

衝突帯と付加体の間で形成された大磯丘陵の地質に関する再整理

Geology of the Oiso Hills in Subduction-Collision Tectonics

石浜佐栄子¹⁾・笠間友博²⁾・西澤文勝¹⁾・田口公則¹⁾・山下浩之¹⁾

Saeko ISHIHAMA¹⁾, Tomohiro KASAMA²⁾, Fumikatsu NISHIZAWA¹⁾,
Kiminori TAGUCHI¹⁾ & Hiroyuki YAMASHITA¹⁾

Abstract. The Oiso Hills are the northwestern end of the Okinoyama Bank Chain, the uplifted blocks on the landward slope of Sagami Trough. At the convergent plate boundary due to the subduction of the Philippine Sea plate, the collision of the Tanzawa and Izu blocks causes the complex geology of the Oiso Hills. The Tanzawa Group, volcanoclastic rocks of a past volcanic island, and the Komayama Group, siliceous shale and volcanoclastic rocks of a past marginal swell correlated to the Hayama-Mineoka Belt, are oldest sediments of early to middle Miocene. From late Miocene to early Pliocene, the Miura Group deposited due to the collision of the Tanzawa volcanic arc, and then in early Pleistocene the Ashigara Group formed with the collision of the Izu volcanic arc. After shallow marine to fan delta deposits covered the southern area of the Oiso Hills in early to middle Pleistocene, Kanto loam Formation thickly accumulated in the central and northern part of the hills. The Oiso Hills record various tectonic movements such as tectonic rotation or fault displacement, especially after middle Pleistocene. The Kozu-Matsuda Fault, considered as a branch of the boundary of the Philippine Sea plate and landward plate, has uplifted the Oiso Hills from the Ashigara Plain for last 0.3-0.4 myr. The Oiso Hills have the key to solve past multiple collision tectonics in South Fossa Magna and the geological history of south Kanto Region.

Key words: Oiso Hills, Okinoyama Bank Chain, Hayama-Mineoka belt, Kanto loam Formation, South Fossa Magna, Kozu-Matsuda Fault

1. はじめに

神奈川県中南部に位置する大磯丘陵は、東西約 15 km、南北約 10 km の平行四辺形状の地塊である (Fig. 1, Fig. 2)。西縁は国府津―松田断層によって足柄平野と区切られ、北縁は渋沢断層を介して秦野盆地と接し、東に分布する相模平野、南に面する相模湾との間も断層群で境されている。国府津―松田断層は、フィリピン海プレートと陸側のプレートの沈み込み境界から分岐した断層と考えられており (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012)、大磯丘陵はこのプレート運動の影響を受けて激しく隆起している。

大磯丘陵は、過去数 10 万年の間活発な火山活動を繰り返してきた箱根・富士火山の東に位置することから火山灰層が厚く堆積し、テフラの層序や編年に関する研究や他地域との対比が行われてきた (関東第四紀研究会, 1987; 町田, 2008 など)。その下にある基盤岩には、房総半島から三浦半島へと伸びる「葉山―嶺岡帯」の延長と考えられている高麗山層群や、丹沢地塊や伊豆地塊が本州弧に衝突した前後に形成されたと考えられる三浦層群や足柄層群に相当する地層群が分布している。房総半島や三浦半島などの「付加体」と、丹沢や伊豆などの「衝突帯」との中間に位置する大磯丘陵は、南関東地域の地質形成史や南部フォッサマグナ地域の多重衝突テクトニクスを解明する上で欠かせない特異な地塊であるといえる。

大磯丘陵の南の沖合には、沖ノ山堆列と呼ばれる海丘列が並ぶ (Fig. 3)。海溝 (相模トラフ) の陸側斜面で隆起しブロック化されたこれらの海丘群の形成には、過去のフィリピン海プレートの沈み込みや付加、伊豆地塊の本州弧へ

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
石浜佐栄子 : ishiha@nh.kanagawa-museum.jp

²⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

の衝突とそれに伴うプレート進行方向の変化などが深く関わったと推定されている(森ほか, 2010)。大磯丘陵は沖ノ山堆列の北西端がフィリピン海プレートの北上に伴って隆起・陸化したものと考えられており(中村・島崎, 1981; Ito, 1986; 蟹江ほか, 1999 など)、プレートの収束域で起こった多様な現象を解明する鍵を握っている。

このように多くの貴重な情報を含んでいると考えられる大磯丘陵であるが、プレート境界において様々な力を受け続けた結果、非常に複雑な地質構造となっている。特に基盤岩類の分布は断片的で連続性も悪く、観察できる露頭が少なくなっていることもあり、1990年代以降あまり研究が進んでこなかった。本論文では大磯丘陵の地質に関するこれまでの研究についてまとめ、何がどこまで明らかになっているのかを明確にすることで、本地域における課題や問題点等の再整理につなげたい。

なお本稿の執筆にあたり、笠間・西澤が「2-2-c 中部更新統以降の関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物」を、山下が「2-1-a 丹沢層群」および「2-2-a 足柄層群相当層(篠窪火砕岩層)」を、田口が「2-2-d 完新統堆積物」および「2-4 秦野盆地の地質と構造運動」を、石浜がそれ以外の部分の執筆および全体の取りまとめを担当した。

2. 大磯丘陵に分布する地質体とその特徴

大磯丘陵の地質については、大塚(1929)など古くより様々な研究者によって調査がなされ、石黒(1974)、見上(1978)、猪又(1979)、矢野(1986)、Ito(1986)、千葉(1986)、関東第四紀研究会(1987)などにより分布や層序、形成史などが明らかにされてきた。蟹江ほか(1999)、山崎(2000)、今永(2001)などには、それまでの研究成果が整理されている。近年では露頭状況も良くなく、あまり新しい研究が進められていないが、露頭が出現した際の調査や年代測定に関する報告などが単発的にいくつか存在する(山下ほか, 2005; 森, 2007; 小田原ほか, 2009; 石浜ほか, 2012; 山下・石浜, 2012; 森ほか, 2012 など)。

大磯丘陵の南部には、基盤となる新第三紀層や下部～中部更新統の浅海成堆積物が露出する。一方、丘陵中北部は中期更新世以降に堆積した関東ローム層に厚く覆われ、北西部にのみ丹沢層群や足柄層群相当層が分布する(Fig. 4, Fig. 5)。本論文では、新第三紀層(a: 丹沢層群、b: 葉山層群相当層、c: 三浦層群相当層)と、第四紀層(a: 足柄層群相当層、b: 下部～中部更新統の浅海成堆積物、c: 関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物、d: 完新統堆積物)に分けて、各地質体の概略を紹介する。最後に沖ノ山堆列と秦野盆地についても簡単に触れる。

2-1 新第三紀層

大磯丘陵の基盤をつくる最も古い地層は、中新世の中期頃に形成された丹沢層群と高麗山層群である。丘陵の北西部に、丹沢山地に分布する丹沢層群に相当すると考えられる地質体が断片的に分布しているが、あまり研究は進んでいない。高麗山層群は、三浦半島の葉山層群に対比され、房総～三浦半島から伸びる葉山～嶺岡隆起帯の延長(最西端)にあたる考えられている(蟹江ほか, 1999)。

これらの上に後期中新世～前期鮮新世に形成された三浦



Fig.1. Satellite imaging map around the Oiso Hills (ASTER_VNIR). Center: the Oiso Hills, Right: the Sagami Plain, Left: the Ashigara Plain, Upper: the Hadano Basin and the Tanzawa Mountains. See Fig.3 for geographical name.

図1. 大磯丘陵周辺の地形(ASTER_VNIR データによる KPM-NW 10022 を一部切り取り)。中央部の丘陵が大磯丘陵。東に相模平野、南に相模湾、西に足柄平野、北に秦野盆地を挟んで丹沢山地へとつながる。地名は図3参照。

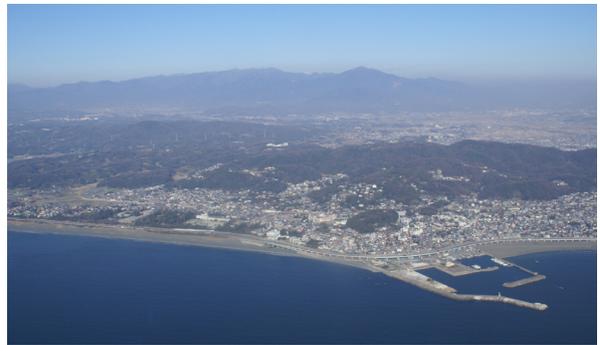


Fig.2. Aerial Photograph of the Oiso Hills from Sagami Bay.

図2. 相模湾(大磯港の南の上空)から見た大磯丘陵(KPM-NUA 454)。右奥が相模平野、左奥に秦野盆地をはさんで北には丹沢山地が連なる。

層群相当層(谷戸層・剣沢層・大磯層・鷹取山層)が重なる。各地質体は断片的に分布し、それぞれ異なるテクトニックセッティングの場で堆積したと推測されている。

2-1-a 丹沢層群(中部中新統)～丹沢山地からの延長部

大磯丘陵の北西部、渋沢断層以南の秦野市渋沢から松田町神山、大井町高尾にかけて丹沢層群が分布する(千葉, 1986; 関東第四紀研究会, 1987)。青池(1997)の地質図でも、同地域に丹沢層群が描かれているが、分布の範囲は千葉(1986)および関東第四紀研究会(1987)の分布域よりも狭く描かれている。

千葉(1986)によれば、この地域に産する丹沢層群は、塊状・無層理で緑色化した安山岩質の凝灰角礫岩層が分布し、上位に成層構造の見られるデイサイト質の凝灰角礫岩層ないし凝灰岩層が分布するとしている。青池(1997)による地質図では、この地域の丹沢層群は、大山亜層群本谷川層相当としている。有馬ほか(1999)によれば、本谷川層の岩相は、二次堆積性の苦鉄質から中間質の火砕砂岩、凝灰質砂岩、火山角礫岩などに、珪長岩質凝灰岩および泥岩を挟在するとしていることから、千葉(1986)の報告と一致する。この地域に分布する丹沢層群は、大山亜層群本谷川層と考えると問題ないと思われる。大山亜層群本谷川層

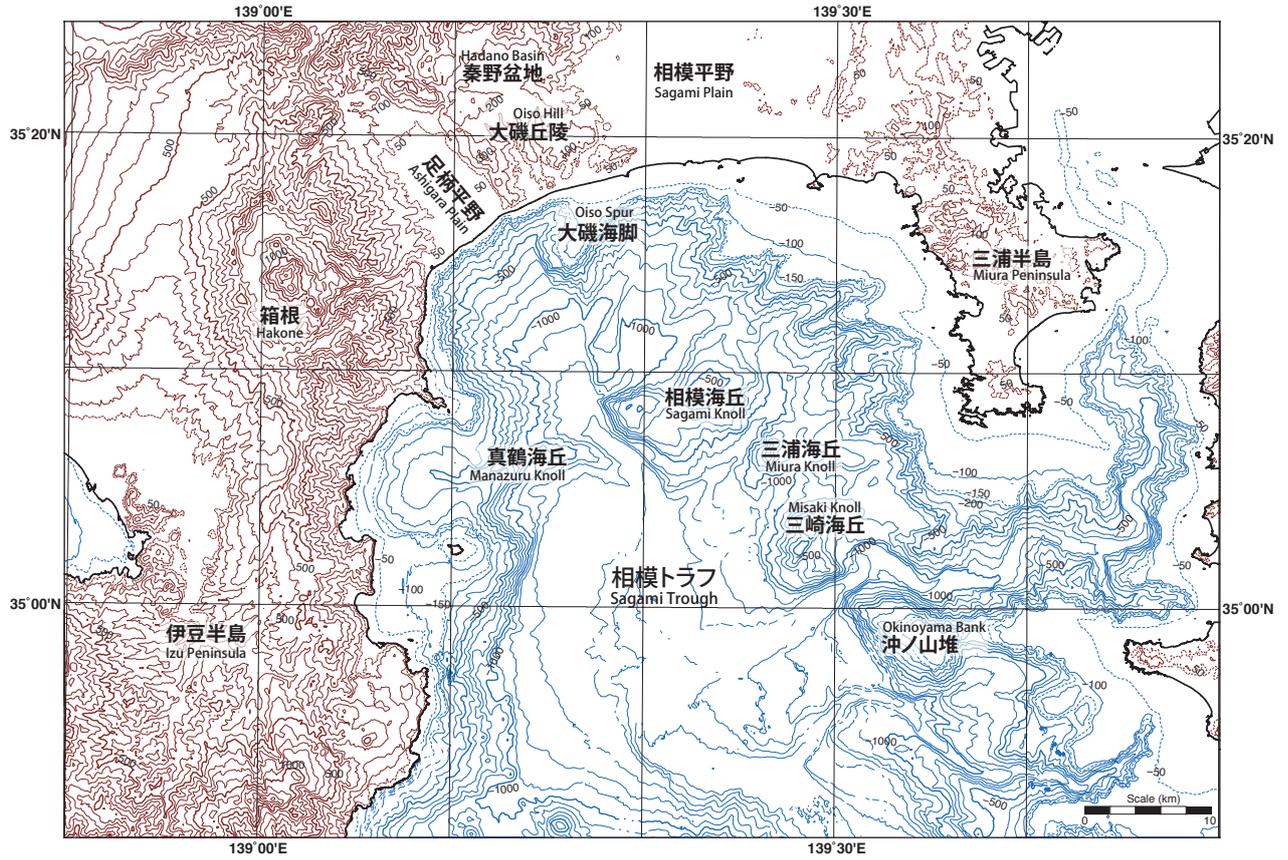


Fig.3. Topographic map of the Oiso Hills and the Okinoyama Bank Chain.
 図3. 大磯丘陵および沖ノ山堆列周辺の地形図 (東北沖海底地形データセットをもとに新井田秀一作成).

