

55(521.62)(084.32 M 50)(083)

地域地質研究報告

5 万 分 の 1 図 幅

京 都 (1 1) 第 5 6 号

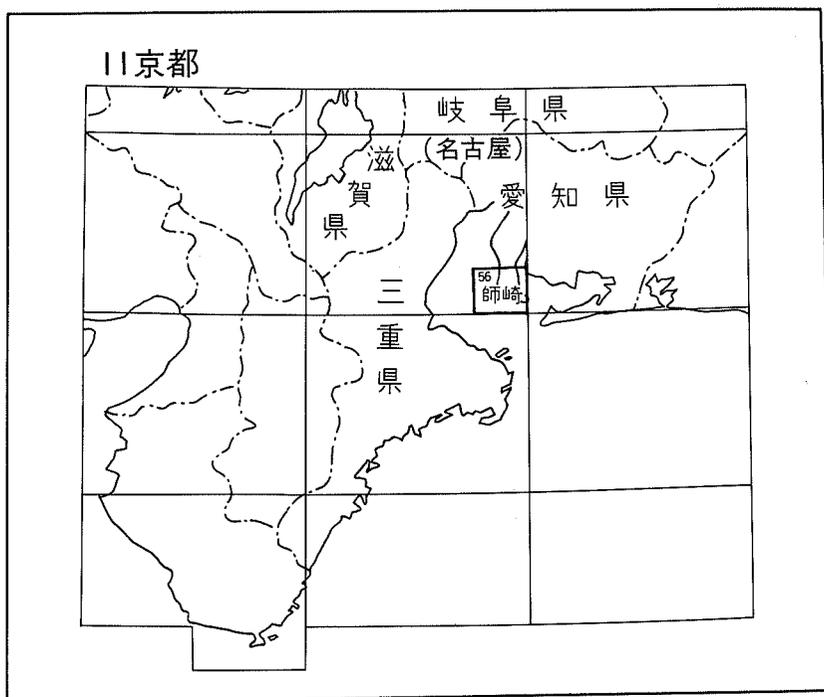
師 崎 地 域 の 地 質

近藤善教・木村一朗

昭和62年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 花崗岩類	8
IV. 中新統 (師崎層群)	9
IV. 1 研究史と概要	9
IV. 2 日間賀累層	9
IV. 3 豊浜累層	12
IV. 4 山海累層	13
IV. 5 内海累層	16
IV. 6 師崎層群の化石と時代及び対比	18
IV. 7 地質構造	23
V. 中新-鮮新統 (東海層群)	27
V. 1 概 要	27
V. 2 豊丘累層	28
V. 3 常滑累層	30
V. 4 火山灰層	41
V. 5 地質構造	47
VI. 第四系	49
VI. 1 研究史と概要	49
VI. 2 武豊層	49
VI. 3 高位段丘堆積物	52
VI. 4 中位段丘堆積物	52
VI. 4. 1 野間層	52
VI. 4. 2 浦戸層	59
VI. 4. 3 新田層・矢梨層	62
VI. 5 低位段丘堆積物	63
VI. 6 沖積層	63
VI. 6. 1 海岸平野の沖積層	63
VI. 6. 2 衣浦地区の沖積層	64
VI. 6. 3 砂州・砂堆堆積物	66
VII. 干拓地および埋立地	71
VIII. 応用地質	73
VIII. 1 珪 砂	73

VIII. 2	せつ器粘土	74
VIII. 3	垂炭	77
VIII. 4	地下水	79
VIII. 5	温泉	80
VIII. 6	重力異常	81
VIII. 7	地震災害	84
	文献	84
	Abstract	89

図・表 目次

第 1 図	師崎図幅地域の埋谷面図	2
第 2 図	伊勢湾周辺の地質概略図	6
第 3 図	東海湖発生期の古地理図	7
第 4 図	高位礫層期の古地理図	7
第 5 図 a	師崎層群総合柱状図	10
第 5 図 b	師崎層群総合柱状図作成位置図	11
第 6 図	小佐の砂岩脈	13
第 7 図	山海累層下部の岩相	14
第 8 図	礫ヶ浦の角礫岩	15
第 9 図	吹越凝灰岩	16
第 10 図	スランプ構造	17
第 11 図	大宝寺凝灰岩の露頭	18
第 12 図	師崎層群化石産地位置図	19
第 13 図	師崎層群の地質構造図	24
第 14 図	初神断層の露頭（遠景）	25
第 15 図	初神断層の露頭（近景）	25
第 16 図	河和背斜の西翼部の露頭	26
第 17 図	師崎図幅地域の東海層群層序区分図	28
第 18 図	豊丘断層露頭	29
第 19 図	豊丘累層の砂礫層露頭	30
第 20 図	豊丘累層基底部に挟在する粘土・垂炭層	31
第 21 図	師崎図幅地域の東海層群柱状図位置図	32
第 22 図 a	豊丘累層柱状図	33
第 22 図 b	豊丘・常滑累層柱状図	33
第 23 図	常滑累層の粘土優勢の砂泥互層堆積状況	35

