

地域地質研究報告  
5万分の1地質図幅  
東京(8)第87号  
NI-54-20-9

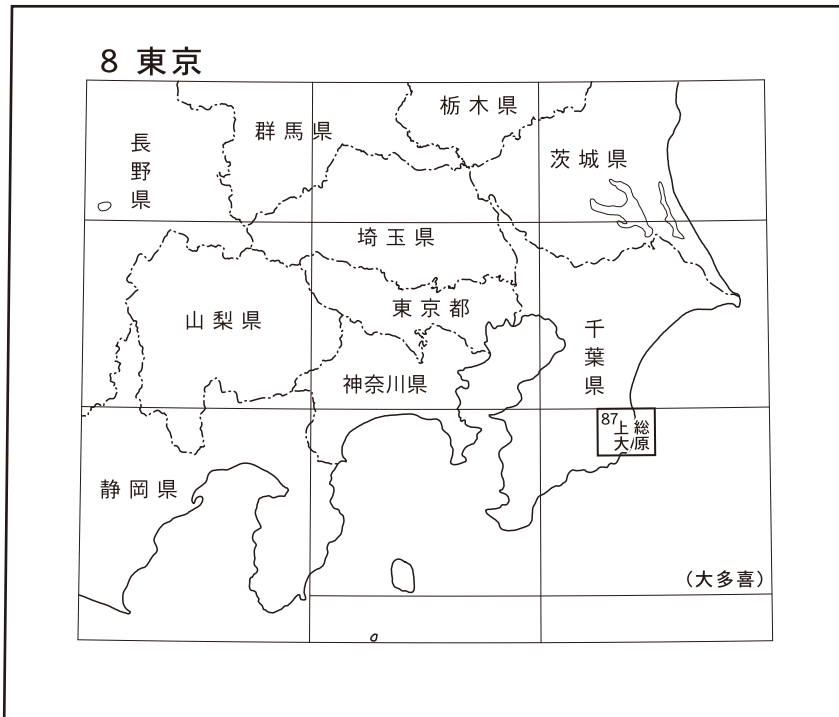
## 上 総 大 原 地 域 の 地 質

宇都宮正志・大井信三

令和元年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

8-76 姉崎 Anesaki NI-54-19-16 (1984)	8-77 茂原 Mobara NI-54-19-12 (2016)	1:75,000 (1937)
8-86 大多喜 Otaki NI-54-20-13 (未刊行, unpublished)	8-87 上総大原 Kazusa-Ohara NI-54-20-9 (2019)	
8-95 鴨川 Kamogawa NI-54-20-14 (1981)	8-96 勝浦 Katsuura NI-54-20-10 (未刊行, unpublished)	

# 上総大原地域の地質

宇都宮正志\*・大井信三\*

地質調査総合センターは、明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地域地質研究報告は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。上総大原地域は陸域地質図プロジェクトの一環として平成26年度～平成29年度(2014～2017年度)に現地調査が実施された。現地調査と地質図及び報告書の作成にあたっては、地形については大井、上総層群については宇都宮、新期関東ローム層及び新期段丘堆積物については大井、沖積層については大井と宇都宮、全体のとりまとめは宇都宮が担当した。地質図作成にあたっては、石和田ほか(1971)による油田ガス田図「茂原」(1万5千分の1及び5万分の1)をはじめとした既存地質図を参照しつつ、従来層序学的な検討が十分でなかった上総層群下部が連続的に露出する海岸部や河川沿いを中心にテフラ鍵層の網羅的な記載と側方追跡を行なって、各層の層序と分布、及び断層の分布などを詳細に明らかにした。また、これまで下流域以外で研究が少なかった夷隅川流域について、地形学的検討と検土杖調査を行い、上流域も含めた新期段丘堆積物や沖積層の層序と分布を明らかにした。

本調査研究において多くの方々のご協力をいただいた。中嶋輝允博士と徳橋秀一博士(地質調査総合センター元職員)には鍵層の露頭位置やその名称をはじめ地域内の地質について丁寧なご助言をいただき、精度の高い層序データを得ることが出来た。泉賢太郎博士(千葉大学)には生痕化石の同定をお願いした。里口保文博士(滋賀県立琵琶湖博物館)、中里裕臣博士(農業・食品産業技術総合研究機構)、高橋直樹博士(千葉県立中央博物館)には、テフラ鍵層についてご教示いただいた。篠崎貞氏(袖ヶ浦市在住)にはテフラの露頭位置についてご教示いただいた。岩本広志氏(関東天然瓦斯開発株式会社)には地域内の地質と天然ガスについて丁寧にご教示いただいた。三田勲博士(元・日本天然ガス株式会社、現・資源地質環境ラボ)には地域内の地質についてご議論いただいた。株式会社合同資源には天然ガスとかん水の化学組成データ、ガス生産井の写真、及び坑井中のテフラの深度について情報を提供していただいた。京葉天然ガス協議会環境委員会には坑井データに基づく地下構造図をご提供いただいた。千葉県環境研究センターには沖積層ボーリング資料をご提供いただいた。宿輪隆太氏(五島鉱業株式会社)には太東崎海岸の露頭を空撮していただいた。山本由弦博士(海洋研究開発機構)には写真を提供していただいた。林繁男氏(いすみ市山田在住)には、穴堰についてご紹介いただくとともに、内部を調査させていただいた。宇宙航空研究開発機構と宇宙技術開発株式会社には勝浦宇宙通信所内の観察に便宜を図っていただいた。記して心より感謝申し上げる次第である。

(平成30年度稿)

---

所 属

\* 地質情報研究部門

Keywords : geological map, geology, stratigraphy, Kazusa-Ohara, Boso, Kazusa Hills, Isumi River, Kazusa Group, Kanto Loam, terrace, Alluvium, tephra bed, turbidite, normal fault, Pleistocene, Holocene

## 目 次

第1章 地 形 .....	1
1.1 丘 陵 .....	2
1.2 地すべり地形 .....	2
1.3 段 丘 .....	3
1.4 低 地 .....	3
1.4.1 夷隅川低地 .....	3
1.4.2 日在浦低地 .....	3
1.4.3 塩田川低地 .....	3
1.4.4 御宿低地 .....	3
1.5 海 岸 .....	3
1.6 風隙地形 .....	5
第2章 地質概説 .....	7
2.1 上総層群 .....	7
2.2 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物 .....	9
2.3 沖積層 .....	10
第3章 上総層群 .....	11
3.1 層序区分 .....	11
3.2 岩質と物性 .....	11
3.3 テフラ鍵層 .....	12
3.4 黒滝層 .....	14
3.5 勝浦層 .....	15
3.6 浪花層 .....	17
3.7 大原層 .....	20
3.8 黄和田層 .....	22
3.9 大田代層 .....	28
3.10 梅ヶ瀬層 .....	30
3.11 国本層 .....	32
第4章 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物 .....	34
4.1 新期関東ローム層 .....	35
4.2 夷隅1・吉附段丘堆積物(T1) .....	37
4.3 夷隅2段丘堆積物(T2) .....	38
4.4 夷隅3段丘堆積物(T3) .....	38
4.5 地すべり堆積物 .....	40
第5章 沖積層 .....	42
5.1 研究史及び概説 .....	42
5.2 沖積谷埋め堆積物 .....	43
5.3 沖積段丘堆積物 .....	49
5.3.1 長者段丘堆積物 .....	49
5.3.2 和泉段丘堆積物 .....	50

5.3.3 福原段丘堆積物 .....	50
5.4 沖積表層堆積物 .....	50
5.5 人工堆積物 .....	50
第6章 地殻変動と地質構造 .....	52
6.1 地殻変動 .....	52
6.2 上総層群の地質構造 .....	52
6.3 完新世の旧汀線高度と地殻変動 .....	53
第7章 応用地質 .....	56
7.1 天然ガス及びヨウ素 .....	56
7.2 温泉 .....	57
7.3 地下水及び地盤沈下 .....	58
7.4 山砂 .....	59
7.5 白土 .....	59
7.6 穴堰と鍾乳石 .....	59
7.7 地震・津波災害 .....	59
文献 .....	62
付図 .....	70
Abstract .....	124

## 図・表・付図目次

第1.1図 上総大原地域周辺の地形陰影図 .....	1
第1.2図 上総大原地域の地形陰影図 .....	2
第1.3図 上総大原地域の接峰面図 .....	3
第1.4図 上総大原地域の地すべりと上総層群 .....	4
第1.5図 上総大原地域の地形分類図 .....	5
第1.6図 夷隅川低地の風景 .....	6
第1.7図 夷隅川及び塩田川の河口の変化 .....	6
第1.8図 夷隅川上流の風隙地形の写真 .....	6
第2.1図 上総大原地域周辺のテクトニックセッティング .....	7
第2.2図 上総大原地域の模式層序 .....	8
第3.1図 房総半島中部の上総層群の分布 .....	12
第3.2図 上総層群の模式的な岩相柱状図とテフラ鍵層 .....	12
第3.3図 房総半島中部及び東部の上総層群の年代層序 .....	13
第3.4図 勝浦層の露頭写真 .....	15
第3.5図 勝浦層の代表的なテフラ鍵層 .....	16
第3.6図 浪花層の露頭写真 .....	17
第3.7図 浪花層の代表的なテフラ鍵層 .....	18
第3.8図 浪花層と上位の大原層の境界露頭 .....	19
第3.9図 大原層の露頭写真 .....	20
第3.10図 大原層の代表的なテフラ鍵層 .....	21

第 3. 11 図	黄和田層の露頭写真	23
第 3. 12 図	太東崎海岸に露出する黄和田層Kd6より上位の海底地すべり堆積物	24
第 3. 13 図	黄和田層の代表的なテフラ鍵層 (1)	26
第 3. 14 図	黄和田層の代表的なテフラ鍵層 (2)	27
第 3. 15 図	黄和田層最上部と大田代層の代表的なテフラ鍵層	29
第 3. 16 図	梅ヶ瀬層の露頭写真	31
第 3. 17 図	国本層の露頭写真	32
第 4. 1 図	上総大原地域の段丘編年図	34
第 4. 2 図	夷隅川における段丘面の高度分布図	35
第 4. 3 図	縄文土器・旧石器遺跡分布図	36
第 4. 4 図	夷隅面を覆うテフラの対比	37
第 4. 5 図	新期段丘堆積物の柱状図	39
第 4. 6 図	地すべり堆積物とその上下位層との関係	40
第 4. 7 図	地すべり堆積物の露頭写真	41
第 5. 1 図	低地の沖積層基盤等深線図	42
第 5. 2 図	夷隅川下流A横断面図	43
第 5. 3 図	夷隅川下流B横断面図	44
第 5. 4 図	夷隅川下流C横断面図	45
第 5. 5 図	夷隅川下流縦断面図その1	46
第 5. 6 図	夷隅川下流縦断面図その2	47
第 5. 7 図	塩田川低地縦断面図	48
第 5. 8 図	一宮町東浪見の砂丘堆積物	50
第 5. 9 図	沖積層柱状図	51
第 6. 1 図	上総層群に発達する断層露頭	53
第 6. 2 図	いすみ市下の原における離水海岸の断面図と年代値	54
第 6. 3 図	御宿町六軒町の長者面及び穿孔貝	54
第 7. 1 図	茂原ガス田の位置, ガス水比及び断層分布図	56
第 7. 2 図	水溶性天然ガスの生産井	57
第 7. 3 図	大多喜町-いすみ市の上総層群地下構造図	58
第 7. 4 図	黄和田層Kd8Bの白土採掘跡	59
第 7. 5 図	いすみ市山田, 穴堰と鍾乳石	60
第 3. 1 表	火山ガラスの主要元素組成値と屈折率	14
第 3. 2 表	黄和田層のテフラ層序と鍵層名の対照表	25
第 4. 1 表	新期関東ローム層及び沖積層の主なテフラの特徴	37
第 4. 2 表	新期関東ローム層及び沖積層に含まれる火山ガラスの化学組成	38
第 5. 1 表	沖積層に含まれる試料の放射性炭素年代測定結果	49
第 7. 1 表	上総大原地域における天然ガスとかん水の主要化学成分	59

付図 1. 1	上総層群の露頭地点とルート位置図	70
付図 1. 2	上総層群の露頭地点とルート位置図	71
付図 1. 3	上総層群の露頭地点とルート位置図	72
付図 1. 4	上総層群の露頭地点とルート位置図	74
付図 2. 1	勝浦市, 夷隅川周辺のルートマップ	76
付図 2. 2	勝浦市大楠を流れる夷隅川とその周辺のルートマップ	77
付図 2. 3	勝浦市小松野, 蟹田, 松野及び中倉を流れる夷隅川とその周辺のルートマップ	78
付図 2. 4	勝浦市市野郷, 馬堀川沿いのルートマップ	79
付図 2. 5	黄和田層Kd32~Kd24間のセクションのルートマップ	80
付図 2. 6	大多喜町川畑, 三又, 及び久我原を流れる夷隅川とその支流沿いのルートマップ	81
付図 2. 7	いすみ市大野, 大野川沿いのルートマップ	82
付図 2. 8	御宿町岩和田~いすみ市大原にかけての海岸ルートマップ	83
付図 2. 9	いすみ市大原周辺の海岸ルートマップ	84
付図 2.10	いすみ市大原周辺の海岸ルートマップ	85
付図 3. 1	勝浦層の柱状図	86
付図 3. 2	浪花層の柱状図	87
付図 3. 3	浪花層の柱状図	88
付図 3. 4	勝浦市法花といすみ市海岸部におけるKr1とNm12間の層厚変化	89
付図 3. 5	浪花層上部と大原層最下部の柱状図	90
付図 3. 6	大原層下部の柱状図	91
付図 3. 7	大原層中部の柱状図	92
付図 3. 8	大原層上部の柱状図	93
付図 3. 9	大原層最上部~黄和田層最下部の柱状図	94
付図 3.10	黄和田層下部, Kd48からKd40までを含む柱状図	95
付図 3.11	黄和田層下部, Kd38からKd31までを含む柱状図	96
付図 3.12	黄和田層下部, Kd31上部からKd23までを含む柱状図	97
付図 3.13	黄和田層中部, Kd22を含む柱状図	98
付図 3.14	黄和田層中部, Kd20を含む柱状図	99
付図 3.15	黄和田層中部, Kd19を含む柱状図	100
付図 3.16	黄和田層中部, Kd18を含む柱状図	101
付図 3.17	黄和田層上部, Kd8を含む柱状図	102
付図 3.18	黄和田層最上部, O30を含む柱状図	103
付図 3.19	黄和田層最上部, O26を含む柱状図	104
付図 3.20	黄和田層最上部, O24を含む柱状図	105
付図 3.21	黄和田層最上部, O22を含む柱状図	106
付図 3.22	大田代層O18を含む柱状図	107
付図 3.23	いすみ文化とスポーツの森敷地内における大田代層O16を含む柱状図	108
付図 4. 1-4.14	各テフラ層の柱状図	109-122
付図 5	段丘堆積物及び沖積層の露頭位置図	123
Figure 1.	Stratigraphic summary of the Kazusa-Ohara district	125





# 第1章 地 形

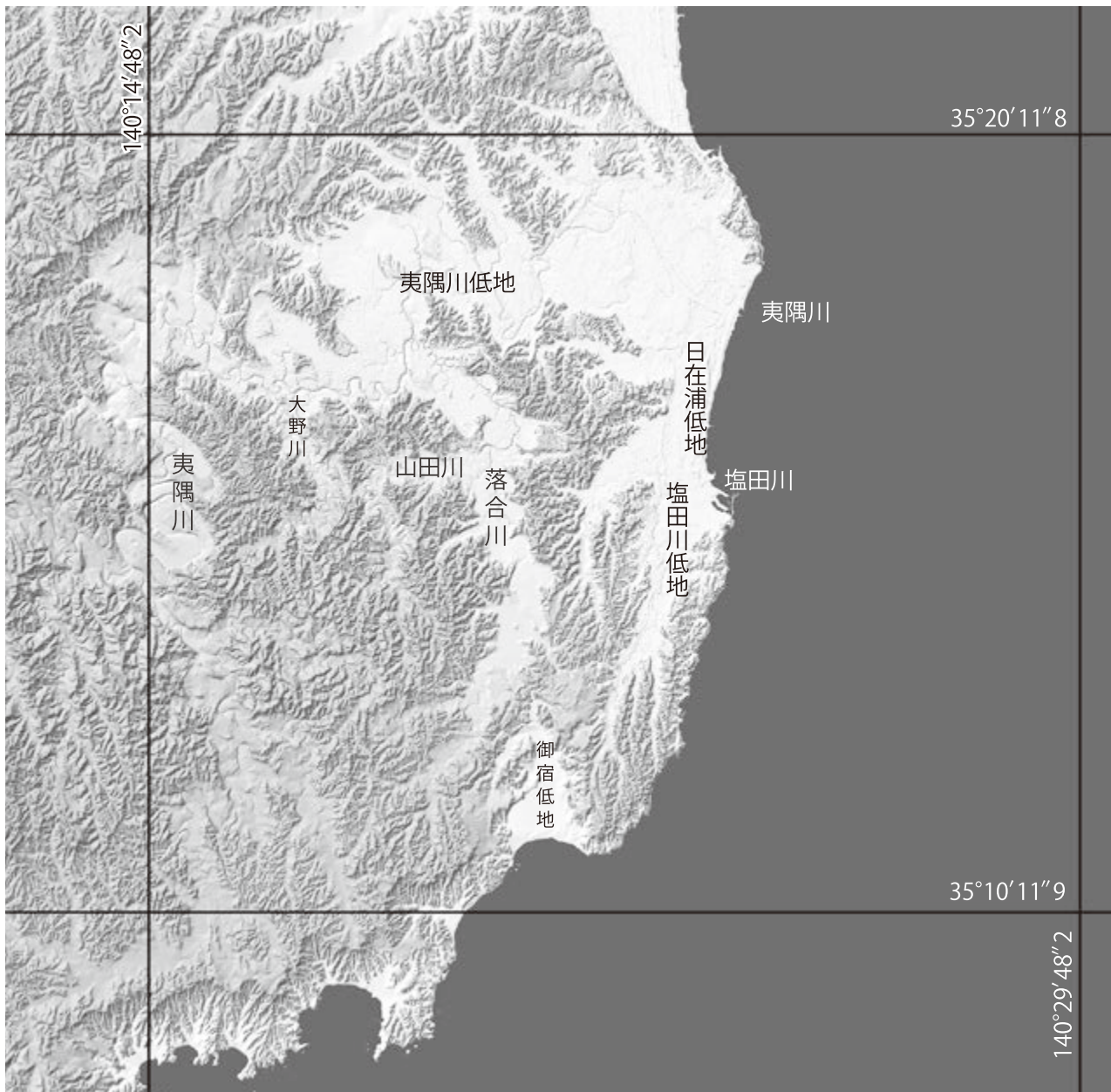
(大井信三)

上総大原地域は北緯 35° 10′ -35° 20′, 東経 140° 15′ -140° 30′ : 日本測地系 (北緯 35° 10′ 11″ 9 -35° 20′ 11″ 8, 東経 140° 14′ 48″ 2 -140° 29′ 48″ 2 : 世界測地系) の範囲を占める. 上総大原地域の東部は太平洋に面し (第 1. 1 図), 行政区画としては千葉県に属し, いすみ市, 勝浦市, 長生郡一宮町, 睦沢町, 長南町, 夷隅郡御宿町, 大多喜町の各自治体が管轄している.

この地域の地形は丘陵, 段丘, 低地, 海岸に区分される. 丘陵は本地域に広く分布し上総丘陵の東部を占める. 段丘及び低地は夷隅川とその支流の落合川及び海岸の塩田川沿い及び御宿低地に分布する (第 1. 2 図). 以下に, この地域について, 丘陵, 地すべり地形, 段丘, 低地, 海岸, 風隙地形の順で解説する.



第 1. 1 図 上総大原地域周辺の地形陰影図. 国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本-II を使用.



第 1. 2 図 上総大原地域の地形陰影図. 国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本-II を使用.

### 1. 1 丘陵

丘陵の構成層は下部～中部更新統の上総層群で、泥質岩層等の半固結堆積物からなる。500 m の方眼によって作成した本地域の接峰面図を第 1. 3 図に示す。これによると丘陵の高度は南西部で標高 200 m, 北東部の太東崎付近で標高 50 m を示し、南西から北東に向けて緩やかに低くなっている。これは上総層群の走向、傾斜方向と一致する。谷底と尾根は共に狭く、谷系は樹枝状を呈する。

### 1. 2 地すべり地形

地すべり地形は丘陵の斜面が、滑らかな形状をなす特徴がある。また地すべり地形の末端部がそのまま段丘に移行する場合もある。場所によっては移動小丘(流れ山)が見られる。地すべり地形は泥岩が卓越する上総層群黄和田層きわたと浪花層なみはなに多く認められ、砂岩が卓越する地質では少ない(第 1. 4 図)。地すべり地形は北西向きの斜面で多く、すべり面は上総層群の層理面とおおむね一致する。



第1.3図 上総大原地域の接峰面図。国土地理院の25,000分の1地形図「上総大原」「国吉」「上総長者」「御宿」を使用し、方眼法を用いて作成。

### 1.3 段丘

上総大原地域の段丘は夷隅川沿いによく発達する。ローム層を載せる更新世後期の段丘を夷隅面とし、上位から夷隅1面、夷隅2面、夷隅3面と3つに区分した。また夷隅川河口付近には桑原ほか(1999)が酸素同位体ステージ3の段丘とした吉附面よしかきがあり、夷隅1面に対比される(第1.5図)。

### 1.4 低地

上総大原地域では、隆起域のため沖積低地の多くが段丘化している。段丘化している沖積低地は、長澤(1979)の上位から長者面ちやうじの いざみ、福原面とした区分を踏襲した(第1.5図)。

#### 1.4.1 夷隅川低地

夷隅川の流域面積は299.4 km<sup>2</sup>で、千葉県の河川としては利根川に次ぐ広さである(第1.6図)。夷隅川低地は河口域以外が段丘化しており、いすみ市岬町くわたより上流が泥層からなる長者面で、下流が和泉面である。長者面と和泉面は夷隅川の大多喜までは厚い沖積谷埋め堆積物からなる堆積段丘(fill top terrace)だが、それより上流では侵食段丘(strath terrace)となる。

また長者面や和泉面を浅く削って侵食段丘の福原面が分布する。夷隅川河口部では福原面は現世沖積面に埋没している。河口では和泉浦海岸に砂州が発達し、沖積低地には旧河道や自然堤防が発達する。

#### 1.4.2 日在浦低地

海岸に和泉浦に続く日在浦ひありうらと呼ばれる現世の砂州が発達する。さらに標高6-10 mに5列からなる砂州列が分布していて、JR外房線付近の海岸から2列目までが和泉面にあたる。さらに3列目から5列目までのいすみ市若山付近を長者面とした。

#### 1.4.3 塩田川低地

塩田川低地は、長者面と思われる標高8-10 mで砂州状の地形がいすみ市大原に見られ、これより低い標高4-6 mの地形面が和泉面である。長者面はいすみ市造式までは厚い沖積谷埋め堆積物からなる堆積段丘だが、それより上流では侵食段丘となる。

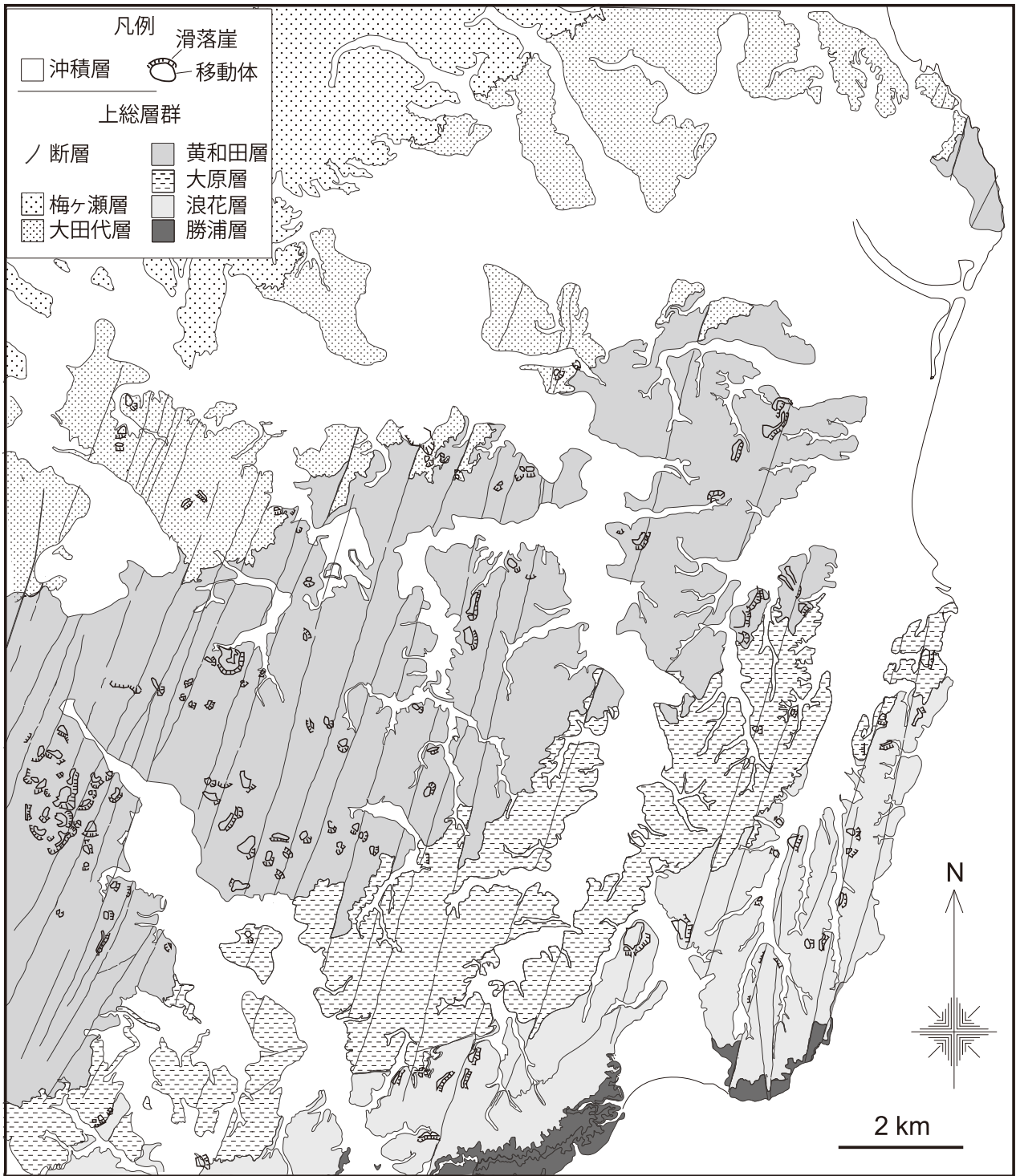
#### 1.4.4 御宿低地

御宿町には海岸線に沿って分布する砂州・砂丘がある。一方、清水川から東側の標高5-15 m付近は海岸から丘陵に向けて緩傾斜の斜面があり、砂から構成されている。これは海岸からの卓越風による吹き寄せ砂丘と考えられ、縦列砂丘やバルハン砂丘が見られ、さらに丘陵の一部を砂丘が覆っている。このような砂丘の堆積物は勝浦市八幡岬はちまんみさきから北部の比較的侵食されやすい上総層群から構成される丘陵が、海岸侵食によって削られて、砂となって潮流によって御宿まで到達したことが原因と思われる。沖積段丘は標高25-20 m付近に長者面が御宿町六軒町、西林寺にわずかに見られる。和泉面は清水川より東側では砂丘に覆われていて見られない。清水川の西では約3,200年前を示す海浜相の堆積物が氾濫堆積物に覆われて埋没している(宍倉, 2000)。

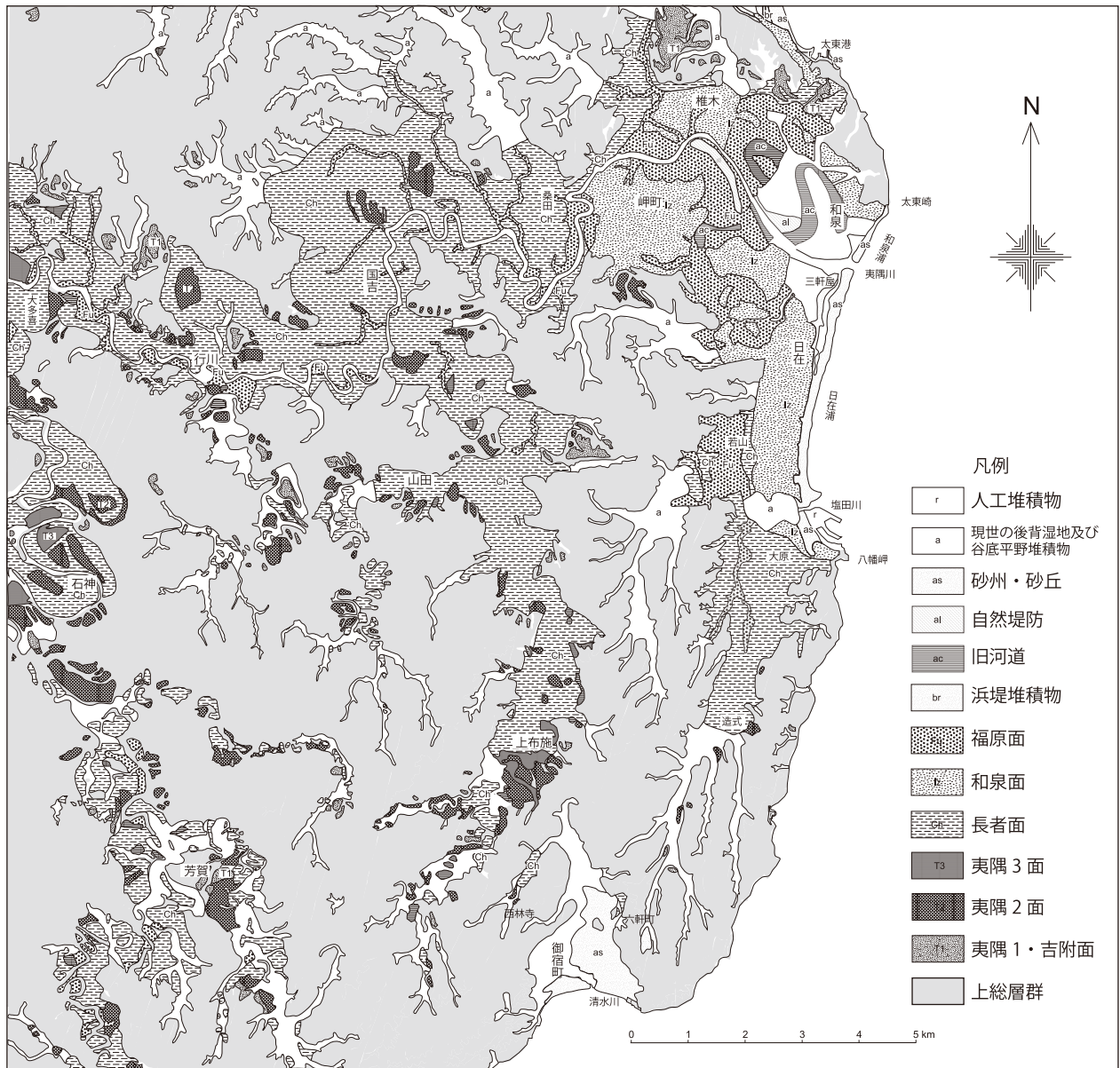
### 1.5 海岸

本地域の最北部海岸には九十九里浜の南端の砂浜海岸及び浜堤がある。これは九十九里浜でも最も海岸側にある第Ⅲ浜堤群(中島ほか, 2016)にあたる。太東港から太東崎の間は岩石海岸で主に上総層群黄和田層の軟岩からなる。太東崎からいすみ市日在にかけては、和泉浦、日在浦と呼ばれる砂浜海岸となり、それぞれ夷隅川と塩田川の河口にあたる。さらに八幡岬から南側の御宿町までの間は岩石海岸となり、主に上総層群大原層、浪花層の軟岩からなる。

太東崎は侵食の激しい海岸として知られており、1883年(明治16年)測量の迅速図と、消波ブロックが設置されていなかった1965年(昭和40年)に撮影された航空



第1.4図 上総大原地域の地すべり地形と上総層群。地すべり地形は本調査で判読した。



第 1. 5 図 上総大原地域の地形分類図。谷底平野・海域を白抜きで示す。

写真を基に作成された2万5千分の1地形図の80年間の変化を見ると、年平均1.1 m程度の速度で侵食されているという(岬町史編纂委員会, 1983)。

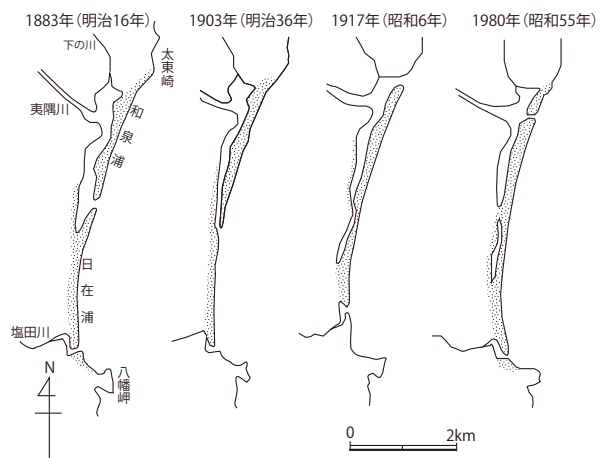
**夷隅川河口の偏倚** 第1.7図は和泉浦、日在浦の海岸に流入する夷隅川と塩田川の河口の変遷を1883年(明治16年)から1980年(昭和55年)の地形図を基にして描いたものである。もともと夷隅川はいすみ市興和からいすみ市志茂の旧河道を通り、いすみ市三軒屋から日在浦に注いでいた。その後漂砂による河口閉塞や洪水による開削、あるいは人工的掘削も行われて、現在の河口に偏倚したと考えられる。

## 1. 6 風 隙 地 形

夷隅川・落合川上流では、南側からの海岸侵食によって夷隅川の上流が争奪され、分水界が移動した結果、水の流れなくなった空谷による風隙地形が発達している(第1.8図)。



第 1. 6 図 夷隅川低地の風景。万木城跡公園展望台から、西方向を見た。



第 1. 7 図 夷隅川及び塩田川の河口の変化。



第 1. 8 図 夷隅川上流の風隙地形の写真。

## 第2章 地質概説

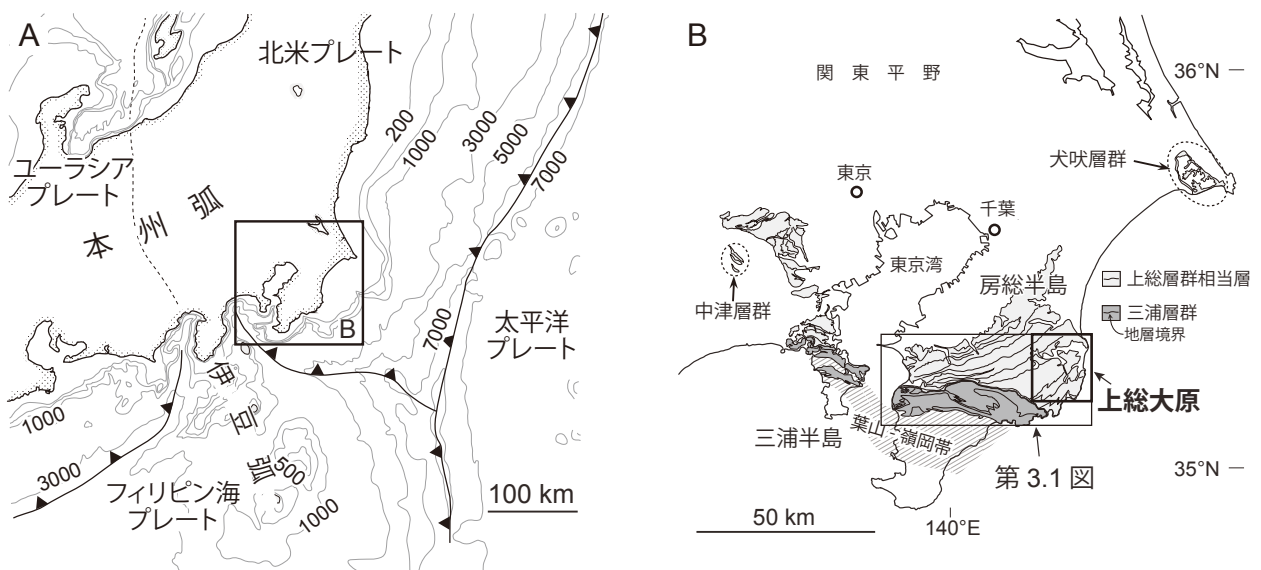
(宇都宮正志・大井信三)

本地域を含む産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の広域地質図としては、20万分の1「大多喜」(三梨・須田, 1980)が刊行されている。また本地域の一部を含む地質図としては7万5千分の1「茂原」(三土, 1937), 5万分の1“Geologic Map of Mobara Gas Field”(Ishiwada, 1960), 5万分の1「富津-大多喜」(三梨ほか, 1962), 1万5千分の1及び5万分の1「茂原」(石和田ほか, 1971)が刊行されている。また同センター以外から発行されている地質図としては土地分類基本調査の結果として20万分の1千葉県(経済企画庁総合開発局, 1972), 5万分の1表層地質図「上総大原・勝浦」(千葉県, 1974)が本地域を含む。

本地域はフィリピン海プレート、北米プレート及び太平洋プレート会合部の近傍に位置し、複雑なテクトニックセッティングにある(第2.1図A)。房総半島と三浦半島で最も古い地層を含む葉山-嶺岡帯を境に、北側に中新世以降の前弧海盆堆積物である三浦層群と上総層群が露出しており(第2.1図B)、上総大原地域には上総層群下部(下部~中部更新統)が露出する。また、それを覆う後期更新世の段丘堆積物と関東ローム層及び完新統が、本地域の地質を構成している。本地域の層序概要を第2.2図に示す。

### 2.1 上総層群

上総層群は前期~中期更新世の前弧海盆堆積物であり、関東平野の地下に広く分布し、房総半島や三浦半島あるいは多摩丘陵などで陸上に露出する。この堆積盆は200 km × 150 kmの広がりをもつ(鈴木ほか, 1995)。房総半島中央部や東京湾奥部、神奈川県北東部に分布の中心があり、そこでの層厚は1,500 mを超え(林ほか, 2004)、地表での最大層厚を積算すると約4,000 mの地層から成る(鈴木ほか, 1995)。上総層群の層厚分布から堆積盆の形態を推定すると、西北西-東南東方向に伸びた楕円形を示し、葉山-嶺岡隆起帯の伸び方向と一致することからフィリピン海プレートの沈み込みに規制された前弧海盆として成長したことが示唆される(林ほか, 2004)。ただし房総半島に露出する上総層群の浅海成層が東方へプログラデーションするなど東西方向の堆積作用が認められることはフィリピン海プレートの沈み込みのみでは説明できないことから、太平洋プレートの沈み込みの影響も受けたと考えられている(Katsura, 1984)。上総層群には、上位にむかって浅海成堆積物、深海成砂泥互層、そして浅海成堆積物に移り変わる一つの堆積サイクルが認められている(中嶋, 1978)。北里(1986)



第2.1図 上総大原地域周辺のテクトニックセッティング。  
A：中央日本周辺のプレート配置。B：南関東における上総層群相当層の分布。

年代	地層名	柱状図	主要テフラ鍵層	岩相と特徴			
完新世	沖積層	沖積表層堆積物	Is	沖積層は礫・砂・泥からなり、海生貝化石を含む。夷隅川河口付近で沖積層は層厚 45m に達する。 沖積段丘堆積物は大きく 3 つに区分される。最上位の段丘面である長者面の堆積物は砂・泥からなり、Is を挟む。和泉段丘堆積物は砂からなり、長者面より海岸側に分布する。 福原面は最下位の段丘面で、その堆積物は砂泥からなり長者面・和泉面を削って分布する。 沖積表層堆積物は現世の後背低地及び谷底平野堆積物、砂州及び砂丘堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物、及び浜堤堆積物からなる。			
		福原段丘堆積物					
		和泉段丘堆積物					
		長者段丘堆積物					
更新世	後期	夷隅 3 段丘堆積物	AG	立川ローム層	河川性の礫・砂からなり、立川ローム層上部に覆われる。 夷隅 1・吉附段丘堆積物は AT, Chj, AG に覆われる。 夷隅 2・3 段丘堆積物は AG に覆われる。		
		夷隅 2 段丘堆積物	Chj				
		夷隅 1・吉附段丘堆積物	AT				
	中期	国本層	砂質泥岩層、砂岩泥岩互層、厚層砂岩層	Ku3	Ku3 ~ Ku6 が挟む。	上部は砂勝ちの砂岩泥岩互層、中部は塊状砂質泥岩層、下部は厚い砂岩層を挟む砂勝ち砂岩泥岩互層、最下部は塊状砂質泥岩からなる。	
			U1, U4, U8				
		梅ヶ瀬層	砂勝ちの砂岩泥岩互層を主体とし、厚さ数 m の細粒～中粒砂岩層と砂勝ちから等量の砂岩泥岩互層との複互層をなす。砂岩泥岩互層は厚さ数 10 cm の細粒砂～中粒砂岩層と厚さ数 cm ~ 1m の泥岩層からなる。東方ほど厚い砂岩層は薄層化していき、等量からやや泥勝ちの砂岩泥岩互層となる。U1 ~ U11 が挟む。	O1	泥勝ち互層 砂勝ち互層	砂岩泥岩互層を主体とし、砂勝ち互層と泥勝ち互層が交互に繰り返す。砂岩層は厚さ数 10 cm の細粒砂～中粒砂岩層と厚さ数 cm ~ 1m の泥岩層からなる。テフラ鍵層は O1 ~ O21 が挟む。O22 から O27 の層準は大多喜地域の養老川で砂勝ち～等量互層からなるが、東方ほど泥岩優勢となり、上総大原地域の太野川や山田川で泥勝ちの砂岩泥岩互層もしくは泥岩層となるため黄和田層に含めた。	
			O7, O11				
			O18, O22, O24, O27, O30*				
		前期	上総層群	海底地すべり層	Kd8	Kd5 から上位のテフラは本地域では海底地すべりによる変形を被っていると考えられる。	主に泥岩からなり (Kd)、層厚数 10cm 未満の砂岩層やテフラ層が挟まれる。テフラ層は O22 ~ Kd48 が挟む。黄和田層には海底地すべり堆積物 (Kdl) が複数層準に挟み、それらは層厚 30 m 以上、水平距離数 10 km にわたって同層準で追跡される。これらのうち 5 万分の 1 地質図に表現可能で連続性の良いものは Kd39 と Kd38 の間、Kd12 と Kd9 の間及び Kd8 の上位に見られる。テフラ鍵層のうち、Kd5 から上位のテフラは本地域では海底地すべりによる変形を被っていると考えられる。
				黄和田層	Kd18, Kd19, Kd20, Kd24		
泥岩層	Kd31*, Kd38, Kd40, Kd44, Kd48						
大原層	Oh 5* (HSA), Oh10*, Oh12*, Oh14*, Oh16*			400			
浪花層	Nm3*, Nm6*, Nm12*, Nm16*				200		
勝浦層 (上部 120 m)	Kr1*, Kr4*, Kr8*		0m	下位から砂勝ち砂岩泥岩互層、泥勝ち砂岩泥岩互層 (以上、勝浦図幅内)、砂岩泥岩互層 (Kr)、泥勝ち砂岩泥岩互層 (Krm)、そして砂勝ち砂岩泥岩互層 (Krs) が重なり、海底地すべり堆積物 (Krl) が複数層準に挟む。本地域には最上部約 120 m が分布する。			
黒滝層							

第 2.2 図 上総大原地域の模式層序。( \* は新称テフラ層 )



は底生有孔虫群集などに基づく古水深と地層の厚さから、上総層群の堆積盆が1.5 Maまでは沈降し、1.5から1.0 Maまでに沈降が停滞、その後埋め立てられたとした。この堆積サイクルについて Ito (1995) は第四紀の氷河性海水準変動とプレート相互作用による構造運動を反映していると解釈している。

房総半島の総層群には多くのテフラ鍵層が挟在し、ルート間の精密な時間面対比を可能としている。また、その一部は広域テフラとして認定されている。こうした条件のもと、上総層群では古くから岩相層序(三梨ほか, 1959 など多数)、古地磁気層序(中川ほか, 1969; 新妻, 1976; Okada and Niitsuma, 1989 など)、浮遊性微化石層序(Oda, 1977; 佐藤ほか, 1988 など)、シーケンス層序(Ito and Katsura, 1992 など)、テフラ層序(里口, 1995 など)等、多くの層序学的研究が行われており、日本の海成更新統の模式層序となっている。

房総半島東部に露出する上総層群下部は西方に向かって下位の三浦層群にアバットし、房総半島中部と西部では東部よりも若い地層が順次重なる(小池, 1951)。上総大原地域には下位から黒滝層、勝浦層、浪花層、大原層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層及び国本層が露出し、いずれも整合関係にある。これらの地層には南北走向の正断層が数多く発達しており、それらは少なくとも1.2~0.7 Maの期間には活動していたと推定される(三野・山路, 1999; Yamaji, 2000; Otsubo *et al.*, 2017)。

**黒滝層** 黒滝層は凝灰質礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥質砂岩及び凝灰質砂質泥岩から成る。層厚は30 m以上であり、本地域では勝浦市法花西方の沢にわずかに露出する。本層は東方へ向かって勝浦層や浪花層と同時異相の関係となる。

**勝浦層** 砂岩泥岩互層を主体とする。層厚は少なくとも460 mで、上総大原地域には最上部約120 mが分布する。本層の大部分は南に隣接する勝浦地域に分布し、上総大原地域では南東部の海岸沿いに分布する。本層の一部は黒滝層と同時異相をなし、浪花層に整合に覆われる。本報告では御宿町の海岸ルートで勝浦層上部のほぼ連続的な層序を構築し、主要なテフラ鍵層に上位からKr1からKr8までの番号付けを行った。

**浪花層** 主に泥勝ち砂岩泥岩互層から成る。層厚は約210 mで、いすみ市大原南東部と御宿町中南部、及び勝浦市平田周辺にかけて分布する。本報告では既報のものも含めて主要なテフラ鍵層に上位からNm1からNm20までの番号付けを行った。

**大原層** 主に砂勝ち砂岩泥岩互層と泥勝ち砂岩泥岩互層によって構成され、本層下部に厚い海底地すべり堆積物が挟在する。層厚は約250 mである。本層はいすみ市大原の海岸沿いから南西へ、御宿町上布施、勝浦市宿戸、勝浦市芳賀、及び勝浦市小羽戸周辺にかけて分布する。本報告ではいすみ市大原の海岸ルートと勝浦市内の夷隅

川で大原層のほぼ連続的な層序を構築し、主要なテフラ鍵層に上位からOh1からOh19までの番号付けを行った。

**黄和田層** 黄和田層は主に泥岩から成り、層厚は約720 mである。本層には海底地すべり堆積物が複数層準に挟在し、それらは層厚30 m以上、水平距離数10 kmにわたって同層準で追跡される。本報告ではテフラ鍵層O22層準の10数m上位にある砂勝ち互層の下限から大原層Oh1直上までを黄和田層とした。

**大田代層** 大田代層は砂勝ち砂岩泥岩互層と泥勝ち砂岩泥岩互層から成り、層厚は約500 mである。本層上限はテフラ鍵層O1直上であり、下限はO22層準の10数m上位にある砂勝ち互層の下限である。

**梅ヶ瀬層** 梅ヶ瀬層は砂勝ち砂岩泥岩互層を主体とし、本地域における層厚は約310 m(七山ほか, 2016)である。本層は大多喜町東部から陸沢町にかけて北東方向へ分布する。テフラ鍵層はU1からU11が挟在する。

**国本層** 国本層は厚い砂層を挟む砂勝ち互層と砂質泥岩層の繰り返しから成り、層厚は約220 mである(七山ほか, 2016)。松山逆磁極期とブルン正磁極期の境界を含む(Suganuma *et al.*, 2015)。上総大原地域をわずかに外れた陸沢町佐貫北方にKu1を確認しており、上総大原地域内ではKu1は確認されなかったため、本地域には国本層最上部は分布しないと考えられる。

## 2. 2 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

上総大原地域ではローム層は、上部更新統上部立川ローム層相当の新期関東ローム層のみ分布する。新期関東ローム層に整合に覆われる段丘堆積物を新期段丘堆積物と定義する。新期段丘堆積物はそれぞれ新期関東ローム層を載せる夷隅1段丘堆積物、夷隅2段丘堆積物、夷隅3段丘堆積物に区分される。図幅北東部には海成~汽水性の吉附段丘堆積物があり、夷隅・段丘堆積物に対比される。

**夷隅1段丘堆積物・吉附段丘堆積物** 本報告で記載する長楽寺火山灰層(Chj)より上位の厚さ2-3 mのローム層に覆われる河成段丘堆積物で、層厚2 mの泥岩礫と砂から構成されている。図幅北東の海岸部では堆積段丘となり、いすみ市岬町谷上では谷埋め堆積物の層厚10 mに及ぶシルト層及び砂礫層からなる吉附段丘堆積物がある。段丘構成層の<sup>14</sup>C年代からMIS3海進期の海成段丘と解釈されている(桑原ほか, 1999)。この段丘はAT(始良Tn火山灰: Smith *et al.*, 2013: 30 ka)及びChjが覆うことから夷隅1段丘堆積物に対比される。

**夷隅2段丘堆積物** AG(安房ガラス質火山灰: 杉原ほか, 1978)を中部に挟在する厚さ2 mのローム層に覆われる河成段丘堆積物で、層厚1-2 mの泥岩礫と砂層からなる。

**夷隅3段丘堆積物** AGを最下部に挟在する厚さ1 mの

ローム層に覆われる河成段丘堆積物で、層厚 1 m の泥岩礫と砂層からなる。

## 2.3 沖積層

丘陵を開析する谷、あるいは海岸付近の低地を埋積する更新世末期から完新世の未固結の堆積物を沖積層と定義する。沖積低地や開析谷を埋積する主に地下の堆積物を沖積谷埋堆積物とする。この谷埋堆積物の表層付近は広範囲にわたって段丘化しており沖積段丘堆積物とした。また表層付近で現世に近いと考えられる堆積物を沖積表層堆積物と区分した。

**沖積段丘堆積物** 本地域の沖積低地には長者面<sup>ちやうじや</sup>、和泉面、福原面の三段に区分される沖積段丘が発達している(長澤, 1979)。これらを構成する段丘堆積物をそれぞれ長者段丘堆積物、和泉段丘堆積物、福原段丘堆積物と呼び、それらを沖積段丘堆積物と総称する。

夷隅川低地では、いすみ市岬町桑田より西の内陸寄り<sup>くわだ</sup>で標高 12 m 以上に及ぶ後氷期海進に対応した長者面が発達する。桑田より東の海岸寄りではいすみ市岬町中滝<sup>みなきちやう</sup>から岬町長者の標高 10–8 m の和泉面が発達する。

太東崎より北部の海岸部では吉附面の段丘の間を埋めるように長者面や和泉面が分布する。

福原面は長者面を数メートル削った浅い谷で、堆積物は砂泥層からなる。いすみ市福原の夷隅川河口付近では、現世の沖積層に覆われる。

**沖積谷埋堆積物** 夷隅川低地から日在浦低地<sup>ひありうら</sup>、塩田川低地<sup>しおだがわ</sup>の地下に広く伏在する。内陸部では約 10 m 程度の層厚で、海岸部では約 20–40 m の層厚を示す。ボーリングデータによる基底層等高線によれば、いすみ市三軒屋付近に最も深い 40 m の谷がある。夷隅川低地の内陸部では環流丘陵をなす段丘を囲むようにして沖積谷が発達している。地質平面図には表現できない。

**沖積表層堆積物** 夷隅川及び塩田川河口部では、現世の旧河道堆積物、自然堤防堆積物、及び和泉浦や日在浦などに砂州の堆積物が分布する。太東漁港より北部では、九十九里浜海岸から続く砂州及び浜堤堆積物があり、中島ほか(2016)の第Ⅲ浜堤堆積物に相当する。丘陵とこの海岸平野との間には九十九里崖線と呼ばれる平滑な崖があり、斜面堆積物に覆われた砂丘堆積物が分布する。これらは中島ほか(2016)の第Ⅰ・第Ⅱ浜堤群の高海面時に形成された砂丘と考えられる。

## 第3章 上総層群

(宇都宮正志)

上総層群は伊田ほか(1956)によって命名され、本層群の下限は下位の中新統～鮮新統との境界である黒滝不整合、上限は下総層群との境界で定義される。房総半島において黒滝不整合の下位にある一連の地層は三浦層群(三梨ほか, 1979 など)あるいは安房層群(中嶋ほか, 1981)と呼ばれる。これらの地層は上総大原地域に露出しないが、記述する場合は三梨ほか(1979)に従い三浦層群と呼ぶ。

房総半島中部における上総層群の分布を第3.1図に、上総大原地域における同層群の層序を第3.2図に示す。房総半島における上総層群の系統的な研究は旧地質調査所を中心として天然ガス探鉱とガス田開発を目的とした地質調査が行なわれたことに始まる。三土知芳による油田・ガス田図「勝浦」の一部(未公表)が澤田(1939)によって転写されている。その他、三土(1937)による油田ガス田図「茂原」(7万5千分の1)、小池(1955)、Ishiwada(1960)による“Mobara Gas Field”(5万分の1)、石和田ほか(1971)による油田ガス田図「茂原」(1万5千分の1及び5万分の1)、千葉県(1974)による表層地質図(5万分の1)、新妻(1976)、三梨ほか(1979)による特殊地質図「東京湾とその周辺地域」(10万分の1)、三梨・須田(1980)による20万分の1地質図幅、鈴木ほか(1995)による特殊地質図「東京湾とその周辺地域第2版」(10万分の1)が出版されている。

九十九里地域ではガス田開発を目的として掘削された坑井が豊富にあり、黄和田層上部や大田代層及び梅ヶ瀬層に関しては地下での分布が詳しく明らかにされてきた(石和田・品田, 1956; 河井, 1961; 石和田ほか, 1971; 国末ほか, 2002; 三田ほか, 2003)。一方で、九十九里地域で掘削されたボーリングコア試料は大原層相当層以下まで掘削されていると考えられるものの、地表との関係が不明な点が多く、更なる区分がなされていない場合もある。

上総大原に露出する上総層群とさらに下位の地層は房総半島東方沖の海底下にも分布することが知られている。房総半島東方沖の音波探査記録は相場・円谷(1981)、棚橋・本座(1983)、大久保ほか(1990)及び古山・佐藤(2015, 2016)によって報告されている。大久保ほか(1990)は上総層群に相当すると考えられる北西傾斜の地層を8つのユニットに区分し、この内上位4ユニット(K5～K8)は陸上に露出する勝浦層から黄和田層までの地層に相当し、下位4ユニット(K1～K4)は陸上に

露出しないさらに下位の上総層群に相当するとし、その層厚は約1,000 mに達するとした。

以下では、まず上総層群の層序区分と岩質及び物性について記述する。また、層序の記載において重要なテフラ鍵層の研究史と手法について記述し、その後各累層について詳述する。

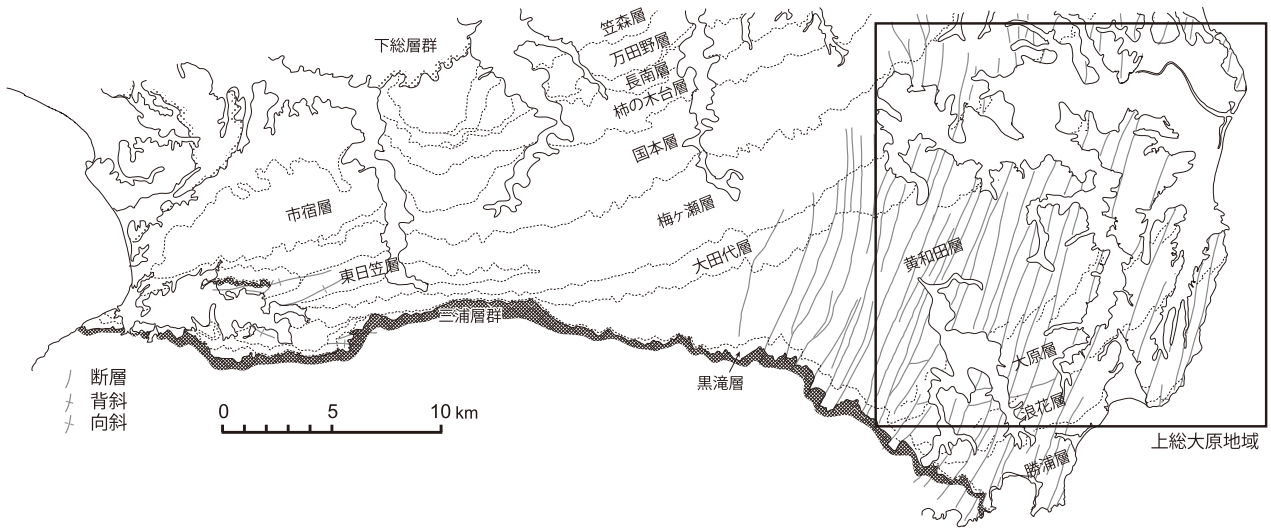
### 3.1 層序区分

上総層群は下位の三浦層群(もしくは安房層群)を不整合(黒滝不整合)で覆い、上位の下総層群に整合ないし不整合で覆われる。上総層群は房総半島中央部の養老川流域で、下位より黒滝層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層、国本層、柿ノ木台層、長南層、笠森層、金剛地層から構成されている。黒滝層は下位の三浦層群上限とほぼ平行に分布する。房総半島東部では黄和田層と黒滝層の間に勝浦層、浪花層及び大原層の3累層が挟まれ、上総層群下部が最も厚くなる。これらの地層は西方に向かって下位の三浦層群にアバットする(小池, 1951)。これにより、房総半島中部と西部では東部よりも若い地層が順次重なることになる。すなわち、房総半島東部において陸上に露出する上総層群の最下部は約2.3 Ma(里口, 2006)あるいは約2.4 Ma(伊藤ほか, 1992)であるのに対し、房総半島中部ではそれより若い約1.8 Maの黄和田層下部のKd38が黒滝層の直上に重なる(三梨ほか, 1959)。

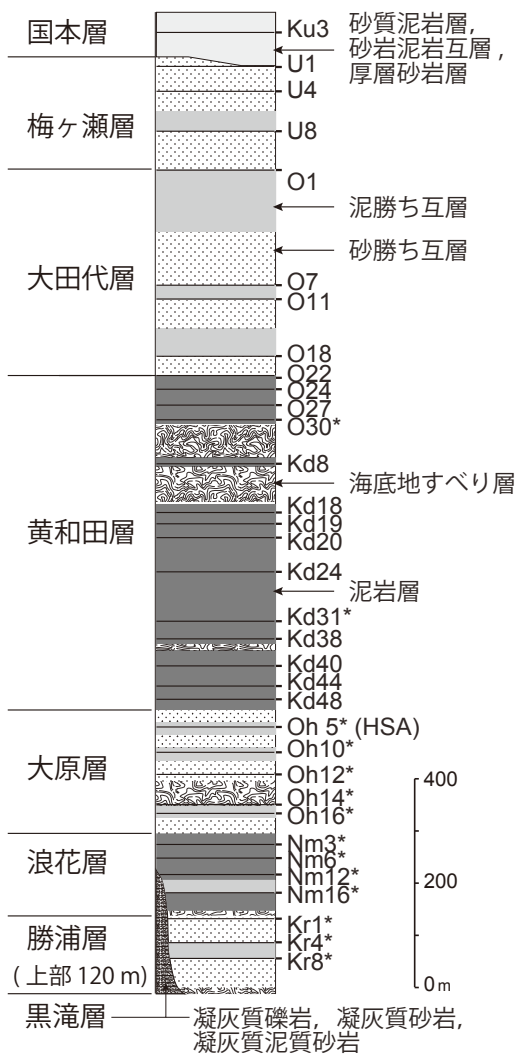
上総大原地域には下位から黒滝層、勝浦層、浪花層、大原層、黄和田層、大田代層、梅ヶ瀬層及び国本層が露出する(第3.1図, 第3.2図)。これらの地層はいずれも整合関係にあり、勝浦層から黄和田層下部は西方へ層厚を減じ、黒滝層と同時異相となる。上総層群の上限と黒滝不整合は本地域内には露出しない。黒滝層は凝灰質で粗粒な岩相から主に成る。勝浦層～梅ヶ瀬層はタービダイト砂岩層の厚さと挟在頻度が変化する砂岩泥岩互層から主に成り、砂岩層の厚さと頻度で岩相区分が可能である。国本層は厚い砂層を挟む砂勝ち互層と砂質泥岩層から成る。

### 3.2 岩質と物性

上総層群の砂岩層やテフラ層はねじり鎌で容易に割れる。一方泥岩はよく固結しており、ねじり鎌では平らに



第 3. 1 図 房総半島中部の上総層群の分布. 四角い枠が上総大原地域を示す.



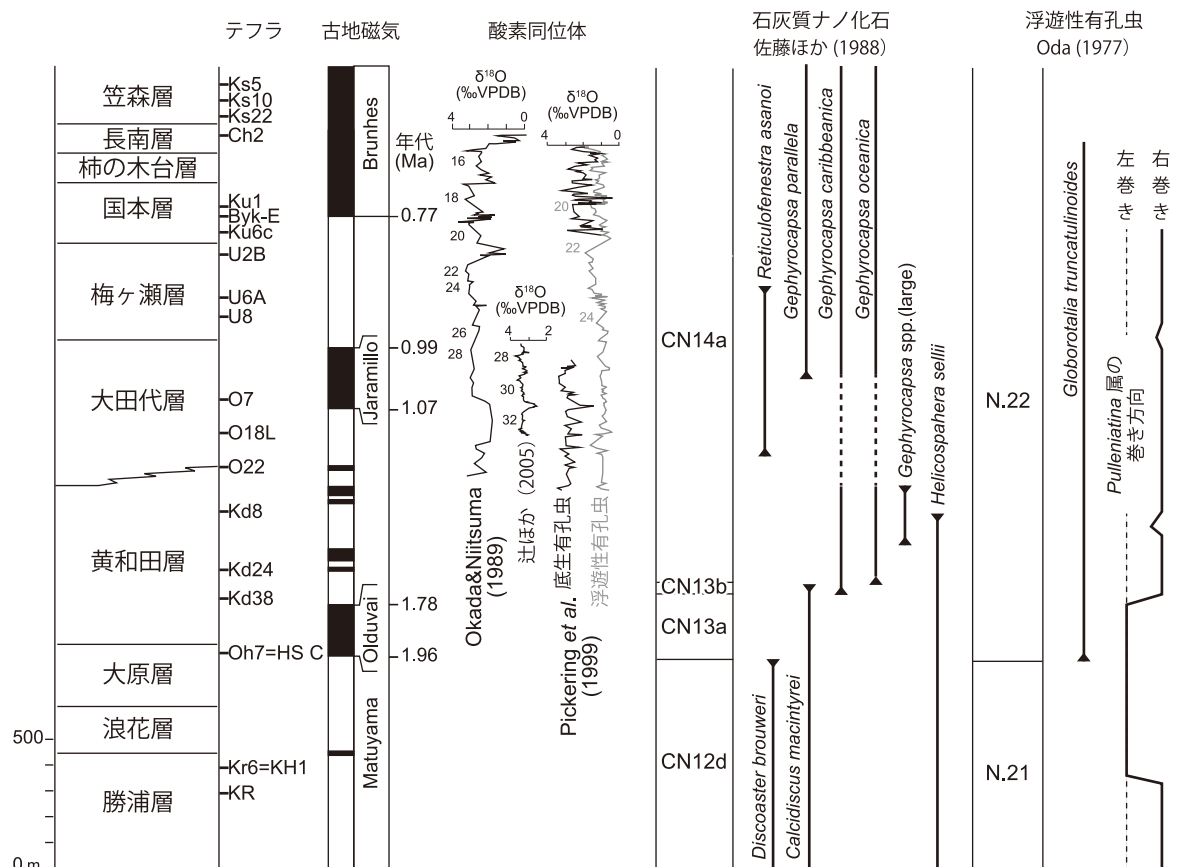
第 3. 2 図 上総層群の模式的な岩相柱状図とテフラ鍵層 (\* は新称).

