平塚」にまたがる大磯丘陵の地質は、神奈川県企画部企画調整室編（1987、1988）のほかIto（1986）を参考にして編集した。

(2) 房総半島の嶺岡コンプレックス、保田層群分布域の地質図は高橋ほか（2012）、齋藤（1992）を基にした。さらに鴨川低地断層帯の西部については、鈴木ほか（1990）の蛇紋岩の分布を頼りに地質調査を行い、高橋ほか（2012）の推定した蛇紋岩を鍵層にした地質構造の考え方を採用して地質図を作成した。鴨川低地断層帯の南側の岩相分布は齋藤（1992）に従った。三浦半島の嶺岡コンプレックス、葉山層群分布域の地質図は江藤ほか（1998）を参考にして編集した。葉山層群の分布する江の島については新たに調査を行い、高麗山層群分布の分布する大磯丘陵の地質図はIto（1986）を基に、地質調査を行って作成した。保田層群、葉山層群、高麗山層群については共通凡例を作成し、必要に応じ従来地層名との対応を凡例中に示した。

(3) 箱根火山群に関しては、日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編（2007）を参照し、伊豆大島火山に関しては川辺（1998）を参照して新たな調査結果を加え編集した。

なお、各地層の地質時代について、研究の進展により精細化するとともに、2009年に第四紀（更新世）の下限の定義が変更され（ICS、2012；JIS A0204：2012）カラブリアン期を更新世に含める修正を加えた。地層界線、断層線などの地質学的属性についてはJIS A0204：2012に従って、存在確実度特定、位置正確度不特定として扱った。海域の断層については、活断層と通常の断層との区別をしなかった。

本報告では、国土地理院発行の5万分の1地形図の区画を指して「○○」地域と表記する。

2. 地形

20万分の1地質図幅「横須賀」地域の地形は、中央部を広く相模湾・相模灘が占め、西部に伊豆半島の東半部、東部に房総半島の西半部、北部に三浦半島など神奈川県沿岸部、及び南部に大島（伊豆大島）が位置している（海底地形については第4章参照）。

伊豆半島の地形は、標高500m前後の山地が大部分を占め、南部に天城山（標高1,406m）、北部に箱根山が位置する。南北25km以上の外輪山の大きさを有する箱根山はカルデラをもつ活火山である。最高点は中央火口丘の神山（1,438m）で、その南西には堰止湖である芦ノ湖がある。伊豆半島の南東部には単成火山群が分布し、その一つである大室山（580m）は麓からの高さ約300mの円錐形の姿で知られている。

房総半島の地形は、全般に標高200～300m程度の丘陵をなし、全体が房総丘陵と呼ばれている。最高点は「那古」地域東縁の愛宕山（408m）で、その山塊の西部に位置する齋山（329m）はその特徴的な山容で知られている。「那古」地域北寄りには鴨川低地断層帯（千葉県、2001）が東西に延びる。この低地の中は、地すべり地形が多く認められ、緩斜面に千枚田が作られるなど、特異な地形をなす。地すべり地形は、嶺岡コンプレックスを構成する破断した砂岩泥岩互層や蛇紋岩の分布域と重なる。また、東西方向のリニアメントが多く認められ、その一部は蛇紋岩の分布と一致する。鴨川低地断

層帯の西部では、凝灰質で硬質な砂岩が比較的傾斜が急な山地を作る。類似の堆積物が分布する鴨川低地断層帯の北側と南側も、比較的急峻な地形をなす。房総半島南端の海岸沿いには海岸段丘地形が発達し（川上・穴倉、2006）、見物海岸などでは1923年関東地震により隆起してできた段丘地形が知られている。

三浦半島は標高150～200m前後の丘陵をなし、最高点は中央部の大楠山（241m）である。三浦半島中軸部、江の島、大磯丘陵では、周囲の堆積物より相対的に硬い葉山層群・高麗山層群の分布域が差別浸食により丘陵地や島をなす。三浦半島南半部及び東部の一部では、後期更新世の段丘堆積物による台地地形が発達する。

大磯丘陵は本図幅地域北部から北隣「東京」図幅地域にかけて連なる。本図幅地域内では標高100～200m程度の丘陵であり東部に鷹取山（219m）がある。

大島は大島火山からなる火山島で、島の中央にある三原山（758m）はカルデラ内の中央火口丘である。

（竹内圭史・齋藤 眞）

3. 地質

3.1 地質概説

本図幅地域の陸地に分布する地質体は、大きく房総半島・三浦半島に分布する新生代の付加体と前弧海盆・斜面堆積層、伊豆半島に分布する鮮新世～更新世の火山岩・堆積岩、及び第四紀火山に大別される。

本図幅地域に分布する地質体のうち最も古い地層は、房総半島・三浦半島に分布する嶺岡コンプレックス及び保田層群・葉山層群・高麗山層群である。これらは始新世～中期中新世の岩石から構成される付加体であり、伊豆島の本州弧への衝突によって形成されたと考えられている（高橋、2008など）。また、三浦半島の三崎層と房総半島の西岬層は後期中新世～前期鮮新世の付加体で、日本の陸上に露出する付加体のうち最も新しい付加体である。

房総半島・三浦半島に分布する新第三系～第四系は、佐久間層群、安房層群・三浦層群、南房総層群、千倉層群、上総層群、下総層群に区分される（第1図）。このうち前期中新世～後期鮮新世にかけての佐久間層群から千倉層群までの地層の層序区分・地史上の位置づけは研究により異なるが、本図幅では主に川上・穴倉（2006）・高橋（2008）の層序区分・位置づけに従った。佐久間層群と安房層群・三浦層群は前弧海盆堆積物、南房総層群・千倉層群及び豊房層群（上総層群相当）は海溝陸側斜面堆積物と考えられている（川上・穴倉、2006；高橋、2008）。上総層群は約3Maの黒滝不整合により下位層を覆う後期鮮新世～中期更新世の前弧海盆堆積物、下総層群は中期～後期更新世の水河性海水準変動に伴う浅海成層である（中嶋・渡辺、2005参照）。

伊豆半島には、主に南部に鮮新世～前期更新世の堆積岩・火山岩からなる白浜層群（約1Maの十足安山岩などの火山岩を含める）及び天城火山噴出物が分布する。中部には前期～中期更新世の宇佐美～多賀火山群噴出物などの火山岩が分布する。北部には0.5Ma以降の第四紀火山である箱根火山群噴出物が広く分布する。このほか本図幅地域北西隅には鮮新世～前期更新世の足柄層群が分布する。

第四紀火山は箱根火山のほか、伊豆大島全島を構成する大島火山と、伊豆半島東部及び東方沖海底に単成火山群が多数存在する。

本図幅地域には、北伊豆活断層系・国府津～松田断層・三浦半島断層系の3つの活断層群が知られている。このうち国府津～松田断層は、相模トラフ中軸の断層とともに、フィリピン海プレートと北米プレートとの境界断層が地上に現れたものと考えられている。

（竹内圭史）

3.2 嶺岡コンプレックス、保田層群及び相当層

本図幅では、房総半島南部、三浦半島、大磯丘陵にそれぞれ分布する保田層群、葉山層群、高麗山層群を前期～中期中新世の堆積岩及び火山岩からなる地質体として一括し、古第三紀のチャートや玄武岩、また蛇紋岩がメランジュ状の分布を示す地質体を嶺岡コンプレックスとした。保田層群及び相当層については、凝灰質の堆積物に富むことから、伊豆弧前縁の海溝陸側斜面堆積物が本州弧に付加したものとする谷口ほか（1991）の見解をおおむね踏襲するとともに、本地域の嶺岡コンプレックスや保田層群及び相当層全体を付加体と考える高橋（2008）の見解に従って、これらを伊豆弧を構成する付加体及びその表層の堆積物や噴出物が付加した物とらえた。これらは、糸魚川～静岡構造線沿いに分布する瀬戸川層群、大井川層群等の付加体に対比されると考えられる。ただし、嶺岡コンプレックス、保田層群及び相当層に帰属する地質体の名称、区分については高橋（2008）と異なっている部分もある。

房総半島の地質図は高橋ほか（2012）、齋藤（1992）を基にした。鴨川低地断層帯の西部については、鈴木ほか（1990）の蛇紋岩の分布を頼りに地質調査を行い、高橋ほか（2012）の推定した蛇紋岩を鍵層にした地質構造の考え方を採用し、地質図を作成した。鴨川低地断層帯の南側の岩相分布は齋藤（1992）に従った。三浦半島については、地質図は江藤ほか（1998）を参考にして編集した。江の島は新たに調査を行い、大磯丘陵はIto（1986）を基に、地質調査を行って作成した。

