地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）
東京（8）第86号 NI-54-20-13



大多喜地域の地質

Geology of the Otaki District

宇都宮　正志　UTSUNOMIYA Masayuki
小松原　琢　KOMATSUBARA Taku
中嶋　輝允　NAKAJIMA Terumasa
徳橋　秀一　TOKUHASHI Shuichi

令和8年
産総研　地質調査総合センター

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
東京 (8) 第 86 号
NI-54-20-13

DOI: 10.50886/0002003424

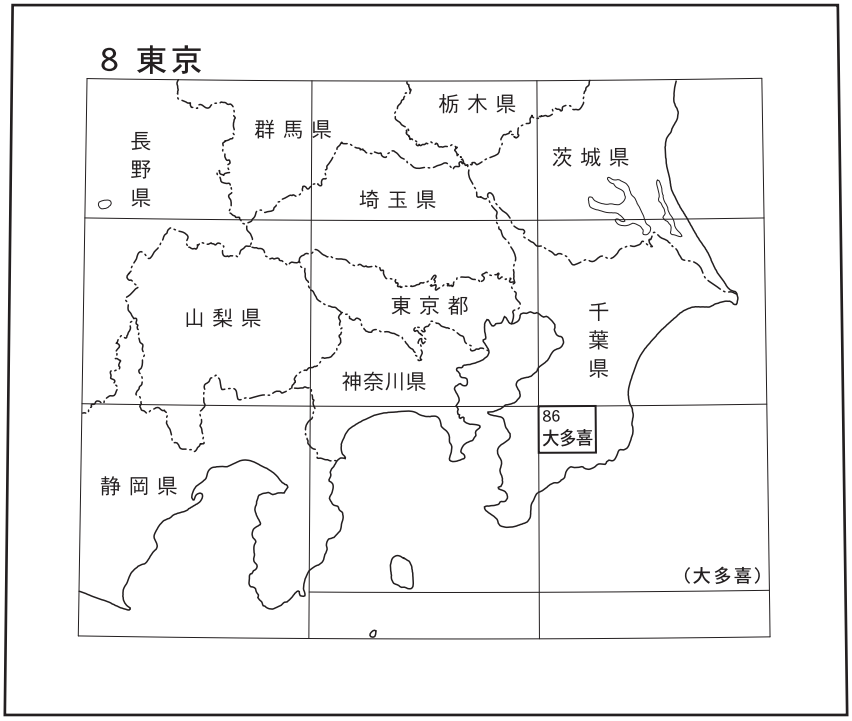
大多喜地域の地質

宇都宮正志・小松原　琢・中嶋輝允・徳橋秀一

令和 8 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

8-75 木更津 Kisarazu NI-54-25-4 (2004)	8-76 姉崎 Anesaki NI-54-19-16 (1984)	8-77 茂原 Mobara NI-54-19-12 (2016)
8-85 富津 Futtsu NI-54-26-1 (2005)	8-86 大多喜 Otaki NI-54-20-13 (2026)	8-87 上総大原 Kazusa-Ohara NI-54-20-9 (2019)
8-94 那古 Nago NI-54-26-2 (1990)	8-95 鴨川 Kamogawa NI-54-20-14 (1981)	8-96 勝浦 Katsuura NI-54-20-10 (未刊行，unpublished)

茂 原　Mobara　1:75,000 (1937)

大多喜地域の地質

宇都宮正志[1]・小松原　琢[2]・中嶋輝允[3]・徳橋秀一[3]

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．その中で 5 万分の 1 地質図幅は，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．

地質調査所及び地質調査総合センターによる大多喜地域の地質調査は 1970～80 年代に開始され，中嶋・徳橋を中心に安房層群の分布と層序概要が把握された．これらの活動においては故平山次郎博士（旧地質調査所）が中嶋と共に主導した房総団体研究グループが大きな役割を果たした．その後，小松原は大多喜地域の地質図幅整備に向けて上総層群上部（国本層～金剛地層）と下総層群，段丘堆積物及び沖積層の調査を行った．宇都宮は平成 30～令和 5（2018～2023）年度に大多喜地域内の安房層群と上総層群下部～中部の未調査地域の調査を実施した．地質図及び報告書の作成に当たっては，日本油田・ガス田図「富津–大多喜」（5 万分の 1）（三梨ほか，1962），特殊地質図「千葉県清和県民の森周辺の地質図（1 万 5 千分の 1）」（徳橋・石原，2008）などをはじめとした既存地質図を参照し，安房層群や上総層群を中心にテフラ鍵層の網羅的な記載と側方追跡を行って，各層の層序と分布，及び断層の分布などを明らかにした．地形については宇都宮と小松原，安房層群については宇都宮，中嶋及び徳橋，上総層群下部については宇都宮，上総層群上部（国本層～金剛地層）と下総層群，新期関東ローム層，段丘堆積物及び沖積層については小松原が担当し，宇都宮が補備的な調査を行って取りまとめた．

本調査研究においては多くの方々にご協力いただいた．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）と岩本広志氏（元・関東天然瓦斯開発株式会社）には地域内の地質調査資料をご提供いただいた．伊藤　慎名誉教授（千葉大学），中里裕臣博士（元・農業・食品産業技術総合研究機構），篠崎　貞氏（袖ヶ浦市在住）には地質図の草案を見ていただき，テフラ鍵層の露頭位置や岩相区分に関するご意見をいただいた．泉　賢太郎博士（千葉大学）には生痕化石の同定をしていただいた．千葉県立中央博物館の高橋直樹博士には地質や石材に関してご教示いただいた．千葉県立中央博物館の岡崎（熊代）浩子博士には下総層群の堆積相に関してご教示いただいた．千葉県立木更津高校の佐藤俊文氏には下総層群の現地調査にご同行いただいた．東京大学千葉演習林のスタッフの皆様には演習林内の地質調査の許可をいただき，また調査にご同行いただくなどサポートしていただいた．現地調査に当たっては多くの地権者ほか地元関係者の皆様にご協力いただいた．記して心より感謝申し上げる．

所　属
[1] 地質調査総合センター 地質情報研究部門
[2] 地質調査総合センター 地質情報基盤センター
[3] 元地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門

Keywords: geological map, geology, stratigraphy, Chiba Prefecture, Otaki, Boso, Kazusa Hills, Awa Group, Kazusa Group, Shimosa Group, Kanto Loam, terrace, Alluvium, tephra bed, turbidite, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, GSSP, Chibanian, Amatsu Formation, Kiyosumi Formation, Anno Formation, Kurotaki Formation, Ohara Formation, Kiwada Formation, Otadai Formation, Higashihigasa Formation, Umegase Formation, Kokumoto Formation, Ichijiku Formation, Kakinokidai Formation, Chonan Formation, Mandano Formation, Kasamori Formation, Kongochi Formation, Jizodo Formation, Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Kioroshi Formation, Anesaki Formation, Kurotaki Unconformity, Kiyosumi Anticline, Kiyosumi Syncline

令和 7 年 9 月 10 日受理　令和 8 年 3 月 31 日発行

目　次

第 1 章　地形……1
1. 1　概要……1
1. 2　丘陵……2
1. 3　地すべり地形……2
1. 4　段丘……3
1. 5　低地……3
第 2 章　地質概説……4
2. 1　概要……4
2. 2　安房層群……4
2. 3　上総層群……4
2. 4　下総層群……5
2. 5　新期関東ローム層及び新期段丘堆積物……5
2. 6　沖積層及び緩斜面堆積物……7
第 3 章　安房層群……8
3. 1　概要……8
3. 2　層序区分……8
3. 3　テフラ鍵層……10
3. 4　天津層（Am, Ams, Amk）……10
3. 5　清澄層（Ky）……13
3. 6　安野層（An, Ans, Anm）……16
3. 7　黒滝不整合と安野層最上部……18
第 4 章　上総層群……19
4. 1　概要……19
4. 2　層序区分……19
4. 3　テフラ鍵層……21
4. 4　黒滝層（Kt）……21
4. 5　大原層（Oh, Ohm, Ohl）……24
4. 6　黄和田層（Kd, Kdl）……25
4. 7　大田代層（Os, O）……27
4. 8　東日笠層（Hg）……30
4. 9　梅ヶ瀬層（U, Um, Ul）……30
4. 10　国本層（Ku, Kus）……34
4. 11　市宿層（Ij）……38
4. 12　柿ノ木台層（Ka）……39
4. 13　長南層（Ch）……41
4. 14　万田野層（Mn）……44
4. 15　笠森層（Ks, Kss）……44

4. 16　金剛地層（Kg）……46
第 5 章　下総層群……49
5. 1　概要……49
5. 2　地蔵堂層（J）……49
5. 3　薮層（Yb）……51
5. 4　上泉層（Km）……51
5. 5　清川層（Kk）……54
5. 6　木下層（Ko）……54
5. 7　姉崎層（As）……55
第 6 章　新期関東ローム層及び新期段丘堆積物……56
6. 1　概要……56
6. 2　新期関東ローム層……56
6. 3　市原Ⅱ段丘堆積物（Ic2）……58
6. 4　南総段丘堆積物群（Na）……58
第 7 章　沖積層及び緩斜面堆積物……60
7. 1　概要……60
7. 2　沖積層（a）……60
7. 3　緩斜面堆積物（s）……60
第 8 章　地質構造……61
8. 1　安房層群と上総層群の地質構造……61
8. 2　断層……61
第 9 章　応用地質……63
9. 1　天然ガス及びヨウ素……63
9. 2　山砂及び石材……63
9. 3　地下水及び温泉……64
9. 4　地震災害……64
9. 5　地層の風化と斜面災害……66

文献……67
付図……80
Abstract……92

図・表目次

第 1. 1 図　大多喜地域周辺の地形陰影図……1
第 1. 2 図　素掘りトンネルと川廻し……2
第 1. 3 図　大多喜地域の傾斜量図……3
第 2. 1 図　大多喜地域周辺のテクトニックセッティングと地質……5
第 2. 2 図　大多喜地域の層序概要図……6
第 3. 1 図　大多喜地域周辺における安房層群の層序変遷……8

第 3.2 図　房総半島の安房層群天津層上部～安野層の地質概略図……9
第 3.3 図　大多喜地域の安房層群の層序概要……9
第 3.4 図　安房層群の露頭写真……12
第 3.5 図　安房層群の年代層序……13
第 3.6 図　天津層の代表的なテフラ鍵層……14
第 3.7 図　清澄層の代表的なテフラ鍵層……15
第 3.8 図　安野層の代表的なテフラ鍵層……17
第 4.1 図　房総半島中部の上総層群の分布……20
第 4.2 図　房総半島中部及び東部の上総層群の年代層序……20
第 4.3 図　黒滝層の露頭写真……22
第 4.4 図　黒滝層と黄和田層の漸移部，及びその側方変化を示した柱状図……23
第 4.5 図　黄和田層の露頭写真……26
第 4.6 図　大田代層の代表的なテフラ鍵層……29
第 4.7 図　東日笠層と梅ヶ瀬層の露頭写真及びスケッチ……31
第 4.8 図　梅ヶ瀬層の代表的なテフラ鍵層……33
第 4.9 図　国本層中に位置するチバニアン階のGSSP……35
第 4.10 図　国本層の代表的なテフラ鍵層……36
第 4.11 図　国本層のKu3 とKu4 を含む層準の側方変化……37
第 4.12 図　市宿層と柿ノ木台層の露頭写真……39
第 4.13 図　柿ノ木台層の側方変化を表した柱状図……40
第 4.14 図　柿ノ木台層の代表的なテフラ鍵層……41
第 4.15 図　長南層と万田野層の露頭写真……42
第 4.16 図　万田野層と長南層の側方変化を表した柱状図……43
第 4.17 図　笠森層の代表的なテフラ鍵層……45
第 4.18 図　金剛地層の柱状図……47
第 4.19 図　金剛地層の露頭写真……48
第 5.1 図　下総層群の層序と主要なテフラ鍵層の層位及び海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比……50
第 5.2 図　下総層群の露頭写真……52
第 5.3 図　下総層群の柱状図と層序……53
第 6.1 図　下総層群最上部から関東ローム層にかけての模式層序……56
第 6.2 図　大多喜地域の段丘堆積物の主要露頭の柱状図……57
第 6.3 図　ローム層中のテフラ層の露頭写真……58
第 8.1 図　四方木衝上断層の露頭……62
第 9.1 図　資源や暮らしに関係した地質利用の例……64

第 3.1 表　安房層群上部の鍵層リスト……11

付図 1　安房層群と上総層群のテフラ鍵層露頭地点図……80
付図 2　小櫃川（七里川）の天津層上部から安野層下部までのルートマップ……88
付図 3　小櫃川支流，猪ノ川の天津層上部から黒滝層下部までのルートマップ……89

付図 4　下総層群の主要露頭位置図……90
付図 5　段丘堆積物の主要露頭位置図……91

Fig. 1　Stratigraphic summary of the Otaki District……95

第 1 章　地　　形

（宇都宮正志・小松原　琢）

1. 1　概　要

大多喜地域は世界測地系で北緯 35°10′11″9～35°20′11″8，東経 139°59′48″3～140°14′48″2（日本測地系で北緯 35°10′～35°20′，東経 140°00′～140°15′）の範囲を占め（第 1. 1 図），行政区画としては千葉県に属し，木更津市，市原市，君津市，富津市，勝浦市，夷隅（いすみ）郡大多喜町の各自治体が管轄している．本地域の地形は丘陵，地すべり地形，段丘，



第 1. 1 図　大多喜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．

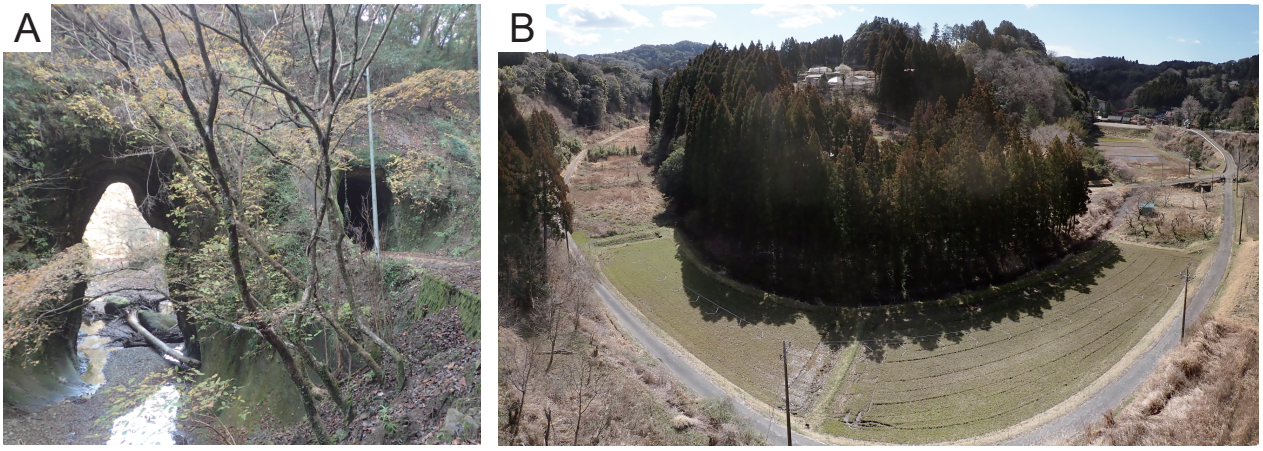
低地に区分される．東京湾東岸の富津市磯根崎～鋸山から太平洋側の東金～鴨川低地にかけて広く分布する標高100 m～400 mの一連のなだらかな丘陵を一般に房総丘陵あるいは上総丘陵と呼び，大多喜地域はその北部に位置する．鋸山から木之根峠，元清澄山に至る東西の稜線を分水嶺とし，これを水源として小糸川，小櫃川，養老川，夷隅川を主要河川とする各水系が北方へ向かって流れている．これらの水系のうち夷隅川水系は大多喜町市街地を境に東流して太平洋に注いでおり，それ以外の河川は緩やかな勾配で西流して東京湾に注ぐ．地域内の主な河川は，小糸川水系では小糸川，小櫃川水系では小櫃川，笹川，猪ノ川，七里川，養老川水系では養老川，夕木川，古敷谷川及び平蔵川，夷隅川水系では夷隅川，板谷川，西畑川，平沢川である．河川上流域では，谷底と尾根は共に狭く，谷系は樹枝状を呈する．河床には侵食された新第三系～第四系の岩盤が露出し，渓谷状の景観を作り出している．河成段丘と低地はこれらの河川沿いの中流～下流域に分布する．なお，この地域の特色として，丘陵や蛇行河川の曲流部に多くの素掘りトンネルが作られているほか，蛇行河川を短絡させて畑地を作るための川廻しが開削されている（第 1.2 図）．

1.2　丘　陵

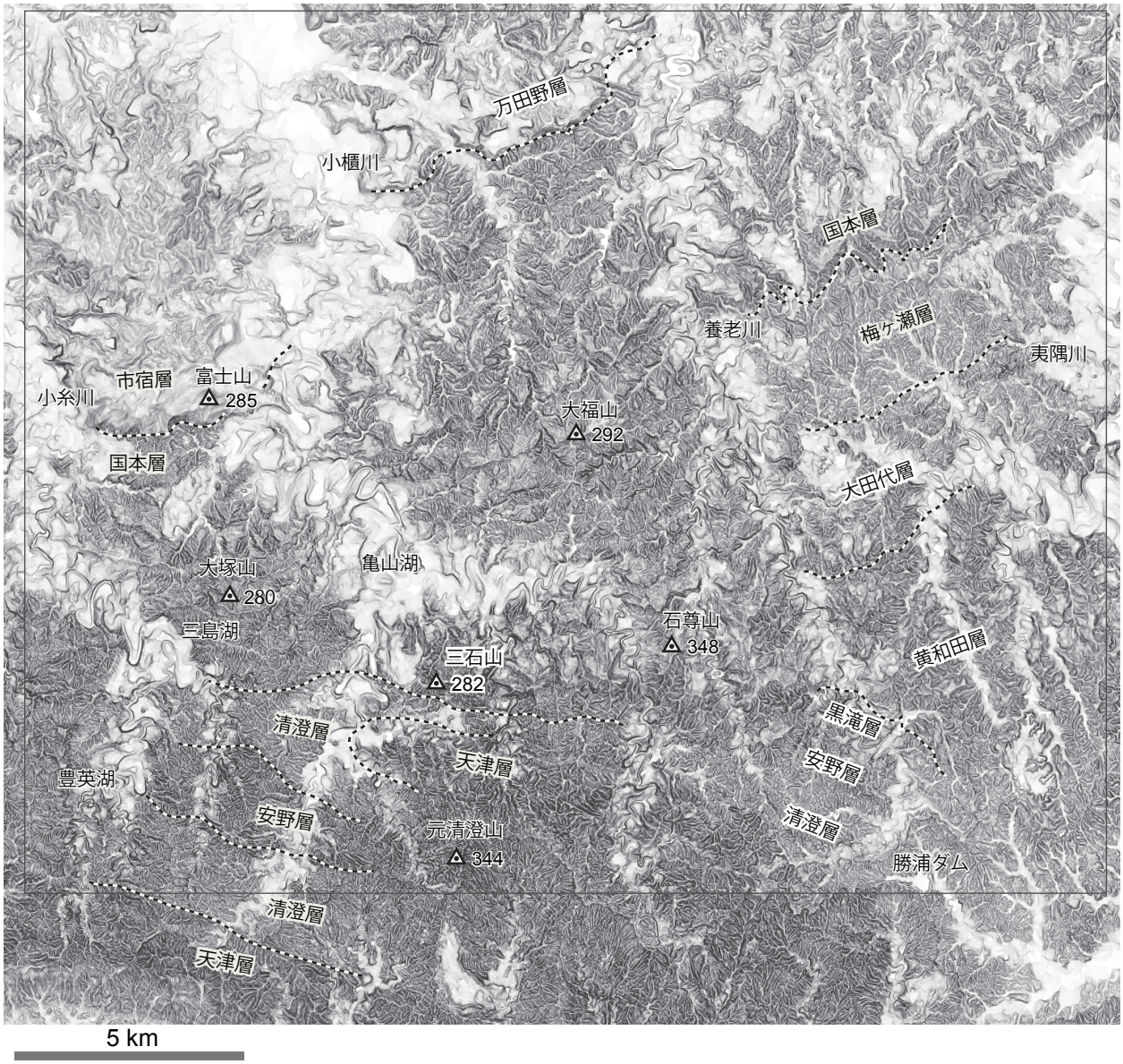
丘陵は南部ほど標高が高く，北方と東方へ向かってなだらかに傾斜する．丘陵の主な構成層は上部中新統～鮮新統安房層群と下部～中部更新統の上総層群で，主に砂質あるいは泥質な堆積岩から成る．国土地理院が公開している 5 m DEM（数値標高モデル）に基づく傾斜量図を第 1.3 図に示す．南部では色調が淡い，つまり傾斜量の低い地域がS字状に分布しており，これは主に砂勝ち砂岩泥岩互層から成る清澄層の分布と一致する．対照的に泥岩や泥勝ち砂岩泥岩互層から成る天津層や安野層は傾斜量が大きい（濃い色調を呈する）．また石尊山（標高 348 m）や元清澄山（標高 344 m）などの標高の高い稜線沿いは安野層や黄和田層などの泥岩が分布していることが多い．また三石山（標高 282 m）を中心に東西に延びる上総層群黒滝層の凝灰質砂岩層も尾根部を構成する．中部では大福山（標高 292 m）や富士山（標高 285 m）などのように梅ヶ瀬層，国本層，市宿層あるいは万田野層などの半固結な砂岩層によって構成されている地形的高所が多く，概して上総層群の一般的な走向方向である北東方向に沿って分布する．こうした高所の北側には砂層の傾斜に従って緩く傾く谷の少ない斜面が発達し，南側には下位に泥質な地層が分布し，多くの谷が発達し比較的急峻な地形を作る．こうした地形的な高所を作る砂層は間隙が多く天水が浸入しても崩れにくい一方で，その下位の泥質な地層は透水性が低く崩壊しやすいことを反映していると考えられる（古谷・大倉, 1992）．

1.3　地すべり地形

本地域の地すべり地形は防災科学研究所発行の 5 万分の 1 地すべり地形分布図で示されている（清水ほか, 2004）．地すべり地形は泥岩が卓越する安房層群天津層，上総層群黄和田層，大田代及び国本層の泥岩や泥勝ち砂岩泥岩互層などに多く認められ，砂岩が卓越する地質では少ない．地すべり堆積物は礫支持の泥岩礫とその間を埋める未固結な泥や砂から成り，泥岩礫は安房層群や上総層群由来と推定される．地質図においては滑落崖及び移動岩体の分布範囲は示していない．



第 1.2 図　素掘りトンネルと川廻し
A：東京大学千葉演習林内の猪ノ川に掘削された川廻しのための素掘りトンネル（左側）．右側の素掘りのトンネルは林道．
B：市原市戸面の河川曲流短絡（川廻し）による旧河川流路の田畑としての利用．



第 1. 3 図　大多喜地域の傾斜量図
国土地理院発行の 5 m DEM（数値標高モデル）に基づく傾斜量図を産総研地質調査総合センターのシームレス傾斜量図で表示.

1. 4　段　丘

大多喜地域の段丘は小糸川，小櫃川，養老川，夷隅川の各水系沿いによく発達する．大多喜地域周辺（姉崎・木更津・富津）の各地域の地形面は高位から，下総下位面，市原面群（市原Ⅰ～Ⅱ面），南総面群（南総Ⅰ～Ⅲ面），及び沖積段丘面群（久留里Ⅰ～Ⅴ面）に区分される（徳橋・遠藤, 1984；小松原ほか, 2004）．本地域にはローム層を載せる後期更新世の市原Ⅱ面と南総面群が分布する．

1. 5　低　地

小糸川，小櫃川，養老川などの主要河川沿いの中流～下流域は台地を開析する谷底平野を形成するが，完新世における隆起と河川の下刻に伴って，当地域の沖積面の大部分は段丘化し，上述の久留里Ⅰ～Ⅴ面と一連の平坦面を成している．本報告ではこれら沖積段丘面を沖積低地の一部として扱う．北西部には小櫃川低地，北部には養老川低地，東部には夷隅川低地が分布する．谷底平野は主に河道及び氾濫原等によって構成される．

第2章　地 質 概 説

（宇都宮正志）

2.1　概　要

大多喜地域を含む旧地質調査所及び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日本油田・ガス田図「富津–大多喜」(5万分の1)（三梨ほか, 1962），三梨ほか（1976, 1979）による特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」(10万分の1), 三梨・須田（1980）による20万分の1地質図幅「大多喜」，鈴木ほか（1995）による特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質　第2版」(10万分の1)，また特殊地質図「千葉県清和県民の森周辺の地質図」(1万5千分の1)（徳橋・石原, 2008）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), 新妻（1976), 5万分の1表層地質図「大多喜」(千葉県, 1976)，東京大学千葉演習林の地質図（飯島・池谷, 1976）が刊行されている．

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安房層群もしくは三浦層群と上総層群が露出している（第2.1図B)．大多喜地域には，安房層群の中部～上部（上部中新統～鮮新統）と上総層群（下部～中部更新統）が露出する（第2.1図C)．また，それを覆う古東京湾の堆積物である下総層群と，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．

2.2　安 房 層 群

安房層群は中期中新世から鮮新世に海底で形成された一連の堆積物であり，上総丘陵の高宕山～清澄山周辺と鴨川低地の南側に分布する．大多喜地域には安房層群中部～上部が露出し，下位から天津層，清澄層，安野層から成る．天津層は主に暗灰色～白色泥岩から成り砂岩層や凝灰岩層が挟在する．天津層には砂勝ち砂岩泥岩互層や，砂質泥岩あるいは泥質砂岩が卓越する層準，泥岩中にテフラ層を数多く挟在する層準が認められる．清澄層は主に砂勝ち砂岩泥岩互層から構成されている．清澄層の砂岩層は一般にタービダイトの一部もしくは全体を構成し，その厚さと挟在頻度は側方に変化し，大多喜地域西部の高宕山周辺より西方では泥岩優勢となる．安野層は下部が泥勝ち砂岩泥岩互層及び砂勝ち砂岩泥岩互層から成り，上部が凝灰質砂岩層，凝灰質泥質砂岩層及び凝灰質砂質泥岩層から成る．これらの地層は大多喜地域の南部において東西から西北西–東南東方向に発達する一対の褶曲構造（清澄背斜と清澄向斜）によって分布が規制されている．安房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とそれに基づくタービダイト単層の側方追跡などが可能である．

2.3　上 総 層 群

大多喜地域の上総層群は前期～中期更新世の海成層として広く分布する．上総層群下部は，大多喜地域内を東西に横断するいわゆる黒滝不整合を境に下位の安房層群にアバットし，房総半島西部と東部では中部よりも上総層群下部の地層が厚い．大多喜地域には下位から黒滝層，大原層，黄和田層，大田代層，東日笠層，梅ヶ瀬層，国本層，市宿層，柿ノ木台層，長南層，万田野層，笠森層及び金剛地層が分布し，いずれも整合関係にある．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り，上総層群最下部を構成する．大原層，大田代層及び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る．黄和田層は主に泥岩から成り海底地すべり堆積物が挟在する．東日笠層は主に礫岩層から成り梅ヶ瀬層と指交する．国本層は厚い砂岩層を挟む砂勝ち砂岩泥岩互層と砂質泥岩層から成る．市宿層と万田野層は主に斜交層理の発達した砂礫岩層から成る．長南層は主に泥岩層から成るが砂岩層が様々な割合で挟まれる．笠森層は主に砂質泥層と泥質砂層から成り，長南層の砂岩泥岩互層ないし万田野層の砂礫層を覆う．金剛地層は主に砂層から成り笠森層を部分的に削り込んで覆う．

国本層には古地磁気極性境界である松山–Brunhes境界と，中部更新統であるチバニアン階の基底を指すテフラ層Ku2.3（Byk−E）が挟在し，市原市田淵地区の養老川沿いが国際境界模式層断面とポイント（Global Boundary Stratotype Section and Point；GSSP）として認定されている．上総層群ではテフラ鍵層を用いた精密な層序対比が可能であることから古くから岩相層序，古地磁気層序，微化石層序，テフラ層序等，多くの層序学的研究が行わ

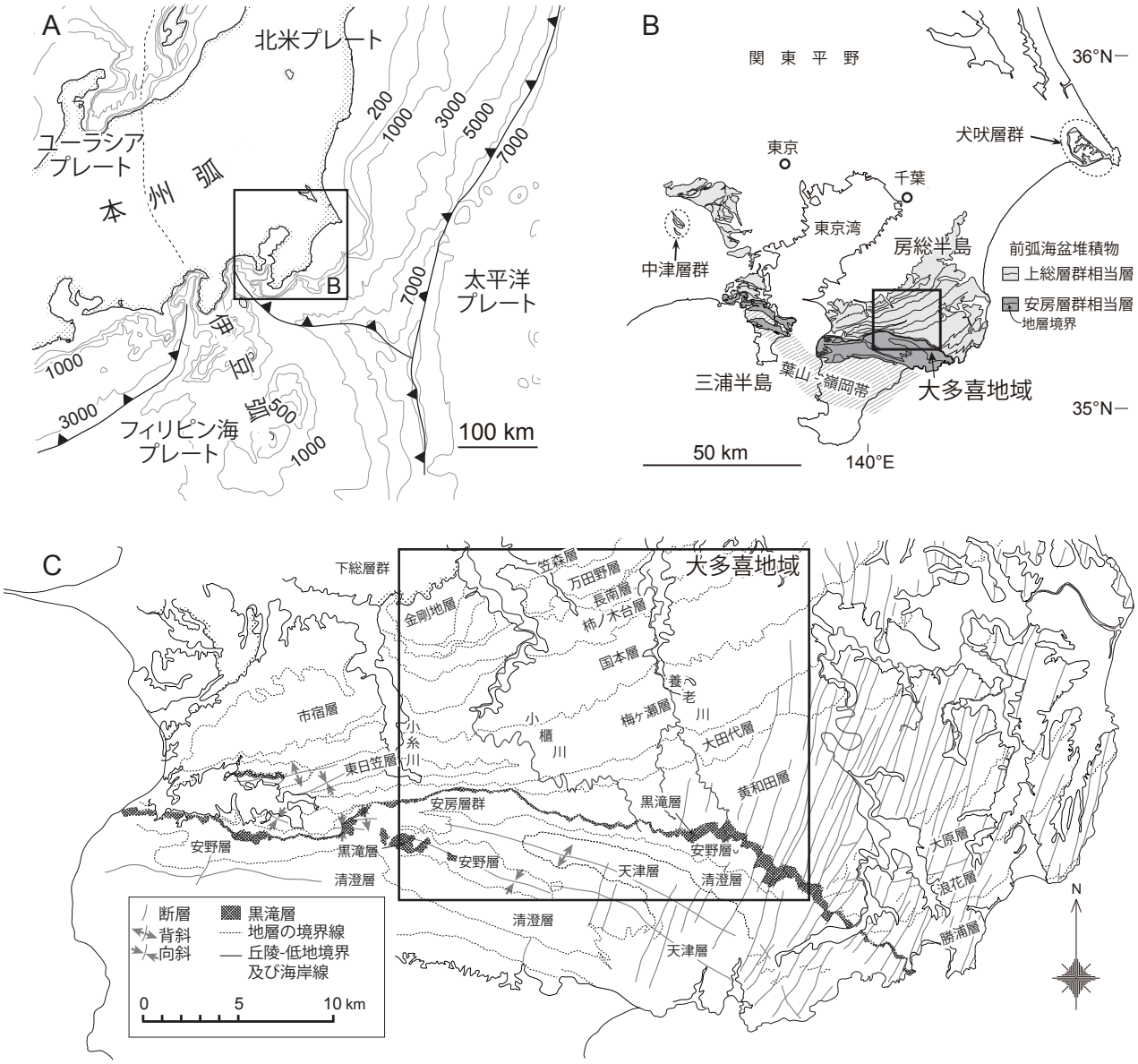
れており，日本の更新統の模式層序の一つとなっている．

2.4 下総層群

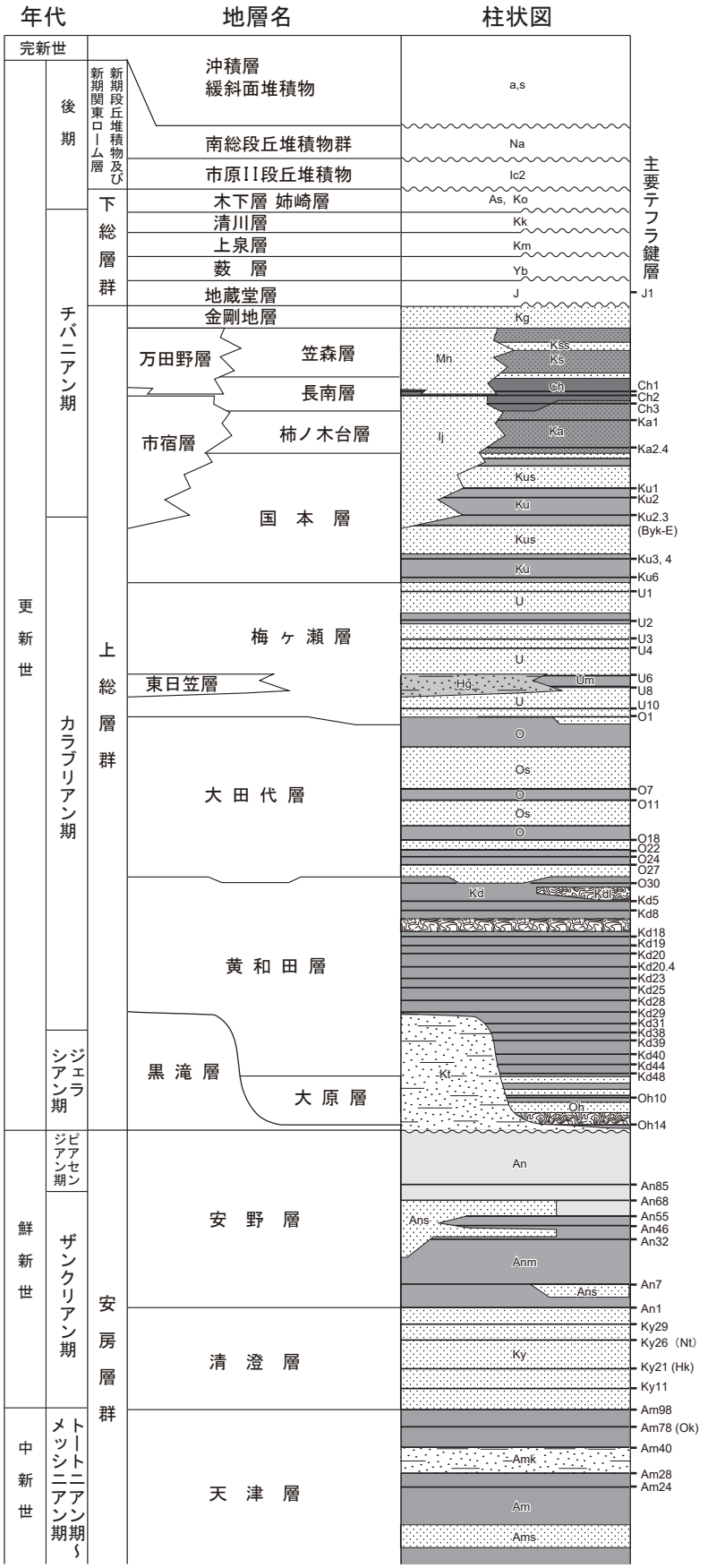
本地域の台地には中部更新統から上部更新統の下総層群が露出する．下総層群は下位の上総層群を整合あるいは部分的に不整合で覆うと考えられる．下総層群の各層は基本的に陸成層と海成層から成る 1 回の海水準変動に対応した堆積サイクルを示しており，これらの堆積サイクルと指標テフラにより層序区分されている．大多喜地域では下位より地蔵堂層，薮層，上泉層，清川層，木下層，姉崎層が露出する．地蔵堂層は主に砂層と泥層，薮層は泥質砂層，泥層，細礫層及び細粒～中粒砂層，上泉層は砂層と礫層，清川層は砂層と暗紫灰色粘土層，木下層は主に砂層，泥層及び礫層，姉崎層は主に泥質砂層から成る．

2.5 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

大多喜地域において後期更新世以降のテフリックレスもしくは土壌層は武蔵野ローム層，立川ローム層に区分でき，これらを新期関東ローム層と呼ぶ．武蔵野ローム



第 2.1 図　大多喜地域周辺のテクトニックセッティングと地質
A：中央日本周辺のプレート配置．B：南関東における安房層群と上総層群相当層の分布（三梨・須田, 1980；坂本ほか, 1987；鈴木ほか, 1995）．C：房総半島中部の安房層群と上総層群の分布（中嶋・渡辺, 2005；宇都宮・大井, 2019；本報告）．四角い枠が大多喜地域を示す．



岩相と特徴

沖積層（a）は丘陵を開析する谷，あるいは河岸付近の低地を埋積する更新世末期から完新世の砂や礫を主体とする未固結の堆積物．緩斜面堆積物（s）は斜面からの岩屑崩落やその後の河川支流での再堆積で形成された砂や礫を主体とする堆積物．

段丘堆積物は河川成の礫・砂から成り，関東ローム層に覆われる．

下総層群の各層は下位層を整合もしくは不整合に覆う河川成砂礫層，内湾成泥層，含貝化石浅海成砂層，海浜成砂層が周期的に繰り返す堆積サイクルから構成される．最上位の姉崎層は On-Pm1 を含む新期関東ローム層に覆われる．

【金剛地層】砂泥互層及び斜交層理が発達する礫質砂層．

【笠森層】生物擾乱が著しい砂質泥岩．下部に 2 つの砂岩卓越層が挟まる．Ks18, Ks22 などが有効な鍵層．

【万田野層】砂岩及び礫岩から成る．Ch2, Ch1 が挟在．

【長南層】 主に砂岩泥岩互層．Ch3, Ch2, Ch1 が挟在．

【柿ノ木台層】 生物擾乱を受けた塊状の砂質泥岩層及び泥質砂岩層．Ka2.4，Ka1，Ka0.5 などが有効なテフラ鍵層．

【市宿層】 細粒から粗粒砂層及び細礫層から成り，大規模なトラフ型あるいは平板型斜交層理が発達する．

【国本層】 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成る．テフラ鍵層として Ku1 ～ Ku6 が挟在する．チバニアン階の基底を指すテフラ層 Ku2.3 (Byk-E) が挟在し，市原市田淵の養老川沿いが国際境界模式層断面とポイント（GSSP）として認定されている．

【梅ヶ瀬層】砂勝ち砂岩泥岩互層（U）を主体とし，泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩（Um），海底地すべり堆積物（Ul）を挟む．U1 ～ U11 が挟在する．

【東日笠層】 礫岩層を主体とし砂岩層や泥岩層を伴う．大多喜地域西部の東日笠までは礫岩層の発達が顕著であるが，大塚山北方では礫層の発達は複数層準に分かれ梅ヶ瀬層の厚層砂層や砂勝ち砂岩泥岩互層（U）に指交し，尖滅する．

【大田代層】 砂勝ち砂岩泥岩互層（Os）と泥勝ち砂岩泥岩互層（O）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 の泥岩層から成る．テフラ鍵層は O1 ～ O27 が挟在する．

【黄和田層】 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．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．テフラ鍵層は Kd1 ～ Kd48，O28 ～

【大原層】 主に砂勝ち砂岩泥岩互層（Oh）と泥勝ち砂岩泥岩互層（Ohm）から成り，海底地すべり堆積物（Ohl）が挟在する．テフラ鍵層は Oh1 から Oh19 までが挟在する．

【黒滝層】 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．本層は安房層群を不整合で覆い（いわゆる黒滝不整合），東方へ向かって黄和田層以下の地層と同時異相の関係となる．

【安野層】 下部が泥勝ち砂岩泥岩互層（Anm），砂勝ち砂岩泥岩互層（Ans）から成る．上部は凝灰質砂岩，凝灰質泥質砂岩及び凝灰質砂質泥岩（An）から成り，多くのテフラ層が挟まれる．

【清澄層】 主に砂勝ち砂岩泥岩互層（Ky）で構成され，厚さ 1 cm ～数 10 cm のテフラ層や泥岩層を挟在する．砂岩層の厚さと挟在頻度は側方に変化し，大多喜地域西部の高宕山周辺より西方では泥勝ちとなる．

【天津層】 主に灰色～青灰色の泥岩（Am）から成り，厚さ 1 cm ～ 100 cm のテフラ層や砂岩層を挟在する．下部に砂勝ち砂岩泥岩互層が認められ Ams として表現した．テフラ鍵層 Am28 と Am40 の間には厚さ数 cm ～数 m の多種のテフラ層が挟まれる泥岩，砂質泥岩，泥質砂岩があり，隣接する鴨川地域と富津地域では小湊凝灰岩部層（Amk）として扱われているので，本地域でもそれを踏襲する．

第 2. 2 図　大多喜地域の層序概要図

層は主として明褐色の火山灰質土から成り，立川ローム層は主に暗褐色の火山灰質土から成る．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．新期段丘堆積物は下位から市原Ⅱ段丘堆積物，南総段丘堆積物から成る．市原Ⅱ段丘堆積物は主に砂層から成り泥質砂層を伴い，南総段丘堆積物は砂礫層～不淘汰な泥層から成る．市原Ⅱ段丘堆積物を覆う関東ローム層は箱根小原台テフラ（Hk−OP）を欠き，箱根三浦軽石（Hk−MP）を基底部に伴う．南総段丘堆積物群は武蔵野ローム層を欠き，立川ローム層に直接覆われる砂礫層～不淘汰な泥層である．

2.6　沖積層及び緩斜面堆積物

丘陵を開析する谷，あるいは河岸付近の低地を埋積する更新世末期から完新世の砂や礫を主体とする未固結の堆積物を沖積層と定義する．本地域の沖積低地は広範囲にわたって段丘化しており，本論では沖積段丘堆積物群を一括して沖積層として表記する．また，主要河川沿いの丘陵地縁辺や丘陵や山地の谷沿いには，上総層群や安房層群などから成る斜面からの岩屑崩落やその後の河川支流での再堆積で形成された上部更新統から完新統と考えられる砂や礫を主体とする堆積物が発達する．これらのうち地質図で表現可能な規模のものは緩斜面堆積物として図示した．

第3章　安房層群

（宇都宮正志・中嶋輝允・徳橋秀一）

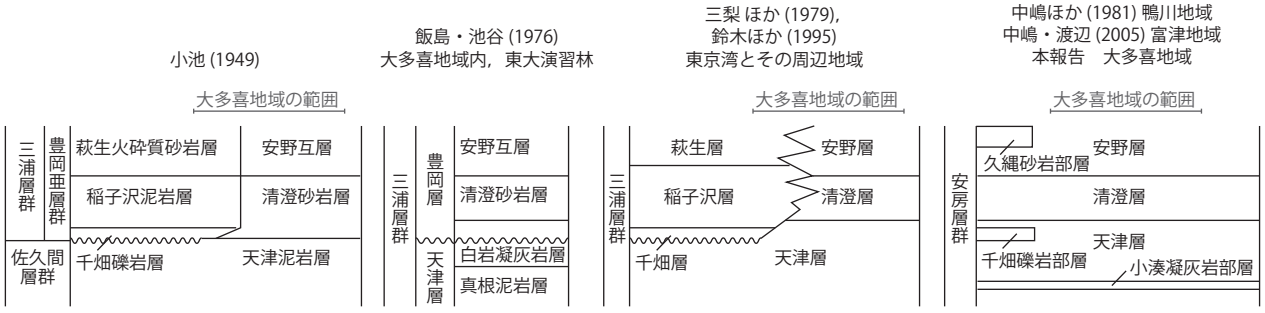
3.1　概　要

房総半島において上総層群に不整合で覆われる中新世～鮮新世の一連の地層は三浦層群（三梨ほか, 1979 など）もしくは安房層群（中嶋ほか, 1981）と呼ばれる．これらの地層の岩相層序区分の変遷を第 3.1 図に示す．三浦層群の名称は Yabe（1921）により三浦半島の葉山層群から相模層群を含む新第三系～第四系の総称として命名された．小池（1949）は天津泥岩層の上位にある清澄砂岩層と安野互層が房総半島西部でそれぞれ稲子沢泥岩層と萩生火砕質砂岩層と指交関係にあるとした．同様な層序区分は三梨ほか（1979）や鈴木ほか（1995）でも踏襲された．飯島・池谷（1976）は大多喜地域中南部の東京大学千葉演習林内の地質調査を実施し，特に天津層上部を岩相に基づき細分化して詳細な地質図を作成した．一方，中嶋ほか（1981）は房総半島東部の鴨川地域の地質図作成を行うとともに房総半島全体において三浦層群とその下位層である佐久間層群や保田層群との間の不整合が局部的であり著しい地質構造の差異が認められないことから，これらの地層を一括して安房層群と呼んだ．中嶋・渡辺（2005）は多数の鍵層による層序区分を提案し，それら鍵層が半島西部の富津地域にも追跡されるとの理由から，従来用いられてきた萩生層，稲子沢層，千畑層などの地層名を廃し，鴨川地域で用いた地層名を富津地域にも適用した．他方，前弧テクトニクスと堆積盆形成過程の観点から，付加体と海溝陸側斜面堆積物を三浦層群，前弧海盆堆積物を安房層群とする場合や（高橋, 2008），付加体と斜面被覆層をそれぞれ西岬層と南房総層群に区別する場合もある（川上, 2006）．このように三浦層群と安房層群の名称に関しては，地域ごとの周辺地質体との層序関係の差異や，前弧テクトニクスの基本的考えの相違が，統一的な地層区分を困難にしており，一致を見ていない．本報告では，大多喜地域内で保田層群との層序関係が問題になることはないことを踏まえ，隣接図幅との単純な整合性をとるため，上総層群に不整合で覆われる中新世～鮮新世の一連の地層を 5 万分の 1 地質図幅「鴨川」での定義（中嶋ほか, 1981）に従い安房層群と呼ぶ．

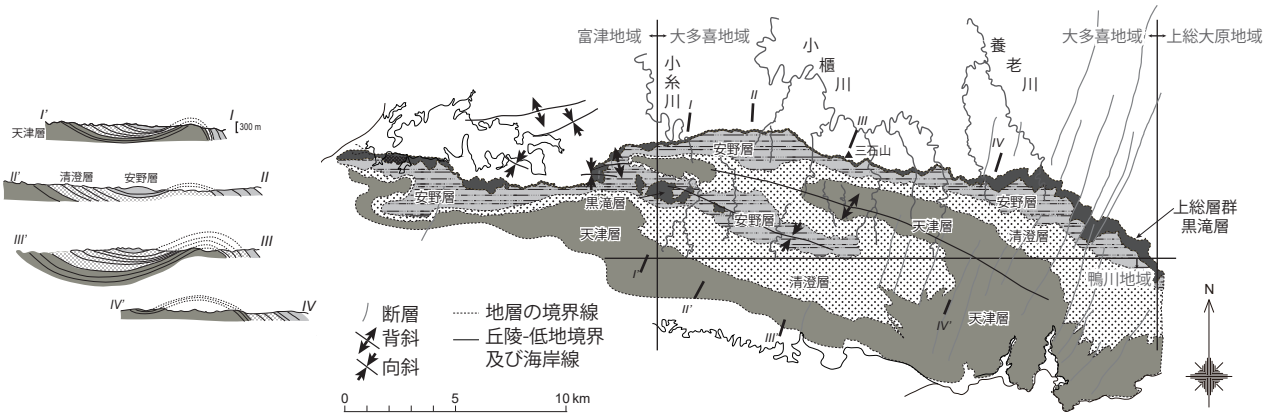
大多喜地域の安房層群は，清澄向斜と清澄背斜（第 8 章参照）に規制された分布様式を示す（第 3.2 図）．豊富に挟在するテフラ鍵層を用いた層序と地質構造及び堆積学的な研究などが展開され，清澄層や安野層が海底扇状地堆積物であることなどが明らかにされてきた（例えば，徳橋・岩脇, 1975；徳橋, 1976a, b；中嶋, 1978；Tokuhashi, 1979；中嶋ほか, 1981；石原ほか, 1997；石原・徳橋, 2001；Saito and Ito, 2002 など）．こうした研究の進展を受けて大多喜地域の西部を構成する清和県民の森地域では 1 万 5 千分の 1 の縮尺で詳細な地質図が作成されている（徳橋・石原, 2008）．本報告ではこれらの既存地質図でその分布が明らかにされたテフラ鍵層の位置を確認するとともに，これまで調査が不十分であった大多喜地域南東部の安房層群の調査を行って，地質図を作成した．

3.2　層 序 区 分

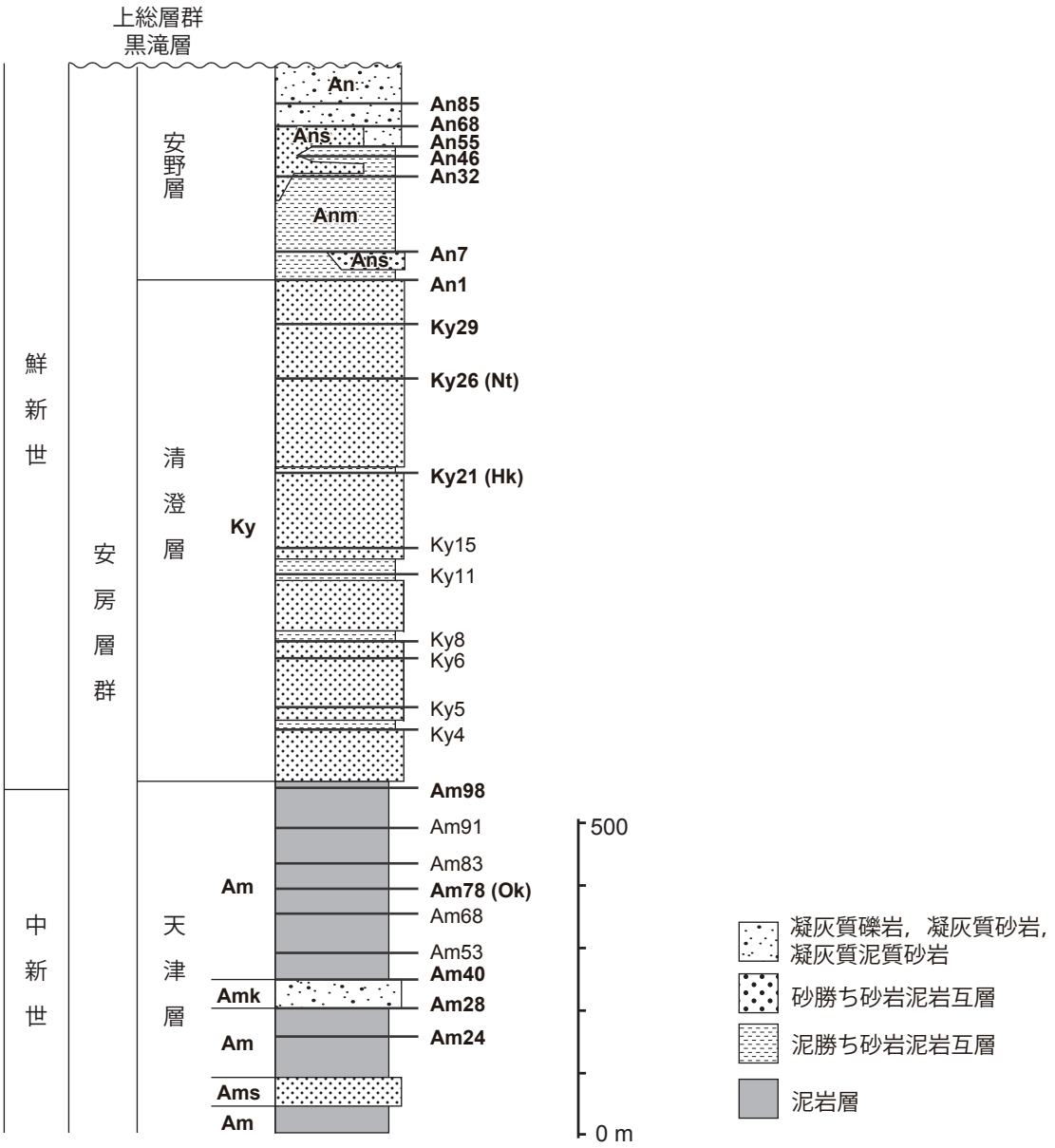
安房層群の下部を構成する富川層，神川層，木の根層は南に隣接する鴨川地域に分布し，大多喜地域には分布しない．大多喜地域の安房層群は下位から天津層，清澄層，安野層から成る（第 3.3 図）．天津層は主に暗灰色～白色泥岩から成り砂岩層や凝灰岩層が挟在する．天津層には砂勝ち砂岩泥岩互層や，砂質泥岩あるいは泥質砂岩



第 3.1 図　大多喜地域周辺における安房層群の層序変遷



第 3. 2 図　房総半島の安房層群天津層上部～安野層の地質概略図
Tokuhashi（1979）と本報告に基づき作成.