削ることは困難で、ツルハシやハンマーによる打撃で割ることが出来る。泥岩の間隙率は井波 (1983) や Kamiya *et al.* (2018) によって報告されており、井波 (1983) によると 37.9% (勝浦層) から 55.5% (浪花層) で圧密段階としては第 1 次圧密の段階にある。Kamiya *et al.* (2018) でも 40–50% の値が報告されている。この間隙率は笠森層から勝浦層にかけて地質年代が古くなるにつれて減少する傾向があるが、大原町や一宮町の上総層群に間隙率が高い領域があるとされ、Kamiya *et al.* (2018) でも勝浦層上部～浪花層下部と大原層上部～黄和田層下部で間隙率の高い層準が報告されている。井波 (1983) と Kamiya *et al.* (2018) はこれらの層準について異常高間隙圧が保持されたために間隙率が減少しなかった可能性を議論した。一方、名取 (1997) は低浸透層や封鎖構造が認められないことなどから、異常高間隙圧が保持されたとは考えにくいとし、ガスハイドレートの生成と解離の過程にその原因を求めている。

勝浦層、黄和田層、大田代層及び梅ヶ瀬層の泥岩の圧密降伏応力は 13–24 MPa で、大原層ではそれらより 6–10 MPa 低い値を示す (Uehara *et al.*, 2016)。Kamiya *et al.* (2018) では浪花層も加えて勝浦層から大田代層で圧密降伏応力の層位変化を明らかにし、それらが 5.5–20.0 MPa の値をとることと、大原層と浪花層の圧密降伏応力が想定される上載荷重に対して低い値をとることを示した。

### 3. 3 テフラ鍵層

房総半島の上総層群には多数のテフラ層が挟在し、層序対比の有効なツールとなっている (第 3. 3 図)。上総層群のテフラ層は、戦後の天然ガス資源開発のための



第 3. 3 図 房総半島中部及び東部の上総層群の年代層序。

古地磁気層序は新妻 (1976) と辻ほか (2005) に、酸素同位体は Pickering *et al.* (1999), Okada and Niitsuma (1989) 及び辻ほか (2005) に基づく。極性境界の年代値は Lisiecki and Raymo (2005) と Sugauma *et al.* (2015) による。石灰質ナノ化石層序は佐藤ほか (1988), 浮遊性有孔虫化石層序は Oda (1977) に従い、化石帯はそれぞれ Okada and Bukry (1980) と Blow (1969) に従った。

地質調査において主たるものに名前が付された (金原ほか, 1949; 河井ほか, 1950; 品田ほか, 1951; 河井, 1952; 内尾, 1952; 三梨, 1954; 三梨ほか, 1959, 1962; 石和田ほか, 1971 など)。その命名は基本的に地層名のアルファベット頭文字と上位から順番に番号が付されて表示され、現在でも引き継がれている。その後、5 万分の 1 地質図幅の整備や広域テフラ研究の進展に伴って、新たなテフラ鍵層が命名された (徳橋・遠藤, 1984; 杉原ほか, 1991; 中嶋・渡辺, 2005; 七山ほか, 2016)。また、天然ガス開発のためのボーリングコアと電気検層からは梅ヶ瀬層の U8, 大田代層の O7 あるいは黄和田層の Kd8 などの厚いガラス質テフラ層や砂岩層が広域に追跡されており、九十九里地域の地下で対比されている (国末ほか, 2002)。千葉県教育委員会 (1988) や千葉県立中央博物館 (1991) はこれらのテフラ層の代表的な露頭位置と岩相を写真付きで示した。また、里口 (1995) は、上総層群中・下部に挟まるテフラ層の岩相、鉱物組成、火山ガラスの屈折率などを網羅的に記載した。一方で、これらのテフラ層の一部は鉱物組成や屈折

率などの記載岩石学的な特徴に基づき、関東地方や近畿地方などのテフラとの広域的な対比も進展し (町田ほか, 1980 など)、日本列島で広く対比できるテフラの多くが上総層群中に見いだされている (Satoguchi and Nagahashi, 2012 など)。これらのうち代表的なテフラの火山ガラスの化学組成値は、水野・納谷 (2011), Kimura *et al.* (2015), 中里・七山 (2016) などにとりまとめられている。

O7 から上位のテフラ層については中里・七山 (2016) で層位と岩石学的記載が網羅的に示されている。大田代層下部とその下位の地層に挟在するテフラ層については里口 (1995) が報告している。また、広域テフラについては Tamura and Yamazaki (2010) や鈴木・村田 (2011) の報告があるほか、最近、田村ほか (2019) は大原層以下の上総層群から 26 層の広域テフラの層位、岩相、岩石学的特徴及び化学組成について報告した。

本報告では、O7 より下位のテフラ鍵層を中心に層位と岩相を記載した (付図 3.4)。勝浦層から黄和田層までの層準で新たに認識されたテフラ鍵層と、既報だが通し番号が与えられていなかったテフラ鍵層について、従来

の上総層群におけるテフラ名の慣例に従って、累層毎に上位からの通し番号を付与した。通し番号は他のテフラとの層位関係が明確であり複数地点で確認できるテフラ鍵層に付した。通し番号による番付は、テフラ層の層位を明確にする上で都合が良いが、今後新たなテフラ鍵層に命名する際の制約になるため、本報告ではなるべく多くのテフラ鍵層に番付し、将来細分することを見越して小数やアルファベット等を初めから与えることはなるべく避けた。ただし、従来の名称との関係から自然数で番付できない場合は小数点第1位までの番付を行なった。また、露頭条件によっては近接する複数のテフラ層をひとまとまりにした方が鍵層の追跡上都合が良い場合や、スコリアと岩片を主体とする類似した特徴を備えたテフラ層が近い層準にあり単層ごとの対比が困難な場合は、複数のテフラ層を1組として番付を行った。

これまでに化学分析の報告がないテフラ層のうちガラス質なものを優先して屈折率と主要元素組成分析を行なった(第3.1表)。屈折率測定とエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX)による主要元素組成分析は株式会社古澤地質に依頼して行なった。屈折率測定には古澤地質製温度変化型測定装置MAIOTを使用し、1試料あたり30点以上を測定した上で、屈折率のレンジを示した。主要元素組成測定に使用した機材は電子顕微鏡(HITACHI SU1510)、EDX(HORIBA EMAXEvolution EX-270)で、加速電圧15 kV、試料電流0.3 nAで、4 μm四方の範囲を約90 nmのビーム径にて50秒間走査させて測定した。

### 3.4 黒滝層 (Kt)

命名 植田(1930)。

模式地 君津市小櫃川支流黒滝沢の黒滝。

分布 本地域内では勝浦市法花西方の沢にわずかに露出する。

層厚 30 m 以上。

岩相層序 凝灰質礫岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥質砂岩及び凝灰質砂質泥岩から成る。本層は三浦層群を不整合で覆い(黒滝不整合)、上総層群最下部の基底礫岩層として扱われている。東方へ向かって勝浦層や浪花層と同時に異相の関係となる。

化石 富津地域と大多喜地域の黒滝層からは貝類、石灰藻、腕足類、棘皮動物などの化石が産出することが知られている(小池・西川, 1955; 植田, 1969; 大原・高橋, 1975など)。小池・西川(1955)は東京大学千葉演習林内の黒滝層から *Glycymeris*, *Chlamys*, *Lima* などの貝化石を報告した。大原・高橋(1975)は君津市三石山と富津市関の黒滝層の貝化石産地から *Glycymeris*, *Acesta*, *Patinopecten*, *Limopsis* などの二枚貝類や、*Mikadotrochus*, *Turbo* などの巻貝類の産出を報告し、岩礁性や浅海性の種が卓越することと、黒潮系と親潮系の特徴種が混在することを示した。大多喜地域内の養老川や笹川支流に露出する黒滝層からはシロウリガイ類 *Calypptogena* sp. の報告がある(浅賀ほか, 1991; 平田ほか, 1991; 森田ほか, 2001)。

微化石の産出は稀であるが、小池・西川(1955)では

第3.1表 火山ガラスの主要元素組成値と屈折率。主要元素組成の分析は15点、屈折率は30点以上。

テフラ名 ルート番号	地点参照	ガラス屈折率 (n)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	合計
		上段:100%重量換算, 下段:標準偏差, FeO*については全鉄をFeOとして計算										
		合計(Raw)										
O22	太東崎	1.502-1.504	77.65	0.11	13.20	0.99	0.11	0.31	1.72	3.73	2.18	100
	311 付図1.2, 付図3.21		0.27	0.06	0.13	0.11	0.06	0.04	0.08	0.08	0.09	93.66
O24	いすみ市国府台, 夷隅川	1.501-1.503	78.53	0.26	11.80	1.27	0.06	0.23	1.38	3.39	3.08	100
	334 付図1.4		0.29	0.07	0.18	0.08	0.07	0.04	0.11	0.11	0.16	91.41
O30	いすみ市大野, 大野川	1.500-1.501	74.86	0.33	13.77	1.50	0.06	0.41	1.85	3.72	3.50	100
	485 付図2.7		0.44	0.06	0.11	0.17	0.03	0.11	0.15	0.08	0.14	91.65
O31	いすみ市岬町中滝	1.499-1.502	77.99	0.13	12.39	1.06	0.07	0.11	1.13	3.43	3.70	100
	538 付図1.2		0.66	0.09	0.25	0.17	0.06	0.08	0.23	0.28	0.44	92.88
Kd6	大多喜町久我原, 夷隅川	1.508-1.510	72.77	0.33	14.65	1.52	0.07	0.37	1.62	3.66	5.00	100
	203 付図2.6		0.15	0.07	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04	0.11	0.07	92.85
Kd7	大多喜町久我原, 夷隅川	1.509-1.512	76.31	0.23	13.72	1.60	0.13	0.54	2.78	3.99	0.70	100
	203 付図2.6		0.42	0.05	0.25	0.11	0.06	0.05	0.12	0.07	0.05	90.72
Kd22	いすみ市日在, 新堰	1.500-1.559	71.54	0.56	12.84	5.53	0.19	1.01	4.53	3.31	0.48	100
	554 付図1.2, 付図3.13		1.93	0.09	0.37	0.77	0.07	0.28	0.66	0.16	0.06	92.98
Kd28-2	いすみ市山田, 東第1ダム	1.526-1.532	72.59	0.60	12.38	5.46	0.14	0.69	3.96	3.43	0.75	100
	591 付図1.4		0.25	0.07	0.09	0.14	0.07	0.05	0.13	0.08	0.04	91.64
Kd32	勝浦市市野郷, 馬堀川	1.507-1.509	75.65	0.27	13.90	1.44	0.17	0.47	2.25	4.02	1.83	100
	161 付図2.4		0.27	0.05	0.07	0.12	0.05	0.04	0.10	0.10	0.11	91.56
Kd41	勝浦市市野郷, 馬堀川	1.511-1.514	75.80	0.37	12.97	2.57	0.15	0.53	2.93	3.95	0.72	100
	587 付図2.4		0.28	0.07	0.13	0.10	0.06	0.05	0.08	0.14	0.04	89.85
Kd48	勝浦市向小羽戸	1.504-1.505	77.42	0.28	12.41	1.32	0.10	0.30	1.84	3.20	3.13	100
	145 付図1.3		0.30	0.07	0.19	0.09	0.07	0.05	0.07	0.17	0.18	90.97
Oh11	勝浦市松野, 夷隅川	1.501-1.502	77.99	0.14	12.42	0.97	0.08	0.19	1.31	3.20	3.70	100
	99 付図2.3		0.17	0.05	0.08	0.09	0.08	0.04	0.06	0.10	0.17	90.78
Oh16A=Ooi2	勝浦市法花	1.510-1.513	73.81	0.27	14.13	2.33	0.10	0.35	2.22	3.64	3.15	100
	606 付図2.1A		0.39	0.05	0.14	0.13	0.09	0.06	0.15	0.11	0.14	92.54
Oh18=KB	いすみ市大原, 海岸	1.502-1.504	76.86	0.20	13.00	1.25	0.08	0.22	1.39	3.46	3.53	100
	300 付図2.10		0.21	0.06	0.11	0.11	0.06	0.03	0.05	0.13	0.22	93.07

*Globigerina* などの有孔虫化石が産出すると述べられている。本地域内では露出範囲が狭いこともあり化石は未発見である。

**堆積環境と堆積過程** 大原・高橋(1975)は君津市三石山と富津市関の黒滝層について、貝化石群集とその産状及び保存状態から浅海に堆積した地層と解釈している。川辺ほか(1980)や伊藤ほか(1992)は、勝浦市鵜原海岸の黒滝層をチャンネル充填堆積物と解釈した。また伊藤ほか(1992)はそれ以外の地域の黒滝層がハンモック状斜交層理を持つ凝灰質砂岩層やスランプ構造の発達した泥質砂岩層が見られることなどから、陸棚から陸棚外縁あるいは上部斜面にかけての堆積環境で形成されたと解釈し、それらが上方細粒化サイクルを示すことなどから、海進期に形成されたものと考えた。

### 3. 5 勝浦層 (Krl, Kr, Krm, Krs)

**命名** 澤田(1939)。

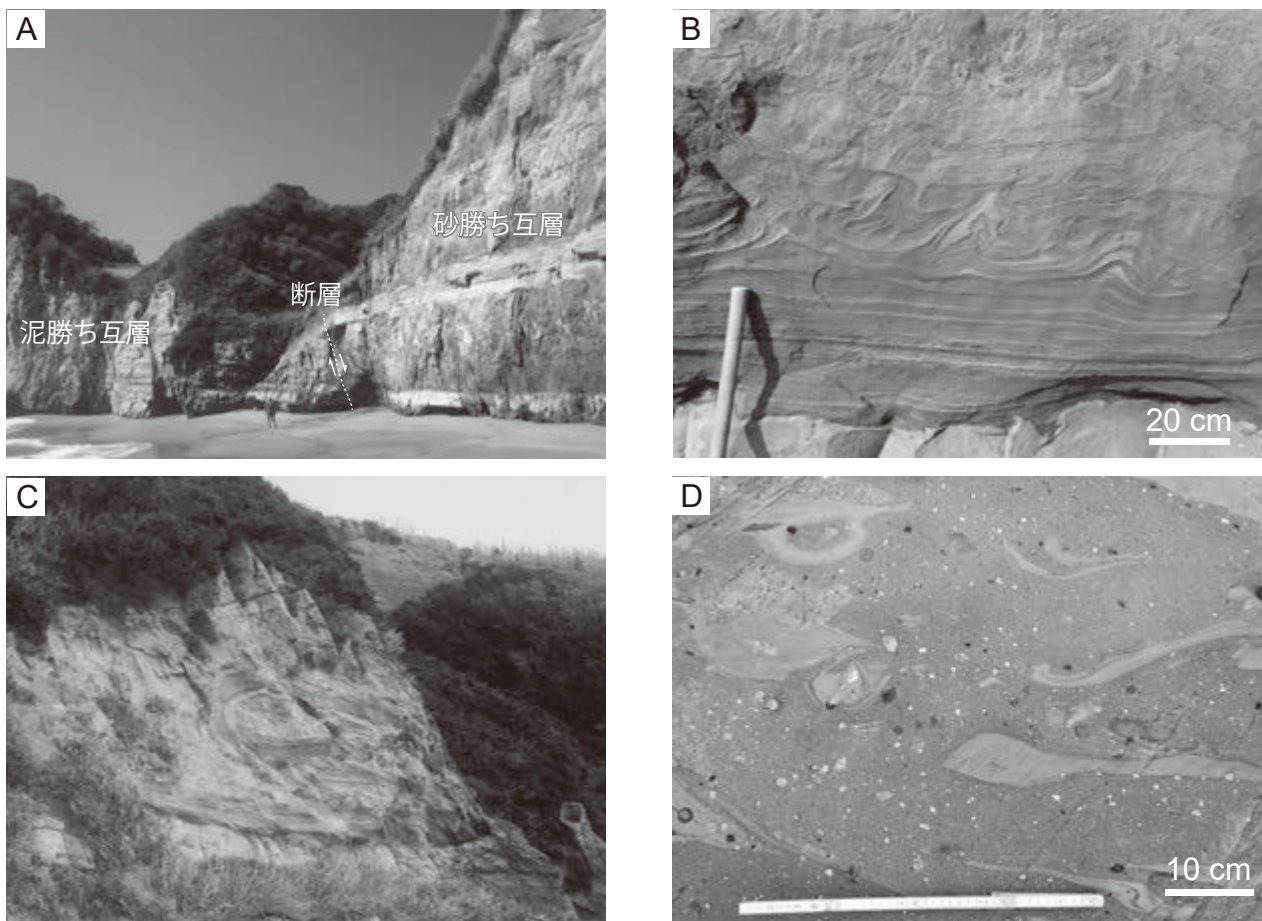
**模式地** 勝浦市浜勝浦の八幡岬から御宿町の海岸沿い。

**定義** 房総半島東部の上総層群最下部を構成し、砂岩泥岩互層を主体とする一連の地層。黒滝層と同時異相をなし、浪花層に整合に覆われる。澤田(1939)の地質図は三土知芳による油田・ガス田図「勝浦」の一部(未公表)を転写したもので、勝浦半島内の砂岩泥岩互層が勝浦層として定義された。本報告における勝浦層は小池(1949)の勝浦互層と新妻(1976)の勝浦層、及び三梨・須田(1980)の勝浦層にほぼ一致する。

**分布** 本層の大部分は南に隣接する勝浦地域に分布し、上総大原地域では南東部の海岸沿いに分布する。

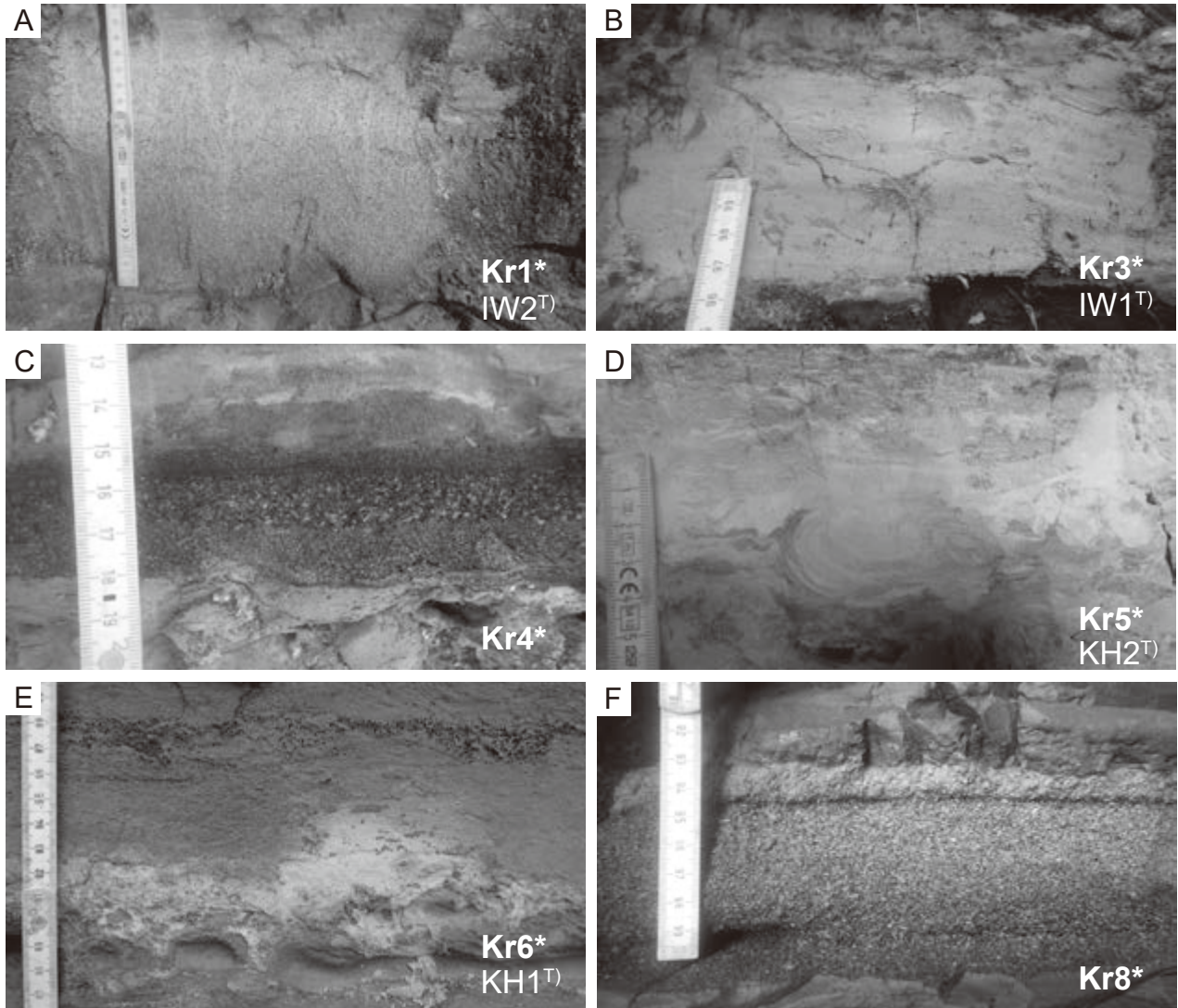
**層厚** 少なくとも 460 m。勝浦市部原から御宿町岩和田には最上部約 120 m が分布する。

**岩相層序** 本層は下位から砂勝ち砂岩泥岩互層(勝浦地域内)、泥勝ち砂岩泥岩互層(勝浦地域内)、砂岩泥岩互層(Kr)、泥勝ち砂岩泥岩互層(Krm)、そして砂勝ち砂岩泥岩互層(Krs)が重なり(第3.4図A, B)、それらの間には5万分の1地質図上に図示可能な海底地すべり堆積



第3.4図 勝浦層の露頭写真。

A：泥勝ち砂岩泥岩互層と砂勝ち砂岩泥岩互層が断層で接する(付図2.8, 田尻海岸のB地点付近)。スケールは画面中央の人物。B：タービダイト砂岩に発達したコンポリュート葉理(付図2.8, 田尻海岸)。C：海底地すべり堆積物(勝浦市部原海岸)。画面横幅がおおよそ10 m。D：Cの海底地すべり堆積物内部の拡大写真。泥質砂や細粒砂からなる基質に、未固結変形した泥岩礫と、チャートや火山岩などの円礫が含まれる。



第3.5図 勝浦層の代表的なテフラ鍵層。\*は新称を示す。Kr番号の下に田村ほか(2019)による名称も併記し、Tの肩文字を付した。  
 A: Kr1 (御宿町岩和田, 造成露頭)。B: Kr3 (御宿町岩和田, ルート270)。C: Kr4 (御宿町岩和田, ルート268)。D: Kr5 (御宿町岩和田, ルート269)。E: Kr6 (御宿町岩和田, ルート269)。F: Kr8 (御宿町岩和田, ルート269)。ルート位置は付図1.1と付図2.8を参照。

物 (Kr1) が複数層準に挟在する(小池, 1955; Utsunomiya and Yamamoto, in press, 第3.4図C, D)。この海底地すべり堆積物は細礫～中礫サイズの亜円礫～円礫を含む細粒砂岩もしくは泥質砂岩を基質とし、変形した不定形の泥岩ブロックを含むことが特徴である。陸上における本層最下部は勝浦市浜勝浦の八幡岬に露出し(勝浦地域内)、それより下位は海中に没する。本報告では、テフラ鍵層 Kr1 の直上に挟在する浪花層の海底地すべり堆積物 (Nml) の基底を勝浦層上限とした。Kr1 と海底地すべり堆積物 (Nml) は側方によく連続し、上総大原地域では御宿町釣師海岸から勝浦市部原までの海岸沿いに、隣接する勝浦地域では勝浦市松部、勝浦市荒川にかけて分布する。本層は黒滝層と同時に異相の関係にある。川辺ほか(1981)は勝浦地域内でテフラ鍵層 KR を追跡し、勝浦層が西方ほど粗粒な岩相となり黒滝層に移化するこ

とを示した。

テフラ 新妻(1976)によって下位から SW, KR 及び KH が報告されている。このうち KH は広域テフラ Oby-Bnd1 に対比された (Tamura and Yamazaki, 2010)。田村ほか(2019)は Tamura and Yamazaki (2010) で報告された広域テフラの層準や名称を一部修正した上で、新たに細粒ガラス質テフラの層位、岩相、岩石学的特徴及び化学組成化学分析値を示した。この中で KH1 は Obr-Bnd1 テフラ群のいずれかに対比される広域テフラである (田村ほか, 2019)。本報告では御宿町の海岸ルートで勝浦層上部のほぼ連続的な層序を構築し、テフラ鍵層を記載して Kr の記号を用いて上位から順に Kr1 から Kr8 までの番号付けを行った。田村ほか(2019)で KH1, KH2, IW1, IW2 とされたテフラ層はそれぞれ本報告の Kr6, Kr5, Kr3, Kr1 に相当する (第3.5図, 付図4.1)。このうち、



Kr1 (IW2) は重鉱物としてカミングトン閃石が大半を占めるのが特徴で(田村ほか, 2019), いすみ市長浜海岸(付図 2. 8), 御宿町岩和田, 部原北方, 勝浦市松部, 勝浦市荒川にかけて広く追跡可能である。地質図では Kr8, Kr4, Kr1 について露頭位置と露頭線を示した。

化石 勝浦層からは化石の産出が稀である。三土知芳が勝浦層から採取したとされるシロウリガイ類の報告があるが, 産地は不明である(Oinomikado and Kanehara, 1938)。Oda (1977) による浮遊性有孔虫化石群集の報告がある。生痕化石としては伊藤ほか(1992)によって勝浦層~大原層の泥岩から *Chondrites* や *Zoophycos* などが報告されている。本報告の調査ではこれらに加えて *Phycosiphon*, *Planolites*, *Scolicia* などの生痕化石が認められた(同定は千葉大学の泉 賢太郎博士)。

古地磁気 新妻(1976)によれば, 勝浦層の古地磁気は逆磁極方向のみが認められている。

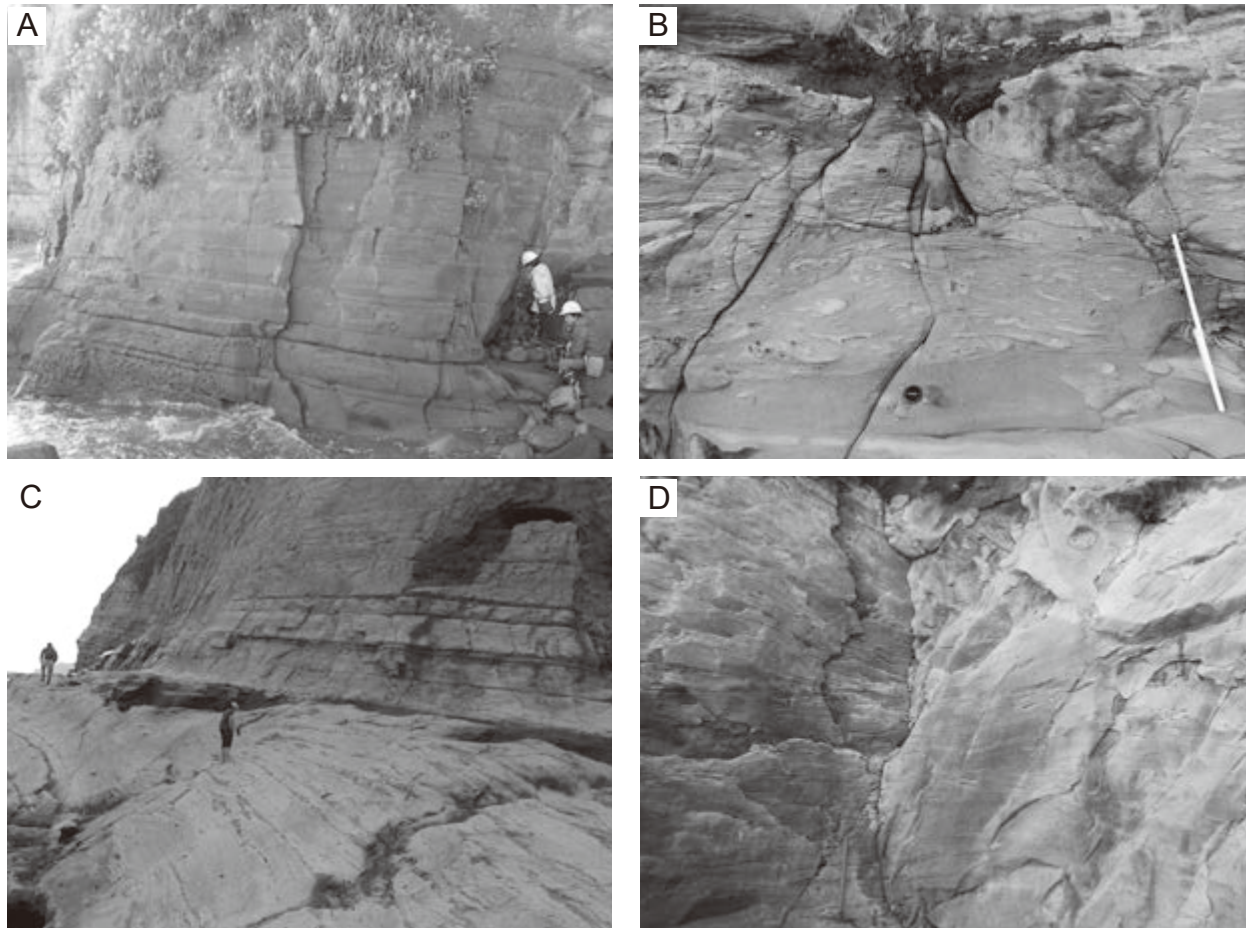
堆積環境と堆積過程 勝浦層からは古水深指標となる化石の産出がほとんどない。Katsura (1984) と Ito and Katsura (1992) は堆積相解析によって勝浦層の堆積環境を深海平坦面, 海底扇状地下部及び斜面基部と推定している。Ito (1998a) は御宿町小浦海岸の露頭で泥勝ち砂岩泥岩互層と砂勝ち砂岩泥岩互層をそれぞれ高海水準期及び低海水準期堆積体として認定している。また徳橋(1992)により勝浦層のタービダイトの古流向解析がなされており, 混濁流が全般的に南南東へ向かって流れて堆積したと推定されている。

### 3. 6 浪花層 (Nml, Nm, Nms)

命名 小池(1949)。

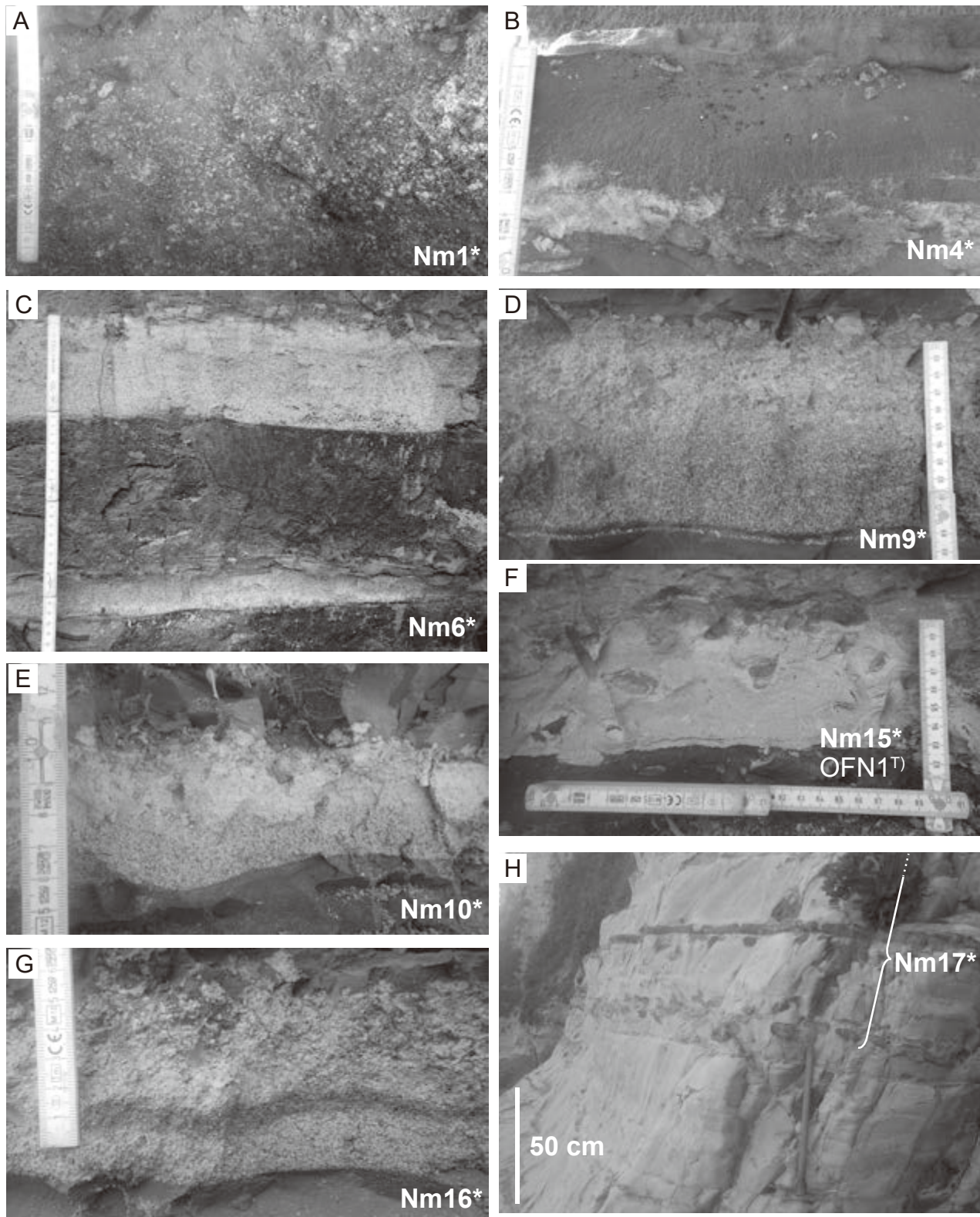
模式地 いすみ市大原の海岸沿い。

分布 本地域南東部のいすみ市大原南東部と御宿町中南



第 3. 6 図 浪花層の露頭写真。

A : 浪花層の泥岩層(付図 2. 10, 矢差戸北方)。B : 泥質砂や細粒砂からなる基質に, 未固結変形した泥岩礫が含まれる重力流堆積物(山本由弦博士撮影)。上面は不規則でタービダイト砂岩(写真上部の黒色部)に覆われる(付図 2. 10, 中道海岸)。C : 浪花層最下部の海底地すべり堆積物(山本由弦博士撮影)。シルトと細粒砂が繰り返す葉理状構造(2名の人物が立つ写真下部の岩体)がタービダイト砂岩(写真中部の黒色部)に覆われ, 上位の泥勝ち砂岩泥岩互層(写真上部)と斜交している。いすみ市岩船の三十根付近の海岸(付図 2. 9)。D : C の海底地すべり堆積物の内部。シルトと細粒砂が繰り返す葉理状構造が緩やかに褶曲している(付図 2. 9, 釣師海岸南西部)。ツルハシの長さは 60 cm。



第 3. 7 図 浪花層の代表的なテフラ鍵層。\*は新称を示す。Tの肩文字は田村ほか(2019)による別名。  
 A: Nm1(いすみ市大原, ルート 300)。B: Nm4(いすみ市大原, ルート 300)。C: Nm6(いすみ市矢差戸)。  
 D: Nm9(いすみ市矢差戸, ルート 294)。E: Nm10(いすみ市矢差戸, ルート 294)。F: Nm15(いすみ市大原, ルート 294)。  
 G: Nm16(いすみ市岩船, ルート 294)。H: Nm17(いすみ市岩船, 三十根, ルート 286)。ルート位置は付図 1. 1, 付図 2. 9 及び 2. 10 を参照。

部、及び勝浦市平田周辺にかけて分布する。

層厚 模式地では約 210 m。

岩相層序 主に泥岩及び泥勝ち砂岩泥岩互層(Nm)から成る(第 3. 6 図 A)。本層基底を構成する海底地すべり堆積物(Nml: 第 3. 6 図 C, D)はいすみ市大原の三十根海岸を最東端とし、御宿町岩和田のメキシコ記念公園へ向かう道の途中、勝浦市松部山田、そして勝浦市荒川の落合橋付近までの約 15 km 以上にわたって側方へ連続する(小池, 1955; Utsunomiya and Yamamoto, in press)。その上位には泥岩及び泥勝ち砂岩泥岩互層(Nm)、砂岩泥岩互層(Nms)、泥岩及び泥勝ち砂岩泥岩互層(Nm)の順で重なる。本層上限は大原層最下部の砂勝ち互層基底で定義する。石和田ほか(1962)は岩相層序とテフラ鍵層の層位を模式柱状図で示しており、本報告の地層区分とはほぼ一致する。

テフラ 石和田ほか(1962)は Na1 から Na14 までのテフラ鍵層を認定しており、Na1 と Na14 はそれぞれ浪花層の上限と下限に挟在するが、それらの岩相と正確な層位は不明である。千葉県教育委員会(1989)が Na14 として報告したテフラ鍵層は、本報告の Kr1 に相当する。それ以外に新妻(1976)によって下位から SR と TO がテフラ鍵層として報告されている。両鍵層が本研究におけるどのテフラ鍵層に対応するのかは定かでない。本報告では御宿町からいすみ市大原にかけての海岸ルートで浪花層のほぼ連続的な層序を構築し、Nm の記号を用いてテフラ鍵層に上位から順に Nm1 から Nm20 までの番号付けを行った(第 3. 7 図, 付図 4)。Nm15, Nm14, 及び Nm12 はそれぞれ大舟谷(OFN) 1, 2, 3 テフラとして

田村ほか(2019)で記載岩石学的特徴と化学組成が示されている。また田村ほか(2019)では海底地すべり堆積物(Nml)の内部から広域テフラである OMI-OK III テフラ(Tamura and Yamazaki, 2010)と対比されるテフラを松部山田(MY)テフラとして報告しており、海底地すべりによる変形を被っているものの、他のテフラとの上下関係は矛盾しないとしている。地質図では下位から Nm16, Nm12, Nm9, Nm6, 及び Nm1 の露頭位置と露頭線を示した。

化石 氏原(1986)は浮遊性貝類である *Clio pyramidata*, *Cavolinia tridentata*, *Diacria trispinosa* などの産出を報告した。馬場(1990)は浪花層の貝化石群集を *Nuculana sagamiensis* 群集としてまとめ、上総層群では最も深い環境を示す深海性群集としている。

尾田(1975)と Oda(1977)によって浮遊性有孔虫化石層序が検討されており、*Globorotalia tosaensis* が産出する。また浪花層中部に *Pulleniatina* 属の巻き方向が右巻きから左巻きへ変化する生層準が認定されている。

生痕化石は伊藤ほか(1992)によって、勝浦層~大原層の泥岩から *Chondrites* や *Zoophycos* などが報告されている。本報告の調査ではこれらに加えて *Palaeophycus*, *Phycosiphon* が認められた(同定は千葉大学の泉 賢太郎博士)。

古地磁気 浪花層の古地磁気は、全体として逆磁極性が卓越しており、一部の層準で正磁極性が認められている(新妻, 1976)。この逆磁極性は、大原層中にオールドバイ正磁極帯の下限が認定されていることと微化石及びテフラ層序をふまえると、松山逆磁極帯下部と考えられる。



第 3. 8 図 浪花層と上位の大原層の境界露頭。

いすみ市大原、防波堤から南方を望む(ルートマップは付図 2. 10 右図, 柱状図は付図 3. 5 を参照)。Nm1 の上位約 4 m の砂岩層基底を大原層基底とする。

**堆積環境と堆積過程** Katsura (1984)とIto and Katsura (1992)は堆積相解析によって深海平坦面、海底扇状地下部及び斜面基部と推定している。また馬場(1990)は上述したように浪花層の貝化石を上総層群では最も深い環境を示す深海性群集としている。

### 3. 7 大原層 (Oh, Ohm, Ohl)

**命名** 三土(1937)。

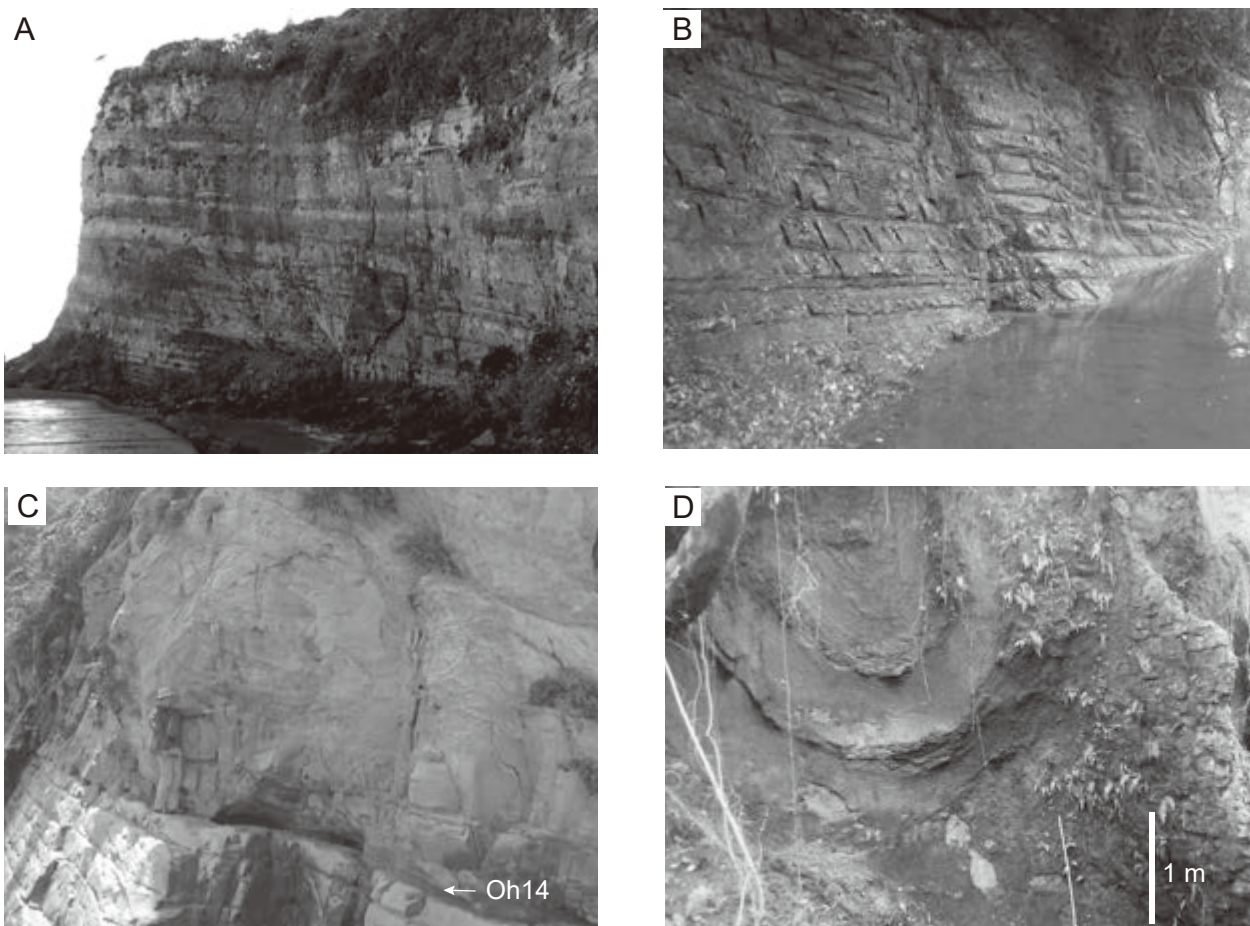
**模式地** いすみ市大原の海岸沿い。三土(1937)の7万5千分の1地質図では南東部の図郭境界(大原駅北西方)に大原層上部がわずかに分布するのみである。本報告では下位の浪花層との境界(第3.8図)と、大原層の主要な構成要素である砂勝ち砂岩泥岩互層と泥勝ち砂岩泥岩互層、及び海底地すべり堆積物がよく露出する上記の海岸沿いを模式地とする(第3.9図A, C, 付図2.10)。なお、勝浦市松野の夷隅川沿いにも Oh5-7(HS: 新妻,

1976)や Oh16(Ooi 1, 2: 田村ほか, 2019)などのテフラ鍵層を含む連続露頭を観察することができる(第3.9図B, 付図2.1-2.3)。

**分布** いすみ市大原の海岸沿いから南西へ、御宿町<sup>かみ</sup>上布施、勝浦市<sup>しゅくど</sup>宿戸、勝浦市<sup>はが</sup>芳賀、及び勝浦市<sup>こぼと</sup>小羽戸周辺にかけて分布する。

**層厚** 約 250 m。

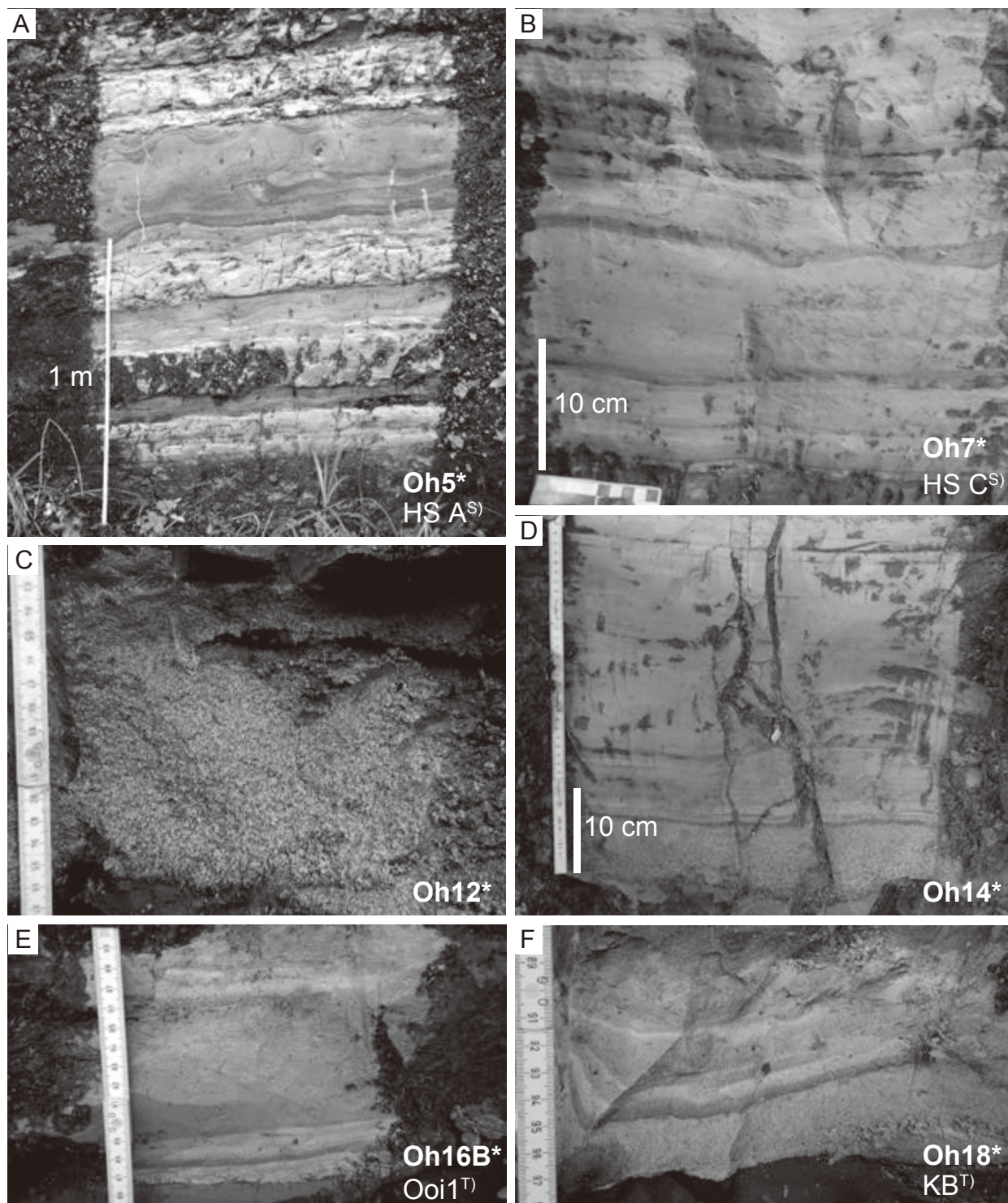
**岩相層序** 主に砂勝ち砂岩泥岩互層(Oh)と泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩層(Ohm)によって構成され、本層下部に厚い海底地すべり堆積物(Ohl)が挟在する(第3.9図)。大原層の分布を最初に示した三土(1937)の7万5千分の1地質図では、大原層は南東部の図郭境界(大原駅北西方)にわずかに分布しており、その下限の定義は不明である。本報告では最も下位の砂勝ち砂岩泥岩互層の基底を大原層下限として定義する。その層準はいすみ市大原の海岸沿いにおいて浪花層Nm1の上位約4mの砂岩層基底である(付図3.5)。これは三梨・須田(1980)



第3.9図 大原層の露頭写真。

A: 大原層最下部の砂勝ち砂岩泥岩互層。いすみ市大原の海岸露頭(付図2.10右図)。

崖の高さは約25m。B: 泥勝ち砂岩泥岩互層。勝浦市松野東方の夷隅川沿い(付図2.3, ルート107)。崖の高さは約5m。C: 大原層下部、海底地すべり堆積物基底とその下位の Oh14 を含む泥勝ち砂岩泥岩互層(付図2.10, ルート301)。D: 大原層下部の海底地すべり堆積物である褶曲した砂勝ち砂岩泥岩互層のブロック。JR 浪花駅北西500mの川沿い。



第3.10図 大原層の代表的なテフラ鍵層。\*は新称を示す。  
 里口(1995)と田村ほか(2019)による名称も併記し、それぞれSとTの肩文字を付した。A: Oh5(勝浦市松野, ルート97)。B: Oh7(勝浦市小羽戸)。C: Oh12(いすみ市上布施, ルート446)。D: Oh14(勝浦市法花, ルート606)。E: Oh16B(勝浦市小羽戸, ルート24)。F: Oh18(勝浦市小羽戸, 大正寺橋南東方)。ルート位置は付図1.3, 付図2.1A, B及び付図2.3を参照。

の20万分の1地質図「大多喜」と大きく矛盾しない。本層上限は最上位の砂泥互層の上限で定義され、本地域内ではほぼ一定の層準(テフラ鍵層 Oh1 付近)にある(付図 3. 9)。

テフラ 新妻(1976)により HS と TA が鍵層として報告された。このうち HS を構成するテフラ層のうち3枚のテフラ層が里口(1995)により上位から HS A, HS B 及び HS C として再定義された。HS A は藤岡・亀尾(2004)によって主要元素組成が示されている。HS C は仙岩地熱地域の玉川溶結凝灰岩 R4 あるいは倉沢山溶結凝灰岩、中津層群塩田層の Ysg5 テフラ(下釜・鈴木, 2006)や広域テフラである玉川 R4 テフラと対比されており(鈴木・中山, 2007), その噴出源は先秋田焼山カルデラと推定されている(鈴木・中山, 2007)。また最近, 田村ほか(2019)により大原層から広域テフラを含む細粒ガラス質火山灰層の記載岩石学的特徴と化学組成が示されており, それらは下位から KB, Ooi1, Ooi2, HS C, HS A, Oh3-1, 2 である(第 3. 10 図)。KB とされたテフラは大隅石を含む特徴的なテフラで, 中央日本の東海層群の坂東 2 テフラ, 古琵琶湖層群の原テフラ), 大桑層の大桑 O1 テフラと対比される。HS A の上位に挟在する Oh3 (千葉県教育委員会, 1989)については Oh3-2 と Oh3-1 の二枚組テフラとして再定義されている。本報告ではいすみ市大原の海岸ルートと勝浦市内の夷隅川で大原層のほぼ連続的な層序を構築し, Oh の記号を用いてテフラ鍵層に上位から順に Oh1 から Oh19 までの番号付けを行った(付図 3, 付図 4)。Oh18, Oh16, Oh7, Oh5 はそれぞれ小羽戸テフラ(KB), 大井テフラ(Ooi1, 2), HS C, HS A に対応する。今回新たな地点で確認された Oh11, Oh16A (Ooi2), Oh18 (KB)については本報告で屈折率と主成分組成を示す(第 3. 1 表)。地質図では Oh16, Oh14, Oh12, Oh10, 及び Oh5 (HS A) の露頭位置と露頭線を示した。

化石 氏原(1986)は浮遊性貝類である *Clio pyramidata*, *Cavolinia tridentata*, *Diacriatrispinosa* などの産出を報告した。馬場(1990)は大原層の貝化石群集を *Nuculana sagamiensis* 群集としてまとめ, 上総層群では最も深い環境を示す深海性群集としている。

石灰質ナノ化石 *Discoaster brouweri* の産出上限が浪花層上部と大原層上部の間に認定されている(佐藤ほか, 1988)。浮遊性有孔虫化石層序では *Grobolotaria truncatulinoides* の産出下限が大原層 HS (本報告の Oh7 ~ Oh5 層準) 付近に認定されている(尾田, 1975; Oda, 1977)。

生痕化石としては伊藤ほか(1992)によって勝浦層~大原層の泥岩から *Chondrites* や *Zoophycos* などの生痕化石が報告されている。本報告の調査ではこれらに加えて *Skolithos* などの生痕化石が認められた(同定は千葉大学の泉 賢太郎博士)。

古地磁気 下部は全体として逆磁極方向が卓越し, テフラ鍵層 HS (本報告の Oh7 ~ Oh5 の層準) を境に上部は松山逆磁極帯中のオールドバイ正磁極帯とされる(新妻, 1976)。

堆積環境と堆積過程 Katsura (1984) と Ito and Katsura (1992) は堆積相解析によって深海平坦面, 海底扇状地下部及び斜面基部と推定している。また馬場(1990)は大原層の貝化石を上総層群では最も深い環境を示す深海性群集としている。

### 3. 8 黄和田層 (Kd, Kdl)

命名 植田(1930)。

模式地 君津市黄和田畑。

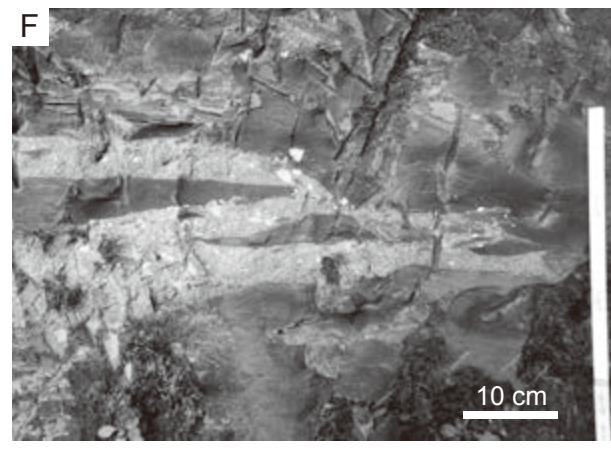
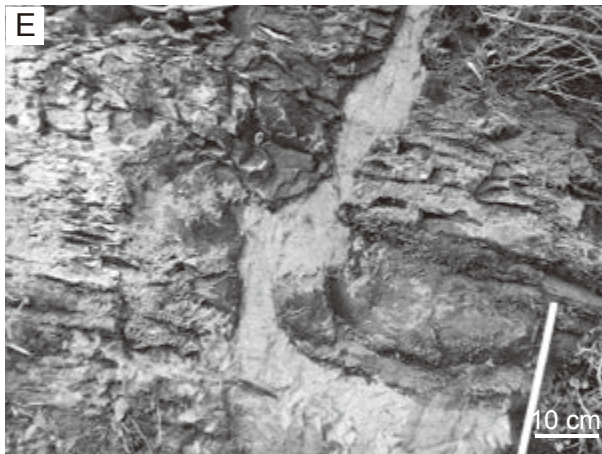
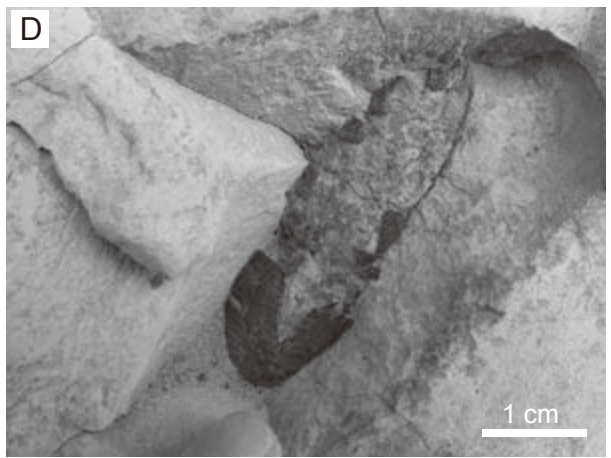
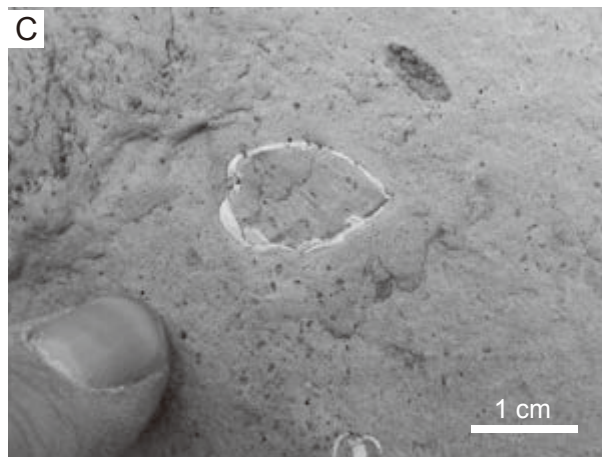
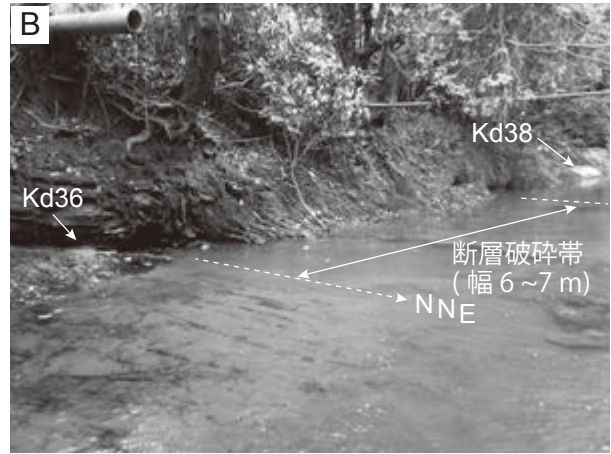
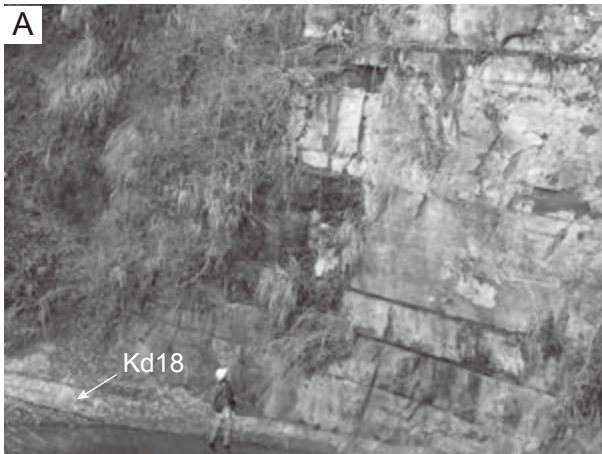
分布 本地域中央部のいすみ市, 勝浦市, 及び大多喜町にかけて広く分布する。

層厚 約 720 m。

岩相層序 植田(1930)による記載では主として凝灰質頁岩より成る地層と記載されている。その後三梨ほか(1959)が君津市黄和田畑おびつの小櫃川河底で見られる厚い泥岩層の上限から上流へ直距離 1,600 m 地点の凝灰質砂岩層との境界までを黄和田泥岩層として定義した。本報告では地域内全域で広く追跡できた O22 層準の 10 数 m 上位に砂勝ち互層が挟在することから, この砂勝ち互層の下限を黄和田層の上限とする。この区分は石和田ほか(1971)と調和的である。本層下限は Oh1 付近の砂泥互層の上限とする。模式地では黄和田層下部とその下位の地層は分布していないか収斂して黒滝層に移化するものと考えられる。

黄和田層は主に泥岩から成り(Kd), 層厚数 10 cm 未満の砂岩層やテフラ層が挟まれる(第 3. 11 図 A, B)。泥岩中には貝化石や材化石が散在的に含まれ(第 3. 11 図 C, D), Kd40 付近などの層準に砂岩脈が認められることがある(第 3. 11 図 E, F)。

黄和田層には海底地すべり堆積物(Kdl)が複数層準に挟在し, それらは層厚 30 m 以上に達することがあり, 水平距離数 10 km にわたって同層準で追跡される。これらのうち5万分の1地質図に表現可能で連続性の良いものは Kd39 と Kd38 の間, Kdl6.5 と Kd9 の間及び Kd8 の上位に見られる。このうち Kd39 と Kd38 の間のものは層厚 10 m 程度(勝浦市市野川)で変形した Kd39 や薄い砂岩層を含む泥岩体から成る。Kdl6.5 と Kd9 の間のものは三梨ほか(1959)で報告されたほか, 三梨ほか(1962)で夷隅川以西の分布が示され, Utsunomiya (2018)によって夷隅川以東の分布が示された。この海底地すべり堆積物は最大層厚 100 m に達し, 大きさ 10 m 以上の褶曲した泥岩ブロックから主に成る。これらの泥岩ブロックは挟在するテフラと石灰質ナノ化石組成から, 少なくとも当時の海底面から Kd32 までの地層が崩壊・移



第 3. 11 図 黄和田層の露頭写真.

A : Kd18 とその上位の泥岩層. いすみ市大野の大野川沿い. B : Kd38 と Kd36 が東落ち正断層で近接する. 勝浦市市野郷の馬堀川沿い (付図 2. 4). C : 泥岩に含まれる合弁の二枚貝化石. 大多喜町川畑の夷隅川沿い. D : 泥岩に含まれる材化石. 大多喜町川畑の夷隅川沿い. E : 砂岩脈. Kd40 の約 10 m 下位. 勝浦市杉戸の夷隅川沿い. F : 軽石質砂岩が泥岩中に層理面に平行に貫入する. Kd20 の約 10 m 下位.



第3. 12図 太東崎海岸に露出する黄和田層 Kd6 より上位の海底地すべり堆積物。白三角形はすべり面の位置を示す。

動し、海底面上に定置したものと推定された (Utsunomiya, 2018)。Kd8 の上位に見られる海底地すべり堆積物は太東崎たいとうざきによく露出し (第3. 12図, 裏表紙写真), 層厚約 40 m でスラスト-ランプ構造によって規則的に繰り返す泥岩ブロックから主に成り, 粗粒火山灰層と直下の泥岩層の境界付近がすべり面となっている。この海底地すべり堆積物は山内 (1969) によって報告され, 三梨ほか (1979) の説明書に写真付きで解説がある。その後 Fukuda *et al.* (2015) によって全体の変形構造とすべり面の様子が記載され, その形態と堆積相から現世海底扇状地の形態などに基づき地すべり移動体の体積が推定された。またこれの西方延長と考えられる海底地すべり堆積物が夷隅川に露出する (Utsunomiya *et al.*, 2018)。

テフラ 房総半島東部の黄和田層に挟在するテフラ鍵層は 1960 年代まで Kw の頭文字に続けて上位から順に番号が付された (品田, 1952; 石和田ほか, 1962; 樋口, 1964)。三梨ほか (1959) によって Kd を頭文字とする番号付けが示され, 現在一般に用いられている。これら両方の名称と本報告で用いているテフラ名の対照表を第3. 2表に示す。黄和田層のテフラは下位から Kd48 から Kd1 までの名称が与えられている (三梨ほか, 1959; 三梨ほか, 1962; 石和田ほか, 1971)。千葉県立中央博物館 (1991) はそれらのうち露頭位置を写真とスケッチ及び柱状図で示した。里口 (1995) は Kd8A, B, Kd23A, B

を定義するとともに, 黄和田層のテフラの火山ガラスの屈折率と鉱物組成を報告した。

黄和田層の広域テフラは下位から Kd44, Kd39, Kd38, Kd25, Kd24, Kd18, Kd16 及び Kd8B が知られている。Kd44 は鈴木・中山 (2007) によって古琵琶湖層群の中火山灰及び新潟地域の Sig テフラと対比され, Kd44 - 中テフラ (Kd44-Nk) と称された。鈴木・中山 (2007) は, Kd44 が HS C と類似していることから, その噴出源を秋田・岩手県境付近の仙岩地熱地域と推定した。Kd39 は長橋ほか (2000) により飛騨高山地域の丹生川火砕流堆積物に対比され, また噴出源は穂高岳付近と推定され, 広域名称は穂高-Kd39 テフラ (Ho-Kd39) とされている。このほかに Kd39 に対比されているテフラとして静岡地域掛川層群の川久保火山灰 (長橋ほか, 2000), 富山県氷見地域の矢崎火山灰 (大久保・荒井, 2002), 銚子地域の Ob1 テフラ (藤岡・亀尾, 2004) などがある。Kd38 は元々複数のテフラ組み合わせとして定義されたが, ここでは三梨・山内 (1987) の Kd38e を Kd38 と再定義した里口ほか (2000) に従う。Kd38 は吉川ほか (1996) により大阪層群の福田火山灰, 新潟の辻又川火山灰などと対比された。その後, 岐阜高山地域の茶屋野凝灰岩層 I・II 及びその上位の恵比須峠火砕堆積物に対比され, 広域名称として恵比須峠-福田テフラ (Eb-Fukuda) と呼称された (長橋ほか, 2000)。Kd25 は,



第3.2表 黄和田層のテフラ層序と鍵層名の対照表. 品田 (1958: 未公表資料), 三梨ほか (1959) 及び石和田ほか (1971) に基づき作成. \*は新称を表す.

Kw	Kd/O	本報告	Kw	Kd	本報告
Kw1	O21	-	-	-	Kd18.8*
Kw2	O22	O22	Kw21	Kd19	Kd19
Kw3	O23	-	Kw22	Kd20	Kd20
Kw4	O24	O24	Kw23	Kd21	Kd21
Kw5	O25	O25	-	Kd22	Kd22
Kw6	O26	O26	Kw25	Kd23	Kd23
-	O27	O27	Kw26	Kd24	Kd24
Kw7	Kd1	-	Kw27	Kd25	Kd25
Kw8	Kd2	-	-	Kd26	-
Kw9	Kd3	-	-	-	Kd28*
Kw10	Kd4	-	-	-	Kd29*
Kw11	Kd5	-	-	-	Kd30*
Kw12	Kd6	Kd6	-	-	Kd31
Kw13	Kd7	Kd7	-	-	Kd32
Kw14	Kd8	Kd8	-	-	Kd36*
Kw15	Kd9	Kd9	Kw29	Kd38	Kd38
Kw16	Kd10, 16	Kd16	-	Kd39	Kd39
Kw17	Kd11	Kd16.2*	Kw30	Kd40	Kd40
Kw18	Kd12	Kd16.5*	Kw31	-	-
-	Kd17	Kd17	Kw32	Kd44	Kd44
Kw19	Kd13, 18	Kd18	-	Kd48	Kd48
Kw20	-	Kd18.5*	-	-	-

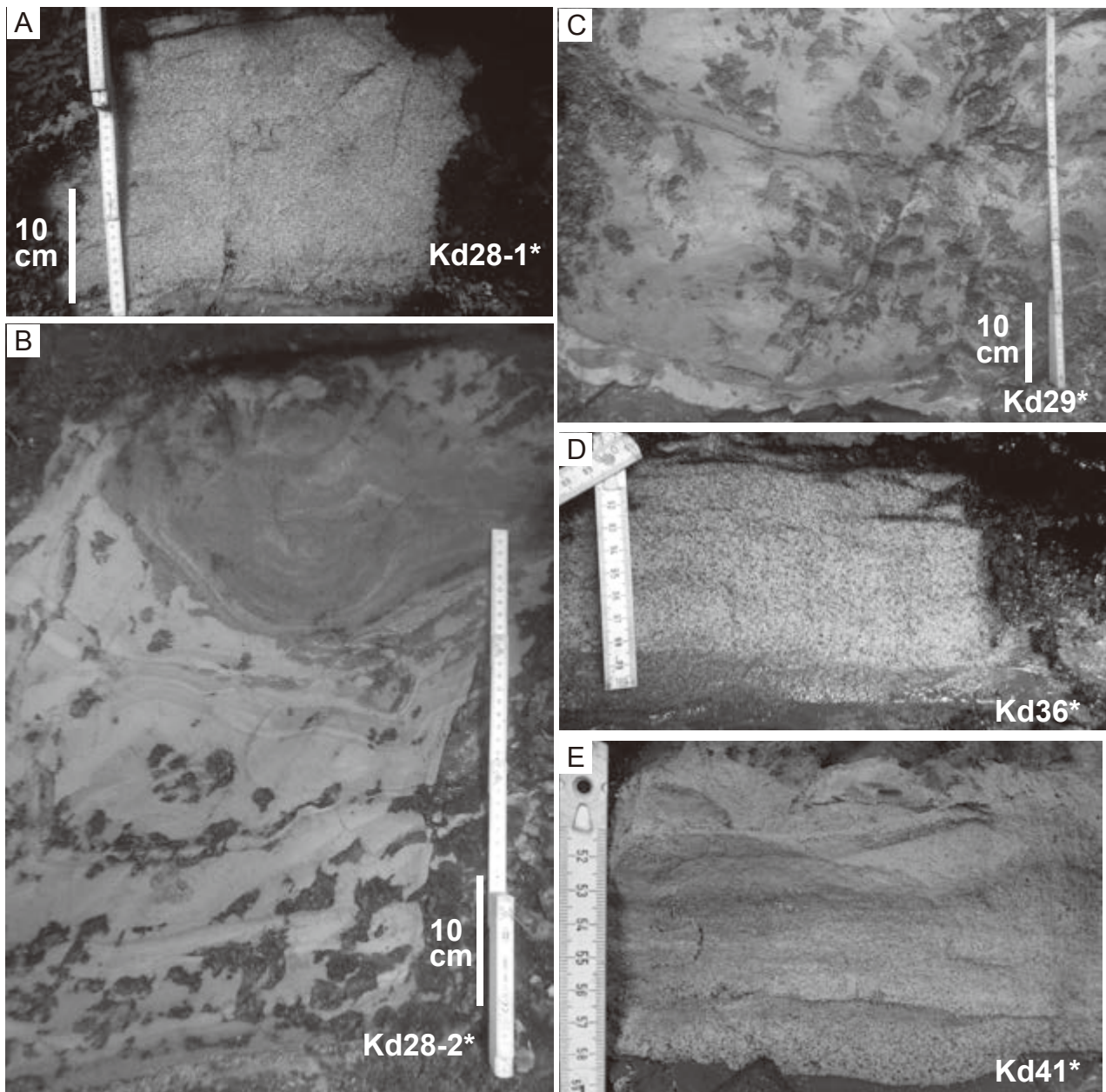
里口ほか(1996)により静岡の掛川層群の上土方I火山灰に対比された。ほかに対比されたテフラとしては新潟のSK110(坂井・黒川, 2002), 秋田男鹿地域のKm3(長橋ほか, 2002), 金沢の大桑層のO3(田村・山崎, 2004)などがある。長野の大峰溶結凝灰岩層などに対比され, 広域名称は大峰-SK110テフラ(Om-SK110)と呼称されている(長橋ほか, 2000)。Kd24は坂井・黒川(2002)により新潟地域のSK100テフラに対比されたのをはじめ, 横浜地域のSg1(藤岡ほか, 2003), 銚子地域のOb4c(藤岡・亀尾, 2004), 秋田県男鹿地域のKm2(黒川ほか, 2004)に対比されている。長橋ほか(2000)は, 飛騨地域の白沢天狗流紋岩に対比される可能性が高いとし, Satoguchi and Nagahashi (2012)は, 広域名称として白沢天狗-SK100テフラ(Srt-SK100)と呼称した。Kd18は, 黒川ほか(2002)により新潟地域のTR60, Tugmテフラなどに対比された。坂井・黒川(2005)はこれらのテフラを会津盆地の芦野火砕流堆積物に対比したが, 村田・鈴木(2011)は, この芦野火砕流とされているものは模式地の芦野火砕流とは異なるもので, 赤井火砕流堆積物を定義し, これに対比されるとした。Suzuki et al. (2017)は, 広域名称として白河赤井-Kd18テフラ(Sr-Aki-Kd18)と呼称した。Kd8Bは黒川ほか(1999, 2002)により新潟地域のJjj, Omigテフラと対比された。村田・鈴木(2011)は千葉県銚子地域の犬吠層

群に挟まるテフラとともに, 福島県の白河地域・会津盆地に分布する芦野火砕流堆積物に対比した。Suzuki et al. (2017)は広域名称として白河芦野-Kd8テフラ(Sr-Asn-Kd8)と呼称した。

黄和田層に挟まる既知の広域テフラの上下関係に問題があることが指摘されていた。鈴木・村田(2011)は黄和田層中部～上部の主要テフラの層序を再検討するとともに, それらの記載岩石学的特徴と火山ガラスの化学組成を報告した。彼らが白河隈戸テフラに対比したテフラは三梨ほか(1959)でKd21とされたテフラとされる。また, 彼らが多摩丘陵で新たに定義した根方-百合ヶ丘テフラと千葉県立中央博物館(1991)がKd21としたテフラを対比して, このテフラが三梨ほか(1959)でKd21とされたテフラの上位であると指摘した。また鈴木・村田(2011)と水野・納谷(2011)は千葉県立中央博物館(1991)のKd13及びKd10がKd18及びKd16とそれぞれ同じテフラであることを示し, テフラの層序関係を再検討する必要があることを指摘した。

今回, これらの先行研究の指摘を養老川・夕木川・平沢川(大多喜図幅内)と夷隅川の複合セクションで層序学的に検証した。その結果, 鈴木・村田(2011)や水野・納谷(2011)のテフラ層序を追認したことに加え, 三梨ほか(1959)が元々Kd19としたテフラは, 千葉県立中央博物館(1991)がKd21としたテフラを指していることを確認した。Kd5からKd1までのテフラについては海底地すべりによる変形を被っていると考えられ, 対比が不確定である。したがって本報告ではKd5からKd1を除くテフラについて記載し, それらの層序関係を明らかにした(第3.13図, 第3.14図, 付図4)。テフラ名に関しては, Kd48, Kd44, Kd40, Kd39については新妻(1976)の記載に基づき, Kd38は里口ほか(2000)の定義に従った。Kd32とKd31についてはUtsunomiya(2018)で番号が付された。Kd23A, BとKd8A, Bは里口(1995)に従った。それ以外のテフラについては三梨ほか(1959)に従った。本報告で新たに通し番号を付したテフラは下位からKd43, Kd42, Kd41, Kd36, Kd31A, B, Kd30, Kd29, Kd28-10, Kd28-9, Kd28-2, Kd28-1, Kd20.5, Kd20.4, Kd20.3, Kd19.5, Kd19.3, Kd19.2, Kd19.1, Kd18.8, Kd18.5, Kd16.5, Kd16.2である。またO27より下位の黄和田層中に, 広域対比に重要と考えられる細粒ガラス質テフラ4枚を認識し, それらにO28からO31までの名称を与えた(第3.15図, 付図4)。なお黄和田層のテフラ層序と火山ガラスの化学組成分析に関しては別稿で報告する予定である。

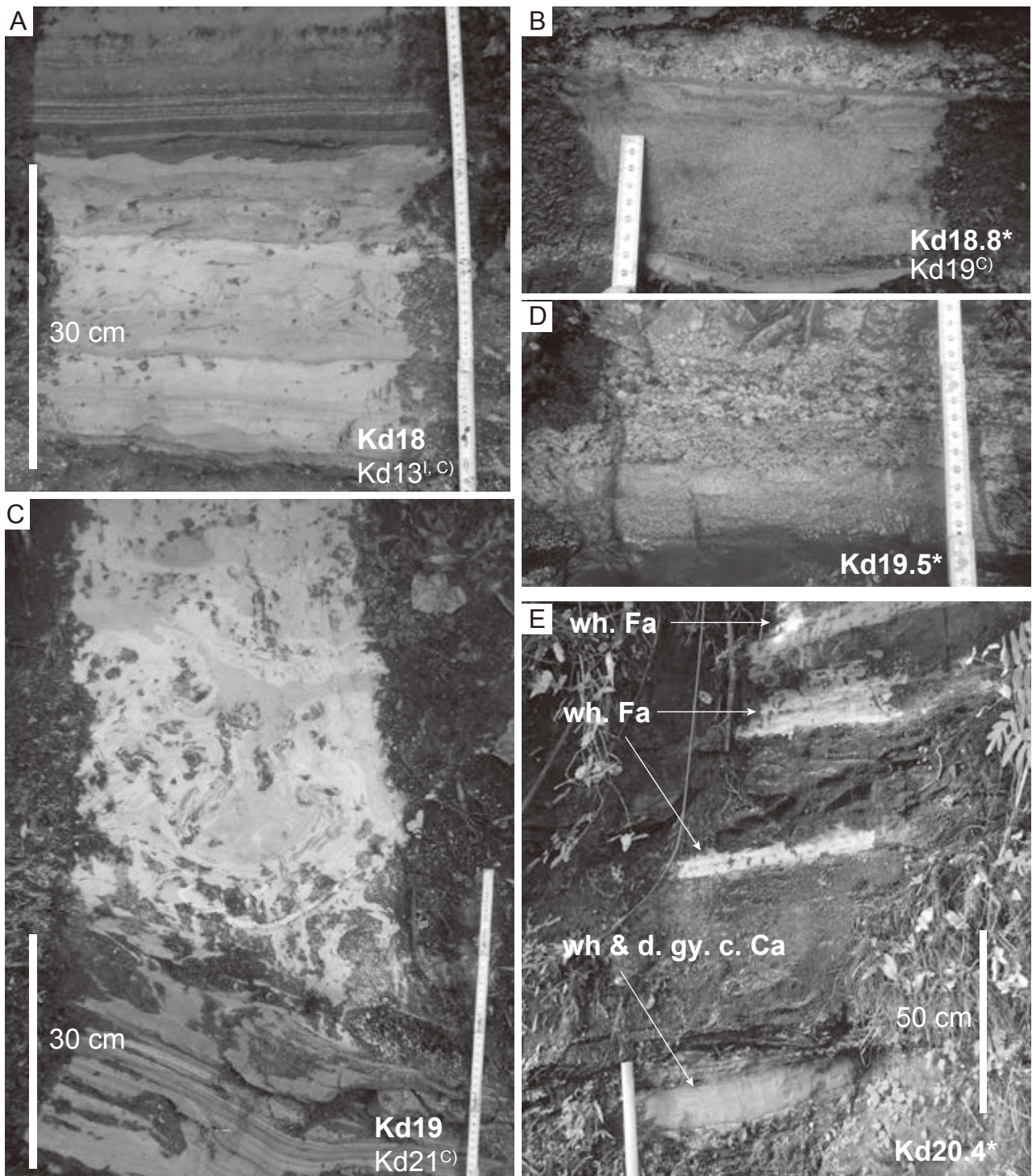
化石 貝化石は, 坂倉(1935), 植田(1969), 成瀬(1973), Ogasawara and Takayasu(1982), 氏原(1986), 馬場(1990)など多くの報告がある。成瀬(1973)は養老川の黄和田層の化石産地(大多喜地域)から*Fusitriton oregonensis*や*Ancistrolepis trochoideus*を報告している。Ogasawara and



第 3. 13 図 黄和田層の代表的なテフラ鍵層 (1). \* は新称を示す。  
 A: Kd28-1 (大多喜町弥喜用, 勝浦市内飛地, ルート 246). B: Kd28-2 (大多喜町弥喜用, 勝浦市内飛地, ルート 246). C: Kd29 (大多喜町弥喜用, 勝浦市内飛地, ルート 246). D: Kd36 (勝浦市市野郷, ルート 159). E: Kd41 (勝浦市市野川, ルート 587). ルート位置は付図 1. 3, 付図 2. 5A, B 及び付図 2. 3 を参照.