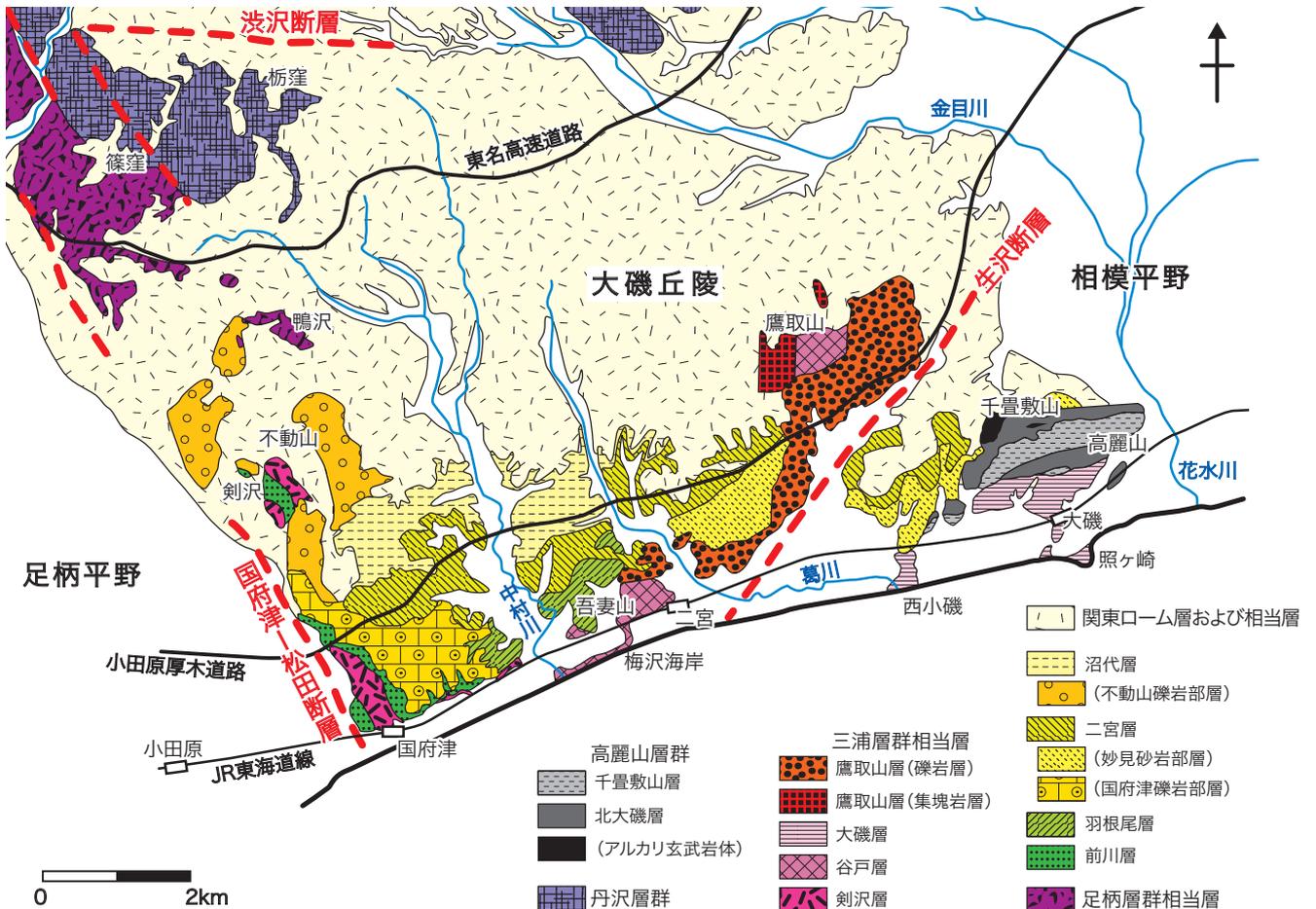


Fig.4. Geological map around the Oiso Hills.
 図4. 大磯丘陵の地質図 (矢野, 1986; 千葉, 1986; Ito, 1986; 関東第四紀研究会, 1987; 蟹江ほか, 1999 を参考に作図).

の形成年代は、本谷川層および唐沢川層に含まれる石灰岩中の有孔虫化石の年代が Blow の N8 に対比されること（門田・末包, 1978）や、堆積速度の計算から 16 ~ 15 Ma 頃と考えられている（青池ほか, 1997）。

丹沢層群の分布域の一角である、秦野市渋沢峠付近からは、石膏を産出した渋沢鉱山の報告がある（Fig. 6A）。日本鉱山誌 III（日本鉱産誌編纂委員会, 1950）によれば、石膏は第三系御坂層の緑色凝灰岩の裂隙中に胚胎した黒鉱式交代鉱床として産し、年産 200 ~ 300 トンの産出量があったとされている。石膏脈の形成については、丹沢層群大山亜層群本谷川層中の輝石安山岩の小規模岩脈の貫入に伴うものとの考えもある（森・木島, 1984）。著者らは、後述する篠窪火砕岩層が渋沢鉱山のすぐ南に産することから、篠窪火砕岩に関連した火成活動の影響で石膏脈が形成した可能性が高いと見なしている。

2-1-b 葉山層群相当層（下部~中部中新統）

b-1. 高麗山層群 ~ 葉山一嶺岡隆起帯の延長部

大磯丘陵東部の高麗山から千畳敷山にかけての小高い丘陵部に分布する。Ito (1986) により、主に珪質泥岩からなる「北大磯層」と、デイサイト質凝灰岩や安山岩質火砕岩などからなる「千畳敷層」に区分された。大磯町大磯の国道一号線沿いでは、泥岩とスコリア層が乱堆積した構造の北大磯層を見ることができ（Fig. 6B）。千畳敷層の凝灰岩や火砕岩は、高麗山へ登る登山道沿いに小規模に露出するほか、楊谷寺谷戸横穴墓群の母岩としても観察すること

ができ、また石材として街中で見かけることもしばしばある（Fig. 6C, 6D）。

岩相の類似性から三浦半島の葉山層群に対比されると従前より考えられてはいたが、Ito (1986) が北大磯層から CN4 (14.9 ~ 13.5 Ma; 年代数値は Okada & Bukry (1980) の化石帯を Gradstein *et al.* (2004) により読み替え) 帯の石灰質ナンノ化石を報告し、その後も小沢・堀内 (2005) が CN3 ~ 5b (17.9 ~ 10.9 Ma) 帯の石灰質ナンノ化石、鈴木 (2017) が北大磯層の露頭から RN5 帯上部 (12.5 ~ 12.0 Ma) の放射虫化石を報告するなど、高麗山層群は三浦半島に分布する葉山層群 (CN4 帯 (蟹江・太田, 1990); 放射虫化石帯 RN4 帯上部 ~ RN5 帯下部 (約 16 ~ 14 Ma, 鈴木・蟹江, 2010)) にほぼ対比されることが明らかになった。房総半島から三浦半島へと延びる「葉山一嶺岡帯」は、南関東地域で最も古い地質帯であり、付加体の構造的高まりである海溝外縁隆起帯にあたると考えられている（例えば川上・穴倉, 2006）。

高麗山の北麓には枕状溶岩やハイアロクラスタイトが産出することが知られており、アルカリかんらん石玄武岩の枕状溶岩 (木村・藤岡, 1981) や、非アルカリ岩系安山岩の枕状溶岩 (小出ほか, 2002) の存在が報告されている。これら火山岩類には、北大磯層に挟まれている説 (Ito, 1986) や、断層関係にある説 (蟹江ほか, 1999) があるが、木村・藤岡 (1981) が報告したアルカリかんらん石玄武岩 (枕状溶岩) の間を埋める凝灰岩を調査したところ、14.74 ~ 11.54 Ma の年代を示す有孔虫が含まれていることが明ら

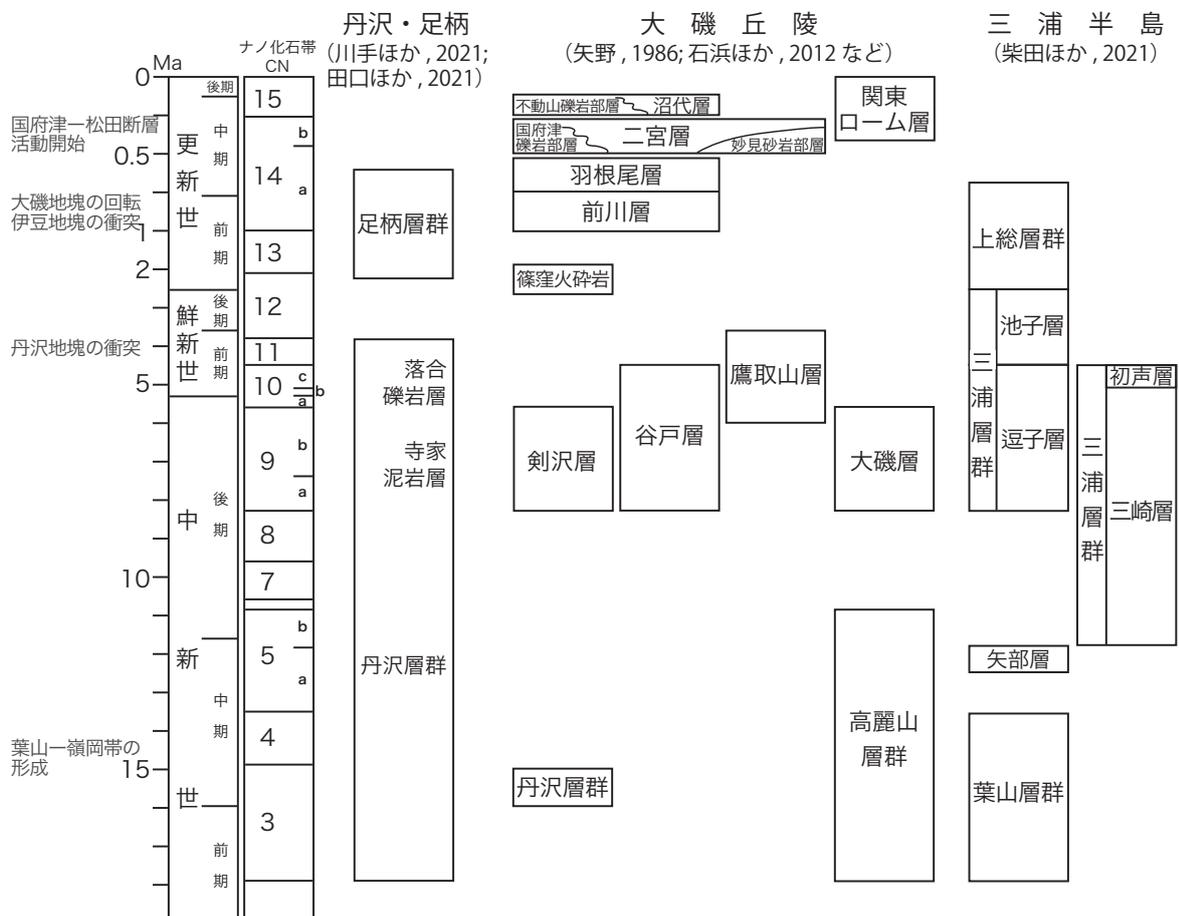


Fig.5. Geological age correlation of the Tanzawa/Ashigara Area, the Oiso Hills and the Miura Peninsula.

図5. 大磯丘陵と丹沢・足柄地域、三浦半島における地層の年代対比。大磯丘陵周辺における地質学的イベントを左に併記してある。

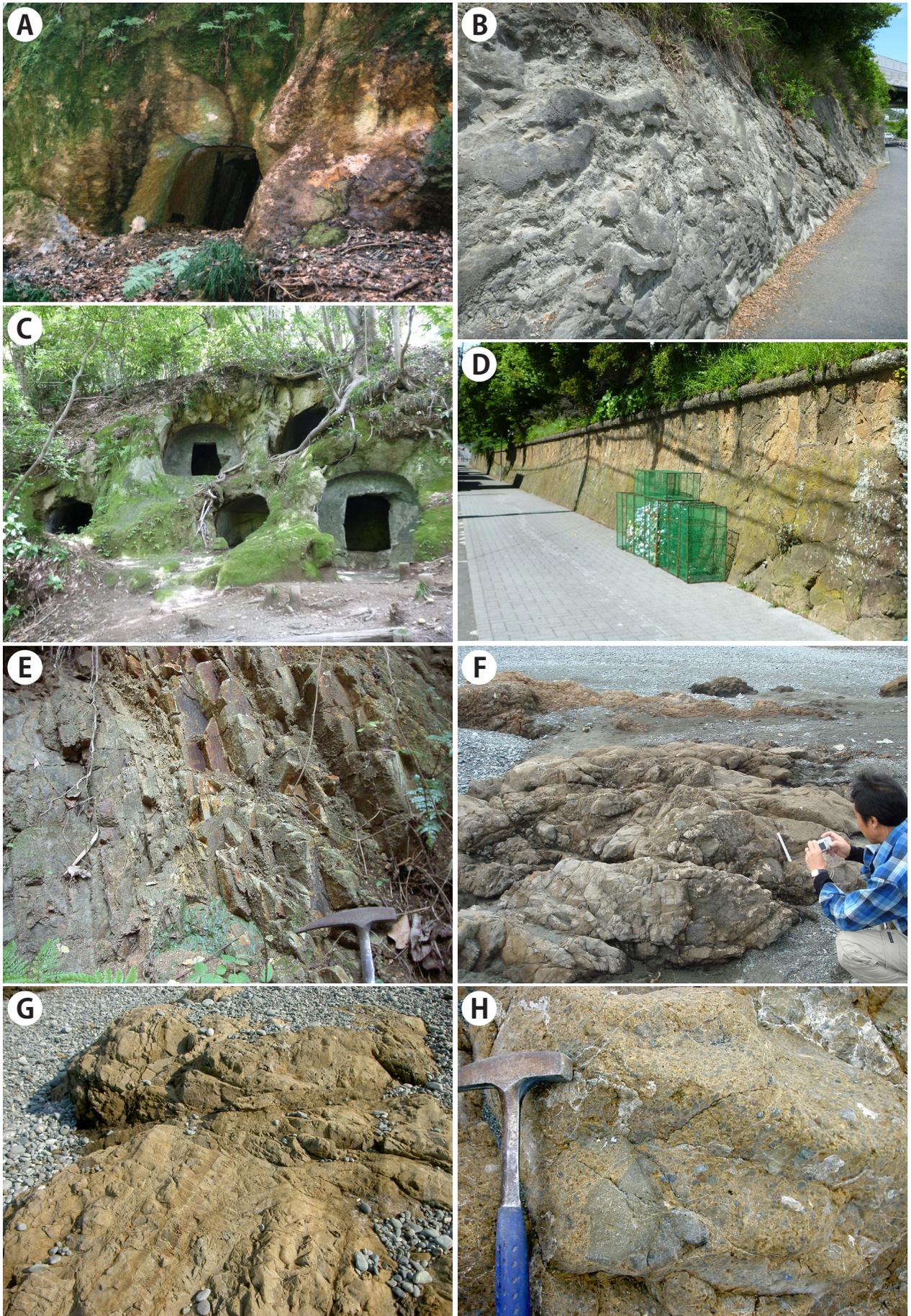


Fig.6 A: Shibusawa abandoned mine in the Tanzawa Group. B-D: Mudstones and pyroclastic rocks of the Komayama Group. E-H: Tuff and tuff breccia of the Yato Formation.

図 6 A: 丹沢層群, 石膏採掘が行われていた渋沢鉦山の廃坑入り口 (谷 圭司氏撮影).
 B, C, D: 高麗山層群の露頭 (B: 北大礫層のスランプ堆積物, C: 千畳敷層でできた楊谷寺谷戸横穴墓, D: 高麗山層群の石材の石垣).
 E, F, G, H: 谷戸層の露頭 (E: 鷹取山の境川沿いの凝灰岩, F-H: 2007 年秋に出現した二宮町梅沢海岸の露頭).