第 3. 3 図　大多喜地域の安房層群の層序概要

が卓越する層準，泥岩中にテフラ層を数多く挟在する層準が認められる．天津層の上限は一般にテフラ鍵層Am98の上位数mに位置する泥岩と砂勝ち砂岩泥岩互層の境界で定義される．清澄層は主に砂勝ち砂岩泥岩互層から構成されている．砂岩層は一般にタービダイトの一部もしくは全体を構成し，その厚さと挟在頻度は側方に変化し，大多喜地域西部の高宕山周辺より西方では泥岩優勢となる．清澄層の上限はテフラ鍵層An1付近の泥勝ち砂岩泥岩互層の基底で定義される．安野層は下部が泥勝ち砂岩泥岩互層，砂勝ち砂岩泥岩互層から成る．上部は凝灰質砂岩，凝灰質泥質砂岩及び凝灰質砂質泥岩から成る．以下に，各層の岩相などの特徴や先行研究について述べる．微化石基準面や古地磁気極性境界の地質年代については Geologic Time Scale 2020（Raffi *et al.*, 2020）に従った．

3. 3　テフラ鍵層

安房層群には多数のテフラ層が挟在し，それらは細粒火山灰層，粗粒火山灰層，火山礫層から成り，いずれも層厚は数cmから数10 cm程度であるが，稀に数m～10 mほどに達するものが含まれる．細粒～粗粒火山灰層はガラス質なもの，結晶質なものや，火山ガラスと結晶が同程度含まれるものなどがある．粗粒火山灰層で火山ガラスと結晶の粒子が同程度含まれるものはいわゆるゴマシオ状を呈する．火山礫層は黒色～暗灰色のスコリアや岩片から主に成るもの，白色～明灰色の軽石から主に成るものがある．安房層群のテフラ層は層序対比の有効なツールとなっている（第3. 3図）．テフラ鍵層は多くの場合複数のテフラ層の組み合わせで認定され，親しみやすい通称名で呼ばれるとともに，地層名を頭文字としてAm（天津層），Ky（清澄層），An（安野層）の後に下位から順に番号が付された名称が一般的に用いられている（第3. 1表；千葉県立中央博物館, 1997など）．鍵層の認定と名称については中嶋ほか（1981），中嶋・渡辺（2005），石原・徳橋（2001）に従った．千葉県立中央博物館（1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998）は，著者の一人である中嶋が資料提供や編集に携わったもので，テフラ鍵層の露頭位置と岩相を写真付きで示しており露頭での鍵層の認定に有用である．粗粒火山灰のうちゴマシオ状火山灰は白色，灰白色，淡ピンク色を呈するもので極細粒砂～粗粒砂サイズの火山ガラス，石英，斜長石を主とし，直方輝石，普通輝石，角閃石，磁鉄鉱などの有色鉱物が混ざるものを指す．粗粒火山灰のうち灰色から暗灰色を呈するものは灰ゴマとして記載されている（千葉県立中央博物館, 1997など）．露頭での色調，粒度及び層厚はこれら既存資料で記載されているので，本報告では鍵層の記載を省略する．テフラ鍵層の露頭位置については清和県民の森地域の地質図説明書（徳橋・石原, 2008）や地質ニュース（徳橋, 2010a，b）などで示されたルートマップの位置と共に，巻末に付図2及び付図3として示した．

3. 4　天津層（Am, Ams, Amk）

命名　大塚（1937）．

模式地　鴨川地域の天津小湊町天津付近．模式的な天津層の層序は，鴨川地域の小糸川上流や神川（かにがわ）で観察される．上記いずれの場所においても，泥岩を主とする天津層は，タービダイト砂岩を主とする上位の清澄層とは岩相によって明確に区別される．大多喜地域の安房層群分布域には，天津層下部よりも下位は露出しない．

分布　東は天津，西は鋸山まで房総半島をほぼ東西に横断する形で分布する．大多喜地域では清澄背斜の軸部に分布し，東京大学千葉演習林内から片倉ダムにかけてと，君津市旅名（たびな）付近にかけて分布する．また清澄向斜南翼部にあたる君津市豊英付近にも天津層上部が露出する．

層厚　鴨川北西で最大約1,025 mに達し（中嶋ほか, 1981），東西に向かって薄くなる．

岩相層序　主に灰色～青灰色の泥岩で構成され，厚さ1 cm～数10 cmの火山灰や火山礫から成るテフラ層や砂岩層を挟在する（第3. 4図A）．この主岩相を地質図ではAmとして表記した．泥岩の中には軽石やスコリアなどの火山砕屑粒子が散在し，その粒径は細粒砂から細礫まで様々である．また風化した天津層の泥岩は灰白色となり径数cm～数10 cmのさいの目割れが発達する．上位の清澄層の砂勝ち砂岩泥岩互層の始まりは地域によってやや異なるものの，おおむねテフラ鍵層Am98から10 m以内に位置する．西隣の富津地域では，天津層とその上位の清澄層の泥岩層（稲子沢泥岩層）が岩相上区別できないことからAm98を天津層の上限として扱っている（中嶋・渡辺, 2005）．大多喜地域においても，5万分の1地質図上ではAm98を両層の境界として扱う（第3. 3図）．天津層の中には泥岩から漸移的に粗粒化して泥質砂岩や砂岩が卓越するようになる層準が複数認められる（中嶋ほか, 1981；中嶋・渡辺, 2005）．大多喜地域には天津層内に砂勝ち砂岩泥岩互層が認められAmsとして表現した．この粗粒層準の層位は，四方木（よもぎ）衝上断層（第8章参照）や清澄背斜の背斜軸付近の著しい変形により正確には分からないが，中嶋・渡辺（2005）で下位から2番目の粗粒層準（Am20の上位）に対比されると推定される．テフラ鍵層Am28とAm40の間には厚さ数cm～数mの多種のテフラ層を伴う泥岩，砂質泥岩，泥質砂岩が挟まれる（Amk）．この岩相は，隣接する鴨川地域と富津地域では小湊凝灰岩部層（Amk）として扱われている（中嶋ほか, 1981；中嶋・渡辺, 2005）．また地質図には表現していないが，天津層上部の鍵層Am56の層準には中嶋・渡辺（2005）で下位から5番目の粗粒層準とされた岩相が認められる．これはテフラ層が密に挟在し凝灰質な泥質砂岩や砂岩が卓越する層準であり，小池・西川（1955）や飯島・池谷

第 3. 1 表　安房層群上部の鍵層リスト

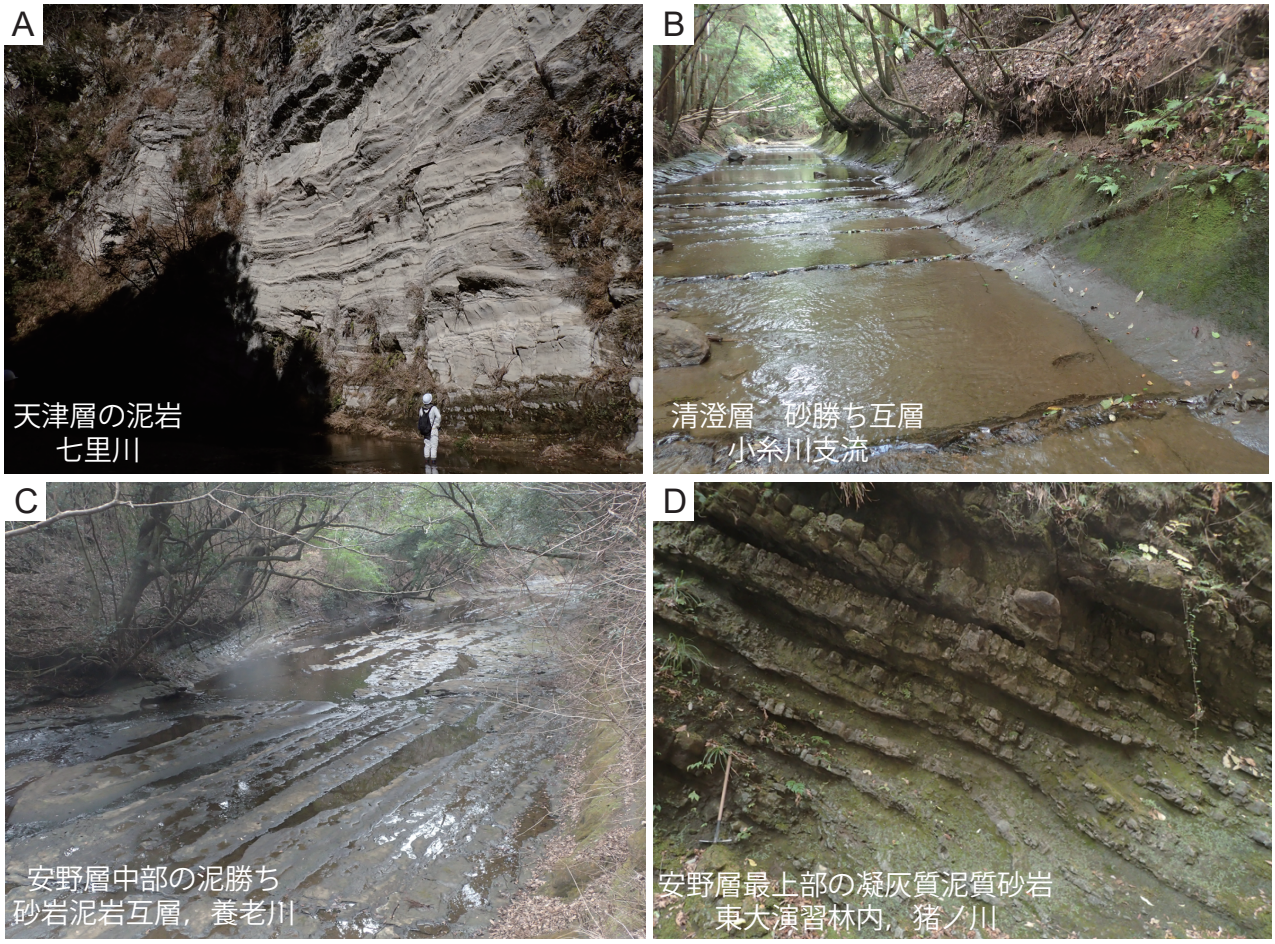
安野層（An85～An1）				清澄層（Ky33～Ky1）		天津層（Am101～Am31）			
鍵層名		鍵層名		鍵層名		鍵層名		鍵層名	
（正式名）	（通称名）	（正式名）	（通称名）	（正式名）	（通称名）	（正式名）	（通称名）	（正式名）	（通称名）
An85	双葉山	An42		Ky33	高松	Am 101	燈台	Am 57	有ケ谷
An84		An41	ネコ	Ky32	おこわチャーハン	Am 100	黒船	Am 56	センターライン
An83	オーストリア（下部）	An40	いねむり	Ky31	おこわ	Am 99	海峡	Am 55	あらごま
An82		An39	こだま一号，こだま	Ky30	しぐれ	Am 98	黒潮	Am 54	兄弟フンドシ
An81		An38	かずみ	Ky29	みぞれ	Am 97	白波	Am 53	くの一
An80	おどり	An37	ひかり一号，ひかり	Ky28	すすゆき	Am 96	梅	Am 52	ピンクレディ
An79	ハムチャーハン	An36		Ky27	高木一号，高木	Am 95	極東印，のり巻	Am 51	ナゴヤオビ
An78		An35	五色豆	Ky26	ニセモンロー	Am 94	桃	Am 50	二枚貝
An77	マオ（毛）	An34	かきもち	Ky25	十二ひとえ	Am 93	桜	Am 49	はなみず
An76		An33	れんたん	Ky24	ファンデーション	Am 92	若貴	Am 48	アイランド
An75		An32.5	小山田	Ky23	第三モンロー	Am 91	松崎	Am 47	大沢
An74		An32	山田	Ky22	三姉妹	Am 90	山の上	Am 46	おせんころがし
An73	三川谷（さんがや）	An31.5	いがらし豆	Ky21	Hk	Am 89	ふたご	Am 45	小春びより
An72		An31	かかし	Ky20	めおとぜんざい	Am 88	くるまとんぼ	Am 44	鯛の浦
An71	キム（金）	An30	みのかさ	Ky19	上ピン	Am 87	こおどり	Am 43	りんどう
An70	カゲロウ	An29		Ky18	アベック	Am 86	ニセOk	Am 42	ばんどう
An69	井上	An28	でべその次郎	Ky17	下ピン	Am 85	二色もどき	Am 41	おてあげ
An68	ツイン	An27	ごんべえ	Ky16	黒駒	Am 84	オリンピック	Am 40	境界
An67		An26	カラス	Ky15	乳母日傘	Am 83	スバル	Am 39	フルハウス
An66		An25	小カラス	Ky14	大熊（おおぐま）	Am 82	こおろぎ	Am 38	石井
An65		An24	ふみえ	Ky13	小熊（こぐま）	Am 81	双子座	Am 37	二色旗
An64		An23	ごまめ	Ky12	金時豆	Am 80	あかとんぼ	Am 36	Okだまし
An63		An22	みつ豆，リトル松田	Ky11	すべり	Am 79	ちびりゴマ	Am 35	モーモータフ
An62	いやみ	An21	かくし文	Ky10	ベージュ，コンテスト	Am78	Ok	Am 34	草刈り
An61	からみ	An20	どんべえ	Ky9	滝の上	Am 77	おびどめ	Am 33	ゆばな
An60		An19	どんじり	Ky8	滝つぼ	Am 76	おび	Am 32	猿のケツ
An59		An18	ブリジッド	Ky7	バーミューダ	Am 75	入口	Am 31	一石二鳥
An58		An17	パルドー	Ky6	秋田おばこ，力道山	Am 74	枯れすすき		
An57	上こげチャーハン	An16	モンロー	Ky5.5	黒トカゲ	Am 73	安珍		
An56		An15	ガルボ	Ky5.3	白トカゲ	Am 72	清姫		
An55	相川一号，相川	An14	中嶋	Ky5	オオカゲロウ	Am 71	白岩		
An54	ずっこけ	An13	つかのま	Ky4.5	水戸づくし	Am 70	ひる		
An53	関口	An12	あわあま		Ky4.5b：水戸梅娘	Am 69	あなぐま		
An52	第二カラミ	An11	まぼろし		Ky4.5a：水戸納豆	Am 68	発破		
An51		An10	あべかわ	Ky4	三つ葉	Am 67	たぬき		
An50	二色	An9	冬がけ	Ky3	御三家	Am 66	まわりみち		
An49	サンドイッチ	An8	夏がけ	Ky2	オサムシ	Am 65	東北本線		
An48		An7	さゆり	Ky1	兄弟	Am 64	このっぺり		
An47		An6	フランスベッド			Am 63	カノコ		
An46	松田	An5	ふきながし			Am 62	キノコ		
An45	純情	An4	しとね			Am 61	のっぺり		
An44		An3	大川			Am 60	親子		
An43		An2	中川			Am 59	文化		
		An1	さかさ			Am 58	フラミンゴ		

徳橋（2010b）を転載．徳橋・石原（2008），千葉県立中央博物館（1997, 1998）などを基に作成

（1976）では大多喜地域中南部の東京大学千葉演習林内において白岩凝灰岩互層あるいは白岩凝灰岩層として表現されている．

テフラ　天津層ではAm1 からAm101 までのテフラ鍵層の岩相が記載されており（中嶋ほか, 1981；千葉県立中央博物館, 1997），主なテフラ鍵層の鉱物組成については卜部（1992）などで報告されている．テフラ層の一部は年代測定が行われている（第 3. 5 図）．地質図上には，Am24，Am28，Am40，Am78，及びAm98 を図示した．代表的なテフラの露頭写真を第 3. 6 図に示す．Am78 は 6 層以上のゴマシオ状粗粒火山灰層の組み合わせから成り（第 3. 6 図A），三浦半島のテフラ鍵層Ok に対比されている（三梨・矢崎, 1958；卜部ほか, 1990）．大多喜地域内の天津層の下限は不明だが，少なくともAm24 までの層準は露出することが確認できた．Am78（Ok）のジルコンからは，6.3 ± 0.4 Maのフィッション・トラック年代が得られている（Kasuya, 1987）．徳橋ほか（2000）もジルコンのフィッション・トラック年代を検討し，Am19（11.7 ± 0.3 Ma），Am40（8.5 ± 0.5 Ma），Am61（6.3 ± 0.5 Ma），Am78（5.7 ± 0.4 Ma），Am94（5.2 ± 0.3 Ma）という年代値が得られている．またAm4 の普通角閃石からは 11.73 ± 0.24 Ma（Takahashi *et al.*, 1999）のK–Ar放射年代値が得られている．

化石　小池・西川（1955）は，天津層より陸棚泥帯に生息する貝化石を報告している．富津地域の千畑礫岩部層からアマゾンカワイルカ科（Murakami, 2016），板鰓類（サメ・エイ類）（Yabe and Hirayama, 1998）の産出が報告されている．鴨川地域の天津層では鍵層Am9 付近にBlow



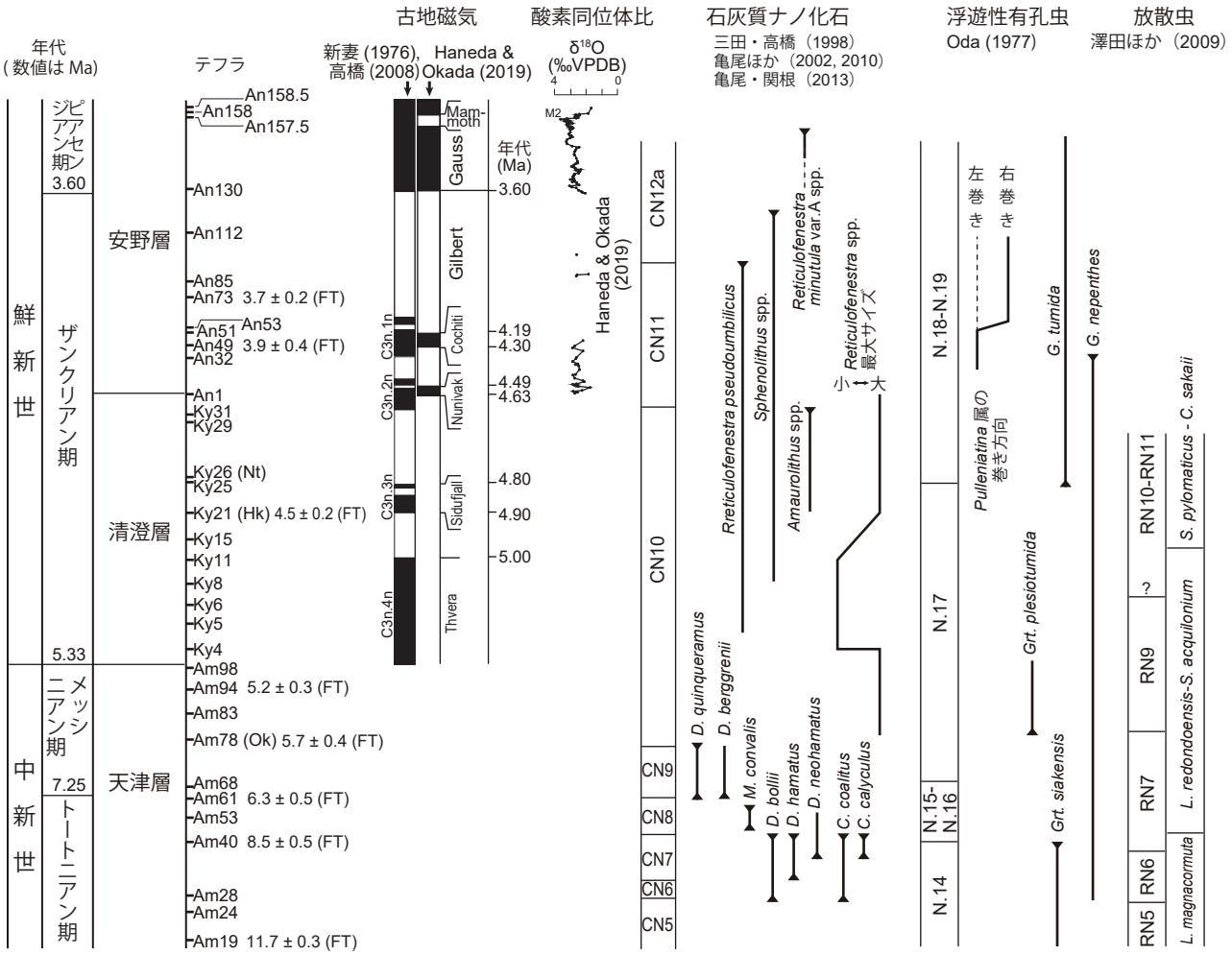
第 3. 4 図　安房層群の露頭写真
A：天津層の凝灰質泥岩とテフラ層の互層．鴨川市四方木，白岩橋付近の小櫃川（七里川）本流．B：清澄層の厚いタービダイト砂岩が優勢な砂岩泥岩互層．君津市山太郎，小糸川支流．C：安野層中部の泥勝ち砂岩泥岩互層．大多喜町会所の養老川本流．D：安野層最上部の凝灰質泥質砂岩層．多くの粗粒火山灰層や火山礫層が挟在する．君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川．スケールのツルハシは長さ 80 cm.

（1969）の浮遊性有孔虫化石帯N13 とN14 の境界があり，天津層最上部はN17bにあたる（Oda, 1977）．石灰質ナノ化石層序では，天津層はOkada and Bukry（1980）のCN5a 亜帯からCN10 帯に相当する（蟹江ほか, 1991；三田・高橋, 1998；亀尾ほか, 2002）．放散虫化石層序では天津層中・下部は*Eucyrtidium inflatum* 帯から*Lychnocanoma magnacoruta* 帯にあたる（本山・高橋, 1997）．珪藻化石層序では天津層中・下部がNPD 5C とNPD 5D にあたり，両者の境界は鍵層 Am24 と Am29 の間にある（芳賀・小竹, 1996；渡辺・高橋, 1997）．沢村・中嶋（1980）と中嶋ほか（1981）は，天津層下部の泥岩から珪質鞭毛藻の化石を報告している．生痕化石は*Chondrites* や*Phycosiphon* 等が認められた．

古地磁気　天津層上部では逆極性が卓越し，その一部で正極性を示す層準がある（Kimura, 1974；新妻, 1976）．この逆極性はGeologic Time Scale 2020 のクロンC3r に相当すると推定される．天津層と清澄層の境界付近には逆極性から正極性への逆転層準がある（Kimura, 1974；新妻, 1976）．

年代　石灰質ナノ化石層序（三田・高橋, 1998；亀尾ほか, 2002）では天津層の年代は約 13〜5 Maとされている．大多喜地域内の天津層の下限は不明だが，Am29 のわずかに上位に*Catinaster coalitus* の産出下限（10.89 Ma）が確認されていること（亀尾ほか, 2002）を考慮すると，11 Ma よりは古いと推定される．天津層上限の年代については，本層上限付近の古地磁気逆転層準（Kimura, 1974；新妻, 1976）をサブクロンC3n.4n の下限（5.235 Ma）と対比すると，大多喜地域の天津層の年代は 13〜11 Ma から 5.2 Ma と推定される．

堆積環境と堆積過程　底生有孔虫化石群集からは水深 1,000−2,000 m 前後の半深海の堆積環境が推定されている（北里, 1986）．



第 3. 5 図　安房層群の年代層序

古地磁気層序は新妻（1976），高橋（2008）及び Haneda and Okada（2019）に，酸素同位体比は Haneda and Okada（2019）に基づく．古地磁気極性境界の年代値は Geologic Time Scale 2020（Raffi *et al.*, 2020）による．石灰質ナノ化石層序は三田・高橋（1998），亀尾ほか（2002, 2010）及び亀尾・関根（2013），浮遊性有孔虫化石層序は Oda（1977），放散虫化石層序は澤田ほか（2009）に従った．

3. 5　清澄層（Ky）

命名　脇水（1901）．

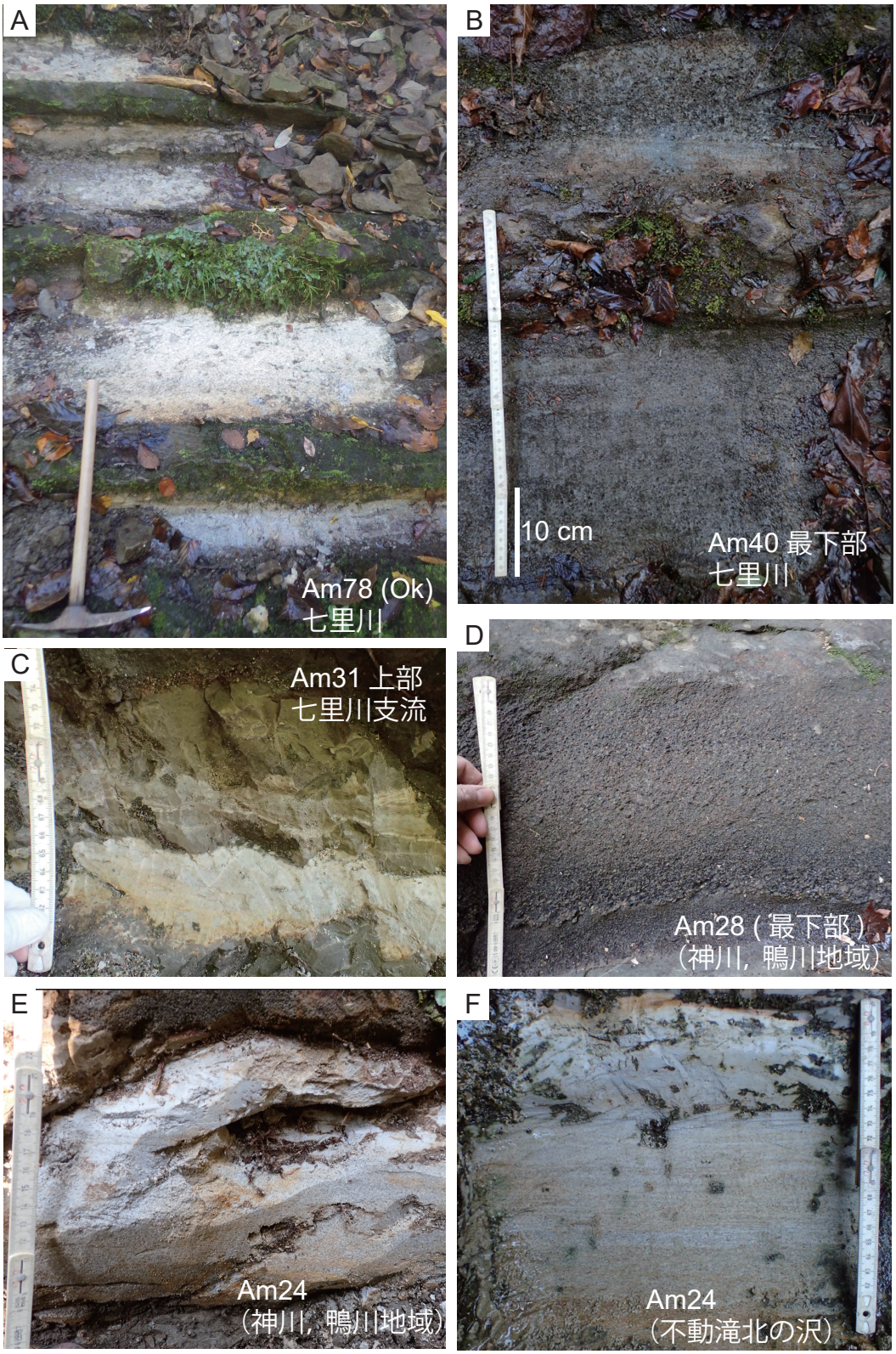
模式地　天津小湊町清澄山付近．

分布　西部の豊英湖周辺から東部の勝浦ダム付近にかけて，清澄背斜と清澄向斜に規制されながら東西に延びた S 字状に分布する．

層厚　最大層厚は小糸川上流の清澄向斜南翼の三間川で約 850 m．西方の富津地域では泥勝ちになりつつ 76–196 m と著しく薄くなり（中嶋, 2005），また背斜軸上で薄化する．

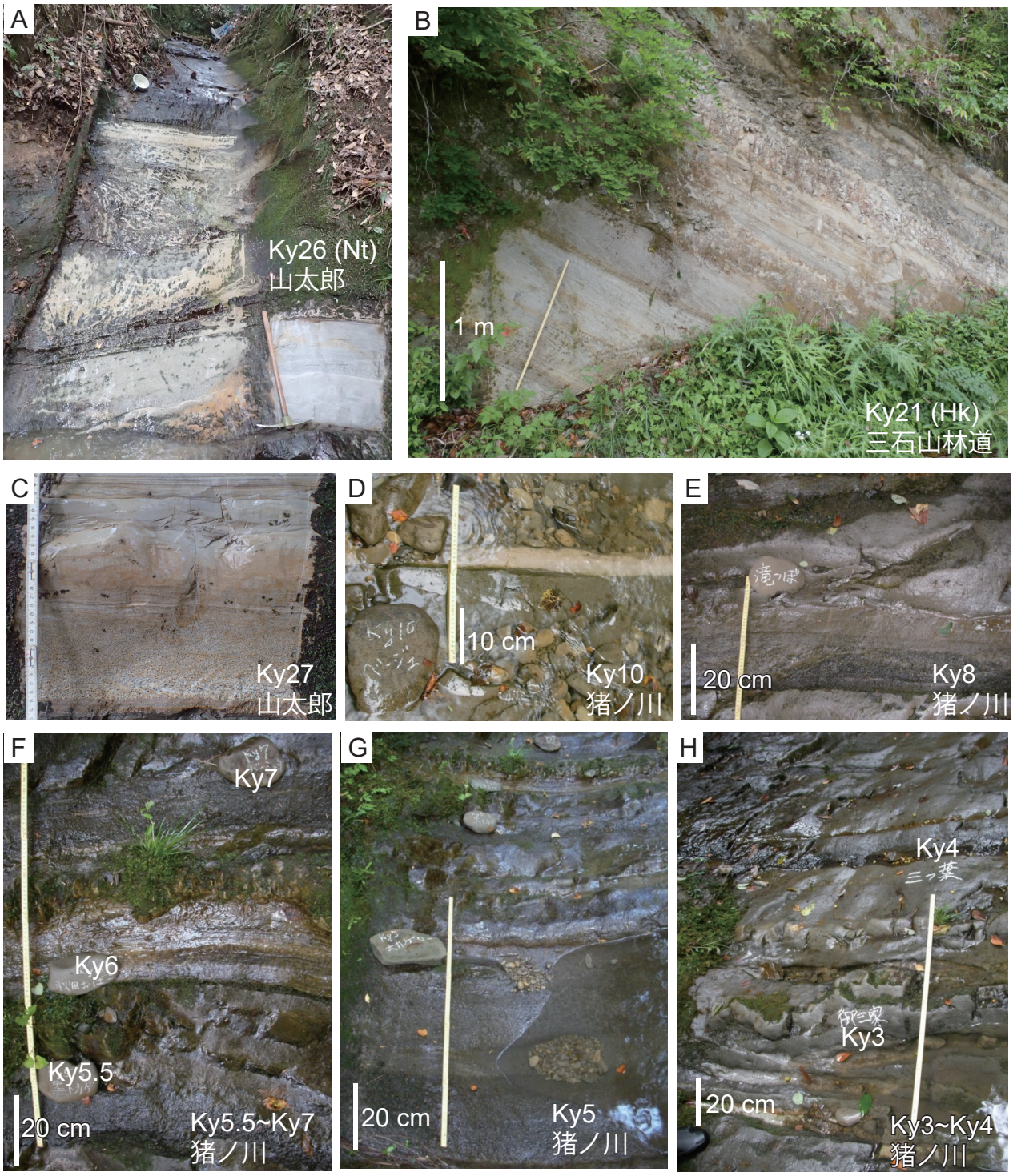
岩相層序　主に砂勝ち砂岩泥岩互層（Ky）で構成され（第 3. 4 図 B），厚さ 1 cm～数 10 cm のテフラ層や泥岩層を挟在する．砂岩層の厚さと挟在頻度は側方に変化し，大多喜地域西部の高宕山周辺より西方では泥勝ちとなる．この泥勝ち砂岩泥岩互層は稲子沢泥岩層と呼ばれていたが（小池, 1949 など），中嶋・渡辺（2005）では清澄層に一括された．この主岩相を地質図では Ky として表記した．砂岩中には多様な割れ目構造（fissure structure もしくは vein structure）が発達することがある．泥岩の中にも軽石やスコリアなどの火山砕屑粒子が散在し，その粒径はシルトから粗粒砂サイズまで様々である．テフラ鍵層で定義すると清澄層の下限は Am98, 上限は An1 となる（中嶋, 2005）．

テフラ　清澄層のテフラ鍵層は房総半島を横断してよく追跡される．中でも地質図上に図示した Ky21（Hk）と Ky26（Nt）, 及び Ky26 の下位の Ky25 は東京湾を越えて三浦半島に追跡される（卜部ほか, 1990；Utsunomiya *et al.*, 2023）．Ky21 は層厚 140 cm 前後のゴマシオ状粗粒火山灰を主体とする（第 3. 7 図 B）．本テフラ鍵層の 1–2 m 上位には厚さ 30–50 cm の黒色スコリア質火山礫層が重なることから，この組み合わせが良好な鍵層となる．Ky21



第 3. 6 図　天津層の代表的なテフラ鍵層

A：6〜7 枚のゴマシオ状粗粒火山灰層と軽石火山礫層及びスコリア火山礫層の組み合わせから成る Am78（Ok）．鴨川市四方木，白岩橋付近の小櫃川（七里川）沿い．スケールのツルハシは長さ 60 cm．B：約 20 枚のゴマシオ状粗粒火山灰層，軽石火山礫層及びスコリア火山礫層の組み合わせから成る Am40 の中で，最も最下部に位置する 2 枚のスコリア火山礫層．鴨川市四方木，白岩橋付近の小櫃川（七里川）支流．C：Am31 の細粒火山灰層（鴨川市四方木，不動滝）．D：Am28 最下部のスコリア火山礫層．鴨川市神川の銘川沿い（鴨川地域内）．E：下部がゴマシオ状粗粒火山灰，上部が細粒火山灰から成る Am24．鴨川市神川の銘川沿い（鴨川地域内）．F：Am24（鴨川市四方木，不動滝）．岩相は E と同じ．



第 3. 7 図　清澄層の代表的なテフラ鍵層

A：ゴマシオ状粗粒火山灰層と軽石火山礫層から成る Ky26．Nt と呼称されることもある（君津市山太郎，小糸川支流）．B：ゴマシオ状粗粒火山灰層とスコリア火山礫層から成る Ky21（Hk）．三石山林道．C：下部がゴマシオ状粗粒火山灰，上部が細粒火山灰から成る Ky27（君津市山太郎，小糸川支流）．D：Ky10 の細粒火山灰層（君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川）．E：Ky8 の黒色粗粒火山灰層（君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川）．F：Ky5.5（黒色粗粒火山灰層），Ky6（細粒火山灰層）及び Ky7（軽石が散るスコリア火山礫層）（君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川）．G：スコリア火山礫層の Ky5（君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川）．H：Ky3（ゴマシオ状粗粒火山灰層と細粒火山灰層の組み合わせ）と Ky4（数枚のスコリア火山礫層）（君津市折木沢，小櫃川支流の猪ノ川）．

(Hk) のジルコンからは 4.5 ± 0.2 Ma のフィッション・トラック年代が得られている (徳橋ほか, 2000). また Ky26 は層厚 160 cm 程度のゴマシオ状粗粒火山灰を主体とし下部に層厚数 cm の白色細粒火山灰層が挟在する (第 3. 7 図A). 本報告ではこれらに加え Ky11 と Ky29 の露頭線を描いた. テフラ層の特徴は千葉県立中央博物館 (1994) に記載されているので, ここでは記載を省略する.

化石　大型化石の報告はほとんどないが, 泥岩には小型の二枚貝をはじめとした貝化石が含まれる. 底生有孔虫化石の報告がある (八田・徳橋, 1984). 清澄層には年代層序学的に重要な微化石の生層準が複数認められている (第 3. 5 図). 石灰質ナノ化石は蟹江ほか (1991) が Ky21 (Hk) 直下で Okada and Bukry (1980) の CN10b 亜帯を認定したほか, 亀尾ほか (2010) は天津層 Am78 から清澄層 Ky4 までが CN10a 亜帯, Ky5 から Ky19 までがおおむね CN10b 亜帯, Ky19 から Ky30 までが CN10c 亜帯に相当する可能性が高いとした. 澤田ほか (2009) による放散虫化石層序では Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN9 帯上部から RN10–11 帯に相当することが明らかにされており, *Spongurus pylomaticus* 帯 (Motoyama, 1996) の下限が Ky14 の層準に認められている. 生痕化石は *Chondrites* や *Phycosiphon* 等が認められた.

古地磁気　清澄層下部には正極性と逆極性の繰り返しが複数認められ (新妻, 1976), 正極性層準はクロン C3n.4n, Cn3.3n, C3n.2n に対比されている (高橋ほか, 2008 ; 亀尾ほか, 2010).

年代　上述のように天津層と清澄層の境界の年代は約 5.2 Ma と推定される. また安野層最下部での古地磁気層序に基づくとテフラ鍵層 An4 の直下に Nunivak 正磁極亜帯上限 (4.49 Ma) が認められ, 安野層基底は海洋酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage ; MIS) N4 に対比されている (Haneda and Okada, 2019, 2022). 以上から, 清澄層の堆積年代は 5.2〜4.5 Ma と考えられる.

堆積環境と堆積過程　砂岩層は塊状, 平行葉理, コンボリュート葉理, 皿状構造などタービダイトに特徴的な構造が見られる. また, シルトサイズ以下のより細粒な堆積物で構成されるタービダイトマッドが識別されている (O'Brien *et al.*, 1980 ; 加瀬ほか, 2013). 側方への堆積相変化と古流向に基づき, 砂が構成要素として卓越する海底扇状地の堆積物と推定されており, その発達は同時期に発達していた清澄背斜と清澄向斜による地形的高まりと低まりに規制されていたと考察されている (徳橋, 1976a, b ; Tokuhashi, 1979, 1989). またシート状及び厚層タービダイト砂岩の組み合わせはチャネル–オーバーバンク堆積物と解釈されている (Saito and Ito, 2002). 清澄層のタービダイト砂岩は平均して 1,200 年に一度の間隔で堆積したと見積もられており, 半遠洋性泥岩層の一定層厚あたりのタービダイト砂岩層の枚数と積算層厚の変化が数万年程度の周期を有していることが指摘されている (石原ほか, 1997). 堆積時の水深は, 半遠洋性泥岩から産出した底生有孔虫化石に基づいて 1,000–1,800 m (八田・徳橋, 1984) と見積もられている.

3. 6　安野層 (An, Ans, Anm)

命名　脇水 (1933).

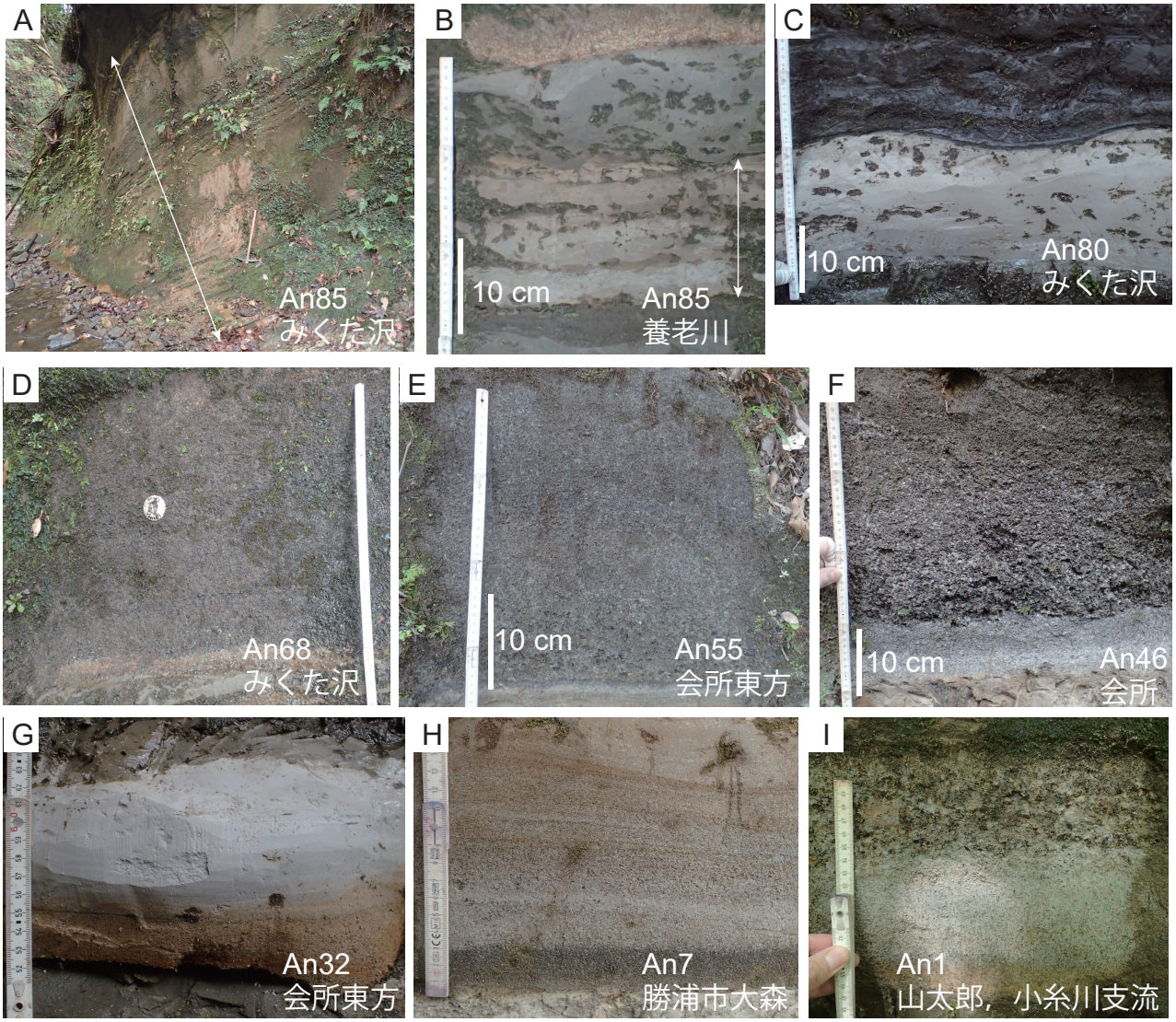
模式地　君津市郷台畑を流れる小櫃川支流猪ノ川の黒滝付近. 安野は黒滝の上流の小字名.

分布　西部の豊英湖や三島湖周辺から中部の元清澄山, 東部の大多喜町会所付近にかけて, 清澄背斜と清澄向斜に規制されながら南北に分かれて分布する.

層厚　君津市細野上流で約 450 m (中嶋ほか, 1981). 西方の富津地域では 125–386 m であり (中嶋, 2005), 大多喜地域に向かって安野層最上部が薄くなる一方, 安野層下部は厚くなる.

岩相層序　大多喜地域では下部〜中部が泥勝ち砂岩泥岩互層 (Anm : 第 3. 4 図C) と砂勝ち砂岩泥岩互層 (Ans) から成り, 上部は凝灰質砂岩, 凝灰質泥質砂岩及び凝灰質砂質泥岩 (An) から成る (第 3. 4 図D). 安野層の最上部の岩相 (An) は富津地域の湊川及びその支流沿いに厚く分布しており凝灰質砂岩, 同質砂質泥岩や泥質砂岩に多くのテフラ層が挟まれる岩相となる. これらの地層は萩生火砕岩層 (小池, 1949), 萩生火砕質砂岩層 (三梨ほか, 1979) あるいは萩生層 (藤田・小玉, 1990) と呼ばれていたが, 中嶋 (2005) によりテフラ鍵層の対比による詳細な岩相層序が構築され, An158 から上位の地層は安野層久縄砂岩部層とされた. 大多喜地域では黒滝不整合の直下に久縄砂岩部層によく似た岩相が認められるが, その分布は断片的で鍵層の認定が難しく, 富津地域における久縄砂岩部層と同時代の地層かどうか認定ができないため, 本部層名は用いていない. また小糸川本流や君津市笹西方では安野層由来と考えられる変形した泥質砂岩や砂質泥岩から主に成る海底地すべり岩体が, 黒滝層の粗粒砂岩層もしくは礫岩層に直接覆われる. 大多喜地域で最も上位の安野層が露出するのは大多喜町会所の養老川沿いであり, An85 の上位数 10 m が露出する. 大多喜地域東部では An55 の直上に黒滝層の基底が位置する.