第24図	常滑累層古布・河和山火山灰層準の柱状図	36
第25図	常滑累層知多ピンク・白沢の池火山灰層準の柱状図	37
第26図a	常滑累層上野間火山灰層準の柱状図	38
第26図b	常滑累層坂井火山灰層準の柱状図	39
第26図c	常滑累層小鈴谷火山灰層準の柱状図	40
第27図a	坂井火山灰層下部のシルト優勢互層	41
第27図b	坂井火山灰層の産状	42
第28図	小鈴谷火山灰層を挟む粘土優勢互層	42
第29図	常滑累層大谷火山灰層準の柱状図	43
第30図	伊勢湾周辺の東海層群の対比図	45
第31図	大谷火山灰層露頭	46
第32図	東海層群地質構造図	47
第33図	河和背斜の西翼部露頭	48
第34図	武豊層下部砂礫層露頭	50
第35図a	武豊層・段丘堆積物柱状図	51
第35図b	武豊層・段丘堆積物柱状図位置図	52
第36図	高位段丘堆積物露頭	53
第37図	野間層露頭位置図	53
第38図	野間台地の地形・地質断面概念図	54
第39図	野間層・常滑累層の不整合概念図	54
第40図	青山池付近の地質図	55
第41図a	野間層基底部の不整合	56
第41図b	野間層の基底礫層	56
第42図	野間層主要露頭の地質柱状図	57
第43図	野間層上部砂層の露頭	58
第44図	海岸低地部地質断面図	65
第45図	衣浦地区沖積層地質断面図	66
第46図	ボーリング地点・地質断面位置図	67
第47図a	海岸低地部ボーリング柱状図	68-70
第47図b	衣浦地区ボーリング柱状図	71-72
第48図	野間砂採掘場	73
第49図	せつ器粘土採掘場分布図	75
第50図	せつ器粘土採掘場柱状図	76
第51図	富貴土採掘場	76
第52図	水井戸位置図	78
第53図	水井戸地質柱状図	78

第 54 図	坂井温泉さく井地質柱状図	81
第 55 図	ブーゲ異常及び地質概要図	82
第 1 表	師崎地域の地質総括表	5
第 2 表	師崎層群産軟体動物化石	20-21
第 3 表	師崎層群産浮遊性有孔虫化石	22
第 4 表	常滑累層下部の植物化石	44
第 5 表	火山灰層の地質年代	44
第 6 表	上野間貝層産出化石	58
第 7 表 a	奥田貝層産出化石	59
第 7 表 b	奥田貝層産出化石	60-61
第 8 表	野間層の ¹⁴ C年代	62
第 9 表	衣浦地区の地盤地質区分と地質学的区分の関係	66
第 10 表	野間砂の粒度分布・化学成分	74
第 11 表	せつ器粘土の化学分析と耐火度	77
第 12 表	水質検査表	79
第 13 表	温泉分析表	80
第 14 表 a	地震被害表	83
第 14 表 b	東南海・三河地震被害表	84

師崎地域の地質

近藤善教*・木村一朗**

師崎地域の地質の野外調査研究は、昭和54年度に実施した。本研究のとりまとめに当たっては、著者等がそれ以前に行っていた調査研究資料をも検討し、中新統・更新統については木村が、鮮新統・更新統の一部及び完新統その他については、近藤がそれぞれ分担・執筆した。

