

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅
東京（8）第85号
NI-54-26-1

富津地域の地質

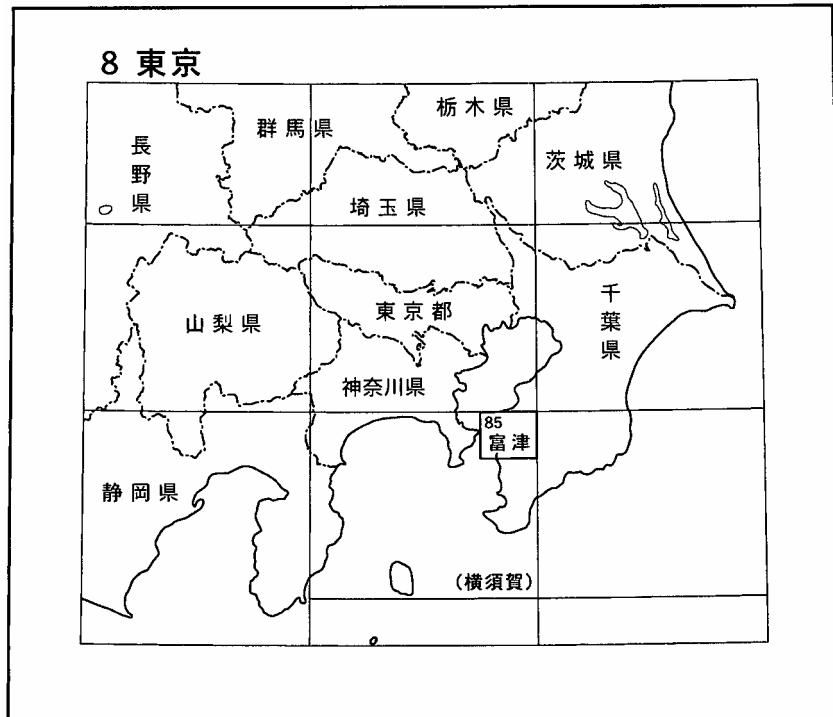
中嶋輝允・渡辺真人

平成17年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:2,00,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of Geological Map of Japan 1:50,000

8-74 横浜 Yokohama NI-54-25-8 (1982)	8-75 木更津 Kisarazu NI-54-25-4 (2004)	8-76 姉崎 Anesaki NI-54-19-16 (1984)
8-84 横須賀 Yokosuka NI-54-26-5 (1998)	8-85 富津 Futtsu NI-54-26-1 (2005)	8-86 大多喜 Ōtaki NI-54-20-13 (未刊行, unpublished)
8-93 三崎 Misaki NI-54-26-6 (1980)	8-94 那古 Nago NI-54-26-2 (1990)	8-95 鴨川 Kamogawa NI-54-20-14 (1981)

茂原 Mobarā
1:75,000 (1937)

富津地域の地質

中嶋輝允*・渡辺真人*

富津地域の地質図の作成は、「観測強化地域（南関東）の地質図幅の研究」の一環として行われた。この地域は首都圏に近く、地質、地形、地震など各分野の研究が数多くなされている。房総半島に分布する海成層は、新第三紀中新世から第四紀中期更新世まで、ほぼ連続的に海成層が厚く発達することから層位学、古地磁気学、古生物学、堆積学などの研究も活発な地域である。また、中期更新世から現在までの地層や段丘堆積物がよく揃っていて、関東地域の第四紀地殻変動の研究には欠かすことのできない地域となっている。

富津地域は房総半島南西部にあって、下総台地の一部と房総丘陵を含み房総半島の中で最も多くの地層の分布するところである。東隣の大多喜地域とともに古くから地質学的研究のなされてきた地域であるが、大多喜地域に較べると地質構造が複雑で、地層の岩相変化も激しく、地域全体からみた地層区分の整理や地質構造の解明はなされていない。本研究では、単調な砂と泥の地層の中から出来る限り多くの凝灰岩鍵層を記載し、その分布を追跡、大多喜地域を含む統一した地層区分によって、複雑な地質構造の把握と地質図の作成を行った。地層区分の整理はかなり大幅に行ったが、それでもこの図幅には20の地層と6つの部層という多数の地層が含まれている。

地層境界は、過去の研究を踏まえたうえで凝灰岩鍵層によって定めた。房総丘陵に分布する海成層は、大多喜地域においてはフレッシュ型の砂泥互層であるが、富津地域に入るとその多くは泥岩の卓越する地層に変わる。このため、岩相区分のみでは大多喜地域で定めた地層境界を富津地域まで追跡できない。一方、凝灰岩層の分布は広く、それを地層境界に用いることによって広域的な地層の追跡が可能になる。岩相の側方変化が生じるたびに、曖昧な新地層名を作る必要はない。地層内の岩相変化については、各地層の記載のところで詳細に記した。

野外調査・室内研究及び原稿執筆では、安房層群から上総層群梅ヶ瀬層までを中嶋が、同層群国本層から下総層群までを渡辺が、新期段丘堆積物及び沖積層については中嶋・渡辺が担当し、全体のとりまとめを中嶋が行った。

本図幅地域の調査研究に際し、産業技術総合研究所徳橋秀一主任研究員には安房・上総層群の地質年代ほか全般について貴重なご助言を頂いた。同研究所小松原 琢主任研究員には上総層群長南層のテフラや下総層群についての情報を頂いた。また、三梨 昂博士には上総層群・下総層群の層序についてご教示頂いた。千葉県庁商工労働部保安課には千葉県の骨材資源に関する資料の提供をうけた。これらの方々には厚くお礼申しあげる。

(平成 16年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords : geological map, geology, Futtu, Kimitsu, Bōsō, Chiba, Awa Group, Kazusa Group, Shimōsa Group, Kurotaki Unconformity, Bōsō Hills, Shimōsa Uplands, Futtsumisaki, Kan?zan, Takagoyama, Minatogawa, Koitogawa, marker bed, tephra, turbidite, fault, sedimentary cycle, terrace, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, sand and gravel, hot spring

目 次

第1章	地形	1
第2章	地質概説	7
2.1	安房層群	7
2.2	上総層群	11
2.3	下総層群	11
2.4	新期段丘堆積物及び沖積層	12
2.5	地質構造の概要	12
第3章	安房層群	13
3.1	木の根層	13
3.2	天津層	16
3.3	清澄層	28
3.4	安野層	31
第4章	上総層群	40
4.1	黒滝層	40
4.2	十宮層	41
4.3	黄和田層	43
4.4	大田代層	48
4.5	東日笠層	53
4.6	梅ヶ瀬層	59
4.7	国本層	61
4.8	市宿層	65
4.9	長南層	66
4.10	笠森層	66
第5章	下総層群	69
5.1	地藏堂層	69
5.2	藪層	69
5.3	上泉層	70
5.4	清川層	70
5.5	木下層	71
5.6	姉崎層	71
第6章	新期段丘堆積物及び沖積層	72
6.1	新期段丘堆積物	72
6.2	沖積層	74
第7章	地質構造及び地殻変動	75
7.1	褶曲	75
7.1	断層	75
7.3	第四紀地殻変動	78
第8章	応用地質	81
8.1	骨材	81

8.2	天然ガス	82
8.3	温泉・地下水	82
8.4	地すべり	82
	文献	83
	Abstract	95

図・表・付図目次

第1.1	富津地域とその隣接地域の地形区分	1
第1.2	小糸川三角州と富津尖角岬の地形変化	2
第1.3	竹岡海岸の波食棚	3
第1.4	房総丘陵の地形概念図	4
第1.5	大釜戸背斜と背斜谷地形	6
第2.1	富津地域とその隣接地域の地質概念図	8
第2.2	富津地域地質総括図	9
第2.3	安房層群・上総層群の年代層序総括図	10
第2.4	下総層群の各層と酸素同位体比曲線との対応関係	12
第3.1	細裂状に割れる木の根層の頁岩	15
第3.2	サイノメ状に割れる木の根層上部の泥岩	15
第3.3	富津市相川上流のルートマップと木の根層凝灰岩鍵層	17
第3.4	角割れする天津層の泥岩	19
第3.5	天津層凝灰岩鍵層Am1（品川）の柱状図	20
第3.6	天津層の層厚・岩相変化	21
第3.7	天津層最上部の凝灰岩鍵層柱状図	23
第3.8	天津層の凝灰岩鍵層Am78（Ok）の柱状図	25
第3.9	天津層千畑礫岩部層中の斜層理の発達する砂岩	26
第3.10	清澄層の層厚・岩相変化	28
第3.11	清澄層基底の凝灰岩鍵層柱状図	29
第3.12	清澄層中部の凝灰岩鍵層Ky21（Hk）の柱状図	31
第3.13	安野層基底の凝灰岩鍵層Ky33（高松）・An1（サカサ）の柱状図	33
第3.14	安野層の層厚・岩相変化	34
第3.15	安野層凝灰岩の種類	36
第3.16	安野層の凝灰岩鍵層An45（純情）・An46（松田）の柱状図	37
第4.17	安野層の凝灰岩鍵層An158（田植）の柱状図	38
第4.1	斜層理の発達する黒滝層の砂岩	41
第4.2	黒滝層の層厚変化	42
第4.3	十宮層の層厚・岩相変化	43
第4.4	十宮層の凝灰岩鍵層To3（ホトトギス）の柱状図	44
第4.5	十宮層の凝灰岩鍵層To12（お嬢さん）の柱状図	46
第4.6	黄和田層の層厚・岩相変化	47
第4.7	黄和田層Tmzスランプ層の概念図	48

第4.8図	黄和田層の凝灰岩鍵層Kd38（一姫二郎）の柱状図	49
第4.9図	黄和田層の凝灰岩鍵層Kd23（おいろけ）の柱状図	50
第4.10図	大田代層の層厚・岩相変化	52
第4.11図	大田代層の凝灰岩鍵層O26（トリガー）の柱状図	54
第4.12図	大田代層の凝灰岩鍵層O18（梅雨）の柱状図	55
第4.13図	東日笠層のスケッチ（1と2）とルートマップ（3）	57
第4.14図	東日笠層と梅ヶ瀬層の関係を示す苗割付近のルートマップ	58
第4.15図	梅ヶ瀬層の層厚・岩相変化	60
第4.16図	梅ヶ瀬層の凝灰岩鍵層U9（風）の柱状図	62
第4.17図	梅ヶ瀬層の凝灰岩鍵層U6の柱状図	63
第4.18図	国本層の層厚・岩相変化	64
第4.19図	国本層の凝灰岩鍵層Ku6の柱状図	65
第4.20図	長南層上部の凝灰岩鍵層Ch1の柱状図	66
第4.21図	笠森層佐貫泥岩部層の凝灰岩鍵層Ks10, Ks11, Ks11.5A・Bの柱状図	67
第5.1図	笠森層最上部・地蔵堂層・藪層の柱状図	70
第5.2図	上烏田北方における上泉層・清川層・木下層・姉崎層の柱状図	71
第6.1図	湊川・小糸川の河成段丘と段丘面高度分布	73
第7.1図	富津地域の第三系・第四系の褶曲と断層の分布	76
第7.2図	湊川低地帯の地質構造	77
第7.3図	下総台地の接峰面と第四紀後期の地殻変動	80
第8.1図	富津地域の砂利採取場と砂礫を含む地層の分布	81
第3.1表	富津地域及び周辺地域の第三系・第四系層序対比表	14
第3.2表	スランプ堆積層の性質とタイプ	22
第3.3表	天津層の主要鍵層間累積層厚	27
第3.4表	清澄層の主要鍵層間累積層厚	32
第3.5表	安野層の主要鍵層間累積層厚	39
第4.1表	黒滝層の層厚	42
第4.2表	十宮層の主要鍵層間累積層厚	45
第4.3表	黄和田層の主要鍵層間累積層厚	51
第4.4表	大田代層の主要鍵層間累積層厚	53
第4.5表	梅ヶ瀬層の主要鍵層間累積層厚	61
第4.6表	国本層の主要鍵層間累積層厚	65
第7.1表	富津地域の断層系統	78
付図第1図	凝灰岩鍵層柱状図	87
付図第2図	凝灰岩鍵層記載露頭付置図	92
付表第1表	国本層、長南層及び笠森層の火山灰層の記載岩石学的データ	94
Fig. 1	Geologic map of the Futtsu district and surrounding areas	96
Fig. 2	Summary of the geology of the Futtsu district	97

第1章 地 形

(中嶋輝允)

富津地域は、千葉県房総半島の南西部に位置し、北緯35°10'11.9"~35°20'11.8"、東経139°44'48.4"~139°59'48.3"（世界測地系）の間を占める。この地域の西側は東京湾と浦賀水道に面する南北の海岸線となっている。浦賀水道を挟み対岸の三浦半島観音崎と房総半島富津岬との距離は僅か7kmに過ぎない（第1.1図）。

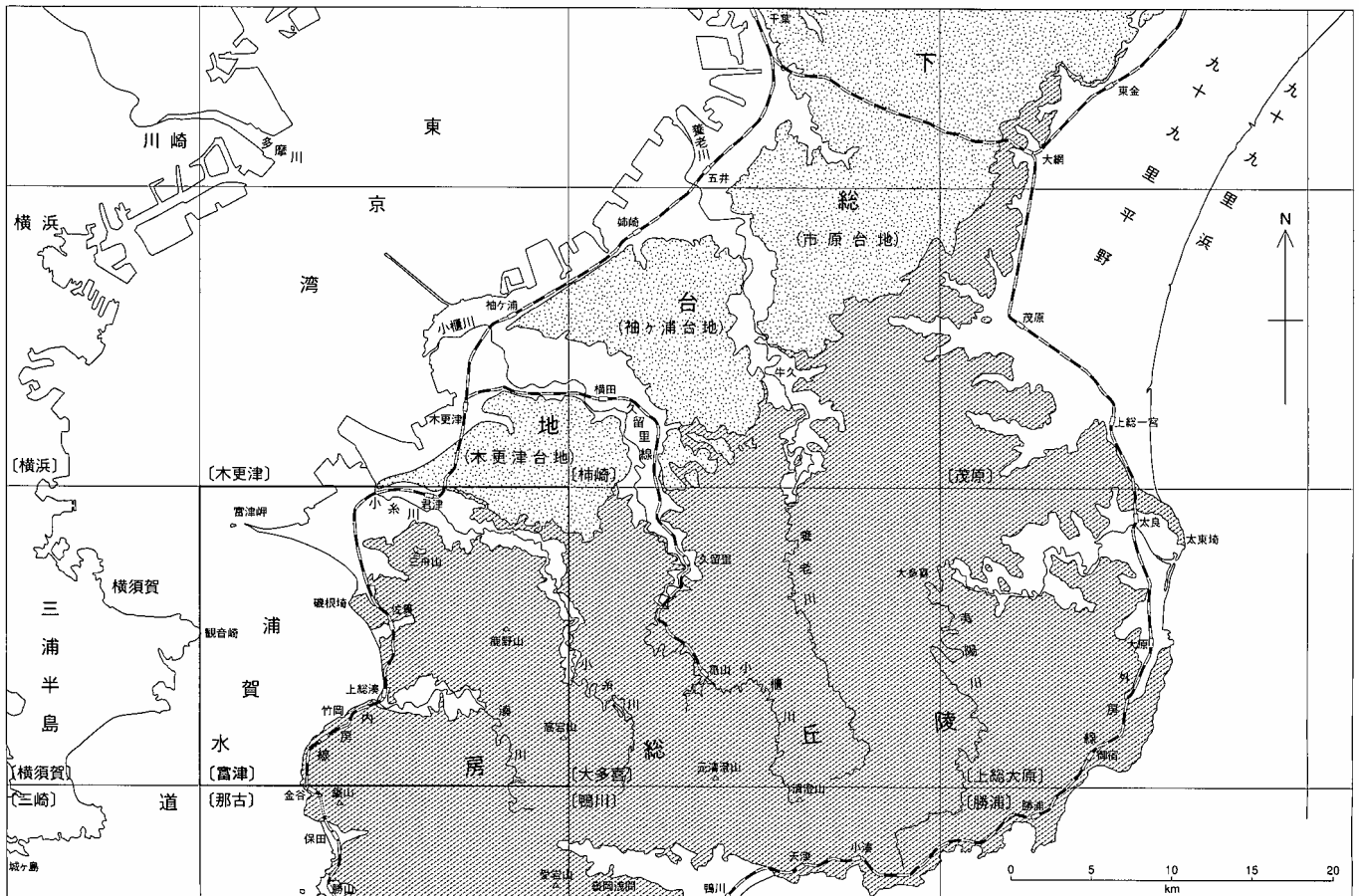
海岸線は変化に富み、小糸川三角州、富津岬、磯根崎及び磯の多い竹岡海岸など特徴的な海岸地形が発達する。富津岬を境として北方には堆積性の砂質海岸が、南方には侵食性の岩石海岸が卓越する。

陸地は、富津地域北縁部が標高70~160mの台地、それより南、すなわち小糸川下流以南では標高100~300mの丘陵山地が大半を占める。台地は房総半島の北部に広い面積を占めて分布する下総台地の延長に当たり、丘陵山地は房総半島の南部を占める房総丘陵の一部である。台地と丘陵山地を刻む主要な河川は小糸川と湊川の

2河川。両河川ともに、上流部では北に向かって流れ、河川の間中点より流路を変えて西に向かい、それぞれ東京湾と浦賀水道に注ぐ。小糸川・湊川両河川の特徴は、中流から下流部にかけて、河成段丘が広く発達することである。現河床はこの段丘を深く抉って細かく蛇行して流れている。中・上流部では特に河床は深く、独特の溪谷美をなす。侵食された岩盤が露出して、優れた地質景観を作り出している。

小糸川三角州の河口は、北側の木更津地域に僅かに入った地点にある。昭和30年代までは、自然の形状が見られたが、その後の大規模な埋め立てによって、姿を消した（第1.2図）。本来その形状は、東京湾に三角形に突き出し、カスプ状三角州の1種である。その北側に位置する小櫃川河口の円弧状三角州とは対照的な形状であった。

富津岬は東京湾に向かって三角形に張り出した砂州で



第1.1図 富津地域とその隣接地域の地形区分

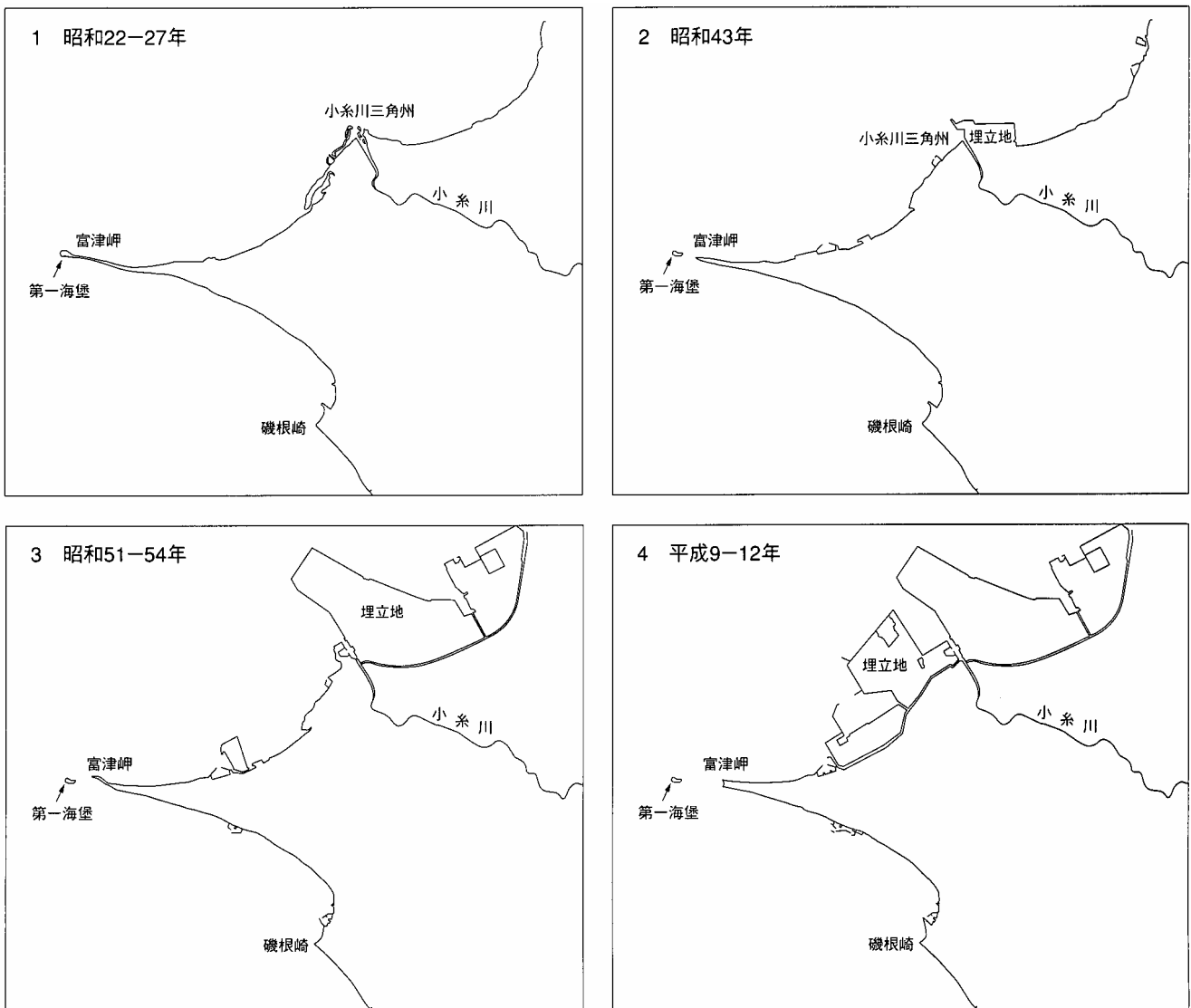
ある。海岸に沿う2方向からきた沿岸流が作る2つの砂州が会合して出来た砂州（尖角岬）として知られる。岬の北側は現在広く埋立地となっていて自然の地形は見られないが、岬の南側は自然の地形が保たれ、海岸線沿いに海岸砂丘が分布する。なお、岬の先端沖合に第一海堡という人工島がある。この島は昭和30年代までは富津岬と繋がっていて人が歩いて渡れたが、その後切れて現在のような島となった（第1.2図）。歴史的には、沿岸流の状況に従って、繋がったり離れたったりしていたものと考えられる。富津岬には古代の古墳が多く存在することで知られる。

磯根崎も海に向かって三角形に張り出してはいるが、富津岬とは異なり、岩石海岸である。海岸線に沿って、海際近く海食崖が存在する。海食崖の頂部は標高70～120mで、その陸側に広がる丘陵地の分水嶺ともなっている。そこから丘陵は陸側に緩く傾斜し、それに従って

河川は陸側に流れ小久保川に注ぐ。これらの特徴は、隆起地形と著しい海食作用で知られる外房の「おせんころがし」海岸の特徴に一致する。

竹岡海岸とそれに隣接する十宮から金谷に至る海岸では、現在侵食を受けている海食崖は少なく、むしろ海食の結果生じた波食棚が発達する。海岸線付近で観察できる海食性の平坦面は約3段で、陸側から標高3～5mの段丘、標高1m前後の隆起波食棚及び干潮（低潮時）に海面上に現れる現成波食棚である。陸側の段丘は道路や畑地・宅地などの生活面になっている。低い側の2段の面は均一に平坦ではなく、波食によって軟弱な地層に沿って溝が形成され、その結果平行する線状の起伏が生じ、全体として面は洗濯板状となっている（第1.3図）。

広く見ると、先に述べたように富津岬から北へ東京湾に沿って堆積性砂質海岸が続く一方、侵食性岩石海岸はそれ以南の浦賀水道に面する海岸を特徴づける。富津岬



第1.2図 小糸川三角州と富津尖角岬の地形変化

は東京湾と浦賀水道を分けるとともに、内房の海岸地形を分ける境界ともなっている。

下総台地は房総半島北部から南へ木更津付近の小櫃川と小糸川に挟まれる台地（木更津台地）まで続く。木更津台地の南部は富津地域に達し、これが下総台地の南限となる。房総半島の下総台地全体を見ると、その標高は北部の千葉から五井の海岸部で25m程度であるが、南に向かって徐々に高度を上げ、海岸部では本地域北部の大堀付近で70m、内陸部では、本地域北東部の長石付近で160mに達する。下総台地は房総半島においては、全体として南東から北西に向かって緩やかに傾斜している。台地を構成する下総層群の地層は後述するように、台地の傾斜に調和して北西に緩く傾斜しているので、大局的には台地は地殻変動を反映した地形となっている。

下総台地は南に向かって標高を増すに従い多くの小河川によって開析される。これに伴って谷と谷の間の平坦面は、面積は小さくなり、連続性に乏しくなる。富津地域の台地では開析が進んで、尾根の部分にわずかな平坦面が残っているにすぎない。

下総台地を流れる河川の多くは台地の傾斜に従って北に向かって流れ、台地の分水嶺はその南縁に位置する。富津地域では、台地の分水嶺が東西に連なり、分水嶺の北側は緩やかに北に傾斜する一方、南側は急斜面となっている。分水嶺から南に向かって流れる短い川が南斜面を開析し小糸川本流に注ぐ。

下総台地は小糸川によって、南の房総丘陵から隔てられている。しかし、一ヶ所だけ例外があって、小糸川南

岸の三舟山の山頂部に僅かに台地の平坦面が残っている。ここには下総層群最上部の地層が分布する。下総台地の面は小糸川を越えて、三舟山の標高130mの位置まで続いているのである。

房総丘陵は半島全体として見ると下総台地と同様にその南縁で最も標高が高い。清澄山、元清澄山、木之根峠、鋸山を結ぶ東西の稜線（標高250～350m）が、房総丘陵の分水嶺となっていて、養老川、小櫃川、小糸川、湊川などの主要な河川はここを源として北に流れる（第1.4図）。分水嶺の南斜面が急勾配であるのに対して北斜面は緩やかで、起伏を繰り返しながら徐々に低くなっている。

富津地域南部は、房総丘陵南縁分水嶺の北斜面に当るが、湊川下流域から小糸川上流域で一旦100m以下まで高度を落とし、さらに北側の鹿野山で再び300mを超える高さに達し、そこから緩斜面をもって小糸川まで下る。同様の地形変化は隣接の大多喜地域にも見られる。房総丘陵の北斜面が単一の斜面となっていないのは後述するように、鹿野山から東に向かって市宿層に代表される透水性の良い地層が東西方向に分布することが関係している。

富津地域の房総丘陵には、ケスタ地形など地質構造と調和的な地形がいくつか認められる。ケスタ地形の代表は鹿野山である。鹿野山の南斜面は急で、九十九谷という地名が示すように、多数の南向きの谷が発達する。一方、鹿野山の北斜面は谷数が少なく、傾斜が緩い。この地形的特徴は、地質図の断面図から分かるように北に向



第1.3図 竹岡海岸の波食棚
凝灰岩層を挟む天津層の泥岩層。富津市島戸倉。

かって緩やかに傾斜する市宿層に調和的で、ケスタ地形であることが分かる。先にも述べたように同様な地形が隣接する大多喜地域にも認められるが、そこには市宿層又は万田野砂礫層が分布している。これらの地層は透水性の良い砂層や礫層からなり、その分布域では谷数が少なく、河川の発達が悪い。これとは対照的に、谷の発達するケスタの南斜面には下位の不透水性の泥質層が分布している。高い透水性の砂礫層の分布域に降った雨は速やかに地下に浸透してしまう。その結果、地表を流れる表流水が少なくなり河川による侵食作用が減少し、ケスタ地形の高まりが残ったと考えられる。

褶曲構造に関係した地形は、富津地域南部の白狐川下流の大釜戸-山入地域に存在する(第1.5図)。この地域にはENE-WSW方向の褶曲軸を持つ背斜構造(大釜戸背斜)があり、白狐川の支流がこの背斜軸に沿って流れている。川による侵食が裂罅の多い背斜軸に沿って選択的に進んだ結果、元々は地形の高まりであった背斜軸のところは現在は谷になっている。地形の逆転が生じて、背斜谷となったのである。ここには、ドーム状の背斜の中に互いに向き合った2つの背斜谷がある。背斜谷の内側は、川の侵食作用が強く働くため急斜面になっている。一方、谷の外側、すなわち稜線の外側は地層の傾斜に従って緩やかな斜面になっている。

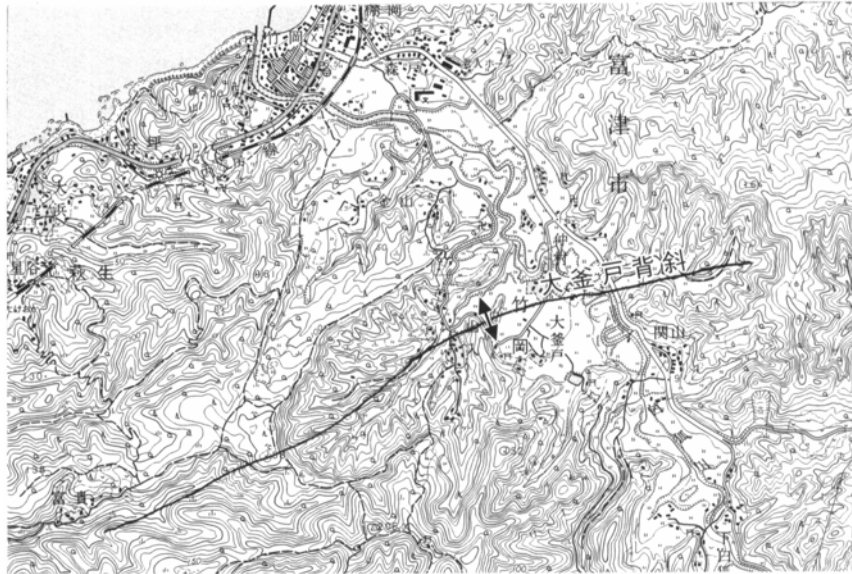
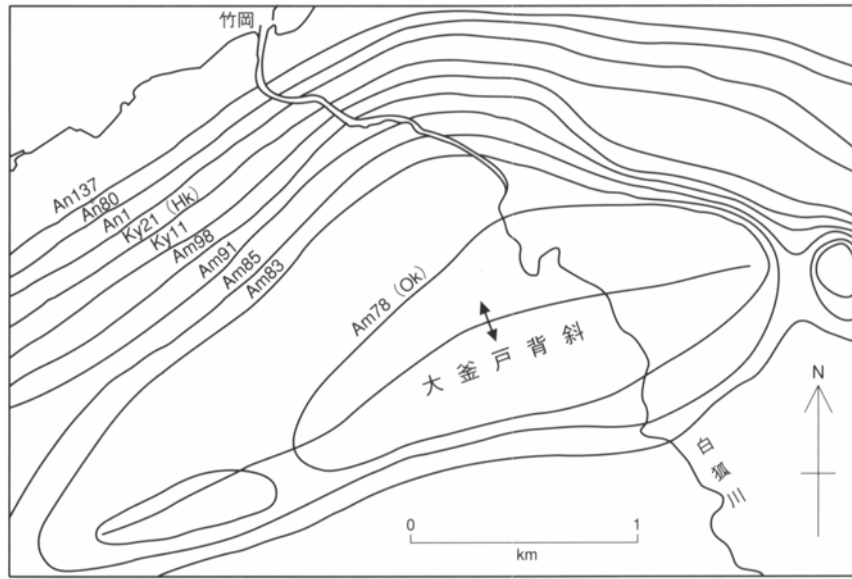
大釜戸-山入地域ほど顕著ではないが、背斜構造の軸部が選択的に侵食された背斜谷は磯根崎の東方(磯根崎背斜)にも認められる。

向斜構造が地形に反映した例は、大釜戸背斜の南東に

隣接する相川上流、古屋敷付近の向斜(古屋敷向斜)に見られる。この場合、地形の逆転の結果、向斜は台地状の高まりとして侵食から取り残され、向斜の外側に向かって急斜面が存在する。

主要河川の小糸川と湊川は、先に述べたように房総丘陵の南縁分水嶺に源を発し、丘陵を北斜面の方向に流下し、次いで東西方向に流れを変える。流れを変える位置はいずれも地質の大きく変化した地点である。小糸川の場合は上総層群と下総層群の境界で、これは同時に下総台地と房総丘陵の境界でもある。湊川の場合は、安房層群と上総層群の境界である。これらの地点より下流では、両河川ともに地質境界に沿って流れ東京湾あるいは浦賀水道に注ぐ。

河成段丘で顕著なものは、小糸川、湊川ともに現河床からの比高10~25mの完新世段丘(富津V段丘)である。富津V段丘は両河川の下流から上流にかけて広く発達する。下流では現河床との比高10~20mで、段丘面の連続性が良く谷一杯に広がる。中流では、現河床との比高15~25m、谷幅が狭くなるのに伴って、現河川の蛇行侵食によって段丘面の拡がりも小さくなる。この完新世段丘の特徴は、主要河川の支流の谷にも広く分布していることである。その他の段丘としては、現河床からの比高20~35m(富津III段丘)、50~60m(富津II段丘)及び50~100m(富津I段丘)のより高位の河成段丘と富津V段丘より低位の河成段丘が認められる。いずれも富津V段丘に較べると分布面積は狭い。



第 1.5 図 大釜戸背斜と背斜谷地形

第2章 地質概説

(中嶋輝允・渡辺真人)

富津地域を含む房総丘陵には、新第三記～第四紀中期更新世の海成層が厚く発達する(第2.1図)。この海成層は下位より安房層群と上総層群に分けられる。2つの層群の境界は不整合(黒滝不整合)である。房総丘陵の北に隣接する下総台地は、中～後期更新世の海成層と陸成層からなり、これらの地層は下総層群としてまとめられる。下総層群はそれ以前の地層に較べ層厚ははるかに小さく上総層群の上に不整合をもって重なる。海岸地域や小糸川、湊川などの主要河川沿いには、後期更新世から完新世の段丘堆積物や沖積層が分布する。

富津地域においては、安房・上総両層群は東西方向に帯状に分布する。南部～中部に安房層群が、中部～北部に上総層群が広く分布する。下総層群の分布は北縁部に限られる。

安房・上総両層群の地層は褶曲によって繰り返し分布し、とくに安房層群中には多くの褶曲が発達する。褶曲軸の方向は東西方向で、地層は南北に繰り返し現れるが、南から北に向かって次第に上位の地層となる。下総層群の構造は、一般に北に向かう緩やかな単斜構造である。下総層群最下部の地蔵堂層は、一部小糸川以南にも分布し上総層群の上にチャンネル状及び北に開いた扇状の形に重なっている。

富津地域の層序を第2.2図に、また安房層群・上総層群の年代層序総括図を第2.3図に示す。隣接の鴨川地域には、安房層群最下部の神川層・富川層やさらに下位の古第三系嶺岡層群などが分布しているが、本地域では安房層群木の根層より上位の地層が分布する。

2.1 安房層群

安房層群は、本地域では陸棚泥帯及びそれ以深に堆積した泥質岩を主体とする。しかし、その中にはしばしば浅海に堆積した砂質岩や礫岩が挟まれる。この傾向は西側及び北側ほど強い。一方、本地域の東側では安房層群中・上部に大陸斜面上のより深い堆積盆に堆積したフリッシュ型砂泥互層が現れ、タービダイト砂岩が頻繁に挟まれてくる。フリッシュ型砂泥互層の発達を中心は東隣の大多喜・鴨川地域にある。

安房層群は下位より木の根層、^{あまつ}天津層、^{きよすみ}清澄層、^{あんの}安野層の4層からなる(第2.2図)。

木の根層は主に細粒な暗灰色頁岩からなり、その堆積環境は陸棚以深のやや閉鎖的な堆積盆と考えられる。頁岩中にはしばしば白色細粒凝灰岩が挟まれる。本地域の

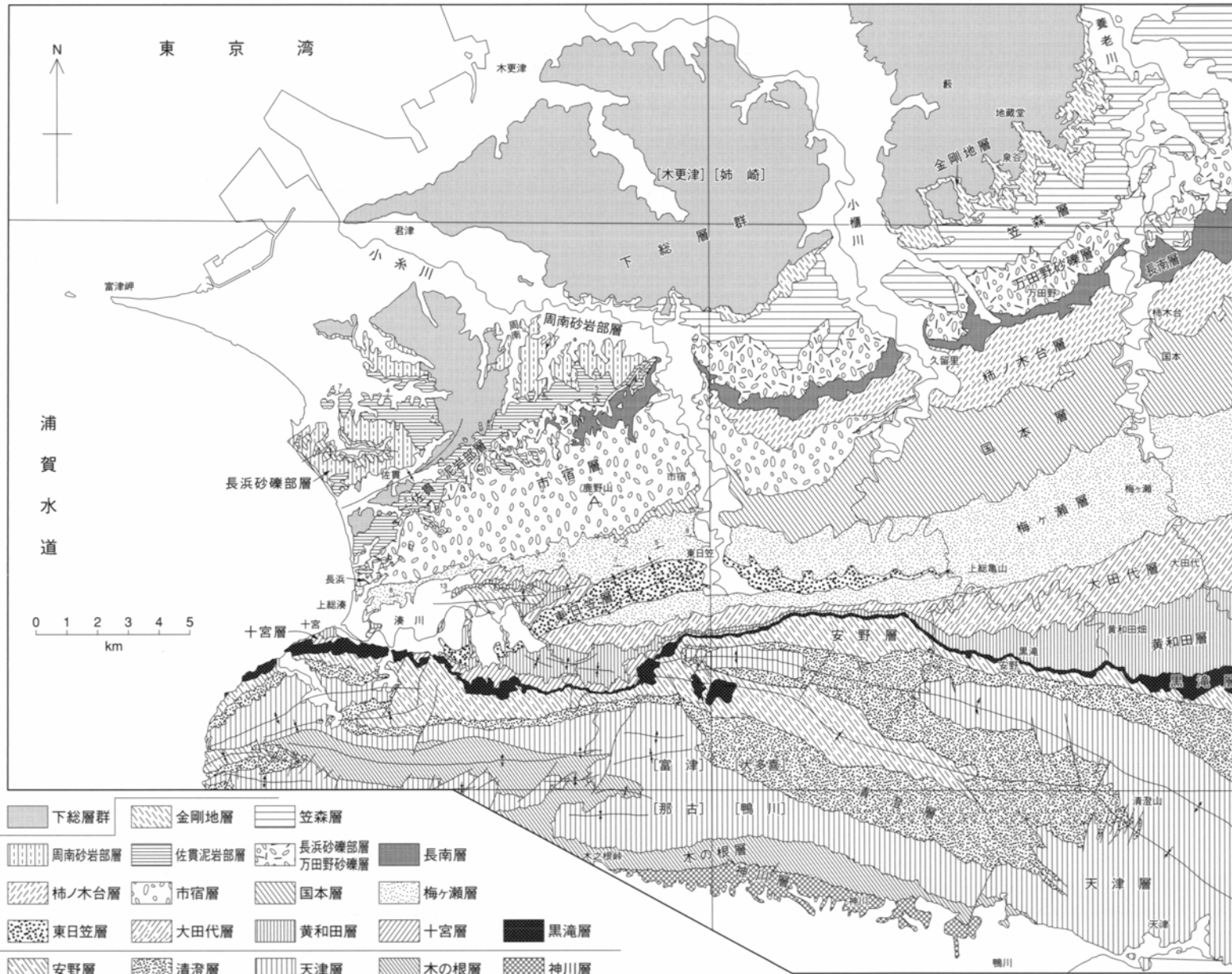
一部において、厚い細粒砂岩が木の根層下部に発達する。木の根層の上部、天津層との境界付近になると頁岩は次第に青灰色泥岩に移り変わり、天津層の泥岩へと漸移する。

天津層は本地域では陸棚泥帯を中心に堆積した青灰色泥岩を主とする地層である。泥岩は西側ほど粗くなる傾向があり、砂質泥岩や泥質砂岩に変化する。天津層の中には、泥質砂岩、砂岩、礫岩などの粗粒な堆積岩からなる部分が2層準認められる(小湊凝灰岩部層と千畑礫岩部層)。下位の小湊凝灰岩部層は極めて多数の凝灰岩層を挟んでいて、火山活動の活発な時期の堆積物である。上位の千畑礫岩部層の基底は西に向かって不整合的となり、下位の地層が侵食される。その侵食量は西側ほど大きく、本地域の西海岸近くでは千畑礫岩部層の基底は小湊凝灰岩部層に達し、両部層間の地層が全て削剥されている。

隣接の鴨川地域と同様に、本地域においても、天津層基底を境として地層に挟まれる凝灰岩の性質が大きく変化する(中嶋ほか, 1981)。木の根層までの凝灰岩は白色～灰白色細粒凝灰岩や軽石凝灰岩が主であるが、天津層に入ると玄武岩-安山岩スコリア凝灰岩が多量に挟まれるようになる。また、無色鉱物、火山ガラス、軽石粒など白っぽい鉱物と有色鉱物や黒色のスコリア粒がごま塩状に混じるゴマシオ凝灰岩が現れるようになり凝灰岩は多様化する。

清澄層は、東に隣接する大多喜、鴨川地域ではタービダイト砂岩を主とする厚いフリッシュ型砂泥互層からなる。この岩相は本地域の東縁部まで続くが、西に向かってタービダイト砂岩は急激に厚さを減じ、清澄層全体としては泥岩の卓越する泥勝ち互層となる。さらに西側になると、挟まれるタービダイト砂岩の数が減り、天津層と同様の泥岩層主体の地層となり、全体の厚さも大きく減少する。

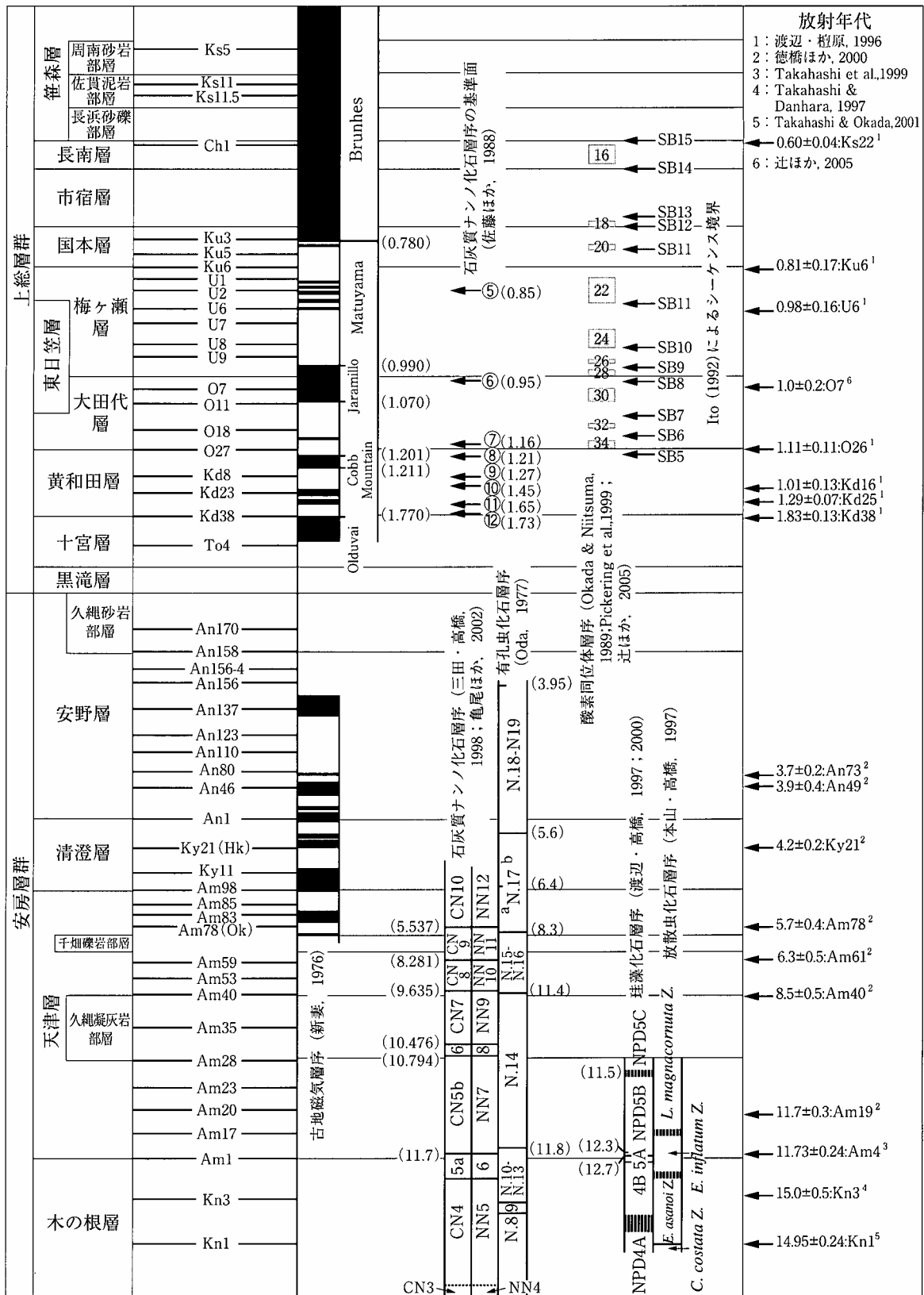
安野層も大多喜、鴨川地域ではフリッシュ型砂泥互層からなるが、清澄層と同様に本地域に入ると互層を構成するタービダイト砂岩の厚さ・数ともに減じて、泥岩層を主とする地層となる。安野層下部の泥岩は中粒シルトのサイズであるが、上部に向かって泥岩の粒度は粗くなり、粗粒シルトサイズの泥岩、次いで砂質泥岩へと変わる。さらに上部になるとその岩相は泥質砂岩を経て細粒～中粒砂岩に変わる。安野層全体としては上部ほど粗粒な岩相となり、堆積環境は陸棚泥帯から海岸に近い浅海砂帯へと変化する。最上部には、上総層群との境界をなす黒滝不整合が現れ安野層の堆積、全体としては安房層群の堆積が終了する。



第2.1図 富津地域とその隣接地域の地質概念図

地質時代		地層名		主要鍵層	岩相		
第四紀	完新世	現河床・海浜堆積物、小糸川三角州堆積物、海岸砂丘堆積物、富津Ⅰ、Ⅱ尖角岬堆積物、富津Ⅳ、Ⅴ段丘堆積物			礫、砂及び泥		
		後期	富津Ⅰ～Ⅲ段丘堆積物			礫、砂、泥及びローム層	
	下総層群		姉崎層		Ko1(Tau12) (Ky1, Ky3.5) Km8, Km9 Yb0 J3(Hy4)	砂礫と泥の互層	
			木下層			下部：砂礫、泥。 上部：細粒砂	
			清川層			下部：砂礫、泥。 上部：砂泥互層または泥。 2サイクル	
			上泉層			下部：砂礫、泥。 上部：砂	
			藪層			下部：砂礫又は泥。 上部：砂又は砂泥互層。	
			地藏堂層			下部：砂礫、泥。 上部：砂泥互層。	
	中期		笠森層	周南砂岩部層		Ks5	主部：砂質泥岩、泥質砂岩が主。
				佐貫泥岩部層		Ks10, Ks11.5	周南砂岩部層：細粒砂岩と砂質泥岩の互層。
				長浜砂礫部層		Ks15	佐貫泥岩部層：泥石、砂質泥岩、泥質砂岩。凝灰岩を挟む。
			長南層		Ch1	長浜砂礫部層：細礫・中礫層、中粒～粗粒砂層・斜層理が発達する。	
			市宿層			泥質砂岩	
		国本層		Ku3	斜層理の発達する礫質砂岩		
		上総層群	梅ヶ瀬層		Ku6	泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩。上部及び西部に向かって粗粒化。	
			東日笠層		U1	東部：砂勝ち及び泥勝ちフリッシュ型砂泥互層	
			大田代層		U6, U8	西側：泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩、細粒砂岩	
			黄和田層		U9	西側ほど粗粒化。全体に凝灰岩挟む。	
			黒滝層		O7, O11, O18	砂勝ちフリッシュ型砂泥互層。礫質砂岩も多い	
			十宮層		O26, O27	泥勝ちフリッシュ型砂泥互層。西側ほど泥岩が卓越する。凝灰岩を挟む。	
	鮮新世	安房層群	久縄砂岩部層		Kd8	泥岩を主とする。下部及び西部に向がって粗粒化し砂質泥岩、泥質砂岩に変化する。しばしば乱堆積層や凝灰岩を挟む。	
			安野層		Kd38	泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩。多数の凝灰岩を挟む。	
			清澄層		To4	礫岩・斜層理の発達する粗粒砂岩・泥質砂岩	
			天津層		黒滝不整合		
千畑礫岩部層			An170	主部：泥石を主し、砂質泥岩、泥質砂岩、凝灰岩、乱堆積層を挟む。上部及び西部に向かって粗粒化する。東部では泥勝ちフリッシュ型砂泥互層を挟む。			
小湊凝灰岩部層			An158	久縄砂岩部層：砂質泥岩・泥質砂岩・凝灰質岩・凝灰岩			
中新世		後期	木の下層		An137	東部：砂勝ちフリッシュ型砂泥互層、凝灰岩	
			木の下層		An80, An45	中・西部：泥勝ちフリッシュ型砂泥互層・泥岩・凝灰岩	
			木の根層		An1	主部：泥岩を主とし砂質泥岩、泥質砂岩を挟む。全体にスコリア凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、白色細粒凝灰岩を挟む。	
		中期	千畑礫岩部層		Am98	千畑礫岩部層：礫岩、粗砂岩、泥質砂岩	
			小湊凝灰岩部層		Am78(Ok)	小湊凝灰岩部層：多数の凝灰岩、泥岩、砂質泥石、泥質砂岩	
			木の根層		Am59 Am53 Am40 Am28 Am23 Am1 Kn3	頁岩を主とし、泥岩、砂岩、白色細粒凝灰岩を挟む。	

第2.2図 富津地域地質総括図



第2.3図 安房層群・上総層群の年代層序総括図

古地磁気年代尺度はCande and Kent (1995) による。各種化石の生層準の数値年代は以下の文献にしたがった。石炭質ナノ化石：佐藤ほか (1999) 及びBackman and Raffi (1997), 有孔虫化石：Berggren (1995), 珪藻化石：Watanabe and Yanagisawa (2004)。酸素同位体比層序は寒冷期を示した。

黒滝不整合による安野層の侵食量は東側の大多喜地域では大きいですが、本地域に入ると減少する(中嶋, 1978)。このため、大多喜地域では侵食されて見ることのできなかった安野層上部の地層(久縄砂岩部層)が富津地域では不整合による侵食を受けずに残っている。

2.2 上総層群

上総層群は、下部の浅海性砂岩・礫岩とその上に重なる陸棚泥帯に堆積した泥岩、中部の大陸斜面上の堆積盆に堆積した厚いフリッシュ型砂泥互層そして上部の陸棚泥帯の泥岩及び浅海性砂岩・礫岩によって構成される。上総層群の堆積環境の全体的変化は、浅い→深い→浅いという変化で、ひとつの堆積サイクルを示す。この堆積サイクルは東側の大多喜地域で最も顕著である。本地域でも基本的には同じサイクルが見られるが、フリッシュ型砂泥互層を構成するタービダイト砂岩の厚さが本地域に入ると急激に減少し、層群全体の厚さも著しく減少する。泥岩の粒度も西側ほど粗粒で、同一層準の岩相は東から西に向かって泥岩→砂質泥岩→泥質砂岩→細粒砂岩と変化する。

本地域の上総層群の特徴は、タービダイト砂岩の供給路となった古海底谷とその埋積堆積物が存在することである。また、浅海性の砂礫層がいくつかの層準に渡って厚く発達することもひとつの特徴である。

上総層群は下位より黒滝層、十宮層、黄和田層、大田代層、東日笠層、梅ヶ瀬層、国本層、市宿層、長南層、笠森層の10層からなる(第2.2図)。

黒滝層は主として浅海性の泥質砂岩、砂岩及び礫岩からなる。礫岩は一般に黒滝不整合上に存在し、上総層群の基底礫岩となっている。西側では不整合上に礫岩のないことも多い。また、不整合面が平坦でそれを挟む上下の地層の層理面と平行なことも少なくない。このような場合、下位の安野層上部と黒滝層は共に泥質砂岩や砂岩からなり、岩相に大きな隔たりがなく、一見整合的に上下の地層が重なっているように見える。

十宮層は下部が泥質砂岩、上部は砂質泥岩からなる。また、上部に向かって細粒化するとともに東に向かって細粒となり、大多喜地域に入ると粗粒から中粒シルトサイズの泥岩に変わり、同時に層厚が大きく増加する。

黄和田層は主として陸棚泥帯に堆積した泥岩からなる。乱堆積層(スランプ堆積層)が局所的に存在する。黄和田層の泥岩も他の地層の泥岩と同様に西に向かって粗粒となり砂質泥岩や泥質砂岩に変化する。

大田代層はフリッシュ型砂泥互層からなり、大多喜地域では砂勝ち互層と泥勝ち互層が交互に繰り返すが、本地域に入ると互層を構成するタービダイト砂岩の厚さが減少し、泥勝ち互層又は泥岩層主体の岩相に変わる。