テフラ　西隣の富津地域において An1 から An182 までのテフラ鍵層が設定されている (千葉県立中央博物館, 1995, 1996). 大多喜地域では, 西部の小糸川から小櫃川流域では黒滝不整合により安野層上部が欠如しており, An1 から An85 付近までが露出する (中嶋ほか, 1981 ; 千葉県立中央博物館, 1993 ; 石原・徳橋, 2001, 2005). しかし, 東部の養老川流域では再びテフラ An1 から An155–2 までが露出する. An1, An7, An32, An46, An55, An68, An80, An85 は側方によく追跡できる鍵層である (第 3. 8 図). An85 は大多喜地域西部の三島ダム北方からみくた沢にかけては層厚 5 m を超える細粒〜粗粒ガラス質火山



第 3. 8 図　安野層の代表的なテフラ鍵層
A：粗粒～細粒火山灰層 An85（君津市笹の亀山湖西方，みくた沢）．スケールのツルハシは長さ 60 cm．B：細粒火山灰層 An85（大多喜町会所の養老川沿い）．A と同じ火山灰層だが層厚が著しく薄くなっている．C：細粒火山灰層 An80（君津市笹の亀山湖西方，みくた沢）．下部は明灰色火山灰層，上部は黒色火山灰層から成る．D：2 枚の層厚 40 cm 程度のスコリア火山礫層から成る An68 のうち，下位のスコリア火山礫層（君津市笹の亀山湖西方，みくた沢）．E：最下部に灰色粗粒火山灰を敷くスコリア火山礫層 An55（大多喜町会所東方）．F：最下部に灰色粗粒火山灰層を敷くスコリア火山礫層 An46（大多喜町会所の養老川沿い）．G：粗粒及び細粒火山灰層から成る An32（大多喜町会所東方）．H：最下部に黒色粗粒火山灰層を敷くゴマシオ状粗粒火山灰層の An7（勝浦市大森）．I：下部がゴマシオ状粗粒火山灰層，上部がスコリア火山礫層から成る An1（君津市山太郎，小糸川支流）．

灰から成るが（第 3. 8 図 A），東部へ向かって著しく薄くなり，養老川周辺では層厚 20 cm 程度になる（第 3. 8 図 B）．徳橋ほか（2000）はテフラ層に含まれるジルコンのフィッション・トラック年代を報告しており，An49 から 3.9 ± 0.4 Ma，An73 から 3.7 ± 0.2 Ma という年代値が得られている（第 3. 5 図）．An157.5 と An158.5 は三浦半島の池子層のテフラ層と対比されている（Utsunomiya *et al.*, 2023）．また Haneda *et al.*（2025）はジルコンの U–Pb 年代測定を行い，An154.5 から 3.319 ± 0.024 Ma，An155–2 から 3.308 ± 0.042 Ma，An158.5 から 3.261 ± 0.032 Ma の年代を報告している．An51，An53，An77，An85，An112，An129，及び An130 は広域テフラとして知られ，それぞれ Trb1–Ya4，Sk–Ya5，Ksg–An77，Znp–Ohta，Ymp–SF8.3, Hgs–An129, 及び Sr–Ity と対比されている（黒川・樋口, 2004；里口ほか, 2005；田村ほか, 2005；Tamura *et al.*, 2008；Tamura and Yamazaki, 2010；Satoguchi and Nagahashi, 2012）．

化石　安野層には年代層序学的に重要な微化石の生層準

が複数認められている（第 3. 5 図）．石灰質ナノ化石層序は亀尾・関根（2013）によって検討され，Okada and Bukry（1980）のCN11 帯からCN12a亜帯とされた．彼らはテフラ鍵層An94 とAn100 の間に*Reticulofenestra pseudoumbilicus* の終産出層準（CN11 帯上限），An117 とAn128 の間に*Sphenolithus* spp. の終産出層準，An146 とAn158 の間に*Reticulofenestra minutula* var. A の終産出層準を認定した．生痕化石は*Chondrites* や*Phycosiphon* 等が認められた．

古地磁気　新妻（1976）によってGilbert 逆磁極帯に対比される逆極性の卓越層準と，その中のNunivak 正磁極亜帯とCochiti 正磁極亜帯に対比される正極性が見いだされ，安野層上部ではGauss 正磁極帯下部に対比される正極性が確認された. Haneda and Okada（2019, 2022）はテフラ鍵層 An4 の直下にNunivak 正磁極亜帯上限（4.49 Ma），An22 の直上にCochiti 正磁極亜帯の下限（4.30 Ma），An51 の直下にCochiti 正磁極亜帯の上限（4.19 Ma），An129 とAn130 の間にGilbert–Gauss 境界（3.60 Ma），An155 とAn158 の間にMammoth 逆磁極亜帯（3.30〜3.21 Ma）が位置することを示した．

酸素同位体比　Haneda and Okada（2019）は安野層下部と上部で底生有孔虫の酸素同位体比を測定して酸素同位体曲線を描いた．彼らは古地磁気極性境界との関係から，安野層最下部にMIS N4〜Co4 を認定し，安野層最上部にMIS Gi1〜KM5 を認定した．また，MIS M1 からKM5 までが海底地すべりで欠如していると考えた．

年代　上述のように，古地磁気層序に基づくとテフラ鍵層An4 の直下にNunivak 正磁極亜帯上限（4.49 Ma）が認められ，安野層基底は海洋酸素同位体ステージMIS N4 に対比されていることから（Haneda and Okada, 2019, 2022），安野層の基底の年代は 4.5 Ma である．安野層最上位は，富津地域ではHaneda and Okada（2019）による古地磁気層序から約 3.1 Ma と推定されるが，「黒滝不整合」により安野層上部が削剥されている大多喜地域東部では約 4 Ma と推定される．

堆積環境と堆積過程　石原・徳橋（2001, 2005）は安野層のタービダイトの古流向と単層追跡から，海底扇状地の三次元的な復元を行った．彼らは半遠洋性泥岩とタービダイト砂岩の層厚と比に基づいて安野層の堆積相を区分し，それを基にチャネル充填堆積物やレビー堆積物など 6 つの堆積組相を認定した．安野層のタービダイト砂岩も清澄層と同様，半遠洋性泥岩層の一定層厚あたりのタービダイト砂岩層の枚数と積算層厚の変化に周期性があることが指摘されている（石原ほか, 1997）．また鹿園ほか（2006）は安野層の半遠洋性泥岩の化学組成がタービダイトの頻度と明瞭な相関を示すことから，海水準変動による陸源物質の供給と堆積過程における粒度分別による鉱物組成が変化したと考察している．古水深は半遠洋性泥岩から産出した底生有孔虫化石に基づき 1,200–2,800 m と見積もられている（八田・徳橋, 1984）．

3. 7　黒滝不整合と安野層最上部

大多喜地域には安房層群と上総層群の境界である黒滝不整合が房総半島を横切るように東西 20 km 以上にわたって分布する．本不整合の模式地である猪ノ川の黒滝も大多喜地域内にある．黒滝不整合は小池（1951）によりその分布と特徴が体系的に示され，大きくみて上総層群下部層が安房層群にアバットする構造を指す．三浦・房総両半島でのテフラ対比や（藤岡ほか, 2003；田村ほか, 2010；Utsunomiya *et al.*, 2023），古地磁気極性境界の認定（Utsunomiya *et al.*, 2017；Haneda and Okada, 2019, 2022）などから，黒滝不整合の形成に安野層最上部堆積時に生じた海底地すべりが寄与したことが示唆されている（Utsunomiya *et al.*, 2023）．他方，房総東部では安野層の堆積が活発でなく初生的な堆積面の傾斜を反映しているという指摘もある（高橋ほか，2025）．大多喜地域には安野層と黒滝層の境界に海底地すべり堆積物が広く認められ，その上位を粗粒砂岩層や礫岩層が覆う（徳橋・石原, 2008；本報告）．これらの海底地すべり堆積物の詳細な成因と年代は不明であり，黒滝不整合形成時の海底地すべりで堆積したと考える根拠がないことから，本報告では当該海底地すべり堆積物を安野層に帰属させ，露頭で識別が容易な粗粒相の基底を黒滝層の基底すなわち層群境界とした．

第4章　上 総 層 群

（宇都宮正志・小松原　琢）

4.1　概　要

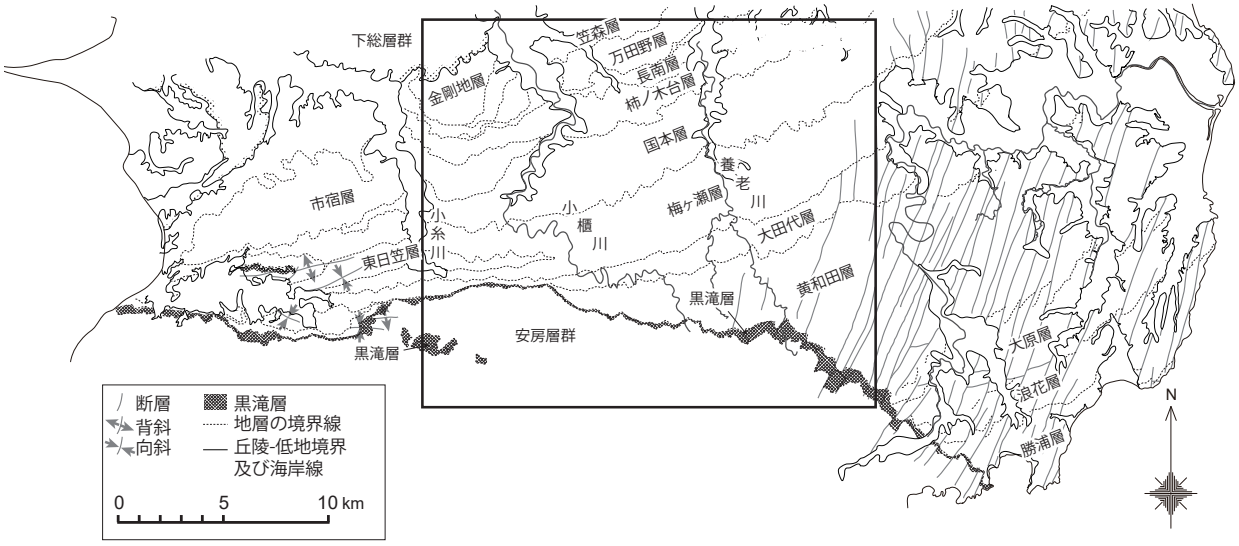
上総層群が堆積した堆積盆は200 km×150 kmの広がりを持つ（鈴木ほか, 1995）．房総半島中央部や東京湾奥部，神奈川県北東部に分布の中心があり，そこでの層厚は坑井データによると1,500 mを超え（林ほか, 2004），地表での最大層厚を積算すると約4,000 mの地層から成る（鈴木ほか, 1995）．上総層群の層厚分布から堆積盆の形態を推定すると，西北西–東南東方向に伸びた楕円形を示し，葉山–嶺岡帯の伸び方向と一致することからフィリピン海プレートの沈み込みに規制された前弧海盆として成長したことが示唆される（林ほか, 2004）．ただし房総半島に露出する上総層群の浅海成層が東方へプロ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）．北里（1986）は底生有孔虫群集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 Ma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．

大多喜地域には上総層群が広く露出する（第4.1図）．本地域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われたことに始まり，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7万5千分の1地質図幅「茂原」，小池（1955），Ishiwada（1960）による特殊地質図“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（1976）による表層地質図（5万分の1），新妻（1976），三梨ほか（1976, 1979）による特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」（10万分の1），三梨・須田（1980）による20万分の1地質図幅「大多喜」，鈴木ほか（1995）による特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質　第2版」（10万分の1）が出版されている．九十九里地域や房総半島中央部ではガス田開発や地震動観測を目的として掘削された坑井が豊富にあり，黄和田層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；宇都宮ほか, 2020）．

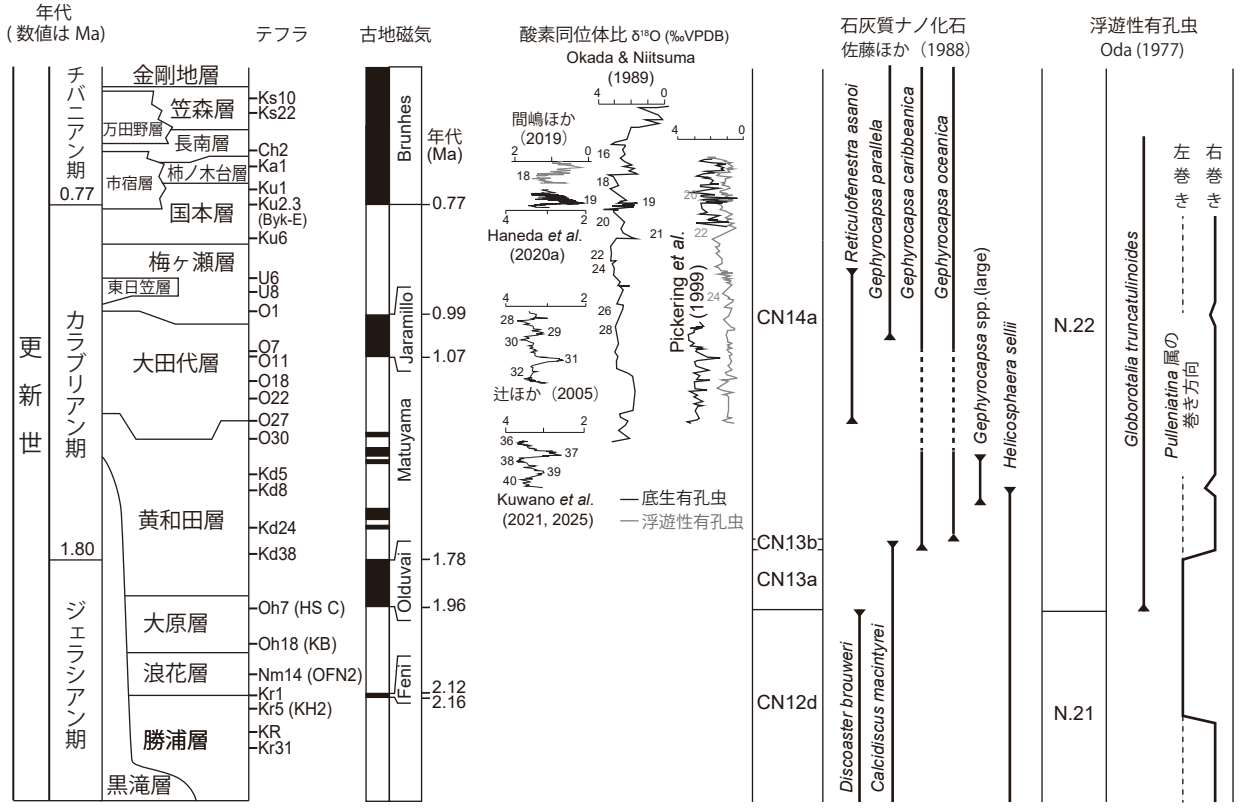
大多喜地域の上総層群に挟在する多くのテフラ鍵層はルート間の精密な時間面対比を可能にし，その一部は関東地方を越えて広域対比されている．こうした条件のもと，大多喜地域の上総層群では古くから岩相層序，古地磁気層序，微化石層序，テフラ層序等，多くの層序学的研究が行われており，日本の更新統の模式層序の一つとなっている（第4.2図）．上総層群基底の年代は地域によって異なるが，関東平野内陸部や三浦半島あるいは房総半島東部では上部鮮新統まで遡る（鈴木, 2020；Utsunomiya *et al.*, 2023）．

4.2　層 序 区 分

上総層群は伊田ほか（1956）によって命名され，下位の安房層群を不整合（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一連の地層群として定義される．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，大原層，黄和田層，大田代層，東日笠層，梅ヶ瀬層，国本層，市宿層，柿ノ木台層，長南層，万田野層，笠森層及び金剛地層から構成されている（第4.1, 4.2図）．黒滝層は下位の安房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層が挟まれ，上総層群下部が最も厚くなる．上総層群下部は西方に向かって下位の安房層群にアバットする（小池, 1951）．これにより，房総半島中部では東部よりも若い地層が順次重なる．上総層群下部の勝浦層と浪花層は本地域には露出しない．黒滝層は凝灰質砂岩や礫岩から主に成る．大原層～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した．東日笠層は主に礫岩層から成り，梅ヶ瀬層と指交する．国本層は厚層理砂岩層を挟む砂勝ち砂岩泥岩互層と砂質泥岩層から成る．市宿層は主に斜交層理の発達した砂礫岩層から成る．市宿層は東方へ向かって国本層上部と柿ノ木台層，長南層と指交関係となる．万田野層は主に斜交層理の発達した砂礫岩層から成り，長南層の泥岩層や砂岩泥岩互層と指交関係となる．笠森層は主に砂質泥層と泥質砂層から成り，万田野層上部と指交し長南層を覆う．以下，微化石基準面や古地磁気極性境界の地質年代についてはGeologic Time Scale 2020（Raffi *et al.*,



第 4. 1 図　房総半島中部の上総層群の分布（中嶋・渡辺, 2005；宇都宮・大井, 2019；本報告）
四角い枠が大多喜地域を示す.



第 4. 2 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）, 辻ほか（2005）, 小西ほか（2023）に, 酸素同位体比は Pickering *et al.*（1999）, Okada and Niitsuma（1989）, 辻ほか（2005）, Haneda *et al.*（2020a）, Kuwano *et al.*（2021, 2025）及び間嶋ほか（2019）に基づく. 古地磁気極性境界の年代値は Geologic Time Scale 2020（Raffi *et al.*, 2020）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）に従った.

2020）に従った．海洋酸素同位体ステージ（Marine Isotope Stage；MIS）の年代についてはLisiecki and Raymo（2005）の年代モデルに従った．

4. 3　テフラ鍵層

上総層群には多数のテフラ層が挟在し，それらは細粒火山灰層，粗粒火山灰層，火山礫層から成り，いずれも層厚は数cmから数10 cm程度であるが，稀に数m～10 mほどに達するものが含まれる．細粒～粗粒火山灰層はガラス質なもの，結晶質なものや，火山ガラスと結晶を同程度含まれるものなどがある．粗粒火山灰層で，火山ガラスと結晶の粒子が同程度含まれるものはいわゆるゴマシオ状を呈する．火山礫層は黒色～暗灰色のスコリアや岩片から主に成るもの，白色～明灰色の軽石から主に成るものがある．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．ただし，安房層群とは逆に上位から下位に向かって番号付けがなされている点は注意が必要である．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などの厚い細粒ガラス質テフラや砂岩層が広域に追跡されており，房総半島の地下で対比されている（国末ほか, 2002）．千葉県自然誌資料調査会（1988）や千葉県立中央博物館（1991）はこれらのテフラの代表的な露頭位置と岩相を写真付きで示しており，露頭での鍵層の認定に有用である．また，里口（1995）は，上総層群中・下部に挟まるテフラの岩相，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，これらのテフラの一部は鉱物組成や屈折率などの記載岩石学的な特徴あるいは化学組成に基づき，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；田村ほか, 2019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），鈴木・村田（2011），Kimura *et al.*（2015），中里・七山（2016），田村ほか（2019），宇都宮ほか（2019）などに取りまとめられている．

O7より下位のテフラ鍵層は，里口（1995），Tamura and Yamazaki（2010），鈴木・村田（2011），田村ほか（2019），宇都宮（2019），宇都宮ほか（2019）などで記載されている．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．テフラ層の名称に関しては三梨ほか（1959）の記載したテフラ名を優先的に用い，その後記載あるいは再定義されたテフラ層については新妻（1976），里口（1995），Utsunomiya（2018），中嶋・宇都宮（2019），宇都宮（2019）及び宇都宮ほか（2019）の命名に従った．

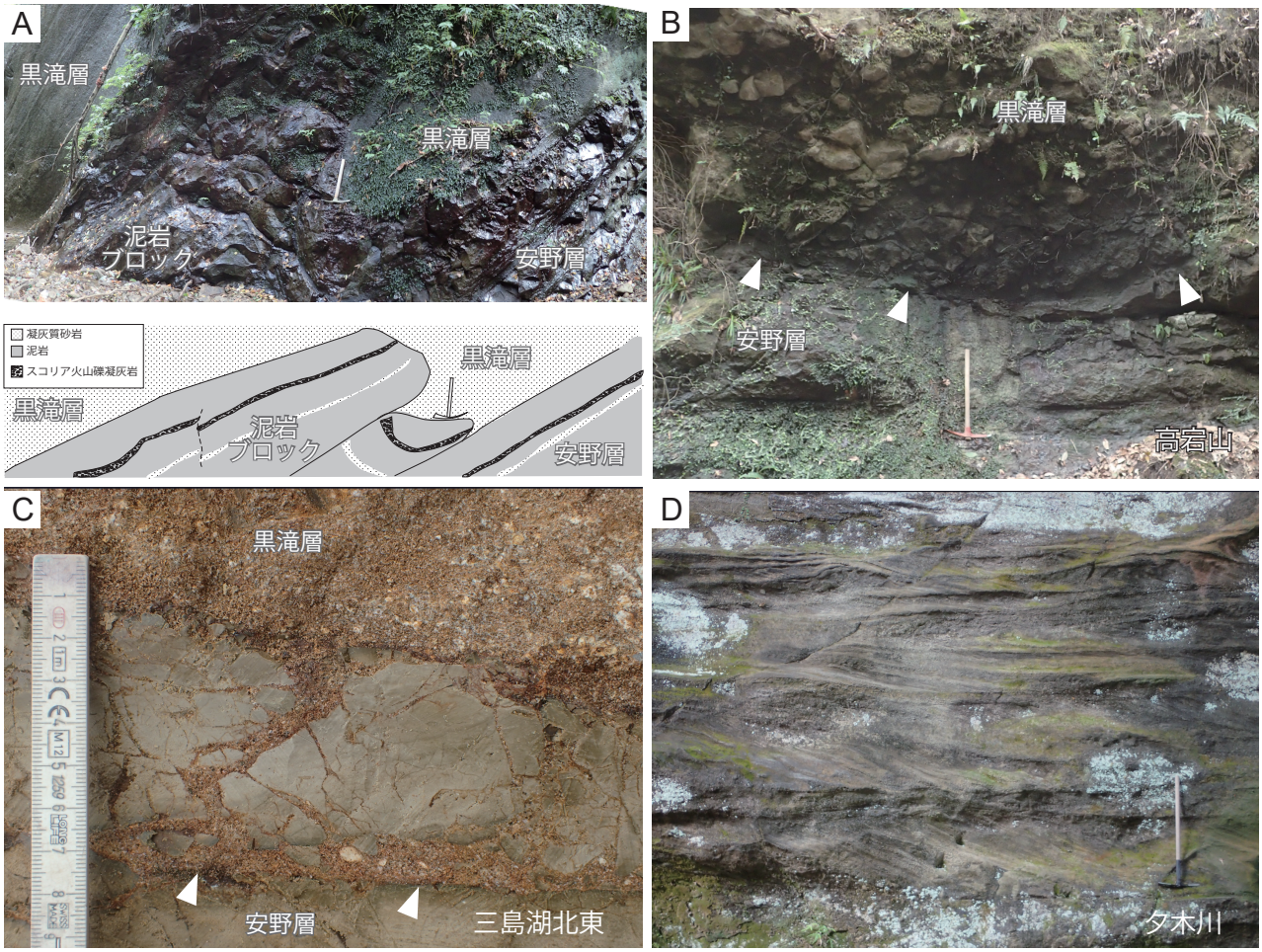
4. 4　黒滝層（Kt）

命名　植田（1930）．
模式地　君津市の小櫃川支流，猪ノ川の黒滝．
分布　大多喜図幅内をほぼ東西に横断して分布する．
層厚　10～100 m．
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り（第4. 3図），テフラ層を多く挟在する．本層は上総層群最下部を構成し，安房層群を不整合で覆う（いわゆる黒滝不整合）．黒滝層の最下部はチャネル状侵食が見られる場合とそうでない場合があり，前者の場合は安野層由来と考えられる大きさ数cm～10 数mの泥岩や砂質泥岩あるいは泥質砂岩のブロックが含まれる（第4. 3図A，B）．後者の場合は，不整合直下の地層が角礫化し，その縁辺が変質して暗緑色を呈する特徴がある（第4. 3図C）．小池（1951）も同様に，黒滝層基底にセラドナイトが発達することを報告している．

本層下部～中部は主に凝灰質砂岩層から成り，中粒～粗粒砂サイズの自形の長石や輝石，角閃石及び火山ガラスなどから成る．凝灰質礫岩はこのような凝灰質砂岩を基質とし，角礫～亜角礫の細礫～中礫サイズの軽石や火山岩片などを基質支持で含む淘汰の悪い岩相を呈する．黒滝層下部～中部の凝灰質砂岩の大部分は塊状で層理が不明瞭である．凝灰質砂岩はハンマーで堀りこめる程度に軟らかいが，凝灰質礫岩は火山岩片を多く含む場合にかなり硬く，ハンマーによる打撃で火花が散ることがある．また，凝灰質砂岩には層状あるいはノジュール状の炭酸塩コンクリーションが発達する．黒滝層上部は同じく凝灰質砂岩から主に成るが，平行葉理や一つのセット層厚が10～50 cm程度の平板型もしくはトラフ型斜交層理が顕著に発達する（第4. 3図D）．また黒滝層が最も厚く分布する大多喜町会所の養老川沿いでは，黒滝層上部の凝灰質砂岩と凝灰質泥質砂岩層や凝灰質砂質泥岩層が10～20 m程度のまとまりで繰り返し重なる．

大多喜地域内では，黒滝層最上部が上方細粒化するとともに東方へ向かって側方に細粒化して大原層や黄和田層と同時異相の関係となる．黒滝層と大原層の境界を観察できる露頭は未確認である．黒滝層と黄和田層との境界は漸移的であるが，凝灰質砂質泥岩と泥岩の境界を黒滝層と黄和田層の境界とした．

黒滝層と黄和田層の岩相変化の関係を理解するための

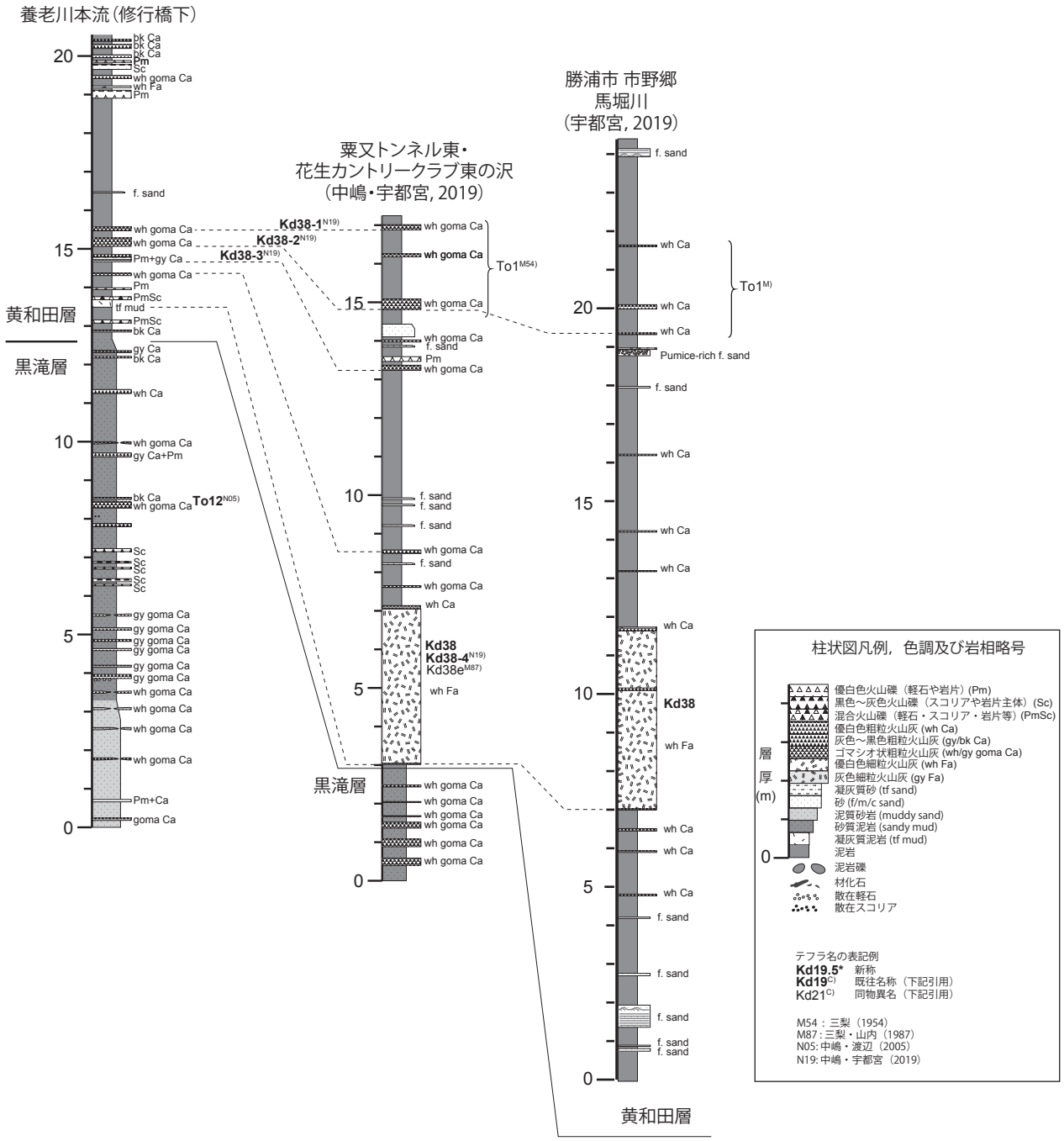


第 4. 3 図　黒滝層の露頭写真
A：安房層群安野層を覆う黒滝層．安野層由来の変形した泥岩ブロックが黒滝層の凝灰質砂岩に取り込まれている（三島湖東方，大坂川）．スケールのツルハシは長さ 60 cm．B：黒滝層の礫岩層と安野層の砂質泥岩層の境界．白い三角形は両層の境界を指す（高宕山北東の沢）．スケールのツルハシは長さ 60 cm．C：安野層と黒滝層の境界（三角印）と角礫化した安野層の泥岩．泥岩礫の割れ目に黒滝層の砂礫岩が注入している．礫岩層との接触部では泥岩層や泥岩礫の表面に暗緑色の変質部が発達する．三島湖北東．D：黒滝層の凝灰質砂岩層に発達する斜交層理．スケールのツルハシは長さ 80 cm.

例として，大多喜町会所の養老川沿い（修行橋下）と東方の粟又トンネル東や勝浦市市野郷における黒滝層の最上部と黄和田層の柱状図（中嶋・宇都宮, 2019；宇都宮, 2019）を第 4. 4 図に示した．この層準には主に細粒火山灰層から成るテフラ鍵層 Kd38 が挟在するが，その厚さが東方へ向かって増大するとともに，黄和田層の泥岩層の層厚も増大していることが分かる．他方, Kd38 の上位のゴマシオ状火山灰層の層厚変化は比較的小さい．黄和田層には他にも多くの細粒火山灰層が挟在するが（宇都宮ほか, 2019 など），いずれも黒滝層に近づくにつれて層厚を減じ尖滅する一方で，粗粒火山灰層や火山礫から成るテフラ層が黒滝層内に密集して挟在する．このように黒滝層の最上部は側方に層厚を増大させつつ凝灰質分を減じてかつ細粒化し，大原層や黄和田層に移化する．

テフラ　黒滝層は全体として火山砕屑物を多く含むが，単層として識別可能なテフラ層も複数挟在する．特に黒滝層上部の凝灰質泥質砂岩層や凝灰質砂質泥岩層に多く挟在する．Yokoyama *et al.*（1997, 1998）や森田ほか（2001）では大多喜町会所の養老川沿いや笹川支流で黒滝層内のテフラ層が記載された．このうち千葉県立中央博物館（1991）で Kd38 とされ後に Mitsuoka *et al.*（2000）で別のテフラ層とされたゴマシオ状粗粒火山灰層は，透明重鉱物のほとんどがカミングトン閃石から成る特徴があり，同様な特徴を持つ勝浦層の Kr1 か Kr31（小西ほか, 2023）と対比できる可能性がある．火山礫は黒色～暗灰色のスコリアや岩片から主に成るもの，白色～明灰色の軽石から主に成るものがある．細粒火山灰層は稀である．

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,



第 4. 4 図　黒滝層と黄和田層の漸移部，及びその側方変化を示した柱状図
中嶋・宇都宮（2019）と本調査に基づく．柱状図は養老川本流（修行橋下）と粟又トンネル東の花生（はなお）カントリークラブ東の沢，及び勝浦市市野郷で作成．

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 *Calyptogena* 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 *Globigerina* などの有孔虫化石が産出すると述べられている．

年代　上総層群下部が安房層群にアバットして重なるため，黒滝層の基底と上限の年代は地域によって大きく異なる．黒滝層の基底は房総半島南東部の勝浦地域で最も古く約 3 Ma と推定され（Utsunomiya *et al.*, 2023），上限は房総半島東部から中央部における黒滝層上限付近のテフラ層の堆積年代に基づき約 2.4〜1.4 Ma と考えられる．

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（うばら）海岸の黒滝層をチャ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．

4. 5　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（宇都宮, 2019）．

分布　大多喜地域では勝浦市法花（ほうげ）周辺に分布する．

層厚　大多喜地域内では上部約 100 m が露出する．

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（宇都宮, 2019）．大多喜地域には南東端部に小規模に分布するのみなので，詳細な岩相記載については主要な分布域である上総大原地域の記載（宇都宮, 2019）を参照のこと．

テフラ　新妻（1976）により HS と TA が鍵層として報告され，このうち HS はよく追跡される鍵層として現在まで使用されている．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）や鈴木・中山（2007）によって主要元素組成が示されており銚子の犬吠層群春日層の Kg2b と対比されている（鈴木・中山, 2007）．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，銚子の犬吠層群春日層の Kg1c，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いる（鈴木・中山, 2007；Suzuki *et al.*, 2019）．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．小羽戸テフラ（KB）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，千倉層群の Kmj53 と対比される（田村ほか, 2019；小西ほか, 2023）．HS A の上位に挟在する Oh3（千葉県自然誌資料調査会, 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（田村ほか, 2019）．いすみ市大原の海岸ルートと勝浦市内の夷隅川では大原層のほぼ連続的な層序を観察することができ，テフラ鍵層に上位から順に Oh1 から Oh19 までの番号付けがなされている（宇都宮, 2019）．宇都宮（2019）の Oh18，Oh16，Oh7，Oh5 はそれぞれ KB，Ooi1，2，HS C，HS A に対応する．Oh3−2 と Oh3−1（田村ほか, 2019）については宇都宮（2019）でもその名称を踏襲しているものの，分布が限られていることから他のテフラ層との層位関係は確認されていない．

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（宇都宮（2019）の Oh7〜Oh5 層準）付近に認定されている（尾田, 1975；Oda, 1977）．生痕化石としては泥岩から *Chondrites* や *Zoophycos*，*Skolithos* などの生痕化石が認められている（伊藤ほか, 1992；宇都宮, 2019）．

古地磁気　新妻（1976）によって大原層は全体として逆極性が卓越し，テフラ鍵層 HS を境に上部には松山逆磁極帯中の Olduvai 正磁極亜帯が認定された．小西ほか（2023）は Oh7（HS C）と Oh5（HS A）の間に Olduvai 正磁極亜帯の下限（1.93 Ma）を認定した．

年代　大原層の基底は Feni 正磁極亜帯の上限（2.12 Ma）と Olduvai 正磁極亜帯の下限（1.93 Ma）のほぼ中間に位置するので（小西ほか, 2023），約 2.0 Ma である．上限は Olduvai 正磁極亜帯の下限（1.93 Ma）から 20〜30 m ほど上位であり，約 1.9 Ma と推定される．

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．

4. 6　黄和田層（Kd, Kdl）

命名　植田（1930）．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．

模式地　君津市黄和田畑（きわだはた）．

分布　いすみ市，勝浦市，君津市，市原市，大多喜町にかけて広く分布する．

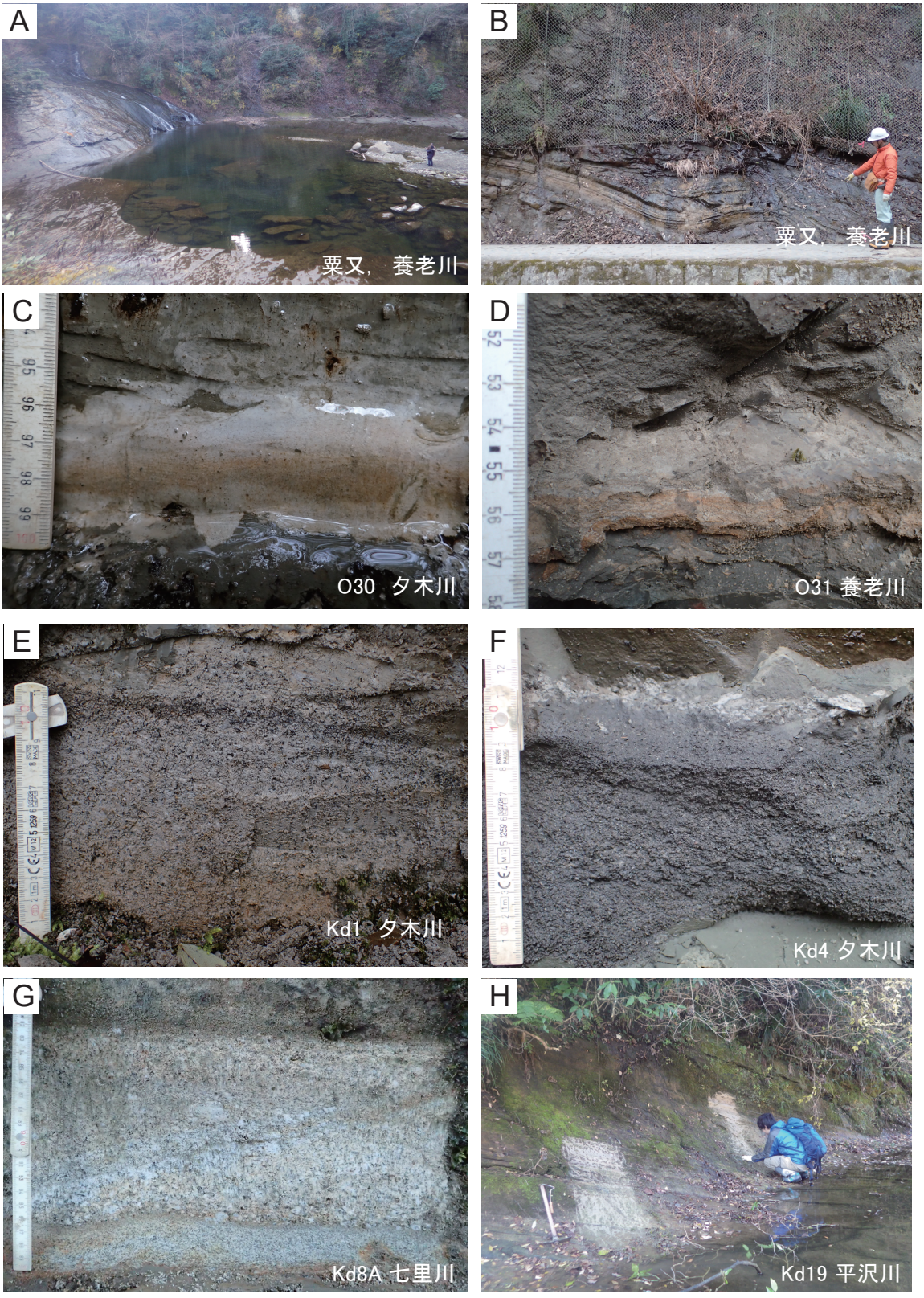
層厚　大多喜地域東部で最大約 720 mだが，黒滝層と同時異相となる大多喜地域中央部にかけて層厚を減じ，数10 m程度となる．

岩相層序　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 4. 5 図A）．風化した露頭表面の泥岩は明灰色を呈し，さいの目割れが発達する．ハンマーで掘りこんだ新鮮な泥岩は青灰色を呈する．砂岩層は細粒砂や極細粒砂から成り，平行葉理やリップル葉理が発達する．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（第 4. 5 図B），泥岩の整然層（Kd）とほぼ同じ泥岩優勢の岩相のほか，砂岩泥岩互層の長さ数m～数 10 mの岩体が混在する．岩体はその運搬過程で様々な変形を被っており，岩体が回転したことにより層理面の走向と傾斜が整然層の一般傾向から大きく逸脱するほか，岩体内には小断層が発達し岩体同士の境界では引きずり褶曲が発達する．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．黄和田層の海底地すべり堆積物は東に隣接する上総大原地域に連続し，その分布が示されている（宇都宮, 2019）．

本層下限はOh1 付近の砂泥互層の上限とする（宇都宮, 2019）．黄和田層下部とその下位の地層は西方へ著しく薄化しながら（第 4. 4 図），黒滝層に移化するので，各セクションにおける黒滝層との境界は，泥岩と下位の凝灰質砂質泥岩との境界とした．本層の上限については，三梨ほか（1959）が君津市黄和田畑の小櫃（おびつ）川河底で見られる厚い泥岩層の上限から上流（下位方向）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ので，本報告ではその定義にほぼ調和的になるように，O27 とO30 の間の砂勝ち砂岩泥岩互層（層厚 70～80 m）の基底を黄和田層上限とした．ただし，この砂勝ち砂岩泥岩互層は東西へ尖滅するため，この砂勝ち互層がない地域ではO27 を黄和田層の上限として扱うこととする．なお, 東に隣接する上総大原地域では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が黄和田層の上限とされている（石和田ほか, 1971；宇都宮, 2019）．

テフラ　黄和田層に挟在するテフラ鍵層は，房総半島東部では 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が（品田, 1952；石和田ほか, 1962；樋口, 1964），房総半島中央部では養老川を主要セクションとした三梨ほか（1959）によってKd を頭文字とする番号付けが示され，後者が現在一般に用いられている．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た（三梨ほか, 1959, 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網羅的に報告した．黄和田層中部～上部のKd16 やKd19 などのテフラ層の特徴は鈴木・村田（2011）や水野・納谷（2011）によって報告され，層序学的な問題点が指摘された．宇都宮（2019）と宇都宮ほか（2019）は黄和田層の層序を明らかにしてこの問題を整理し，テフラ層Kd31，Kd20.4，Kd28，Kd20.5，Kd17.5，Kd16.5，Kd16.2，O28，O29，O30，O31 などの新称を与えた．

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）によって銚子の犬吠層群春日層のKg3 や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，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,



第 4. 5 図　黄和田層の露頭写真

A：養老川本流，粟又の滝．塊状泥岩の中にテフラ層や砂岩層の薄層が挟まる．写真右の人物がスケール．B：同じく粟又の滝の北方，Kd16 の上位に見られる変形した砂岩泥岩互層のブロック（海底地すべり堆積物）．C：黄和田層最上部の細粒火山灰層 O30（夕木川）．D：黄和田層最上部の細粒火山灰層 O31（養老川）．E：黄和田層最上部の灰色ゴマシオ状粗粒火山灰層 Kd1（夕木川）．F：黄和田層最上部の黒色粗粒火山灰層 Kd4（夕木川）．G：黄和田層上部に挟在する，最下部にゴマシオ状粗粒火山灰層を敷く軽石火山礫層 Kd8A（七里川）．H：粗粒火山灰と細粒火山灰の互層から成る Kd19（平沢川）．

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共に, 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. Kd8Bの特徴や給源についてはSuzuki *et al.* (2019) でも示されている. 大多喜地域内でも黄和田層のテフラ層が数多く確認された (第 4. 5 図 C−H). 本報告のテフラ層序は宇都宮 (2019) と宇都宮ほか (2019) に従う.

化石　貝化石は, 坂倉 (1935a), 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から*Fusitriton oregonensis*や*Ancistrolepis trochoideus*を報告している. Ogasawara and Takayasu (1982) は養老川支流の夕木川で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).

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 macintyrei*の産出上限がKd25 の直下に, 大型 (>6 μm) 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 μm) 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O23 の下位にそれぞれ位置するとされた (佐藤・高山, 1988 ; 佐藤ほか, 1988, 1999). Kuwano *et al.* (2021) による石灰質ナノ化石層序では, *Helicosphaera sellii*の産出上限と大型の*Gephyrocapsa*の産出上限はMIS 40 (Kd8 の上位) と 37 にそれぞれ位置するとされる.

花粉化石は大西 (1969) のZone 1 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*, *Zoophycos*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Skolithos*, *Thalassinoides*などが認められている (Ogiwara and Ito, 2011 ; 宇都宮, 2019).

古地磁気　全体として逆極性が卓越し, 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Olduvai正磁極亜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Olduvai正磁極亜帯の上限は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　黄和田層ではKuwano *et al.* (2021, 2022, 2025) の有孔虫化石を用いた酸素同位体層序によって海洋酸素同位体ステージ (MIS) 40 から 36 までが認定されている. 黄和田層下部の同時異相である三浦半島の大船層と小柴層ではMIS 61 から 49 までが認定されている (Nozaki *et al.*, 2014).

年代　黄和田層の下限はOlduvai正磁極亜帯の下限 (1.93 Ma) から 20〜30 mほど上位であり, 約 1.9 Maと推定される. 上限はO30 がMIS 36 に相当することから (Kuwano *et al.*, 2025) 約 1.2 Maと考えられる.

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. 黄和田層の最上部には海底地すべり堆積物がテフラ鍵層Kd8 の下位と上位に挟在する (山内, 1969 ; Ogiwara and Ito, 2011 ; Fukuda *et al.*, 2015 ; Utsunomiya, 2018 ; Utsunomiya *et al.*, 2018 ; Utsunomiya and Yamamoto, 2019). Kurosawa *et al.* (2023) は黄和田層のKd8 層準のタービダイト層と半遠洋性泥岩層の堆積学調査・有機地球化学分析を行い, 陸源有機物の混濁流システムによる輸送について論じた.

4. 7　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テフラ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．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～1 mの泥岩層から成り，両者の割合の変化でOsとOに岩相区分した．本報告では黄和田層の項で述べたように，O27とO30の間の砂勝ち砂岩泥岩互層（層厚70～80 m）の基底を大田代層の基底とした．ただし，この砂勝ち砂岩泥岩互層は東西へ尖滅するため，この砂勝ち互層がない地域ではO27を大田代層の基底とする．岩相区分については上総大原地域と同様，おおむね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．上位の梅ヶ瀬層との境界は，大多喜地域東端から養老川付近まではテフラ鍵層O1よりも下位の砂勝ち砂岩泥岩互層基底とした．養老川より西方ではO1直下の層準が全体として泥勝ちになるため，地質図における梅ヶ瀬層との境界はO1付近に位置するように描いた．

テフラ　大田代層のテフラ鍵層のうち大多喜地域内で対比可能な主なものを第4. 6図に示す．大田代層のテフラは下位のO27からO1まで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．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の直下に菫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かっている上越火山灰（黒川ほか, 1981）に対比した．O18の上位数10 cmには層厚3 cm程度の中粒砂サイズのガラス質テフラ層が挟まる．養老川本流などO18が欠如しているルートでもこの上位のテフラ層を確認できるので，地質図上にはO18として露頭位置を示した．

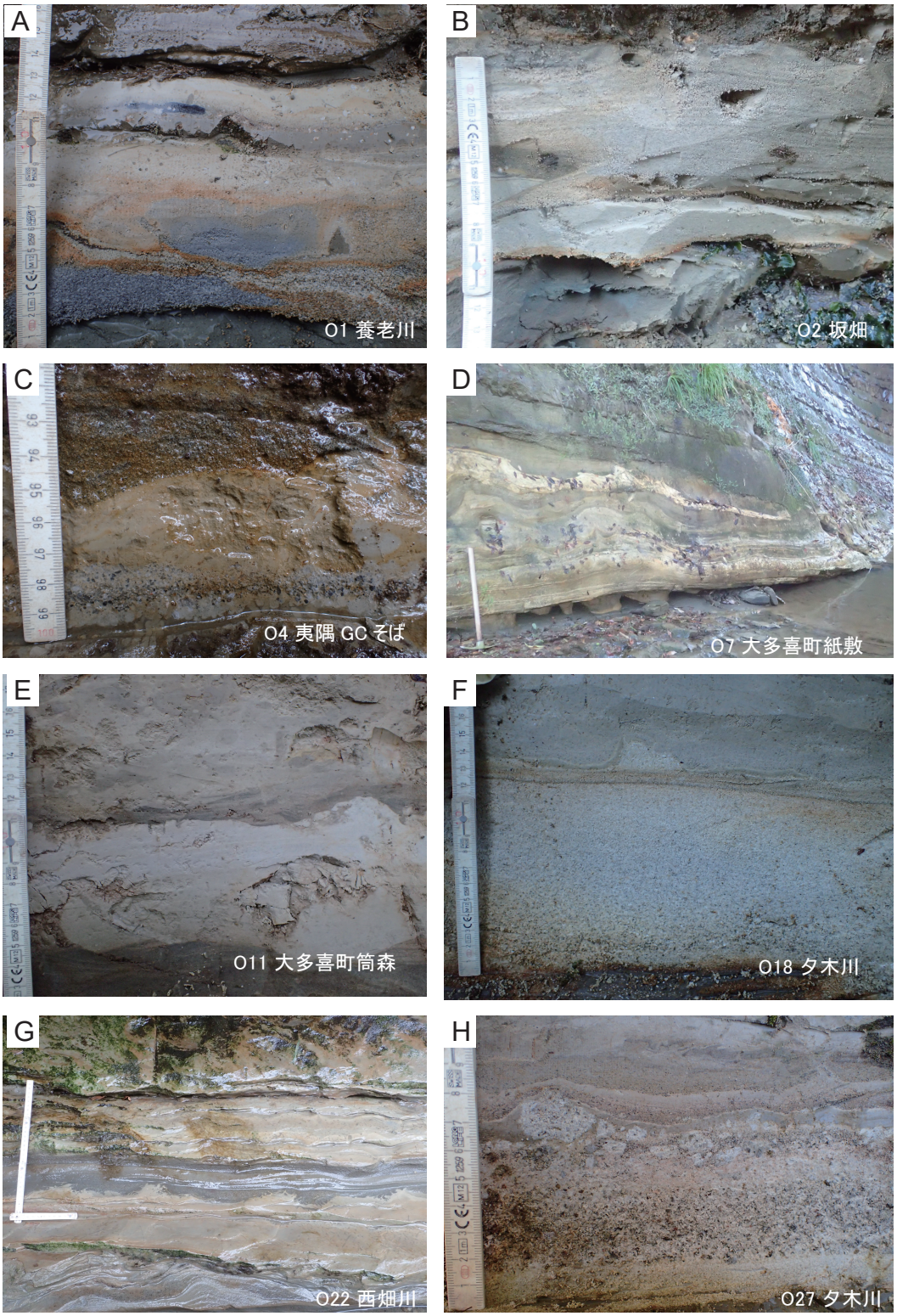
化石　花粉化石は大西（1969）のZone 1に属し，*Pinus*が全体的に優勢で，*Alnus*，Taxodiaceaeや*Picea*，*Tsuga*及び*Quercus*がこれに次ぐ（大西, 1969）．貝化石は，坂倉（1935a），金原ほか（1949），成瀬（1973），氏原（1986），馬場（1990）などの報告がある．馬場（1990）は大田代層から*Limopsis uwadokoi*，*Ancistrolepis trochoideus*などに特徴づけられる深海性の群集としている．浮遊性有孔虫化石は，*Globorotalia tosaensis*と*Globorotalia truncatulinoides*とを含み（Oda, 1977；五十嵐, 1994），Blow（1969）のN.22に属する．珪藻化石は*Actinocyclus oculatus*の絶滅層準が本層の最上部に見られるほか，本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，*Reticulofenestra asanoi*の産出下限はO23の下位に位置するほか（佐藤ほか 1988, 1999），*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JNOC 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Jaramillo正磁極亜帯下部に対比されている（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MIS 35～29が認定された．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MIS 29に対比させているのに対し，後者はJaramillo正磁極亜帯との関係からMIS 31に対比した．その後，辻ほか（2005）は養老川大多喜町紙敷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層序，古地磁気層序を構築し，O11層準に関してはOkada and Niitsuma（1989）と調和的な結果を得てMIS 33～27を認定した．また同じ養老川でアルケノン不飽和度と浮遊性有孔虫化石のMg/Ca比により表層水温が復元されている（Kajita *et al.*, 2021）．

年代　上述したように黄和田層と大田代層の境界は約1.2 Maと考えられる．大田代層の上限については辻ほか（2005）の酸素同位体層序に従うとMIS 29とMIS 28の間に位置し，その年代は1.02 Maである．

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）．大多喜地域の大田代層は海底扇状地中部～下部を形成したと考えられている（Hirayama and Nakajima, 1977；Katsura, 1984；Ito and Katsura, 1992）．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，



第 4. 6 図　大田代層の代表的なテフラ鍵層

A：灰色ゴマシオ状粗粒火山灰と細粒火山灰から成る O1（市原市戸面（とづら），養老川）．B：細粒火山灰層 O2（君津市坂畑）．C：灰色ゴマシオ状粗粒火山灰と細粒火山灰から成る O4（大多喜町板谷，夷隅ゴルフクラブ北方）．D：細粒火山灰層 O7（大多喜町紙敷，西畑川支流）．E：細粒火山灰層 O11（大多喜町筒森）．F：ゴマシオ状粗粒火山灰層 O18（大多喜町筒森，夕木川）．G：細粒火山灰層 O22（大多喜町湯倉（ゆぐら），西畑川）．H：ゴマシオ状粗粒火山灰と軽石火山礫から成る O27（大多喜町筒森，夕木川）．

O7 の約 20 m上位，及び梅ヶ瀬層基底付近に認定しており，房総半島東部におけるO16 の上位の泥岩卓越相を高海水準期堆積体として，大多喜地域内の養老川周辺ではトップラップして失われていると解釈している．またO21 などのテフラ鍵層を含む層準は低海水準期堆積体として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．平山・鈴木（1968），山本（1971），Hirayama and Nakajima（1977）はO7 から下位約 10〜20 mの層準でタービダイトの単層追跡を行い，堆積構造の側方変化を明らかにした．またBrooks *et al.*（2022）は大多喜町紙敷周辺の大田代層中部を中心に重力流堆積物の記載を行い，洗堀による侵食構造や，淘汰が悪い砂岩層に泥礫が濃集した水中土石流堆積物と淘汰の良い砂岩層から成る混濁流堆積物が複合したハイブリッド土砂重力流堆積物が挟在することを示した．

4. 8　東日笠層（Hg）

命名　大塚・望月（1932）．

模式地　富津市芹付近（中嶋, 2005）．

分布　本層分布域の中心部は大多喜地域の西に隣接する 5 万分の 1 富津地域内にあり，そこでは下位層の削り込みに伴う階段状の海底谷壁と累重した礫岩層を見ることができ（中嶋・渡辺, 2005），大多喜地域西部の東日笠までは礫岩層の発達が顕著である（第 4. 7 図A）．しかし，本層分布域の東端である大塚山北方では礫層の発達は複数層準に分かれる．そこで，地質図上では礫岩層が層厚数m以上にわたって連続的に重なる層準に着目し，それらが梅ヶ瀬層に指交し，尖滅するように表現した．三梨ほか（1962）は梅ヶ瀬層U6 の下位に挟在する礫岩層と変形した泥岩ブロックから成る堆積物（第4. 7図C−F）を東日笠層に含めていたが，本報告では東日笠層とは区別し梅ヶ瀬層内の海底地すべり堆積物（Ul）として表現した．この結果，従来（三梨ほか, 1962）よりも東日笠層の定義はやや狭いものとなった．

層厚　富津地域では 200 mを超える．大多喜地域では小糸川で 50 m以下，さらに東方では梅ヶ瀬層と指向し尖滅する．

岩相層序　中粒〜粗粒砂岩層と礫岩層を主体とし泥岩層を伴う．中粒〜粗粒砂岩層は級化し平行葉理が発達するほか，下位層を削り込んだ凹部に細礫〜中礫サイズの礫が密集する場合や，下位の泥岩や砂質泥岩を取り込んだ偽礫を含む場合がある（第 4. 7 図A）．砂岩層の上面が緩やかにうねった波状の構造が認められる．礫岩層は層厚数 10 cm〜数mに達し，細礫〜中礫が礫支持で含まれる（第 4. 7 図A）．礫は数 cm〜10 cmほどの亜円礫〜円礫から成り，礫種は火山岩や硬質なチャートなどの堆積岩を含む．二枚貝や巻貝などの貝化石を含むことがある．

本層分布域の東端では，東日笠層はテフラ鍵層U10 直上とU6 付近の梅ヶ瀬層の砂勝ち砂岩泥岩互層中に指交し，梅ヶ瀬層中に尖滅する．テフラ鍵層U8 を含む梅ヶ瀬層の泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩（U）では礫岩層は見られない．