3.2.1 嶺岡コンプレックス

〔蛇紋岩〕本地域の嶺岡コンプレックス主要構成要素として蛇紋岩(u)がある。房総半島では主にハルツバージャイトが蛇紋岩化作用を受けたとされ(兼平, 1976など)。嶺岡低地断層帯周辺では、多くの蛇紋岩の小岩体が知られている(鈴木ほか, 1990; 高橋ほか, 2012)。さらに蛇紋岩の分布地がリニアメント上に並び、高橋ほか(2012)に示されるように構造面に沿って分布していることが推定される。

三浦半島の横須賀市池子の蛇紋岩は蛇紋岩角礫岩からなり(狩野ほか, 1975)、周囲の葉山層群衣笠層が様々なブロックを含むとされている(江藤ほか, 1998)ことから、葉山層群の堆積場に蛇紋岩が露出していたことが考えられる。ほぼ西北西-東南東方向に並んでおり、房総半島と同様構造面に沿って分布し、その一部が葉山層群と不整合関係にある可能性が高い。

〔火成岩類〕本地域の嶺岡コンプレックス、保田層群、葉山層群、高麗山層群分布域に含まれる火山岩類は、安山岩、アルカリ玄武岩、ソレライト玄武岩があり、後述のように安山岩は前期中新世で、玄武岩類の放射年代はそれぞれ古第三紀と前期中新世の2つの時代を示す。古第三紀のものは嶺岡コンプレックスの一部とし、チャートや石灰岩に対する基盤であったと考え、

中新世のものは、後述の保田層群及び相当層に含めた。

玄武岩類にはアルカリ玄武岩(Mk)とソレライト玄武岩(Mb)があり、横須賀市平作の玄武岩はアルカリ玄武岩(谷口・小川, 1990)で、Kaneoka *et al.* (1981)が50~40MaのK-Ar年代を報告している。木村・藤岡(1981)が高麗山層群中の玄武岩としてLoc.2の玄武岩は、小出ほか(2002)の推定に基づいてこれに含めた。一方房総半島では、本地域外の鴨川港の玄武岩から、49±13MaのAr-Ar年代が報告されている(Hirano *et al.*, 2003)。これらから、古第三紀にはソレライトとアルカリ玄武岩の活動があったと考えられる。閃緑岩(Md)は普通角閃石、単斜輝石、斜長石からなり、少量の石英と磁鉄鉱を含み、カタクラスティックな変形を被っている(兼平, 1976)。

また、嶺岡コンプレックスに含まれると考えられているチャートなどの陸源物質に乏しい堆積物の年代は後述のように古第三紀を示し、両者は関係が深いと考えられることから、ともに嶺岡コンプレックスに含めた。

〔堆積岩類〕嶺岡コンプレックスには、高橋ほか(2012)が榎木畑層とした砂岩泥岩互層、八丁層とした層状泥岩、白滝層に対比されるチャート及び珪質泥岩のほか、高橋(2012)が保田層群の「青木山層の剪断帯」(元名層、富川層、荒島層起源も含まれる)とした破断した砂岩泥岩互層を含めた。本地域のこれらの地質体から化石の産出報告はないが、白滝層のチャートなど、陸源物質に乏しい堆積物の時代は古第三紀である(鈴木ほか, 1984; 飯島ほか, 1984など)。八丁層は、前期中新世のアルカリ玄武岩上に累重する保田層群平久里層に相当する可能性もある(高橋ほか, 2012)。高橋ほか(2012)は上述の「青木山層の剪断帯」に剪断変形を免れた青木山層のブロックが存在すると考えているが、剪断帯を構成する岩石の帰属を決定づける根拠はない。この産状は保田層群と嶺岡コンプレックスが混在化した可能性も考えられるが、蛇紋岩やチャートの周囲を囲むように分布することから、瀬戸川層群と同様の地質体を構成すると考え、嶺岡コンプレックスの一部とした。

3.2.2 保田層群、葉山層群、高麗山層群

〔火山岩類〕三浦半島では葉山下山川沿いの玄武岩質安山岩(Hd)が、葉山層群森戸層に入ると考えられてきた(渡部ほか, 1968)が、森戸層に接触変成は認められておらず、安山岩のK-Ar年代23.4±0.8Ma(谷口ほか, 1988)、19.5±0.7Ma(今永・山下, 1999)はいずれも森戸層より古い値を示す。大磯丘陵の高麗山北西側の万田地区の火山岩体は、従来玄武岩とされていた(木村・藤岡, 1981)が、小出ほか(2002)は化学成分から安山岩としている。これらも玄武岩質安山岩(Hd)に含めた。葉山層群銜摺層には、噴出年代不明の安山岩及び玄武岩火砕岩(Hv)が知られており、玄武岩質安山岩(Hd)から一連の前期中新世の火山岩の活動によるものかもしれない。なお、三浦半島では、断層破砕帯に挟み込まれた産状の火山岩の小岩体が報告されており、蛸子・山下(2012)によって産状、化学組成、放射年代がまとめられている。

房総半島では、南房総市平久里中のアルカリ玄武岩(Hk)が前期中新世(19.62±0.90Ma)のAr-Ar年代(Hirano *et al.*, 2003)をもち、前期中新世バーディガリアン期の海緑石泥岩(石灰岩を伴う)に覆われ(小川・藤岡, 1985; 高橋, 1994)、両者の年代にほとんど差が無く、アルカリ玄武岩の噴出から浅海成の泥岩の堆積がほぼ一連で、浅海成の泥岩が堆積する場所に玄武岩が噴出したことを示している。

〔堆積岩類〕保田層群とそれに相当する葉山層群、高麗山層群の堆積岩類は、一般に凝灰質な堆積物である。房総半島の保田層群は凝灰質な砂岩、泥岩、凝灰岩からなり、前期中新世の後期~中期中新世の前期を示す放散虫化石が報告されている(斎藤, 1992)。本図幅では上述のように前期中新世のアルカリ玄武岩とそれを覆う海緑石泥岩(ミクライト石灰岩を伴う)も保田層群に含めた。

葉山層群は、泥岩主体の森戸層、安山岩火砕岩や砂岩泥岩互層からなる銜摺層、凝灰質砂岩・泥岩からなる大山層、矢部層、オリストストロームの存在が推定されている衣笠層に区分されている(例えば江藤ほか, 1998)。このうち森戸層、銜摺層、大山層からは、前期中新世の後期~中期中新世の前期を示す珪藻化石(芳賀・鈴木, 1999)、放散虫化石(鈴木, 2012)が報告されている。一方、衣笠層分布域からは、中期中新世を示す放散虫化石(鈴木, 2012)、石灰質ナンノ化石(岡田ほか, 1991)が得られており、森戸層~大山層より若干若い年代を示す。西方の江の島の葉山層群からは、川上ほか(2005)が中期中新世の放散虫化石を報告しており、矢部層に対比される可能性が高い。

大磯丘陵に分布する高麗山層群については、木村・藤岡(1981)、Ito(1986)の報告がある。断層の認定には差があるものの、両者とも、高麗山山頂付近で東西に延びる向斜軸を示し、山頂部に上位の千畳敷層、その南北に下位の北大磯層が分布するとして、千畳敷層は粗粒凝灰質砂岩で珪質ないし苦鉄質の火砕岩を含む。南側の北大磯層は成層した白色凝灰岩が主体である。しかし石灰質ナンノ化石(小沢・堀内, 2005)、浮遊性有孔虫化石(石浜ほか, 2012)によると、千畳敷層は前期中新世~中期中新世、北大磯層は中期中新世~後期中新世で北大磯層の方がやや新しい。また、南東側の国道1号線沿いの凝灰質泥岩の方が更に新しく中期中新世の後期~後期中新世の前期の年代を示し、千畳敷層の南側の北大磯層とされる白色粗粒凝灰岩層も同様の堆積年代の可能性が高いことから、高麗山の南側の北大磯層とされた地層を後述の南房総層群石堂層相当層とした。