Takayasu (1982) は養老川支流の夕木川の化石産地 (大多喜地域) から深海性の二枚貝である *Halicardia* sp. を報告したほか, 養老川における Kd19 の上位の化石産地 (大多喜地域) から貝化石が産出することを報告した. 氏原 (1986) は黄和田層から 10 種の浮遊性貝類化石の産出を報告した. 馬場 (1990) は黄和田層の貝化石群集を *Nuculana sagamiensis* 群集と *Limopsis-Ancistrolepis* 群集の 2 つの深海性群集に分けられるとし, また砂岩層からも浅海性の貝化石が密集して産出することを報告した.

石和田ほか (1962) は九十九里地域で掘削されたボーリングコア中の底生有孔虫化石群集を記載し, 黄和田層相当層から *Cassidulina subglobosa-Stilostomella lepidula* 群集を報告している. 菊池・富沢 (1964) は九十九里地域における坑井試料を用いて底生有孔虫による分帯と坑井間対比を試みた. 浮遊性有孔虫化石層序では *Pulleniatina* 属の巻き方向が左巻きから右巻きへ変化する層準が Kd38 層準付近に認定されている (尾田, 1975; Oda, 1977).



第3.14図 黄和田層の代表的なテフラ鍵層(2)。\*は新称を示す。  
 石和田ほか(1971)と千葉県立中央博物館(1991)による名称も併記し、それぞれIとCの肩文字を付した。  
 A: Kd18(大多喜町三又, ルート186)。B: Kd18.8(大多喜町三又, ルート186)。C: Kd19(大多喜町三又,  
 ルート186)。D: Kd19.5(大多喜町三又, ルート186)。E: Kd20.4(いすみ市山田, ルート359)。wh. Fa:  
 白色細粒火山灰層。wh & d. gy. c. Ca: 白色及び暗灰色粗粒火山灰層。ルート位置は付図1.4と付図2.6  
 を参照。

石灰質ナノ化石については、*Gephyrocapsa caribbeanica* の産出下限(Okada and Bukry, 1980 の CN13b 亜帯下限)が Kd38 直上に、*G. oceanica* の産出下限(CN14a 亜帯下限)と *Calcidiscus macintyreii* の産出上限が Kd25 の直下に、大型 (> 6  $\mu\text{m}$ ) の *Gephyrocapsa* 属の産出下限は Kd19 直上に、*Helicosphaera sellii* の産出上限は Kd8 の直下に、大型 (> 6  $\mu\text{m}$ ) の *Gephyrocapsa* 属の産出上限は黄和田層最上部に、*Reticulofenestra asanoi* の産出下限は O22 の下位にそれぞれ位置する(佐藤・高山, 1988; 佐藤ほか, 1988). 花粉化石は大西(1969)の Zone1 に属し、*Pinus* が全体的に優勢で、*Sequoia-Cryptomeria* 型の *Taxodiaceae* や *Picea*, *Tsuga*, *Alnus* がこれに次いで産出する(大西, 1969). 生痕化石は Kotake (2003) によって O22 付近の層準で *Phoebichnus bosoensis* が新種記載されているほか、*Chondrites* が確認されている。また Ogiwara and Ito (2011) によって *Chondrites* や *Zoophycos* が認められている。これに加えて、今回の調査で *Phycosiphon*, *Planolites*, *Skolithos*, *Thalassinoides* などが認められた(同定は千葉大学の泉 賢太郎博士)。

**古地磁気** 全体として逆磁極性が卓越し、Kd38 と Kd39 の間の層準から大原層上部までに松山逆磁極帯中のオールドバイ正磁極帯が位置することが示された(新妻, 1976). その後長橋ほか(2000)によってオールドバイ正磁極帯の上限は Kd39 の下位に位置することが示され、楠ほか(2014)の三浦半島北部での結果もこれを支持する。

**酸素同位体比** 黄和田層と同時代の堆積物が分布する三浦半島北部において Nozaki *et al.* (2014) によって酸素同位体層序が構築されている。それによれば Kd25 と Kd24 に対比される SKT-11 と SKT-12 は酸素同位体ステージとの対比から、それぞれ 1573 ka と 1543 ka の年代値が求められている。

**堆積環境と堆積過程** Ito and Katsura (1992) は堆積相解析によって深海平坦面、海底扇状地下部及び斜面基部と推定している。また馬場(1990)は黄和田層から深海性の貝化石群集を報告している。北里(1986)と Kitazato (1997) は底生有孔虫化石群集に基づき水深 1,500 m 程度と見積もっている。

### 3.9 大田代層 (Os, O)

**命名** 植田 (1930)。

**模式地** 大多喜町大田代の養老川沿い(大多喜地域)。植田(1933)には岩相の記載はなく、三梨ほか(1959)が大多喜町大田代を模式地として、本層の岩相上の定義と凝灰岩鍵層の記載を行い大田代砂泥互層として定義した。これにはテフラ鍵層 O27 から O3 までが含まれる。  
**分布** 大多喜町東部から北東方向へいすみ市国吉、いすみ市岬町中原にかけて分布する。

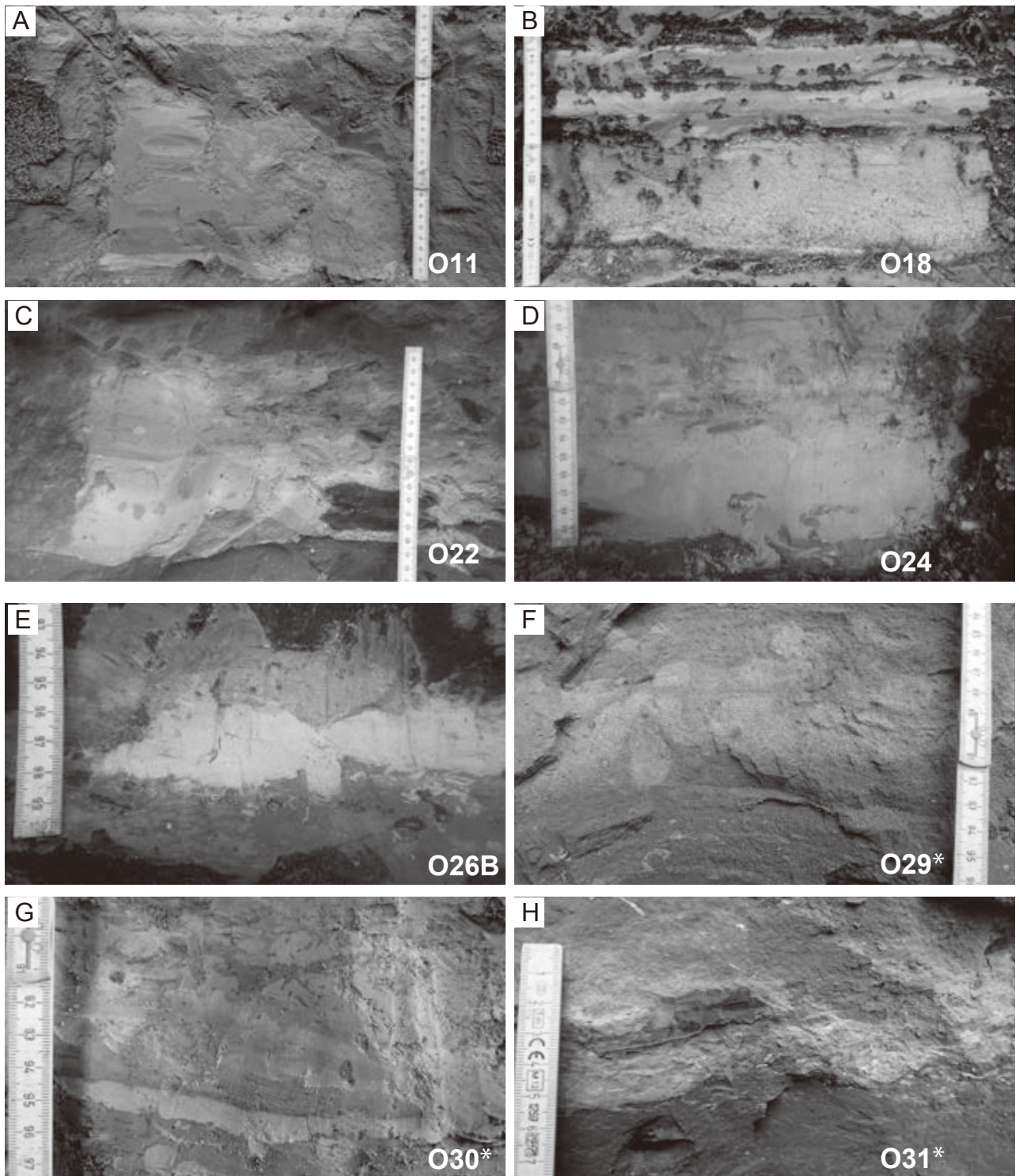
**層厚** 500 m。

**岩相層序** 本層は砂勝ち砂岩泥岩互層 (Os) と泥勝ち砂岩泥岩互層 (O) から成る。上総大原地域内ではタービダイト砂岩層の薄化に伴い泥勝ち互層が卓越するようになる。本報告では黄和田層の項で述べたように、テフラ鍵層 O22 の 10 数 m 上位の砂勝ち互層下限を大田代層の基底とする。岩相区分については概ね O22–O18 間を砂勝ち砂岩泥岩互層、O18–O16 間を泥勝ち砂岩泥岩互層、O16–O11 間を砂勝ち砂岩泥岩互層、O11–O7 間を泥勝ち砂岩泥岩互層、O7–O5 間を砂勝ち砂岩泥岩互層、O5–O1 間を泥勝ち砂岩泥岩互層として区分できる。

**テフラ** 大田代層のテフラは下位から O27 から O1 までの名称が与えられている(金原ほか, 1949; 河井ほか, 1950; 三梨ほか, 1959; 石和田ほか, 1971)。千葉県立中央博物館(1991)は O3' など一部のテフラを除きそれらの露頭位置を写真とスケッチ及び柱状図で示した。里口(1995)は大田代層のテフラの火山ガラスの屈折率と鉱物組成などの岩石記載的性質を網羅的に記載した。また七山ほか(2016)によって O4.5 が記載された。七山ほか(2016)は新たに O4.5 (=O-kb2: 辻ほか, 2005) を命名するとともに O7 から上位のテフラについてその記載岩石学的特徴と主要元素組成を明らかにした。これらのうち O7 は猪牟田ピンクテフラ (Ss-Pnk) として知られる広域テフラであり(町田・新井, 2003), Hayashida *et al.* (1996) によって大阪層群のピンク火山灰や大分の猪牟田カルデラから噴出した耶馬溪火砕流堆積物に対比されている。また小林・関東火山灰グループ(2003)はいすみ市万木で O18 の直下に堇青石を含む軽石質中粒砂岩層を発見し、新潟や北関東～関東平野地下で見ついている上越火山灰(黒川ほか, 1981)に対比した。

本調査によって、千葉県立中央博物館(1991)で O14 とされたいすみ市岬町の太東崎のテフラが O18 に近接しており、O16 と岩相が類似することから同じテフラである可能性が高いことがわかった。本報告ではこれらのテフラが三梨ほか(1959)で養老川において記載されたことを考慮し、千葉県立中央博物館(1991)と里口(1995)の記載に従った。

**化石** 花粉化石は大西(1969)の Zone1 に属し、*Pinus* が全体的に優勢で、*Alnus*, *Taxodiaceae* や *Picea*, *Tsuga* 及び *Quercus* がこれに次ぐ(大西, 1969)。貝化石は、坂倉(1935)、金原ほか(1949)、成瀬(1973)、氏原(1986)、馬場(1990)などの報告がある。馬場(1990)は大田代層から *Limopsis uwadokoi*, *Ancistrolepis trochoideus* などに特徴づけられる深海性の群集としている。上総大原地域内のいすみ市太東漁港付近の化石産地からは *Periploma plane*, *Portlandia lischkei* などの産出も報告している。浮遊性有孔虫化石は、*Globorotalia tosaensis* と *Globorotalia truncatulinoides* とを含み(Oda, 1977; 五十嵐, 1994), Blow(1969)の N.22 に属する。珩化石は *Actinocyclus oculatus* の絶滅層準が本層の最上部にみられるほか、本



第 3. 15 図 黄和田層最上部と大田代層の代表的なテフラ鍵層。\* は新称を示す。

A: O11 (いすみ市正立寺<sup>しょうりゅうじ</sup>, ルート 478). B: O18 (いすみ市大野, ルート 573). C: O22 (いすみ市岬町和泉, ルート 311). D: O24 (いすみ市国府台<sup>こうのふだい</sup>, ルート 334). E: O26B (大多喜町大戸, ルート 228). F: O29\* (いすみ市大野, ルート 485). G: O30\* (いすみ市大野, ルート 485). H: O31\* (いすみ市岬町中滝, ルート 538) ルート位置は付図 1. 2, 付図 1. 4, 付図 2. 6 及び付図 2. 7 を参照。

層中部で海退イベントが認められている (Cherepanova *et al.*, 2002). 石灰質ナノ化石帯としては Okada and Bukry (1980) の CN14a 亜帯に属しており, *Gephyrocapsa parallela* の産出下限が O-Kb2 (O4.5:七山ほか, 2016) と O7 の間に位置する (辻ほか, 2005). 生痕化石は辻ほか (2005) では大田代層で掘削された TR-3 コアで *Zoophycos* が認められている.

**古地磁気** 松山逆磁極帯とその中のハラミヨ正磁極帯帯に対比されている (新妻, 1976; Okada and Niitsuma, 1989; 辻ほか, 2005).

**酸素同位体比** Pickering *et al.* (1999) によって海洋酸素同位体ステージ (MIS) 34 ~ 27 が, Okada and Niitsuma (1989) によって MIS35 ~ 29 が認定された. しかし両者の対比は大田代層中において 2 ステージ分ずれており, 前者は O11 付近の負のピークを MIS29 に対比しているのに対し, 後者はハラミヨ正磁極帯との関係から MIS31 に対比した. その後, 辻ほか (2005) は養老川の表層セクションとその近傍で掘削されたボーリングコア JNOC TR-3 において O18 ~ 大田代層最上部の層準で底生有孔虫を用いた高解像度な酸素同位体比層序, 古地磁気層序及び石灰質ナノ化石層序を構築し, O11 層準に関しては Okada and Niitsuma (1989) と調和的な結果を得て MIS33 ~ 27 を精度良く認定した.

**堆積環境と堆積過程** 北里 (1986) と Kitazato (1997) は底生有孔虫化石群集に基づき水深 1,500 m 程度と見積もっている. また同様に底生有孔虫化石から大陸斜面上部 ~ 中部の堆積環境が推定されている (Kamemaru, 1996). 堆積相からは海底扇状地下部 ~ 中部相と推定されている (Katsura, 1984; Ito and Katsura, 1992). 平山・鈴木 (1968) や Hirayama and Nakajima (1977) により O7 から下位約 10~20 m の層準でタービダイトの単層追跡がなされており, 上総大原地域では海底扇状地中部 ~ 下部を形成したと考えられている (Hirayama and Nakajima, 1977). Ito (1998a, b) はシーケンス境界を大田代層の O22 と O21 の間, O16 付近, O7 の約 20 m 上位, 及び梅ヶ瀬層基底付近に認定している. また上総大原地域で O16 の上位の泥岩卓越相を高海水準期堆積体として, 西方の養老川 (大多喜地域) ではトップラップして失われていると考えている. また低海水準期堆積体として O21 などのテフラ鍵層はオンラップし西方へ連続しないとした. また伊藤ほか (2006) は O16 の上位から O12 までの砂岩層卓越層準を海水準低下期の堆積体として狭義の低海水準期堆積体と区別している.

### 3. 10 梅ヶ瀬層 (U, Um)

**地層名** 植田 (1930).

**模式地** 市原市朝生原の西方, 梅ヶ瀬溪谷 (大多喜地域). 三梨ほか (1959) が模式地において Ku6 の 15 m 下

位から O3 ~ O4 の約 25 m 上位までを梅ヶ瀬層として岩相区分した.

**分布** 大多喜町東部から睦沢町にかけて北東方向へ分布する.

**層厚** 養老川 (600 m) から北東方向へ薄くなり, 一宮町で 310 m (七山ほか, 2016).

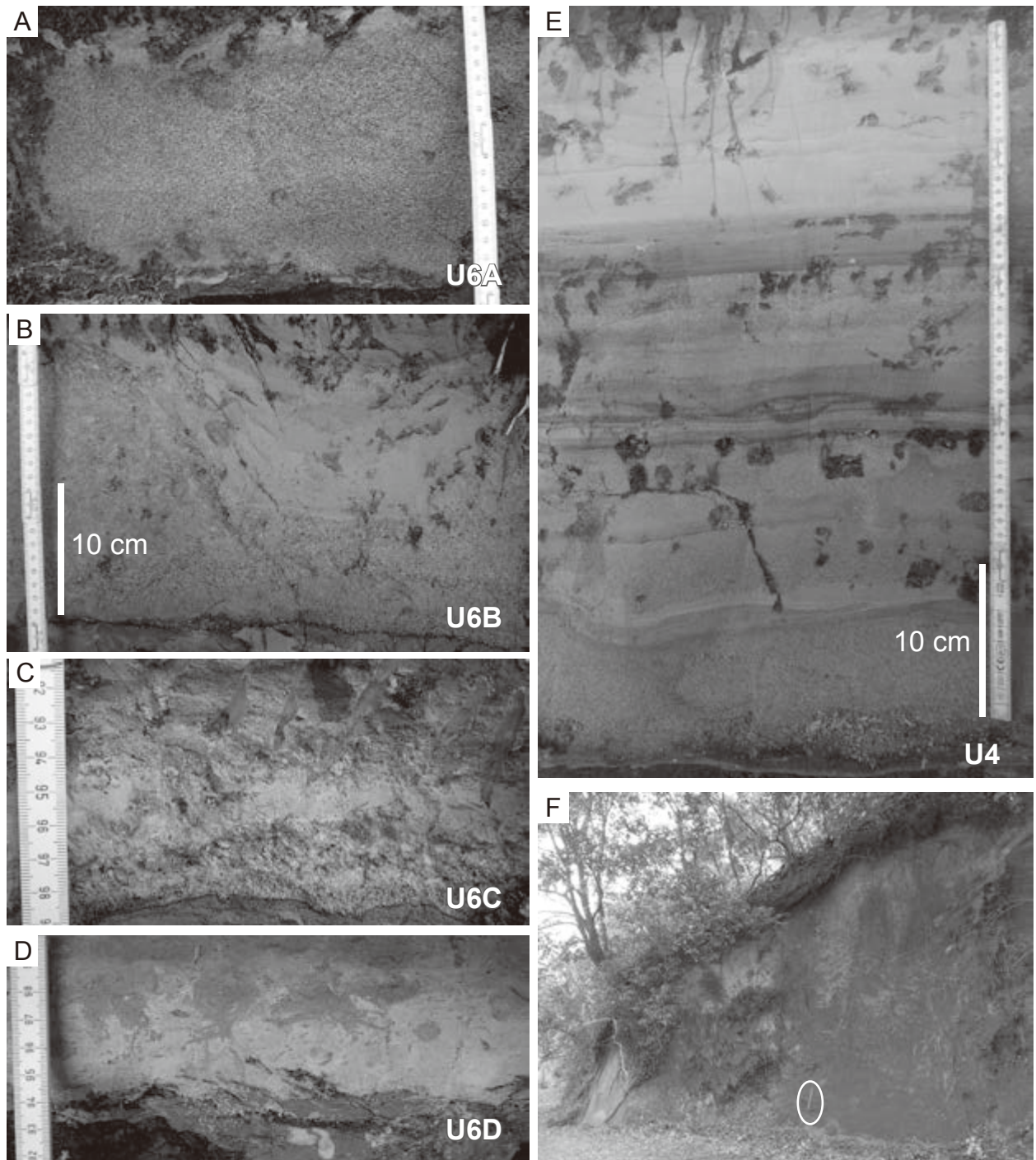
**岩相層序** 本層は砂勝ち砂岩泥岩互層 (U) と泥勝ち砂岩泥岩互層 (Um) から成る. また, 第 3. 16 図に示したような厚層理砂岩層も梅ヶ瀬層下部に認められる. 上総大原地域では本層基底から U8 までを砂勝ち砂岩泥岩互層, U8-U6 間を泥勝ち砂岩泥岩互層, U6 から上位を砂勝ち砂岩泥岩互層として区分できる.

**テフラ** 梅ヶ瀬層のテフラは下位から U12 ~ U1 の名称が与えられている (金原ほか, 1949; 河井ほか, 1950; 三梨ほか, 1959; 石和田ほか, 1971). 杉原ほか (1991) は新たな示標テフラを追加し, 34 枚のテフラについて記載岩石学的性質を明らかにした. 里口 (1995) は未命名テフラを含め網羅的に記載岩石学的性質を明らかにした. このうち U8 は黒川ほか (2008) により福島県会津盆地に分布する勝方火砕流堆積物や新潟地域の魚沼ピンク (あるいは SK020) テフラなどと対比された. 渡辺・檀原 (1996) は U6A について,  $0.98 \pm 0.16$  Ma のフィッシュトラック年代を報告した.

上総大原地域では U11, U10, U8, U7, U6, U5, U4.5, U4, U3, U2, U1 が確認された. 本地域では本層基底から U8 までの層準が砂勝ち砂岩泥岩互層 (U), U8 の上位で U6 と U5 のほぼ中間層準までが泥勝ち砂岩泥岩互層 (Um) として側方によく連続する. 地質図では代表的な鍵層として U8, U6, U4 及び U1 の露頭線を示した.

**化石** 貝化石は坂倉 (1935) によって下位から辻森化石帯, 蕪来化石帯及び細野化石帯に分けて報告され, 馬場 (1990) によればそれぞれ梅ヶ瀬層最下部, 同層下部, 同層中部の砂礫岩層に相当する. 辻森化石帯からは *Pecten naganumanus*, *Chlamys vesiculosus*, *Glycymeris pilsbryi* などが, 蕪来化石帯からは *Macoma tokyoensis* や *Turritella nipponica* などが, 細野化石帯からは *Mizuhopecten tokyoensis*, *Macoma tokyoensis* などの貝化石が坂倉 (1935) によって報告されている. 馬場 (1990) は房総半島東部における梅ヶ瀬層の貝化石群集を本層下部から中部の *Ancistrolepis trochoideus* 群集と本層上部の *Euspira-Rectiplanes* 群集に分けられるとし, 前者は房総半島中部で本層最下部の *Glycymeris-Nemocardium* 群集, 本層下部の *Spisula sachalinensis* 群集, 本層中部の *Venericardia-Glycymeris* 群集に移り変わるとしている. このほか, 茂原地域では金原ほか (1949) によって *Ancistrolepis trochoideus*, *Suavodrilina engonia*, *Yoldia lischkei* などが報告されている.

浮遊性有孔虫化石は, *Globorotalia tosaensis* と *Globorotalia truncatulinoides* とが産出し (Oda, 1977; 五十嵐,



第3.16図 梅ヶ瀬層の露頭写真。

A-Dはテフラ鍵層U6を構成する4枚のテフラ層(いすみ市萩原北西方, 北の谷堰). Eはテフラ鍵層U4(睦沢町妙楽寺, 睦沢ダム南西方). Fは梅ヶ瀬層上部の厚層砂岩層の露頭. 白丸で示したツルハシの柄の長さは60 cm.

1994), Blow (1969) の N.22 に属する. 石灰質ナノ化石帯としては Okada and Bukry (1980) の CN14a 亜帯に属し, *Reticulofenestra asanoi* の多産上限が U1 と U6 の間にある (佐藤・高山, 1988; 佐藤ほか, 1988). 珪藻化石は, *Nitzschia fossilis* や *Rhizosolenia matuyamai* が産出する (Cherepanova et al., 2002). 花粉化石は, 梅ヶ瀬層下部～

中部が大西 (1969) の Zone2 とされ, *Metasequoia* の産出率がほとんどの試料で 10% を超え, *Sequoia*, *Cryptomeria* も高い割合で含まれる. 梅ヶ瀬層上部は Zone3 に属し, *Metasequoia* と *Picea A* が検出されるが産出率は低く, *Fagus*, *Quercus* などの広葉樹種が高い割合で含まれる (大西, 1969).

**古地磁気** 一般的に逆磁極性が卓越し(新妻, 1976; Okada and Niitsuma, 1989), 松山逆磁極帯に対比されている。

**酸素同位体比** Pickering *et al.* (1999) によって海洋酸素同位体ステージ(MIS) 26 ~ 22 が, Okada and Niitsuma (1989) によって MIS28 ~ 21 が認定された。

**堆積環境と堆積過程** 北里(1986)と Kitazato(1997) は底生有孔虫化石群集に基づき水深 800 m 程度と見積もっている。また Kamemaru (1996) は底生有孔虫化石から梅ヶ瀬層下部(U6 より下位)は大陸斜面上部~中部に, 梅ヶ瀬層上部(U6 より上位)は大陸棚下部と推定した。堆積相からは海底扇状地上部~中部及び大陸斜面上部と推定されている(Katsura, 1984; Ito and Katsura, 1992)。Ito (1998a, b) はシーケンス境界を梅ヶ瀬層基底付近と U6A の数 m 上位に認定している。

### 3. 11 国本層 (Ku)

**命名** 植田(1930)。

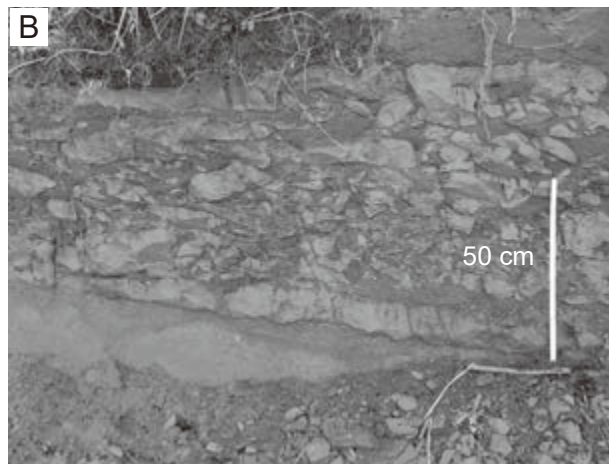
**模式地** 市原市国本付近の養老川沿い(大多喜地域)。本層の分布は三土(1937)の7万5千分の1地質図幅「茂原」に示されており, その後三梨ほか(1959)が市原市国本の養老川沿いでテフラ鍵層を認定し, 岩相上の定義を行った。それによれば, 市原市月崎を通る県道北側の橋の下流約 500 m における砂泥互層の上限から, 月崎及び国本を経て, 大久保の橋の上流約 200 m の地点に露出する, 塊状砂質泥岩層の下限までの地層として定義される。

**分布** 本地域の北西端を占め, 長南町市野々から睦沢町妙楽寺にかけて北東方向に分布する。

**層厚** 約 220 m (七山ほか, 2016)。

**岩相層序** 大多喜地域では小松原(2015), 茂原地域では七山ほか(2016)で国本層の岩相層序と分布が示されている。本層は模式地の養老川では厚い砂層を挟む砂勝ち互層と砂質泥岩層の繰り返しから成り, この関係は上総大原及び茂原地域にかけて同様である(石和田ほか, 1971; 七山ほか, 2016; 本報告, 第 3. 17 図)。本報告ではこれらの岩相をまとめて砂岩, 泥岩及び砂岩泥岩互層(Ku)とする。養老川とその周辺に露出する国本層中部は下部-中部更新統境界の高い時間分解能を有する連続的な複合年代層序セクション—千葉セクション—として, 近年精力的な研究が進められている。国本層の泥質堆積物にはスランプ痕が発達するほか, 厚い砂岩層にはコンポリュート葉理や脱水構造が記載されている(Ito, 1992)。上総大原地域をわずかに外れた睦沢町佐貫北方に Ku1 を確認しており, 上総大原地域内では Ku1 は確認されなかったため, 本地域には国本層最上部は含まれないと考えられる。なお, 松山逆磁極期とブルン正磁極期の境界の指標テフラである Ku2.3 (=Byk-E; TNTT) は本地域で確認されていない。

**テフラ** 国本層では金原ほか(1949)により Ku6 ~ Ku1 の示準層名が示され, 河井ほか(1950)により Ku6E ~ Ku0.9 の 20 枚のテフラが記載され, 河井(1952)により茂原地域において Ku0.6, Ku0.3, Ku0.1 が追加された。町田ほか(1980)は Ku0.2, Ku6D' を追加するとともに, 国本層に挟在するテフラの記載岩石学的性質を明らかにした。里口(1995)は国本層テフラの鉱物組成, 火山ガラスの屈折率を記載した。また七山ほか(2016)は広域テフラである TNTT あるいは Byk-E を Ku2.3 として再定義したほか, Ku0.7 と Ku0.5 を新たに報告した。また Nishida *et al.* (2016) によって Byk, Tas, Tap 各シリーズのテフラについて主要な鉱物組成とガラス及び角閃石の



第 3. 17 図 国本層の露頭写真。

A: 厚層砂岩層と下位の砂岩泥岩互層。睦沢町佐貫の川沿い。ツルハシの柄の長さは 60 cm。B: 泥岩礫が密集して含まれるタービダイト砂岩層。長南町市野々。



屈折率が記載された。

Ku6C, Ku2.3 (=TNTT, Byk-E) 及び Ku1 が広域テフラとして知られている。このうち、Ku6C は猪牟田アズキテフラ (Ss-Az) として知られる広域テフラであり (町田・新井, 2003), 町田ほか (1980) によって大阪層群のアズキ火山灰に対比された。吉川ほか (1991) は、これらのテフラが大分層群に挟まる曲火砕流堆積物に対比して、鎌田ほか (1994) は、それらを大分の猪牟田カルデラから噴出した今市火砕流に対比した。Ku2.3 (=TNTT, Byk-E) は、Brunhes 正磁極帯と Matuyama 逆磁極帯境界 (0.77 Ma; Saganuma *et al.*, 2015) 直上に位置する (Aida *et al.*, 1996)。このテフラは Niitsuma (1971) によって TNTT と記載され、白尾-E (Byk-E) テフラとも呼ばれている (Saganuma *et al.*, 2015)。竹下ほか (2005) は、このテフラが古御岳起源であることを明らかにし、Takeshita *et al.* (2016) は、古御岳の YUT5 軽石層に対比し、広域名称として御岳-白尾テフラ (On-Byk) と呼んだ。Saganuma *et al.* (2015) によってジルコンの U-Pb 年代測定が行なわれ、 $772.7 \pm 7.2$  ka の年代値が得られている。

Ku1 テフラは、町田ほか (1980) によって大阪層群の今熊 I 火山灰に対比された。Suzuki *et al.* (2005) はこれらを青森の八甲田カルデラから噴出した八甲田第 1 期火砕流堆積物に対比して、八甲田-国本テフラ (Hkd-Ku) と命名した。 $0.70 \pm 0.25$  Ma のフィッシュトラック年代が報告されている (鈴木ほか, 1998)。このほか、Ku6A については  $0.81 \pm 0.17$  Ma のフィッシュトラック年代が報告されている (渡辺・檀原, 1996)。

**化石** 花粉化石については、国本層下部は大西 (1969) の Zone3 に属し、*Metasequoia* と *Picea* A が検出されるが産出率は低い。本層上部は Zone4 に属し、*Metasequoia* は全く含まれず、*Fagus*、*Quercus* などの広葉樹種が安定してみられる。この Zone4 において *Larix* や *Menyanthes* などの寒冷要素がはじめて現れる (大西, 1969)。

貝化石については、坂倉 (1935)、金原ほか (1949)、河井ほか (1950)、成瀬 (1973)、氏原 (1986)、馬場 (1990) などによる報告がある。金原ほか (1949) は、茂原付近の本層から、*Boreoscala densicostata*、*Ancistrolepis trochoideus*、*Suavodrellia engonia*、*Nuculana ikebei*、*Yoldia lischkei*、*Limopsis uwadokoi*、*Macoma calcarea* などを報告している。馬場 (1990) は、本層の貝化石群集を *Limopsis-Ancistrolepis* 群集としてまとめ、大多喜以東の国本層の化石産地から *A. trochoideus*、*Euspira pallida*、*L. uwadokoi* などを報告した。

浮遊性有孔虫化石は、*Globorotalia tosaensis* と

*Globorotalia truncatulinoides* とを含み (五十嵐, 1994)、Blow (1969) の N.22 に属する。珪藻化石については、*Nitzschia fossilis* の絶滅層準が本層中部の Ku2 付近の層準にみられる (Cherepanova *et al.*, 2002)。石灰質ナノ化石は *Gephyrocapsa parallela* や *Pseudoemiliania lacunosa* が産出し (佐藤ほか, 1988)、Okada and Bukry (1980) の CN14a 垂帯に属する。放散虫化石は Motoyama *et al.* (2017) において暖水種の *Dictyocoryne* spp.、*Didymocortis* spp.、*Tetrapyle* spp. や寒冷水種である *Lithomelissa setosa* と *Stylochlamydidium venustum* の産出報告がある。

生痕化石は Nishida *et al.* (2016) で *?Alcyonidiopsis*、*Chondrites*、*?Nereites*、*Palaeophycus*、*Phycosiphon*、*Planolites*、*Scolicia*、*Skolithos*、*Teichichnus*、*Thalassinoides*、*Trichichnus*、*Zoophycos* の 12 属が報告されている。

**古地磁気** 松山逆磁極期とブルン正磁極期の境界は Niitsuma (1971) と Okada and Niitsuma (1989) によって段階交流消磁が行なわれ、Ku2.3 (=Byk-E; TNTT) の下位 1-2 m に見出された。しかし、その後 Saganuma *et al.* (2015)、Hyodo *et al.* (2016) 及び Okada *et al.* (2017) によって段階熱消磁が詳細に行なわれた。Okada *et al.* (2017) は同境界を Ku2.3 (=Byk-E; TNTT) の上位 1.1 m に認定している。Okada *et al.* (2017) によれば、松山逆磁極期とブルン正磁極期の境界は MIS9 中頃の 771.7 ka となる。**酸素同位体比** Pickering *et al.* (1999) によって海洋酸素同位体ステージ (MIS) 21.5 ~ 18.3 が、Okada and Niitsuma (1989) によって MIS21 ~ 18 が認定された。最近千葉セクションで MIS20 から MIS18 にかけての高解像度な古地磁気記録と酸素同位体曲線が得られている (Saganuma *et al.*, 2015; Hyodo *et al.*, 2016; Okada *et al.*, 2017)。

**堆積環境と堆積過程** 底生有孔虫化石から陸棚環境と推定されている (Kamemaru, 1996)。堆積相は大陸斜面~大陸棚縁辺部と推定されている (Katsura, 1984; Ito, 1992; Ito and Katsura, 1992; 伊藤ほか, 2006)。Ito (1992) は Ku2 の上位にシーケンス境界を認定し、それが南西方で Ku2 を侵食すると述べた。また国本層の厚層砂岩層が急激に層厚と粒度を減少させることなどから、洪水時のハイパーピクナル流による堆積作用と解釈されている (伊藤ほか, 2006; 中村ほか, 2007)。Nishida *et al.* (2016) は千葉セクションの堆積相解析を行ない、泥質部が半遠洋性の泥から主に成ることと砂質部が堆積物重力流によるものであることを示した。また生痕化石相もふまえて、千葉セクションが大陸斜面で堆積した地層であると推定した。

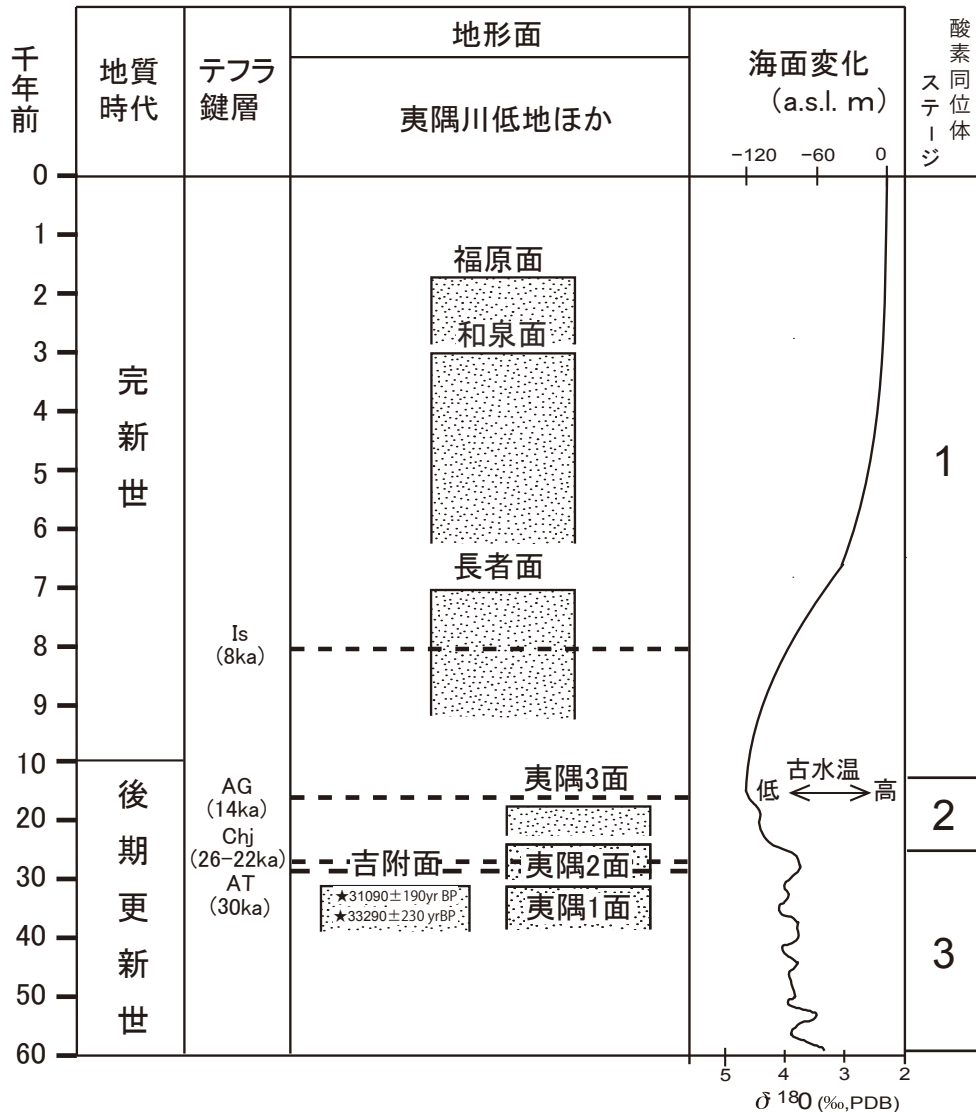
## 第4章 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

(大井信三)

新期関東ローム層としては、上総大原地域では、立川ローム層に相当する後期更新世後期以降のローム層のみが分布し、武蔵野ローム層に相当する後期更新世中期以前のローム層は分布しない。立川ローム相当層を整合に載せる新期段丘を夷隅面とし、夷隅面を夷隅1面、夷隅2面、夷隅3面の3つの段丘面に区分した(第4.1図)。本地域では鹿島(1982)の河道切断型段丘と思われる傾斜する段丘面が多く、地形面の連続性で区分することが難しい(第4.2図)。そこで段丘を覆うローム層の厚さや、

挟在するテフラ鍵層によって区分した。夷隅川下流では、夷隅面は地形的にさらに細かく細分されるが、段丘面の追跡が難しいため、夷隅段丘堆積物は3層の段丘構成層群に大別した。

この新期段丘上には旧石器遺跡や縄文遺跡が見いだされている(第4.3図：夷隅町史編さん委員会, 2004；勝浦市史編さん委員会, 2003；岬町史編さん委員会, 1983；御宿町史編さん委員会, 1993；大原町史編纂委員会, 1993；大多喜町史編さん委員会, 1991)。



第4.1図 上総大原地域の段丘編年図。

#### 4.1 新期関東ローム層

分布 新期関東ローム層は新期段丘面の分布域に分布する。上総層群からなる丘陵には、断片的に分布する。地形面被覆層のため、地質図には塗色していない。

テフラ層序 上総大原地域の新期関東ローム層は、層厚2-3mである。下部には始良 Tn テフラ (AT:町田・新井, 1976; 30 ka: Smith *et al.*, 2013) が挟在している (桑原ほか, 1999) とされているが、本地域の調査では確認されていない。睦沢町長楽寺の AT 直上には不規則型火山ガラスが散在している層準がある (第 4.4 図 2)。これを長楽寺火山灰層 (Chj) と命名した。

また Chj の 60 cm ほど上位にも火山ガラスが散在しており、安房ガラス質火山灰層 (AG: 杉原ほか, 1978) に由来するクリプトテフラと思われる (第 4.4 図 2)。

上総大原地域の後氷期海進最盛期の堆積物には、火山ガラスを挟在する層準があり、また立川ローム層を覆うクロボク土中にもクリプトテフラとして火山ガラスが散在している。本テフラを夷隅火山灰層 (Is) と命名する (第 5.9 図 1)。

##### 主要テフラの記載

##### 始良 Tn テフラ (AT)

本図幅調査では確認されていないが、大井・七山 (2016) は「茂原」図幅において睦沢町長楽寺の南総 I 面の段丘堆積物を覆うローム層最下部にバブル型火山ガラスを含む AT が挟在していることを報告している。本地域では桑原ほか (1999) により、吉附面を覆うローム層下部中に報告されている。

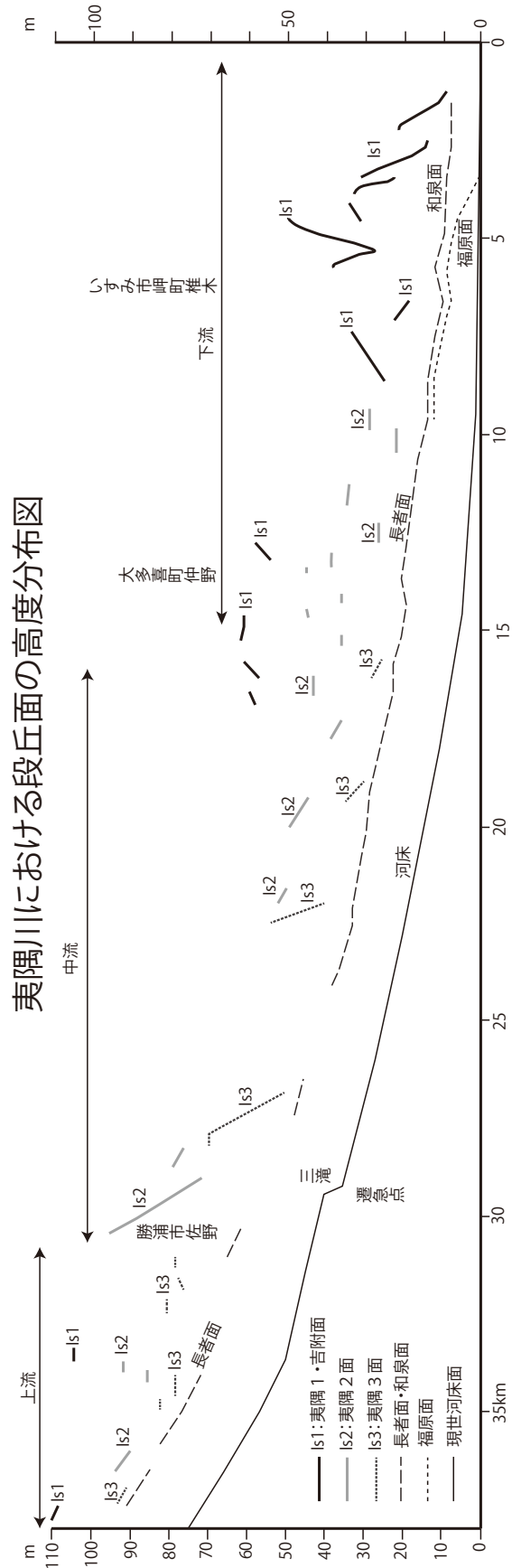
##### 長楽寺火山灰層 (Chj)

睦沢町長楽寺で AT より上位のローム層を 10 cm 間隔で試料を採取し検鏡した。その結果、AT の 20 cm 上位のローム層中に火山ガラスが散在している層準を見いだした (第 4.4 図 2)。直下にある AT 起源と考えられる bw 型の火山ガラスの他に、不規則型の火山ガラスを含み、その火山ガラスの屈折率は 1.495-1.498 と低い (第 4.1 表)。不規則型の火山ガラスの化学組成は  $K_2O=3.9wt\%$ ,  $CaO=0.7wt\%$ ,  $FeO^*=0.6wt\%$  を示す (第 4.2 表)。

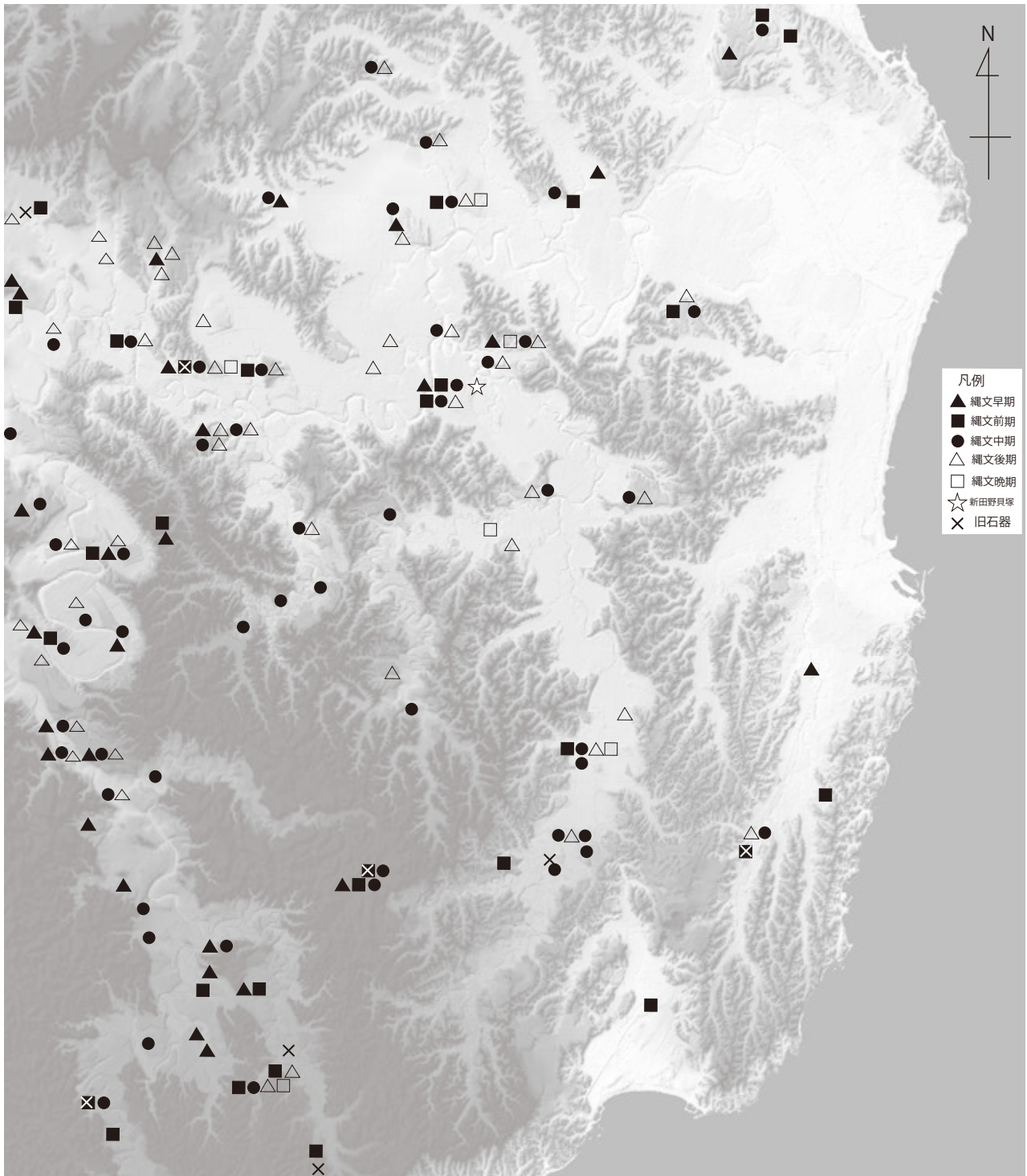
一方伊豆諸島神津島に分布する秩父山火砕サージ堆積物 A (菅ほか, 1992; 第 4.4 図) は、AT の直上であるという層準と、火山ガラスの形態が不規則型を示し類似することや、火山ガラスの化学組成も  $K_2O=3.6wt\%$ ,  $CaO=0.7wt\%$ ,  $FeO^*=0.5wt\%$  を示し、Chj と類似することから、Chj は神津島秩父山 A に対比できる可能性がある (第 4.2 表)。同様なテフラはいすみ市岬町谷上の吉附面 (第 4.5 図 1) や夷隅 1 面の段丘を覆うローム層の最下部にも見られる。神津島秩父山 A の年代は、26-22 cal ka と見積もられている (菅ほか, 2003)。

##### AG (安房ガラス質火山灰層)

御宿町新宿のクロボク土から 50 cm ほど下部のローム層



第 4.2 図 夷隅川における段丘面の高度分布図。国土地理院の 5 m メッシュ DEM と安倉ほか (2014) で作成された詳細 DEM から作成。下流：後氷期海進の影響がある区間、中流：段丘面の傾斜が急な区間、上流：段丘面の傾斜が緩い区間。



第4.3図 縄文土器・旧石器遺跡分布図。各市町村史から編集して作成。背景図は宍倉ほか(2014)で得られた数値標高データと国土地理院の数値地図。

ム層に火山ガラスが散在している層準がある(第4.4図1)。鏡下では不規則型火山ガラス, 黒雲母を含む。火山ガラスの屈折率のモードは1.498-1.499で(第4.1表), 火山ガラスの化学組成は $K_2O=3.7wt\%$ ,  $CaO=0.9wt\%$ ,  $FeO^*=1.0wt\%$ を示す(第4.2表)。長楽寺ではローム層下部に狭在するChjの60cmほど上位に不規則型火山ガ

ラス, 黒雲母を多く含む層準がありAGと思われる(第4.4図2)。AGは杉原ほか(2005)により伊豆諸島新島の宮塚山火山灰に対比されるとし, その年代は14kaとされている。このように房総半島東南部の本地域には伊豆諸島起源の流紋岩質テフラが分布している。

第 4. 1 表 新期関東ローム層及び沖積層の主なテフラの特徴. 重鉱物組成の略号は以下の通り.

( ) : 含有量が僅少なものを, ho : 普通角閃石, opx : 直方(斜方)輝石, cpx : 単斜輝石, bi : 黒雲母, cum : カミングトン閃石. ガラスの形態の略号は以下の通り. it : 不規則型火山ガラス, fb : 繊維型火山ガラス, bw : バブルウォール型火山ガラス. ガラスの量比の略号は, + : 普通, ++ : 多い. 屈折率測定は株式会社古澤地質に依頼し, 古澤地質製温度変化型測定装置 MAIOT で, 1 試料あたり 30 点を測定した上で, 屈折率のレンジを示した. 採取地点番号の一部は柱状図(第 4. 4 図, 第 4. 5 図, 第 5. 9 図)に対応し, 採取地点は付図 5 に示した.

試料採取地点	図-番号	重鉱物組成	ガラスの形態	火山ガラスの屈折率 n(モード)	対比
神津島砂糠山	4.4	(ho, opx, cpx, bi)	+it, +fb	1.497-1.499	秩父山火砕サージA
〃	〃	(opx)	++bw	1.496-1.502(1.499-1.501)	AT
*睦沢町長楽寺	4.4-2	(opx > ho > cpx)	++bw	1.496-1.501(1.499-1.500)	〃
〃	〃	(ho, opx, bi)	+bw, +it, +fb	bw:1.496-1.501, it:1.495-1.498, 1.506	Chj
〃	〃	(ho, opx, bi)	+it	1.495, 1.497-1.501	AG
御宿町新宿	4.4-1	(ho, opx, bi)	++it, +bw, +fb	1.496-1.501(1.498-1.499)	〃
*大多喜町森宮	茂1	(ho, cpx > opx, bi)	+it	1.493-1.505(1.496, 1.502)	〃
大多喜町柳原	4.5-9	(ho, opx, bi)	+it	1.494-1.500, 1.501-1.504	〃
*いすみ市西吉附	茂2	(ho, opx, bi, cum)	+it	1.494-1.503(1.494-1.495)	〃
いすみ市小滝	5.9-1	(ho, opx, bi)	+it, +fb	1.495-1.503(1.496-1.500)	Is
いすみ市細尾落合川河床	5.9-7	(ho, opx)	++it, fb	1.495-1.503(1.500), 1.505, 1.513	〃
御宿町西林寺	5.9-5	(opx, ho, bi)	+it, +fb	1.496-1.503(1.496-1.500), 1.505, 1.509	〃
大多喜町仲野	5.6-E-19	(opx, ho, bi)	++it, +fb	1.496-1.506(1.500), 1.513, 1.518	〃
いすみ市岬町谷上	4.5-1	(ho, opx, cum, bi)	+it, +bw	1.496-1.502(1.499), 1.504	Chj
〃	〃	(ho, bi)	+it, +fb	1.496-1.502(1.497-1.499)	AG

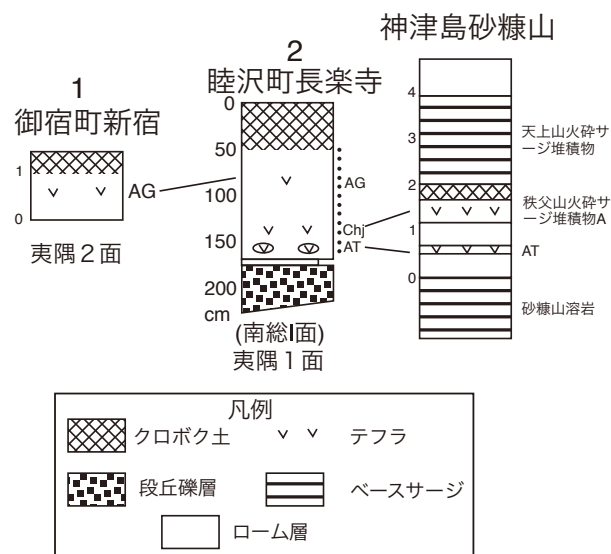
\*大井・七山(2016)

#### 4. 2 夷隅 1・吉附段丘堆積物 (T1)

命名 夷隅川流域を始めとする本地域に発達する段丘を 3 つに区分し, その最も上位の段丘面を本報告で夷隅 1 面と命名する. 夷隅 1 面は, 夷隅川河口部で吉附面(桑原ほか, 1999)とされた段丘と同じ段丘面であることから, 段丘堆積物の名称としては夷隅 1・吉附段丘堆積物とする(第 4. 1 図).

分布 夷隅川河口部では, 標高 20-50 m の傾斜した段丘面として分布する. 桑原ほか(1999)では, 標高の高い面を長坂面, 低い面を吉附面として区別したが, 段丘を覆うローム層に挟在するテフラ層の層準に違いは無いので(第 4. 5 図 1, 2), 全て夷隅 1・吉附段丘堆積物となる. 夷隅川下流・中流では, いすみ市引田・大多喜町下大多喜の標高 50 m の高位の段丘面. 落合川ではいすみ市高谷台の標高 50 m の高位の段丘面(第 4. 5 図 4)である. 夷隅川上流の勝浦市芳賀では標高 100 m の高位の段丘(第 4. 5 図 3)が夷隅 1 段丘である.

岩相 吉附段丘堆積物のある, いすみ市岬町中原の玉崎神社では, 基盤の上総層群を覆って, 厚さ 5 cm の砂礫層及び 1-5 cm 径の円礫混じりシルト層とその上位の厚さ 150 cm のシルト層で構成されている. 堆積物は厚さ 250 cm のローム層に覆われる(第 4. 5 図 5). いすみ市小滝では, 白斑状生痕の認められる海浜相があるとされている(桑原ほか, 1999). 円礫層や白斑状生痕の存在から海浜の環境が想定され, 上部のシルト層はラグーンないし湿地環境の堆積物と解釈される. 夷隅川河口部及び下流・中流で吉附段丘堆積物は厚さ数 m のシルト層で構成されることが多い. 上流部では泥岩礫や砂層か



第 4. 4 図 夷隅面を覆うテフラの対比.

らなる河成段丘堆積物である.

年代 いすみ市岬町谷上では, 段丘堆積物の下部層準の泥炭質シルトから,  $33,290 \pm 230$  yrBP,  $32,500 \pm 330$  yrBP, 上部層準の泥炭質シルトから  $31,090 \pm 190$  yrBP の  $^{14}\text{C}$  年代値が得られている(桑原ほか, 1999). 吉附段丘堆積物は上部層の基底は海成の可能性があり, その後ラグーン相から湿地相に移り変わる MIS3 の一連の堆積物であるとされている(桑原ほか, 1999).

被覆ローム層 夷隅 1・吉附段丘堆積物は新期関東ローム層に覆われている. 吉附段丘堆積物は新期関東ローム

第4.2表 新期関東ローム層及び沖積層に含まれる火山ガラスの化学組成.

上段:100%重量換算, 下段:標準偏差, FeOについては全鉄をFeOとして計算. 主要元素組成測定は株式会社古澤地質に依頼し, 電子顕微鏡(HITACHI SU1510), EDX(HORIBA EMAX Evolution EX-270)を使用し, 加速電圧15 kV, 試料電流0.3 nAで, 4 μm四方の範囲を約90 nmのビーム径にて50秒間走査させて測定した.

産地 (テフラの名称)	図-番号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	計	計(生データ)	個数
上段:100%重量換算, 下段:標準偏差, FeO*については全鉄をFeOとして計算													
*1睦沢町長楽寺 AT	4.4-2	78.11 0.23	0.16 0.06	12.27 0.11	1.19 0.09	0.06 0.06	0.13 0.03	1.14 0.05	3.48 0.07	3.44 0.11	100	93.22	15
神津島砂糠岬 AT	4.4	78.14 0.14	0.17 0.06	12.23 0.11	1.20 0.09	0.07 0.05	0.13 0.03	1.16 0.05	3.44 0.06	3.48 0.10	100	92.06	15
神津島砂糠岬 神津島A	4.4	78.49 0.19	0.11 0.04	12.50 0.09	0.51 0.11	0.10 0.07	0.10 0.04	0.71 0.05	3.88 0.07	3.61 0.14	100	96.06	15
*2睦沢町長楽寺 Chj	4.4-2	78.16 0.15	0.11 0.05	12.47 0.11	0.68 0.10	0.12 0.06	0.10 0.04	0.65 0.11	3.81 0.07	3.90 0.18	100	94.61	13
*2いすみ市岬町谷上 Chj	4.5-1	78.49 0.29	0.11 0.03	12.31 0.17	0.76 0.06	0.10 0.09	0.11 0.03	0.80 0.11	3.76 0.27	3.58 0.09	100	93.99	4
睦沢町長楽寺 AG	4.4-2	78.06 0.60	0.17 0.08	12.27 0.30	1.32 0.47	0.08 0.07	0.13 0.07	1.19 0.37	3.63 0.24	3.14 0.79	100	93.74	15
御宿町新宿 AG	4.4-1	78.13 0.18	0.13 0.05	12.35 0.14	0.98 0.33	0.13 0.09	0.09 0.02	0.90 0.27	3.63 0.18	3.67 0.22	100	92.29	15
いすみ市岬町谷上 AG	4.5-1	78.13 0.39	0.16 0.08	12.29 0.30	1.12 0.26	0.07 0.05	0.15 0.06	1.12 0.24	3.67 0.30	3.30 0.57	100	92.85	15
大多喜町柳原 AG	4.5-9	77.76 0.63	0.18 0.09	12.43 0.49	1.01 0.31	0.10 0.06	0.13 0.10	0.98 0.48	3.55 0.39	3.86 1.15	100	91.79	15
いすみ市小滝 Is	5.9-1	78.30 0.22	0.15 0.08	12.40 0.39	0.93 0.30	0.07 0.08	0.13 0.05	0.92 0.41	3.66 0.41	3.43 0.40	100	92.68	15
いすみ市細尾落合川河床 Is	5.9-7	77.52 0.59	0.17 0.10	12.50 0.30	1.08 0.26	0.08 0.07	0.14 0.12	1.00 0.40	3.59 0.21	3.91 1.01	100	96.41	15
御宿町西林寺 Is	5.9-5	77.78 0.69	0.16 0.11	12.44 0.37	1.02 0.43	0.08 0.06	0.14 0.10	0.91 0.46	3.73 0.31	3.74 0.89	100	92.68	15
大多喜町仲野 Is	E-19	78.13 0.66	0.13 0.11	12.45 0.41	0.91 0.38	0.06 0.05	0.13 0.10	0.88 0.40	3.82 0.26	3.48 0.68	100	91.77	15

\*1大井・七山(2016)

\*2 it型を計測

層の中位にATが挟在しているとされているが(桑原ほか, 1999), 本調査では見いだされなかった. しかし睦沢町長楽寺ではAT直上にChjが見いだされ(第4.4図2), Chjは夷隅1・吉附段丘堆積物を覆う新期関東ローム層下部に広く見いだされている. さらにローム層中部にも, 火山ガラスを多く含む層準があり, AG(安房ガラス質火山灰)の可能性が高い(第4.4図).

### 4.3 夷隅2段丘堆積物(T2)

**命名** 夷隅面の中位の段丘堆積物として本報告で命名する.

**分布** 夷隅川下流より上流部に多く分布する. 夷隅川下流では夷隅川低地の中の環状の孤立した台地として見られ, 段丘面が傾斜している. 夷隅川中流では比高のある段丘となり, 勝浦市佐野(第4.5図8)では現河床との比高は40-50 mに及ぶ. 上流部では現河床との比高は10-20 mと低くなる.

**岩相** 層厚1-2 mの泥岩礫から構成される. 大多喜町石神(第4.5図7)では層厚100 cmほどの泥岩礫層が基盤の上総層群を覆う. 下部100 cmは扁平な泥岩の亜角礫で(第4.5図7), 近傍の土石流堆積物が起源と考えられる. 上部40 cmは亜円礫の泥岩礫層で, 円磨されていることから掃流起源の段丘堆積物と考えられる. この

ように夷隅川中流部の夷隅2及び後述する夷隅3段丘堆積物は土石流起源の堆積物が厚い.

**被覆ローム層** 段丘堆積物を覆う厚さ1-2 mのローム層の中程に, 火山ガラスがクリプトテフラとして多く含まれており, AGと思われる層準がある. 夷隅1面と違って, 下部にChjの火山ガラスは見られない. 石神では厚さ60 cmのローム層の真中にAGがあり, 厚さ50 cmのクロボク土に覆われる.

### 4.4 夷隅3段丘堆積物(T3)

**命名** 夷隅面の下位の段丘堆積物として本報告で命名する.

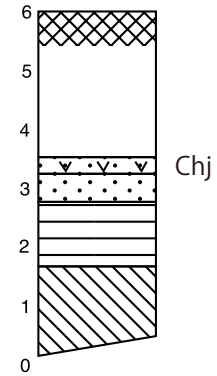
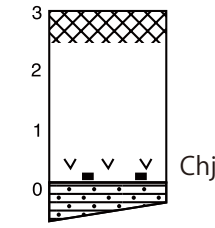
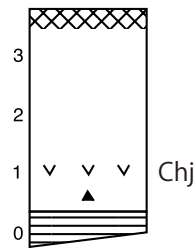
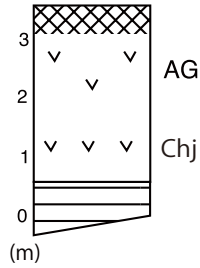
**分布** 夷隅川中流より上流に分布し, 下流では地下に埋没していると考えられる. 本堆積物の段丘面は, 夷隅川では大多喜町付近で(第4.5図10, 11), 落合川ではいすみ市上布施付近で沖積段丘の長者面に埋没する.