東日笠層は、主として厚いタービダイト砂岩層の重なり

りからなる。砂岩は一般に粗粒で、礫質である。中部にスランプ堆積層が存在する。東日笠層の基底は東に向かって開いた谷の形で、下位の地層を深く侵食している。侵食されている層準は梅ヶ瀬層中部から黄和田層下部に及ぶ。この谷はかつての海底谷であり、東日笠層はその埋め立て堆積物である。東日笠層中部のスランプ堆積層は梅ヶ瀬層中部のもので、このスランプ堆積層の東側、すなわち上位は梅ヶ瀬層中・上部に相当し、西側の下位に当たる部分は梅ヶ瀬層下部から大田代層に対比される。大田代層と梅ヶ瀬層のフリッシュ型砂泥互層を構成するタービダイト砂岩を堆積したturbidity currentsはこの海底谷(東日笠海底谷)を通して東の堆積盆に流れ込んだと考えられる。

梅ヶ瀬層は大多喜地域では厚い砂勝ちのフリッシュ型砂泥互層からなる。この岩相は本地域の東部まで続くが、西部では互層を構成するタービダイト砂岩の厚さ及び数が減じて泥勝ち互層あるいは泥岩層に変わる。梅ヶ瀬層の泥岩は上位及び西方に向かって粗粒化し、粗粒シルトサイズの泥岩や砂質泥岩となる。とくに、西側の上部層は泥質砂岩や細粒砂岩からなる岩相に変化する。

国本層は大多喜地域ではフリッシュ型砂泥互層からなるが、本地域ではタービダイト砂岩は尖滅し、泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩及び細粒砂岩など陸棚泥帯又はより浅海性の堆積物からなる。梅ヶ瀬層と同様に上位及び西方ほど岩相は粗粒化する。

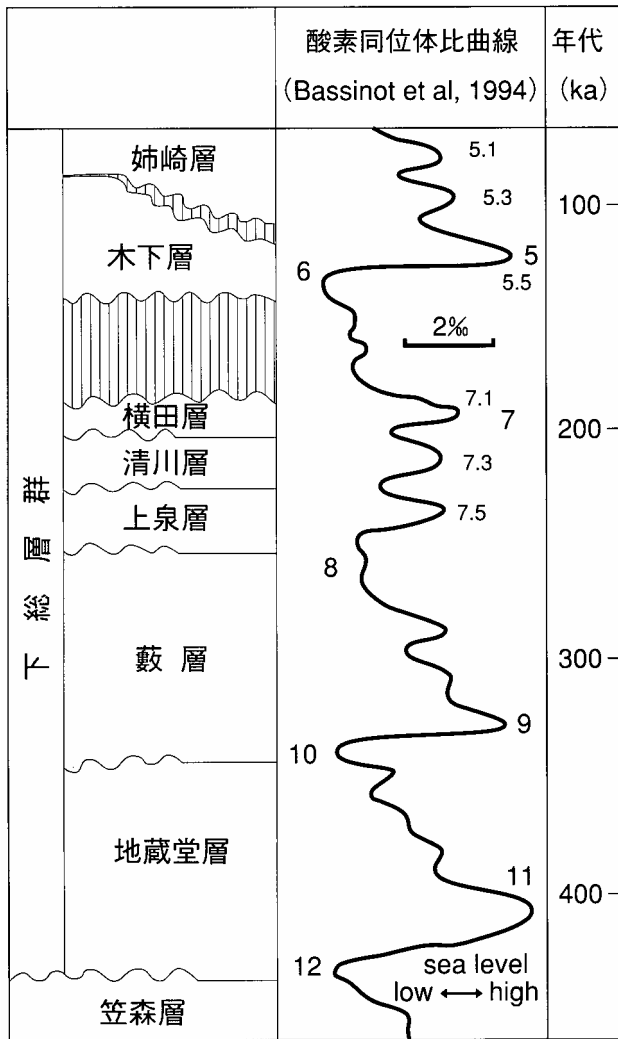
市宿層は斜層理の発達する砂層から成る。砂層はしばしば礫質である。浅海砂帯の堆積物である。基底に接する下位層は東側では国本層であるが、西側では国本層が侵食され、梅ヶ瀬層下部が接するようになる。市宿層の基底は西側では下位の地層を谷状に侵食していると考えられる。

長南層は大多喜地域では主としてフリッシュ型砂泥互層からなり、西へ砂質泥岩層に移り変わる。本地域の長南層はさらに粗粒化し、泥質砂岩となる。

笠森層は本地域では主部と3つの部層からなる。基底部には下位の地層をチャンネル状に浸食して長浜砂礫部層が発達する。笠森層主部は砂質泥岩ないし泥質砂岩からなり、富津地域東部に分布する。富津地域中部から西部では、笠森層主部は泥岩を主体とする佐貫泥岩部層と、細粒砂岩を主体とする周南砂岩部層へ移化している。

2.3 下総層群

下総層群は陸成の泥層もしくは礫層と海成砂層からなる堆積サイクルの繰り返しにより構成されている。各サイクルは氷河性海水準変動に対応しており、累層境界は低海面期に形成されている(第2.4図)。富津地域の下総層群は下位より、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、姉崎層の6層からなる(第2.2図)。



第24図 下総層群の各層と酸素同位体比曲線との対応関係
中里・佐藤 (2001) に基づく。

地蔵堂層は小糸川の南側ではチャネルを埋める形で堆積しており、顕著な不整合で下位の笠森層を覆っている。藪層から木下層までの各層は小糸川の北側のみ分布し、それぞれより上位のサイクルの地層の基底に削り取られ、南へ向かって薄くなっている。姉崎層は小糸川北側の下総台地で広く段丘面（姉崎面）を作って分布しており、小糸川の南側の三舟山の山頂にも小分布がみられる。

2.4 新期段丘堆積物及び沖積層

富津地域に分布する下総層群以降の堆積物としては、後期更新世から完新世の新期段丘堆積物及び完新世の富津尖角岬堆積物・小糸川三角州堆積物・海岸砂丘堆積物・現河床堆積物などがある。新期段丘堆積物は、小糸川及び湊川流域に沿って分布する河成段丘の堆積物である。河成段丘は、主なものが小糸川で5段、湊川で4段が認められる。これらの段丘は、上位より富津Ⅰ段丘～

富津Ⅴ段丘に分けられる。富津Ⅰ～Ⅲ段丘が後期更新世末期の段丘、富津Ⅳ～Ⅴ段丘が完新世の段丘である。富津Ⅴ段丘堆積物は、完新世の縄文海進期の最盛期に、房総丘陵の主要河川の谷間を広く埋め立てて堆積したものである。現在の川の河道は、この段丘面の中にあり、それを深く浸食して流れている。

富津尖角岬堆積物は、尖角岬の原型である比高6～10mの平坦面をもつ富津Ⅰ尖角岬堆積物とその周囲に発達した新しい尖角岬の富津Ⅱ尖角岬堆積物からなる。富津Ⅰ尖角岬堆積物の面は、富津Ⅴ段丘面に連続し同一時期に形成された。富津Ⅰ尖角岬堆積物の上には5～6世紀頃の古墳が存在する。

海岸砂丘は、富津岬の南側の海岸に沿って多数存在する。小糸川三角州は、小櫃川三角州と同様に近代まで三角州の形成が続いていたと考えられる。小糸川と湊川の下流部では、富津Ⅴ段丘より低い段丘が2～3段認められる。これらは、縄文海進以降の海退期に形成された新しい段丘である。

2.5 地質構造の概要

富津地域は地層の多様性ととともに、変化に富んだ複雑な地質構造によって特徴づけられる。安房・上総両層群の地層は、E-WからENE-WSW方向の軸をもつ褶曲によって南北に繰り返す。最も南の背斜軸に沿って安房層群下部の木の根層が分布し、その北側に中・上部層が順に現れる。木の根層の構造は一見地塁状であるが、その両側境界の断層は逆断層である。

安房層群の褶曲の波長は、隣接する背斜と向斜の軸間距離が0.25～1km程度であるが、木の根層の中にはさらに波長の短い褶曲が存在する。上総層群の褶曲では、背斜と向斜の軸間距離は0.7～4kmで、変形の度合いが小さい。褶曲の強さは南から北に向かって減少するといえる。

断層は正断層と逆断層が複雑な系統に分かれて存在する。正断層は逆断層に較べるとその数のはるかに多い。正断層の系統は、E-W系、NE-SW系、NW-SE系及び2つのN-S系が認められる。N-S系及NE-SW系正断層は褶曲を横切る横断断層であることが多い。逆断層にはE-W系、NW-SE系とNE-SW系がある。E-W系逆断層には傾斜が大きいものと小さいもの（衝上断層）がある。E-W系逆断層はしばしば背斜構造に伴う。全ての系統の断層が安房層群から上総層群まで存在する。

野外の露頭では上記の系統の小断層が数多く観察されるが、地質図上に表現できるほどの落差をもつ断層は少なく、その多くは安房層群の中に限られる。安房層群下部の木の根層や天津層下部には非常に多くの小断層が発達し、その結果地層は連続性に乏しく、複雑に変形シメランジ状となっている。

第3章 安房層群

(中嶋輝允)

富津地域における安房層群の定義及び上下の地層との関係は隣接の鴨川地域(中嶋ほか, 1981)と同じである。すなわち, 本層群は, 下限は嶺岡層群との間の不整合, 上限は黒滝不整合で, この間の一連の海成層をまとめたものである。本地域に分布する安房層群の地層は下位から木の根層, 天津層, 清澄層, 安野層の4層である(第2.2図, 第3.1表)。

房総半島に分布する本層群の一部に関しては, 三浦層群の名称を与える場合がある。しかし, 房総半島における三浦層群という名称の使用には問題がある。三浦層群の含む地層の範囲は最初の定義(Yabe, 1921)以来, 研究者によっていろいろ変更が加えられてきた。近年の研究では, 三浦層群は模式地である三浦半島中・北部においてその下限が中・後期中新世葉山層群との間の田越川不整合, 上限は黒滝不整合とし, その間の後期中新世～鮮新世の一連の海成層として定義されている(三梨・矢崎, 1968; 三梨, 1990; 江藤ほか, 1998)。

田越川不整合は, 房総半島から三浦半島に広く分布する凝灰岩鍵層Ok(房総半島では天津層の鍵層Am78)によって, 天津層上部の千畑礫岩部層基底の部分的不整合(千畑不整合)に対比される。したがって, 上記の三浦層群の定義を房総半島に当てはめると, 三浦層群は千畑不整合と黒滝不整合の間の地層群ということになる。これでは, 層群の境界が房総半島では天津層中に存在することになる。房総半島の中・東部では, 天津層のこの位置には不整合はなく一連整合であるので, この定義での使用は好ましくない。

房総半島には千畑不整合の位置より下位に, 中・下部中新統がかなりの厚さに渡って存在する。その中に適当な不連続境界(不整合)を認めて, そこまで三浦層群を拡張する試みがなされてきた。しかし, 模式的な層序と定義を房総半島に求め, その一方層群名に三浦の名を与える試みは適切とは言えない。

房総半島では, 天津層より下位の地層になると褶曲と断層による地層の変形・破壊が進み, 地層は次第に連続性に乏しくなり, メランジ状の産状となる。その間には礫岩層も存在するが, 不整合に伴う基底礫岩ではなく, 黒滝不整合に匹敵するような広域的不整合は存在しない。したがって, 本層群の下限は, 中・下部中新統と古第三系嶺岡層群との間にある不整合まで下げるのが適当である。以上に述べた理由をもって, 本報告では安房層群の名称を用い, 上述のようにその範囲を定義している。

富津地域に分布する安房層群の地層としては, 従来,

萩生層, 稲子沢層, 千畑層などの地層名が用いられてきた(小池, 1949, 1951; 三梨ほか, 1979)。しかし, 隣接の鴨川地域(中嶋ほか, 1981)で区分された安房層群の地層が多数の鍵層によって本地域にも正確に追跡することができるのでそれらの名称を用いる。地層区分は必要最小限とし, 混乱の生じることを避けたい。

3.1 木の根層(Kns, Kn)

命名 定義は中嶋ほか(1981)と同じ。

模式地 鴨川市木之根峠付近。

分布 本地域南縁の背斜(志駒背斜)に沿って, 富津市大沢から湊川上流まで東西に分布する。

層序 鴨川地域では神川層と天津層の間の地層として定義され, 両層との関係は整合である。本地域では下位の神川層が分布しないので, その関係は不明。上位の天津層とは整合である。

岩相 本層は暗灰色頁岩を主とし, 泥岩, 砂岩, 凝灰岩, スランプ堆積層を挟む。

a. 頁岩及び泥岩

頁岩は細粒シルトサイズで, 新鮮な岩石の色は青味を帯びた暗灰色である。安房層群の泥質岩の中で最も硬い。地表の露頭では多くの場合風化して1cm程度の楔状の細片に砕けて細裂状を呈する(第3.1図)。さらに風化すると脱色して, 灰白色の粘土となるため本層の分布域は地すべりを生じやすい。

本層の上部になると頁岩はより明るい青灰色を呈し, 粒度も中粒～粗粒シルトサイズに変わり, 上位の天津層によく似た泥岩となる。ルーペで観察すると直径1mm程度の白っぽい斑点が見えるのが特徴である。また, 風化したときの割れ方は, 粒径数cm程度のサイノメ状である(第3.2図)。このような泥岩は稀に本層の中部に挟まれることがある。

b. 砂岩及びスランプ堆積層

砂岩は厚さ数cm～50cm程度で, 極細粒～細粒のタービダイト砂岩である。一般には少ない。志駒川の上流, 上郷付近には木の根層下部付近に厚さ数mの細粒砂岩からなる砂勝ち砂泥互層が存在するがこれは稀な例である。

スランプ堆積層には, 地層の連続性がある程度保たれつつ大きく変形しているものと, スランプによる破壊と流動が進んで, 頁岩や泥岩の礫(偽礫)と砂質泥岩あるいは泥質砂岩の基質からなるものがある。後者にはしば

第3.1表 富津地域及び周辺地域の新第三系・第四系層序対比表

本 報 告

中嶋・渡辺(2004) 徳橋・遠藤(1984)
(富 津) (姉 崎)

下 総 層 群	姉崎層	下 総 層 群	姉崎層	三梨(1990) (富津)(大多喜)	下 総 層 群	姉崎層	小池(1949) (富津)(大多喜)	姉崎層		
	木下層		木下層			木下層		木下層		
	清川層		清川層			清川層		清川層		
	上泉層		上泉層			上泉層		上泉層		
	藪層		藪層			藪層		藪層		
	地藏堂層		地藏堂層			地藏堂層		地藏堂層		
上 総 層 群	笠森層 周南砂岩部層 佐貫泥岩部層 長浜砂礫部層	上 総 層 群	金剛地層	上 総 層 群	上 総 層 群	笠森層 周南砂層 佐貫泥層 長浜砂礫層 万田野砂礫層	三浦層群	市宿砂層		
	長南層		長南層			長南層		長南層		
	市宿層		柿ノ木台層			市宿層		柿ノ木台層		
	国本層		国本層			栗倉層		国本層		
	梅ヶ瀬層 東日笠層		中嶋ほか(1981) (鴨川)			東日置層		梅ヶ瀬層	東日笠砂礫層	蓮見砂層
	大田代層					高溝層		大田代層	高溝泥岩層	坂畑互層
	黄和田層					十宮層		黄和田層	黄和田泥岩層	黄和田泥岩層
	十宮層					竹岡層		黒滝層	竹岡凝灰角礫岩層	黒滝層
	黒滝層		上総層群			黒滝層		黒滝層	黒滝層	黒滝層
	安 房 層 群		久縄砂岩部層 安野層			安 房 層 群		安野層	三 浦 層 群	三 浦 層 群
清澄層		清澄層	清澄砂岩層	清澄砂岩層						
天津層 千畑砂岩部層 小湊凝灰岩部層		天津層 小湊凝灰岩部層	天津泥岩層	天津泥岩層						
木の根層		木の根層	木ノ根頁岩層	木ノ根頁岩質互層						



第3.1図 細裂状に割れる木の根層の頁岩
富津市志駒.



第3.2図 サイノメ状に割れる木の根層上部の泥岩
富津市志駒.

しば含まれる偽礫が少なく、不均質な砂質泥岩層ないし泥質砂岩層を主とするものがあり、スランプ堆積層であると見分けにくい。

c. 凝灰岩

木の根層には多くの凝灰岩が存在するが、その大半は白色～灰白色の細粒凝灰岩である。粒度は普通、粘土～中粒シルトサイズである。層厚は多くは数cm～50cm例外的に厚いもので5～6mに達する。この種の凝灰岩

は一種のタービダイトで、弱いながらも級化層理を持ち下部が少し粗くなって、粗粒シルト～極細粒砂サイズになっている。この少し粗い部分は細粒の有色鉱物を含み、ゴマシオ状になっている。また、平行葉理の発達することもある。色彩の変ったものとしては、ピンク色や淡紫灰色の細粒凝灰岩がある。木の根層ではスコリア凝灰岩や軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩は稀な存在である。

富津市相川上流の志駒背斜南翼の上部近くに厚さ120 cmの白色～灰白色粗粒軽石凝灰岩がある。この中には15～20 cmの泥岩偽礫が含まれるほか、粒径1～3 mmの石英粒が多く含まれる。その特徴は鴨川地域の木の根層中の唯一の粗粒軽石凝灰岩である鍵層Kn3に一致する(第3.3図)。

スコリア凝灰岩は厚さ5～10 cmの中粒～粗粒砂サイズのものが木の根層上部にごく稀に見出される。上述の相川上流では粗粒軽石凝灰岩層(Kn3)の下位にKn2に相当する灰白色細粒凝灰岩が存在するが、その中に粘土～シルトサイズのスコリア質凝灰岩が挟まれる(第3.3図)。

層厚 本層中には断層が多数存在し、地層が複雑に変形しているのが正確な層厚の算定は困難である。本地域内には木の根層の下限が現れていないが、分布する範囲での層厚は380～550 mと見積もられる。

化石と年代 木の根層からは各種の微化石を産出する。有孔虫化石層序のN.8-N.10、石灰質ナンノ化石層序のCN3-CN5a、放射虫化石層序の*Calcicyletta costata*帯から*Eucyrtidium inflatum*帯、珪藻化石層序のNPD4A-NPD5Aが、鴨川地域の本層中に認められている(Oda, 1977; 三田・高橋, 1998; 本山・高橋, 1997; 渡辺・高橋, 1997)。これらの化石のデータを総合すると、木の根層の年代は約13-16 Maと考えられる。本層中の凝灰岩層Kn3のフィッシュン・トラック年代 15.0 ± 0.5 Maもこれと調和的である(Takahashi and Danhara, 1997)。

3.2 天津層 (Am, Amk, Amc, Ams)

命名 大塚(1937)。

模式地 隣接の鴨川地域の天津小湊町天津付近。より模式的な天津層の発達は、同地域の小糸川上流や川谷、神川の北側の沢沿いで観察される。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。凝灰岩鍵層によって定義すると、下限はAm1、上限はAm98でこの間の地層が天津層である。鍵層Am78(Ok tuff)は、模式地では天津層の上部に存在する。

富津地域でもその岩相は基本的に鴨川地域のもの変わらず、泥岩を主とする地層である。

分布 本地域南部の志駒背斜の北側に分布する。この分布の東西両端の地域では、それぞれ一組の向斜と背斜

(東部: 字藤木向斜・志組背斜, 西部: 古屋敷向斜・大釜戸背斜)によって分布を繰り返す(地質図, 第7.1図)。東側の高岩山付近にも小範囲ではあるが褶曲(法ノ木背斜)によって分布が繰り返される。志駒背斜の南側にも天津層が分布するが、富津地域ではその分布は南縁に沿う狭い範囲である。西海岸の金谷付近では一組の向斜と背斜(島戸倉向斜と金谷背斜)によって本層が繰り返し分布する。

層序 下位の木の根層に整合に重なる。木の根層上部は青灰色泥岩に移行し、天津層の泥岩とは見かけでは変わらなくなる。天津層に入ると泥岩の風化による割れ方が少し異なり、サイノメ割れより大きな割れ方(角割れ)をする(第3.4図)。

上位の清澄層との境界は整合である。本地域南東部では、清澄層下部は模式地と同じ砂勝ち砂泥互層で、天津層の泥岩は清澄層のタービダイト砂岩と接するので、その境界の識別は容易である。しかし、それより西側の大半の地域では、清澄層は泥勝ち砂泥互層又は泥岩層に変わるので、両層は境界を挟んで見かけ上変わらなくなる。この場合、天津層の範囲は鍵層によって識別される。

鍵層Am1とAm98はともに厚さ30 cm以上の粗粒なスコリア凝灰岩からなり、その発見・識別は容易である(第3.5図, 第3.7図)。厳密に言えば、天津層の範囲はAm1-1とAm101の間であるが(第3.5図, 第3.11図)、これらの凝灰岩層は薄くて特徴がなく鍵層としては使いづらい。Am1及びAm98とこれらの凝灰岩層の距離はそれぞれ数m以下なので、境界を示す鍵層としてAm1とAm98を使用しても実用上問題ない。

岩相 本層は泥岩を主とし、砂質泥岩、泥質砂岩、礫岩、タービダイト砂岩、凝灰岩、スランプ堆積層を挟む。本層下部には凝灰岩層がとくに多く存在する層準、上部には礫岩や泥質砂岩、砂質泥岩など粗粒な岩相からなる層準がある。前者を小湊凝灰岩部層(Amk)、後者を千畑礫岩部層(Ams)として区分する。以下に岩相を主部とこれらの2部層に分けてそれぞれ記載する。

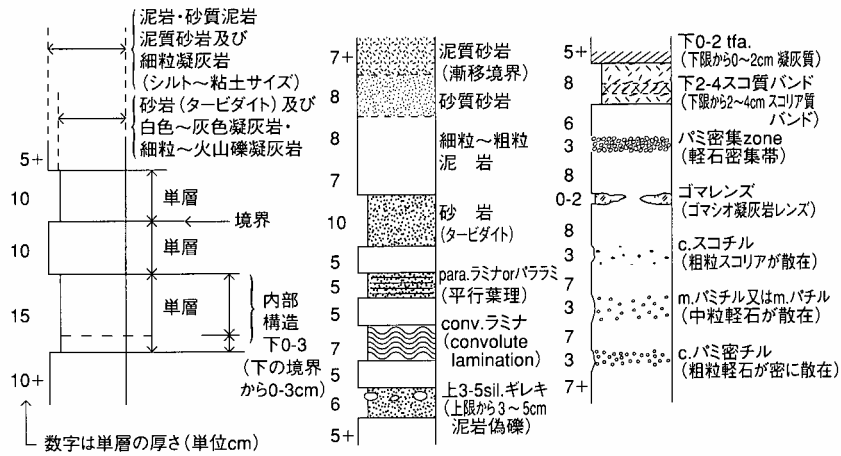
1) 主部 (Am, Amc)

a. 泥岩 (Am) 及び砂質泥岩・泥質砂岩・砂岩 (Amc)

新鮮な泥岩は青灰色を呈する。風化すると灰色から灰白色に変化する。粗粒から中粒シルトサイズのものが多い。新鮮な岩石は塊状で割れ目は少ないが、風化すると割れ目を生じ径数cm～数10cm程度に角割れをする(第3.4図)。下部の泥岩は割れ方が細かく、サイノメ割れとなる。下部ほど硬質で、上部の泥岩はピッケルで割れるが、下部では容易に割れなくなる。砂～シルトサイズの軽石やスコリアを含む凝灰質泥岩も多く存在する。

泥岩層が側方又は上下方向に次第に粗粒になり、砂質泥岩や泥質砂岩、稀に細粒～粗粒砂岩・礫岩まで岩相が変わることがある。次項で述べるタービダイト砂岩やスランプ堆積層に伴う砂岩は、隣接する泥岩層とは明確な

(柱状図の説明)



	泥質砂岩	(岩石・鉱物)	(色調)
	砂質泥岩	cong.: 礫岩	w.: 白色
	細粒～粗粒泥岩・頁岩	sd.: 砂岩	l.gr.: 淡灰色
	砂岩(タービダイト)	md.: 泥岩	gr.: 灰色
	白色～灰色細粒凝灰岩 (シルト～粘土サイズ) 及び 白色～灰色凝灰岩(極細粒砂 ～細粒砂サイズ, vitric)	sil.: シルト岩・泥岩	d.gr.: 暗灰色
	軽石凝灰岩	turb.: タービダイト	bl.: 黒色
	ゴマシオ凝灰岩	tf.: 凝灰岩	br.: 褐色
	ハイゴマ凝灰岩	バミ・バ: 軽石	pink・pk.: ピンク色
	スコリア凝灰岩	ハム: はだ色～ピンク色軽石	(粒度)
	軽石(バミス)粒	スコ: スコリア・スコリア凝灰岩	pb.: 中礫サイズ
	スコリア粒	スコsil.: スコリアシルト: 細粒スコリア凝灰岩	gra.: 細礫サイズ
	泥岩偽礫	バミtl./バth./バミタフ: 軽石凝灰岩	vc.: 極粗粒
		バミスコ: 軽石とスコリアの混合物	c.: 粗粒
		ゴマ: ゴマシオ凝灰岩	mc.: 中粒に近い粗粒
		ハイゴマ・灰ゴマ: ハイゴマ凝灰岩	cm.: 粗粒に近い中粒
		qt.: 石英	m.: 中粒
		bio.: 黒雲母	f.: 細粒
		horn.: 角閃石	vf.: 極細粒
		px.: 輝石	ラビリ: 火山礫
		sdy.: 砂質	
		mdy.: 泥質	
		tfa.: 凝灰質	(堆積構造)
		バミ質・バ質: 軽石質	alt.: 互層
		スコ質: スコリア質	ラミナ: 葉理
		ゴマ質: ゴマシオ凝灰岩質	クロス: 斜交
		conc.: コンクリーション	バラ: 平行
			conv.: convolute
			grad.: 正級化層理
			r.grad.: 逆級化層理
			m.grad.: 鉱物級化層理

第3.3図の凡例(他の凝灰岩鍵層柱状図に共通する)



第3.4図 角割れする天津層の泥岩
富津市稲子沢.

1番目の粗粒層準は、天津層最下部の鍵層Am7とAm13の間に認められる。東西広い範囲に渡って存在し、東の鴨川地域まで広がっている。砂質泥岩が主であるが、中部の中倉付近では泥質砂岩まで粗くなる。

2番目の粗粒層準は天津層下部にあり、鍵層Am20の上に存在する。字藤木と稲子沢の間に認められる砂質泥岩がそれで、字藤木と中倉では泥質砂岩まで粗粒化する。

5番目の粗粒層準は鍵層Am56の層準である。この層準の泥岩は東隣の鴨川地域では粗粒～中粒シルトサイズ（以下粗粒～中粒泥岩とする）であるが、富津地域に入ると急に粗粒化し、湊川上流字藤木付近に至ると砂質泥岩～泥質砂岩となる。さらに西方では、粗粒な部分が上下に拡大し、上の方は湊川中流中倉付近で6番目の粗粒層準である千畑礫岩部層に達し2つの粗粒層準は一体となる（第3.6図）。さらに西側の稲子沢及びその西方では5番目の層準は千畑礫岩部層基底部に浸食・削剥されてしまう。

7番目の粗粒層準は天津層最上部にあり、志駒・稲子沢より西側で粗粒となる（第3.6図、第3.7図）。この層準の泥岩は字藤木-志組沢上流から中倉まで中粒泥岩であるが、稲子沢、相の沢、金谷元名林道では粗粒泥岩となり、さらに西の金谷海岸では砂質泥岩に変わる。この層準の泥岩は西側ほど粗粒化し、泥岩層の層さは西に向かって減少する。

b. 砂岩

ここではタービダイト砂岩について述べる。天津層は泥岩を主とする地層で含まれるタービダイト砂岩は少な

いが、特定の層準の中粒～粗粒泥岩中に少数のタービダイト砂岩薄層が認められる。砂質泥岩や泥質砂岩の中にはほとんど存在しない。天津層のタービダイト砂岩は厚さ1～50cm程度で、粒度は極細粒～中粒。大部分は厚さ数cmの細粒砂岩である。

タービダイト砂岩の存在する位置は次の5層準である。

- ・鍵層Am91～Am101の間（天津層最上部）。厚さ0.5～65cmの極細粒～細粒砂岩が東西全域に渡って存在する。スコリア質砂岩も存在する。

- ・鍵層Am79～Am88の間（天津層上部）。厚さ1～30cmの極細粒～細粒砂岩が東西全域に渡って存在する。

- ・鍵層Am40～Am53の間（天津層中部）。厚さ1～10cmの細粒～中粒砂岩が東部の中倉から志組沢に分布する。一部はスコリア質。

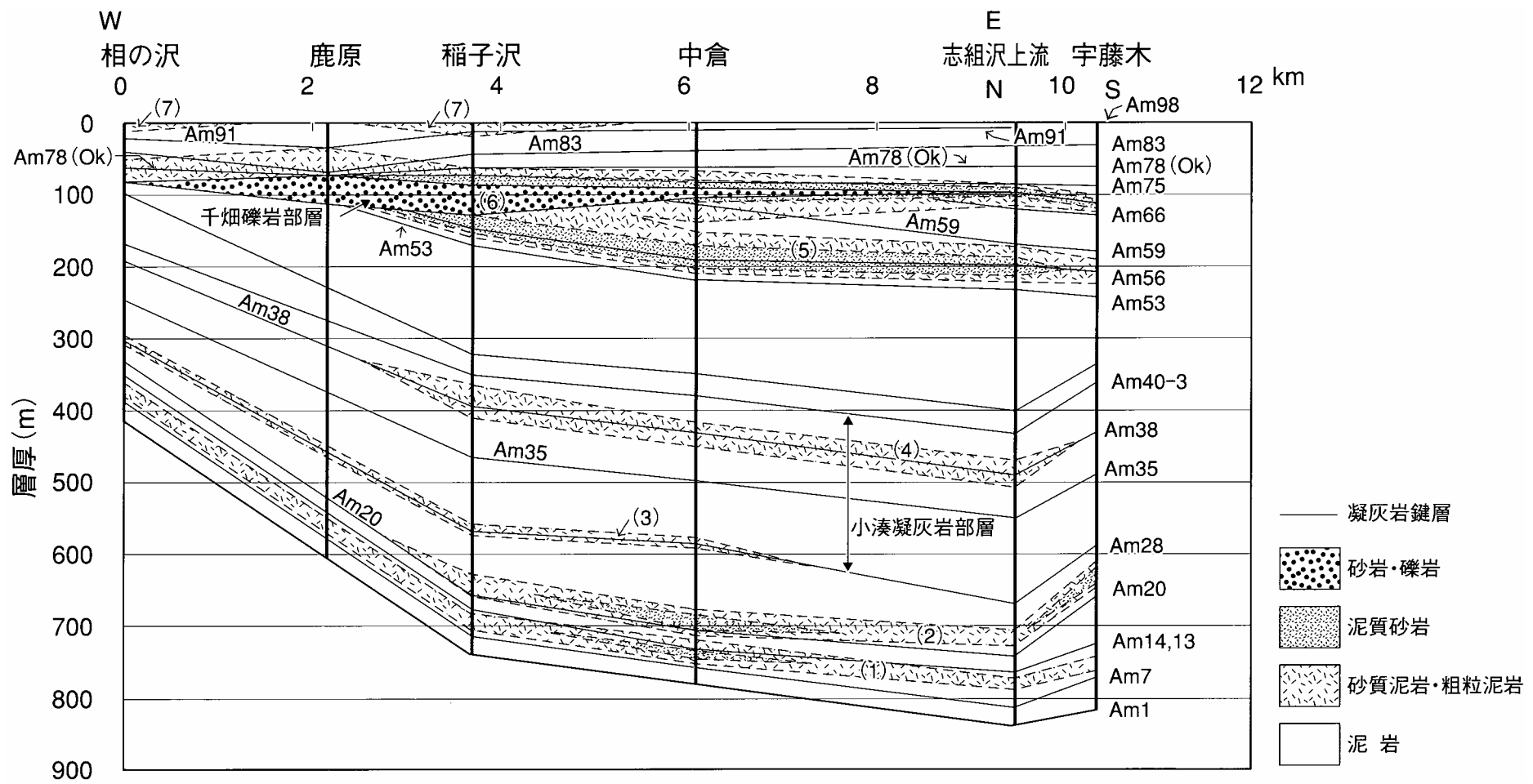
- ・鍵層Am27～Am29の間（天津層中部）。1～20cmの細粒砂岩が東部の中倉から志組沢に分布する。一部はスコリア質又は軽石質。

- ・鍵層Am1～Am3の間（天津層最下部）。0.5～1cmの極細粒～細粒砂岩が中部の郷蔵より東部の愛宕山、湊川上流に分布する。一部はスコリア質となる。

c. スランプ堆積層

天津層には2種類のタイプのスランプ堆積層が認められる（第3.2表）。

第1のタイプは、地層は強く褶曲変形しながらも全体がひとつの塊（mass）として移動し定置したスランプ堆積層である（タイプI）。内部には、褶曲に加えて小断層



第3.6図 天津層の層厚・岩相変化

も多数発達する。典型的なものは、南東部の豊岡から愛宕山において天津層下部（Am4付近）に発達するものが挙げられる。ここでは、粗粒泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩、スコリア質中粒砂岩、凝灰岩などの地層が波長数m程度の小褶曲を繰り返す、複雑に変形している。時には褶曲軸面が水平に近くなるほど変形している部分も観察される。このようなタイプのスランプ堆積層はほかに南部の郷蔵上流の天津層下部（Am1付近）、志駒川下郷上流の天津層下部（Am17上）、湊川中倉の天津層中部（Am28付近）などに存在する。

第2のタイプのスランプ堆積層は砂質泥岩、泥質砂岩あるいは中粒～粗粒砂岩からなる塊状な地層である（タイプII）。これは前項で述べた泥岩が側方に粗粒化して生じた地層に似ている。しかし、このタイプのスランプ堆積層は、泥と砂の粒子が不均質に混じっている外観を呈する。しかも、上下の通常の泥岩とは、シャープな境界をもって接しているので、よく観察すると識別することができる。また、泥質物質を基質としてその中に粗粒なスコリア、軽石、時には大小様々な泥岩礫あるいはチャートや頁岩からなる硬質の小円礫などが不均質に入り混じっていることもある。硬質小円礫を含むものは含礫泥岩（pebbly mudstone）である。タイプIIのスランプ堆積層は地層の変形が流動まで進んだもので、一種の泥流の堆積物と考えられる。タイプIIのスランプ堆積層には、その上にしばしば厚いタービダイト砂岩が重なる。スランプ堆積層からタービダイト砂岩までがひとつのユニットを構成する。

タイプIIのスランプ堆積層の例としては、中倉付近の天津層中部Am53付近にある厚さ約3mの凝灰質泥質砂岩、志組沢から字藤木にかけて天津層中部Am52下に存在する2層の砂質泥岩層、金谷元名林道の天津層中部Am38付近の厚さ数mの淘汰の悪い泥質砂岩や含礫泥岩などが挙げられる。

なお、タイプIとタイプIIのスランプ堆積層の間期的なスランプ堆積層も存在する。その一例は流状シルト岩と呼ばれるもので、互層を構成する砂岩や凝灰岩層など

粗粒な部分が流出して、泥岩層のみからなるタイプである。泥岩層には、元の成層構造や地層の流動変形によって生じた流理構造が見られ、それらが複雑に褶曲している。これらの特徴から流状シルト岩はタイプIのスランプ堆積層がさらに強く変形・流動した結果生じたものと考えられる。

タイプIのスランプ堆積層が側方にタイプIIや中間のタイプに移化することがある。例えば、前述の天津層下部（Am4付近）のタイプIのスランプ堆積層は、中倉付近では砂質泥岩～泥質砂岩からなるタイプIIのスランプ堆積層に変わる。スランプ開始当初は地層の褶曲変形程度であったものが、スランプの進行に伴って地層の流動と破壊が進み、泥や砂の個々の粒子まで分解し泥流に変わったと考えられる。

d. 凝灰岩

天津層には多数の凝灰岩層が存在する。天津層より下位の地層では凝灰岩の大半は白色細粒凝灰岩であるが、天津層に至ってスコリア凝灰岩などが新たに加わり種類が豊富になる。その結果多くの凝灰岩層を鍵層として利用することが可能になる。

凝灰岩層は厚さが数mm～数mで、10mを超えるものはほとんどない。泥岩層の中に層状に挟まれる。薄いものではレンズ状をなし、さらに薄くなると軽石やスコリアの粒子の列だけとなる。これでも鍵層として役立つことがある。凝灰岩層を挟む泥岩層が粗粒化し砂質泥岩に変わると凝灰岩層の厚さは減少する。さらに泥質砂岩に至ると細粒凝灰岩をはじめ多くの凝灰岩層が尖滅する。砂岩や礫岩の中には凝灰岩層はほとんど存在しない。粗粒な地層では砂岩の構成粒子として、あるいは礫岩の基質として凝灰質物質が含まれる。

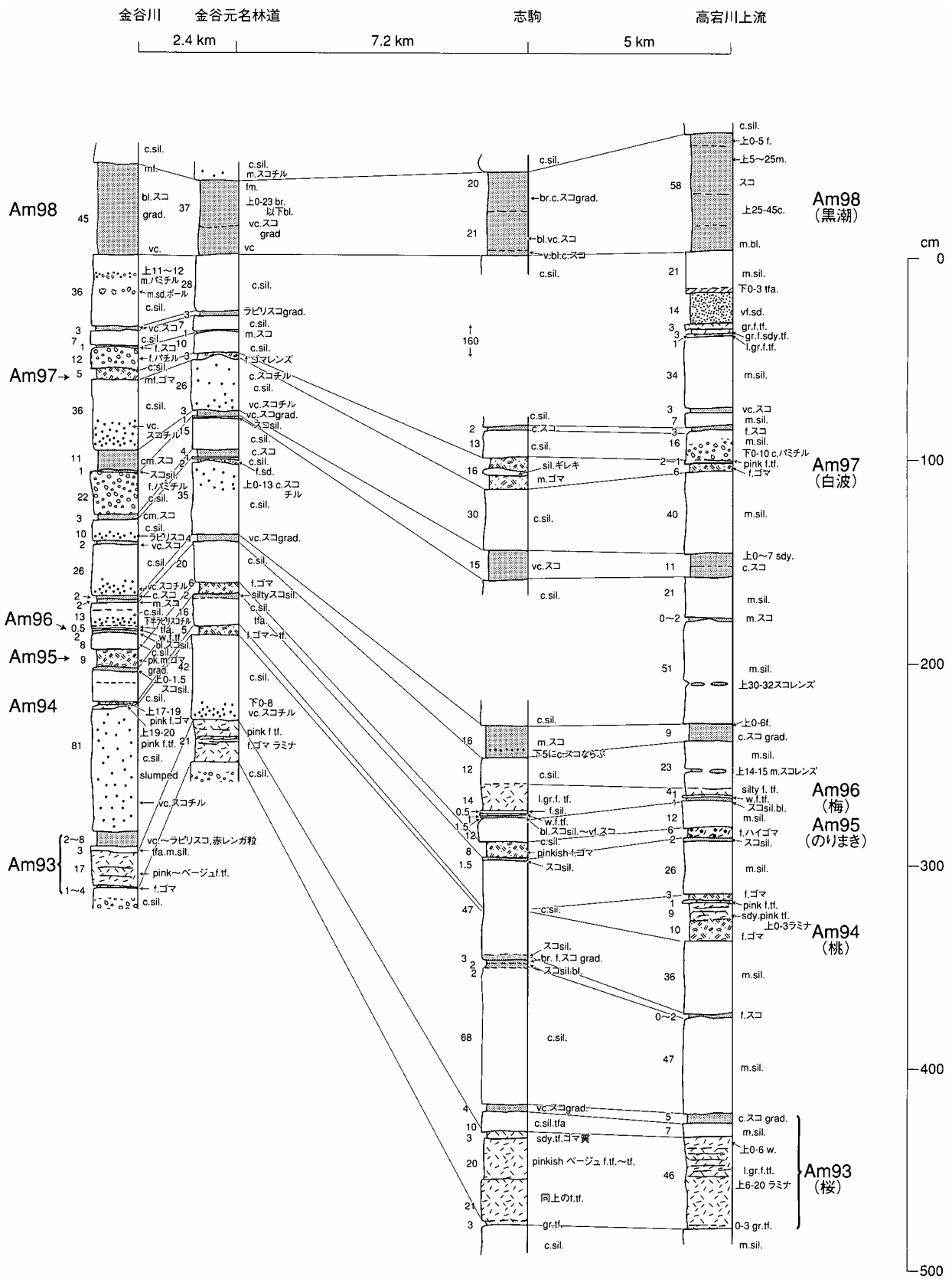
タービダイト砂岩中に凝灰岩層が存在することはない。タービダイト砂岩中のラミナの中に軽石やスコリアが砂粒子として含まれることは良くある。

天津層に含まれる凝灰岩は、スコリア凝灰岩、軽石凝灰岩、ゴマンオ凝灰岩、細粒凝灰岩などである。

スコリア凝灰岩は細粒砂～小礫サイズの玄武岩～安山

第3.2表 スランプ堆積層の性質とタイプ

分類	内部構造	運動様式	拡がり	暑さ
タイプI	地層の褶曲	塑性変形 (連続体として変形)	小さい (5km 前後)	10～30m
タイプII	砂質泥岩・泥質砂岩・ 中～粗粒砂岩 (不均質) 流状シルト岩 含礫泥岩	流動・高密度泥流 (流体として運動)	大きい (10km 以上)	1-5m



第3.7図 天津層最上部の凝灰岩鍵層柱状図
 Am93 (桜), Am94 (桃), Am95 (のり巻き) Am96 (梅と極東印), Am97 (白波), Am98 (黒潮).
 カッコ内は鍵層のニックネーム. 凡例は第3.3図に示す.

岩スコリア又は暗色の火山ガラスからなる。玄武岩～安山岩の岩片を多く含むものもある。スコリアは多孔質で黒色のものが一般的であるが、色彩は暗灰色～灰色やレンガ色などもある。

スコリア凝灰岩の中に軽石粒や火山物質以外の砂が混じっていることがある。天津層下部のスコリア凝灰岩には白色の軽石粒が混じっているものが多い。例えば、鍵層Am1, Am10, Am13などのスコリア凝灰岩がそうである、これらのスコリア凝灰岩では、黒色のスコリアの中に白色軽石が散在しよく目立つ。この特徴は広域的に保たれているので鍵層の識別に役立つ。

スコリア凝灰岩に砂が混じって砂質スコリア凝灰岩になっていることがよくある。砂の方が多くなるとスコリア質砂岩となる。スコリア凝灰岩にはラミナや級化層理などの堆積構造を示すものや泥岩偽礫を含むものなど、タービダイトの特徴をもつものも多い。

軽石凝灰岩は極細粒～小礫サイズの軽石や淡色の火山ガラスからなる。時には石英や斜長石を含む。軽石は多孔質で化学組成からは安山岩質のことが多い。色彩は白色のものが多いが、灰白色、灰色、淡褐色のものもある。しばしば軽石凝灰岩の中にスコリアや砂が混じる。鍵層Am59上部の粗粒軽石凝灰岩では、軽石粒の中に粗粒スコリアが均一に散在する。しかし、多くの場合クロスラミナや平行ラミナの中に砂やスコリアが存在する。

軽石凝灰岩には正級化層理を示すものが多いが、上部ほど軽石粒が粗くなる逆級化層理をもつものもよく見られる。下部が正級化で、上部に逆級化の部分が重なる二重構造の軽石凝灰岩もある。正級化層理を示し、ラミナなどタービダイトの特徴を示す軽石層は、turbidity currentsによって運搬され、堆積したと考えられる。一方、逆級化の軽石層は、海面上に降った降下火山灰（軽石）がしばらく海面に浮いていて、海水を吸収し易い小さな粒子から先に沈降し、海底に堆積することによって生じたと推定される。

ゴマシオ凝灰岩は細粒～粗粒砂サイズの火山ガラス、軽石、石英、斜長石を主とし、それに角閃石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱などの有色鉱物がごま塩状に混じったものである。大部分は角閃石を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩凝灰岩である。ごま塩状に混じる有色物質としては、他にスコリアがある。色彩は多くは白色～灰白色、時にピンク色を呈する。

天津層の鍵層Am78 (Ok tuff) は6層以上のゴマシオ凝灰岩から構成されるが、その中の数層は下部が中粒ゴマシオ凝灰岩、上部が粗粒軽石凝灰岩からなる(第3.8図)。この場合、下部が正級化、上部が逆級化となっていて、前述の二重構造のタイプである。上部の粗粒軽石は上位の泥岩層の中に連続的に続いていて、一部は泥と一緒に堆積している。このことから上部の軽石は時間的にかなり遅れて沈殿、堆積したと考えられる(中嶋ほか

1981)。

スコリア・有色鉱物と軽石・無色鉱物がほぼ同じ量混じるゴマシオ凝灰岩又は軽石凝灰岩とスコリア凝灰岩の中間的なものが存在する。ゴマシオ凝灰岩に似ているが、灰色を呈することから通称「ハイゴマ凝灰岩」と呼ばれる。ハイゴマ凝灰岩は、スコリアと軽石の混合物、ゴマシオ凝灰岩にスコリアの混合したもの、灰色のスコリア又は軽石からなるものなど多様である。

細粒凝灰岩は上記のスコリア凝灰岩、軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、ハイゴマ凝灰岩が細粒になったもので、主にシルト～粘土サイズの火山ガラスからなる。これらは化学組成からは玄武岩～安山岩質である。

正級化を示す中粒～粗粒砂サイズの凝灰岩が上部で細粒凝灰岩に移化することがしばしばある。スコリア凝灰岩は細粒スコリア凝灰岩(スコリアシルト)、軽石凝灰岩とゴマシオ凝灰岩は白色～灰白色～淡褐色～ピンク色細粒凝灰岩、ハイゴマ凝灰岩は灰色～ピンク色細粒凝灰岩に移り変わる。稀に軽石質タービダイト砂岩が上部で白色～灰白色細粒凝灰岩に変わる。スコリアシルトの色は多くは黒色～暗灰色、ほかに暗紫色～淡紫色がある。細粒凝灰岩の堆積構造としては、級化層理、クロスラミナ、平行ラミナや縞状層理がある。

凝灰岩層の詳しい分類については、安野層のところで述べる。主要な凝灰岩鍵層は付図第1図に記載した。全鍵層については中嶋ほか(1997, 1998)を参照されたい。

2) 小湊凝灰岩部層 (Amk)

命名 中嶋ほか(1981)による。天津層中部に存在し、非常に多くの凝灰岩層を含む層準を本部層として区分した。鴨川地域の模式地においては、上部と下部が砂質泥岩・泥質砂岩からなり、中部に中粒～粗粒泥岩を挟む。なお、鴨川地域東海岸では本部層の上部はさらに粗粒化し、凝灰質粗粒砂岩や礫岩を挟んでいる。

本部層の層準は凝灰岩鍵層ではAm29とAm40の間である。富津地域でも同じであるが、鍵層Am29より近接の鍵層Am28の方が追跡し易いので、鍵層Am28とAm40の間を本部層とし、地質図上ではこの間をAmkとして示している。

模式地 天津小湊町小湊付近。

分布 富津地域南部の志駒背斜の南北両側に沿っている。大釜戸背斜の軸部にも分布する。

岩相 泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩からなり、その間に厚さ数cm～数mの多種の凝灰岩層が数多く挟まれる。本部層の泥岩が粗粒化する層準は、鴨川地域と同様に上部と下部の2ヶ所に存在するが、全体としては鴨川地域に較べ中粒～粗粒泥岩がより卓越する。

下部の粗粒層準(3番目の粗粒層準)は、鴨川地域と同様に鍵層Am28付近に存在する(第3.6図)。本地域西部の相の沢から東部の中倉の間で、粗粒～砂質泥岩になっている。鴨川地域に較べると、粗粒層準の規模は小

さく、粗粒化の程度も低い。

上部の粗粒層準（4番目の粗粒層準）は、鍵層Am38の上下に存在する。鴨川地域に較べ上限が下がり、その範囲は縮小している。本地域中部の稲子沢から東部の志組沢上流までの範囲で、粗粒～砂質泥岩となっている。志組沢上流から宇藤木までの南北の変化では、南の宇藤木に向かって細粒化し、粗粒化する部分は消える。

層厚 西から相の沢134m、稲子沢219m、中倉208m、志組沢上流237m、宇藤木229m（第3.3表のAm28とAm40-3の間）。東西方向では、東部から中部までは層厚変化は小さく、西部で厚さが急に減少する。志組沢上流から宇藤木への南北方向では、南に向かって少し厚さが減少するが、その差は小さい。

3) 千畑礫岩部層 (Ams)

命名 小池（1949）による。小池は房総半島西部において天津泥岩層と稲子沢泥岩層（小池は清澄層に対比）の間に挟まれる礫岩層を千畑礫岩層と命名し（第3.1表）、東部では清澄砂岩層中に尖滅するとした。しかし、この対比は誤りである。凝灰岩鍵層によって千畑礫岩層の層準を富津地域から鴨川地域に追跡すると、それは天津層上部の鍵層Am68とAm69の間にあり、東側ではこれらの鍵層の間に尖滅し、清澄層の中には尖滅しない（中嶋他 1981）。小池の命名当時は地層の対比は鍵層によってではなく、岩相によって行い、千畑礫岩層の砂岩・礫岩が清澄層の砂岩に対応すると考えた。しかし、岩相については千畑礫岩層が浅海性堆積物であるのに対して、清澄層の砂岩はタービダイト砂岩で、現在では深海性堆

積物と考えられ、両者の堆積環境が全く異なることが知られている。

したがって、ここでは千畑礫岩層を天津層の1部層として扱う。前記のように千畑礫岩部層は天津層の中にある7つの粗粒層準のひとつである（下から6番目の粗粒層準）。

模式地 富津市稲子沢付近の志駒川河床（第3.9図）。

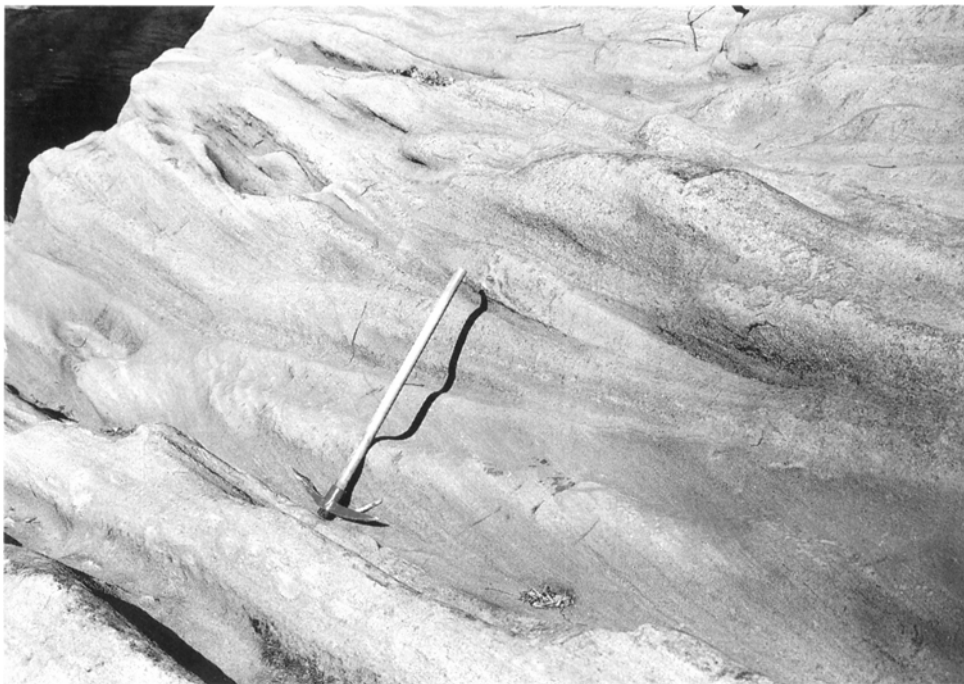
千畑^{せんばたけ}は稲子沢の少し上流にある下郷の小字名。

分布 本地域西部の金谷付近より東部の志組沢上流まで。さらに南東では千畑礫岩部層は鍵層Am68とAm69の間に尖滅する。南東部ではこの層準は砂質泥岩や泥質砂岩になるが、地質図には千畑礫岩部層の位置を示すため、これら砂質泥岩や泥質砂岩の部分もAmsとして表現している。

岩相 主として砂岩と礫岩からなる。砂岩は中粒～粗粒砂岩で、しばしば凝灰質又は礫質である。貝化石の破片を多く含んでいることもある。斜層理の発達する部分もあり、浅海性堆積物の特徴を有する。礫岩はチャートや頁岩、硬質砂岩の小円礫からなる。

千畑礫岩部層の上位、Am78(Ok)までの層厚・岩相変化については、この間の層厚が東から西に向かって減少するとともに凝灰岩鍵層は下位のものから尖滅していく（第3.6図）。特定の鍵層に沿って岩相変化をみると、東側の中粒～粗粒泥岩は西に向かって粗粒化し砂質泥岩、泥質砂岩に変わる。