		西/南←		地域				→東/北							
万年前	地質時代	三崎(1980)	横須賀(1998)	館山(2006)	那古(1990)	富津(2005)									
1	完新世	沖積層	沖積層	段丘 沖積層	沖積層	段丘 沖積層									
5	更新世	武蔵野ローーム層上部 三崎砂礫層 小原台砂礫層 下末吉層	三崎砂礫層 小原台砂礫層	段丘堆積物		下総層群 姉崎層 木下層 清川層 上泉層 敷層 地蔵堂層	段丘堆積物								
13				相模層群 宮田層	豊房層群		池ノ内層 嵯峨志層 本郷層 衣井層	上総層群 大田代層 貴和田層 十宮層 黒湯層							
40															
78															
1	更新世	相模層群	豊房層群	瀧川層 東長田層 加茂層	上総層群 竹岡層	下総層群 世森層 国本層 * 大田代層 貴和田層 十宮層 黒湯層	上総層群								
2							上総層群 大船層など 野島層 浦郷層	千倉層群 布良層	萩生層 稲子沢層	安房層群 天津層	安房層群				
3															
4											安房層群 返子層	白間津層 白浜層	安野層 清澄層	安野層	
5															
6	中新世	三崎層	三浦層群 初声層	西岬層	安房層群 天津層	安房層群 天津層	安房層群								
7															
8															
9															
10															
11															
12															
13	新世				木の根層	木の根層	木の根層								
14															
15															
16	前期				佐久間層群 中尾原層 奥山層 大崩層		佐久間層群								
17															
18															

第1図 房総・三浦半島の中新世以降の新生界層序対比図

5つの5万前の1地質図幅の層序区分を対比した図。地質年代は5Ma以前と以後で目盛りが異なっており、中期中新世以降(78万年前以降)は別に拡大して示した。地層の時代範囲の上限・下限の破線は、上限・下限が不明であることを示す。「那古」図幅で三浦層群とされた地層はこの図では佐久間層群・安房層群とした。「三崎」図幅の三崎層は付加体とみなし三浦層群から除外した。

3.3 西岬層・三崎層

三浦半島の三崎層と房総半島の西岬層は、いずれもスコリア質で黒色の砂岩・礫岩と白色のシルト岩の互層からなる付加体である (Yamamoto *et al.*, 2009など)。房総半島では川上・宍倉 (2006) に従い、三浦半島では小玉ほか (1980)、江藤ほか (1998) を基に、特に三浦半島西岸で地質調査を行って地質図を新たに作成した。両層の年代は、西岬層は川上・宍倉 (2006)、三崎層は鈴木・蟹江 (2012) の総括に従った。岩相・年代から茅ヶ崎のエポシ岩も本層に対比される (鈴木・蟹江, 2012)。

(斎藤 眞)

3.4 房総・三浦半島の前弧海盆・海溝陸側斜面堆積物

3.4.1 佐久間層群

佐久間層群は房総半島中央部に分布し、嶺岡コンプレックス・保田層群などの付加体を不整合に覆う前弧海盆堆積物のうち最も下位の、前期中新世末から中期中新世初頭にかけての地層群で、大崩層・奥山層・中尾原層からなる (高橋, 2008)。従来は三浦層群に含まれることも多かった (鈴木ほか, 1990)。「那古」地域東縁から「鴨川」地域にかけての加茂川沿いに分布する富川層・神川層 (中嶋ほか, 1981) は、高橋 (2008) に従い佐久間層群に含めた。本報告ではこれら5層を岩相・層位に基づき下位から上位へ、礫岩・砂岩を主とする大崩層及び奥山層 (K1)、砂岩泥岩互層からなる中尾原層 (K2)、細粒砂岩及びシルト岩からなる富川層及び神川層 (K3) の3つに大別して示した。

3.4.2 安房層群及び三浦層群

安房層群・三浦層群は房総半島・三浦半島に広く分布する中期中新世－後期鮮新世の厚い地層である。これらの地層は1990年代までは一般に三浦層群と総称されたが、近年は房総半島・三浦半島に分布する前弧海盆堆積物を安房層群、三浦半島に分布する海溝陸側斜面堆積物を三浦層群と呼ぶ区分が提唱されている (高橋, 2008)。安房層群は木の根層・天津層・清澄層・安野層に区分される (中嶋・渡辺, 2005)。三浦半島に分布する安房層群は逗子層・池子層に区分され、三浦層群は初声層に区分される (高橋, 2008)。従来三浦層群とされていた三崎層は本報告では付加体とみなし三浦層群から除外した (3.3参照)。これらの地質時代は木の根層が中期中新世、天津層が後期中新世、清澄層・安野層と初声層・逗子層・池子層などが後期中新世－後期鮮新世である。

本報告では、安房層群・三浦層群を地質時代で3分した上で岩相区分して凡例記号Am～Apとし、枝番を付して各地層名との対応を示した。すなわち中期中新世の泥岩を主とする木の根層はAm1、後期中新世の天津層は泥岩相をAm2、凝灰岩相をAt1とし、後期中新世－後期鮮新世の逗子層・清澄層などはそれぞれ記号As・Aa・At・Apとした。鈴木ほか (1990) の稲子沢層・萩生層(At2)のうち稲子沢層は中嶋・渡辺 (2005) の天津層 (Am2) とした。大磯丘陵の鷹取山層 (As3)、剣沢層 (Ap) (Ito, 1986；石浜ほか, 2012) は三浦層群に対比した。

3.4.3 南房総層群

南房総層群は、鴨川低地断層帯以南に分布する海溝陸側斜面堆積盆堆積物の総称で、岩井袋層・原岡層・小浜層・小浦層・石堂層・平館層・鏡ヶ浦層、及び東隣「大多喜」地域に分布する東層からなる (川上・宍倉, 2006)。「那古」地域中部で小浜層・原岡層に隣接する南無谷層は、斎藤 (1992)・川上・宍倉 (2006) のように保田層群とする見解もあるが、本報告では鈴木ほか (1990)・高橋 (2008) に従い堆積盆堆積物とみなして南房総層群に含めた。南房総層群は保田層群を不整合に覆い、南無谷層 (B1) は泥岩、岩井袋層 (B2) から鏡ヶ浦層 (B8) まではいずれも砂岩泥岩互層からなる。南房総層群の地質時代は中期中新世から前期鮮新世にわたっており、そのうち南無谷層は中期中新世の前期、平館層・鏡ヶ浦層は前期鮮新世である (斎藤, 1992；川上・宍倉, 2006)。また、大磯丘陵に分布する凝灰質泥岩 (Bet) は石堂層に対比した (3.2.2参照)。

3.4.4 千倉層群

千倉層群は房総半島南部にまとまって分布する海溝陸側斜面堆積盆堆積物－海溝充填堆積物である (中尾ほか, 1986；川上・宍倉, 2006)。凝灰質な砂岩泥岩互層を主とし一部に礫岩を伴う地層で、下位より白浜層・白間津層・布良層・畑層に区分されている (川上・宍倉, 2006)。千倉層群の地質時代は後期鮮新世から前期更新世にかけてであり、北方の上総層群下部と同時期である (川上・宍倉, 2006)。本報告では白浜層と白間津層を一括して凡例記号C1とし、以下布良層 (C2)・畑層 (C3)・畑層長尾川砂岩部層 (C4) とした。また、「那古」地域で鈴木ほか (1990) が鏡ヶ浦層とした凝灰質砂岩は、川上・宍倉 (2006) の見解に従い布良層 (C2t) とした。

3.4.5 上総層群及び相当層

上総層群は安房層群を不整合に覆う前期－中期更新世の前弧海盆堆積物で、この不整合は黒滝不整合と呼ばれる (中嶋・渡辺, 2005；川上・宍倉, 2006)。典型的に分布する房総半島中部地域では、下位より黒滝層、千倉層、黄た和田層、大田代層、東日笠層、梅ヶ瀬層、国本層、市宿層、長南

層、笠森層の10層に区分されている (中嶋・渡辺, 2005)。また、三浦半島北部の上総層群は浦郷層・野島層に区分されている (江藤ほか, 1998)。

本図幅では、これらの地層を岩相に基づき砂岩礫岩相 (Ks)・砂岩泥岩互層相 (Ka)・泥岩相 (Km) の3つに区分し、岩相毎に下位から上位へ番号を付けて地層名との対応を表示した。これらはおおむね層 (formation) 区分に対応するが、笠森層については下部2岩相 (Ks5・Km3)・上部2岩相 (Ks7・Kas) に細分した。三浦半島の浦郷層はKs2、野島層はKa2とした。なお、三浦半島中部に分布する林層 (江藤ほか, 1998) は分布が狭小なため本地質図では表現していない。

豊房層群は房総半島南部に分布する更新世の海溝陸側斜面堆積盆堆積物で、下位より加茂層 (Ka5)・東長田層 (Ka6)・滝川層 (Ks6) からなる (中尾ほか, 1986；川上・宍倉, 2006)。地質時代としては上総層群上部に相当し、本報告では上総層群に対比した。

二宮層群 (Ka9) は大磯丘陵に分布する上総層群相当層である (神奈川県企画部企画調整室編, 1987, 1988)。

(竹内圭史)