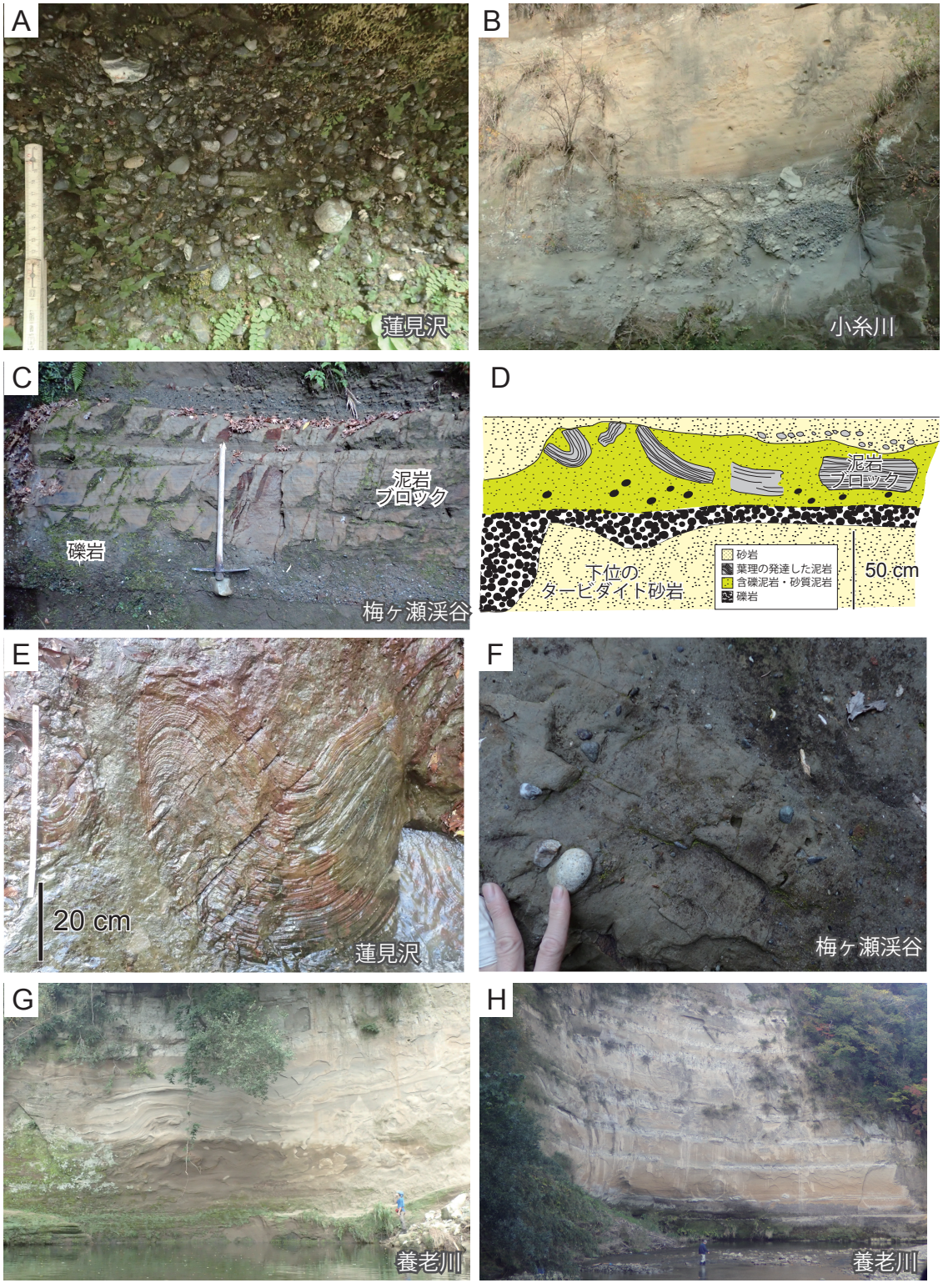
化石　東日笠層の貝化石群集は坂倉（1935a），佐藤・小池（1957）及び馬場（1990）により報告されており，いずれも汽水〜半深海帯の様々な深度の貝化石が含まれるとしている．馬場（1990）は本層下部で寒流系の*Glycymeris*−*Spisula* 群集と，本層中部で暖流系の *Glycymeris*−*Siphonaria* 群集を報告した．また*Parelephas proximus* などの陸生哺乳類化石が知られる（高井, 1938）．

年代　東日笠層は下位層を大きく削り込むことや砂岩や礫岩から成る岩相の性質上，最下部の堆積年代は不明であるが，その大部分はテフラ鍵層O7 とU3 の間に堆積したとされている（Yamauchi *et al.*, 1990）．大多喜地域ではテフラ鍵層U10 の直上からU6 付近に挟在しており，これらのテフラ層の海洋酸素同位体ステージから（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），約 1.0〜0.9 Ma の間に堆積したと推定される．

堆積環境と堆積過程　特に分布域の西部において粗粒砂岩や礫質砂岩あるいは礫岩を主体とする岩相と，下位層を削り込んで堆積している産状から，海底谷の埋積物と解釈されてきた（佐藤・小池, 1957；Yamauchi *et al.*, 1990）．大田代層のタービダイトの単層追跡と古流向の測定に基づくと北東へ向かって海底扇状地のより縁辺部の堆積環境となることが推定されることから，東日笠層を形成した海底谷は，大田代層や梅ヶ瀬層の海底扇状地堆積物を形成した流路として機能したと推定されている（Hirayama and Nakajima, 1977）．東日笠層には礫岩層や礫質砂岩層から成る緩やかにうねった波状の構造が認められ，高密度重力流によって形成されたグラベルウェーブ堆積物と解釈された（Ito and Saito, 2006；Ito, 2010）．大多喜地域における東日笠層分布域の東方の梅ヶ瀬層と指向し尖滅する地域は，海底谷から海底扇状地への遷移帯として位置づけられている（Ito and Saito, 2006）．本地域では西方の岩相より細粒で砂岩層がより薄くレンズ状の産状を呈するとともに，しばしば露頭規模の侵食構造やマッドドレープが発達することが報告されており，海底谷から海底扇状地への遷移帯を特徴づけるとされる（Ito *et al.*, 2014）．礫岩のチャート礫は，放散虫とコノドント化石から後期三畳紀（中期〜後期ノーリアン期）の年代を示し，ジュラ系付加体由来と推定される（Ito *et al.*, 2022）．

4. 9　梅ヶ瀬層（U, Um, Ul）

命名　植田（1930）．



第 4. 7 図　東日笠層と梅ヶ瀬層の露頭写真及びスケッチ

A：東日笠層の礫岩層（君津市大戸見，蓮見沢）．B：梅ヶ瀬層の砂勝ち砂岩泥岩互層．厚さ数 m の細粒～中粒砂岩層が卓越し，所によってレンズ状に礫岩層が挟在する（君津市東日笠，小糸川）．C，D：変形した泥岩ブロックと円礫を含む砂岩もしくは泥質砂岩の基質から成る．梅ヶ瀬層の海底地すべり堆積物（Ul）として表現した（市原市大久保，梅ヶ瀬渓谷）．C のスケールのツルハシは長さ 60 cm．D は C と同じ層準で別の露頭のスケッチ．E：梅ヶ瀬層の海底地すべり堆積物（Ul）内の，変形し葉理の発達した泥岩ブロック（君津市大戸見，蓮見沢）．F：海底地すべり堆積物（Ul）中の円礫（市原市大久保，梅ヶ瀬渓谷）．G：梅ヶ瀬層最上部の厚層理砂岩層（市原市折津，養老川）．H：梅ヶ瀬層下部の砂勝ち砂岩泥岩互層（大多喜町葛藤，養老川）．G，H の写真の人物がスケール．

模式地　市原市朝生原の西方，梅ヶ瀬渓谷（大多喜地域）．三梨ほか（1959）は模式地においてKu6の15 m下位からO3～O4の約25 m上位（O1から90 m下位）までを梅ヶ瀬層として岩相区分した．

分布　君津市東日笠から亀山湖北方，大多喜町東部にかけて北東方向へ分布する．

層厚　小櫃川支流の蓮見沢で約500 m，養老川では約600 m．

岩相層序　本層は砂勝ち砂岩泥岩互層（U）を主体とし，泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩層（Um），海底地すべり堆積物（Ul）を挟む（第4. 7図C－H）．砂勝ち砂岩泥岩互層（U）は厚さ数mの細粒～中粒砂岩層が卓越し，厚さ10 mに及ぶ細粒～中粒砂岩層から成る厚層理砂岩層が挟まることがある．また，砂岩層基底の侵食面直上にはしばしば細礫が含まれることがある．Umは厚さ数10 cmの細粒砂～中粒砂岩層と厚さ数cm～1 mの泥岩層から成る泥勝ち砂岩泥岩互層と，厚さ数mの泥岩層から成る．海底地すべり堆積物（Ul）はU6の下位数10 m以内に挟在し，側方へ少なくとも10 km程度追跡され，変形した泥岩ブロックと円礫を含む砂岩もしくは泥質砂岩の基質から成る（第4. 7図C－F；三梨ほか, 1962；三梨・垣見, 1964；Utsunomiya and Yamamoto, 2019）．

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）．千葉県立中央博物館（1991）は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．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．U8の特徴や火砕流堆積物との対比についてはSuzuki *et al.*（2017, 2019）で示されている．U6は上位からU6A～U6Dまでの4層の細粒火山灰層，粗粒火山灰層もしくは火山礫層の組み合わせから成るが（千葉県立中央博物館, 1991；中里・七山, 2016），そのうち渡辺・檀原（1996）はU6Aについて，0.98 ± 0.16 Maのフィッション・トラック年代を報告した．大多喜地域で確認された梅ヶ瀬層の代表的なテフラ鍵層の写真を第4. 8図に示す．地質図では代表的な鍵層としてO1，U10，U8，U6，U4，U3，U2及びU1の露頭線を示した．

化石　貝化石は坂倉（1935a）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（1935a）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*，*Suavodrillia engonia*，*Yoldia lischkei*などが報告されている．

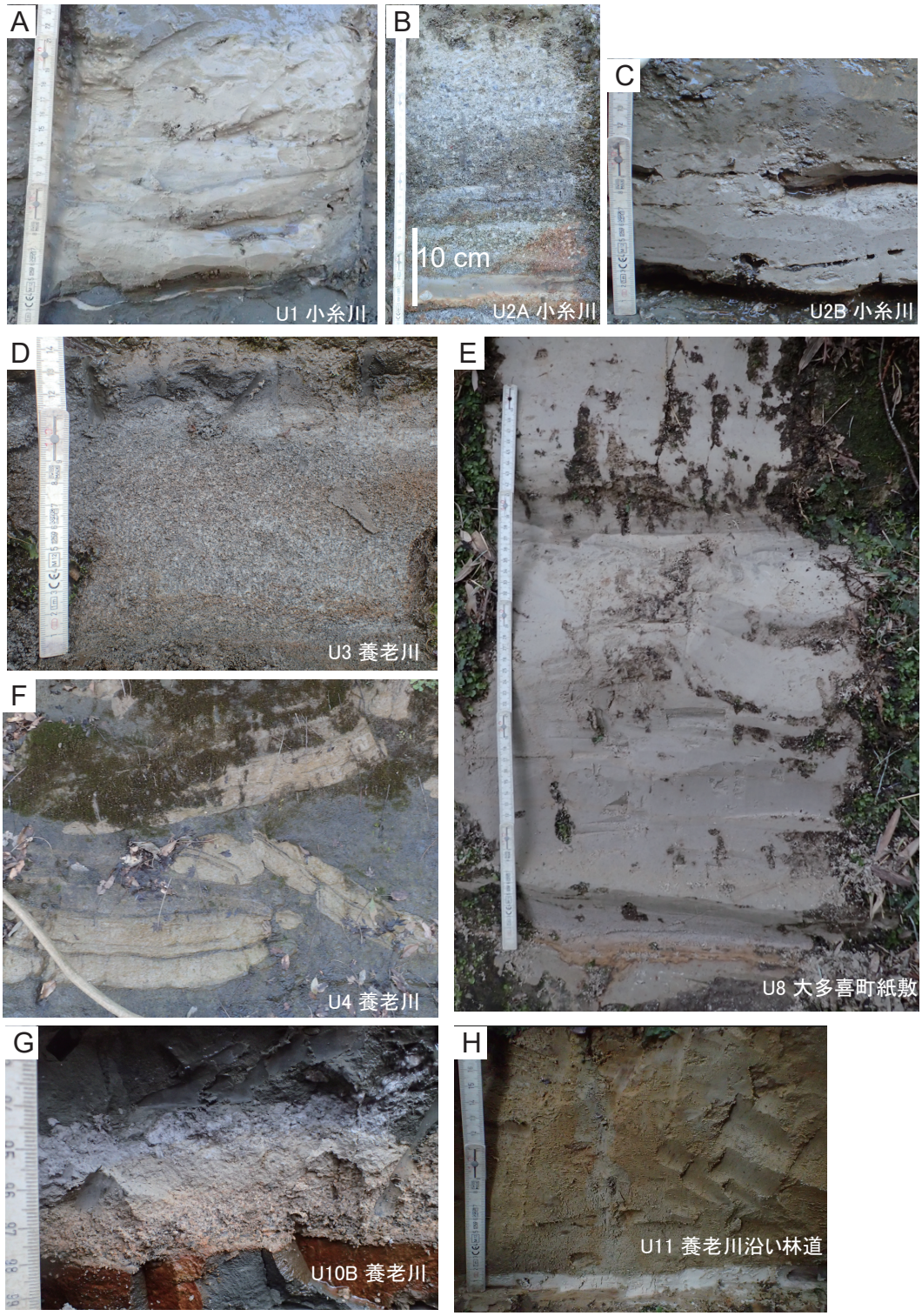
浮遊性有孔虫化石は，*Globorotalia tosaensis*と*Globorotalia truncatulinoides*とが産出し（Oda, 1977；五十嵐, 1994），Blow（1969）のN.22に属する．石灰質ナノ化石は本層で*Reticulofenestra asanoi*が記載されており（Sato and Takayama, 1992），化石帯としてはOkada and Bukry（1980）のCN14a亜帯に属し，*Reticulofenestra asanoi*の産出上限がU4の直下に位置する（佐藤ほか, 1999）．珪藻化石は，*Nitzschia fossilis*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Zone 2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Zone 3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　全般的に逆極性が卓越し（新妻, 1976；Okada and Niitsuma, 1989），松山逆磁極帯に対比されている．辻ほか（2005）では養老川近傍で掘削されたJNOC TR－3コアの梅ヶ瀬層と推定される砂勝ち砂岩泥岩互層中にJaramillo正磁極亜帯の上限が認定されている．

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MIS 28～21が認定された．

年代　酸素同位体層序では梅ヶ瀬層の下限はMIS 29とMIS 28の間（辻ほか, 2005），上限はMIS 22とMIS 21の境界付近と考えられ（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），梅ヶ瀬層の堆積年代は約1.02～0.85 Maと推定される．

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．



第 4. 8 図　梅ヶ瀬層の代表的なテフラ鍵層

A：細粒火山灰層 U1（君津市東粟倉，小糸川）．B：軽石火山礫を含むゴマシオ状粗粒火山灰層 U2A（君津市東粟倉，小糸川）．C：細粒火山灰層 U2B（君津市東粟倉，小糸川）．D：ゴマシオ状粗粒火山灰層 U3（市原市折津，養老川）．E：細粒火山灰層 U8（大多喜町紙敷）．F：細粒火山灰層 U4 のブロックを含む砂岩層（市原市折津，養老川）．G：軽石火山礫を含むゴマシオ状粗粒火山灰層 U10B（市原市戸面，養老川）．H：細粒火山灰層 U11（市原市戸面）．

4. 10　国本層（Ku, Kus）

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 7.5 万分の 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（つきざき）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（下位方向）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．本報告では 5 枚組のテフラ群から成る Ku6 テフラ群を含む泥岩層の基底を国本層基底と定義する．上限は後述する Ka2.6 テフラの下位に出現する砂岩層の上限とする．

分布　君津市東粟倉北方から東へ上総松丘，怒田，市原市田淵，羽黒山北方にかけておおむね北東方向に分布する．

層厚　小櫃川以東では約 350 m となる．大多喜地域西端の小糸川では上部の泥勝ち砂岩泥岩互層が市宿層の砂層に移化するため，西方ほど層厚が小さく約 180 m となる．

岩相層序　大多喜地域では小松原（2015），茂原地域では石和田ほか（1971）と七山ほか（2016）で国本層の岩相層序と分布が示されている．国本層は側方連続性の良い泥勝ち砂岩泥岩互層，砂質泥岩及び泥岩（Ku）と，砂勝ち砂岩泥岩互層及び砂岩（Kus）の繰り返しから成る．本層と下位の梅ヶ瀬層の境界はテフラ鍵層 U1 付近の砂勝ち砂岩泥岩互層の上限にある．大多喜地域西端の小糸川では梅ヶ瀬層の最上部が砂質泥岩層となり，岩相上は国本層と区別できないが，U1 上限を両層の境界として定義した．本層は下位から，数 cm 以下の砂岩薄層を挟む塊状の砂質泥岩層（層厚 30〜50 m），砂勝ち砂岩泥岩互層（層厚 80〜120 m），塊状砂質泥岩〜泥岩層（層厚 50〜80 m），砂勝ち砂岩泥岩互層（層厚 20〜40 m），泥勝ち砂岩泥岩互層（層厚 20〜40 m）が重なる．最上部には，厚さ 10〜20 m の連続性の良い砂岩層が重なる．

GSSP の認定　国本層にはチバニアン期の基底の指標である松山−Brunhes 境界が認められており，市原市田淵地区の養老川沿い（千葉セクション）は，2020 年 1 月 17 日に国際地質科学連合（IUGS）によって国際境界模式層断面とポイント（Global Boundary Stratotype Section and Point；GSSP）として認定された（第 4. 9 図；千葉セクション GSSP 提案チーム, 2019；Gibbard and Head, 2020；Suganuma *et al.*, 2021）．千葉複合セクションは，養老川セクション（千葉セクションを含む），養老田淵セクション，小草畑セクション，柳川セクション，及び浦白セクションの 5 セクションを複合したもので，層厚は約 130 m である．GSSP は千葉セクションの松山−Brunhes 境界から 110 cm 下位のテフラ層 Ku2.3（Byk−E）基底に設定され，MIS 19c 上限の直下に位置し，その天文年代は 774.1 ka とされる（Suganuma *et al.*, 2021）.

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 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．Nishida *et al.*（2016）は 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屈折率を報告した．また Satoguchi *et al.*（2021）は Ku2.3（Byk−E）の粒度変化や粒子配列の検討から，降下による堆積物であることや堆積時の侵食による顕著な時間間隙がないことを明らかにした．大多喜地域ではこれら既知のテフラ鍵層を確認した（第 4. 10 図）.

Ku6C, Ku2.3（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，これらのテフラを大分層群に挟まる曲（まがり）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（Byk−E）は，Brunhes 正磁極帯と松山逆磁極帯境界（772.9 ka；Haneda *et al.*, 2020b）直下に位置する．このテフラは Niitsuma（1971）によって TNTT と記載され，白尾（びゃくび）−E（Byk−E）テフラと呼ばれている（Kazaoka *et al.*, 2015；Suganuma *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．Suganuma *et al.*（2015）によってジルコンの U−Pb 年代測定が行われ，772.7 ± 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 ± 0.25 Ma のフィッション・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 ± 0.17 Ma のフィッション・トラック年代が報告されている（渡辺・檀原, 1996）．大多喜地域内では下位より Ku6，Ku5，Ku2.3（Byk−E），Ku2，Ku1，Ku0.1 が広域に追跡可能である．このほか最下部泥岩層最上部の砂岩泥岩互層中に近接する 2 枚のテフラ層 Ku4 及び Ku3 が挟在するが，これらは泥岩中で追跡できるものの，地域によっては Ku3 が薄くなりつつ，粗粒砂〜細礫サイズの軽石などの Ku3 の構成粒子を含む砂岩層に移化する（第 4. 11 図）．地質図上では Ku3 と Ku4 の両方が

見られる場合とどちらか片方が見られる場合を区別した表記とし，露頭線は同じ色で表現した．

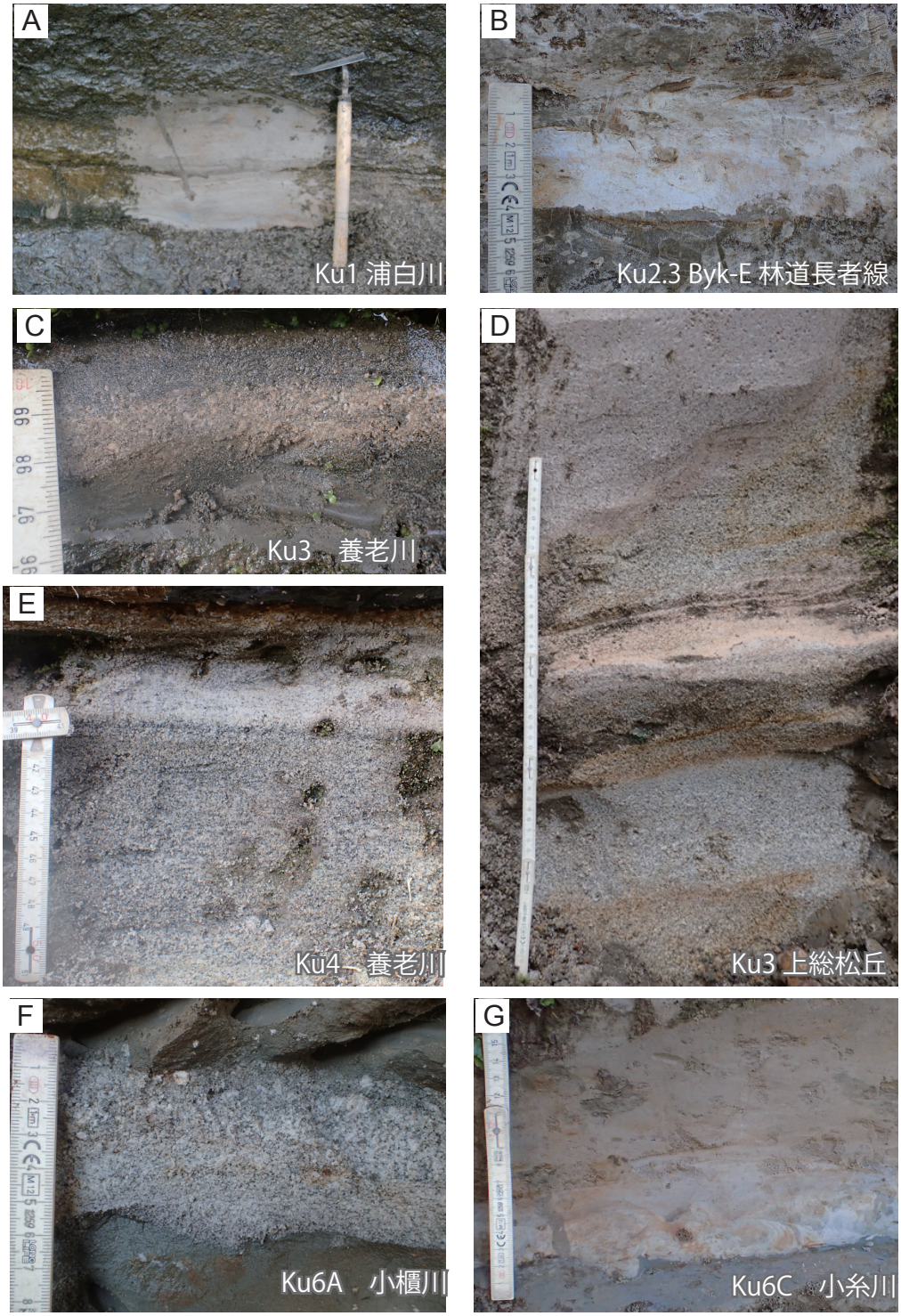
化石　花粉化石については，国本層下部は大西（1969）のZone 3 に属し，*Metasequoia* と *Picea* A が検出されるが産出率は低い．本層上部はZone 4 に属し，*Metasequoia* は全く含まれず，*Fagus*，*Quercus* などの広葉樹種が安定して見られる．このZone 4 において *Larix* や *Menyanthes* などの寒冷要素が初めて現れる（大西，1969）．

貝化石については，坂倉（1935a），金原ほか（1949），河井ほか（1950），大山（1959），成瀬（1973），Aoki and Baba（1980），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*，*Suavodrillia 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，青木（1964），菊池（1964），Oda（1977），五十嵐（1994）などによる報告がある．*Globorotalia tosaensis* と *Globorotalia truncatulinoides* とを含み（五十嵐，1994），Blow（1969）のN.22 に属する．国本層上限の直下に *Neogloboquadrina inglei* の産出上限が認定されている（Suganuma *et al.*, 2021）．底生有孔虫化石は内尾（1951），石和田ほか（1962），樋口（1964），菊池（1964），Aoki（1968）などによる報告がある．千葉セクションでは浮遊性有孔虫の高時間解像度の酸素・炭素安定同位体比と水温の指標であるマグネシウム・カルシウム比（Mg/Ca）などに基づき黒潮・親潮影響を受けた表層水の環境変化が復元されている（Kubota *et al.*, 2021）．珪藻化石については，*Nitzschia fossilis* の絶滅層準が本層中部のKu2 付近の層準に見られる（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 亜帯に属する．また千葉複合セクションでは高時間解像度の石灰質ナノ化石群集に基づく黒潮変動が復元されている（Kameo *et al.*, 2020）．放散虫化石はMotoyama *et al.*（2017）において暖水種の *Dictyocoryne* spp., *Didymocyrtis* spp., *Tetrapyle* spp. や寒冷水種である *Lithomelissa setosa* と *Stylochlamydium venustum* の産出報告がある．また *Carpocanarium papillosum*，*Cornutella profunda* や *Cyrtopera languncula* などの深層種の産出が報告されている（Suganuma *et al.*, 2018；Itaki

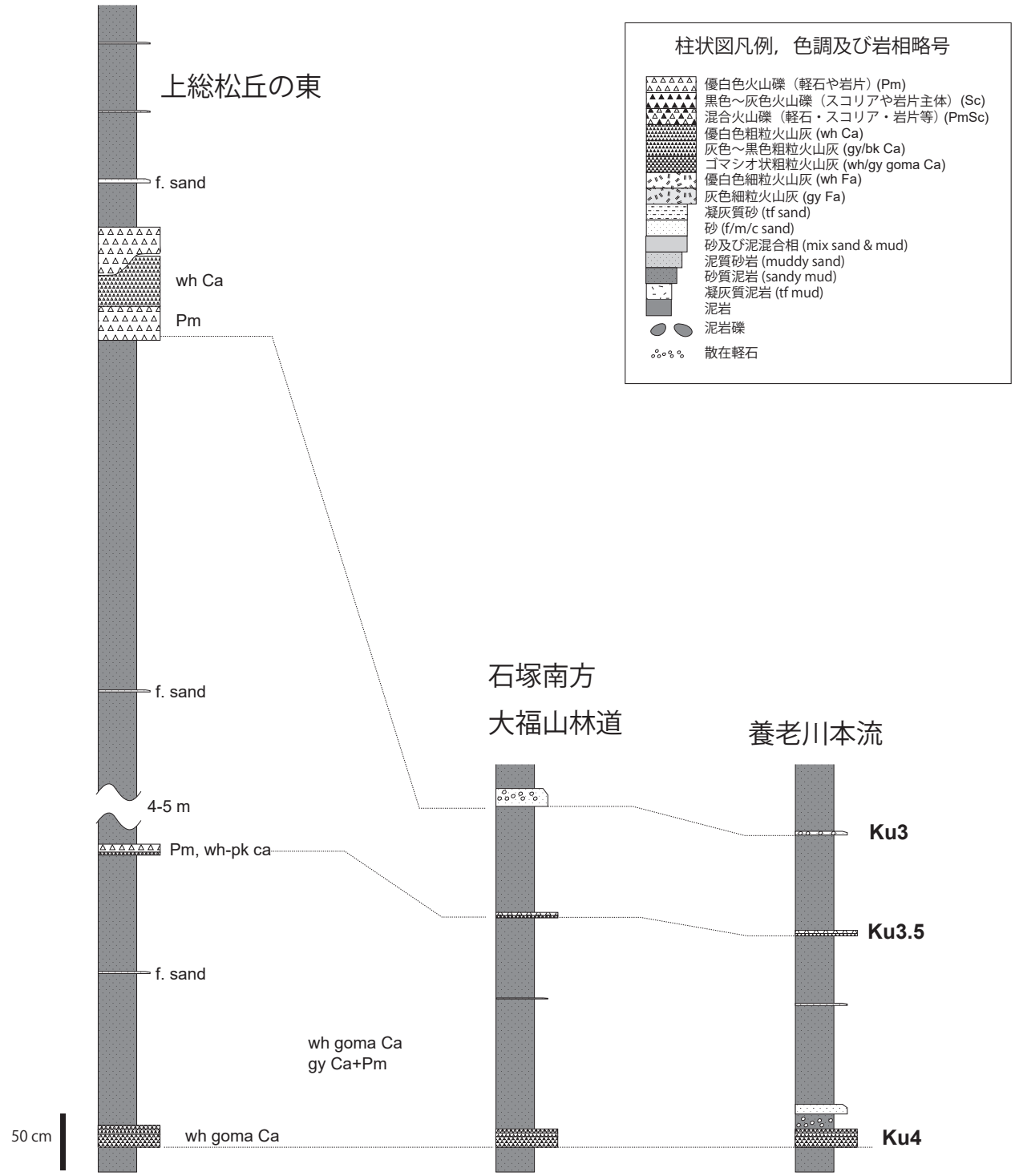


第 4. 9 図　国本層中に位置するチバニアン階のGSSP
A：養老川沿いの千葉セクションの露頭写真．チバニアン階基底を示すゴールデンスパイクが打たれている．B：チバニアンビジターセンターに所蔵されているByk–E と地磁気逆転境界層準を含む地層剥ぎ取り標本．C：柳川セクションにおけるByk–E の露頭写真．



第 4. 10 図　国本層の代表的なテフラ鍵層

A：細粒火山灰層 Ku1（市原市柳川，浦白川沿い）．B：粗粒～細粒火山灰層 Ku2.3（Byk–E）（市原市石塚北西，林道長者線）．C：Ku3 の軽石火山礫を含む砂岩層（市原市大久保，大國橋北方の養老川沿い）．D：軽石火山礫を含むゴマシオ状粗粒火山灰層 Ku3（君津市，上総松丘駅東方の沢）．E：軽石火山礫を含むゴマシオ状粗粒火山灰層 Ku4（市原市大久保，大國橋北方の養老川沿い）．F：軽石火山礫を含むゴマシオ状粗粒火山灰層 Ku6A（君津市大坂，小櫃川沿い）．G：細粒火山灰層 Ku6C（君津市西粟倉，小糸川沿い．富津地域東端）．



第 4. 11 図　国本層の Ku3 と Ku4 を含む層準の側方変化
地域によっては Ku3 が薄くなりつつ，粗粒砂～細礫サイズの軽石などの Ku3 の構成粒子を含む砂岩層に移化する．地質図上では Ku3 と Ku4 の両方が見られる場合とどちらか片方が見られる場合を区別した．

et al., 2022）．千葉セクションでは渦鞭毛藻化石群集も詳しく検討されており，MIS 19cで温暖な表層水温を示す群集が確認されているほか，MIS 19bで*Protoceratium reticulatum*の休眠胞子が急増する特徴的な群集変化が報告されている（Balota *et al.*, 2021）．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　新妻（1976）によれば国本層中部から上位の上総層群は安定した正極性を有しBrunhes正磁極帯の基底が国本層中部に位置する．松山逆磁極期とBrunhes正磁極期の境界はNiitsuma（1971）とOkada and Niitsuma（1989），Aida *et al.*（1996）によってKu2.3（Byk−E）の下位1〜2 mに見いだされた．その後，より時間解像度の高い古地磁気変動の解析が行われた（Suganuma *et al.*, 2015；Hyodo *et al.*, 2016；Okada *et al.*, 2017；Simon *et al.*, 2019；Haneda *et al.*, 2020b）．Okada *et al.*（2017）は千葉セクションにおいて同境界がKu2.3（Byk−E）の上位1.1 mに位置することを示し，松山逆磁極期とBrunhes正磁極期の境界をMIS 19中頃の771.7 kaとした．Suganuma *et al.*（2018）は酸素同位体曲線に基づく千葉複合セクションの年代モデルを修正し，同境界を772.9 kaとした．Simon *et al.*（2019）はベリリウム同位体比の変動を用いて極性逆転に伴う古地磁気強度の変動を復元した．またHaneda *et al.*（2020b）は千葉複合セクションの複数セクションと千葉セクション近傍で掘削されたボーリングコア試料から得られた古地磁気記録を総括し，国本層における松山−Brunhes境界が平均してKu2.3（Byk−E）の上位1.1 ± 0.3 mに位置していることを示し，その年代を772.9 ± 5.4 kaと見積もった．

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MIS 21〜18が認定された．千葉複合セクションでの研究ではMIS 20からMIS 18にかけての高解像度な酸素同位体曲線が得られている（Suganuma *et al.*, 2015, 2018；Okada *et al.*, 2017；Haneda *et al.*, 2020a）．

年代　国本層の下限はMIS 22とMIS 21の境界付近と考えられ（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），上限は上位の柿ノ木台層との境界付近に氷期のピークであるMIS 18.2（718 ka）が位置することから（Pickering *et al.*, 1999；間嶋ほか, 2019），約0.85〜0.72 Maと推定される．

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）．また放散虫化石では深層種の産出が報告されており（Suganuma *et al.*, 2018；Itaki *et al.*, 2022），これにより千葉複合セクションの堆積水深がupper bathyal以深と推定されている．本層中部の泥岩層にはしばしばスランプ痕が発達するほか，厚い砂岩層にはコンボリュート葉理や脱水構造が記載されている（Ito, 1992）．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．国本層の厚層砂岩層は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物と解釈されている（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．またIzumi *et al.*（2021）は千葉セクションのK/Ti比，C/N比あるいは有機物の炭素安定同位体比（δ^{13}C）などが氷期–間氷期サイクルと同調した層位変化を示した．またMIS 19における数千年周期での黒潮北限の緯度方向への移動の解明（Haneda *et al.*, 2020a），アルケノン不飽和度による表層水温の復元（Kajita *et al.*, 2025）などがなされている．

4. 11　市宿層（Ij）

命名　大塚・望月（1932）．大塚・望月（1932）や三土（1933）では「市宿砂層」にルビがなく読み方は不明であるが，同時期の文献（坂倉, 1935b）では「Itiziku」と記載されており現在も地層名として「Ichijiku」がより普及していると考えられる．模式地の現在の地名は「いちじゅく」であるが，本説明書では地層名として「いちじくそう」を用いる．

模式地　君津市市宿．

分布　富津地域の鹿野山，鬼泪山を中心とし，大多喜地域では君津市大坂の富士山などの丘陵を構成する．

層厚　君津市富士山の丘陵で約300 m．国本層上部や柿ノ木台層，長南層に指交しながら東方へ尖滅する．

岩相層序　細粒から粗粒砂岩層及び礫岩層から成り，セット高が数mに及ぶ大規模なトラフ型あるいは平板型斜交層理が発達する（第4. 12図A，B）．市宿層は東方へ向かって国本層上部や柿ノ木台層，長南層と指交する．国本層のテフラ鍵層であるKu1とKu2を含む国本層の砂質泥岩層は，上方粗粒化し泥質砂岩層となり，斜交層理が発達する市宿層の砂層に漸移する．国本層と市宿層の境界ではチャネルのような削り込みの構造は認められない．

化石　槇山（1930），Makiyama（1931），坂倉（1935a），Ogose（1961），青木ほか（1962），Aoki and Baba（1980）などによって貝化石が記載されている．中山・増田（1987）は市宿層から*Glycymeris*属などの貝化石を報告し，一部は30 m以浅から陸棚に流入して堆積したと考察した．Ishida and Inoue（1995）やKase *et al.*（2013）により寒流系と暖流系の貝化石の産出が報告されている．またIshida and



第 4. 12 図　市宿層と柿ノ木台層の露頭写真
A，B：市宿層最下部の砂岩層に見られる大規模な斜交層理．A は君津市鎌滝（富津地域内）．B は君津市芋窪の小櫃川．B の露頭の高さは約 5 m．C：柿ノ木台層の生物擾乱を受けた泥質砂岩層（君津市川谷）．露頭の高さは約 5 m．D：柿ノ木台層の冷湧水性化学合成化石群集と共産する自生炭酸塩のコンクリーション（君津市川谷）．

Inoue（1995）はクモヒトデ類化石を報告している．脊椎動物化石としてはハクジラ類及びヒゲクジラ類の産出が報告されており，それに伴って甲殻類の化石や多毛類の生痕化石が産出する（木村ほか, 2004, 2008, 2012）．またミズナギドリ科の鳥類化石が産出する（Aotsuka *et al.*, 2022）．

年代　本層中には微化石やテフラ層など年代推定の指標は確認できないが，同時異相である国本層上部から長南層の下部の年代からおよそ 0.8～0.7 Ma と推定される．

堆積環境と堆積過程　市宿層の大規模な斜交層理が発達する砂層は，峯崎・立石（1983）によりサンドウェーブ堆積物とされ，Ito and Katsura（1992）は潮流の影響を受けた陸棚上のサンドウェーブ堆積物とした．中山・増田（1987）と Nakayama and Masuda（1989）は黒潮の分流により陸棚上につくられた海流サンドウェーブの堆積物であるとした．

4. 12　柿ノ木台層（Ka）

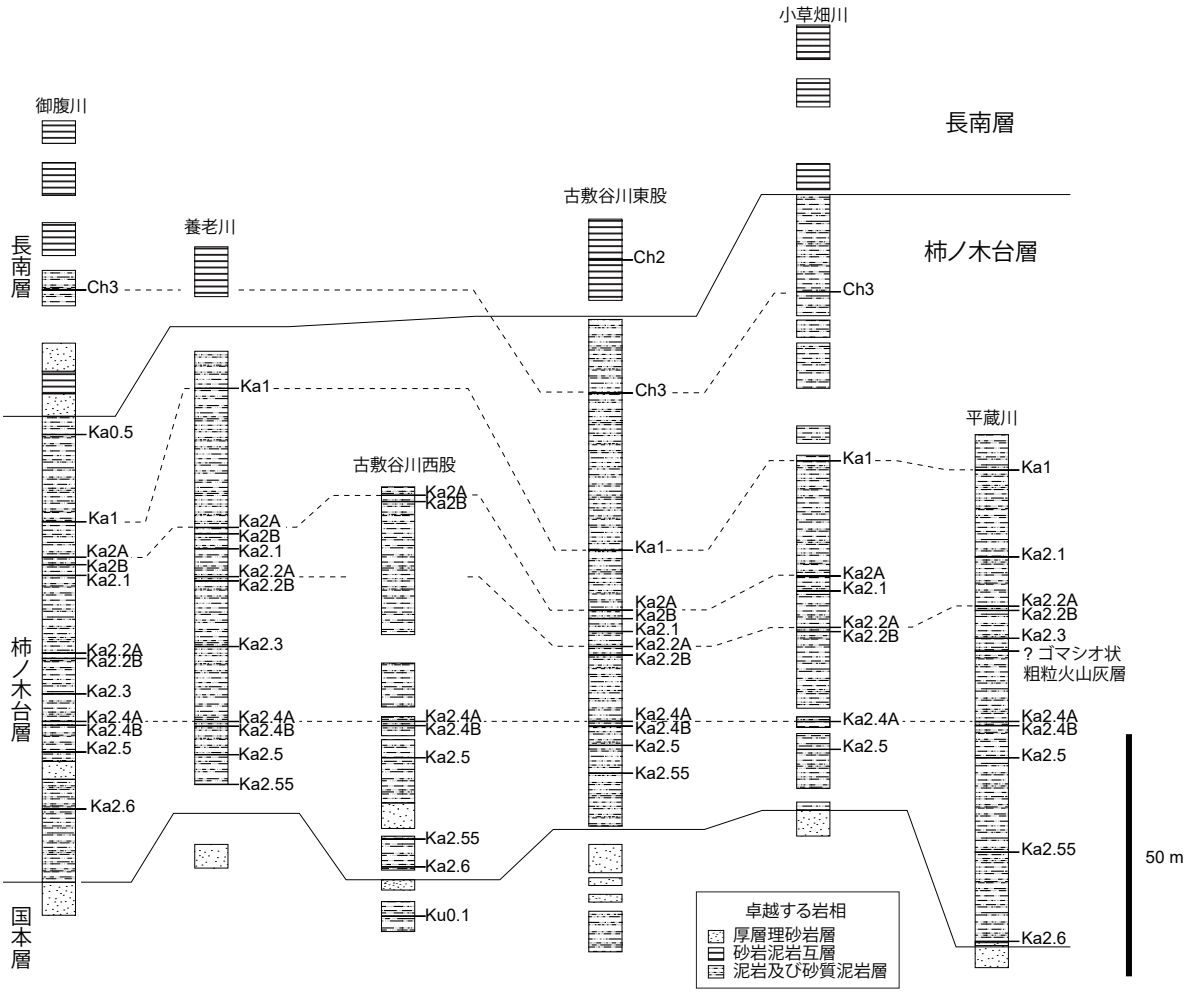
命名　植田（1930）．

模式地　市原市柿木台．

分布　君津市久留里の小櫃川東岸から北東方向へ連続的に分布し，君津市川谷，市原市柿木台，古敷谷にかけて分布する．

層厚　100～140 m であり，東方ほど厚い傾向がある．

岩相層序　著しく生物擾乱を受けた塊状の砂質泥岩層及び泥質砂岩層（Ka）から成る（第 4. 12 図 C）．柿ノ木台層の層位区間は三梨ほか（1959）に従い，下位の国本層最上部に発達する連続性の良い厚層理砂岩層の上限から，上位の長南層の砂岩泥岩互層の基底までとする．本層上限とテフラ鍵層との関係は，一部長南層と同時異相になっているため，Ch3 直上ないし Ka0.5 の上位に位置する（第 4. 13 図）．最下部の Ka2.5 以下には単層の厚さ数 10 cm の砂岩泥岩互層が含まれる．全体に貝化石を散在的に含み，



第 4. 13 図　柿ノ木台層の側方変化を表した柱状図
御腹川の一部セクションにおいては間嶋ほか（2019）によるテフラ層間の層厚を採用した．

場所によっては植物片を含む．また貝化石はしばしば合弁状の状態で産する．本地域では全体に西方ほど粗粒となり，特に小櫃川以西では砂勝ちとなり，市宿層と指交関係にあると見られるが，露頭が少なく両者の関係は詳細には不明である．

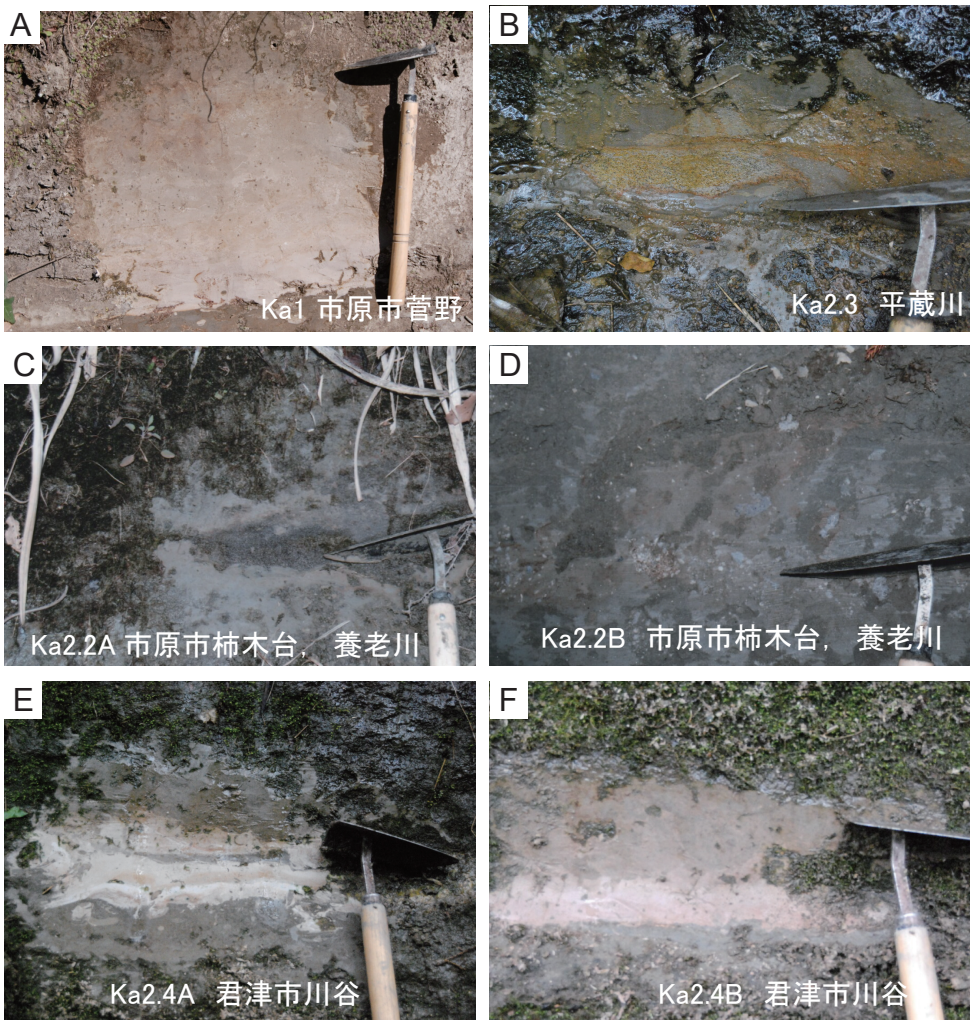
テフラ　下部のKa2.4，Ka2.2，中上部のKa1（全域に分布），上部のKa0.5（御腹川周辺で顕著）などは認識しやすいテフラ鍵層であり（第 4. 14 図），西部の御腹川から東部の平蔵川まで連続的に追跡できる（第 4. 13 図）．また古敷谷川から東方ではCh3 も柿ノ木台層に挟在する．

化石　貝化石は坂倉（1935a），大山（1959），植田（1969），成瀬（1973），Aoki and Baba（1980）などにより報告されている．君津市川谷の御腹川ではツキガイ類などを含む化学合成二枚貝が報告されている（松居・磯, 1990；Kondo *et al.*, 1992；柴崎・間嶋, 1997）．また，化学合成二枚貝化石に伴って自生炭酸塩のコンクリーションが顕著に発達する（第 4. 12 図D）．これらの自生炭酸塩はその炭素安定同位体比から，嫌気的メタン酸化の影響を受けて沈殿したことが明らかにされている（柴崎・間嶋, 1997；間嶋ほか, 2019）．浮遊性有孔虫化石は青木（1964），菊池（1964），Oda（1977），間嶋ほか（2019）で報告されている．底生有孔虫化石は内尾（1951），石和田ほか（1962），樋口（1964），菊池（1964），Aoki（1968）などに，石灰質ナノ化石は佐藤・高山（1988）に記載されている．

古地磁気　Brunhes正磁極帯に属する．新妻（1976）によれば国本層中部から上位の上総層群は安定した正極性を有する．

酸素同位体比　Pickering *et al.*（1999）と間嶋ほか（2019）によりMIS 18 最上部からMIS 17 までが本層中に認定されており，氷期のピークであるMIS 18.2 は国本層と柿ノ木台層の境界である厚い砂岩層上面とKa2.5 の間に認められている．間氷期のピークであるMIS 17.3 はKa2.1 直上（Pickering *et al.*, 1999）あるいはKa2.1 の下位（間嶋ほか, 2019）に認定されている．

年代　下位の国本層との境界の柿ノ木台層下部に氷期のピークであるMIS 18.2（718 ka）が位置し（Pickering *et al.*,



第 4. 14 図　柿ノ木台層の代表的なテフラ鍵層
A：白色細粒火山灰層 Ka1（市原市菅野）．B：灰色粗粒火山灰層 Ka2.3（市原市平蔵，平蔵川沿い）．C：黒色粗粒火山灰層 Ka2.2A（市原市柿木台，養老川）．D：灰色粗粒火山灰層 Ka2.2B（市原市柿木台，養老川）．E：白色細粒火山灰層 Ka2.4A（君津市川谷）．F：白色細粒火山灰層 Ka2.4B（君津市川谷）．

1999；間嶋ほか, 2019），柿ノ木台層の上限はおおよそ MIS 17 と MIS 16 の境界（約 670 ka）に位置するので（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），柿ノ木台層の堆積年代は約 0.72～0.67 Ma と推定される．

堆積環境と堆積過程　堆積相と側方変化から陸棚の堆積物と推定される（Ito, 1992；Ito and Horikawa, 2000；Horikawa and Ito, 2004, 2009）．君津市川谷の柿ノ木台層の堆積深度は，貝化石に基づき 100～150 m（柴崎・間嶋, 1997）と推定されており，海水準変動を考慮すると古水深は 50～200 m と推定されている（間嶋ほか, 2019）．

4. 13　長南層（Ch）

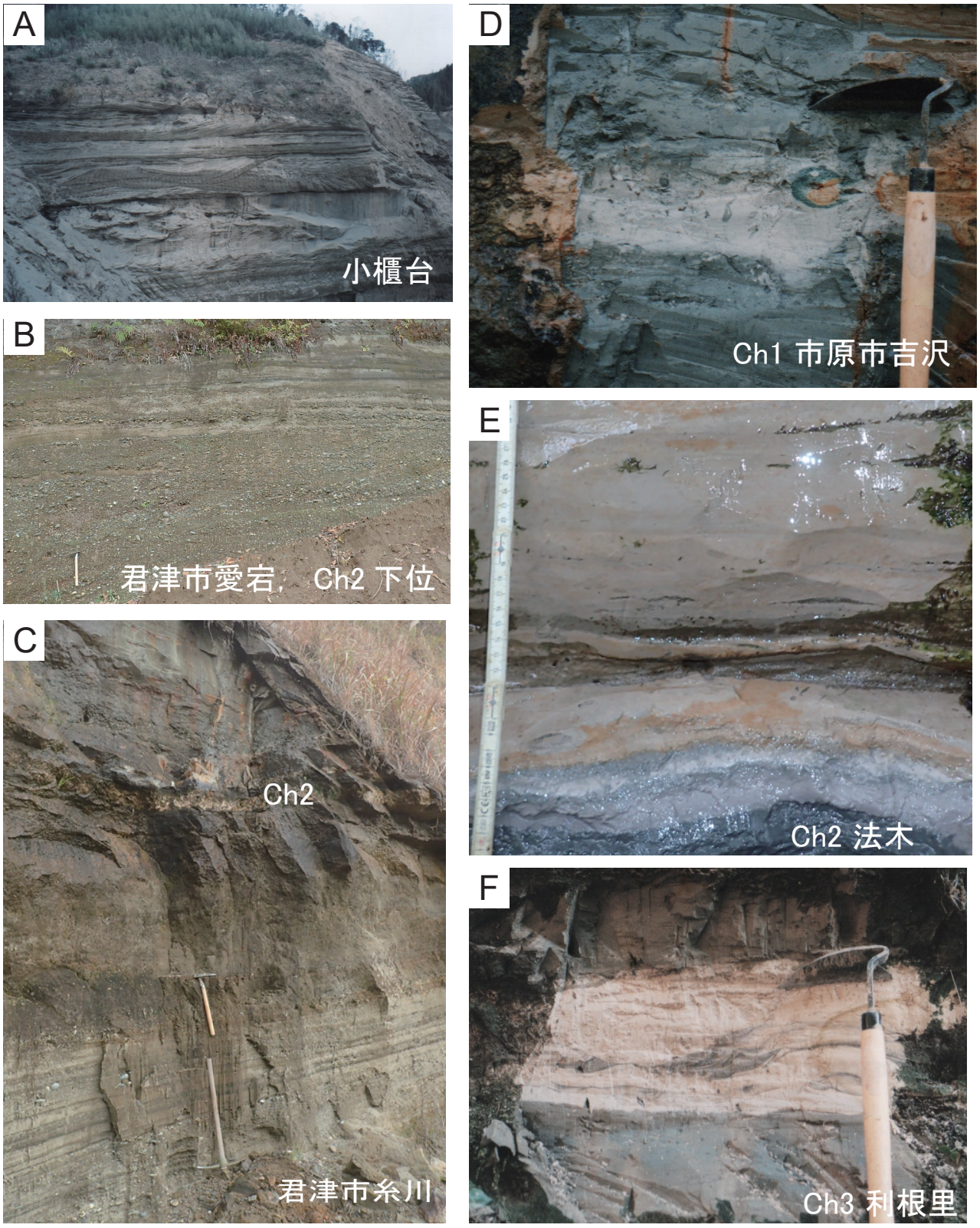
命名　三土（1933）．

模式地　長南町長南（茂原地域内）．

分布　君津市法木（ほうぎ）から北東へ連続的に分布し，君津市愛宕，久留里，久留里大谷，市原市飯給，古敷谷にかけて分布する．

層厚　東部で約 100 m，西部では約 50 m．

岩相層序　主に泥岩及び砂岩泥岩互層（Ch）から成る．砂岩泥岩互層は層厚数～数 10 cm の砂岩と層厚数 cm～数 m の泥岩の互層から成り，最大層厚約 10 m の厚層理砂層を挟む．下位の柿ノ木台層を整合に覆う．小櫃川付近右岸以西では柿ノ木台層と指交関係にある（第 4. 13 図）．徳橋・遠藤（1984）は，表面が“あばた”状を呈する塊状の砂質泥岩ないし泥質砂岩を柿ノ木台層とし，それを覆う均質・塊状な泥岩から上位を長南層とした．しかし，大多喜地域においてはそれより上位の砂岩泥岩互層の基底を地層境界とした三梨ほか（1959）による区分の方が，より両層の典型的な岩相を反映していると考え，三梨ほか