かになった(石浜ほか, 2012)。すなわち、これらの火山岩類は周囲の高麗山層群とほぼ同じ時代に形成された可能性が高い。

高麗山層群の堆積場として、Ito (1986) は、北大礫層を構成するスランプ岩塊や不連続な凝灰岩層は不安定な海底環境を示唆し、千畳敷層を構成する厚く塊状の火山碎屑物は水中火砕流堆積物だとしたうえで、深海平坦面～海底斜面(ただし石灰質化石が産出することから炭酸カルシウム補償深度よりは浅い)を想定した。

2-1-c 三浦層群相当層(上部中新統～下部鮮新統)

c-1. 谷戸層～丹沢衝突前の海溝海側斜面堆積物

大磯丘陵南部の吾妻山南麓に分布する火山角礫岩～凝灰角礫岩や砂岩～泥岩などからなる地層に対して、石黒(1974)が命名。石灰岩層も挟むという吾妻山の模式地露頭は現在観察できないが、著者の1人である石浜は吾妻山南麓の住宅工事露頭で2009年秋に火山礫凝灰岩や砂岩の存在を確認している。また、吾妻山南麓の登山道で2007年頃に石灰岩層を見たという情報もある。

石黒(1974)は、鷹取山に分布する固結した凝灰質砂岩、泥岩、貝殻片を含む粗粒黒色砂岩、角礫凝灰岩についても谷戸層に分類した。矢野(1986)や関東第四紀研究会(1987)も石黒(1974)同様、鷹取山に分布する地層を谷戸層としたが、Ito(1986)はこれらを剣沢層として扱っている。鷹取山の沢沿いの露頭は、現在も確認することができる(Fig. 6E)。

吾妻山からの化石年代はこれまで報告がなく、小沢・堀内(2005)は石灰質ナンノ化石も散放虫化石も産出しなかったと述べている。石黒(1974)は鷹取山東部の角礫凝灰岩から得られた貝化石から、谷戸層は下部～中部中新統であろうと推定した。鷹取山東部を流れる境川沿いの露頭からは、CN9(8.3～5.6 Ma)(矢野, 1986)およびCN10(5.6～4.5 Ma)(小田原, 2009)の石灰質ナンノ化石年代、5.57～4.37 Maの有孔虫化石年代(石浜ほか, 2012)、8.3 ± 0.7 Maおよび5.9 ± 0.8 Maのジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代(石浜ほか, 2012)が報告されている。以上を総合すると、鷹取山東部に分布する谷戸層の年代は8.3～4.4 Maと推定される。

二宮町の梅沢海岸には、普段は海浜砂に埋もれている露頭が存在する。関東第四紀研究会(1987)に谷戸層として簡単な報告があるのみであったが、2007年9月の台風9号上陸によって黒色泥岩、凝灰質砂岩、礫岩などからなる地層が露出した(小田原ほか, 2009, Fig. 6F, 6G, 6H)。一部の礫岩中にはサンゴや石灰藻、二枚貝なども含まれており、有孔虫化石からは本層が上部中新統～下部鮮新統であること(小田原ほか, 2009)、凝灰質砂岩中に含まれるジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代が6.3 ± 0.6 Maであること(石浜ほか, 2012)が明らかになり、鷹取山東部に分布する谷戸層と対比して問題ないことがわかった。なお現在、本露頭は再び海浜砂に埋もれ、観察することはできない。

Ito(1986)は、吾妻山周辺に分布する谷戸層の堆積場を不安定な海底斜面と推定し、鷹取山に分布する地層(剣沢層と認識)に関しては、後述の西鷹取山集塊岩層(鷹取山

層の一部)とあわせて安山岩質小型火山が陸側斜面に形成されたものと想像した。しかしFujioka et al.(1989)は、沖ノ山堆列に火山体はなく、火山フロント付近から供給された火砕物が陸側斜面に付加されたものだと考えた。山下・石浜(2012)は、谷戸層が火山性の碎屑物からなり、丹沢起源と考えられる火山岩・深成岩・石灰岩の礫が見られること、陸源の碎屑物があまり入っていないことから、本州弧側ではなく伊豆弧側の斜面(フィリピン海プレート前弧)で堆積した海溝海側斜面堆積物ではないかと推定している。

c-2. 剣沢層～谷戸層の同時異相?

矢野(1986)は、曾我谷津や曾我山西南部に分布する固結した凝灰角礫岩や火山円礫岩、凝灰質泥岩などを剣沢層とした。谷戸層との層位関係は不明だが、岩相が類似していることから同時異相と述べている。Ito(1986)は前述のように鷹取山山頂付近の地質体(他研究者が谷戸層と認識しているもの)を剣沢層に含めている。剣沢層は現在、曾我谷津の剣沢(模式地)、国府津駅の北の沢などで観察することができる(Fig. 7A, 7B)。なお千葉(1986)、関東第四紀研究会(1987)では新第三紀層としての剣沢層の存在を認めず、大井町篠窪などに分布する篠窪火砕岩層(下部更新統の足柄層群相当層)の一部として扱っている。

年代に関する明確な研究はほとんどなく、Ito(1986)が剣沢層下部の安山岩角礫のK-Ar年代を10.4 Ma、剣沢層上部の石灰質ナンノ化石年代をCN9帯(8.3～5.6 Ma)と報告しているのみである(ただし測定に使用した試料の露頭位置は不明のため、他研究者が谷戸層と区分する鷹取山周辺における年代数値の可能性もある)。なお剣沢層を更新統とする説も存在する(山崎, 2002)。

Ito(1986)は前述のように、小型火山が陸側斜面に形成され、その火山中心が鷹取山と曾我山周辺にあったと考えたが、Fujioka et al.(1989)は火山体の存在を否定して、火砕物が陸側斜面に付加された地質体であると認識した。

c-3. 大磯層～丹沢衝突前の前弧海盆堆積物

大磯駅の南の道路沿いや鳴立沢、照ヶ崎海岸、高麗山～千畳敷山の南部、葛川河口～西小磯などに分布する凝灰質砂岩や泥質砂岩に対して大塚(1929)が命名、三浦層群に対比した。全体として東西性の走向で、北に傾斜する。鳴立沢や照ヶ崎海岸などで現在も観察ができ、貝殻片や植物片などの化石も産出する(Fig. 7C, 7D, 7E)。西小磯海岸では、台風等で海浜砂が洗い出されると大規模に露頭が出現することがあるが(平田ほか, 2002; 森, 2007など)、ここで見られる豊富な貝化石を含む礫岩層(大塚(1931)による、いわゆる“西小磯層”)の成因については、化石床説(井尻・藤田, 1949)、差別的堆積説(生越, 1956)、チャネル堆積物説(Ito, 1986)、泥ダイアピル説(山下ほか, 2005)など、様々な議論がある。

小島(1954)や立岩ほか(1954)によれば、現在の大磯港周辺で、大磯層中の基底礫岩層(照ヶ崎礫岩層)が高麗山層群と傾斜不整合で接し、その上に凝灰質泥岩(大磯砂岩泥岩互層)がのると記載されている。この傾斜不整合は三浦半島における葉山・三浦層群間の不整合の西方延長と

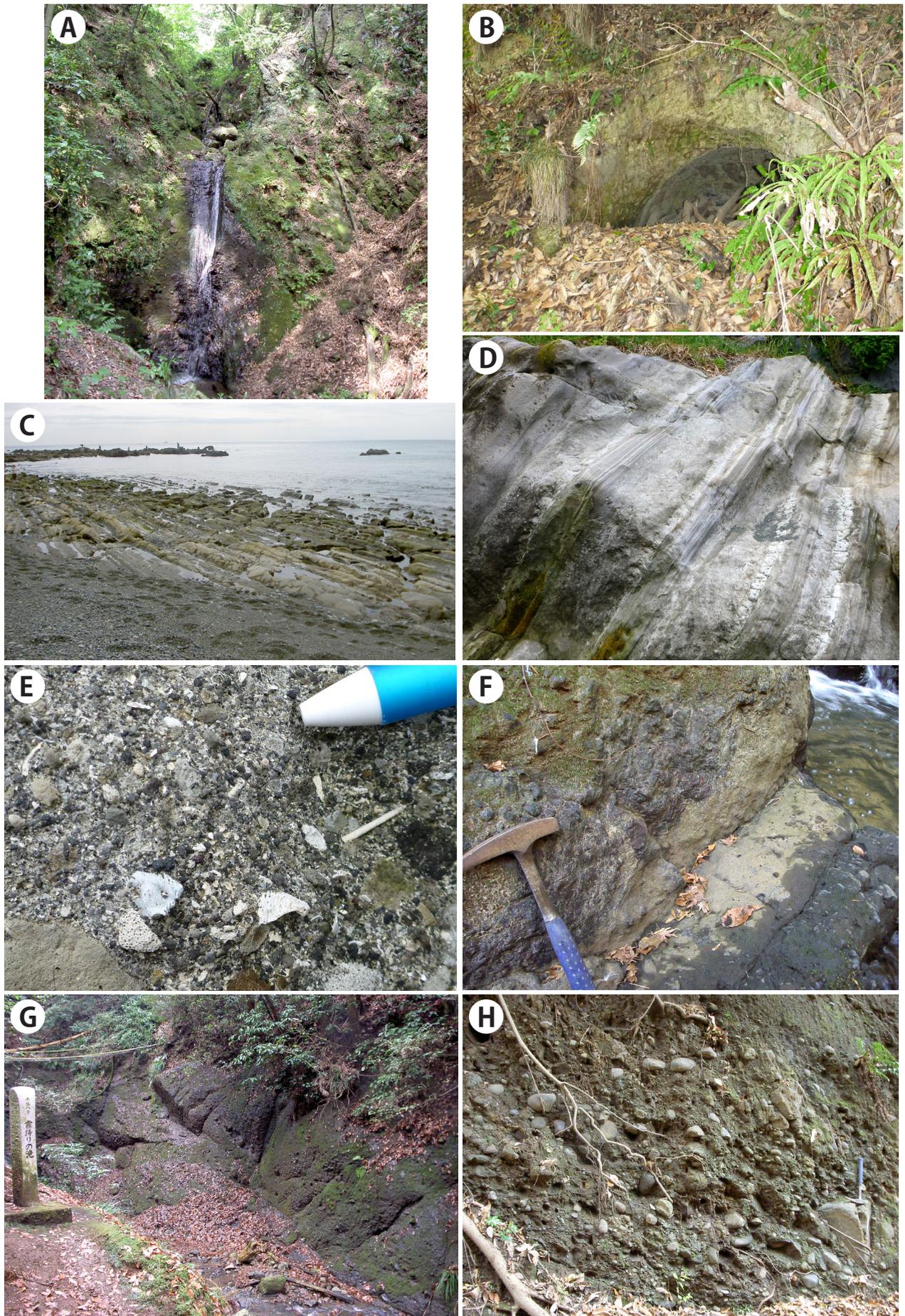


Fig.7 A, B: Volcanic breccia of the Tsurugizawa Formation (A: Yumihari Falls, B: Maegawa). C-E: Tuffaceous Sandstones intercalated with pumice tuff of the Oiso Formation (C: Terugasaki Coast, D-E: Shigitatsuzawa). F-H: Andesite agglomerate and Conglomerate of the Takatoriyama Formation (F: Takatoriyama, G: Kirifuri Falls, H: Ikusawa).

図7 A, B: 剣沢層の露頭 (A: 小田原市曾我谷津の弓張の滝, B: 小田原市前川)。C-E: 大磯層の露頭 (C: 照ヶ崎海岸, D: 鳴立沢, E: 鳴立沢の貝化石片を含む凝灰質礫岩層)。F-H: 鷹取山層の露頭 (F: 鷹取山を流れる谷戸川沿いの集塊岩, G: 礫岩からなる霧降の滝, H: 大磯町生沢)。

も推定されたが、猪又（1979）の時点で照ヶ崎礫岩層はコンクリートに覆われて観察できず、現在も不整合面を確認することはできない。

石黒（1974）は西小磯海岸より産出する貝化石から鮮新統とし、茨木（1978）は西小磯海岸および鴨立沢のシルト岩から得られた浮遊性有孔虫がN17帯（8.6～5.7 Ma）にあたることを明らかにした。Ito（1986）は石灰質ナンノ化石よりCN9帯（8.3～5.6 Ma）、蟹江ほか（1999）も西小磯および照ヶ崎海岸の試料がCN9帯を示すことを確認している。

Ito（1986）は大磯層が海底斜面で堆積したと考え、スコリアや軽石をはさむ海底チャネル堆積物や火山性の重力流堆積物であるとした。山下ほか（2005）は、大磯層中に含まれる礫の組成から本州弧の陸側斜面で堆積したと推定している。イノシシやサイの仲間の歯化石が産出する（大島，2007; Zin-Maung-Maung-Thein *et al.*, 2009）ことから、陸側斜面という堆積場を推定するのは妥当であろうと思われる。山下・石浜（2012）は、堆積時に正断層系の構造が発達すること（森，2007）や、大磯層の分布域が当時の高麗山層群（海溝外縁隆起帯とされる葉山—嶺岡隆起帯）よりも東（陸）側にあたる可能性があることから、本州側の前弧海盆で堆積したと推定した。森（2007）がテフラの特徴から逗子層との類似を指摘していることも考え合わせると、大磯層は三浦層群の中でも南部の三崎層ではなく、海溝外縁隆起帯よりも陸側で堆積した逗子層に対比されるものと考えられる。

c-4. 鷹取山層 ～丹沢衝突時のトラフ充填堆積物と複数の火成活動

鷹取山周辺から二宮町の丘陵部に分布する凝灰質礫岩層である。猪又（1979）は礫岩層の下位に、主に安山岩の角礫からなる集塊岩層を認識し、集塊岩層と礫岩層は断層で接すると報告した。この集塊岩層について、Ito（1986）は剣沢層中の岩脈として扱い、関東第四紀研究会（1987）や千葉（1986）では西鷹取山集塊岩層としている。集塊岩層は鷹取山西部の谷戸川河床や鷹取山山頂付近などで、礫岩層は谷戸川沿いや二宮町の住宅街周辺の小露頭などでも観察することができる（Fig. 7F, 7G, 7H）。

大磯層とは生沢断層をはさんだ関係にあり（Fig. 4）、鷹取山層と大磯層は同時異相とする説が多い（石黒，1974; Ito, 1986）が、関係性が明確になっているわけではない。長田ほか（1988）は鷹取山北東部の露頭から貝化石を報告し、鷹取山層を下部鮮新統と考えた。田口・松島（1997）は、産出する貝化石が、中新世後期～鮮新世前期に生息した逗子動物群（小澤・富田，1992）で特徴付けられるとした。

Ito（1986）は礫岩層を、海底扇状地堆積物と位置づけた。礫岩層に含まれる礫は、安山岩の垂円中礫が多く、閃緑岩、緑色凝灰岩、輝緑岩、泥岩などの垂角礫のほか、チャートや頁岩など関東山地起源と考えられる円礫も含まれる（蟹江ほか，1999）。山下・石浜（2012）は、鷹取山礫岩層に含まれる火山岩礫の特徴から、箱根火山外輪山溶岩の組成と似た、やや背弧側に位置する近傍の火山から巨礫が供給されていたことを明らかにした。関東山地起源と考えられる円礫は本州側から流れ込んだものと考えられるため、鷹取

山礫岩層には本州弧と伊豆—小笠原弧の両方から堆積物が供給されたこと、すなわちプレートの衝突境界でトラフ充填堆積物として形成された可能性が示された。

山下・石浜（2012）は鷹取山に分布する火山岩類の分析を行い、少なくとも2種類の火山岩類が存在していることから当時複数の火成活動が起こっていたこと、更にそれらの化学組成が箱根火山やその基盤岩と似ていることを指摘した。森ほか（2012）は、集塊岩層中の無斑晶質玄武岩質安山岩溶岩のK-Ar年代が5.87 Ma、礫岩層中の輝石安山岩巨礫のK-Ar年代が5.01 Maであることを報告している。伊豆地塊が衝突する際に形成された足柄層群堆積期にも火成活動が活発に行われていたことが知られており（今永，1999）、丹沢地塊が本州弧に衝突する際にも、トラフ充填堆積物の近くで複数の火成活動があったことは興味深い。

2-2 第四紀層

更新世に入ると、足柄地域では丹沢と伊豆地塊に挟まれたトラフに足柄層群が堆積しはじめる。大磯丘陵の北西部では、この足柄層群の東端に相当すると考えられる篠窪火砕岩層が分布している。

丘陵の南部では、新第三紀層を不整合に覆って前期～中期更新世の浅海成堆積物が分布する。この地質群の層序に関しては研究者間で意見が異なっており、例えば関東第四紀研究会（1987）は先多摩ローム層と二宮層群（下位より妙見層・下田下部層・下田上部層）に区分し、含まれる多数のテフラの給源として、ボーリングコア資料（伊藤ほか，1985）から箱根火山の下に推定される別の火山（古箱根火山）を考えた。矢野（1986）は、微化石を用いて堆積年代や堆積環境を推定するとともに凝灰岩を鍵層として地域内の対比も行なっている。本論文では基本的に矢野（1986）の層序に従い、前川層・羽根尾層・二宮層・沼代層に区分して述べる。

大磯丘陵は更新世中期以降には陸化し、上述の浅海成堆積物の上に、あるいはこれらと前後して、関東ローム層が堆積するようになる。ローム層の間には水成層（いわゆる相模層群相当層）が挟まれることがあるが、これは世界的な海水準変動の影響であり酸素同位体ステージと対比できることが明らかになってきた（町田，2008）。