千畑礫岩部層の下位の地層についてみると、東側では鍵層が全て揃っているが、西に向かうにしたがって上位



第3.9図 天津層千畑礫岩部層中の斜層理の発達する砂岩
富津市稲子沢の志駒川河床。

の鍵層から千畑礫岩部層基底によって浸食され失われていく(地質図参照)。すなわち西側ほど千畑礫岩部層基底は不整合的となり、浸食量が増加する。白狐川以西では千畑礫岩部層基底の浸食は天津層中部に達する。

層厚 西から金谷川1m, 下白狐1m, 相の沢3.5m, 鹿原38m, 稲子沢43m, 中倉14m, 志組沢上流2mである。第3.6図から分かるように東西断面ではレンズ状の形を呈し、鹿原-稲子沢間で最も厚い。千畑礫岩部層の層厚変化は基底の浸食量変化とは一致しない。

本地域及び南の那古地域鋸山周辺の千畑礫岩部層からは多数の貝化石及び有孔虫化石の産出が知られる。貝化石は潮間帯～上浅海帯～中深海帯に生息する種が報告されている(大塚・小池, 1949; 大森, 1967; Tomida, 1989)。有孔虫化石は、内湾性の浅海の環境を示す種が多い(石川ほか, 1982)。

[以下は天津層全体について]

層厚 天津層全体の層厚は、西から相の沢415m, 稲子沢742m, 中倉786m, 志組沢上流841m, 字藤木819mである(第3.3表)。東西方向では、全体の層厚は、志組沢上流から稲子沢まで西に向かって徐々に減少し、西部の相の沢では急減し、志組沢上流の層厚の約半分にな

る。南北方向では、志組沢上流から字藤木へ南に向かって層厚が少し減少している。

化石と年代 小池・西川(1955)は、天津層より陸棚泥帯にすむ貝化石を報告している。なお、鴨川地域の天津層からは各種の微化石の産出が報告されている。浮遊性有孔虫化石層序に関しては、鍵層Am9付近にN13/14境界があり、天津層最上部はN.17bにあたる(Oda, 1977)。石灰質ナンノ化石層序によれば天津層はCN5aからCN10に相当する(三田・高橋, 1998; 亀尾ほか, 2002)。放射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)。中嶋ほか(1981)は、天津層下部の鍵層Am18付近の泥岩から珪質鞭毛藻の化石を報告している。

本層中の凝灰岩層からは多くの放射年代が得られている。K-Ar年代としては鍵層Am4から得られた11.73 Ma±0.24Maがあり(Takahashi *et al.* 1999)、これは微化石層序に基づく年代とよく一致する。徳橋ほか(2000)

第3.3表 天津層の主要鍵層間累積層厚(単位:m)
距離は相の沢を起点として計測。

	相の沢	鹿原	稲子沢	中倉	志組沢上流	字藤木
距離(km)	0.0	2.2	3.7	6.1	9.4	10.4
Am98(清澄層基底)	0	0	0	0	0	0
Am91	21	34	14	12	9	
Am83	40	69	44	40	35	32
Am78	62	74	63	63	62	62
Am75				84	87	90
千畑礫岩部層上限	82	74	86	93	96	
千畑礫岩部層基底	82	113	129	107	98	113
Am66					120	130
Am59				115	170	181
Am56			148	192	199	209
Am53			172	220	233	244
Am43	99		323	351	402	337
Am40-3	169		351	381	434	362
Am38	192		395	432	492	431
Am35	246		467	499	552	491
Am28	303		570	588	671	591
Am20	331		659	708	743	661
Am14, 13	350		679	733	767	727
Am7	387		715	759	815	773
Am1(天津層基底)	415		742	786	841	819

は本層中の5層準の鍵層のフィッション・トラック年代を測定した (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)。

これらの結果を総合すると、天津層の堆積期間は約13 Ma-5Maにあたり、小湊凝灰岩部層は約11-9.5Maに、千畑礫岩部層は7Ma前後に相当する。なお、中新統/鮮新統境界は亀尾ほか (2002) の石灰質ナノ化石層序に基づけば天津層最上部にあるとされ、これは徳橋ほかによるフィッション・トラック年代とも調和的であるが、Oda (1977) の有孔虫化石層序では清澄層最上部から安野層の最下部に位置づけられ、この不一致に関してさらに検討が必要である。

対比 富津地域において小池 (1949) が記載した稲子沢泥岩層の下部、千畑礫岩層及び天津泥岩層は、凝灰岩鍵層の対比によって本報告の天津層に含まれる (第3.1表)。三梨 (1990) 及び藤田・小玉 (1990) の稲子沢層下部、千畑層も天津層に含まれる。

3.3 清澄層 (Ky, Kym)

命名 脇水 (1901)。

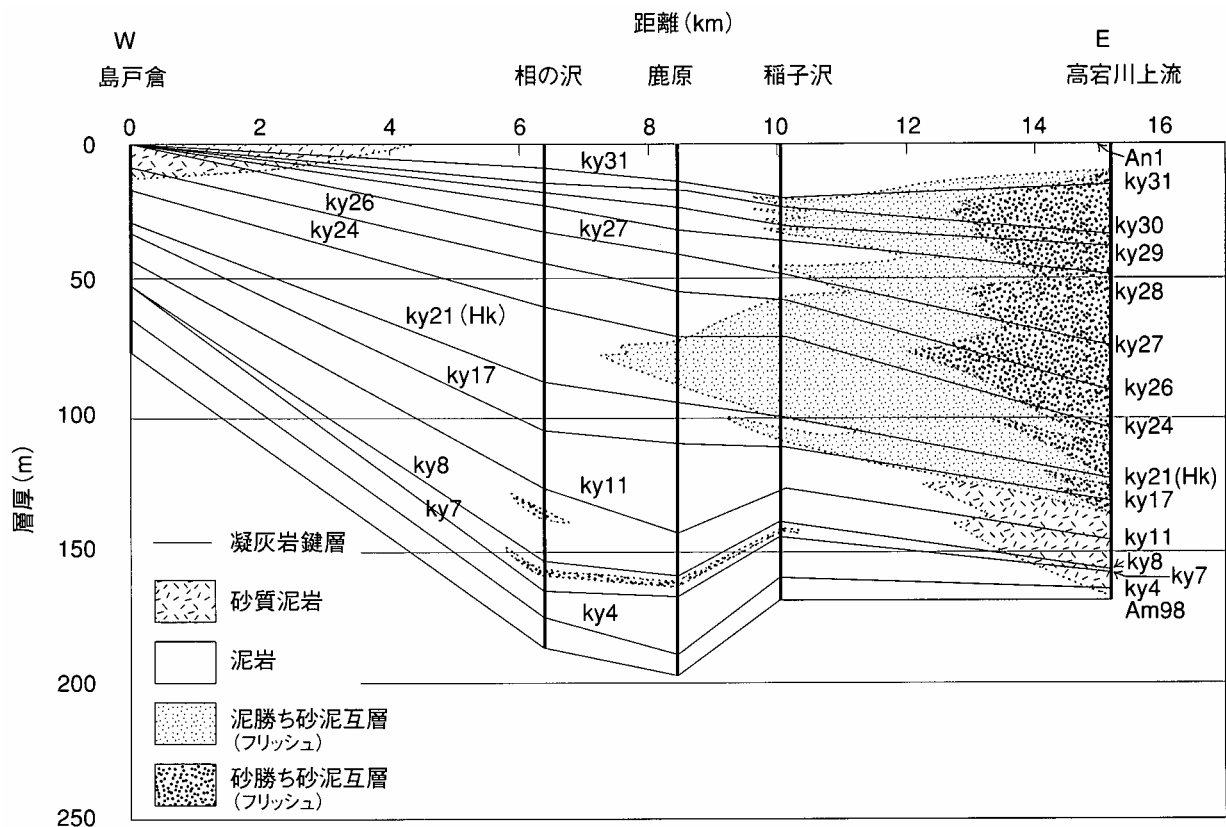
模式地 天津小湊町清澄山付近。

分布 本地域南部の志駒背斜の北側に分布する。東部の

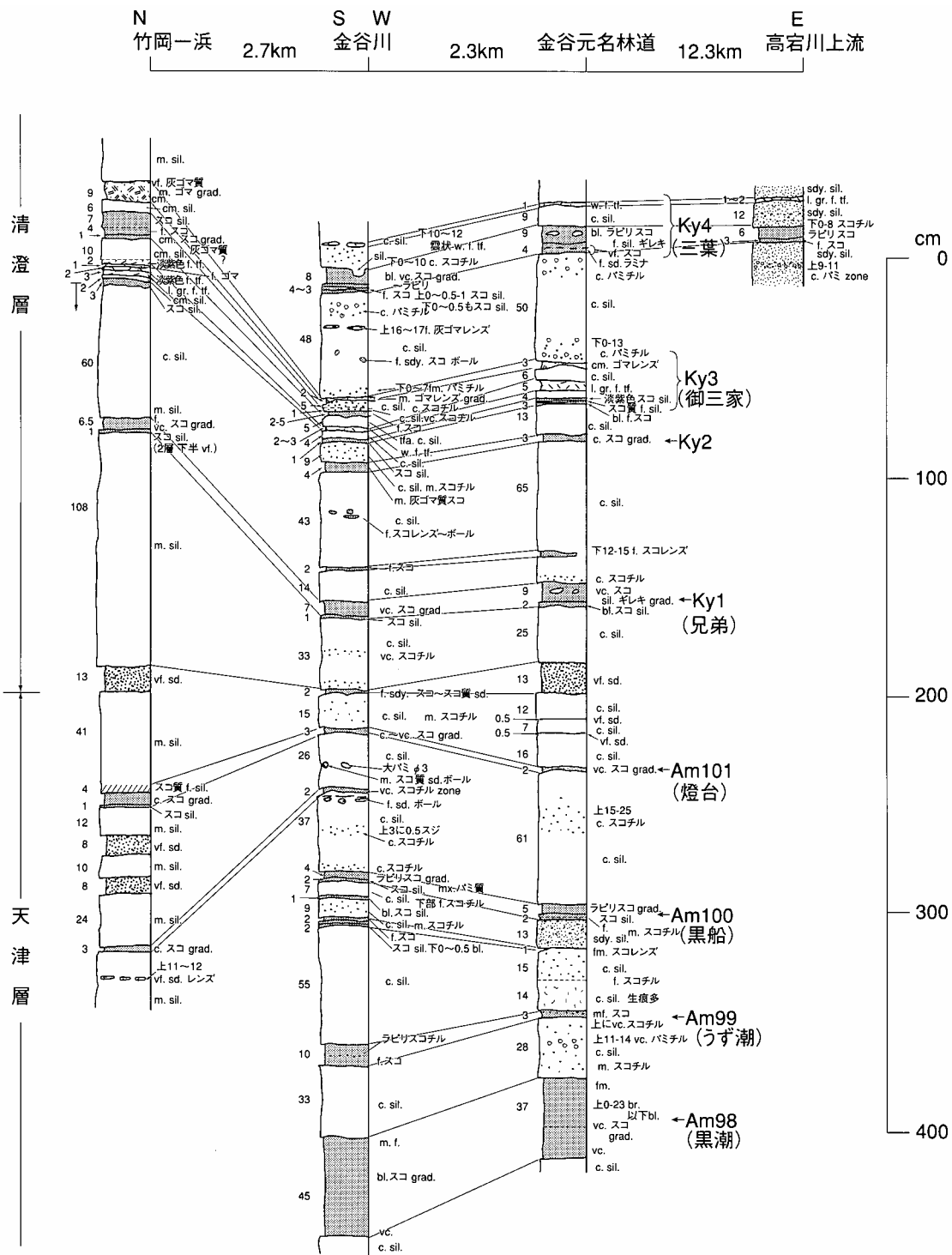
法ノ木背斜の周囲にも小範囲に分布する。西部では、志駒背斜の北側において古屋敷向斜と大釜戸背斜によって分布を繰り返す、西海岸に至る。また、志駒背斜の南側、金谷付近では、一組の向斜と背斜 (島戸倉向斜・金谷背斜) によって分布を繰り返す。

層序 下位の天津層及び上位の安野層とは整合である。本地域南東の高宕山の南では、清澄層は鴨川地域と同様にタービダイト砂岩の卓越する砂勝ち互層からなるので、泥岩層を主体とする天津層及び安野層とは岩相の違いによって容易に区別できる。しかし、それより西側では清澄層は泥勝ち互層に変わるのでその識別は鍵層によらねばならない (第3.10図)。凝灰岩鍵層による清澄層の範囲は、鍵層Am98~An1の間である (第3.11図, 第3.13図)。

岩相 上述のように、隣接の鴨川地域から本地域南東の高宕山の南までは、タービダイト砂岩の厚層を主とする砂勝ち互層であるが、高宕山の西側で急速に泥勝ち互層に変わる。この時、清澄層の下部から順に泥勝ち互層に変化する。砂勝ち互層の始まりは、高宕山の西約1kmの高宕川上流ではKy11の少し上まで上がり、その西1kmではKy21 (Hk) となり、さらに西1.5kmの御代原では全体が泥勝ち互層~泥岩層になっている (第3.10図)。御代原以西は、泥岩層と一部泥勝ち互層からなる岩相が西海岸まで続く。



第3.10図 清澄層の層厚・岩相変化



第3.11図 清澄層基底の凝灰岩鍵層柱状図

Am98 (黒潮), Am99 (渦潮), Am100 (黒船), Am101 (燈台), Ky1 (兄弟), Ky2 (オサムシ), Ky3 (御三家), Ky4 (三つ葉). カッコ内は鍵層のニックネーム. 凡例は第3.3図に示す.

清澄層の泥岩は、中粒～粗粒泥岩を主とし、一部砂質泥岩となっている。泥岩層の中には、凝灰岩層が挟まれる。

a. 砂岩 (Ky)

清澄層の砂岩は、厚さ1cm～2mのタービダイト砂岩で、極細粒～中粒砂岩が主である。正級化層理を示し、

砂岩層下部が粗く、上部が細粒になる。厚さ50cmを越す厚い砂岩でも下部は中粒砂のサイズであるが、稀に粗粒砂のこともある。しばしば最上部がシルト岩～極細粒砂岩からなり、その上に重なる泥岩層との境界がはっきりしないことがある。しかし、新鮮な露頭で観察すると、

その境界は比較的容易に識別できる。

堆積構造としては、斜交葉理、平行葉理、convolute lamination, dish structureなどタービダイトに特徴的な構造がみられる。ほかに泥岩偽礫を含むものも多い。軽石やスコリアの粒子を多く含むことがしばしばで、とくに葉理の部分には多く見られる。

先にも述べたように、タービダイト砂岩の卓越する砂勝ち互層となっているのは、本地域では鴨川地域に隣接する南東部だけで、その西側では急速に泥勝ち互層に変わる。本地域中部の稲子沢付近では、タービダイト砂岩を含む泥勝ち互層は、清澄層上・中部の鍵層Ky17~Ky26とKy28~Ky31の層準である(第3.10図)。さらに西の鹿原では泥勝ち互層は、清澄層中部の鍵層Ky21(Hk)~Ky24層準に縮小し、それより西側では泥岩層になる。

泥岩層主体の岩相になってもタービダイト砂岩は皆無ではなく、稀に砂岩層が挟まれる。本地域中部の相の沢-稲子沢間の鍵層Ky7, Ky8付近がそうで、数は多くないが、数10cm~2mの砂岩層が存在する。

b. 泥岩 (Kym)

清澄層の泥岩は、大部分の地域で中粒~粗粒泥岩である。粗粒化して砂質泥岩となるのは、西海岸の島戸倉付近と東部の高宕山北側から高宕川上流にかけての地域である(第3.10図)。いずれも粗粒化にともなって層厚が急激に減少している。島戸倉付近では、Ky26より上部が粗粒化する。高宕山付近の粗粒層準は、高宕川上流でKy4~Ky11の間にあるが、これより1.8km北北東の高宕山北側の法ノ木背斜の位置では、粗粒層準はさらに上位(Ky28)まで拡がり清澄層下部~中部が砂質泥岩層となり、層厚も著しく減少している。

c. 凝灰岩

清澄層には天津層と同様に、スコリア凝灰岩、軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、細粒凝灰岩など多数の凝灰岩層が存在する。凝灰岩層の厚さの範囲、種類ともに天津層とほぼ同じである。

清澄層下部、鍵層Ky1~Ky21(Hk tuff)の間では、厚さ数cm~80cm程度のスコリア凝灰岩が数多く存在する。第3.11図には清澄層と天津層の境界付近の凝灰岩層を例として示している。この部分には、厚さ3~13cmの級化層理を示す粗粒~火山礫スコリア凝灰岩が多い。その多くは下部1~4cm位がシルトサイズの細粒スコリア凝灰岩(スコリアシルト又はスコsil.)となっている。

また、スコリア凝灰岩に混じってゴマシオ凝灰岩や白色~灰色細粒凝灰岩が認められる。白色~灰色細粒凝灰岩の数は少ないが、稀に非常に厚いものが見られる。例えば、Ky6は厚い部分で6m、Ky14では12mに達する(いずれも鹿原)。これらは清澄層で最も厚い凝灰岩層である。

清澄層中部のKy21(Hk tuff)~Ky28の間は、もっとも凝灰岩の種類に富む。その代表がKy21(Hk tuff)である(第3.12図)。この鍵層は下部の厚さ150~195cmのゴマシオ凝灰岩と上部の厚さ10~22cmの火山礫スコリア凝灰岩からなる。Ky21のゴマシオ凝灰岩は、安房・上総層群を通してもっとも厚いゴマシオ凝灰岩である。このゴマシオ凝灰岩は、角閃石を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩凝灰岩で、全体が白色を呈し、輝石や角閃石等の有色鉱物がゴマシオ状に散在する様子は一見花崗岩のように見える。とくに、下部の10cmは塊状・均一である。第3.12図に示すように、中部には平行葉理、上部には斜交葉理が認められる。また、最上部には淡灰色~灰色細粒凝灰岩が重なり、全体として正級化層理を示しタービダイトの特徴をもつ。但し、徳橋(2002)が指摘するように、Ky21(Hk tuff)は広域にわたって層厚が均一であり、厚さの割に下位の地層をほとんど浸食しておらず、通常のタービダイトとは少し異なっている。下部の塊状・均一な部分は、降下火山灰起源の可能性もある。

第3.12図に示すように、Ky21の東西層厚変化は、ゴマシオ凝灰岩、スコリア凝灰岩ともに小さいが、南北断面では、北に向かって層厚を減じる。周囲の泥岩も粗粒化し、砂質泥岩になっているので、この時期北側が浅かったと考えられる。Ky21のゴマシオ凝灰岩の上にある泥岩中に、極粗粒~火山礫サイズの粒径のそろったスコリア粒が散在する。これは、降下火山灰が海中に入り沈降・堆積したものと考えられる。

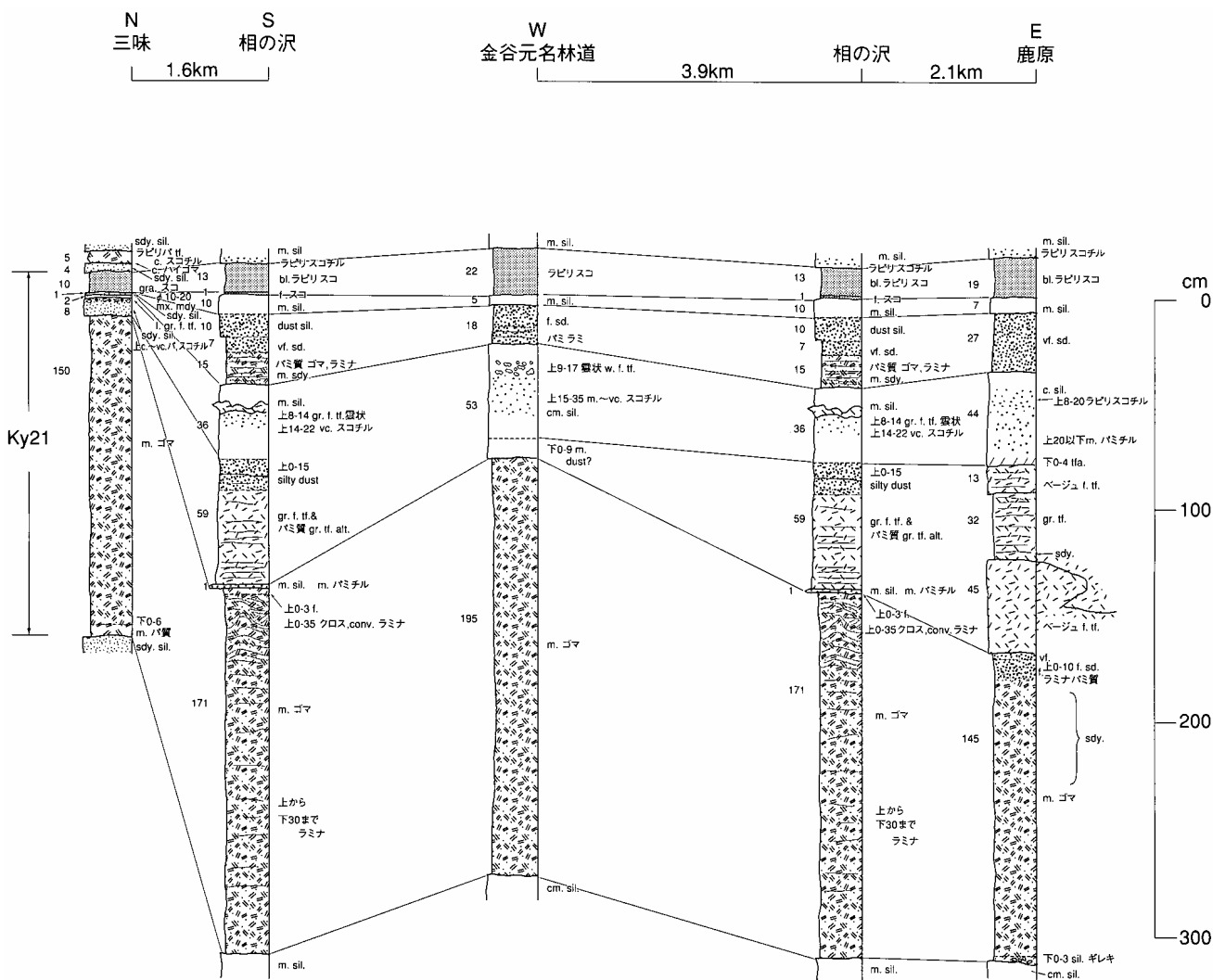
清澄層中部には、このほかKy24, Ky25のような厚さ2~3mに達する灰白色~灰色細粒凝灰岩が存在する。Ky28は、厚さ70~150cmで清澄層の中でもっとも厚いスコリア凝灰岩である。

清澄層上部、Ky28~Ky33の間には、中部と同様に多種の凝灰岩が挟まれるが、厚いものはない。特徴的なものとしては、Ky31, Ky32のように、極粗粒~火山礫サイズの白色、淡ピンク色、灰色、黒色などカラフルな軽石やスコリアからなるハイゴマ凝灰岩層が存在する。

層厚 西から島戸倉76m、相の沢186m、鹿原196m、稲子沢169m、高宕川上流169mである(第3.4表)。東西断面では、鹿原が最も厚いが、相の沢から高宕川上流までほぼ同じ厚さ。相の沢から島戸倉に向かって層厚は急減し、半分以下になる。

化石と年代 Oda(1977)によれば本層は浮遊性有孔虫化石層序のN17からN18ないしN19に相当し、本層中に中新統/鮮新統境界があることになる。ただし、天津層の項で述べたように、これは天津層中に同境界があるとする石灰質ナンノ化石層序による結果と一致しない。徳橋ほか(2000)はKy21のフィッション・トラック年代を測定し、 4.2 ± 0.2 Maを得た。

対比 小池(1949)及び三梨ほか(1990)の稲子沢泥岩層上部、藤田・小玉(1990)の稲子沢層上部が清澄層に



第3.12図 清澄層中部の凝灰岩鍵層Ky21 (Hk) の柱状図

Ky21は1層の火山礫スコリア凝灰岩 (アワオコシ) と1層のゴマシオ凝灰岩からなる。2層の間の凝灰岩も良く連続する。カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第3.3図に示す。

ほぼ相当すると思われるが、稲子沢層の定義が曖昧なので正確には対比できない (第3.1表)。

3.4 ^{あんの}安野層 (An, Ank)

命名 脇水 (1933)。

模式地 君津市郷台畑下流の黒滝付近。安野は黒滝の少し上流の小字名。

分布 本地域南部の志駒背斜の北側に分布する。東部の法ノ木背斜の周囲から高宕山向斜の軸部にかけても分布する。西部では、古屋敷向斜の軸部から大釜戸背斜の周囲に分布する。また、南西部金谷付近の島戸倉向斜の軸部に分布する。榛川下流域では、安野層は褶曲によって湊川の北側に繰り返され、寺尾背斜の軸部に沿って分布する。

層序 下位の清澄層とは整合。上位は上総層群の黒滝層

によって不整合 (黒滝不整合) に覆われる。本地域南東の高宕山の南では、清澄層上部は砂勝ち砂泥互層からなり、泥岩を主とする安野層は岩相によって識別できる。それより西では、安野・清澄両層の境界付近はいずれも泥岩の卓越する岩相なので、両層の境界は鍵層によって識別される。第3.13図には安野・清澄両層境界の凝灰岩鍵層を示している。鍵層An1から上が安野層である。図には、東隣大多喜地域の君津市笹川上流片倉における清澄層最上部を砂勝ち互層の例として示している。

上位の黒滝層との境界は、黒滝不整合による浸食量が大きく、砂岩・礫岩からなる黒滝層が泥岩からなる安野層と接する場合は明瞭である。しかし、本地域中部の広い範囲では、浸食されずに残った安野層最上部が泥質砂岩や砂岩からなり、上に重なる黒滝層も類似の岩相からなるため、境界は明瞭ではなく一見整合的に見える。従って、ここでも鍵層による境界の区分が必要になる。

第3.4表 清澄層の主要鍵層間累積層厚（単位：m）
距離は島戸倉を起点として計測。

	島戸倉	相の沢	鹿原	稲子沢	高岩川上流
距離 (km)	0.0	6.4	8.5	10.1	15.1
An1 (安野層基底)	0	0	0	0	0
Ky31		9	14	19	14
Ky30		14	18	23	32
Ky29		18	24	30	37
Ky28		23	31	35	48
Ky27		31	40	48	74
Ky26	7	44	54	57	90
Ky24	16	60	71	70	104
Ky21	29	87	95	102	123
Ky17	32	106	111	112	132
Ky11	42	127	144	127	146
Ky8	52	154	160	140	157
Ky7	53	164	167	144	158
Ky4	64	175	189	158	164
Am98 (清澄層基底)	76	186	196	169	169

安野層の上限は、An179付近にある。

以下、安野層下部は鍵層An1～An80の間、中部はAn80～An158の間、上部はAn158～An179の間として記述する。

岩相 本地域東部から隣接の大多喜地域にかけて、安野層上部は黒滝不整合による侵食のため欠如している（第3.14図）。湊川中流の関付近から西では、黒滝不整合による侵食量は次第に減少し安野層上部が現れてくる。本地域中部の荒木谷付近では安野層の最も上部が現れている。

安野層の大部分は、泥岩と砂質泥岩からなり、その中に凝灰岩が挟まれる。本地域東端の法ノ木付近で、安野層下部にタービダイト砂岩を含む砂泥互層が現れる。中部から西部にかけては、安野層上部は砂質泥岩、泥質砂岩及び砂岩からなる。本報告では安野層上部を久縄砂岩部層（Ank）として区分する。以下に、岩相を主部と久縄砂岩部層に分けて記載する。

1) 主部 (An)

a. 泥岩及び砂質泥岩

安野層の泥岩と砂質泥岩は、基本的に天津・清澄両層のものと同じである。相違は、安野層のものが若干軟らかい点だけである。

中粒～粗粒泥岩は、本地域東部の安野層中・下部に存在する（第3.14図）。泥岩は西に向かって粗粒化し、砂質泥岩に変わる。本地域中部では、安野層下部～中部の大半が砂質泥岩からなり、中粒～粗粒泥岩は最下部と中

部の一部に認められるのみ。西海岸の萩生になると、下部～中部全体が砂質泥岩になる。

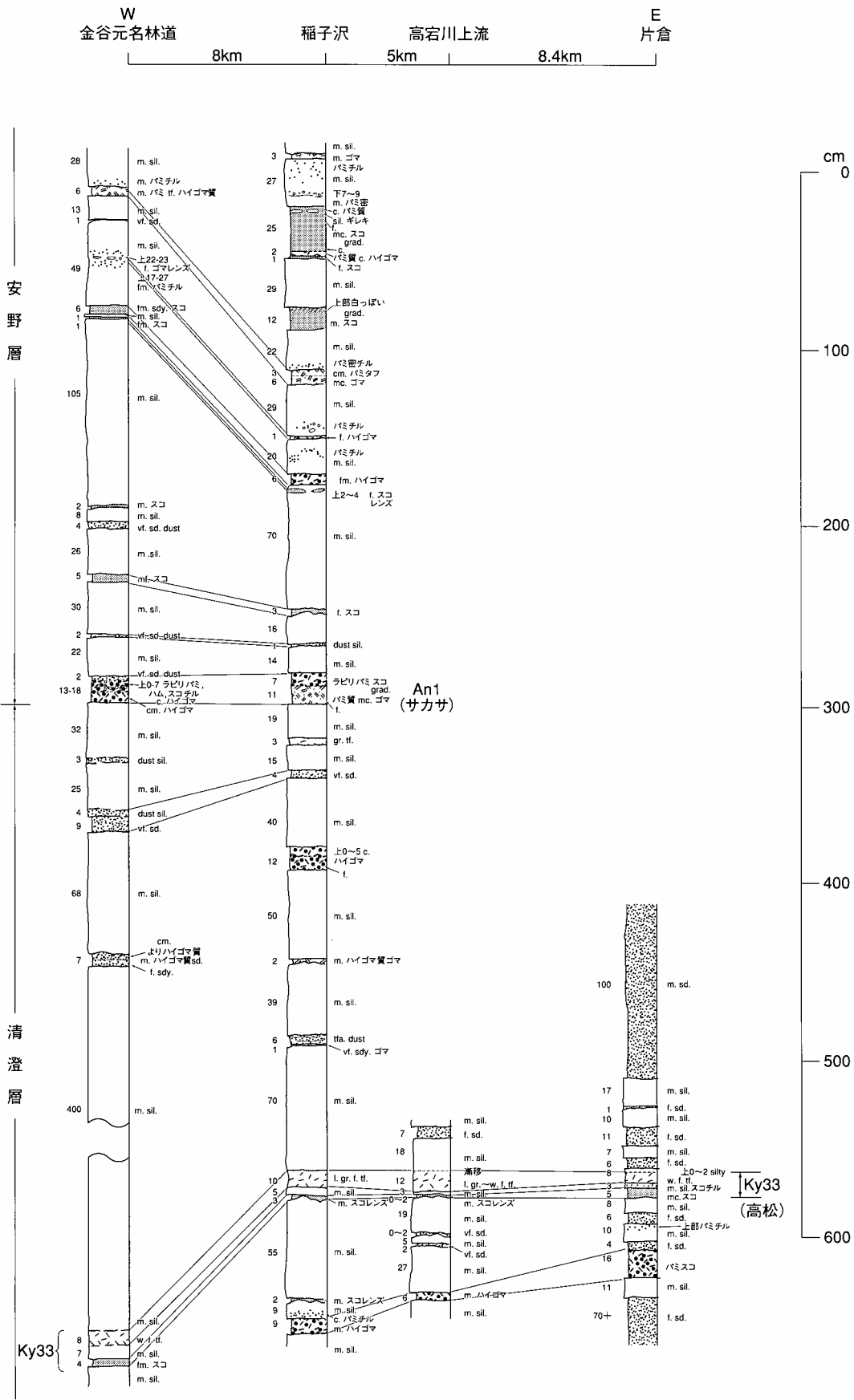
b. 砂岩

タービダイト砂岩を含む砂泥互層は、本地域東端の法ノ木付近の安野層下部に存在する。ここでは鍵層An1～An68の間で、泥勝ち互層と砂勝ち互層が繰り返される。タービダイト砂岩は、厚さ数cm～300cmで、極細粒～中粒砂岩が主である。堆積構造などの特徴は清澄層のものと同じである。

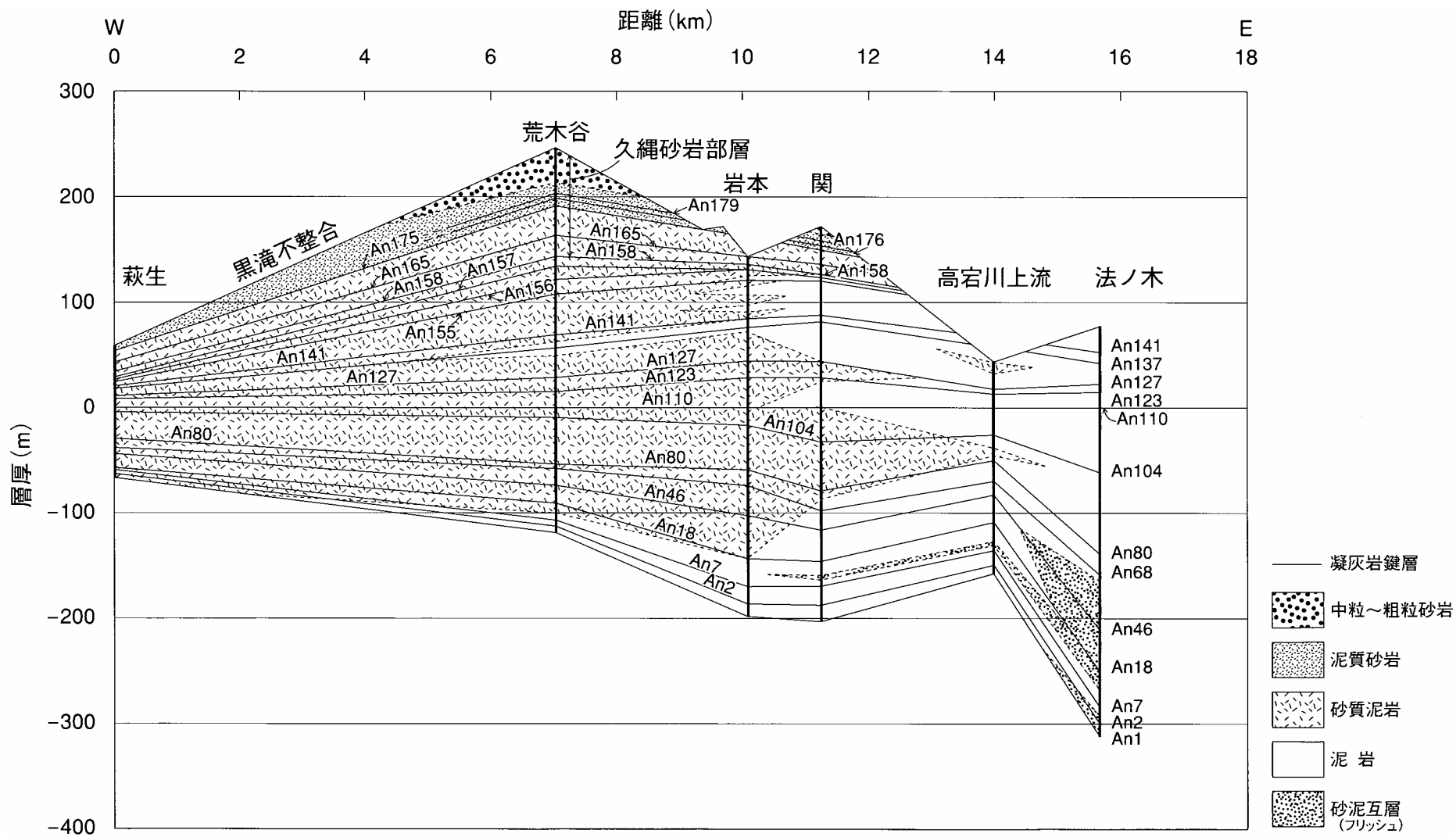
c. スランプ堆積層

本層中には天津層と同じタイプのスランプ堆積層が認められる（第3.2表）。主なスランプ堆積層は、1) 鍵層An20-An21間のTakスランプ層、2) 鍵層An107-An108間のTkwスランプ層、3) 鍵層An116-An117間のAmgスランプ層である。いずれも、富津地域から大多喜地域の広い範囲に渡って分布する。その他、安野層中部の4) 鍵層An156-4-An157間のSakスランプ層の規模が大きい。他に小規模のものや局地的なスランプ堆積層がいくつかある。

Takスランプ層（An20-An21）は、湊川中流の関より東では厚さ4～5m。地層の褶曲変形を伴うタイプIのスランプ堆積層が主で、一部にタイプIIのスランプ堆積層を含む。スランプ堆積層上部にタービダイト砂岩の存在するところもある。中部の岩本から古屋敷にかけては、スランプ堆積層本体を欠いて、厚さ70～100cmのタービダイト砂岩だけが残っている。この場合のタービダイ



第3.13図 安野層基底の凝灰岩鍵層Ky33 (高松)・An1 (サカサ) の柱状図
カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第3.3図に示す。



第3.14図 安野層の層厚・岩相変化

ト砂岩は、スランプ堆積層に伴って生じたものである。

Tkwスランプ層 (An107-An108) は、岩本から法ノ木まで厚さ6~20mである。関-高宕川上流間でタイプII、岩本と法ノ木でタイプIのスランプ堆積層である。

Amgスランプ層 (An116-An117) は厚さ3~6mで、岩本から高宕川上流の間でタイプII、法ノ木でタイプIのスランプ堆積層である。上部にスコリア質のタービダイト砂岩層が存在する。

Sakスランプ層 (An156-4-An157) は厚さ0.2~5m湊川下流の長崎付近では、タイプIのスランプ堆積層とその上の粗粒スコリア凝灰岩層からなり、それより約1km北の支流では、タイプIIのスランプ堆積層からなる。久縄 (荒木谷上流)、岩本や関などの地域では、スランプ堆積層本体を欠いて、厚さ20~50cmの粗粒スコリア凝灰岩層だけからなる。このスコリア凝灰岩層には軽石粒のラミナが発達する。Sakスランプ層は、部分的に下位の地層を大きく浸食する。岩本から関にかけては、鍵層An155-2~An156-4の間の厚さ8~15mの地層が浸食によって欠如している。

d. 凝灰岩

安野層も天津層・清澄層と同様、多数の凝灰岩層を含む。安野層の凝灰岩層は数、種類とも豊富なので、いくつかの類型に分けることができる (第3.15図)。凝灰岩は堆積構造や淘汰度から大きく2種類に分けられる。第1は、正級化層理を示し、ラミナや泥岩偽礫を含むなど、タービダイトに特有の堆積構造をもつものである (タービダイト凝灰岩、タイプI)。これは厚さ数mm~10数mの広い範囲にわたって存在する。第2は、厚さが数mm~10cm程度で薄く、構成粒子の淘汰度が良く均質に広がっているか、あるいは軽石などのように逆級化層理を示すものである。降下火山灰が海中に入り、海底に沈積したと考えられるものである (仮に、降下火山灰起源凝灰岩とする-タイプII)。

タービダイト凝灰岩 (タイプI) は、上方に向かって細粒化する正級化が普通であるが (I-1-a, b)、スコリアと軽石が混在したturbidity currentsから堆積したもので、鉱物の比重差があるため、単純に粒度による正級化を示さないことがある。例えば、軽石のように比重の小さいものは大きい粒子でも上部に位置する。スコリアの場合はその逆となる傾向がある。その結果として、極端な場合には鉱物組成の異なる層が凝灰岩単層の中に形成される (I-1-c)。鉱物の比重の違いによる級化の一般的傾向は、下部より上部へ、スコリア質→ハイゴマ質→ゴマシオ質→軽石質のような順序である。但し、これは完全に揃った例で、多くはその中のいくつかの組み合わせとなる。例えば、第3.15図のAn156-1やAn156-4では (I-1-c)、下からハイゴマ質→ゴマシオ質→軽石質と変化する。

凝灰岩単層内の層構造の形成は、特定の鉱物がもとも

と特定の粒度に集中している場合にも生じる。その場合には、上述の上下方向の変化の規則性とは無関係になる。例えば、An45は全体として粒度の正級化を示し、下部が粗粒ハイゴマ凝灰岩層、上部で細粒スコリア凝灰岩になっている (第3.15図I-1-c)。この場合、スコリア粒子は、細粒砂サイズのものがもともと多かったと考えられる。

タービダイト凝灰岩は、一般に1回の正級化層理、すなわち1ユニットの場合が大多数であるが、2~3ユニットの正級化層理が発達する場合もある (I-2)。また、同じものが繰り返されるのではなく、鍵層An1のように下部がゴマシオ凝灰岩、上部がハイゴマ凝灰岩と異なる場合もある (第3.13図)。An1の場合、下部のゴマシオ凝灰岩の方がより細粒なので、全体として一見逆級化のように見える。An30, An50は、An1と同じタイプである。

降下火山灰起源凝灰岩 (タイプII) は、単独で存在する場合とタービダイト凝灰岩 (タイプI) に伴う場合がある。An5-2は単独の例である (第3.15図II-2-b)。An5-2は厚さ3cmの淘汰の良い中粒ゴマシオ凝灰岩層で、黒雲母を含み他のゴマシオ凝灰岩とは異なる鉱物組成をもつ。また、その下位にあるAn5-1は泥岩中の軽石粒で、一種の単独例である (第3.15図II-1-b)。この軽石粒は大きいものではバレーボール大に達する。海面に浮いていた軽石が海水を吸収して沈み、海底の泥の中に埋もれるように堆積したと考えられる。

降下火山灰起源凝灰岩とタービダイト凝灰岩が相伴って産し、間に時間的間隙がない (泥岩層を挟まない) 場合がタイプIIIである。この場合、降下火山灰起源凝灰岩がタービダイト凝灰岩の下に位置することが多い (III-2)。An2, An46, An158などがその例である (第3.15・3.16・3.17図)。いずれも上部は1~2ユニットの正級化の粗粒~火山礫スコリア凝灰岩で、下部に厚さ2~7cmの中粒~粗粒の軽石凝灰岩又はハイゴマ凝灰岩からなる降下火山灰起源凝灰岩がある。また、そのさらに下に、厚さ0.5~1cmの細粒~中粒の軽石凝灰岩やスコリア凝灰岩からなる降下火山灰起源凝灰岩が1~2ユニット認められることがある。

降下火山灰起源凝灰岩がタービダイト凝灰岩の上に認められることもある (III-1)。軽石の場合には、海面に降下したあとも浮いていて、大きい粒子ほど後から沈降してくるので、逆級化を示すことが多い。既に述べた天津層のAm78 (Ok tuff) を構成するゴマシオ凝灰岩上部の粗粒軽石がその例である。安野層にもAn153, An170など数多くのこのタイプの凝灰岩が認められる。

2) 久縄砂岩部層 (Ank, 新称)

定義 安野層上部の砂質泥岩、泥質砂岩及び砂岩からなる部分を部層として区分した。凝灰岩鍵層では、その層準はAn158から上、黒滝不整合までであるが、上限付近の凝灰岩鍵層はAn179である。

タイプ		a (スコリア凝灰岩,スコリアシルト)	b (軽石凝灰岩,ゴマシオ凝灰岩 ハイゴマ凝灰岩,白色細粒凝灰岩)	c (a,b混合)
I (タービダイト)	I-1 (1ユニット)	 An13,75,143,156 An89,154	 An21,125 An32,69,121	 An156-1,156-4 An44,45,55
	I-2 (複数ユニット)	 An70,145,156 An90,98,103	 An1,16 An85,92,104,123	 An34,83,102,137 An80,86,139,145
II (降下火山灰起源)	II-1 (粒子散在)	 An1,85,145,156-4	 An5-1,154,157	 An88,170
	II-2 (単層)	 An156-4, (O8)	 An5-2,81	 An35,170
III (複合)	III-1 (頂部がfall)	 An76,156-4	 An153,170	 An156-4
	III-2 (基底がfall)	 An75,89	 An82	 An2,139,158 An166

第3.15図 安野層凝灰岩の類型

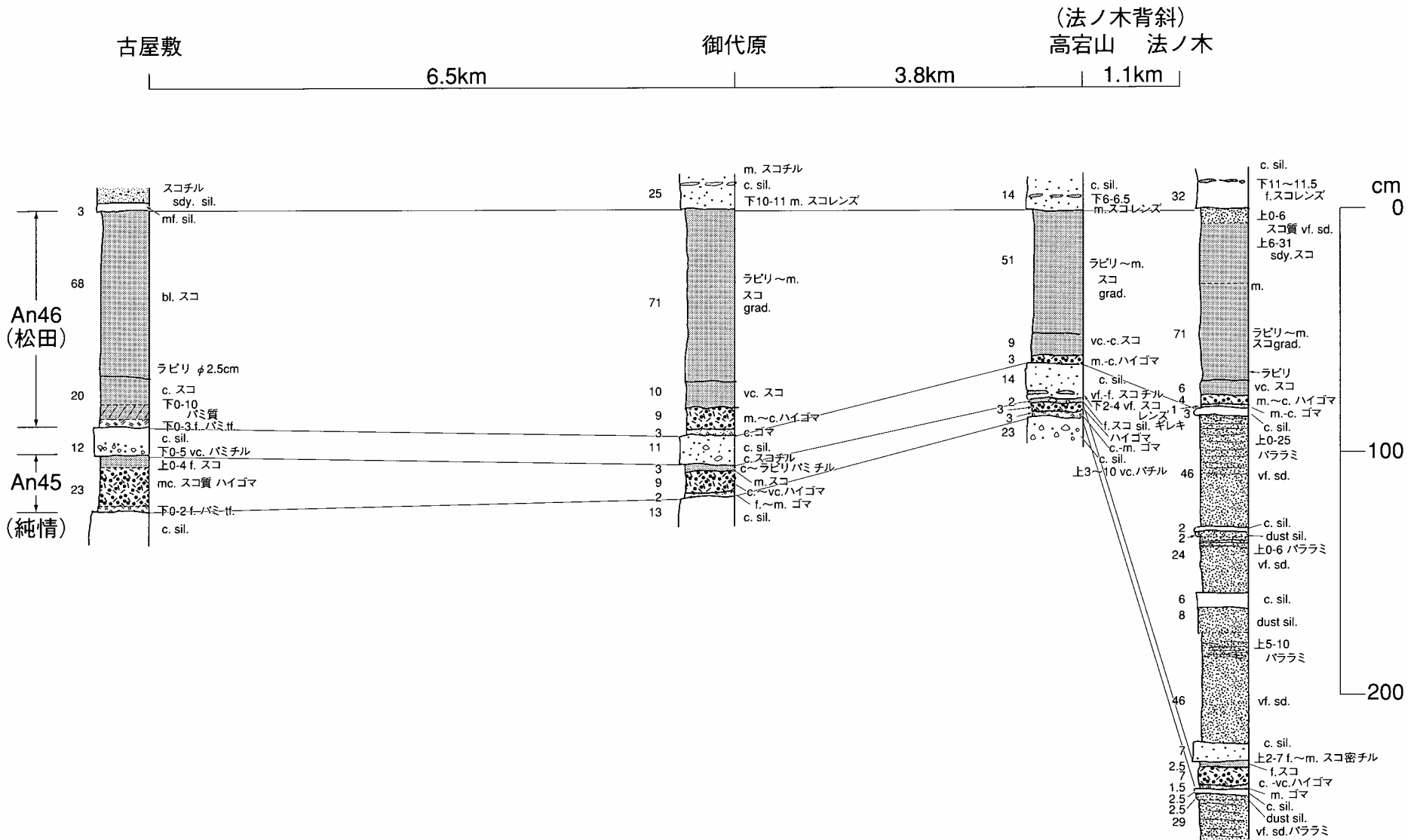
md : 泥岩, スコsil : スコリアシルト, w. ~g. f. tf. : 白~灰色細粒凝灰岩, スコリア : スコリア凝灰岩, ゴマシオ : ゴマシオ凝灰岩, ハイゴマ : ハイゴマ凝灰岩, ハミス・パミtf : 軽石凝灰岩, grad. : 正級化層理, r-grad. : 逆級化層理, m-grad. : 鈹物級化層理, fall : 降下火山灰起源凝灰岩.