第 4. 15 図　長南層と万田野層の露頭写真
A：万田野層の斜交層理の発達した砂岩層（小櫃台）．露頭の高さは約 10 m．B：万田野層の礫質砂岩層．白色細粒火山灰層 Ch2 の下位．君津市愛宕．C：万田野層の泥炭を含む泥岩層と白色細粒火山灰層 Ch2（君津市糸川）．D：白色細粒火山灰層 Ch1（市原市吉沢）．E：白色細粒火山灰層 Ch2（君津市法木）．F：白色粗粒～細粒火山灰層 Ch3（長南町利根里．茂原地域）．

(1959) に従って両層を区分した．御腹川以東では単層の厚さ 10 cm～最大 2 m程度の砂岩泥岩互層から成る．西に向かって砂の割合が高くなり，小櫃川西岸の糸川地区や小糸川右岸の大月地区では，斜交層理が発達する砂岩層中に泥岩層が挟在するようになる．泥岩層中にしばしば貝化石の破片が含まれる．長南層中の砂層は東部ではレンズ状を呈することもあるが，多くの場合露頭単位での側方連続性は良い．

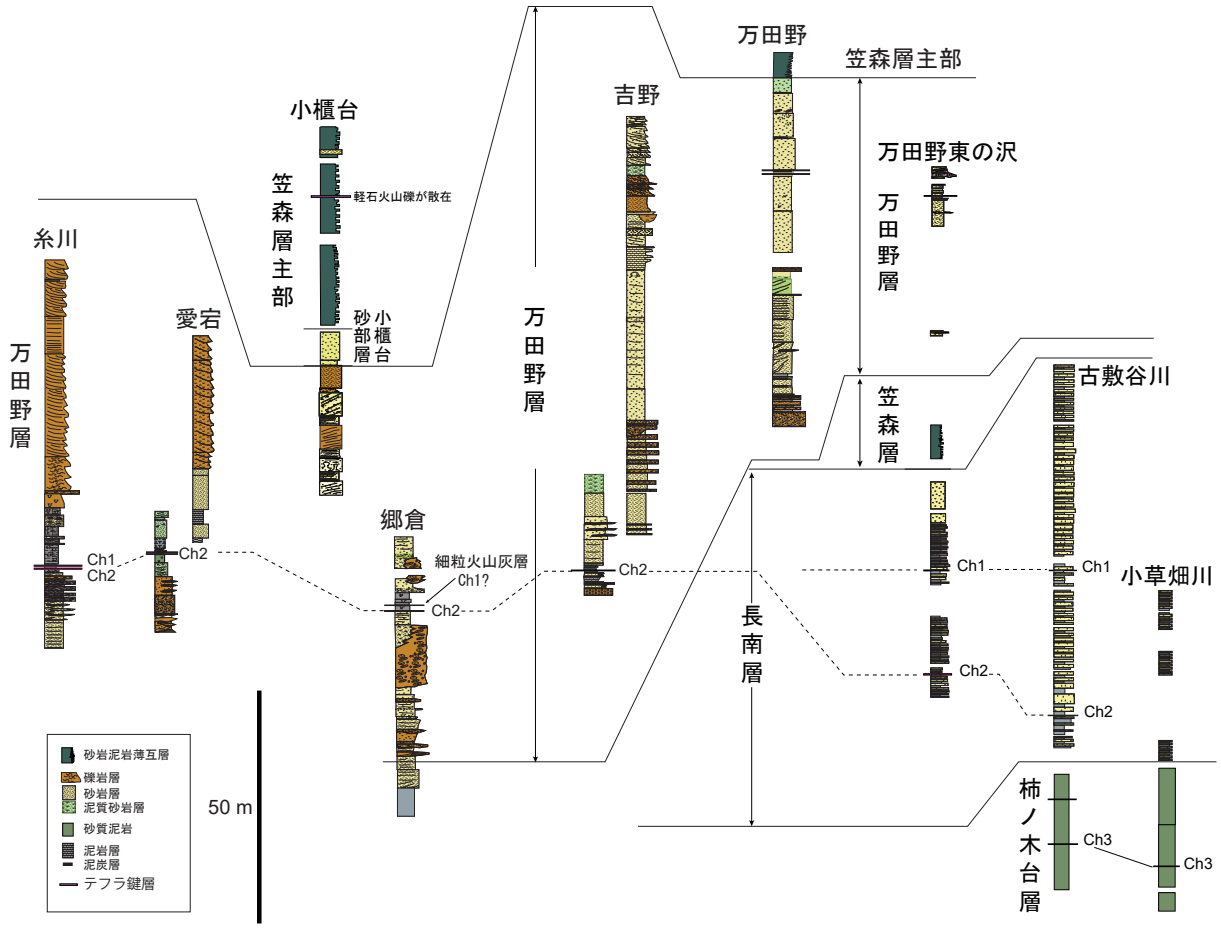
テフラ　養老川～小櫃川間では下部にCh3が，市原市飯給から北東方では本層中部～上部にCh1とCh2が挟在し，これらはよく追跡される（第 4. 15 図D−F）．また君津市愛宕から久留里大谷にはCh2の上位に粗粒砂サイズから細礫サイズの軽石を主体とするテフラ層Ch1.5（東京港地下地質研究会火山灰グループ, 2000；竹下ほか, 2005）が挟在する．茂原地域で確認されたCh0.9（七山ほか, 2016）は本地域では未確認である．Ch2は火山ガラスの微量元素組成等により大阪層群の梅火山灰，広島県西条盆地の岡郷火山灰層，大分県の誓願寺軽石層と対比されている（町田ほか, 1981；吉川ほか, 1991 など）．

化石　本層中の貝化石は坂倉（1935a），大山（1952, 1959），成瀬（1973），馬場・青木（1980），Aoki and Baba（1980）によって，浮遊性有孔虫は青木（1964）によって，底生有孔虫は石和田ほか（1962），樋口（1964），菊池（1964），Aoki（1968）による報告がある．石灰質ナノ化石は佐藤・高山（1988）と佐藤ほか（1988）によって記載されている．

酸素同位体比　Pickering *et al.*（1999）により酸素安定同位体比が高くなるMIS 17からMIS 16に相当すると解釈されている．Ch3，Ch2，Ch1は銚子地域の犬吠層群横根層を掘削したボーリングコアに挟在するテフラ層Yk12とその上下のテフラ層を合わせた3枚のテフラ層にそれぞれ対比されており（中里ほか, 2003），Kameo *et al.*（2006）は同コアから得られた酸素同位体比曲線からYk12層準を氷期のMIS 16に対比した．

年代　長南層の下限はおおよそMIS 17とMIS 16の境界（約 670 ka）に位置し，上限はMIS 16とMIS 15の境界（約 620 ka）付近に位置することから（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），長南層の堆積年代は約 0.67～0.62 Maと推定される．

堆積環境と堆積過程　堆積相と側方変化に基づき，陸棚



第 4. 16 図　万田野層と長南層の側方変化を表した柱状図

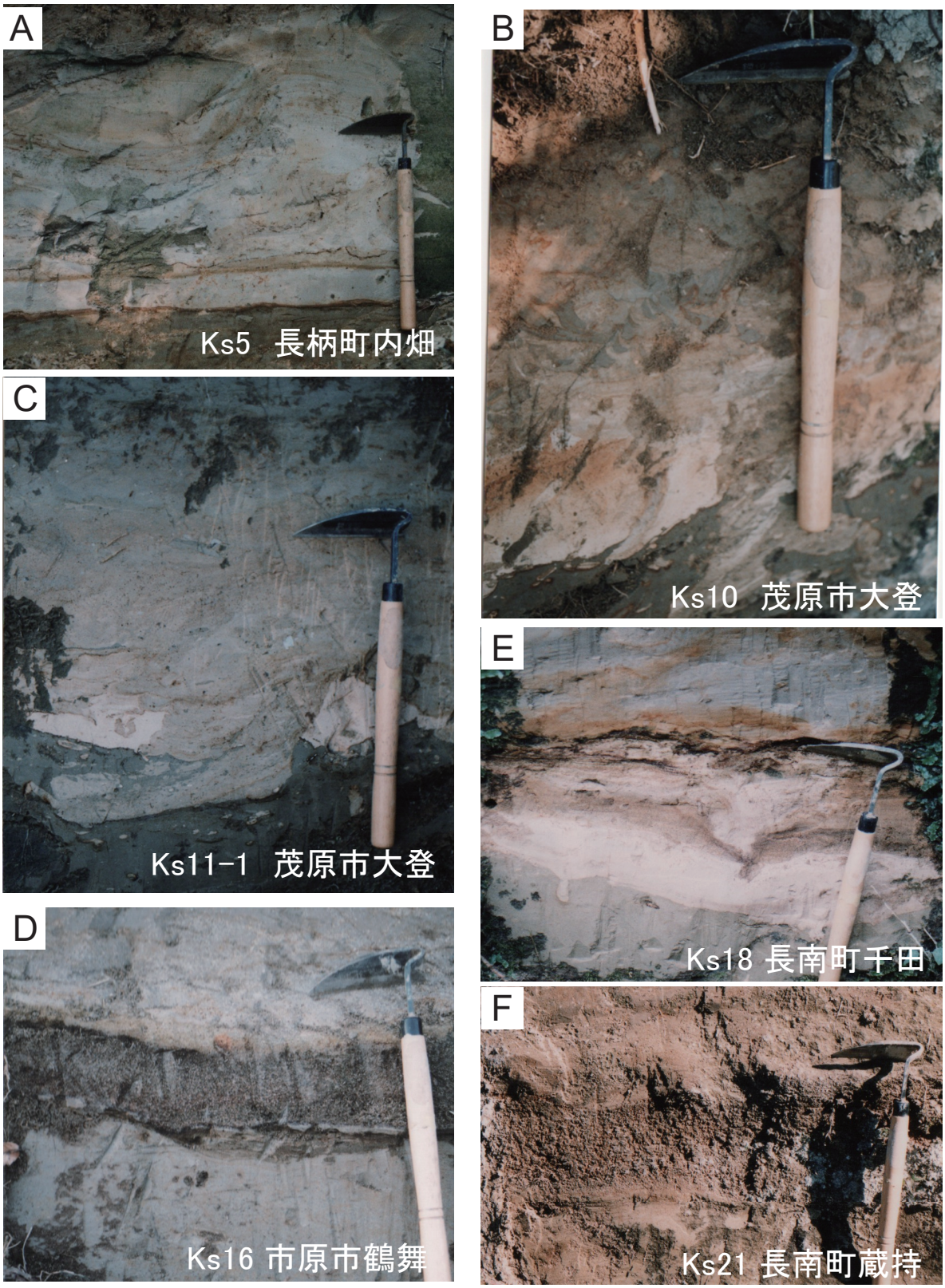
縁辺から外浜，前浜及び後浜の堆積物と推定される（Ito, 1992；Ito and Katsura, 1993）．

4. 14　万田野層（Mn）

命名　三土（1933）．
模式地　市原市万田野周辺．
分布　君津市法木から北東へ連続的に分布し，君津市愛宕，久留里，市原市万田野にかけて分布する．
層厚　最大約 70 m．
岩相層序　主に細粒～粗粒砂岩層と礫岩層から成る．礫岩層は主に細礫～中礫の円礫で構成され，礫支持あるいは細粒～中粒砂の基質支持である．養老川左岸以東では笠森層の泥岩層と指交する．養老川左岸以西の小櫃台周辺や君津市愛宕あるいは糸川ではテフラ鍵層 Ch2 や Ch1 が本層に挟在し，下位の長南層上部と同時異相となる（第 4. 16 図）．細粒砂岩層～礫岩層には平行葉理のほか，トラフ型，低角な平板型あるいはハンモック型斜交層理が発達し，最大径 50 cm に達するマッドクラストや最大径 10 cm 程度の円礫を含む（第 4. 15 図 A，B）．小櫃台周辺では白斑状生痕化石を有する砂岩層や低角な平板型斜交層理が発達する砂岩層の上位に，木片や泥岩礫を多量に含む淘汰の悪い礫岩層が下位層を削り込んで重なる．吉野以西では陸成層の可能性が高い泥炭層と植物立根を多く含む明灰色の泥岩層（層厚 50 cm～1 m 程度）が挟在し，細粒ガラス質火山灰層である Ch2 が挟在する（町田ほか, 1980，第 4. 15 図 C，第 4. 16 図）．
テフラ　細粒ガラス質火山灰層であるテフラ層 Ch1 と Ch2 が挟在する（第 4. 16 図）．
化石　本層中の貝化石は坂倉（1935a），大山（1959），生越（1960），馬場・青木（1980），馬場（1990）によって報告されている．馬場（1990）は下部に寒流系の *Spisula*－*Glycymeris* 群集，上部に暖流系の *Nemocardium*－*Limopsis* 群集を認めた．脊椎動物化石としてはアシカ科 Otariidae 化石（万田野化石研究グループ, 1987），セイウチ属 *Odobenus*（Tomida, 1989），トウヨウゾウ *Stegodon orientalis*（樽ほか, 2005）の産出が報告されている．万田野層上部では生痕化石の *Ophiomorpha*，*Thalassinoides*，*Skolithos* などの生痕化石が報告されている（Takao *et al.*, 2020）．
年代　本層中には微化石やテフラ層など年代推定の指標は確認できないが，同時異相である長南層上部から笠森層下部の年代から，およそ 0.7～0.6 Ma と推定される．
堆積環境と堆積過程　斜交葉理（フォアセット葉理）から東北東ないし北北東への古流向が報告されている（徳橋・遠藤, 1984）．堆積相からは Ito（1992）により外浜からラグーン，あるいは陸棚上のサンドリッジ堆積物として解釈されている．また Takao *et al.*（2020）は万田野層全体の層序対比と層相の側方変化に基づき，同層下部を砂質な陸棚の堆積物と下部外浜，同層上部を上部外浜から前浜の堆積物と解釈した．

4. 15　笠森層（Ks, Kss）

命名　三土（1933）．
模式地　長生郡長南町笠森周辺（姉崎地域）．
分布　君津市小櫃台から模式地の姉崎地域の長南町笠森に向かって連続的に分布する．
層厚　大多喜地域では最大で約 100 m ほどであり東方ほど厚くなる．
岩相層序　砂岩層を挟む砂質泥岩層と泥質砂岩層を主体とする（Ks）．長南層の砂岩泥岩互層を覆い，万田野層上部と指交する（第 4. 16 図）．全体に生物擾乱が発達し，小櫃川右支流と御腹川流域では，本層下部と中部にそれぞれ層厚 5～10 m の淘汰の良い細粒砂岩層～極細粒砂岩層（Kss）が認められ，側方によく連続する．これらは，徳橋・遠藤（1983, 1984）により北隣の姉崎地域においてそれぞれ養老砂層と国府里砂層と呼称された砂層に連続する可能性が高い．
テフラ　笠森層は多数のテフラを挟在し（第 4. 17 図），上位から Ks5～Ks23.5 と命名されている（河井, 1952；石和田ほか, 1971；町田ほか, 1980；徳橋・遠藤, 1984；七山ほか, 2016）．Ks22 は飛騨山脈起源の貝塩－上宝テフラと対比されている（鈴木, 2000）．Ks18 は南九州起源の樋脇テフラ（Hwk）と対比されている（町田・新井, 1992, 2003）．Ks11 は南九州起源の小林－笠森テフラ（Kb－Ks, 町田・新井, 1992）と対比されている（町田・新井, 1992）．
化石　貝化石は坂倉（1935a），金原ほか（1949），大山（1959），成瀬（1973），馬場・青木（1980），馬場（1990）によって報告されている．馬場（1990）は *Limopsis tajimae* 群集，*Portlandia*－*Striodentalium* 群集，*Macoma calcarea* 群集，*Nemocardium samaranagae* 群集，及び *Callithaca*－*Macoma* 群集に区分し，上部あるいは下部浅海から 200 m あるいは 300 m ほどの堆積水深を推定している．浮遊性有孔虫は青木（1964）によって，底生有孔虫は石和田ほか（1962），樋口（1964），菊池（1964），Aoki（1968），Kamemaru（1996）によって報告されている．石灰質ナノ化石は佐藤・高山（1988）によって報告されている．生痕化石は *Rosselia socialis*，*Teichichunus* isp.，*Thalassinoides* isp. が観察される（七山ほか, 2016）．花粉化石は *Pinus* が優勢で，*Picea*，*Alnus*，*Fagus*，少量の *Larix* が検出される（大西, 1969）．
年代　笠森層下限は MIS 16 と MIS 15 の境界（約 620 ka）付近に位置し（Okada and Niitsuma, 1989；Pickering *et al.*, 1999），上限はテフラ鍵層 Ks5 が MIS 13 という考え（七山ほか, 2016）に基づくと，笠森層の堆積年代は約 0.62～0.50 Ma と推定される．
堆積環境と堆積過程　堆積相と側方変化に基づき，陸棚堆積物と推定される（Ito, 1992；Ito and Katsura, 1993）．



第 4. 17 図　笠森層の代表的なテフラ鍵層
A：白色細粒火山灰層 Ks5（長柄町内畑）．B：白色細粒火山灰層 Ks10（茂原市大登．茂原地域内）．C：白色細粒火山灰層 Ks11－1（茂原市大登．茂原地域内）．D：ゴマシオ状粗粒火山灰層 Ks16（市原市鶴舞）．E：白色～黄色細粒火山灰層 Ks18（長南町千田）．F：ゴマシオ状粗粒火山灰層 Ks21（長南町蔵持）．ねじり鎌の刃渡は約 12 cm.

4. 16　金剛地層（Kg）

命名　三土（1933）.

模式地　市原市金剛地.

分布　本地域では，君津市法木から同市戸崎の丘陵に広く分布するほか，君津市小櫃の小櫃川右岸丘陵頂部に分布する.

層厚　約 60 m.

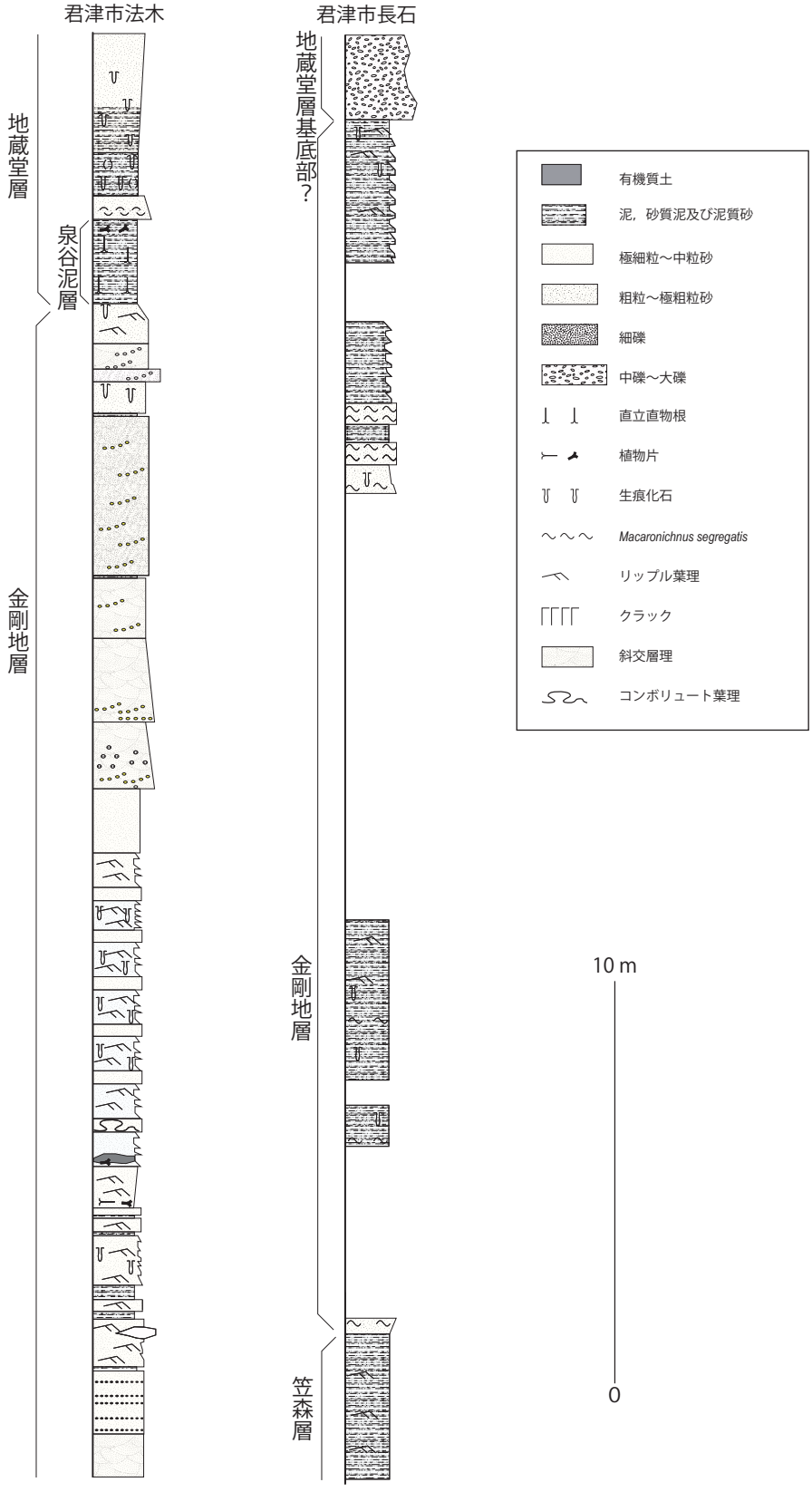
岩相層序　主に淘汰の良い細粒砂岩層と砂岩泥岩互層から成る．下位の笠森層を整合で覆い，上位の地蔵堂層の泥層もしくは礫層に整合もしくは一部不整合で覆われる（第 4. 18 図）．本地域の金剛地層は露出地点が少ない上，テフラ層を欠くため，確実に本層と把握できる堆積物の全体像を把握できる地点は君津市法木地区に限られる（第 4. 18 図）．君津市法木では, 笠森層上部の砂質泥岩層と泥質砂岩層から上方粗粒化して，金剛地層下部（層厚 25 m程度）の細粒砂岩層となる．この細粒砂岩層には多くの層準で白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が密集するほか，リップル葉理が認められる．砂岩層中には巣穴状生痕化石が低密度で認められる（第 4. 19 図A）．本層中部（層厚 15 m程度）は，単層の厚さ 10 cm～1 m程度の，リップル葉理やコンボリュート葉理が発達する淘汰の良い細粒砂岩層と砂質泥岩層の互層から成る（第 4. 19 図B，C）．この互層中には水平方向に倒れた状態の木片が多数含まれる層準がある．本層上部（層厚 14 m程度）は, セット厚 1～3 mのトラフ型斜交層理が発達する細礫混じり細粒～極粗粒砂岩層である（第 4.19 図D）．最上部の砂鉄質砂は低角斜交層理を伴う.

テフラ　姉崎地域では笠森層最上部に挟在するテフラ層 Ks5 と Ks6 が一部金剛地層に挟まれるとされる（徳橋・遠藤, 1983, 1984）．大多喜地域では，金剛地層からテフラ層を確認することはできなかった.

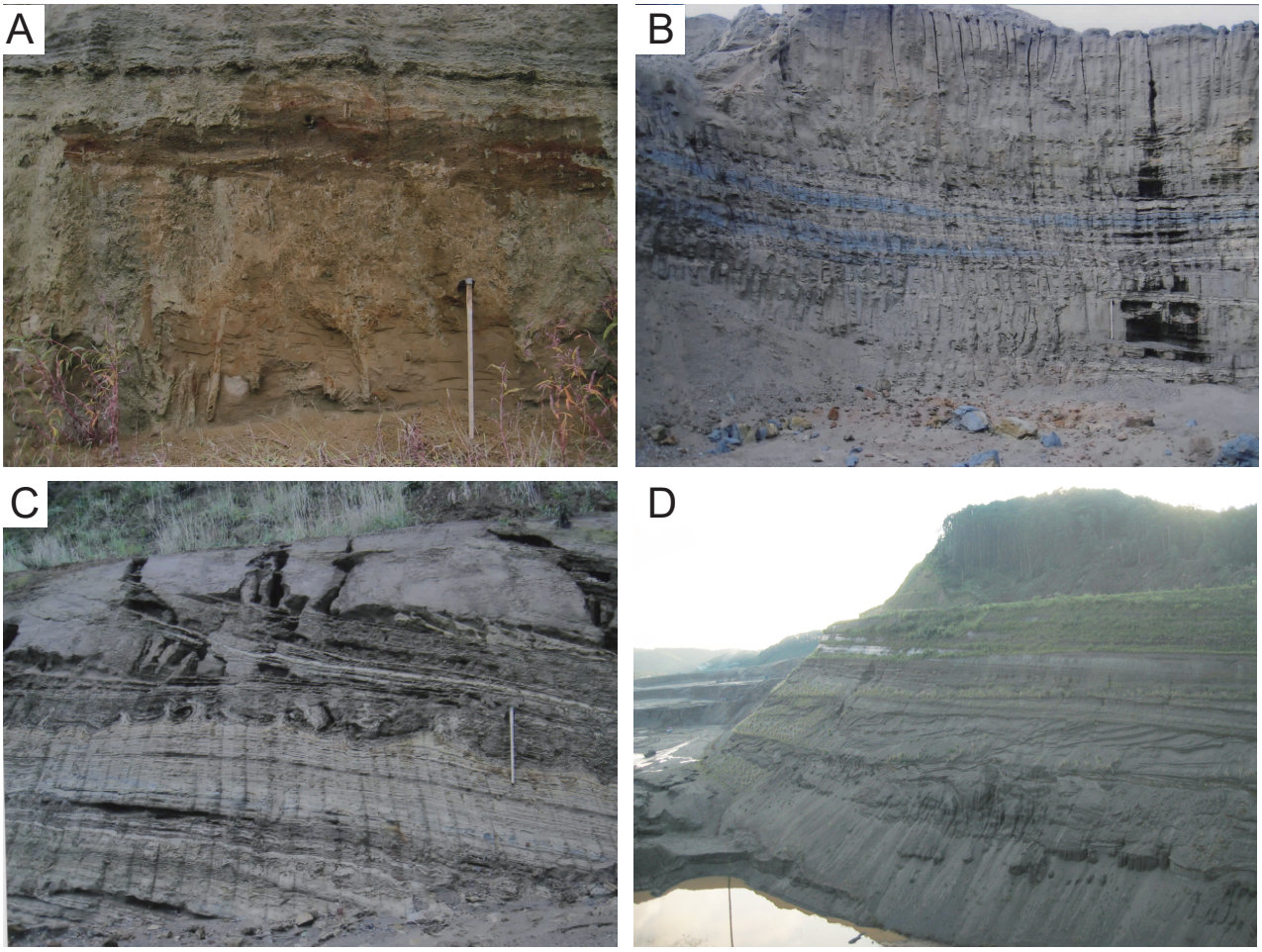
化石　青木ほか（1971），Aoki and Baba（1980），馬場・青木（1980）が貝化石を報告している．また奈良（1998b）は生痕化石の *Rosselia socialis*，*Macaronichnus segregatis*，*Teichichunus* isp.，*Palaxius* isp. などを認めたほか，貝化石の *Protothaca*（*Callithaca*）*adamsi* などの産出を報告している.

年代　下位の笠森層の堆積年代と，上位の地蔵堂層が海洋酸素同位体ステージ MIS 12 から 11 にかけて堆積したと考えられている（中里・佐藤, 2001）ことから，金剛地層の堆積年代は約 0.50～0.45 Ma と推定される.

堆積環境と堆積過程　堆積相や化石相などから外側陸棚から海浜や塩水湿地の堆積環境が推定されている（Ito and Katsura, 1992, 1993；奈良, 1998a）.



第 4. 18 図　金剛地層の柱状図



第 4. 19 図　金剛地層の露頭写真
君津市法木．A：巣穴状生痕化石が発達した砂岩層．露頭の高さは約 3 m．B，C：砂質泥層と細粒砂層の互層．未固結変形構造が認められる．D：斜交層理の発達した砂岩層．

第5章　下 総 層 群

（小松原　琢・宇都宮正志）

5.1　概　要

下総層群は，関東平野に広く分布する中期～後期更新世（約 45 万年前～8 万年前）の浅海成層及び陸成層であり，河川成砂礫層，内湾成泥層，含貝化石浅海成砂層，海浜成砂層が周期的に繰り返す堆積サイクルから構成されている（例えば，青木・馬場, 1971；町田ほか, 1980；増田・中里, 1988；徳橋・近藤, 1989；中里・佐藤, 2001；岡崎ほか, 2001 など）．下総層群の名称は，河井（1961）が地蔵堂層以上の地層を下総累層群として以来，上総層群の上位に重なり，新期段丘堆積物より下位の地層の層群名として長く用いられてきたが，その解釈は必ずしも一致していなかった．その後，徳橋・遠藤（1984）は姉崎地域においてテフラ層対比に基づく下総層群の層序を構築した．この層序は中里（1993）や佐藤（1993）などによって広範囲に適用可能なことが示され，現在ではこの層序が広く受け入れられている（中澤ほか, 2004；大井ほか, 2016）．徳橋・遠藤（1984）の層序では，下総層群は下位の上総層群を整合または軽微な不整合で覆い，下位から地蔵堂層，薮層，上泉層，清川層，横田層，木下層，姉崎層，及び“常総粘土”の順に重なる．下総層群を構成する各層は，かつて関東平野に広く存在した古東京湾で形成された地層と考えられている（岡崎ほか, 1997）．それぞれの地層が示す堆積サイクルは，おおむね 1 回の海水準変動に対応して形成されたと考えられており，広域火山灰の対比によって海洋酸素同位体ステージとの対比がなされ，各層の年代が明らかにされている（第 5. 1 図）（徳橋・遠藤, 1984；増田・中里, 1988；徳橋・近藤, 1989；中里・佐藤, 2001）．千葉県北部地域の地質地盤図では，徳橋・遠藤（1984）の層序で下総層群の最上部とされた常総粘土が被覆土壌層として関東ローム層に含められている（中澤ほか, 2018）．本報告においては中澤ほか（2018）にならい常総粘土を除いた地層群を下総層群として扱う．また，本地域では確実に横田層に同定される堆積物は確認できないため地質図には表現していない．本地域の下総層群は丘陵中に点在する人工露頭で層序関係が把握できるものの，層相の側方変化が著しい上，露頭の密度が低く，層相だけで地層を確実に対比することは困難であった．このため，以下の記述ではテフラ層によって確実に層位が明らかになった大規模な露頭を中心に地点ごとに記載する．主要露頭の位置は付図 4（下総層群の主要露頭位置図）に示した．

下総層群には多数のテフラ層が挟在し，それらは細粒火山灰層，粗粒火山灰層，火山礫層から成り，いずれも層厚は数cmから数 10 cm程度である（第 5. 2 図）．細粒～粗粒火山灰層はガラス質なもの，結晶質なもの，火山ガラスと結晶が同程度含まれるものなどがある．粗粒火山灰層で火山ガラスと結晶の粒子が同程度含まれるものはいわゆるゴマシオ状を呈する．火山礫層は黒色～暗灰色のスコリアや岩片から主に成るもの，白色～明灰色の軽石から主に成るものがある．テフラの同定に当たっては，層相，挟在層準の層相のほか，鉱物組成やガラス等の色調・形態及びガラスと直方輝石，角閃石の屈折率をもとに判断した．屈折率の測定に当たっては株式会社古澤地質製の MAIOT を用いた．

5.2　地蔵堂層（J）

命名　坂倉（1935b）を徳橋・遠藤（1984）が再定義．

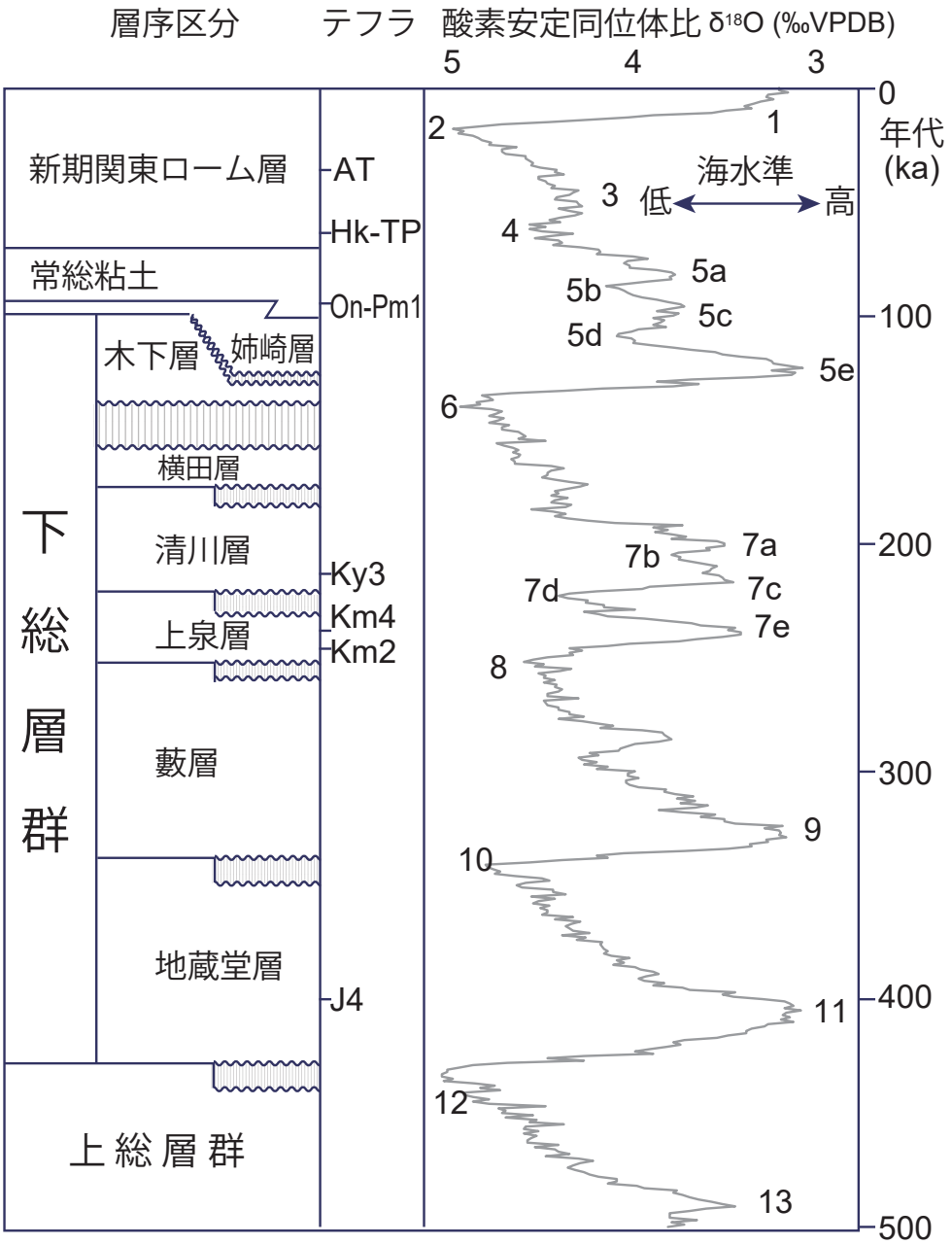
模式地　木更津市地蔵堂周辺．

分布　君津市長石から法木を経て戸崎にかけて分布する．

層厚　約 30 m.

岩相層序　主に砂層から成り，最下部に泥層（泉谷（いずみやつ）泥層：徳橋・遠藤, 1983）を伴う（第 5. 3 図）．下位の上総層群金剛地層を整合あるいは部分的に不整合で覆うとされる（徳橋・遠藤, 1984）．大多喜地域内ではいくつかの露頭で地蔵堂層が金剛地層を整合に覆う関係が観察されている．本層が連続的に露出する君津市法木地区では最下部の泥質な地層（泉谷泥層：層厚約 2 m）と主部の層厚約 25～30 mの細～中粒砂を主体とする地層に区分される．最下部の泥層は，植物立根跡を伴い，木片を多く含む塊状の泥を主体とし，上位ほど淘汰が悪くなり砂を含むとともに，破片状の貝殻化石が多く含まれる．また，砂管状生痕化石が認められ，砂層から下位の泥層中にまで達している．主部の砂層は淘汰の良い塊状の細粒～中粒砂から成り，テフラ層を挟むほか，著しい生物擾乱を受けている．主部の中でも下部には直立した状態で合弁の貝化石が含まれる．また，顕著な鍵層である J4 の上位には多数の破片状の貝化石が多量に含まれる（地蔵堂化石帯）．

テフラ　調査地域の中で最も露出の良い君津市法木地区では複数のテフラが本層中部に挟在する（第 5. 2 図A, B, 第 5. 3 図）．このうち既知のテフラ層として確実に対比できたのは J4 のみである．J4 は厚さ 50 cmの薄桃色の細粒



第 5. 1 図　下総層群の層序と主要なテフラ鍵層の層位及び海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比
酸素同位体比曲線は Lisiecki and Raymo（2005）による．中里・佐藤（2001），中澤ほか（2004）を基に作成.

ガラス質火山灰層であり露頭での識別が容易である（第5. 2 図A）．J4 の火山ガラスの屈折率（n）は 1.497～1.499 である．またJ4 下部に含まれるガラスの付着した直方輝石の屈折率（γ）は 1.704～1.713 と 1.734～1.737 の二峰性分布を示した．後者の高い屈折率は町田・新井（2003）では報告されていない．J4 は犬吠層群のTy1（中里・佐藤, 1998）及び関東～中部地方で広く追跡される多摩TE−5a（町田・新井, 2003）に対比され（吉川ほか, 1991），さらに飛騨山脈（槍ヶ岳北西水鉛谷）を給源として（原山, 1990），中部日本に広く分布する広域テフラである大町APmテフラ群の下部に位置するテフラ（大町A1 テフラ：町田・新井, 2003）に対比されている（鈴木・早川, 1990）．長石では，層厚 5 cmの成層した粗粒火山灰と軽石及びスコリア質火山礫層（直方輝石の屈折率：1.700～1.730）が認められた．またJ4 の下位に挟在する粗粒火山灰層は火山ガラスの屈折率（n）が 1.510～1.514, 直方輝石の屈折率（γ）が 1.702～1.711）を示す．さらに，法木の本層主部砂層のうち上部の厚さ 5 cmの黒灰色粗粒火山灰及びスコリア火山礫層は極めて屈折率の高い火山ガラス（n：1.544～1.550）を含む（第 5. 2 図B）．本地域北側の姉崎地域では基底部の泉谷泥層中にJ1 とJ2 が認められているが（徳橋・遠藤, 1984），大多喜地域ではこれらと確実に同定されるテフラは見いだされなかった．

化石　本層中の貝化石については大山（1952），Hatai and Hayasaka（1955），生越（1959），Ogose（1961），青木ほか（1962, 1971），Aoki and Baba（1980）などが報告している．O’hara（1982）は本地域の北に隣接する木更津市馬来田で*Crassostrea gigas*が多く産するほか*Ditrupa edoensis*及び*Theora lubrica*が産出することを報告している．また近藤（2001）は馬来田に近い木更津市泉谷などの泉谷泥層から寒冷な沿岸に棲息する貝類を主とする*Saxidomus purpurrata–Callithaca adamsi*群集を，同市真里谷などの海成砂層中部に位置する「地蔵堂化石帯（J3 直上からJ4 上位付近）」から*Cryptopecten vesiculosus–Glycymeris pilsbryi*群集及び同化石帯中部から*Nemocardium samrangae–Glycymeris rotunda*群集といった，温暖な水域に棲息する貝類を主とする化石群集を報告している．また，有孔虫化石については鈴木・青木（1962）の報告がある．

堆積環境と堆積過程　低海面期から高海面期に堆積した一連の地層と考えられる（例えば徳橋・近藤, 1989；岡崎ほか, 2001）．君津市戸崎磯辺地区で見いだされた本層最下部に相当する粗粒堆積物とそれを覆う泥層は層相及び貝化石などから海進初期の溺れ谷で堆積した地層であり，本層主部の砂層は温暖な海域に棲息する貝化石群集を産し生物擾乱を受けていることや堆積相から海浜（外浜～後浜）で堆積したと考えられている（中澤ほか, 2004）．一方，鎌滝・近藤（1997）は堆積相と貝化石群集を解析し，本層最下部の泥層堆積時に海水準が最高位に達し，その後（主部堆積期）に 2 サイクルの海水準の上昇・下降が生じた可能性を強く示唆している．なお，Ito and O'hara（1994）は，本層堆積時に現在の房総半島中部地域では南から北に向かう古流向が卓越したことを示している．

5. 3　薮層（Yb）

命名　坂倉（1935b）の薮層を徳橋・遠藤（1984）が再定義．

模式地　木更津市薮及び宿周辺．

分布　君津市法木から戸崎にかけて分布する．

層厚　20～30 m.

岩相層序　本層の大部分は細粒～中粒砂層から成り（Yb），下部に塊状の泥質砂層，泥層と細礫層の互層を伴う（第 5. 3 図）．地蔵堂層を整合もしくは部分的に堆積間隙を伴って不整合に覆う（第 5. 2 図E）．調査地域では露出が限られているが，木更津市田川地区と君津市戸崎地区に連続露頭が認められる（第 5. 2 図C，D，第 5. 3 図）．君津市戸崎においては，本層基底部に厚さ 15 cmの泥炭質の泥層と細礫層が認められる．本層下部（層厚 17 m）は淘汰が悪く生物擾乱を受けた塊状の泥質砂層が卓越し，所により貝殻片の密集部や砂管状生痕，あるいは散在した炭質物片が認められる．本層上部（層厚 18 m）は平板型～トラフ型の大型斜交層理が発達した淘汰の良い細粒～中粒砂層を主体とする．所によりリップル葉理の発達した砂層を挟む．貝化石が層理面に平行に配列して含まれる．

テフラ　薮層全体としてはYb0～Yb5 が挟在することが知られている（徳橋・遠藤, 1984）．本地域ではYb0，Yb3 及びYb4 が認められた（第 5. 3 図）．Yb3 以外のテフラ層は生物擾乱により砂層中に散っており，側方連続性が良くない．

化石　薮層全体として貝化石を多産する．槇山（1930），坂倉（1935b），Ogose（1961），青木ほか（1962），青木・馬場（1971），Aoki and Baba（1980）などによって貝化石が記載されている．Yajima（1978）により貝形虫化石群集が，鈴木・青木（1962）により底生及び浮遊性有孔虫化石群集が記載されている．

堆積環境と堆積過程　貝化石群集や珪藻化石群集から内湾環境と推定されている（近藤, 2001；中澤ほか, 2004）．

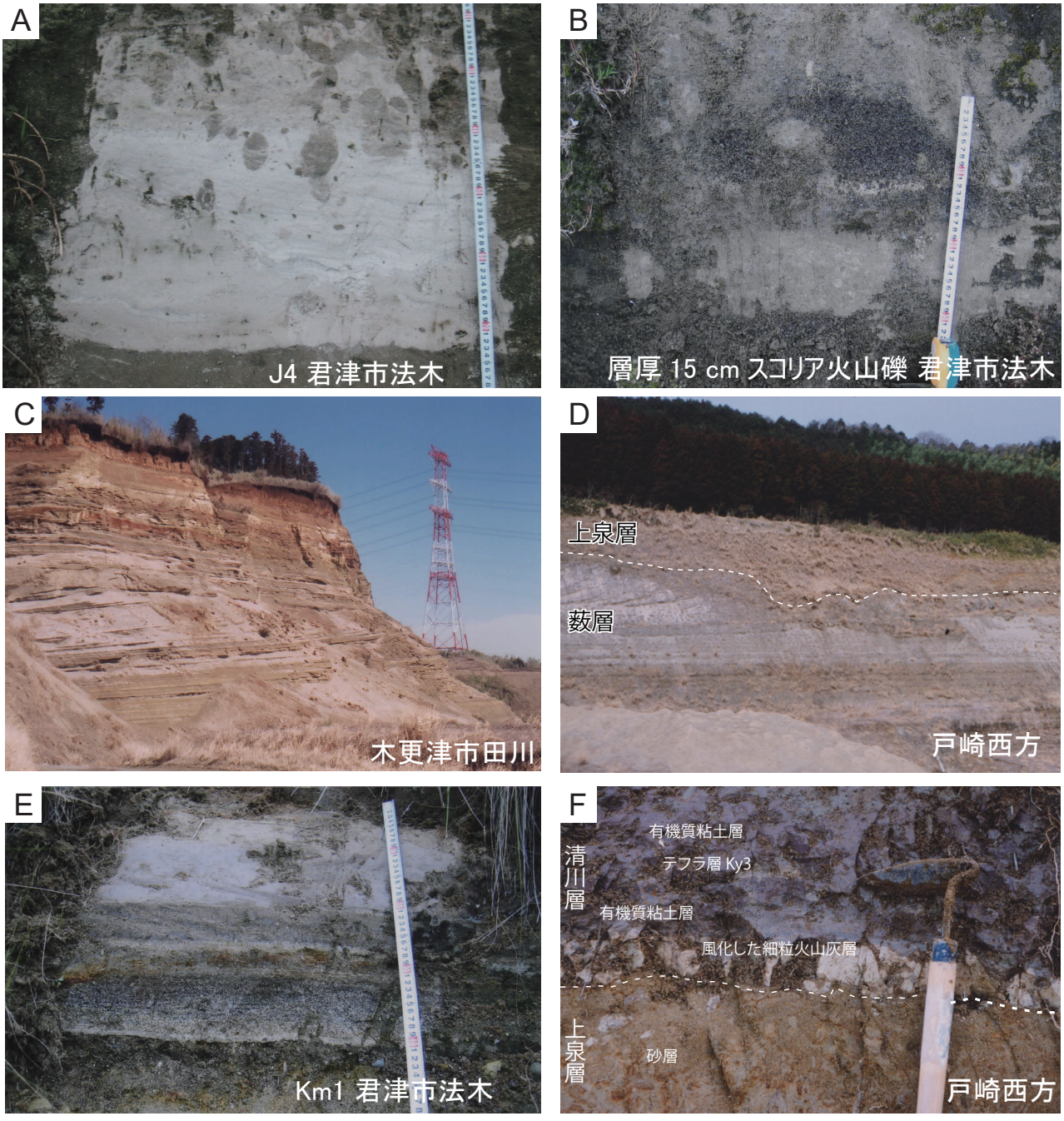
5. 4　上泉層（Km）

命名　三土（1937）に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義．

模式地　市原市上泉及び川原井．

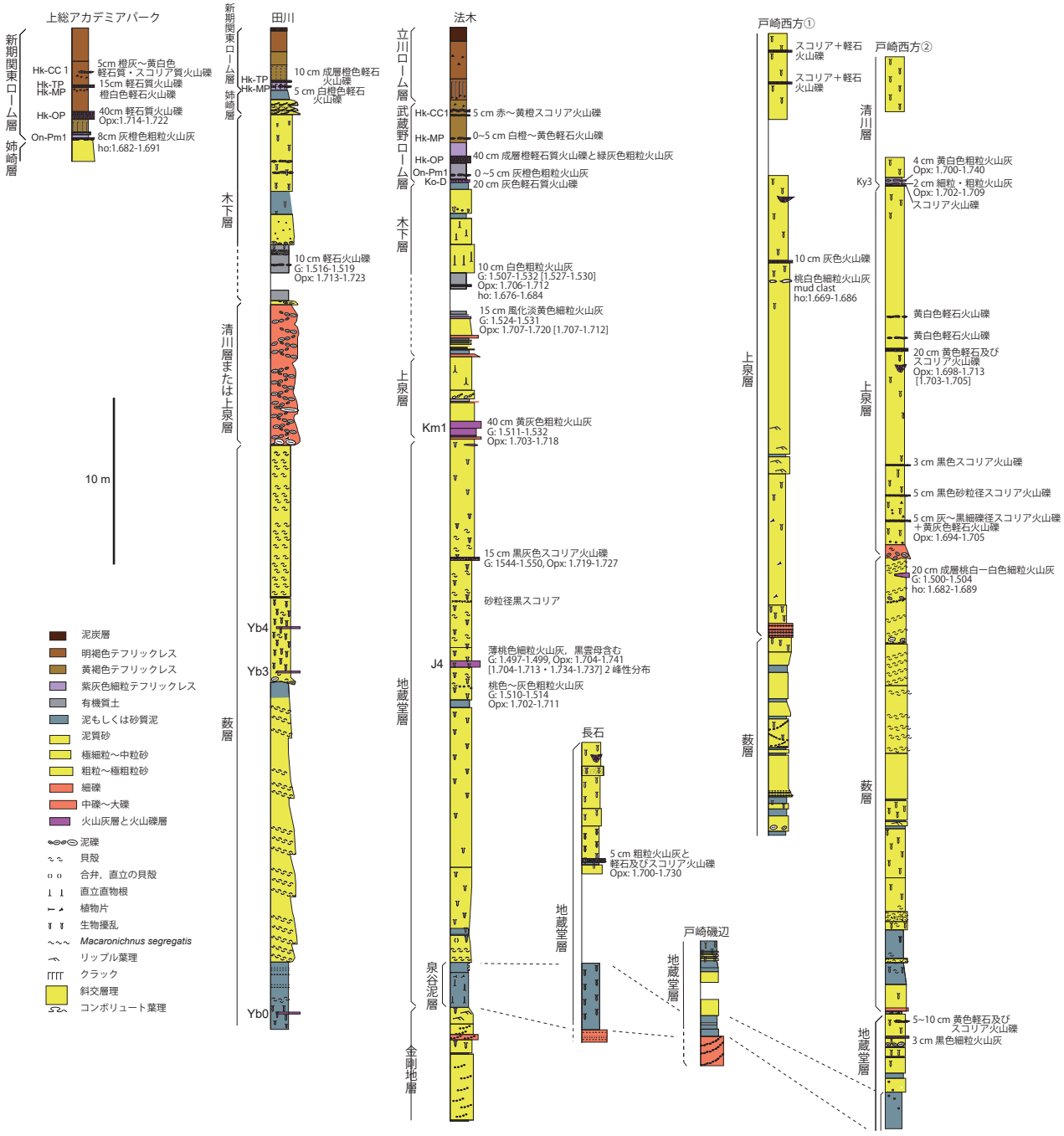
分布　君津市法木から同市戸崎ないし木更津市田川にかけて分布する．

層厚　数mから数 10 mで地域によって異なる．大多喜地域では露出が限られており正確には不明．



第 5. 2 図　下総層群の露頭写真

A：地蔵堂層の白色細粒火山灰層 J4（君津市法木）．B：地蔵堂層のスコリア火山礫層（君津市法木）．C：地蔵堂層，藪層及び姉崎層が露出する露頭（木更津市田川，木更津地域内）．崖の高さは約 50 m．D：戸崎西方，藪層を削り込んで覆う上泉層の露頭．露頭の高さは約 3 m．E：上泉層の灰色ゴマシオ状粗粒火山灰と細粒火山灰から成る Km1（君津市法木）．F：清川層基底の有機質粘土層に挟在する細粒火山灰層 Ky3．