完新統には、強い隆起変動に伴って丘陵南部の海岸部に海成段丘群が発達し、中村川流域には中村原面を構成する沖積堆積物である下原層が分布している。

2-2-a 足柄層群相当層（篠窪火砕岩層）

大磯丘陵の西縁からは複数の火山岩体の報告がなされている（大塚，1929; 千葉，1986; 関東第四紀研究会，1987; Ito, 1986）。大塚（1929）では、大井町高尾に安山岩溶岩が産するとしているが、地層名までは定義していない。千葉（1986）および関東第四紀研究会（1987）では、大井町の篠窪をはじめ、高尾、赤田、中井町の鴨沢、古怒田、小田原市の曾我谷津、国府津に分布する火砕岩類を篠窪火砕岩層としている。Ito（1986）では、小田原市の曾我谷津に分布する火砕岩類に対して、剣沢層と定義している。これらの研究成果のうち、関東第四紀研究会（1987）が最も詳細なフィールドワークを行っており、火山岩体の分布を詳細

に押さえている。本論文では、これまでの研究成果に加え、関東第四紀研究会（1987）による地質図を基に著者らが調査した結果も踏まえて報告する。なお Fig. 4 の地質図上では、曾我谷津および国府津に分布する岩体は、剣沢層として表示してある。

篠窪火砕岩層は、安山岩質の凝灰角礫岩および一部に同質の溶岩、円礫入り凝灰岩からなるとされる（関東第四紀研究会, 1987）。しかし、溶岩及び凝灰角礫岩中の火山岩礫の全岩化学分析の結果、ほとんどの資料が、二酸化ケイ素含有量が 53 wt. % を下回る玄武岩であった。今後、岩石学的な検討が必要である。

篠窪火砕岩層のうち、最大の面積を有する岩体は、大井町篠窪から高尾付近において、南北 2.5 km、東西 2.5 km の範囲に分布するもので、中村川の上流付近に形成される渓谷の谷底に顕著にみられる。また、篠窪火砕岩層とローム層との接触部付近では、滝を形成することもある（Fig. 8A, 8B）。今永・杉山（1994）では、この岩体と北東部に分布する丹沢層群とは断層関係にあるとしている。この岩体において、K-Ar 年代測定がなされている。今永・杉山（1994）は、露頭より採集した安山岩から、 4.34 ± 0.81 Ma の年代値を得ている。また、今永・山下（1999）では、篠窪トンネル工事の際に行われたボーリング試料（深度 5.2 ~ 6.0 m 付近）を用いて、 2.21 ± 0.52 Ma と 2.45 ± 0.45 Ma の年代値を得ている。本岩体は著しい変質が見られ、特に露頭においては顕著であることから、露頭より採集した試料から得た 4.34 ± 0.81 Ma の年代値は少し古すぎるかもしれない。仮に、 2.21 ± 0.52 Ma と 2.45 ± 0.45 Ma の年代値が正しいとすると、篠窪火砕岩層の西に分布する足柄層群の最下部の年代と整合的であり、足柄層群の形成に先立つ火山活動であれば非常に興味深い結果となる。

中井町の鴨沢から古怒田にかけて分布する岩体は、鴨沢から古怒田に至る登山道沿いに、南北約 400 m、東西約 1 km にわたって分布するが、露頭はほとんど消滅している。

小田原市の曾我谷津に分布する岩体は、剣沢の上流部の谷底において、南北約 700 m、東西約 600 m にわたって分布する。他の岩体に比べ、比較的新鮮な溶岩が見られるのが特徴である。

小田原市の国府津に分布する岩体は、小田原厚木道路の弁天山トンネル小田原側の出口付近から国府津駅にかけての北東—南西方向に、約 1.6 km にわたって分布する。この地域では、林道の尾根から谷底にかけて分布するが、著者らの調査結果からは、連続性が確認できなかった。

2-2-b 丘陵南部に分布する下部～中部更新統の浅海成堆積物

b-1. 前川層

大磯丘陵南西端の小田原市前川付近において、谷に沿って細長く分布する（Fig. 8C）。奥村は、前川層と命名したが、その後に前川泥岩層という名称も提案している（奥村, 1973; 奥村, 1979）。新鮮な面は青灰色の砂質泥岩で貝殻片が散在し、礫岩や砂岩、凝灰岩の層などを挟む。国府津駅北方の沢で剣沢層を不整合に覆い、二宮層（国府津礫岩部層）や沼代層（不動山礫岩部層）に不整合で覆われる。著者らは 2019 年の台風 19 号通過後に国府津駅南東の前川海岸にて前川層と考えられる地層を確認しているが、過去に

報告はなく、現在も再び海浜砂に埋め戻されて露頭を確認することはできない（Fig. 8D）。なお剣沢や国府津北方の沢に分布する礫岩層に対して千葉（1986）や関東第四紀研究会（1987）は「剣沢礫岩層」と命名しているが、本論文では関東第四紀研究会（1987）に従い、この礫岩層を前川層の最下部に位置するものとして扱う。

奥村（1979）は貝化石群集から、暖水系と冷水系の両要素を持つことを示し、特徴的な軽石層の存在も考え合わせて三浦層群の宮田層に対比した。矢野（1986）は、石灰質ナンノ化石を用いて CN14a 帯（1.0 ~ 0.45 Ma）に相当することを明らかにし、足柄層群の塩沢層や房総半島の上総層群柿ノ木台層～国本層に対比した。Koyama & Kitazato（1989）は、古地磁気の逆転から、前川層中にハラミヨ—松山期境界（0.9 Ma）と松山—ブリュヌヌ期境界（0.78 Ma）が含まれていることを明らかにした。堆積環境については、矢野（1986）が底生有孔虫群集の生息深度から大陸斜面上部（200 ~ 600 m）を推定している。

前川層において特筆すべき研究は、古地磁気を用いた地塊の構造回転に関するものである。Koyama & Kitazato（1989）は古地磁気の研究から、前川層堆積期の末期から上位の羽根尾層堆積期初期の短期間に約 50 度、時計回りに回転したと述べた。彼らは、Yoshida *et al.*（1984）における西小磯層（上述の大磯層の一部）のデータも同じ傾向を示すことから、伊豆半島の衝突やそれに伴うフィリピン海プレートの運動方向の変化（北向き→北西向き）を受けて丘陵全体が回転したと推定している。

b-2. 羽根尾層

菊池ほか（1979）により命名。丘陵南部の中村川下流の小田原市羽根尾、二宮町川匂・貝ヶ窪周辺に分布する。やや固結度の高い砂質泥岩で、一部に砂岩泥岩互層が発達し、スコリア層を多く挟む（Fig. 8E）。羽根尾横穴墓群は、この羽根尾層を掘って作られている。新第三系の谷戸層を不整合に覆い、前川層との層位関係は直接見られないが、走行傾斜や有孔虫化石群集の類似性から前川層に整合で重なりと推定される（矢野, 1986）。上限は二宮層、国府津礫岩部層に不整合で覆われる。

矢野（1986）は、石灰質ナンノ化石を用いて CN14a 帯（1.0 ~ 0.45 Ma）に相当することを明らかにし、足柄層群の塩沢層や房総半島の上総層群長南層に対比した。また底生有孔虫化石が寒流系の群集を示すことを報告し、堆積環境としては、前川層と同じ大陸斜面上部（200 ~ 600 m）を推定している。

b-3. 二宮層（国府津礫岩部層・妙見砂岩部層を含む）

「二宮層」あるいは「二宮層群」という名称については、研究者間で認識の違いが生じており現在も混乱した状態にある。矢野（1986）による二宮層は、小田原市曾我山から大磯町虫窪まで、丘陵中南部に広く分布する。固結度の低い礫岩・泥質砂岩・砂質泥岩で構成され（Fig. 8F, 8G）、多くの火山灰層を挟んでおり、細かな炭質物を多く含む。矢野（1986）は凝灰岩を追跡することによって、水平方向に岩相が変化して中央域ほど細粒になることや、二宮町打越付近で南北に伸びるチャンネル構造を境に岩相が変化する

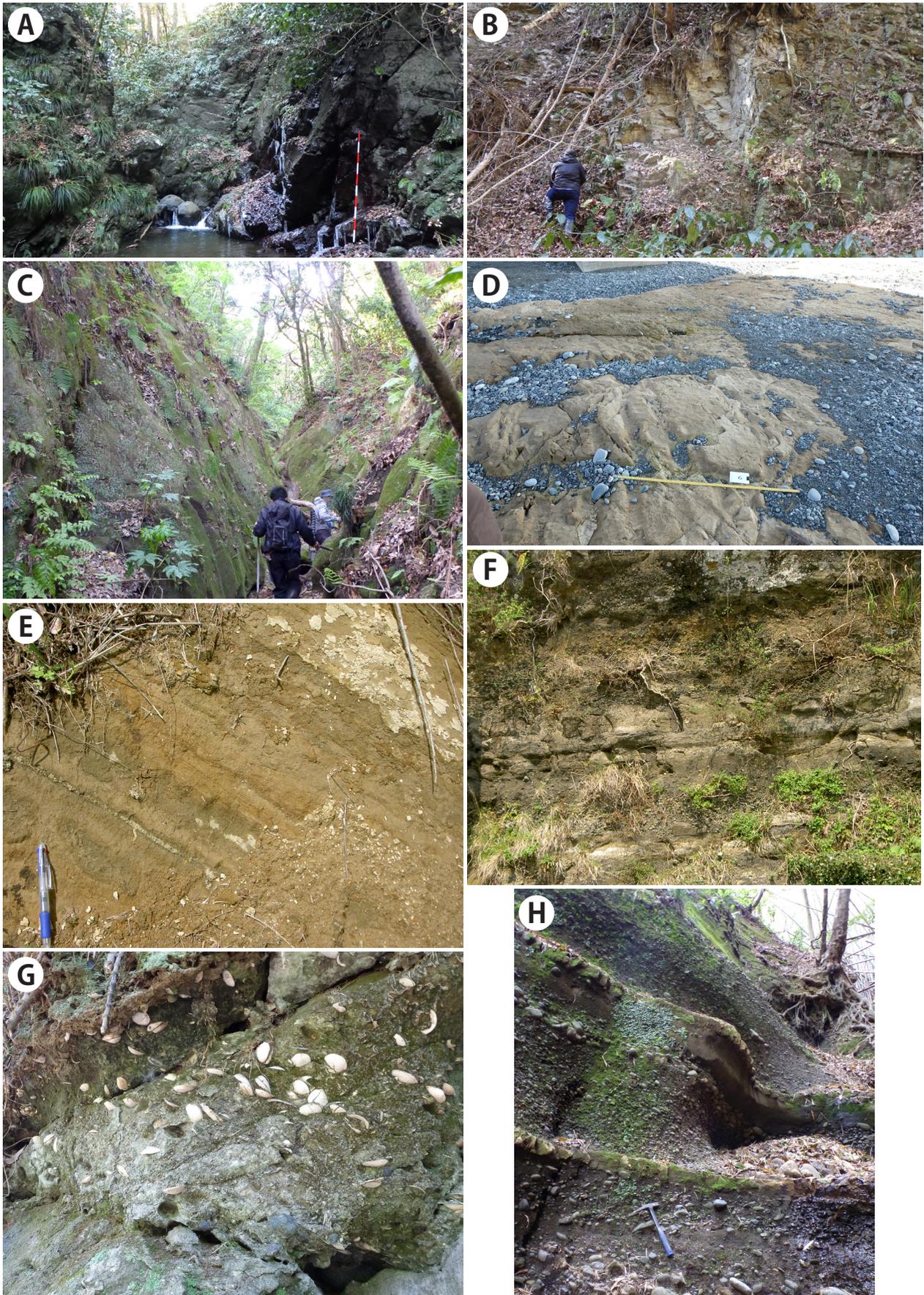


Fig.8 A, B: Shinokubo Pyroclastic Rocks (A: Shinokubo, B: Nanataki Falls). C, D: Sandy mudstones of the Maegawa Formation (C: Sekishimogawa River, D: Maegawa Coast after Typhoon No.19, 2019). E: Sandy mudstones alternation sandstones of the Haneo Formation (Haneo ancient tomb). F-H: Alternating conglomerates and sandstones of the Ninomiya Formation (F: Kanomachi, G: Ninomiya, H: Maegawa).

図8 A, B: 篠窪火砕岩層の露頭 (A: 大井町篠窪, B: 大井町柳の七滝). C, D: 前川層の露頭 (C: 小田原市前川の下関川, D: 2019年台風19号通過後の前川海岸). E: 羽根尾層の露頭 (羽根尾横穴墓周辺). F-H: 二宮層の露頭 (F: 小田原市上町, G: 二宮町二宮のヴェルジ苑で見られる貝化石密集層, H: 小田原市前川の下関川で見られる国府津礫岩部層).

こと、また全体に上位に向かって細粒化することなどを明らかにした。

二宮層の下部には、主体部と岩相のやや異なる地層が西部と東部に存在する。西部の曾我山には、泥岩や砂岩を挟む円摩度の高い礫岩層(国府津礫岩部層, Fig. 8H)が分布し、東北部に向かって二宮層主部の砂質泥岩へ遷移するとされる。東部の二宮町妙見～大磯町国府新宿には、淘汰の良い中～細粒砂岩(妙見砂岩部層)が分布し、東へ向かうほど粗粒化している(矢野, 1986)。

妙見砂岩部層の下位はCN14a帯(1.0～0.45 Ma)、中上部はCN14b帯(0.45～0.25 Ma)の石灰質ナノ化石年代を示すことから、矢野(1986)は二宮層を房総半島の下総層群地蔵堂層・藪層に対比した。上杉(1976)は火山灰層の対比から、三浦半島の相模層群長沼層に対比している。田口ほか(1999)は大磯町虫窪に露出した大規模露頭の調査から、妙見砂岩部層よりも上位の二宮層中にCN14a帯とCN14b帯の境界が存在すること、露頭下部に発見された火山灰鍵層Mk-3に含まれる黒曜石のフィッシュ・トラック年代(0.58±0.11 Ma: 磯ほか, 1981)と整合的であることを明らかにした。

堆積環境については、有孔虫化石のデータにより、東部および西部では岩礁地を含む大陸棚上部(水深50～100 m)、中央部の中里付近では大陸斜面最上部(200 m)と推定されている(矢野, 1986)。田口ほか(1999)は貝化石のデータから、大磯町虫窪の一露頭において、上部浅海帯(0～30 m)から亜浅海帯(50～120 m)へと深くなる変化があったと考えた。矢野(1986)は、二宮層が剣沢層・鷹取山層・前川層・羽根尾層を明瞭な不整合で覆うことから、下位の地形を埋めながら堆積したことを示し、中央部では砂質泥が広がっていたこと、東部の曾我山周辺ではファンデルタ堆積物、西部の妙見付近では岩礁堆積物が形成されていたことを推定した。

b-4. 沼代層(不動山礫岩部層を含む)

菊地ほか(1977)の土屋層などに相当する地層で、曾我山の北部から明沢、沼代、打越まで広く分布する。後述の関東ローム層に挟まれる海進堆積物(いわゆる相模層群相当層)と年代的に重なっており、研究者により対比や解釈が異なるが、ここでは矢野(1986)に従う。主に礫岩・泥質砂岩からなり、剣沢層・前川層・二宮層を不整合に覆う。丘陵西部の不動山周辺では、主に安山岩礫からなる円摩度の高い未固結の礫岩が分布する(不動山礫岩部層)。

沼代層はCN15帯(0.25Ma～)の石灰質ナノ化石年代を示し、大陸棚上部(30～100 m)の有孔虫化石群集を産する。当時は泥質砂の浅い海が広がり、西部の不動山周辺では礫岩が堆積していた。この不動山礫岩部層には、北西からの流れを示す構造や、デルタの前置層と考えられる急傾斜の礫岩層が見られ、国府津礫岩部層と同様の礫質デルタ堆積体であったと推定されている(矢野, 1986)。なお10万年前頃には、丹沢山地から流れ出て足柄平野をつくる酒匂川は足柄山地を西進して駿河湾方面へと流れていたことが知られており(町田ほか, 1975)、当時は酒匂川ではなく箱根方面等から流れてきた河川がデルタ堆積物を形成していたことが推定される。