3.5 伊豆半島及び箱根地域の地質

3.5.1 白浜層群

伊豆半島の新第三系は、横須賀図幅第1版では下位から湯ヶ島層群、白浜層群に二分されていたが、第2版では後期中新世－前期更新世の主には水底に定置した堆積岩・火山岩を白浜層群として一括する。伊豆半島の新第三系は、以前は下位のより変質した湯ヶ島層群と上位の変質の程度の弱い白浜層群に二分されることが多かったが、最近までそれらを対象とした年代学的研究はあまり行われてこなかった。近年の研究 (石塚・及川, 2008；及川・石塚, 2008；杉山ほか, 2010；Tani *et al.*, 2011；石塚・及川, 2012) により、これら新第三系に対し信頼できる客観的な年代軸が入れられた。その結果、従来湯ヶ島層群とされてきた地層は、模式地の年代値 (4.53±0.21Ma；Tani *et al.*, 2011) も含めて、白浜層群の年代と差がないこと、従来白浜層群、湯ヶ島層群ともに第四紀の地層も含み、その形成時期は後期中新世から前期更新世にあたることが明らかとなった。そのため、第2版では湯ヶ島層群の名称を使わない。なお、第1版で白浜層群の上位層とされた泥岩・砂岩・礫岩で構成される城層は、層序関係及び年代値とも下位の白浜層群構成層形成後にほぼ連続的に形成された海成層 (一部河川成堆積物を含む) と考えられるので、第2版では白浜層群に含めた。また、下位の水中火山岩からは連続的に形成されたと判断される、明瞭な火山地形を形成しない火山岩 (池北安山岩、十足安山岩、白田川山岩類；葉室, 1978；小野・角, 1959) (Ts) も白浜層群に含めている。

本図幅地域に分布する白浜層群は、鮮新世－前期更新世に形成された主に水中火山活動による噴出物とその周囲に堆積した堆積岩からなる。水中火山活動による噴出物は玄武岩－安山岩溶岩・火砕岩 (Sv) が主であるが、デイサイト－流紋岩溶岩・火砕岩及び軽石質火砕岩 (Sr) も存在する。またそれらは同質の貫入岩も伴うこともある。堆積岩類 (Ss) は、礫岩、凝灰質砂岩、泥岩などで構成される。伊豆半島部における本図幅地域内の白浜層群から得られた年代値は約3.5～1 Maの間であり、最も古いものは河津町鬼ヶ崎の流紋岩溶岩の約3.5MaのU-Pb年代値 (Tani *et al.*, 2011) で、最も新しいものは伊豆市冷川向に露出する軽石質凝灰岩の約1 MaのジルコンFT年代値 (及川・石塚, 2008) である。

なお、箱根火山の基盤をなす早川凝灰岩層は微化石年代から鮮新世とされており (萬年ほか, 2003)、さらにその下位に分布する、久野 (1952) が湯ヶ島層群とした凝灰角礫岩層中の斑れい岩礫のジルコンのFTおよびU-Pb年代も約5～4Ma (山下ほか, 2008) であることから、いずれも鮮新世以降の堆積物である。そのため第2版では、早川凝灰岩層と整合関係にあり水中に定置したと考えられている須雲川安山岩類 (久野, 1966) もあわせて、これらの地層が鮮新世に形成されたと考えた。さらに岩相上の類似から本図幅では白浜層群として一括し示している。

3.5.2 足柄層群

足柄層群 (A) は箱根火山と丹沢山地の間に分布する前期－中期更新世の堆積岩類で主に構成され、本州弧とそれに衝突する前の伊豆半島との間に堆積したトラフ充填堆積物と解釈されている (Huchon and Kitazato, 1984；天野ほか, 1986)。本図幅地域にはその南縁部が分布し、下位より安山岩質凝灰岩層を挟む砂岩泥岩互層からなる瀬戸層、主にシルト岩砂岩互層からなる畑層、火砕岩層を挟む礫岩砂岩互層からなる塩沢層などで構成される。本層群は約1.2Maの矢倉岳石英閃緑岩 (倉沢ほか, 1989) (Y) に貫かれ、箱根火山噴出物に覆われる (天野ほか, 1986；狩野ほか, 1988)。

(及川輝樹・石塚 治)

3.6 伊豆半島の第四紀後半の火山噴出物

伊豆半島におけるおよそ1 Ma以降の複成火山の火山噴出物は、宇佐美－多賀火山群噴出物 (120～40万年前)、汐吹岬火山岩類 (60～50万年前)；SF、天城火山噴出物 (58～28万年前)；Ag) などの玄武岩－安山岩質の溶岩・火砕岩である。宇佐美－多賀火山群は、時空間分布から、

下多賀火山噴出物 (120~80万年前: Uts), 宇佐美火山噴出物 (100~75万年前: Utu), 大崎火山噴出物 (75~65万年前: Uto), 熱海火山噴出物 (70~45万年前: Uta), 魚見岬火山噴出物 (60~50万年前: Utm), 網代火山噴出物 (70~40万年前: Utj), 初島火山噴出物 (70~60万年前, 一部30万年前より若い: Uth) などにさらに細分される (及川・石塚, 2011). これら火山噴出物では, それ以前のもの異なり, 海岸部を除き顕著な水中火山活動の証拠が認められなくなる. これら複成火山の上に, 約70~10万年前までのデイサイトー流紋岩質の溶岩からなる小火山体 (Rm) が分布する. また, 30万年前以降では, 玄武岩-安山岩溶岩・火砕岩 (Ib) を主としデイサイトー流紋岩溶岩・火砕岩 (Ir) も伴う東伊豆単成火山群 (荒牧・葉室, 1978; 早川・小山, 1992; 小山ほか, 1995) の活動が起こっている. この単成火山群の分布は西方の「静岡・御前崎」図幅域にも広がる. さらに, 同様の単成火山群の活動は伊豆半島東方海底にも存在し, 東伊豆沖海底火山群と命名されている (葉室ほか, 1980). 気象庁は, これら陸上・海底部の単成火山群をまとめて伊豆東部火山群と呼んでいる. 1989年に伊東沖で噴火した手石海丘 (加藤ほか, 1990; Yamamoto *et al.*, 1991) も伊豆東部火山群に属する火山である.

(及川輝樹・石塚 治)

3.7 箱根火山群噴出物

中期更新世から現在まで活動している箱根火山群からの噴出物で, 外輪山火山噴出物 (久野, 1952の古期外輪山噴出物) と中央火口丘噴出物 (久野, 1952の新时期外輪山と中央火口丘噴出物) に大別される複成火山である (日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編, 2007). 中央火口丘噴出物は, 間にカルデラ形成期を挟んで, 13~8万年前に活動した前期と4万年前から現在まで活動する後期に細分される. 従来, 箱根火山は大型の複成火山の中心に2回のカルデラ形成期を挟んで, 中央火口丘が活動したと考えられてきた (久野, 1952など). しかし最近の研究で, 2回のカルデラ形成期があったことの大枠は変わらないが, 火山体形成史が一新され, 箱根火山は複数の小-中型の複成火山の集合であることが明らかとなった (日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編, 2007). そのため, 地形的に箱根火山を形成する火山からの噴出物を一括して箱根火山群噴出物と呼ぶ (及川・石塚, 2011). 箱根火山群の活動は外輪山火山噴出物 (Ho) の形成に始まるが, 外輪山火山は久野 (1952) などが考えたような一つの大きな成層火山体ではなく, 玄武岩-安山岩質の溶岩・火砕岩で構成される複数の小型の成層火山が集まって形成されたものである (日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編, 2007). 23~13万年前には, 爆発的な噴火を伴い, 外輪山火山の中心付近に複数の小型カルデラが形成された. その後, カルデラ内で前期中央火口丘 (Hc1) の活動が起こり, 8~4万年前には再び爆発的な噴火を伴い山体中央部にカルデラが形成された (日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編, 2007). この2回目のカルデラ形成期中の最大規模の噴出物が, 東京軽石とそれに伴う火砕流堆積物(Hp)である. その後, カルデラ内に後期中央火口丘 (Hc2) が形成された. 完新世以降, 中央火口丘の神山, 二子山, 冠ヶ岳において複数のマグマ噴火が発生しており (Hc3), 最後のマグマ噴火は約3,000年前に冠ヶ岳で発生し, その活動に伴い神山岩屑なだれ堆積物 (Hd) を発生させた (袴田, 1981; 小林ほか, 2008). その後現在までに, 大湧谷では堆積物に残る規模の水蒸気噴火を5回発生させている (小林ほか, 2006). (及川輝樹・石塚 治)

3.8 伊豆大島火山

伊豆大島火山は伊豆小笠原弧北部の火山フロントに位置する活火山で, 海底部を含めると比高1,000m以上, 長径約23km, 短径約18kmの大型の火山である. 山頂部には径約4kmのカルデラがあり, さらにカルデラ内に径約800mの山頂火口を有する中央火口丘三原山が存在する.