第 5. 3 図　下総層群の柱状図と層序

柱状図右脇に肉眼で認められるテフラ層の厚さ・層相，ガラス及び鉱物の屈折率を記した．G：火山ガラスの屈折率 (n)．Opx：直方輝石の屈折率 (γ)．ho：角閃石の屈折率 (n_2)．数値はレンジ，[] 内の数値はモードを示す．

岩相層序　主に砂層，泥質砂層及び礫層から成る．法木ではトラフ型斜交層理の発達した層厚 3 mの砂礫層とそれを覆う直立した植物根痕の発達した砂層から成る．戸崎西方では薮層を削り込んだ上泉層の基底（第 5. 2 図D）に厚さ 20 cm程度の不淘汰で貝化石片と泥礫を含む細礫層と，それを覆う泥質砂層及び砂層が認められた（第 5. 3 図）．多くの地域で下位の薮層を整合に覆うが，法木では薮層を欠き，地蔵堂層を直接覆う（第 5. 3 図）．田川では下位の薮層を覆い上位の木下層最下部の有機質泥層に覆われる層厚 8 mの砂礫層が認められた（岡崎ほか, 2000；第 5. 3 図）．砂礫層は泥礫や木片を含みトラフ型斜交層理が発達する．本報告ではこれを上泉層と解釈したが，清川層の可能性も否定できない．

テフラ　上泉層にはKm1～Km8 が挟在する（徳橋・遠藤, 1984）．Km1 は複数のテフラ層から成り，Aso−1 が含まれる（Suzuki, 1996）．Km2 は中里・佐藤（1988）により大磯丘陵のTCu−1 テフラ（町田ほか, 1974）に対比されている．法木の砂礫層中にはKm1 テフラが確認された（第 5. 2 図E）．

化石　調査地域内の貝化石は記載されていないが，袖ケ浦市上泉に産する貝化石は槇山（1930）などに記載されている．

堆積環境と堆積過程　本層下部のトラフ型斜交層理が発達する礫層とそれに伴う砂層及び泥層は河川チャネルあるいは氾濫原の堆積物と考えられ，その上位の巣穴化石を含む砂泥互層は干潟の堆積物と推定される（中澤ほか, 2004）．木更津地域内の大規模な斜交層理が発達する砂層はギルバート型粗粒三角州の堆積物と解釈されている（岡崎ほか, 2000）．

5. 5　清川層（Kk）

命名　植田（1930）に基づき徳橋・遠藤（1984）が再定義．

模式地　袖ケ浦市大鳥居．

分布　君津市戸崎西方に分布する．木更津市田川地区にも分布する可能性がある．

層厚　北西部の木更津地域や北部の姉崎地域では 15 m程度（徳橋・遠藤, 1984；中澤ほか, 2004）．本地域では本層全体を観察できる露頭がなく正確な層厚は不明であるが上下の地層の露出状況から数mと考えられる．

岩相層序　主に砂層と泥層から成る．調査地域では露出が限られている．下位の上泉層を侵食して覆うものの，広域では大きく削り込むことはない（徳橋・遠藤, 1984）．君津市戸崎西方の露頭では，上泉層の砂層を覆う暗紫灰色の粘土層とそれを覆う細粒砂層が認められた（第 5. 3 図）．以下に述べるように，この暗紫灰色粘土は清川層基底部のKy3 を挟有する．

テフラ　清川層にはKy1，Ky2，Ky3，Ky3.5，Ky4 と呼ばれるテフラ層が挟在する（徳橋・遠藤, 1984；佐藤, 1994）．このうちKy2，Ky3，Ky3.5 はそれぞれ大磯丘陵のTB−7，TB−8，TB−9 に対比されている（新井ほか, 1977；杉原ほか, 1978；中澤ほか, 2003）．本地域では上泉層の砂層を覆う暗紫灰色の粘土層中に著しく風化した細粒火山灰層とスコリア火山礫層が挟在し（第5. 2 図F），その上位に厚さ 50 cm以上の巣穴化石を含む淘汰の良くない塊状泥質砂層が確認された（第 5. 3 図）．粗粒火山灰層中の直方輝石の屈折率（γ）は 1.700～1.740 と幅広く，かつ 1.720 以上の高い値を示す粒子が少なくない．このような高屈折率の直方輝石を含むことから，本テフラは木更津地域や埼玉県・大宮台地地下のKy3（中澤ほか, 2003）に対比できる．

化石　大多喜地域の周辺で本層上部の砂層から潮間帯～上部浅海帯の貝化石が報告されている（青木・馬場, 1971）．また淡水～内湾性の珪藻化石が報告されている（中澤ほか, 2004）．

堆積環境と堆積過程　本層下部の暗紫灰色の粘土層は植物の直立した根を含むことから土壌層と考えられる．また，これを覆う細粒砂層は巣穴化石の存在から沿岸海域の堆積物と考えられる．木更津地域の清川層ではトラフ型斜交層理が発達する礫層とそれに伴う砂層及び泥層は河川チャネルあるいは氾濫原の堆積物と考えられ，巣穴化石を含みヘリンボーン斜交葉理が発達する砂層は河口潮汐砂堆システムと解釈されている（岡崎ほか, 1997, 2000；中澤ほか, 2004）．

5. 6　木下層（Ko）

命名　槇山（1930）．

模式地　印西市木下．

分布　木更津市八万台～田川周辺と君津市法木周辺に分布する．

層厚　本地域では 10 m程度と考えられるが露出が限られており正確には不明．

岩相層序　主に砂層，泥層及び礫層から成る．調査地域では露頭が限られている．君津市法木の露頭では，上泉層を侵食して覆う含細礫砂層とその上位に重なる砂層，泥層及び泥質砂層が認められる（第 5. 3 図）．田川では有機質泥層と細粒砂層から成る．

テフラ　木下層全体としてはKo1～Ko4，KoDなどのテフラ層が報告されている（徳橋・遠藤, 1984）．KoDは大磯丘陵のKlPテフラ群に対比されている（杉原ほか, 1978；中澤ほか, 2004）．法木では高屈折率火山ガラス（n = 1.524～1.531）と直方輝石（γ = 1.707～1.720）を含む層厚 15 cmの成層した淡黄色細粒火山灰層と，火山ガラス（n = 1.507～1.532），直方輝石（γ = 1.706～1.712）のほか少量の緑色角閃石（n_2 = 1.676～1.684）を含む厚さ 10 cmの白色粗粒火山灰層が挟在する．後者は佐藤ほか（2000）がガラスと直方輝石の屈折率に基づきKlP−3 など大磯丘陵

のKlPテフラ群に対比している．ただし，同様の屈折率のテフラは大磯丘陵のTAmテフラ群にもあり，木更津地域や姉崎地域の横田層中に挟在するYk3はTAm−5と対比されていることを考慮すると（中里, 2001），法木におけるこの砂礫層と泥層の互層部が横田層に対比される可能性も残されていることを付記する．田川の有機質泥層中には厚さ10 cmの，火山ガラス（n = 1.516〜1.519）と直方輝石（γ = 1.713〜1.723）を含む，白〜灰白色の軽石火山礫層が挟在する

化石　木下層からは多くの化石産出報告があり，内湾の潮間帯から上部浅海帯の貝化石，貝形虫化石，有孔虫化石及び珪藻化石が報告されている（青木・馬場, 1971；大原ほか, 1976；Yajima, 1978；中澤ほか, 2004）．

堆積環境と堆積過程　本地域は木下層分布域の南縁にあたり，隣接する姉崎地域，木更津地域，富津地域において広く認められている「典型的な」海成層は認められない．本層下部の砂礫〜泥の互層は層相から，低海面期に丘陵を開析した谷を埋積した地層の可能性が高い．上部の砂層はKlPテフラ群に被覆されることから最終間氷期の高海面期に沿岸部で堆積した地層と考えられる．

5. 7　姉崎層（As）

命名　徳橋・遠藤（1984）．

模式地　市原市引田．

分布　木更津市長石周辺の台地上部に薄く分布すると考えられる．

層厚　最大約10 mと推定されるが露出が限られており正確には不明．

岩相層序　下位の木下層を不整合に覆い，御岳第一テフラ（On−Pm1）を含む常総粘土ないし新期関東ローム層に覆われる一連の堆積物（第5. 3図）．On−Pm1降下後，箱根小原台テフラ（Hk−Op）降下前に離水した陸水成の段丘面である下総下位面を構成する．姉崎地域では，姉崎層は中礫混じりの砂層と泥層を挟む細粒砂層との互層から成るとされることから（徳橋・遠藤, 1984），本報告では姉崎層の層相（As）を砂, 泥及び礫とした．大多喜地域内では露頭が限られており，本層全体の層相を観察することができなかった．君津市長石の上総アカデミアパークの露頭では関東ローム層の基底にOn−Pm1と考えられる粗粒火山灰層が挟在し，その下位に厚さ1 mの上方細粒化する泥質砂層が認められた（第5. 3図）．この露頭は現在消失している．

テフラ　本地域北方の姉崎図幅地域や木更津図幅地域ではAn1やAn2などのテフラ層が挟在するが（徳橋・遠藤, 1984；中澤ほか, 2004），本地域では未確認である．

化石　汽水性〜淡水性の珪藻化石群集（堀口・大原, 1972）や温帯〜冷温帯の花粉（杉原, 1978）が産出する．大多喜地域からは化石は未報告である．

堆積環境と堆積過程　杉原（1978）は花粉組成に基づき堆積環境を沼沢地あるいは草原として推定した．また堆積相や珪藻化石群集から湿地あるいは河口域を含む河川の堆積物と推定されている（中澤ほか, 2004）．

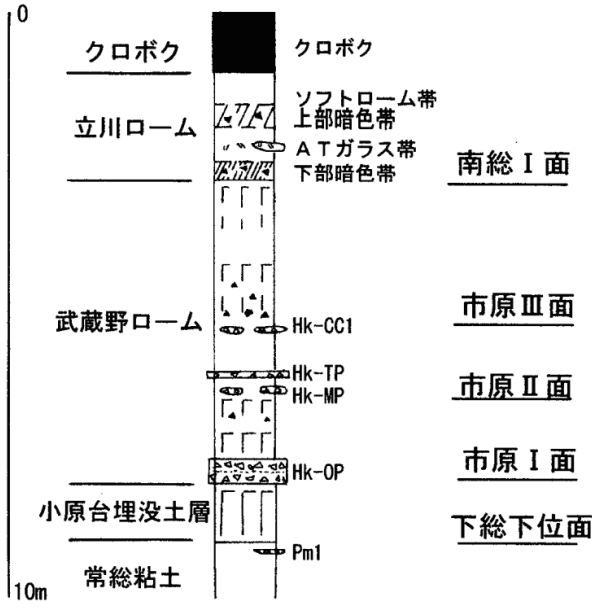
第 6 章　新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

（小松原　琢・宇都宮正志）

6. 1　概　要

大多喜地域の地形面は高位から，下総下位面，市原面群（市原Ⅰ～Ⅱ面），南総面群（南総Ⅰ～Ⅲ面），及び完新世段丘面群（久留里Ⅰ～Ⅴ面）に区分される．下総下位面は主に木更津台地北部に分布する姉崎層の堆積面であり，御岳第一テフラ（On–Pm1）降下後，箱根小原台テフラ（Hk–Op）降下前に離水した陸水成の段丘面である（小松原, 2004, 第 6. 1 図）．市原面群は木更津地域では 3 段の段丘面（高位より市原Ⅰ–Ⅲ面）に細分され，いずれも層厚 5 m 未満の段丘堆積物から成り武蔵野ローム層に覆われる（小松原ほか, 2004）（第 6. 1 図）．市原面群はいずれも河成の段丘面であり，大多喜地域にはそのうち市原Ⅱ面が丘陵頂部に広く分布する．南総面群のうち高位の南総Ⅰ面は姶良 Tn テフラ（AT：町田・新井, 1976）を含む立川ローム層に覆われる河成の段丘面である（第 6. 1 図）．完新世段丘面群は, 丘陵を開析する河川沿いと旧東京湾岸沿いに断片的に分布する．

本地域には最終間氷期極相期（すなわち木下層堆積期＝ MIS 5e）を含む後期更新世初頭以前の堆積物が構成する明瞭な段丘面は認めがたい．また，下末吉ローム層に相当する最終間氷期極相期に降下したローム層もごく限られた地点以外に分布しない．このため本章では段丘面を構成する後期更新世の堆積物（市原面群及び南総面群堆積物）と，それらを被覆する新期関東ローム層をまとめて記す．なお関東ローム層は土壌層を含む表層被覆層として扱い，地質図には図示しない．徳橋・遠藤（1984）の層序で下総層群の最上部とされた常総粘土は，本報告では関東ローム層に含めた（第 5 章参照）．

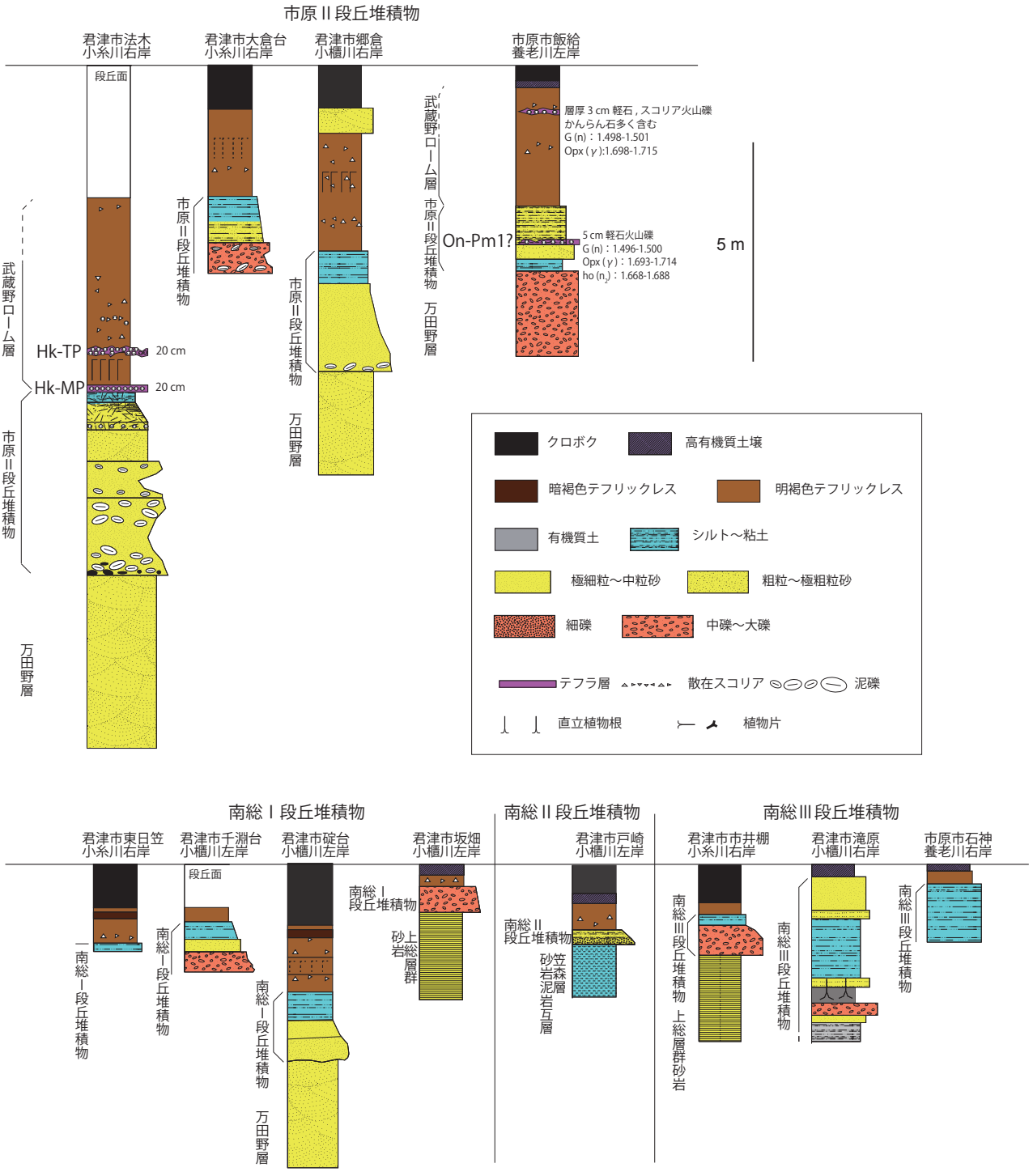


第 6. 1 図　下総層群最上部から関東ローム層にかけての模式層序
小松原ほか（2004）による．

6. 2　新期関東ローム層

大多喜地域の後期更新世以降のテフリックレスもしくは土壌層は武蔵野ローム層，立川ローム層に区分できる（第 6. 1 図）．本報告では武蔵野ローム層及び立川ローム層を新期関東ローム層とし，これらの新期関東ローム層に直接覆われる段丘堆積物を新期段丘堆積物とする（小松原ほか, 2004）．本地域では確認されていないが，大井・七山（2016）は茂原地域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ウォール型火山ガラスを特徴的に含む AT テフラが挟在することを報告している．上総大原地域では, 吉附（よしふ）面を覆うローム層下部中に AT テフラが報告されている（桑原ほか, 1999；大井, 2019）．武蔵野ローム層は層厚約 5 m で，主として明褐色の火山灰質土から成る（第 6. 2 図）．このローム層は下部から厚さ 30～50 cm の箱根小原台テフラ（Hk–OP），チョコレート色の粘土質ローム（厚さ 20～50 cm 程度）, 上部に箱根三浦テフラ（Hk–MP）と箱根東京テフラ（Hk–TP）を挟有する褐色粘土質ローム（約 2 m），不明瞭な暗色帯を挟み砂質な褐色ローム（約 2 m）から成る（小松原ほか, 2004）．褐色ローム層と下位の粘土質ローム層の境界付近に箱根中央火口丘 1 テフラ（Hk–CC1）が認められる（小松原ほか, 2004，第 6. 1 図）．

立川ローム層は層厚約 2 m の主に暗褐色を呈する火山灰質土である．このローム層は下部から砂を含む明瞭な暗色帯（下部暗色帯：約 30～60 cm），スコリアを含む褐色粘土質ローム（約 20 cm），下部ほど明瞭ではない暗色帯（上部暗色帯：30～50 cm），指で押さえると凹む程度に軟らかい褐色ローム（ソフトローム：20～40 cm）から成る（小松原ほか, 2004）．下部暗色帯と上部暗色帯の間の褐色粘土質ローム層中には，姶良 Tn テフラ（AT）に由来する多量のバブルウォール型火山ガラスが含まれ，所によって同火山灰層の純層を挟む（小松原ほか, 2004）．



第 6. 2 図　大多喜地域の段丘堆積物の主要露頭の柱状図
柱状図右脇に肉眼で認められるテフラの厚さ・層相，ガラス及び鉱物の屈折率を記す．G：火山ガラスの屈折率 (n)．Opx：直方輝石の屈折率 (γ)．ho：角閃石の屈折率 (n_2)．

クロボクは層厚数 10 cmの，黒色を呈し，多量の腐植分を含む軟らかい粘性土である．露頭では浸食や耕作のためクロボクが見いだされることは少ない（小松原ほか，2004）．

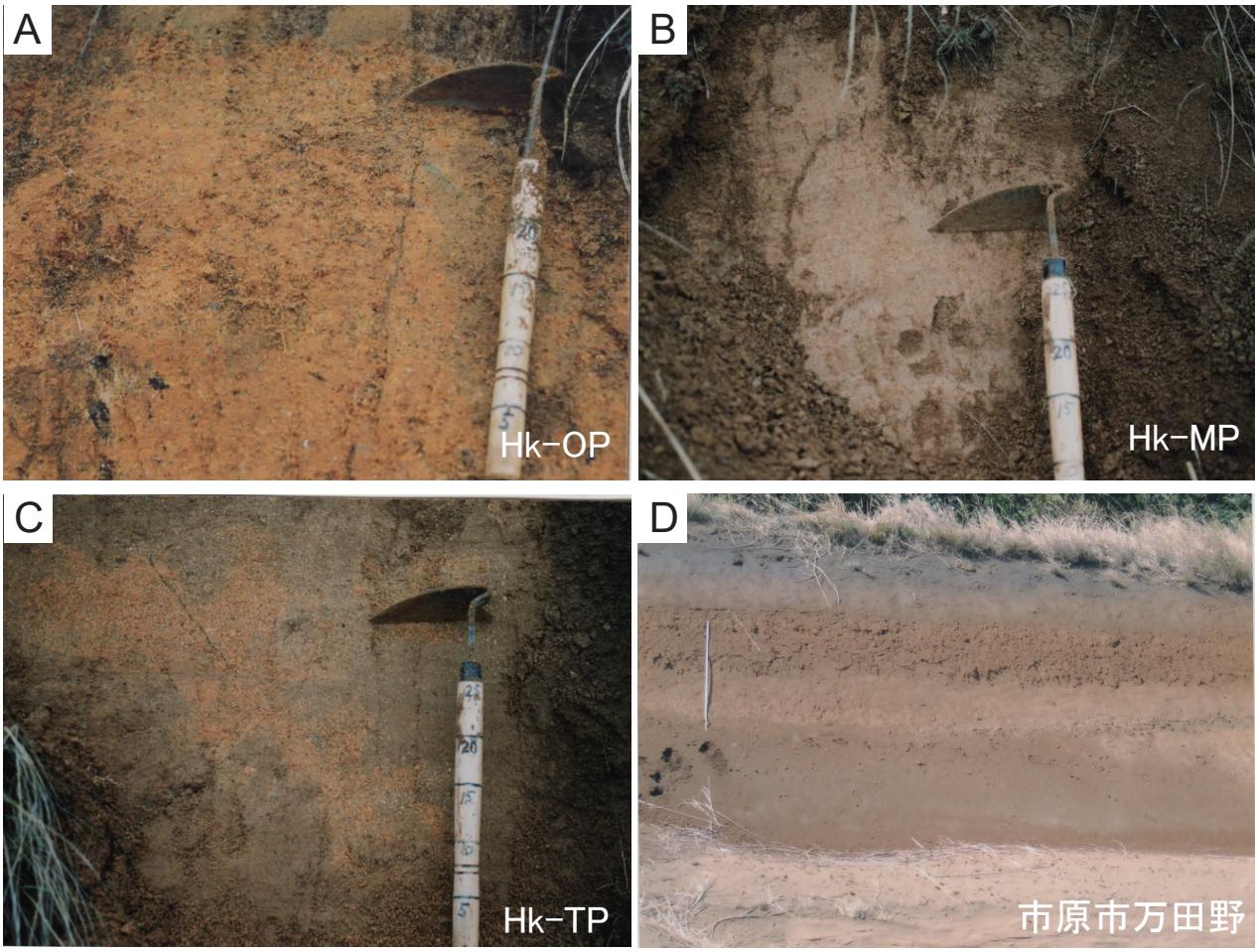
なお本地域では，これらテフリックレスが全て残されているとは限らず，部分的に侵食されて欠如していることが少なくない．このため，段丘堆積物の対比に当たっては，堆積物を直接被覆するローム層の層位と共に，段丘面の高度や礫の風化程度などを考慮して判断した．調査地域の段丘堆積物の柱状図を第 6. 2 図にまとめて示す．

6. 3　市原Ⅱ段丘堆積物（Ic2）

命名は徳橋・遠藤（1984）による．本地域の市原Ⅱ段丘堆積物は，基底部に箱根三浦テフラ（Hk−MP）を伴う武蔵野ローム層に覆われる（第 6. 2，6. 3 図）．本堆積物は，全体として上方細粒化する層厚 2〜4 mの砂層を主体として，最上部に泥層を伴う（第 6. 2 図）．背後斜面に安房層群や上総層群が分布する場所では下部に径数〜数 10 cmの泥岩礫を伴うことがある．小糸川右岸の君津市法木では本層上部の砂ないし泥質砂層中に橙色の軽石が多く含まれる．また，養老川左岸の市原市飯給の丘陵頂部を構成する本堆積物下部には，御岳第 1 テフラ（On−Pm1）の可能性がある粗粒火山灰層が挟在するが，このテフラ層の角閃石の屈折率（n_2 = 1.668〜1.688）はOn−Pm1 のそれよりも若干低い．本堆積物は，図幅北西端の君津市長石開拓と小糸川中流部の君津市法木周辺に分布するほか，市原市飯給と同国本の県乳牛研究所の尾根上に孤立して分布する．

6. 4　南総段丘堆積物群（Na）

本堆積物の名称は，杉原・細野（1974）の南総面に由来する．本報告では徳橋・遠藤（1984）の定義に従って武蔵野ローム層を欠き，立川ローム層（関東ローム研究グループ, 1956）に対比される褐色テフリックレスに直接



第 6. 3 図　ローム層中のテフラ層の露頭写真
A：Hk-OP テフラ（君津市法木）．B：Hk-MP テフラ（君津市法木）．C：Hk-TP テフラ（君津市法木）．D：立川ローム層の露頭写真（市原市万田野）．露頭の高さは約 3 m.

覆われる段丘堆積物を南総段丘堆積物群と総称する（第6. 2図）．地形的に2〜3段の段丘面（古期のものから順に南総Ⅰ面〜南総Ⅲ面）を構成する．本地域の大部分で南総段丘堆積物群は厚さ数m以下と薄く，侵食段丘を構成すると考えられるが，夷隅川下流部や河谷の蛇行の激しい部分など一部で堆積段丘を構成する．立川ローム層下部ないし後述する南総Ⅰ段丘堆積物中には姶良Tnテフラ（AT：水月湖の年縞層序に基づく編年で約30 ka：Smith *et al.*, 2013）が挟在するほか（小松原ほか, 2004），茂原地域と上総大原地域におけるテフリックレスの記載（大井・七山, 2016；大井, 2019）によると，一宮町綱田の吉附段丘堆積物を覆う立川ローム層相当のテフリックレスにはATに加えて長楽寺テフラ（Chj）や安房ガラス質テフラ（AG）が確認されている．Chjは伊豆諸島神津島を給源とする神津島秩父山Ａテフラに対比される可能性があり（大井, 2019），神津島秩父山Ａテフラの年代は26〜22 ka（菅ほか, 2003）あるいは30〜22 ka（村田ほか, 2021）である．AGの年代は14 kaとされる（杉原ほか, 2005）．なお，地質図上では煩雑を避けるため南総段丘堆積物群を一括して表記した．

南総Ⅰ段丘堆積物は上方細粒化する砂礫層〜不淘汰な泥層から成り，褐色テフリックレス（立川ローム層）に覆われる（第6. 2図）．ところにより基底部に最大長径約40 cmの上総層群泥岩に由来すると考えられる泥岩礫が多量に含まれる．本地域における南総Ⅰ段丘堆積物の層厚は3 m以下と薄いことが多い．また本地域東部の夷隅川下流部では夷隅1・吉附段丘堆積物（大井, 2019）に相当し，その中には白斑状生痕化石が認められ，一部が海浜性の堆積物と考えられている（桑原ほか, 1999）．大多喜地域では，小糸川，小櫃川，養老川及び夷隅川沿いの河谷低地に分布する．

南総Ⅱ段丘堆積物は厚さ2 m以下の上方細粒化する砂礫層〜不淘汰泥層から成り（第6. 2図），少量のスコリア火山礫を含む暗褐色テフリックレス（立川ローム層上部）に覆われる．本地域北方の市原市大和田及び石川では本堆積物最上部にATテフラが挟在する（徳橋・遠藤, 1984）．大多喜地域では小糸川と小櫃川の河谷低地に分布する．

南総Ⅲ段丘堆積物は厚さ5 m以下の砂礫層〜不淘汰な泥層から成り（第6. 2図），「ソフトローム帯」と呼ばれる柔らかい暗褐色テフリックレス（立川ローム層最上部）に覆われる．小糸川，小櫃川，養老川，平蔵川の河谷低地に分布する．君津市滝原（小櫃川右岸）では厚さ4 m程度の不淘汰な泥層〜中礫まじり砂層の互層から成り，直立植物根を含む有機質土を挟有する．

第 7 章　沖積層及び緩斜面堆積物

（小松原　琢・宇都宮正志）

7. 1　概　要

本報告では丘陵を開析する谷，あるいは河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（a）として扱う．また，小櫃川などの主要河川沿いの丘陵地縁辺や丘陵や山地の谷沿いにおいて緩斜面を成して分布する堆積物を緩斜面堆積物（s）として示す．大多喜地域においては，沖積層は小糸川，小櫃川，養老川，夷隅川流域の低地に広く分布するほか，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は大部分が段丘化している．本報告においては，これらの段丘の区分を志向した調査は行っていない．なお大多喜地域にはゴルフ場建設や大規模ソーラーパネル建設などで人為的に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図示していない．

7. 2　沖積層（a）

小櫃川・養老川などの主要河川沿いには最終氷期に形成された谷を埋めた堆積物が厚く発達する．千葉県地質環境インフォメーションバンク（千葉県, 2025a）には河川沿いを中心に多くのボーリングデータが登録されている．小櫃川等の主要河川沿いの低地で掘削されたボーリングコアデータにおいて，標準貫入試験による N 値が 50 を超えた地層を上総層群と判断すると，これら谷を埋めた堆積物の層厚は最大 20 m に達する．これらの堆積物上面には多段化した沖積段丘面が発達しており，鹿島（1982）の久留里段丘面群に対比され，現河床から数 m 以上の比高を持つ（鹿島, 1982；吉村・八木, 2003）．鹿島（1982）によれば，中流部の久留里Ⅲ面は沖積平野面に連続し，久留里Ⅲ面より低位の段丘面群は沖積平野面を侵食して形成されていることから，中流部の久留里Ⅲ面は沖積平野面が堆積段丘化して形成されたものと考えられる．この久留里Ⅲ面以外の中流～上流部の全ての沖積段丘面群は侵食段丘面と考えられている（鹿島, 1982）．これらの段丘を構成する堆積物は徳橋・遠藤（1984）の久留里段丘堆積層に対比される．沖積層は地形面（久留里Ⅰ～Ⅴ面）によっていくつかに区分できる（鹿島, 1982）が，個々の段丘崖の比高が小さく，特徴的な堆積物を欠くため，異なる流域の段丘面・堆積物を個別に対比することは難しい．本論では煩雑さを避けるため沖積段丘堆積物群を一括して沖積層として表記する．沖積段丘堆積物の細分については鹿島（1982）と吉村・八木（2003）を参照されたい．また，主要河川及び支流沿いには氾濫原堆積物及び埋谷低地堆積物，旧河道堆積物，現河床堆積物が分布するが，これらについても本報告では細分せず沖積層として一括した．これらはいずれも安房層群や上総層群に由来する礫や砂から成る．現河床には，泥質岩分布地域においては現世堆積物の分布は限られ，広い範囲で上総層群が露出するが，砂質岩分布地域では淵状の窪地となっていて河床に砂を主体とする未固結堆積物が分布する．

7. 3　緩斜面堆積物（s）

小櫃川などの主要河川沿いの丘陵地縁辺や丘陵や山地の谷沿いには，上総層群や安房層群などから成る斜面からの岩屑崩落やその後の河川支流での再堆積で形成された礫，砂及び泥から成る堆積物が分布する．これらは緩斜面を形成し，沖積層に被覆されることからその年代は上部更新統から完新統と考えられる．その地形面は沖積層（a）と明瞭な境界を見いだすことが難しく，その分布は比較的小規模であることから，地質図で表現可能な規模のもののみを緩斜面堆積物（s）として図示した．

第8章　地 質 構 造

（宇都宮正志）

8.1　安房（あわ）層群と上総層群の地質構造

大多喜地域の安房層群には，東西もしくは西北西–東南東方向に冠線と底線を持つ一対の褶曲構造が発達し，富津市東部から勝浦市や鴨川市北東部にかけて 15 km以上連続する．背斜構造は清澄背斜と呼称され（飯島・池谷, 1976；中嶋ほか, 1981；坂ほか, 1990；石原・徳橋, 2005；徳橋・石原, 2008），向斜構造は清澄向斜と呼称されてきたので（坂ほか, 1990；石原・徳橋, 2005；徳橋・石原, 2008），本報告でもそれに従う．清澄向斜と清澄背斜は共に君津市奥米付近に向かって緩やかにプランジして，軸方向で長さ 1–2 km程度の鞍部（奥米鞍部：徳橋・石原, 2008）を形成する．この鞍部付近では褶曲軸の両翼で地層の傾斜が緩やかとなり，開いた向斜・背斜となる．また清澄向斜の向斜軸はさらに東方の元清澄山付近で東南東に緩やかにプランジする．安房層群には多くの断層が発達し，東西系逆断層，東西系正断層，南北系正断層に区分できる．

上総層群は，東方に隣接する上総大原地域ではおおよそ 25 °以下で北西に傾斜する同斜構造を示す（宇都宮, 2019）．上総層群の走向は東から西に向かうにつれて東西に近くなる傾向があり，大多喜地域西部の小櫃川や小糸川流域ではほぼ東西か西南西–東北東となる．これは大局的に見れば東京湾北部に向かって傾斜する上総層群の一般構造と言える．

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安房層群と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．他方，古角ほか（2015a）は富津市相川周辺の安房層群に発達する褶曲構造とそれに伴う小断層を解析し，基盤の昇降運動によって被覆層と基盤が変形する thick–skin 変形では説明できないとした．また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）．上記の一般的な傾向に加え，黒滝不整合付近では大田代層以下の地層が不整合に向かってアバットし，著しく層厚を減じながら収れんしているため，上総層群の走向が黒滝不整合にほぼ平行となる．上総層群には多くの断層が発達し，東西系正断層，南北系正断層に区分できる．

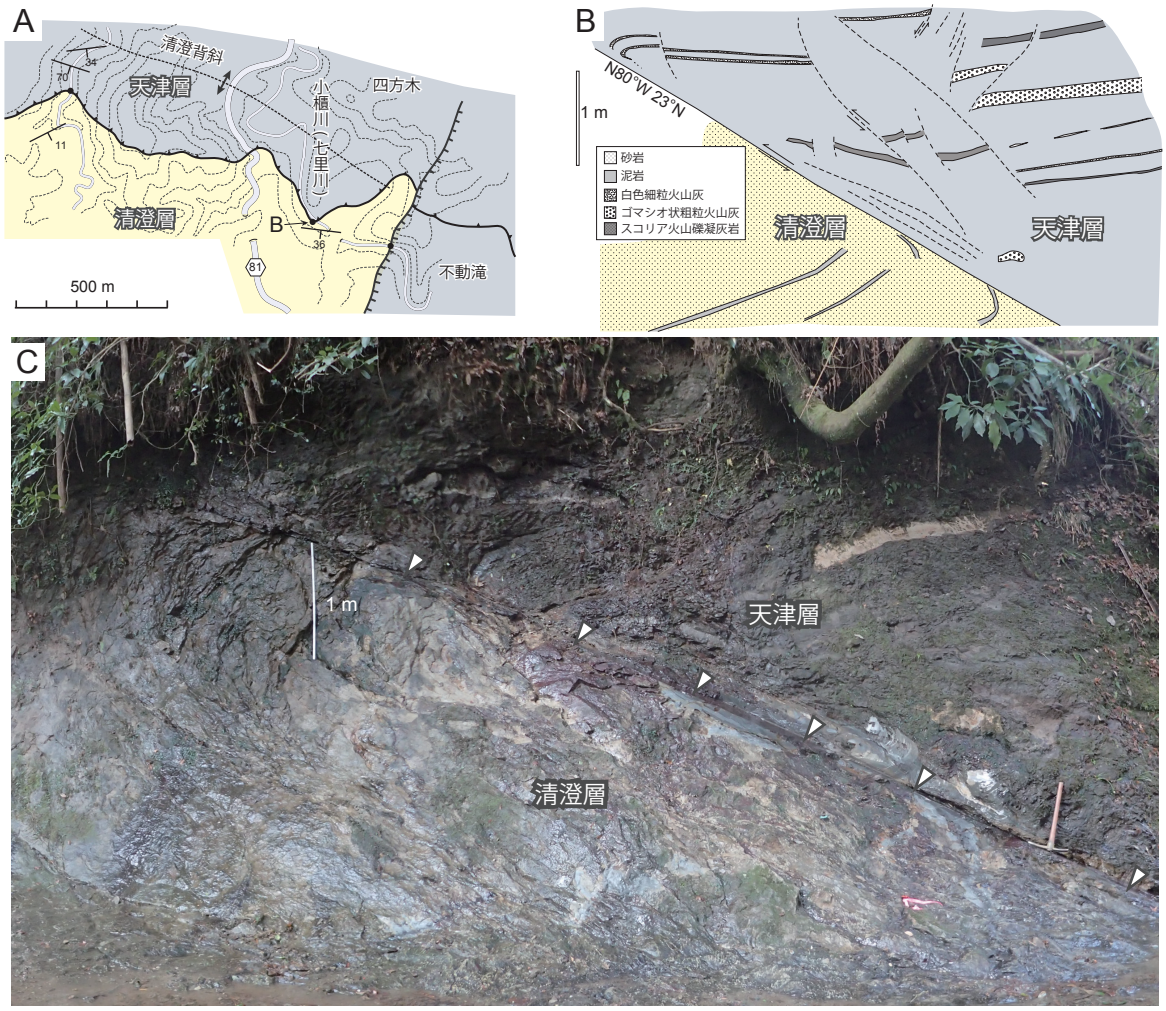
8.2　断　層

安房層群と上総層群に発達する断層は，東西系逆断層，東西系正断層，南北系正断層に区分できる．以下に各断層系について説明する．

東西系逆断層　東西性の走向を持つ逆断層は安房層群に発達する．上総大原地域では上総層群下部にも東西系の逆断層が認められる（宇都宮・大坪, 2022）．Angelier and Huchon（1987）は上総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．大多喜地域の中南部には，東西～東南東–西北西方向の清澄背斜に平行して，その南方に四方木衝上断層が露出する（飯島・池谷, 1976）．本断層は鴨川市四方木の七里川本流とその西方の支流で観察することができる（第 8.1 図）．断層面は平滑でありその上の条線はほぼ傾斜すべりを示す．特に上盤側の天津層は断層面に近くなるほどせん断変形が著しく，テフラ鍵層が細かく破断されている．古角ほか（2015b）は本断層がリストリック衝上断層であり約 1 kmの岩体が削剥を伴うものであったと推定している．

東西系正断層　安房層群と上総層群の下部には東西あるいは西南西–東北東の走向を持つ正断層が発達する．その層序学的な隔離は次に説明する南北系正断層ほど大きくはなく，数 10 m以内である．安房層群では大多喜地域全体で発達し，上総層群では黒滝層から黄和田層下部までに発達し，それより上位の地層では見られない．

南北系正断層　大多喜地域東部の安房層群と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．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）．断層面には多くの場合断層面の傾斜方向に平行な条線が発達し，稀にほぼ水平方向の条線も認められる．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求め，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，断層面付近における褶曲や引きずりの有無など，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



第 8. 1 図　四方木衝上断層の露頭
A：鴨川市四方木付近における四方木衝上断層の分布．B，C：小櫃川（七里川）における四方木衝上断層のスケッチと露頭写真．

（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σ1 がほぼ鉛直，最小圧縮主応力軸σ3 がWNW–ESE）を，その後国本層堆積時に応力場D（σ1 がほぼ鉛直，σ3 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．他方，大多喜地域中南部の四方木衝上断層などの東西走向を持つ逆断層との関係から，外房地域の南北走向の正断層を衝上断層活動時に変位量差を解消するために形成された横ずれ断層であるとの考えもある（山中ほか, 2013）．

大多喜地域北部に分布する南北性の正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った．東に隣接する上総大原地域では，石和田ほか（1971）が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が図示された（宇都宮・大井, 2019）．大多喜地域でも宇都宮・大井（2019）など隣接する同縮尺の地質図で図示されたのと同規模以上の変位を持つと推定される断層を描いた．

第9章　応 用 地 質

（宇都宮正志・小松原　琢）

9.1　天然ガス及びヨウ素

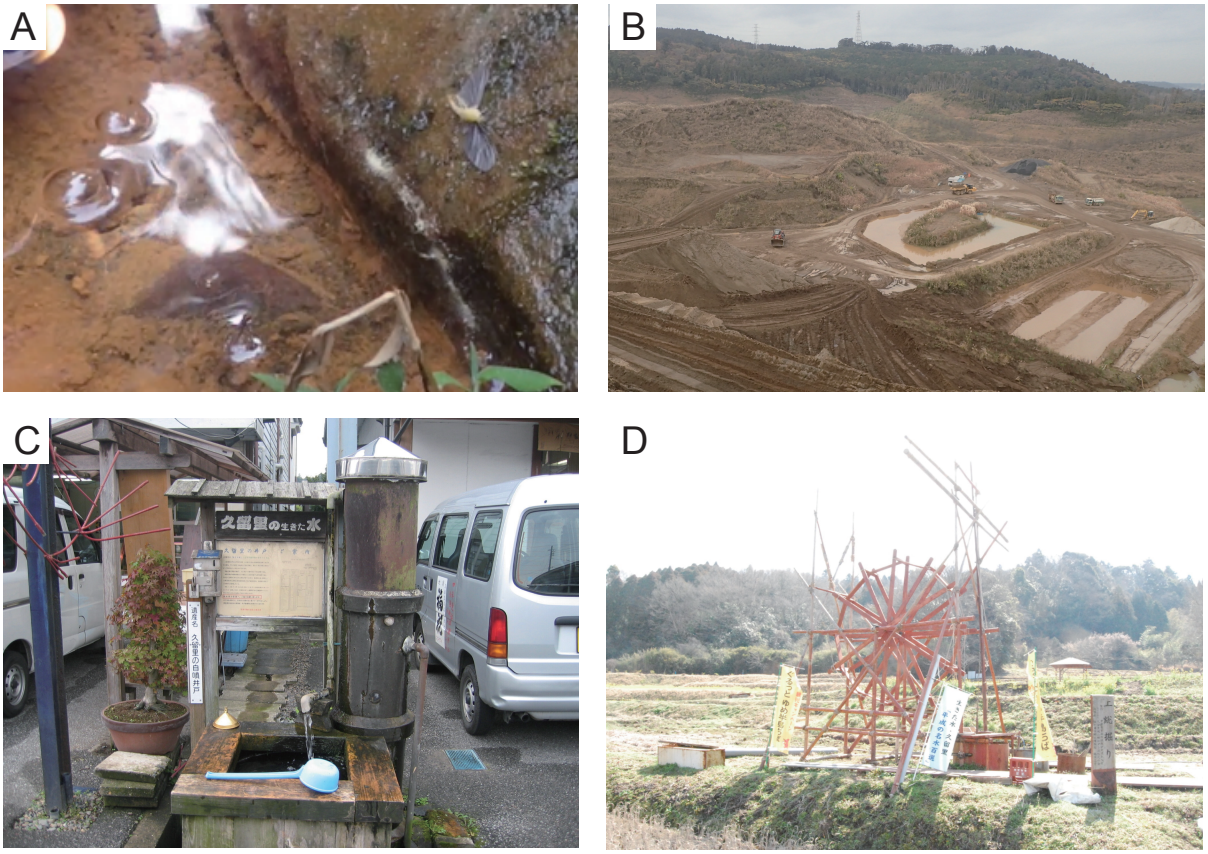
千葉県は国内最大の水溶性天然ガス田である南関東ガス田の分布域に含まれ（矢崎, 1976），上総層群がその主たる胚胎層となっている．天然ガスは茂原市で1874年（明治7年），大多喜町で1891年（明治24年）から利用されてきた歴史があり，企業による天然ガス生産のほか，ガス井を利用している民家もある．企業による天然ガスの採掘と供給は大多喜町における旧大多喜天然瓦斯株式会社によるものが最初と言われている．1960年代には底生有孔虫群集を用いた坑井対比が多く行われた（石和田ほか, 1962；Ishiwada, 1964；樋口, 1964；樋口・菊池, 1964など）．特に，天然ガス開発のための電気検層からは梅ヶ瀬層の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，地下構造を考える際の重要な資料となっている．2016（平成28）年度は九十九里地域などの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）．大多喜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（国末ほか, 2002；三田ほか, 2003）．

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（第9.1図A），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．この地域の天然ガス生産の特色として，浅層（おおむね地下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っている．こうした「茂原型」ガス鉱床の広がりは，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いる（河井, 1952；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，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（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．

9.2　山砂及び石材

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）．大多喜地域での山砂採取は主に上総層群市宿層や万田野層の砂礫層



第 9. 1 図　資源や暮らしに関係した地質利用の例
A：安房層群清澄層の露頭から河川水面に噴出する天然ガスの気泡．鴨川市四方木における小櫃川（七里川）の河床．B：万田野層の採砂場（君津市愛宕）．C：君津市久留里の自噴井戸．D：君津市久留里に展示されている上総堀り用具．

で行われているほか（第 9. 1 図B），小規模に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われている．

千葉県内では硬質岩石の産出に乏しく，石材として利用可能な岩石は限られている．その中では，房総半島南西部の鋸山で採掘されていた上総層群竹岡層もしくは黒滝層の凝灰質砂岩及び礫岩は「房州石」として建築材料などに使用されている．きわめて稀な非産業的な利用として，上総層群金剛地層内の砂層が石灰質分で固結した石材が「成東石」として利用されているほか，下総層群木下層の貝化石密集層の中の硬質な部分が古墳の石室等に用いられている例がある（高橋・赤司, 2023）．

9. 3　地下水及び温泉

君津市では鹿野山や富士山北方に北方へ傾斜する市宿層が分布し，その周辺から涵養された地下水が層理面に沿って流動し市街地で自噴している（第 9. 1 図C）．君津市内には多くの自噴井戸が掘削され，水温が一定に保たれている地下水が農業などに利用されている．君津市では地下水を球根植物であるカラーの栽培に利用しており，日本一のカラー生産量を誇る．また，明治期にはこの地域で竹ヒゴと鉄管を組み合わせた掘削技術が発達し，地下 500 m の深度から地下水のくみ上げが可能となった．この技術は上総堀りと呼ばれ（第 9. 1 図D），天然ガスや温泉の掘削などにも利用されてきたほか，開発途上国への技術指導も行われている．

大多喜町の養老渓谷や七里川，君津市内には複数の温泉が知られている．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 pH8.6–8.7 であり，源泉の温度は 18–23℃ である（村松ほか, 2012）．村松ほか（2012）は君津 3 号泉や君津 4 号泉で採取した温泉水の Cl^- と SiO_2 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^- 濃度の深部流体を形成させたと解釈した．

9. 4　地 震 災 害

大多喜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，江戸時代以降の地震や津波の記録が残されている．一方，大多喜地域は内陸に位置し

比較的地盤が良好なことから，周辺の海岸低地や沖積平野と比較すると津波や強震動などによる激甚な地震災害の記録は相対的に少ない．以下では文献記録が残されている地震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 11 月 4 日延宝房総沖地震（M〜8）は房総半島東方沖の日本海溝付近で発生した地震と考えられている（羽鳥, 2003）．この地震は，宮城県から八丈島に至る南北 600 kmの範囲に最大波高 10 m（八丈島の値），外房海岸全域で波高 4〜8 mの津波をもたらした一方，震害は比較的小さく「津波地震」と考えられている（羽鳥, 2003）．羽鳥（1986）の方法より得られる津波マグニチュードmは 3〜4（羽鳥, 2003），地震のマグニチュードは 8.0（宇佐美ほか, 2013）と推定されている．この地震により房総で家屋倒壊 223 戸余り，溺死 246 名余りと被害をもたらしたとされる（宇佐美ほか, 2013）．

(2) 1703 年 12 月 31 日元禄関東地震

1703 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．これまでの多くの研究でこの地震の震源断層が相模トラフに位置すると推定されてきたが，その詳細な位置や形状，すべり量など具体的な断層モデルに関しては多くの見解が示されてきた（佐竹ほか, 2008）．現在では行谷ほか（2011）に示された相模湾北西陸上から相模湾を経て房総半島南方沖に至る相模トラフの北東ないし北傾斜断層を震源とし，相模湾海底では数m以下，房総半島南方沖海底では 10 m近い大きなすべりが生じたという断層モデルが，津波想定をはじめとする断層像復元に広く活用されている．最近では，より精緻な数値解析に基づくSato *et al.*（2016）やYanagisawa and Goto（2017）のモデルが提案されているが，大局的には断層位置，形状，すべり量とも行谷ほか（2011）に近い．この地震による地殻変動は，宍倉（2000, 2003）により地形や旧汀線指標生物化石及び地震前の海岸線を記した古文書などによって詳細に検討され，房総半島南端部で最大約 6 m，三浦半島南部で約 1 mの隆起が生じたことが明らかにされている（内閣府防災担当, 2013）．

この地震では大多喜城下町（正確な数は不明であるが当時 350〜440 軒程度の家があったと考えられる）で 320 軒の家が倒壊したほか，房総半島南部の広い範囲が震度 6 以上の強震を受け甚大な震害が発生した（都司, 2003）．また，外房海岸と相模湾沿岸では 4〜8 mの津波が襲来した（羽鳥ほか, 1973）．このような地殻変動状況・房総半島における震動被害状況及び外房海岸における津波状況は，1923 年の大正関東地震とはかなり異なっている．松浦・中村（2016）は，これら関東地方における地震の状況に加え，西日本において元禄関東地震の震動は大正関東地震と比較して顕著に小さかったことから，元禄関東地震の震源断層は大正関東地震の震源断層の南側に位置していたことを論じている．

(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約 10.5 万人，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（武村, 2003）．この地震の震源断層は，相模トラフ下（フィリピン海プレート上面）に位置し，地殻変動データ（The Imperial Japanese Military Land Survey, 1930）から求められる震源断層の動きは，断層北東側（三浦半島）が南西側（相模湾）に左横ずれ成分を伴って衝上する斜めずれ運動であり，断層面上におけるすべりは，小田原付近で 8 m以上，そのほかで約 5 mの，非一様なすべり量を示していたと考えられている（行谷ほか, 2011）．家屋倒壊率を元に算定した本地域におけるこの地震の震度は，大多喜町中心市街や君津市久留里市街で最も大きく 5 強（住家全壊率 0.1 %以上 1 %未満），そのほかの地区で 5 弱（住家全壊率 0.1 %未満）であり（武村・諸井, 2001），前述の元禄関東地震と比較して有意に小さい．

(4) 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（深さ 58 km）で発生したスラブ内地震と考えられている（溝上, 1990）．震源断層は北北西–南南東ないし南北走向の高角断層に沿う右横ずれ運動であり，フィリピン海プレートスラブの底面から浅部に向かって破壊が進行したと考えられている（溝上, 1990）．この地震では，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ほか（荒, 1990），九十九里地域と東京湾岸及び利根川下流の低地を中心に広範囲で液状化現象が生じた（木下ほか, 1990；Nirei *et al.*, 1990）．

(5) 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．本地域においては住家被害など顕著な震動被害は生じていない（千葉県, 2013）．

9.5　地層の風化と斜面災害

大多喜地域には続成作用の進んでいない堆積性軟岩が広く分布し，地層の風化速度が速いことに加え，特に泥質岩が多くの場所で急傾斜斜面を構成しているため，斜面変動ポテンシャルが高い．このような泥質岩の風化と剥離の要因に関して，藁谷（1986）と藁谷・松倉（1988）は乾湿繰り返し（スレーキング）を挙げた．彼らは特に笠森層の泥質岩における剥離速度が最大 3 cm/年に達することを明らかにした．一方，大山ほか（1999）は酸化による化学的風化を挙げ，柿ノ木台層の泥質岩の酸化進行速度は最大 50 cm/100 年（素掘りトンネルでの実測値）あるいは 25 cm/4 年（切土法面の値）に達することを示した．これらの風化（剥落）速度は，世界各地の地層の風化（剥落）速度（例えば松倉, 1997）と比較して非常に大きく，当地域で斜面変動ポテンシャルが高い要因の 1 つと言える．また，これらの堆積性軟岩が高角ないし鉛直に近い構造性節理などの弱面を境として剥落することによって急斜面が維持されやすい．大多喜地域の中でも特に泥質岩分布地域では河谷の谷壁斜面や切土法面の多くが 30 度以上の急傾斜地を成し，表層崩壊等の危険性を持つ土砂災害警戒区域が広範囲に分布する（千葉県, 2025b）．また，国本層などの泥勝ち砂岩泥岩互層分布地域を中心に，比較的規模の小さな（おおむね面積 1 km^2 以下の）地すべり地形が多く認められる（清水ほか, 2004）．

大多喜地域で過去に発生した斜面変動については以下のような解析がなされている．

1970（昭和 45）年 7 月 1 日の豪雨（大多喜水害：大多喜における総降雨量は 336.5 mm）では，大多喜町から本地域西方の鹿野山を中心として総計 7,500 か所あまりの崩壊が発生し，水害・土砂災害により房総半島全体で計 19 名の死者・行方不明者が生じた（阿部ほか, 1971）．この豪雨による崩壊は，斜面表層の風化帯を移動物質とする表層崩壊を主としており（阿部ほか, 1971），その密度は砂質泥岩・泥質砂岩分布地域で特に高く，市宿層や万田野層の砂岩・礫岩・含礫砂岩分布地域では低かった（古谷・大倉, 1992）．この水害の 19 年後にほぼ同地域で生じた 1989（平成元）年 7 月 31 日～8 月 1 日の豪雨災害（最大総降雨量（鋸南町佐久間）は 445 mm）においても同様に，透水性が低い泥質岩が分布し谷密度が高く急斜面が発達する地域では崩壊密度が高く，透水性が高い砂質岩が分布し谷密度が低く緩斜面が発達する地域では崩壊密度が低かった（古谷・大倉, 1992）．

一方，1987 年千葉県東方沖地震では，上総丘陵東部の上総層群上部と下総層群の分布地域で，計 380 か所余りの崩壊が生じた（釜井・野呂, 1988）．上総層群について見ると，層理面や節理といった不連続面を境として地層が分離・剥落した事例が多く，砂岩上に厚い泥岩が分布する場所で節理に規制されて泥岩がブロック状に落下する事例が特に多く認められた（釜井・野呂, 1988；釜井, 1989）．

文　献

阿部　明・岩田博武・石川正夫・西川　誠（1971）昭和 45 年 7 月 1 日の集中豪雨による千葉県南部の災害について．応用地質，**12**，29–50.