An2, 139, ... : 凝灰岩鍵層の例 (但し, 凝灰岩鍵層は複数の凝灰岩層からなるので, その1部分の凝灰岩単層を示す)

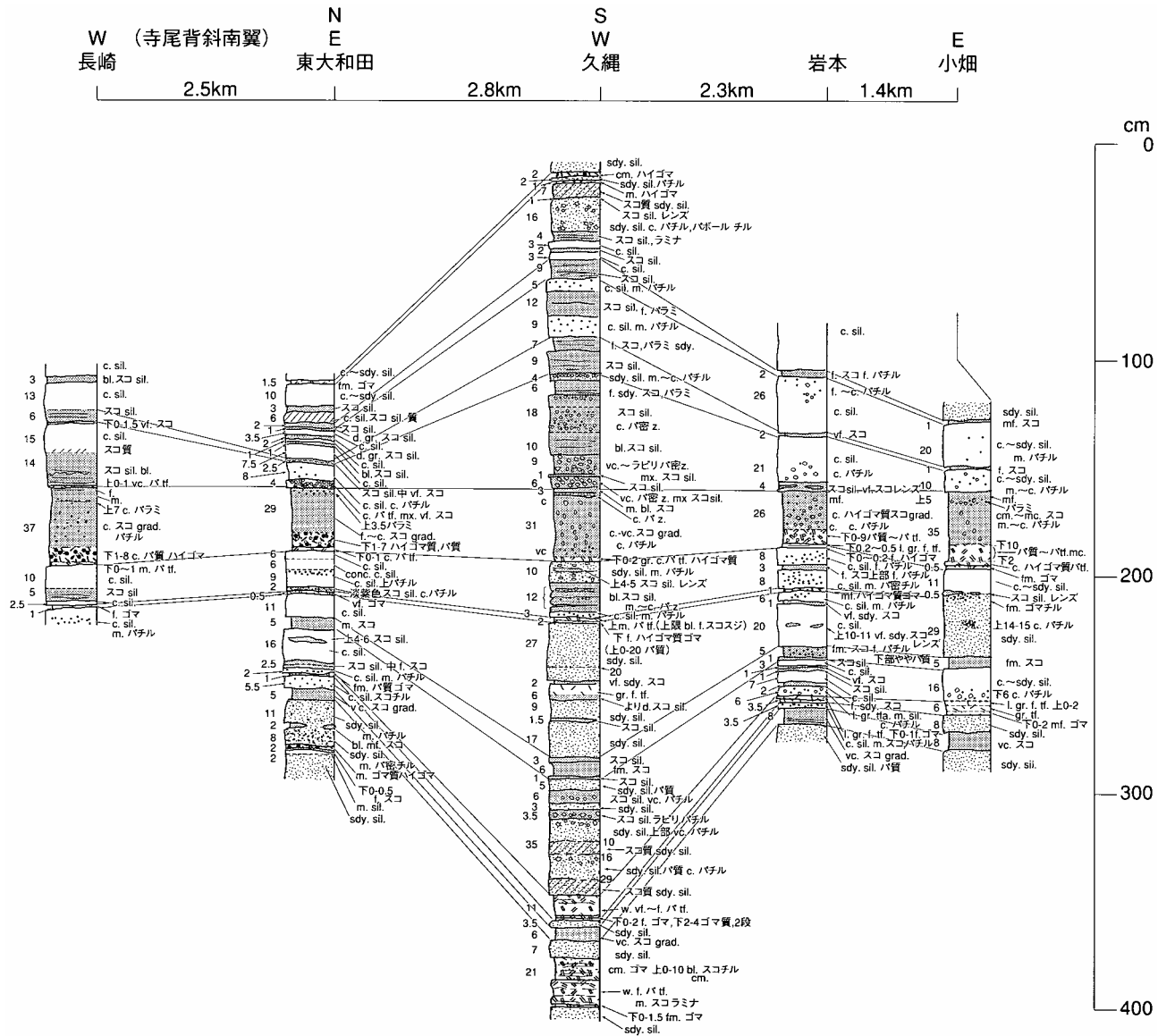
模式地 富津市湊川支流の荒木谷から久縄に至る区間。
分布 湊川下流の南側の丘陵に沿って, 富津市関付近より西海岸の萩生まで東西に分布する。地質図上では竹岡-萩生間については, 本部層の分布幅が狭く表現されてい

ない。一方, 関より東では黒滝不整合による浸食のため本部層は削剥されて存在しない。

久縄砂岩部層は湊川下流に沿う褶曲 (芹・横山向斜と寺尾背斜) によって繰り返され, 湊川北側の寺尾背斜軸



第3.16図 安野層の凝灰岩鍵層An45 (純情)・An46 (松田) の柱状図
カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第3.3図と同じ。



第 3. 17 図 安野層の凝灰岩鍵層 An 158 (田植) の柱状図
 An 158の本体は柱状図中央の30cm内外のスコリア凝灰岩層であるが、鍵層としては、全ての凝灰岩層が含まれる。
 カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第 3. 3 図に示す。

第3.5表 安野層の主要鍵層間累積層厚（単位：m）
距離は萩生を起点として計測。

	萩生	荒木谷	岩本	関	高宕川上流	法ノ木
距離 (km)	0.0	7.0	10.0	11.2	14.0	15.6
黒滝不整合)	0	0	0	0	0	0
An179		43		14		
An176		47		18		
An175	5	54		20		
An165		83		36		
An158		103	6	45		
An157	30	111	11	48		
An156	31	124		48		
An155	34	138	21	51		
An141	39	176	58	84		23
An137	41	190	67	90		34
An127	48	218	98	127	25	53
An123	51	231	115	144	30	62
An110	59	246	143	173	43	77
An104	63	257	159	205	69	137
An80	88	301	203	252	93	215
An68	98	305	217	271	112	233
An46	104	321	251	289	126	286
An18	117	338	292	320	152	323
An7	119	354	318	342	178	361
An2	122	360	334	361	192	376
An1 (安野層基底)	125	366	345	375	200	386

部にも分布する。

岩相 砂質泥岩、泥質砂岩及び砂岩からなる。砂質泥岩と泥質砂岩には、厚さ数cm～1mの凝灰岩層が挟まれる。荒木谷-久縄及び関では、下部は砂質泥岩、中部は泥質砂岩、上部が凝灰質砂岩からなり上位ほど粗粒になっている。

中部の泥質砂岩には、中粒～極粗粒の軽石やスコリアが密に散っていて、非常に凝灰質で、時には凝灰岩層と区別がつかないところがある。上部の砂岩は、スコリア質の中粒～粗粒砂岩で、しばしば貝化石の破片を含む。一般に、粗粒な岩相になるほど細粒凝灰岩層は少なくなる。白色～灰白色細粒凝灰岩は泥質砂岩や砂岩の中にはほとんど存在しない。泥岩層中に挟まれる白色細粒凝灰岩層を側方に追跡し泥質砂岩の岩相まで達すると、多くの場合尖滅してなくなる。しかし、稀に中粒～粗粒の軽石凝灰岩層に変わることもある。

層厚 西から萩生26m、荒木谷103m、岩本6m、関45mである。関以東には存在しない。

[以下は安野層全体について]

層厚 安野層全体の層厚は、西から萩生125m、荒木谷366m、岩本345m、関375m、高宕川上流200m、法ノ木386mである（第3.5表）。東西断面では、高宕川上流を除くと、緩やかに東に向かって厚くなる。黒滝不整合による浸食の影響で、安野層全体の層厚は変化が大きくなっている。荒木谷以西は急激に層厚を減じて、萩生では3分の1になる（第3.14図）。

黒滝不整合による浸食量は、岩本及び高宕川上流以東で大きく、70～200mに達すると推定される。

化石と年代 Oda (1977)によれば、本層は浮遊性有孔虫化石層序のN18ないしN19に相当し、本層は鮮新統である。徳橋ほか (2000)による本層中の2層の鍵層のフィッション・トラック年代 (An49, $3.9 \pm 0.4\text{Ma}$; An73, $37 \pm 0.2\text{Ma}$)もこれと調和的である。

対比 小池 (1949)の萩生火砕岩層、三梨ほか (1990)の萩生火砕質砂岩層及び藤田・小玉 (1990)の萩生層にほぼ相当する (第3.1表)。

第4章 上総層群

(中嶋輝允・渡辺真人)

命名は、伊田ほか(1956)による。本層群は、下限は安房層群との間の黒滝不整合、上限は下総層群最下位の地蔵堂層の基底で、この間の一連の海成層をまとめたものである(第2.2図, 第2.1表)。本層群の上限については種々の見解があるが、ここでは、地蔵堂層の基底を上限とする徳橋・遠藤(1984)の見解にしたがった。本地域に分布する上総層群の地層は下位から黒滝層、十宮層、黄和田層、大田代層、東日笠層、梅ヶ瀬層、国本層、市宿層、長南層、笠森層の10層である。上総層群が模式的に発達する養老川流域では上総層群の各層はそれぞれ整合関係にある。しかし、富津地域では市宿層、長南層及び笠森層の基底は削剥面をもって下位層を覆う。とくに市宿層と笠森層の基底においては、本地域西部で地質図に表現できる規模の下位層の削剥・欠如が認められ、明らかな不整合面となっている。この不整合面は東方へ整合面へと移化する。このように本地域の上総層群上部にいくつかの不整合面が現れるのは、本地域が堆積盆の縁辺にあつて、氷河性海水準変動に伴う低海水準期の削剥が養老川流域より早い時期から顕著になったためと考えられる。

上総層群が模式的に発達する養老川周辺では、古地磁気・微化石層序及び酸素同位体層序など詳細な層位学的研究が行われており、また上総層群中の多くの凝灰岩層についてフィッシュン・トラック年代測定が行われている(第2.3図)。これらの年代層序と堆積相解析及び同時面である凝灰岩鍵層の収束・発散関係を総合して上総層群のシーケンス層序に関する研究が多数行われている。それに関してはIto(1992)、Ito and Katsura(1992)、伊藤(1997)などを参照されたい。

4.1 黒滝層(Kt)

命名 植田(1930)。

模式地 君津市小櫃川支流黒滝沢の黒滝。

分布 本地域東部では、法ノ木背斜の北側、高岩山向斜の軸部に分布する。この分布は西へ、湊川下流の南部丘陵に沿って続き、十宮から竹岡海岸を経て萩生に達する。また、湊川下流北側の寺尾背斜の周囲にも分布する。

層序 黒滝層は、主として礫岩と砂岩からなる地層である。砂岩の間には、稀に泥質砂岩が挟まれる。ここでは、黒滝層は岩相によって定義される。黒滝層上部の砂岩層の上に重なり、凝灰岩層を頻繁に挟む泥質砂岩・砂質泥岩層は、黒滝層ではなく十宮層に属する。

本層は、上総層群最下部層で基底礫岩をなす。下位の安房層群安野層には不整合に重なる(黒滝不整合)。上位の十宮層の泥質砂岩には漸移的に変わり整合である。

十宮層のいろいろな層準が、黒滝層の上にアバットしている様子が凝灰岩鍵層によって確かめられる。富津地域西海岸～中部の関付近までは、十宮層下部の鍵層To1付近が黒滝層上部に重なるが、関から東の法ノ木に向かって、To1からTo10までの鍵層が黒滝層の上に次々とアバットしている(第4.3図にはTo2～To4までの鍵層が示されている)。さらに東隣の大多喜地域に入り、小櫃川支流の笹川付近に至ると、黄和田層基底の鍵層Kd38付近の鍵層が黒滝層にアバットしている。このように、凝灰岩鍵層の追跡によって十宮層の各層準が西から東に向かって黒滝層の上にアバットする様子が確かめられる。凝灰岩鍵層は黒滝層の粗粒堆積物の中に入ると消えてしまうが、十宮層の岩相は凝灰岩鍵層に沿って次第に粗くなり、黒滝層の粗粒堆積物に漸移する、したがって、黒滝層の一部は十宮層の各層準と同時異相の関係にある。

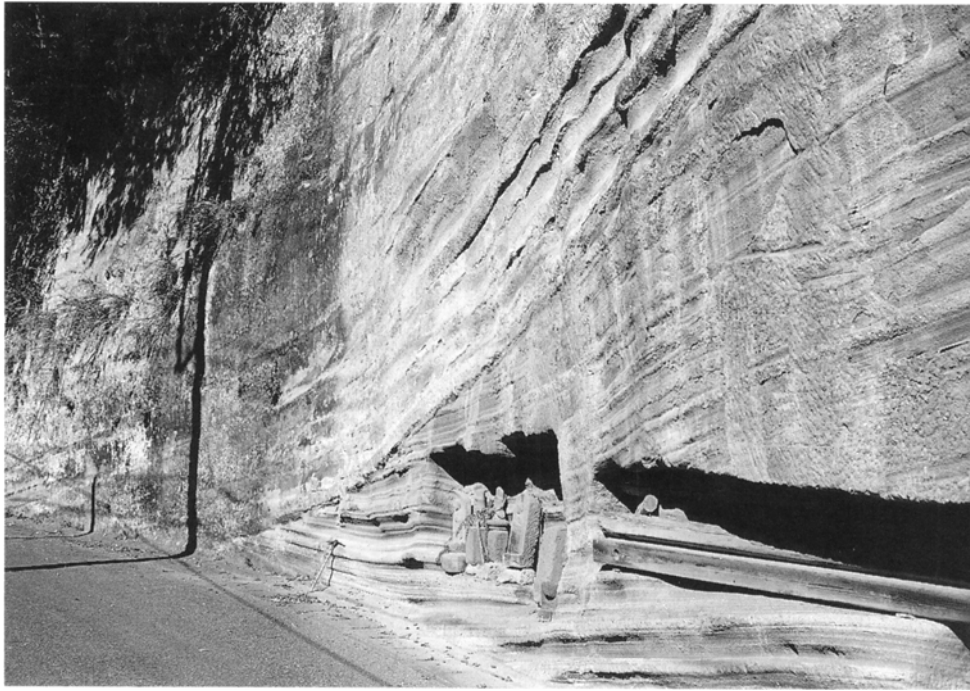
なお、大多喜地域の笹川以東では、黄和田層以下の地層が逆に東から西に向かって黒滝層の上にアバットしていて、黒滝層の一部はそれらの地層と同時異相の関係にある。

岩相 礫岩と砂岩よりなる。

礫岩は、チャート、頁岩、硬質砂岩などの円礫(粒径1～10cm)や安房層群の泥岩礫(粒径数cm～30cm)からなる。基質は粗粒なスコリア、軽石、貝化石片を含む砂である。一般にあまり厚く発達せず、通常数10cm～数m程度の厚さである。

砂岩は、中粒～極粗粒砂からなる貝化石の破片、すなわち貝砂からなる場合とスコリアや軽石を多く含む場合がある。スコリア質砂岩は粗粒～極粗粒、しばしば細礫サイズの粗い部分を含む。黒滝層の砂岩の特徴は、斜層理が良く発達することである(第4.1図)。斜層理の傾斜方向は、各地でN10°W～NあるいはN～Eのものが多く、黒滝層の堆積物を運んだ流れが南から北へあるいは西から東に向かっていた可能性がある。

黒滝層の礫岩・砂岩は陸棚浅海砂帯の堆積物と考えられる。波浪や潮流などの流れによって絶えず堆積物が移動する環境なので、細粒な凝灰岩層は存在できず、粗粒な火山碎屑物のみが存在し、砂粒子とともに斜層理やラミナを形成している。志駒川岩本付近では、砂岩層の中に泥質砂岩が挟まれ、その中に例外的に粗粒～火山礫ス



第4.1図 斜層理の発達する黒滝層の砂岩
富津市岩本.

コリア凝灰岩層やハイゴマ凝灰岩層が存在する。

黒滝層中に砕屑岩脈が稀に認められる。相川の腰越付近においては、黒滝層中にN47° E, 78° S, 脈幅1~10cmの砕屑岩脈が発達し、岩脈の中を細粒の軽石とスコリアが充填している。他の地域では、砕屑岩脈の充填物が黒滝層下部の礫岩に由来するものもある。

層厚 第4.1表に各地における黒滝層の層厚を示す。萩生-法ノ木の東西断面では、最も厚いところは相川下流居作の96m, 最も薄いのは法ノ木の0.7mである。西側の岩本-萩生間と東側の高岩山-高岩川間で厚く発達し、60~90m台となる(地質図, 第4.2図)。寺尾背斜の北では、1~7mで薄い。

化石 黒滝層中には貝類をはじめ石灰藻、腕足類、棘皮動物など多くの化石が産する。大原・高橋(1975)が黒滝層の貝化石についてまとめた報告をしている。それによると、大部分の種類は日本列島近海に生息する現生種であるが、鮮新統に限って産する種類も含まれている。また、黒滝貝化石群は、岩礁性の種類が卓越し、浅海区下部と上部の要素が混合している。その環境は温暖な海流の影響を受けた浅海区下部で、岩礁性海岸に近く、潮間帯~上浅海帯に生息していた種類が潮流などで運ばれて堆積する場所であると推定された。

対比 Otuka(1949)の竹岡凝灰質角礫岩、小池(1949)の竹岡凝灰質角礫岩層及び駒場凝灰質角礫岩層は黒滝層に対比される(第3.1表)。

4.2 十宮層 (To)

命名 Otuka(1949)。命名時は十宮凝灰質砂岩とされた。

模式地 富津市十宮から竹岡に至る海岸。

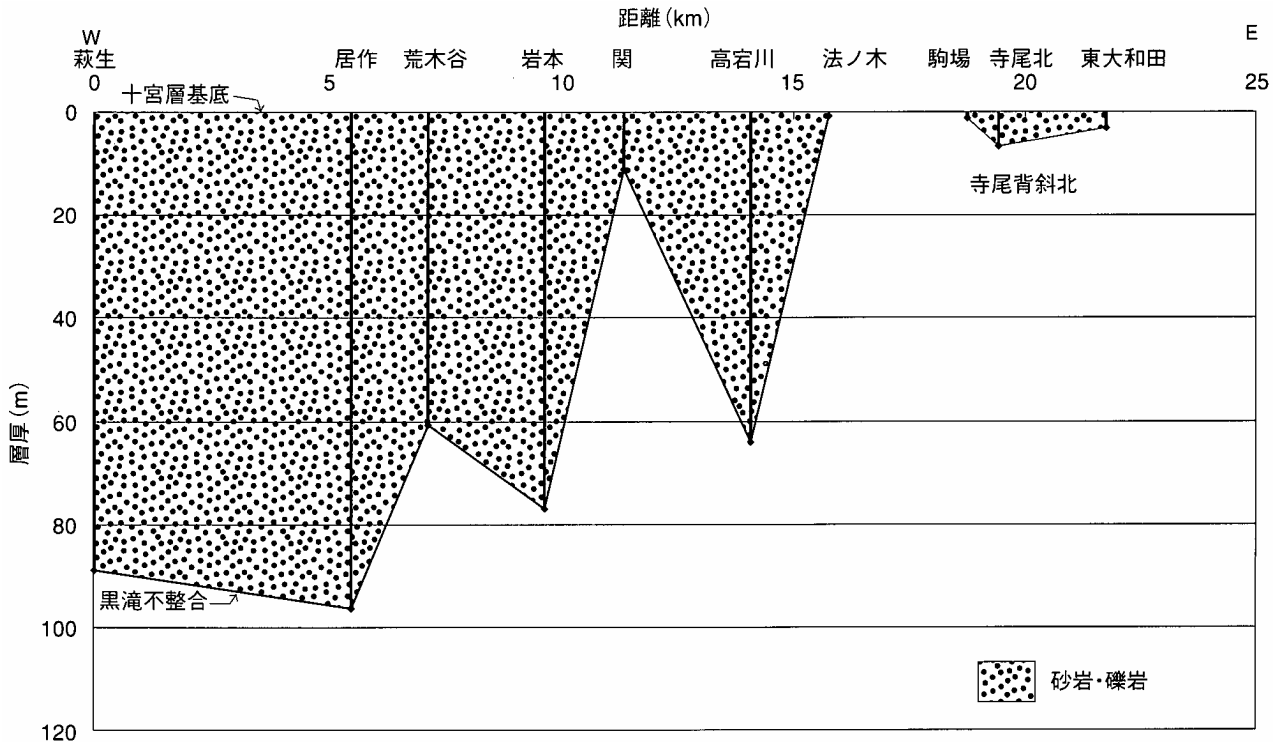
分布 黒滝層とほぼ同様の分布をする。本地域東部の法ノ木背斜の北側から西へ、湊川下流の南部丘陵に沿って分布し、十宮・竹岡海岸に達する。また、湊川下流北側の寺尾背斜の周囲に分布する。

層序 本層は、黒滝層の礫岩・砂岩層の上に重なる泥質砂岩・砂質泥岩からなる地層である。下位の黒滝層に整合に重なる。上位は黄和田層によって整合に覆われる。凝灰岩鍵層による定義では、To1~Kd38の間が本層である。黒滝層のところで述べたように、富津地域の湊川関付近から東へ、大多喜地域の笹川に向かって十宮層が黒滝層の上にアバットしている。本地域東部では十宮層の下部は黒滝層と同時異相になっている。

岩相 主に砂質泥岩と泥質砂岩よりなり、少量の中粒~粗粒砂岩を含む。凝灰岩層は多数挟まれる。西海岸の萩生から東の法ノ木に至る東西断面では、下部が泥質砂岩と少量の中粒~粗粒砂岩からなり、上部は砂質泥岩と泥質砂岩からなる。但し、西海岸の萩生では全体が泥質砂岩と少量の中粒砂岩からなる(第4.3図)。すなわち、十宮層は上部及び東部に向かって細粒になる傾向がある。湊川下流北部の寺尾背斜の周囲では、十宮層全体が泥質砂岩と中粒砂岩からなる。

第4.1表 黒滝層の層厚 (単位: m)
距離は萩生を起点として計測.

	萩生	居作	荒木谷	岩本	関	高宕川	法ノ木	駒場	寺尾北	東大和田北
距離 (km)	0.0	5.5	7.2	9.7	11.4	14.1	15.8	18.8	19.4	21.8
層厚 (m)	89	96	61	77	11	64	0.7		7	3



第4.2図 黒滝層の層厚変化

a. 砂質泥岩・泥質砂岩

本層の砂質泥岩・泥質砂岩は天津・安野両層のものと基本的に変わらない。両岩相ともに生痕化石や保存状態の良い貝化石をしばしば含む。

泥質砂岩は凝灰質であることが多いため、間に挟まれる凝灰岩層との境界が不明瞭である。泥質砂岩の中には、粗粒な砂粒子からなる不明瞭なラミナやlenticular beddingが認められ、陸棚泥帯の波浪限界に近い環境の堆積物であることが推測される(中嶋, 1978)。下部の泥質砂岩に挟まれる中粒～粗粒砂岩は、スコリア又はゴマシオ凝灰岩質でトラフ状の斜層理やflaser beddingを持ち、堆積盆が一時的にさらに浅海域に近い環境になったことを示す。

砂質泥岩は、間に挟まれる凝灰岩層との境界が明瞭である。砂質泥岩の中にはlenticular beddingや砂岩の薄いレンズが存在する。

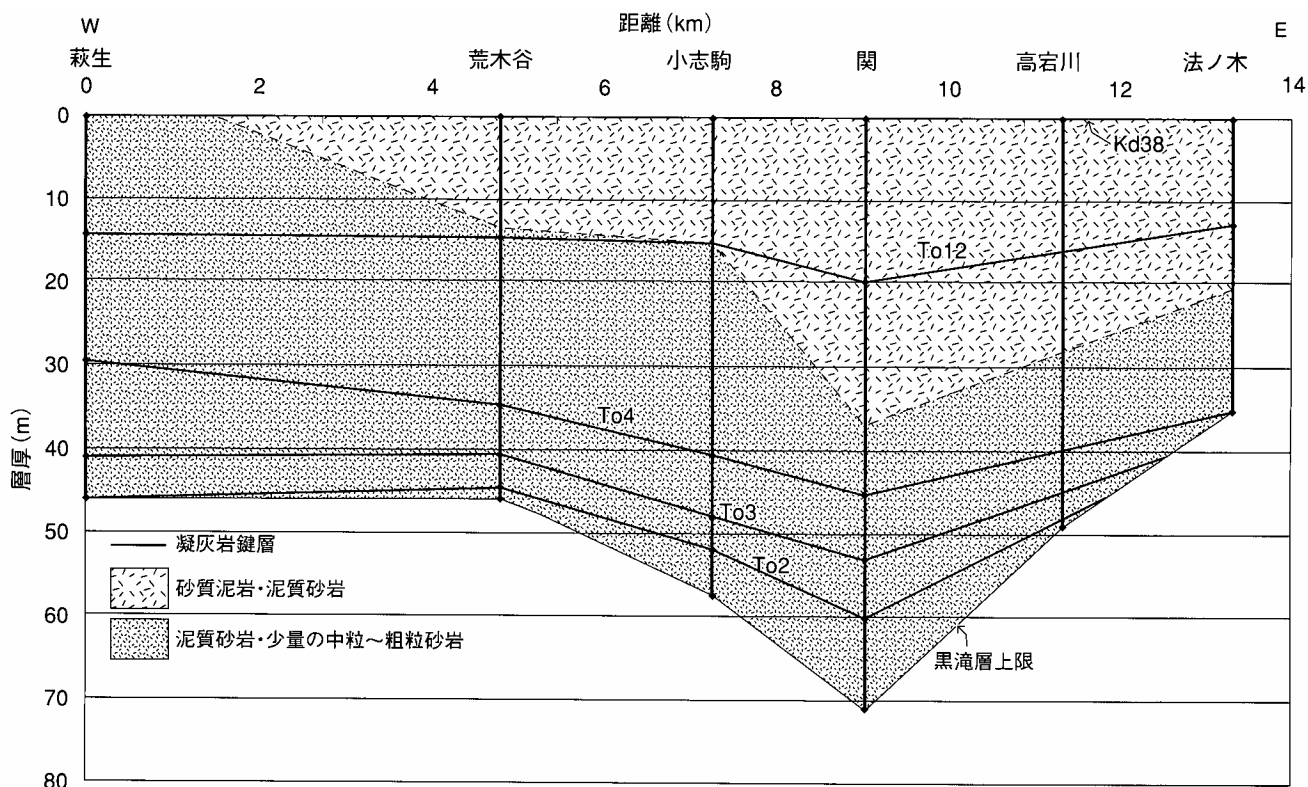
b. 凝灰岩

十宮層には天津・安野層と同様に、スコリア凝灰岩、軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、細粒凝灰岩など多数の凝

灰岩層が存在する。凝灰岩層は厚さの範囲、種類ともに両層のものと同じである。

十宮層下部の泥質砂岩中の凝灰岩層は、前述のように周囲の泥質砂岩が凝灰質であるため境界が不明瞭で見分けにくい。また、波浪限界に近い浅い堆積環境であったため、一度海底に堆積した凝灰岩層が波浪や海流などの作用によって浸食され断片的になっていることが多い。

第4.4図に十宮層の代表的な凝灰岩鍵層To3を示す。この凝灰岩は十宮層下部の泥質砂岩・中粒砂岩の中に存在し、厚さ30～40cmの中粒ゴマシオ凝灰岩(上部)と厚さ14～40cmの極粗粒スコリア凝灰岩(下部)などからなる。To3下部の極粗粒スコリア凝灰岩は内部に層構造をもち、上・中部は正級化を示す1～2ユニットのスコリア凝灰岩、下部は厚さ4～5cmの逆級化を示す極粗粒軽石凝灰岩からなる。このような層構造をもつ凝灰岩は、安野層の凝灰岩鍵層An2, An46, An158等と同様なタイプに属し(Ⅲ-2-c)、上・中部のスコリア凝灰岩はタービダイト凝灰岩、下部の軽石凝灰岩は降下火山灰起源の凝灰岩である。



第4.3図 十宮層の層厚・岩相変化

To3は、西海岸の萩生では、黒滝層の上6mの位置に存在し、下部の極粗粒スコリア凝灰岩は火山礫サイズまで粗粒となる。しかし、このスコリア凝灰岩層は側方数mのところではその全体が浸食されてしまい、堆積時の波浪や海流の強い影響を認めることができる。

凝灰岩鍵層To12は十宮層上部にあり、上から極粗粒軽石凝灰岩(2~8cm)、黒色細粒スコリア凝灰岩(2~6cm)、極粗粒ハイゴマ凝灰岩+粗粒逆級化軽石凝灰岩(9~23cm)の3層からなる(第4.5図)。それぞれの特徴は細部にわたって広い範囲に維持される。しかし、一番上の極粗粒軽石凝灰岩は、層としてまとまって存在する状態から凝灰岩を構成する軽石粒子が泥質砂岩中に散らばって存在する状態まで、その産状はかなり変化する。

層厚 第4.2表に十宮層の各地の層厚を示す。層厚は大部分の地域で36~57mと均一であるが、湊川の関で71mと最も大きな値となっている。

化石 Otuka (1949) は、本層より多数の貝化石を報告している。その多くは現生種である。また、その生息環境は、暖流の影響を受ける陸棚から大陸斜面の半深海性種である。

対比 小池 (1949) の十宮凝灰質砂岩層の中・下部に相当する。なお、正式の地層名ではないが、三梨 (1954) の十宮凝灰質砂岩相は、その中に記載された代表的な2層の凝灰岩鍵層がKd38とKd23に相当するので、少なくともその上部は本報告の黄和田層に当たる。

4.3 黄和田層 (Kd)

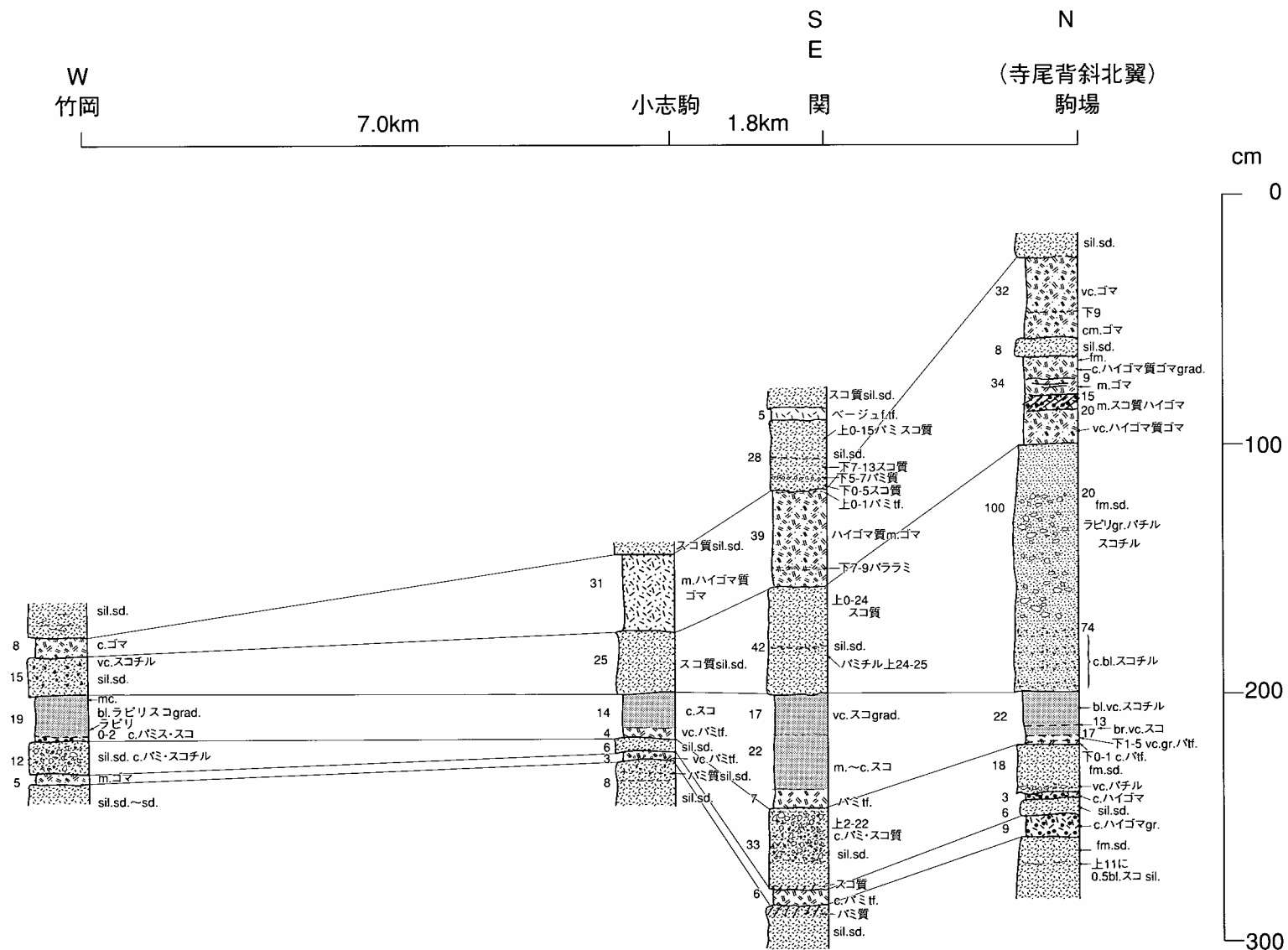
命名 植田 (1930)。

模式地 君津市黄和田畑。

分布 本地域東部の法ノ木背斜北翼から西へ分布し、高宕山向斜の西延長に当たる関向斜の軸部を広く占める。さらに西側では湊川下流の低地に沿って、富津市六野、台原から上総湊の市街地を通過して十宮海岸に至る。また、十宮層と同様に湊川下流北側の寺尾背斜の周囲に分布する。

層序 植田 (1930) による命名時の記載では、主として凝灰質頁岩よりなる地層とあるだけで詳細はない。三梨ほか (1959) が再定義し、君津市黄和田畑を模式地として、凝灰岩鍵層Kd2~Kd38の間の泥岩層を黄和田泥岩層とした。ここでは基本的にその定義に従うが、鍵層Kd2については記載がなく、広域的にも追跡されていないことから、上限については、再定義が必要となる。

黄和田層上位の大田代層基底部分にある凝灰岩鍵層O26、O27は、富津地域にも認められる広域的な鍵層である。したがって、ここではO27をもって黄和田層と大田代層の境界とする。すなわち、凝灰岩鍵層による定義では、O27~Kd38の間が黄和田層である。なお、地質図上では、鍵層O26を黄和田・大田代両層の境界として示している。O26は、容易に追跡でき、多くの場所に認められる鍵層である。O27との距離もごく近く、5万分の1



第4.4図 十宮層の凝灰岩鍵層To3 (ホトトギス) の柱状図
 To3は3~5層の凝灰岩の組み合わせである。
 カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第3.3図に示す。

第4.2表 十宮層の主要鍵層間累積層厚（単位：m）
距離は萩生を起点として計測

	萩生	荒木谷	小志駒	関	高宕川	法ノ木
距離 (km)	0.0	4.8	7.3	9.0	11.3	13.3
Kd38(黄和田層基底)	0	0	0	0	0	0
To12	14.1	14.5	15.1	19.7		12.9
To4	29.6	34.5	40.4	45.2		35.5
To3	40.8	40.5	47.8	53.2		35.5
To2	45.8	44.5	51.7	59.9		35.5
黒滝層上限	45.8	45.6	57.1	71	49.1	35.5

地質図上では位置の差は微小である。

本層は、十宮層の泥質砂岩・砂質泥岩に整合に重なる。上位は大田代層によって整合に覆われる。上下の境界付近では岩相の差がないか漸移的。

岩相 主として泥岩、砂質泥岩及び泥質砂岩よりなる。法ノ木から高溝にかけて黄和田層中部にタービダイト砂岩層が少し挟まれる。また、高溝から湊川中流関、志駒川下流関尻付近にかけて中部に厚いスランプ堆積層が存在する。黄和田層には十宮層と同様に凝灰岩層が多数存在する。

a. 泥岩・砂質泥岩・泥質砂岩

本地域の黄和田層は西海岸の十宮付近を除くと、おおまかに下部の鍵層Kd23以下が泥質砂岩、鍵層Kd8-Kd23間が砂質泥岩、鍵層Kd8以上が粗粒～中粒泥岩からなる。すなわち、黄和田層は上部に向かって細粒化する（第4.6図）。しかし、詳細に見ると黄和田層の岩相変化は富津地域内ではかなり変化に富んでいる。

側方の岩相変化を十宮-法ノ木の東西断面についてみると、黄和田層下部は東部の法ノ木では、鍵層Kd23以下が全て泥質砂岩であるが、西に向かって細粒化し、次第に砂質泥岩に置き換わる。本地域中部、関と小志駒の間では鍵層Kd23以下は全て砂質泥岩となる。しかし、小志駒からさらに西の十宮付近に至ると黄和田層下部は再び粗粒化して鍵層Kd23-Kd38間は泥質砂岩に変わる。

泥質砂岩の上に重なる砂質泥岩の上限、すなわち上位の粗粒～中粒泥岩との境界は法ノ木では鍵層Kd23の少し上にあるが、西に向かって次第に上位に移動し、小志駒付近では鍵層Kd8を越え、その結果、粗粒～中粒泥岩の範囲は狭まり、黄和田層の下半部が砂質泥岩によって占められてしまう。さらに西の十宮付近になると、一層粗粒化して粗粒～中粒泥岩の岩相はなくなり、黄和田層中部が砂質泥岩、上部が泥質砂岩によって占められる。とくに、上部の泥質砂岩は、その中に斜層理を持つ中粒砂岩を挟むほど粗くなる。

東西断面全体として見れば、西に向かって粗くなると

言ってもよいが、その実態は上記のように単純ではない。

寺尾背斜周囲の寺尾北-恩田の東西断面では、黄和田層中。下部の砂質泥岩の上限はKd5付近まで広がっている。南の十宮-法ノ木の東西断面に比較すると、北に向かって黄和田層の粗粒化する傾向が認められる（第4.6図）。

なお、黄和田層の砂質泥岩と泥質砂岩には、十宮層と同様に、その中に粗粒な砂粒子からなる不明瞭なラミナやlenticular beddingが認められる。

b. 砂岩

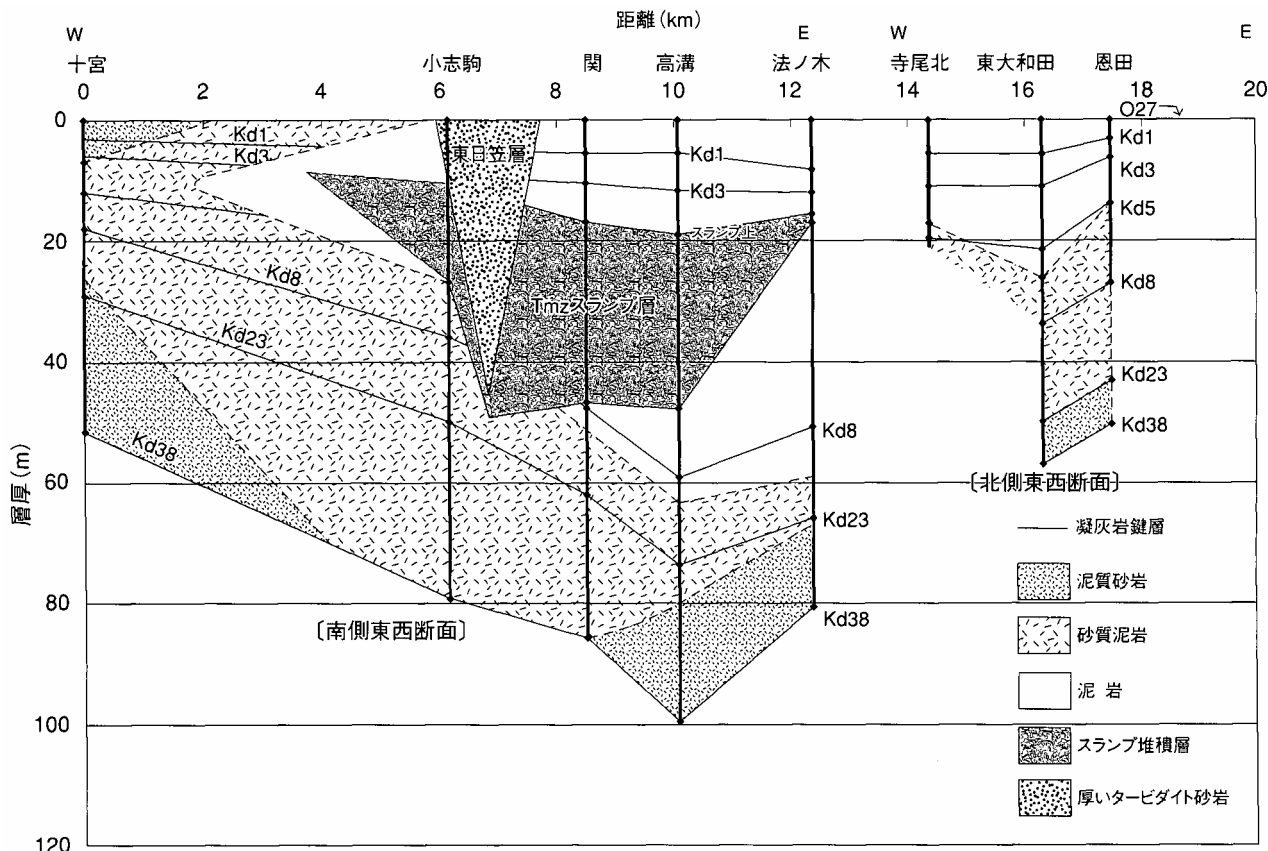
タービダイト砂岩は黄和田層の中には少なく、東部の法ノ木から高溝付近にかけて黄和田層中部に若干認められるのみ。法ノ木では、厚さ0.8～1mの細粒～中粒タービダイト砂岩が少しまとまって見られるが、高溝付近になると厚さ10～50cmの細粒タービダイト砂岩が4～5層存在するだけである。

c. スランプ堆積層

本層中部には大規模なスランプ堆積層（Tmzスランプ層）が存在する（第4.6図）。このスランプ堆積層は高溝付近から関を経て、志駒川下流の関尻、小志駒まで分布し、一部はさらに西の横山付近に達する。高溝-関間で最も厚く、層厚29～30mになる。このスランプ堆積層の下部はタイプIIの砂質泥岩、流状シルト岩、含礫泥岩などからなる。上部は地層の褶曲変形からなるタイプIのスランプ堆積層である（第4.7図、第3.2表）。

上部のタイプIは、スランプ堆積層全体の厚くなる高溝-関尻間に存在し、それより東あるいは西側では尖滅する。一方、下部のタイプIIはタイプIより連続性が良く、東西に広がっている。Tmzスランプ層は下位の地層を大きく削剥している。このスランプ層はKd4の直下に存在するが、スランプ堆積層基底の削剥は、Kd5からKd23直上までのいろいろなレベルに及ぶ。

高溝から関にかけては、タイプIとIIの間に砂岩、礫岩、泥質砂岩が介在する。この粗粒層は一部液状化して、上位のタイプIのスランプ堆積層中に貫入している。関付近の湊川河床の観察では、この砂岩・礫岩層は単層の



第4.6図 黄和田層の層厚・岩相変化

厚さが1~5mで、4~5ユニットからなる。また、それぞれの層の基底部分が下位層をチャンネル状に浸食している部分もある。チャンネル壁の方向は、N10-15°Wで南北に近い。

d. 凝灰岩

黄和田層には、十宮層と同様に多様な凝灰岩層が存在する。種類としては、ハイゴマ凝灰岩が最も多く、スコリア凝灰岩がそれに次ぐ。軽石凝灰岩、ゴマシオ凝灰岩、細粒凝灰岩などは少ない。

スコリア凝灰岩が出現して、凝灰岩層が多様化した天津層下部から黄和田層までを通して見ると、この間凝灰岩の数は多く、その出現間隔は、泥岩層の厚さにしておよそ10cm~3mおきである。その中でもとくに凝灰岩層の多いのは、天津層小湊凝灰岩部層中と黄和田層下部の鍵層Kd23~Kd38の間である。その出現間隔は泥岩層約10~50cmおきで、非常に高い頻度である。

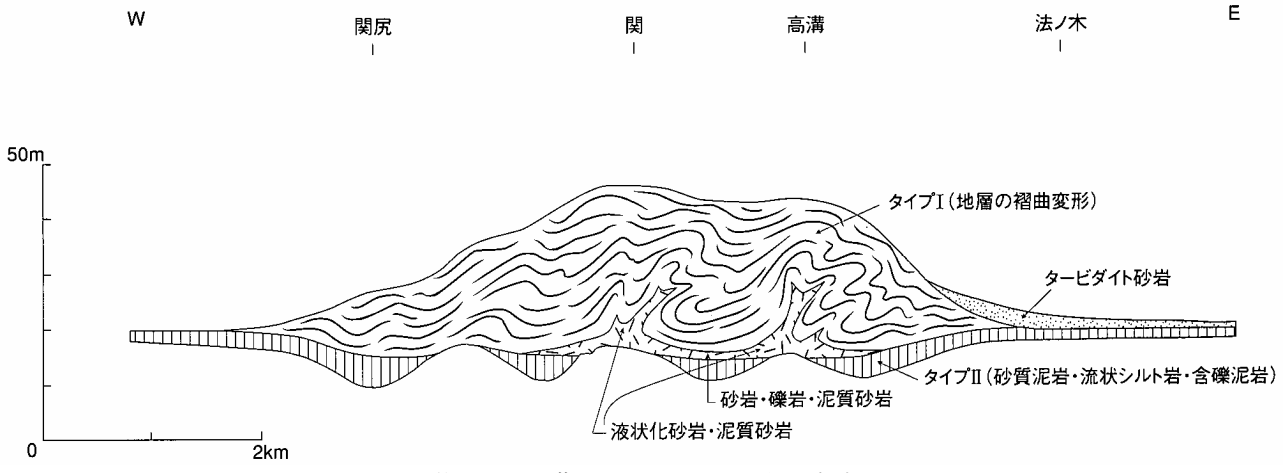
しかし、黄和田層上部のKd8付近から上になると凝灰岩層は急激に減少する。凝灰岩層の出現間隔は約3~10mおきになり、ひとつの露頭で1~2層の凝灰岩が見える程度になる。以後、凝灰岩数の少なくなる傾向は上総層群の上部まで続くので、Kd8付近は、凝灰岩数の急減する層準として重要である。

第4.8図には黄和田層の代表的な凝灰岩鍵層Kd38

を示す。鍵層Kd38は黄和田層基底の泥質砂岩~砂質泥岩の中に存在する。厚さ3~40cmの凝灰岩層の8~10層の組み合わせからなる。中粒~粗粒のゴマシオ凝灰岩とハイゴマ凝灰岩が多く、下部にベージュ~ピンク色の細粒凝灰岩が1層存在するのが特徴である。ゴマシオ及びハイゴマ凝灰岩は、正級化層理を示すタービダイト凝灰岩であるが、その多くは上部にスコリアを多く含む2層構造をなす。凝灰岩のタイプはI-1-cである(第3.15図)。鍵層Kd38の上部にある厚さ20cm前後の中粒ゴマシオ凝灰岩は、その基底3~4cmが細粒となっていて2層構造をなし、タイプIII-2-bの凝灰岩である。この特徴はKd38を識別するのに役立つ。

鍵層Kd38を凝灰岩層の間の泥岩層を含めて全体として見ると、層厚変化は小さく、東の法ノ木から西海岸の十宮までほぼ均一の厚さである。泥岩層は本地域中部の関から小志駒にかけては砂質泥岩、その東及び西側では粗粒化して泥質砂岩となる。西海岸では、Kd38下部の細粒凝灰岩は、周囲の泥岩が粗粒になるにもかかわらず厚くなっている。

第4.9図には凝灰岩鍵層Kd23を示す。この鍵層及び上位の鍵層の中には、中粒から粗粒のゴマシオ及びハイゴマ凝灰岩層が多い。凝灰岩層と互層する砂質泥岩や泥質砂岩の中には、中粒~ラピリサイズの軽石やスコリア



第4.7図 黄和田層Tmzスランプ層の概念図

の粒子が特定の層準に数多く散っている。これらの泥質岩中の粒子は、海面に降下した火山灰が泥の粒子とともに海中を沈降して海底に堆積したもので、タイプII-1の凝灰岩に属する。

鍵層Kd23を構成する凝灰岩層のなかで目立つのは、上部にある厚さ40~50cmの凝灰岩である。この凝灰岩層は上部が極粗粒~ラピリサイズの正級化ハイゴマ凝灰岩、下部が中粒~粗粒の正級化ゴマシオ凝灰岩の2層構造で、タイプI-2-bの凝灰岩である。この凝灰岩層の10cmほど下には、ピンク色を帯びた白色細粒凝灰岩が存在することがあるが、間の泥岩層が粗粒化して泥質砂岩になっている場所には見られない。Kd23及びその上位の凝灰岩層には、2層構造のものが多い。凝灰岩のタイプでは、I-1-b, I-1-c, I-2-bなどである。

層厚変化は、Kd23から上位の鍵層En tuffまで全体を通して見ると、均一で変化は小さい。しかし、湊川下流域の北側、寺尾背斜南翼の台原では明らかに厚くなる傾向がある。

層厚 西から荻生51m, 小志駒79m, 関86m, 高溝100m, 法ノ木81mである。寺尾背斜北翼の東大和田北では57mの層厚である(第4.3表)。東西断面では、高溝が最も厚く、西に向かって薄くなる。南北断面では北側が薄くなっている。

対比 小池(1949), 三梨(1990)の高溝泥岩層又は高溝層の下部と十宮凝灰質砂岩層又は十宮層の上部は本層に相当する(第3.1表)。微化石・古地磁気層序によれば、本層中の凝灰岩鍵層Kd38の直上に鮮新・更新統境界がある(新妻1976; Oda, 1977; 佐藤ほか, 1988)。

4.4 おおただい 大田代層 (Ot)

命名 植田(1933)。

模式地 大多喜町大田代。

分布 本地域東部の法ノ木から西へ、宇藤原から大川崎

まで分布し、そこから芹向斜によって北側に分布を繰り返す。北側の分布は更に寺尾背斜によってもう一度北へ繰り返され、寺尾背斜北翼を新田から西へ、東大和田北、寺尾北、駒場を経て、上総湊市街地に達する。

層序 植田(1933)による命名時には岩相の記載はない。三梨ほか(1959)が大多喜町大田代を模式地として、本層の岩相の定義と凝灰岩鍵層の記載を行った。ここに用いる大田代層はその定義に従う。

模式地では、大田代層は砂勝ち互層と泥勝ち互層の繰り返しであるが、大多喜地域西部から富津地域にかけて全体が泥勝ち互層及び泥岩層へと岩相が変わる。とくに、大田代層の下部は下位の黄和田層と似たような岩相になり区別がつかなくなる。大田代層の下限は、前項の黄和田層で述べたように鍵層027によって定義される。

上限については、富津地域東部の法ノ木、高溝の北にかけては、大多喜地域から引き続いて大田代層の上位に梅ヶ瀬層の厚いタービダイト砂岩からなる砂勝ち砂泥互層が重なるので、泥勝ち砂泥互層からなる大田代層上部との境界は明瞭である。しかし、富津地域中部の寺尾背斜北翼では、梅ヶ瀬層下部のタービダイト砂岩が尖滅して泥勝ち砂泥互層又は泥岩層となり、岩相による大田代層と梅ヶ瀬層の識別は困難になる。

梅ヶ瀬・大田代両層境界付近の凝灰岩鍵層として、富津地域においてはU10, O1, O7, O8などが認められる。三梨ほか(1959)の地層の定義では、U10とO1が梅ヶ瀬層、O7とO8が大田代層に属する。梅ヶ瀬層下部のO1と大田代層上部のO7の間には、広域的に追跡できる目立った凝灰岩鍵層が認められない。しかし、問題となる寺尾背斜北翼においては梅ヶ瀬・大田代両層中のタービダイト砂岩の尖滅に伴い全体の層厚が大きく減少し、鍵層O1とO7は短い距離に接近する。したがって、寺尾背斜北翼においては、他の地域のO1-O7間の両層境界位置からおおまかに推定して鍵層O1の約10m下を境界とした。

第4.3表 黄和田層の主要鍵層間累積層厚（単位：m）
距離は萩生を起点として計測。

	萩生	小志駒	関	高溝	法ノ木	寺尾北	東大和田北	恩田
距離 (km)	0.0	6.1	8.5	10.1	12.4	14.4	16.3	17.5
027 (大田代層基底)	0	0	0	0	0	0	0	0
Kd1	4		6	6	8	6	6	3
Kd3	6		11	12	12	11	11	6
Kd5	12					20	21	14
スランプ上		10	17	19	16			
スランプ下		27	47	48	17			
Kd8	18	36	48	59	51		34	27
Kd23	29	50	62	74	66		50	
Kd38 (黄和田層基底)	51	79	86	100	81		57	

ようになるのはO26以上である。しかし、大田代層下部は上部に比べ、タービダイト砂岩層の挟みが少なく泥岩層を主とする岩相である。

寺尾背斜北翼になると、大田代層中のタービダイト砂岩の数は一層減少し、大田代層全体が泥岩層を主とする岩相に変わる。ただし、西海岸の上総湊に至ると、中部のO7層準付近に比較的厚いタービダイト砂岩を含む砂泥互層が再び現れる。

a. 泥岩・砂質泥岩

高溝-法ノ木間の泥岩は中粒～粗粒泥岩である。寺尾背斜北翼においては、泥岩は少し粗粒化し、大田代層中・下部が粗粒泥岩、上部が粗粒泥岩～砂質泥岩に変わる。泥岩中には生痕がしばしば存在するが、それ以外は一般に塊状・均質で、堆積構造は認められない。

大田代層の泥岩は、安房層群の安野層～天津層の泥岩と堆積学的特徴はほとんど変わらないが、岩石の硬さは明らかに減少している。大田代層の泥岩はピッケルや堆積ハンマーで容易に割ることができる。

b. 砂岩

大田代層のタービダイト砂岩は、隣接の大多喜地域において厚く発達する。富津地域では、厚さ1mを超えるタービダイト砂岩は稀で、大半が厚さ1～50cmである。ソールマークを使った古流向解析などから、富津地域のタービダイト砂岩はタービダイト堆積盆上流縁辺部に堆積したものと考えられている (Hirayama and Nakajima, 1977)。

大田代層上部のタービダイト砂岩については、法ノ木において厚さ1～50cmの細粒～粗粒砂岩が多く見られる。また、上部の中ほどに厚さ100～200cmの粗粒砂岩（単層基底の粒度）が少量存在する。高溝では、上部のタービダイト砂岩層の数は変わらないが、厚さは1～25cmと薄くなる。

大田代層最下部のタービダイト砂岩については、法ノ木-高溝において厚さ1～10cmの極細粒～細粒砂岩が存在する。また、高溝の西方、大川崎付近の芹向斜南翼では、鍵層O26の上部に厚さ35～80cmの細粒砂岩が挟まれ、タービダイト砂岩の厚さが増している（第4.11図）。大田代層最下部の厚さはそれに伴って増加する。

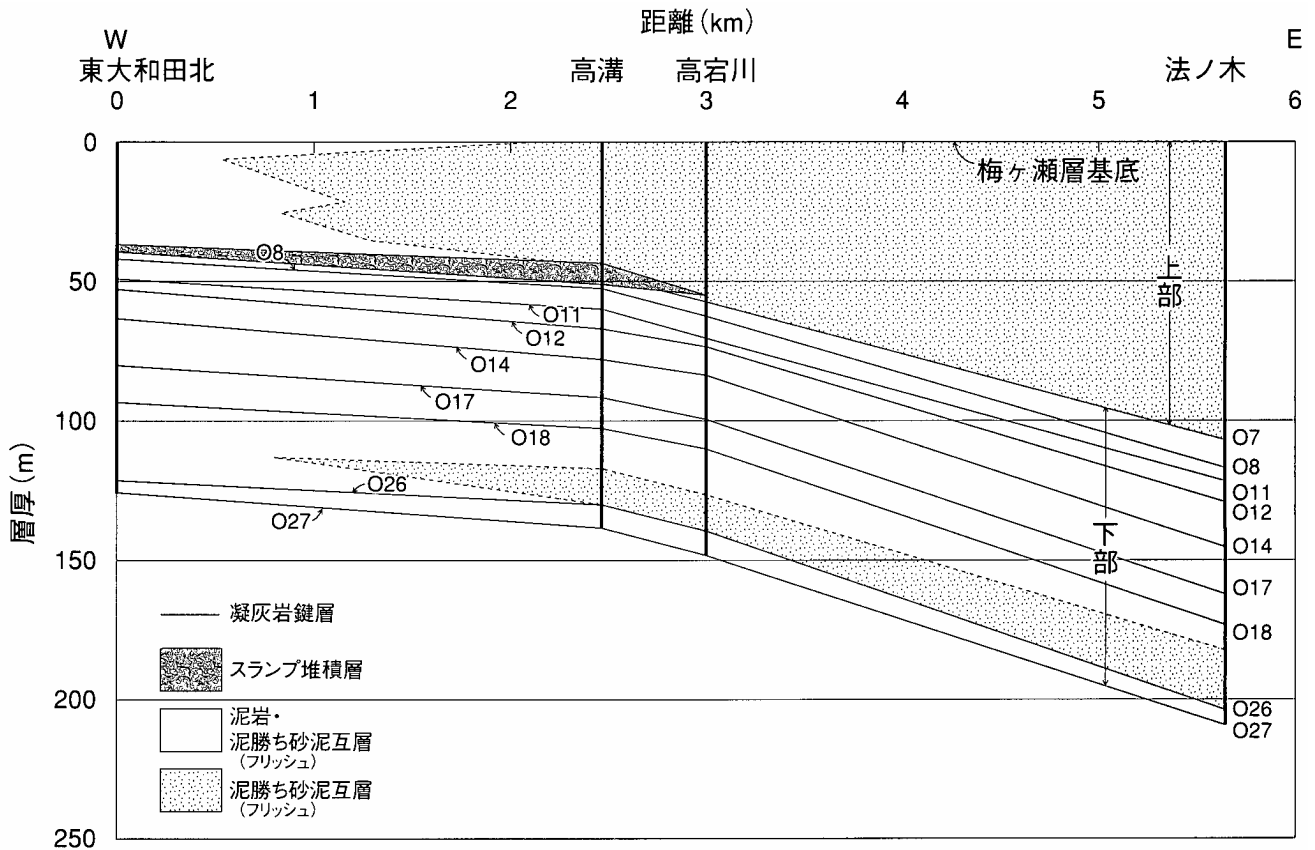
芹向斜の褶曲軸付近と北翼に当たる東大和田の湊川及びその東側支流の河床には、大田代層最下部（O27-O26間及びその少し上部）と東日笠層が分布している。ここでは、大田代層最下部が東日笠層に接し、その一部が東日笠層の基底において浸食されている様子が観察される。また、東日笠層の北側に接する大田代層最下部には、厚さ50～500cmの厚いタービダイト砂岩が認められる。このタービダイト砂岩は、東日笠層の項で述べるように、東日笠海底谷を流れたturbidity currentsの谷からのオーバーフロー堆積物と考えられる。

大田代層最下部は東大和田から北側へ、寺尾背斜によって繰り返し分布するが、北側ではタービダイト砂岩の厚さと数が減じている。大田代層全体としても寺尾背斜北翼では、厚さ1～10cm程度の細粒タービダイト砂岩が少量含まれているに過ぎない。

c. スランプ堆積層

2層のスランプ堆積層のうち1層は大田代層中部にあり、高溝付近から寺尾背斜北翼にかけて、凝灰岩鍵層O7の少し上に位置する。このスランプ堆積層は下位の地層を鍵層O8のレベルの少し上まで浸食している。このため鍵層O7はこの間で存在しない。

このスランプ堆積層の厚さは、高溝付近で約10mある。下部約2mが含礫泥岩、その上は粗粒～砂質泥岩と薄いタービダイト砂岩からなる泥勝ち互層が強く褶曲したタイプのスランプ層が重なる。すなわち、これはタイプIIの下部とタイプIの上部からなるスランプ堆積層で



第4.10図 大田代層の層厚・岩相変化

あり、黄和田層のTmzスランプ層に類似している。寺尾背斜北翼（東大和田の北）では、このスランプ堆積層は厚さ3~4mの粗粒泥岩（タイプII）からなる。一見上下の泥岩と区別しにくい。

大田代層のもう1層のスランプ堆積層は、大田代層最下部にある厚さ1~2mの含礫泥岩である。このスランプ堆積層は、東大和田の芹向斜軸部付近に存在する。

d. 凝灰岩

先にも述べたように、黄和田層に較べると大田代層においては凝灰岩層の数が大きく減少する。その中でやや多いのは白色~淡灰色~ベージュ色の細粒凝灰岩である。次いでスコリア凝灰岩の薄層が見られ、ゴマシオ凝灰岩やハイゴマ凝灰岩は少ない。大田代層の代表的鍵層であるO7, O11, O18, O26, O27等はいずれも白色~淡灰色~ベージュ色の細粒凝灰岩が主である。

鍵層O7は大田代層中部に位置する1層のベージュ色細粒凝灰岩からなる（付図第1図）。法ノ木で厚さ31cmあり、大田代層の中で最も厚い凝灰岩のひとつである。これより上、大田代層の上部には目立った凝灰岩層がないので、1層ではあるが鍵層としての確認は容易である。しかし、O7の判定を確実にしたい場合には、約10m下に鍵層O8が存在するかどうか確かめる。O8は、厚さ2~5cmの淘汰度の良い中粒スコリア凝灰岩（タイプII-2-

a）である（第3.15図）。多くの場合2層構造になっている特徴をもつ。大田代層中には他にこのような例はないので、O8の鍵層としての判定はむずかしくない。法ノ木より西では、O7は直上のスランプ堆積層によって浸食され存在しないが、O8は浸食をのがれ広く追跡することができる。

第4.11図は、凝灰岩鍵層O26の側方変化を示している。O26は、上部の厚さ3~5cmのスコリアシルトと下部の厚さ11~53cmのベージュ色~灰白色細粒凝灰岩の組み合わせである。上部のスコリアシルトは内部が2層に分かれていて、上半が淡紫色、下半が黒色である。下部のベージュ色~灰白色細粒凝灰岩も同様に2層構造になっていることが多い。その場合は、上部がシルトサイズの細粒凝灰岩、下部が凝灰質細粒砂岩~砂質凝灰岩である。

O26全体としては、大川崎-法ノ木の東西断面では中部の大川崎で最も厚い。間に挟まれるタービダイト砂岩も同様である。O26下部の細粒凝灰岩は、厚くなるにしたがって含まれるユニットの数が増え、大川崎では3つの正級化ユニットからなる。大川崎から北へ、芹向斜、寺尾背斜を越えるにしたがいO26は層厚を減じる。

凝灰岩鍵層O18は、上部から厚さ1~2cmのスコリアシルト~中粒スコリア凝灰岩、2~4cmの細粒ゴマシ

オ凝灰岩, 13~23cmの中粒ゴマシオ凝灰岩の3層からなる(第4.12図). 中部の細粒ゴマシオ凝灰岩は内部が2層構造で, 下部1cmが灰白色細粒凝灰岩, その上が細粒ゴマシオ凝灰岩である. O18下部のゴマシオ凝灰岩も2層構造で, こちらは上部が灰白色細粒凝灰岩, 下部が中粒ゴマシオ凝灰岩となっている. O18を構成する個々の凝灰岩層は厚さの変化があまりなく, 内部構造も側方によく保たれる. 全体の層厚は, 高溝-法ノ木の東西断面では西に向かって少しずつ減少し, 北へは寺尾背斜北翼に向かって大きく減少する.