伊豆大島を構成する火山体は, 大きく3つに大別される (例えば川辺, 1998). 1) 現在の伊豆大島火山の前に活動した古期火山体 (岡田, 行者窟, 筆島の各火山: 記号O), 2) 少なくとも約16,000年前以前までさかのぼるカルデラ形成以前の活動で形成された先カルデラ火山 (Os), 3) 約1,500~1,300年前に起きたカルデラ形成以降に成長した後カルデラ火山 (OL, Oc) である. また火山体斜面には, 多くの側火山 (Op) が存在し, 先カルデラ, 後カルデラ期を問わず形成されている. これら側火山の多くは, 北西-南東方向に配列する傾向を示し, 伊豆大島周辺地域の広域応力場を反映していると考えられる (中村, 1969). 側火山列は大島北西及び南東沖の海底部にも存在することが知られている (石塚ほか, 2009).

伊豆大島火山の噴出物は大部分ソレライト系列の玄武岩質であり, スコリア, 黒色火山灰, 溶岩流を主体とする. より未分化な玄武岩類は, 先カルデラ期に見られる傾向がある. カルデラ形成以降, 伊豆大島は噴出量数億トン規模の噴火を100~150年間隔で起こってきた. また安永年間の大噴火以降, より規模の小さい噴火を30~40年間隔で起こしている. 1986年には山頂火口からの噴火, カルデラ床及びカルデラ外の北西斜面での割れ目噴火を起こした. 大規模な溶岩噴泉活動とともに溶岩流の流出, 火山灰の放出を起こした. この噴火の際には, 玄武岩質マグマだけでなく, 割れ目火口から安山岩からデイサイト質のマグマを噴出した (O1L, O1c).

(石塚 治)

3.9 中部更新統一完新統

3.9.1 下総層群及び相当層

房総半島北部に分布する下総層群は, 中期-後期更新世の海成及び上部で非海成を交える堆積層である. 下位より地蔵堂層・敷層・上泉層・清川層・木下層・姉崎層に区分されている (中嶋・渡辺, 2005). 上部の木下層は12.5万年前の末吉層と同時代の地層であるほか, 姉崎層の堆積量は箱根小原台軽石層 (Hk-OP) (8.5~8万年前) に覆われる段丘面を形成しており, 三浦半島の小原台砂礫層などの武蔵野段丘堆積物と同時期である (中嶋・渡辺, 2005). 本地質図でこれら5層の分布を示すことは困難なため, 地蔵堂層(S1), 敷層・上泉層・清川層 (S2), 木下層・姉崎層 (S4) の3区分にまとめた.

三浦半島に分布する相模層群は宮田層・横須賀層・小原台砂礫層からなる (江藤ほか, 1998). 本報告では宮田層 (S3) と横須賀層 (S5) に区分し, 小原台砂礫層は段丘堆積物として扱った.

大磯丘陵には厚い多摩ローム層及び相当層 (S6) が分布し (神奈川県企画部企画調整室編, 1987, 1988), 時代的には中-後期更新世で下総層群上部に相当する.

3.9.2 更新世段丘堆積物

大磯丘陵東部には後期更新世の約13~12万年前の末吉層相当層 (t1) が分布する.

小原台砂礫層は三浦半島南半部に分布する海成段丘堆積物である. その地形面である小原台面は御岳Pm-1テフラを挟む末吉ローム層最上部以上のテフラに覆われている (江藤ほか, 1998). 御岳Pm-1テフラの年代が約10万年前 (町田・新井, 2003) であることから, 小原台砂礫層は10万年前までの時期に堆積した地層である. 小原台砂礫層とそれを覆う武蔵野ローム層などを記号t2とした.

三浦半島南部に分布する海成段丘堆積物である三崎砂礫層は, 箱根東京 (Hk-TP) テフラ以上の武蔵野ローム層に覆われる (江藤ほか, 1998). これに対比される段丘堆積物としては, 「富津」北部の小糸川沿いの河成段丘堆積物があり, 富津 I 段丘堆積物は箱根東京テフラ (6.5~6万年前) に覆われる (中嶋・渡辺, 2005). そのほか房総半島南端の長尾川 I 面-VIII面 (川上・穴倉, 2006) や, 伊豆の初島の初島 I 面-II面 (及川・石塚, 2011) を一括し, これらを記号t3とした.

3.9.3 完新統

緩斜面堆積物 (p)・山間小盆地堆積物 (d) は, 伊豆半島南端部に比較的大規模な分布があるほか, 伊豆半島内陸部・房総半島中部の鴨川低地断層帯 (千葉県, 2001) に見られる. 主に完新世の堆積物であるが一部は後期更新世に遡るものと思われる.

いわゆる沖積層は, 完新世段丘堆積物, 砂丘堆積物, 氾濫原・谷底低地・現海浜堆積物に3区分した. 完新世段丘堆積物 (t4) は「富津」地域の小糸川沿いや房総半島南端部, 小田原市の平野部~大磯丘陵南部に分布する (中嶋・渡辺, 2005; 川上・穴倉, 2006; 大矢ほか, 1991). 砂丘堆積物 (s) は平塚市, 茅ヶ崎市, 藤沢市に広く分布し, 小田原市の海岸沿いにも分布する (大矢ほか, 1991; 国土地理院, 1971, 2006). また房総半島南部の館山市の平野部や海岸沿い, 三浦半島の各所に見られる. 氾濫原・谷底低地・現海浜堆積物

(a) は, 小田原市の平野部, 平塚市から藤沢市にかけての平野部, 館山市の平野部にまとまった分布があるほか, 各地の河川沿い及び海岸沿いの低平地がある.

埋立地 (r) は横須賀湾周辺をはじめ東京湾岸に大規模なものがあり, 房総半島・三浦半島周辺の海岸にも散点的に見られる.

(竹内圭史・斎藤 眞)

4. 海域の地形と地質構造

4.1 海底地形

本図幅の区画内には, 東京湾南部から浦賀水道, 相模湾から伊豆大島にかけての相模灘, さらに房総半島南方に至る海域が広く含まれる. 相模灘の海底地形については加藤 (1999) などの研究がある. 本報告では海底地形・名称は海上保安庁 (1994) により, 等深線は主な深度のみ地質図に示した. 相模灘ではNW-SE方向に相模海丘・三崎海丘・沖ノ山・布良瀬海脚などの高まりが連なり, 沖ノ山堆列と呼ばれる. これらの高まりの南西側斜面は相模トラフ (相模舟状海盆) の中軸をなす断層による地形とされる (木村, 1976). 一方この断層の南西側の伊豆大島北方には水深1,200~1,600mの平坦な地形が広がっている. 相模灘は南東へ水深2,000~2,500mの相模トラフに続き, 相模トラフは更に東南東へ続き日本海溝に至る.

NW-SE方向に延びる相模トラフの軸に向け, 東京湾から浦賀水道を経て沖ノ山北方にかけて東京湾底谷が延びている. そのほかにも三浦半島・房総半島から南西方向に葉山海底谷・三崎海底谷・布良海底谷などの海底谷が刻まれている. 三浦半島・房総半島周辺には水深100m以浅の浅海が広く見られるのに対し, 伊豆半島・大島周辺では急激に水深が深くなっている. 伊豆半島東方の海域には, 西乳ヶ崎海丘などの火山性の海丘がいくつも分布している.