**岩相** 厚さ1-2 mほどの砂礫層からなる. 大多喜町仲野の沖積層に覆われる本段丘堆積物は, 扁平な泥岩礫と砂層からなり, 土石流堆積物起源と考えられる(第5.6図E-19).

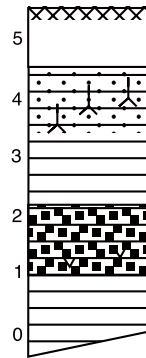
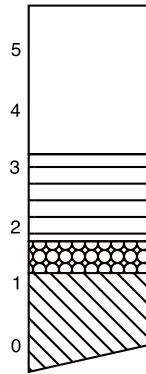
**被覆ローム層** 厚さ50-60 cmほどのローム層に覆われ, 最下部にAGの火山ガラスが散在していることが多い(第4.5図10).

## 夷隅 1 段丘堆積物

1. いすみ市岬町谷上    2. いすみ市長坂    3. 勝浦市芳賀    4. いすみ市高谷台

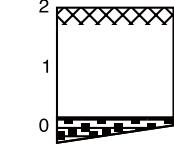
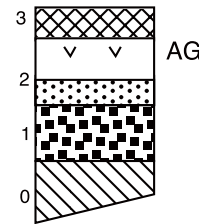


5. いすみ市玉崎神社    6. いすみ市下の原

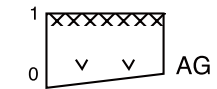


## 夷隅 2 段丘堆積物

7. 大多喜町石神    8. 勝浦市佐野

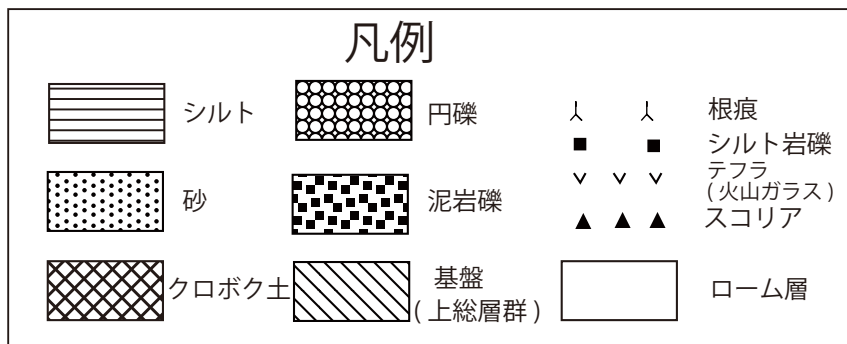
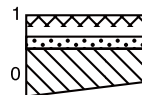
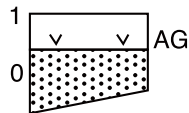


9. 大多喜町柳原

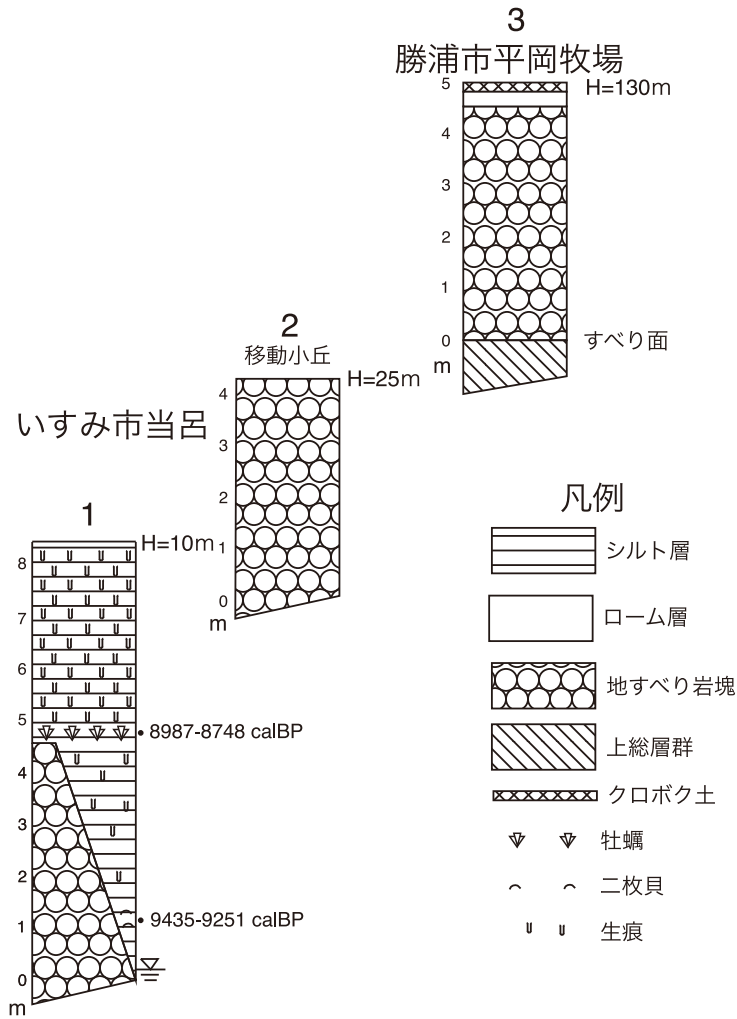


## 夷隅 3 段丘堆積物

10. 大多喜町石神 2    11. 大多喜町森宮 2



第 4. 5 図 新期段丘堆積物の柱状図.



第4.6図 地すべり堆積物とその上下位層との関係.

**年代** 本段丘は大多喜町より下流で、沖積層に覆われる。大多喜町仲野では厚さ2mの砂礫層の上位に、Isを含む腐植土層が覆い、さらに生痕のあるシルト層に覆われる(第5.6図E-19)。ここは夷隅3段丘が沖積層に覆われる場所に近く、段丘堆積物が、後氷期海成層に覆われる位置にある。本段丘堆積物の年代は最終氷期最盛期(LGM)の18kaに近いと考えられる。

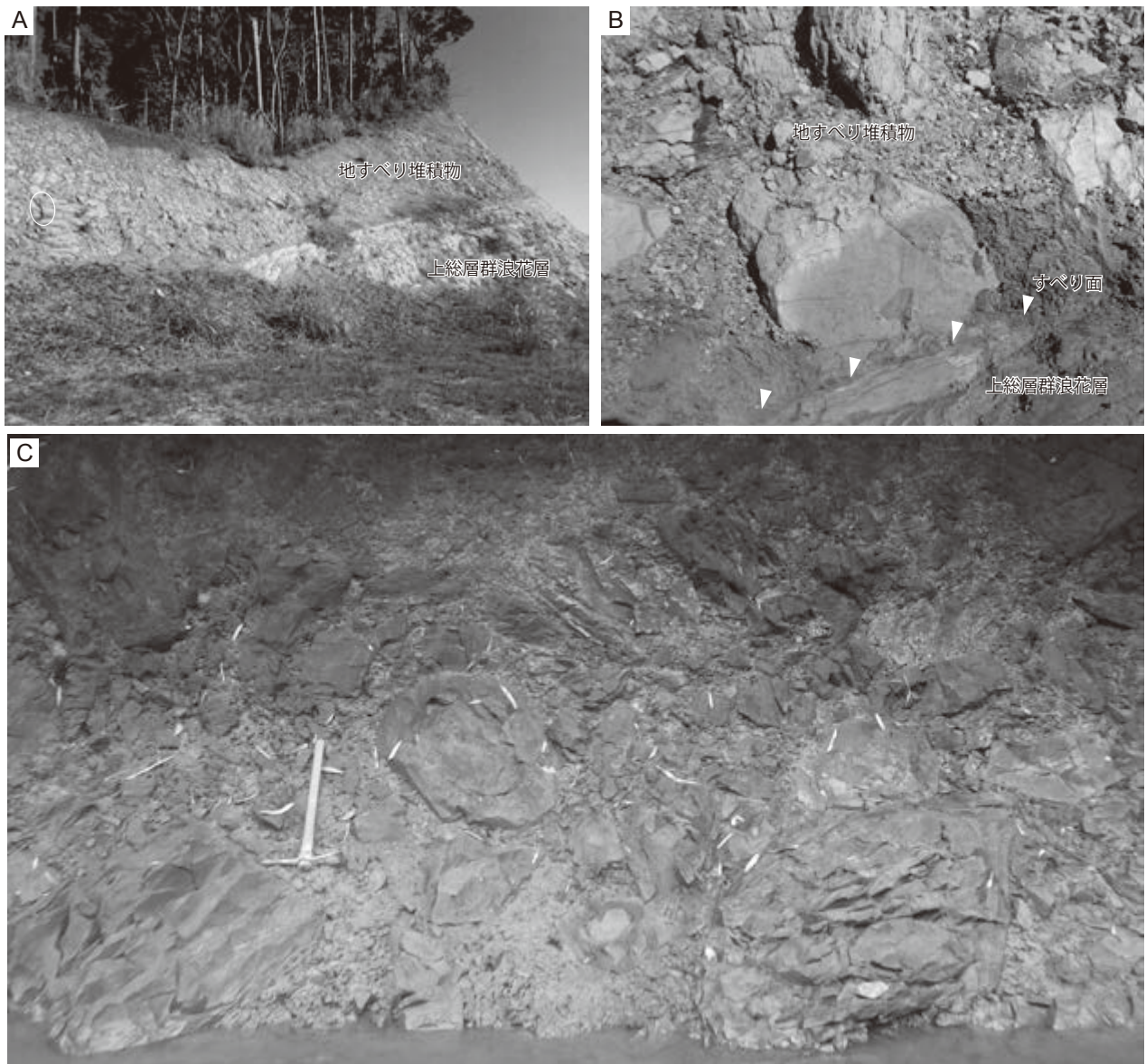
#### 4.5 地すべり堆積物

**分布** 地すべり堆積物は、泥岩の卓越する上総層群黄和田層及び浪花層の分布地域に特徴的に認められ(第1.4図)、夷隅川低地と丘陵斜面及び丘陵頂部で観察される(第4.6図、付図5)。地質図においては滑落崖及び移動岩体の分布範囲を図示している。

**岩相** 地すべり堆積物は上総層群由来と推定される泥岩礫と未固結な泥や砂からなる基質から主に成り、礫支持である(第4.7図A)。すべり面は勝浦市<sup>せきやつ</sup>関谷の露頭でのみ観察することができ、そこでは上総層群の層理面とほぼ平行である(第4.7図B)。泥岩礫は中礫から巨礫サイズのものが多く、配列傾向は明瞭でない(第4.7図C)。

**年代** 本地域の地すべり堆積物は丘陵ではローム層に覆われる場合が多く、地すべり移動体の斜面が夷隅面の段丘に連続する場合が多い。また、いすみ市<sup>あてろ</sup>当呂(第4.7図C)では地すべり堆積物が貝化石を含む沖積層に覆われることから、沖積層の器となる谷が形成された後、後氷期海進の前に地すべりが起こったと考えられる。以上から本地域の地すべりの形成時期は、侵食基準面が大きく低下し斜面が不安定化した最終氷期と考えられる。





第 4. 7 図 地すべり堆積物の露頭写真.

A：上総層群浪花層の上位にある地すべり堆積物（勝浦市関谷）. 写真左端付近にツルハシ（長さ 60 cm）をスケールとして示す. B：A の地すべり堆積物基底部の近接写真. C：夷隅川沿いに露出する地すべり堆積物（いすみ市当呂）.

## 第5章 沖積層

(大井信三・宇都宮正志)

本報告では丘陵を開析する谷，あるいは海岸付近の低地を埋積する更新世末期から完新世の未固結の堆積物を沖積層と定義する。上総大原地域においては，沖積層は夷隅川低地に広く分布するほか，海岸部の日在浦低地，塩田川低地，御宿低地に分布する(第1.2図)。そのほか丘陵を開析する谷の谷底にも分布する。

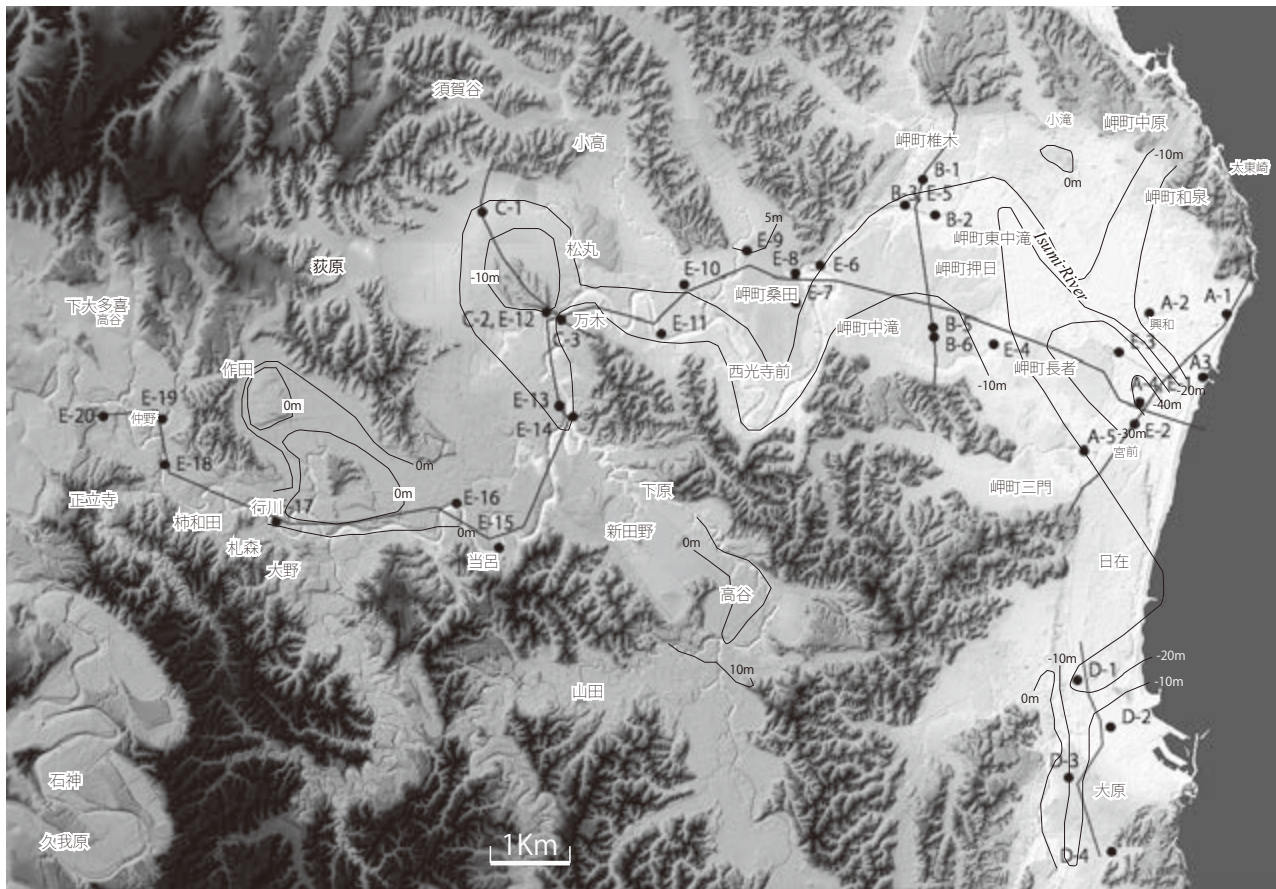
本地域は隆起域のため沖積層の多くは段丘化している。この段丘化している沖積層を沖積段丘堆積物とし，長澤(1979)の区分に準じ上位から長者段丘堆積物(長者面)，和泉段丘堆積物(和泉面)，福原段丘堆積物(福原面)と区分した。

これらの低地の地下の堆積物を沖積谷埋め堆積物とする。その層厚は夷隅川河口で最大40m以上に達する(第5.1図E-1)。沖積谷埋め堆積物は地質図上には図示さ

れない。この谷埋め堆積物の表層付近に分布する堆積物を沖積表層堆積物とする。

### 5.1 研究史及び概説

夷隅川沖積低地の地形発達史の研究は，長澤(1979)が詳しく論じた。長澤は完新世段丘を長者面，和泉面，福原面と3段に区分し。長者面の珪藻分析を行い堆積環境の推定を行った。そして完新世段丘堆積物に対応した沖積層の層序を位置付け，地形発達史と相対的海面変化を論じた。関本・遠藤(1989)は古夷隅湾の縄文海進期の堆積物の底生有孔虫群集の分析を行い堆積環境の変遷を論じた。一木(2012)は，古夷隅湾の内湾の形成過程は既存研究と落合川自然貝層，新田野貝塚，太東崎自然



第5.1図 低地の沖積層基盤等深線図。断面図の測線は概略の位置を示す。背景図は穴倉ほか(2014)で得られた数値標高データと国土地理院の数値地図。

貝層の海域環境と貝塚形成により5時期に区分できるとした。Sakai *et al.* (2004)は夷隅川低地の完新統コア試料からこの地域の地盤隆起の年代を求め、9,000年前、6,400年前、3,500年前頃に隆起が起きていた可能性を指摘した。

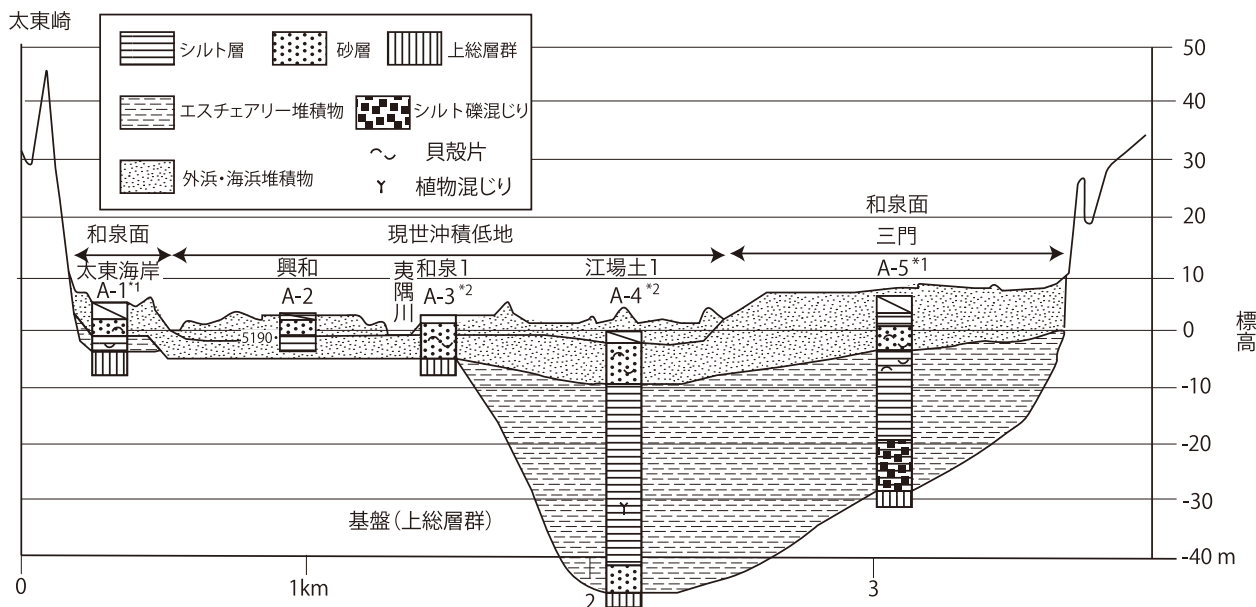
個別の研究はOhara and Taira (1974)の太東崎自然貝層の研究がある。また古地震・津波調査として夷隅川河口低地のいすみ市岬町・日在地区及び御宿低地にボーリング調査が行われている(宍倉ほか, 2013)。

これらのデータと千葉県地質環境インフォメーションバンク(千葉県, 2016)に登録されているボーリングデータ及び夷隅川低地で観察される露頭データや検土杖によるデータを用いて、沖積層の分布や年代について検討を行った。ボーリングデータでは沖積層とその下位にある上総層群の区別については、標準貫入試験によるN値が50を越えた地層は上総層群と判断した。沖積層の基底面等高線図(第5.1図)は、上総層群に達するボーリングデータの沖積層の基底深度の分布を示したものである。記載で述べる放射性炭素年代は、上総大原地域の地質調査で測定した $^{14}\text{C}$ 年代については $\delta^{13}\text{C}$ で補正し、 $2\sigma$ の誤差範囲の歴年代を示しcalBPとした。柱状図に載せた $^{14}\text{C}$ 年代については、 $2\sigma$ の誤差範囲の歴年代の中央値を示した。歴年補正が難しいものについては、補正していない年代を示しyrBPと示した。

## 5.2 沖積谷埋め堆積物

**分布** 沖積層基底等高線図(第5.1図)によると、夷隅川低地、日在浦低地、塩田川低地には沖積谷埋め堆積物が地下に伏在している。夷隅川低地下流部のいすみ市松丸、国吉、作田では、現在の夷隅川より大きく屈曲した河道が現在の沖積平野の下に埋没している。夷隅川低地河口部では最大40mの層厚の沖積谷埋め堆積物がある。塩田川低地にも深さ10mの沖積谷埋め堆積物があり、日在浦低地の東部に深さ20mの谷の出口がある。御宿低地ではボーリングデータが少なく沖積層基底面等高線図は引けないが、一部のボーリングデータでは層厚20mを越える沖積層が存在することから沖積谷埋め堆積物があると思われる。これらの沖積谷埋め堆積物は地質平面図上には表現できない。

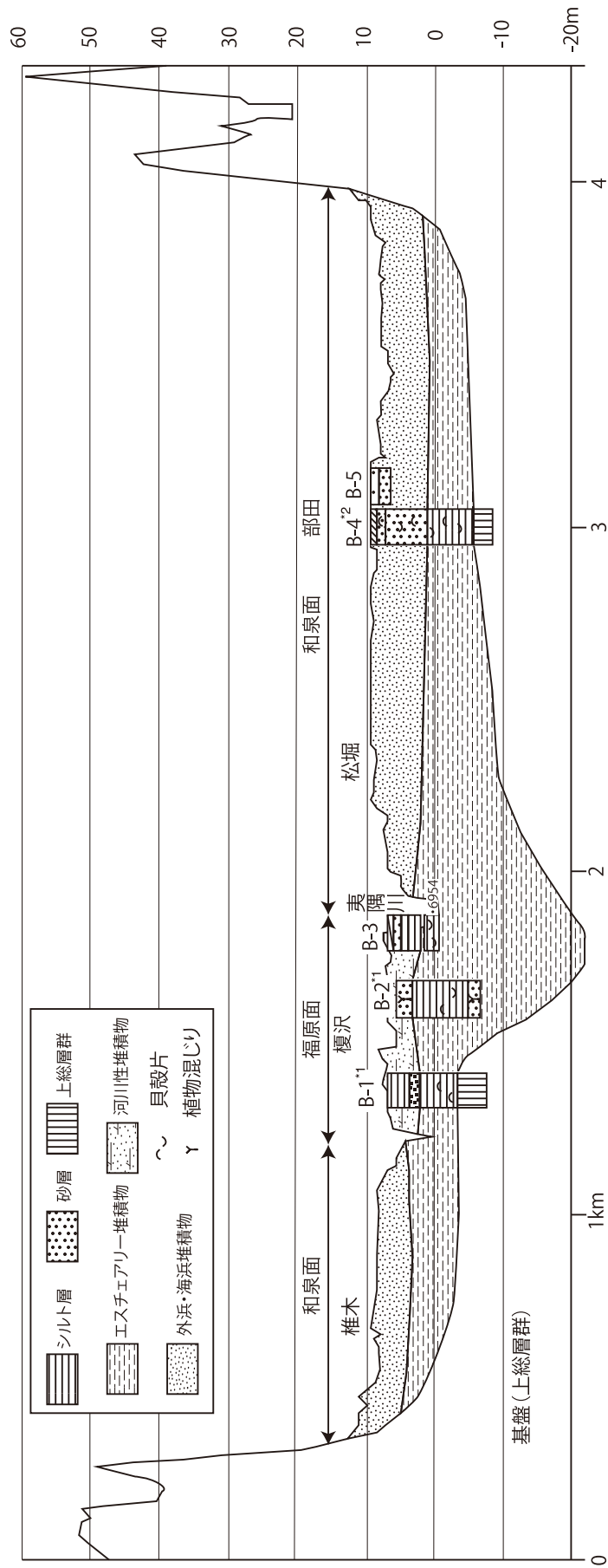
**層相** 夷隅川低地の南北の横断面と東西の縦断面の沖積谷埋め堆積物の断面図(第5.2図、第5.3図、第5.4図、第5.5図、第5.6図)及び塩田川低地の南北の縦断面の沖積谷埋め堆積物の断面図(第5.7図)を示す。この谷埋め堆積物は、層相の違いに基づき基本的に2つの累重パターンからなる。パターン1は基盤より腐植土や貝化石を含む泥層、砂質泥層、そして海棲化石を含む淘汰の良い細粒砂層が累重するパターンで、第5.5図E-1～E-9、第5.2図A-4～A-5、第5.3図B-4～B-5、第5.7図D-1～D-3が相当する。堆積環境は下部



\*1: 千葉県 (2016)

\*2: 千葉県環境研究センター提供

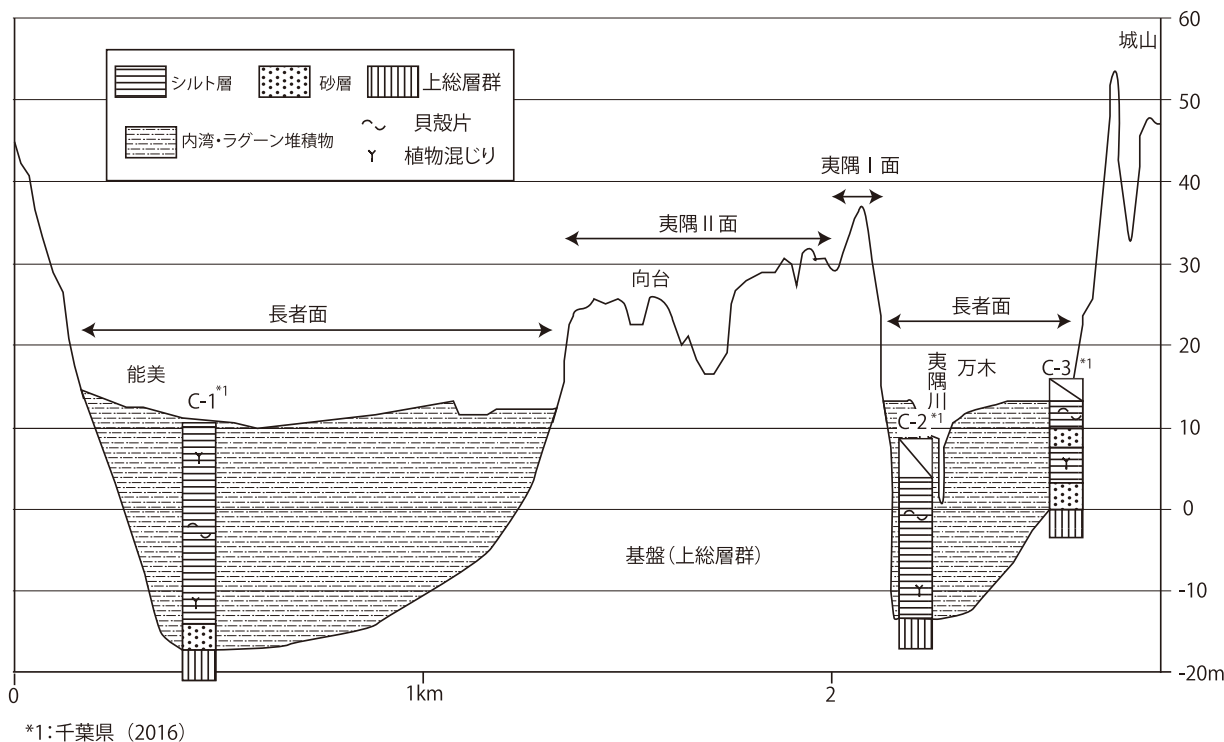
第5.2図 夷隅川下流 A 横断面図。断面の測線・ボーリング地点は第5.1図を参照。



\*1: 千葉県 (2016)

\*2: 関本・遠藤 (1989)

第5.3図 夷川川下流B横断面図. 断面の測線・ボーリング地点は第5.1図を参照.



第 5. 4 図 夷隅川下流 C 横断面図. 断面の測線・ボーリング地点は第 5. 1 図を参照.

がエスチエアリーで、上部が外浜・海浜への環境変化を示す。パターン 2 は基盤上に腐植土や貝化石が含まれる泥層と砂質泥層、その上位に汽水生及び海生の貝化石や植物化石を含む細粒砂層や泥質砂層、泥層、泥炭層が累重するパターンで第 5. 6 図 E-10 ~ E-20, 第 5. 4 図 C-1 ~ C-3, 第 5. 7 図 D4 が相当する。これはエスチエアリーから内湾・ラグーンへの環境変化を示す。

これらの沖積谷埋め堆積物は沖積表層堆積物(後述)に整合的に覆われる。

夷隅川低地のいすみ市岬町桑田(第 5. 5 図 E-8), いすみ市岬町押日(第 5. 5 図 E-6)においては、地表から 10 m の深度まで海生・汽水生貝化石を含む細粒～泥質砂層、砂質泥層が露頭として観察される。

**放射性炭素年代** 上総大原地域の完新統から産出した貝殻や植物片の試料を用いて 13 点の放射性炭素年代測定を行った(第 5. 1 表)。試料は 8 地点の露頭から 10 試料、検土杖から 3 地点を 3 試料である。さらに既存の Sakai *et al.* (2004) 及び関本・遠藤 (1989) の放射性炭素年代の測定結果を追加した。

#### テフラ

##### 夷隅火山灰層 (Is)

大多喜町仲野の長者面を構成する生痕を含むシルト層の下位に泥炭層があり、泥炭層中には厚さ 3 cm でレンズ状に白色テフラが挟在している(第 5. 6 図 E-19)。鏡下では不規則型火山ガラス、黒雲母を含む。火山ガラスの屈折率のモードは 1.500 で(第 4. 1 表)、火山ガラス

の化学組成は  $K_2O = 3.5wt\%$ ,  $CaO = 0.9wt\%$ ,  $FeO^* = 0.9wt\%$  を示す(第 4. 2 表)。火山ガラスを含む層準の泥炭の  $^{14}C$  年代は  $8,030 \pm 33 yrBP$  を示した(第 5. 1 表)。

またいすみ市小滝の吉附面を覆う新期関東ローム層上位のクロボク土中にも火山ガラスが散在している(第 5. 9 図 1)。鏡下では不規則型火山ガラス、黒雲母を含む。火山ガラスの屈折率のモードは 1.496-1.500 で(第 4. 1 表)、火山ガラスの化学組成は  $K_2O = 3.4wt\%$ ,  $CaO = 0.9wt\%$ ,  $FeO^* = 0.9wt\%$  を示す(第 4. 2 表)。このテフラを夷隅火山灰層 (Is) とする。その他いすみ市細尾の落合川河床のシルト層中にも火山ガラスを含む Is が見いだされる(第 5. 9 図 7)。

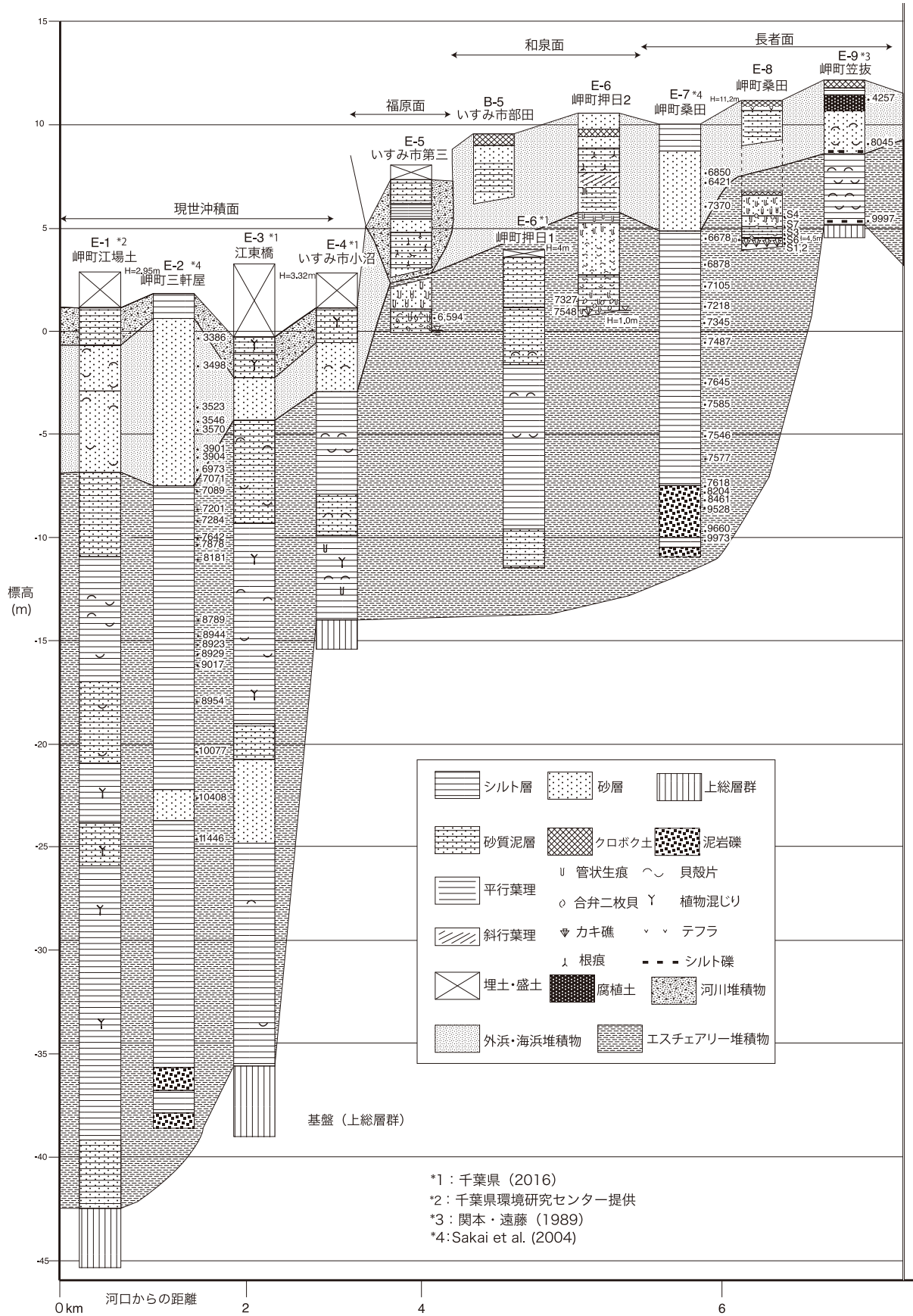
また中島ほか(2016)で記載された茂原市墨田及び睦沢町下之郷の沖積層中のガラス質テフラもこの Is に対比されると思われる。下之郷のガラス質テフラと同層準の貝化石の  $^{14}C$  年代は 7,967-7,816 calBP を示した。

このテフラの給源はわかっていないが、火山ガラスの形態や火山ガラスの化学組成から、伊豆諸島起源の流紋岩質テフラと考えられる。このテフラの年代は、テフラ挟在層準の泥炭層や同層準の貝化石の  $^{14}C$  年代から約 8 ka と考えられ、本地域での沖積層の縄文海進最盛期の鍵層として有用である。

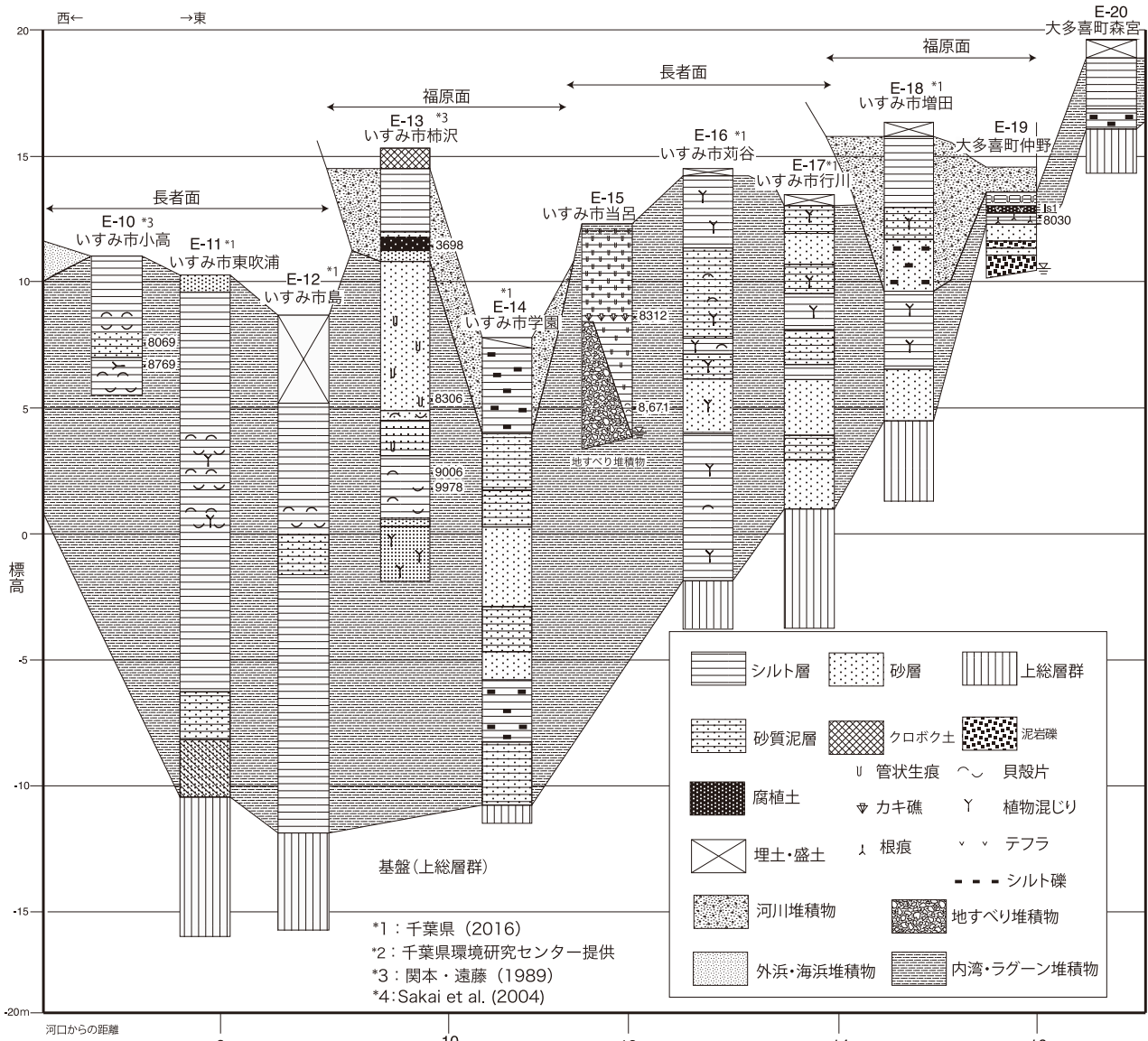
#### 貝化石

##### 太東崎貝層

本地域の貝化石は Ohara and Taira (1974) の太東崎自然貝層の研究がある。この貝層は海岸侵食によって消滅し



第 5. 5 図 夷隅川下流縦断面図その 1. 断面の測線・ボーリング地点は第 5. 1 図を参照.



第5.6図 夷隅川下流縦断面図その2. 断面の測線・ボーリング地点は第5.1図を参照.

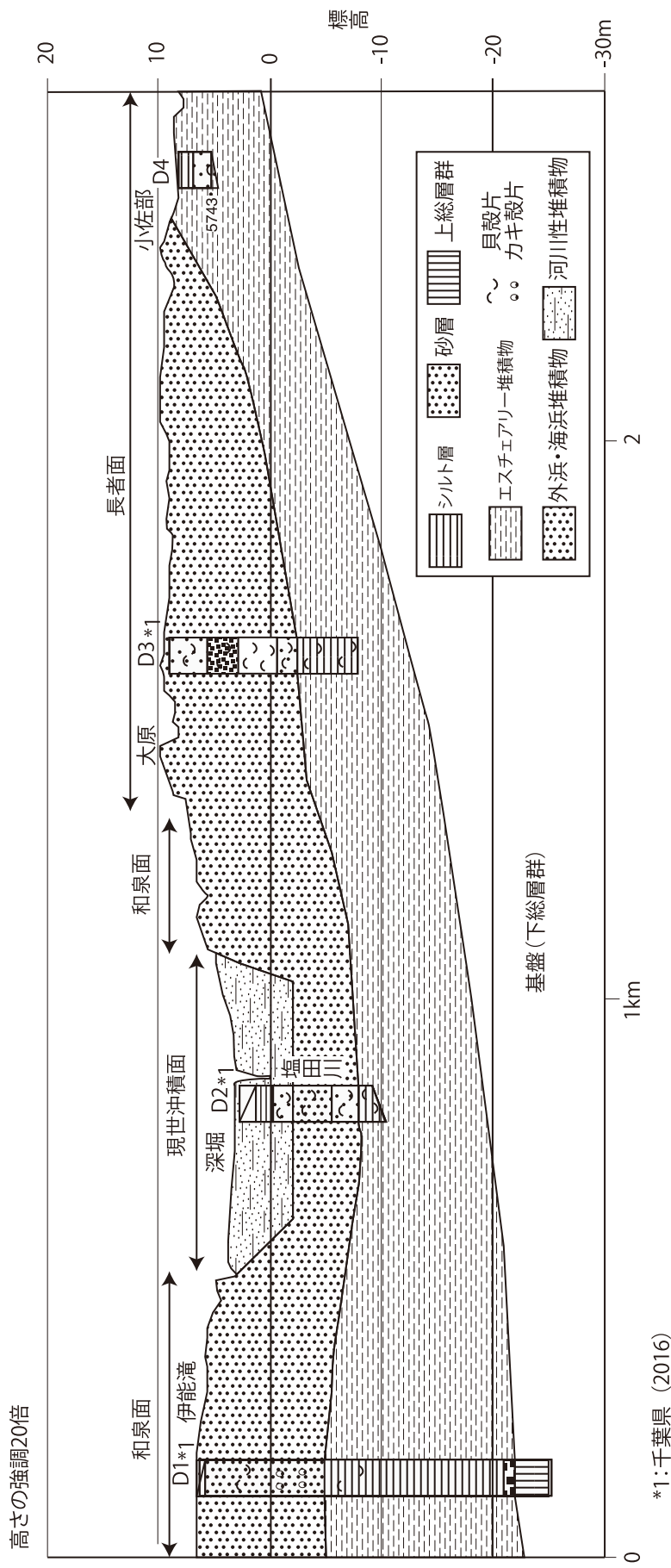
ているが、ほぼ同様な貝層が現在も海岸にあり、一木 (2012) によって記載されている。それによると太東崎貝層は下位から1~4層に区分される。まず基盤の黄和田層には穿孔貝が見られ、その上位に基盤起源の礫層の1層が載る。この礫層にも穿孔貝が見られる。2層は湾奥部の泥底群集のマガキ *Crassostrea gigas* やオオヘビガイ *Serpulorbis imbricatus* がカキ礁を形成していた。3層も基盤起源の礫層で穿孔貝が見られる。これらの1~3層は基盤を削りながら、急激な海進が起こったと考えられる。3層の礫層の上の4層は現地成のオオノガイ *Mya japonica* やカガミガイ *Phacosoma japonicum* などの湾中央部の泥底群集、キクメイシモドキ *Oulastrea crispata* も見られ後水期海進温暖期を示している。

貝層の年代は2層にあるマガキからは7,570-7,420

calBP (一木, 2012) で、Ohara and Taira (1974) のA層からはキクメイシモドキ、マガキが産出し近似した年代が出ている。第5.9図2の太東崎については一木 (2012) の層区分と年代値を示した。

#### 落合川貝層

落合川の下流、いすみ市下原の河岸に露出していた泥層中の厚さ2m以上に及ぶカキ礁で、自生しているマガキの年代が8,207-8,013 calBPを示した(第5.9図3, 第5.1表)。本地点から700mほど下流では、一木 (2012) により記載されている河岸の露頭がある。マガキやハイガイ *Tegillarca granosa* が産出し、それぞれ8,510-8,320 calBP, 8,370-8,180 calBPの年代を示している。また付近の新田野自然貝層(小野田・本吉, 1982)のマガキでは7,310 ± 220 yBPの年代が示されている。



第 5. 7 図 塩田川低地縦断面図. 断面の測線・ボーリング地点は第 5. 1 図を参照.



第 5. 1 表 沖積層に含まれる試料の放射性炭素年代測定結果

分析試料	場所		標高(m) TP	<sup>14</sup> C年代 yrBP	歴年補正年代(2σ) cal. yrBP	Lab. ID
二枚貝 マガキ	いすみ市岬町桑田	露頭 E-8	4.5	7,410±30	7,945-7,795	IAAA-152474
二枚貝 オオノガイ	いすみ市岬町押日	夷隅川露頭 E-6	1.5	6,800±30	7,401-7,256	IAAA-152475
二枚貝 マガキ	いすみ市下原	落合川露頭5.9-3	5.0	7,670±30	8,207-8,013	IAAA-160544
二枚貝 マガキ	いすみ市岬町押日	夷隅川露頭 E-6	1.0	7,071±31	7,620-7,476	IAAA-160546
二枚貝 オニアサリ	いすみ市小佐部	検土杖 D4	6.0	5,743±29	6,261-6,062	IAAA-160547
泥炭	大多喜町仲野	露頭 E-19	10.0	8,030±33	9,016-8,849, 8,839-8,775	IAAA-160548
植物片	御宿町久保	検土杖 5.9-4	8.0	Modern		IAAA-160549
二枚貝 オキシジミ	いすみ市当呂	夷隅川露頭 E-15	4.0	8,670±30	9,435-9,251	IAAA-161875
二枚貝 マガキ	太東崎海岸	露頭 6-2	4.0	7,380±30	7,929-7,767	IAAA-161876
二枚貝 ウラカガミ	いすみ市岬町榎沢	夷隅川露頭 E-5	1.0	6,590±30	7,214-7,011	IAAA-162684
二枚貝 マガキ	いすみ市当呂	夷隅川露頭 E-15	7.0	8,310±30	8,987-8,748	IAAA-162685
貝殻片	いすみ市興和	検土杖 A-2	0.0	5,190±30	5,608-5,446	IAAA-162686
二枚貝 カモメガイ	御宿町六軒町	露頭 6-3	20.0	8,150±30	8,751-8,532	IAAA-172885
二枚貝 サギガイ	御宿町六軒町	露頭 7-2(泥岩礫)	20.0	3,820±30	3,859-3,676	IAAA-172886

### 夷隅川貝層

夷隅川沿いにも数カ所の貝層が分布する。

いすみ市第三(第 5. 5 図 E-5)では、砂泥互層からなる福原段丘堆積物の下位に、生痕が多く見られる泥質砂層があり、その中にウラカガミ *Dosinella angulosa* が自生している、その年代は 7,214-7,011 calBP を示す(第 5. 1 表)。そのほかバイ *Babylonia japonica* を産する。

いすみ市岬町押日(第 5. 5 図 E-6)では、夷隅川河岸の標高 1 m 付近の砂質泥層にマガキ、標高 1.5 m 付近にオオノガイが産出し、その年代はそれぞれ 7,620-7,476 calBP, 7,401-7,256 calBP の年代を示す(第 5. 1 表)。押日のカキ礁で、夷隅川は大きく屈曲し、カキ礁からなる岬を形成している。そのほかアカニシ *Rapana venosa*, イタボガキ *Ostrea denselamellosa*, コシダカガンガラ *Omphalius rusticus*, バイ, アカガイ *Scapharca broughtonii*, アサリ *Ruditapes philippinarum*, ウラカガミ, トリガイ *Fulvia mutica*, コベルトフネガイ *Arca boucardi*, ウチムラサキ *Saxidomus purpurata* を産する。

いすみ市岬町桑田(第 5. 5 図 E-8)では、標高 4.5 m の泥層中にマガキ, ウチムラサキなどの二枚貝が合弁かつ生息姿勢を保った状態で産出する。マガキの年代は 7,945-7,795 calBP を示す(第 5. 1 表)。その年代から後氷期海進高海水準期に相当する。その他ウラカガミ, 穿孔貝のカモメガイ *Penitella kamakurensis* を産する。

いすみ市当呂(第 5. 6 図 E-15)では、地すべり堆積物を沖積層の泥層が覆っている。この泥層には生痕が多く見られ、下部にオキシジミ *Cyclina sinensis* が合弁かつ生息姿勢を保った状態で産出する、上部にマガキの貝層が見られ、その年代はそれぞれ 9,435-9,251 calBP, 8,987-8,748 calBP を示す(第 5. 1 表)。その他ハイガイ *Tegillarca granosa*, ツメタガイ *Glossaulax didyma*, カワアイ *Cerithidea (Cerithideopsilla) djadjariensis* を産する。

### 御宿貝層

御宿町六軒町の段丘堆積物には、サギガイ *Macoma sector*, シジミの一種 *Corbiculidae* sp., 穿孔貝のカモメ

ガイが見られる。カモメガイは 8,751-8,532 calBP の年代を示す(第 5. 9 図 6, 第 5. 1 表)。

有孔虫化石 関本・遠藤(1989), 遠藤(1983)は、国吉層(本調査の沖積谷埋め堆積物)の有孔虫を調べ、古夷隅湾の環境変動を調べた。それによれば湾口部付近にあたるいすみ市岬町桑田では国吉層は全体に *Miliolinid* が卓越する湾口～沿岸群集が優先しており、湾中央部にあたるいすみ市笠拔では、下部層(本調査の沖積谷埋め堆積物の下部)は *Ammonia beccarii* 及び *Cribrononion somaense* の湾中央群集が卓越し、上部層(本調査の沖積谷埋め堆積物の上部)は *Ammonia beccarii* の湾口～沿岸群集への変化が認められる。さらに上流側のいすみ市小高では下部層では *Ammonia beccarii* の湾奥群集が優先し、上部層では浮遊生有孔虫比が最大になり、さらに上位では再び湾奥群集の卓越が見られるとした。

珪藻化石 長澤(1979)は沖積谷埋め堆積物の当時の湾口部(岬町西光寺前), 湾中央部(いすみ市望地), 湾奥部(いすみ市稲荷越)において沖積谷埋め堆積物から珪藻化石を分析した。全体として *Coconeis scutellum*, *Nitzschia granulata* の出現率が高く、海水～汽水の静水域の内湾であったとした。最奥部では淡水～汽水棲の *Surirella ouata* が認められ内湾の河口沖付近の環境が推定されるとした。

## 5. 3 沖積段丘堆積物 (Ch, Iz, Fu)

### 5. 3. 1 長者段丘堆積物 (Ch)

沖積段丘で最も上位の段丘面が長者面で、後氷期海進最盛期の段丘である。夷隅川, 落合川, 塩田川に沿って谷奥まで入り込んで広い地形面を形成している。日在浦低地では、いすみ市若山付近に 3 列からなる砂州列があり、高海面時の浜堤列として長者段丘堆積物に含めた。

堆積物はいすみ市岬町桑田やいすみ市大原などの湾口砂州の位置にある淘汰の良い細砂からなり白斑状生痕の発達する海浜相の堆積物である。この湾口砂州より西側

では泥質な内湾・ラグーン相の海成の堆積物からなり、長澤(1979)の長者層、関本・遠藤(1989)の国吉層上部層に相当する。その上位には斜交葉理の発達する河川性の砂層と腐植土層を挟在する氾濫堆積物のシルト層が重なる場合がある。これは海進最盛期以降の延長川による堆積物と考えられ、福原段丘堆積物に相当する。

夷隅川や落合川の上流では段丘堆積物の厚さ3-10mで、基底部に泥岩礫のある腐植土混じりシルト層からなりクロボク土に覆われる。

### 5.3.2 和泉段丘堆積物 (Iz)

長者段丘の前面に、長者段丘よりやや低い段丘が広く分布する。この段丘はいすみ市岬町長者や日在において数列の砂州列を形成しており、沖積層の累重パターン1の細砂からなる海浜相の堆積物に相当する。後水期海進後の海退期の海浜・外浜の堆積物と考えられる。長澤(1979)の和泉層、関本・遠藤(1989)の国吉層上部層に相当する。

### 5.3.3 福原段丘堆積物 (Fu)

長者・和泉段丘を切って、現河川沿いに発達する狭い段丘で、河成の砂質泥層～砂礫層からなる。夷隅川下流の河口部では現在の氾濫平野に埋没している。長澤(1979)の福原層、関本・遠藤(1989)の横宿層に相当する。

## 5.4 沖積表層堆積物 (a, ac, al, as, br)

### 後背低地及び谷底平野堆積物 (a)

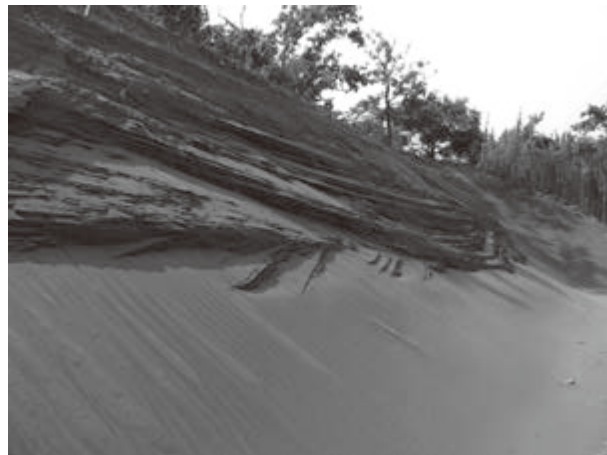
夷隅川河口及び塩田川河口にはシルト層及び砂泥互層からなる後背低地及び谷底平野堆積物 (a) が分布している。また丘陵を開析した谷奥は段丘化しておらず、谷底平野堆積物が分布している。それぞれの沖積低地での沖積表層堆積物については個別に述べる。

**夷隅川低地の沖積表層堆積物 (第 1.4 図) : 砂州及び砂丘堆積物 (as)・旧河道堆積物 (ac)・自然堤防堆積物 (al)**

夷隅川低地の河口部に沖積表層堆積物が見られる。夷隅川は和泉浦・日在浦の砂州 (as) に塞がれ、曲流して現在より南に河口があったと考えられる。いすみ市興和にはこの河道に接続するようにシルト層からなる旧河道 (ac) が発達し、現在の河道の周囲には砂層からなる自然堤防堆積物 (al) が発達する。

**九十九里浜平野南端の沖積表層堆積物 : 砂州及び砂丘堆積物 (as)・浜堤堆積物 (br)**

本図幅陸域の太東崎は、九十九里浜平野の南端部に相当する。海岸には砂層からなる現世の砂州 (as) と浜堤



第 5.8 図 一宮町東浪見の砂丘堆積物。位置は付図 5 を参照。

堆積物 (br) があり、これは九十九里浜平野の第Ⅲ浜堤堆積物 (br3 : 中島ほか, 2016) に相当する。一宮町東浪見の丘陵との境界にあたる九十九里崖線には、斜面堆積物に覆われ、上部はクロスナ層からなる砂丘堆積物 (as) が見られる (第 5.8 図)。これは九十九里浜平野において第Ⅰ・第Ⅱ浜堤 (中島ほか, 2016) を形成した高海面時の海岸の砂が起源と考えられる。

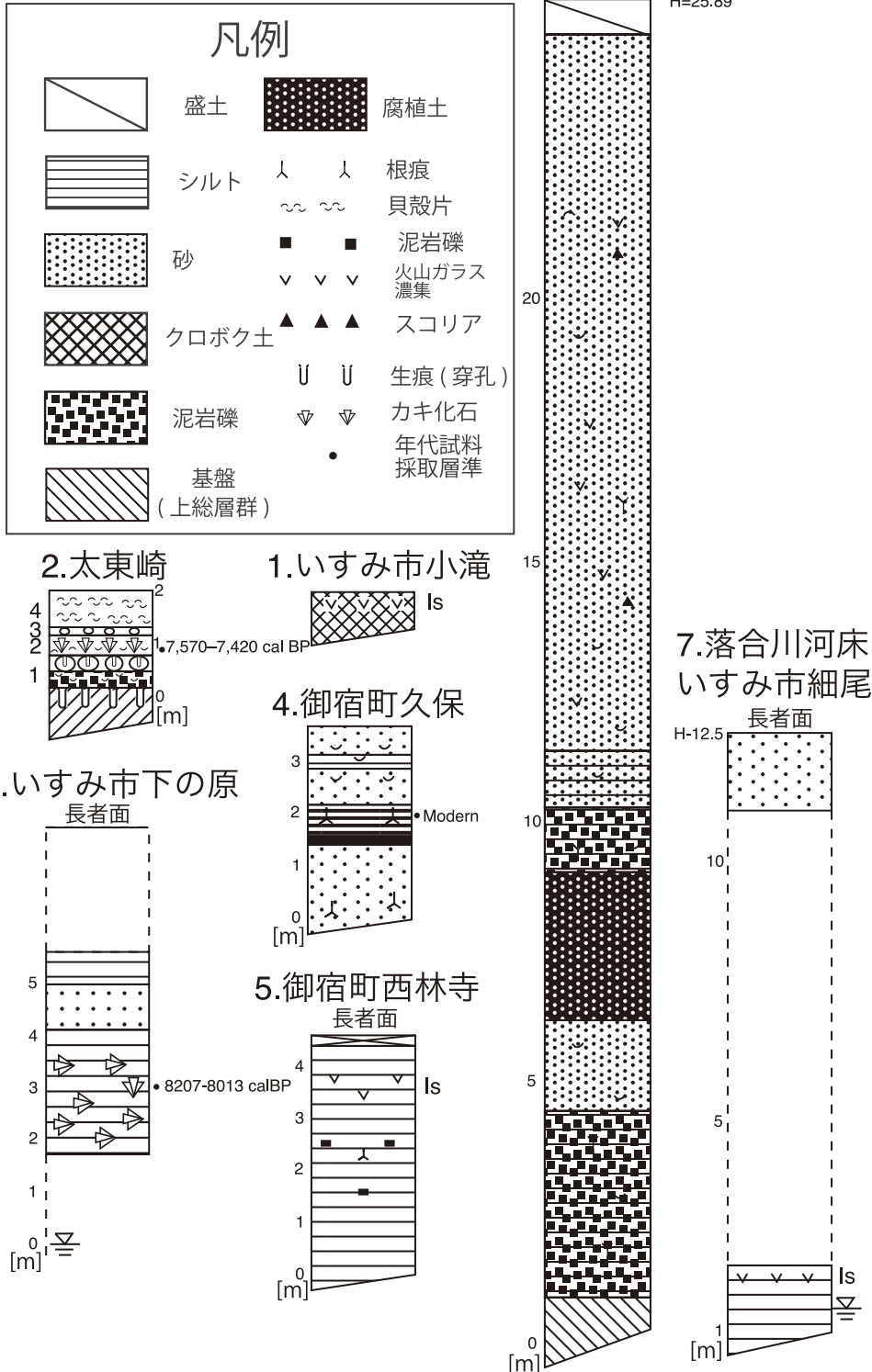
**御宿低地の沖積表層堆積物 : 砂州・砂丘堆積物 (as)・後背低地及び谷底平野堆積物 (a)**

御宿町浜には現海岸線に平行した砂州・砂丘がある。また清水川より東の低地には丘陵に向かって緩やかに傾斜し、淘汰の良い砂で覆われた地形面がある。この地形面には南西から北東に伸びた微高地が見られ、砂州列とそれを起源とした砂丘のように見えるが、御宿町久保 (第 5.9 図 4) の泥質な堆積物は現世を<sup>はちまんみさき</sup>示し過去の砂州列ではない (第 5.1 表)。これは勝浦市八幡岬から御宿町に伸びた上総層群からなる丘陵の海岸侵食による漂流砂を起源とした現世の吹き寄せ砂丘で、砂州・砂丘堆積物 (as) として区分した。御宿町須賀及び高山田付近は泥質な堆積物からなる清水川の氾濫平野で、後背低地及び谷底平野堆積物 (a) とした。

## 5.5 人工堆積物 (r)

海岸部は漁港などの造成のため、人為的に改変されている地域がある。太東港、大原漁港、岩船港、御宿岩和田漁港などである。この他内陸部にもゴルフ場建設などで改変されている地域があるが、元の地形や埋め戻しの評価が困難であることから地質図には示していない。

6. 御宿町六軒町  
長者面



第5.9図 沖積層柱状図. 位置は付図5を参照. 2の太東崎については一木(2012)の層区分と年代値を示した.

## 第6章 地殻変動と地質構造

(大井信三・宇都宮正志)

### 6.1 地殻変動

国土地理院の海岸昇降検知センターは各験潮場の連続的な地殻変動記録を公開している(国土地理院, 2016). このうち上総大原地域に最も近い勝浦験潮場では1967年から2011年の間で年間約3 mmの速度で沈降している. ただし2011年3月11日の東北日本太平洋沖地震後には隆起傾向に転じている. この傾向は南房総の布良験潮場が同地震後も沈降し続けている傾向と対照的であり,むしろ東北日本太平洋岸の各験潮場と調和的である.

房総半島南部の隆起を説明するのに, 2つの歴史地震1703年元禄関東地震(元禄地震)と1923年大正関東地震(大正地震)と同様な地殻変動を伴う地震が, 繰り返し発生したと説明されている(Imamura, 1928). 最近では津波堆積物や低地の微地形の研究が進み, 相模トラフ沿いの地震の再来間隔や地形発達に関連などに関する新たな知見が得られている(宍倉, 2001; 宍倉・宮内, 2001). しかし房総半島東部の地殻変動については不明な点が多い.

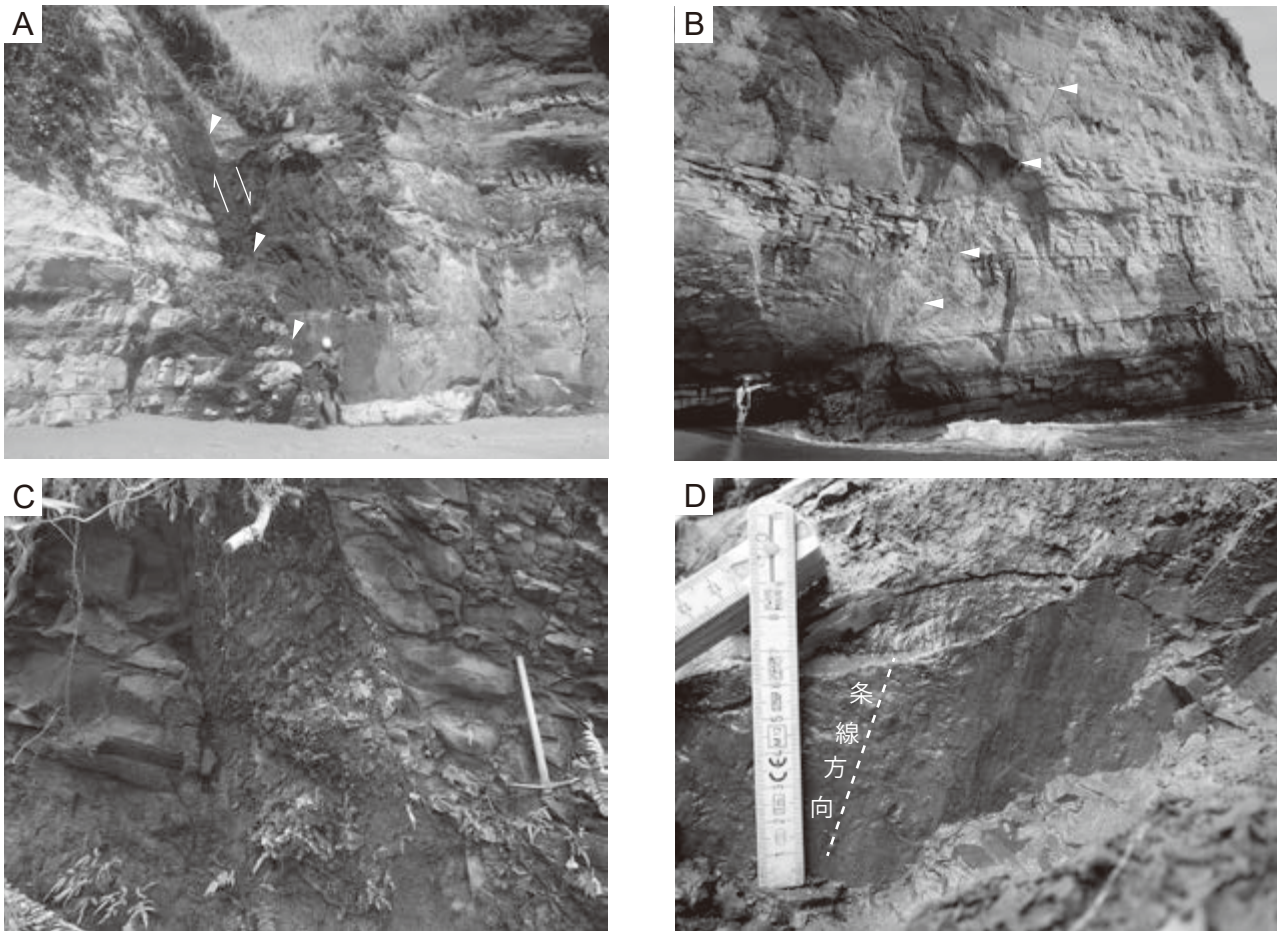
より長期的な時間スケールの構造運動を知るためには, 上総大原地域に発達する多数の正断層や上総層群の北西傾斜が重要な手がかりになる. その上で, 房総半島東方沖に存在するとされる鹿島房総隆起帯と呼ばれる隆起帯が重要視されてきた. この隆起帯はいわゆる関東造盆地運動の過程で第四紀以降に顕著になった隆起部とされる(貝塚, 1974; 菊地, 2001). 一方, 上総大原地域は房総半島東方沖の海溝三重会合点近傍に位置しており, 複雑なプレート配置となっていることから, 単純なプレート境界型地震のモデルでは上総層群の北西傾斜は説明できないという考え方(宍倉, 2001)もある.

### 6.2 上総層群の地質構造

上総大原地域の上総層群は北西におおよそ $25^{\circ}$ 以下で緩傾斜する同斜構造を示し, 傾斜角は勝浦層から黄和田層下部(およそKd38まで)で $5\sim 15^{\circ}$ , 黄和田層中・上部でやや大きく $10\sim 25^{\circ}$ , その上位の大田代層から国本層では再び小さくなり $5\sim 15^{\circ}$ を示す. この北西傾斜の同斜構造は上総層群の堆積中心の北方移動の結果と考えられている. 三梨ほか(1986)は房総半島東方沖から関東平野中央部の地下に分布する上総層群について仮想基

盤変位法(Kodama *et al.*, 1985)を適用し, 最大層厚部すなわち沈降の中心の段階的移動を基盤の上下運動で説明した. こうした傾動運動は上総層群の圧密履歴の検討によっても支持されている. すなわち上総層群下部の圧密降伏応力は上位の地層の厚さから推定される上載荷重よりも小さいことから, 傾動により堆積中心が北西方向に移動した結果, 地表に露出している地層の厚さよりも実際に上位に重なった地層の厚さが薄かったと解釈されている(Uehara *et al.*, 2016; Kamiya *et al.*, 2018).