2-2-c 中部更新統以降の関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物

c-1. 大磯丘陵にみられる関東ローム層および地形面の分布

大磯丘陵には、多摩ローム層、下末吉ローム層、武蔵野ローム層、立川ローム層の各層(関東ローム研究グループ, 1956)が分布する。地形面としては、武蔵野面、立川面の分布は狭く、多摩面は傾動を受けた一部の面が存在するに過ぎない(町田, 1973)。また、下末吉面は比較的広く分布するが、傾動や活断層による変位がみられ、その高度は一樣ではない(町田, 1973)。したがって、大磯丘陵の地形の多くは第四系が侵食された斜面であり、かつて関東ローム層の模式地とされた東京近郊のように、より古い地形面が高所にみられるような難壇状の段丘地形の発達はみられない。

c-2. 大磯丘陵にみられる関東ローム層の特徴

段丘地形が不明瞭な点に加え、狭い範囲に陸成の関東ローム層とその同時異相の水成堆積物が混在する点も大磯丘陵の特徴である。加えて、ローム層中に小規模な河成礫層が挟まれる場合も多々あり、その礫種の多くは丹沢山地や箱根火山を起源とする。これらの堆積物について、関東第四紀研究会(1987)は、風送陸上堆積型テフラ相と水成相という表現をした。一般的に関東ローム層中のテフラは、大規模な海進堆積物を覆うものは保存がよく、海退期や小規模な海進期のものは保存が悪くなるが、火砕流堆積物や大規模な降下テフラとその上位層は、保存が良い傾向にある。多摩ローム層は、全体的に下位に小規模なスコリア質テフラが多く、上位は軽石質テフラが多くなる傾向がある。この変化は、箱根火山の成層火山形成からカルデラ形成への活動様式の変化として捉えられており(町田, 1977)、T-CI テフラ累層(多摩下部ローム層上部)～T-Cu テフラ累層(多摩中部ローム層下部)がその境界と考えられている。その上位の下末吉(吉沢)ローム層、武蔵野ローム層も、箱根火山起源のテフラは軽石質な傾向が続く。一方、立川ローム層中には、箱根火山起源のテフラがほとんど見られなくなり、富士火山起源のスコリアを多く含むようになるが、テフラ層として純層を成すものは少ない。

大磯丘陵に堆積しているテフラは、大きく4つに分けることができる。

① 両輝石型テフラ(町田ほか, 1974)

最も多くみられ、ほとんどが箱根火山起源のテフラである。代表的なものは箱根東京テフラ(Hk-TP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992)、TAm-1 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTu-1)、TB-1 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-8)、TCu-1 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-2)などである。箱根火山の東方には太平洋があり、テフラの陸域の分布は限られるが、少なくとも東京、茨城、千葉方面へと分布するものが知られている。なお、すべてのテフラについて層序学的・岩石記載学的に詳細な検討がなされているわけではなく、両輝石型テフラには他の火山に由来するものが含まれる可能性はある。

② 角閃石型テフラ(町田ほか, 1974)

箱根火山以外を給源とするテフラで、黒雲母を含む場合もある。中部地方などに給源が推定されており、代表的な

ものは御岳第1テフラ (On-Pm1: 小林, 1961; 町田・新井, 1992)、北アルプス起源のTE-5aテフラ (町田・新井, 2003; 上杉, 1976のTII-9下部)、TB-9テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-21)、TAL-1テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-39) などである。これらの一部は、中部～関東地方の広域テフラとなっているが、給源火山の特定が課題になっているものも多く、比較的粗粒なものは、先小御岳など箱根近傍の火山が候補として推定されている (町田, 2008)。

③ ガラス質細粒テフラ

主に九州など遠方の諸火山に由来する広域テフラである。隆起運動の盛んな大磯丘陵は、必ずしも広域テフラの保存が良い場所ではないようであるが、箱根火山起源の多くのテフラが記載されている場所で広域テフラを認定することは、南関東の編年を考える上で重要である。

④ 富士山起源のスコリア質テフラ

大磯丘陵は富士火山の真東ではなく、南東側にずれた位置にあり、テフラ層の層厚も薄く、地形・地質学分野よりも考古学分野における年代指標となることが多い (上本・上杉, 1996)。なお、富士火山起源のテフラが顕著になるのは、On-Pm1以降である (町田, 1977)。

c-3. 多摩ローム層 (中部更新統)

大磯丘陵の多摩ローム層は、町田・森山 (1968) により土沢ローム層と呼ばれ、町田 (1970) により細分された。その表記には並立した2つ方法がある。1つは、下位からT-F、T-E、T-D、T-C、T-B、T-Aテフラ累層に分け、テフラ記号をTF-、TE-、TDI-、TDu-、TCI-、TCu-、TB-、TAL-、TAm-、TAu-と振る方法 (町田ほか, 1974; 町田ほか, 1980)で、これは海進堆積物の離水面を基準にした区分である。もう1つは、同じく下位から多摩最下部ローム層/柄沢ローム層、多摩下部ローム層下部/雑色ローム層、多摩下部ローム層中部/下庭ローム層、多摩下部ローム層上部/藤沢ローム層、多摩中部ローム層下部/早田ローム層、多摩中部ローム層上部/七国峠ローム層、多摩上部ローム層/土屋ローム層に分け、テフラ記号をKR-、TII-、Tlu-、Tm-、Tu-と振る方法 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) である。これは関東ローム層中の斜交関係 (不整合) を基準にした区分である。町田ほか (1974)、町田ほか (1980)、貝塚ほか (2000) では、T-F～T-Aテフラ累層に覆われる海成層等の水成堆積物をT-f～T-a層とした。例えばT-e層の離水面を直接覆うテフラ累層がT-Eテフラ累層である。一方、上杉 (1976) および関東第四紀研究会 (1987) では、海成層等の水成堆積物がローム層の同時異相という点を重視し、特に分けていない。

大磯丘陵で見られる最古の関東ローム層は、T-Fテフラ累層 (町田ほか, 1980) あるいは、多摩最下部ローム層/柄沢ローム層 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) と呼ばれ、その下位には離水面を挟んでT-f層 (貝塚ほか, 2000) あるいは柄沢層 (上杉・遠藤, 1974) と呼ばれる海洋酸素同位体ステージ (MIS) 13と推定される海進堆積物が存在する。この層準より上位でも、丘陵南部では明確な離水を示さずに連続堆積する水成堆積物が存在するが、これらとは別にMIS 13より古い前期～中期更新世の浅海性

の砂泥互層が存在し、関東第四紀研究会 (1987) はこれを先多摩ローム層と呼んだ。

T-Fテフラ累層 (多摩最下部ローム層)、T-e層、T-Eテフラ累層 (多摩下部ローム層下部) の層位関係は、中井町鴨沢の柄沢周辺の露頭で現在でも確認できるが、沢の護岸工事で露出状況は悪い。T-Fテフラ累層の層相は、全体的にスコリア質で塊状に見えることが多い。広域テフラとしては、辺川-笠森5テフラ (Hgw-Ks5: Nishizawa & Suzuki, 2019) が挟在する。これは、厚さ数cmの明瞭な白色ガラス質火山灰層として私学野球場下の柄沢右岸に露出する。T-e層は黒褐色の砂層で、一部にサンドパイプが見られる。これを覆うT-Eテフラ累層はテフラ層が明瞭で、スコリア質テフラを中心に軽石質テフラを含む。広域テフラである北アルプス起源のTE-5aは、県道平塚松田線にかかる橋から100mほど上流の柄沢左岸などに露頭 (Fig. 9A) があり、厚さ約30cmの灰白色ガラス質火山灰層として確認できる。また、その約60cm下位には、同様の層厚の黄色軽石からなるTE-4テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTII-8) がある。

T-d層からT-DIテフラ累層 (多摩下部ローム層下部) およびT-du層からT-Duテフラ累層 (多摩下部ローム層中部) の層位関係は、中村川右岸の曾我山の砂利採取場で露出して (Fig. 9B) が、操業の進展や終了に伴い露頭は大きく減少した。とくに後者は、露頭が消滅している可能性がある。T-DIテフラ累層、T-Duテフラ累層はテフラ層が明瞭で、スコリア質テフラを中心に軽石質テフラを含む。広域テフラとして、丹沢川にみられる水成堆積物中のTky-Ng1テフラ (大磯団研グループ, 1988; 田村・鈴木, 2001) がある。これは厚さ2cm程度の白色ガラス質火山灰層である。この上下のテフラと模式的な風成テフラ層序との対応関係は必ずしも明瞭ではないが、T-Duテフラ累層に含まれることは確実にされる (町田, 2008)。

T-c層からT-CIテフラ累層 (多摩下部ローム層上部)、T-Cuテフラ累層 (多摩中部ローム層下部) の層位関係を示す露頭は、中村川の左岸に現在も残っている。T-CIテフラ累層からT-Cuテフラ累層の露頭は、下位のテフラ累層に比べると露頭は多く、中村川支流の藤沢川、菊川上流部の支流や中村川上流の市木沢 (Fig. 9C) などにある。広域テフラはAta-Thテフラ (鈴木・早津, 1991) が知られる。厚さ1cm程度以下の灰白色ガラス質火山灰層で、TCu-2テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-3) とTCu-3テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-5) の間の層準だが、肉眼で観察されるテフラ層として認められることはほとんどない。T-cu層は海退期の河成堆積物で、分布は極地的である。一方、T-c層は数10m規模の砂礫層であり、その下位のT-d層、T-e層も同様の層厚をもつ砂礫層を中心とする地層からなる。これらは曾我山にみられる背斜構造のため、中井町側では全体的に北東に傾斜する。これらの地層に含まれる礫には、丹沢山地中央部に露出するトータル岩をほとんど含まないことが知られており、町田ほか (1974) は、箱根火山の成長に伴って丹沢山地中央部からの河川が、西方に向きを変えた可能性を指摘している。TCu-1テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-2) は、横浜地域まで達する火砕流堆積物を伴い (笠間, 2006など)、箱根

火山のカルデラ形成に関わった噴火堆積物とされる(町田, 1977)。このテフラは後述する T-b 層中では基底部付近にある。TCu-4 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-6)は角閃石型テフラで、T-b 層の中位に挟まれる。

T-b 層から T-B テフラ累層(多摩中部ローム層下部)の層位関係は、大磯丘陵北東部の平塚市土屋の採砂場跡の露頭(Fig. 9D)で確認できる。これらは全体的に北に傾斜している。T-B テフラ累層は、平塚市土屋周辺の他に、前述の T-Cu テフラ累層の露頭上位や中村川支流の藤沢川、中井中央公園周辺に断片的にみられる。ただし、曾我山南部の上町から明沢付近では、T-c ~ T-b 層が陸成ローム層を挟まず連続的に堆積している様子が観察でき、T-B テフラ群も水中堆積となっている(貝塚ほか, 2000)。関東第四紀研究会(1987)は、これらの水成層が厚く分布する台山周辺地域を古中井沈降帯と呼んだ。T-B テフラ累層は軽石

質テフラが主体で、TB-13 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-33)は、大磯丘陵に達する火砕流堆積物を伴う。また、TB-2 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-9)、TB-3 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-10)、TB-5 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-15)、TB-9 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-21)など、角閃石型テフラが多いのも特徴である。これらのうち TB-2 と TB-3 は、下位の白色軽石と上位の青灰色軽石の組み合わせからなる。

T-a 層、T-AI テフラ累層(多摩中部ローム層上部)、T-am 層、T-Am テフラ累層(多摩上部ローム層)、T-au 層、T-Au テフラ累層(多摩上部ローム層)は、分布がやや限られる。T-a 層から T-AI テフラ累層の層序関係は、鷹取山北斜面から平塚市矢沢にかけてみられたが、現在は露頭がほとんどなくなっている。この斜面は傾動した地形面である

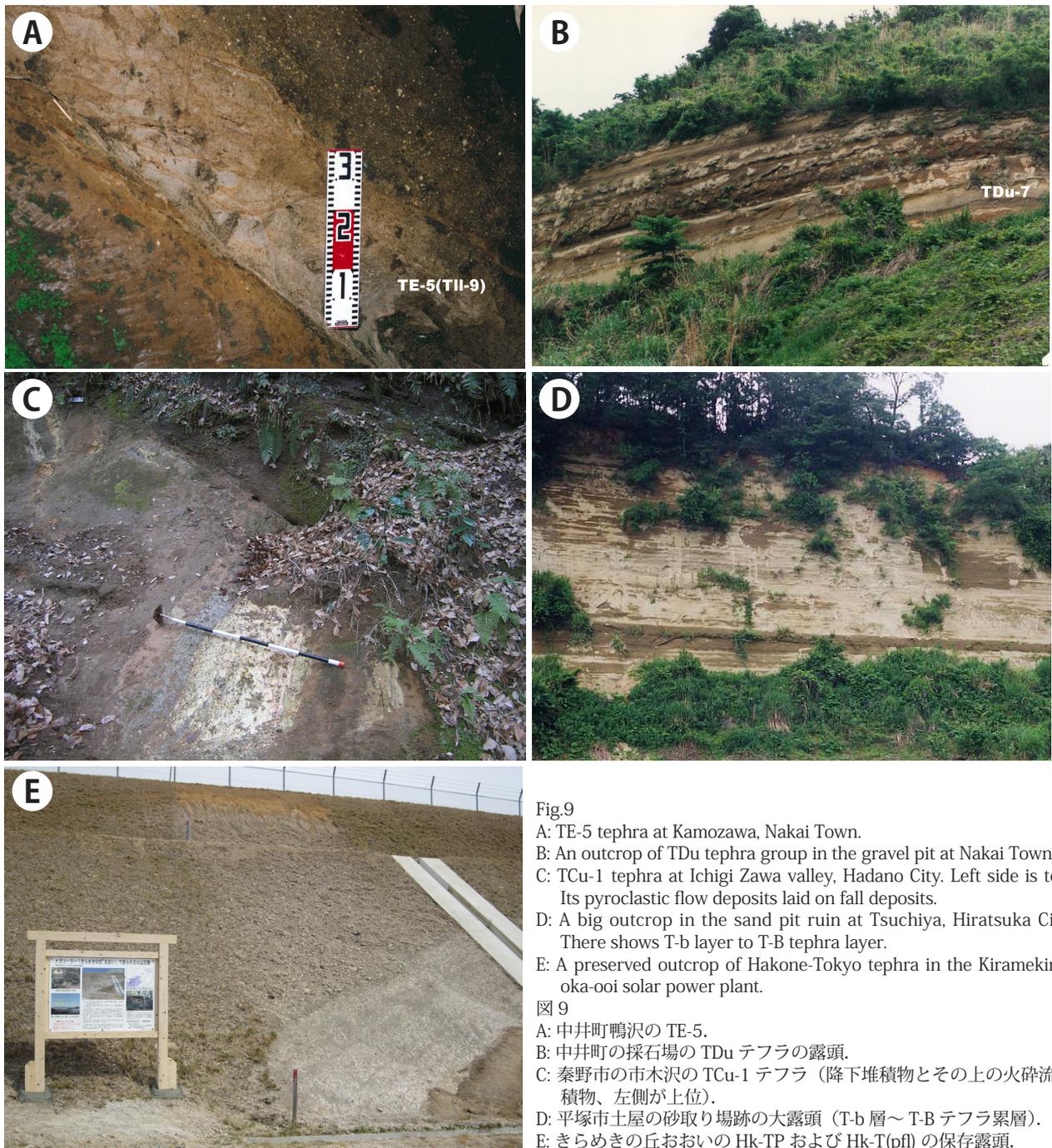


Fig.9
 A: TE-5 tephra at Kamozaawa, Nakai Town.
 B: An outcrop of TDu tephra group in the gravel pit at Nakai Town.
 C: TCu-1 tephra at Ichigi Zawa valley, Hadano City. Left side is top. Its pyroclastic flow deposits laid on fall deposits.
 D: A big outcrop in the sand pit ruin at Tsuchiya, Hiratsuka City. There shows T-b layer to T-B tephra layer.
 E: A preserved outcrop of Hakone-Tokyo tephra in the Kiramekino-oka-ooi solar power plant.