4.2 地質構造

本図幅地域の海域の地質図には、20万分の1「相模灘及付近海底地質図」（木村、1976）、10万分の1海底地質図（奈須ほか、1995）、及び伊豆半島東部海域は20万分の1海底地質図「駿河湾」（岡村ほか、1999）がある。これらのうち奈須ほか（1995）は、三浦半島から房総半島までの相模灘について木村（1976）を改訂したものであり、修正箇所以外は基本的に木村（1976）と同様である。しかし、Fujioka *et al.*（1989）は、伊豆大島東方にかけての初島・沖ノ山堆列の60点の資料料に基づき、木村（1976）で火山とされた沖ノ山堆列を地層中の火山岩とみなした。この見解は奈須ほか（1995）でも受け入れられた。また、近年の調査結果により地層の年代がより若いことが示されている（森ほか、2010参照）。これらなど、今日の観点からは木村（1976）は問題点が多いと言わざるをえない。これらから本図幅では、木村（1976）の地質図を引用することはせず、相模湾西部は岡村ほか（1999）に従い、相模湾中央部は大河内（1990）が音波探査記録及びそれ以外の情報によって判断した断層線を、断層（活断層を区別していない）として示した。また、大島東方の相模トラフについては、Nakamura *et al.*（1987）の知見を基に断層線を作図した。

相模灘では木村（1976）以降地形や音波探査・ドレッジなどの多数の研究があり、その主なものだけでも加藤ほか（1983、1993）・大河内（1990）・海上保安庁水路部（1991、1992）・岩淵ほか（1991）・沖野ほか（1994）・Kinoshita *et al.*（2005、2006）・森ほか（2010）などがある。これまでに伊豆大島までの範囲で加藤ほか（1983）・Kong *et al.*（1984）・岩淵ほか（1991）・沖野ほか（1994）によりマルチチャンネル反射法音波探査6測線などが実施されている。

相模トラフは、フィリピン海プレート上の伊豆-小笠原弧と北米プレート上の東北日本弧とのプレート境界と考えられている（棚橋、2008参照）。

（竹内圭史）

5. 活断層及び地震断層

本図幅地域には、伊豆半島・三浦半島及び大磯丘陵に活断層及び地震断層が知られている。

5.1 伊豆半島の活断層・地震断層

伊豆半島では函南町から南へ伊豆の国市にかけて、丹那断層をはじめとするN-S系の北伊豆断層帯がある（八木ほか、1996a）。その断層系はN-S系左横ずれのものとE-W系右横ずれのものがある（八木ほか、1996a；宮内ほか、2009）。1930年の北伊豆地震の際に、芦ノ湖岸から伊豆の国市にかけての地表に丹那断層などの地震断層が出現した（松田、1972）。丹那断層は工事中であった東海道本線丹那トンネルを切断したことで知られる。丹那断層は延長35km、左横ずれで、北部のNNW-SSEないしNW-SE方向の断層群は東落ち変位、南部のWNW-ESE方向の断層群は北落ち変位である（八木ほか、1996a）。

「小田原」地域の箱根火山北部に平山断層（天野ほか、1984；上杉ほか、1996）がある。平山断層は左横ずれ逆断層で、最新の活動は約2,600年前とされ（上杉ほか、1996）、北伊豆断層帯の北方延長とする見解がある（天野ほか、1984；日本地質学会国立公園地質リーフレット1「箱根火山」編集委員会編、2007）。

「稲取」地域の稲取・大峰山断層は1978年伊豆大島近海地震の際に見られた地震断層で、NW-SE方向に延長4 km、右ずれの雁行亀裂で最大1 mの横ずれ変位である（Tsuneishi *et al.*、1978；山崎ほか、1979）。このほか「小田原」地域に西落ち変位の和留沢断層（宮内ほか、2009）、「伊東」地域南部に遠笠山断層（八木ほか、1996b）がある。

本図幅では、松田（1977）、星野ほか（1978）を中心に、上記文献を参考に作成した。初島については石橋ほか（1982）を参考に作成した。

5.2 国府津-松田断層

国府津-松田断層は小田原市街地の平野の北東縁において大磯丘陵との境界を画する著名な活断層系である（宮内ほか、2008、2009）。北隣「秦野」地域からSE方向へ小田原海岸まで延長約15kmあり、本図幅地域にはその南東半部が位置する。主断層の変位はSW落ちであるが一部の副断層には逆変位も認められる（宮内ほか、2008、2009）。トレンチ調査により、約4,000年前以降の期間に約4,000年前・約2,600年前・約2,000年前・950-650年前の4回の断層活動が確認された（神奈川県、2004）。一方、平均変位速度は断層帯全体で3.0-3.3m/千年（神奈川県、2004）あるいは曽我原地区で0.4-0.6m/千年（丸山・齋藤、2008）との報告がある。国府津-松田断層の南東延長は相模湾の中へ延びている（木村、1976）。

大磯丘陵南東縁には高麗山の北の東西性の活断層（東郷ほか、1996）及びN-S方向で東落ちの公所断層（千葉・森、1983；宮内ほか、2008、2009）がある。

5.3 三浦半島断層群

三浦半島では古くから、北から順に衣笠断層・北武断層・武山断層・南下浦断層・引橋断層などのNNW-ESE方向の右横ずれ活断層群（三浦半島断

層群）が知られてきた（岡、1996；渡辺ほか、1996；太田、1999；横須賀市、2000、2012参照）。神奈川県防災局防災消課（2001）はそれまでのトレンチ調査などを総括し、活断層群を2万5千分の1地形図に示した。本報告でも活断層の位置は神奈川県防災局防災消課（2001）に示した。

衣笠断層 延長約6 kmで、一部は安房層群逗子層中の地質断層（江藤ほか、1998）に一致している。長らく活断層である証拠に欠け、活断層として図示されないことが多かったが（渡辺ほか、1996；江藤ほか、1998）、トレンチ調査により少なくとも東部では2回の活動があり、最新の活動は2,800年前から1,400年前の間にあったことが示された（太田、1999）。

北武断層 延長約8 kmで、南東延長は浦賀水道へ延び、北西延長は安房層群逗子層中の地質断層となる（江藤ほか、1998）。佐藤ほか（1997）などのトレンチ調査が行なわれ、平均3~4m/千年の変位速度で右横ずれを示し、最新の活動は1,490~1,430年前（杉村ほか、1999）、その前の活動は約6,100~3,000年前（神奈川県防災局防災消課、2001）とされている。また、1,410年前と1,900年前の2回の地すべりが報告され、活断層の活動との関連が指摘されている（蟹江康光・三浦半島地盤研究会、2001）。

武山断層 延長約8 km、西部と東部のセグメントに分かれ、東部は段丘堆積物分布域である台地と北側の丘陵との境界にあたる（渡辺ほか、1996）。最近の活動は2,200~2,000年前であった（太田、1999）。また、武山断層の東端部には1923年関東大地震の際の地震断層が知られている（渡辺ほか、1996）。

南下浦断層は三浦半島南部の台地地域に位置する延長約3.5kmの右横ずれ北落ち変位の断層、引橋断層は延長約2 kmの比較的小規模な断層である（渡辺ほか、1996）。最新の活動は、南下浦断層が約2万年前、引橋断層が6,100年前以前とされ、北部の3断層に比べ活動度が低い（神奈川県防災局防災消課、2001）。

5.4 房総半島の活断層・地震断層

延命寺断層 1923年の関東地震の際に房総半島は、南端部で約2 m隆起し北方へ隆起量が減少するような変動を生じた（鈴木ほか、1990参照）。南房総市には地震断層である延命寺断層及び国府断層が出現し（上治、1923）、このうち延命寺断層は東西約4 kmで、落差最大2 mの南落ち、水平ずれ1 mの変位があったとされる。

鴨川低地断層帯 鴨川低地断層帯の南北両側を境する断層群が活断層である可能性があるが、千葉県（2001）・宮内ほか（2006）は鴨川低地断層帯の南北両側の崖は差別浸食によるものであり活断層でないとしている。

（竹内圭史）

6. 応用地質

6.1 非金属鉱物資源

本図幅地域の主な鉱物資源は、石材、砂利、碎石、白土であり、金属鉱物資源に乏しい。

石材 神奈川県真鶴町産の本小松石・根府川石は箱根火山本小松溶岩類の両輝石デイサイト・両輝石安山岩（いずれも凡例では箱根火山群外輪山噴出物（Ho）に一括）であり、古くから墓石・石垣・礎石などに利用されてきた。特に本小松石は最高級墓石材として有名である。千葉県富津市および鉾南町の鋸山周辺では、かつて凝灰岩・凝灰質砂岩が房州石として採取され、横浜港の護岸材、様々な建築材、かまど用に利用されてきた。その他、かつて採取されていた石材として、鎌倉市・逗子市・藤沢市産の鎌倉石（主として三浦層群凝灰岩・凝灰質砂岩からなる）鎌倉石や、横須賀市佐島産の佐島石（三浦層群初声層凝灰質砂岩）などがある。

山砂利 千葉県の砂利生産量は日本一であり、房総半島の富津市・君津市周辺に多数の採砂場が分布している。主として上総層群の前期更新世の東日笠層、中期更新世の市宿層及び笠森層から骨材用・埋め立て用の山砂利が採取されている。また、神奈川県の大磯丘陵からも山砂利が採取されている。