本調査研究に当たっては、名古屋大学名誉教授飯田汲事氏から重力異常・地震災害に関して有益な御助言を賜わるとともに、原稿について御意見を頂いた。愛知教育大学名誉教授林唯一氏からは地質、火山灰について、名古屋大学名誉教授森下晶氏からウニ化石について貴重な御教示を頂いた。名古屋大学理学部糸魚川淳二教授には東海層群について御教示と、野間貝層の新資料の提供を受けた。また名古屋大学教養部柴田博教授からは師崎層群の化石資料を、名城大学理工学部助手牧野内猛氏には、地質及びフィッシュントラック年代の資料を頂いた。調査当時、愛知教育大学地学教室の榊原溥、山岡雅俊、竹内安江、原学、加藤実治の諸氏からも師崎層群と第四紀の化石等の資料の提供を受け協力頂いた。

愛知県常滑窯業技術センター鳥居高夫氏には粘土関係の資料を、同県総務部消防防災課からボーリング資料集の提供を受けた。また名古屋通商産業局鉱山部鉱業課からは、亜炭資料の御教示を頂いた。以上の方に併せて深く御礼を申しあげる。

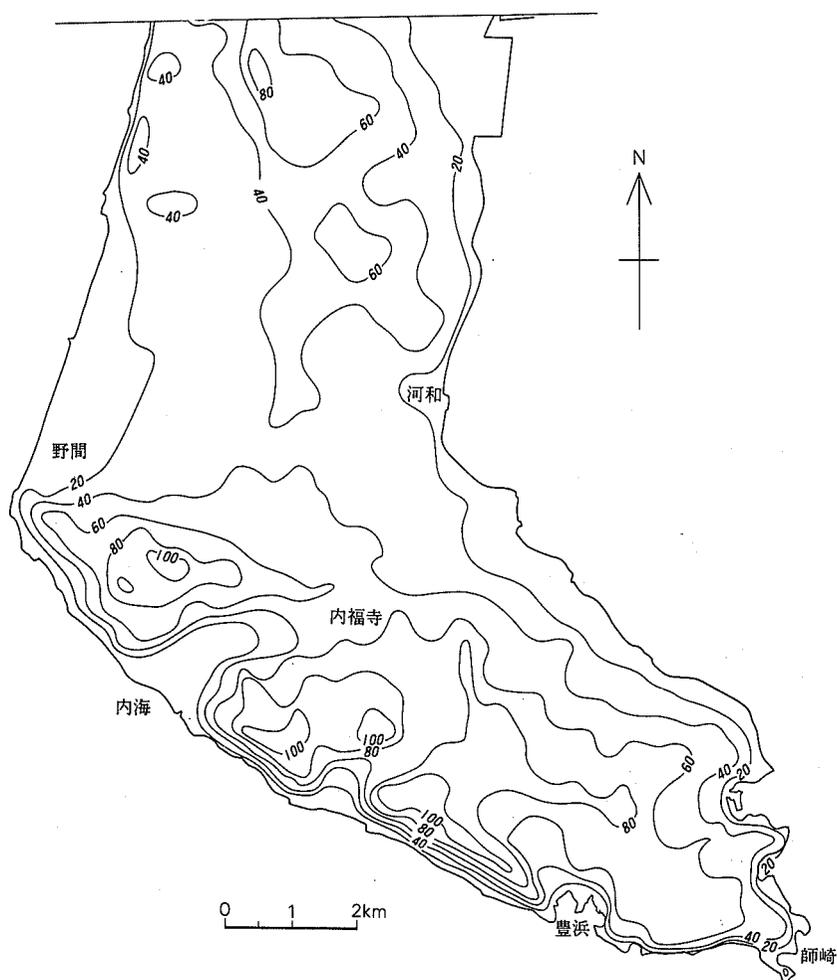
本図幅の報告書作成に当たっては、地質部尾上亨技官には植物化石鑑定、元所員河田清雄技官には岩石薄片の検鏡をわずらわし、併せて貴重な御教示を受けた。

I. 地 形

「師崎」図幅地域は、知多半島の先端部に位置する、北緯 $34^{\circ}40'$ から $34^{\circ}50'$ 、東経 $136^{\circ}45'$ から $137^{\circ}0'$ の地域である。陸域は知多半島のほかに矢作川河口部の低地が小範囲に存在する。陸域の主部を占める知多半島の地形構成は、海拔130m以下40mまでの高度を有する丘陵と、40m以下20m(海拔高度、以下同)までの台地、20m以下の低地である。その最高点は内海の南東1.5kmの128.3m三角点であり、西側の伊勢湾岸に著しく偏在している。