図9
 A: 中井町鴨沢の TE-5。
 B: 中井町の採石場の TDu テフラの露頭。
 C: 秦野市の市木沢の TCu-1 テフラ(降下堆積物とその上の火砕流堆積物、左側が上位)。
 D: 平塚市土屋の砂取り場跡の大露頭(T-b 層~ T-B テフラ累層)。
 E: きらめきの丘おおいの Hk-TP および Hk-T(pf) の保存露頭。

(町田ほか, 1974)。T-am 層から T-Am テフラ累層、T-au から T-Au テフラ累層の層序関係が確認できる露頭は中村川右岸にあったが、こちらも露頭がほとんどなくなっている。しかし、各テフラ累層の露頭は断片的に存在する。T-AI テフラ累層は平塚市矢沢周辺の他、中村川上流の市木沢などに露頭がある。T-Am テフラ累層は平塚市矢沢から七国荘周辺、中井町中央公園周辺、鴨沢などに露頭がある。T-Au テフラ累層は、七国荘周辺、中井町中央公園周辺、大井町柳の中村川上流などに露頭がある。これらのテフラの中で、TAm-1、TAm-4 テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tu-7)、TAm-5 テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tu-8) の3枚のテフラは、近接して堆積した層厚 3 m 前後の厚い軽石質テフラ群として目立つ。中でも TAm-1 は箱根火山最大級のプリニー式噴火とされ (貝塚ほか, 2000)、その火砕流堆積物は磯ヶ丘に達する。TAI-1 は、角閃石型テフラである。

海進堆積物と MIS との関係は、確実性が高いものと低いものがあるが、町田 (2008) は、MIS11 が T-e 層、MIS 9.5 が T-d 層、MIS 9.3 が T-du 層、MIS 8.5 が T-c 層、MIS 7.5 が T-b 層、MIS 7.3 が T-a 層、MIS 7.1 が T-am 層としている。

c-4. 吉沢ローム層 (中・上部更新統)

神奈川県中・西部の下末吉ローム層には、平塚市の吉沢を模式地として記載された多数のテフラが基準になり、吉沢ローム層 (町田・森山, 1968) という名称が定着している。町田 (1971) は、吉沢ローム層を下部層 /KIP テフラ群、中部層 /Kmp テフラ群、上部層と区分し、テフラ記載を行った。下末吉層に相当する吉沢層 (町田・森山, 1968) は、MIS 5.5 に対比されている (貝塚ほか, 2000)。吉沢ローム下部層、中部層は、軽石質テフラが薄い火山灰土層をはさんで多数堆積しているのが特徴である。KIP テフラ群 (KIP-1 ~ KIP16) は、KIP-4、KIP-16 が角閃石型で、他は両輝石型テフラである (新井ほか, 1977)。KIP-5 は灰色の火山灰質テフラ、KIP-6、KIP-7 は白色火山灰層伴う軽石質テフラ、KIP-8、KIP-13 は最下部に灰緑色火山灰層を伴う軽石質テフラである。これらの火山灰層には火山豆石を含む部分があり、早川 (1983) はマグマ水蒸気噴火が生じた可能性を指摘している。Kmp テフラ群 (Kmp-1 ~ Kmp-12) は、全てが降下軽石を主体とする両輝石型テフラで、KIP テフラ群にみられるようなシルトサイズ以下の火山灰からなる部分はない。Kmp-8 は特徴的な石質岩片を主体とする降下テフラである。吉沢ローム上部層はこれらとは対照的に、On-Pml と箱根小原台テフラ (Hk-OP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992) を除くと、ほとんど目立つテフラ層のない塊状の火山灰土層である。吉沢 (下末吉) ローム層と武蔵野 (新期) ローム層との境界は、研究者により解釈が異なる。町田 (1971) は武蔵野埋没土 (MB) とし、町田 (1977) では箱根安針テフラ (Hk-AP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992) の直下に武蔵野ローム層との境界を置いた。一方、上杉 (1976) は古富士火山噴出物の顕在化と小原台埋没土 (OB: 町田, 1971) を重視して、境界を OB 層準に置いた。Hk-OP は箱根山麓部に火砕流堆積物を伴う。町田 (1971) は、Hk-OP とより上位の箱根三浦テフラ (Hk-MP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992) や Hk-TP などの、同じく火砕流堆積物を伴う

降下テフラを箱根火山新期カルデラ形成に伴う軽石流期の噴出物とした。一方、新期カルデラを否定した長井・高橋 (2008) は、中央火口丘テフラ群 (Hk-CC: 町田, 1971; 新井ほか, 1977) までを含めて爆発的噴火期と呼んだ。

c-5. 武蔵野・立川ローム層 (上部更新統)

特筆すべきテフラは、武蔵野ローム層の指標となる Hk-TP である。Hk-TP は、東京の武蔵野台地で古くから知られた降下軽石テフラで、箱根火山起源という推定はされていたが、これを明らかにしたのが町田・森山 (1968) である。地域間の地層対比の障害となっていたのは、降下軽石層を覆う厚い火砕流堆積物 (Hk-T (pfl): 町田・森山, 1968; 町田・新井, 1992) の存在である。Hk-T (pfl) に覆われて保存の良い降下軽石層と上位に Hk-T(pfl) を欠き風化が進んだものでは、記載岩石学的な指標で対比を検討することがむずかしい。また、岩相や層厚が大きく異なるため、給源近傍の Hk-T(pfl) と遠方層である Hk-TP との対比作業が難航していた。例えば、久野 (1952) は、箱根外輪山山麓に分布する Hk-T(pfl) 等の火砕密度流堆積物を、下末吉ローム層の時期の噴出物と捉え、東京近傍に分布する Hk-TP を Hk-CC のどれかに当たると考えていた。Hk-T(pfl) は大磯丘陵に広く分布し、中井町俎原や平塚市遠藤原などに堆積面を残している (町田, 1971)。遠藤原の Hk-T(pfl) は、少なくとも2つのフローユニットからなり (笠間・相原, 1980)、火山ガラス屈折率の値 (笠間, 1997) から、横浜市西部の火砕流堆積物および小田原市入生田・風祭地区に分布する溶結凝灰岩と対比される (笠間, 2011)。Hk-T(pfl) 全体のフローユニットはさらに細分されることが知られており (笠間・山下, 2008; 笠間, 2009)、このうち遠藤原にみられるものは最大級のフローユニットと考えられる。噴出年代は MIS 4 の約 6.6 万年 (青木ほか, 2008) とされる。なお、大井町のメガソーラー発電所「きらめきの丘おおい」には Hk-TP および Hk-T(pfl) の保存露頭 (Fig. 9E) がある。

Hk-TP の下位には Hk-MP、Hk-AP、富士吉岡テフラ (F-YP: 町田ほか, 1975; YL: 上杉, 1976) がみられる。F-YP は下部の白色軽石と上部の青灰色軽石からなるテフラで、上部は角閃石型テフラである。Hk-TP の上位には箱根三色旗テフラ (Hk-SP: 町田, 1971)、Hk-CC がみられる。これらの分布軸は大磯丘陵より南側に当たるため層厚が薄く保存はあまり良くない。

立川ローム層は丘陵北部のグリーンテック中井付近に比較的厚く分布する。立川ローム層には、広域テフラである始良 Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976) がみられる場合がある。厚さ 2 ~ 3 cm 程度の白色ガラス質火山灰層である。大磯丘陵での保存はあまり良くなく、北方の丹沢山地南麓から厚木方面では、富士火山起源のスコリア質テフラに覆われて保存は良くなるようである。

2-2-d 完新統堆積物

隆起地塊である大磯丘陵は、その海岸部に完新世海成段丘群を発達させている。一般に海成沖積層は、完新世に海を内陸へと侵入させた縄文海進に伴って形成されたものであるが、隆起変動が大きい大磯丘陵ではその離水時期が異

なるという地域性を持つ。この特徴にフォーカスし、大磯地域の完新統を概観する。

国府津から押切川にかけて海拔 20 m 前後に顕著に見られる段丘面が中村原面（大塚, 1929, 1930）で、東は大磯まで分布する。この地域の段丘面は、高位のものより中村原面、前川面、押切面 I、押切面 II と区分される（米倉ほか, 1968; 遠藤ほか, 1979）。国府津付近ではさらに数段の地形面が認められ、宮内ほか（2003）は段丘面を 6 面に細分化した。なお、大磯町大磯付近に分布する段丘面群について、松田ほか（2014）は、高位から中村原面に対比される西小磯面、大磯本町面、大磯下町面、さらに照ヶ崎面と 4 段の海成段丘面を認めている。中村原面の旧汀線付近での堆積面の上限高度は、押切川河口付近で約 26 m、二宮駅付近で約 23 m、東小磯～大磯付近で約 20 m となり東方に低下する（米倉ほか, 1968）。中村原面の高度は国府津駅付近で最も高く +31 m となり（松島, 1999）、これは完新世における日本で最大の隆起速度を示している（太田, 2009）。

中村川流域を主体に、中村原面を構成する沖積堆積物が下原層である（大塚, 1929, 1930）。中村川（押切川）周辺では貝化石を多産し、大塚（1929, 1930）以来、多数の報告がある（米倉ほか, 1968; 遠藤ほか, 1979; 松島, 1979, 2003; 松島ほか, 2007 など）。遠藤ほか（1979）は貝群集、有孔虫、花粉などを用いて、古押切湾の古地理の変遷を示した。同湾を松島（1979）は古中村湾と呼び、約 7500～6500 年前（未補正）の古中村湾を特徴づける貝類群集を内湾砂底群集として分布図を示した（松島, 1979, 2003; 松島ほか, 2007 など）。

下原貝層の年代は、多数の 14C 年代測定から約 9,000～6,000 年前（未補正）となる（奥村, 1978; 松島, 1979; 遠藤ほか, 1979; 熊木・市川, 1982 など）とくに、松島（1980）は、貝殻を含む海成層の上限が 19.5 m にあり、その直上の河成堆積物に含まれる木片の年代 6,250 年前（未補正）を古中村湾の離水期として示した。下原貝層では海成層上限直上の河成砂礫層に、鬼界アカホヤ火山灰の薄層が存在する（松島, 1980, 1982; 松島ほか, 2007）。神奈川県立生命の星・地球博物館が地層のはぎ取りを採取した露頭（Fig. 10）においても、海成層の上限を海拔約 19.5 m に鬼界アカホヤ火山灰層を海拔 20.5 m に確認している（松島ほか, 2007; 石浜ほか, 2017）。縄文海進最盛期の約 7,300 年前に降下したアカホヤ火山灰層が海成層ではなく陸成層に介在することは、この地域の早い離水を示すものである。鎌倉などでは 6,500 年前（未補正）の縄文海進最盛期には進出してきたタイワンシラトリなどの温暖種が、下原層においては全く見られない理由を古中村湾の早期の離水に求めている（松島, 1980）。古中村湾は離水後に古中村潟へと遷移することを羽尾貝塚からの考古資料によっても明らかにされている（松島・新井, 2003）。縄文海進時に形成された古中村湾は、下末吉海進時の海の侵入に比べるとその堆積物の分布は谷沿いに限られている。この点について、山崎（2000）は、最終間氷期には高度が低かった大磯丘陵が、後氷期までの間に隆起し、絶対的な高度を増したためとした。

米倉ほか（1968）は、押切川河口付近の中村原面形成後の隆起量を約 20 m とし、段丘化した年代から、その隆起速度を年平均 3 mm 余とした。松島（1982）は、国府津一

松田断層を挟んで、東側の下原層における海成層上限高度と西側の足柄平野・森戸川低地のボーリングコアでの海成層上限高度の高度差から、約 6,300 年以降から 22 m の高度差が生じたことを示し、国府津・松田断層の平均変位速度を約 3.4 m / 千年とした。

以上のように、このように大磯丘陵が持つ隆起変動は、完新統に強く影響していることがうかがえる。

2-3 沖ノ山堆列

大磯丘陵は、沖ノ山堆列（北から大磯海脚、真鶴海丘・相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山堆）の北西端が、フィリピン海プレートの北上に伴って隆起・陸化したものと考えられている（中村・島崎, 1981; Ito, 1986; 蟹江ほか, 1999 など）。大磯丘陵の成因は、沖ノ山堆列の形成史と深く関わっていると考えられるため、ここでは沖ノ山堆列について少し触れておく。

沖ノ山堆列は、プレート境界断層から分岐した覆瓦スラストによって、トラフ陸側斜面をつくる付加体が隆起した地塊群とされる（山崎, 2000）。各海丘は、海底谷や断層によって一辺が数 km 程度の四角形状にブロック化されている（Fig. 3）。森ほか（2010）は海底地形と断層系の形成を、フィリピン海プレートの運動と関連づけて解釈した。彼らによると沖ノ山堆列は、フィリピン海プレートの北進による相模トラフでの斜め沈み込みの結果、外縁隆起帯として隆起し、その後伊豆地塊の衝突に伴う相模湾東部の時計回り構造回転を受けて北東-南西方向の海底谷が発達し、ブロック化したとされている。なお伊豆地塊の衝突後、フィリピン海プレートは北西方向へ進行方向を変えたため、現在の相模トラフで沈み込みは行われておらず、海盆は拡大傾向にある。

沖ノ山堆列をつくる堆積物は、伊豆・小笠原弧起源の火砕物を主体とするタービダイト層や、相模川や酒匂川から供給された陸源物質と考えられている。これらは相模トラフにたまった火砕物などが陸側斜面へ付加したものや、その上にたまった海溝陸側斜面堆積物であると解釈されている（森ほか, 2010）。真鶴海丘、相模海丘、三浦海丘を構成する堆積物の年代は、石灰質ナンノ化石から CN13b～CN15 帯（1.7 Ma～）と報告されており（蟹江ほか, 1999）、大磯丘陵南部に分布する浅海成堆積物（CN14a～CN15 帯）と時代がほぼ重なっている。

大磯海脚を構成する堆積物の年代は明らかになっていないが、過去の潜航の映像から、高麗山層群に岩相と固結度が類似すると報告されている（森ほか, 2010）。大磯丘陵は生沢断層によって大きく分断され、生沢断層はそのまま二宮海底谷へとつながっている（Fig. 3, Fig. 4）。生沢断層の南東側にあたる高麗山周辺は、地形的に大磯海脚につながるよう見え、高麗山層群が露出する高麗山周辺（生沢断層の南東部）～大磯海脚は一連のブロックである可能性が高い。もとは大磯丘陵（生沢断層の北西部）と、高麗山周辺～大磯海脚という 2 つのブロックが存在しており、これらが国府津-松田断層の影響を受けて大きく隆起し、特に葉山層群相当層である高麗山層群が地表にまで露出する高麗山～大磯海脚ブロックの隆起量は周囲と比べて著しかったことが推測される。

2-4 秦野盆地の地質と構造運動

秦野盆地は、丹沢山地と大磯丘陵の間に位置し、東西に約7 km、南北に約5 kmの大きさを持つ盆地である。盆地は、北、西、東は丹沢層群からなる山地に、南は渋沢断層を境に大磯丘陵（渋沢丘陵）に囲まれる（Fig. 11）。盆地内に流れる四十八瀬川、水無川、葛葉川、金目川などの河川が扇状地を形成し、複合扇状地となっている（横山, 1976）。