上総大原地域の上総層群には南北から北北東-南南西方向の走向を持つ正断層が多数発達する(第3.1図, 第6.1図). これらの南北性正断層の多くは東落ちであり, 南ほど北東よりの走向を持ち(小断層解析グループ, 1973), 北へ向かって, すなわち上位の地層では落差を減じることが知られている(河井, 1952). 小断層解析グループ(1973)は本地域内で鍵層のずれから落差をもとめ, 東西10-20 kmの断面で500 mの落差があることを示した. 衣笠ほか(1969)は小断層の形態を詳細に記載し, 断層面付近で褶曲や引きずりを伴うものやそうでないものなど断層面の形態的特徴を区分するとともに, 共役断層法によってこれらの正断層から応力場の検出を試みた. Angelier and Huchon (1987)は上総大原地域の海岸部に露出する勝浦層~黄和田層で小断層解析を実施し, 南北圧縮とNW-SE方向の引張応力場を検出したが, 測定した断層の層準や検出された応力場との関係は不明である. その後三野・山路(1999)は共役断層法の問題点を指摘し, 大田代層, 梅ヶ瀬層及び国本層の小断層から逆解法により3つの応力状態を検出した. またYamaji (2000)は三野・山路(1999)のデータセットを基に4つの応力状態A, B, C及びDを検出し, このうちAとBは3層全てで検出され, Cは国本層で見られず, Dは国本層にしか見られないことを示した. このことから, 大田代層と梅ヶ瀬層の堆積時に応力場C(最大圧縮主応力軸 $\sigma_1$ がほぼ鉛直, 最小圧縮主応力軸 $\sigma_3$ がWNW-ESE)を, その後国本層堆積時に応力場D( $\sigma_1$ がほぼ鉛直,  $\sigma_3$ がNNE-SSW)を被ったと考えられている(Yamaji, 2000). Otsubo *et al.* (2017)は, 変位量が大きく5万分の1地質図で表現可能なNNE-SSW走向の正断層を観察し, 同一の断層面上に新旧2方向の条線が認められることとそれらがYamaji (2000)の応力場CとDと調和的なことから, 応力場の変化に伴って断層が再活動したと考えた. これら引張応力場に加え, Angelier and Huchon (1987)は上総



第 6.1 図 上総層群に発達する断層露頭。

A：勝浦層を切る東落ちの正断層（付図 2.8，小浦海岸）。B：勝浦層を切る西落ちの正断層（付図 2.8，田尻海岸北東部）。  
C：黄和田層を切る正断層の断層破碎帯（いすみ市荒木根ダム）。ツルハシの長さは 60 cm。D：黄和田層最上部を切る断層面に発達した条線（いすみ市大野，大野川沿い）。

層群から南北圧縮応力場を検出しているが，測定した断層の位置は定かではない。

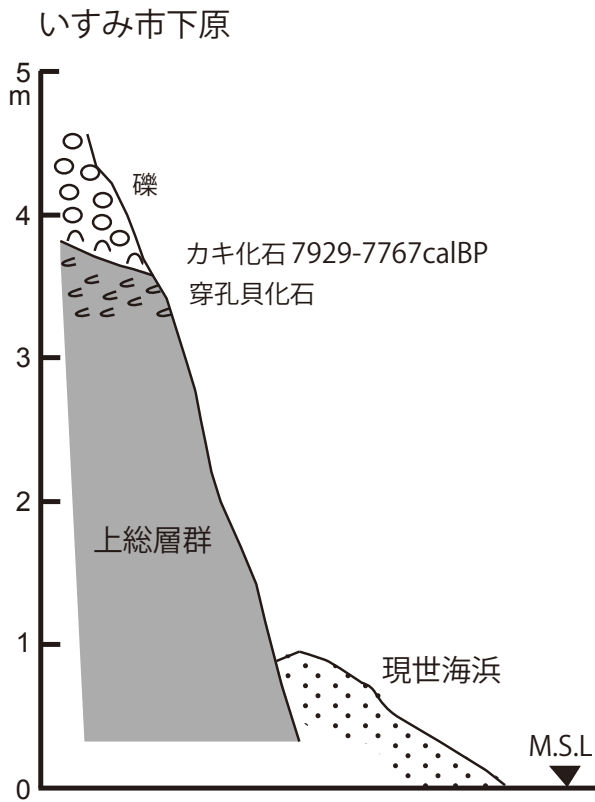
本図幅範囲の北部に分布する断層については石和田ほか(1971)が 1 万 5 千分の 1 の縮尺で詳細なマッピングを行なっている。このうち夷隅川の北側については露頭状況が良くないことから断層露頭はほとんど確認することが出来なかった。本図幅では石和田ほか(1971)の図示した断層のうち，断層に固有の名称が与えられている重要な断層と，5 万分の 1 スケールでテフラ鍵層を大きく変位させているもののみを図示した。

### 6.3 完新世の旧汀線高度と地殻変動

完新世最高位旧汀線は，後氷期海進最盛期の海水準に対応する汀線として知られ，その高度は完新世の地殻変動を反映している。そこで上総大原地域での沖積層の標高と年代から，本地域での完新世最高位旧汀線高度を推測する。

太東崎 いすみ市下の原の海岸にある太東崎自然貝層たいとうざき (Ohara and Taira, 1974) は，標高は 4 m ほどで，4 層からなる海進最盛期における貝類群集で，間に礫層を挟む。同露頭から南へ 250 m 離れた海食崖(第 6.2 図)では標高 4 m の上総層群に穿孔が見られ，上位の円礫層との間にマガキ化石がある。その  $^{14}\text{C}$  年代は 7,929-7,767 calBP で太東崎自然貝層と同じ海進最盛期の年代を示す。付近の完新世最高位段丘ちやうじよの長者面は標高 10 m を示すので，海進期の貝類を含む完新世の谷が，最高位の段丘堆積物に覆われて，その後海岸侵食により洗い出されたと考えられる。

岬町桑田(第 5.5 図 E-8) いすみ市岬町桑田くわだから下矢竹，第三にかけて，夷隅川や椎木川を塞ぐようにして砂から成る微高地が伸びている。桑田より西側の夷隅川低地ではシルト層となることから，これは後氷期海進の砂州で，夷隅川低地の湾口砂州を形成していたと考えられる。桑田では付近の水準点からの水準測量を行った結果，この砂州は標高 11.2 m を示した。砂州はクロボク



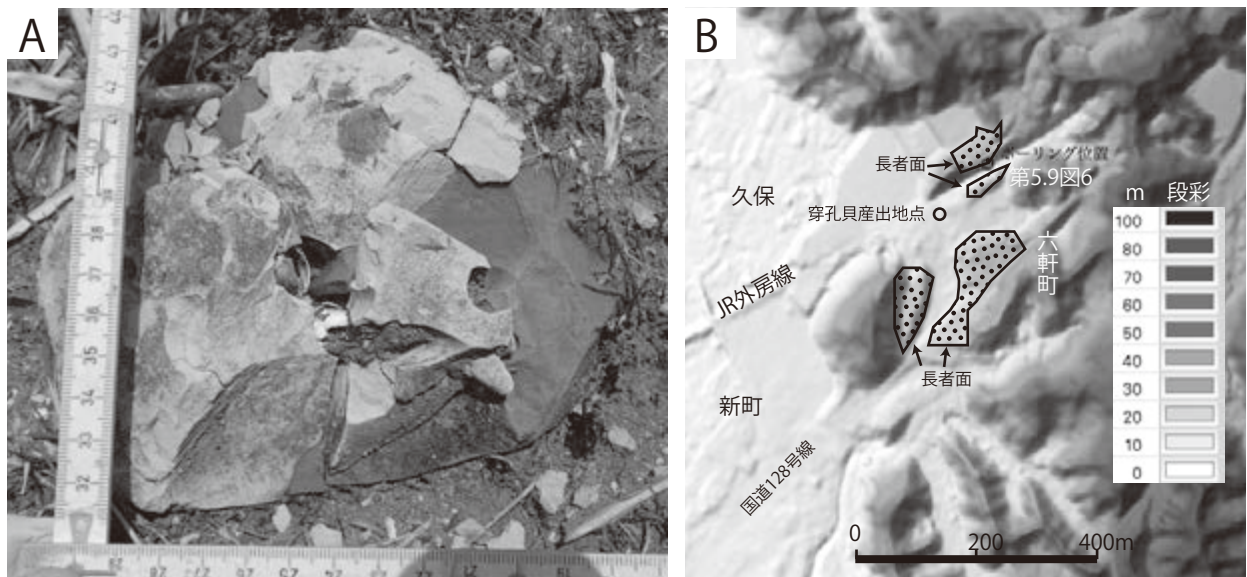
第 6. 2 図 いすみ市下の原における離水海岸の断面図と年代値。

土に覆われる平行葉理の発達した淘汰の良い砂層が厚さ 2 m ほどあり、海浜相を示す。この海浜堆積物の中位を堆積当時の平均海水準とすれば、桑田での完新世旧汀線高度は 10.2 m ということになる。同露頭下位のシルト層には自生したカキ礁がありその  $^{14}\text{C}$  年代は 7,945–7,795 calBP で、太東崎のカキ化石とほぼ同じ海進期の年代を示した。

いすみ市当呂、大多喜町仲野 (第 5. 6 図 E-15, E-19) いすみ市当呂では、生痕が多く見られる泥層が、上限は明確ではないが少なくとも標高 13 m まで見られる。含まれるマガキの  $^{14}\text{C}$  年代は 9,435–9,251 calBP を示す。

また大多喜町仲野でも、生痕の多い泥層が標高 13 m 以上に達しており、直下の泥炭層中には Is が挟入している。これらの海成層上限の標高は桑田の海浜の海浜相の標高より高く、湾口砂州の形成される以前に古夷隅湾の奥まで、海が侵入していたことを示している。

御宿町六軒町 御宿町の北東、六軒町の標高 25 m ほどの沖積低地谷奥に長者面に相当すると思われる段丘面がある (第 6. 3 図 B)。ボーリングデータ (第 5. 9 図 6) によれば深さ 24 m 程の谷で、基底部に泥岩礫があり、礫層は腐植土層に覆われる。上部は細砂層で、全体に貝殻を混入することから、1 サイクルの海成層であると言える。この段丘の露頭では貝殻の破片を混入した淘汰の良い砂層に離棄のシジミの貝化石が見られ、標高 20 m 付近の泥岩礫には穿孔があり一部ではカモメガイが入った状態で見られる (第 6. 3 図 A)。このカモメガイの  $^{14}\text{C}$  年代は 8,751–8,532 calBP で後水期海進最盛期を示している。



第 6. 3 図 御宿町六軒町の長者面及び穿孔貝。

A: 御宿町六軒町の長者面構成礫にみられる穿孔貝。 B: 御宿町六軒町の長者面分布図。

御宿町西林寺(第5.9図5) 清水川の奥にあたる西林寺<sup>さいりん</sup>では、標高20mほどの水田からなる平坦面がある。検土杖によれば、深さ5mまではシルト層からなり、表土から1mほどのシルト層中には不規則型の火山ガラスが混入している。火山ガラスの化学組成の類似からIsに対比されると考えられ、Isは後氷期海進最盛期付近のテフラと考えられることから、旧汀線高度は20m程であったと考えられる。

上総大原地域の完新世最高位旧汀線高度は、いすみ市岬町桑田で10.2m、いすみ市当呂・大多喜町仲野におい

ても完新世の海成層が標高13mまで存在している。少なくとも夷隅川下流低地では宍倉(2001)が示した完新世最高位旧汀線高度と大きな差は見られない。しかし御宿低地では、御宿町六軒町の完新世段丘は標高25m、西林寺では標高20mあり、宍倉(2001)が示した御宿町の完新世最高位旧汀線高度10mとは大きな差がある。宍倉(2001)が示した御宿町の最高位旧汀線高度は、現世の海岸の砂州・砂丘であり、完新世段丘では無いことから、御宿町の最高位旧汀線高度について再検討の余地がある。

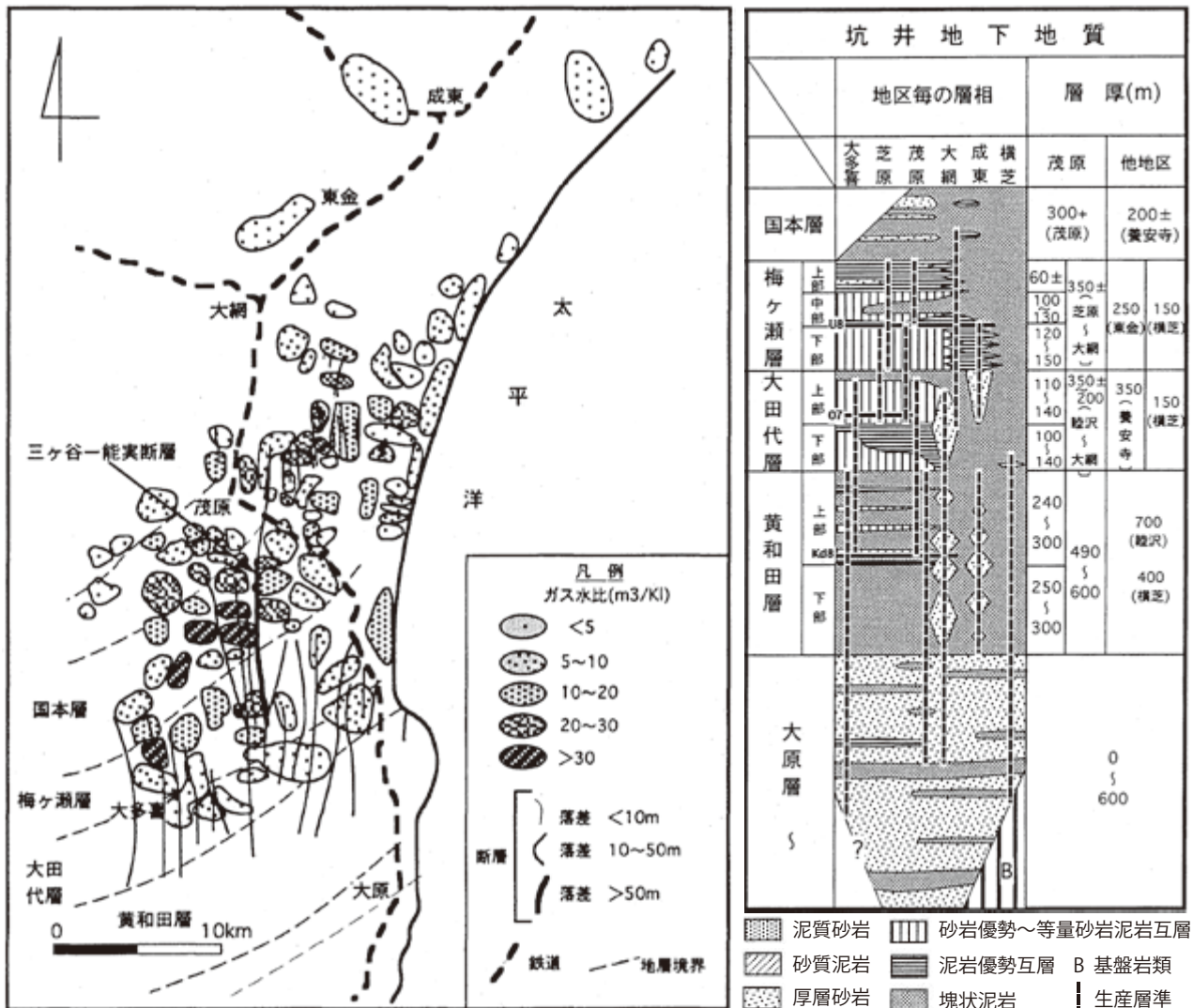
## 第7章 応用地質

(宇都宮正志)

### 7.1 天然ガス及びヨウ素

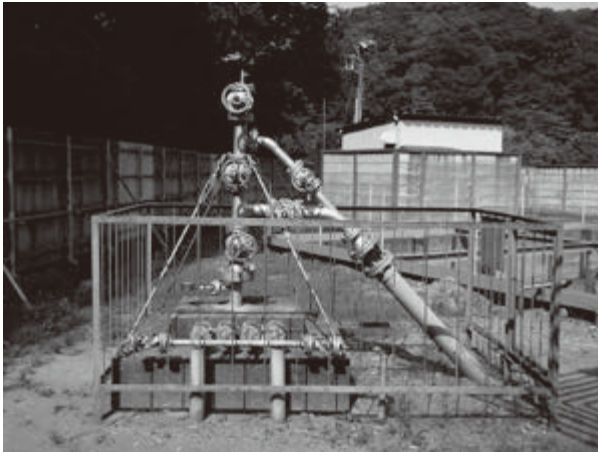
千葉県は国内最大の水溶性天然ガス田である南関東ガス田の分布域に含まれ(地質調査所, 1976), 上総層群がその主たる胚胎層となっている。2016年(平成28年)度は九十九里地域を中心とした房総半島東部を中心に約3.6億 $m^3$ (主要4社の合計値)の水溶性天然ガスが生産されている(天然ガス鉱業会, 2018)。上総大原地域における天然ガスの採取対象層は主に勝浦層から梅ヶ瀬層

である(第7.1図: 国末ほか, 2002; 三田ほか, 2003)。上総大原や茂原, 大多喜地域内では天然ガスの自然湧出(ガス徴)が認められ, 水田や河川などでメタンの気泡として認識することができるほか, ガス層の露頭(例えば河井ほか, 1950)からの噴出も稀に認められる。天然ガスは茂原市で1874年(明治7年), 大多喜町で1891年(明治24年)から利用されてきた歴史があり, 企業による天然ガス生産のほか, ガス井を利用している民家もある。企業による天然ガスの採掘と供給は大多喜町にお



第7.1図 茂原ガス田の位置, ガス水比及び断層分布図. 三田ほか(2003)の図8を改変した. © 石油技術協会





第7.2図 水溶性天然ガスの生産井(大多喜町<sup>おどろ</sup>小土呂).  
株式会社合同資源提供.

ける旧大多喜天然瓦斯株式会社によるものが最初と言われている。上総大原地域内では、現在、株式会社合同資源、日宝化学株式会社及び伊勢化学工業株式会社の生産井が稼働している(第7.2図)。

1960年代には底生有孔虫群集を用いた坑井対比が多く行われた(石和田ほか, 1962; Ishiwada, 1964; 樋口, 1964; 樋口・菊池, 1964など)。特に、天然ガス開発のための電気検層からは梅ヶ瀬層のU8、大田代層のO7あるいは黄和田層のKd8などの厚いガラス質テフラや、広域に追跡可能な砂質岩が認定されており、九十九里地域の地下で対比されているほか(国末ほか, 2002)、特に夷隅川以北で多くの坑井が掘削されており、地下構造を<sup>いすみ</sup>考える際の重要な資料となっている(第7.3図)。

この地域の天然ガス生産の特色として、浅層(概ね地下200–700 mまでの大田代層と梅ヶ瀬層層準)において生産に伴いガス水比が増加する現象が知られ、いわゆる「茂原型」のガス生産挙動として認知されてきた。これらの遊離ガスは主に泥岩中に存在することから、泥岩から遊離ガスが供給されていると考えられている(田崎, 1994)。この遊離ガスの貯留メカニズムについて中川ほか(2006)は泥岩中の孔隙に貯留されたガス泡に働く浮力と毛細管圧力勾配の実験から考察を行なっている。こうした「茂原型」ガス鉱床の広がり、大田代層や梅ヶ瀬層の海底扇状地堆積物の分布を反映していると考えられている(三田ほか, 2003)。また、地表への自噴ガスやガス水比の高い地域は南北性正断層の通過地点上に位置することが知られており(河井, 1952など)、特に落差の大きいこと<sup>さんかや</sup>で知られる三ヶ谷–能実断層<sup>のうじつ</sup>の西側でガス兆が多く認められる(石和田ほか, 1971)。このことは、地層が北西傾斜であるために南東の向きに遊離ガスが移動しやすいことと、東傾斜の断層面が粘土化及び断層落差による岩相の相違によって流体のバリアとなった

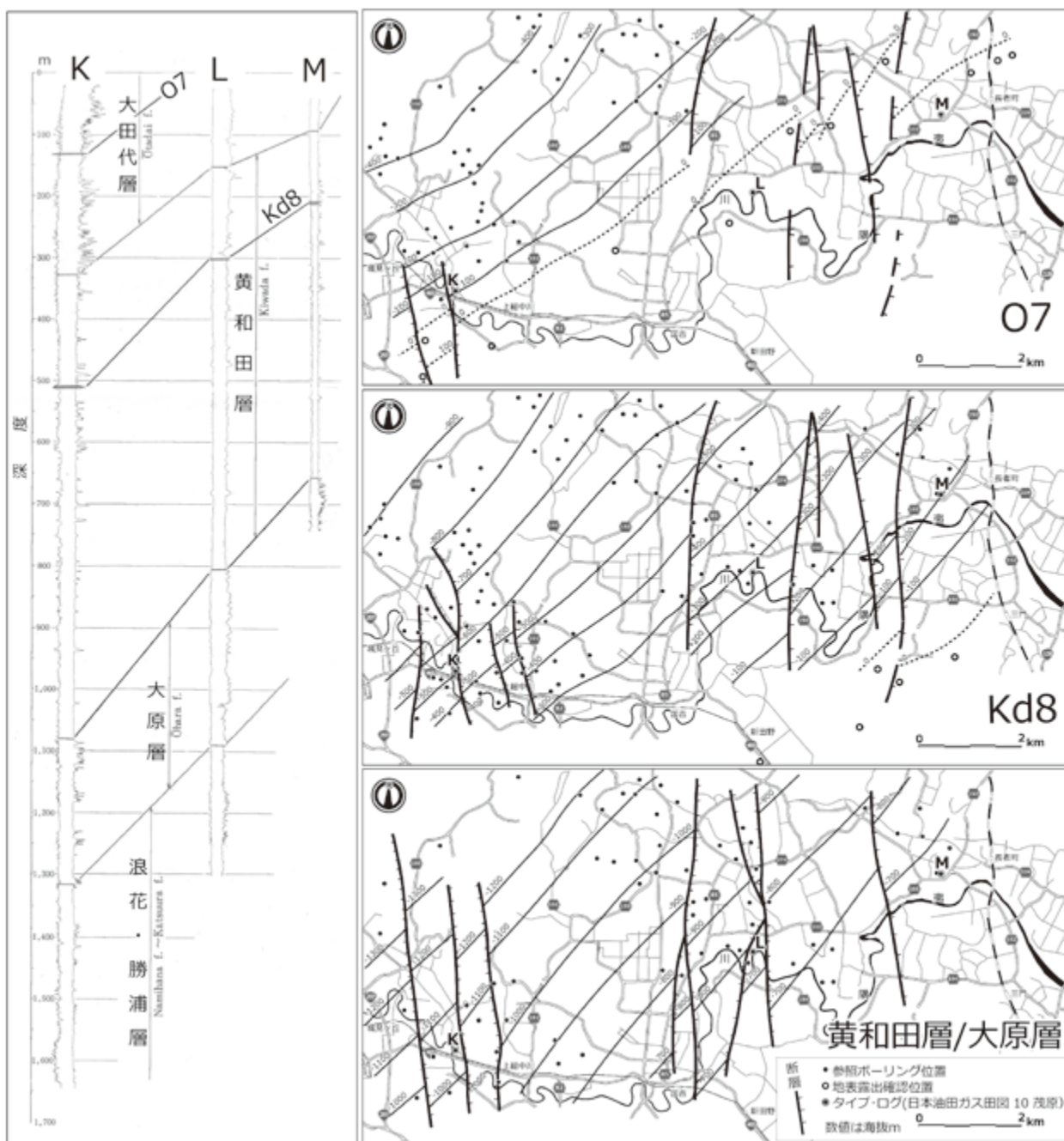
ことで、断層の西側にガスが濃集したと考えられている(三田ほか, 2003; Nakagawa *et al.*, 2009; Tanaka *et al.* 2009)。

天然ガスの主成分はメタンであり(第7.1表)、メタンガスの炭素同位体比から微生物による有機物分解に起源を持つと考えられている(Igari and Sakata, 1989)。また、本地域の天然ガスのくみ上げに付随するかん水には通常の海水の約2,000倍の濃度のヨウ素が含まれていることが知られている。2016年(平成28年)度における日本のヨウ素生産量は10,180トンでチリに次ぐ第2位の生産国であり、その約81%を千葉県が占めている(天然ガス鉱業会, 2018)。1934年(昭和9年)、大多喜町に相生工業株式会社(現在の株式会社合同資源)が設立され、かん水からのヨウ素生産が開始された。こうして生産されたヨウ素は、内陸国で深刻な問題となっているヨウ素欠乏症への対策のため、モンゴルへの供与(1997–2001年)など、国際的な資源供給においても重要な役割を果たしている。ヨウ素と塩素の比(I/Cl)は大多喜を中心に北西、北東方向に減少する傾向が知られており(石和田・品田, 1957; 国末ほか, 2002; 三田ほか, 2003)、海底扇状地の分布と密接に関係していることから、タービダイトやスランプ堆積物がその濃集に深く関与していることが示唆される。三田ほか(2006)は九十九里地域における地下の地層中におけるヨウ素濃度の鉛直変化を初めて示し、大田代層下部をピークとして上下の地層ではヨウ素濃度が低くなること、それが有機炭素量の鉛直変化と調和的であることを示した。また平面的にはヨウ素濃度は外洋環境と海底扇状地の中央部で高いことから、外洋性の藻類プランクトンなどがヨウ素の起源となり、タービダイトによってもたらされた有機物に吸着してヨウ素を濃集させたと考えた。

## 7.2 温泉

勝浦市松野にある勝浦温泉の泉質はナトリウム–塩化物・炭酸水素塩泉、淡黄褐色澄明でpH8.3であり、源泉の温度は18.2℃である。この温泉は千葉県で唯一日本名湯百選に選ばれている(NPO 法人健康と温泉フォーラム選定; <http://www.onsen-forum.jp/co/file/meito/katuura.html> (2018年11月30日))。このほか御宿町<sup>おんじゅく</sup>に同じくナトリウム–炭酸水素塩泉がある。

村松ほか(2012)は上総大原地域内の温泉(No. 16 Isumi; 深度1,500 m)の化学組成分析を行なっている。彼らは採取した温泉水のCl<sup>-</sup>とSiO<sub>2</sub>濃度が低いことから上総層群下部に発達する南北性の断層を介して地下深部に浸透した降水の一部がかん水を希釈して低温低Cl<sup>-</sup>濃度の深部流体を形成させたと解釈した。



第7.3図 大多喜町-いすみ市の上総層群地下構造図。

基準(検層)柱状図は「日本油田・ガス田図10 茂原」を改変。坑井データと作図は京葉天然ガス協議会環境委員会生産技術部会による。破線の等高線(0 m)は地表露頭分布を参考に描写されたもの。断層の位置は石和田ほか(1971)を参考にしながら地下坑井から新たに解釈されたものである。

### 7.3 地下水及び地盤沈下

長者段丘堆積物を構成する砂州列は透水性が良く湧水が認められる。また上総層群分布域にわずかながら湧水が点在しており井戸水として利用されている(御宿町七本など)。

夷隅川流域では渇水期に上総層群に由来するかん水に

より塩濃度が上昇し、夷隅川に灌漑用水を依存している農地に被害をもたらしている。これらの被害を防止するため大野川上流の荒木根ダムは雨水を貯留し渇水期に放流することで河川水を希釈することを目的に建造された。

地盤沈下は九十九里地域を中心に大きな問題となっており、その原因として天然ガスかん水揚水などの人為的な影響が挙げられている。千葉県では1973年(昭和48年)

第7.1表 上総大原地域における天然ガスとかん水の主要化学成分。天然ガスは鉾山の代表的な値。かん水は大多喜町下大多喜にある坑井試料より、株式会社合同資源提供。

天然ガス		%
酸素	O <sub>2</sub>	0.00
窒素	N <sub>2</sub>	0.07
二酸化炭素	CO <sub>2</sub>	0.82
メタン	CH <sub>4</sub>	99.09
エタン	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	0.02
かん水		mg/l
ヨウ素	I <sup>-</sup>	139
塩素	Cl <sup>-</sup>	18,700
重炭酸	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1,587
カルシウム	Ca <sup>2+</sup>	167
マグネシウム	Mg <sup>2+</sup>	348
アンモニア	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	311

に天然ガス企業10社と地盤沈下防止協定を結び、ガス井戸の削減を行なった。その結果地盤沈下は鈍化したものの、依然数cmの沈下を生じている地域もあったため、1981年(昭和56年)には地上排水量を削減する新たな協定が締結された。上総大原地域内でも2014年(平成26年)にはいすみ市岬町市野々にある水準点(MI-14)で前年に比べ-2.17cmの地盤変動量を記録した(千葉県環境生活部, 2014)。

#### 7.4 山砂

千葉県は山砂や山砂利の全国最大の産地の一つであり、特に北西部に分布する上総層群上部や下総層群を対象に採取され、東京湾岸の埋立てやコンクリートの骨材などに用いられている(須藤・藤橋, 2005)。しかし、上総大原地域での山砂採取は県北西部に比べ小規模であり、上総層群国本層の厚層砂層などを主な対象として山砂の採取が行なわれている。

#### 7.5 白土

千葉県の白土は新第三紀～第四紀の海成層に挟まれるガラス質火山灰で、江戸時代には房州白土、房州砂あるいは単に磨き砂と呼ばれ、歯磨粉や精米・精麦用の研磨剤として用いられてきた。現在はわずかに工業用の研磨剤として利用されている。上総大原地域では上総層群黄和田層のKd8Bなどが採掘されていた(第7.4図)。JR外房線の三門駅は白土の搬出のために設置された駅であり、明治から昭和にかけて三門の白土として知られた。採掘坑はいすみ市大原や岬町鴨根などで見ることができる。



第7.4図 黄和田層 Kd8Bの白土採掘跡。荒木根ダム1km北方。

#### 7.6 穴堰と鍾乳石

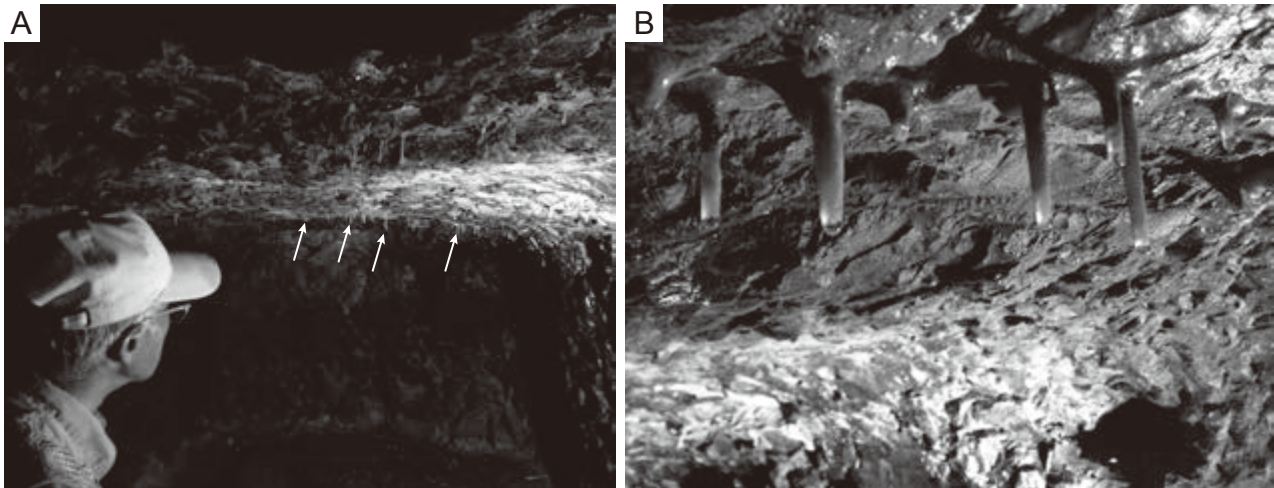
いすみ市山田、天徳寺西方の沢に丘陵の山腹を掘りぬいて造られた貯水用の洞窟が保存されており、穴堰と呼び伝えられている。これは付近を流れる山田川から比高40-50mほどの高さに位置し、谷の奥まで水田として活用するための工夫と考えられる。2005年(平成17年)に穴堰の沢の下流部に自宅を持つ林繁男氏が、穴堰の天井に長さ6cmほどのストロー状の鍾乳石(第7.5図)を多数発見し、これをきっかけにいすみ市環境と文化のさとセンターが中心になって調査が行なわれた。穴堰の内部及び鍾乳石の産状については「大原町山田の穴堰と内部に形成された鍾乳石に関する調査報告」(橋本ほか, 2005)に詳しい。現在はいすみ市指定文化財(平成17年)となっている。穴堰は上総層群黄和田層を掘りぬいており、奥行き18mに及ぶ。穴堰が掘られた層準としては黄和田層上部のKd18より上位で、層理面や小断層に沿ってストロー状もしくは被膜状の鍾乳石が観察される。鍾乳石の石灰質分は有孔虫などの微化石や貝化石に由来すると考えられる。同様な鍾乳石は館山市の千倉層群などでも確認されている(近藤, 1977)。

#### 7.7 地震・津波災害

上総大原地域はフィリピン海プレート、北米プレート及び太平洋プレート会合部の近傍に位置する地殻変動が活発な地域であることから、地震や津波の記録が残されている。以下では文献記録が残されている地震・津波災害について概説する。

##### (1) 1677年11月4日延宝房総沖地震

1677年(延宝5年)11月4日延宝房総沖地震(~M8)は房総半島東方沖付近で発生し、磐城から房総にかけて津波をもたらした地震と推定され、房総で家屋倒壊223余り、溺死246名余りの被害をもたらしたとされる(宇佐美ほか, 2013)。図幅内のいすみ市岬町から勝浦市に



第7.5図 いすみ市山田，穴堰と鍾乳石．A：穴堰の内部と鍾乳石（白矢印），B：鍾乳石の拡大写真．長さは数～6 cm 程度．

かけての海岸部では，当時の集落の地盤高と津波浸水深から，津波浸水深は4-7 m（羽鳥，1975）あるいは3-8 m（竹内ほか，2007）と推定されている．また局地的に12.8 m（いすみ市矢指戸）に達したと推定されている（都司ほか，2012）．一方，石橋（1986，2003）は震度分布や津波襲来までの時間などを考慮するとM8は大きすぎるとして，M6ないしM6.5で海溝陸側斜面に津波の波源域をもつ津波地震であったと見ている．

#### （2）1703年12月31日元禄関東地震

1703年（元禄16年）12月31日元禄関東地震は南関東全域に甚大な被害をもたらしたことで知られる．この地震の特徴は，大正関東地震で活動したと推定される相模湾周辺の震源断層だけでなく，房総半島南東沖に及ぶ範囲に破壊が及んだと考えられることである（行谷ほか，2011）．そのことは，房総半島の南端でおよそ6 m隆起したことや（宍倉，2000），房総半島東岸で大きな津波が襲来したことなどが示している．この地震により御宿町，いすみ市大原及びいすみ市岬町の海岸段丘の集落においては震度6強に達したと推定されている（都司・纈纈，2004）．御宿町での津波の高さは8 mと推定され（羽鳥ほか，1973），多くの死者を出す被害をもたらした．いすみ市岬町三合寺には元禄地震の供養碑が建てられている．また御宿町妙昌寺の共同墓地にある千人塚供養塔は元禄地震の津波の犠牲者を供養しているとされる．

#### （3）1923年9月1日大正関東地震

1923年（大正12年）9月1日の大正関東地震（関東大震災：M7.9）は相模湾周辺で発生した海溝型巨大地震と考えられている．この地震による死者及び行方不明者は10万人を超え，家屋の全焼は38万戸に達するなど首都圏に甚大な被害をもたらした．上総大原地域を含む房総

半島東部では家屋の倒壊は比較的小さく津波の被害も知られていない．

#### （4）1960年5月23日チリ地震津波

1960年（昭和35年）5月23日4時11分，南米チリ沖で観測史上最大（M9.5）の地震が発生した．その後，翌24日2時20分頃から津波が日本海側を含む日本各地に襲来し，宮城県など東北日本太平洋岸を中心に多大な被害を出した（宇佐美ほか，2013）．房総半島東部でも波高2-3 m程度の津波が襲来した．近年でも2015年（平成27年）9月17日にチリ沖で発生した地震によって房総半島東部で20 cm程度の津波が観測されている．

#### （5）1987年12月17日千葉県東方沖地震

1987年（昭和62年）12月17日に発生した千葉県東方沖地震（M6.7）は房総半島沖の海底下に沈み込んだフィリピン海プレート内で発生したスラブ内地震と考えられている．千葉県下では84%の市町村で住宅が被害を受け，市原市，東金市，長南町などで家屋の全壊が報告された．上総大原地域を含む房総半島東部ではいすみ市（旧岬町，旧夷隅町）や大多喜町で住宅の半壊が報告されたほか（千葉県，1989），旧大原町や御宿町でブロック塀の倒壊や墓石の転倒・回転が認められた（千葉県水質保全研究所地盤環境研究室，1989）．また大規模な液状化や斜面災害が千葉県内で発生し，いすみ市岬でも液状化・流動化に伴う地盤沈下が見られた（株式会社クボタ，2003）．津波の被害は知られていない．

#### （6）2011年3月11日東北地方太平洋沖地震

2011年（平成23年）3月11日14時46分，東北地方太平洋沖地震（M9.0）が発生した．この地震によって発生した津波は東北地方沿岸域を壊滅させ，主としてこの

津波によって死者・行方不明者2万余名の被害が生じた。津波は房総半島東岸も襲い、銚子から一宮町までの北東部を中心に被害があった。上総大原地域内における津波の高さ(痕跡高)は、いすみ市太東港で3.8 m、いすみ市大原港で2.5 m、いすみ市岩船港で4.0 m、御宿町浜で2.0

m、勝浦市浜<sup>はまかつうら</sup>勝浦で1.6 mと報告されている(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2011)。いすみ市では河川の増水、漁港内や道路への浸水被害が報告された(千葉県防災危機管理部, 2013)。

## 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. 月刊海洋科学, vol. 13, p. 168–174.
- Aida, N. Furuno, K. and Kagawa, A. (1996) Paleomagnetic stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan -Matuyama-Brunhes Magnetic Polarity Reversal in the Kokumoto Formation-. *Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower-Middle Pleistocene Boundary, Internal Research Group for the Lower-Middle, Middle-Upper Pleistocene Boundary, Japan Association for Quaternary Research*, p. 62–72.
- Angelier, J. and Huchon, P. (1987) Tectonic record of convergence changes in a collision area: the Boso and Miura peninsulas, central Japan. *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol. 81, p. 397–408.
- 浅賀正義・金網久夫・伊妻勝彦 (1991) 房総半島黒滝層 (鮮新統)産シロウリガイ類の殻形態の特徴. 横須賀市博研報(自然), no. 39, p. 51–59.
- 馬場勝良 (1990) 関東地方南部・上総層群の貝化石群. 慶応義塾舎幼稚舎, 445 p.
- 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, Geneva 1967*, vol. 1, p. 199–422.
- Cherepanova, M.V., Pushkar, V.S., Razjigaeva, N., Kumai, H. and Koizumi, I. (2002) Diatom biostratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula, Honshu, Japan. *The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, vol. 41, p. 1–10.
- 千葉県 (1974) 表層地質図「上総大原・勝浦」. 房総半島総合開発地域土地分類基本調査.
- 千葉県 (1989) 昭和 62 年 (1987 年) 千葉県東方沖地震—災害記録—. 千葉県, 336 p.
- 千葉県 (2016) 千葉県地質環境インフォメーションバンク. <http://map.pref.chiba.lg.jp/pref-chiba/Portal> (2018 年 12 月 3 日)
- 千葉県防災危機管理部 (2013) 第 2 章 千葉県の被害. 東日本大震災の記録. 千葉県防災危機管理部, p. 58–136.
- 千葉県環境生活部 (2014) 千葉県の地盤沈下現況 (平成 26 年千葉県水準測量結果概要). 千葉県, 40 p. <https://www.pref.chiba.lg.jp/suiho/jibanchinka/torikumi/documents/h27gaikyoku.pdf> (2018 年 8 月 1 日)
- 千葉県教育委員会 (1988) 地学資料 上総層群上部鍵層集 (1987 年版). 千葉県立中央博物館, 145 p.
- 千葉県教育委員会 (1989) 地学資料 上総層群下部・安房層群 (仮) 鍵層集 (1988 年版). 370 p.
- 千葉県立中央博物館 (1991) 地学資料 上総層群下部鍵層集 (1990 年版). 218 p.
- 千葉県水質保全研究所地盤環境研究室 (1989) 地震時における墓石転倒・回転の実態と地塊の運動—1987 年千葉県東方沖地震について—地盤環境研究事業報告, no. 6, 111 p.
- 地質調査所 (1976) 日本油田・ガス田分布図, 第 2 版. 地質調査所.
- 遠藤邦彦 (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, vol. 110, p. 480–496.
- 藤岡導明・亀尾浩司・小竹信宏 (2003) テフラ鍵層に基づく横浜地域の大船層・小柴層と房総半島の黄和田層との対比. 地質学雑誌, vol. 109, p. 166–178.
- Fukuda, K., Suzuki, M. and Ito, M. (2015) The origin and internal structures of submarine-slide deposits in a lower Pleistocene outer-fan succession in the Kazusa forearc basin on the Boso Peninsula of Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 321, p. 70–85.
- 古山精史朗・佐藤智之 (2015) 房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要. 地質調査総合センター速報 No. 68, 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, p.1–8.
- 古山精史朗・佐藤智之 (2016) 房総半島東北部沿岸における反射法音波探査概要と地質構造. 地質調査総合センター速報 No. 71, 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, p.1–11.
- 橋本 昇・芝崎昌彦・渡邊美利・加瀬靖之 (2005) 大原町山田の穴堰と内部に形成された鍾乳石に関する調査報告, 30 p. <http://www.isumi-sato.com/gallery/kizou/anaseki.pdf> (2018 年 11 月 5 日)
- 羽鳥徳太郎 (1975) 房総沖における津波の波源—延宝 (1677 年)・元禄 (1703 年)・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定—. 地震研彙報, vol. 50, p. 83–91.
- 羽鳥徳太郎・相田 勇・梶浦欣二郎 (1973) 南関東における地震津波. 関東大地震 50 周年論文集, p. 57–66.
- 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司 (2004) 関東平野の地下における新第三系の分布. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 574–586.
- Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T. (1996) Correlation of widespread tephra deposits based on paleomagnetic directions: Link between a volcanic field and sedimentary sequences on Japan. *Quaternary International*, vols. 34–36, p. 89–98.
- 樋口 雄 (1964) 千葉県ガス田地域における微化石層位学的研究. 東北大学地史古生物学教室邦文報告, vol. 61, p. 1–48.
- 樋口 雄・菊池良樹 (1964) 上総層群に関する微化石層位学的研究ならびに鉾床地質学的研究. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 22–28.
- 平田大二・松島義章・浅賀正義 (1991) 三浦・房総半島に見られる化石シロウリガイ類の分布と産状. 月刊地球, 三浦層群—年代学と諸問題—, no. 139, p. 47–52.
- Hirayama, J. and Nakajima, T. (1977) Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, vol. 24, p. 747–779.

- 平山次郎・鈴木尉元 (1968) 単層の解析— その実際と堆積学的意義について—. 地球科学, vol. 22, p. 43–62.
- 一木絵里 (2012) 日本における縄文海進の海域環境と人間活動. 東京大学博士論文, 215 p.
- Hyodo, M., Katoh, S., Kitamura, A., Takasaki, K., Matsushita, H., Kitaba, I., Tanaka, I., Nara, M., Matsuzaki, M., Dettman, D. L., Okada, M. (2016) High resolution stratigraphy across the early-middle Pleistocene boundary from a core of the Kokumoto Formation at Tabuchi, Chiba Prefecture, Japan. *Quaternary International*, vol. 297, p. 16–26.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) 関東南部の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 435–436.
- 五十嵐厚夫 (1994) 浮遊性有孔虫化石群集の主成分分析による上総層群堆積時の古海洋環境の復元. 地質学雑誌, vol. 100, p. 348–359.
- Igari, S. and Sakata, S. (1989) Origin of natural gas of dissolved-in water type in Japan inferred from chemical and isotopic compositions: Occurrence of dissolved gas of thermogenic origin. *Geochemical Journal*, vol. 23, p. 139–142.
- Imamura, A. (1928) On the seismic activity of the Kwanto district. *Japanese journal of astronomy and geophysics*, vol. 5, p. 127–135.
- 井波和夫 (1983) 房総半島上総層群泥岩の圧密について. 地調月報, vol. 34, p. 207–216.
- 石橋克彦 (1986) 1677 (延宝 5) 年関東東方沖の津波地震について. 歴史地震, no. 2, p. 149–152.
- 石橋克彦 (2003) 史料地震学で探る 1677 年延宝房総沖津波地震. 月刊地球, vol. 25, p. 382–388.
- Ishiwada, Y. (1960) Geologic map of Mobara Gas Field, 1:50,000. Miscellaneous Map Series, Geological Survey of Japan.
- Ishiwada, Y. (1964) Benthonic foraminifera off the Pacific coast of Japan referred to biostratigraphy of the Kazusa group. *Reports, Geological Survey of Japan*, vol. 205, p. 1–45.
- 石和田靖章・品田芳二郎 (1956) 九十九里ガス田東金試掘井について. 石油技術協会誌, vol. 21, p. 13–21.
- 石和田靖章・品田芳二郎 (1957) 房総半島東岸の含ヨード鹹水の産状について. 地質調査所報告, no. 171, 1–28.
- 石和田靖章・樋口 雄・菊池良樹 (1962) 南関東ガス田の微化石層序. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 68–79.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜夫 (1971) 日本油田・ガス田図 10, 茂原 (1 : 15, 000). 地質調査所.
- 夷隅町史編さん委員会 (2004) 夷隅町史通史編. 1123 p.
- 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*, vol. 76, p. 155–175.
- Ito, M. (1995) Volcanic ash layers facilitate high-resolution sequence stratigraphy at convergent plate margins: an example from the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 95, p. 187–206.
- Ito, M. (1998a) Submarine fan sequences of the lower Kazusa Group, a Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 122, p. 69–93.
- Ito, M. (1998b) Contemporaneity of component units of the lowstand systems tract: An example from the Pleistocene Kazusa forearc basin, Boso Peninsula, Japan. *Geology*, vol. 26, p. 939–942.
- 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*, vol. 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, vol. 36, p. 9–17.
- 伊藤 慎・高尾晶彦・石川和明・姫野 修 (2006) 深海底堆積物研究の進展: 低海水準期体積モデルの再構築. 石油技術協会誌, vol. 71, p. 21–33.
- 株式会社クボタ (2003) 特集「液状化・流動化」. アーバンクボタ, no. 40, 65 p.
- 貝塚爽平 (1974) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 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, p. 99–118.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二 (1994) 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比— 猪牟田カランダラから噴出した co-ignimbrite ash —. 地質学雑誌, vol. 100, p. 848–866.
- Kamemaru, A. (1996) Biostratigraphy of the Chiba Section of the Boso Peninsula toward Establishing the Lower-Middle Pleistocene Boundary Stratotype Based on benthic foraminiferal evidence. *Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower -Middle Pleistocene Boundary, Internal Research Group for the Lower-Middle, Middle-Upper Pleistocene Boundary, Japan Association for Quaternary Research*, p. 46–54.
- Kamiya, N., Utsunomiya, M., Yamamoto, Y., Fukuoka, J., Zhang, F. and Lin, W. (2018) Formation of excess fluid pressure, sediment fluidization and mass-transport deposits in the Plio-Pleistocene Boso forearc basin, central Japan. In Lintern, G., et al. (Eds.), *Subaqueous Mass Movements and Their Consequences: Assessing Geohazards, Environmental Implications and Economic Significance of Subaqueous Landslides*, Geological Society, London, Special Publications, SP477. <https://doi.org/10.1144/SP477.20>
- 金原均二・大山 桂・小野 暎・伊田一善・木島公司・石和田靖章・品田芳二郎・牧野登喜夫・三梨 昂・安国 昇 (1949) 千葉県茂原町付近の天然ガス. 石油技術協会誌, vol. 14, p. 245–274.
- 鹿島 薫 (1982) 小櫃川流域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, p. 113–129.
- Katsura, Y. (1984) Depositional environments of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *Science reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Sec. B, Geol. Sci.*, vol. 5, p. 69–104.
- 勝浦市史編さん委員会 (2003) 勝浦市史通史編. 1071 p.
- 川辺鉄哉・浜田成久・前田四郎 (1980) 房総半島鵜原地域の鮮新世後期—更新世初期の黒滝層. 地学雑誌, vol. 89, p. 25–34.

- 川辺鉄哉・大野恵一郎・前田四郎 (1981) 房総勝浦地域における勝浦層と黒滝層との層位学的関係についての一考察. 地学雑誌, vol. 90, p. 1-13.
- 河井興三 (1952) 茂原ガス田西方周辺地域 (茂原一舞地域) の地質および天然ガス. 石油技術協会誌, vol. 17, p. 1-21.
- 河井興三 (1961) 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技術協会誌, vol. 26, p. 212-266.
- 河井興三・内尾高保・上野道文・保月光五郎 (1950) 千葉県大多喜町付近の天然ガス. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 151-219.
- Kazaoka, O., Suganuma, Y., Okada, M., Kameo, K., Head, M.J., Yoshida, T., Sugaya, M., Kameyama, S., Ogitsu, I., Nirei, H., Aida, N. and Kumai, H. (2015) Stratigraphy of the Kazusa Group, Boso Peninsula and highly-resolved marine sedimentary record from the Lower and Middle Pleistocene of central Japan. *Quaternary International*, vol. 383, p. 116-135.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一 (1991) 関東～九州における前～中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, vol. 13, p. 228-234.
- 菊地隆男 (2001) 房総半島の地形から読む中・後期更新世の海水準とテクトニクス. 第四紀研究, vol. 40, p. 267-274.
- 菊池良樹・富沢昭文 (1964) 底棲有孔虫による地層の分帯—上総層群を例にとった地層区分の方法—. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 256-261.
- Kimura, J.-I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 16, p. 2147-2174, and Supporting Information.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎 (1969) 房総半島東海岸の小断層. 地調月報, vol. 20, p. 14-38.
- 岸 清・宮脇理一郎 (1996) 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. 地学雑誌, vol. 105, p. 88-112.
- 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, vol. 8, p. 605-611.
- Kitazato, H. (1997) Paleogeographic changes in central Honshu, Japan, during the late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara Arc with the Honshu Arc. *Island Arc*, vol. 6, p. 144-157.
- 経済企画庁総合開発局 (1972) 土地分類図 (表層地質図—平面的分類図) 千葉県.
- 小林雅弘・関東火山灰グループ (2003) 関東平野中央部の地下および房総半島で新たに発見された前期更新世の含堇青石テフラ. 地球科学, vol. 57, p. 155-160.
- Kodama, K., Long X.-M. and Suzuki, Y. (1985) Structural analysis of deep-seated volcanic rock reservoirs by tectonic simulation. *United Nations ESCAP, CCOP Technical Bulletin*, vol. 17, p. 61-79.
- 小池 清 (1949) 房総半島中部の地質 (II) (武蔵野累層群下半の層序). 東京大学立地資源科学研究所, no. 3, p. 1-6.
- 小池 清 (1951) いわゆる黒滝不整合について. 地質学雑誌, vol. 57, 143-156.
- 小池 清 (1955) いわゆる層間異常の地史的意義について. 地質学雑誌, vol. 61, p. 566-582.
- 小池 清・西川 泰 (1955) 千葉県演習林内の地質. 演習林, no. 10, p. 1-6.
- 国土地理院 (2016) 加藤・津村 (1979) の解析方法による, 各験潮場の上下変動. 14 p. <http://cais.gsi.go.jp/cmdc/center/katoutsumura2016.pdf> (2018年8月1日)
- 小松原 琢 (2015) 久留里～大多喜間の地質調査. 地質調査総合センター速報 no. 68, 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, p. 27-38.
- 近藤精造 (1977) 安房地方鍾乳洞緊急調査報告書. 千葉県教育委員会, p. 29.
- Kotake, N. (2003) Ethologic and ecologic interpretation of complex stellate structures in Pleistocene deep-sea sediments (Otadai Formation), Boso Peninsula, central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 192, p. 143-155.
- 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天然ガス・ヨウ素の生産性について. 石油技術協会誌, vol. 67, p. 83-96.
- 黒川勝己・遠藤敦子・山下由紀子 (1981) 魚沼層群および灰爪層中の火山灰層から堇青石とカミングトン閃石の発見. 地球科学, vol. 35, p. 253-258.
- 黒川勝己・富田裕子・青木豊樹・沢栗隆之・丸山悦子 (1999) 新潟県出雲崎町常楽寺ルートにおける西山層の火山灰層—とくに Jjj および Sig 火山灰層の対比について—. 新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編, vol. 1, p. 63-101.
- 黒川勝己・坂井 一・樋渡晴美・大橋理香・樋口裕也 (2002) 新津丘陵中央部 (五泉市門前)～加茂市東部の平層と皆川層の火山灰層とその対比—とくに房総半島黄和田層中のテフラ鍵層 Kd18 および Kd8 との対比について—. 新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編, vol. 4, p. 65-125.
- 黒川勝己・矢萩春菜・丹 真紀子・長橋良隆 (2004) 男鹿半島北浦層の Km2 テフラ層と新潟地域の SK100 テフラ層の対比. 地球科学, vol. 58, p. 345-350.
- 黒川勝己・横田憲一・川崎裕子・酒井健志・森川一章・平中宏典 (2008) 新潟地域の魚沼ピンクテフラ層の広域対比の検討. 新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編, vol. 10, p. 63-82.
- 楠 稚枝・野崎 篤・岡田 誠・和田秀樹・間嶋隆一 (2014) 三浦半島北部の上総層群中部 (下部更新統) で掘削されたコアの堆積相とオルドバイ正磁極帯帯の上限. 地質学雑誌, vol. 120, p. 53-70.
- 桑原拓一郎・菊地隆男・鈴木毅彦・清永丈太 (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, p. 313-326.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, vol. 20, PA1003.
- 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, vol. 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 336 p.



- 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—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, vol. 19, p. 233–261.
- 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, vol. 105, p. 574–584.
- 岬町史編さん委員会 (1983) 岬町史. 1387 p.
- 三田 勲・和気史典・国末彰司 (2003) 九十九里地域におけるガス水比およびヨウ素濃度を規制する要因—特に, 海底扇状地堆積物および断層が果たす役割について—. 石油技術協会誌, vol. 68, p. 111–123.
- 三田 勲・樋口康則・樋口朋之 (2006) ヨウ素を含有するかん水の濃集機構. 日本海水学会誌, vol. 60, p. 91–97.
- 三土知芳 (1937) 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 三梨 昂 (1954) 房総半島鬼沼山南部の地質. 地質学雑誌, vol. 60, p. 461–472.
- 三梨 昂・須田芳朗 (1980) 20万分の1地質図幅「大多喜」ならびに同説明書. 地質調査所.
- 三梨 昂・山内靖喜 (1987) 地質調査法. 地学団体研究会, 303 p.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地調月報, vol. 10, p. 83–98.
- 三梨 昂・矢崎清貫・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜男・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉 (1962) 日本油田・ガス田図4 富津—大多喜 (1:50,000). 地質調査所.
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貫・景山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋 (1979) 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図 (20) 10万分の1地質図および同地質説明書, 91 p.
- 三梨 昂・相場惇一・小玉喜三郎・鈴木尉元・山内靖喜・大久保秀一・渡子直記 (1986) 関東堆積盆の仮想基盤変位法による解析とその検討について. 情報地質, no. 11, p. 105–119.
- 水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野のボーリングコアの対比. 平成22年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 56, p. 121–132.
- 村松容一・濱井昂弥・山野 恭・千葉 仁・早稻田 周 (2012) 千葉県房総半島および茨城県南東部における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質鉱物学的解釈. 温泉科学, vol. 62, 112–134.
- 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, vol. 50, p. 49–60.
- 森田利仁・高橋直樹・加藤久佳・大木淳一・伊佐治鎮司・小田島高之 (2001) 房総半島小櫃川水系笹川支流の上総層群黒滝層 (鮮新統) から化石化学合成依存群集の産出. 千葉中央博自然誌研究報告特別号, no. 4, p. 49–58.
- Motoyama, I., Itaki, T., Kamikuri, S., Taketani, Y. and Okada, M. (2017) Cenozoic biostratigraphy, chronostratigraphy and paleoceanography in the Boso Peninsula and Bandai Volcano in the Aizu region, East Japan. *Science Reports of Niigata University (Geology)*, no. 32, p. 1–27.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, vol. 106, p. 51–69.
- 長橋良隆・片岡香子・吉川周作・佐藤時幸 (2002) 秋田県男鹿半島の北浦層に挟在するKm3テフラ層と大峰—SK110テフラとの対比. 地質学雑誌, vol. 108, p. 761–764.
- 長澤良太 (1979) 夷隅川沖積平野の地形発達史. 立命館文学, no. 412, p. 992–1014.
- 中川久夫・新妻信明・早坂 功 (1969) 房総半島新生代地磁気編年. 地質学雑誌, vol. 75, p. 267–280.
- Nakagawa, K., Tanaka, S., Suenaga, H., Nakata, E. and Ito, Y. (2009) Natural gas behavior in shallow geologic layers as natural analogues of discharge of CO<sub>2</sub>. *Energy Procedia*, vol. 1, p. 1903–1907.
- 中川 勉・小勝 武・田崎義行 (2006) 茂原型水溶性ガス田の産出挙動における毛細管圧力と浮力の働きについて. 石油技術協会誌, vol. 71, p. 582–590.
- 中嶋輝允 (1978) 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境—黄和田層, 黒滝層, 安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に—. 地質学雑誌, vol. 84, p. 645–660.
- 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), 産総研地質調査総合センター, 102 p.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 107 p.
- 中村圭助・高尾晶彦・伊藤 慎 (2007) 陸棚外縁三角州にともなうハイパーピクタイトの形態と内部構造: 房総半島中部更新統国本層. 堆積学研究, no. 64, 65–68.
- 中島 礼・大井信三・七山 太 (2016) 第6章 沖積層. 茂原地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.44–53.
- 中里裕臣・七山 太 (2016) 第10章 上総層群上~中部層準のテフラカタログ. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 茂原地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.73–88.
- 行谷佑一・佐竹健治・宍倉正展 (2011) 南関東沿岸の地殻上下変動から推定した1703年元禄関東地震と1923年大正関東地震の断層モデル. 活断層・古地震研究報告, no. 11, p. 107–120.
- 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), 産総研地質調査総合センター, 101 p.
- 成瀬 洋 (1973) 上総層群泥質岩中の軟体動物化石. 東北大学理科報告 (地質学) 特別号, no. 6, p. 59–67.
- 名取博夫 (1997) 茂原型天然ガス鉱床はメタンハイドレート起

- 源か。地質ニュース, no. 510, p. 59–66.
- Niitsuma, N. (1971) Detailed study of the sediments recording the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *The science reports of the Tohoku University, Second series*, vol. 43, p. 1–39.
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層序学。地質学雑誌, vol. 82, p. 163–181.
- Nishida, N., Kazaoka, O., Izumi, K., Suganuma, Y., Okada, M., Yoshida, T., Ogitsu, I., Nakazato, H., Kameyama, S., Kagawa, A., Morisaki, M. and Nirei, N. (2016) Sedimentary processes and depositional environments of a continuous marine succession across the Lower–Middle Pleistocene boundary: Kokumoto Formation, Kazusa Group, central Japan. *Quaternary International*, vol. 397, p. 3–15.
- Nozaki, A., Majima, R., Kameo, K., Sakai, S., Kouda, A., Kawagata, S., Wada, H. and Kitazato, H. (2014) Geology and age model of the Lower Pleistocene Nojima, Ofuna, and Koshiha formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. *Island Arc*, vol. 23, p. 157–179.
- 尾田太良 (1975) 浮遊性有孔虫化石からみた房総半島上部新生界の古磁気記録の時代的解釈。地質学雑誌, vol. 81, p. 645–647.
- Oda, M. (1977) Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honsyu, Japan. *The science reports of the Tohoku University, Second series*, vol. 48, p. 1–76.
- Ogasawara, K. and Takayasu, T. (1982) Fossil *Halicardia* from the Miocene of Akita Prefecture and Pleistocene of Chiba Prefecture, Japan. *Venus*, vol. 41, p. 199–216.
- Ohara, S. and Taira, K. (1974) Molluscan Remains from the Taitozaki Formation. *Journal of the College of Arts and Sciences, Chiba University*, B-7, p. 43–53.
- Oinomikado, T. and Kanehara, K. (1938) A new species of *Calyptogena* from the Higasiyama Oil Field, Niigata-ken, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, vol. 45, p. 93–94.
- 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*, vol. 5, p. 321–325.
- Okada, M. and Niitsuma, N. (1989) Detailed paleomagnetic records during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal, and a direct determination of depth lag for magnetization in marine sediments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.*, vol. 56, p. 133–150.
- Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y. and Kazaoka, O. (2017) Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama–Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. *Earth, Planets and Space*, vol. 69:45.
- 御宿町史編さん委員会 (1993) 御宿町史. 1127 p.
- 小野田正樹・本吉正宏 (1982) 千葉県大原町新田野の自然貝層の<sup>14</sup>C年代。古代文化, vol. 34, p. 137–141.
- 大原 隆・高橋裕平 (1975) 黒滝層の貝化石と安野層の火山碎屑岩 (予報)。千葉大学教養部研究報告, B-8, p.115–129.
- 大原町史編纂委員会 (1993) 大原町史通史編. 1664 p.
- 大井信三・七山 太 (2016) 茂原地域の地質, 第5章 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物。茂原地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 39–43.
- 大久保 弘・荒井晃作 (2002) 富山県, 鮮新—更新統十二町層中部から見いだされた穂高-Kd39 テフラと恵比須峠-福田テフラおよびその層位。第四紀研究, vol. 41, p. 429–442.
- 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, vol. 34, p. 21–30.
- 大西郁夫 (1969) 房総半島・上総層群の花粉フロラ。地球科学, vol. 23, p. 236–243.
- Otsubo, M., Utsunomiya, M. and Miyakawa, A. (2017) Reactivation of map-scale faults in response to changes in crustal stress: Examples from Boso Peninsula, Japan. *Quaternary International*, vol. 456, p. 117–124.
- Pickering, K. T., Souter, C., Oba, T., Taira, A., Schaaf, M. and Platzman, E. (1999) Glacio-eustatic control on deep-marine clastic forearc sedimentation, Pliocene-mid-Pleistocene (c.1180–600 ka) Kazusa Group, SE Japan. *Journal of the Geological Society*, vol. 256, p. 125–136.
- 坂井 一・黒川勝己 (2002) 新潟地域のSK110, SK100火山灰層と房総半島黄和田層のKd25, Kd24火山灰層の対比。地球科学, vol. 56, p. 217–230.
- 坂井 一・黒川勝己 (2005) 新潟地域の月岡ゴマシオテフラ層および房総半島のKd18テフラ層と会津地域の芦野火砕流堆積物との対比。地質学雑誌, vol. 111, p. 561–564.
- Sakai, T., Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2004) Tectonic uplifts recorded in topography and borehole successions in the Isumi River Lowland, mid Boso Peninsula, central Japan. *Memoirs of Geological Society of Japan*, no.58, p. 51–62.
- 坂倉勝彦 (1935) 千葉県小櫃川流域の層序, 其の1。地質学雑誌, vol. 42, p. 685–712.
- 佐藤時幸・高山俊昭 (1988) 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分。地質学論集, no. 30, p. 205–217.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司 (1988) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その4: 総括—太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比。石油技術協会誌, vol. 53, p. 475–491.
- 里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序。地質学雑誌, vol. 101, p. 767–782
- 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, vol. 28, p. 49–55.
- Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y. (2012) Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, vol. 21, p. 149–169.
- 里口保文・吉川周作・笹尾英嗣・長橋良隆 (1996) 静岡県の鮮新—更新統掛川層群上部の火山灰層とその広域対比。地球科学, vol. 50, p. 483–500.

- 里口保文・渡辺真人・中条武司・片岡香子 (2000) 上総層群下部に挟む Kd38 火山灰層—房総半島におけるその対比の再検討—。地質学雑誌, vol. 106, p. 189–204.
- 澤田秀徳 (1939) 千葉県夷隅郡勝浦町・興津町・上野村・安房郡小湊町・天津町の地質。地質学雑誌, vol. 45, p. 445–450.
- 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, vol. 24, p. 65–79.
- 下釜耕太・鈴木毅彦 (2006) 関東平野南西縁中津層群最上部に検出された鮮新世テフラ HSC とその意義。月刊地球, vol. 28, p. 56–60.
- 品田芳二郎 (1952) 千葉県国吉町附近の地質及び鹹水沃度調査。地調月報, vol. 3, p. 10–21.
- 品田芳二郎・牧 真一・高田康秀・大森えい (1951) 千葉県国吉町付近かん水沃度調査。石油技術協会誌, vol. 16, p. 312–326.
- 宍倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた 1703 年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動。歴史地震, no. 16, p. 113–122.
- 宍倉正展 (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, vol. 1, p. 273–285.
- 宍倉正展・宮内崇裕 (2001) 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスモテクトニクス。第四紀研究, vol. 40, p. 235–242.
- 宍倉正展・藤原 治・行谷祐一・田村 亨 (2013) 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究中間報告。地質調査総合センター速報, no. 63, p. 17–23.
- 宍倉正展・藤原 治・行谷祐一・田村 亨 (2014) 房総半島沿岸における古地震調査。巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書。地質調査総合センター速報, no. 66, p. 21–38.
- 小断層解析グループ (1973) 構造地質学ノート 4 房総半島大多喜付近の小断層系。地球科学, vol. 27, p. 180–187.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, vol. 67, p. 121–137.
- 須藤定久・藤橋葉子 (2005) 房総半島の山砂利資源—開発と環境を見つめる—。地質ニュース, no. 605, p. 36–39.
- 菅 香世子・小林勝巳・印牧もとこ・宮原智哉・遠藤邦彦 (1992) 神津島南部の火砕堆積物。火山, vol. 37, p. 71–83.
- 菅 香世子・宮崎裕子・千木良雅弘・遠藤邦彦・村上 寛史 (2003) 神津島高処山火山の形成時期。火山, vol. 48, p. 499–505.
- Suganuma, Y., Okada, M., Horie, K., Kaiden, H., Takehara, M., Senda, R., Kimura, J., Kawamura, K., Haneda, Y., Kazaoka, O. and Head, M.J. (2015) Age of Matuyama — Brunhes boundary constrained by U-Pb zircon dating of a widespread tephra. *Geology*, vol. 43, p. 491–494.
- 杉原重夫・吉村光敏・細野 衛・森脇 広 (1978) 房総半島南部の後期更新世テフラ層と海岸段丘について。第四紀研究, vol. 16, p. 255–262.
- 杉原重夫・加藤 哲・新井房夫 (1991) 上総層群梅ヶ瀬層中の指標テフラの岩石記載の特性と下部更新統の対比・編年の試み。月刊地球, vol. 13, p. 240–248.
- 杉原重夫・檀原 徹・山下 透 (2005) 伊豆・東海地域および房総半島で発見された神津島天上山・新島宮塚山起源の流紋岩質テフラについて。日本第四紀学会講演要旨集, vol. 35, p. 10–11.
- 鈴木毅彦・村田昌則 (2011) 上総層群黄和田層とその相当層に介するテフラの層序と対比。地質学雑誌, vol. 117, p. 379–397.
- 鈴木毅彦・中山俊雄 (2007) 東北日本弧、仙岩地熱地域を給源とする 2.0 Ma に噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ。火山, vol. 52, p. 23–38.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東・中部地方に分布する第四紀テフラのフィッシュン・トラック年代。地学雑誌, vol. 107, p. 348–367.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *Island Arc*, vol. 14, p. 666–678.
- Suzuki, T., Murata, M., Mizuno, K. and Ishihara, T. (2017) Sequence of Early Pleistocene Shirakawa ignimbrites and their identifications in distal areas in Northeast Japan. *Quaternary International*, vol. 456, p. 195–209.
- 鈴木尉元・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・菊池隆男・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・加賀見英雄・木村政昭・本座栄一 (1995) 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版), 10 万分の 1 特殊地質図 (20) ならびに同地質説明書。地質調査所, 109 p.
- 竹下宏宏・三宅康幸・酒井潤一 (2005) 古期御岳火山起源の中期更新世テフラと房総半島上総層群中のテフラとの対比。地質学雑誌, vol. 111, p. 417–433.
- Takehita, Y., Matsushima, N., Teradaira, H., Uchiyama, T. and Kumai, H. (2016) A marker tephra bed close to the Lower-Middle Pleistocene boundary: Distribution of the Ontake-Byakubi Tephra Bed in central Japan. *Quaternary International*, vol. 397, p. 27–38.
- 田村糸子・山崎晴雄 (2004) 北陸層群のテフロクロノロジー—テフラ層序および広域テフラ層との対比に基づく北陸層群の堆積年代—。地質学雑誌, vol. 110, p. 417–436.
- Tamura, I. and Yamazaki, H. (2010) Significance of the remarkable unconformity in the Plio-Pleistocene of the Japanese islands. *Quaternary International*, vol. 219, p. 45–54.
- 田村糸子・水野清秀・宇都宮正志・中嶋輝允・山崎晴雄 (2019) 房総半島に分布する上総層群の広域テフラ—特に上総層群下部におけるテフラ層序と新たな対比—。地質学雑誌, vol. 125, p. 23–39.
- 棚橋 学・本座栄一 (1983) 房総半島東方海底地質図 (1:200,000)

- 及び同説明書. 26 p. 地質調査所.
- Tanaka, S., Suenaga, H., Nakata, E., Nakagawa, K. and Shidahara, T. (2009) Investigation of natural gas behavior in shallower geologic strata: natural analogue of leaked gas in the Mobarra gas field, Japan. *Energy Procedia*, vol. 1, p. 3699–3706.
- 竹内 仁・藤 良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎 (2007) 延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査. 歴史地震, no. 22, 53–59.
- 田崎義行 (1994) 関東堆積盆地に賦存する水溶性天然ガスの開発に関する油層工学的研究. 早稲田大学博士論文.
- 天然ガス鉱業会 (2018) わが国の石油・天然ガスノート. 天然ガス鉱業会, 20 p.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2011) 東北地方太平洋沖地震津波情報 <http://www.coastal.jp/tjt/> (2018年8月1日), 海岸工学学会.
- 徳橋秀一 (1992) 房総半島上総層群最下部勝浦層タービダイト砂岩の古流向. 地質学雑誌, vol. 98, p. 943–952.
- 徳橋秀一 (2011) タービダイト・デブライト・スランプ, これら3者の関係に関する一考察—新潟および房総におけるタービダイト・デブライト・サクセッションの解析例から—. 房総地学会ニュース, no. 81, p. 15–30.
- 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図幅), 地質図および同説明書. 地質調査所, 136 p.
- 都司嘉宣・額額一起 (2004) (2-1) 宮城県沖地震群・元禄地震の震度分布. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト平成15年度成果報告書, I 地震動 (強い揺れ) の予測, 「大都市圏地殻構造調査研究」, 文部科学省研究開発局ほか.
- 都司嘉宣・矢沼 隆・平畑武則・今村文彦 (2012) 千葉県房総半島における延宝房総地震津波 (1677年) の痕跡調査. 津波工学研究報告, no. 29, 209–223.
- 辻 隆司・宮田雄一郎・岡田 誠・三田 勲・中川 洋・佐藤由理・中水 勝 (2005) 房総半島に分布する下部更新統上総層群大田代層と梅ヶ瀬層の高精度堆積年代—石油公団研究井 TR-3 コアの酸素同位体比・古地磁気・石灰質ナンノ化石に基づく年代層序—. 地質学雑誌, vol. 111, p. 1–20.
- 内尾高保 (1952) 千葉県茂原町西方の天然ガス地質. 石油技術協会誌, vol. 17, p. 22–37.
- 植田房雄 (1930) 房総半島北部の地質 (摘要). 地質学雑誌, vol. 37, p. 250–253.
- 植田房雄 (1933) 房総・三浦両半島に発達する新生代層の層序. 地質学雑誌, vol. 40, p. 799–801.
- 植田房雄 (1969) 房総半島北部の地質 堆積輪廻 (その2). 東洋大学紀要 (教養自然), vol. 12, p. 22–120.
- Uehara, S., Tamura, Y., Marumo, H. and Mitsuhashi, S. (2016) Estimation of maximum burial depth of Neogene–Quaternary fore-arc basin formation based on laboratory porosity measurements. *Tectonophysics*, vol. 677–678, p. 241–247.
- 氏原 温 (1986) 鮮新—更新統上総層群産浮遊性貝類群集と古水温変遷. 地質学雑誌, vol. 92, p. 639–651.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) 日本被害地震総覧, 599–2012. 東京大学出版会, 724p.
- Utsunomiya, M. (2018) Distribution, age, and origin of a submarine landslide deposit in the Pleistocene Kiwada Formation, forearc basin fill on the Boso Peninsula, east-central Japan: Constraints from tephro- and biostratigraphy. *Island Arc*, doi: 10.1111/iar.12254.
- Utsunomiya, M., Noda, A. and Otsubo, M. (2018) Preferential formation of a slide plane of translational submarine landslide deposits in the Pleistocene forearc basin fill exposed on central Japan. In Lintern, G. et al. (Eds.), *Subaqueous Mass Movements and Their Consequences: Assessing Geohazards, Environmental Implications and Economic Significance of Subaqueous Landslides*, Geological Society, London, Special Publications, SP477, doi: 10.1144/SP477.3.
- Utsunomiya, M. and Yamamoto, Y. (in press) Spatial distribution of mass-transport deposits deduced from high-resolution stratigraphy: the Pleistocene forearc basin, central Japan. In Ogata, K. et al. (Eds.) *Submarine landslides: subaqueous mass transport deposits from outcrops to seismic profiles*, AGU Books.
- 渡辺真人・檀原 徹 (1996) 房総半島上総層群のフィッショントラック年代. 地質学雑誌, vol. 102, p. 545–556.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid-Quaternary sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, vol. 22, p. 429–440.
- 山内靖喜 (1969) 層間異常層の構造解析. 地質学雑誌, vol. 75, p. 293–302.
- 吉川周作・吉田史郎・須川英司 (1991) 東海層群の火山灰層とその対比. 地球科学, vol. 45, p. 453–467.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38火山灰層—. 地質学雑誌, vol. 102, p. 258–270.