層厚 西から高溝138m, 高宕川148m, 法ノ木207mで, 東に向かって厚くなる. 北側の寺尾背斜北翼では, 西から寺尾の北で143m, 東大和田の北で126mとなっていて, 高溝や高宕川とほぼ同じ厚さである(第4.4表).

化石 隣接の大多喜地域では, 大田代層泥岩中に暖流系深海性の貝化石群集が含まれ, その環境は水深400~1,000mと推定されている. 一方タービダイト砂岩には主に暖流系の上部~下部浅海性及び岩礁性の貝化石が含まれる(馬場, 1990).

成瀬(1973)による貝化石及びAoki(1968)による有孔虫化石の検討によれば, 富津地域の大多喜地域からは小櫃川以東よりもより浅海の化石が産出することが明らかになっている.

対比 坂倉(1935a)の小平ヶ台泥岩層の上部~坂畑層下部に対比される. 小池(1949)及び三梨(1990)の高溝泥岩層あるいは高溝層の上部にはほぼ相当する(第3.1表).

4.5 ^{ひがしひがき}東日笠層(Hg)

命名 大塚・望月(1932). 最初は東日笠泥砂礫層の名称

が用いられている. なお, 命名時には岩相の記載はない. ここでは, 富津市芹付近を中心に, 東西方向に帯状に分布する厚いタービダイト砂岩・礫岩層からなる地層を東日笠層とする.

模式地 富津市芹付近とする.

分布 富津市の横山より山脇, 東大和田, 芹を経て君津市植畑, 東日笠に至る東西約10km, 南北約1kmの細長い帯状の地域に分布する. 帯状分布の長軸方向はENE-WSWである.

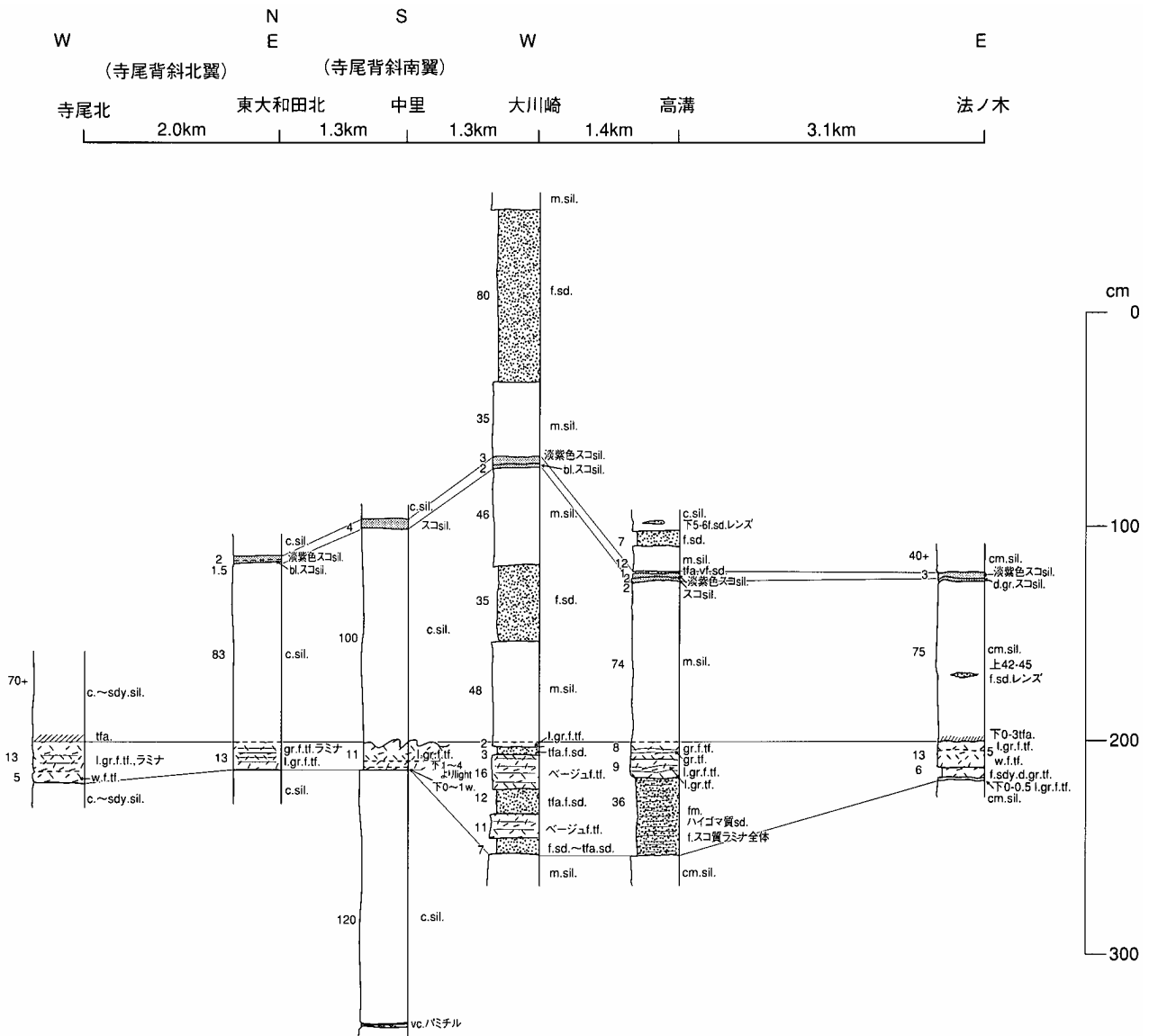
層序 東日笠層には凝灰岩鍵層が存在しないので, 周囲の地層との層序関係を詳細に調べることは難しい. しかし, 次の岩相の項で述べるように, スランプ堆積層や東日笠層特有の性質を用いておよその関係を知ることができる. それによると, 東日笠層は分布の東半では鍵層U9以上の梅ヶ瀬層に, 西半では鍵層U9以下の梅ヶ瀬層と大田代層に対応する.

以下に述べるように, 東日笠層と周囲の地層の間には, 著しい浸食現象が見られるが, それは海底におけるturbidity currentsによる浸食の結果で, 不整合現象ではない.

岩相 東日笠層の立体形は, 長軸がENE-WSW方向に伸びた谷を堆積物が充填したような形状である. この谷地形(芹向斜)の底と南及び北側の側壁に当たる部分では, 東日笠層下位の地層が深く浸食され, 谷状に挟られている様子が観察される. このことから, 東日笠層堆積時の海底に実際に谷が存在し, その谷を埋め立てるように堆積作用が進行したことが分かる. 佐藤・小池(1957)は, この谷を東日笠化石海底谷と名付けた(本論文では東日笠海底谷とする). 現在の東日笠層の最も高い位置から谷底までの高さは200mを越える. 但し, これは後述するように必ずしも東日笠層堆積時に存在した谷の深

第4.4表 大田代層の主要鍵層間累積層厚(単位:m)
距離は東大和田北を起点として計測.

	東大和田北	高溝	高宕川	法ノ木
距離(km)	0.0	2.5	3.0	5.6
梅ヶ瀬層基底	0	0	0	0
07			57	105
08	43	53	63	116
011	50	60	70	121
012	54	67	74	128
014	64	78	84	144
017	81	92	99	161
018	94	102	110	171
026	121	130	139	202
027(大田代層基底)	126	138	148	207



第4.11図 大田代層の凝灰岩鍵層O26 (トリガー) の柱状図
 O26は上部がスコリアンルト, 下部が淡灰色細粒凝灰岩からなる。
 カッコ内は鍵層のニックネーム. 凡例は第3.3図に示す.

さに対応するものではない。

東日笠層の基底に接する下位の地層は西から東へ、黄和田層 (横山, 山脇), 大田代層 (東大和田の湊川河床), 梅ヶ瀬層中部 (西日笠の小糸川河床) というように次第に上位の地層になる。すなわち、谷の浸食の及ぶ深さは東に向かって次第に浅くなっている。

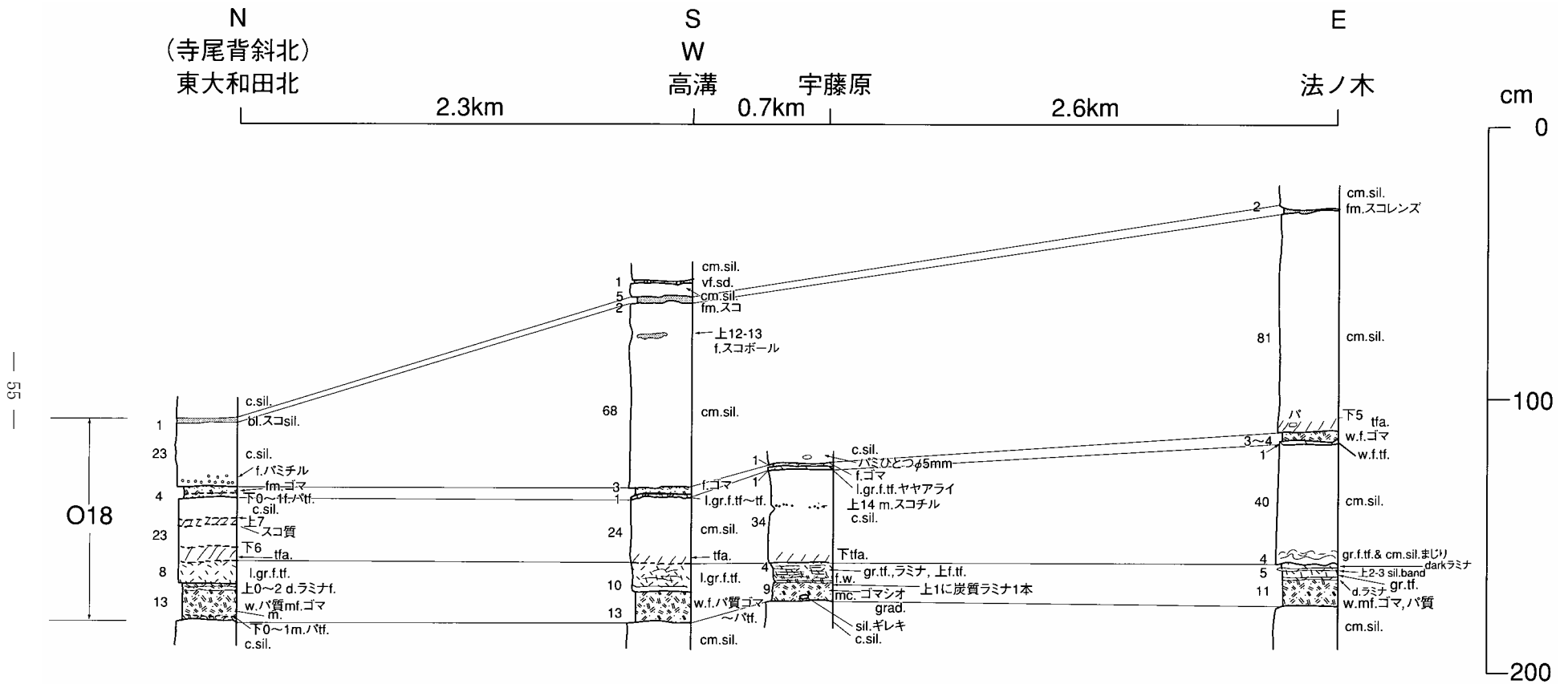
東日笠層は、その大部分が厚いタービダイト砂岩からなり、泥岩を含まない。他に、スランプ堆積層が大田代層の中部に1層存在するのみである。なお、佐藤・小池 (1957) が東日笠層の基底に位置付けたスランプ堆積層は、東日笠層のものではなく、下位の黄和田層や大田代層中のものである。

タービダイト砂岩は、厚さ1.5~4mのものが多いが、

とくに厚いものでは10~15mに達する (第4.13図)。

砂岩は正級化を示し、下部は粗粒砂岩~礫質砂岩、上部は中粒砂岩からなる。下部の礫質砂岩は、中礫サイズの円礫を多く含むことが多く、良好な骨材資源となる。横山及び東大和田・高溝から芹付近にかけて分布する東日笠層が採掘対象となっていて、いくつかの砂取場がある (第8.1図)。

タービダイト砂岩の下部から中部にかけて、泥岩の偽礫が多く含まれる。泥岩偽礫は中粒~粗粒泥岩で、10~50cmのものが多い。とくに大きいものは、70~80cmに達する。これらの泥岩偽礫は、上流側に存在した泥岩層が turbidity currents によって削剥され、下流に運ばれてきたものである。



第4.12図 大田代層の凝灰岩鍵層O18 (梅雨) の柱状図
 O18は1層のスコリアシルトと2層のゴマシオ凝灰岩からなる。
 カッコ内は鍵層のニックネーム。凡例は第3.3図に示す。

タービダイト砂岩層基底の浸食は、東日笠層に普通に見られる(第4.13図)。下位にある砂岩層を深さ1~5mにわたってチャンネル状に削る例も珍しくない。チャンネル状浸食に加えて、ステップ状に下位の砂岩層を浸食することもしばしばある(第4.13図の1)。高溝北の尾根上では、大規模な山砂の採掘が行われ、東日笠層や東日笠海底谷の断面、谷の南側の側壁と東日笠層タービダイト層との関係などを観察することができる。第4.13図の2と3には、その様子を断面と平面図(ルートマップ)に示している。谷の南側の側壁は主に中粒~粗粒の泥岩で、厚さ1~5cmの細粒タービダイト砂岩と凝灰岩層が挟まれる。凝灰岩層には、梅ヶ瀬層中部の鍵層U9が存在する。U9とともに側壁を構成する地層はステップ状に浸食され、東日笠層のタービダイト砂岩と接している。

浸食によって生じたステップは、1段の高さが2~4m、幅は3~5mである。図から分かるように、ステップ1段に1層の厚いタービダイト砂岩層が対応している。すなわち、厚いタービダイト砂岩を運んできた1回のturbidity currentが、その強い側方浸食力によって、ひとつのステップを削り込んだのである。削り取られた側壁は、泥岩偽礫となって下流に堆積したと考えられる。このような厚いタービダイト砂岩の堆積と浸食作用のセットは、浸食による谷の形成とタービダイト砂岩の堆積・谷の充填が同時進行的に起きたことを示している。

なお、南側の側壁において浸食され東日笠層と接している梅ヶ瀬層の層準は、高溝の北ではU9層準であるが、東の字藤原の北でU8層準、船塚付近でU7層準というように、東に向かって次第に上の層準になる。これは前記の東日笠層の基底に接する層準が東に向かって上位の層準になることと調和的である。

東日笠海底谷の北側側壁は、新田の付近で観察できる。東日笠層は大田代層の上にあり、その境界は南側側壁とは異なり、大田代層の層理に緩やかに斜交して、大田代層を浸食している。浸食は大田代層の凝灰岩鍵層O11の3.5m上まで及んでいる。

スランプ堆積層は、東日笠層の中部に1層認められる。厚さ4~9mの含礫泥岩を主とするものであるが、上部が流状シルト岩となっている。含まれる礫は、0.5~5cmの円礫である。含礫泥岩層の中間に厚さ1mの砂岩層を挟む場所もある。苗割付近ではスランプ堆積層の下位に、薄く剥離するシルト層が存在する。スランプ堆積層の分布は苗割から南西へ芹林道、田倉の南を経て高溝の北で芹向斜の軸部に達する。この間で、その分布は東日笠層を斜めに横断する形となり、東日笠層を東西あるいは上下に分けている。

東日笠層とその北側に接する梅ヶ瀬層の関係を調べるため、苗割付近でこのスランプ堆積層の分布を詳しく調べた(第4.14図)。図の破線が東日笠層と梅ヶ瀬層の境

界である。南側の東日笠層が、厚いタービダイト砂岩からなるのに対して、北側の梅ヶ瀬層は苗割付近では泥岩を主とする地層(上部)と砂泥互層(下部)からなる。この間に凝灰岩鍵層U8~U9とスランプ堆積層が存在する。このうち、U9は砂泥互層の中にある(第4.16図)。砂泥互層は、厚さ1~100cmの細粒~粗粒タービダイト砂岩を含み、やや砂勝ちである。泥岩は厚さ5~65cmで中粒~粗粒泥岩である。この砂泥互層の直下にスランプ堆積層が存在する。

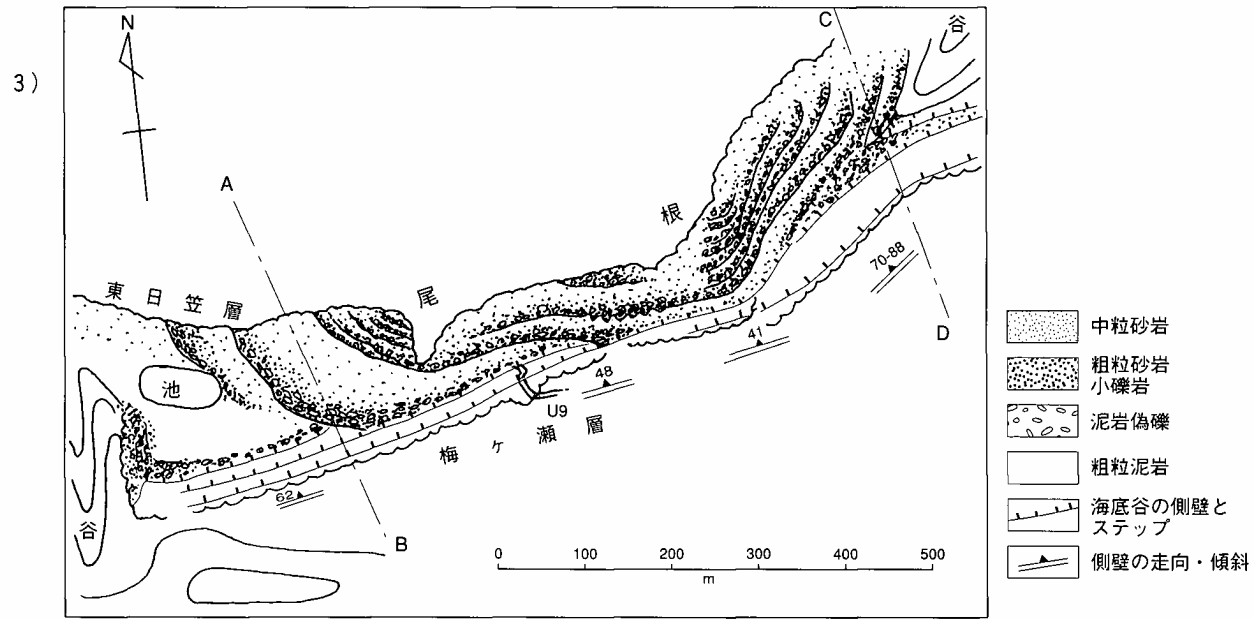
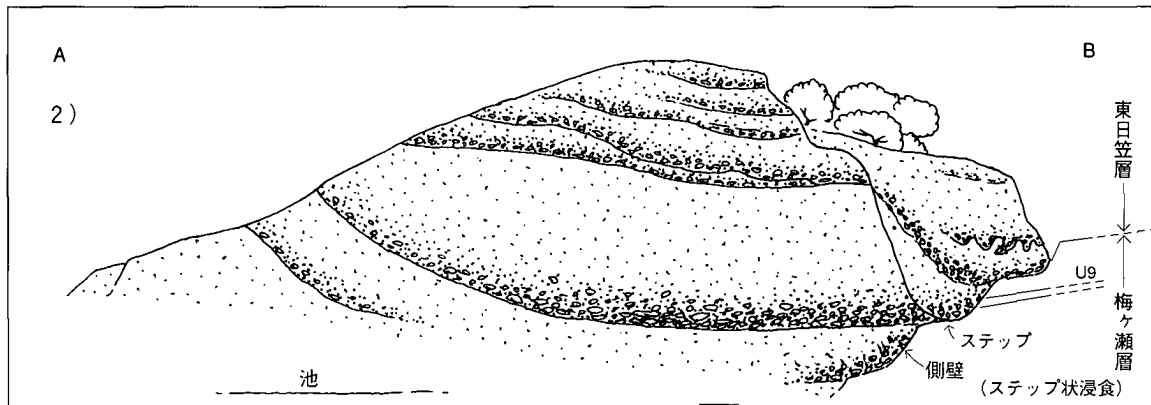
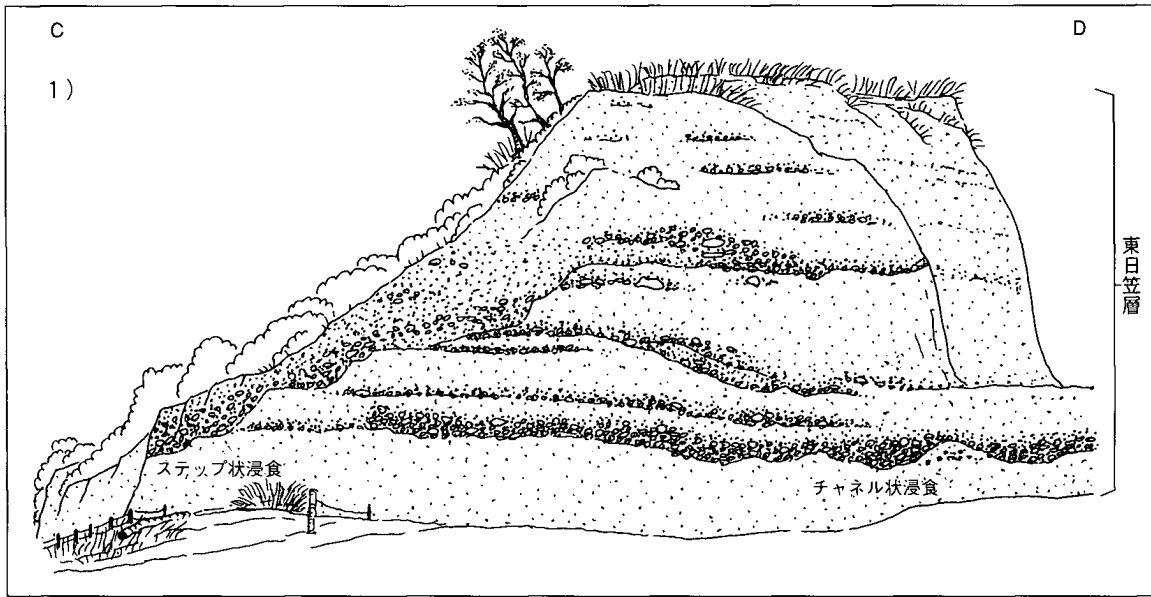
U9とスランプ堆積層は、連続的な露頭を東日笠層との境界まで追跡され、境界に至ってU9は東日笠層によって浸食され分布を断ち切られる。一方、U9の下のスランプ堆積層はそのまま境界を越えて東日笠層側へ連続して分布している。梅ヶ瀬層側のスランプ堆積層の下位にも薄く剥離するシルト層が存在し、その他の特徴も東日笠層中のスランプ堆積層の特徴に一致している。両側のものが同一のスランプ堆積層であることは間違いない。

東日笠層側に泥岩層や凝灰岩層がないのは、一度堆積したこれらの地層は、その後谷を頻りに流下した強いturbidity currentsによって全て浸食されたためと考えられる。短期間に厚く堆積したスランプ堆積層のみが浸食を免れることができた。

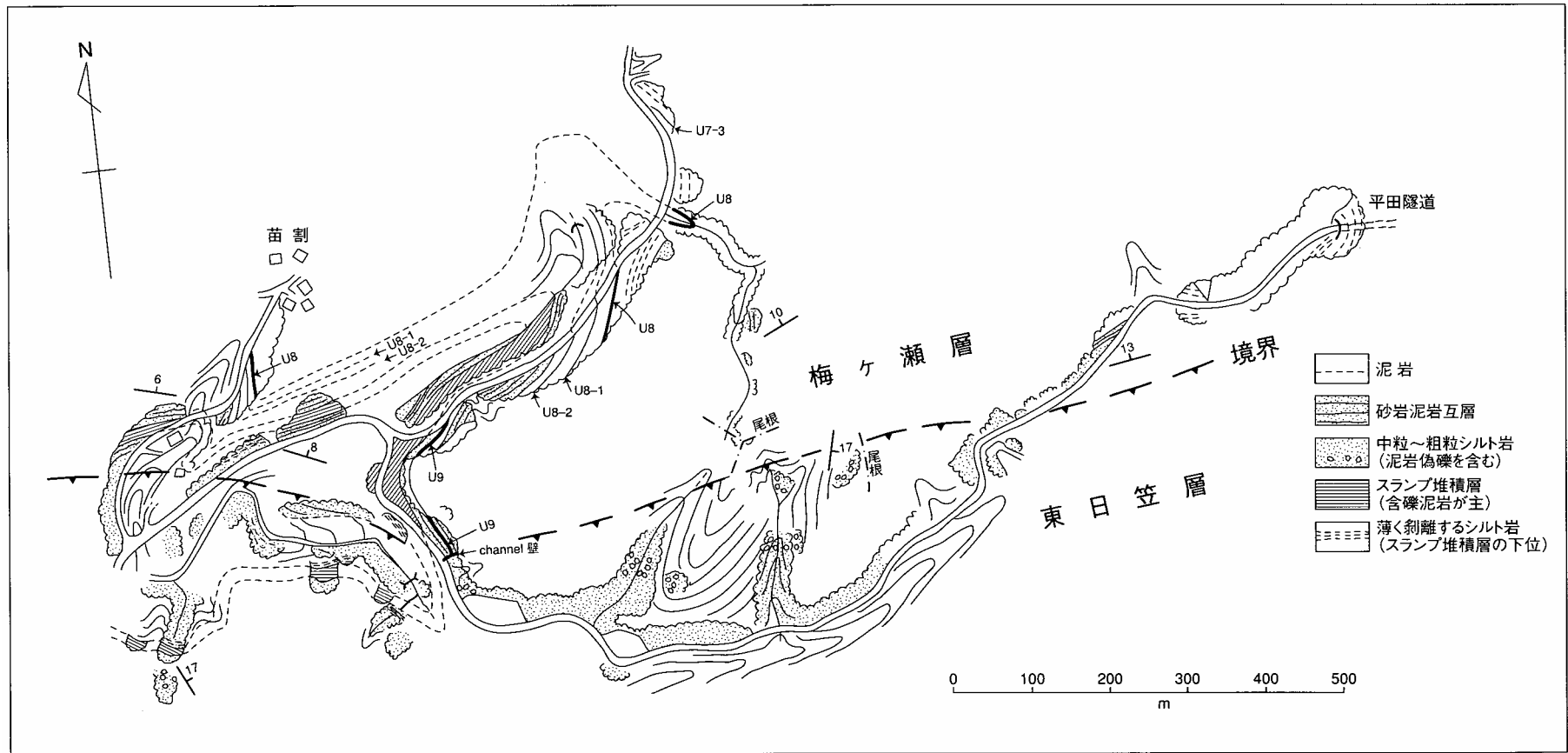
一方、梅ヶ瀬層側のU9を挟む砂泥互層中のタービダイト砂岩は、東日笠海底谷をオーバーフローしたturbidity currentsから堆積したものとみなされる。砂勝ち砂泥互層は、苗割付近では、スランプ堆積層の上にあるが、西の田倉付近ではスランプ堆積層の下に厚さ20~100cmのタービダイト砂岩と厚さ1~30cmの泥岩からなる砂勝ち互層が存在し、この砂泥互層が南側の東日笠層と接している。スランプ堆積層の上は泥勝ち互層となっているので、砂勝ち互層は田倉付近では、下に移ったことになる。この傾向は更に西側の東大和田付近まで見られるので、全体としては、北側側壁からオーバーフローしたタービダイト砂岩の出現は、東に向かって次第に上位の層準に移ったことになる。

以上に述べたように、東日笠海底谷の側壁付近の状況は北側と南側で相違している。このような違いは、南側の側壁では谷の下部を、北側の側壁では谷の上部を見ていることによると考えられる。スランプ堆積層は鍵層U9の近くにあるので、東日笠層はこのスランプ堆積層を境に、東側が梅ヶ瀬層のU9より上位の地層に、西側がU9の下位層に相当することになる。

前記のように、高溝北の南側壁には(谷の外側に当たる)、鍵層U9が存在しているが、その北側の東日笠層中(谷の内側に当たる)に上記のU9直下のスランプ堆積層が近接して存在する。両者の標高差は約30mある。谷の内側にあるスランプ堆積層は、芹向斜の軸部付近にあるので、この標高差はおおまかにU9堆積時の東日笠海底谷の底から谷の上までの高度差とみなされる。すな



第4.13図 東日笠層のスケッチ（1と2）とルートマップ（3）
 高溝砂取場（第8.1図に位置を示す）。A-B断面のスケッチ後に、C-D断面まで採掘が進み、再びスケッチする。



第4.14図 東日笠層と梅ヶ瀬層の関係を示す苗割付近のルートマップ

わち、堆積時の谷の深さは約30mあったことになる。

東日笠層の作る谷地形に関しては、それを東日笠層堆積時の海底谷やチャンネルとする研究が古くからなされている(佐藤・小池, 1957; Yamauchi et al., 1990)。また、東日笠層の谷地形を深海海底扇状地上部にあるfan valleyと位置づけ、その東(下流)に分布する大田代層のタービダイト砂岩を堆積したturbidity currentsの通路とする研究がある(Hirayama and Nakajima, 1977)。本報告では、上述した東日笠層の産状から東日笠海底谷は全体として明確な海底谷の性質をもち、芹付近より東側では谷が浅くなり海底谷出口に近くなると考えた。次項で述べる梅ヶ瀬層のタービダイト砂岩の分布などから、その出口付近にはfan valleyを伴う深海海底扇状地上部の特徴が見られる。富津地域ではタービダイト砂岩堆積場の最も上流の部分を見ていることになる。

東日笠海底谷は、基盤に当たる下位の地層の示す向斜構造(芹向斜)の軸部に沿って存在する(第7.2図)。その密接な相関は、海底谷の発生が芹向斜の形成に深く関係していることを示す。向斜の形成によって生じた海底の凹地に沿ってturbidity currentsが次々と流れ、次第に海底谷に成長していったと考えられる。

層厚 約200m。

化石 佐藤・小池(1957)は本層から多数の貝化石を報告している。それらの貝化石は汽水生から半深海生の種が入り混じって産する。馬場(1990)は、東日笠層下部には寒流系の上部浅海から下部浅海の貝化石群集が産し、中部には暖流系下部浅海の貝化石群集が産することを報告している。なお、東日笠層からは、*Parelephas prozimus*などの陸生哺乳類化石の産出が知られる(高井, 1938)。

対比 本層は東日笠層(大塚, 1932; 池辺, 1948; 小池, 1957; 三梨ほか, 1962)をはじめ、東日笠貝層(植田, 1933)、東日笠砂礫層(小池, 1949)、東日笠砂礫相(三梨, 1954)などの名称が使われているが、本層の岩相と分布は周囲の地層から明確に区別できるので、いずれも同じものを指していることは明らかである。

なお、岩相の記載で述べたように、東日笠層の上部は、梅ヶ瀬層の鍵層U9以上の地層に、下部はU9以下の地層に対比される。次項で述べる梅ヶ瀬層のタービダイト砂岩の分布から考えると、東日笠層上部は、富津地域の中では梅ヶ瀬層の鍵層U6層準まで含むと考えられる。東日笠層下部については、黄和田層より上位の地層であることは間違いない。おそらく、大田代層の多くが東日笠層下部に対比されると思われる。

4.6 ^{うめがせ}梅ヶ瀬層(Um, Umc)

命名 植田(1930)。

模式地 市原市朝生原の西にある梅ヶ瀬。

分布 芹向斜南翼を船塚から高溝の北まで分布する。さらに、芹向斜と寺尾背斜によって梅ヶ瀬層の分布は北側へ繰り返される。寺尾背斜北翼の梅ヶ瀬層は、鹿野山の南麓沿いに、東栗倉から西へ九十九谷、諸崩、桜井、岩坂を通過して上総湊の海岸に至る。

梅ヶ瀬層の分布は、褶曲によってさらに北側に繰り返され、佐貫の北に存在する磯根崎背斜の軸部に現れる。

層序 三梨ほか(1959)が市原市朝生原の西にある梅ヶ瀬を模式地として、本層の上下限を定め、凝灰岩鍵層を記載している。ここではその定義に従う。

模式地では梅ヶ瀬層は厚いタービダイト砂岩を主とする砂勝ち砂泥互層からなり、泥勝ち砂泥互層からなる国本・大田代両層との間の境界は明瞭である。模式地では梅ヶ瀬層の上限は国本属基底の凝灰岩鍵層Ku6の少し下にある。鍵層Ku6は富津地域にも認められるので、上限については模式地と同様に定めることができる。下限については、大田代層の項で述べたように、目立った凝灰岩鍵層がない。富津地域東部の船塚から高溝北にかけては、模式地と同様に梅ヶ瀬層の砂勝ち砂泥互層と大田代層の泥勝ち砂泥互層の境界を下限として定めることができるが、寺尾背斜北翼においては梅ヶ瀬層が泥勝ち砂泥互層又は泥岩層に変わり、大田代層の泥岩を主とする岩相と区別がむずかしくなる。そのため既述のように寺尾背斜北翼では、他の地域の両層境界位置から推定し、鍵層O1の約10m下を下限とした。なお、下位の大田代層、上位の国本層とは整合である。

富津地域では、梅ヶ瀬層中の凝灰岩鍵層として、U1~U10及O1が認められる。しかし、鹿野山の南麓(マザー牧場の南)では、梅ヶ瀬層上部の鍵層U1~U6の層準が国本層上位の市宿層基底において浸食され失われている。浸食は東から西へ向かって順次下位の地層に及び、上部の鍵層から順になくなっていく。

さらに西の海岸付近に至ると、市宿層は層厚を著しく減じるとともに上位の笠森層長浜砂礫部層によって大部分が浸食されなくなってしまう。このため、梅ヶ瀬層の一部が長浜砂礫部層によって直接不整合に覆われる。一方、東部では市宿層基底の浸食量は減少して国本層が現れ、国本層と市宿層が整合的に重なるようになる。

岩相 富津地域の梅ヶ瀬層は岩相変化に富んでいる。芹向斜南翼(東日笠層の南側)及び寺尾背斜北翼(東日笠層の北側)の東部(平田, 本郷)では梅ヶ瀬層は砂泥互層からなり、砂勝ち互層と泥勝ち互層が交互に繰り返している。寺尾背斜北翼の平田・本郷の西方、諸崩に至ると梅ヶ瀬層は泥岩を主とする岩相に変わる。さらに西に向かうと、泥岩は梅ヶ瀬層上部から次第に粗粒になり、粗粒泥岩、砂質泥岩、泥質砂岩、細粒砂岩等になる。また、北側の磯根崎背斜軸部の梅ヶ瀬層は砂質泥岩・泥質砂岩からなる。

東日笠層の南側の砂泥互層は、船塚から高溝北の間に

認められる（第4.15図）。この砂泥互層を含む層準は、梅ヶ瀬層の基底から鍵層U7の間である。砂泥互層は、砂勝ち互層と泥勝ち互層のそれぞれ3回の繰り返しからなる。地質図上では、下部の2つの砂勝ち互層はひとつにまとめて表現されている。U7の上位、すなわち北側は東日笠層（東日笠海底谷）によって浸食されている。

東日笠層北側の平田・本郷付近の梅ヶ瀬層は、最上部からU6層準までが分布していて、U6層準の下位で（南側）、東日笠層（東日笠海底谷）に接する。この間にも砂勝ち互層と泥勝ち互層が3回ずつ繰り返される。しかし、平田・本郷付近の砂勝ち互層は、その約1.5km西方で泥勝ち互層～泥岩層へと急激に変化する。

a. 砂岩

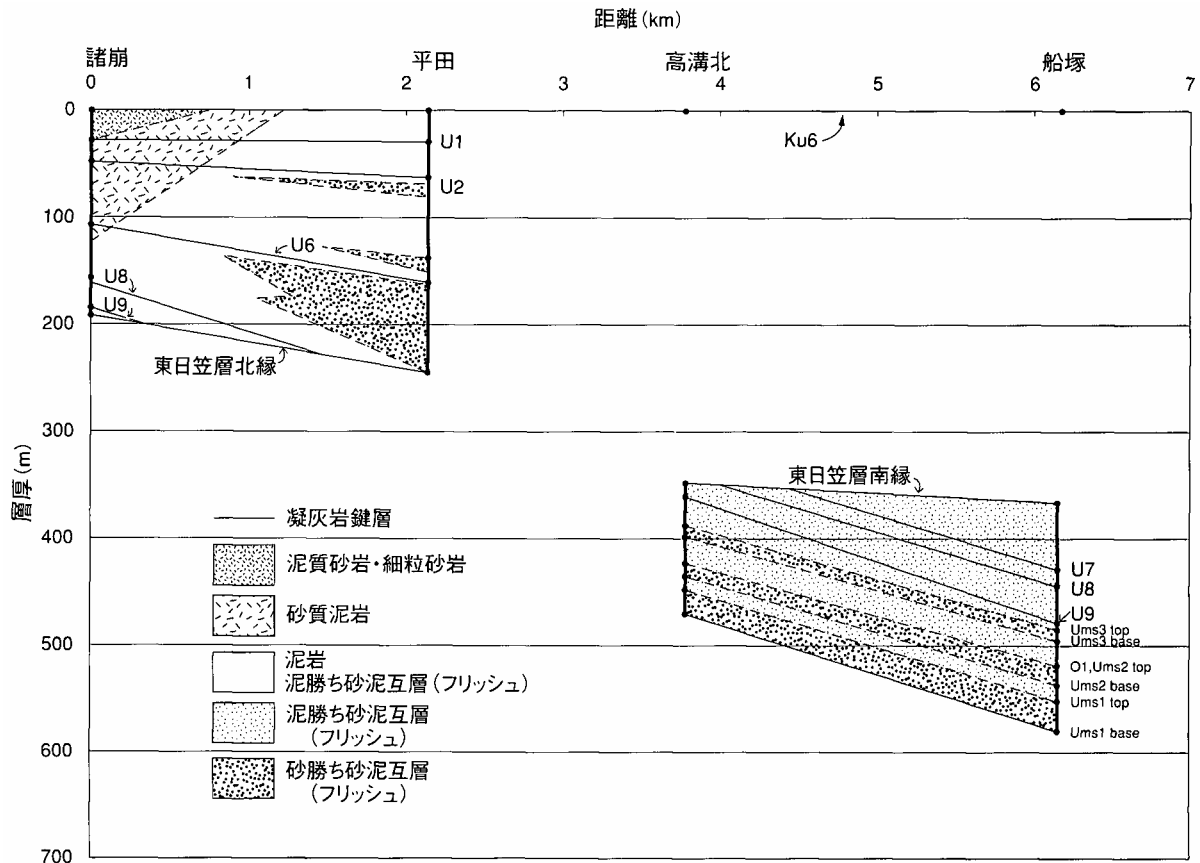
梅ヶ瀬層の砂勝ち互層を構成するタービダイト砂岩は、厚さ10～300cmの中粒～粗粒砂岩である。泥岩偽礫がしばしば含まれ、タービダイト砂岩中にはチャンネル構造がよく見られる。

東日笠層（東日笠海底谷）の北と南にある梅ヶ瀬層の砂勝ち互層の中で1mを越えるような厚いタービダイト砂岩の分布は、芹付近を要として、東に向かって開いた扇形の内側に限られる。この扇形の中心を通過して西から東に向かって東日笠層（東日笠海底谷）が分布する。

富津地域東端を南北に流れる小糸川の河床の露頭では（隣接の大多喜地域の範囲ではあるが）、梅ヶ瀬層と東日笠層の断面を観察できる。東日笠層には、主に厚さ5～10mの礫質タービダイト砂岩が発達し、砂岩の基底にはチャンネル構造が数多く見られる。東日笠層の厚い礫質砂岩が、梅ヶ瀬層の砂勝ち互層を多数の浅いチャンネルによって削り込みながら重なっている。東日笠層の項で述べたような谷地形や泥岩からなる谷の側壁のようなものは存在しない。これらの特徴から、芹東方の平田、本郷、船塚付近に分布する梅ヶ瀬層のタービダイト砂岩は、海底扇状地上部のfan valleyが発達するような環境に堆積したと推定される。

b. 泥岩・砂質泥岩・泥質砂岩

東日笠層南側の船塚-高溝北に分布する砂泥互層を構成する泥岩は、中粒～粗粒泥岩である。東日笠層北側の平田・本郷付近の砂泥互層の泥岩は主として粗粒泥岩からなる。西方の諸崩付近では、全体が泥岩層を主とする岩相に変わるとともに鍵層U6より上の泥岩は砂質泥岩に、U1付近から上は泥質砂岩や細粒砂岩に変わる（第4.15図）。さらに西方では、上部の粗粒相は次第に下部に拡がり、西海岸の岩坂、上総湊付近ではU8層準まで泥質砂岩や細粒砂岩になる。



第4.15図 梅ヶ瀬層の層厚・岩相変化
 Ums1: 砂勝ち互層1, Ums2: 砂勝ち互層2, Ums3: 砂勝ち互層3.