四十八瀬川は盆地から南西に流れ足柄平野の酒匂川に合流する。一方、水無川や葛葉川は金目川となって盆地の南東へ流れ出ている。いわば大磯丘陵を避ける形での流路変更をたどった変遷を、小島・佐藤（1975）や古賀（1982）などが示した。

秦野盆地は、周囲の丹沢層群が陥没してできた構造性の盆地である（藤本, 1928）。秦野盆地と南の大磯丘陵を境する渋沢断層のほか、盆地中央に走る秦野逆断層（花井, 1934）がある。

この秦野断層の変動量は大きく周囲の地形を変位させている。この断層の変位量を、藤本（1928）は地形面の傾斜状況から50～70 mとしたほか、長瀬ほか（1982）はボー



Fig. 10. The Shimohara Formation (Obuna, Odawara).
図 10. 小田原市小船における下原層。写真下部が海成層上限高度（19.5 m）。



Fig. 11. Aerial Photo of the Hadano Basin.
図 11. 秦野盆地 (KPM-NUC 16)。

リング資料から72 mとした。

1997年から行われた「秦野断層・渋沢断層に関する調査」では秦野断層・渋沢断層の正確な位置を特定と活動性に関する調査がすすめられ、従来、渋沢断層とされていたものを渋沢西断層、渋沢東断層に分け両者を渋沢断層系とした。また、秦野断層に加えて、新たに確認された4本の活断層を合わせて秦野断層系とした（神奈川県, 1999）。

秦野盆地には数段の河成段丘があり、高位より葛葉台面、岩倉面、オケ戸面、今泉面群、尾尻面などに区分され、段丘面を構成する礫層として、葛葉台礫層、岩倉礫層、オケ戸礫層、今泉礫層、尾尻礫層がある（小島・佐藤, 1975; 内田ほか, 1981; 上杉ほか, 1981 など）。

丹沢層群がつくる盆状構造である秦野盆地は、丹沢山地から堆積物とローム層の堆積に埋積されている。秦野盆地では、これらの透水性のよい砂礫が地下水を貯留する良好な帯水層となっている。この盆地を埋積する堆積物は、盆地の各所での100 mのボーリング掘削が基盤の丹沢層群に達しないことから、非常に厚いことが指摘され、電気探査の比抵抗値の変化から深度120 mや150 mに基盤があることが示唆されていた（大木ほか, 1971; 長瀬ほか, 1972）。この堆積物は扇状地性のローム層と互層からなり、海成層はまったく存在しない（松田, 2010）。秦野市環境産業部環境保全課（2012）は、水理地質構造モデルを構築する中で多数のボーリング資料を基に三次元地質構造モデル鳥瞰図を作製し、丹沢層群を基盤として下位から、二宮層、多摩ローム層、G5 礫層、吉沢ローム層、G4 礫層、L4 ローム層（武蔵野ローム層）、G3 礫層、L3 ローム層（立川ローム）層下部、G2 礫層、L2 ローム層（立川ローム層中部）、G1 礫層、L1 ローム層（立川ローム層上部）、沖積層を新モデル断面地質図に示した。最近、2017年度に秦野市が盆地の中央部で行った調査ボーリングでは深度300 mにおいても基盤岩が認められず、盆地を埋積する堆積物は極めて厚いことがわかった。このオールコアボーリング試料の分析から遠藤ほか（2019）は、扇状地性堆積物が多摩ローム期まで遡るとし、雑色ローム相当層準を含むことを示唆した。

このように、未だ基盤までの正確な深度は不明である。扇状地性堆積物およびローム層の厚さ300 mを越える盆地内の堆積物は、盆地の相対的沈降運動を暗示している。一方、上述のように秦野盆地内には数段の河成段丘が認められ、秦野断層など活断層近傍の地形面はその変位量が多い。秦野盆地は複雑な構造運動によって形成されたに違いない。直接見ることのできない地下構造に対して今後のさらなる解明が期待される。

3. 大磯丘陵の地史

最後に、大磯丘陵の形成史について時系列に沿って簡単に整理しておく（Fig. 12）。

① 前期～中期中新世【丹沢層群と高麗山層群の形成】

中新世の前期～中期には、本州弧から南に離れた火山島として丹沢地塊が成長しながらフィリピン海プレートに載って北上していた。大磯丘陵の北西部に分布する大山亜層群の一部と考えられる地質体も当時、丹沢火山島周辺で形成されたと考えられる。

同じ頃に、高麗山～三浦半島～房総半島へとつながる「葉

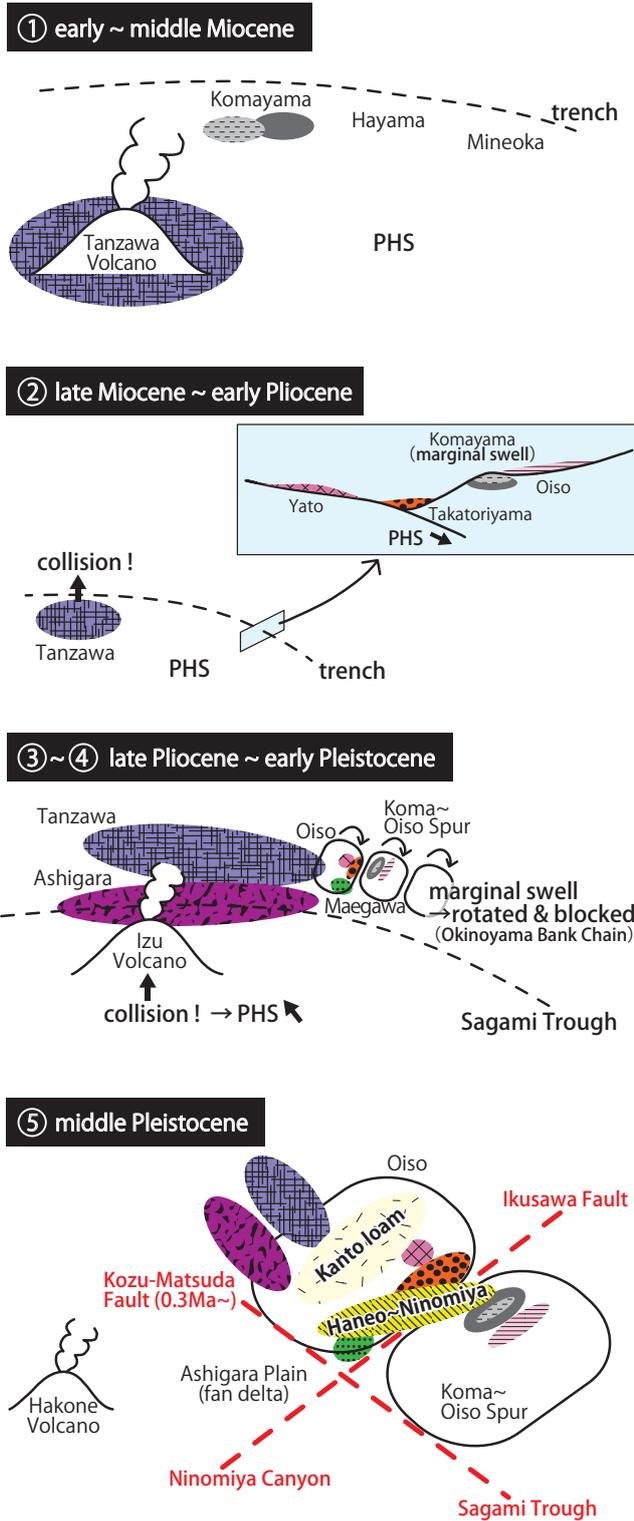


Fig.12. Schematic depositional setting map of the Oiso Hills from Miocene to middle Pleistocene.
 図 12. 大磯丘陵の形成史(概念図). 各地層の色は図 4 と同一.

山一嶺岡帯」のもととなる地層も、フィリピン海プレート
 の海側斜面あるいは海溝周辺で堆積していた。高麗山層群
 を構成する泥岩や凝灰岩、火砕岩や枕状溶岩などもこの頃
 に形成され、その後本州弧側へ付加されたと推定される。
 ② 後期中新世～前期鮮新世【丹沢地塊の衝突と三浦層群
 相当層の堆積】

後期中新世から前期鮮新世にかけて、丹沢地塊が本州弧
 に衝突する。大磯丘陵の北西部に分布する大山層群の一
 部と考えられる地質体も、衝突により本州弧側へやってき



Fig.13. Aerial Photo of the Shonandaira.
 図 13. 湘南平 (KPM-NUE 113).



Fig.14. Tilting of the Mt. Azumayama and Takatoriyama.
 図 14. 吾妻山、鷹取山の北側斜面の傾動 (丘陵西部より).
 北 (左) に向かって斜面が傾き下がる.

たものと考えられる。

当時、房総半島や三浦半島では外縁隆起帯である「葉山
 一嶺岡帯」をはさんで北側に前弧海盆堆積物 (房総半島で
 は安房層群、三浦半島では三浦層群逗子層・池子層)、南
 側に海溝陸側斜面堆積物や海溝充填堆積物 (房総半島では
 南房総層群、三浦半島では三浦層群三崎層・初声層) が堆
 積していたと考えられている (川上・宍倉, 2006; 柴田ほか,
 2021)。葉山一嶺岡帯の一部である高麗山層群も当時、付
 加されて海溝外縁隆起帯となっており、前弧海盆堆積物と
 して大磯層が、海側海溝斜面堆積物として谷戸層や剣沢層
 が堆積したと考えられる。また、丹沢地塊衝突時のトラフ
 充填堆積物として、鷹取山層が堆積したと推定される。

③ 後期鮮新世～前期更新世【足柄層群の堆積と沖ノ山堆
 列の形成：伊豆地塊の衝突前夜】

後期鮮新世～前期更新世には、北上するフィリピン海プ
 レートによって伊豆地塊が本州弧に近づき、丹沢と伊豆地
 塊に挟まれたトラフに足柄層群が堆積する。大磯丘陵の北
 西部に分布する足柄層群の一部と考えられる篠窪火砕岩
 も、この頃に形成されたと思われる。

なお相模トラフでは、北進するフィリピン海プレートの
 沈み込みによって大磯丘陵を含む沖ノ山堆列が形成され、
 外縁隆起帯となっていたと考えられる。

④ 前期更新世【前川層の堆積、伊豆地塊の衝突と大磯丘
 陵の回転】

大磯丘陵の南部では、前川層が大陸斜面上部で堆積して
 いたが、伊豆地塊の衝突という大きな地質現象が起こる。
 それに伴いフィリピン海プレートの運動方向が北向きから
 北西向きへと変化し、その影響によって、大磯丘陵全体が
 時計回りの構造回転を受け、外縁隆起帯となっていた沖ノ
 山堆列は海底谷の発達によってブロック化された。これ以

降、相模トラフにおける沈み込みや付加は行われなくなり、沖ノ山堆列には海溝陸側斜面堆積物がたまるだけになったと考えられる。

⑤ 中期更新世【国府津—松田断層の活動開始と浅海化、関東ローム層時代の始まり】

丘陵南部では前川層に続いて、羽根尾層、二宮層、沼代層という大陸斜面上部～大陸棚、岩礁における堆積物が形成され、堆積環境は次第に浅海化する。特に丘陵西部では、現在の酒匂川河口に相当する地域にファンデルタ堆積物が厚く堆積していた。

30～40万年前頃からは国府津—松田断層が活動を開始し、足柄平野との分離が進みはじめる。生沢断層をはさんだ大磯丘陵と大磯海脚の2つのブロックが、沖ノ山堆列の北西で隆起し、陸化していったと考えられる。

隆起が進むに伴って風成テフラが堆積をはじめ、浅海成堆積物の上に、あるいはこれらと前後して、関東ローム層が堆積するようになる。ローム層の間には、世界的な海水準変動の影響を受けて水成層（いわゆる相模層群相当層）も挟まれている。

⑥ 後期更新世【国府津—松田断層による激しい隆起と関東ローム層の時代】

後期更新世に入ると、国府津—松田断層による隆起活動が激しくなり、関東ローム層が厚く堆積するようになる。丘陵を最後に広く覆ったのは MIS5.5 に対比されている吉沢層である。吉沢面の高度は、隆起量が大きいと考えられる国府津—松田断層に接する丘陵西部では詳細は不明であるが、丘陵南部の千畳敷山の湘南平 (Fig. 13) では 158 m を示し、小向付近の断層をはさんで北側に傾き下がっている (町田, 1973)。鷹取山や吾妻山の北側斜面でも傾動が見られる (町田, 1973; 笠間, 2006) (Fig. 14)。

⑦ 完新世【古中村湾の形成、段丘面の形成】

丘陵の南縁には、幅の狭い完新世段丘群 (中村原面・前川面・押切面) が形成された (山崎, 2000)。縄文海進によって形成された中村原面は最大で標高 30 m 以上に達しており、非常に激しい隆起活動があったことがわかる。

4. おわりに

以上、大磯丘陵の地質や地史について、近年の房総半島や三浦半島における地質形成史の見直し、特に葉山層群や三浦層群の堆積場に対する捉え方の変化などを応用したかたちで再整理をしてきた。様々なことが明らかになってはきているものの、断片的な分布状況や露頭条件の悪さから、篠窪火砕岩や剣沢層の扱い、沖ノ山堆の形成過程など、大磯丘陵にはまだまだわからないことも多い。今後、この衝突帯と付加体の狭間に位置する特異な大磯丘陵について研究が進み、プレート収束域で起こった様々な現象が解明されていくことを期待したい。

謝辞

南足柄市教育研究所の中村俊文氏、当館ボランティアの高須賀俊文氏、谷圭司氏、長山武夫氏、長山高子氏、飯島俊幸、おおい自然園園長の一寸木肇氏、神奈川県温泉地学研究所の小田原啓氏には、篠窪火砕岩層に関する野外調査でお世話になった。以上の方々に深く感謝する。

引用文献

- 青池 寛, 1997. 丹沢・大山地域の新第三系地質図. 丹沢大山自然環境総合調査報告書 付図 2. 神奈川県環境部.
- 青池 寛・門田真人・末包鉄郎・相川弘二・松島義章・川手新一・山下浩之・梅沢俊一・今永 勇, 1997. 丹沢山地ならびに周辺地域の地質. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.24-63. 神奈川県環境部.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道, 2008. 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, 47: 391-407.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫, 1977. 南関東における後期更新世の指標テフラ層. 第四紀研究, 16: 19-40.
- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 57-77.
- 千葉達郎, 1986. 大磯丘陵. 日本の地質『関東地方』編集委員会編, 日本の地質 3 関東地方, pp.91-94. 共立出版, 東京.
- 遠藤邦彦・関本勝久・辻誠郎, 1979. 大磯丘陵南西部、中村川下流部の完新世の層所と古環境. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, (14): 9-28.
- 遠藤邦彦・上杉 陽・鈴木正章・宮原智哉・須貝俊彦・石綿しげ子・堀 伸三郎・杉中佑輔・大里重人・谷 芳生, 2019. 神奈川県秦野盆地で採取されたオールコアボーリング試料のテフラ層序とその意義. 日本第四紀学会要旨集, (49), p.21.
- 藤本治義, 1928. 秦野盆地付近の地形と地質. 博物学雑誌, (36): 26-29.
- Fujioka, K., M. Kinoshima, W. Soh, S. Tsukawaki, J. Ashi and M. Watanabe, 1989. Geology of Sagami Bay and its environs -Reports on the results of KT88-1 Cruise. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 64: 391-431.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith A., 2004. A Geologic Time Scale 2004. 589pp. Cambridge Univ. Press.
- 秦野市環境産業部環境保全課, 2012. 秦野市地下水総合保全管理計画. 秦野市.
- 花井重次, 1934. 丹沢山地東南山麓地域の地形に就いて. 大塚地理学会論文集, (4): 1-20.
- 早川由紀夫, 1983. 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山第 2 集, 28: 25-40.
- 平田大二・田口公則・山下浩之, 2002. 2001 年台風 15 号の影響により露出した西小磯海岸の大磯層. 神奈川県自然誌資料, (23): 63-64.
- 茨木雅子, 1978. “西小磯層”・“大磯層”の浮遊性有孔虫について. 静岡大学地球科学研究報告, (3): 1-8.
- 井尻正二・藤田至則, 1949. 化石床…化石の成因、特に、化石の堆積機構の研究… 地球科学, (1): 29-37.
- 今永 勇, 1999. 足柄層群の構造. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 41-56.
- 今永 勇, 2001. 小田原の地形・地質 3 大磯丘陵地域. 小田原市史別編 自然, pp.51-60.
- 今永 勇・杉山茂夫, 1994. 大磯丘陵の篠窪火砕岩について. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (23): 87-90.
- 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火成活動の K-Ar 年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 179-188.
- 猪俣 久, 1979. 大磯丘陵の第三系について. 神奈川県立教育センター「長期研修員研究集録」, (14): 29-34.
- 石黒 進, 1974. 大磯丘陵東南部の地質. 神奈川県温泉研究所報告, 5(3): 141-148.
- 石浜佐栄子・山下浩之・平田大二・小田原 啓・檀原 徹・岩野英樹・林 広樹・井崎雄介, 2012. 大磯丘陵に分布する新第三系の微化石年代とフィッション・トラック年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 137-144.
- 石浜佐栄子・笠間友博・田口公則・大島光春・新井田秀一・樽 創・山下浩之・平田大二, 2017. 神奈川県立生命の星・地球博