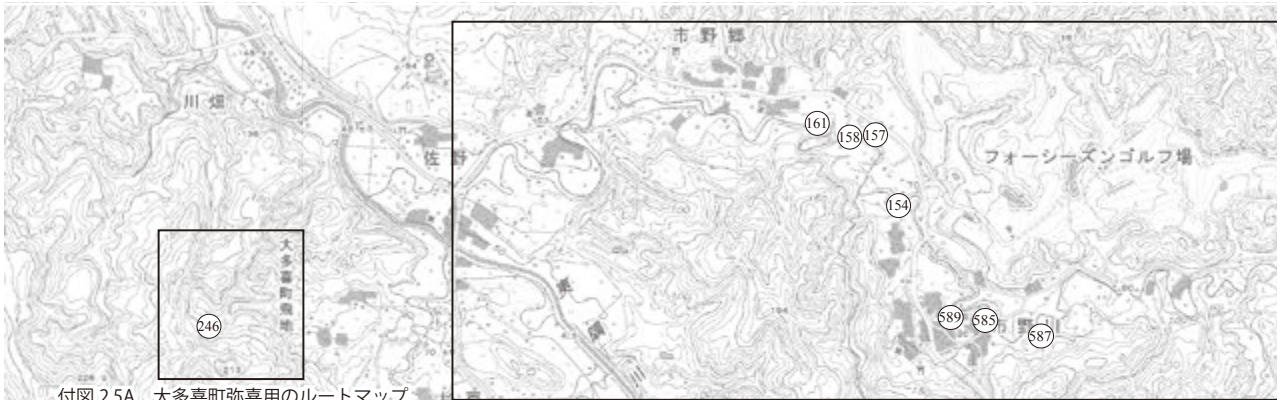




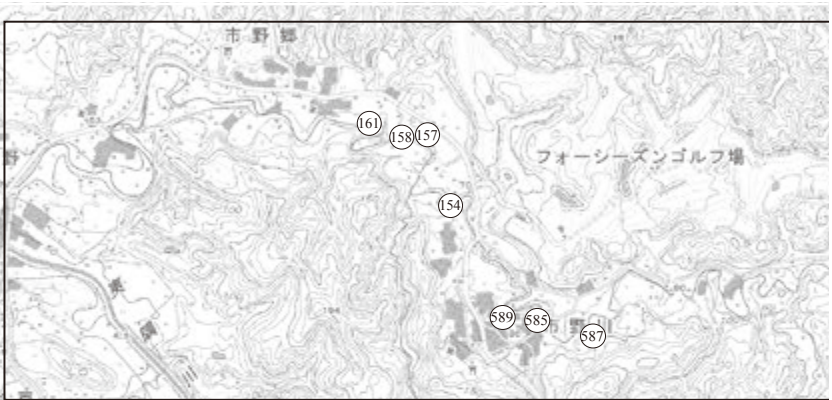
付図 1. 1 上総層群の露頭地点とルート位置図. 国土地理院の数値地図 25,000 分の 1「上総大原」を使用.



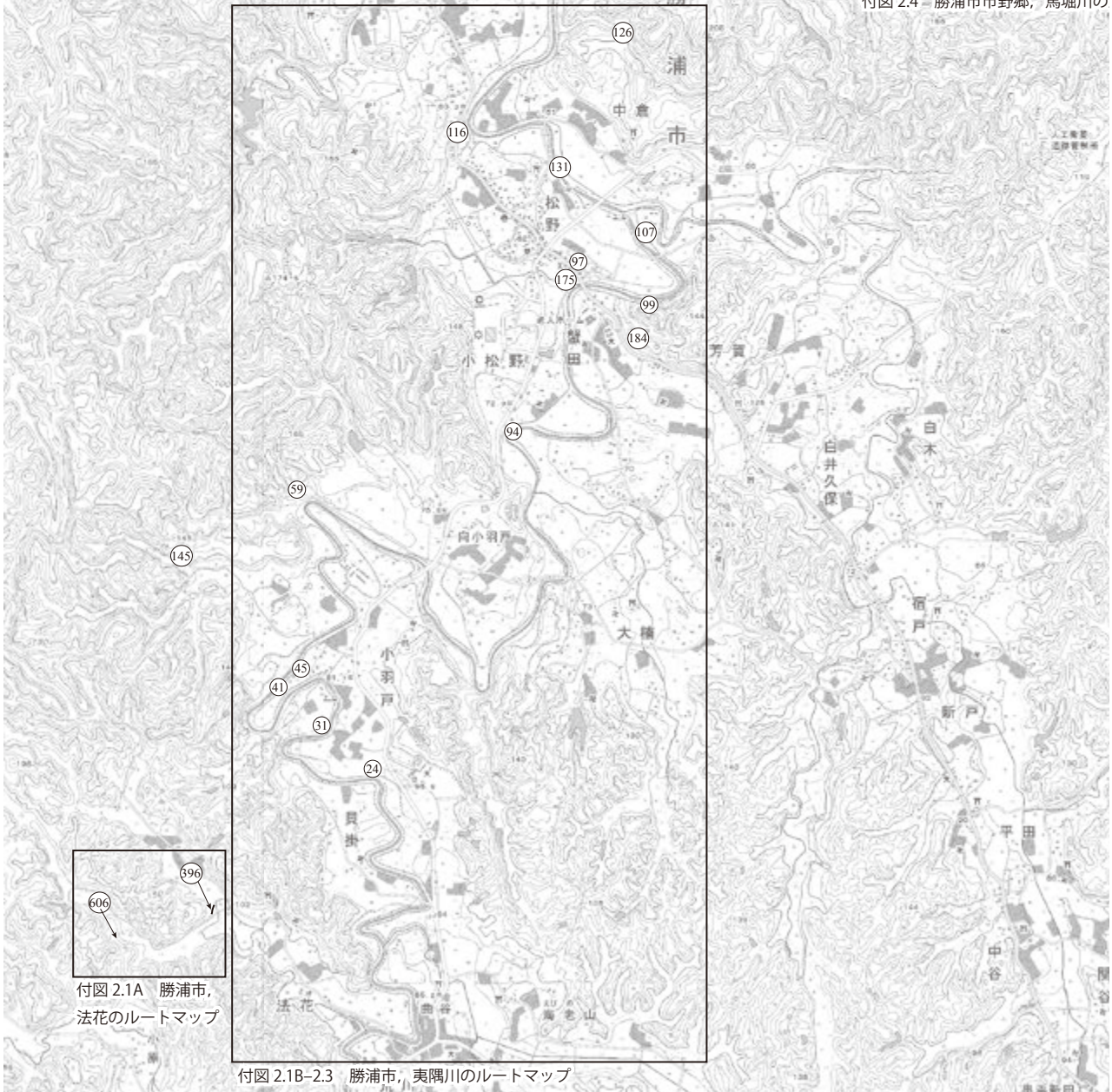
付図 1. 2 上総層群の露頭地点とルート位置図. 国土地理院の数値地図 25,000 分の 1「上総長者」及び「国吉」を使用.



付図 2.5A 大多喜町弥喜用のルートマップ



付図 2.4 勝浦市市野郷, 馬堀川の



付図 2.1A 勝浦市, 法花のルートマップ

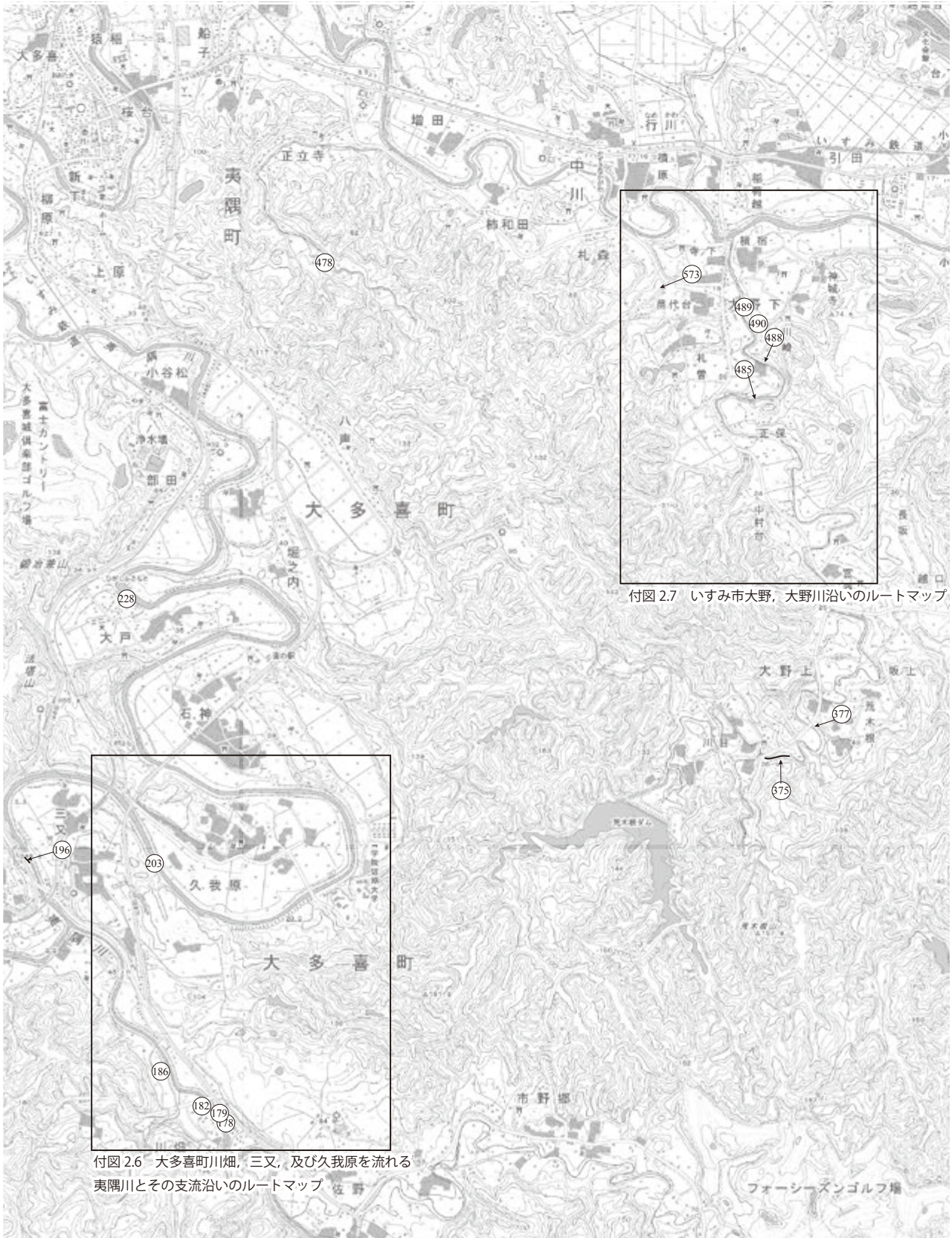
付図 2.1B-2.3 勝浦市, 夷隅川のルートマップ

付図 1. 3 上総層群の露頭地点とルート位置図. 国土地理院の数値地図 25,000 分の 1「御宿」を使用.

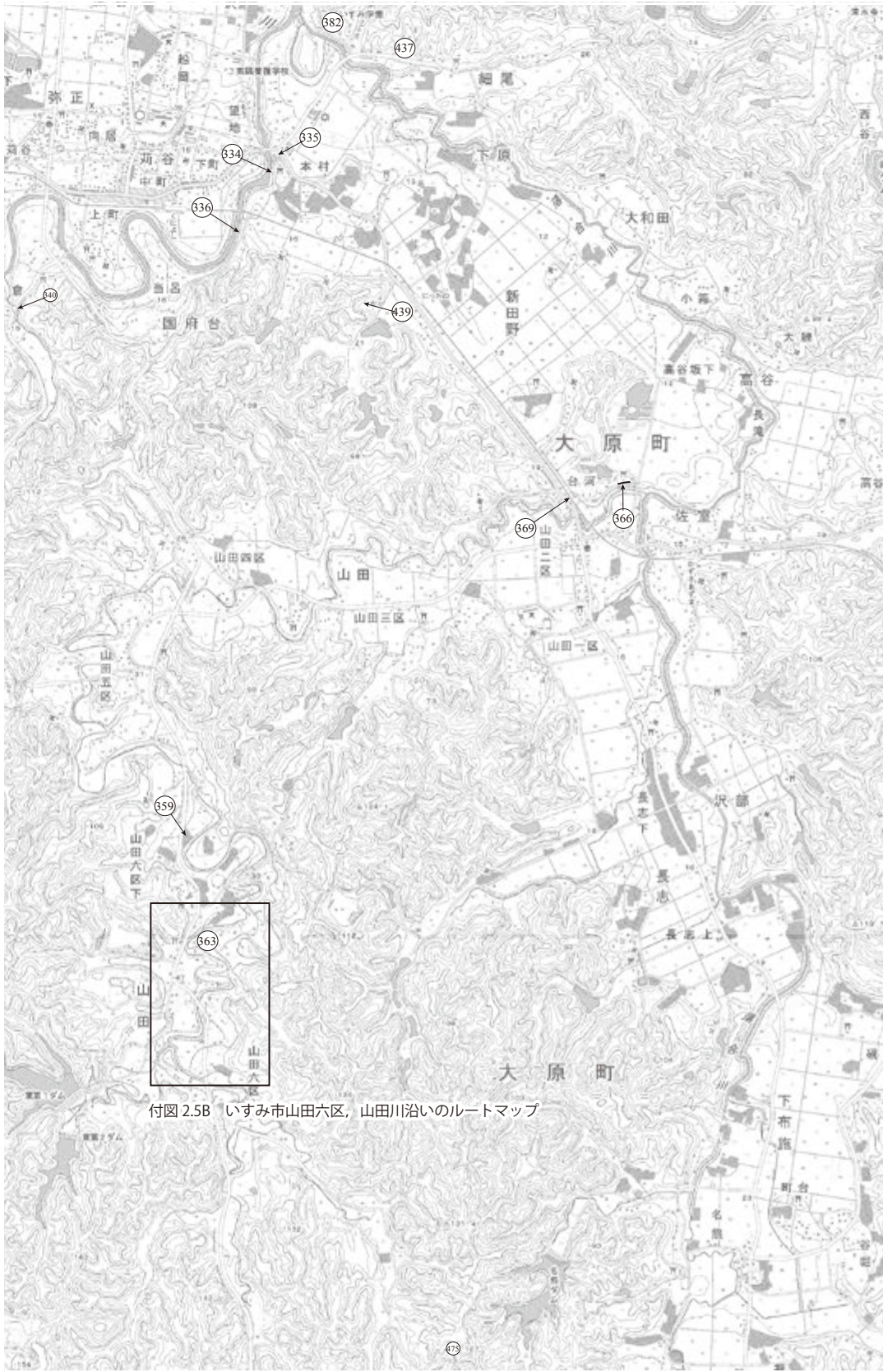




付図 1. 3 続き.



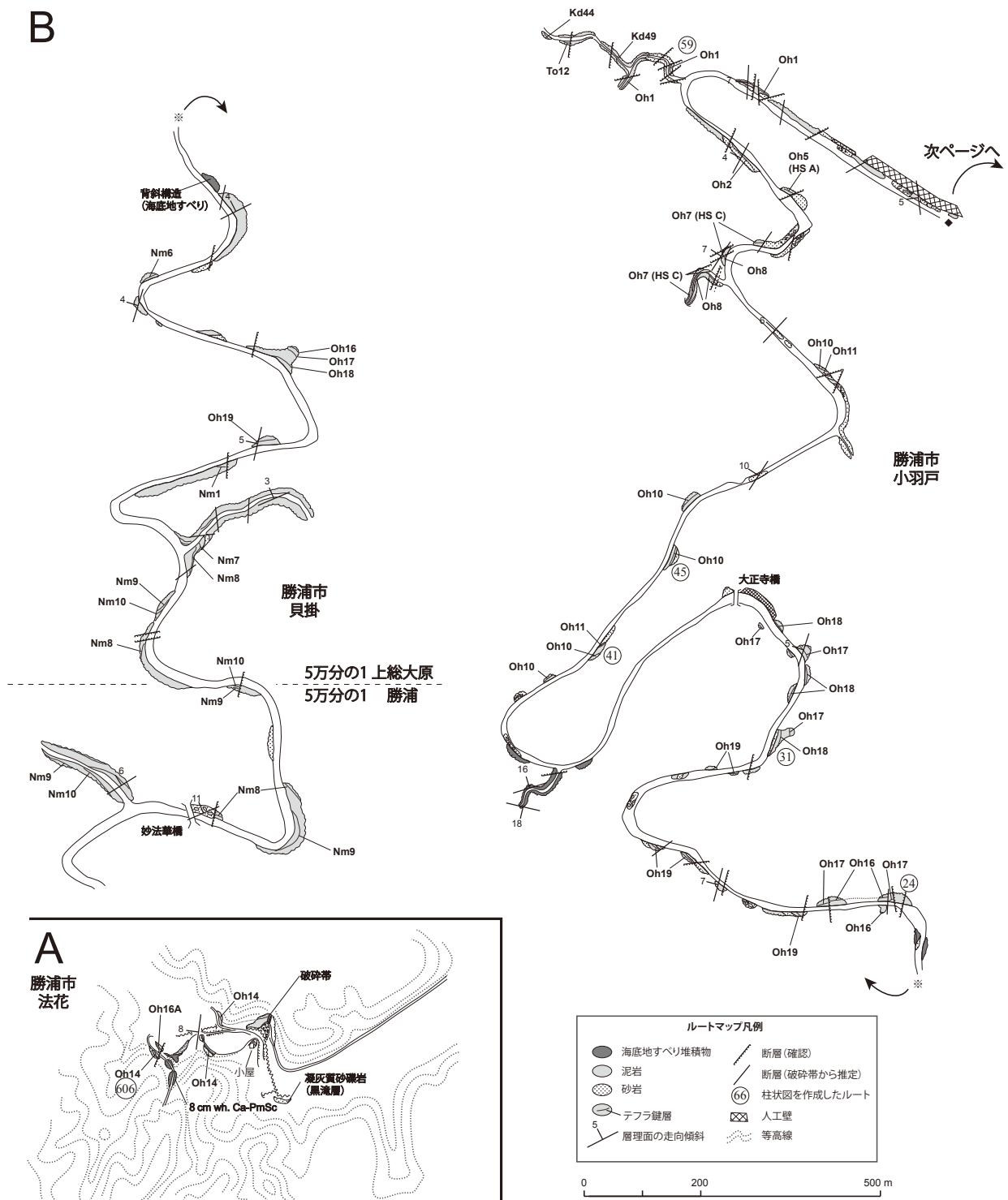
付図 1. 4 上総層群の露頭地点とルート位置図. 国土地理院の数値地図 25,000 分の 1「御宿」及び「国吉」を使用.



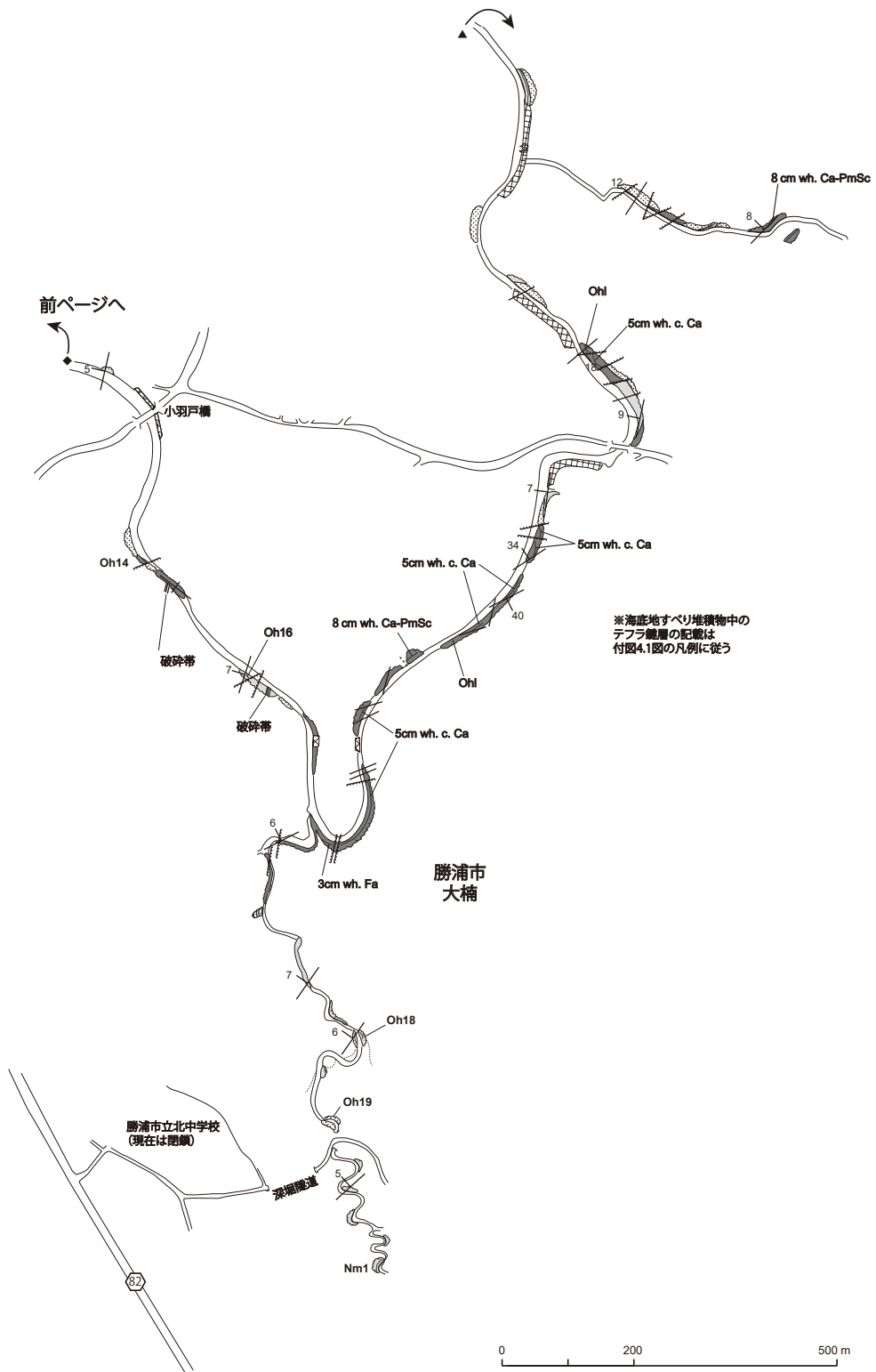
付図 2.5B いすみ市山田六区、山田川沿いのルートマップ

付図 1. 4 続き.

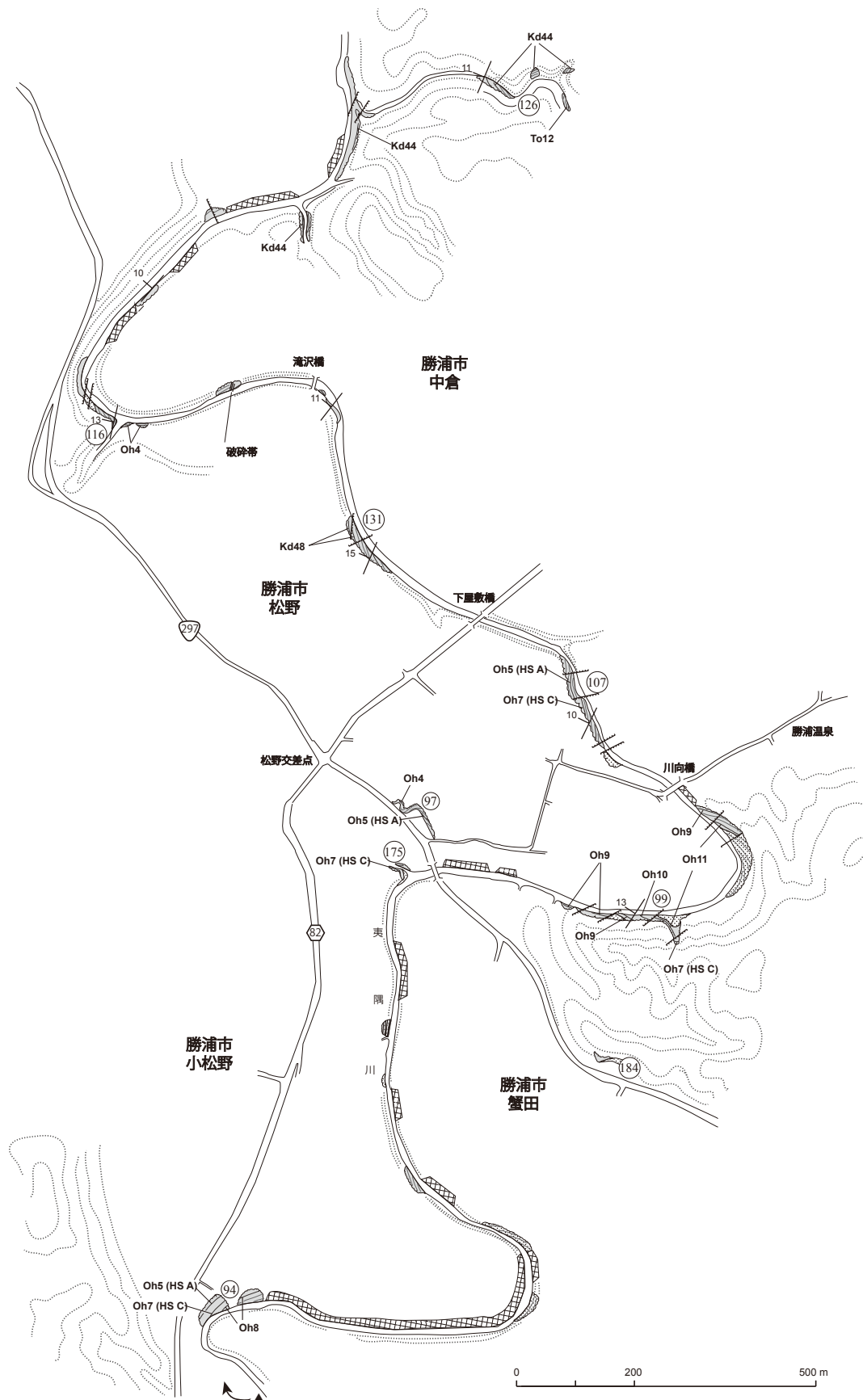
B



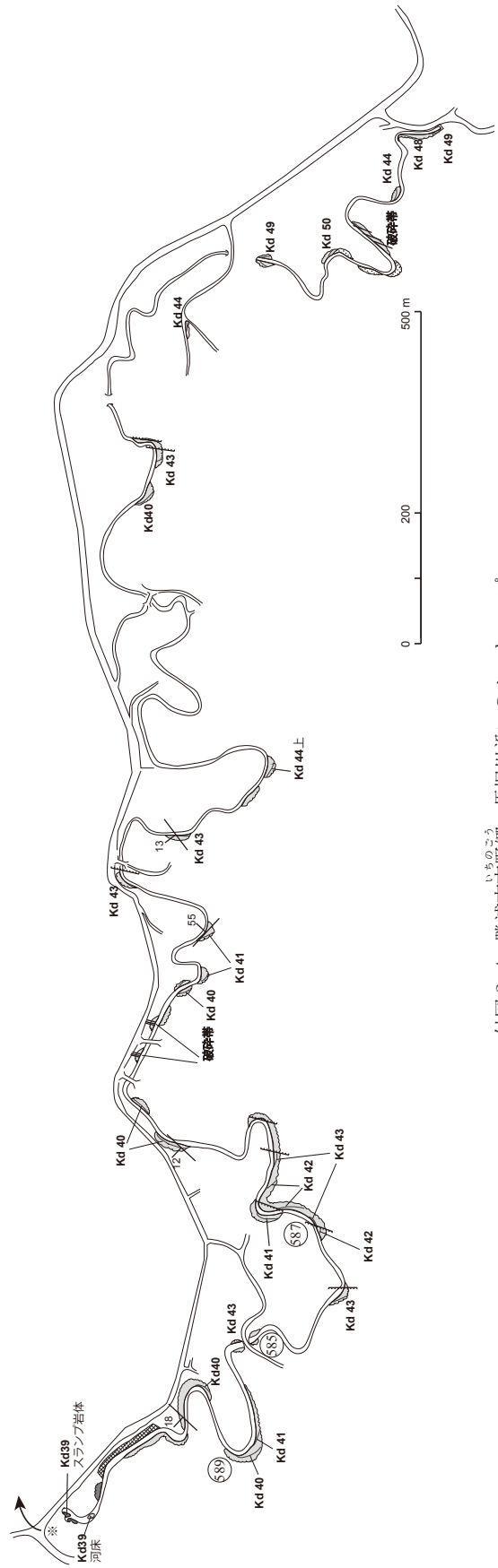
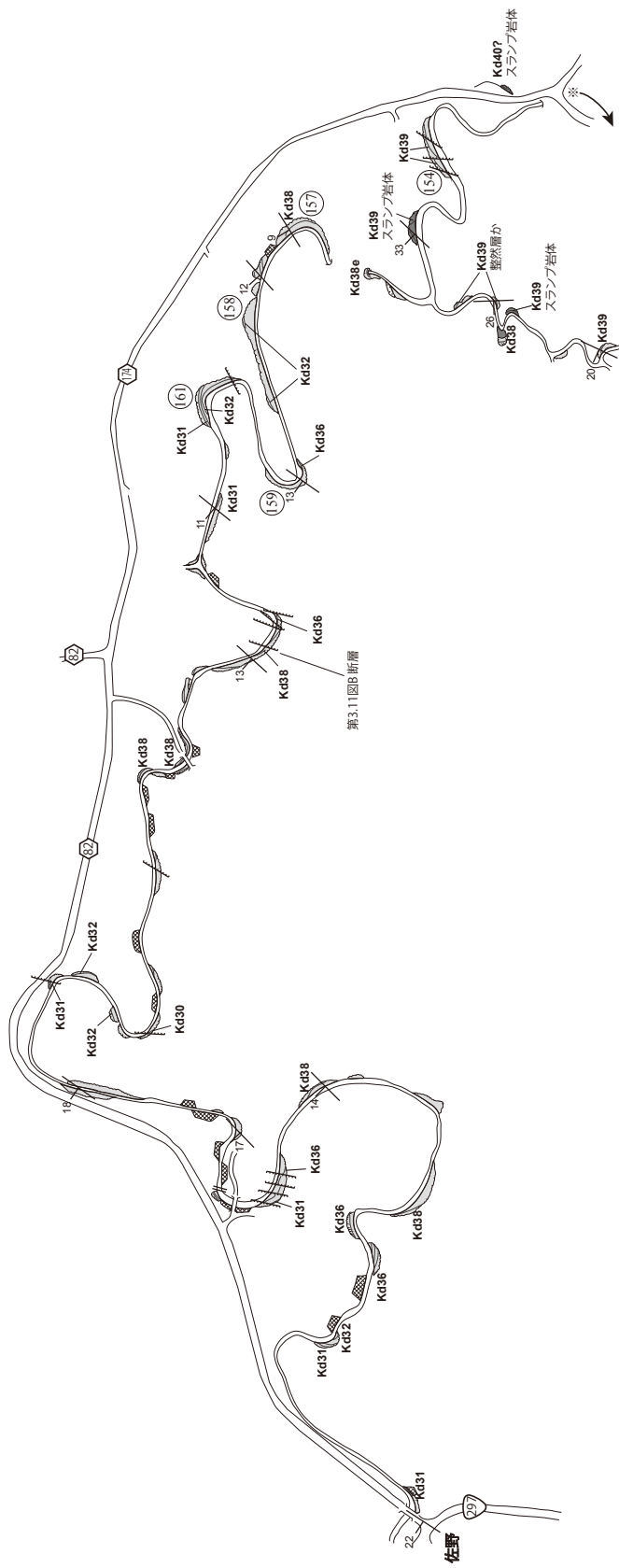
付図 2. 1 勝浦市、夷隅川周辺のルートマップ。A：勝浦市法花の沢、B：勝浦市貝掛から小羽戸にかけての夷隅川沿い。



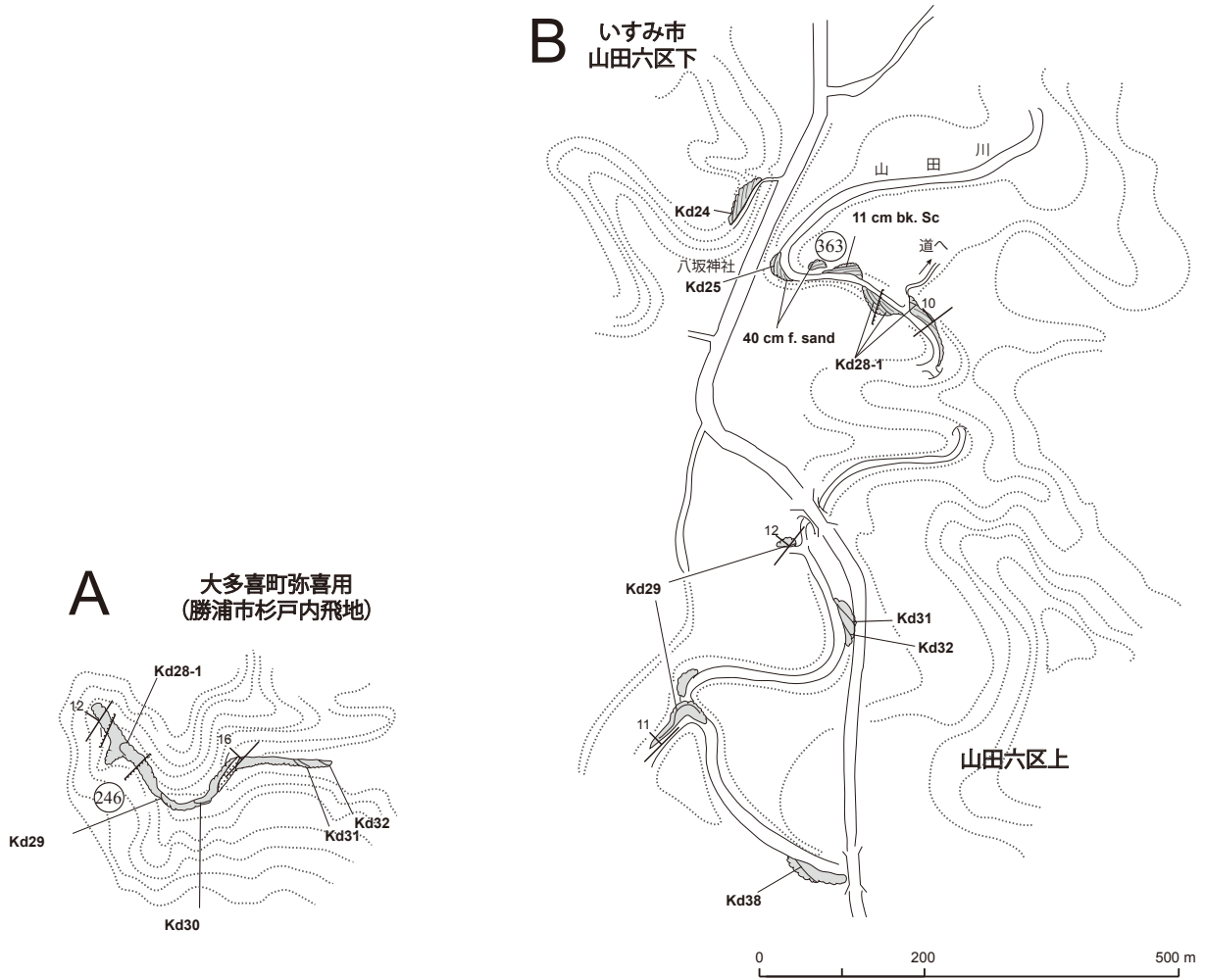
付図 2. 2 勝浦市大楠を流れる夷隅川とその周辺のルートマップ.



付図 2. 3 勝浦市小松野，蟹田，松野及び中倉を流れる夷隅川とその周辺のルートマップ。

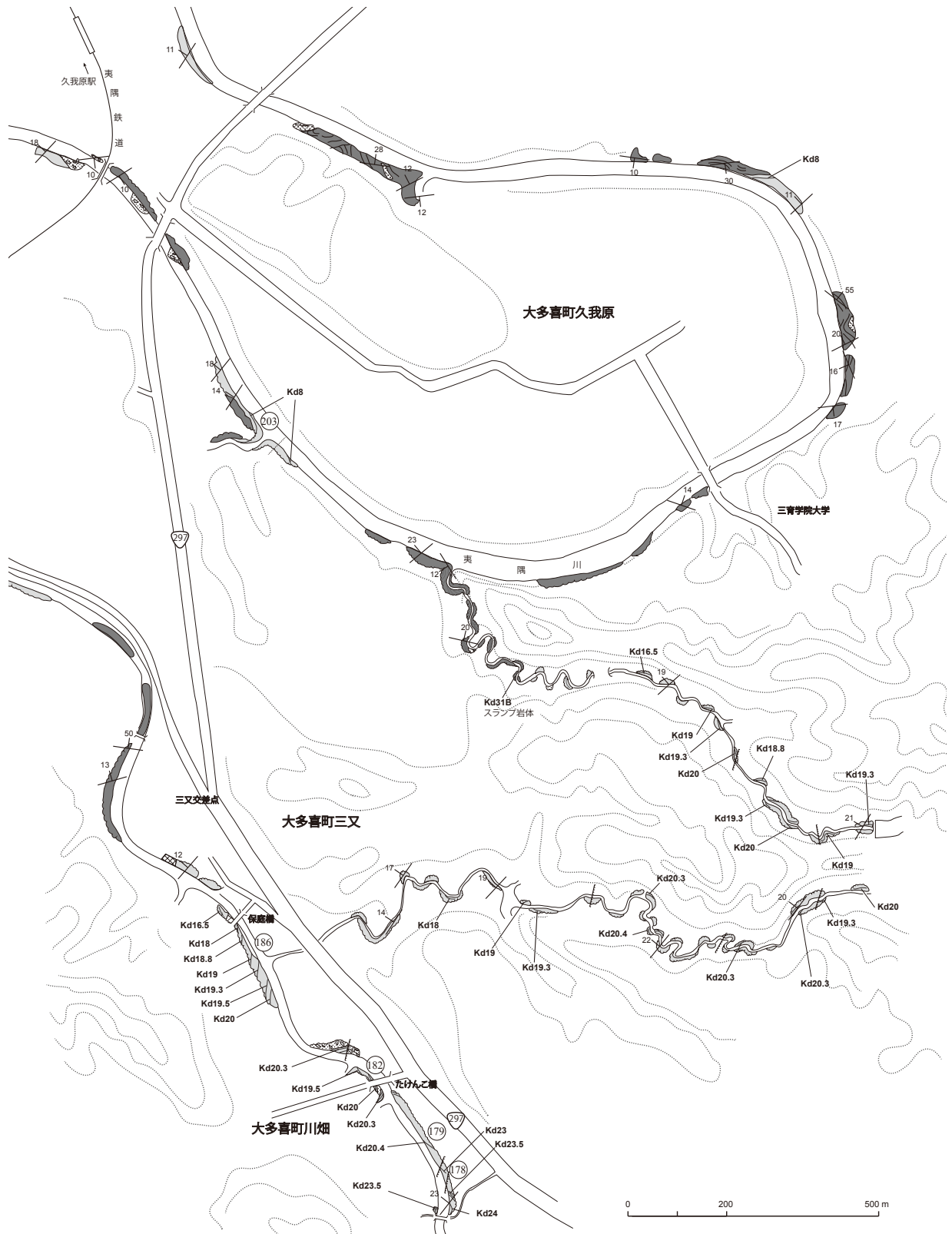


付図 2.4 勝浦市市野郷、馬廻川沿いのルートマップ。  
いものこう

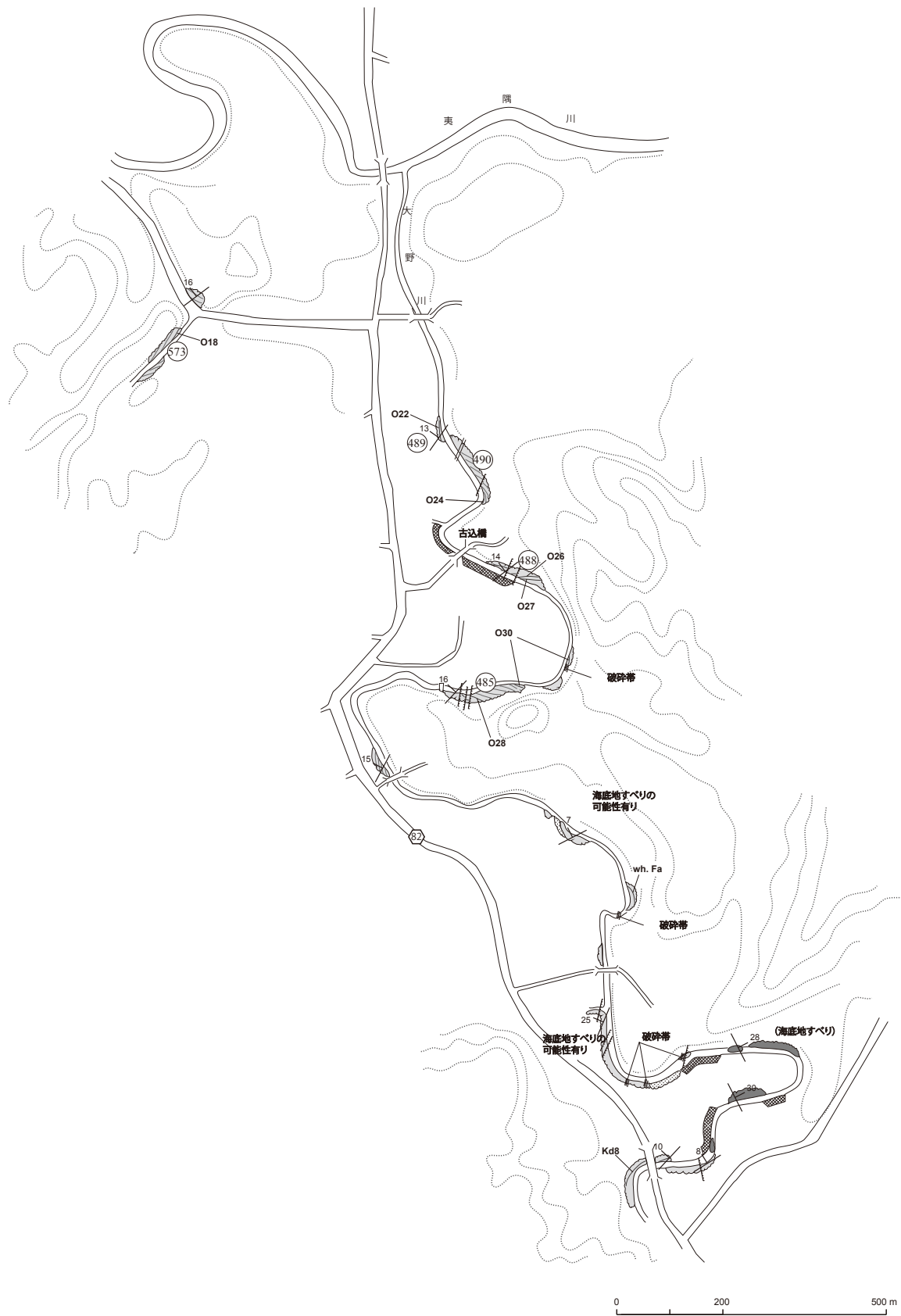


付図 2. 5 <sup>きわだ</sup>黄和田層 Kd32 ~ Kd24 間のセクションのルートマップ。  
 A. <sup>おおたき</sup>大多喜町弥喜用 (勝浦市杉戸内飛地), 夷隅川支流。 B. いすみ市山田, 山田川沿い。

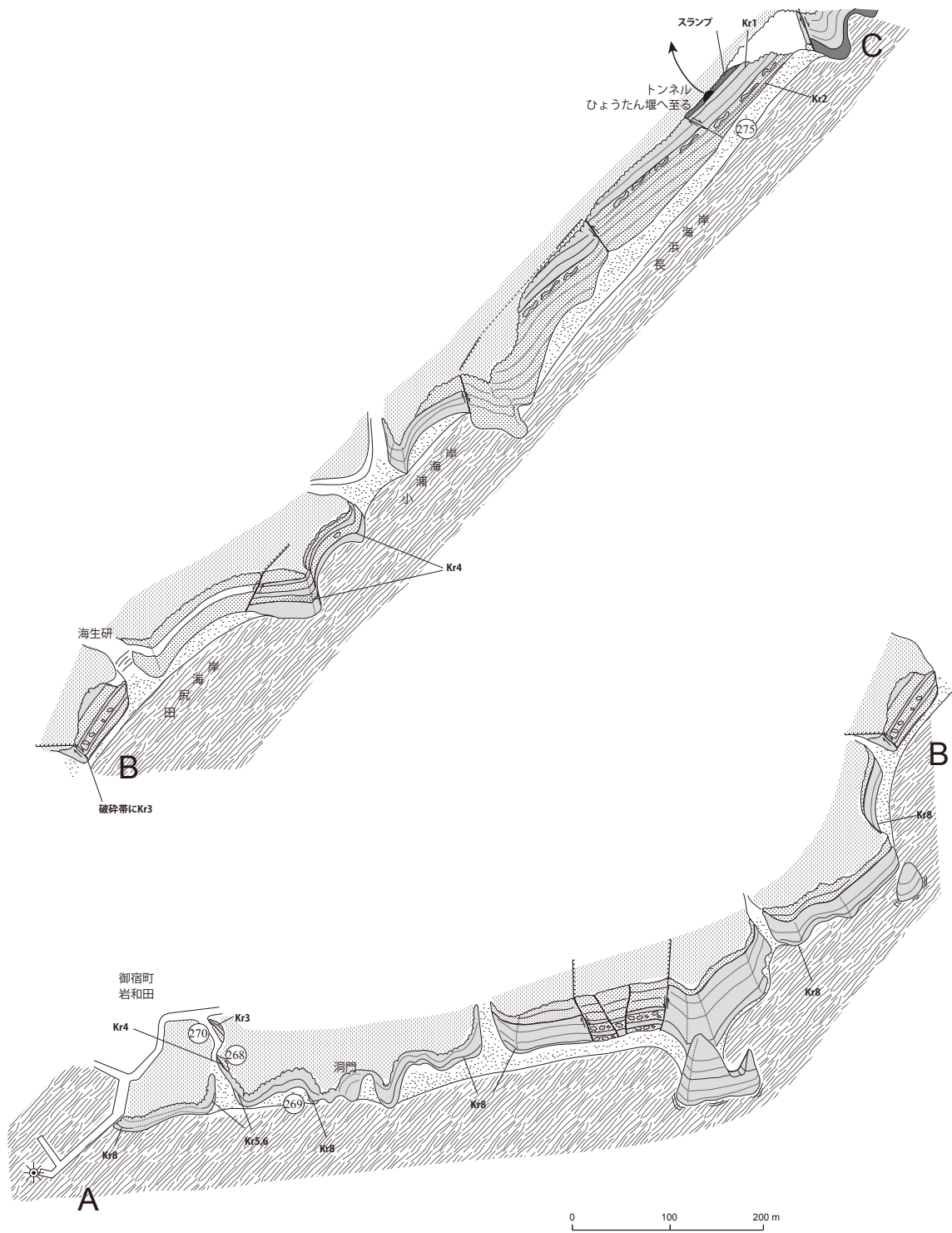




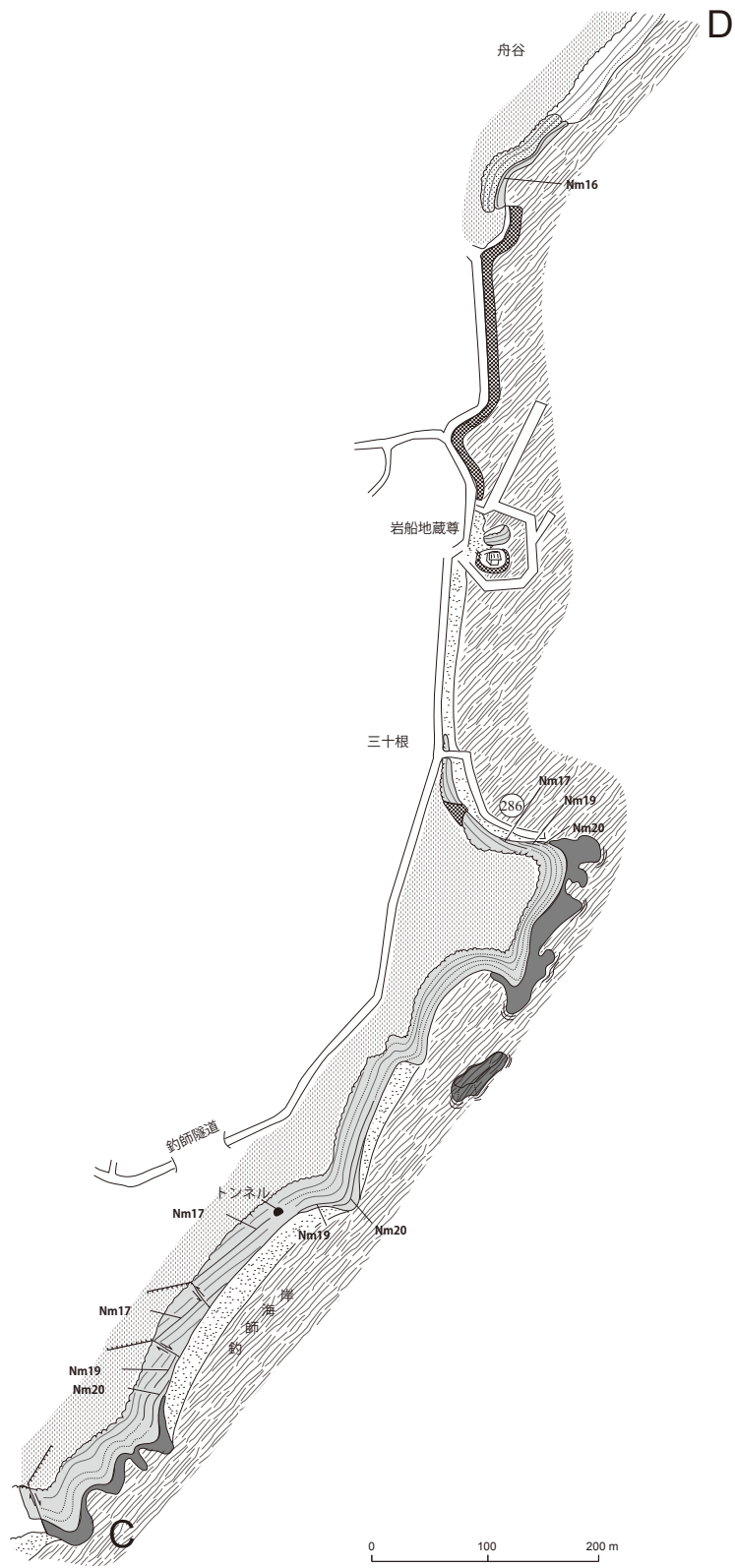
付図 2. 6 大多喜町川畑, 三又, 及び久我原を流れる夷隅川とその支流沿いのルートマップ。



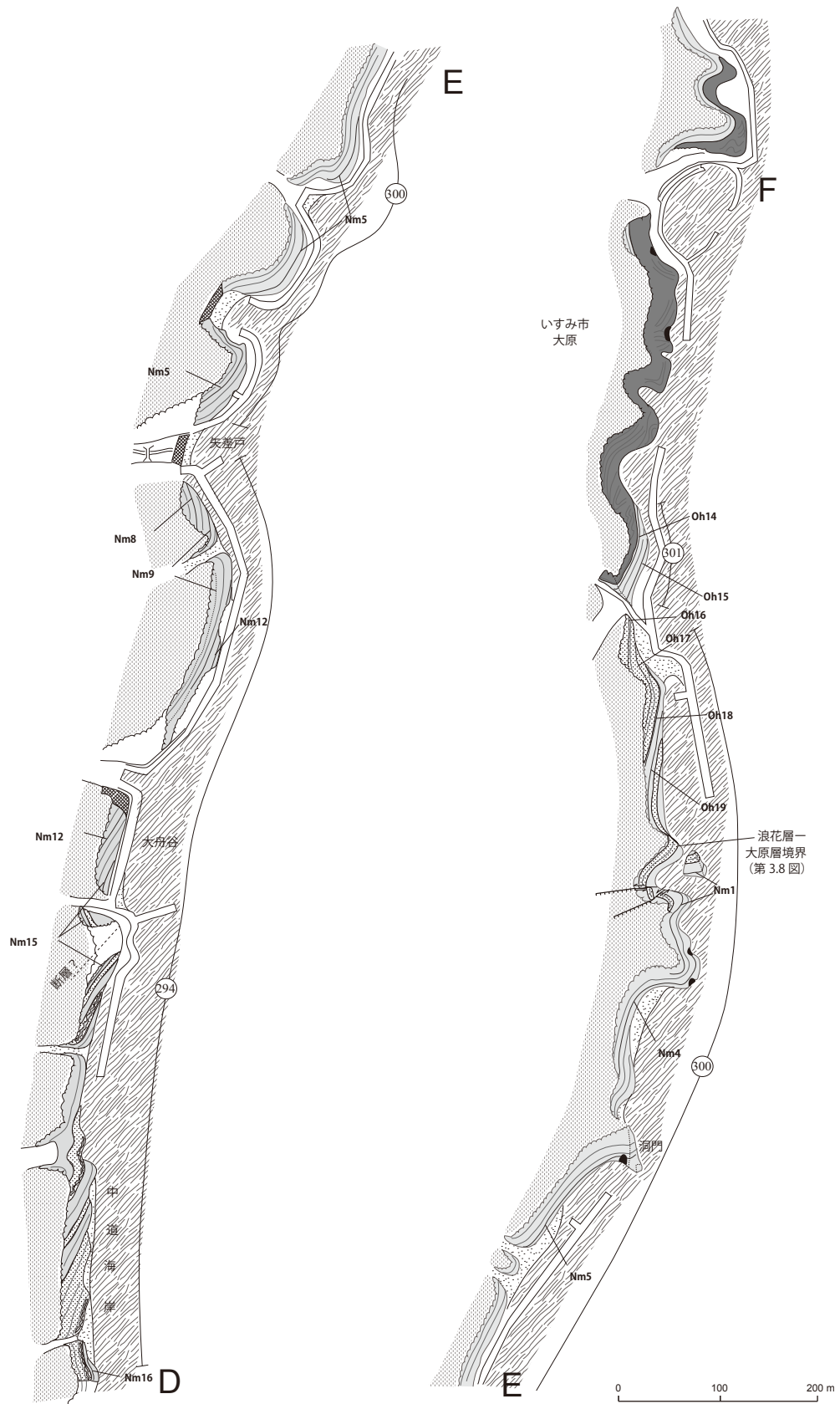
付図 2.7 いすみ市大野，大野川沿いのルートマップ。



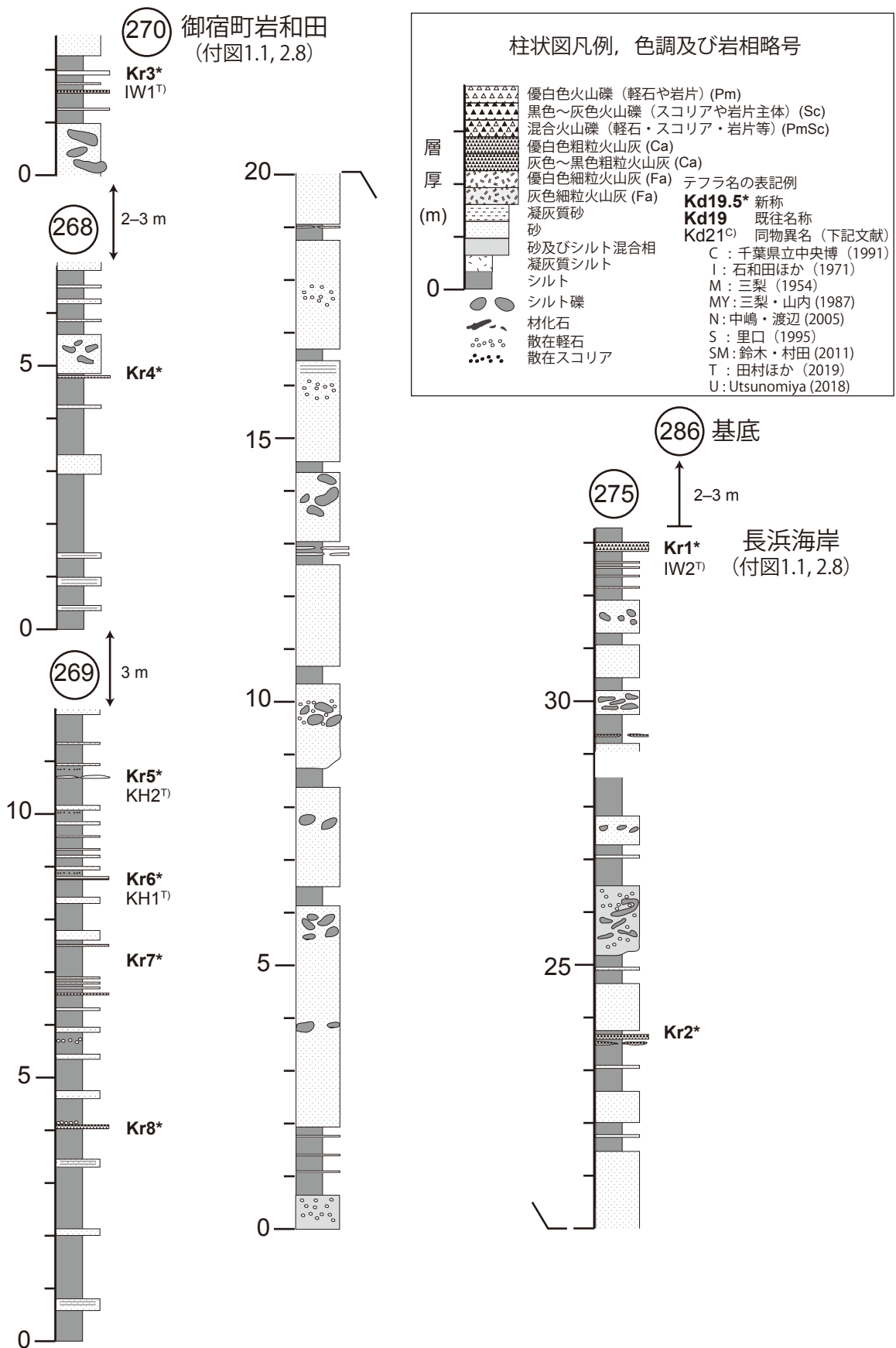
付図 2. 8 おんじゅうく 御宿町岩和田～いすみ市大原にかけての海岸ルートマップ.