北側の磯根崎背斜軸部に分布する梅ヶ瀬層は、鍵層 Ku6以下の梅ヶ瀬層最上部で、泥質砂岩と細粒砂岩からなる。

c. スランプ堆積層

梅ヶ瀬層のスランプ堆積層には、厚さ1~9mの含礫泥岩・流状シルト岩（タイプⅡ）と地層の褶曲したもの（タイプⅠ）がある。あまり厚いものはなく、数も少ない。船塚の梅ヶ瀬層最下部の砂勝ち互層の基底（梅ヶ瀬層の基底）に1層、U8-2の下位とO1の上にそれぞれ1層認められる。また、苗割から田倉にかけて分布する含礫泥岩は、鍵層U9の下にあり、東日笠層の項で述べたように東日笠層中部の含礫泥岩層に連続するものである。

d. 凝灰岩

梅ヶ瀬層に含まれる凝灰岩層は大田代層と同様に多くはない。灰白色~灰色細粒凝灰岩が最も多く見られ、ゴマシオ凝灰岩とハイゴマ凝灰岩がそれに次ぐ。スコリア凝灰岩は薄層が主で、U5が厚さ3cm、U7-3が7cm、U8-1が9cmの粗粒スコリア凝灰岩からなり、これらが目立ったものである。

梅ヶ瀬層の代表的凝灰岩鍵層U9を第4.16図に示す。この凝灰岩層は、上部が厚さ14~45cmの灰白色細粒凝灰岩+中粒ゴマシオ凝灰岩、下部が3cmの細粒~粗粒スコリア凝灰岩からなる。上部の凝灰岩は、苗割で最も厚く、細粒凝灰岩とその下のゴマシオ凝灰岩の間には厚さ16cmの細粒砂岩を挟んでいる。

第4.17図には鍵層U6を示す。この凝灰岩層も上下2層の特徴的な凝灰岩よりなる。

上部の凝灰岩は、厚さ46~58cmで一定の厚さを示す。おおまかに2層構造で、上はベージュ色~ピンク色の細粒凝灰岩、下は細粒~中粒のゴマシオ凝灰岩からなる。細粒凝灰岩は極細粒ゴマシオ凝灰岩と互層しており、下位のゴマシオ凝灰岩も薄い細粒凝灰岩を挟んでいる。この凝灰岩層全体としては複数のユニットの重なりで、上ほど細粒の部分が多くなっている。

一方、U6下部の凝灰岩は、厚さ7~11cmで多層構造をもつ。下からスコリアシルト、細粒~中粒ゴマシオ凝灰岩、極粗粒のパミス凝灰岩の順に重なる。下部及び上部の凝灰岩は降下火山灰起源である。非常に特徴的なので、この凝灰岩だけでU6と認めることが出来る。鍵層U6は、平田-本郷の間では、2つの砂勝ち互層の間に挟まれた泥勝ち互層中にあるが、上下の砂勝ち互層の影響を受けて、U6の周囲に存在するタービダイト砂岩も厚くなっている。

層厚 芹向斜南翼の船塚では、基底から東日笠層の南側境界まで（U7の上まで）214m高溝北では、基底から東日笠層の南側境界まで（U9の少し上まで）123m。寺尾背斜北翼の平田付近では、東日笠層の北側境界から（U6の下から）国本層との境界まで246m。諸崩では、東日

第4.5表 梅ヶ瀬層の主要鍵層間累積層厚（単位：m）
Ums1：砂勝ち互層1、Ums2：砂勝ち互層2、Ums3：砂勝ち互層3。
距離は諸崩を起点として計測。

	諸崩	平田	高溝北	船塚
距離 (km)	0	2.13	3.79	6
Ku6	0	0		
U1	28	30		
U2	48	63		
Ums5 top		138		
U6	106	161		
U7				
U8	156			
U9	183			
東日等層北縁	191	246		

東日等層南縁			0	0
U7				62
U8				80
U9			13	113
Ums3 top			41	119
Ums3 base			51	129
U10			51	131
O1, Ums2 top			76	153
Ums2 base			89	171
Ums1 top			101	186
Ums1 base			123	214

笠層の北側境界から（U9の下から）国本層との境界まで191mある（第4.5表）。

化石 Otuka (1949) は、JR上総湊駅北東の国道沿いの露頭より、貝化石及び有孔虫化石を報告している。東隣の大多喜地域では、坂倉 (1935a) が本層から多数の貝化石を報告している。それによると、梅ヶ瀬層下部（U8の下位）には暖流系の群集（辻森化石帯）が産し、中部（U6の下位）には寒流系の群集（細野化石帯）の産することが報告されている。

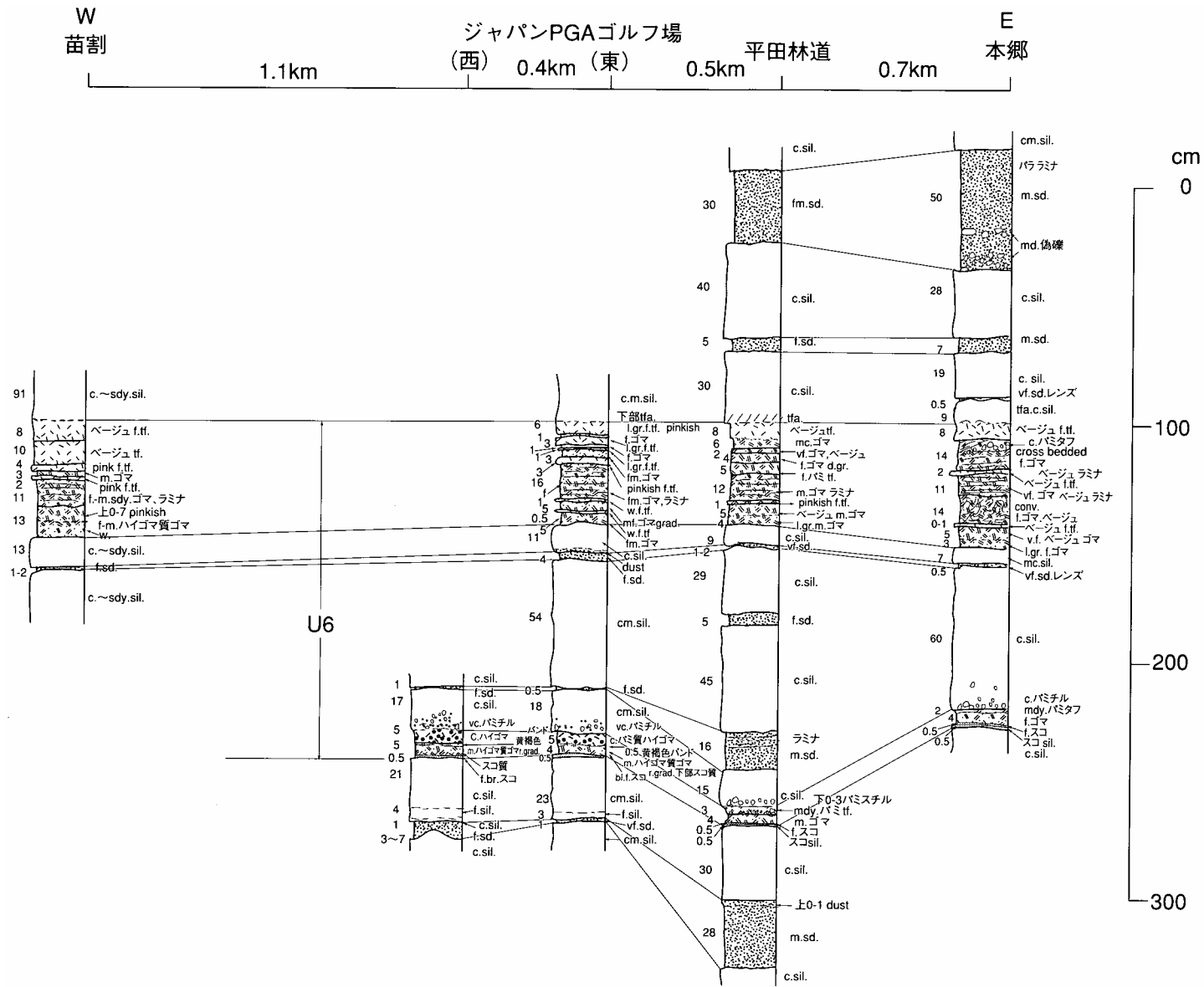
対比 Otuka (1949) 及び小池 (1949) の岩坂細砂層上部は本層に含まれる。坂倉 (1935a) の坂畑層上部~蓮見砂層は、ほぼ本層に相当する。

4.7 国本層 (Ku, Kuc)

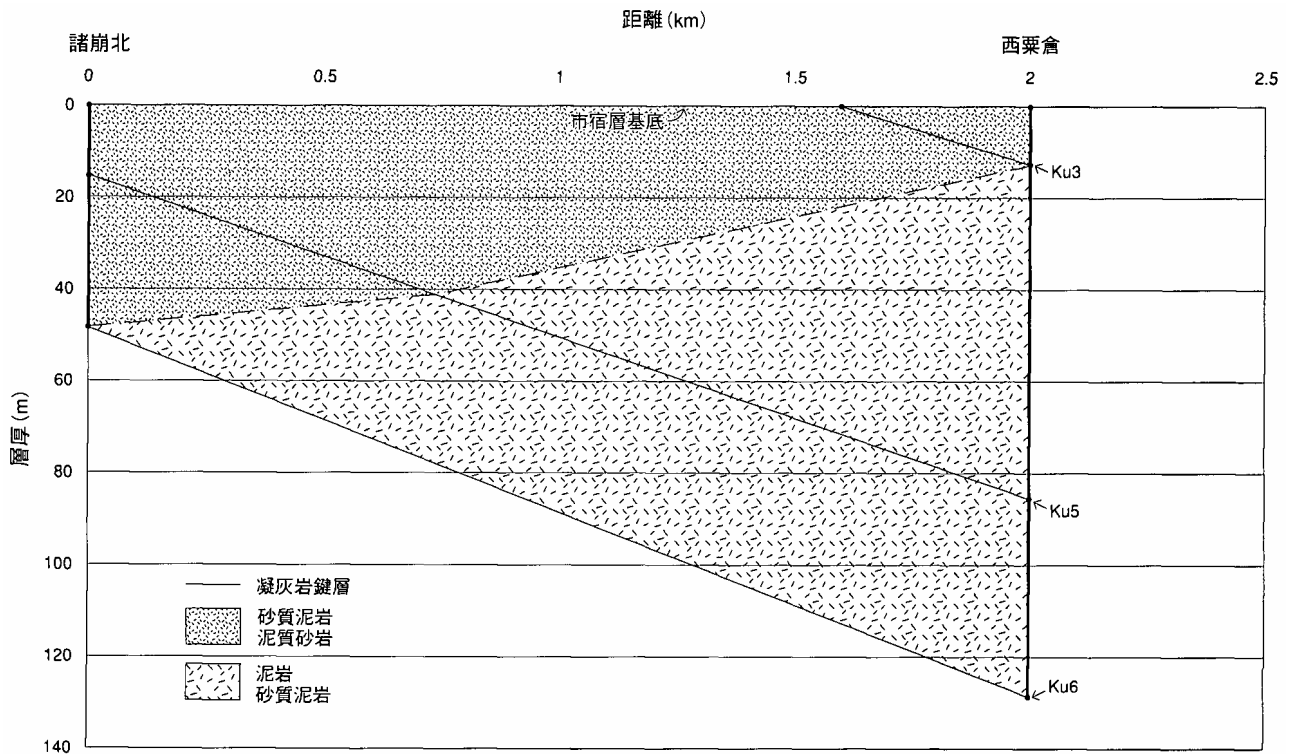
命名 植田 (1930)。

模式地 市原市国本。

分布 鹿野山の南麓に沿って、西栗倉から九十九谷を経て諸崩の北まで分布する。また、富津市佐貫の北、磯根



第4.17図 梅ヶ瀬層の凝灰岩鍵層U6の柱状図
 U6は1層のベージュ色～ピンク色細粒凝灰岩＋細粒～中粒ゴマシオ凝灰岩と1層の細粒～中粒ゴマシオ凝灰岩からなる。
 凡例は第3.3図に示す。



第4.18図 国本層の層厚・岩相変化

崎背斜の軸部にも本層が分布する。

層序 三土(1937)は、7.5万分の1地質図幅「茂原」に本層の分布を示した。三梨ほか(1959)は、市原市国本を模式地として本層の範囲を定義し、凝灰岩鍵層を記載している。ここでは三梨ほか(1959)の定義に従う。

模式地では、本層は砂質泥岩とタービダイト砂岩を含む砂勝ち砂泥互層からなる。富津地域に入ると砂泥互層を構成するタービダイト砂岩が尖滅し、泥岩、砂質泥岩及び泥質砂岩を主とする岩相となる。凝灰岩鍵層は、模式地では国本層上限付近の鍵層Ku0.1から下限付近の鍵層Ku6まで存在する。富津地域では、鍵層Ku3~Ku6までが認められる。国本層の下限は、凝灰岩鍵層Ku6によって識別できる。上限については、以下に述べるように国本層は岩相の異なる市宿層や笠森層長浜砂礫部層と接し、その境界が明瞭である。

下位の梅ヶ瀬層とは整合である。上位の市宿層とは東部の西栗倉付近では整合であるが、鹿野山南麓に沿う西栗倉から諸崩北の間において、国本層の鍵層Ku3~Ku6の層準が市宿層の基底で浸食されている。浸食は東から西に向かって、より下位の層準に及び、最終的には国本層全体が浸食されてしまう。佐貫北の磯根崎背斜軸部では、国本層は上位の笠森層長浜砂礫部層によって不整合に覆われる。

岩相 泥岩、砂質泥岩及び泥質砂岩よりなる。東部の西栗倉付近では下部(Ku6~Ku3)は主として泥岩と砂質

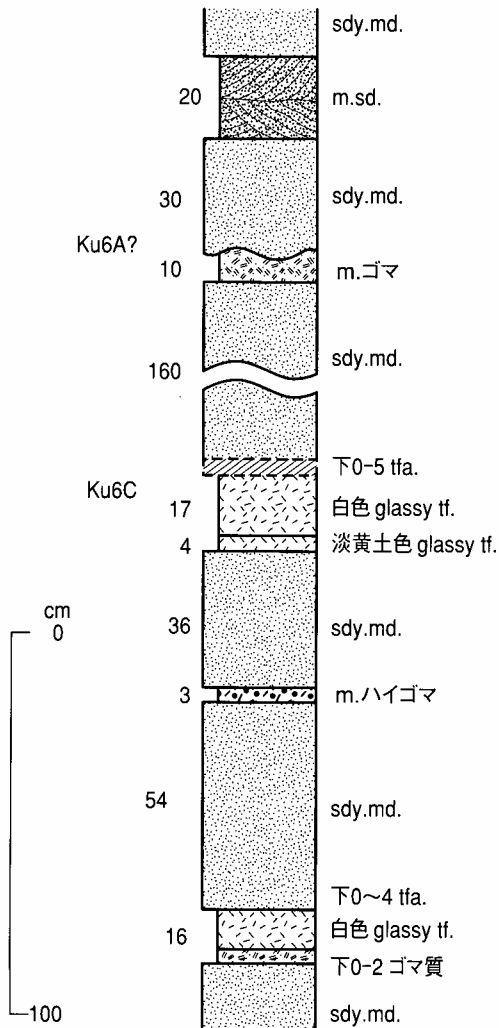
泥岩からなりタービダイト砂岩を稀に含む。上部(Ku3より上)は砂質泥岩と泥質砂岩からなる。下部の泥岩は西に向かって粗くなり、諸崩の北東では、砂質泥岩と泥質砂岩に変わる(第4.18図)。磯根崎背斜周辺では砂質泥岩からなり、Ku6を挟在する。

第4.19図に磯根崎背斜付近における鍵層Ku6の柱状図を示す。この鍵層中のKu6Cは九州の猪牟田カルデラを給源とする広域火山灰(猪牟田アズキテフラ;町田・新井, 2003)に対比できるものとしてよく知られている。磯根崎背斜のKu6Cの鉱物組成及びガラス・鉱物の屈折率などを求めたところ、他地域での分析値とよく一致する結果が得られ(付表第1表)、対比の正しさが確認された。この鍵層は三梨ほか(1979)や鈴木ほか(1995)によってU6とされ、町田ほか(1980)ではKu6とされていたものである。

層厚 西栗倉では市宿層との境界(Ku3の少し上)から基底のKu6まで129m。諸崩の北では、市宿層との境界(Ku5の上)からKu6まで48mある(第4.6表)。

化石 磯根崎背斜付近の本層から陸棚の貝化石の産出が報告されている(馬場, 1990)。

対比 鹿野山の南に分布する岩坂層及び栗倉層(三梨ほか, 1962)の上部は本層に含まれる。磯根崎背斜軸部に分布する三梨ほか(1962)の岩坂層は、上記のようにKu6の存在によって国本層と梅ヶ瀬層上部であることが分かる。



第4.19図 国本層の凝灰岩鍵層Ku6の柱状図
磯根崎背斜付近。
凡例は第3.3図に示す。

4.8 市宿層 (Ij)

命名 大塚・望月 (1932)。

模式地 命名時の指定はないので、本報告では君津市市宿付近とする。

分布 鹿野山、鬼泪山の丘陵を中心とし、南北3km、東西12kmに渡ってENE-WSW方向に分布する。西海岸の長浜付近に至り層厚を急に減じる。

層序 市宿層の下限は西に向かってより下位の地層と接している。富津地域東部では国本層に整合的に重なるが、西部の岩坂周辺では国本層を欠き、その下の梅ヶ瀬層を不整合的に覆う。

上限については、富津地域東部では本層と上位の長南層の境界に小規模な浸食面が認められるものの全体として岩相は漸移的で両者の関係は整合である。中部から西部においては長南層を欠き、その上位の笠森層長浜砂礫部層によって不整合に覆われる。長浜砂礫部層基底には

第4.6表 国本層の主要鍵層間累積層厚 (単位: m)
距離は諸崩北を起点として計測。

	諸崩北	西栗倉
距離 (km)	0.0	2.0
市宿層基底	0	0
Ku3		13
Ku5	15	86
Ku6 (国本層基底)	48	129

チャンネルを伴う浸食が見られる。

市宿層と下位層との関係を「東京湾不整合」として重視し、市宿層基底を下総層群の基底とする考え (楡井, 1981) や逆にその関係は単なる海流や潮流による海底侵食の結果とする考え (峯崎・立石, 1992) などがある。市宿層と国本層は、富津地域東部から大多喜地域にかけて広く整合であるので、ここでは市宿層の基底を層群の境界とはしない。

岩相 スコリア・軽石粒などに富み、大規模な斜交層理の発達する細粒から粗粒の砂層及び細礫層からなる。稀に泥岩層 (20cm以下) を挟在する。単位層の厚さが3mに及ぶトラフ状斜交層理あるいは5mに及ぶ平板状斜交層理が見られる。

上述のように富津地域西部では本層は下位層と侵食面をもって接するが、中部から東部にかけての地域では顕著な浸食面は見られない。境界付近の岩相は国本層の生物擾乱を受けた泥質砂岩から、平行葉理の見られる細粒砂層を経て、市宿層の斜交層理をもつ砂層へと漸移的に変化する。西部における侵食面の形成は、現在の海底の海盆地形と類似の成因によると考えられ (峯崎・立石1992)、市宿層基底の地層の欠如は海底侵食によるものである。中山・増田 (1987) は市宿層の大規模な斜交層理が発達する砂層は、黒潮により陸棚状につくられた海流サンドウェーブの堆積物であるとし、峯崎・立石 (1992) はそれに加えて潮流の影響も指摘している。

地質図には示していないが、磯根崎背斜周辺に分布する国本層と長浜砂礫部層の境界部には、単位層の厚さが数10cmの斜交層理が発達する中粒砂岩が数m挟在する場合があります。市宿層に相当すると考えられる。

層厚 鹿野山周辺でもっとも厚く250m以上、鬼泪山付近で230m以上である。岩坂西方では本層の層厚が急減するとともに上位の笠森層長浜砂礫部層により本層の大部分が削剥されている。

化石 中山・増田 (1987) は本層から暖流系種をわずかに含む寒流系種を主体とした貝化石群集を報告し、殻の保存の良い貝化石から推定される本層の堆積した水深は50-250mであると考え、さらにサンドウェーブの堆積環境を考慮して古水深は50-130mであるとした。

対比 富津地域東部において長南層と国本層の間に位置する本層は、東方に向かって大多喜地域の長南・国本両層間にある柿の木台層に移化する。

4.9 長南層 (Ch)

命名 三土 (1933).

模式地 長生郡長南町長南.

分布 鹿野山の北麓，馬登より福岡まで分布し，さらに東へ小糸川を越えて大井戸から東隣の大多喜地域に分布が続く。

層序 前記のように下位の市宿層との境界には小規模な浸食が見られるが，全体としては整合に重なる。上部は笠森層長浜砂礫部層によって不整合に覆われる。この不整合により本層は中部から西部にかけて全て浸食されるので，分布は東部のみである。

岩相 本層下部は平行葉理ないし単位層の厚さ数10cmの小規模な斜交葉理の発達する細粒砂層からなり，砂質泥岩層を挟在する。下位の市宿層の大規模な斜交層理の発達する砂層との間には小規模な浸食面が認められる。細粒砂層の上位には，平行葉理の発達する細粒砂層を挟在し生物擾乱の発達した泥質砂岩が重なる。駒久保付近ではさらに上位に，砂鉄質の平行葉理を伴う細粒ないし中粒砂岩，その上に炭質物を多く含む砂質泥岩ないし泥岩が重なり，この中に凝灰岩鍵層Ch1が挟在する(第4.20図)。このCh1の鉱物組成及びガラス・鉱物の屈折率を付表第1表に示す。この泥岩は笠森層長浜砂礫部層の斜交層理をもつ砂礫層に覆われる。馬登付近から西では，長南層は長浜砂礫部層によって浸食されてなくなり，長浜砂礫部層が直接市宿層に重なる。

富津地域の長南層は，その岩相から陸棚泥帯から砂帯にかけての堆積物である。模式地付近の長南層はタービダイト砂岩を主体とする砂泥互層で，より深海の堆積環境を示す。長南層の堆積環境は東から西に向かって浅くなっている。

化石 馬場・青木 (1980) は，大多喜・姉崎地域で寒流系の軟体動物化石群集を報告している。

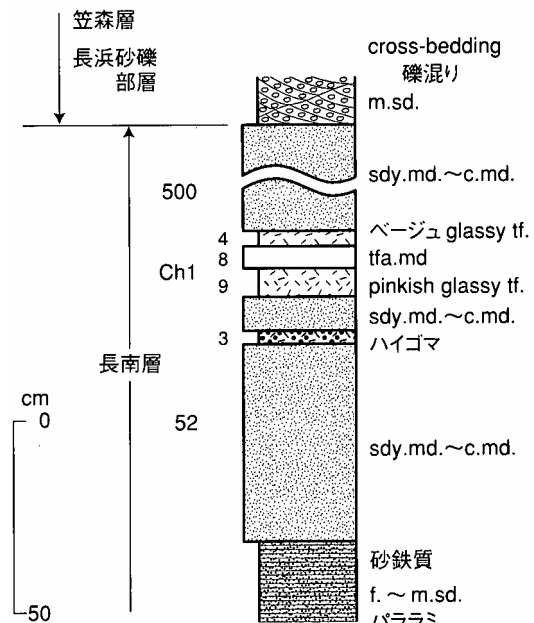
対比 本地域の長南層上部にはCh1が認められ，模式地付近の長南層上部に対比される。

4.10 笠森層 (Ks, Ksn, Ksk, Kss)

命名 三土 (1933).

模式地 長生郡長南町笠森付近.

分布 富津地域の中・北部に比較的広く分布する。小糸川の北側では，下総台地の南の縁に沿って練木から長石まで分布する。小糸川の南側では，鹿野山の北麓から小糸川のすぐ南の丘陵まで分布する。富津地域の西側では，本層の分布は佐貫向斜と磯根崎背斜によって繰り返



第4.20図 長南層上部の凝灰岩鍵層Ch1の柱状図
君津市駒久保付近。
凡例は第3.3図に示す。

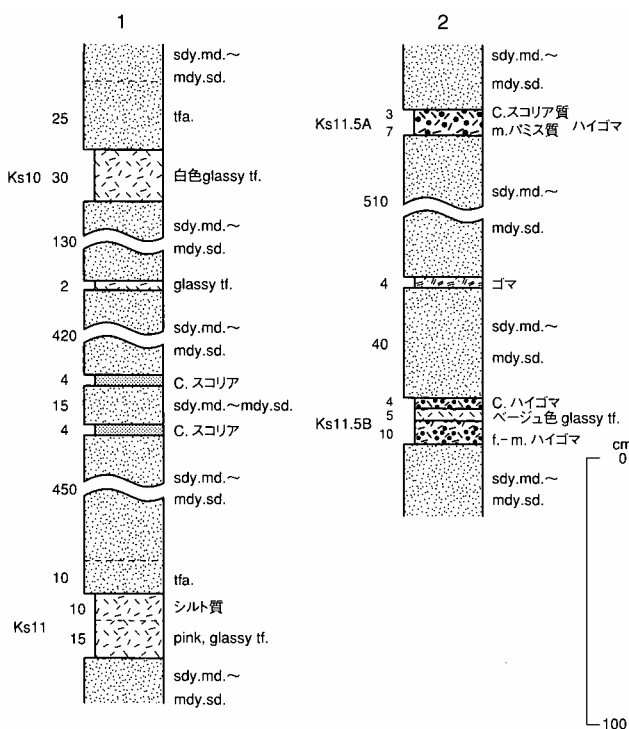
され広い範囲に及んでいる。

層序 富津地域では，本層は上総層群の最上部層である。下位層との関係は，本地域中部から西部では，笠森層下部の長浜砂礫部層が顕著なチャンネル構造を伴う不整合をもって下位の市宿層，国本層及び梅ヶ瀬層を覆い，東部では長南層を不整合に覆っている。上位については，小糸川の南側では，下総層群地蔵堂層によって，北へ向かって開く谷状の不整合をもって覆われる。この不整合は一種の傾斜不整合で，北側では不整合面は笠森層上部の周南砂岩部層の上にあるが，南側では中部の佐貫泥岩部層まで浸食が及ぶ(地質図及び地質断面D-E参照)。

小糸川の北側では笠森層と地蔵堂層の間に顕著な構造差は認められないが，南側と同様に両者の関係は不整合である。本地域東隣の姉崎・大多喜地域においては，笠森層と地蔵堂層の間に，上総層群の最上位を占めて金剛地層が存在するが，本地域では金剛地層は欠如している。

金剛地層は大多喜地域の西部まで分布するが，富津地域との境界付近に至って厚さを減じ尖滅する。富津地域東端の小糸大谷付近には笠森層最上部に10m程度の比較的淘汰の良い砂層があり，金剛地層の一部が再び現れている可能性があるが，小糸大谷から西では金剛地層は全く欠如していて，笠森層主部の泥質岩の上に下総層群地蔵堂層が直接不整合に重なっている。

岩相 本地域の笠森層は，主部，長浜砂礫部層，佐貫泥岩部層，周南砂岩部層の4つに区分される。小糸川南側



第4.21図 笠森層佐貫泥岩部層の凝灰岩鍵層Ks10, Ks11, Ks11.5A・Bの柱状図
1: 富津市大堰付近, 2: 君津市山高原。
凡例は第3.3図に示す。

の笠森層については、砂礫層、泥岩層及び砂岩層の3つの特徴ある地層に分けられるので、従来の研究も踏まえてそれぞれ長浜砂礫部層、佐貫泥岩部層、周南砂岩部層の3部層に区分した。小糸川北側については主部と長浜砂礫部層の2つに区分した。

1) 主部 (Ks)

小糸川の北側に分布し、東の大多喜地域の笠森層へそのまま連続する。岩相は、生物擾乱を受けた砂質泥岩ないし泥質細粒砂岩を主体とする。富津地域東縁から小糸大谷付近では長浜砂礫部層を除く笠森層主部の層厚は70m程度で、大多喜地域西部より更に薄くなっている。この地域では、主部は細粒砂層と泥質な極細粒砂層の数cmから数10cm単位の互層からなっており、最上部には数cm単位の細粒砂層と泥層の頻互層が発達する。細粒砂層にはリップル状斜交層理がしばしば見られる。さらに西の大鷲付近及びその西側に分布する主部は笠森層の最上部に当たり、岩相は東縁部より細粒で、塊状の砂質泥岩ないし泥岩からなっている。

2) 長浜砂礫部層 (Ksn)

命名 金原ほか (1949) による。

模式地 富津市長浜付近。

岩相 富津地域の笠森層の最下部にあたり、細礫・中礫層を主体とし、中粒から粗粒の砂岩を挟む。基底に顕著なチャンネル構造を伴う。西部地域では、数10cmから数

mに及ぶ巨大な泥岩ブロックを含む。模式地の長浜付近から宝竜寺にかけての地域では、本部層は基底に顕著なチャンネル構造を伴って下位層を削剥し、下位層とは不整合関係にある。とくに、長浜付近では長南層、市宿層及び国本層を欠いて本部層が直接梅ヶ瀬層を不整合に覆っているところもある。富津市清水東方の砂取り場でも市宿層を削って発達するチャンネルが観察され、幅数mから10数mのチャンネルが複合して不整合面を形成している。

中部の馬登以東ではこのようなチャンネルははっきりと認められず、長浜砂礫部層の厚さも薄くなる。磯根崎背斜周辺でも基底にはチャンネルは発達しない。しかし、本部層は長南層と市宿層を欠いて国本層に接する。本部層は東方へ向かって徐々に上位の地層に接し、富津地域東縁で長南層に重なる。

本部層は大多喜地域の万田野砂礫層の上半分に連続する。

3) 佐貫泥岩部層 (Ksk)

命名 植田 (1930) による。藤原・生越 (1952) が再定義。

模式地 富津市佐貫付近。

岩相 模式地付近から西側では、厚さ数cmの砂岩薄層を挟在する泥岩で、長浜砂礫部層との境界付近にスランプ堆積層が発達する。磯根崎背斜北側でも下部は同様の岩相であるが、上位へ向かって粗粒となり、周南砂岩部層に近い部分は砂質泥岩ないし泥質細粒砂岩を主体とする。本地域中部の山高原より東では部層全体が粗粒化し砂質泥岩ないし泥質細粒砂岩を主体とする。

4) 周南砂岩部層 (Kss)

命名 金原ほか (1949) による。

模式地 富津市周南。

岩相 細粒砂岩ないし極細粒砂岩と砂質泥岩ないし泥質砂岩との10-30cm前後の厚さの互層を主とし、稀に50cmを越える級化層理を持つ細粒砂層を挟在する。これは、徳橋・遠藤 (1984) が“ふきながし型”砂泥互層として記載した岩相に当たる。

細粒砂岩層にはしばしばリップル状斜交層理が発達する。生痕が発達することが多く、砂層と泥質な部分との境界は不明瞭である。富津市障子谷付近の本部層上部には、徳橋・遠藤 (1984) が“ちりちり型”互層として記載した厚さ数mmから数cmの砂層と泥層の薄互層 (flaser bedding) が挟在する。

5) 凝灰岩鍵層

長浜砂礫部層中にはKs15が認められている (町田ほか, 1980)。佐貫泥岩部層中にはKs11.5A・B, Ks11, Ks10が認められており (町田ほか, 1980)、今回の調査でもKs11.5A・Bが君津市山高原以東で確認・追跡でき、富津市大堰付近でKs11とKs10が認められた (第4.21図)。このKs11とKs10の鉱物組成及びガラス・鉱物の

屈折率を付表第1表に示す。

また、棟木付近の笠森層主部最上部、相野谷付近の周南砂岩部層上部にはKs5が挟在する（三梨ほか，1979；町田ほか，1980；鈴木ほか，1995）。

層厚 笠森層全体として約200m前後あるが，本地域東縁部では100m前後に薄くなる。

化石 本地域の笠森層の貝化石については，藤原・生越（1952）による報告がある。とくに，長浜砂礫部層からは多くの貝化石の報告がある（藤原ほか，1952；生越，1964）。本調査地域の長浜砂礫部層下部には，上部浅海性の寒冷系種を主とする群集が含まれ，長浜砂礫部層上部からは下部浅海性の暖流系群集が報告されている（馬場・青木，1980；馬場，1990）

長浜砂礫部層及び佐貫泥岩部層から*Parelephas trogontherii*，周南砂岩部層から*Stegodon sinensis*などの哺乳類化石が産出する（高井，1938）。

対比 槇山（1930b）及び藤原ほか（1952）の笹毛層は，長浜砂礫部層と佐貫泥岩部層下部に相当する。長浜砂礫部層中にはKs15が認められ（町田ほか，1980），姉崎地域の万田野砂礫層はKs12-22前後の層準に相当するとされるので（徳橋・遠藤，1984），長浜砂礫部層は，姉崎地域の万田野砂礫層上部に対比され，前述した岩相の連続の仕方と矛盾しない。

佐貫泥岩部層と周南砂岩部層中には，凝灰岩鍵層Ks11.5A・B，Ks11，Ks10，Ks5などが挟在されることから，両部層は模式地付近の笠森層上部に相当する。

第5章 下総層群

(渡辺真人)

富津地域を含む房総半島の下総層群に関しては、多くの層位学的・古生物学的及び地形学的研究が行われてきた。火山灰層の対比や堆積サイクルの詳細な認識が進み、現在では徳橋・遠藤(1984)が本地域東北の姉崎地域で確立した層序が房総半島で広く使われている。本地域についても従来層序に関してさまざまな見解があったが(小島, 1966; 青木・馬場, 1971; Yajima, 1978; 杉原ほか, 1978), 佐藤(1994, 1997, 2000)及び小松原ほか(2004)などにより対比に重要な火山灰層が本地域から多数見いだされ、姉崎地域の層序に準じて層序区分がなされるようになった。

富津地域においては姉崎地域(徳橋・遠藤, 1984)と同様に、地蔵堂層の基底が下総層群の基底となる。下総層群には淡水-汽水成の礫層・泥層と、貝化石を含む海成砂層からなる氷河性海水準変動に起因する堆積サイクルの繰り返しが発達し、この堆積サイクルに基づいて地層の区分が行われている。氷河性海水準変動と地層区分の対応関係を中里・佐藤による下総層群の酸素同位体比曲線によって第2.4図に示す。

1980年代以降、下総層群に関する火山灰層を用いた層位学的研究が進展するとともに堆積相解析と化石群集に基づく詳細な堆積環境の復元が行われるようになった。これらの最近の研究に関しては、中里・佐藤(2001)及び岡崎ほか(2001)などに紹介され引用されている。下総層群の各層に関する化石・年代・火山灰層序・堆積環境・シーケンス層序・テクトニクスなどの従来の研究の詳細についてはそれらの文献を参照されたい。下総層群の各層は上述のように氷河性海水準変動に伴う堆積サイクルにより区分されており、各層の境界は、シーケンス層序学におけるシーケンス境界にほぼ一致する。

5.1 地蔵堂層(Jz)

命名 坂倉(1935b)による。徳橋・遠藤(1984)が再定義した。小糸川の南側に分布する本層は従来東谷層と呼ばれてきたが(品田ほか, 1955), 地蔵堂層と同一の層準及び岩相の地層であるので、本地域では地蔵堂層として一括して扱う。

模式地 木更津市地蔵堂付近。

分布 小糸川の北側では、下総台地の南縁に沿って下新田から長石付近まで分布する。小糸川の南側では、佐貫向斜の軸部に沿って、船端から東谷までチャンネル状に分布し、東谷からは北に向かって扇形に広がり西谷、三舟

山、根岸付近まで分布する。

層序 小糸川の南側では、下位の笠森層佐員泥岩部層と周南砂岩部層を不整合に覆う。小糸川の北側では笠森層の主体に不整合に重なる。上位は、藪層と一部姉崎層によって不整合に覆われる。

岩相 下部は、数mのトラフ状斜交層理を伴う砂礫層主体の部分と数m~10数mの泥層主体の部分からなり、上部は10~数10mの斜交層理ないし平行層理を伴う細粒から粗粒の砂層と最大20m程度の泥質砂と細粒砂の互層からなっている(第5.1図)。下部の砂礫層は小糸川の南側によく発達する。下部の泥質層主体の部分は、小糸川の南側では比較的均質な泥層からなる場合が多いが、小糸川の北側では頻りに砂層を挟む細互層となることが多い。小糸川の南側の本層は笠森層を浸食してできた谷地形を埋めるように堆積しており、笠森層とは顕著な不整合関係にある。三梨(1973)により火山灰鍵層Hy4(徳橋・遠藤, 1984のJ3)が富津地域の本層上部の砂層中に見出されている。

化石と堆積環境 大原(1973)は従来東谷層と呼ばれていた小糸川の南側の本層から貝化石を、Ogose(1968)は小糸大谷付近の本層の貝化石についてそれぞれ報告している。両者によれば、本地域の貝化石層は模式地の地蔵堂層の貝化石よりもより浅海区上部の化石を多く含み、小糸川の南側の本層下部からは内湾的な要素の強い化石が産出する。Ito and O'hara(1994)は本層下部はエスチュアリー堆積物で、小糸川の南側ではその上に陸棚状に発達する潮汐サンドリッジシステムが、小糸川の北側では三角州システムが認められるとした。

5.2 藪層(Yb)

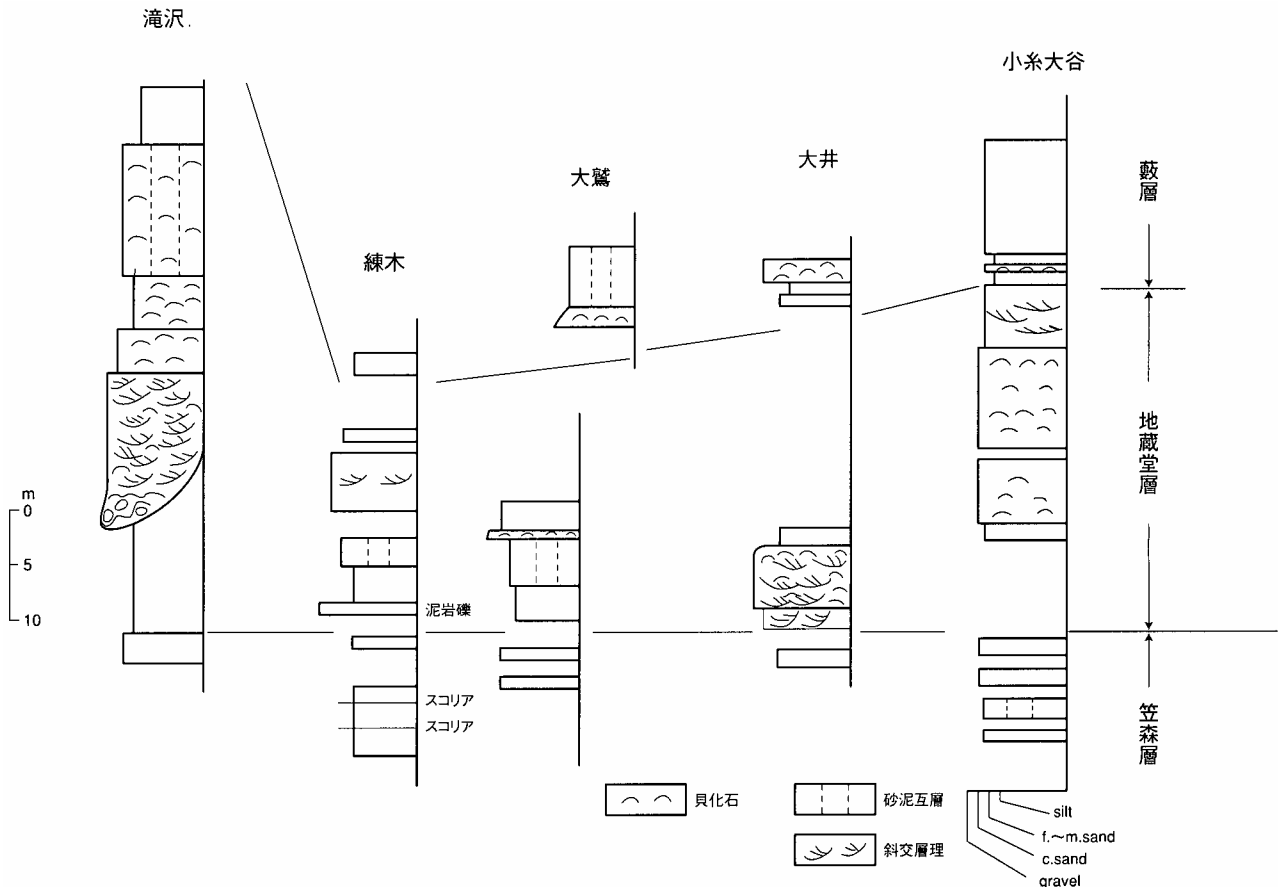
命名 坂倉(1935b)による。徳橋・遠藤(1984)が再定義。

模式地 木更津市藪及び宿周辺。

分布 小糸川北側の下総台地に分布する。

層序 下位の地蔵堂層を不整合に覆い、上位には、上泉層、姉崎層、一部木下層が不整合に重なる。

岩相 本地域東端の君津市小糸大谷付近を境に東と西では岩相が異なる。東側では、基底に数mの生物擾乱を受けた砂質泥層があり、その上位に約20mの砂層がのる。砂層中には平行層理や平板型・浅いトラフ型の斜交層理がみられる。西側ではチャンネル状の浸食面をもって地蔵堂層に重なる砂礫層とその上位の泥質層からなる。砂礫



第5.1図 笠森層最上部・地蔵堂層・藪層の柱状図

層は厚さ1~2mで、トラフ型斜交層理がみられ、その上に塊状泥質砂層が漸移的に重なる。その上位の泥質層は、厚さ数cmから20cm程度の泥層と極細粒-細粒砂層の互層からなる。この泥質部の厚さは15~20mである。佐藤（1994, 1997）により火山灰鍵層Yb0が富津地域の本層下部から見出されている。

化石と堆積環境 岡崎ほか（2000a）は、本地域を含む木更津台地の藪層の堆積相と貝化石を検討し、富津地域東部の本層中部に発達する砂層は海進期に発達した砂嘴の堆積物で、小糸大谷付近より西側はこの砂嘴の内側に当たる内湾の環境にあり、泥質層が堆積したとした。

5.3 上泉層 (Km)

命名 三土（1937）
模式地 市原市上泉及び川原井周辺。
分布 小糸川北側の下総台地に分布する。
層序 下位の藪層の上に不整合に重なる。上位は、清川層、木下層及び姉崎層によって不整合に覆われる。
岩相 本層下部は砂礫層と泥質層からなり、上部は砂層からなる。上部の砂層は分布域の西部では礫混じりの粗粒砂主体で、東部では淘汰の良い細粒砂が優勢となる。

富津地域内では露出が断片的で正確な厚さは不明であるが、全体で最大20m前後である。富津地域北東端付近の本層下部の砂礫層よりKm2が見出される。岡崎ほか（2000b）は、本層上部の海成砂岩から火山灰鍵層Km8、Km9を見出している。

化石と堆積環境 岡崎ほか（2000b）は、本地域の上泉層の堆積相と貝化石を検討し、ギルバート型粗粒三角州が上泉層に認められることを明らかにした。

5.4 清川層 (Kk)

命名 植田（1930）による。徳橋・遠藤（1984）が再定義。
模式地 袖ヶ浦市大鳥居付近。
分布 小糸川北側の下総台地に分布する。本地域内の分布はやや限られ、台地の東側には分布しない。
層序 下位の上泉層に不整合に重なる。上位は、木下層によって不整合に覆われる。
岩相 砂礫層と砂泥互層ないし泥層からなる。本層の砂礫層は侵食面を伴って上泉層に重なり、厚さ1~2mである。その上位に厚さ数mの砂泥互層又は泥層が重なる。さらにその上位に1~2mの砂礫層と数mの泥質層

が重なる。泥層は灰白色で、礫混じり砂層、細粒砂層を挟み、腐植物あるいは植物根を含む（第5.2図）。火山灰鍵層Ky1（岡崎ほか，2000b），Ky3.5（佐藤，1994）が確認されている。

化石と堆積環境 岡崎ほか（2000b）は本地域の清川層下部は潮汐チャネルの堆積物で，その上位に植物片などを多く含む潮汐低地の堆積物が重なるとした。

5.5 木下層 (Ko)

命名 横山（1930）。

模式地 印西市木下。

分布 小糸川北側の下総台地に分布する。

層序 下位の上泉層，清川層，一部藪層を不整合に覆う。上位は，姉崎層が不整合に重なる。

岩相 本層下部は浸食面をもって下位層を覆う厚さ数mの砂礫層と厚さ1～3mの泥層からなり，上部は厚さ数mの細粒砂層からなる（第5.2図）。本層は下総層群のさまざまな層準を覆っている。泥層は生物擾乱を受けており，木片が含まれていることがある。木更津地域では，下部の泥質層に火山灰鍵層Ko-1（Tau-12）が挟まれることが認められている（佐藤，1994）。

化石と堆積環境 本層上部の砂層からは暖海性貝化石が多産する（青木・馬場，1971；大原ほか，1976）。

5.6 姉崎層 (As)

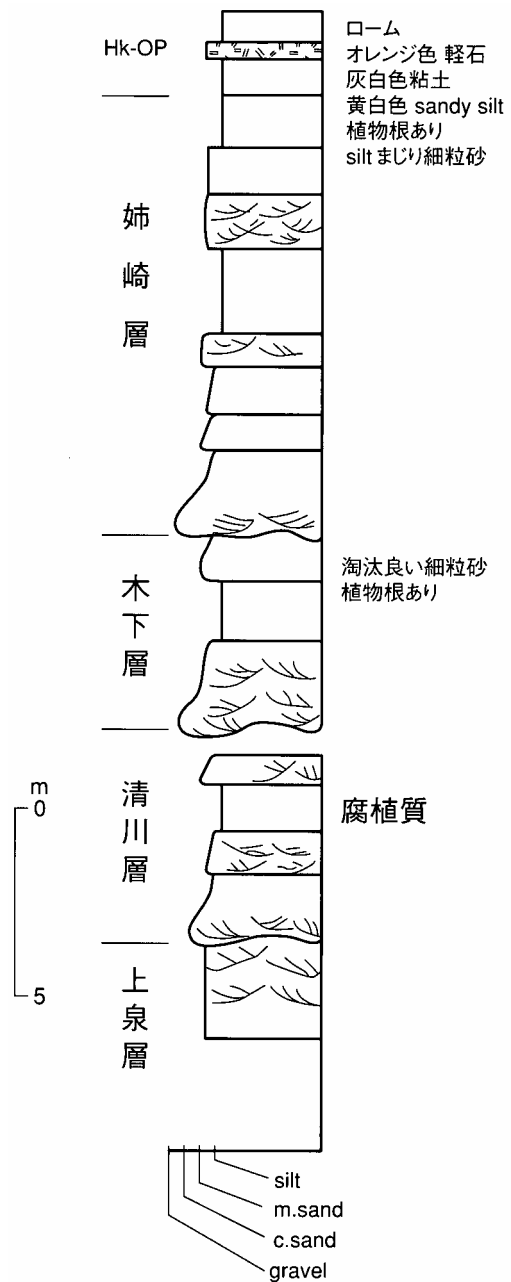
命名 青木ほか（1970）により姉ヶ崎層として命名された。その後，徳橋・遠藤（1984）により名称を姉崎層と変更された。

模式地 市原市引田の採土場付近。

分布 小糸川北側の下総台地に分布する。小糸川南側の三舟山の頂上部にも小さな分布がある。

層序 下総層群の最上部層である。下位の地藏堂層，藪層，上泉層及び木下層に不整合に重なる。

岩相 トラフ状斜交層理を持つ砂礫層と，砂層を挟む泥層ないし砂質泥層の互層からなる。砂礫層は厚さ数10cm～3m，泥質層は厚さ数10cm～2m前後である。富津地域における本層の層厚は数m～10m程度である。姉崎層の堆積面は，小糸川の北側で広く下総台地の段丘面（姉崎面）を形成しており，小原台軽石層（Hk-OP）を基底に挟在する新期関東ローム層を載せている（上総下位面：杉原・細野，1974）。小糸川南側の三舟山に孤立して分布する姉崎層の上にも小原台軽石層（Hk-OP）が確認されている（杉原ほか，1978）。



第5.2図 上烏田北方における上泉層・清川層・木下層・姉崎層の柱状図
凡例は第5.1図に示す。

地質図には示していないが，本地域の姉崎層と新期関東ローム層との間には厚さ数10cm～1m前後の凝灰質粘土層が挟まれる。この粘土層は中村・福田（1953）によって常総粘土層と呼ばれたものである。徳橋・遠藤（1984）はテフラを母材として著しく粘土化したものとし，“常総粘土”と呼んだ。

第6章 新期段丘堆積物及び沖積層

(中嶋輝允・渡辺真人)

本地域に分布する下総層群以降の堆積物は、後期更新世から完新世の新期段丘堆積物及び完新世の富津尖角岬堆積物・小糸川三角洲堆積物・海岸砂丘堆積物・現河床堆積物などである。また、顕著な人工構築物としては、富津岬北側の大規模な埋立地、富津岬先端の第一海堡や富津岬に集中的に存在する古代の古墳群がある。

なお、前項で述べたように下総層群姉崎層の堆積面は、下総台地における段丘面として姉崎面を形成している。この項で述べる段丘堆積物はそれ以降の新期の段丘堆積物である。

6.1 新期段丘堆積物

小糸川及び湊川流域に沿って河成段丘が存在する。両河川の中～下流にかけては、広い面積を占めて発達している。両河川の河成段丘と段丘面の高度分布を第6.1図に示す。河成段丘は、主なものが小糸川で5段、湊川で4段認められる。それぞれの段丘面の比高や連続性は、両河川で共通していて対比が可能なので、両河川共通の区分を行い、5段の段丘を上位より富津Ⅰ段丘～富津Ⅴ段丘とした。各段丘はいずれも段丘堆積物を伴っている。

a. 富津Ⅰ段丘堆積物・富津Ⅱ段丘堆積物 (新称, t1・t2)

富津Ⅰ段丘と富津Ⅱ段丘は限られた範囲に存在する(第6.1図)。富津Ⅰ段丘は、小糸川中流の萩野台と富津地域北東縁(下総台地)に分布し、段丘面の比高は80～100m。富津Ⅱ段丘は、小糸川南岸の新御堂、川久保、西栗倉等に分布し、比高は河口近くで50～60m、中流部で65mある。堆積物はいずれも泥岩礫を含む中粒ないし粗粒砂からなる。萩野台の富津Ⅰ段丘堆積物では、砂礫層の上に、箱根東京テフラ(Hk-Tp)とみられる風化した軽石層を基底に挟在するローム層が重なっているのが観察された。両段丘堆積物は、それぞれ、杉原ほか(1974)の市原面Ⅰと市原面Ⅱに対比されると推定される。富津Ⅱ段丘は、湊川中流の御代原、戸面原にも分布し、現河床との比高は、御代原で45～60m、戸面原で55～65mある。

b. 富津Ⅲ段丘堆積物 (新称, t3)

小糸川では現河床との比高は、下流部で20～35m、中流部で30～40m。上野台、三直、糠田、塚原、駒久保、沢巻、大野台、清和市場、植畑等比較的広い範囲に存在する。堆積物は主として砂礫層からなる。杉原・細野(1974)の南総面の一つに対比されると推定される。

湊川では段丘面の比高は、下流部から中流部にかけて30～45mでほぼ一定。上総湊、寺尾、関尻、上後、大川崎、大田和、関、小畑、御代原、中倉等に分布する。段丘堆積物は厚さ1～2mの砂礫層である。

c. 富津Ⅳ段丘堆積物 (新称, t4)

小糸川北岸の南子安付近にのみ分布する。段丘面の比高は10～20m。杉原・細野(1974)の南総面の一つと推定される。段丘堆積物は、厚さ1～2mの礫、砂及びシルトからなる。

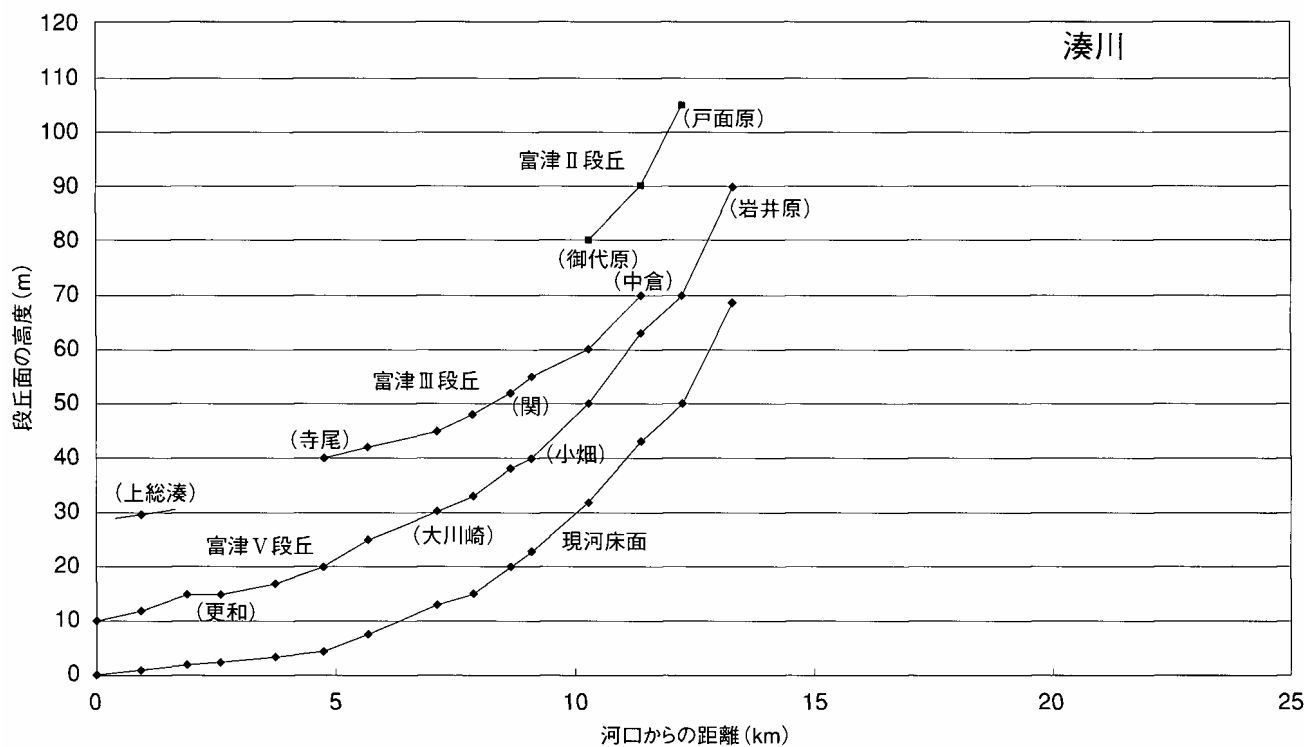
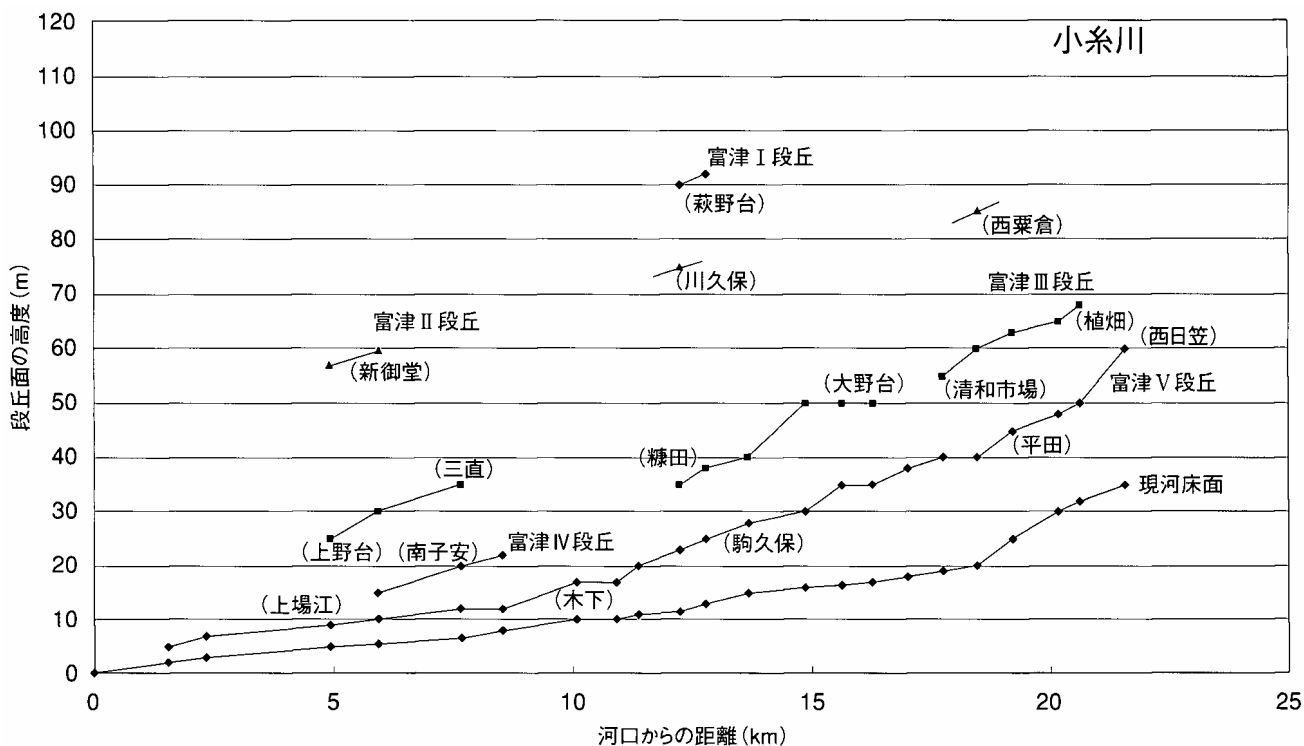
e. 富津Ⅴ段丘堆積物 (新称, t5)

この段丘は、最も広く分布し、連続的である。その堆積物は、小糸川と湊川の広い谷をほぼ一杯に埋め立てて分布する。小糸川では上湯江から西日笠付近まで連続的に分布し、現河床との比高は下流部で5～15m、下流部と中流部の境(糠田～糸川)で15～20m、中流部で20～30mある。

湊川では、河口部の上総榛から戸面原まで連続的に分布する。比高は、下流部の河口から横山の間で10～20m、横山から中流部の御代原までは15～25m、中流部の御代原から岩井原までは20～30mである。湊川下流部では、富津Ⅴ段丘堆積物の露頭が観察できる。そこでは、段丘面の高さから現河床までの約10mの間に、礫、砂、シルト等からなる厚い堆積物が見られる。堆積物の上部は、トラフ状斜層理が発達する砂層からなり、中部には泥炭層が存在する。この堆積物と富津Ⅴ段丘の広い分布を考慮すると、湊川の谷幅全体が現河床近くまで、富津Ⅴ段丘堆積物によって埋め立てられた時期のあったことが推定される。

富津Ⅴ段丘は、岩瀬川、染川、白狐川など他の小河川にも広く分布する。染川に分布する完新世段丘については、遠藤・関本(1981)によって、高位から佐貫面、亀田面、大坪面に区分されているが、そのうち佐貫面が富津Ⅴ段丘に相当する。染川河口部の富津Ⅴ段丘堆積物を構成する内湾性シルト層は縄文海進前期から最盛期の堆積物とされている。

岩瀬川流域の富津Ⅴ段丘は、北側の富津Ⅰ尖角岬堆積物の作る面に連続し、同一時期に形成されたものである。その年代に関しては、茅根ほか(1991)の研究がある。それによると、富津Ⅴ段丘は河成・海成段丘で、調査地点のものは、下位より内湾粘土・シルト層、干潟細砂層、沼沢腐植質泥層からなる。年代については、高度6.2mから採取したウラカガミ殻と高度7.7mの干潟細砂層から産出したマガキ殻について¹⁴C年代測定を行い、そ