丘陵は主に中新統の師崎層群と中新世から鮮新世にわたる東海層群により構成され、師崎層群は南部に、東海層群は北部にそれぞれ小起伏地形を形成する。前者は松田(1969)の師崎小起伏面、後者は横須賀小起伏面に相当するやや定高性の認められる丘陵を構成している。埋谷面図(第1図)では両者の境界は野間・内福寺を結ぶ線の付近にあり、それ以南の60-100mの等高線に囲まれた範囲に発達するのが

*元名古屋出張所(現玉野総合コンサルタント(株)) **愛知教育大学(昭和54年度併任)



第1図 師崎図幅地域の埋谷面図(単位:m) 幅500mの谷を埋めて作成した埋谷切峰面図

師崎小起伏面, 以北の40-60mの区域が横須賀小起伏面である。両地形面とも浸食面であり, 地形面の形成に関与したと思われる堆積物は認められない。両地形面の比高(20-30m)の生じた理由は, 主に固結度の差によって示される地質の制約にあり, 差別浸食に基づくと考えられる。前記の線に沿う地質構造線は発見されていない¹⁾。

師崎小起伏面に該当する師崎層群丘陵頂部には微小な平坦面群が残存する。師崎西方の海拔高度50-80mの稜線, 豊浜西方・大泊北方の70-100mの稜線にもこれらが認められる。横須賀小起伏面の発達区域には平坦面は存在しない。

丘陵地帯の水系と谷地形も師崎小起伏面・横須賀小起伏面の両地形面間に若干の差が認められる。

師崎小起伏面地域の水系は, 概して必従ないし無従河流として疎密の差はあるが樹枝状の河系模様を示す。しかし野間南方, 内海, 山海, 豊浜等における主要河谷と谷底平野は, 褶曲, 断層, 盆地状構造

1) 津西部地域における一志面と奄芸面の関係に類似するが, 一志断層に相当する構造線は認められない。

等の地質構造と調和し、適従河谷となる。伊勢湾・知多湾の師崎層群分布地域の分水界は半島中軸に近いところにあり、師崎小起伏面全体が緩く北東方に傾斜するにもかかわらず、南部に偏在する最高地点付近では、副分水界を作るとどまっている。

横須賀小起伏面の水系も樹枝状の河系模様を呈し、必従ないし無従河流を作るが、北西-南東方向によく連続する谷が上野間-河和間、奥田東方にあり、東海層群の褶曲軸とほぼ平行する。横須賀小起伏面の発達区域の分水界もほぼ半島中軸にある。

谷壁斜面は師崎層群分布地域では急で凸形の横断形、東海層群分布地域ではやや緩斜し、横断形は凹形に近くなる。

武豊層の作る地形は、横須賀小起伏面と同様の丘陵頂面と、わずかに平坦面が認められる部分に大別されるが、本図幅地域では前者の状況を示している。松田(1969)は武豊層の表面を武豊面と呼び、横須賀小起伏面と区別した。武豊面が横須賀小起伏面と異なる点は、武豊面が武豊層の構造に調和的な地形面であること、一部に堆積面的性格が認められること、変位する部分があること等である。松田(1969)は知多半島に認められる沖積面を除いた7つの地形面のうち、師崎小起伏面を除いて、武豊面を最も高位の面としている。横須賀小起伏面よりは武豊面が高位にあり、武豊面の高度は60-80m、横須賀小起伏面との比高は約20mに及ぶ。武豊層構成物に粗粒堆積物が多いことよりみて、東海層群の細粒部が急速に浸食され、差別浸食による地形の逆転現象を生じたものと推察できる。

台地を形成するものは、高位・中位・低位の段丘群である。松田(1969)の武豊面の一部より区別された牧野内(1985)の富貴累層段丘面を含めて、高位段丘面の発達状況はそれほど良好なものではない。松田(1969)は上位面として亀崎面を認め、河和以南と野間東方に展開する段丘面をこれにあてている。しかし本報告ではこれらを中位段丘面の範疇に入れた。したがって高位段丘面としては、知多湾側の河和北方の時志累層堆積面の作る40-50mの平坦面と、牧野内(1975・1985)の富貴累層堆積面(海拔高度30-60m)が富貴西方の小区域に認められるに過ぎない。ほかに豊浦南方の丘陵斜面下の小規模な段丘面、大井南東の長谷崎付近丘陵頂部の極めて小区域等にも認められる。半島西岸(本図幅地域内)には高位段丘は発達しない。