付図 2.9 いすみ市大原周辺の海岸ルートマップ。

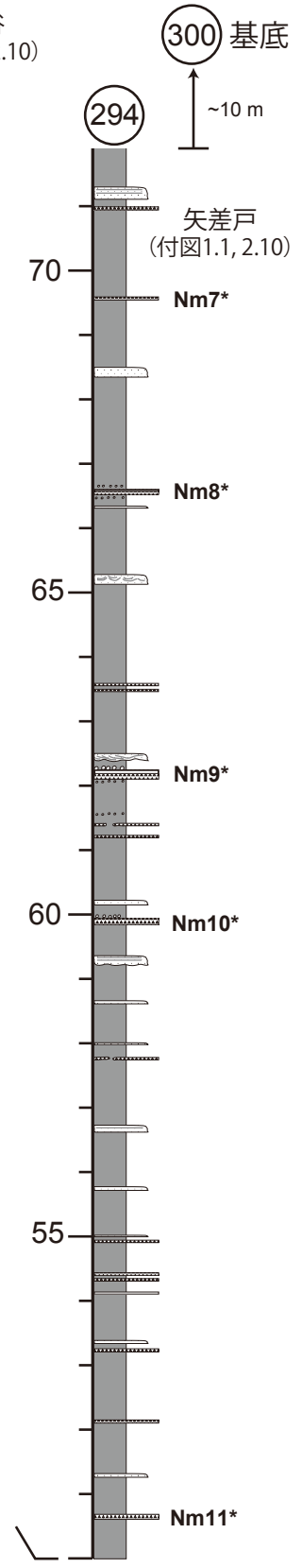
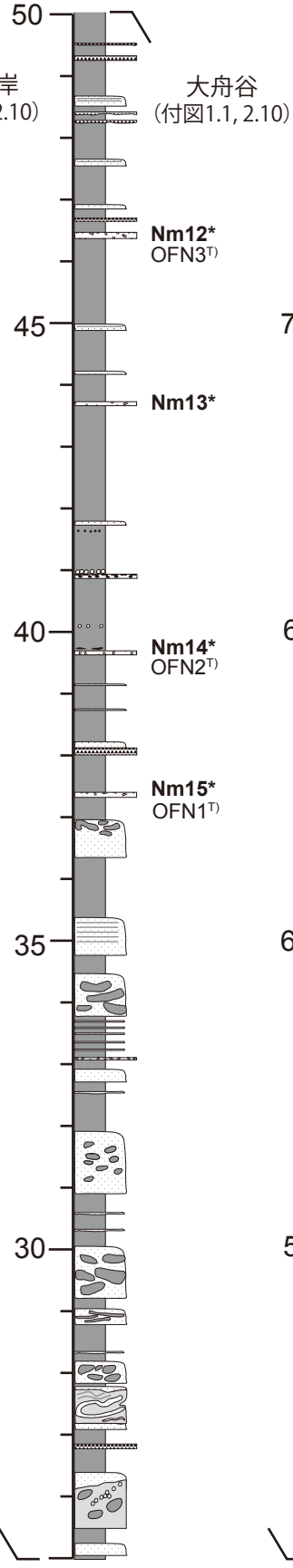
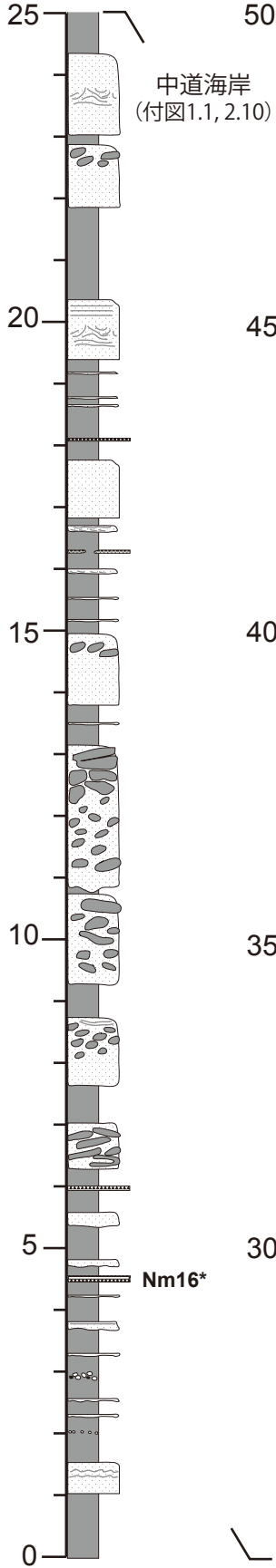
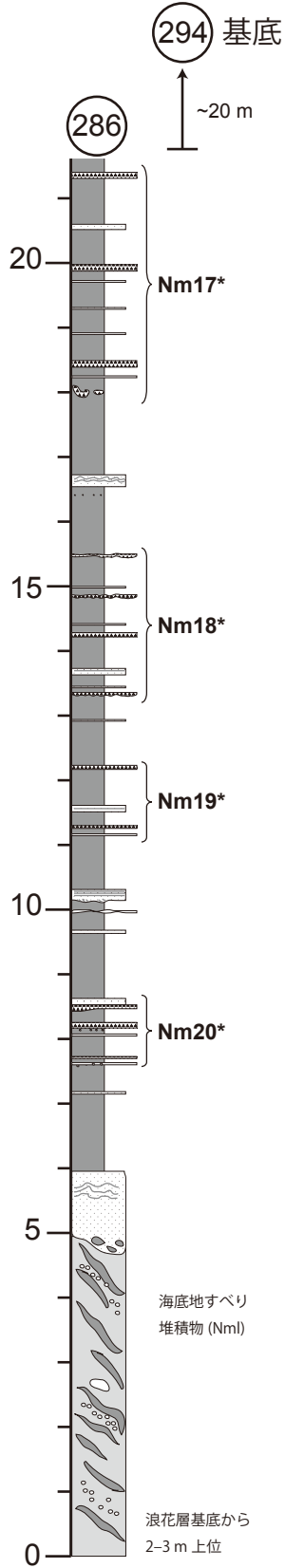


付図 2. 10 いすみ市大原周辺の海岸ルートマップ。



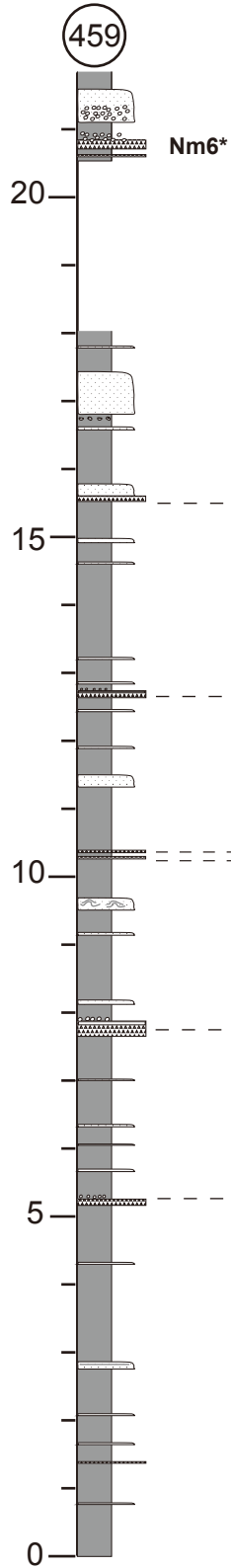
付図 3.1 勝浦層の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

いすみ市三十根  
(付図1.1, 2.9)

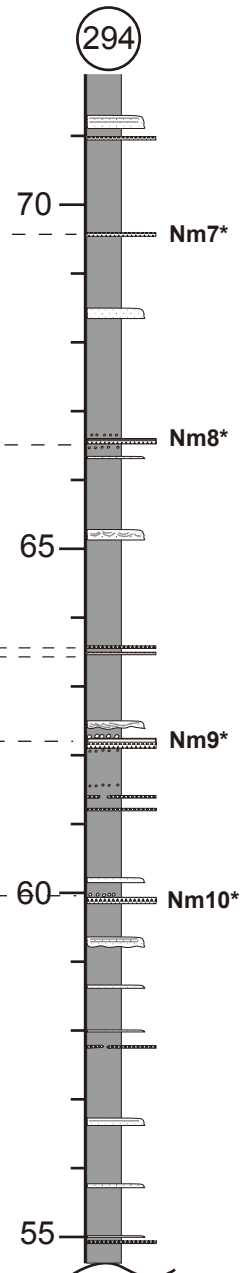


付図 3.2 <sup>なみはな</sup> 浪花層の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

御宿町七本  
(付図1.3)

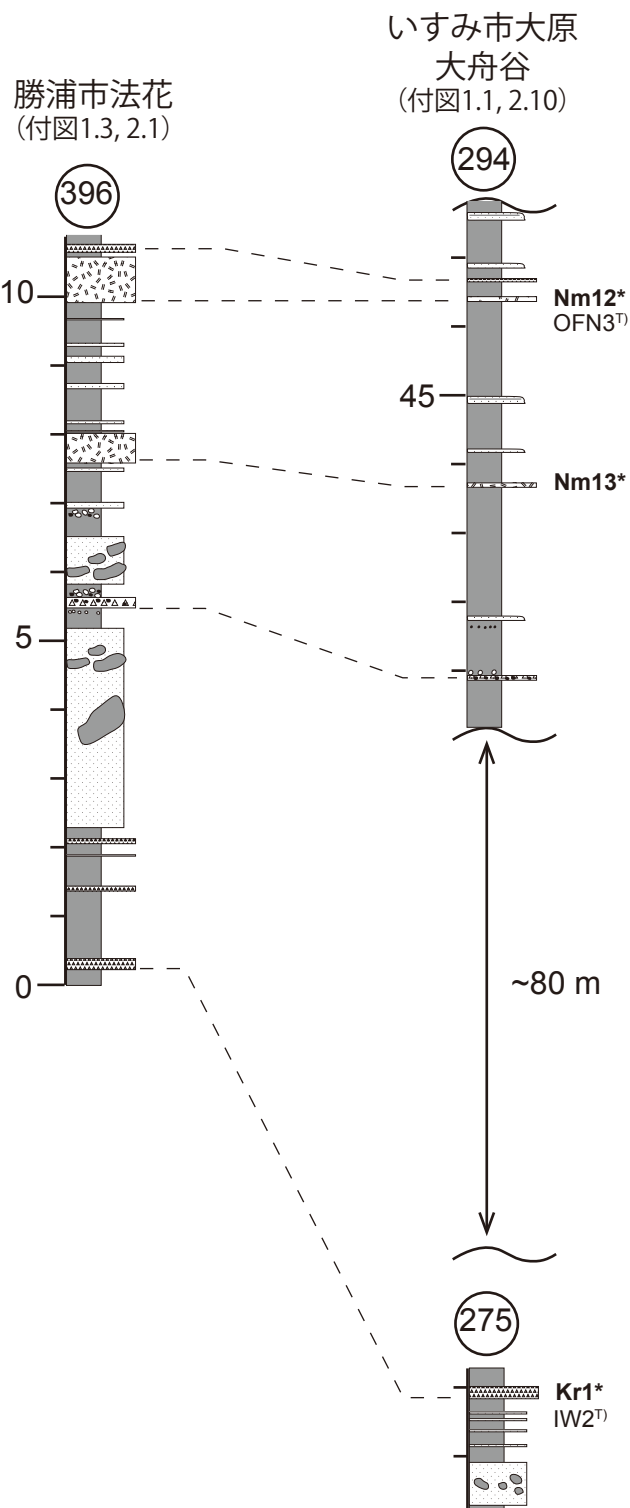


いすみ市大原  
矢差戸 (付図1.1, 2.10)

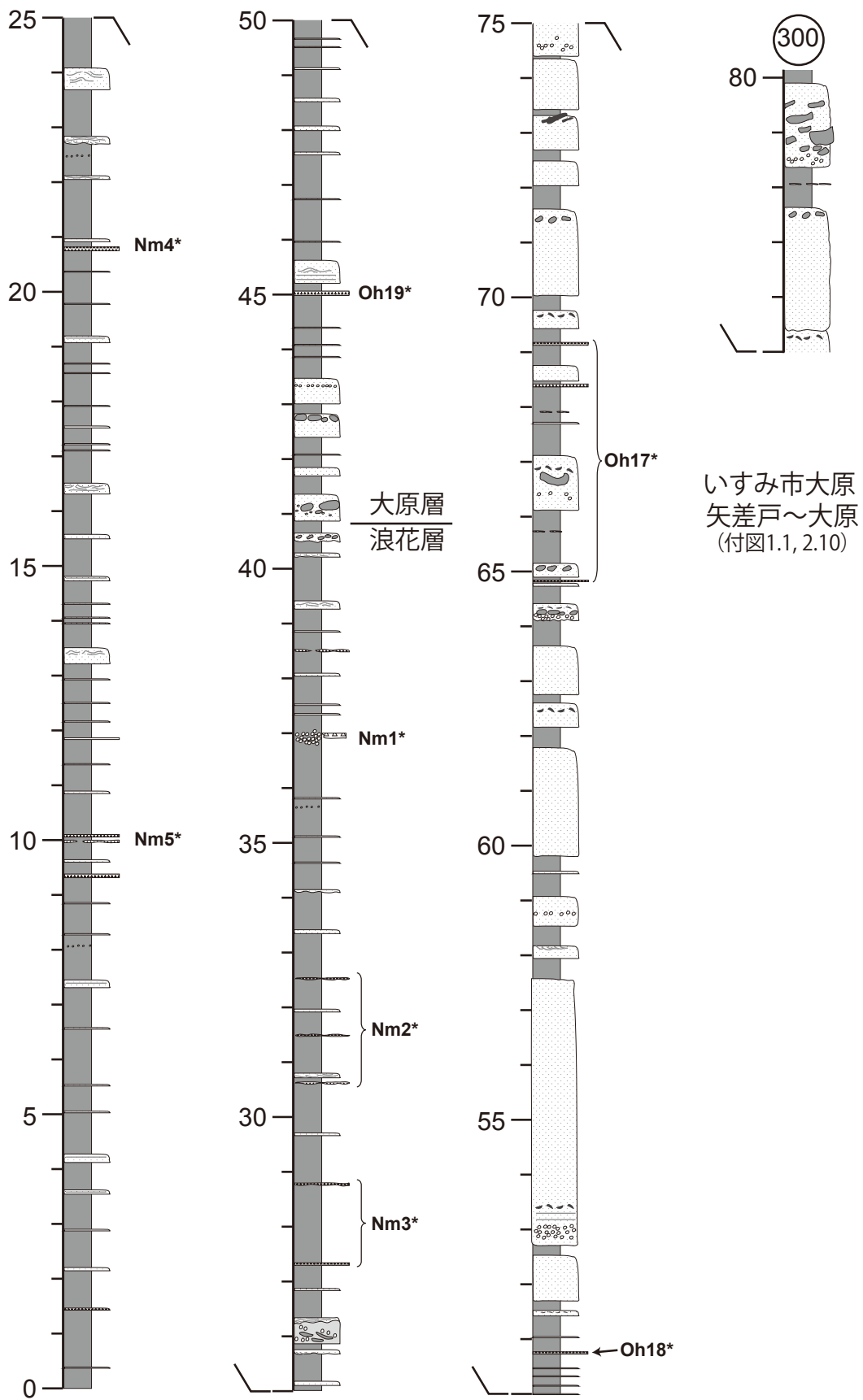


付図 3. 3 勝浦層の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

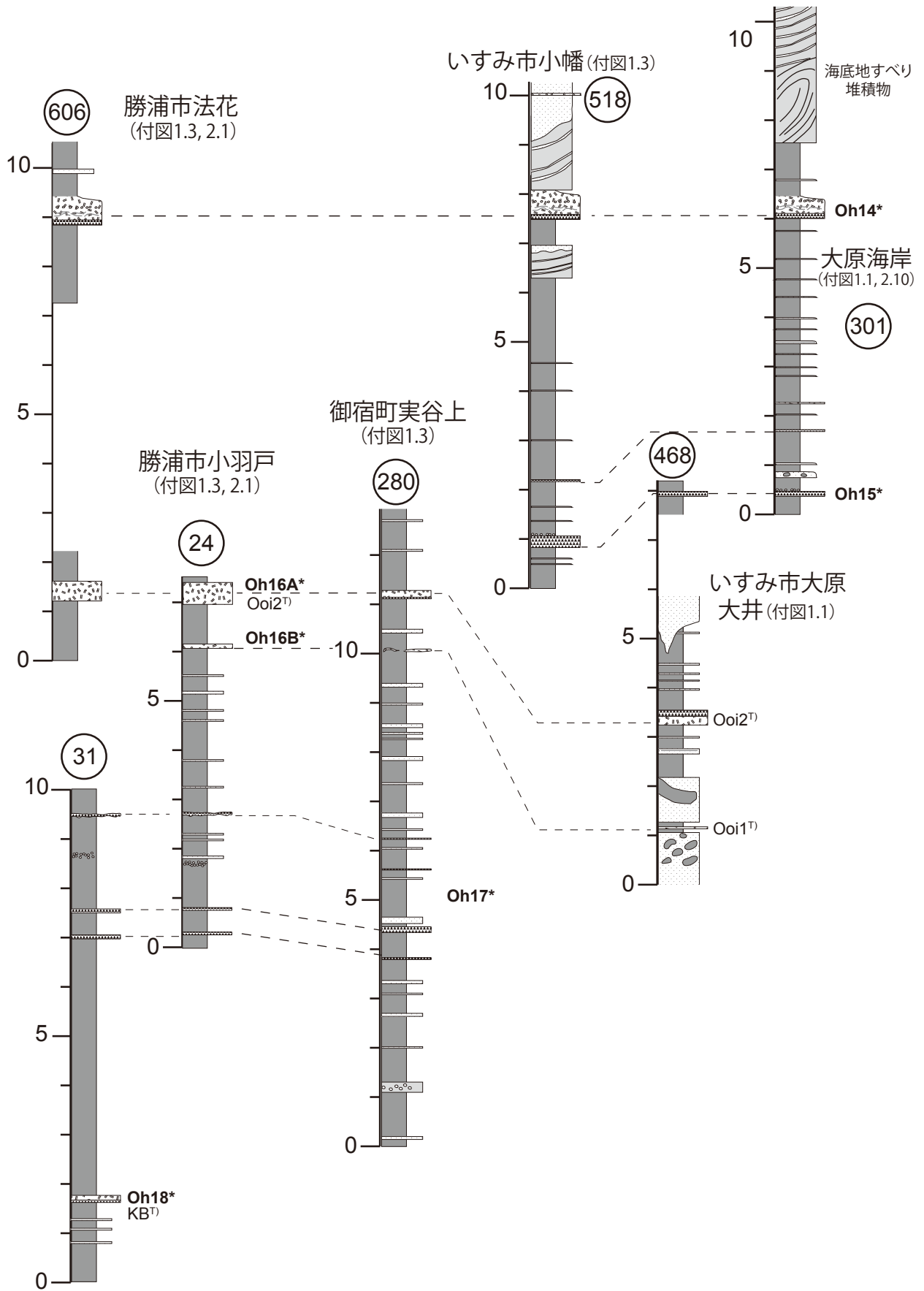




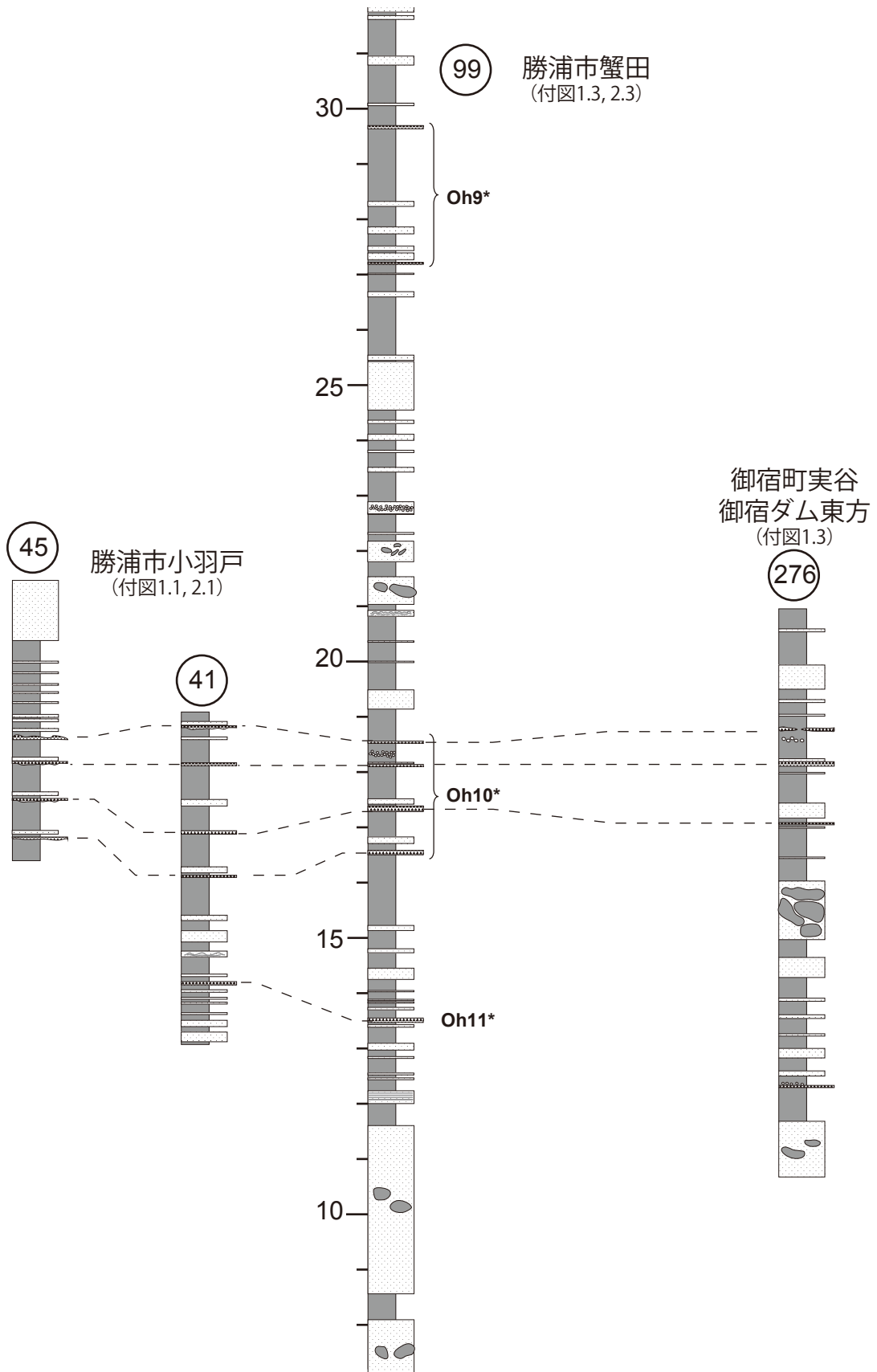
付図 3. 4 勝浦市法花といすみ市海岸部における Kr1 と Nm12 間の層厚変化. 黒滝不整合付近 (左) における浪花層下部の層厚減少あるいは欠如が認められる.



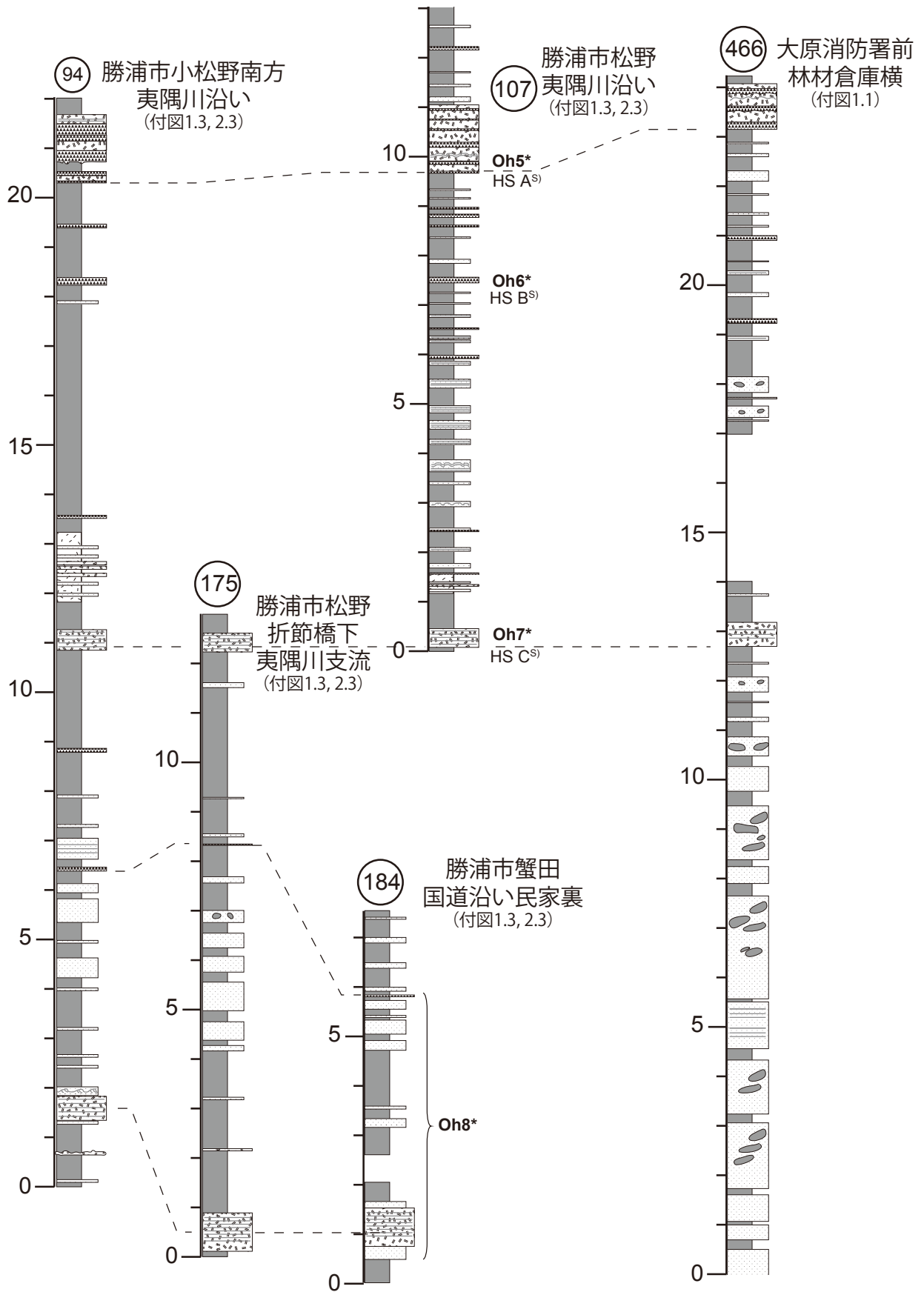
付図 3. 5 浪花層上部と大原層最下部の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



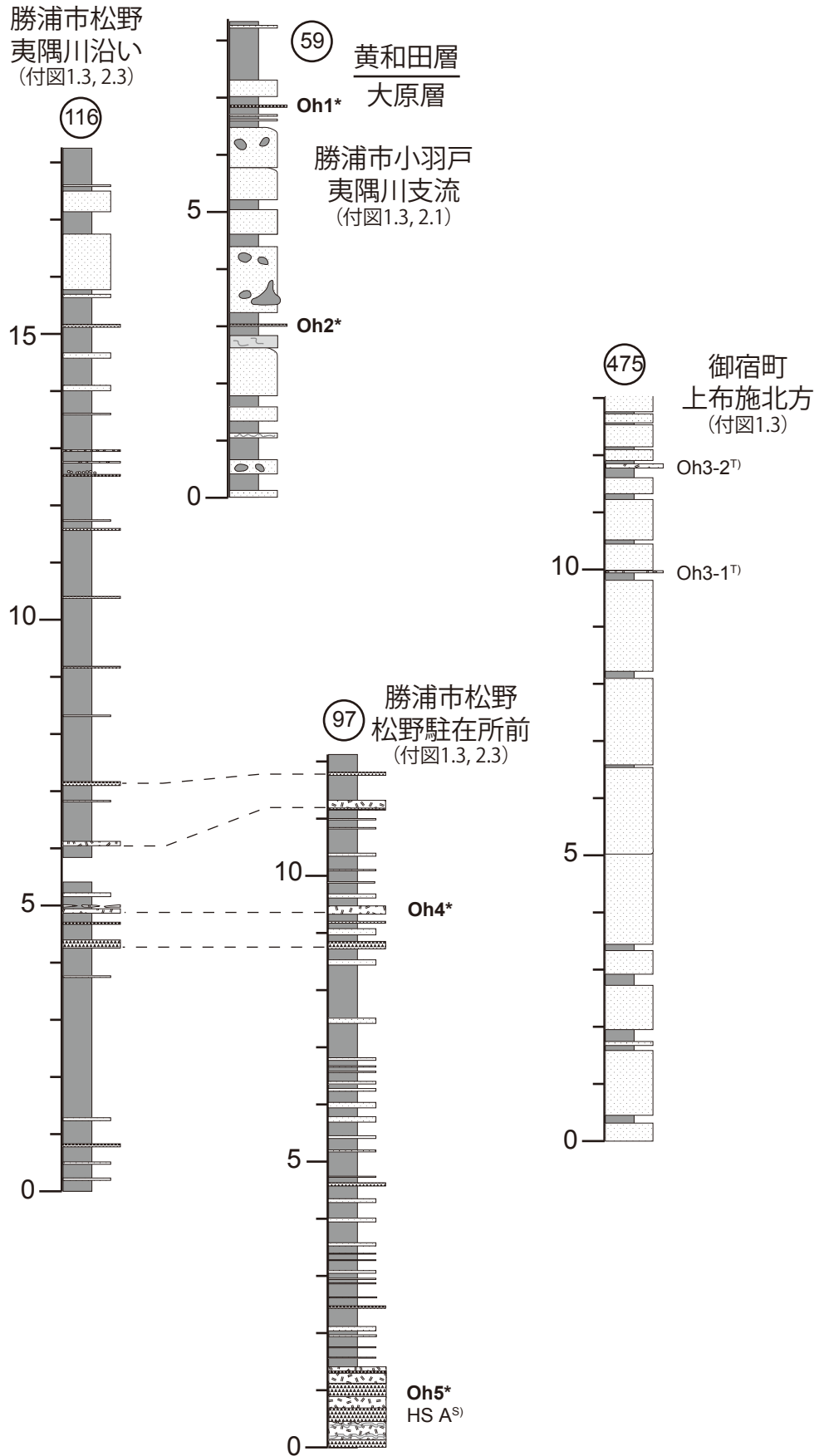
付図 3. 6 大原層下部の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



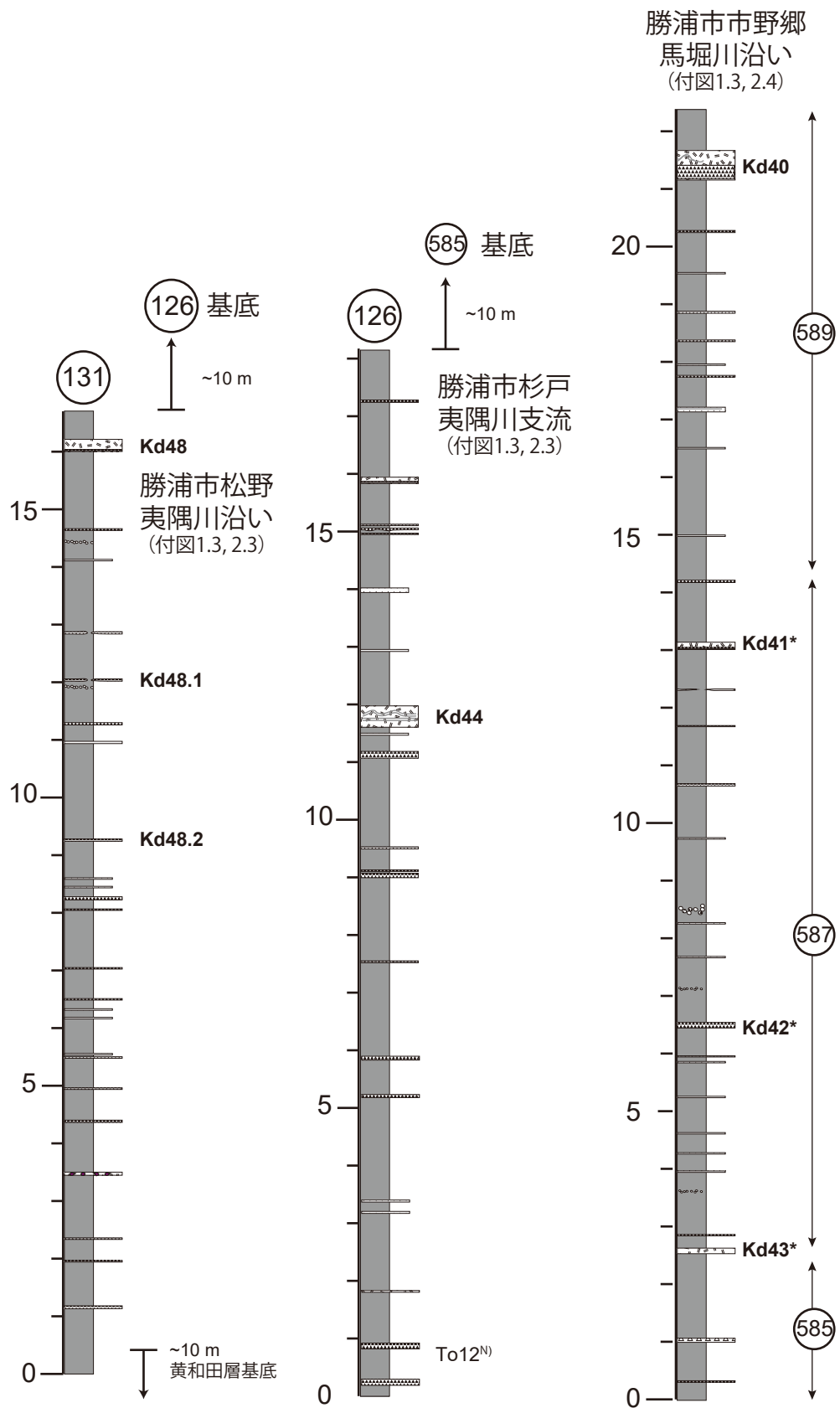
付図 3. 7 大原層中部の柱状図。柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照。



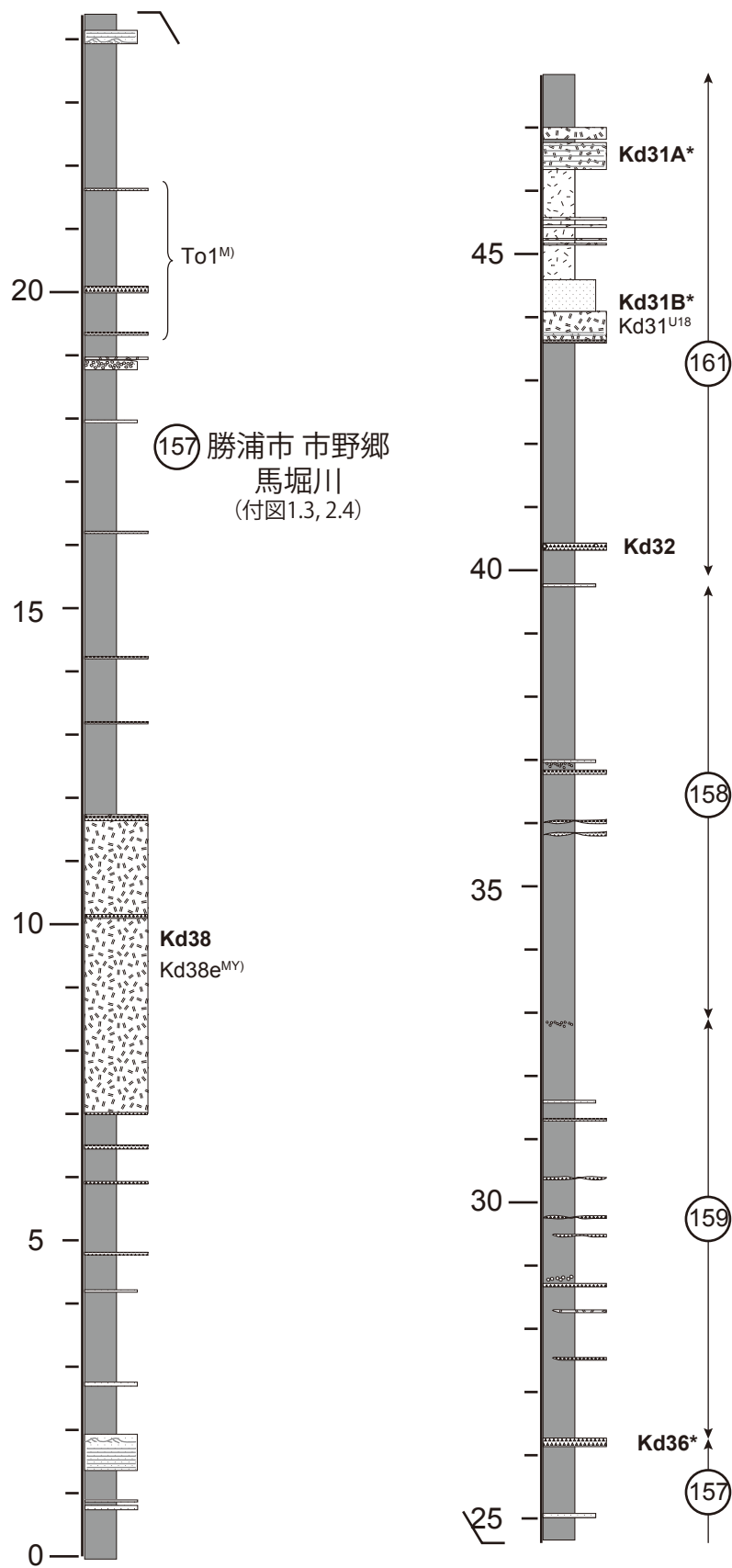
付図 3. 8 大原層上部の柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



付図 3. 9 大原層最上部～黄和田層最下部の柱状図。柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照。

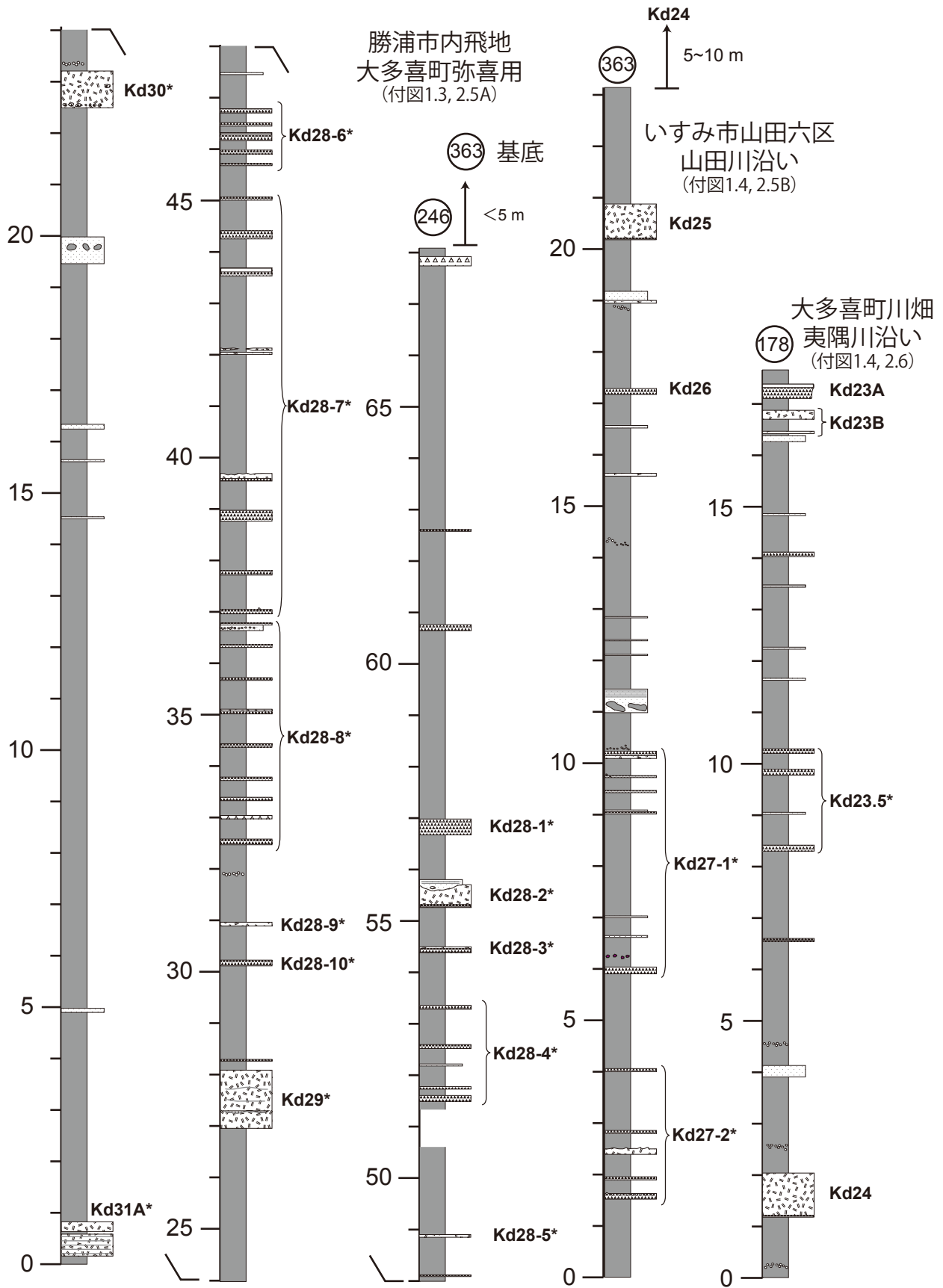


付図 3. 10 黄和田層下部, Kd48 から Kd40 までを含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

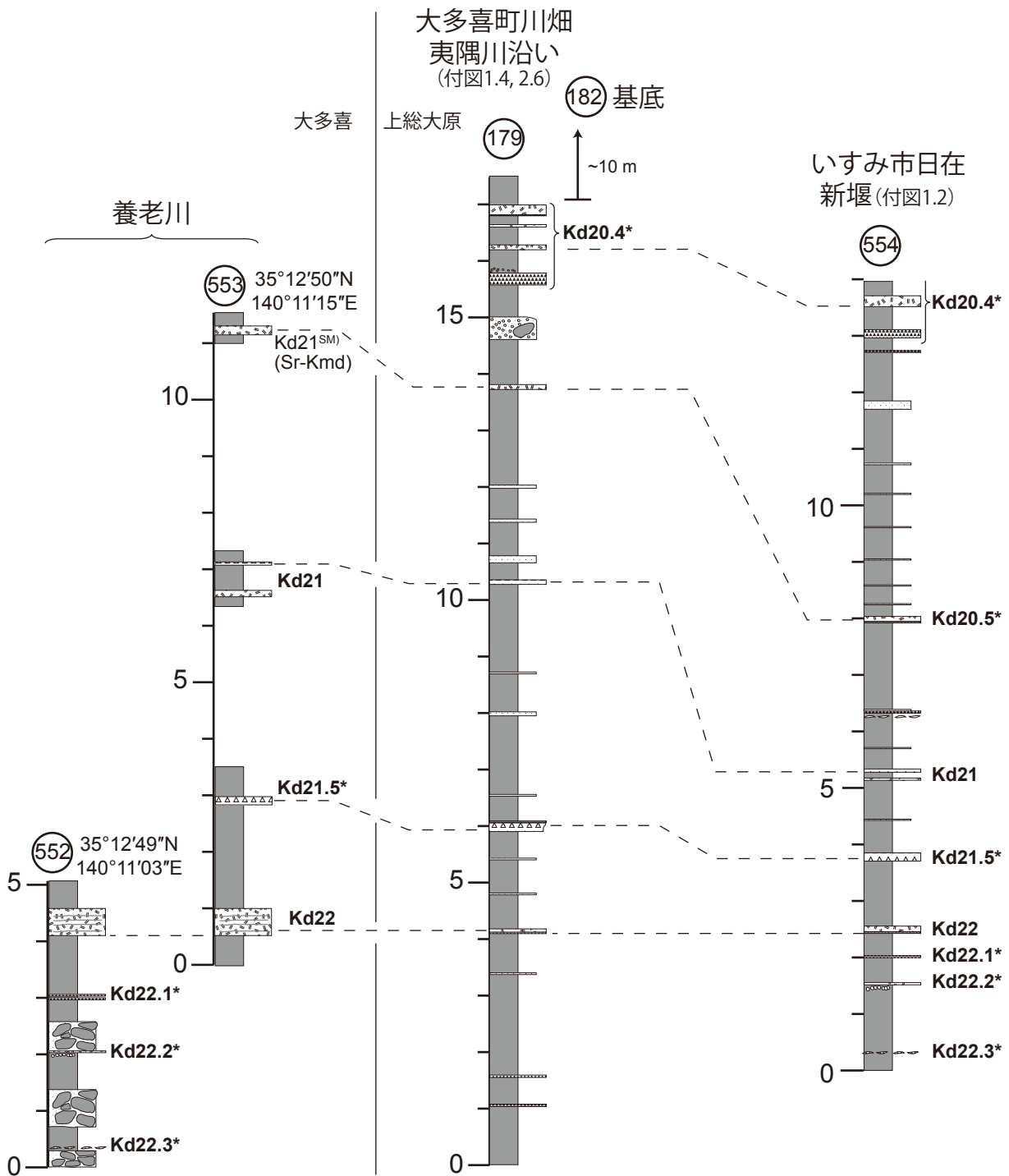


付図 3. 11 黄和田層下部, Kd38 から Kd31 までを含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

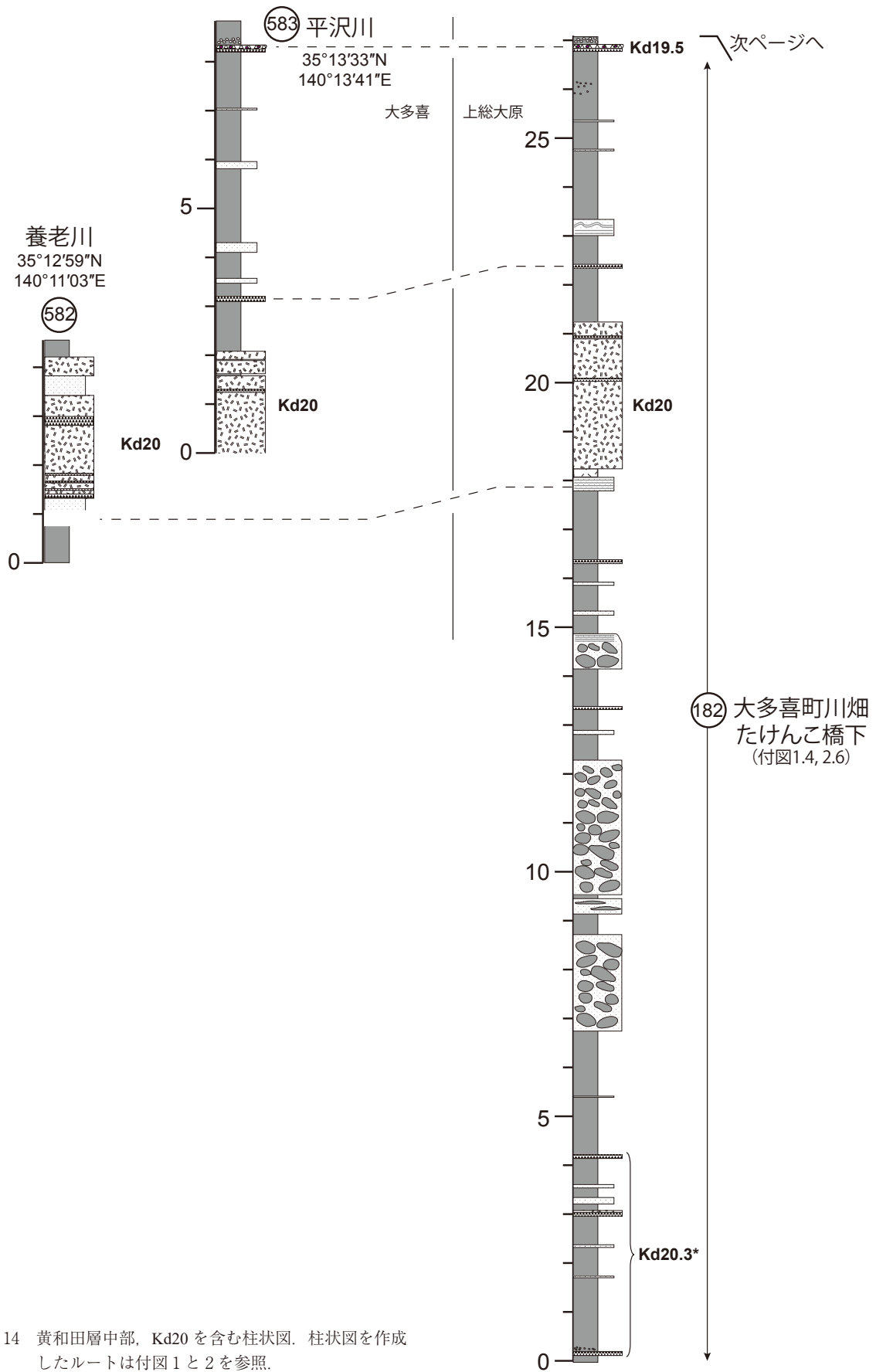




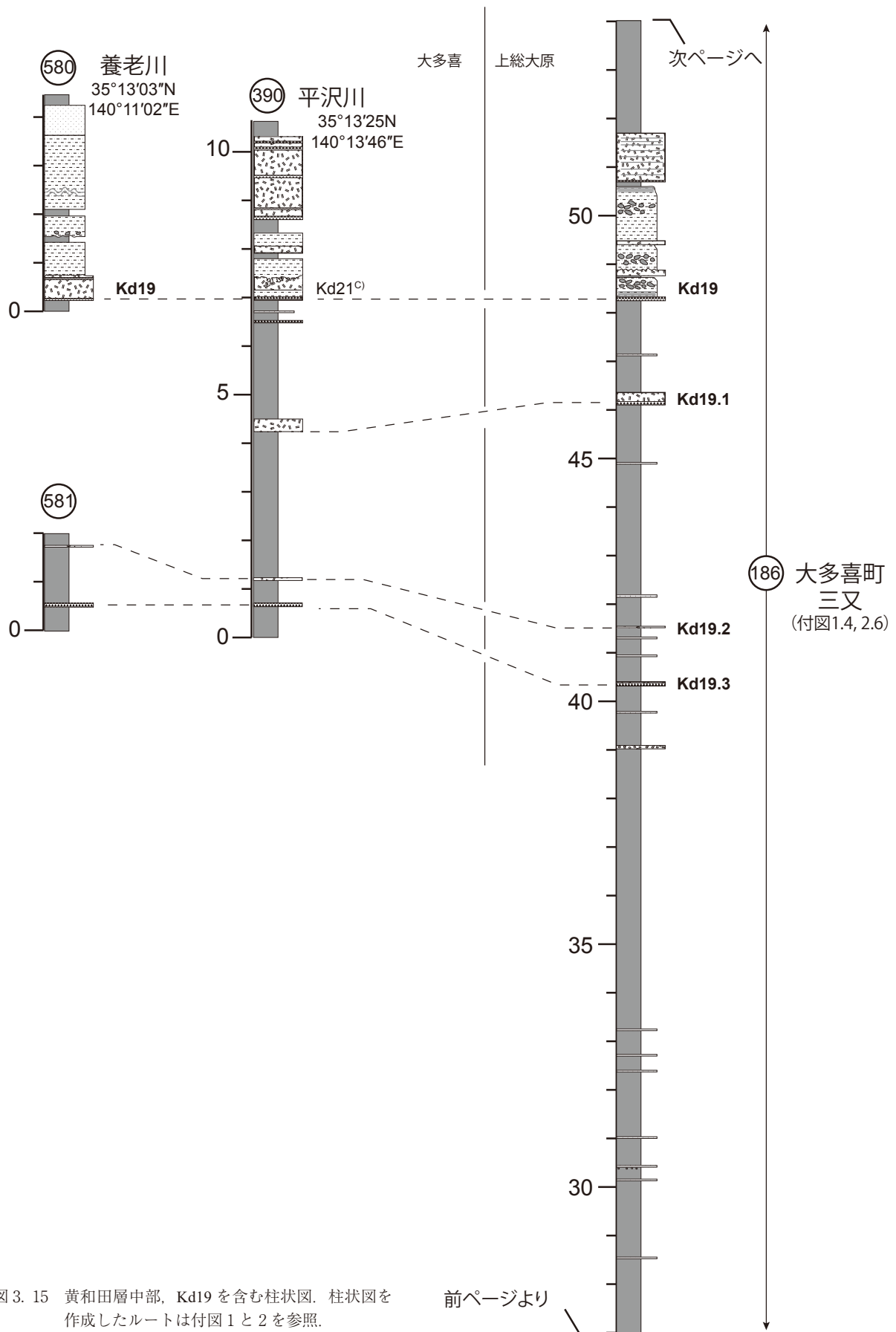
付図 3. 12 黄和田層下部, Kd31 上部から Kd23 までを含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



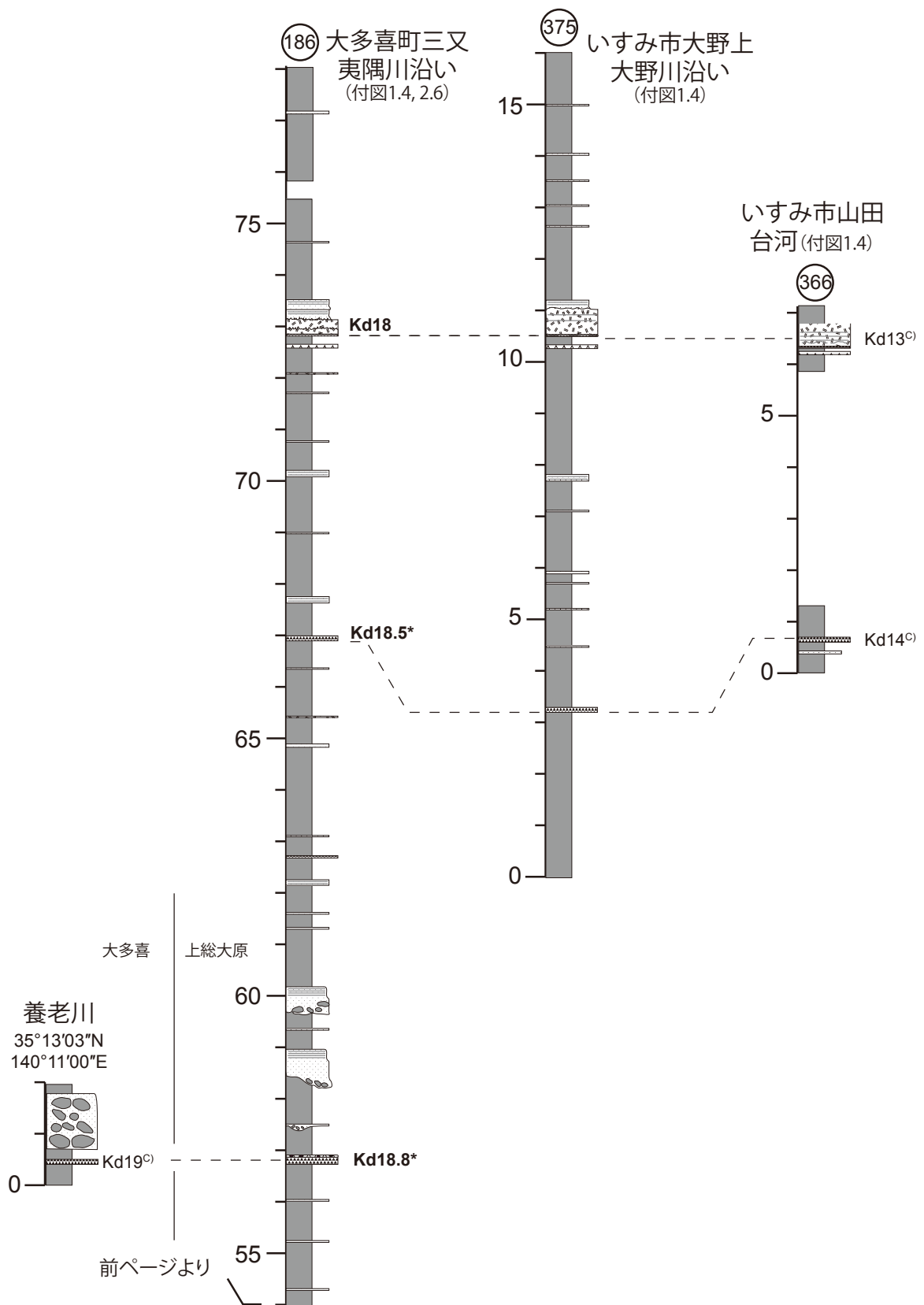
付図 3. 13 黄和田層中部, Kd22 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



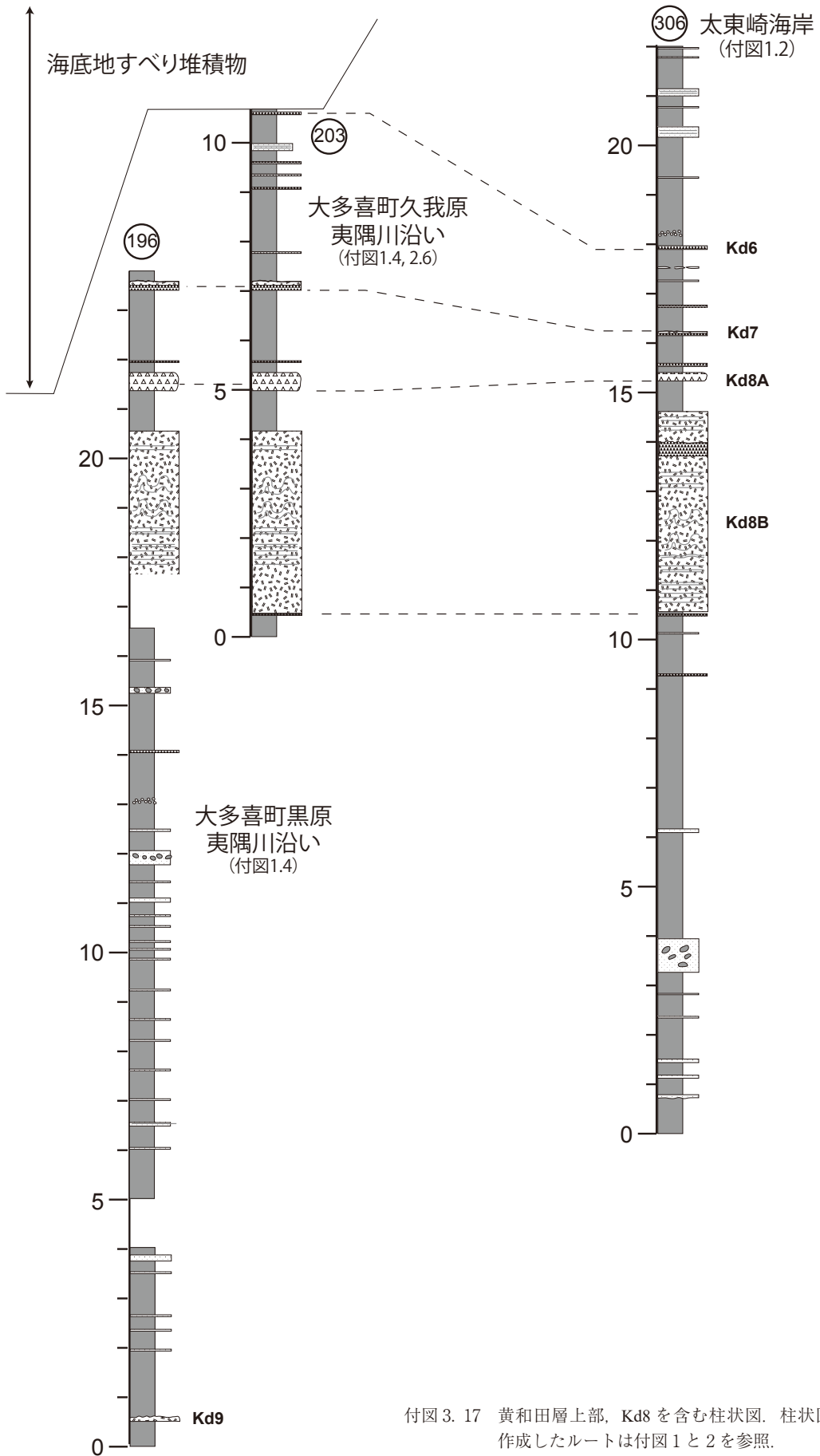
付図 3. 14 黄和田層中部, Kd20 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



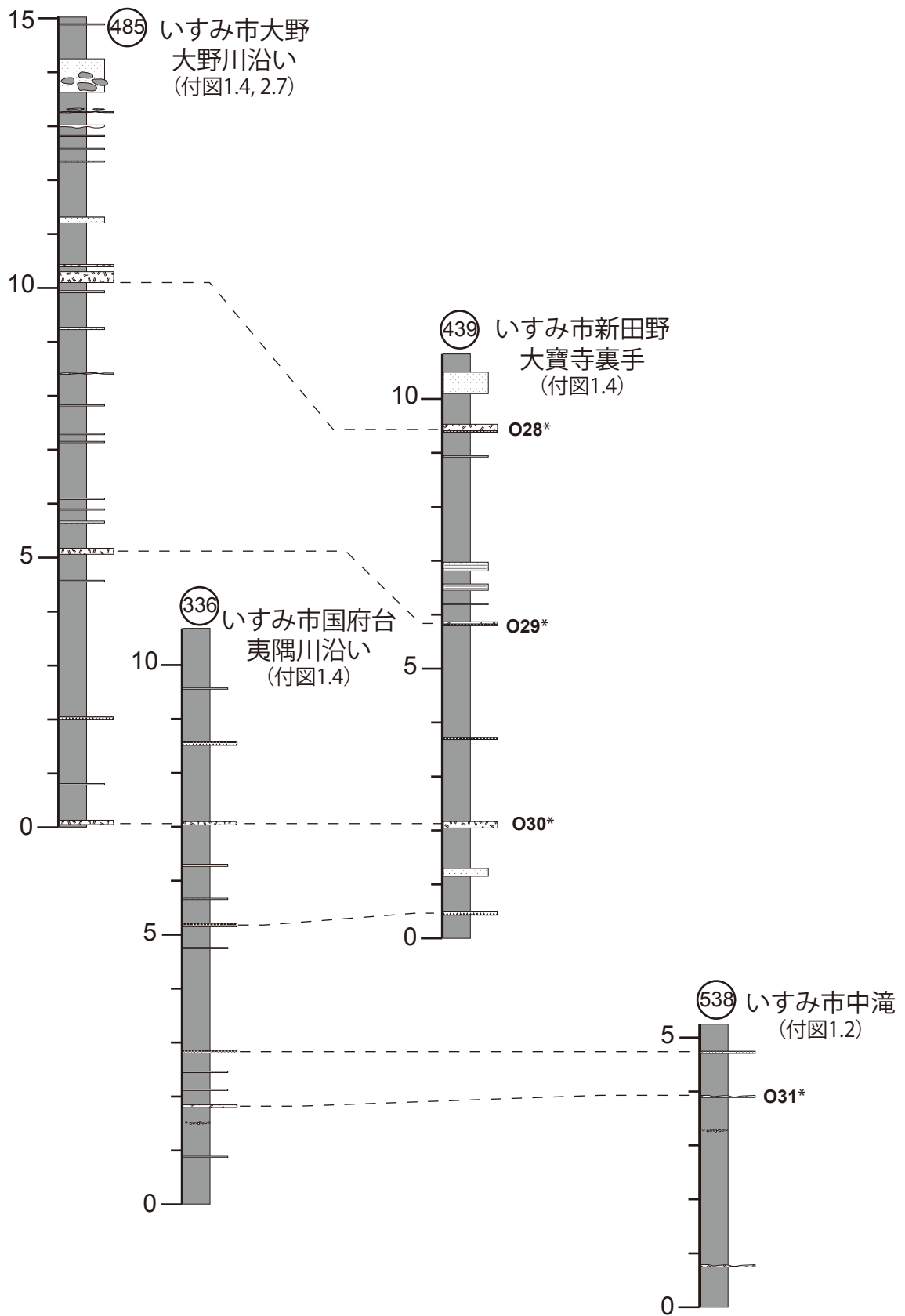
付図 3. 15 黄和田層中部, Kd19 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



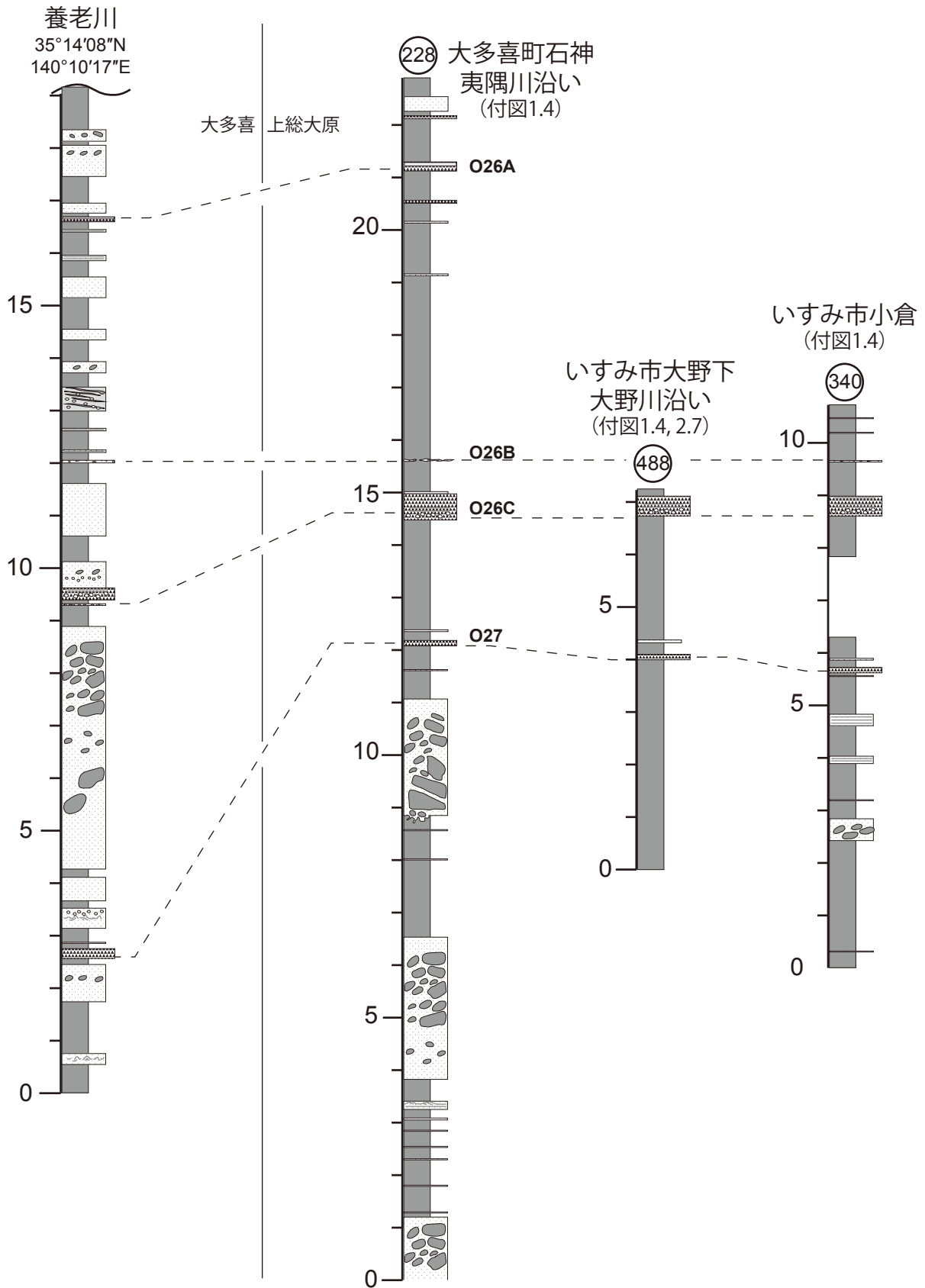
付図 3. 16 黄和田層中部, Kd18 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



付図 3. 17 黄和田層上部, Kd8 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

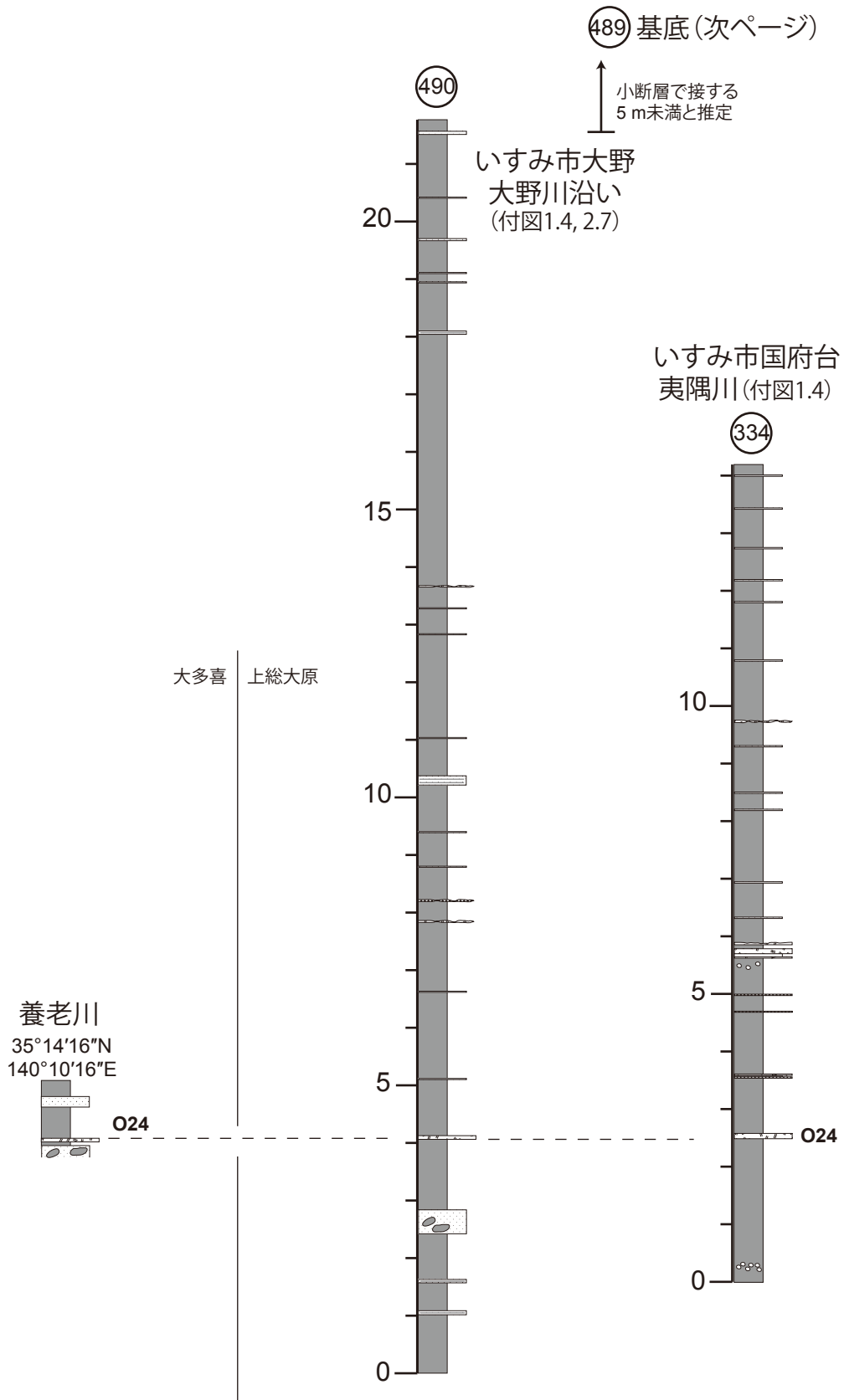


付図 3. 18 黄和田層最上部, O30 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

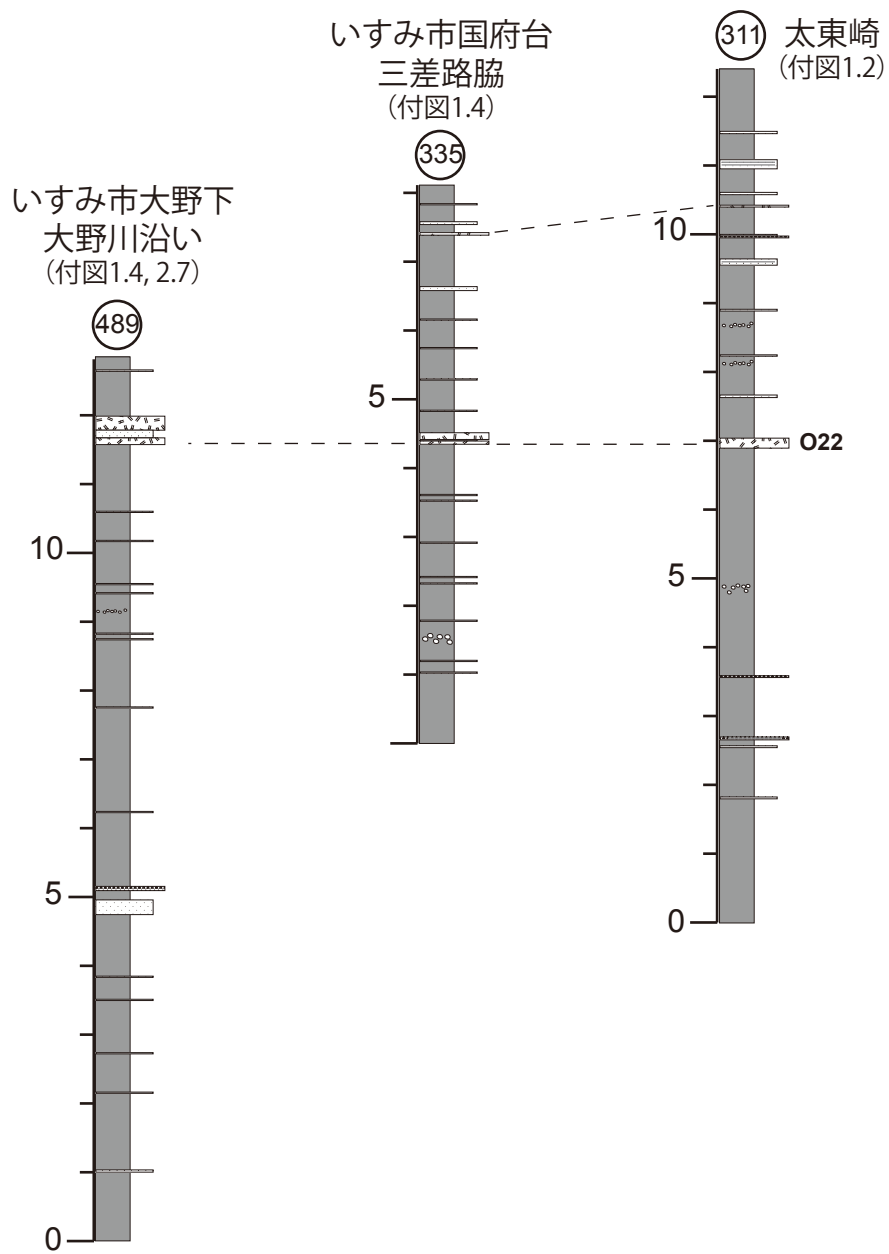


付図 3. 19 黄和田層最上部, O26 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.



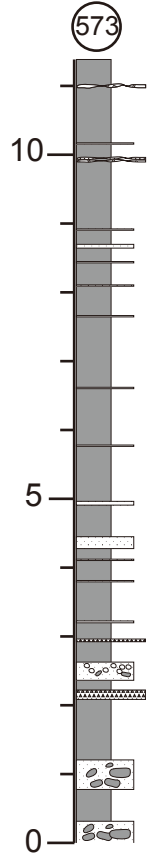


付図 3. 20 黄和田層最上部, O24 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

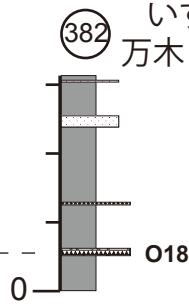


付図3. 21 黄和田層最上部, O22を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図1と2を参照.