第6.1図 湊川・小糸川の河成段丘と段丘面高度分布

れぞれ6,010±130y. B. P. と5,480±90y. B. P. の年代値を得ている。

小糸川、湊川を含め、各河川の富津Ⅴ段丘堆積物は中・下流部では砂礫層を主とする河成堆積物であるが、河口に近くなると海成堆積物に置き換わる。小糸川流域の富津Ⅴ段丘は、河口近くにおいて富津Ⅰ尖角岬堆積物

へと漸移的に変わっている。海岸付近の富津Ⅴ段丘の研究から、完新世最高海面高度が各地点で得られている。小櫃川河口部では45m (土屋, 1980), 君津6m (宍倉, 2001), 岩瀬川下流部8m+ (茅根ほか, 1991), 染川下流部9~10m (遠藤・関本, 1981), 上総湊-金谷14.5~15m (宍倉, 2001) などである。以上から富津Ⅴ段丘は、

6,000～5,500年前の縄文海進の最盛期に形成されたものと考えられる。

6.2 沖積層

a. 富津Ⅰ尖角岬堆積物・富津Ⅱ尖角岬堆積物（新称，f1・f2）

富津岬は比高6～10mの平坦面をもつ段丘とそれを取り巻く標高0～4mの海岸平野からなる。前者は富津Ⅰ尖角岬堆積物の作る段丘面である。西に三角形に突き出した形をもち、富津尖角岬の原型となっている。その周囲及び先端に向けて新しい尖角岬、すなわち富津Ⅱ尖角岬堆積物が形成されている。

建設省土木研究所の行ったボーリング調査によると、富津尖角岬の堆積物は、上総層群笠森層に対比される富津州層の上に不整合に重なるシルト、砂、泥質砂、礫等からなる（建設省土木研究所地質研究室、1972）。また、富津Ⅱ尖角岬堆積物の地点で行われたボーリング調査によると、上総層群の上に不整合に重なる堆積物は11,570～490y. B. P. の年代値を示し、最下部の河成シルト層（11,570～9,870y. B. P.）とその上位の干潟、内湾、内海の堆積物（9,540～490y. B. P.）からなる（茅根、1991）。

富津Ⅰ尖角岬堆積物の作る面は、先に述べたように、岩瀬川の富津Ⅴ段丘面に連続し同一時期に形成された。すなわち、縄文海進の高海面期に形成された面と考えられる。また、富津Ⅰ尖角岬堆積物の上には5～6世紀頃の古墳が多く存在する。その頃は既に陸化していた。

富津尖角岬の基部に当たる富津市三ッ池付近には上総層群の笠森層（周南砂岩部層）が西に向かって三角形に張り出すように分布している。この張り出し（高まり）は、ボーリング調査によって富津岬に認められた基盤（上総層群）の高まりに続くと推定される。最初の尖角岬は、この上総層群（基盤）の張り出した岬に向かう北と南からの沿岸流による堆積物の運搬・堆積によって形成された可能性が高い。富津Ⅱ尖角岬堆積物は、その後の相対的海面低下に伴って、初期の尖角岬の周囲と先端にできたと考えられる。

b. 海岸砂丘堆積物・小糸川三角州堆積物・現河床・現海浜堆積物（c・d・a）

富津岬の南側の海岸に沿って多数の海岸砂丘が存在する。標高は5～10m位で、多くは富津Ⅱ尖角岬堆積物の上にあるが、一部は富津Ⅰ尖角岬堆積物の上にある。富津岬の北側の海岸には海岸砂丘は認められない。

小糸川三角州は、昭和40～50年代の大規模な埋め立てによって姿を消した（第1.2図）。したがって、地表調査からはデータを得ることが出来なかった。小糸川三角州の北には円弧状に発達する小櫃川三角州がある。ボーリング調査によれば、小櫃川三角州は泥、砂、礫からなり、下部層は9,380～8,910y. B. P. の年代を示す（Saito, 1995）。三角州上には富津岬と同様に古墳などの遺跡が存在する。また、江戸時代の享保年間以降に小櫃川三角州の南側が出来たことが知られている（吉村、1985）。このように小櫃川では新しい時代まで三角州の形成が続いているが、これは小糸川三角州にも当てはまると考えられる。

小糸川三角州はカズプ状三角州に近い形をしている。小櫃川の円弧状三角州とは形が異なり、三角州としては未発達である。両者の形状や発達程度の相違は、河口から放出される堆積物の供給量、三角州周囲の沿岸流の強さや方向などの違いによると考えられる。

小糸川、湊川ともに現河床堆積物は、下流部では砂、中流部以上で砂・礫が主となる。しかし、中流域より上流では、河床に岩盤が露出することが多く、現河川堆積物の量は少ない。両河川ともに下流部では、富津Ⅴ段丘より低い段丘が2～3段認められる。これらは、縄文海進以降の海退期に形成された新しい段丘で、現在の河川の流路に沿って分布している。

中流部より上流においては、現河床と富津Ⅴ段丘の間の比高は、例えば小糸川では20m近くになる（第6.1図）。人間の主な生活面は富津Ⅴ段丘上にあり。現河川はその中を複雑に蛇行しながら深く抉り、浸食している。

現海浜堆積物は、磯根崎以北は主に砂で場所によって礫が混じる。磯根崎以南は浸食海岸が多く、礫が主である。砂は河口付近を中心に分布する。

第7章 地質構造及び地殻変動

(中嶋輝允)

7.1 褶曲

富津地域の地質構造は、大局的には安房層群から下総層群までほぼ東西方向の走向をもち、南から北へと上位の地層が分布している。しかし、よく見ると各層群の走向は僅かではあるが違っている。安房層群では東西の走向であるのに対して、上総層群・下総層群ではN70°Eで、上位ほど反時計回りに回転している。東の大多喜地域に入るとこの傾向はさらに顕著になる。褶曲構造の方向にも当然上記の違いが現れる。

褶曲は安房層群には多く存在し、上総層群に入るとその数が大きく減少する(第7.1図)。下総層群が褶曲に加わっているのは佐貫向斜の1ヶ所のみである。安房層群の褶曲の波長は背斜と向斜の軸間距離が0.25~1km、上総層群では0.7~4kmである。

本地域の南部にある志駒背斜によって、安房層群最下部の木の根層と天津層の一部が地表に現れている。志駒背斜の北と南には、衝上断層が存在するので背斜による隆起は、一層強調されている。志駒背斜は褶曲軸の長さが10kmあり、富津地域で最も規模の大きい褶曲である。志駒背斜中の木の根層の構造はかなり複雑で、小規模な褶曲が存在し、それらが全体としてひとつの大きな背斜をなす。すなわち、複背斜構造となっている。また、木の根層には断層も多く存在し、地層は褶曲と断層によって全体として複雑に破壊され、メランジ状になっている。衝上断層を伴う背斜構造は、湊川中流の関付近にも認められる(関背斜)。背斜軸の長さは約2.5kmで小規模な褶曲であるが、北側に衝上断層(関断層)を伴っている。

高岩山の北にある高岩山向斜より寺尾背斜までは、安房層群と上総層群の地層がともに褶曲している。中でも寺尾背斜は褶曲軸の長さが8kmある大きな背斜である。東日笠層の中の芹向斜は東日笠層のみならず下位の地層もともに褶曲している。言い換えると、下位層の向斜構造の中に東日笠層の谷地形が存在する。

寺尾背斜と芹向斜の西側延長に当たる湊川下流域は、段丘及び現河床堆積物によって広く覆われているので地質構造の詳細は不明であるが、湊川河床に点在する露頭と周辺の地質からおよその状況が把握できる。第7.2図には凝灰岩鍵層の追跡によって得られた湊川低地帯の地質構造を示している。湊川低地帯で顕著な構造は北側の寺尾背斜である。背斜の軸部には安房層群の安野層が分布していて、その周りを上総層群の黒滝層から梅ヶ瀬層

の各層が取り囲んでいる。

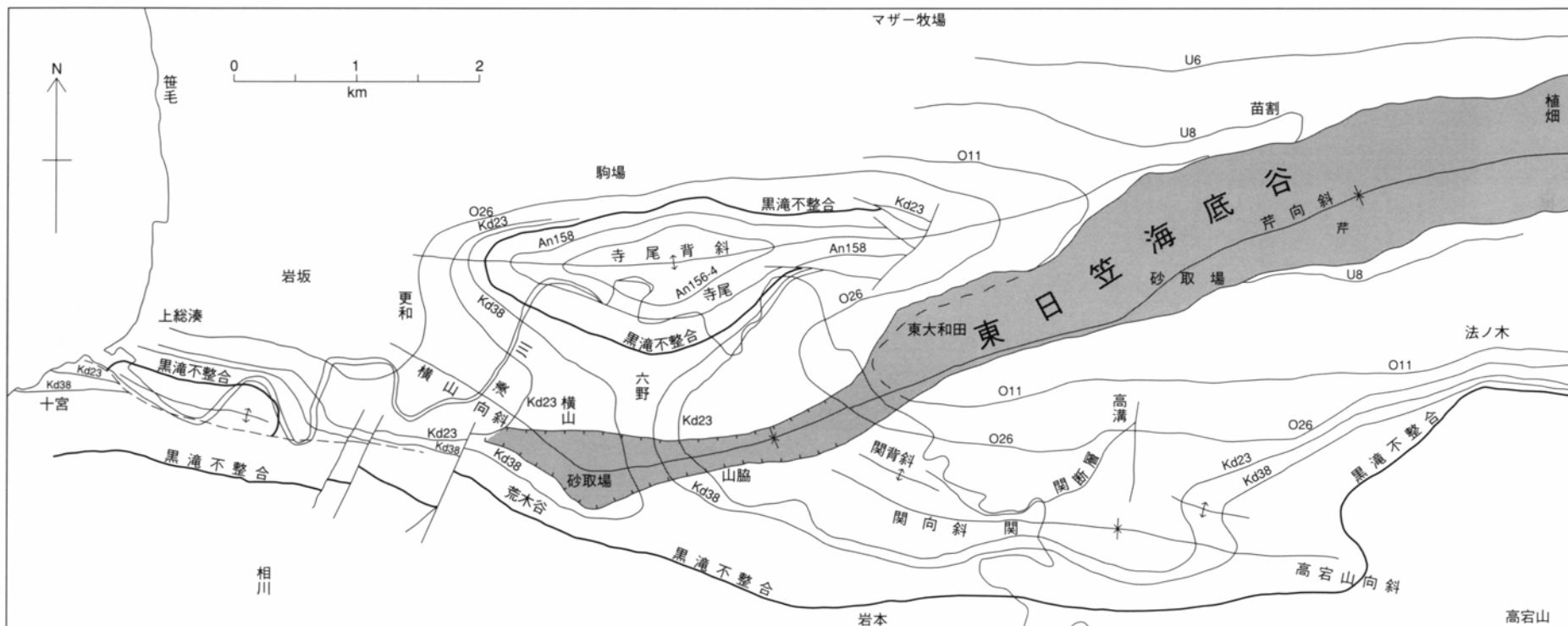
寺尾背斜の南側には芹向斜とその西側延長の横山向斜が存在する。両向斜は寺尾背斜の中心から南に伸びている尾根状の高まりによって分断されているが、これを無視すると両向斜軸の総延長は10km以上になる。この向斜軸の上に東日笠海底谷が形成され、東日笠層が堆積したことになる。向斜軸の方向は、横山の砂取場から東側では、N70°Eであるが、西側では方向が変わって、N57°Wの方向になる。東日笠海底谷の上流は後者の方向に向かっている。なお、南側の高岩山向斜から続く関向斜は、西側で芹-横山向斜に合流している。また、湊川の河口付近、湊川の北と南にある黒滝不整合の間には背斜と断層が存在する。

鹿野山の北西にある磯根崎背斜では、軸部に梅ヶ瀬層上部と国本層が分布し、周囲を笠森層長浜礫岩部層が取り巻く。その南の佐貫向斜では軸部に下総層群最下部の地蔵堂層が分布している。地蔵堂層の分布は佐貫向斜の軸部に沿って、南西から北東にチャンネル状に伸び、東谷付近から北側に向きを変え、そこから扇形に広がっている。このような分布の形状は、地蔵堂層の堆積物が南東側から供給されたことを示唆している。磯根崎背斜と佐貫向斜はともに西側延長部が浦賀水道海底下の地質構造の中にも認められる大きな構造である(石和田・三梨, 1965; 建設省土木研究所地質研究室, 1972)。

7.2 断層

地質図に描かれている断層は地層の変位が地図上に表現できる大きな断層である。実際には地質図上には現すことのできない多くの小断層がある。断層が最も多く発達するのは安房層群の木の根層と天津層で、その数は非常に多い。とくに、木の根層から天津層下部にかけては、多数の断層によって、同じ地層が何回も繰り返し現れる。系統の異なる断層も多いため、ひとつの露頭の中で地層がどのように変位しているのか、複雑でよく分からないことがしばしばある。

断層の数は、天津層中部から安野層の間で次第に減少してゆく。上総層群に入ると、断層の数は急速に減り、更に上部に向かうと断層は一層少なくなる。地質図上に表現できる断層は、上総層群では稀となる(第7.1図)。露頭における断層の観察から、主要な断層系統をまとめ第7.1表に示す。富津地域では8系統の断層を認めることができる。1のN-S系正断層Iは、他の系統の断層



第7.2図 湊川低地帯の地質構造

を全て切っている。以下同様に番号の小さい系統の断層が番号の大きい系統の断層を切る関係にある。

1のN-S系正断層Ⅰは最も多い断層のひとつで、褶曲構造を横切る横断断層としてしばしば現れる。富津地域では、相の沢断層に代表される(第7.1図)。隣接する鴨川・大多喜地域の東部には、この系統の断層が多数存在し、房総半島で最も顕著な断層系統である。

2のN-S系正断層Ⅱも褶曲を横切る横断断層の性質をもつが、N-S系正断層Ⅰには切られる。鴨川地域の保台-天津断層群に相当するものである(中嶋ほか, 1981)。

3のNW-SE系正断層は小断層では最も多い断層で、高宕川断層に代表される(第7.1図)。小断層では面なし断層であることも多く、木の根層から黄和田層まで見られる。

4のNE-SW系正断層は、上記のNW-SE系正断層によって切られるもので、褶曲を横切る横断断層としても存在する。木の根層から大田代層まで見られ、その活動は新しい年代まで及んでいる。

5と6の逆断層系は数が少ない。NE-SW系逆断層の大きな断層として逆木断層がある(第7.1図)。逆木断層は長さ3.5km以上に及ぶ。志駒背斜を横切り、背斜軸を左ずれに変位させているので、垂直方向の変位に加え水平方向の変位を生じる動きをもつ。NW-SE系逆断層は最も少ない断層で、主に安野層から黄和田層に認められる。

7と8はE-W系の断層である。背斜の周辺部に発達することが多い。正断層と逆断層がある。E-W系正断層の数は結構多いのに対して、E-W系逆断層は少ない。

E-W系正断層は、面なし断層を含み、木の根層から大田代層まで万遍なく見られる。寺尾背斜の北と南の縁に存在するE-W系正断層は、傾斜70°~80°の断層面を境に、安野層と黒滝層~黄和田層が接している。

E-W系逆断層は、志駒背斜の北と南の境界にある鹿原断層や上白狐断層のように、断層の長さが長い(第7.1図)。鹿原断層は、長さは11kmに及ぶ大きな断層で、多くの場所で断層の傾斜は50°~70°と大きい。志駒付

近では15~20°位で、低角の衝上断層となっている。

衝上断層は他に湊川の関付近にも存在する(関断層)。関断層は、長さが2km程度の短い断層で、北に向かって衝上している。断層面が地層の層理面に平行しているうえ、大きな断層破碎帯を伴わないので分かりにくい。周囲の凝灰岩鍵層の調査によって、黄和田層の鍵層Kd38の直上に当たる層準に断層面が存在し、断層上盤が黄和田層下部(Kd23~Kd38付近)、下盤が黄和田層上部(鍵層Kd8付近とその上のTmzスランプ層)であることが分かる。

7.3 第四紀地殻変動

富津地域に発達する褶曲や断層の形成年代は、地層の堆積年代や堆積相との関係からおおまかに推測することができる。富津地域における褶曲はその形態や方向の類似性からみて一連の過程で形成されたと考えられる。異なる構造単元や構造発達が発達富津地域の中に存在した形跡はない。南部の安房層群には褶曲が多数みられ、北部の上総層群の中にも同様の褶曲が少ないながら存在する。

褶曲や断層活動の始まりは、新第三系の堆積開始後間もない時期まで遡ることができる。木の根層(中期中新世)は、多くの断層と複雑な褶曲によって半ばメランジ状となっている。天津層(中期~後期中新世)の中には、地層がまだ十分に固結していない段階に生じたと考えられる断層面の全く見えない断層(面なし断層)が多数存在し、地層が複雑に変形している。

褶曲と堆積相の関係では、法ノ木背斜の周りで清澄層が急速に粗粒な岩相に変わる例が挙げられる。層厚も岩相変化に伴って背斜の位置で著しく減少する。この岩相変化と層厚の減少は、法ノ木背斜の位置に海底の高まりがあったこと、すなわち法ノ木背斜が、清澄層堆積期(鮮新世初期)には既に活動していたことを示唆している。

安野層の堆積時(鮮新世)には一旦この高まりの影響はなくなるが、黒滝不整合形成の前後に再びその影響が

第7.1表 富津地域の断層系統

番号	断層系統	走向	傾斜		面なし断層	数量
	N-S系正断層Ⅰ	N0-15°E	60-85°	正断層		多い
2	N-S系正断層Ⅱ	N10-20°W	55-85°	正断層	含む	普通、
3	NW-SE系正断層	N35-65°W	70-85°	正断層	含む	多い
4	NE-SW系正断層	N25-50°E	70-85°	正断層		普通、
5	NE-SW系逆断層	N20-45°E	60-80°	逆断層	含む	少ない
6	NW-SE系逆断層	N150-65°W	65-80°	逆断層		少ない
7	E-W系正断層	N65°E-N85°W	60-85°	正断層	含む	普通、
8	E-W系逆断層	N75°E-N85°W	15-70°	逆断層		少ない

現れる。黒滝不整合の浸食量が法ノ木背斜の付近で大きくなることや上総層群の黄和田層以下の地層（鮮新世末期）が法ノ木背斜の西側と東側から黒滝層にアバットしているのは、法ノ木背斜の再活動によって生じた海底の高まりの影響と考えられる。このような褶曲活動と地層の堆積との関係から、褶曲活動は少なくとも清澄層堆積期（鮮新世初期）から黄和田層堆積開始（鮮新世末期）まで断続的に続いていたと推定される。

黒滝不整合の形成の前後で褶曲軸の方向は少し変わるものの、同様の褶曲活動は、上総層群の堆積期にも生じている。既に述べたように、芹向斜の活動と東日笠海底谷の形成や東日笠層の堆積は密接に関係している。すなわち、褶曲活動は東日笠層・大田代層・梅ヶ瀬層の堆積期（前期更新世）まで継続する。

北部の磯根崎背斜においては、褶曲している地層は梅ヶ瀬層上部から国本層と笠森層長浜礫岩部層まで。磯根崎背斜の南の佐貫向斜では笠森層佐貫泥岩部層から地蔵堂層まで褶曲に加わっている。褶曲活動は結局、地蔵堂層堆積後（中期更新世以降）まで続いていることになる。すなわち、褶曲の形成は一時中断することはあったとしても、鮮新世から中期更新世まで続いており、開始時期については木の根層や天津層堆積期（中期中新世）まで遡れる可能性があり、また中期更新世以降もなお続いている可能性が高い。

断層の活動時期についても褶曲と同じことが言える。先に述べたように、8つの断層系統は安房層群だけではなく上総層群にも認められる。断層の数量は圧倒的に安房層群に多いが、それは安房層群の大きな隆起量と長い時間の経過によって増えた結果と言える。

断層系統の多くが、堆積後まもない半固結状態で生じたとみなされる面なし断層を含んでいることから、断層の発生は地層の堆積後まもなくから開始されたと考えられる。そして、少なくとも上総層群の堆積後まで続いている。褶曲も断層もその活動は新第三紀鮮新世から第四紀中期更新世まで続く。すなわち、第四紀の主要な地殻変動へと繋がる。

下総層群の堆積以降（0.4Ma以降）の地殻変動は、下総層群の堆積面（下総台地の面）の変形が手掛かりとなる。第7.3図には、下総台地の接峰面図を示す。富津地域付近の下総台地の面は、主として姉崎層の堆積面（姉崎面）からなる。姉崎層は、低地の河川や湿地に堆積した陸水成層である。堆積物の性質から、堆積面の当初の標高を0mとおおまかに見積もることができる。姉崎層の年代から当時は間氷期であったとして、その時の海水準を現在とほぼ同じと仮定すると、下総台地の接峰面図は姉崎層の堆積終了後から現在までの隆起運動を表している。

図において、千葉から五井に至る東京湾南東沿岸では姉崎面の標高は20mであるが、南東の内陸側に向かっ

て次第に標高を増し、房総丘陵との境界付近では180mに達する。この間の差160mは、東京湾南東岸を基点とする房総丘陵境界付近における姉崎面の相対的隆起量と見なすことが出来る。姉崎層上部に御岳第1テフラ（On-Pm1）が存在することから、姉崎層堆積面の形成年代を10万年前とすると、10万年間で160mの隆起量になる。10万年間隆起運動のみであったとすると平均隆起速度は1.6m/kyとなる。この値は下総台地と房総丘陵の境界付近の値であり、東京湾側の沿岸部に近づくと小さくなる。

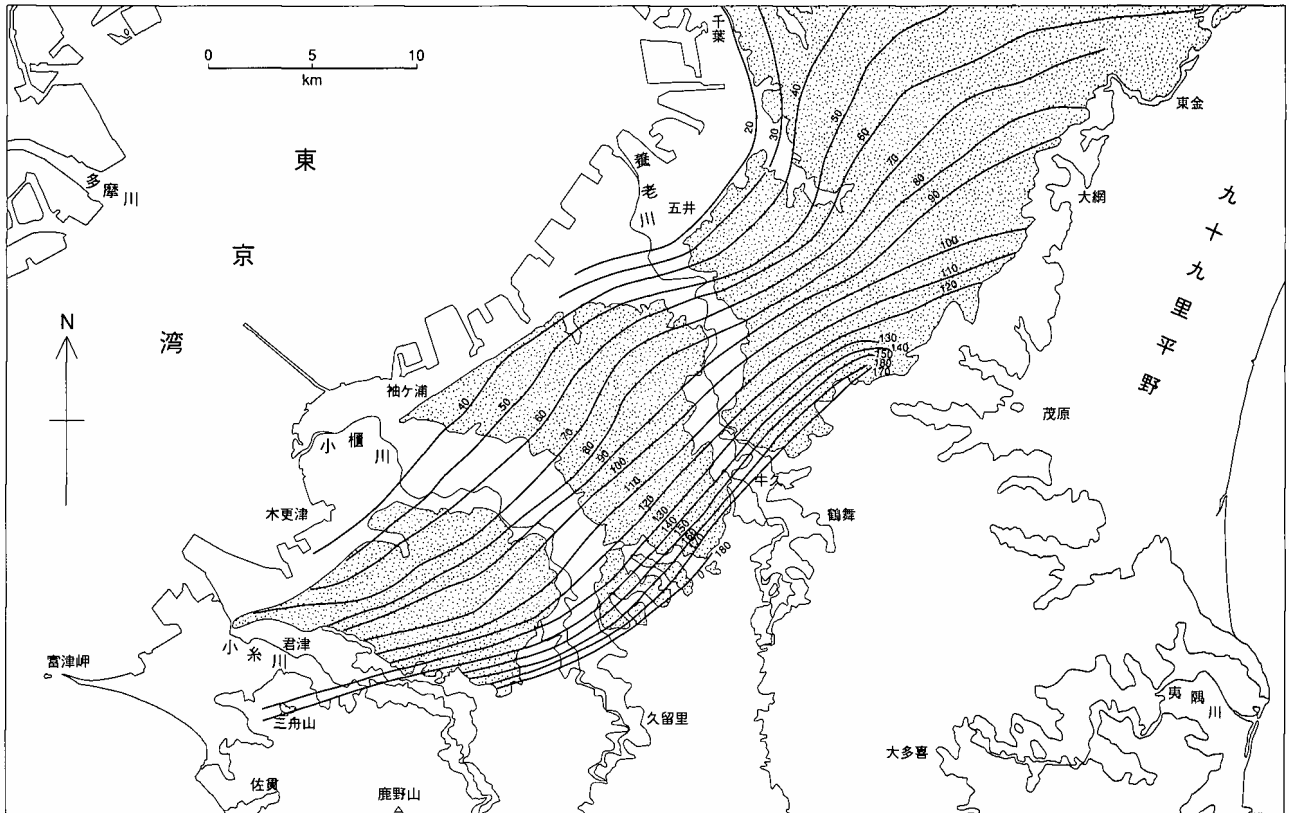
姉崎面は全体としてNNW～NWに向かって傾斜している。さらに、傾斜は南東側の房総丘陵に向かって大きくなっている。このことから、下総台地の傾動は房総丘陵側に中心のある隆起運動に引きずられるような形で生じたと考えられる。

下総台地の接峰面等高線から推定される房総丘陵の隆起軸の方向はENE-WSWからEN-SWの方向である。これは上総・下総両層群の走向方向であり、また褶曲軸の方向でもある。地形的には、房総丘陵の分水嶺や主要な高まりの方向（第1.4図）でもある。前記の上総層群堆積終了まで続いた褶曲運動は、房総丘陵の隆起運動として下総層群堆積終了以降も続いたと考えられる。

先に述べたように、富津V段丘の研究から富津地域における縄文海進最盛期の汀線高度が得られており、小櫃川河口部45m、君津6m、岩瀬川下流部8m＋、染川下流部9～10m、上総湊-金谷14.4～15mと南に向かって次第に高くなってゆく。さらに南では、鴨川地域の天津小湊町内浦15m、加茂川の花房面21m、江見20m、千倉25mと高くなり、房総半島南端の洲崎～白浜における沼I面（約6,000年前）では23mとなっている（Yonekura, 1975; 仲川, 1977; 中田ほか, 1980）。縄文海進時（約6,000年前）の海水準は+2～3m程度と推定されているので、これを差し引いた残りが房総半島沿岸部の隆起量ということになる。隆起速度にすると、0.4～3.5m/kyとなる。富津地域沿岸部では汀線高度を8～10mとすると、隆起速度は1～1.3m/kyとなる。

宋倉（2001）は、房総半島沿岸部の完新世最高位旧汀線高度分布を調べ、汀線高度の等高線はほぼ東西方向で、佐貫-勝浦10m、那古-太夫崎20m、布良-平磯30mと北から南に向かって完新世最高位旧汀線が高くなる様子を詳細に示している。

この他、富津V段丘より下位の段丘が3段、隣接の鴨川地域や房総半島の各地に存在している。そのうちの最下位の段丘（大正関東地震で離水したベンチを除く）は、松田ほか（1974）によって元禄関東地震（1703年、M8.2）によってできたものとされた（元禄段丘）。元禄段丘の汀線高度は、房総半島南端の館山市相浜、白浜町、千倉市では5～6mに達し、北に向かって低くなる。富津地域でも、元禄段丘の汀線高度は、金谷の3.21mから岩瀬の



第7.3図 下総台地の接峰面と第四紀後期の地殻変動

1.82mに向かって低くなるとされた。但し、その後の調査では、一部の元禄段丘とされたものが見直され、保田地域では元禄関東地震によって、少し沈降したことが判明した（宍倉・宮内，2001）。

大正関東地震（1923年， $M7.9$ ）による房総半島南部を中心とした隆起はよく知られている。房総南端の館山市相浜と白浜町では、隆起量はそれぞれ1.93mと1.85mで北に向かって減少する（松田ほか，1974）。富津地域の隆起量は、金谷1.31m、竹岡駅と竹岡南1.20m、白狐川1.25m、上総湊1.15m、岩瀬0.90mと北に向かって減少する。大局的には元禄関東地震、大正関東地震ともに房総半島の南側の隆起量が大きくなっている。

富津地域では、小糸川、湊川をはじめ小河川においても富津V段丘の下位に2～3段の段丘を認めることが出来る。これらは上記の沿岸部の段丘に対比されるものと思われるが、人工的地形改変を受けているところが多く、正確な段丘面の把握は困難であった。

東京湾沿岸の近年10年間（1978-1988年）の累積水準点変動のデータ（千葉県水質保全研究所地質環境研究室，1997）から算出した隆起速度は、木更津市+1.38～3.33m/ky、君津市+0.83～2.17m/ky、富津市+0.41～1.80/kyの値である。いずれも地盤沈下の可能性のある地域にもかかわらず隆起となっている。

第8章 応用地質

(中嶋輝允)

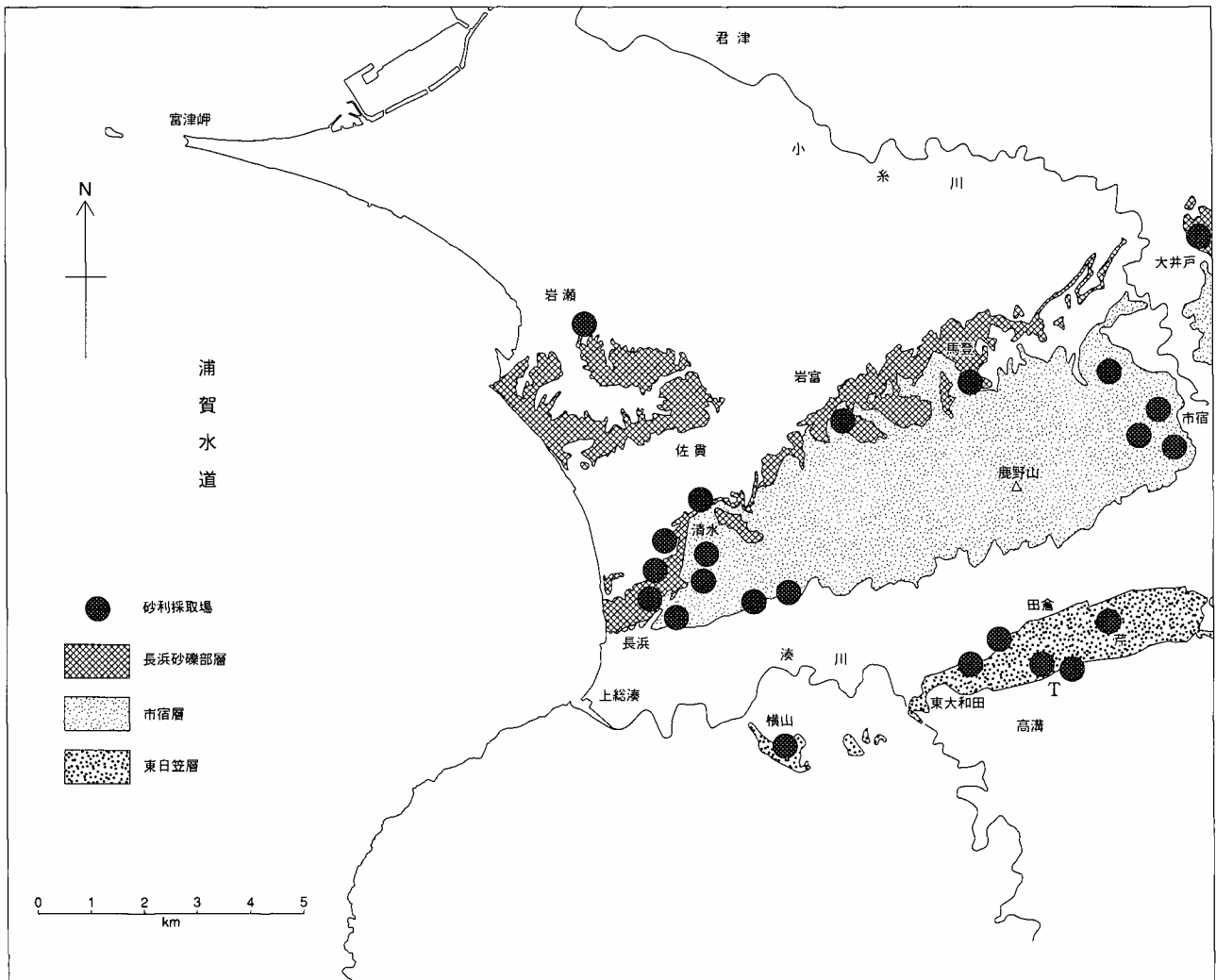
8.1 骨材

富津地域においては、骨材資源として山砂利の採取が盛んに行われている。上総層群の東日笠層、市宿層及び笠森層長浜砂礫部層の礫混じり砂層（山砂）が採取の対象となっている。千葉県全体の細骨材（砂、主としてコンクリート用に使われる）の生産量は年間約1,100万 m^3 （平成10年度）で、関東7都県の生産量の約75%を占める（田中'2000）。これは全国生産量の約15%に当たり、千葉県は全国一の砂生産県となっている。千葉県の砂生産の内、山砂が99%占める。その山砂は、上記の東日笠層、市宿層・長浜砂礫部層の3層から生産されているの

で、これらの地層の経済価値が極めて高いことが分かる。

富津地域は千葉県の山砂採取の中心地である。千葉県商工労働部保安課によると、平成15年度の富津地域における山砂採取認可量は870万 m^3 である。第8.1図には平成15年度に千葉県より認可を受けて採取を行っている砂利採取業者の採取場の位置と採取の対象となる3地層の分布を示している。山砂採取を行っている業者は富津地域において23社あり、そのうち東日笠層において6社、市宿層で12社、長浜砂礫部層では5社が採取を行っている。

東日笠層では万遍なく山砂採掘が行われているが、市



第8.1図 富津地域の砂利採取場と砂礫を含む地層の分布
T：高溝砂取場（第4.13図のスケッチ位置）

宿層では鹿野山の東と西の端に採取場が集中している。鹿野山の中心部には集落やマザー牧場があり、またこの地域は南房総国定自然公園区域及び県立高岩山自然公園区域に指定されているため山砂採取ができなくなっている。長浜砂礫部層については、鹿野山の西端に採取場が集中している。市宿層も近いので、両層から採取が行われている。佐賀の北に分布する長浜砂礫部層については採取場が少ない。

8.2 天然ガス

千葉県の主要な鉱物資源として、ほかに天然ガスとヨードがある。天然ガスは全国2位の生産量があり、年間4.5億 m^3 生産されている。ヨードは世界2大産地のひとつで世界有数の生産量を誇る。世界のヨード生産量は年間約1.9万トン。その内千葉県では約6,000トンが生産されている(千葉県商工労働部保安課, 2004)。ともに上総層群中の地下水(かん水)に溶解していて、天然ガスは水溶性天然ガスと呼ばれるものである。どちらも房総半島東部の大多喜町から九十九里地域に主要な産地が広がっている。

房総半島西部、東京湾沿岸においても水溶性天然ガスの鉱徴があり一時探鉱や生産が行われた。富津地域内においても探鉱が行われ、現在2ヶ所ほど探鉱鉱区があるが最近探鉱されていない。水溶性天然ガスは、地下水や温泉ポーリングによって小規模なものが発見されることがあり、商業ベースではなく、個々に利用されることがある。富津岬にある京急富津観光ホテルの温泉水(富津温泉)に伴う天然ガスはその一例であるが、現在は利用されていない。

8.3 温泉・地下水

千葉県の温泉は25°C前後またはそれ以下の温泉が多く、源泉の数は100を越える。富津地域の温泉としては、富津岬付近に人見温泉、青堀温泉、富津温泉、鹿野山周辺に小糸川温泉と鹿野山温泉そして南部の鋸山金谷温泉が知られる。

これらの温泉は、大部分が $\text{Na-Cl} \cdot \text{HCO}_3$ 泉である(千葉県衛生部薬務課, 1986)。例えば、人見温泉、青堀温泉、富津温泉、小糸川温泉及び鹿野山温泉は、 $\text{pH}7.4 \sim 8.6$ で、 Na^+ (584~4,912 mg/l)、 Cl^- (955~7,720 mg/l)及び HCO_3^- (651~1,200 mg/l)の含有量が高い。また、

海水に較べると HCO_3^- に加えて NH_4^+ (9.8~44.8 mg/l)や I^- (2.1~26.3 mg/l)の含有量が高い一方、 Mg_2^+ (4.9~110 mg/l)含有量が少なく、天然ガスかん水(化石水)の性質をもっている。実際に富津温泉では利用可能な量の天然ガスを伴っていた。

上総層群や安房層群中の化石水はかつての海水が地層に閉じ込められたと考えられている。上記の温泉の中で塩分濃度のそう高くない温泉は、この化石海水と地表から流入した天水が混じったものとみなされる。このようなタイプの温泉や地下水は房総半島に多く、ひとつの特徴でもある。また、塩分濃度の高い化石海水は、地下浅所にも分布しているようで、海岸から離れた富津市鹿原の丘陵地で飲料水用に掘った井戸から濃い塩水が出た。このような話はよく耳にする。

8.4 地すべり

富津地域における斜面崩壊や地すべりには2つのタイプがある、第一は岩盤の性質に起因するもの、第二は地質構造に起因するものである。

岩盤の性質に起因するタイプは、安房層群木の根層の分布地域に生じている。富津市白狐川、相川、志駒川等の上流の斜面崩壊や地すべりは、木の根層分布地域に集中している。木の根層の主要な岩石である頁岩は風化すると細かく砕ける細裂頁岩であるため、風化面は一般に非常に不安定である。木の根層の頁岩は細粒であることもあって、風化によって容易に粘土化する性質をもっている。また、木の根層の中には、非常に多くの断層や裂罅が存在する。これらの性質が、木の根層分布地域で斜面崩壊や地すべりが起きやすい理由と考えられる。木の根層分布地域の中に道路を建設する場合には、法面の傾斜角を相当緩くとらないと、斜面崩壊を引き起こすことになる。

地質構造に起因するものとしては、大きな断層に伴うものがある。例えば、相川上流において木の根層と天津層の境界にある上白狐断層に沿って生じている地すべりがこのタイプである。また、地形の項で述べた大釜戸背斜の背斜谷には、別の地質構造に起因する地すべりが存在する。富津市大釜戸の西方、背斜谷の西側の源頭部に地すべりが生じている。この部分は背斜の軸部に当たるため、裂罅が多数存在し崩れやすくなっているのが原因である。背斜谷が生じたのも同じ原因からである。

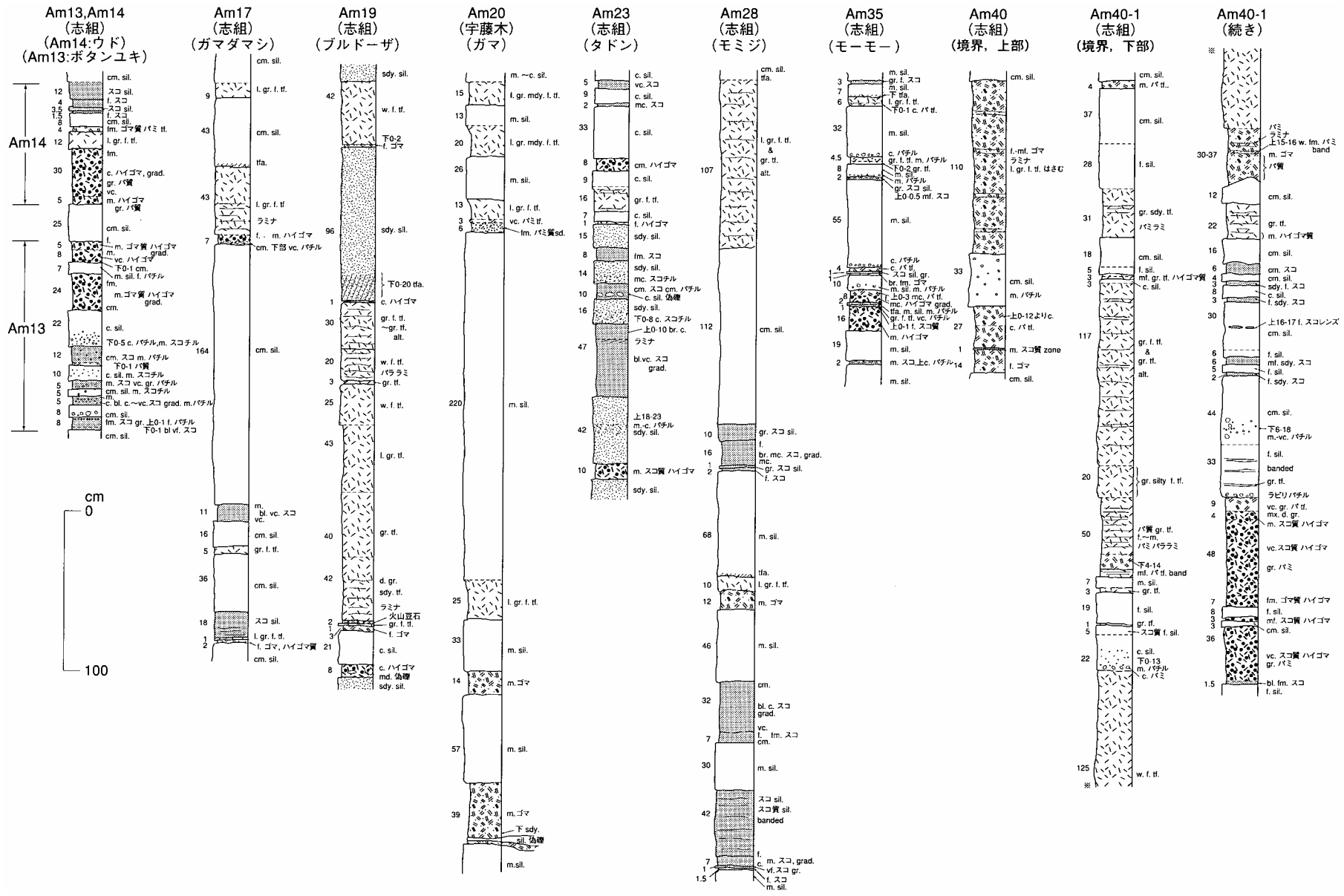
文 献

- Aoki, N. (1968) Benthonic foraminiferal zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Trana. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 70, p. 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. 地質雑, vol. 77, p. 137-151.
- 青木直昭・堀口 興・馬場勝良 (1970) 房総, 姉ヶ崎-千葉市付近の更新統. vol. 76, p. 303-308.
- 馬場勝良 (1990) 関東地方南部, 上総層群の貝化石群. 慶應義塾幼稚舎, 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. 地質雑, vol. 86, p. 91-103.
- Backman, J. and Raffi, I. (1997) Calibration of Miocene nanofossil events to orbitally-tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. In Curry, W. B., Shackleton, N. J., Richter, C., eds., *Proc. ODP, Sci. Results* vol. 154, College Station TX (Ocean Drilling Program), p. 83-99
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III and Aubry, M. P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlations: A unified Temporal Framework for a Historical Geology*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec., no. 54, p. 129-212.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophysic. Res.* vol. 100, p. 6093-6095.
- 千葉県衛生部業務課 (1986) 千葉県温泉ガイド. 106p.
- 千葉県商工労働部保安課 (2004) 千葉県天然ガス開発利用図.
- 千葉県水質保全研究所地質環境研究室 (1997) 千葉県の10年間累積水準点変動 (1978~1988年) 地下資源・地質災害研究資料, no. 17, 53p.
- 江藤哲人・矢崎清貞・卜部厚志・磯部一洋 (1998) 横須賀地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 128p.
- 遠藤邦彦・関本勝久 (1981) 千葉県佐貫町地域の完新統. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 (応用地学), no. 16, p. 1-11.
- 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, p. 127-138.
- 藤原 昭・生越 忠 (1952) 千葉県佐貫町付近の新生代層. 地質雑, vol. 58, p. 387-399.
- 藤原 昭・生越 忠・富田晋高 (1952) いわゆる“笹毛層”およびその化石群について. 地質雑, vol. 58, p. 411-421.
- 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. 地質雑, vol. 102, p. 758-760.
- Hirayama, J. and Nakajima, T. (1977) Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, vol. 24, p. 747-779.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) 関東南部の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 435-436.
- 池辺展生 (1948) 武蔵野系について. 地質雑, vol. 53, p. 91-92.
- 石川秀雄・八田明夫・大木良仁 (1982) 千葉大教育学部研究紀要, vol. 31, p. 11-17.
- 石和田靖章・三梨 昂 (1965) 大佐和層試錐. 地質ニュース, no. 133, p. 2-4.
- Ito, M. (1992) High-frequency depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sediment. Geol.* vol. 76, p. 155-175.
- 伊藤 慎 (1997) 上総丘陵の地質. 千葉県の自然誌, 本編2, 千葉県の大地, 第2章 第5節, 201-239, 千葉県, 823p.
- 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. *Sediment. Geol.* vol. 80, p. 67-75.
- Ito, M. and O'hara, S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, vol. 41, p. 677-697.
- 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. 地質雑, vol. 108, p. 813-828.
- 茅根 創 (1991) 房総半島富津砂州の形成に伴う完新世の貝類群集の変遷. 第四紀研究, vol. 30, p. 265-280.
- 茅根 創・斎藤文紀・鹿島 薫・大嶋和雄 (1991) 房総半島富津市岩瀬川露頭における完新世高海面の平均海面高度とその¹⁴C年代. 地調月報, vol. 42, p. 125-129.
- 建設省土木研究所地質研究室 (1972) 東京湾口の地盤. 土木研究資料, no. 730, 65p.
- 金原均二・大山 桂・小野 暎・伊田一善・本島公司・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. 石油技誌, vol. 14, p. 245-274.
- 小池 清 (1949) 房総半島中部の地質 (II). 東大立地研報, no. 3, p. 1-6.
- 小池 清 (1951) いわゆる黒滝不整合について. 地質雑, vol. 57, p. 143-156.
- 小池 清 (1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34,

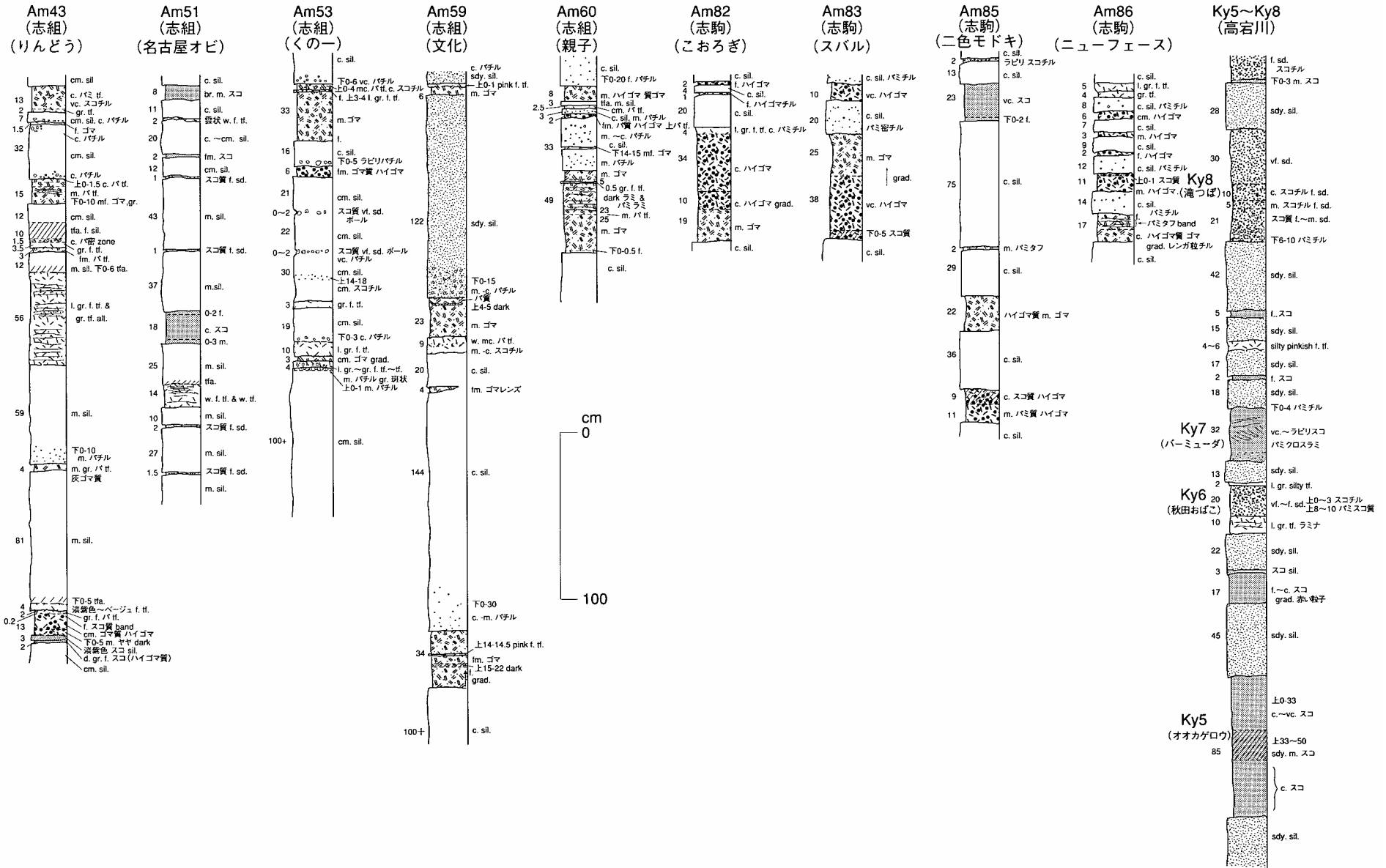
- p. 1-16.
- 小池 清・西川 泰 (1955) 千葉県演習林の地質. 演習林, no. 10, p. 1-6.
- 小島伸夫 (1966) 東京湾の南東沿岸地域の成田層群に含まれる貝化石群集について. 成田層群の研究 7, 地質雑, vol. 72, p. 573-583.
- 小松原 琢・中澤 努・兼子尚知 (2004) 木更津地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 64p.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫 (1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年-テフラによる一つの試み-. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 横山次郎 (1930a) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念論文集, p. 307-382.
- 横山次郎 (1930b) 関東南部の洪積層 (摘要). 地質雑, vol. 37, p. 281-283.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉信之 (1974) 元禄関東地震 (1703年) の地学的研究. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」ラティス, p. 175-192.
- 峯崎智成・立石雅昭 (1992) 房総半島, 上総層群中・上部層の層序並びに堆積学的検討. 新潟大学理学部地質学鉱物学教室研究報告, no. 7, p. 27-40.
- 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. 地質雑, vol. 104, p. 877-890.
- 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. 地質雑, vol. 40, p. 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) 房総半島鬼沓山南部の地質-特に岩相の時空的ひろがりについて-. 地質雑, vol. 60, p. 461-472.
- 三梨 昂 (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- 三梨 昂 (1990) 関東堆積盆地南部のシンセディメンタリー・テクトニクス. 地質学論集, no. 34, p. 1-9.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序-養老川, 小櫃川流域地質調査報告-. 地調月報, vol. 10, p. 83-98.
- 三梨 昂ほか9名 (1962) 日本油田・ガス田図4「富津・大多喜」. 地質調査所.
- 三梨 昂・矢崎清貫 (1968) 2万5千分の1日本石油・ガス田図6「三浦半島」. 地質調査所.
- 三梨 昂ほか22名 (1979) 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図 (20) 及び地質説明書, 地質調査所, 91p.
- 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-. 石技誌, vol. 62, p. 226-238.
- 仲川信一 (1977) 鴨川平野の地形. 法政大地理学集報, no. 6, p. 40-51.
- 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-. 地質雑, vol. 84, p. 645-660.
- 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.
- 中嶋輝允・高野 仁・高橋直樹 (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, p. 75.
- 中嶋輝允・高野 仁・高橋直樹 (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, p. 65.
- 中村一夫・福田 理 (1953) 常総台地の地形および地質 (演旨). 地質雑, vol. 59, p. 319.
- 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, vol. 40, p. 251-257.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, vol. 53, p. 29-44.
- 中山尚美・増田富士雄 (1987) 房総半島, 上総層群市宿層の海流堆積相. 地質雑, vol. 93, p. 833-845.
- 成瀬 洋 (1973) 上総層群泥質岩中の軟体動物化石. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.), spec. vol., no. 6, (Hatai Mem. Vol.), p. 59-67.*
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, vol. 82, p. 163-181.
- 楡井 久 (1981) 堆積盆地中の地下水流水流動史と地殻変動-南部関東構造盆地を例として-. 杉山ほか編, 堆積盆地の流体移動, 151-157, 東海大学出版会.
- Oda, M. (1977) Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Late Cenozoic Sedimentary Sequence, Central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Series (Geol.), vol. 48, p. 1-72.*
- 生越 忠 (1964) いわゆる「笹毛層」産の軟体動物化石群集についての補遺. 地質雑, vol. 70, p. 251-271.
- Ogose, S. (1968) Molluscan fossils from the Nishiyatsu sand, Tiba Prefecture, south Kamato, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 74, p. 203-216.*
- 大原 隆 (1973) 東谷層の貝化石. 千葉大学教養部研究報告, B-6, p. 67-84.
- 大原 隆・菅谷政司・福田芳生・田中智彦 (1976) 「桜井層」の化石 (1. 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-9, p. 77-108.
- 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-8, p. 115-129.
- Okada, M. and Niitsuma, N. (1989) Detailed paleomagnetic records during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal, and a direct determination of depthlag magnetization in marine sediments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors. vol. 56, p. 133-150.*
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信 (2000a) 中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム. 堆積

- 学研究, vol. 52, p. 63-74.
- 岡崎浩子・伊佐治鎮次・中里裕臣 (2000b) 更新統下総層群上泉層に見られるギルバート粗粒三角州. 地質雑, vol. 106, p. 461-471.
- 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, vol. 41, p. 243-250.
- 大森昌衛 (1967) 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 262-271.
- 大塚弥之助 (1932) 関東地方の新第三系の対比. 地質雑, vol. 39, p. 298-304.
- 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, vol. 13, p. 201-207.
- Otuka, Y. (1949) Fossil Mollusca and Rocks of the Kiyosumi Group exposed at Minato-machi, Chiba Prefecture, and its Environs (1st Paper). *Japan. Jour. Geol. and Geogr.*, vol. 21, p. 295-309.
- 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), p. 1-69.
- 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. 1180-600ka) Kazusa Group, SE Japan *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 156, p. 125-136.
- Saito, Y. (1995) High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 45, p. 76-100.
- 坂倉勝彦 (1935a) 千葉県小櫃川流域の層序 (その1). 地質雑, vol. 42, p. 85-712.
- 坂倉勝彦 (1935b) 千葉県小櫃川流域の層序 (その2). 地質雑, vol. 42, p. 753-784.
- 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, p. 50.
- 佐藤弘幸 (1997) 下総層群敷層のシーケンス. 堆積学研究会1997年秋期研究集会講演要旨, p. 55-57.
- 佐藤弘幸 (2000) 第2章 観察地域. 2000年日本第四紀学会巡検案内書「房総半島中部下総層群敷層のテフラ, 堆積システム, シークェンス層序」, p. 2-9.
- 佐藤任弘・小池 清 (1957) 房総半島の地層中にみつけた化石海底谷. 地質雑, vol. 63, p. 100-116.
- 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. 石油技誌, vol. 53, p. 475-491.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲 (1999) 石灰質ナ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, vol. 53, p. 265-274.
- 品田芳二郎・安国 昇・三梨 昂 (1955) 房総半島中部に分布する地層間の相互関係について (概報). 新生代の研究, vol. 22, p. 20-23.
- 宍倉正展 (2001) 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動. 活断層・古地震研究報告, no. 1, p. 273-285.
- 宍倉正展・宮内崇裕 (2001) 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスマテクトニクス. 第四紀研究, vol. 40, p. 235-242.
- 杉原重夫 (1970) 下総台地西部における地形の発達. 地理評, vol. 43, p. 703-717.
- 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ゾナー. 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- 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, p. 37-42.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・那須紀幸ほか (1995) 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質 (第2版) 説明書. 特殊地質図 (20), 地質調査所, 109p.
- Takahashi, M. and Danhara, T. (1997) Fission track age of Miocene Kn-3 Tuff in central Japan: Towards better age-control on magneto-biostratigraphic time scale. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 49, p. 89-99.
- Takahashi, M. and Okada, T. (2001) K-Ar age of the Kn-1 Tuff in the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Petrol. technol.*, vol. 66, p. 396-403.
- Takahashi, M., Tanaka, Y., Mita, I. and Okada, T. (1999) Geochronologic constraints on the age for the last occurrence (LO) of *Cyclicargolithus floridanus* (CN5a/CN5b boundary) in central Japan. Annual Meet., Paleontol. Soc. Japan, abstract, 150.
- 高井冬二 (1938) 本邦に於ける新生代哺乳類動物 (予報). 地質雑, vol. 45, p. 745-763.
- 田中敏夫 (2000) 骨材産業共通の課題. 骨材資源, no. 127, p. 141-149.
- 徳橋秀一 (2002) タービダイトの話 実業公報社, 251p.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹 (2000) 房総半島安房層群上部の8凝灰岩層のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 106, p. 560-573.
- 土屋陽子 (1980) 東京湾東岸小櫃川沖積平野の地形発達史. お茶の水地理, no. 21, p. 72-76.
- 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・石灰質ナノ化石に基づく年代層序-. 地質雑, vol. 111, p. 1-20.
- 植田房雄 (1930) 房総半島北部の地質 (摘要). 地質雑, vol. 37, p. 250-253.