中位段丘面は上位面・下位面の2面が識別される。野間層、浦戸層の形成する段丘面が上位面であり、開析されてはいるがその分布は広く、半島の分水界以西の上野間・奥田・野間東方に著しい²⁾。その高度は30-40m、その一部は浸食面状(近藤, 1962)であるが、平坦度は高く堆積面としての形状が目立っている。浦戸層は、知多湾沿岸に小範囲の段丘面を形成する。その高度は30mである。

中位段丘下位面は、知多湾沿岸の河和以北に発達する新田層の形成する段丘面と、河和以南の矢梨層の形成する段丘面が該当する。これらは松田(1969)の半田面である。牧野内(1980)は低位段丘面としている。これらは野間面、浦戸面より5-10m低く、その高度は10-20mである。知多半島西岸の野間付近にはこれに相当する段丘面は認められない。この段丘面は極めて平坦で、沖積面との比高は5-10m、段丘崖は新鮮で明瞭であり、崖線の追跡も容易である。

低位段丘の範疇に入る平坦面が、わずかに本図幅地域の北辺の東大高付近に認められる。沖積面との

2) 内海の東方(橋の集落の約500m東方)に中位段丘上位面を形成する堆積物が存在するが、極めて小規模で段丘面は識別できない程度である。また野間富具崎神社境内にも微小な平坦面と堆積物がある。

比高は1m以下である。ほかの地区には発達しない。

このほか、師崎層群を開析する谷壁に、崩積物により形成された微小な緩斜面が発達することがあるが図示していない。また野間崎灯台付近、内海南東、山海付近の沿岸には、波食台状の海拔10m以下の小台地が存在する³⁾。

沖積平野は沿海部低地と主要河谷底に発達する。上野間、奥田、野間、内海、山海、豊浜、河和等の主な集落・市街地はすべて沖積平野上に立地する。

これらの平野は沖積層の堆積面であるが、沿海部では海岸線に平行する2ないし3列の浜堤状の高まりがあり、それらの間には後背湿地状の凹地が存在する。野間、内海付近にこの地形が著しい。高まりの部分(砂州・砂堆)には、高度3-5mに及ぶ砂丘状の砂堆が認められる。

本図幅地域の東端に位置する矢作川河口部は、沖積層よりなる沖積平野であるが、その相当部分が干拓地、埋立地である。武豊町南部知多湾沿岸にも埋立地が造成されている。

そのほか、知多半島南部の特異な地形として、中村(1926)は、師崎層群分布地域のほぼ中央部の岩屋西方の谷が盲谷であること、中洲北方、大泊北方の丘陵頂部にカルスト地形に類似した窪地の存在することを挙げ、これらが石灰質砂岩層の存在に負うものであると説明している。また浅井(1924)は知多半島伊勢湾側の野間-師崎間の直線状の海岸線が断層地形であり、伊勢湾に面した稜線の末端は断層による三魚末端面という。伊勢湾岸に近く最高点が偏在する事実とともに、その付近の逆從河川の存在を伊勢湾岸に沿う断層の存在に起因するとした。

II. 地質概説

本図幅地域は、西南日本内帯の領家帯に属し、またいわゆる瀬戸内区の東部寄りに位置する。

本図幅地域の地質は、基盤をなす領家帯花崗岩類と新生界の師崎層群、東海層群、武豊層、段丘堆積物、沖積層、砂州・砂堆堆積物等から構成される。

本図幅地域の総括表を第1表に示す。

本図幅地域は、中部地方領家帯南縁部に近い位置にあるが、基盤をなす花崗岩類は、地域東南部の海上に点在する島に露出するのみである(第2図)。本地域の花崗岩類は、中央構造線の北方約6kmに位置し、本図幅東隣の20万分の1地質図「豊橋」(山田ほか、1972)によれば篠島をはじめ付近の小島は、白亜紀古期に形成された領家帯古期の神原石英閃緑岩の一部とされている。神原石英閃緑岩は、片状を示す黒雲母角閃石石英閃緑岩・トーナル岩・アダメロ岩によって構成され、渥美湾北岸沿いに東北東-西南西方向に延長分布し、領家帯成岩帯の南側に幅約500mで露出している。

中新世前期末から同中期の初めにかけて、長野県南部から広島県に至るほぼ東西に存在した沈降帯は第一瀬戸内海と呼ばれる。ここに堆積した地層群は、瀬戸内中新統又は第一瀬戸内累層群と呼ばれ、大部分が海成堆積物からなる。