- 物館の地層剥ぎ取り・型取り・切り取り標本コレクション。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），(15): 51-174.
- 磯望・福岡久・遠藤邦彦・上杉陽，1981. 大磯丘陵中期更新世テフラのF.T.年代と鉱物特性。日本第四紀学会講演要旨集，(11), p.83.
- Ito, M., 1986. Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama Bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honshu, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, **92**: 47-64.
- 門田真人・末包鉄郎，1978. 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類。地質学雑誌，**84**: 739-741.
- 貝塚爽平・小池一之・鈴木毅彦，2000. 関東の地形発達史。日本の地形4-関東・伊豆小笠原，pp. 303-326. 東京大学出版会，東京。
- 神奈川県，1999. 平成10年度地震調査研究交付金事業 秦野断層・渋沢断層に関する調査成果報告書。
- 蟹江康光・太田陽子，1990. 三浦市野比の北武断層と新第三系。横須賀市博物館研究報告（自然科学），(38): 25-27.
- 蟹江康光・平田大二・今永勇，1999. 大磯丘陵と相模湾、沖ノ山堆列の地質と微化石年代。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），(9): 95-110.
- 関東第四紀研究会，1987. 大磯丘陵の層序と構造。関東の四紀，(13): 3-46.
- 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.
- 笠間友博，1997. 火山ガラス屈折率からみた箱根火山新期火砕流の堆積構造—大磯丘陵から多摩丘陵—。日本地質学会第104年学術大会講演要旨，p.282.
- 笠間友博，2006. 大磯町の地形・地質散策。大磯町史研究，(13): 61-78.
- 笠間友博，2009. 箱根東京テフラの噴火と火砕流。相模原市史調査報告書，(4): 16-31.
- 笠間友博，2011. 小田原市風祭に分布するHk-T(pl)溶結凝灰岩の層位的意義。日本地質学会水戸大会，R8-P-2.
- 笠間友博・相原延光，1980. 横浜市西部の箱根火山新期火砕流の堆積構造。神奈川自然誌資料，(11): 1-8.
- 笠間友博・山下浩之，2008. いわゆる「東京軽石層」について。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），(13): 91-110.
- 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）。82pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター，つくば。
- 菊地隆男・関東第四紀研究会，1977. 大磯丘陵曾我山東部の第四系—大磯丘陵西部団研1976年度の成果—。関東の四紀，(4): 2-17.
- 菊地隆男・関東第四紀研究会，1979. 大磯丘陵曾我山東部の第四系(2)—大磯丘陵西部団研1978年度の成果—。関東の四紀，(6): 2-11.
- 木村政昭・藤岡換太郎，1981. 神奈川県大磯丘陵で発見された枕状溶岩。地質学雑誌，**87**: 837-840.
- 小林国夫，1961. いわゆる信州ローム（信州ロームの研究 その1）。地質学雑誌，**67**: 32-47.
- 古賀まどか，1982. 秦野盆地西縁・四十八瀬川流域の河成段丘。関東の四紀，(9): 49-58.
- 小出良幸・山下浩之・平田大二・菅井美里・中村裕子・前田信・小嶋結，2002. 神奈川県大磯丘陵に産する火山岩の岩石学的特徴。神奈川県立博物館研究報告（自然科学），(31): 9-18.
- 小島伸夫，1954. 大磯地塊の地質について。地質学雑誌，**60**: 445-454.
- 小島泰江・佐藤優子，1975. 秦野盆地形成における活断層の意義。関東の四紀，(2): 33-42.
- Koyama, M. and H. Kitazato, 1989. Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise rotation in the Oiso Hills: a possible record of interaction between the Philippine Sea Plate and Northeast Japan. *Geophysical Monograph Series.*, **50**: 249-265. American Geophysical Union.
- 熊木洋太・市川清次，1982. 大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について。国土地理院時報，(55): 24-28.
- 久野久，1952. 7万5千分の1地質図幅「熱海」及び説明書。地質調査所。
- 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，1977. 火山灰は語る 火山と平野と自然史。324pp. 蒼樹書房，東京。
- 町田洋，2008. 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・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**: 22-58.
- 町田洋・新井房夫，1976. 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—。科学，**46**: 339-347.
- 町田洋・新井房夫・杉原重夫，1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年。第四紀研究，**19**: 233-261.
- 町田洋・新井房夫，1992. 火山灰アトラス。276pp. 東京大学出版会，東京。
- 町田洋・新井房夫，2003. 新編火山灰アトラス。336pp. 東京大学出版会，東京。
- 町田洋・松島義章・今永勇，1975. 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—。第四紀研究，**14**: 77-89.
- 町田洋・森山昭雄，1968. 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史。地理学評論，**41**: 241-257.
- 松田磐余，2010. 地形と地質。大いなる神奈川の地盤—その生い立ちと街づくり—。地盤工学会編。214pp. 技報堂出版。
- 松田時彦・水本匡起・田力正好・松浦律子，2014. 元禄関東地震で大磯沿岸は隆起したか—海成段丘からの考察—。地震，**67**(1): 35-39.
- 松島義章，1979. 南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷。第四紀研究，**17**(4): 243-265.
- 松島義章，1980. 南関東における貝類群集からみた縄文海進と地殻変動。月刊地球，(2): 52-65.
- 松島義章，1982. 相模湾北岸，足柄平野における沖積層の¹⁴C年代とそれに関連する問題。第四紀研究，**20**: 319-323.
- 松島義章，1999. 完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域の地形変動。第四紀研究，**38**(6): 503-514.
- 松島義章，2003. 小田原市羽根尾から産出した完新統下原層の貝化石について。神奈川県立自然誌資料，(24): 135-20.
- 松島義章・新井房夫，2003. 小田原市羽根尾工業団地内で出現した完新統下原層の貝化石について。羽根尾貝塚 羽根尾工業団地建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書 I, pp.400-408.
- 松島義章・田口公則・樽創，2007. 神奈川県小田原市小船における完新統下原層の露頭剥ぎ取り資料および産出した貝化石。神奈川自然誌資料，(28): 17-20.
- 見上敬三，1978. 大磯丘陵と秦野盆地。神奈川県史各論編4 自然，pp.190-212.
- 宮内崇裕・伊藤谷生・佐藤比呂志，2003. 掘削調査による国府津断層の活動履歴復元と断層形状の解明。文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所編「大都市圏地殻構造調査研究」（平成14年度）成果報告書，pp.250-255. 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2012. 神縄・国

- 府津—松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21 ～ 23 年度成果報告書. 239pp.
- 森 慎一・木島 勇, 1984. 神奈川県内産の鉱物. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (7): 1-18.
- 森 慎一, 2007. 大磯町西小磯海岸に露出した大磯層の層序と構造. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (30): 21-39.
- 森 慎一・藤岡換太郎・有馬 眞, 2010. 相模トラフ北部の海底地形と断層系の形成— 5 系統の断層発達史—. 地学雑誌, **119**: 585-614.
- 森 慎一・山下浩之・有馬 眞・藤岡換太郎, 2012. 丹沢—大磯地域に分布する火山岩類の K-Ar 年代と南部フォッサマグナ地域における鮮新世火山フロントの西方移動. 岩石鉱物科学, **41**: 67-86.
- 長瀬和雄・大木靖衛・荻野喜作・横山尚秀・小沢 清, 1972. 秦野盆地の地質. 神奈川県温泉研究所報告, **3**(2): 57-64.
- 長瀬和雄・木村政子・相原宗由・小林徳博・島田利子・山谷秀樹, 1982. 秦野逆断層の変位量. 地質学雑誌, **88**(5): 401-403.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981. 相模—駿河トラフプレートの上み込み. 科学, **51**(8): 490-498.
- 小田原 啓, 2009. 神奈川県大磯丘陵鷹取山に分布する谷戸層について. 日本地質学会第 116 回学術大会 (ポスター発表).
- 小田原 啓・林 広樹・山下浩之, 2009. 神奈川県二宮町梅沢海岸の谷戸層の微化石年代. 神奈川県温泉地学研究所報告, **41**: 47-50.
- 生越 忠, 1956. いわゆる“化石床”にまつわる 2、3 の問題. 地質学雑誌, **62**: 585-600.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burky, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**: 321-325.
- 大木靖衛・小鷹滋郎・小沢 清・横山尚秀・長瀬和雄, 1971. 秦野盆地の水文地質. 神奈川県温泉研究所報告, **2**(2): 31-55.
- 奥村 清, 1973. 大磯丘陵. 神奈川県自然実態調査報告書.
- 奥村 清, 1978. 大磯丘陵下原層貝殻の ^{14}C 年代. 第四紀研究, **16**(4): 263-264.
- 奥村 清, 1979. 大磯丘陵南西部に分布する前川泥岩層. 神奈川県立教育センター研究紀要, (1), 37-43.
- 太田陽子, 2009. 完新世海成段丘と地震性地殻変動. デジタルブック最新第四紀学, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編, DVD および概説集. 30pp.
- 長井雅史・高橋正樹, 2008. 箱根火山の地質と形成史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 25-42.
- 日本鉱産誌編纂委員会, 1950. 日本鉱山誌 III 主として窯業原料となる鉱石. 東京地学協会.
- Nishizawa, F. & Suzuki, T., 2019. Characterization and correlation of the Hegawa-Kasamori 5 tephra, a widespread tephra aged c. 450 ka associated with largescale pyroclastic flow from southern Kyushu, SW Japan. *Journal of Quaternary Science*, **35**: 288-303.
- 長田敏明・上杉 陽・原田昌一・長崎 正, 1988. 大磯丘陵東部鷹取山礫岩層下部から産した二枚貝化石. 関東の四紀, (14): 43-46.
- 大磯団研グループ, 1988. 国府津—松田断層地域の第四系 (その 3). 関東の四紀, (14): 3-22.
- 大島光春, 2007. 上部中新統三浦層群大磯層から産出したイノシシ類白歯について. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (36): 29-32.
- 大塚彌之助, 1929. 大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて (其一), (其二). 地質学雑誌, **36**: 435-456, 479-497.
- 大塚彌之助, 1930. 大磯地塊を中心とした地域の最新地質時代の地史 (上) (下). 地理学評論, **6**: 1-20, 113-143.
- 大塚彌之助, 1931. 大磯層その他に就いて. 地質学雑誌, **38**: 174-187.
- 小沢 清・堀内誠示, 2005. 神奈川県中・東部地域の温泉井および露頭地質試料の石灰質ナンノ化石分析結果. 神奈川県温泉地学研究所報告, **37**: 65-74.
- 小澤智生・富田 進, 1992. 逗子動物群—日本の後期中新世～前期鮮新世暖流系動物群—. 瑞浪市化石博物館研究報告, (19): 427-439. pl.59.
- 柴田健一郎・野崎 篤・高橋直樹・笠間友博・西澤文勝・田口公則, 2021. 三浦層群の新第三系と第四系: 付加体—外縁隆起帯—前弧海盆堆積物. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (16): 69-106.
- 鈴木毅彦・早津賢二, 1991. 関東—中部地方の第四紀テフラ研究—とくに中期更新世テフラの重要性—. 第四紀研究, **30**(5): 361-368.
- 鈴木 進, 2017. 大磯町大磯の高麗山層群北大磯層より産出した放散虫化石とその年代. 神奈川県地学, (81): 21-26.
- 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.
- 田口公則・松島義章, 1997. 大磯丘陵における大磯層及び鷹取山礫岩層産の貝化石. 神奈川自然誌資料, (18): 13-22.
- 田口公則・大島光春・平田由紀子・田中浩紀・小竹信宏・樽 創・松島義章, 1999. 大磯丘陵、虫窪における中部更新統二宮層の新露頭. 神奈川自然誌資料, (20): 11-22.
- 田村糸子・鈴木毅彦, 2001. 中期更新世広域テフラ Ng-1 と飛騨地域に分布する高山軽石層との対比. 第四紀研究, **40**: 295-305.
- 立岩 巖・生越 忠・加藤 昭, 1954. いわゆる“大磯層”の中に発見された傾斜不整合について. 地質学雑誌, **60**: 358-359.
- 内田法英・上杉 陽・千葉達明, 1981. 秦野盆地北東部の河成段丘とその変形. 関東の四紀, (8): 33-44.
- 上本進二・上杉 陽, 1996. 神奈川県内のテフラ層序と遺跡層序—考古学者のための Y-no・S-no. 分層マニュアル—. 関東の四紀, (19): 3-24.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-38.
- 上杉 陽・遠藤邦彦, 1974. 大磯丘陵の第四系について. 関東の四紀, (1): 9-21.
- 上杉 陽・米沢 宏・千葉達明・狩野謙一, 1981. 川音川横すべり断層—大磯丘陵北西縁の活断層—. 第四紀研究, **29**(1): 35-42.
- 山下浩之・平田大二・小出良幸, 2005. 神奈川県西小磯海岸に分布する新第三系大磯層に含まれる火山岩礫の起源とそのテクトニクス. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (34): 27-46.
- 山下浩之・石浜佐栄子, 2012. 大磯丘陵新第三系における火山岩および火山岩礫の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 145-162.
- 山崎晴雄, 2000. 大磯丘陵. 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.136-142. 東京大学出版会, 東京.
- 山崎晴雄, 2002. 大井町の地形と地質. 大井町編, 大井町史 別編 自然, pp.7-86.
- 矢野 亨, 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究報告, (12): 191-208.
- 横山尚秀, 1976. 秦野盆地・水無川扇状地の深層地下水について. 地理学評論, **49**(9): 640-645.
- 米倉伸之・鈴木郁夫・長谷川太洋・上杉 陽・遠藤邦彦・岡田篤正・河名俊男・石川佳代・福田正己, 1968. 相模湾北岸の沖積段丘, とくに下原貝層の ^{14}C 年代について. 第四紀研究, (7): 49-55.
- Yoshida, S., H. Shibuta, M. Torii and S. Sasajima, 1984. Post-Miocene clockwise rotation of the Miura peninsula and its adjacent area. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **36**: 579-584.
- Zin-Maung-Maung-Thein, Hajime Taru, Masanaru Takai and Akira Fukuchi, 2009. A rhinocerotid (Mammalia, Perissodactyla) from the late Miocene Oiso Formation, Kanagawa Prefecture, Japan. *Paleontological Research*, **13**(2), 207-210.