碎石 硬質岩の分布は限られており、房総半島では保田層群の砂岩などが、小田原市周辺では安山岩が採取されているが、規模は小さい（須藤、2007）。

白土 千葉県館山市周辺では東長田層に胚胎される膨潤性のある極細粒凝灰岩が白土として大正-昭和時代に複数箇所で採掘されていた（川上・穴倉、2006）。

6.2 天然ガス・ヨウ素

日本最大の水溶性天然ガス田及びヨウ素鉱床である南関東ガス田が、上総層群を胚胎層として千葉県を中心に広く分布している（矢崎、1976；佐脇ほか、2009）。富津周辺ではかつて天然ガスの採掘が行われていたが、本図幅地域内では現在商業的に生産されてはいない。日本のヨウ素の生産量はチリに次いで世界第2位であり、その大部分が南関東ガス田に胚胎されている。ヨウ素の埋蔵量としては世界最大と見積もられている（USGS、2014）。

6.3 温泉・鉱泉

温泉は箱根、湯河原から伊豆半島にかけて多数分布しており、その大部分が高温泉（42℃以上）であり沸騰泉も見られる（金原、1992、2005）。箱根温泉及び湯河原温泉は単純温泉、塩化物泉、硫酸塩泉が大部分を占め（菊川、2011；菊川・代田、2009）、伊豆半島沿岸部の温泉は塩化物泉が多い。箱根

や熱海には酸性-弱酸性泉も見られるが、それ以外の地域は中性-弱アルカリ性泉が多い。房総半島南部、横須賀市周辺には冷鉱泉（25℃未満）が卓越して分布しており、沿岸部の大部分は化石海水型である。

6.4 地すべり

本図幅内には地すべり地形が確認されており、特に鴨川低地断層帯に集中している（清水ほか，2004）。

（実松健造）

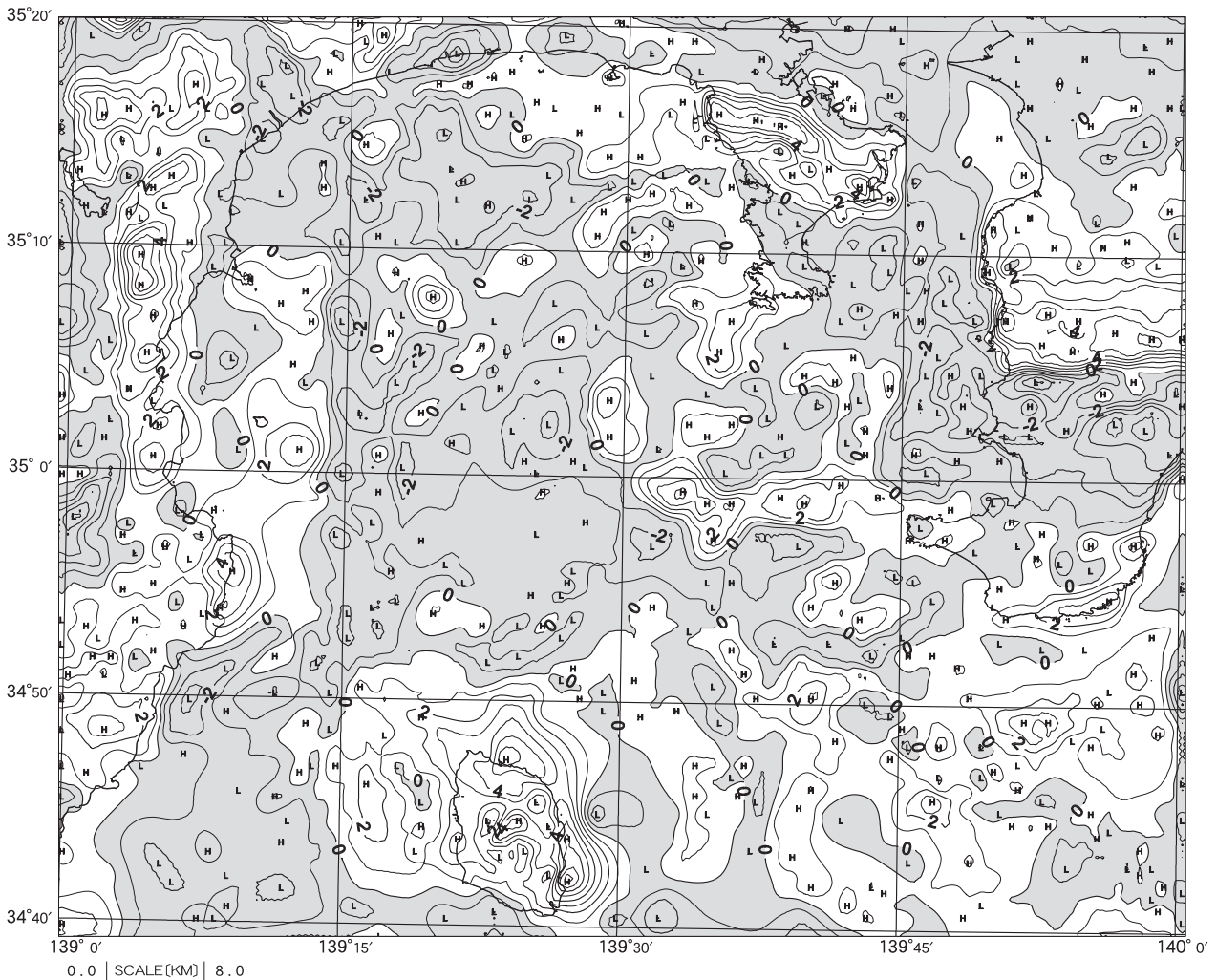
7. 重力異常

本図幅地域の大半を占める海域の重力異常は、船上重力データを編集したものが公表されており（地質調査総合センター，2013）、日本測地系に変換して利用した。編集面積は7,003km²、編集に用いた重力データは陸域5,847点、海域7,759点の計13,606点である。そのうち熱海市初島と千葉県の一部で82点の補足測定を平成23年1~2月に実施した。海域については、地質調査所による白嶺丸の航海データと海上保安庁海洋情報部の航海データを編集し、ブーゲー異常としたものである。本地域東部には保田層群・葉山層群、嶺岡コンプレックスなど始新世-中新世の岩石からなる付加体、伊豆半島には鮮新世-前期更新世の火山岩を主体とした白浜層群が分布している。始新世-中新世の岩石からなる付加体を中新世以降の堆積岩が、白浜層群を第四紀の火山岩類が覆って分布し、低地では沖積層が分布するなど、表層密度は変化に富むため、ブーゲー異常（重力異常）の仮定密度（補正密度）は2.3g/cm³を採用した。

フィリピン海プレートの北端部に当たる伊豆半島域は60~100mgalに達する高重力域で、高密度の白浜層群が地殻浅部に分布し基盤を形成している。伊豆大島は135~150mgalを示し、本地域の最大の高重力異常域で、高密度の海洋地殻上に形成された火山であることを示している。房総半島と

三浦半島には始新世-中新世の岩石からなる付加体の露出がみられ、前者は広範囲で50mgal程大きくっており、基盤の分布規模が大きく深いことを示している。地表の地質との対応がよく判るよう上方接続残差重力図を示す（第2図）。深部構造による長波長成分の重力異常は1kmの上方接続値により除去したため、地表付近の構造が抽出されているものである。負値の領域は灰色で表示。箱根火山、伊豆大島、伊豆半島東部の火山群は正の領域を示しており、表層密度がある程度高いことと基盤が浅いことを示している。房総半島において、嶺岡コンプレックス、保田層群、及び安房層群が分布する地域と、三浦半島において、葉山層群及び三浦層群が分布する地域の残差重力値は、4mgal程度を示し、両地域で表層密度の大きな差はないと考えられる。酒匂川沿いと相模川の西側の平塚市周辺には負の領域があり沖積層の分布と整合している。

（駒澤正夫）



第2図 1,000mの上方接続をトレンドとして除去した残差重力図

負値の領域は灰色で表示、コンター間隔は1mgal（ミリガル）。

Geology of the 1:200,000 YOKOSUKA Quadrangle

The 1:200,000 Yokosuka quadrangle is located on the Pacific side of the south of Tokyo. It includes the Boso and Miura Peninsulas and Eastern half of the Izu Peninsula with the Izu-Oshima Island. Sagami-Nada and the Sagami Trough widely occupy the quadrangle. The Sagami Trough is the subducting plate boundary between the Philippine Sea Plate and the North American Plate.

The geologic units of the district are divided mainly into four groups; Cenozoic accretionary complexes in the Boso and Miura Peninsulas, Neogene to Quaternary forearc basin and slope basin sediments in the Boso and Miura Peninsulas, Neogene to Quaternary volcanic rocks and sediments in the Izu Peninsula, and Quaternary volcanoes.