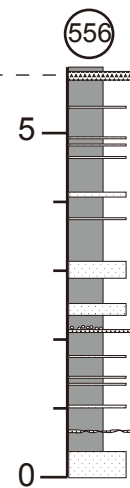
いすみ市大野  
苗代台 (付図1.4, 2.7)



いすみ市  
万木 (付図1.4)

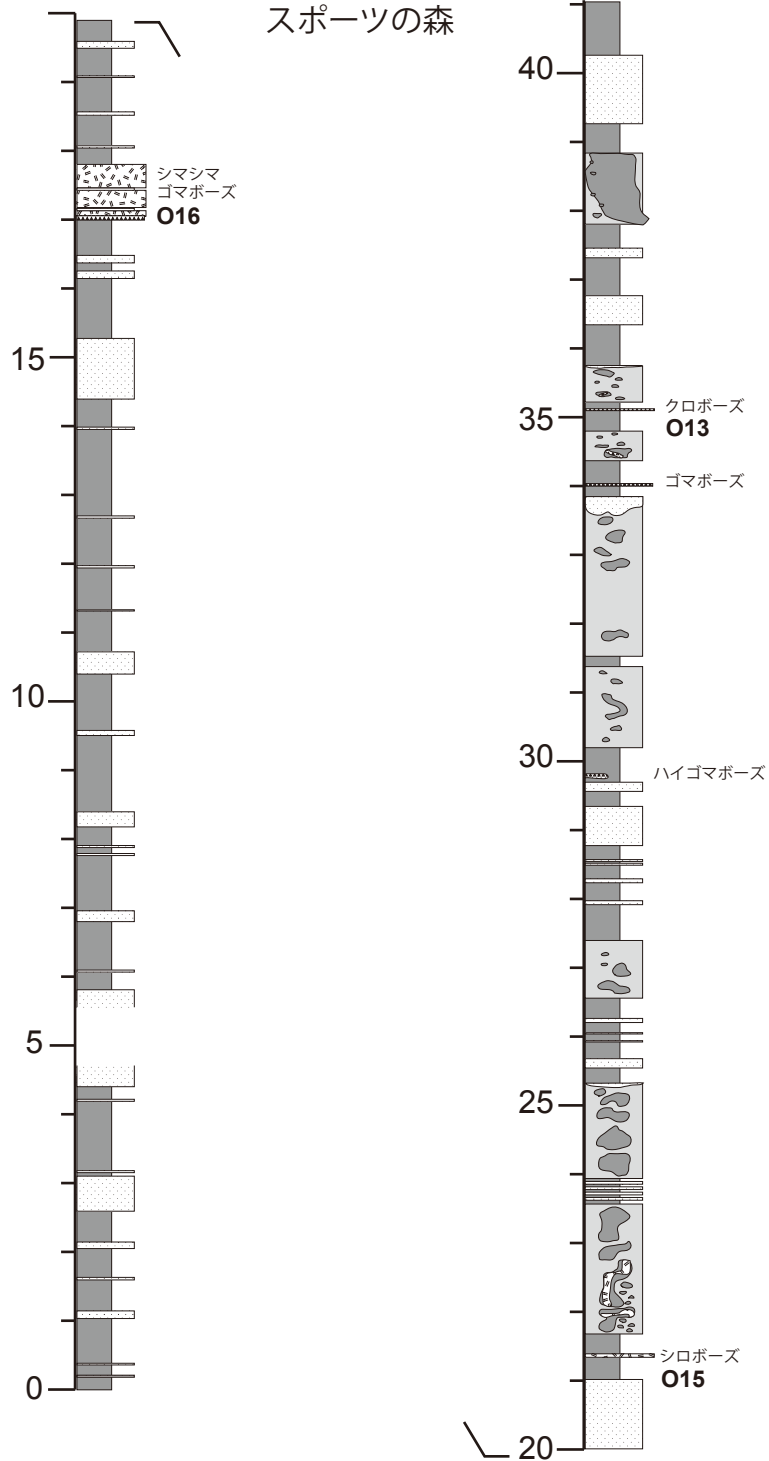


太東崎  
(付図1.2)



付図 3. 22 大田代層 O18 を含む柱状図. 柱状図を作成したルートは付図 1 と 2 を参照.

いすみ文化と  
スポーツの森



付図 3. 23 いすみ文化とスポーツの森敷地内における大田代層 O16 を含む柱状図。徳橋 (2011) で掲載された徳橋・岩本原図を転載 (本報告の形式で再描画)。原図では O13 に「?」が付されている。

### 柱状図凡例、色調及び岩相略号

層厚 (cm) ↓ m ↓ v ↓ c ↓ pb

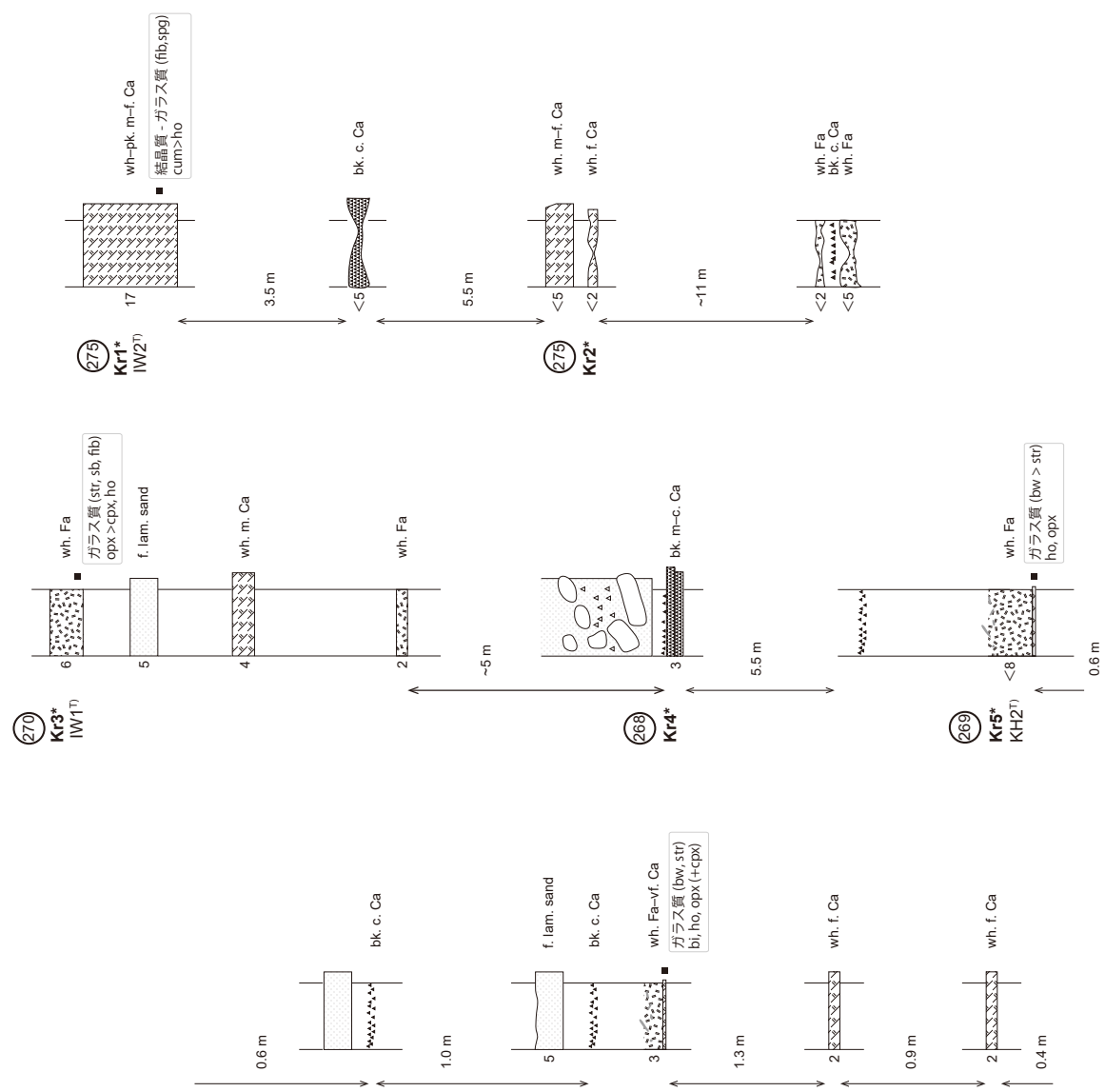
白色火山礫 (軽石や岩片) (Pm)  
 黒色～灰色火山礫 (スコリアや岩片主体) (So)  
 混合火山礫 (軽石・スコリア・岩片等) (PmSo)  
 白色もしくはごくまばら粗粒火山灰 (Ca)  
 灰色～黒色粗粒火山灰 (Ca)  
 優白色細粒火山灰 (Fe)  
 灰色細粒火山灰 (Fe)  
 凝灰質砂  
 凝灰質シルト  
 シルト礫  
 散在軽石  
 散在スコリア  
 生痕化石

wh. 白色  
 gy. 灰色  
 pk. 淡赤色  
 bk. 黒色  
 d. 暗色  
 tfs. 凝灰質  
 lam. 葉理  
 fim. 火炎構造

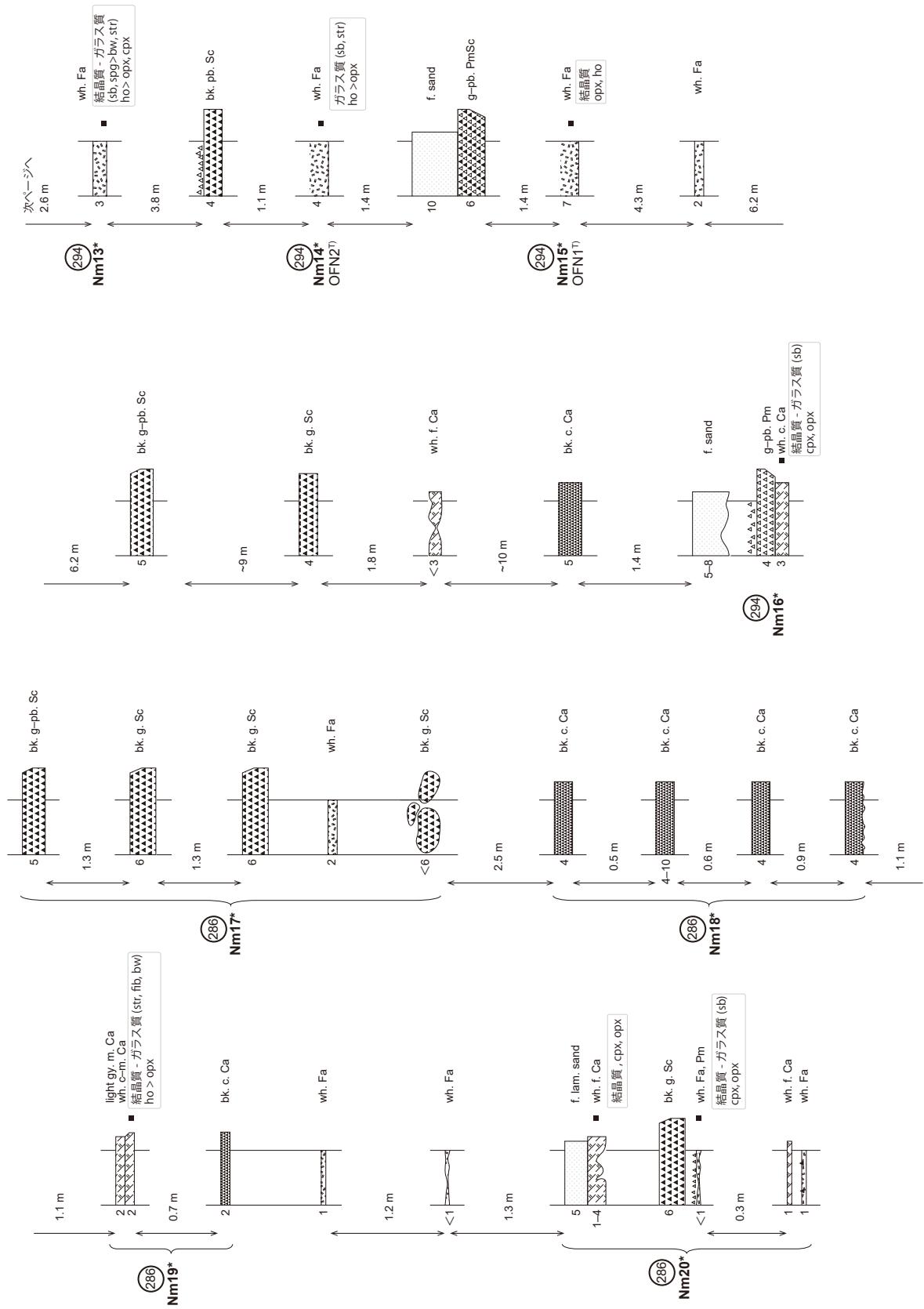
**Kd19.5\*** 新称  
**Kd19** 既称名称  
**Kd21<sup>(b)</sup>** 同物異名 (下記文献)  
 C : 千葉県立中央博 (1991)  
 I : 石和田ほか (1971)  
 M : 三梨 (1954)  
 MY : 三梨・山内 (1987)  
 N : 中嶋・渡辺 (2005)  
 S : 里口 (1995)  
 SM : 鈴木・村田 (2011)  
 T : 田村ほか (2019)  
 U : Utsunomiya (2018)

ガラスの形態は岸・宮脇 (1996) に従う。

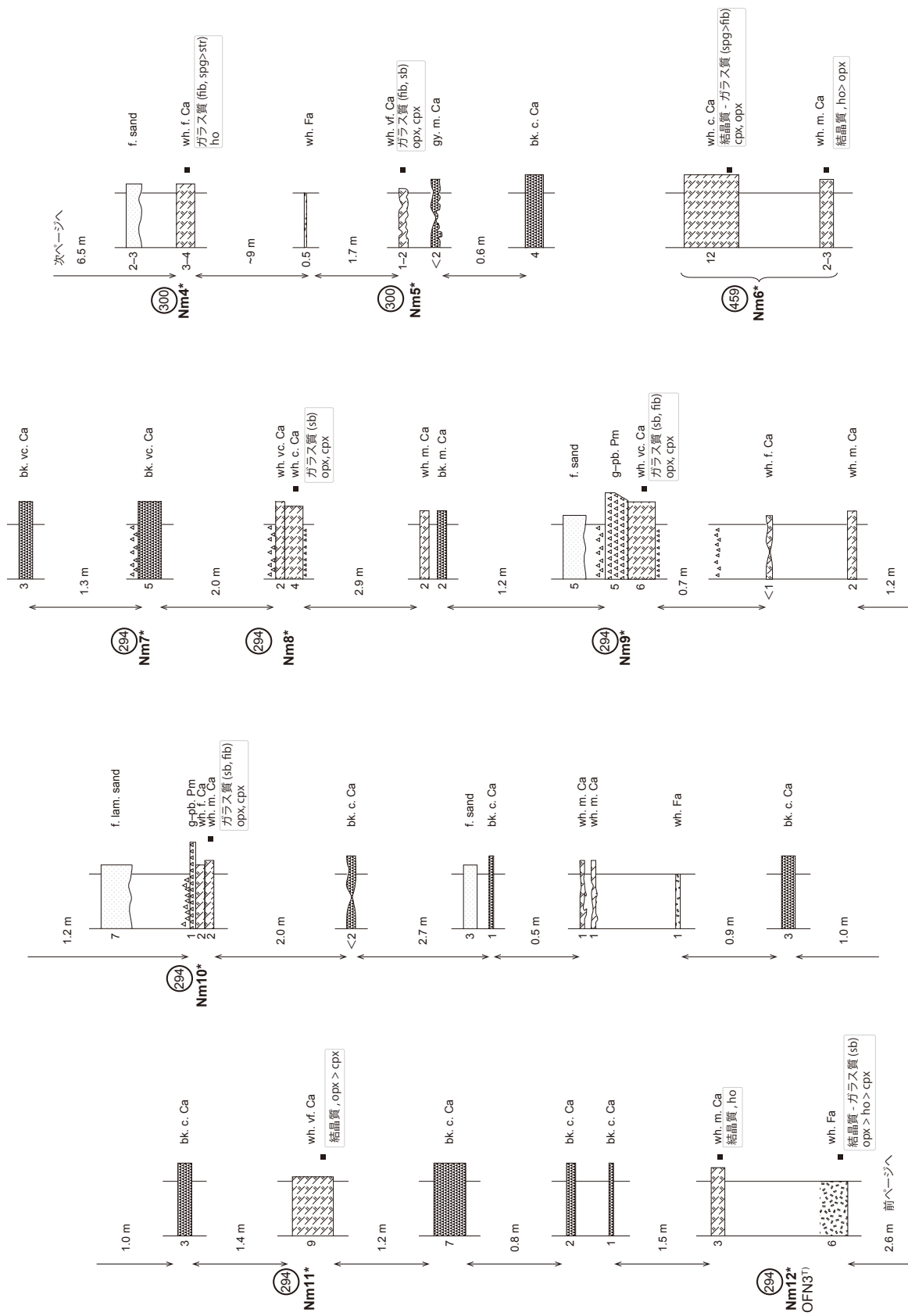
**269** 柱状図番号  
**269** 試料採取層番号  
**269** 鏡下観察 (細粒粒サイズ)  
 結晶質/ガラス質 (火山ガラスの形態)、主要重鉱物  
 spg: スボンジ型, fib: 纖維型,  
 sb: スモール・ハブ型,  
 str: 平行型, bw: ハブ型,  
 opx: 直方 (斜方) 輝石,  
 cpx: 単斜輝石, bt: 黑雲母,  
 cum: カミングトン閃石



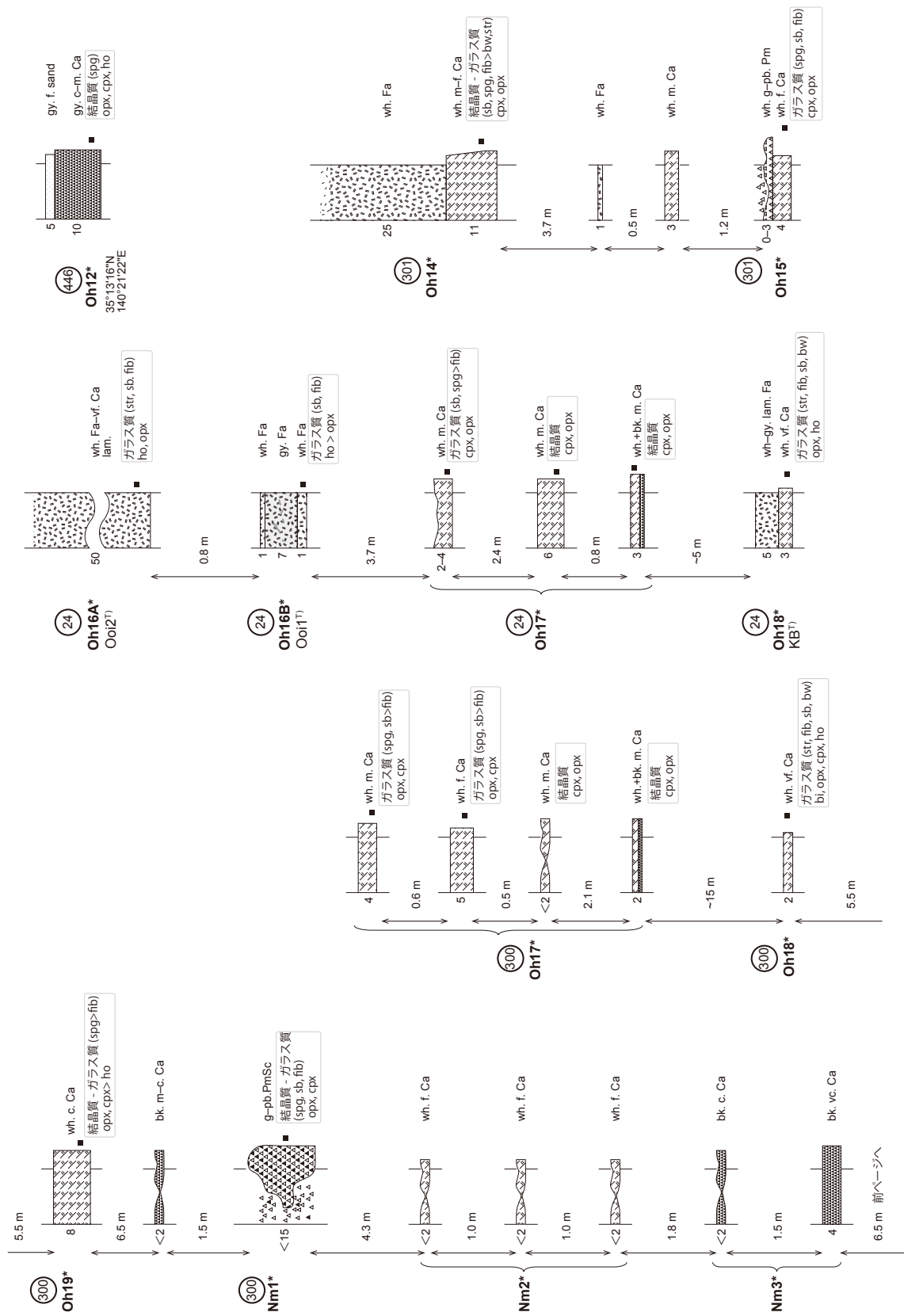
付図 4.1 各テフラ層の柱状図。



付図 4.2 各テフラ層の柱状図.

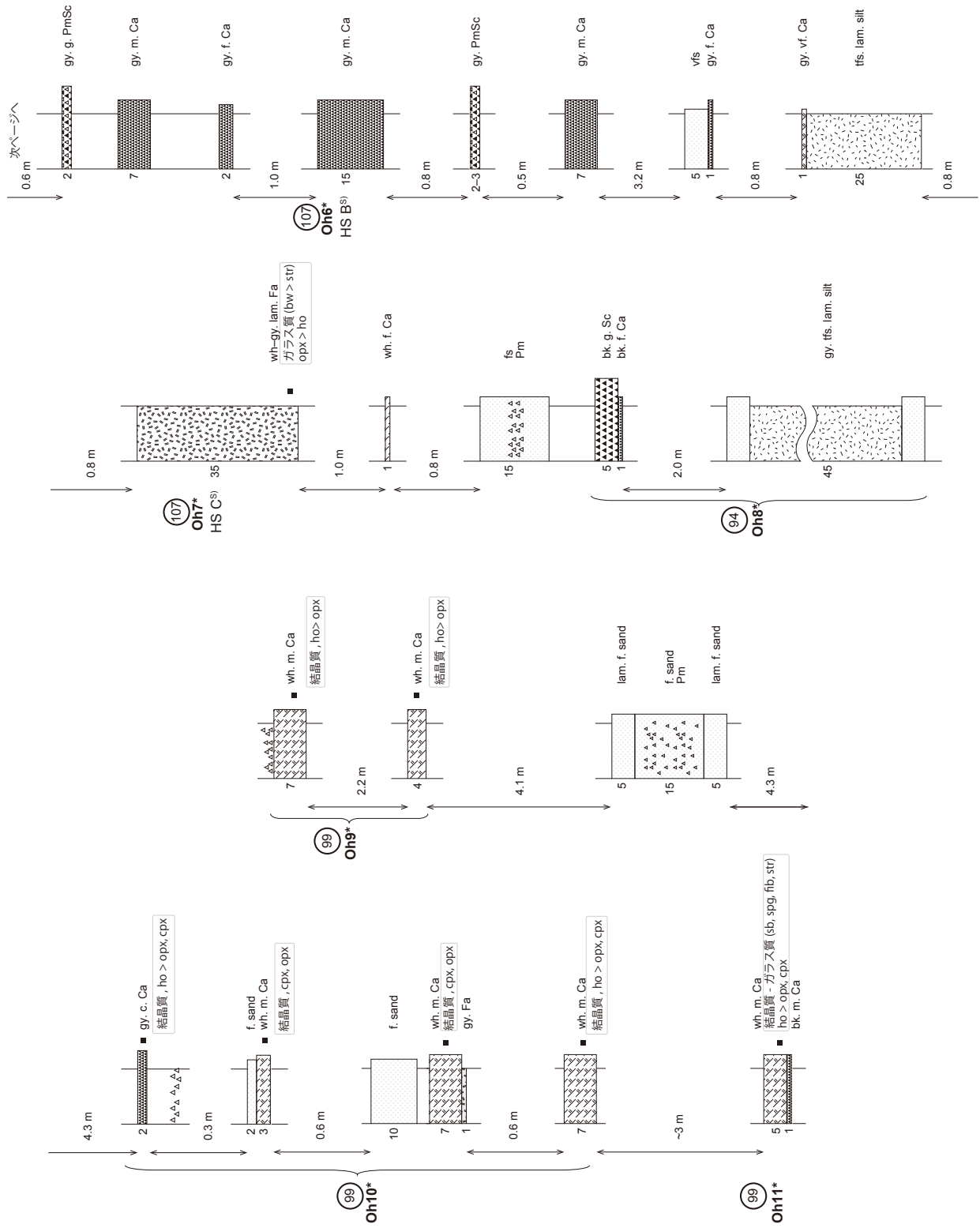


付図 4.3 各テフラ層の柱状図.

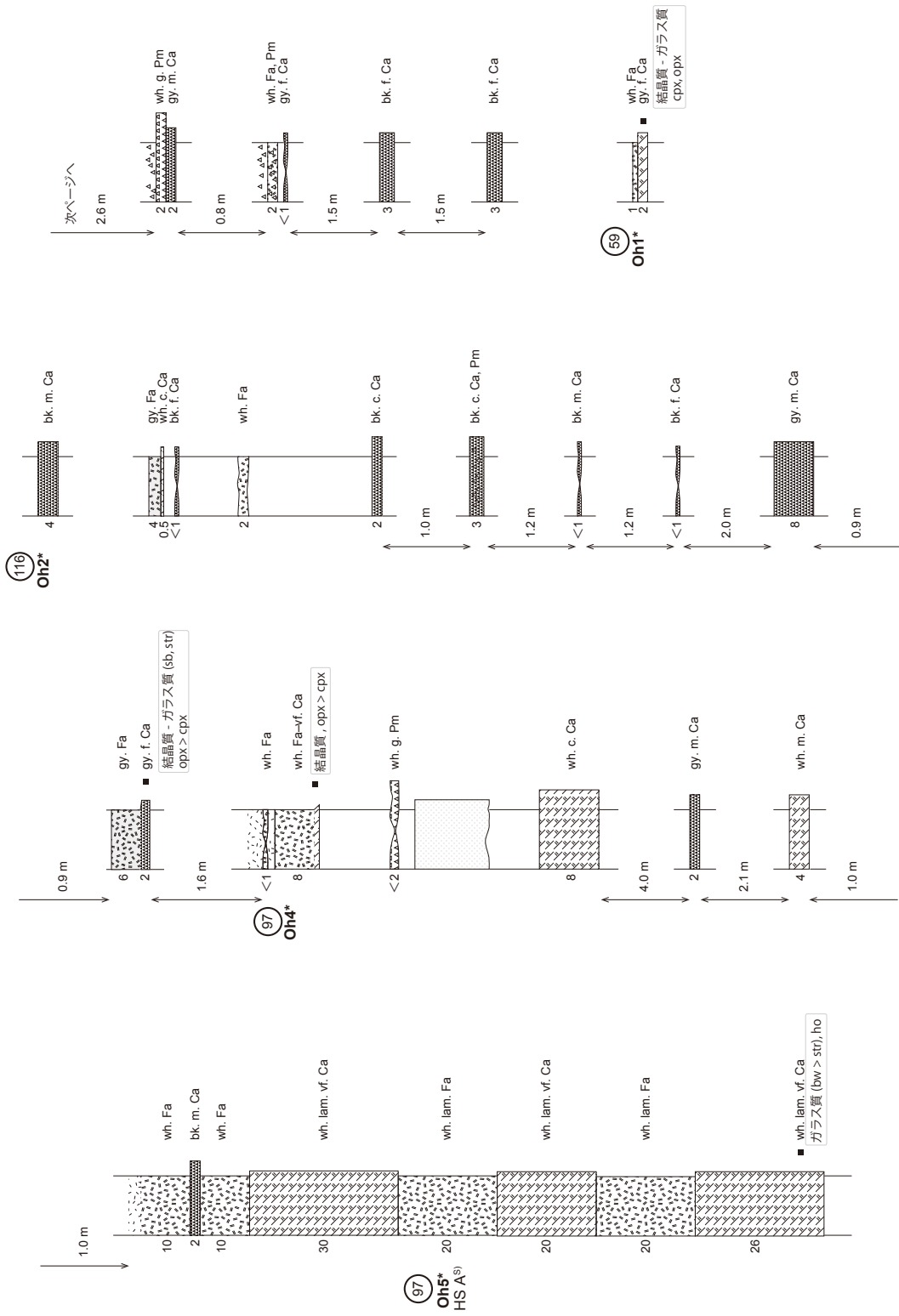


付図 4. 4 各テフラ層の柱状図.

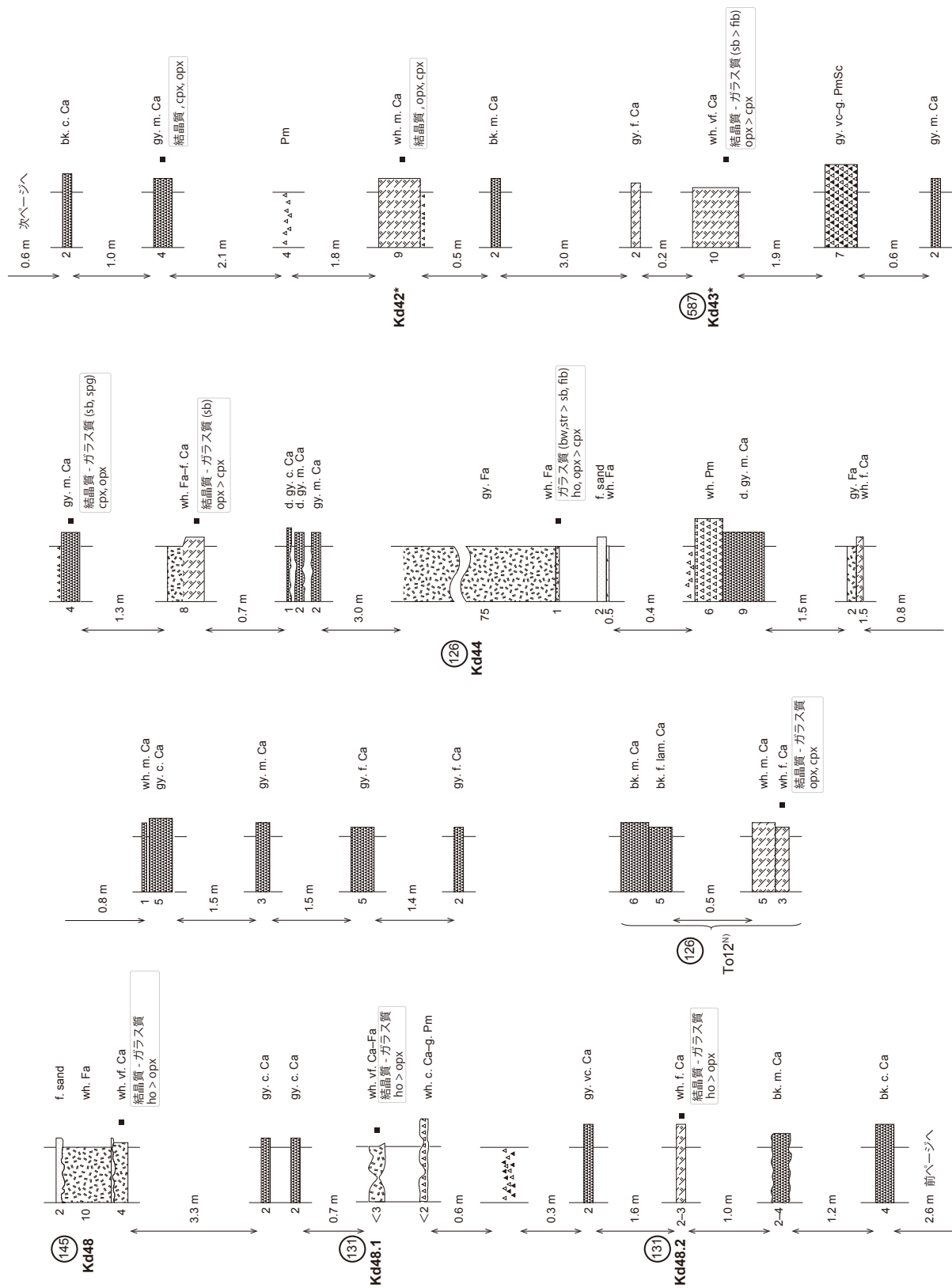




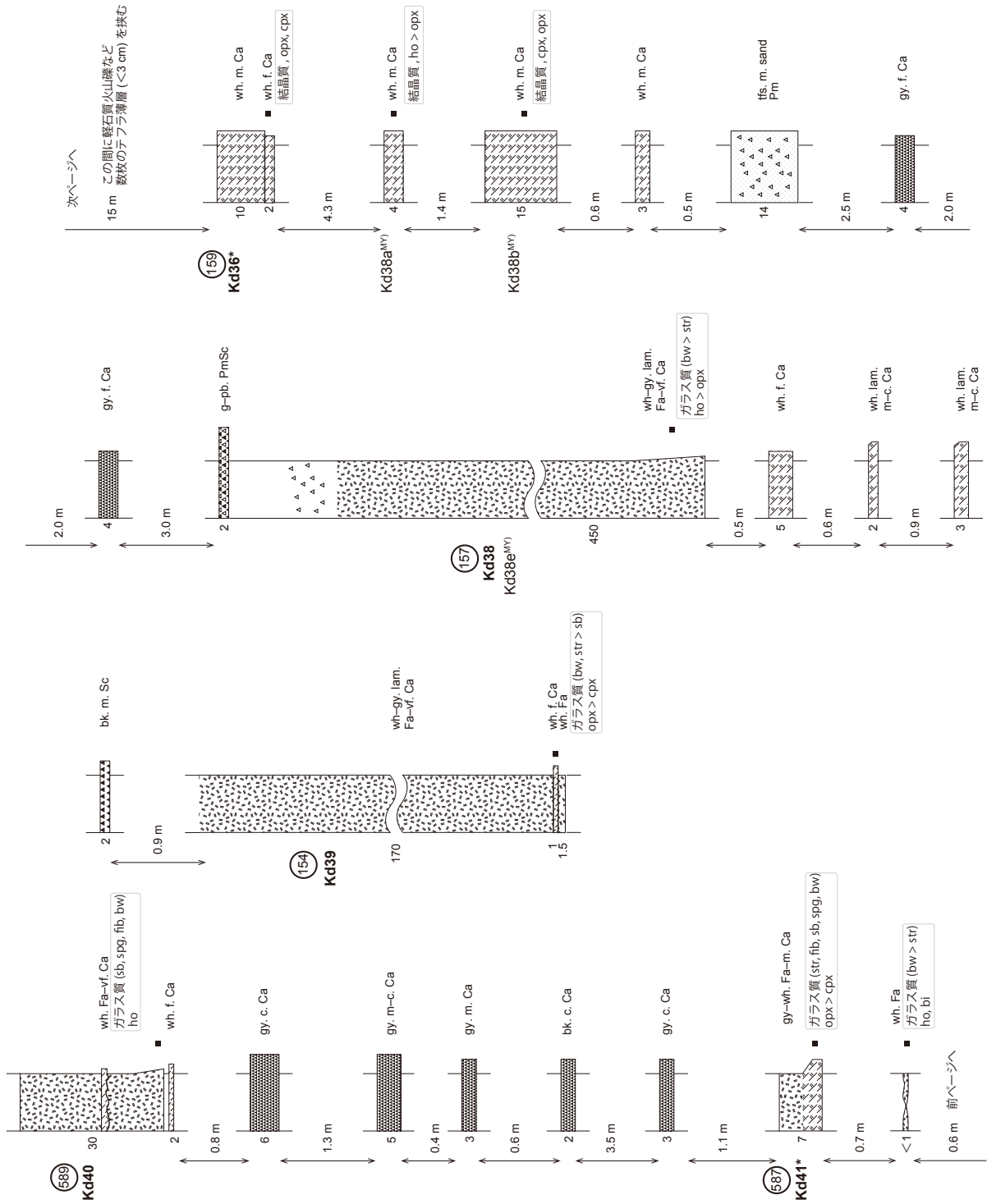
付図 4.5 各テフラ層の柱状図.



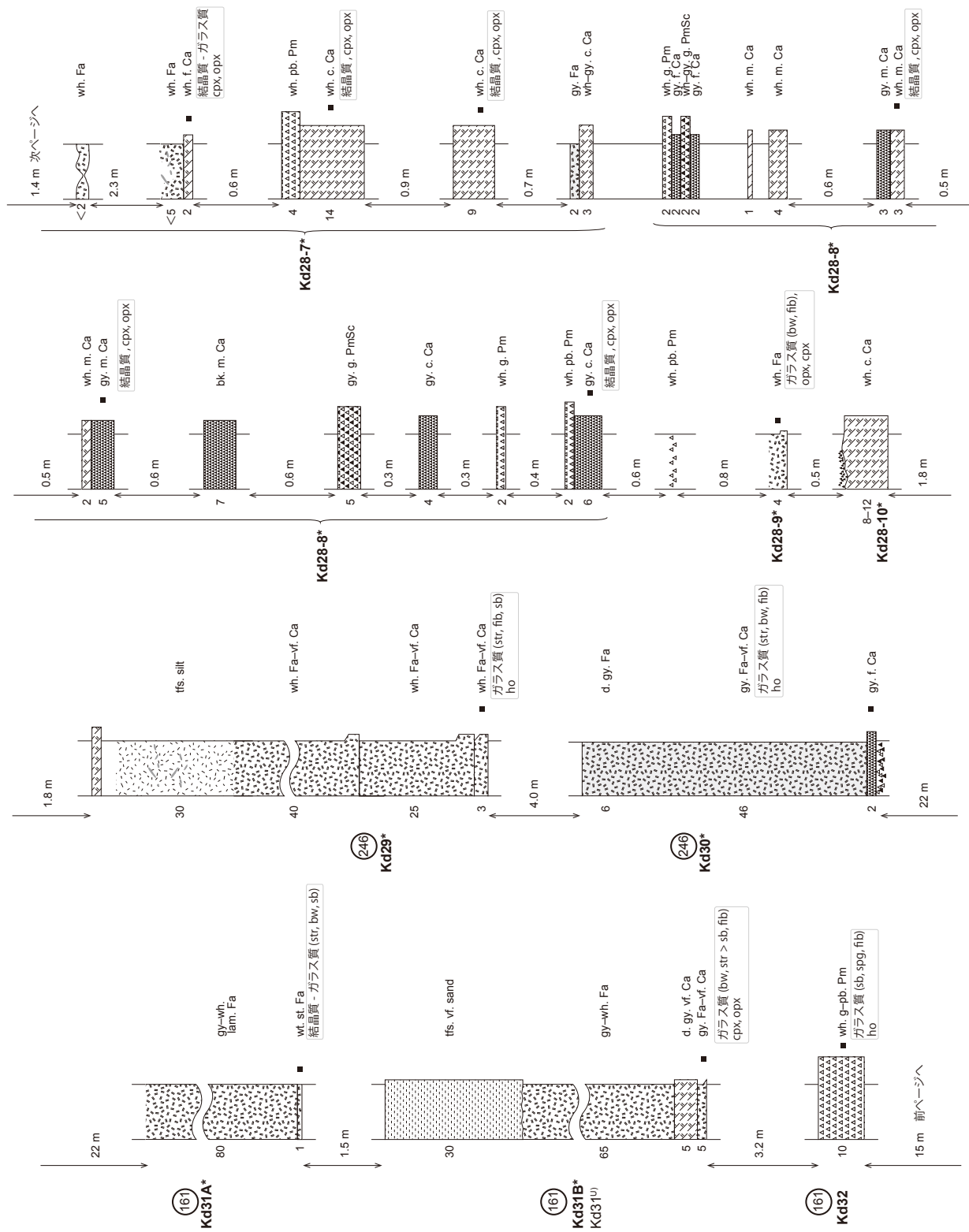
付図 4.6 各テフラ層の柱状図.



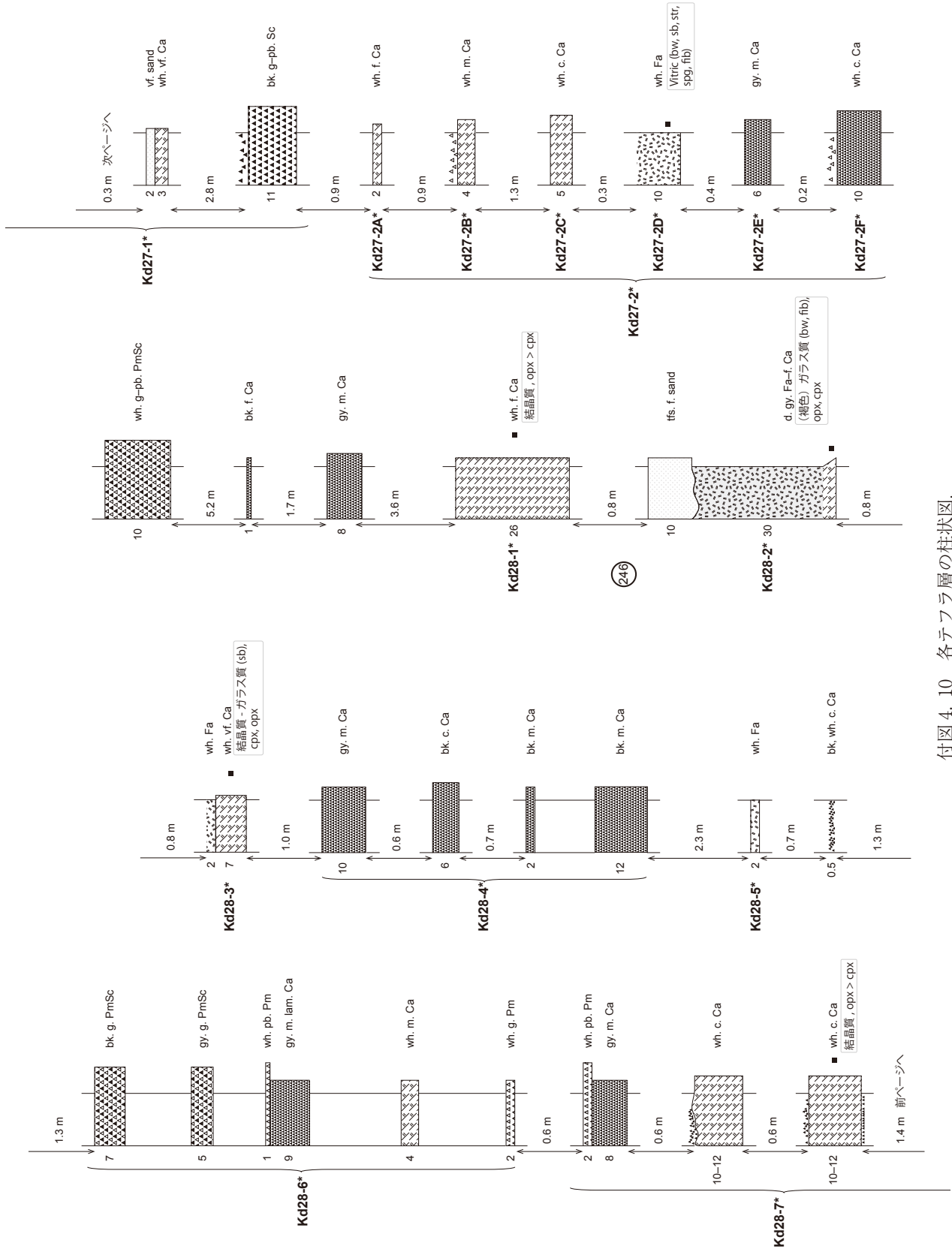
付図 4.7 各テフラ層の柱状図.



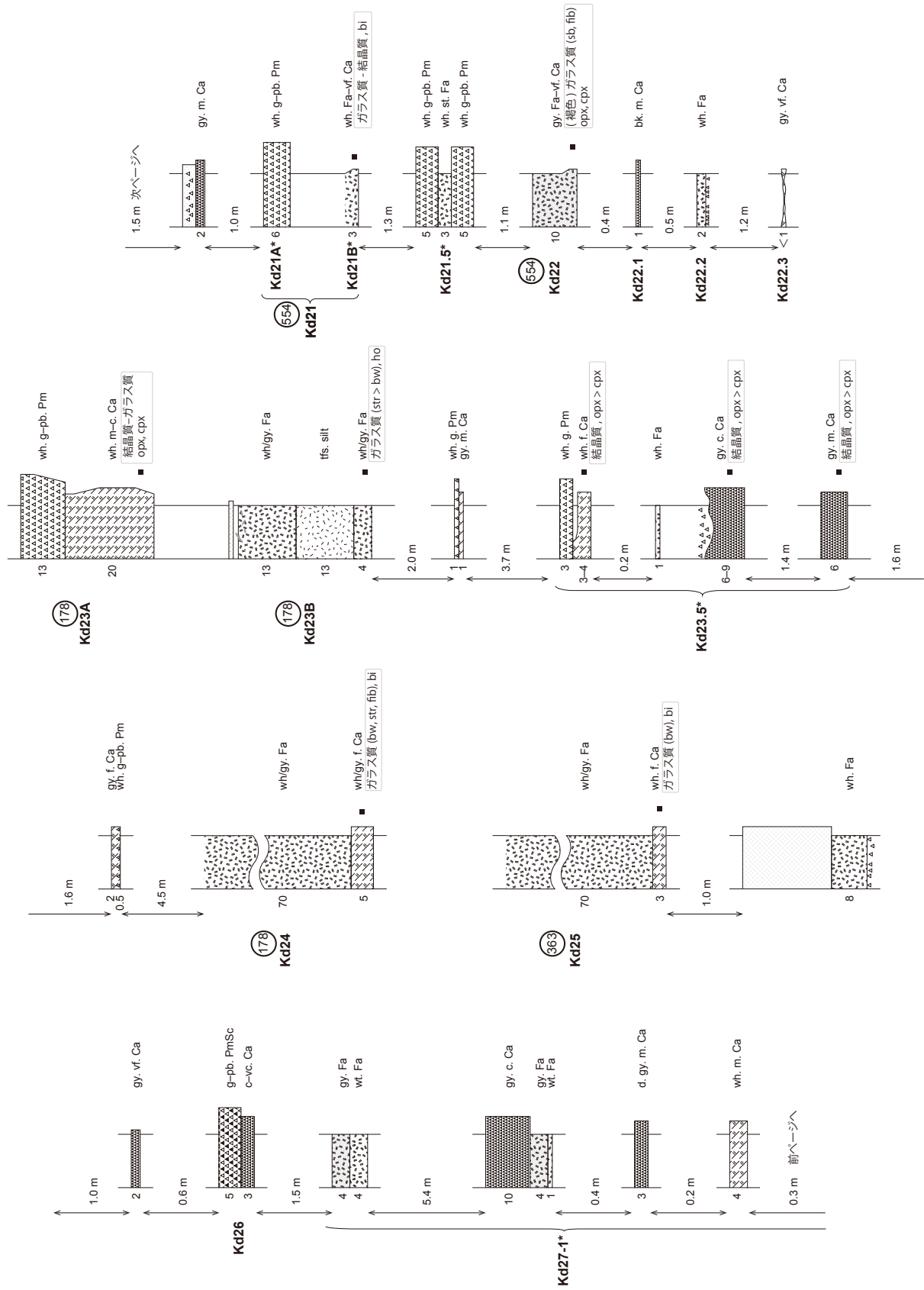
付図 4. 8 各テフラ層の柱状図.



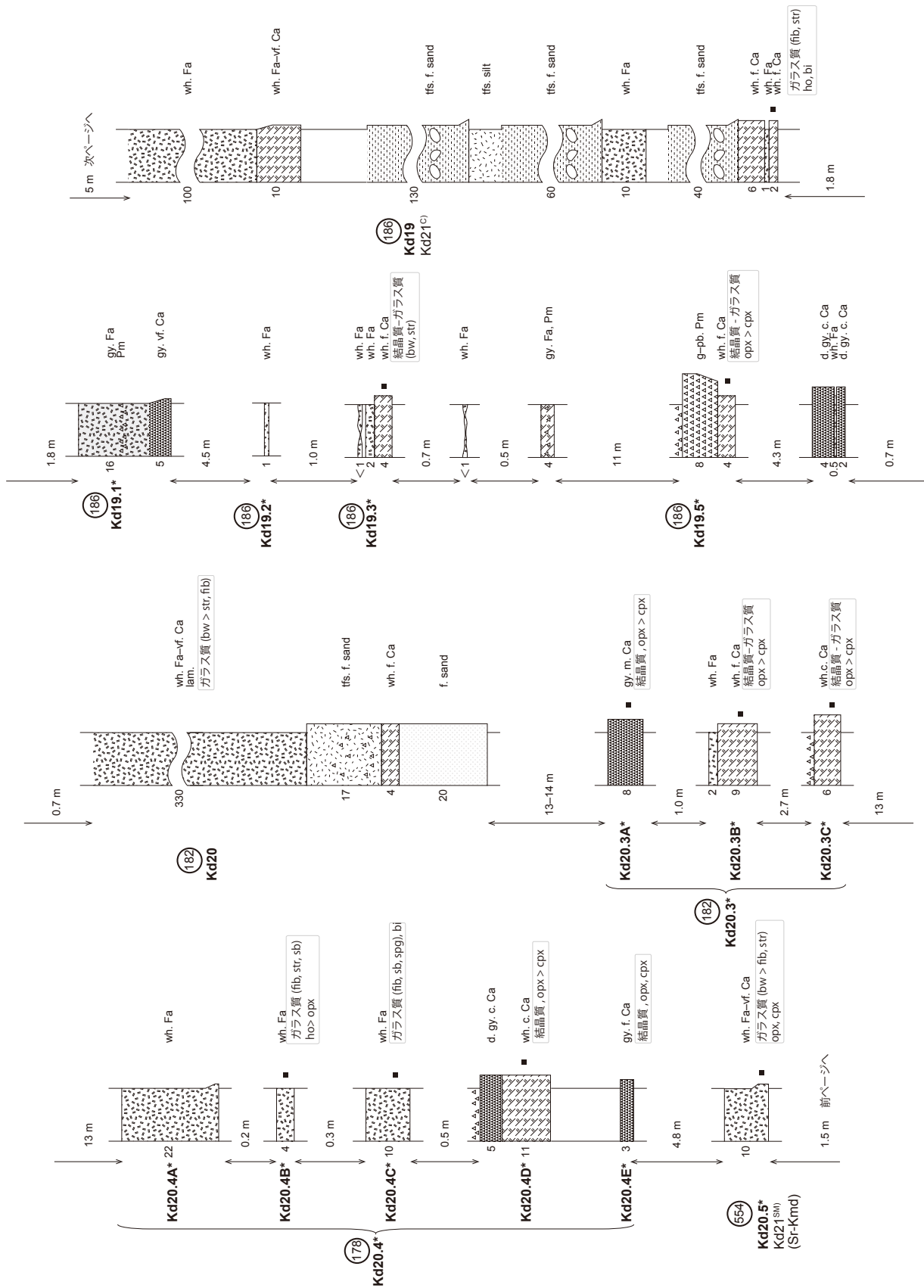
付図 4.9 各テフラ層の柱状図.



付図 4.10 各テフラ層の柱状図.

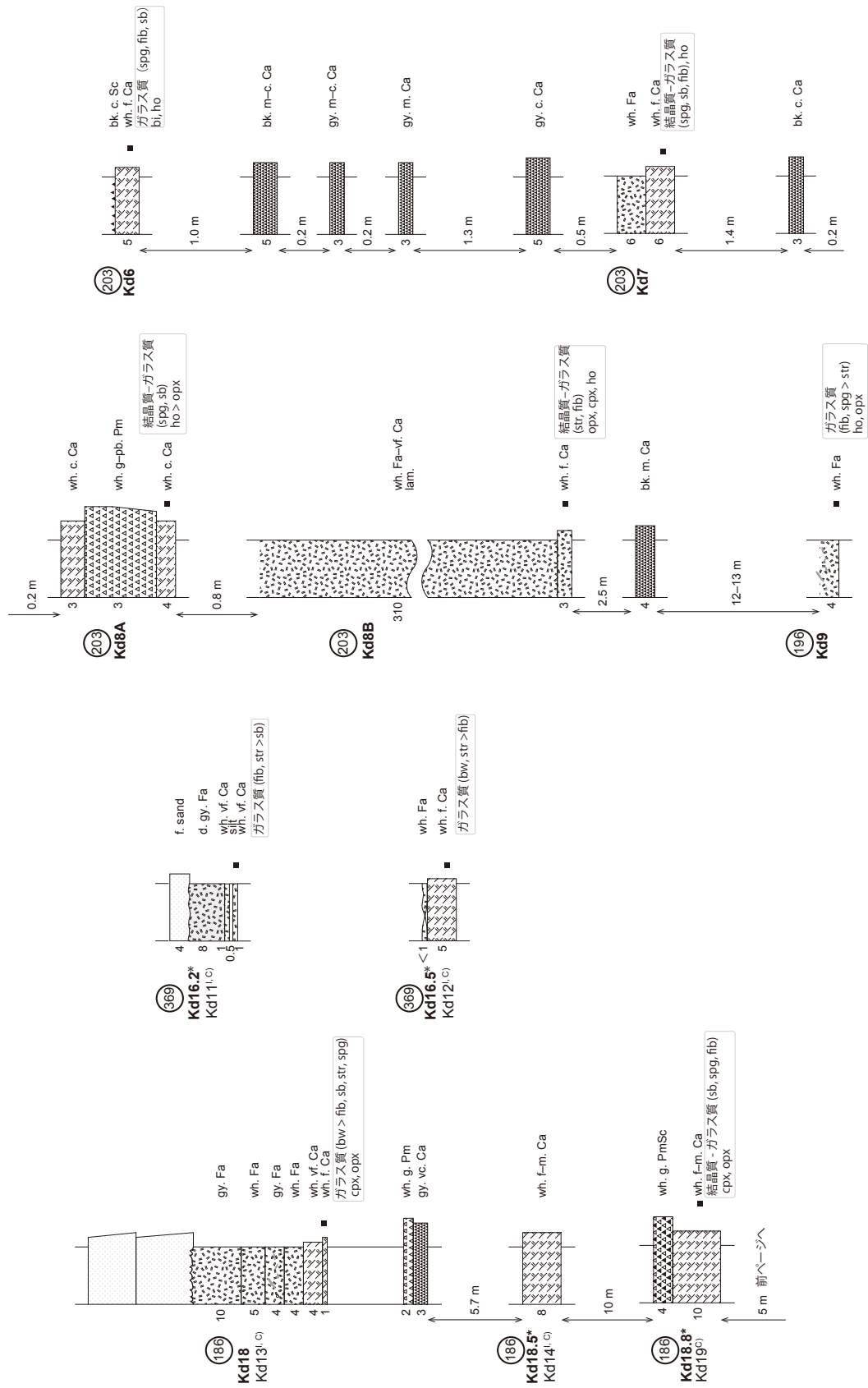


付図 4. 11 各テフラ層の柱状図.



付図 4.12 各テフラ層の柱状図.





付図 4. 13 各テフラ層の柱状図.





付図5 段丘堆積物及び沖積層の露頭位置図. 第1章, 第2章, 第4章, 第5章, 第7章の露頭位置を示した.

## Geology of the Kazusa-Ohara District

By

Masayuki UTSUNOMIYA\* and Shinzo OOI\*

(Written in 2018)

### (ABSTRACT)

The Kazusa-Ohara district, bordered by the Pacific Ocean to the east, is located in the northeastern part of the Boso Peninsula and covers an area of 35° 10' 11.9" N to 35° 20' 11.8" N and 140° 14' 48.2" E to 140° 29' 48.2" E. Between 2014 and 2017, a geological and geomorphological survey of the quadrangle series (1:50,000 scale) of the Kazusa-Ohara district was performed by the Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST). The land area of the Kazusa-Ohara district is divided geomorphologically into hills, terraces, alluvial lowlands, and coastal plains. The hills constitute a part of the Kazusa Hills, and the terraces are distributed around the Isumi River and its tributaries, the Ochiai and Shioda rivers, and in the Onjuku lowland. The geology of this district is divided into the Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group, the Upper Pleistocene terrace deposits with Kanto Loam (Kanto tephric loess) and alluvium (Fig. 1).

### KAZUSA GROUP

The Kazusa Group is widely exposed in the Kazusa Hills in the middle to the northern part of the Boso Peninsula and is known as the lower to middle Pleistocene stratotype section of the NW Pacific region because of its high sedimentation rates, abundant tephra marker beds, and planktonic microfossils that enable high-resolution stratigraphic correlations. This group in the eastern part of the peninsula is composed of a shallow- to deep-marine succession more than 3,000 m thick, which is composed mainly of hemipelagic deposits of alternating beds of sandstone and mudstone, together with subordinate shallow-water sandy deposits. The Kazusa Group abuts against the older forearc basin fill, resulting in exposure of the lower part of the Kazusa Group only on the eastern side of the Boso Peninsula. Immediately above the contact is the basal sandstone and conglomerate succession (Kurotaki Formation), which is thought to be contemporaneous with the laterally adjacent turbidite successions of the lower part of the Kazusa Group (*i.e.*, Katsuura, Namihana, Ohara, and lower Kiwada formations) on the eastern Boso Peninsula.

In the Kazusa-Ohara district, the Kazusa Group consists of the Kurotaki, Katsuura, Namihana, Ohara, Kiwada, Otadai, Umegase, and Kokumoto formations, in ascending order. They contain many local and regional marker tephra beds that are numbered in descending stratigraphic order and prefixed with an abbreviation that indicates the formation (*e.g.*, 'Nm' indicates the Namihana Formation). The Kurotaki Formation is composed of shallow marine to slope deposits, which consist of tuffaceous muddy sandstone, sandstone, and conglomerate. The upper ~30 m of this formation is exposed in this district. The Katsuura Formation is characterized by repeating sandy and muddy alternations in which mass-transport deposits are intercalated. The uppermost part of the formation, which is thicker than 120 m, is exposed in this district. The present report defines the marker tephra beds Kr1–8. The Namihana Formation (210 m thick) consists mainly of mudstone and alternations, in which a mass-transport deposit is intercalated in the basal part of this formation. Marker tephra beds Nm1–20 also are defined in this report. The Ohara Formation (250 m thick) consists mainly of sandstone-rich alternations, in which a mudstone-rich interval and a large-scale (up to 100 m thick) mass-transport deposit are intercalated in the lower part of this formation. Marker tephra beds Oh1–19 also are defined in this report. Molluscan fossils from the Namihana and Ohara formations indicate the deepest sedimentary environment in the Kazusa Group. The Kiwada Formation (720 m thick) consists mainly of siltstone in which thin turbidite sandstone and tuff beds are intercalated. Benthic foraminiferal assemblages indicate that the Kiwada Formation was deposited in water up to 1,500 m deep. The present study clarifies the stratigraphic relation of previously reported marker tephra beds, and describes new marker tephra beds. The Otadai

---

\* Research Institute of Geology and Geoinformation

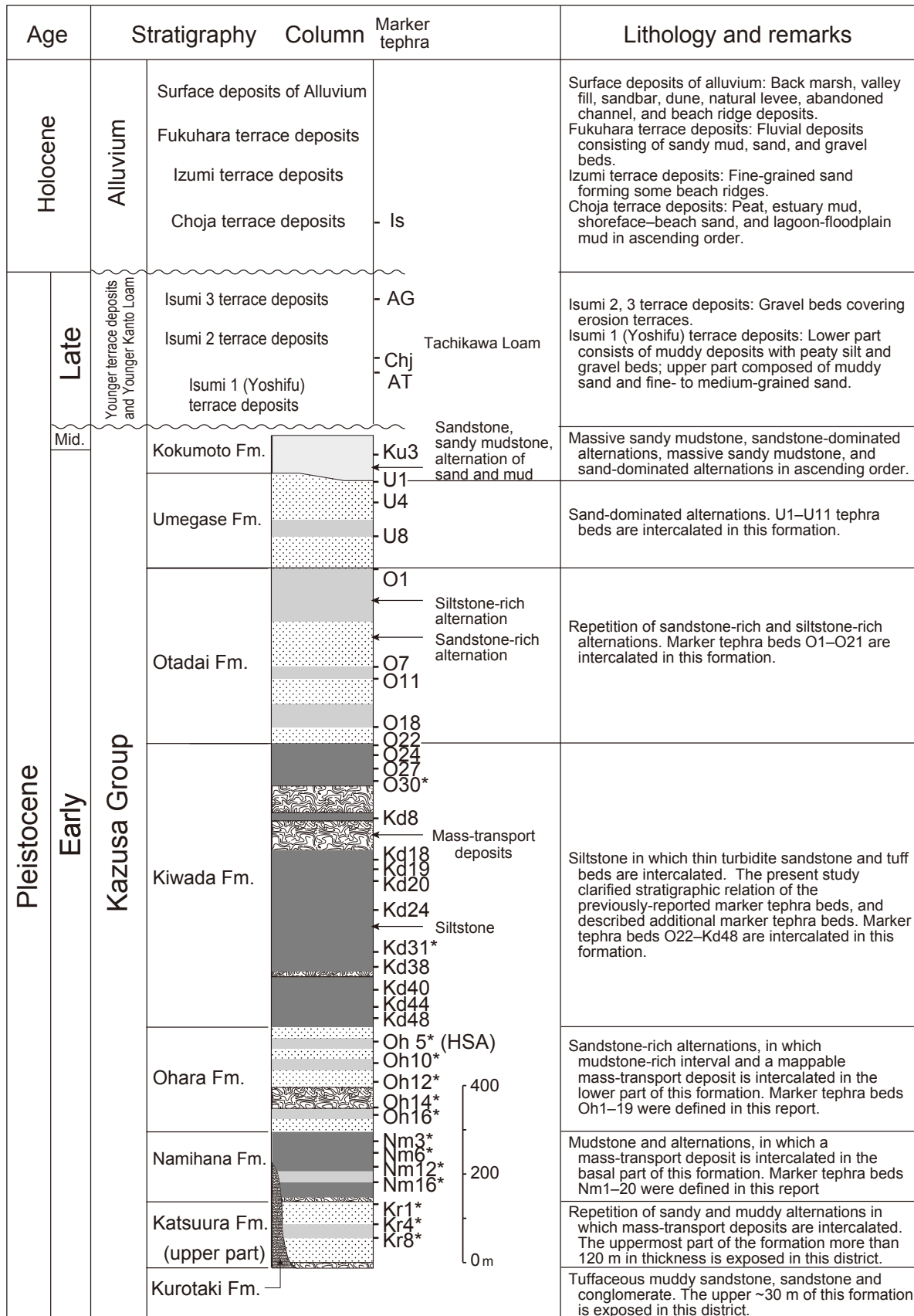


Figure 1 Stratigraphic summary of the Kazusa-Ohara district.

Formation (500 m thick) consists mainly of repeating sandstone-rich and siltstone-rich alternations. The present study followed the previously reported marker beds (O1–O27). The Umegase Formation (310 m thick) consists mainly of sand-dominated alternations; the U1 to U11 tephra layers are intercalated in this formation. The Kokumoto Formation (220 m thick) consists of massive sandy mudstone in the lowermost part, sandstone-dominated alternations in the lower part, massive sandy mudstone in the middle part, and sand-dominated alternations in the upper part. The Ku2.3 (=Byk-E) tephra in the middle part contains the Brunhes-Matuyama (B/M) boundary; the Ku1 to Ku6 tephra layers exist in this formation.

### YOUNGER KANTO LOAM AND YOUNGER TERRACE DEPOSITS

The Younger Kanto Loam in this study area correlated with the Tachikawa Loam. The younger terrace deposits are divided into Isumi 1 (=Yoshifu), Isumi 2, and Isumi 3 terrace deposits in ascending order based on the tephric loess thickness and intercalating crypt-tephra layer. A crypt-tephra layer was newly recognized between the Aira- Tanzawa (AT) and Awa (AG) tephra beds in the Tachikawa Loam, which is defined as the Isumi 2 (Chj) tephra bed. The Isumi 1 (Yoshifu) terrace deposits are marine deposits formed during MIS 3. The lower part of the Isumi 1 terrace deposits consist of muddy deposits with peaty silt and gravel beds, whereas the upper part is composed of muddy sand and fine- to medium-grained sand. These terrace deposits are covered with the Tachikawa Loam which contains AG, Chj and AT tephra beds. The Isumi 2 terrace deposits consist of gravel beds covering erosional terraces. The overlying Tachikawa Loam contains the Chj tephra bed. The Isumi 3 terrace deposits consist of gravel beds, which form erosional terraces, and are conformably covered with the Tachikawa Loam containing the Chj tephra. Glass shards of AG tephra are scattered in the basal part of these deposits in most of these terraces. These terraces are buried by alluvium in the area downstream from Otaki Town.

### ALLUVIUM

Alluvium (the latest Pleistocene and Holocene) is distributed in the Isumi-River Lowland, Hiariura Lowland, Shioda-River Lowland, Onjuku Lowland, and the valley-bottom lowlands in hilly areas. The buried valley-fill deposits under the river mouth of the Isumi River reach 40 m in thickness. The major part of the alluvium in the study area form the Holocene terraces due to active crustal uplift. Terrace deposits of alluvium are classified into Choja, Izumi, and Fukuhara terrace deposits, in ascending order. The Choja terrace deposits consist of peat, estuary mud, shoreface-beach sand, and lagoon-floodplain mud in ascending order, which were deposited during a transgression to a highstand stage. The Izumi terrace deposits consist of fine-grained sand forming beach ridges in the Misaki, Choja, and Hiari area, Isumi City, which were deposited during a regression stage. The Fukuhara terrace deposits are fluvial deposits consisting of sandy mud, sand, and gravel beds. These terraces are buried by modern flood plains. Surface deposits of alluvium consisting of beach-ridges and dune deposits are distributed in the southern end of the southernmost Kujukuri, Hiariura, and Onjuku coasts.

### CRUSTAL MOVEMENT AND GEOLOGICAL STRUCTURE

The Kazusa-Ohara district is located westward of a trench-trench-trench-type triple junction where the Philippine Sea Plate is subducting beneath the North American Plate, and the Pacific Plate is subducting beneath both the North American and Philippine Sea Plates. An overall subsiding trend of 3 mm/yr was recorded from 1967 to 2011 using a tide gauge, but, since 2011, this region has been uplifting off the Pacific Coast due to the Tohoku Earthquake, which is consistent with the Pacific side of NE Japan, rather than the southern portion of the Boso Peninsula.

The Kazusa Group dips 5–20° in general, showing a northwestward-dipping homocline. This group is cut by many map-scale NNE-SSW-trending faults with a normal faulting sense. Previous studies showed that most of the fault blocks step down toward the east and that the total amount of subsidence of the marker beds is *ca.* 0.5 km along 10–20 km long, E-W transects. The stress field in the study area has changed a number of times during the Quaternary, which was inferred from mesoscale faults. The Otadai and Umegase formations were affected by normal faulting with an approximately NW-SE-trending  $\sigma_3$ -axis, while the Kokumoto Formation was affected by normal faulting with an approximately NE-SW-trending  $\sigma_3$ -axis. The orientation of the  $\sigma_3$ -axis changed from NW-SE to NE-SW at 1.0 Ma.

The highest level of the Holocene marine terraces reaches 10–13 m in Isumi City, suggesting that paleo-Isumi Bay was formed during the Holocene transgression. The <sup>14</sup>C ages of molluscan fossils support this interpretation. However, the Holocene marine terrace is up to 25 m high in Onjuku Town, which is very different from that of Isumi City.

## APPLIED GEOLOGY

Chiba Prefecture is a part of the largest water-soluble natural gas field in Japan. The natural gas is composed mostly of methane, which is considered to be biogenic in origin. Natural gas dissolved in underground salt water is contained in the Katsuura to Umegase formations of the Kazusa Group. The production performance curves of natural gas in the Kazusa-Ohara and Mobara districts are known as “Mobara type,” characterized by an increasing gas-water ratio during production. This production behavior is considered to contribute to free gas from siltstone. The lateral distribution of the “Mobara type” natural gas and iodine is affected by the distribution of the submarine fan succession of the Otadai and Umegase formations and the location of the NNE-SSW-trending normal faults. The large land subsidence caused by natural gas irrigation in the Kazusa-Ohara district has become a major social problem. The groundwater there has been used for everyday purposes for a long time, and for hot springs, such as the Katsuura hot spring located in the Matsuno, Katsuura City. Other natural resources also are beneficial, such as the vitric ash beds in the Kazusa Group, which are used for polishing powder known as “Hakudo.” Many historical earthquake and tsunami records exist in the Kazusa-Ohara district, in particular, the Empo Boso-oki (M8.0, 1677) and the Genroku Kanto (M8.2, 1703) earthquakes, which damaged this district through both ground motion and large tsunamis.





執筆分担

第1章 地形	大井信三
第2章 地質概説	宇都宮正志・大井信三
第3章 上総層群	宇都宮正志
第4章 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物	大井信三
第5章 沖積層	大井信三・宇都宮正志
第6章 地殻変動と地質構造	大井信三・宇都宮正志
第7章 応用地質	宇都宮正志

文献引用例

宇都宮正志・大井信三 (2019) 上総大原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 127 p.

章単位での引用例

大井信三 (2019) 上総大原地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-6.

Bibliographic reference

Utsunomiya, M. and Ooi, S. (2019) Geology of the Kazusa-Ohara District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 127p. (in Japanese with English abstract, 4p.)

Bibliographic reference of each chapter

Ooi, S. (2019) Geology of the Kazusa-Ohara District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-6 (in Japanese).

---

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

上総大原地域の地質

令和元年9月6日発行

国立研究開発法人 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

---

Geology of the Kazusa-Ohara District. Quadrangle Series,  
1:50,000

Published on September 6, 2019

**Geological Survey of Japan, AIST**

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,  
305-8567, JAPAN

---

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd



裏表紙写真説明：太東崎(いすみ市)の海底地すべり構造

いすみ市太東崎は南房総国定公園に指定されており、太平洋が一望できる雄大な景色を楽しむことができる。黒潮の影響を受けて温暖なこの岬は植生も豊かであり、太東海浜植物群落は国の天然記念物第1号に指定されている。海蝕崖には黄和田層最上部が露出し、古くから深層型海底地すべり露頭として知られている。写真では海底地すべり岩体が左(南)から右(北)にかけて衝上している様子がわかる。写真右手の下盤の地層も整然層に平行な海底地すべり岩体で、同じ層準が繰り返し衝上している産状を観察することができる。露頭写真は無人航空機によるもので宿輪隆太氏(五島鉱業株式会社)に撮影していただいた。

Back Cover Photo : Submarine landslide structure at Cape Taito, Isumi City.

As a part of the Minami Boso Quasi-National Park, Cape Taito in Isumi City is known for the view of the Pacific Ocean from the tip of the cape and for the Taito Seaside Plant Community, which was the first natural monument in Japan. The submarine landslide deposit in the uppermost Kiwada Formation is exposed in the continuous outcrop along the sea cliff. Flat-ramp geometry in the slide body, which is a characteristic of the mass-transport deposit in the uppermost Kiwada Formation, can be recognized in this outcrop. The block slid toward the north and was duplicated by imbricate thrusts. Ryuta Shukuwa (GOTO METALMINE Co., Ltd.) took this photo using a UAV.