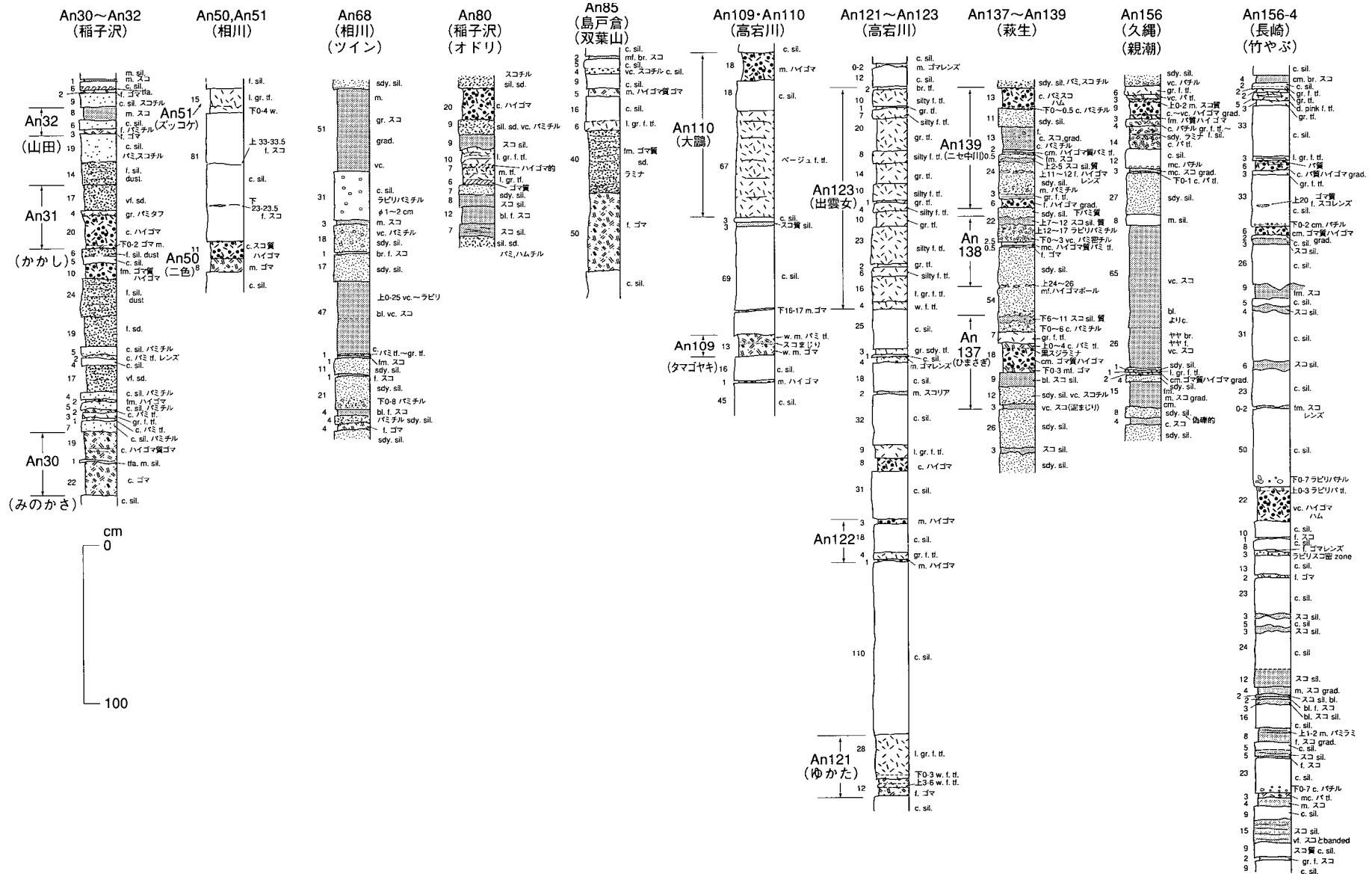
- 植田房雄 (1933) 房総三浦両半島に発達する新生代地層の層序. 地質雑, vol. 40, p. 799-801.
- 脇水鉄五郎 (1901) 農科大学千葉県下演習林地質予報. 地質雑, vol. 8, p. 411-424, 465-476.
- 脇水鉄五郎 (1933) 東京帝大農学部付属千葉県演習林概要. p. 5-7.
- 渡辺真人・檀原 徹 (1996) 房総半島上総層群のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 102, p. 545-556.
- 渡辺真人・高橋雅紀 (1997) 房総半島中部中新統木の根層および天津層下部の珪藻化石層序. 石技誌, vol. 62, p. 215-225.
- 渡辺真人・高橋雅紀 (2000) 房総半島鴨川地域, 川谷ルートにおける中期中新世珪藻化石層序. 地質雑, vol. 106, p. 489-500.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (in press) Refined early to middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14.
- Yabe, H. (1921) Recent stratigraphical and paleontological studies of the Japanese Tertiary. *Spec. Publ. Bernice P. Bishop Mus.*, no. 7, p. 775-796.
- Yajima, M. (1978) Quaternary ostracoda from Kisarazu near Tokyo. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, vol. 112, p. 371-409.
- Yamauchi, S., Mitsunashi, T. and Okubo, S. (1990) Growth pattern of the Early Pleistocene Higashihigasa submarine channel, Boso Peninsula, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 96, p. 523-536.
- Yonekura, N. (1975) Quaternary tectonic movements in the outer area of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations. *Bull. Dept. Geogy., Univ. Tokyo*, no. 7, p. 19-71.
- 吉村光敏 (1985) 土地のすがたとそのなりたち. 袖ヶ浦町史通史編 (上), p. 3-48.



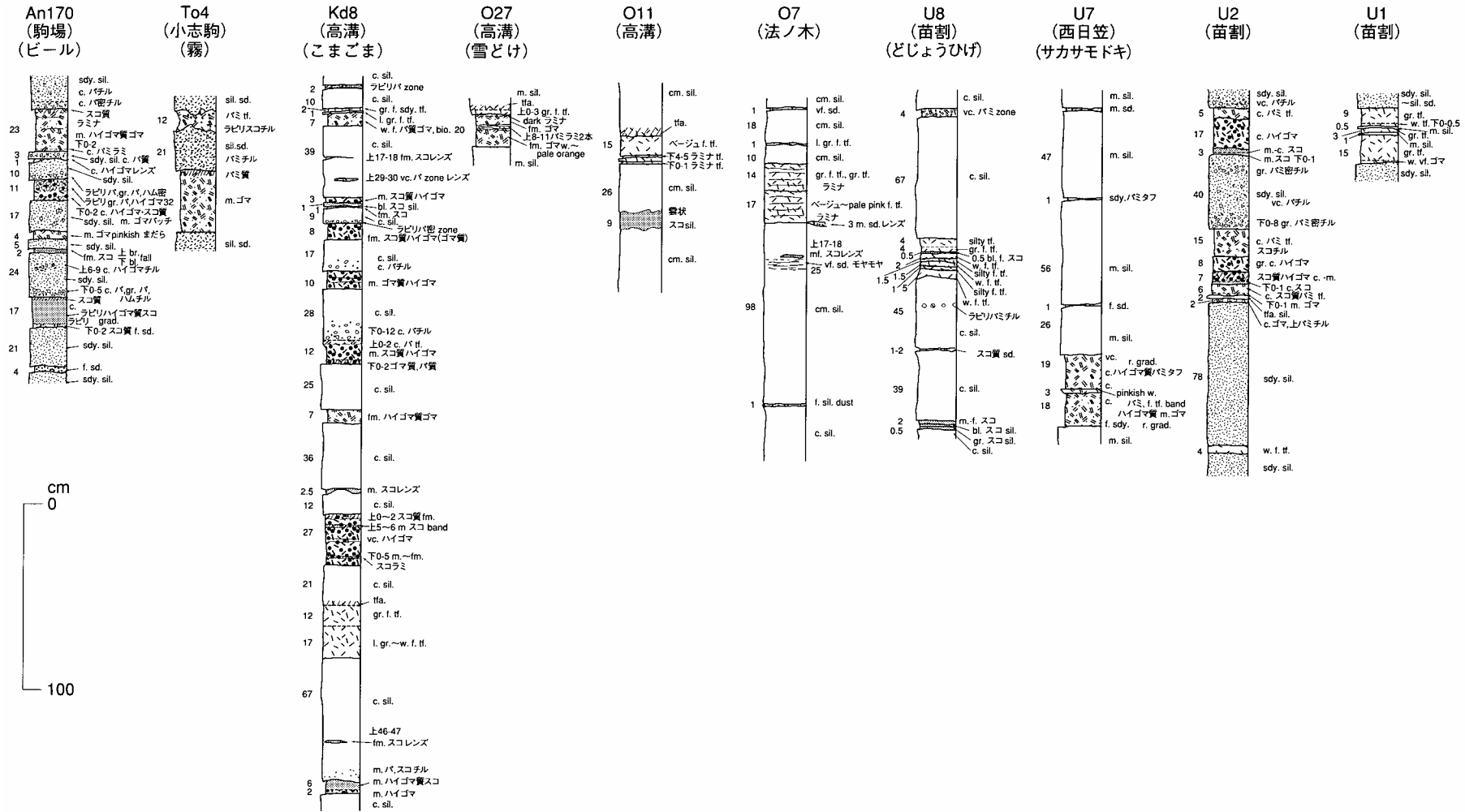
付図第1-1図 凝灰岩鍵層柱状図
 カッコ内は地名と鍵層のニックネーム。
 凡例は第3.3図に示す。



付図第1-2図 凝灰岩鍵層柱状図
 カッコ内は地名と鍵層のニックネーム。
 凡例は第3.3図に示す。



付図第 1-4 図 凝灰岩鍵層柱状図
 カッコ内は地名と鍵層のニックネーム。
 凡例は第 3. 3 図に示す。



付図第 1-5 図 凝灰岩鍵層柱状図
 カッコ内は地名と鍵層のニックネーム。
 凡例は第 3. 3 図に示す。



付図第2図 凝灰岩鍵層記載露頭位置図



付図第2図 (続き)

付表第1表 国本層、長南層及び笠森層の火山灰層の記載岩石学的データ

試料名	鍵層名	粒子組成					重鉱物組成									火山ガラスの形状							
		火山ガラス	軽鉱物	重鉱物	岩片	合計	カンラン石	斜方輝石	単斜輝石	褐色普通角閃石	緑色普通角閃石	不透明鉱物	黒雲母	アバタイト	合計	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計
92020602 (大堰)	Ks10	179	18	3	-	200	-	25	13	1	38	6	84	4	171	15	77	5	28	2	73	-	200
		89.5%	9.0%	1.5%	0.0%	100.0%	0.0%	14.6%	7.6%	0.6%	22.2%	3.5%	49.2%	2.3%	100.0%	7.5%	38.5%	2.5%	14.0%	1.0%	36.5%	0.0%	100.0%
93120103 (大堰)	Ks11	193	5	3	-	200	-	7	7	-	9	1	17	-	41	38	62	3	19	13	65	-	200
		96.5%	2.5%	1.5%	0.0%	100.0%	0.0%	17.1%	17.1%	0.0%	21.9%	2.4%	41.5%	0.0%	100.0%	19.0%	31.0%	1.5%	9.5%	6.5%	32.5%	0.0%	100.0%
92031103B (駒久保)	Ch1	181	18	1	-	200	-	17	4	3	25	4	16	-	69	8	49	-	31	17	93	2	200
		90.5%	9.0%	0.5%	0.0%	100.0%	0.0%	24.6%	5.8%	4.3%	36.3%	5.8%	23.2%	0.0%	100.0%	4.0%	44.5%	0.0%	15.5%	8.5%	46.5%	1.0%	100.0%
92031103A (駒久保)	Ch1	101	77	22	-	200	-	96	9	-	60	34	1	-	200	-	3	53	8	110	25	1	200
		50.5%	38.5%	11.0%	0.0%	100.0%	0.0%	48.0%	4.5%	0.0%	30.0%	17.0%	0.5%	0.0%	100.0%	0.0%	1.5%	26.5%	4.0%	55.0%	12.5%	0.5%	100.0%
93120102B (海老田)	Ku6C	149	37	14	-	200	-	80	58	4	38	8	12	-	200	27	70	3	29	6	60	5	200
		74.5%	18.5%	7.0%	0.0%	100.0%	0.0%	40.0%	29.0%	2.0%	19.0%	4.0%	6.0%	0.0%	100.0%	13.5%	35.0%	1.5%	14.5%	3.0%	30.0%	2.5%	100.0%

試料名	鍵層名	火山ガラスの屈折率					鉱物の屈折率					
		最小	最大	屈折率 平均値	測定 個数	屈折率 最頻値	鉱物名	最小	最大	屈折率 平均値	屈折率 最頻値	測定個数
92020602	Ks10	1.497	1.504	1.4997	30	1.498≤Nd< 1.500 (70%)	緑色角閃石 (nz)	1.668	1.69	1.6797	1.688≤Nd< 1.691 (80%)	30
93120103	Ks11	1.504	1.506	1.505	30	1.504≤Nd< 1.506 (80%)	緑色角閃石 (nz)	1.674	1.684	1.6784	1.675≤Nd< 1.678 (50%)	30
92031103B	Ch1	1.500	1.501	1.5005	30	1.500≤Nd< 1.501 (80%)	緑色角閃石 (nz)	1.667 1.683	1.675 1.692	1.6722 1.6878	分布がまばら で計算不能	17 13
92031103A	Ch1	1.500 1.510	1.501 1.513	1.5008 1.5115	2 30	1.5011≤Nd< 1.513 (80%)	斜方輝石 (γ)	1.702	1.707	1.7045	1.704≤Nd< 1.706 (50%)	30
93120102B	Ku6C	1.512 1.5173	1.515 1.5173	1.5137 1.5173	31 1	1.513≤Nd< 1.515 (90%)	斜方輝石 (γ)	1.701	1.719	1.7085	分布がまばら で計算不能	30

Geology of the Futtsu District

By

Terumasa NAKAJIMA* and Mahito WATANABE*

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Futtsu district lies southwest of the Bōsō Peninsula in the Kantō region, Japan. Two main rivers, the Koito River and Minato River, drain the district. Both rivers initially run north, turn to the west in the lower part and flow into the Bay of Tōkyō and channel of Uraga Suidō. The district has gently undulating land.

It is mostly covered by hills below 350m, called Bōsō Hills. The marginal area north of the lower Koito River is occupied by uplands that are at the southernmost part of the Shimosa Uplands widely spreading on the Kantō Plain.

A thick sequence of Neogene to Middle Pleistocene marine sediments is distributed over the Bōsō Hills (Fig. 1). It is separated by the Kurotaki Unconformity into the Awa Group in the lower part and Kazusa Group in the upper part. The Middle to Late Pleistocene marine and non-marine sediments of the Shimōsa Group cover the Shimōsa Uplands in the north. The Shimōsa Group overlies the Kazusa Group with an unconformity. The formations of the Shimōsa Group are widely distributed, but are much thinner compared with those of the Awa and Kazusa Groups.

NEOGENE and QUATERNARY

The Neogene sequence consists of the Awa Group of the Middle Miocene to Pliocene and the lowermost part (late Pliocene) of the Kazusa Group. The Quaternary succession consists of the Kazusa Group and Shimōsa Group of the Early to Late Pleistocene. The Plio-Pleistocene boundary is recognized between the Tomiya Formation and Kiwada formation, the lowermost and lower part of the Kazusa Group, respectively. Among the terrace deposits distributed along the Koito and Minato Rivers, the older groups, the Futtsu I to III Terrace Deposits, seem to be latest Late Pleistocene.

Awa Group

The Awa Group extensively occurs south of the lower Minato River with a small presence in the north. It is made up of a thick sequence of marine sediments deposited on the continental shelf and deep-sea fan. It consists of shale, mudstone, sandy mudstone, muddy sandstone, sandstone, and flysch sediments with regularly alternating mudstone and turbidite sandstone. A variety of tuff beds are intercalated in mudstones and muddy sandstone.

The Awa group can be lithologically divided into four units, which are the Kinone, Amatsu, Kiyosumi and Anno Formations in ascending order (Fig. 2). Below the Kinone Formation, the lowest unit of the Group (Kanigawa Formation) is present in the Kamogawa district in the southeast, but it is not exposed in the Futtsu district.

Kinone Formation : The formation is distributed along the axial part of an anticline (Shikoma Anticline), which is present in the southern part of the district. It consists mainly of dark gray shale, which might be deposited in a somewhat closed deep-sea basin. White to light gray fine tuffs are often intercalated in the shale. The turbidite sandstone is generally rare, but its thick beds can be found only at the core of the anticline. At the top of the formation, the shale grades upwards into bluish gray mudstone of the Amatsu Formation. The thickness of the formation is about 380 to 550m.

Amatsu Formation : This formation lies on the north and south flanks of the Shikoma Anticline and is again found in the other anticlines that are present further north. It is mainly composed of bluish gray mudstone deposited on a hemipelagic mud belt of the continental shelf. The mudstone tends to coarsen toward the west changing into sandy mudstone and muddy sandstone. The coarse-grained rocks of sandy mudstone, muddy sandstone, sandstone and conglomerate can be recognized in two horizons of the formation (Kominato Tuff Member and Senbatake Conglomerate Member). The lower horizon of the Kominato Tuff Member includes many tuff layers that indicate a time of intense volcanic activity. The upper horizon of the Senbatake Conglomerate Member unconformably lies on the underlying beds in the western part of the district. The westward-coarsening of the mudstone implies that the basin becomes shallow to the west.

* Institute of Geology and Geoinformation

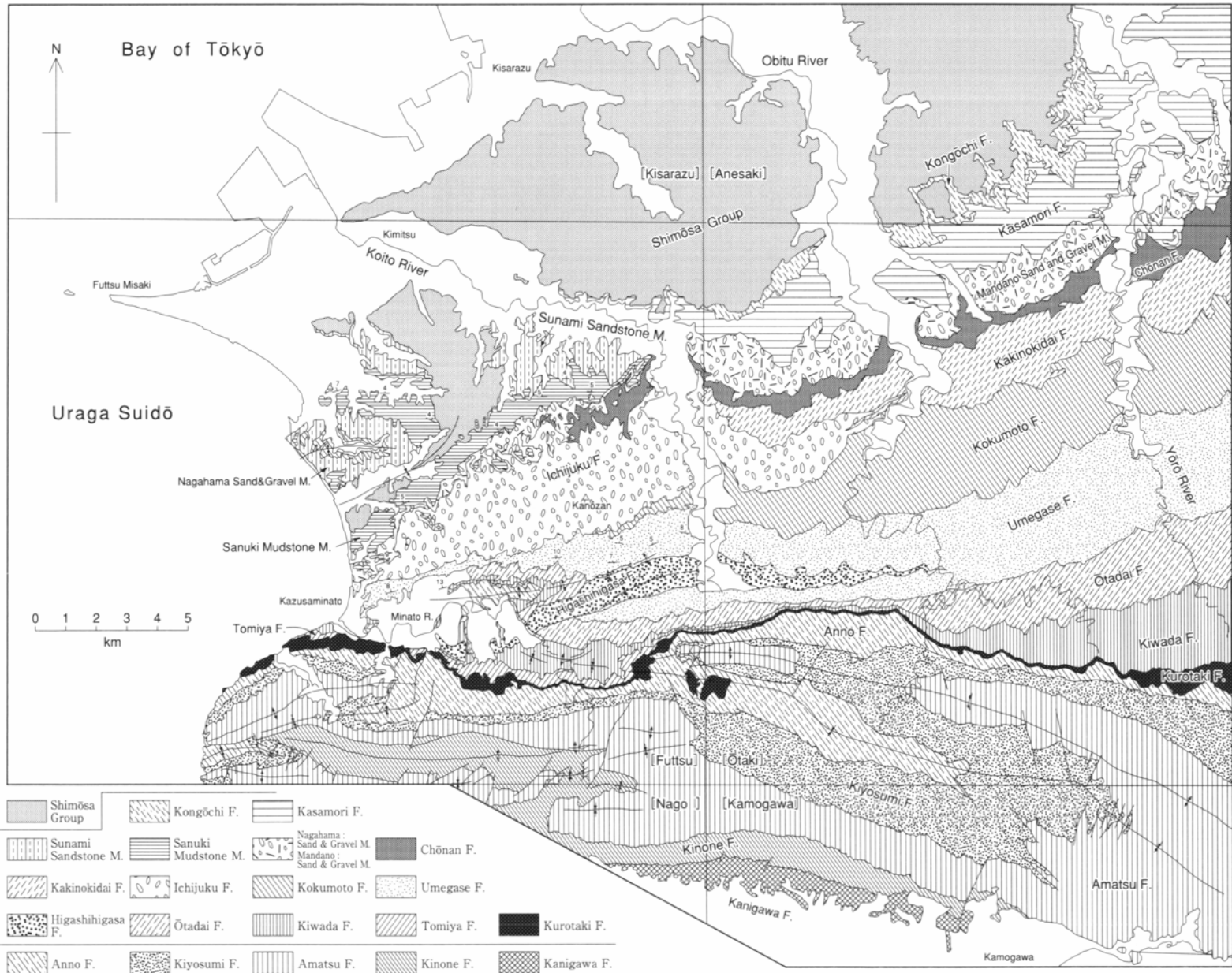


Fig. 1 Geologic map of the Futtu district and surrounding areas

Geologic age		Formation	Tephra	Lithology		
Quaternary	Holocene	Flood plain and beach dep. , Koitogawa Delta Dep, coastal sand dune dep. , Futtu I & II Cuspate Foreland Dep. , FuttuIV, V Terrace Dep.		Gravel, snd and mud		
		Futtu I ~ III Terrace Deposits		Geavel, sand,mud and loam		
	Pleistocene	Late	Shimōsa Group	Anesaki F.	Ko1	Alternation of gravel/sand and mud
				kioroshi F.	(Ky1, 3. 5)	Lower: gravel/sand and mud. Upper: sand
				Kiyokawa F.	Km8, 9	Lower: gravel/sand and mud Up: alt. of sand and mud or mud. 2cycles
				knmiizumi F.	Yb0	Lower: gravel/sand and mud Up: sand
				Yabu F.	J3	Lower: gravel/sand or mud Up: sand oralt.of sand and mud
				Jizōdō F.		Lower: gravel/sand and mud. Up: alt. of sand and mud
		Middle	Kazusa Group	kqsamori F.	Ks5	Main part:sandy mudstone and muddy sandstone
				Sunml Sandstone M.	Ks10, 11	Sunami Sandstone Member: alternation of fine sandst. , and sandy mudst.
				Sanuki Mudstone M.	Ks15	Sanuki Mudstone Member: mudstone, sandy mudstone, muddy sandst.
				Nagahama Sand&Gravel M		Nagahama Sand and Gravel Member:cross bedded sand and gravel
				Chōnan F.		Muddy sandstone
				Ichijuku F.		Cross bedded pebdly sandstone
				Kokumoto F.	Ku3	Mudst. , flysch mudst. and muddy sandst. ,coarsening toward top and west
				Umegase F.	Ku6	East: Sandy and muddy flysch with tuff
	Early	Kazusa Group	Higashihigasa F.	U1	West: Mudst. , sandy mudst. , muddy sandst. , and fine sandst. with tuff	
			Ōtadai F.	U6	Coarsening westwards	
			Kiwada F.	U8	Sandy flysch with pedbly turbidite Sandstone	
				O7	Muddy flysch with tuff Mudstones dominating westwards	
				O26		
				Kd8	Mudstone with tuff and slumped deposits. Coarsening toward bottom and west into sandy mudstone and muddy sandstone	
				Kd38		
				Tb4	Mudstone, sandy mudstone and muddy sandstone with many tuff beds	
				Unconf.	Conglmerate, cross bedded coarse sandstone and muddy sandstone	
				An170	Main part : mainly mudstone with sandy mudstone, muddy sandstone, tuff	
	Neogene	Pliocene	Awa Group	An158	And slumped beds, coarsening toward top and west, muddy flysch occurring in the east	
An137						
Anno F.				An80	Kunawa Sandstone Member: Sandy mudstone, muddy sandstone, thffaceous sandstone and tuff	
Kiyosumi F.				An1	Muddy flysch, mudstone and tuff.	
				Ky21, Hk	Sandy flysch occurring in the southeast	
				Ky11		
				Am98		
				Am78, Ok	Main part : mainly mudstone with sandy mudstone and muddy sandstone, Including many variety of tuffs such as scoria tuff, pumddy sandstone, fine tuff	
Senbatake Conglomentemte M				Am59		
Amotsu F.				Am53	Senbatake Conglomerate Member: conglomerate, coarse sandstone and muddy sandstone	
				Am40		
Kominato Tuff M.				Am28	Kominato Tuff Member: tuff, mudstone, sandy mudstone and muddy Sandstone	
				Am23		
	Am1					
	Kn3	Mainly shale with mudstone, sandstone and fine fulf				
Miocene	Late	Awa Group				
	middle					

Fig. 2 Summary of the geology of the Futtu district

A variety of pyroclastic rocks, mainly tuffs are intercalated in the Amatsu Formation. They include new kinds of tuffs different in composition with those of the Kinone Formation and its underlying units in which white and light gray fine tuffs and pumice tuffs predominate. One of the new tuffs is scoria tuff composed of fragments of andesite and basalt and their volcanic glasses, which is represented by markerbeds Am1 and Am98. Another type is a mixture of white minerals of volcanic glasses, pumice and feldspar, and dark minerals of scoria, pyroxene and hornblende. It has the appearance of granitic rocks or salt with parched sesame, called "Gomashio" in Japanese. The succession of various tuff layers makes good marker beds useful for detailed geological mapping. The marker bed of Am78 (Ok tuff) composed of 7 to 8 "Gomashio" tuff beds, can be traced over the Bōsō and Miura Peninsulas.

The thickness of the formation ranges from 415m to 819m. It decreases toward the west and south.

Kiyosumi Formation : It occurs north of the Amatsu Formation with a small distribution southwest of the Shikoma Anticline. Although it is made of thick flysch deposits dominated by turbidite sandstones to the east, in the Kamogawa district, the formation rapidly thins into the Futtsu district accompanied with decreased thickness of each turbidite sandstone bed so it changes into a mudstone-dominated flysch (muddy flysch). The turbidite sandstones pinch out west of the district, and the Kiyosumi Formation turns to the mudstone facies like the Amatsu Formation with a further decrease in thickness. A conspicuous tuff marker bed is Ky21 (Hk tuff) composed of a "Gomashio" tuff bed and lapilli scoria bed. The "Gomashio" tuff with a thickness of 1.4 to 2m is also a widely traceable marker bed like bed Am78 (Ok tuff). The formation is 76 to 196 m thick and rapidly decreases in thickness at the west coast of the Futtsu district.

Anno Formation : The formation consists mostly of mudstones with a variety of tuffs like the Amatsu Formation. In the neighboring Kamogawa and Ōtaki districts, they have flysch deposits, but their turbidite sandstone beds decrease in thickness and number into the Futtsu district like the Kiyosumi Formation. The mudstone coarsens upward from the medium-silt-sized mudstone in the lower part through coarse and sandy mudstones into the muddy sandstone in the upper part. The top of the formation is occupied by fine to medium sandstones. This facies change corresponds to the one from the mud belt on the continental shelf to the shallow water sand belt near the coast. The sedimentary basin of the Awa Group, therefore, becomes shallow at the top. The deposition of the group was completed at the Kurotaki Unconformity.

Although the upper part of the Anno Formation is largely eroded out by the Kurotaki Unconformity in the Ōtaki district, the erosion decreases westward into the Futtsu district so there remains the un-eroded upper part of the Kunawa Sandstone Member. Many kinds of tuff beds can be found in the formation like the Kiyosumi and Amatsu Formations. One of the characteristic tuffs is a graded scoria tuff bed with a thickness of 30 to 70cm, which is underlain by thinner pumiceous tuff layers. The tuff marker beds of An2, An46 and An158 belong to this type. The upper graded scoria tuff might be deposited from turbidity currents because other features typical for turbidites can be recognized. The lower pumiceous tuff layers are generally well-sorted or often reversely graded. It suggests that they are submarine fallout ash layers.

The thickness of the formation varies between 125m and 386m. It largely decreases at the west coast like the Kiyosumi Formation. The amount of the erosion by the Kurotaki Unconformity reaches 70 to 200m.

Kazusa Group

The Kazusa Group lies over the Bōsō Hills between the lower Minato River and lower Koito River. It is built up of thick marine sediments showing a cycle of sedimentation. The lower part consists of shallow sea sandstones and conglomerates, and overlying mudstones deposited on the mud belt of the continental shelf. The middle part is occupied by thick flysch beds deposited in a sedimentary basin of the continental slope, and the upper part repeats the lithologic succession of the lower part in inverse order, that is the mudstones and overlying shallow marine sandstones and conglomerates. This vertical facies change exhibits an environmental change of the basin (shallow→deep→shallow) from bottom to top.

The Kazusa Group is well developed in the Ōtaki district, but it becomes mostly thin in the Futtsu district with the thinning of turbidite sandstones in the flysch beds. The mudstones generally coarsen toward the west and change to fine sandstone through sandy mudstone and muddy sandstone. The Kazusa Group of the Futtsu district is characterized by the occurrence of a submarine canyon and its fillings in the middle part. Turbidity currents flowed down through the canyon to supply the thick turbidite sediments into the basin. The shallow marine sandstones and conglomerates are well developed in some horizons of the upper part of the group.

The Kazusa group is formed by ten lithologic units, which are the Kurotaki, Tomiya, Kiwada, Ōtadai, Higashihigasa, Umegase, Kokumoto, Ichijuku, Chōnan and Kasamori Formations in ascending order (Fig. 2).

Kurotaki Formation : It is composed of shallow marine muddy sandstone, sandstone and conglomerate, which unconformably overlies the Anno Formation of the Awa Group. The boundary between the two formations is the Kurotaki Unconformity that is a regional unconformity recognized over the Bōsō and Miura Peninsulas. The conglomerate, which essentially lies on the unconformity, is the basal conglomerate of the Kazusa Group. West of the Futtsu district, the conglomerate on the unconformity is sometimes replaced by coarse sandstone. As the Anno and the Kurotaki Formations have similar lithology (muddy sandstone and sandstone) around the unconformity in the central part of the district, the contact of the formations seems to be gradual and conformable. The thickness of the Kurotaki Formation is rather variable, ranging from 0.7m to 96 m. It is usually in the order of 60 to 80m.

Tomiya Formation : The lower part is mainly muddy sandstone and the upper part is sandy mudstone in which a variety of

tuff beds are intercalated. The formation is the thickest in the central part of the Futtsu district where the most complete succession can be found. From this part toward the east, the Tomiya Formation is overlapped on the Kurotaki Formation. As a result, the lower part of the Tomiya Formation is missing at the eastern end of the district and most of the formation to the east. The thickness of the formation is 35 to 71m.

Kiwada Formatio : It consists of mudstone, sandy mudstone and muddy sandstone deposited on the mud belt of the continental shelf accompanied with slumped beds and tuffs. The sandy mudstone and muddy sandstone occur in the lower part of the formation and coarse to medium mudstone in the upper part. The formation coarsens westward to be dominated by sandy mudstone and muddy sandstone. Tuffs are frequently intercalated as the underlying formations except for the Kinone and Kurotaki Formations. Many tuff beds exist between marker beds Kd23 and Kd38 in the lower part of the Kiwada Formation. The number of tuff beds, however, rapidly decreases above marker bed Kd8 in the upper part of the formation. The Plio-Pleistocene boundary can be found near marker bed Kd38 at the base of the Kiwada Formation based on the study of biostratigraphy, magnetostratigraphy, oxygen isotope stage and radiometric dating. The thickness of the formation is 50 to 100m. It generally decreases toward the west and north.

Ōtadai Formatio : It has typical flysch deposits. Many types of flysch facies comprised of sandy flysch, normal flysch and muddy flysch can be observed in the Ōtaki district where it is well developed. In the Futtsu district, when the turbidite sandstones of the flysch deposits decrease in thickness or pinch out, the formation becomes muddy flysch and mudstone facies. A few tuffs are intercalated in the mudstones. The marker bed O7 is a light gray fine tuff about 30cm thick. It is a good marker bed to trace and study individual turbidite sandstone beds forming the Ōtadai flysch deposits. It is easy to find bed O7 because of few occurrences of tuffs around it. The thickness of the formation is 126 to 207m. It decreases toward the west.

Higashihigasa Formatio : It is distributed in the lower Minato River and extends to the upper Koito River toward the east. It is deposited in a narrow trough elongated from east to west. The formation is made up of thick turbidite sandstones, which are generally coarse-grained and pebbly. A slumped bed is present in the middle part. Because there are no tuff markers in the formation, it is used as a good marker bed to determine the stratigraphic position. At the base of the formation, the underlying beds are deeply eroded into a valley. The erosion occurs from the middle part of the Umegase Formation to the lower part of the Kiwada Formation. The eroded valley might be an ancient submarine canyon (Higashihigasa Submarine Canyon), which was filled by the Higashihigasa Formation.

The lower part of the formation can be correlated to the Ōtadai Formation and lower part of the Umegase Formation, and the upper part of the formation to the middle and upper parts of the Umegase Formation by the above-mentioned slumped marker bed. Turbidity currents might flow down through the canyon toward the east into the basin to build up the thick flysch deposits of the Ōtadai and Umegase Formations.

The thickness of the formation is estimated at about 200m.

Umegase Formatio : It is mainly distributed south of Mt. Kanōzan and also found in the core of the Isonozaki Anticline to the northwest. It is composed of sandy to muddy flysch south of Mt. Kanōzan. The sandy flysch is more developed in the Ōtaki district to the east. The lithology changes into muddy flysch and mudstone facies to the west accompanied with the pinching out of turbidite sandstones. The mudstone of the formation coarsens upward and westward, and turns to coarse and sandy mudstones. The upper part changes into muddy sandstone and fine sandstone facies near the western coast.

The Umegase Formation in the core of the Isonozaki Anticline is the upper part of the formation, which consists of sandy mudstone and muddy sandstone.

The formation south of Mt. Kanōzan is also folded (Seri Syncline and Terao Anticline). The Higashihigasa Formation occurs along the Seri Syncline. The flysch sediments of the Umegase Formation distributed north and south of the Seri Syncline might be overflow deposits from the Higashihigasa Submarine Canyon or deposits near the mouth of the canyon.

It is difficult to measure the total thickness of the Umegase Formation because the Higashihigasa Formation partly covers it. The thickness from the base to the middle of the formation (to marker bed U7) is 214m, south of the Higashihigasa Formation. The thickness from the middle (from marker bed U6) to the top of the formation is 246m, north of the Higashihigasa Formation. Both the upper and lower parts of the formation decrease in thickness toward the west.

Kokumoto Formation : It follows south along Mt. Kanōzan. It also occurs in the core of the Isonozaki Anticline as the Umegase Formation. East of the Futtsu district, the Kokumoto Formation is conformably overlain by the Ichijuku Formation. It is, however, gradually eroded by the Ichijuku Formation toward the west on the southern foot of Mt. Kanōzan. In the west, the whole formation is completely eroded out, and the Ichijuku Formation directly lies on the Umegase Formation. The Kokumoto Formation consists of thick flysch deposits in the Ōtaki district to the east. The turbidite sandstones of the flysch thin out into the Futtsu district, and the lithology changes to the facies of mudstone, sandy mudstone, muddy sandstone and fine sandstone deposited on the shelf mud belt or more shallow environments. The formation coarsens upward and westward, the same as the Umegase Formation.

The thickest part of the formation is 129m in the eastern end of the district.

Ichijuku Formation : It is a big lens directed from east and west and dipping gently north. The Ichijuku Formation is developed in Mt. Kanōzan. The sediments are cross-bedded sand beds deposited on the shallow marine sand belt. They are coarse-grained and often pebbly, and not consolidated. The underlying formation contacted at the base is the Kokumoto

Formation in the east and the lower part of the Umegase Formation in the west. The Kokumoto Formation and the upper part of the Umegase Formation are eroded out within this distance.

The thickness of the formation is more than 250m around the summit of Mt. Kanōzan. Near the western coast, the formation largely decreases in thickness and is partly eroded out by the Nagahama Sand and Gravel Member of the Kasamori Formation.

Chōnan Formatio : It occurs only on the northeastern foot of Mt. Kanōzan. In the Ōtaki district, the formation is mainly composed of flysch deposits and changes to mudstone facies to the west. It coarsens in the Futtsu district, resulting in the facies of sandy mudstone, muddy sandstone, siltstone and laminated fine- to medium-grained sandstone. Marker bed Ch1 can be found in the uppermost siltstones. The formation is eroded out by the overlying Nagahama Sand and Gravel Member of the Kasamori Formation on the northwestern foothill of Mt. Kanōzan.

Kasamori Formation : It is subdivided into the main part and three members. The main part is distributed northeast of the Koito River and a direct continuation of the Kasamori Formation typically developed in the Ōtaki district. It consists of sandy mudstone and muddy sandstone with thin intercalations of fine sandstone.

The Nagahama Sand and Gravel Member occurs at the lower part of the Kasamori Formation. It is distributed along the northern foot of Mt. Kanōzan from the Koito River in the east to the western coast. The other distribution is found around the Isezaki Anticline. This member is made up of unconsolidated sands and gravels in many places. It overlies the chijuku and Umegase Formations with a channelized and erosional contact at the base.

The Sanuki Mudstone Member is in the middle part of the formation. It occurs between the lower Koito River and southern foot of Mt. Kanōzan. The member is chiefly mudstone with thin sandstone intercalations. The upper part of the member coarsens into sandy mudstone and muddy sandstone north of the Isezaki Anticline. It also changes into sandy mudstone and muddy sandstone in the east.

The Sunami Sandstone Member is present in the upper part. It follows south along the lower Koito River and is unconformably covered by the Jizōdō Formation of the Shimōsa Group. This member consists of a thin alternation of fine to very fine sandstone and sandy mudstone or muddy sandstone. The Sanuki and Sunami Members grade eastwards into the main part of the formation.

The recognized tuff marker beds are bed Ks15 in the Nagahama Sand and Gravel Member, beds Ks11.5A&B/Ks11/Ks10 in the Sanuki Mudstone Member and bed Ks5 in the main part and Sunami Sandstone Member. The thickness of the main part of the formation is about 70m.

Shimōsa Group

The Shimōsa Group occurs generally over the Shimōsa Uplands. In the Futtsu district, it is distributed not only on the Shimōsa Uplands north of the lower Koito River, but also in the Bōsō Hills south of the river. The group is constituted by the repetitions of a sedimentary cycle that starts from non-marine mud and gravel, and ends with shallow marine sands. Each sedimentary cycle is now assumed to be generated by glacial eustatic movement. The formation boundary can be found at the base of the sediments deposited during a glacial low sea level period. The Shimōsa Group is composed of six units, which are the Jizōdō, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Kioroshi and Anesaki Formations in ascending order (Fig. 2).

The **Jizōdō Formation** consists of cross-bedded sand/gravel beds and mud beds in the lower part, and cross- or parallel-bedded fine to coarse sand beds and alternation of muddy sand and fine sand beds in the upper part. South of the Koito River, the formation fills a narrow and long erosional channel on the Kasamori Formation and is spread out toward the north from the channel mouth in a fan shape. It overlies the Kasamori Formation with a definite unconformity. Tuff marker bed Hy4 is found in the upper sand bed. The total thickness seems to be more than 40m.

The distribution of the Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa and Kioroshi Formations is limited to the Shimōsa Uplands north of the Koito River. Each formation has an erosional contact with the overlying formation at the base of the next sedimentary cycle.

The **Yabu Formation** has a bioturbated sandy mud bed of a few meters in the basal part, on which cross- and parallel-bedded sand beds of about 20m thick lie in the east. In the west, it is composed of cross-bedded sand/gravel beds of 1 to 2m on the channelized and eroded surface of the Jizōdō Formation. The sand/gravel beds are overlain by a massive muddy sand bed and alternation of mud and fine to very fine sand bed, of which the total thickness is 15 to 20m. Tuff marker bed Yb0 is recognized in the lower part.

The **Kamiizumi Formation** consists of sand/gravel beds and a muddy bed in the lower part and sand beds in the upper part. The maximum thickness is about 20m. Tuff marker beds Km8 and Km9 have been found in the upper part.

The **Kiyokawa Formation** base is sand/gravel beds of 1 to 2m on the erosional surface of the Kamiizumi Formation. It has mud beds or alternation of sand and mud beds of a few meters thick on the sand/gravel beds. The sequence from sand/gravel to muddy beds with a thickness of a few meters is repeated at the top of the formation. Tuff marker beds Ky1 and Ky3.5 have been confirmed in the formation.

The **Kioroshi Formatio** is built up of basal sand/gravel beds a few meters thick on the eroded surface of the underlying formations and a 1 to 3m thick mud bed. The upper part of the formation is fine sand beds a few meters thick. The Kioroshi Formation unconformably overlies different formations of the Shimōsa Group. Tuff marker bed Ko1 (Tau-12) has been recognized in the lower muddy bed of the formation in the Kisarazu district.

The **Anesaki Formation** is distributed mainly over the Shimōsa Uplifts north of the Koito River, but a small distribution can be found south of the River. It is an alternation of 0.1 to 3m thick cross-bedded sand/gravel bed and 0.1 to 2m thick muddy bed. The depositional surface of the Anesaki Formation forms the terrace surface of the Shimōsa Uplifts. The top of the formation is overlain by the Younger Kantō Loam with tephra Hk-OP at the base. The thickness of the formation is a few meters to 10m.

Younger Terrace Deposits and Alluvium

The sediments younger than the Shimōsa Group include terrace deposits of the Late Pleistocene to Holocene, the **Futtsu Cuspate Foreland Deposits**, the **Koitogawa Delta Deposits**, coastal sand dune deposits, and flood plain and beach deposits. These deposits are Holocene in age except for the terrace deposits.

The terrace deposits are those of the fluvial terraces distributed in the Koito and Minato Rivers. Four terraces can be found in the Minato River and five terraces in the Koito River. The terraces are divided into the **Futtsu I Terrace** to the **Futtsu V Terrace** in descending order. The Futtsu I Terrace to the Futtsu III Terrace were formed at the end of Late Pleistocene, and the Futtsu IV Terrace and the Futtsu V Terrace during Holocene. The Futtsu V Terrace deposits filled the valley of the main rivers in the Bōsō Hills during the age of high sea level in the Jōmon Transgression (5,500 to 6,000y. B. P.). The present rivers are flowing inside of the terrace and deeply dissecting it.

The cape of Futtsu-Misaki is formed by the **Futtsu I Cuspate Foreland Deposits**, the prototype of the cuspate foreland, and the **Futtsu II Cuspate Foreland Deposits**, younger deposits developed outside of the prototype. The surface of the Futtsu I Cuspate Foreland Deposits continues to the Futtsu V Terrace. It means both of them were formed at the same time. Many ancient tombs in A. D. 5th to 6th century lie on the Futtsu I Cuspate Foreland Deposits.

Many coastal sand dunes occur on the south coast of the cape of Futtsu-Misaki. The Koitogawa Delta was progressively developed up to recent years as well as the Obiutogawa Delta. Two or three fluvial terraces lower than the Futtsu V Terrace can be recognized in the lower reaches of the Koito and Minato Rivers. They were formed during the time of regression after the Jōmon Transgression.

GEOLOGICAL STRUCTURE

The formations of the Awa and Kazusa Groups are repeatedly distributed from south to north by the folds with an axis of E-W or ENE-WSW. The lower formation of the Kinone Formation in the Awa Group occurs along the anticline in the southernmost part of the district (Shikoma Anticline), and the middle and upper parts of the group are mostly north of the anticline. The anticline is like a horst, but in fact it is bounded by reverse faults.

The wavelength of the folds developed in the Awa Group is 0.25 to 1km between the adjoining anticline and syncline except for the folds of short wavelength in the Kinone Formation. The folds in the Kazusa Group are characterized as more gentle with a 0.7 to 4km of wavelength. The folding becomes moderate toward the north.

The faults prevailing in the district are characterized by a fairly complicated fault system and divided into eight sets of normal and reverse faults. The normal faults are much more frequent than the reverse faults. Each fault set has a conjugate counterpart with the same strike. The normal fault sets include the E-W-trending, NE-SW-trending, NW-SE-trending and two N-S-trending fault sets. The N-S-trending and NE-SW-trending normal fault sets are often transverse faults crossing the fold. The reverse fault sets consist of the E-W-trending, NW-SE-trending and NE-SW trending fault sets. The E-W-trending reverse fault set has steeply dipping and gently dipping faults (thrust faults) and is sometimes associated with the anticline. All of the fault sets exist in the Awa and Kazusa Groups.

Although the above-mentioned fault sets can be found as many minor faults in the outcrops, few faults have a big displacement that can be detected on a geological map. These big faults occur mainly in the Awa Group.

Numerous minor faults are developed in the Kinone Formation and lower part of the Amatsu Formation so that the strata become discontinuous and are extremely deformed. The ruptured strata indicate that a change into a melange took place.

ECONOMIC GEOLOGY

Construction Aggregate-Sand and Gravel

The sand and gravel are used in concrete, mixed with cement and the important aggregate for construction in the Kantō region including the capital city of Tokyo. They are the most important mineral resources in the Chiba prefecture. The operations are chiefly concentrated in the Futtsu district. Almost all the sand and gravel of the district come from the pebbly sands of the Higashihigasa Formation, Itijuku Formation and Nagahama Sand and Gravel Member of the Kasamori Formation in the Kazusa Group.

The annual production of the sand and gravel in the Chiba prefecture is about 11 million m³ in 1998 and occupies 75% of the production in the Kantō region. It is 15% of the total production in Japan, and Chiba prefecture has the most production of sand and gravel. The 2004 production of the Futtsu district comes from 23 operations, small miners, which include six operations in the Higashihigasa Formation, twelve operations in the Ichijuku Formation and five operations in the Nagahama

Sand and Gravel Member.

Natural Gas and Iodine

Natural gas and iodine are also important mineral resources in the Chiba prefecture. The prefecture is the second largest of Japan in the production of natural gas, which is annually 450 million m³.

Chiba prefecture is one of the world largest producers of iodine. The annual production is about 6,000t. Natural gas and iodine are both dissolved in brines of the sediments of the Kazusa Group. The major occurrences of natural gas and iodine are the Kujūkuri coastal plain and Ōtaki district. Small natural gas fields and some natural gas indications have been found in the western part of the Bōsō Peninsula along the Bay of Tokyo. The exploration and production have been done on a small scale, but now stopped.

Natural gas is occasionally found in underground water from wells drilled for hot spring in the Futtsu district. It is usually not enough for commercial use, but is sometimes utilized for individual use.

Hot Spring and Underground Water

There are over 100 sources of hot springs in the Chiba prefecture. Most of them are about 25° C or lower. Hot springs of the Futtsu district almost all come from drilled wells, which are scattered around the cape of Futtsu-Misaki, Mt. Kanōzan and Kanaya at the foot of Mt. Nokogiriyama. They mostly belong to the Na-Cl-HCO₃ type. The pH values of the hot spring waters are 7.4 to 8.6. The major ions are Na⁺ (584 to 4,912mg/l), Cl⁻ (955 to 7,720mg/l) and HCO₃⁻ (651 to 1,200mg/l). In addition to high HCO₃⁻ content, the hot spring waters have higher contents of NH₄⁺ (9.8 to 44.8mg/l) and I⁻ (2.1 to 26.3mg/l), and lower content of Mg²⁺ (49 to 110mg/l) compared with sea water. The chemistry is similar to brines in the natural gas field.

執筆分担

第1章	地形	中嶋輝允
第2章	地質概説	中嶋輝允・渡辺真人
第3章	安房層群	中嶋輝允
第4章	上総層群	中嶋輝允・渡辺真人
第5章	下総層群	渡辺真人
第6章	新期段丘堆積物及び沖積層	中嶋輝允・渡辺真人
第7章	地質構造及び地殻変動	中嶋輝允
第8章	応用地質	中嶋輝允

文献引用例

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, p. 102.

章単位での引用例

渡辺真人 (2005) 富津地域の地質, 第5章 下総層群. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 69-71.

Bibliographic reference

Nakajima, T. and Watanabe, M. (2005) Geology of the Futtsu District. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 102p. (in Japanese with English abstract 8p.).

Bibliographic reference of each chapter

Watanabe, M. (2005) Geology of the Futtsu District, Chapter 5. Shim?sa Group. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 69-71. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

富津地域の地質

平成17年2月28日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 創文印刷工業株式会社

©2005 Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙説明：市宿層中の斜層理の発達する砂岩（君津市市宿）

Back Cover Photo : Cross-bedded sandstone in the Ichijyuku Formation at Ichijyuku of Kimitsu Fcity.

Quadrangle Series, 1:50,000
Tokyo (8) No. 85 NI-54-26-1

Geology of the Futtsu District

by Terumasa NAKAJIMA and Mahito WATANABE