The Cenozoic accretionary complexes are the Mineoka Complex, Hota, Hayama and Komayama Groups, and the Misaki and Nishizaki Formations. The Mineoka Complex and three groups were accreted by the collision of the Izu Arc to the Honshu Arc in the Early to Middle Miocene time. The Late Miocene to Early Pliocene Misaki and Nishizaki Formations are the youngest accretionary complexes in Japanese land area.

The Boso and Miura Peninsulas are widely distributed with the Early Miocene to Late Pliocene forearc basin and slope basin sediments: the Sakuma, Awa, Miura, Minamiboso, Chikura, Toyofusa, and Kazusa Groups. The Kazusa Group covers the underlying strata with the 3 Ma Kurotaki Unconformity. The Shimosa Group is the Middle to Late Pleistocene shallow marine sediments.

The Izu Peninsula is mainly distributed with the Neogene to Quaternary volcanic rocks: the Pliocene to Early Pleistocene Shirahama Group, Early to Middle Pleistocene Usami-Taga volcanics and the Amagi volcanics etc.

The Quaternary volcanoes are the Hakone Volcano, Izu-Oshima Volcano and monogenic volcanoes in the eastern Izu Peninsula.

The Middle Pleistocene to Holocene terraces and Alluvium sediments are widely distributed mainly in and around the plain of the northern area of the district.

Three major active fault systems are known in the district; the North Izu Fault Zone which includes the Tanna Fault trending N-S in the Izu Peninsula, Kozu-Matsuda Fault in the Odawara City, and the Miura-Hanto Fault Zone with four major active faults trending WNW-ESE. The Kozu-Matsuda Fault is the surface fault of the boundary faults between the Philippine Sea Plate and the North American Plate.

This district is poor in ore deposits, however gravels and building stones have been mined. Many hot springs are working mainly around Izu Peninsula.

Gravimetric residual highs including Hakone Volcano, Oshima Volcano and volcanoes in the eastern area of Izu Peninsula show that these volcanoes are located on the shallow basement. Other residuals highs are located in the Mineoka Mountains and Miura Peninsula, which areas correspond to the outcropping area of Paleogene basement rocks. Otherwise, gravimetric residual lows including the area along Sakawa River and the western parts of Sagami River, Hiratsuka City, correspond to the Alluvium sediment distributing area.

Keywords : Yokosuka, 1:200,000, geologic map, areal geology, Sagami Nada, Sagami Bay, Sagami Trough, Tokyo Bay, Izu Peninsula, Boso Peninsula, Miura Peninsula, Izu-Oshima, Chiba, Kanagawa, Shizuoka, Tokyo, Mineoka Complex, Hota Group, Hayama Group, Sakuma Group, Awa Group, Miura Group, Minamiboso Group, Chikura Group, Kazusa Group, Shimosa Group, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, terrace, Hakone Volcano, active fault, Tanna Fault, Kozu-Matsuda Fault, Philippine Sea plate.

(裏面から続く)

静岡県農地森林部農地企画課編 (1984) 伊東・稲取. 土地分類基本調査, 5万分の1. 静岡県農地森林部農地企画課, 57p.
静岡県農地森林部農地企画課編 (1985) 熱海・小田原. 土地分類基本調査, 5万分の1. 静岡県農地森林部農地企画課, 58p.
須藤定久 (2007) 平成18年度骨材資源調査報告書ー関東甲信越地方各都県の骨材資源ー. 産総研地質資源環境研究部門, 65p.
杉村 新・斉藤 勝・東郷正美・池田安隆・蟹江康光・江藤哲人・太田陽子・佐藤比呂志・浅見茂雄・藤井義仁 (1999) 三浦半島, 横須賀市長沢地区における北武断層のトレンチ調査. 地学雑誌, vol.108, p.562-588.
杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄 (1997) 活構造図及び説明書. 50万分の1活構造図, 東京 (第2版), 活構造図no.8, 地質調査所, p.1-8.
杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫 (2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎」(第2版). 産総研地質調査総合センター.
鈴木樹元・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), 地質調査所, 48p.
鈴木樹元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・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) 及び説明書. 特殊地質図no.20, 地質調査所, 109p.
鈴木樹元・近藤克之・斎藤常正 (1984) 房総半島嶺岡層群から最後期始新世の浮遊性有孔虫化石の発見. 地質雑, vol.90, p.497-499.
鈴木 進 (2012) 神奈川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. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), no.14, p.65-74.
鈴木 進・蟹江康光 (2012) 神奈川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. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), no.14, p.117-126.
高橋雅紀 (2008) 3.3.2 南房総地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3, 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.175-187.
高橋直樹 (1994) 房総半島嶺岡帯西縁地域に見られる「アルカリ玄武岩一砕屑岩シーケンス」. 千葉県立中央博物館自然誌研究報告, vol.3, p.1-18.
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), no.14, p.25-56.
棚橋 学 (2008) 6.4相模灘. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3, 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.423-426.
Tani, K., Fiske, R.S., Dunkley, D.J., Ishizuka, O., Oikawa, T., Isobe, I. and Tatsumi, Y. (2011) The Izu Peninsula, Japan: zircon geochronology reveals a record of intra-oceanic rear-arc magmatism in an accreted block of Izu-Bonin upper crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.303, p.225-239.
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. 地質雑, vol.96, p.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, vol.33, p.59-66.
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, vol.100, p.514-529.
東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996) 平塚. 都市圏活断層図 (2万5千分の1), 国土地理院技術資料D・1-no.333.
Tsuneishi, Y., Ito, T. and Kano, K. (1978) Surface faulting associated with the 1978 Izu-Oshima-kinkai Earthquake. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol.53, p.649-674.

上治寅次郎 (1923) 千葉縣安房郡稲都村岡府村の断層. 地球, vol.2, p.321-327.
上杉 陽・伊藤谷生・米澤 宏・柴野 誠・千葉達朗・狩野謙一 (1996) 伊豆半島北縁の平山断層ーテフラからみたその変遷史ー. 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編, 第四紀露頭集ー日本のテフラ, 日本第四紀学会, p.210-211.
USGS (U.S. Geological Survey) (2014) Mineral Commodity Summaries, Iodine. U.S. Geological Survey, p.76-77.
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), 日本地学教育学会, 38p.
渡辺満久・宮内崇裕・八木浩司・今泉俊文 (1996) 横須賀・三崎. 都市圏活断層図 (2万5千分の1), 国土地理院技術資料D・1-no.333.
八木浩司・今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 (1996a) 熱海. 都市圏活断層図 (2万5千分の1), 国土地理院技術資料D・1-no.333.
八木浩司・今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 (1996b) 伊東. 都市圏活断層図 (2万5千分の1), 国土地理院技術資料D・1-no.333.
Yamamoto, T., Soya, T., Suto, S., Uto, K., Takada, A., Sakaguchi, K. and Ono, K. (1991) The 1989 submarine eruption off eastern Izu Peninsula, Japan: ejecta and eruption mechanisms. *Bull. Volcanology*, vol.53, p.301-308.
Yamamoto, Y., Nidaira, M., Ohta, Y. and Ogawa, Y. (2009) Formation of chaotic rock units during primary accretion processes: Examples from the Miura-Boso accretionary complex, central Japan. *Island Arc*, vol.18, p.496-512.
山下浩之・萬年一剛・川手新一・笠間友博・平田大二・蛭子貞二・谷口英嗣 (2008) 箱根火山基盤岩類の再検討. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然), no.13, p.135-156.
山崎晴雄・小出 仁・佃 栄吉 (1979) 「1978年伊豆大島近海地震」の露現れた地震断層. 地調特別報告, no.7, p.7-48.
矢野 享 (1986) 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境. 静岡大学地球科学研報, no.12, p.191-208.
矢崎清貴 (1976) 日本油田・ガス田分布図 (第2版). 1:2,000,000 地質編集図, no.9, 地質調査所.
矢崎清貴・三梨 昂 (1962) 横須賀. 2万分の1, 日本油田・ガス田図, no.3, 地質調査所.
横須賀市 (2000) 横須賀市域活断層および急傾斜地分布図. 横須賀市の活断層, 29p, 横須賀市, 付図 (2万分の1).
横須賀市編 (2012) 三浦半島の地質図. 新横須賀市史 通史編, 自然・原始・古代・中世, 日本地質学会, p.3-60, 付図 (10万分の1).

平成27年2月27日発行

許す可く複製を禁ずる

著作権所有・発行者

独立行政法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

AIST15-G06135

Geological Survey of Japan, AIST © 2015