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—. *In* Internal Research Group for the Lower-Middle, Middle-Upper Pleistocene Boundary, Japan Association for Quaternary Research, ed., *Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower-Middle Pleistocene Boundary*, 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 Science Letters*, **81**, 397–408.

青木直昭（1964）房総・三浦両半島の鮮新世–更新世の地層の対比．石油技術協会誌，**29**，8–13.

Aoki, N.（1968）Benthonic foraminiferal zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, New Series*, no. 70, 238–266.

青木直昭・馬場勝良（1971）木更津–市原地域の瀬又，上泉および成田層の貝化石群とその産出層準．地質学雑誌，**77**，137–151.

Aoki, N. and Baba, K.（1980）Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*, **1**, 107–148.

青木直昭・馬場勝良・堀口　興（1971）房総，木更津–大谷地域の更新統．地質学雑誌，**77**，741–748.

青木直昭・池田宣弘・杉山悠紀子・粟野俊昭・堀口　興・小池桂子・吉村　文・川瀬峯子・西川正子（1962）地蔵堂層及び薮層の模式層序と貝化石群の再記載．地質学雑誌，**68**，507–517.

Aotsuka, K., Isaji, S. and Endo, H.（2022）An avian sternum（Aves: Procellariidae）from the Pleistocene Ichijiku Formation in Chiba, Japan. *Paleontological Research*, **26**, 74–86.

荒　孝一（1990）直下型地震に備える　1987 年千葉県東方沖地震の教訓．地震ジャーナル，no. 10，33–39.

新井房夫・町田　洋・杉原重夫（1977）南関東における後期更新世の示標テフラ層．第四紀研究，**16**，19–40.

浅賀正義・金綱久夫・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．横須賀市博物館研究報告（自然科学），no. 39，51–59.

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，445p.

馬場勝良・青木直昭（1980）房総半島，上総層群上部の層序と貝化石群．地質学雑誌，**86**，91–103.

Balota, J., Head, M. J., Okada, M., Suganuma, Y. and Haneda, Y.（2021）Paleoceanography and dinoflagellate cyst stratigraphy across the Lower–Middle Pleistocene Subseries（Calabrian–Chibanian Stage）boundary at the Chiba composite section, Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **8**, 48.

坂　靖範・橋尾宣弘・山田将史・小室裕明・山内靖喜・三梨　昂（1990）房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究．地質学論集，no. 34，117–126.

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*, **1**, 199–422.

Brooks, H. L., Ito, M., Zuchuat, V., Peakall, J. and Hodgson, D. M.（2022）Channel-lobe transition zone development in tectonically active settings: Implications for hybrid bed development. *The Depositional Record*, **8**, 829–868.

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*）, **41**, 1–10.

千葉県（1976）表層地質図「大多喜」．房総半島総合開発地域土地分類基本調査.

千葉県（2013）東日本大震災の記録．千葉県，342p.

千葉県（2025a）ちば情報マップ「地質柱状図」．https://map.pref.chiba.lg.jp/pref-chiba/Portal（閲覧日：2025 年 10 月 1 日）.

千葉県（2025b）ちば情報マップ「土砂災害計画区域等・砂防 3 法指定区域」．https://map.pref.chiba.lg.jp/pref-chiba/Portal（閲覧日：2025 年 10 月 1 日）.

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）．千葉県立中央博物館，218p.

千葉県立中央博物館（1993）地学資料　三浦層群中部鍵層集Ⅰ（1992 年版）．千葉県立中央博物館，124p.

千葉県立中央博物館（1994）地学資料　三浦層群中部鍵層集Ⅱ（1993 年版）．千葉県立中央博物館，83p.

千葉県立中央博物館（1995）地学資料　三浦層群上部鍵層集Ⅰ（1994 年版）．千葉県立中央博物館，76p.

千葉県立中央博物館（1996）地学資料　三浦層群上部鍵層集Ⅱ（1995 年版）．千葉県立中央博物館，83p.

千葉県立中央博物館（1997）地学資料　三浦層群下部鍵層集Ⅰ（1996 年版）．千葉県立中央博物館，75p.

千葉県立中央博物館（1998）地学資料　三浦層群下部鍵層集Ⅱ（1997 年版）．千葉県立中央博物館，65p.

千葉県自然誌資料調査会（1988）地学資料　上総層群上部鍵層集（1987 年版）千葉県教育委員会，145p.

千葉県自然誌資料調査会（1989）地学資料　上総層群下部・安房層群（仮）鍵層集（1988 年版）．千葉県教育委員会，370p.

千葉セクションGSSP提案チーム（2019）千葉セクション：下部–中部更新統境界の国際境界模式層断面とポイントへの提

案書（要約）．地質学雑誌，**125**，5–22.
藤岡導明･亀尾浩司（2004）テフラ鍵層に基づく銚子地域の犬吠層群小浜層と房総半島の上総層群黄和田層，大田代層および梅ヶ瀬層との対比．地質学雑誌，**110**，480–496.
藤岡導明・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，**109**，166–178.
藤田　望･小玉喜三郎（1990）房総半島中部の大釜戸背斜の形成機構．地質学論集，no. 34，127–138.
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*, **321**, 70–85.
古谷尊彦･大倉　博（1992）房総半島鹿野山周辺地域の斜面崩壊の地形・地質的特性．地すべり，**28**（4），29–36.
Gibbard, P. L. and Head, M. J.（2020）Chapter 30 –The Quaternary Period. *In* Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M., eds., *Geologic Time Scale 2020*, **2**, Elsevier, 1217–1255.
芳賀正和･小竹信宏（1996）房総半島南部中新統天津層下部の珪藻化石年代．地質学雑誌，**102**，758–760.
Haneda, Y. and Okada, M.（2019）Pliocene integrated chronostratigraphy from the Anno Formation, Awa Group, Boso Peninsula, central Japan, and its paleoceanographic implications. *Progress in Earth and Planetary Science*, **6**, 6.
Haneda, Y. and Okada, M.（2022）A record of the lower Mammoth geomagnetic polarity reversal from a marine succession in the Boso Peninsula, central Japan. *Geophysical Journal International*, **228**, 461–476.
Haneda, Y., Okada, M., Kubota, Y. and Suganuma, Y.（2020a）Millennial-scale hydrographic changes in the northwestern Pacific during marine isotope stage 19: Teleconnections with ice melt in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **531**, 115936.
Haneda, Y., Okada, M., Suganuma, Y. and Kitamura, T.（2020b）A full sequence of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the Chiba composite section, Central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 44.
Haneda, Y., Utsunomiya, M., Iwano, H., Danhara, T., Hirata, T., Hosoi, J., Nakatani, K., Kubota, Y. and Okada, M.（2025）Oxygen isotope-magnetostratigraphy combined with zircon U–Pb dating for the Upper Pliocene composite marine succession in central Japan: Implications for the warm Pliocene deep-water current system on the northwestern Pacific margin. *Newsletters on Stratigraphy*, **58**, 256–289.
原山　智（1990）上高地地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．地質調査所，175p.
Hatai, K. and Hayasaka, S.（1955）Significance of the Pleistocene Marine Fauna from the Jizodo Formation, Chiba Prefecture. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C: Geology, Mineralogy and Geography*, **4**, 1–6.
八田明夫･徳橋秀一（1984）房総半島中部，清澄層及び安野層のフリッシュ型砂泥互層の泥岩中に含まれる有孔虫群集について．大阪微化石研究会誌，no. 12，17–32.
羽鳥徳太郎（1986）津波の規模階級の区分．東京大学地震研究所彙報，**61**，503–515.
羽鳥徳太郎（2003）1677 年延宝房総沖津波の波高偏差．歴史地震，no. 19，1–7.
羽鳥徳太郎・相田　勇・梶浦欣二郎（1973）南関東周辺における地震津波．東京大学地震研究所編, 関東大地震 50 周年論文集，東京大学地震研究所，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，**69**，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*, **34–36**, 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．東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，no. 61，1–48.
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鉱床地質学的研究．石油技術協会誌, **29**, 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, **13**, 47–52.
Hirayama, J. and Nakajima, T.（1977）Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, **24**, 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，**22**，43–62.
堀口　興・大原一男（1972）房総，木更津–千葉地域の姉崎層および成田層から産する珪藻化石群．地質学雑誌，**78**，281–287.
Horikawa, K. and Ito, M.（2004）Long-term ENSO-like events represented in the Middle Pleistocene shelf successions, Boso Peninsula, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 239–251.
Horikawa, K. and Ito, M.（2009）Non-uniform across-shelf variations in thickness, grain size, and frequency of turbidites in a transgressive outer-shelf, the Middle Pleistocene Kakinokidai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **220**, 105–115.
Hyodo, M., Katoh, S., Kitamura, A., Takasaki, K., Matsushita, H., Kitaba, I., Tanaka, I., Nara, M., Matsuzaki, M., Dettman, D. L. and 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*, **297**, 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．地質調査所月報，**7**，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，**100**，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*, **23**, 139–142.
飯島　東・池谷仙之（1976）千葉演習林の地質．演習林，no. 20，1–30.
Ishida, Y. and Inoue, K.（1995）Mode of occurrence and paleoecology of *Ophiura sarsii* Lütken, 1854—fossil ophiuroids from the Pleistocene Ichijiku Formation（Kazusa Group）, Chiba Prefecture, Central Japan—. *Earth Science*（*Chikyu Kagaku*）, **49**, 32–44.
石原与四郎・徳橋秀一（2001）千葉県清和県民の森周辺の地質—とくに安房層群清澄層・安野層の層序と構造について—．地質調査研究報告，**52**，383–404.
石原与四郎・徳橋秀一（2005）房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式—前弧堆積盆を埋積するタービダイト・システムの一例—．地質学雑誌，**111**，269–285.
石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一（1997）房総半島安野層上部タービダイトシークェンスの時系列解析. 地質学雑誌, **103**, 579–589.
Ishiwada, Y.（1960）Geologic Map of Mobara Gas Field, 1:50,000. Miscellaneous Map Series, no. 9, 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*, no. 205, 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，**21**，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，**27**，68–79.
石和田靖章・三梨　昂・品田芳二郎・牧野登喜男（1971）茂原（1：15,000）．日本油田・ガス田図，no. 10，地質調査所.
Itaki, T., Utsuki, S., Haneda, Y., Izumi, K., Kubota, Y., Suganuma, Y. and Okada, M.（2022）Millennial-scale oscillations in the Kuroshio–Oyashio boundary during MIS 19 based on the radiolarian record from the Chiba composite section, central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **9**, 5.
Ito, M.（1992）High-frequencey depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **76**, 155–175.
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*, **95**, 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*, **122**, 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*, **26**, 939–942.
Ito, M.（2010）Are coarse-grained sediment waves formed as downstream-migrating antidunes? Insight from an early Pleistocene submarine canyon on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **226**, 1–8
Ito, M. and Horikawa, K.（2000）Millennial- to decadal-scale fluctuation in the paleo-Kuroshio Current documented in the middle Pleistocene shelf succession on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **137**, 1–8.
Ito, M. and Katsura, Y.（1992）Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **80**, 67–75.
Ito, M. and Katsura, Y.（1993）Depositional sequences in turbidite successions of the lower Kazusa Group, the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **99**, 813–829.
Ito, M. and O'hara, S.（1994）Diachronous evolution of system tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, **41**, 677–697.
Ito, M. and Saito, T.（2006）Gravel waves in an ancient canyon: analogous features and formative processes of coarse-grained bedforms in a submarine-fan system, the lower Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 1274–1283.
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，no. 36，9–17.
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，**71**，21–33.
Ito, M., Ishikawa, K. and Nishida, N.（2014）Distinctive erosional and depositional structures formed at a canyon mouth: A lower Pleistocene deep-water succession in the Kazusa forearc basin on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, **61**, 2042–2062.
Ito, T., Muto, S. and Utsunomiya, M.（2022）Late Triassic radiolarians and conodonts from a chert pebble within the Lower Pleistocene Higashihigasa Formation of the Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **73**, 93–101.
Izumi, K., Haneda, Y., Suganuma, Y., Okada, M., Kubota, Y., Nishida, N., Kawamata, M. and Matsuzaki, T.（2021）Multiproxy sedimentological and geochemical analyses across the Lower–Middle Pleistocene boundary: chemostratigraphy and paleoenvironment of the Chiba composite section, central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **8**, 10.
Kajita, H., Maeda, A., Utsunomiya, M., Yoshimura, T., Ohkouchi, N., Suzuki, A. and Kawahata, H.（2021）Biomarkers in the rock outcrop of the Kazusa Group reveal palaeoenvironments of the Kuroshio region. *Communications Earth & Environment*, **2**, 82.
Kajita, H., Suganuma, Y., Haneda, Y., Okada, M., Yamamoto, M., Seki, O. and Ohkouchi, N.（2025）Seasonal sea surface temperature variations at the northern limit of the Kuroshio Current in marine isotope stage 20–18. *Geophysical Research Letters*, **52**, e2024GL113197.
釜井俊孝（1989）1987 年千葉県東方沖地震による上総丘陵の斜面崩壊—崩壊の分類と安定の検討—．地すべり（1），**26**，16–25.
釜井俊孝・野呂春文（1988）1987 年千葉県東方沖地震による上総

丘陵の斜面崩壊―分布と形態について―．応用地質，**29**，285–294.

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―猪牟田カルデラから噴出したco-ignimbrite ash―. 地質学雑誌, **100**, 848–866.

鎌滝孝信・近藤康生（1997）中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約2万年または約4万年周期の堆積シーケンス．地質学雑誌，**103**，747–762.

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. *In* Internal Research Group for the Lower-Middle, Middle-Upper Pleistocene Boundary, Japan Association for Quaternary Research, ed., *Proceedings on the Research of Stratotype for the Lower-Middle Pleistocene Boundary*, 46–54.

亀尾浩司・関根智之（2013）安房層群安野層の石灰質ナノ化石層序と地質時代．地質学雑誌，**119**，410–420.

亀尾浩司・三田　勲・藤岡導明（2002）房総半島に分布する安房層群天津層（中部中新統–下部鮮新統）の石灰質ナンノ化石層序．地質学雑誌，**108**，813–828.

Kameo, K., Okada, M., El-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A.（2006）Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, **15**, 366–377.

亀尾浩司・新藤亮太・高山俊昭（2010）安房層群清澄層の石灰質ナンノ化石層序と地質時代―*Reticulofenestra*属の大きさの変化に基づく年代の決定―．地質学雑誌，**116**，563–574.

Kameo, K., Kubota, Y., Haneda, Y., Suganuma, Y. and Okada, M.（2020）Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lower–Middle Pleistocene boundary of the GSSP, Chiba composite section in the Kokumoto Formation, Kazusa Group, central Japan, and implications for sea-surface environmental changes. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 36.

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, D. G., Mosher, D. C., Moscardelli, L. G., Bobrowsky, P. T., Campbell, C., Chaytor, J., Clague, J., Georgiopoulou, A., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Piper, D., Scherwath, M., Stacey, C. and Turmel, D., eds., *Subaqueous Mass Movements and Their Consequences: Assessing Geohazards, Environmental Implications and Economic Significance of Subaqueous Landslides,* Geological Society, London, Special Publications, **477**, 255–264.

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・牧野登喜男・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, **14**, 245–274.

蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀（1991）三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比．地質学雑誌，**97**，135–155.

関東ローム研究グループ（1956）関東ロームの諸問題．地質学雑誌，**62**，302–316.

加瀬善洋・佐藤まろみ・西田尚央・伊藤　慎（2013）タービダイトマッドの堆積形態と内部構造：房総半島鮮新統清澄層・安野層の例．堆積学研究，**72**，31–37.

Kase, T., Nakano, T., Kurihara, Y. and Haga, T.（2013）A Middle Pleistocene limpet assemblage from central Japan（Gastropoda: Patellogastropoda）and selective extinction of intertidal rocky shore molluscs in response to glacio-eustatic sea-level changes. *Paleontological Research*, **17**, 261–281.

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**，113–129.

Kasuya, M.（1987）Comparative study of Miocene fission-track chronology, and magnetobiochronology. *The Science Reports of the Tohoku University, Second Series* (*Geology*), **58**, 93–106.

Katsura, Y.（1984）Depositional environments of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B: Geological Sciences*, **5**, 69–104.

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，**89**，25–34.

河井興三（1952）茂原ガス田西方周辺地域（茂原～鶴舞地域）の地質及び天然ガス．石油技術協会誌，**17**，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，**26**，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，**15**，151–219.

川上俊介（2006）第2章　地質概説．館山地域の地質, 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，3–8.

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*, **383**, 116–135.

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.

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，**13**，228–234.

菊池良樹（1964）南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学的研究．東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，no. 59，1–36.

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, **29**, 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*, **16**, 2147–2174.

Kimura, K.（1974）Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Niigata area, and Oga Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **80**, 579–592.

木村敏之・伊左治鎭司・岡崎浩子（2004）千葉県の中部更新統市宿層より産出したヒゲクジラ類化石の産状．化石，no. 76, 1–2.

木村敏之・伊左治鎭司・栁澤　隆（2008）千葉県の更新統上総層群市宿層よりハクジラ類化石の産出．群馬県立自然史博物館研究報告，no. 12，35–40.

木村敏之・髙桑祐司・吉田浩一（2012）千葉県の上総層群市宿層よりマイルカ科ハクジラ類化石の産出．群馬県立自然史博物館研究報告，no. 16，71–76.

木下繁夫・御子柴　正・宮本　誠・楠田　隆・楡井　久（1990）千葉県東方沖地震による強震記録. 地質学論集, no. 35, 19–29.

衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎（1969）房総半島東海岸の小断層．地質調査所月報，**20**，14–38.

北里　洋（1986）南部フォッサマグナ地域における古地理の変遷．月刊地球，**8**，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*, **6**, 144–157.

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菫青石テフラ．地球科学，**57**，155–160.

Kodama, K., Long X.-M. and Suzuki, Y.（1985）Structural analysis of deep-seated volcanic rock reservoirs by tectonic simulation. *CCOP Technical Bulletin*, **17**, 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）．東京大学立地自然科学研究所，no. 3，1–6.

小池　清（1951）いわゆる黒瀧不整合について．地質学雑誌, **57**, 143–156.

小池　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，**61**，566–582.

小池　清・西川　泰（1955）千葉県演習林内の地質．演習林，no. 10，1–6.

古角晃洋・佐藤活志・山路　敦（2015a）房総半島，新第三系安房層群上部のthin-skin変形と褶曲．地質学雑誌, **121**, 359–372.

古角晃洋・山中克正・山路　敦（2015b）トライシアー・モデルによる地質構造とその形成過程の解明：東京大学千葉演習林の清澄背斜付近を例として．日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨，R14–P–8.

小松原　琢（2004）第 1 章　地形．木更津地域の地質, 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，1–4.

小松原　琢（2015）久留里～大多喜間の地質調査．田中裕一郎編，平成 26 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. 68，27–38.

小松原　琢・中澤　努・兼子尚知（2004）第 4 章　新期段丘堆積物及び新規関東ローム層．木更津地域の地質，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，37–41.

近藤康生（2001）木更津市とその周辺に分布する更新統下総層群，特に下部層の非対称型海進海退サイクルに見られる貝化石群集の特徴．千葉県立中央博物館自然誌研究報告特別号，no. 4，26–36.

Kondo, Y., Matsui, S. and Chinzei, K.（1992）Taphonomy and paleoecology of the Pleistocene molluscs in the Boso Peninsula. *In* Kato, H. and Noro, H., eds., *Island Arcs: Cenozoic Stratigraphy and Tectonics of Japan*, 29th IGC Field Trip Guidebook, **2**, Geological Survey of Japan, 99–108.

小西拓海・宇都宮正志・岡田　誠・田村糸子（2023）古地磁気層序とテフラ層序に基づく房総半島南部の下部更新統千倉層群と同半島東部の上総層群の対比．地質学雑誌，**129**，469–487.

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*, **192**, 143–155.

Kubota, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Itaki, T., Hayashi, H., Shikoku, K., Izumi, K., Head, M. J., Suganuma, Y. and Okada, M.（2021）Paleoceanography of the northwestern Pacific across the Early–Middle Pleistocene boundary（Marine Isotope Stages 20–18）. *Progress in Earth and Planetary Science*, **8**, 29.

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，**67**，83–96.

黒川勝己・樋口裕也（2004）新潟地域の鮮新世中頃（4–2 Ma）のテフラ層序の再検討と広域対比—とくにNwgとArgテフラ層の層位関係，Tspテフラ層の分布と対比および氷見層群のYTテフラ層，安野層のテフラ層との広域対比の検討—．新潟大学教育人間科学部紀要自然科学編，**7**，13–78.

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菫青石とカミングトン閃石の発見．地球科学，**35**，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，**1**，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，**4**，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，**58**，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，**10**，63–82.

Kurosawa, S., Furota, S., Mitsui, M., Sawada, K., Seike, K., Furukawa, N. and Ito, M.（2023）Downslope variation in hemipelagic sedimentation in an active margin basin: An example from the lower Pleistocene Kiwada and Takamizo

formations on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, **70**, 705–727.

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亜帯の上限. 地質学雑誌, **120**, 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**，313–326.

Kuwano, D., Kubota, Y., Mantoku, K. and Kameo, K.（2021）Oxygen isotope stratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lower Pleistocene in the Boso Peninsula, central Japan. *Stratigraphy*, **18**, 103–121.

Kuwano, D., Tsuchiya, Y., Kameo, K., Hayashi, H., Kubota, Y., Mantoku, K. and Oura, Y.（2022）Early Pleistocene（Marine Isotope Stage 40–36）paleoceanography in the northwestern Pacific: Evidence from faunal and oxygen isotope analyses of planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **592**, 110873.

Kuwano, D., Kameo, K., Kubota, Y., Utsunomiya, M., Mantoku, K. and Okada, M.（2025）Orbital scale Kuroshio Current variations of the northwestern Pacific Ocean in the Early Pleistocene（Marine Isotope Stage 40–36）based on calcareous nannofossil records. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **40**, e2024PA004921.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.（2005）A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}O records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.

町田　洋・新井房夫（1976）広域に分布する火山灰–姶良 Tn 火山灰の発見とその意義．科学，**46**，339–347.

町田　洋・新井房夫（1992）火山灰アトラス―日本列島とその周辺―．東京大学出版会，276p.

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，336p.

町田　洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫（1974）南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年．地学雑誌，**83**，22–58.

町田　洋・新井房夫・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，**19**，233–261.

町田　洋・森脇　広・杉原重夫（1981）放射化分析による広域テフラの同定．武蔵工業大学原子炉等共同利用研究成果報告書，no. 6，79–83.

間嶋隆一・越智眞弓・三浦美佐・人見真紀子・齋藤　猛・並木勇樹・大塚悠佑・清水秀倫・野崎　篤・宇都宮正志・楠　稚枝・佐藤　圭・河潟俊吾・和仁良二・中村栄子・坂井三郎・和田秀樹・北里　洋（2019）千葉県君津市川谷地域に露出する中部更新統柿ノ木台層から産出する冷湧水化石群集：その時空分布と共産する自生炭酸塩．地質学雑誌，**125**，655–683.

槇山次郎（1930）関東南部の洪積層．小川博士還暦記念論文集，307–382.

Makiyama, J.（1931）The Pleistocene Deposits of South Kwanto, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **9**, 21–53.

万田野化石研究グループ（1987）千葉県市原市の中部更新統万田野層から発見されたアシカ科化石について．地球科学，**41**，327–330.

増田富士雄・中里裕臣（1988）堆積層からみた鹿島―房総隆起帯の運動像．月刊地球，**10**，616–623.

松居誠一郎・磯　政道（1990）成長線からみた深海相中の共生的二枚貝の生態（予察）．日本古生物学会第 139 回例会講演予稿集，23.

松倉公憲（1997）斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度．応用地質，**38**，224–231.

松浦律子・中村　操（2016）詳細震度分布検討による 1703 年元禄関東地震の新地震像（速報）．歴史地震，no. 31，9–16.

峯崎智成・立石雅昭（1983）Sand wave sediments：市宿砂層．日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨，182.

三野浩一郎・山路　敦（1999）複数の応力状態を経験した地域における小断層解析：房総半島の更新統を例として．地質学雑誌，**105**，574–584.

三田　勲・高橋雅紀（1998）房総半島，中部中新統木の根層および天津層下部の石灰質ナンノ化石層序．地質学雑誌，**104**，877–890.

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，**68**，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，**60**，91–97.

三土知芳（1933）両総地方に於ける鮮新・更新両統の境界に就いて．地質学雑誌，**40**，400–401.

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）房総半島鬼泪山南部の地質．地質学雑誌，**60**，461–472.

三梨　昂・垣見俊弘（1964）いわゆる層間異常について．地質ニュース，no. 117，8–14.

三梨　昂・須田芳朗（1980）20 万分の 1 地質図幅「大多喜」．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, 303p.

三梨　昂・矢崎清貫（1958）火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比．石油技術協会誌，**23**，16–22.

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―．地質調査所月報，**10**，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）富津–大多喜（1：50,000）．日本油田・ガス田図，no. 4，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（1976）東京湾とその周辺地域の地質．1:100,000 特殊地質図，no. 20，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（10 万分の 1）．地質説明書，特殊地質図，no. 20，地質調査所，91p.

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. 11，105–119.

Mitsuoka, T., Takahashi, N. and Yokoyama, K.（2000）Key bed "Kd38" tuff occurring near the boundary between Tertiary and Quaternary from the lowest part of the Kazusa Group, Boso Peninsula, Central Japan. *Bulletin of the National Science Museum Series C*（*Geology & Paleontology*）, **26**, 169–181.

溝上　恵（1990）千葉県東方沖地震の概要．地質学論集, no. 35, 1–10.

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．脇田浩二・牧野雅彦編, 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. 56，121–132.

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域の上総層群黒滝層（鮮新統）から化石化学合成依存群集の産出．千葉県立中央博物館自然誌研究報告特別号，no. 4，49–58.

Motoyama, I.（1996）Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific. *Micropaleontology*, **42**, 221–262.

本山　功・高橋雅紀（1997）房総半島，中部中新統木の根層・天津層の放散虫化石層序―珪質・石灰質微化石層序の統合に向けて―．石油技術協会誌，**62**，226–238.

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, 1–27.

Murakami, M.（2016）A new extinct inioid（Cetacea, Odontoceti）from the Upper Miocene Senhata Formation, Chiba, central Japan: the first record of Inioidea from the North Pacific Ocean. *Paleontological Research*, **20**, 207–225.

村松容一・濱井昂弥・山野　恭・千葉　仁・早稲田　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，**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．**50**，49–60.

村田昌則・小林　淳・青木かおり・高橋尚志・西澤文勝・鈴木毅彦（2021）伊豆諸島, 神津島における過去 3 万年間のテフラ層序と噴火史．地学雑誌，**130**，379–402.

長橋良隆・里口保文・吉川周作（2000）本州中央部における鮮新–更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代．地質学雑誌，**106**，51–69.

長橋良隆・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，**108**，761–764.

内閣府防災担当（2013）1703 元禄地震　報告書．https://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/pdf/genroku_light.pdf（閲覧日：2025 年 4 月 15 日）

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_2. *Energy Procedia*, **1**, 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，**71**，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，**84**，645–660.

中嶋輝允（2005）第 3 章　安房層群．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，13–39.

中嶋輝允・宇都宮正志（2019）房総半島東部における上総層群下部の地質調査：鍵層柱状図とルートマップ．地質調査総合センター研究資料集，no. 671，1–8.

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, 102p.

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, 107p.

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ナ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.

中山尚美・増田富士雄（1987）房総半島，更新統上総層群市宿層の海流堆積相．地質学雑誌，**93**，833–845.

Nakayama, N. and Masuda, F.（1989）Ocean current-controlled sedimentary facies of the Pleistocene Ichijiku Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. *In* Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Terra Scientific Publishing Company（TERRAPUB）, Tokyo, 275–297.

中里裕臣（1993）下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係．千葉県立中央博物館自然誌研究報告，**2**，115–124.

中里裕臣（2001）更新統下総層群のテフラに関する諸問題．千葉県立中央博物館自然誌研究報告特別号，no. 4，13–21.

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．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，73–88.

中里裕臣・佐藤弘幸（1988）下総層群上泉層中の Km2 テフラ．地質学雑誌，**94**，793–796.

中里裕臣・佐藤弘幸（1998）銚子半島犬吠層群における大町 APm テフラ群の層位．日本第四紀学会講演要旨集，**28**，62–63.

中里裕臣・佐藤弘幸（2001）下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動．第四紀研究，**40**，251–257.

中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ（2003）千葉県北東部犬吠層群 250 m コアのテフラ層序．日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨，3.

中澤　努・中里裕臣・小松原　琢・塚本　斉（2003）関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB–8 と Ky3 の対比の再検

討．地質調査研究報告，**54**，341–350.
中澤　努・小松原　琢・兼子尚知（2004）第 3 章　下総層群．木更津地域の地質, 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，7–36.
中澤　努・納谷友則・野々垣　進・小松原純子・宮地良典・風岡　修・潮﨑翔一・香川　淳・吉田　剛・加藤晶子・八武崎寿史・荻津　達・中里裕臣（2018）第 2 章　地質概説．都市域の地質地盤図「千葉県北部地域」（説明書），産総研地質調査総合センター，3–6.
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, 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，101p.
奈良正和（1998a）中部更新統金剛地層の堆積環境とシーケンス層序学的解析．地学雑誌，**107**，77–91.
奈良正和（1998b）中部更新統金剛地層市野々砂泥互層に見られる *Rosselia socialis* 密集層と海水準ダイナミクス．化石，no. 64，49–53.
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. 6，59–67.
Niitsuma, N.（1971）Detailed study of the sediments recording the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *The Science Reports of the Tohoku University, Second Series*, **43**, 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，**82**，163–181.
Nirei, H., Kusuda, T., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O.（1990）The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its hazard. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 35, 31–46.
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*, **397**, 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 Koshiba formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. *Island Arc*, **23**, 157–179.
O'Brien, N. R., Nakazawa, K. and Tokuhashi, S.（1980）Use of clay fabric of shale to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts. *Sedimentology*, **27**, 47–61.
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，**81**，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*, **48**, 1–76.
Ogasawara, K and Takayasu, T.（1982）Fossil *Halicardia* from the Miocene of Akita Prefecture and Pleistocene of Chiba Prefecture, Japan. *Venus*, **41**, 199–216.
Ogiwara, H. and Ito, M.（2011）Origin and internal organization of widespread composite soft-sediment deformation units in a deep-water forearc basin: The lower Pleistocene Kazusa Group on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **237**, 209–221.
生越　忠（1959）千葉県君津郡富来田町当日の地蔵堂砂層から産する軟体動物化石について．地質学雑誌，**65**，31–45.
生越　忠（1960）万田野砂礫層産の軟体動物化石について．地質学雑誌，**66**，753–766.
Ogose, S.（1961）Molluscan fossils from the Zizodo sand and Yabu sand and gravel, Tiba Prefecture, South Kanto, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **67**, 105–127.
O'hara, S.（1982）Molluscan fossils from the Shimosa Group (1. Yabu and Jizodo Formations of the Makuta district). *Journal of the College of Arts and Sciences, Chiba University*, B-15, 27–56.
大原　隆・高橋裕平（1975）黒滝層の貝化石と安野層の火山砕屑岩（予報）．千葉大学教養部研究報告B，no. 8, 115–129.
大原　陸・菅谷政司・福田芳生・田中智彦（1976）"桜井層"の化石（Ⅰ）．貝類・底生有孔虫類・蟹類・孤生珊瑚類・蔓脚類．千葉大学教養部研究報告B，no. 9，77–92.
Okada, H. and Bukry, D.（1980）Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation（Bukry, 1973; 1975）. *Marine Micropaleontology*, **5**, 321–325.
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*, **56**, 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*, **69**, 45.
岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣（1997）古東京湾に発達した 2 つのタイプの堆積シークェンス―下総層群上泉層，清川層および横田層―．地質学雑誌，**103**，1125–1143.
岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信（2000）房総半島中部下総層群薮層のテフラ，堆積システム，シークエンス層序．2000 年日本第四紀学会巡検案内書，51p.
岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣（2001）更新統下総層群の形成ダイナミクス．第四紀研究，**40**，243–250.
大井信三（2019）第 4 章　新期関東ローム層及び新期段丘堆積物．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，34–41，
大井信三・七山　太（2016）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，39–43.
大井信三・七山　太・中島　礼・中里裕臣（2016）第 4 章　下総

層群．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，34–38.
大久保　弘・荒井晃作（2002）富山県，鮮新–更新統十二町層中部から見いだされた穂高-Kd39 テフラと恵比須峠-福田テフラおよびその層位．第四紀研究，**41**，429–442.
大西郁夫（1969）房総半島・上総層群の花粉フロラ．地球科学，**23**，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*, **456**, 117–124.
大塚弥之助（1937）房総半島に於ける一小デッケン構造．地理学評論，**13**，201–207.
大塚弥之助・望月勝海（1932）地形発達史．岩波講座　地理学，第 2 巻（自然関係諸論 1），1–69.
大山　桂（1952）茂原・鶴舞間の長南・笠森累層の貝化石群集．石油技術協会誌，**7**，59–67.
大山　桂（1959）千葉県養老川・小櫃川地区の化石群．地質調査所月報，**10**，99–102.
大山隆弘・千木良雅弘・大村直也・佐々木和裕・長岡　亨（1999）不飽和領域での堆積岩の化学的風化作用—泥岩トンネル坑壁の風化速度と微生物の影響—．応用地質，**39**，511–523.
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, London*, **156**, 125–136.
Raffi, I., Wade, B. S., Pälike, H., Beu, A. G., Cooper, R., Crundwell, M. P., Krijgsman, W., Moore, T., Raine, I., Sardella, R. and Vernyhorova, Y. V.（2020）The Neogene Period. *In* Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M., eds., *Geologic Time Scale 2020*, **2**, Elsevier, 1141–1215.
Saito, T. and Ito, M.（2002）Deposition of sheet-like turbidite packets and migration of channel-overbank systems on a sandy submarine fan: an example from the Late Miocene–Early Pliocene forearc basin, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **149**, 265–277.
坂井　一・黒川勝己（2002）新潟地域の SK110，SK100 火山灰層と房総半島黄和田層の Kd25，Kd24 火山灰層の対比．地球科学，**56**，217–230.
坂井　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，**111**，561–564.
坂倉勝彦（1935a）千葉県小櫃川流域の層序，其の 1．地質学雑誌，**42**，685–712.
坂倉勝彦（1935b）千葉県小櫃川流域の層序，其の 2．地質学雑誌，**42**，753–784.
坂本　亨・酒井　彰・秦　光男・宇野沢　昭・岡　重文・広島俊男・駒沢正夫・村田泰章（1987）20 万分の 1 地質図幅「東京」．地質調査所.
Sanfilippo, A. and Nigrini, C.（1998）Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, **33**, 109–117, 121–156.
佐竹健治・宍倉正展・行谷佑一・藤　良太郎・竹内　仁（2008）元禄関東地震の断層モデルと外房における津波．歴史地震，no. 23，81–90.
佐藤弘幸（1993）千葉県成東町–八日市場市周辺に分布する下総層群の層序．千葉県立中央博物館自然誌研究報告，**2**，99–113.
佐藤弘幸（1994）木更津・君津周辺の下総層群の層序と構造．日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨，50.
佐藤任弘・小池　清（1957）房総半島の地層中にみつかつた化石海底谷．地質学雑誌，**63**，100–116.
Sato, T., Higuchi, H., Miyauchi, T., Endo, K., Tsumura, N., Ito, T., Noda, A. and Matsu'ura, M.（2016）The source model and recurrence interval of Genroku-type Kanto earthquakes estimated from paleo-shoreline data. *Earth, Planets and Space*, **68**, 17. doi: 10.1186/s40623-016-0395-3.
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. 30，205–217.
Sato, T. and Takayama, T.（1992）A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*. *In* Ishizaki, K. and Saito,T., eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 457–460.
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，**53**，475–491.
佐藤時幸・亀尾浩司・三田　勲（1999）石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序．地球科学，**53**，265–274.
佐藤俊文・杉原重夫・増渕和夫（2000）房総半島北部，木更津台地におけるステージ 5e の地形面とその形成環境について．日本第四紀学会講演要旨集，**30**，28–29.
里口保文（1995）上総層群中・下部の火山灰層序．地質学雑誌，**101**，767–782.
Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y.（2012）Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, **21**, 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，**50**，483–500.
里口保文・渡辺真人・中条武司・片岡香子（2000）上総層群下部に挟在する 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，**106**，189–204.
里口保文・樋口裕也・黒川勝己（2005）東海層群に挟在する大田テフラ層と三浦層群のテフラ層との対比. 地質学雑誌, **111**, 74–76.
Satoguchi, Y., Takeshita, Y., Nakazato, H. and Suganuma, Y.（2021）Depositional process of the Byk-E tephra bed in the Chiba section, central Japan: A marker bed defining the Global Boundary Stratotype Section and Point for the Chibanian Stage. *Island Arc*, **30**, e12432.

澤田秀穂（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，**45**，445–450.

澤田大毅・新藤亮太・本山　功・亀尾浩司（2009）房総半島，小糸川流域の中新・鮮新統の地質と放散虫化石層序．地質学雑誌，**115**，206–222.

沢村幸之助・中嶋輝允（1980）房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石による層序区分．地質調査所月報，**31**，333–345.

柴崎琢自・間嶋隆一（1997）中部更新統上総層群柿ノ木台層外側陸棚相の化学合成化石群集．地質学雑誌，**103**，1065–1080.

鹿園直建・岩井修平・石原与四郎・中野孝教・五十嵐智秋（2006）タービダイトシークエンスの地球化学的研究による古海洋環境推定：千葉県房総半島安房層群安野層の例．地学雑誌，**115**，669–690.

清水文健・八木令子・大八木規夫・井口　隆（2004）5 万分の 1 地すべり地形分布図　第 19 集「関東周辺部」．防災科学技術研究所資料，no. 248，防災科学技術研究所.

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，**28**，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．地質調査所月報，**3**，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，**16**，312–326.

宍倉正展（2000）離水地形からみた 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. 16，113–122.

宍倉正展（2003）変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル．東京大学地震研究所彙報，**78**，245–254.

Simon, Q., Suganuma, Y., Okada, M. and Haneda, Y.（2019）High-resolution ^{10}Be and paleomagnetic recording of the last polarity reversal in the Chiba composite section: Age and dynamics of the Matuyama–Brunhes transition. *Earth and Planetary Science Letters*, **519**, 92–100.

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. 605，36–39.

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，**28**，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*, **43**, 491–494.

Suganuma, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Kubota, Y., Hayashi, H., Itaki, T., Okuda, M., Head, M. J., Sugaya, M., Nakazato, H., Igarashi, A., Shikoku, K., Hongo, M., Watanabe, M., Satoguchi, Y., Takeshita, Y., Nishida, N., Izumi, K., Kawamura, K., Kawamata, M., Okuno, J., Yoshida, T., Ogitsu, I., Yabusaki, H. and Okada, M.（2018）Paleoclimatic and paleoceanographic records of Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: A reference for the Early–Middle Pleistocene boundary. *Quaternary Science Reviews*, **191**, 406–430.

Suganuma, Y., Okada, M., Head, M.J., Kameo, K., Haneda, Y., Hayashi, H., Irizuki, T., Itaki, T., Izumi, K., Kubota, Y., Nakazato, H., Nishida, N., Okuda, M., Satoguchi, Y., Simon, Q. and Takeshita, Y.（2021）Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point（GSSP）for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. *Episodes*, **44**, 317–347.

杉原重夫（1978）下総台地南部，木更津－千葉付近の下末吉面と小原台面．明治大学人文科学研究所紀要，no. 17，1–24.

杉原重夫・細野　衛（1974）下総台地・千葉－木更津地域の地形と地質．第 21 回野外見学旅行案内，房総の自然と土壌，ペトロロジスト懇談会，37–42.

杉原重夫・新井房夫・町田　洋（1978）房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー．地質学雑誌，**84**，583–600.

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的特性と下部更新統の対比・編年の試み．月刊地球，**13**，240–248.

杉原重夫・加藤　哲・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，**35**，10–11.

Smith, V. C., Staff, R. A., Brockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members（2013）Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.

Suzuki, T.（1996）Chemical analysis of volcanic glass by energy dispersive X-ray spectrometry with JEOL JED-2001 and JSM-5200: analytical procedures and application. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, no. 31, 27–36.

鈴木毅彦（2000）飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年．地理学評論（Ser. A），**73**，1–25.

鈴木毅彦（2020）2.1 地質．多摩川中上流域上総層群調査研究プロジェクト報告書，55–104.

鈴木毅彦・早川由紀夫（1990）中期更新世に噴出した大町APmテフラ群の層位と年代．第四紀研究，**29**，105–120.

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在するテフラの層序と対比．地質学雑誌，**117**，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 2.0Maに噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ．火山，**52**，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ョン・トラック年代．地学雑誌，**107**，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*, **14**, 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*, **456**, 195–209.

Suzuki, T., Maruyama, S., Danhara, T., Hirata, T., Machida, H. and Arai, F.（2019）Identification of Lower Pleistocene widespread tephras associated with large caldera-forming eruptions in the Tohoku area, north-east Japan. *Journal of Quaternary Science*, **35**, 316−333.

鈴木達彦･青木直昭（1962）茂原市北西の地蔵堂層および藪層の層序と有孔虫化石について．地質学雑誌，**68**，497–506.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨　昂・岡　重文・卜部厚志・遠藤　毅･堀口万吉･江藤哲人･菊地隆男･山内靖喜･中嶋輝允･徳橋秀一・楡井　久・原　雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀見英雄・木村政昭・本座栄一（1995）東京湾とその周辺地域の地質（10 万分の 1）．第 2 版，地質図及び説明書，特殊地質図，no. 20，地質調査所，109p.

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，**27**，180–187.

高橋淳一・加瀬善洋・伊藤　慎（2025）3.10　萩生・竹岡−湊川−養老川地域の黒滝層．伊藤　慎編，房総半島の地層と岩石のフィールドガイド，コロナ社，118–123.

高橋雅紀（2008）南関東．日本地質学会編，日本地方地質誌 3　関東地方，朝倉書店，東京，166–193.

高橋雅紀･入月俊明･柳沢幸夫･天野一男･林　広樹･吉川敏之･山元孝広（2008）第三系．日本地質学会編，日本地方地質誌 3　関東地方，朝倉書店，東京，133–275.

Takahashi, M., Mita, I. and Okada, T.（1999）K-Ar age of the Am-4 Tuff related to the CN5a/CN5b boundary on the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology*, **64**, 282–287.

高橋直樹・赤司卓也（2023）千葉県における第四紀堆積岩石材．日本地質学会第 130 年学術大会講演要旨，T10–P–1.

高井冬二（1938）本邦に於ける新生代哺乳動物（豫報）．地質学雑誌，**5**，745–763.

Takao, A., Nakamura, K., Takaoka, S., Fuse, M., Oda, Y., Shimano, Y., Nishida, N. and Ito, M.（2020）Spatial and temporal variations in depositional systems in the Kazusa Group: insights into the origins of deep-water massive sandstones in a Pleistocene forearc basin on the Boso Peninsula, Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 37.

竹下欣宏・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，**111**，417–433.

Takeshita, 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*, **397**, 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，**110**，417–436.

Tamura, I. and Yamazaki, H.（2010）Significance of the remarkable unconformity in the Plio-Pleistocene of the Japanese islands. *Quaternary International*, **219**, 45–54.

田村糸子･山崎晴雄･水野清秀（2005）前期鮮新世 4.1 Ma 頃の広域テフラ，坂井火山灰層とその相当層．地質学雑誌，**111**，727–736.

Tamura, I, Yamazaki, H., Mizuno., K.（2008）Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan. *Quaternary International*, **178**, 85–99.

田村糸子･高木秀雄･山崎晴雄（2010）南関東に分布する 2.5 Ma の広域テフラ：丹沢−ざくろ石軽石層．地質学雑誌，**116**，360–373.

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，**125**，23–39.

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 Mobara gas field, Japan. *Energy Procedia*, **1**, 3699–3706.

武村雅之（2003）関東大震災：大東京圏の揺れを知る．鹿島出版会，東京，139p.

武村雅之・諸井孝文（2001）地質調査所データに基づく 1923 年関東地震の詳細震度分布．日本地震工学会論文集，**1**，1–26.

樽　創・岡崎浩子・伊佐治鎮司・柳澤　隆（2005）千葉県市原市の万田野層から産出したトウヨウゾウ（*Stegodon orientalis* Owen，1870）の第 4 臼歯について．千葉県立中央博物館自然史研究報告，**8**，1–10.

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，20p.

The Imperial Japanese Military Land Survey（1930）Re-survey of the Kwanto district after the great earthquake of 1923. *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee*, **11**, 1–6.

徳橋秀一（1976a）清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究（その 1）―砂泥互層の層厚･岩相変化と砂岩層の形態―．地質学雑誌，**82**，729–738.

徳橋秀一（1976b）清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究（その 2）―砂岩層の堆積機構と堆積環境―．地質学雑誌，**82**，757–764.

Tokuhashi, S.（1979）Three dimensional analysis of large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineralogy*, **46**, 1–61.

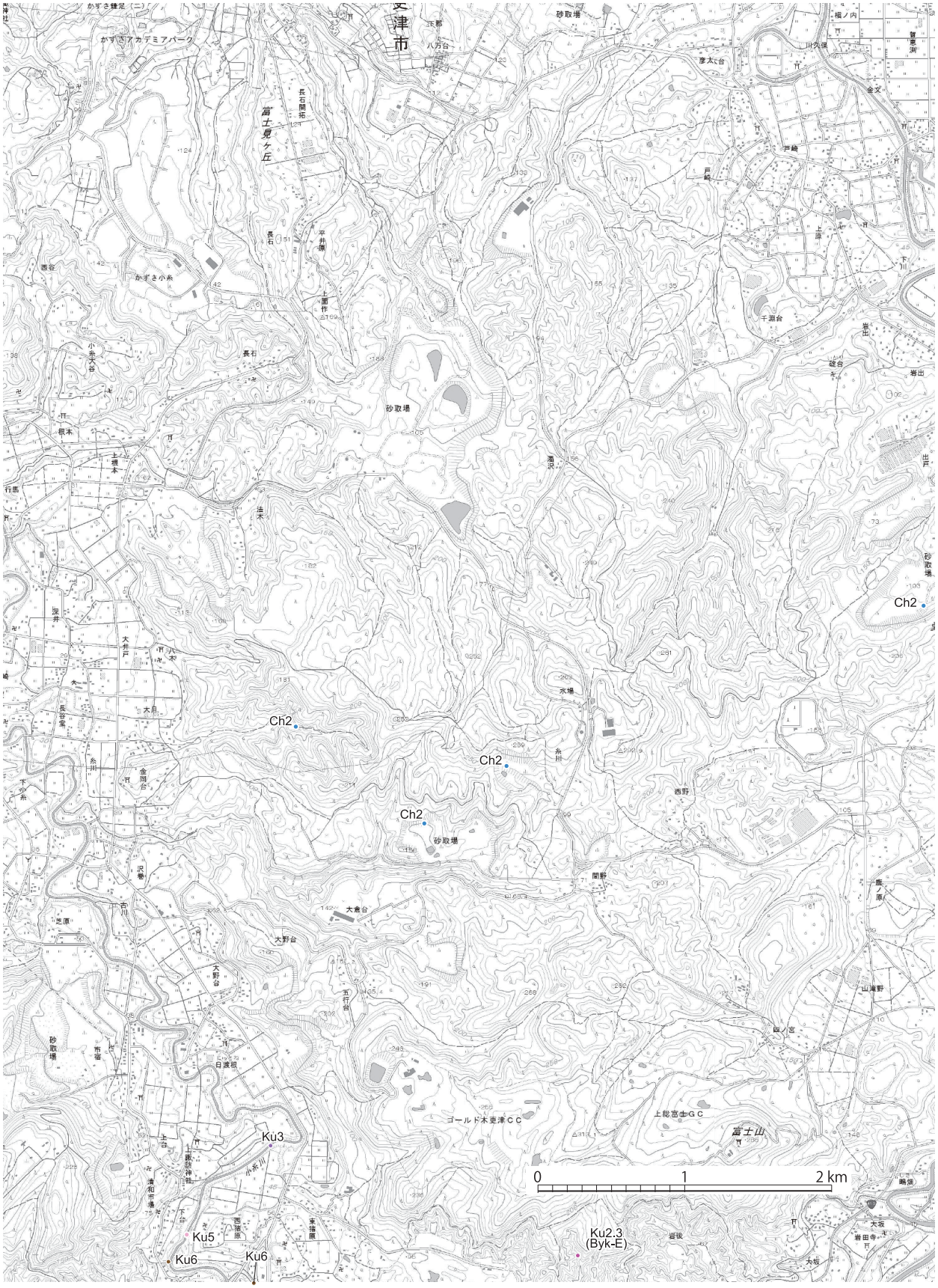
Tokuhashi, S.（1989）Two stages of submarine fan sedimentation in an ancient forearc basin, central Japan. *In* Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, TERRAPUB, Tokyo, 439–468.

徳橋秀一（2010a）平山・中嶋方式のルートマップと多数の凝灰岩鍵層を融合した地質調査法とは？ 地質ニュース，no. 666，口絵 1–8.

徳橋秀一（2010b）地質調査および層序学的・堆積学的研究にお

けるテフラ鍵層の積極的活用のすすめ　その 1：房総半島中部の安房層群での解析例．地質ニュース, no. 666, 10–20.
徳橋秀一・遠藤秀典（1983）千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層—特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して—．地質調査所月報，**34**，59–80.
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），地質図及び同説明書，地質調査所，136p.
徳橋秀一･石原与四郎（2008）千葉県清和県民の森周辺の地質図（1 万 5 千分の 1）及び同説明書．特殊地質図，no. 39，産総研地質調査総合センター，95p.
徳橋秀一･岩脇丈夫（1975）フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析．地球科学，**29**，262–274.
徳橋秀一･近藤康生（1989）下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察．地質学雑誌，**95**，933–951.
徳橋秀一・檀原　徹・岩野英樹（2000）房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッション･トラック年代．地質学雑誌，**106**，560–573.
東京港地下地質研究会火山灰グループ（2000）東京港地下のテフラとその対比．地団研専報，no. 47，23–30.
Tomida, Y.（1989）A new Walrus（Carnivora, Odobenidae）from the Middle Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan, and its implication on Odobenid paleobiogeography. *Bulletin of the National Science Museum Series C*（*Geology & Paleontology*）, **15**, 109–119.
都司嘉宣（2003）元禄地震（1703）とその津波による千葉県内各集落での詳細被害分布．歴史地震，no. 19，8–16.
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，**111**，1–20.
内尾高保（1951）千葉県大多喜町附近の化石有孔虫群（その 1）．地質学雑誌，**37**，250–253.
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，**17**，22–37.
植田房雄（1930）房総半島北部の地質（摘要）．地質学雑誌，**37**，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，**40**，799–801.
植田房雄（1969）房総半島北部の地質　堆積輪廻（その 2）．東洋大学紀要教養課程篇（自然科学），no. 12，25–120.
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*, **677–678**, 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，**92**，639–651.
卜部厚志（1992）三浦･房総半島の三浦層群における火砕鍵層対比—重鉱物組成と化学組成による再検討—．地質学雑誌，**98**，415–434.
卜部厚志・佐目元昭・秋山晋二・椿　和弘・山内靖喜・三梨　昂（1990）房総半島中部西岸・浦賀水道地域の第三系の地質構造．地質学論集，no. 34，31–44.
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，東京，724p.
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*, **27**, e12254.
宇都宮正志（2019）第 3 章　上総層群．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，11–33.
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，127p.
宇都宮正志･大坪　誠（2022）房総半島東部，上総層群下部に記録された前弧テクトニクスと海底地すべり．地質学雑誌，**128**，265–280.
Utsunomiya, M. and Yamamoto, Y.（2019）Spatial distribution of mass-transport deposits deduced from high-resolution stratigraphy: the Pleistocene forearc basin, central Japan. *In* Ogata, K., Festa, A. and Pini, G. A., eds., *Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, **246**, 57–69.
Utsunomiya, M., Kusu, C., Majima, R., Tanaka, Y. and M. Okada（2017）Chronostratigraphy of the Pliocene–Pleistocene boundary in forearc basin fill on the Pacific side of central Japan: Constraints on the spatial distribution of an unconformity resulting from a widespread tectonic event. *Quaternary International*, **456**, 125–137.
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, D. G., Mosher, D. C., Moscardelli, L. G., Bobrowsky, P. T., Campbell, C., Chaytor, J., Clague, J., Georgiopoulou, A., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Piper, D., Scherwath, M., Stacey, C. and Turmel, D., eds., *Subaqueous Mass Movements and Their Consequences: Assessing Geohazards, Environmental Implications and Economic Significance of Subaqueous Landslides,* Geological Society, London, Special Publications, **477**, 241–253.
宇都宮正志・水野清秀・田村糸子（2019）下部更新統上総層群黄和田層下部～中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴．地質調査研究報告，**70**，373–441.
宇都宮正志・水野清秀・納谷友規・小村健太朗・長井雅史（2020）千葉市の地下 2038 mのテフラ層と房総半島の下部更新統黄和田層最下部Kd48 の対比．地学雑誌，**129**，355–374.
Utsunomiya, M., Tamura, I., Nozaki, A. and Nakajima, T.（2023）Basin-wide erosion and segmentation of the Plio-Pleistocene forearc basin in central Japan revealed by tephro- and biostratigraphy. *Progress in Earth and Planetary Science*, **10**, 25.
脇水鉄五郎（1901）農科大学千葉県下演習林地質予報．地質学雑誌，**8**，411–424.

脇水鉄五郎（1933）東京帝大農学部付属千葉県演習林概要．5–7.
藁谷哲也（1986）上総丘陵を開析する谷で見られる谷壁の剥離と乾湿風化．地理学評論（Ser. A），**59**，505–522.
藁谷哲也･松倉公憲（1988）上総丘陵の谷壁斜面における含水比変化に伴うスレーキング剥離．地形，**9**，135–144.
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，**102**，545–556.
渡辺真人･高橋雅紀（1997）房総半島中部中新統木の根層および天津層下部の珪藻化石層序．石油技術協会誌, **62**, 215–225.
Yabe, H.（1921）Recent stratigraphical and paleontological studies in Japanese Tertiary. *Bishop Museum Special Publications*, **7**, 775–796.
Yabe, H. and Hirayama, R.（1998）Selachian fauna from the upper Miocene Senhata Formation, Boso Peninsula, central Japan. *In* Yonebayashi, C., Yagi, R. and Harada, H., eds., *The Fossil Record in the Boso Peninsula, Japan*. Natural History Research, Special Issue, no. 5, 33–61.
Yajima, M.（1978）Quaternary Ostracoda from Kisarazu near Tokyo. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan*, *New Series*, no. 112, 371–409.
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*, **22**, 429–440.
山本裕彦（1971）フリッシュ型砂岩層に発達するconvolute laminationについて．地質学雑誌，**77**，23–36.
山中克正･平田郁生･佐藤活志･山路　敦･徳橋秀一（2013）外房地域に発達する南北系断層の起源：東京大学千葉演習林の地質構造．日本地質学会第120年学術大会講演要旨，R15–P–5.
山内靖喜（1969）層間異常層の構造解析．地質学雑誌，**75**，293–302.
Yamauchi, S., Mitsunashi, T. and Okubo, S.（1990）Growth pattern of the Early Pleistocene Higashihigasa Submarine Channel, Boso Peninsula, central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **96**, 523–536.
Yanagisawa, H. and Goto, K.（2017）Source model of the 1703 Genroku Kanto earthquake tsunami based on historical documents and numerical simulations: modeling of an offshore fault along the Sagami Trough. *Earth, Planets and Space*, **69**, 136.
矢崎清貫（1976）日本油田･ガス田分布図（第2版）．1:2,000,000地質編集図，no. 9，地質調査所.
Yokoyama, K., Mitsuoka, T. and Takahashi, N.（1997）Reconnaissance of modal proportions and chemical compositions of heavy minerals in tuffs from the Boso Peninsula, central Japan. *Bulletin of the National Science Museum Series C*（*Geology & Paleontology*）, **23**, 61–77.
Yokoyama, K., Mitsuoka, T. and Takahashi, N.（1998）Tuffs from the lower sequence of the Kiwada Formation along the Yoro River in the Boso Peninsula, central Japan. *Bulletin of the National Science Museum Series C*（*Geology & Paleontology*）, **24**, 99–111.
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，**45**，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，**102**，258–270.
吉村光敏･八木令子（2003）小糸川上流部の段丘地形―君津市豊英・清和県民の森周辺―．千葉県立中央博物館自然誌研究報告特別号，no. 6，1–13.



付図 1 (8 ページ)　安房層群と上総層群のテフラ鍵層露頭地点図
国土地理院の電子地形図 25,000 を使用.


Ch1
Ch2
Ch3
Ka1
Ka2.4
Ku1
Ku2
Ku2.3 (Byk-E)
Ku3, Ku4
Ku6
U1
U2
君津市
0
1
2 km

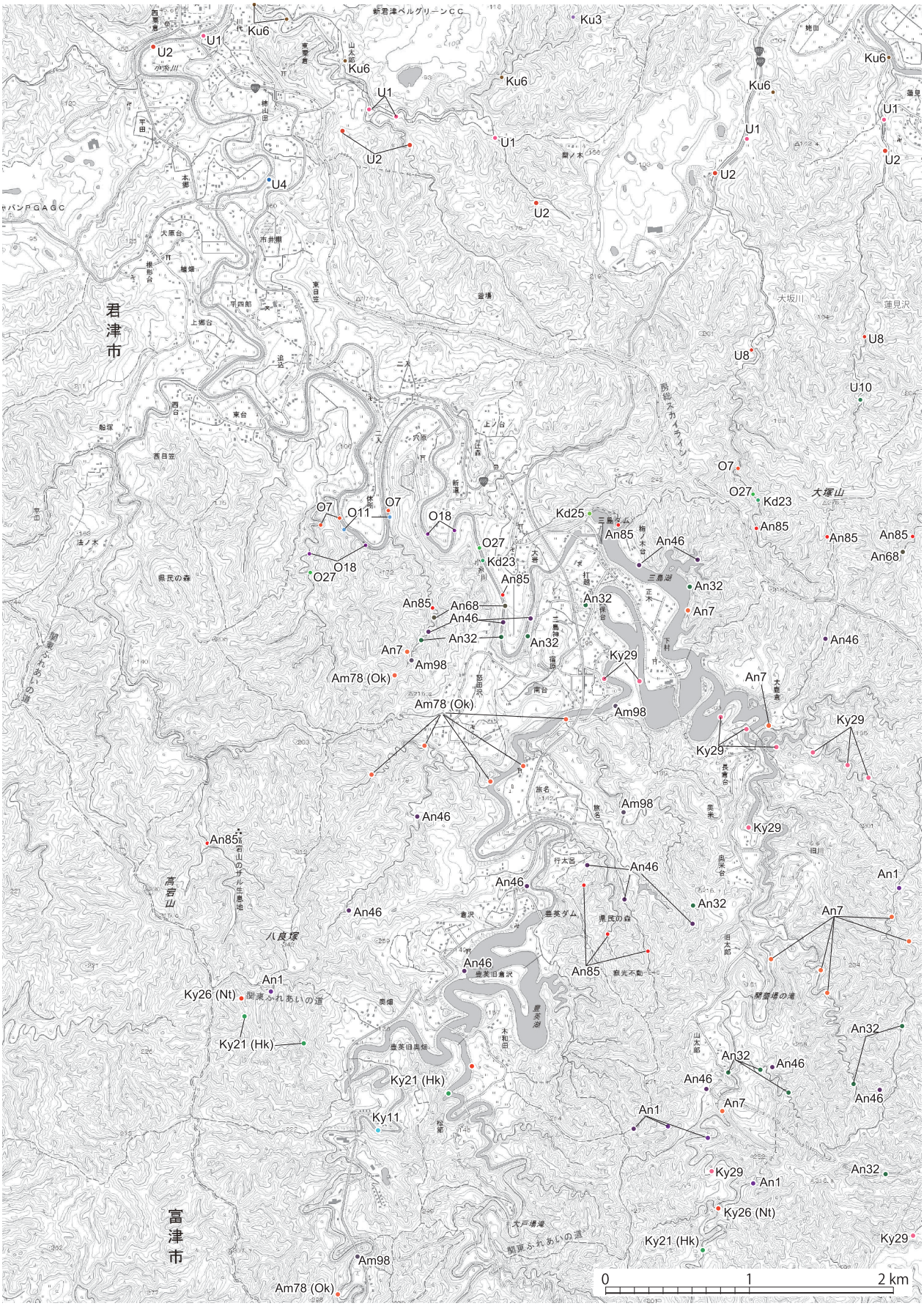
付図1（続き）


Ch1
Ch2
Ch3
Ka1
Ka2.4
Ku1
Ku2
Ku2.3
(Byk-E)
Ku3
Ku4
Ku6
U1
U2
U3
U4
U6
U8
U10
O1
市原市
0
1
2 km

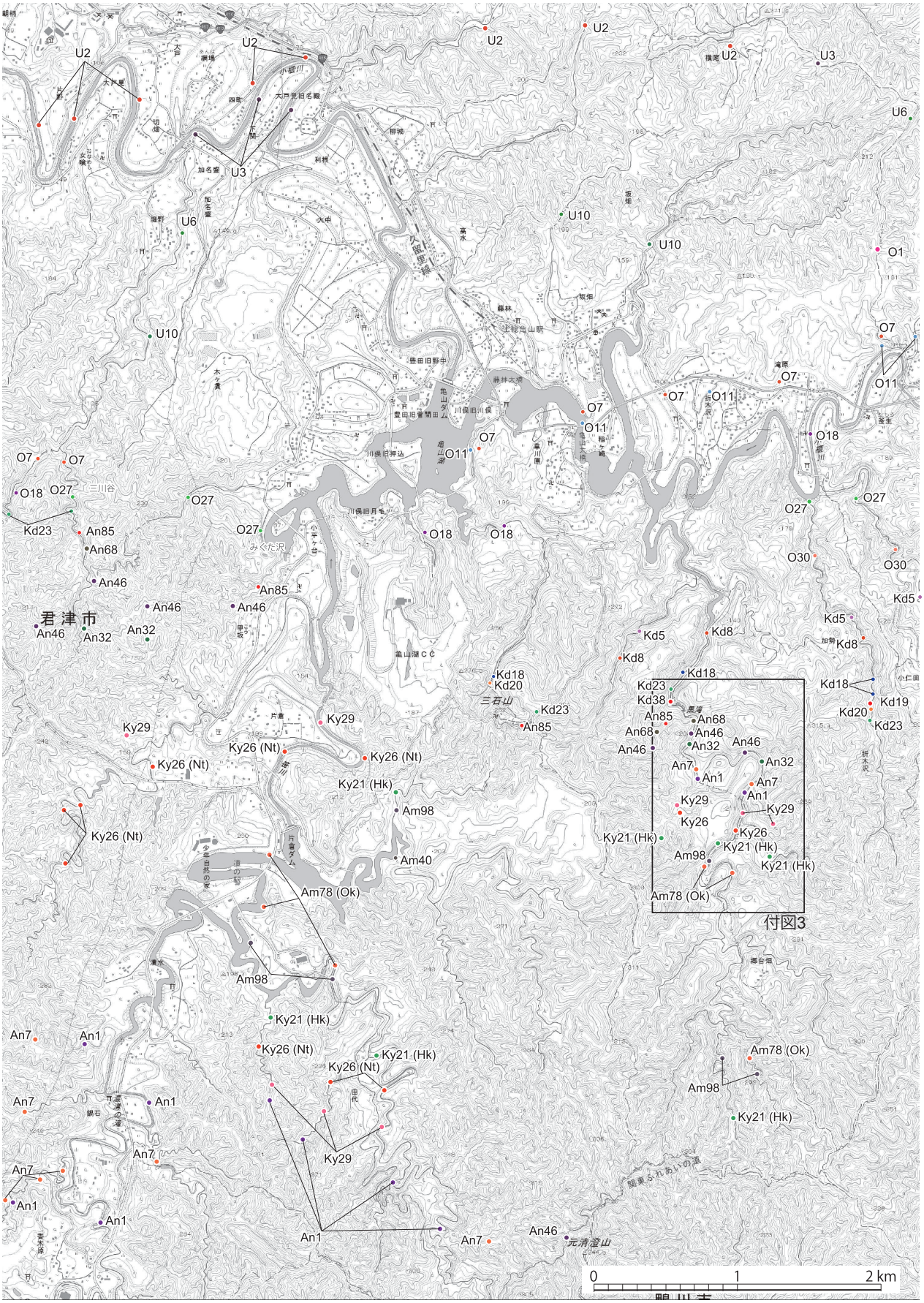
付図1（続き）


長南町
大多喜町
いすみ市
Ka2.4
Ku1
Ku2
Ku2.3
(Byk-E)
Ku3
Ku4
Ku6
U1
U2
U3
U4
U6
U8
U10
O1
O7
O11
O18
O22
O24
O27
羽黒山
伊藤大山
浅間山
鍛冶兼山
高塚山
0
1
2 km

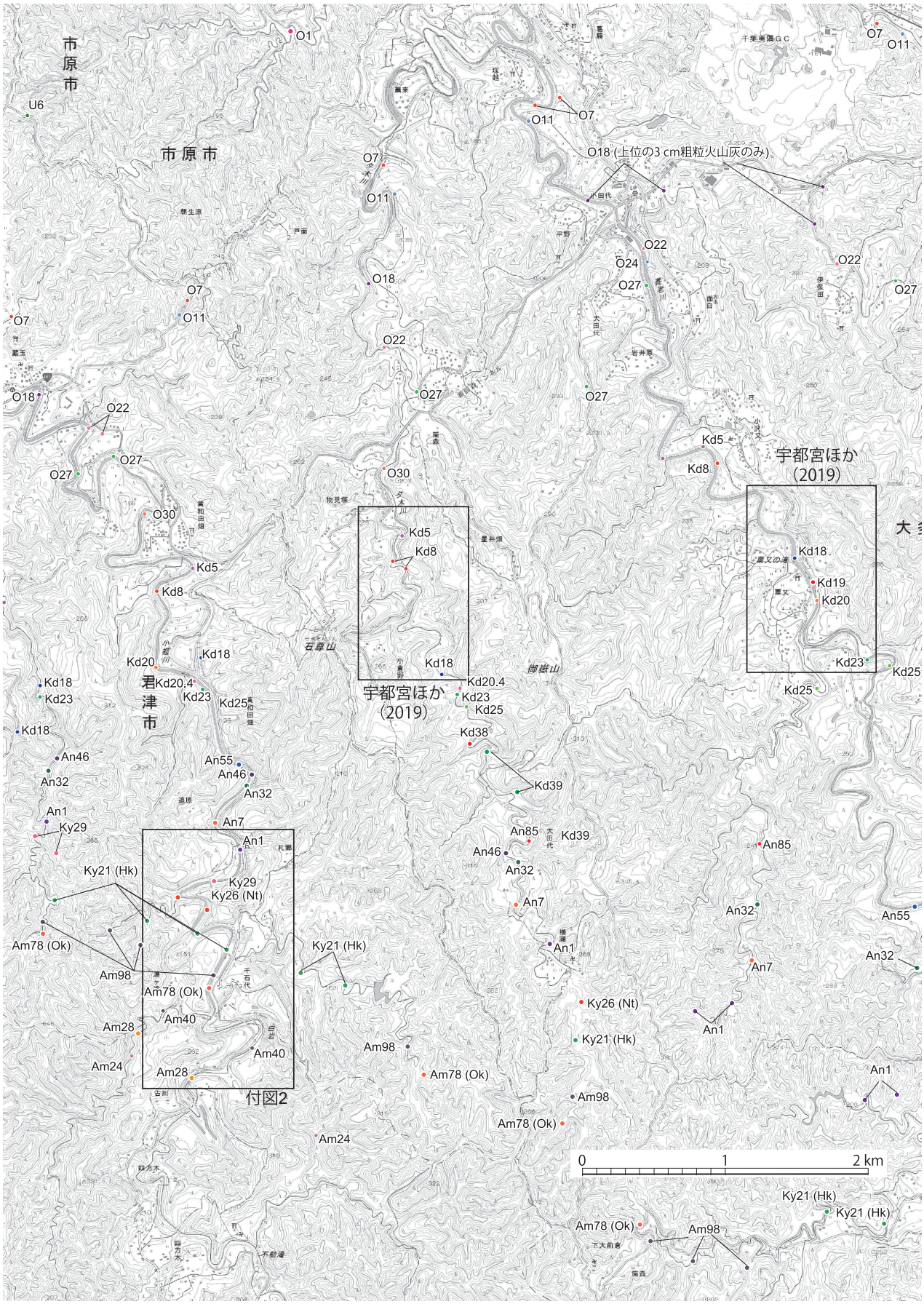
付図1（続き）


君津市
富津市
U1
U2
U4
Ku6
Ku3
U8
U10
O7
O11
O18
O27
Kd23
Kd25
An85
An46
An68
An32
An7
Ky29
Am98
Am78 (Ok)
An1
Ky26 (Nt)
Ky21 (Hk)
Ky11
0
1
2 km

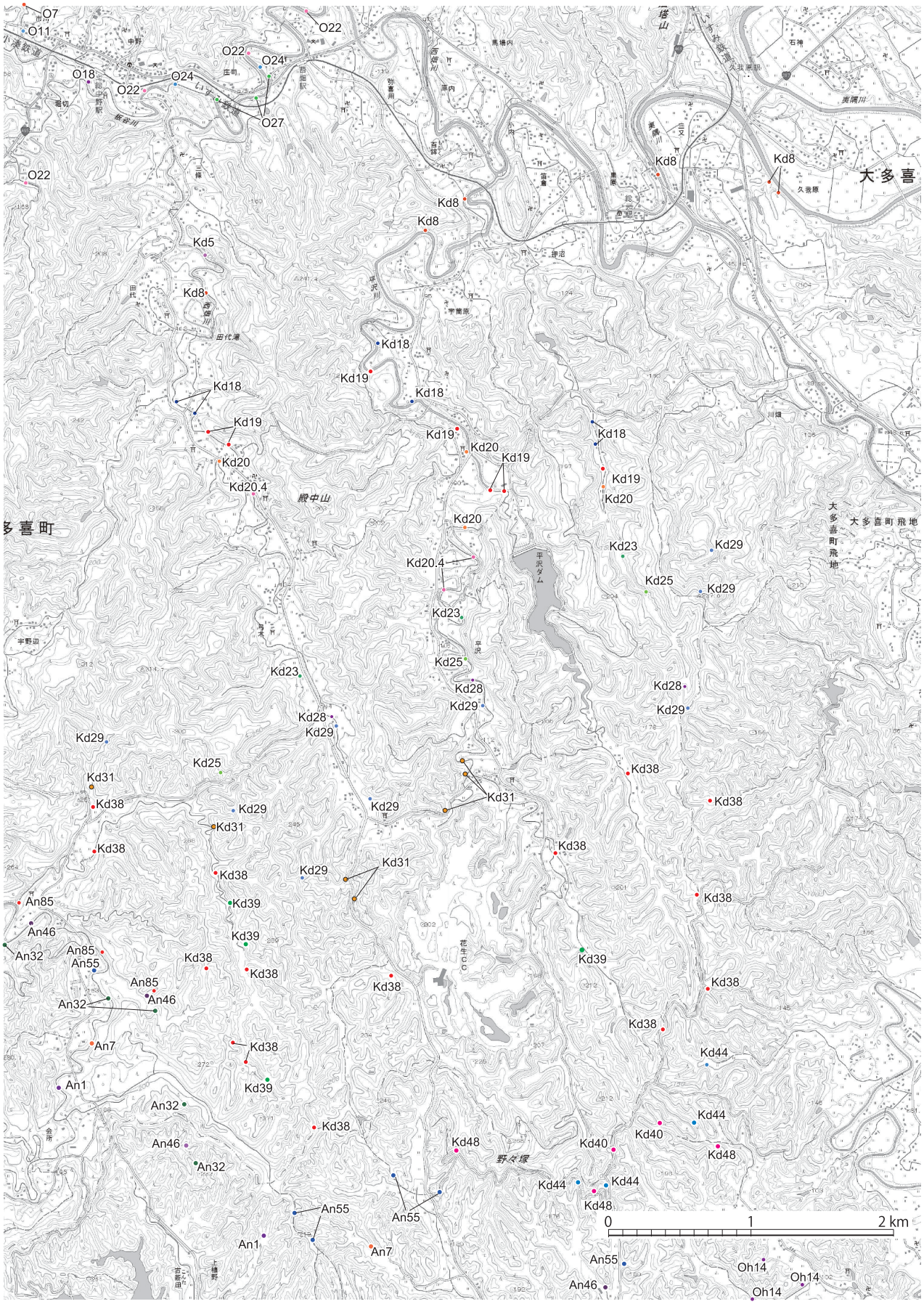
付図1（続き）


U2
U3
U6
U10
O1
O7
O11
O18
O27
O30
Kd5
Kd8
Kd18
Kd19
Kd20
Kd23
Kd38
An85
An68
An46
An32
An7
An1
Ky29
Ky26
Ky26 (Nt)
Ky21 (Hk)
Am98
Am40
Am78 (Ok)
君津市
付図3
0
1
2 km

付図1（続き）


市原市
市原市
U6
O1
O7
O11
O18 (上位の3 cm粗粒火山灰のみ)
O22
O24
O27
O30
Kd5
Kd8
Kd18
Kd19
Kd20
Kd23
Kd25
宇都宮ほか
(2019)
Kd20.4
Kd38
Kd39
君津市
An1
An7
An32
An46
An55
An85
Ky29
Ky21 (Hk)
Ky26 (Nt)
Am78 (Ok)
Am98
Am40
Am28
Am24
付図2
0
1
2 km

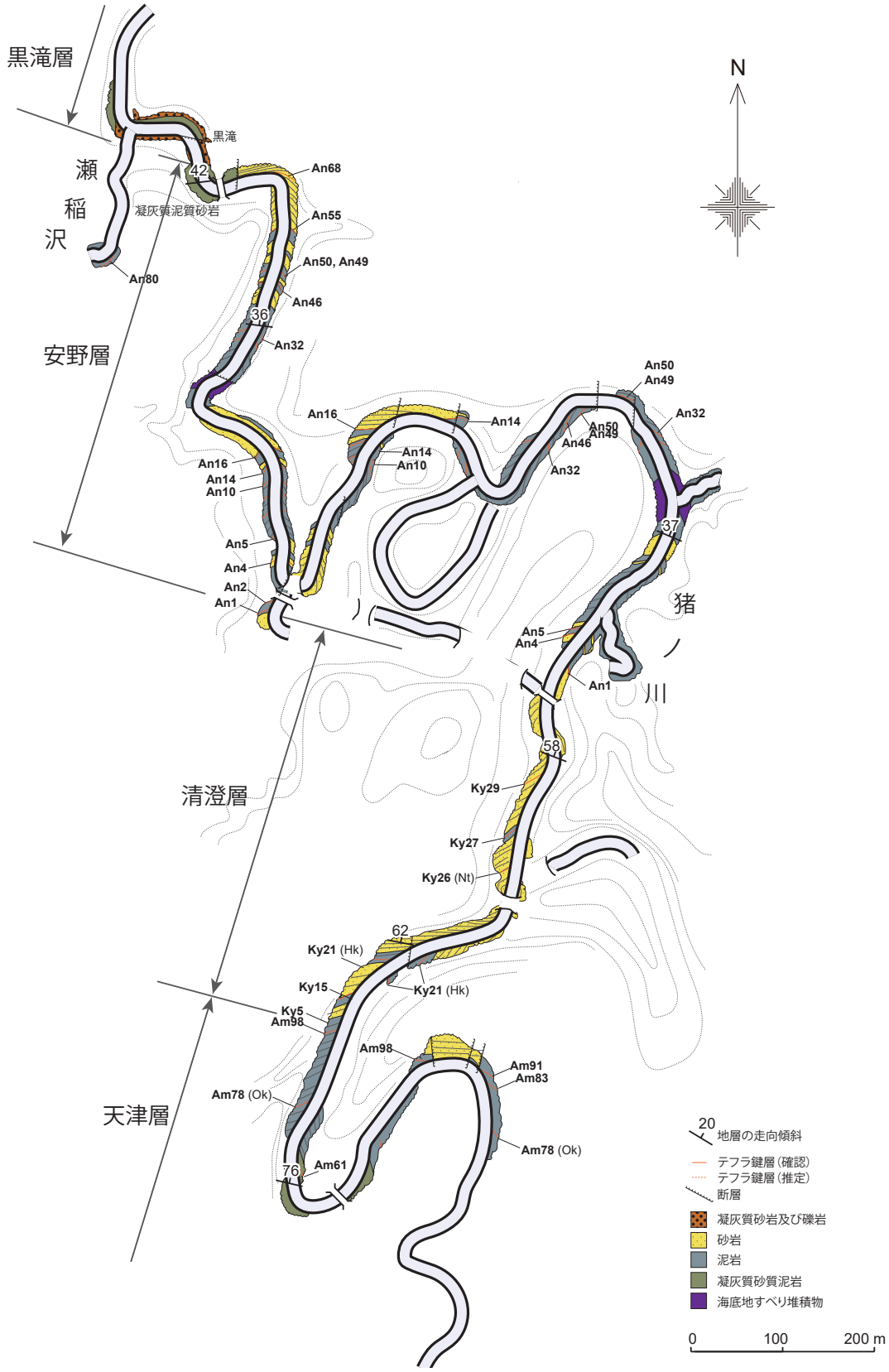
付図1（続き）


O7
O11
O22
O18
O24
O27
Kd8
Kd5
Kd18
Kd19
Kd20
Kd20.4
Kd23
Kd25
Kd28
Kd29
Kd31
Kd38
Kd39
Kd40
Kd44
Kd48
An85
An46
An32
An55
An7
An1
Oh14
大多喜
多喜町
殿中山
野々塚
0
1
2 km

付図1（続き）



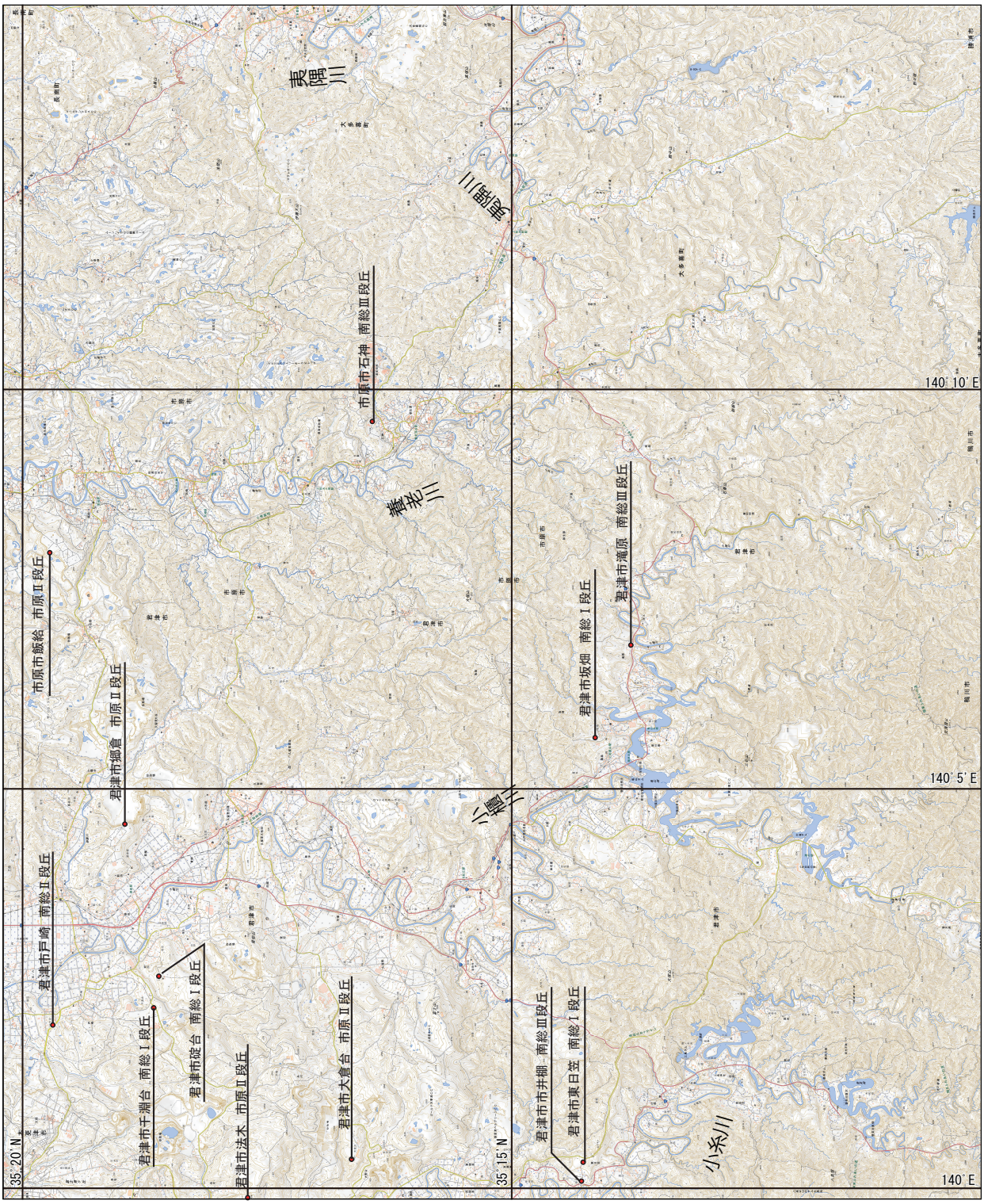
付図 2　小櫃川（七里川）の安房層群天津層上部から安野層下部までのルートマップ



付図 3　小櫃川支流，猪ノ川の天津層上部から黒滝層下部までのルートマップ



付図４　下総層群の主要露頭位置図
背景地図は国土地理院の「地理院地図」を使用.



付図 5　段丘堆積物の主要露頭位置図
背景地図は国土地理院の「地理院地図」を使用.

QUADRANGLE SERIES, 1:50,000
Tokyo (8) No. 86

Geology of the Otaki District

UTSUNOMIYA Masayuki[1] , KOMATSUBARA Taku[2], NAKAJIMA Terumasa[3] and
TOKUHASHI Shuichi[3]

ABSTRACT

Outline

The Otaki District is located in the central Boso Peninsula and covers the area from 35°10'11.9" to 35°20'11.8"N and 139°59'48.2" to 140°14'48.2"E. A geological and geomorphological survey of the quadrangle series (1:50,000 scale) of the Otaki District was undertaken during 2018–2023, following preliminary geological surveys in the 1970s and 1980s. The land area of the Otaki District is divided geomorphologically into hills, terraces, and alluvial lowlands. The hills are part of the Kazusa Hills and the terraces are distributed around the Koito, Obitsu, Yoro, and Isumi rivers and their tributaries. The geology of this district includes the Miocene–Pliocene Awa Group, the Lower–Middle Pleistocene Kazusa Group, the Middle–Upper Pleistocene Shimosa Group, Upper Pleistocene terrace deposits, the Kanto Loam (i.e., the Kanto tephric loess), and alluvium (Fig. 1).

Awa Group

The Awa Group is widely exposed in the Kazusa Hills in the southern parts of the Otaki District. In this district, the Awa Group consists of the Amatsu, Kiyosumi, and Anno formations (in ascending stratigraphic order). These formations are folded by the Kiyosumi Syncline and Kiyosumi Anticline, which both trend E–W to ESE–WNW. The sedimentary facies and thicknesses of the Kiyosumi and Anno formations are different in the southern and northern parts of the folds. In the southern parts, both formations consist of thick alternating beds of sandstone and mudstone dominated by turbiditic sandstones, but in the northern parts of the folds, these formations consist of very thin sandy mudstone without turbiditic sandstone. These formations contain many local and regional marker tephras that are numbered in descending stratigraphic order and prefixed with an abbreviation that indicates the formation (e.g., “Ky” indicates the Kiyosumi Formation).

The Amatsu Formation (maximum thickness of 1,025 m) consists mainly of mudstone with abundant tephra beds. Tuffaceous (Amk) and sandstone-dominated (Ams) facies are intercalated in the lower part of the formation.

The Kiyosumi Formation (maximum thickness of 850 m) consists mainly of sand-dominated alternating beds of hemipelagic mudstone and sandstone, which represent sand-dominated submarine fan deposits with a feeder system that trended N–S. This formation varies in thickness from 76–196 m on the western side of the peninsula to 850 m in its center.

The Anno Formation (450 m in thickness) consists mainly of alternating mud- and sand-dominated beds in its lower part. The upper part consists of tuffaceous sandstone, tuffaceous muddy sandstone, and tuffaceous sandy mudstone. The Anno Formation is overlain by the Kazusa Group across the Kurotaki unconformity. In the western Boso Peninsula, the Anno Formation is 125–386 m thick.

Kazusa Group

The Kazusa Group is widely exposed in the Kazusa Hills in the middle–northern parts of the Boso Peninsula and is the Lower–Middle Pleistocene stratotype section of the northwestern Pacific region because of its high sedimentation rates, abundant tephra marker beds, and planktonic microfossils that enable high-resolution stratigraphic correlations. The Kazusa Group is adjacent to the Awa Group. The Kazusa Group contains a basal succession of tuffaceous muddy sandstone, sandstone and conglomerate (i.e., the Kurotaki Formation) that is thought to be contemporaneous with the laterally adjacent turbiditic successions of the lower part of the Kazusa Group (i.e., the Ohara and lower Kiwada formations). In the Otaki District, the Kazusa Group consists of the Kurotaki, Ohara, Kiwada, Otadai,

[1] Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan
[2] Geoinformation Service Center, Geological Survey of Japan
[3] Former Researcher of Research Institute for Geo-Resources and Environment, Geological Survey of Japan

Higashihigasa, Umegase, Kokumoto, Ichijiku, Kakinokidai, Chonan, Mandano, Kasamori, and Kongochi formations (in ascending stratigraphic order). These formations contain many marker tephra beds that are numbered in descending stratigraphic order and prefixed with an abbreviation that indicates the formation (e.g., "Kd" indicates the Kiwada Formation).

The Kurotaki Formation (10–100 m in thickness) consists of tuffaceous muddy sandstone, sandstone, and conglomerate. The Ohara Formation (250 m in thickness) consists mainly of sandstone-rich alternations of sandstone and mudstone, with a mudstone-rich interval and a large-scale (up to 100 m thick) mass-transport deposit being intercalated in the lower part of the formation. The Kiwada Formation (720 m in thickness) consists mainly of mudstone in which thin turbiditic sandstone and tuff beds are intercalated. Benthic foraminiferal assemblages indicate the Kiwada Formation was deposited in water depths of up to 1,500 m. The Otadai Formation (500 m in thickness) consists mainly of repeating sandstone- and mudstone-rich alternations of sandstone and mudstone. The Higashihigasa Formation (<50 m in thickness) consists mainly of conglomerate along with sandstone and mudstone. This formation is considered to be canyon fill and mouth deposits, which pinch out eastward into the Umegase Formation (submarine fan deposits). The Umegase Formation (310 m in thickness) consists mainly of sand-dominated alternations of sandstone and mudstone, and the U1 to U11 tephra layers are intercalated in this formation. The Kokumoto Formation (220 m in thickness) consists of massive sandy mudstone in its lowermost part, sandstone-dominated alternations of sandstone and mudstone in its lower part, massive sandy mudstone in its middle part, and sand-dominated alternations of sandstone and mudstone in its upper part. Composite sections along the Yoro River and other sections have been formally ratified as a Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP), and the Ku2.3 (Byk-E) tephra bed marks the base of the Chibanian stage. The Ichijiku Formation (<300 m in thickness) consists mainly of fine-grained sandstone to conglomerate with large-scale trough and/or planar cross-bedding. This formation thins eastward and interfingers with the Kakinokidai Formation. The Kakinokidai Formation (100–400 m in thickness) consists of massive sandy mudstone and muddy sandstone in which molluscan fossils occur sporadically. Tephra marker beds, including Ka0.5, Ka1, and Ka2.4, occur in this formation and are useful for lateral correlations. The Chonan Formation (50–100 m in thickness) consists of alternating beds of sandstone and mudstone in which molluscan fossils occur sporadically. Tephra marker beds, including Ch1, Ch2, and Ch3, are useful for lateral correlations in this formation. The Mandano Formation (<70 m in thickness) consists mainly of fine-grained sandstone to conglomerate with trough and/or planar cross-bedding. This formation thins eastward and interfingers with the Chonan and Kasamori formations. The Kasamori Formation (100 m in thickness) consists of sandy and muddy sandstone with interfingering thin sandstone beds. The Kongochi Formation (50 m in thickness) consists of sandstone and alternating beds of sandstone and mudstone. The sandstone contains trough cross-bedding.

Shimosa Group

In the Otaki District, the Shimosa Group consists of the Jizodo, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Kioroshi, and Anesaki formations (in ascending stratigraphic order). The Shimosa Group overlies the Kazusa Group and is exposed in the northwestern Otaki District. The Jizodo Formation (30 m in thickness) consists of muddy deposits in its lower part and upward-coarsening sand beds in its main part. The sand beds contain many fragmented molluscan shells, peat, fossilized plant roots, and sand pipes. The J4 tephra occurs in this formation. The Yabu Formation (20–30 m in thickness) consists of massive silty sand in its lower part and fine- to medium-grained sand with large-scale cross-stratification in its upper part. Molluscan shells are locally concentrated in this formation. The tephra marker bed Yb3 occurs in this formation. The Kamiizumi Formation (20 m in thickness) consists of cross-bedded gravel beds with large (20 cm in diameter) mud clasts in the lower part of the formation. The upper part of the formation is characterized by well-sorted, fine-grained sand. The Kiyokawa Formation is poorly exposed in the Otaki District, which makes it difficult to determine its thickness. The lowermost part of the formation consists of tephric loess and massive silty sand with sand pipes. This formation contains tephra marker beds Ky1 to Ky3. The Kioroshi Formation is poorly exposed in the Otaki District, which makes it difficult to determine its thickness. This formation consists of granule-dominated sandy gravel beds, alternating beds of sand and silt, and silty sand (in ascending stratigraphic order). The Anesaki Formation is poorly exposed in the Otaki District, which makes it difficult to determine its thickness. This formation contains a 1-m-thick layer of silty sand and is overlain by the Younger Kanto Loam and On-Pm1 tephra bed.

Younger Kanto Loam and younger terrace deposits

The younger terrace deposits are classified as the Ichihara I and II, and Nanso terrace deposits (in ascending stratigraphic order) based on the thicknesses of the tephric loess and intercalated tephra beds. The Ichihara I terrace does not occur in the Otaki District. The Younger Kanto Loam in the Otaki District is divided into the Musashino Loam and overlying Tachikawa Loam.

Alluvium

Latest Pleistocene and Holocene alluvium is distributed in the lowlands around the Koito, Obitsu, Yoro, and Isumi rivers and their tributaries. Most alluvium in the study area forms Holocene terraces as a result of active crustal uplift.

Geological structure

The Otaki 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. Due to this active tectonic setting, the Miocene–Pleistocene sedimentary successions have been deformed by faulting and folding.

The Kiyosumi Anticline and Kiyosumi Syncline, which trend mainly E–W to ESE–WNW, control the distribution of the Awa Group. Both fold axes plunge gently eastward. There is a small saddle called Okugome Saddle near Okugome, Kimitsu City. The Yomogi Thrust Fault cuts the Kiyosumi and Amatsu formations and dips 23°–35°N. The Kazusa Group dips 5°–20° to the north and northwest. This group is cut by many map-scale E–W- and NNE–SSW-striking normal faults. The stress field in the study area has changed a number of times during the Neogene and Quaternary, as inferred from mesoscale faults.

Applied geology

Chiba Prefecture contains part of the largest water-soluble natural gas field in Japan. The natural gas consists mostly of biogenic methane. Natural gas dissolved in underground saline waters is contained in the Umegase Formation in the Kazusa Group. The lateral distributions of natural gas and iodine are affected by the submarine fan deposits in the Otadai and Umegase formations and the locations of NNE–SSW-striking normal faults.

Other natural resources include sand for land reclamation and groundwater. Chiba Prefecture produces a large amount of sand and gravel from deposits in the upper part of the Kazusa and Shimosa groups. These deposits are used for landfill along Tokyo Bay and as aggregate for concrete. Mountain sands are extracted primarily from the sand and gravels of the Ichijuku and Mandano formations. The groundwater is replenished from the upper Kazusa Group. The water flows along bedding planes and forms springs in the urban areas of Kimitsu City. The groundwater has a constant temperature and is used for agriculture and other purposes.

The Otaki District is located near the convergence zone between the Philippine Sea, North American, and Pacific plates, and is thus an active tectonic area. As a result, there are records of earthquakes and tsunamis dating back to the Edo era. Compared with the surrounding coastal lowlands and alluvial plains, there are relatively few records of severe earthquake disasters caused by tsunamis or strong ground motion in the Otaki District.

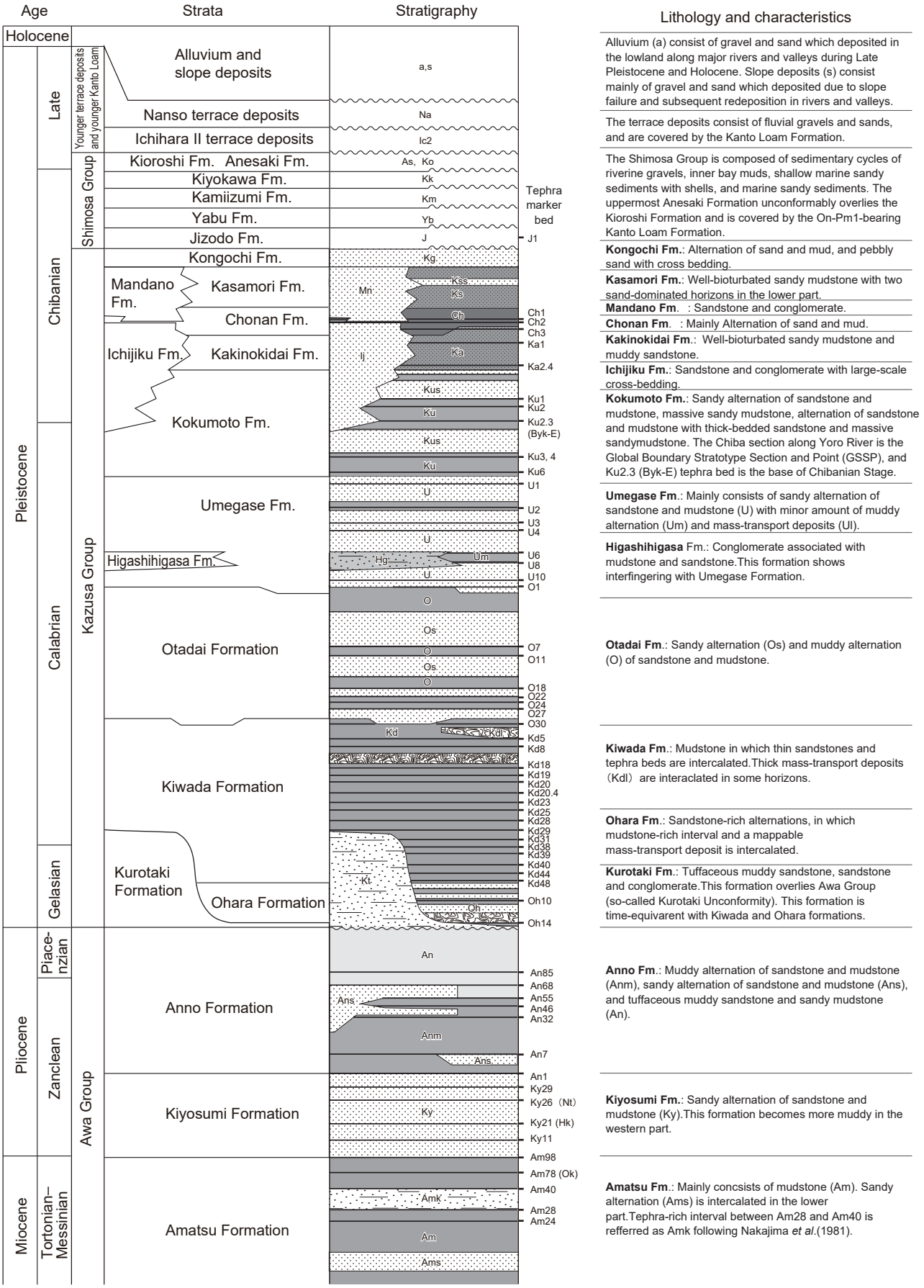


Fig. 1 Stratigraphic summary of the Otaki District

執筆分担

第 1 章　地形	宇都宮正志・小松原　琢
第 2 章　地質概説	宇都宮正志
第 3 章　安房層群	宇都宮正志・中嶋輝允・徳橋秀一
第 4 章　上総層群	宇都宮正志・小松原　琢
第 5 章　下総層群	小松原　琢・宇都宮正志
第 6 章　新期関東ローム層及び新期段丘堆積物	小松原　琢・宇都宮正志
第 7 章　沖積層及び緩斜面堆積物	小松原　琢・宇都宮正志
第 8 章　地質構造	宇都宮正志
第 9 章　応用地質	宇都宮正志・小松原　琢

文献引用例

全体の引用例：

宇都宮正志・小松原　琢・中嶋輝允・徳橋秀一（2026）大多喜地域の地質．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，95p．DOI: 10.50886/0002003424

章単位での引用例：

宇都宮正志・小松原　琢（2026）第 1 章　地形．大多喜地域の地質，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，1–3.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Utsunomiya, M., Komatsubara, T., Nakajima, T. and Tokuhashi, S.（2026）*Geology of the Otaki District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 95p. DOI: 10.50886/0002003424（in Japanese with English abstract）.

In the case of part citation:

Utsunomiya, M. and Komatsubara, T.（2026）Chapter 1, Topography. *Geology of the Otaki District*, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1–3（in Japanese）.

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）
大多喜地域の地質
令和 8 年 3 月 31 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　中央事業所 7 群

Geology of the Otaki District. Quadrangle Series, 1:50,000
Published on March 31, 2026
Geological Survey of Japan, AIST
AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, JAPAN

印刷所　株式会社 アイネクスト
Inext Co., Ltd

© 2026 AIST

裏表紙写真説明：黒滝層と「黒滝不整合」
君津市を流れる小櫃川の支流，猪ノ川には黒滝と呼ばれる滝が存在し，安房層群と上総層群を隔てる「黒滝不整合」を覆う黒滝層の模式地である．「黒滝不整合」は大きくみて上総層群下部層が安房層群にアバットする構造を指し，大多喜図幅内をほぼ東西に横断して分布する．黒滝層は主に凝灰質な粗粒砂岩層や礫岩層から成り，その基底は安房層群最上部の安野層とほぼ平行である．こうした分布様式と，黒滝層から深海の貝化石が産出することなどから，陸化・侵食を伴う不整合ではなく海底で形成された可能性が指摘されている．黒滝は，東京大学千葉演習林内の自然環境が良好に保全された地域にあり，黒みがかった岩肌を流れる白筋の滝は紅葉の時期に美しい景観を呈する．なお 2015 年以降は崖の崩落により北側の林道が通行できないため，黒滝への一般客の立ち入りは禁止されている．

Back-cover photo: The Kurotaki Formation and “the Kurotaki Unconformity”.
The Kurotaki Falls is a waterfall in the Inokawa River, which is a tributary of the Obitsu River that flows through Kimitsu City. “The Kurotaki Unconformity”, which separates the Awa and Kazusa groups is a structure in which the lower part of the Kazusa Group abuts the Awa Group, and is distributed almost east-west across the Otaki area. The Kurotaki Formation consists mainly of tuffaceous coarse-grained sandstone and conglomerate beds, and its basement is almost parallel to the uppermost part of the Awa Group, the Anno Formation. This distribution pattern and the presence of deep-sea molluscan fossils in the Kurotaki Formation suggests that this “unconformity” was not formed due to terrestrial erosion but formed under the sea. This is located in the University of Tokyo Chiba Forest, an area with a well-preserved natural environment. The white-streaked waterfall flowing along the blackish rock surface is beautiful during the autumn foliage season. Since 2015, public access to Kurotaki has been prohibited because the forest road on the north side is impassable due to the falling rocks.

Quadrangle Series, 1:50,000
Tokyo (8) No.86 NI-54-20-13

AIST25-G00223



詳細情報はこちら

2026 Geological Survey of Japan, AIST