本図幅地域には、これに相当する師崎層群があり、知多半島南部に分布する。本地域周辺には、各所に断片的ながらも瀬戸内中新統が分布し、知多湾の日間賀島・佐久島には師崎層群下部が分布する。一

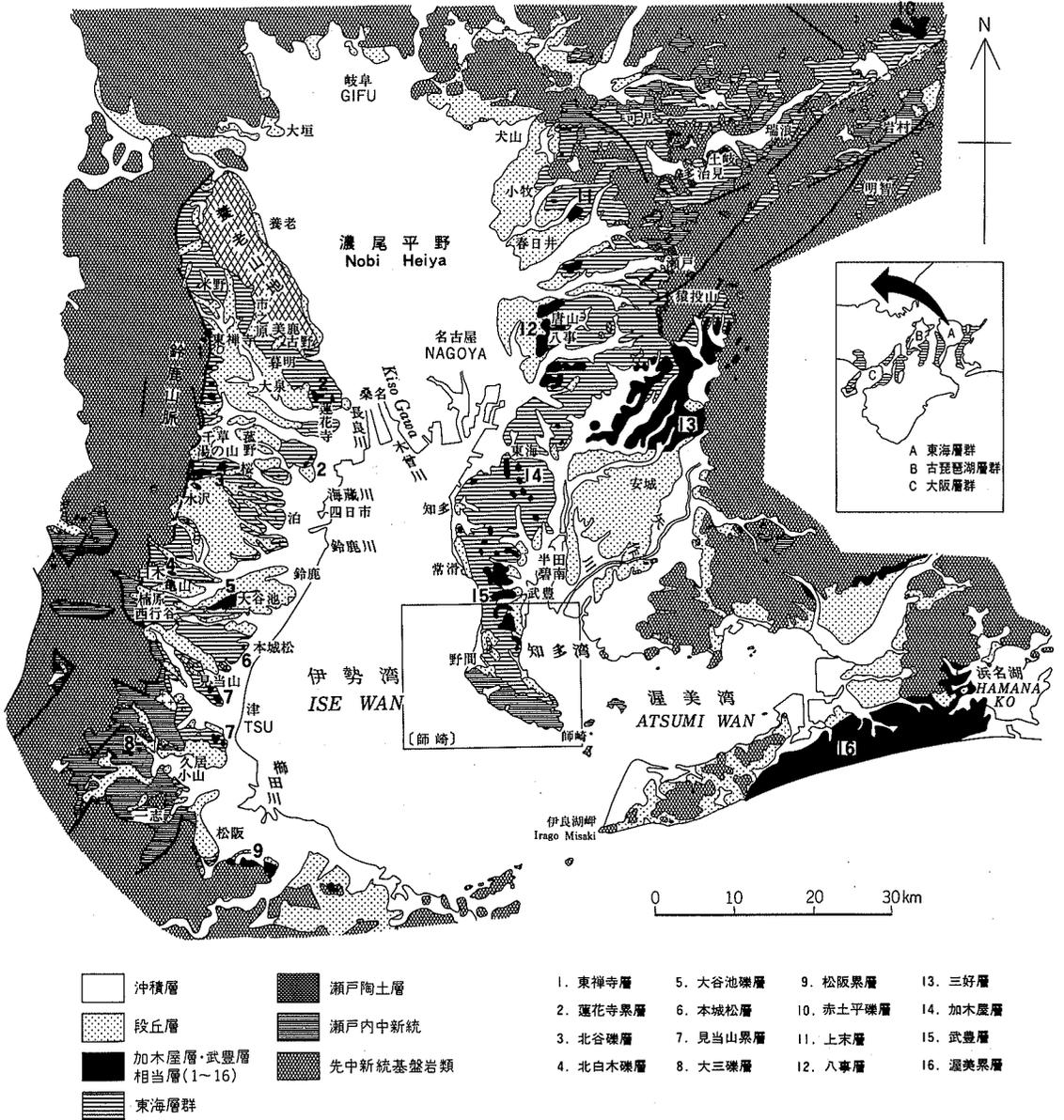
3) 図示していない。

第1表 師崎地域の地質総括表

地質時代			地質系統		地史		
新 代	新 四 紀	完新世	沖積層		縄文海進	猿 投 変 動	
		更新世	後期	低位段丘堆積物			最終氷期(海面最低期)
			前期	中位段丘堆積物	新田層など 野間層など		熱田海進(最終間氷期)
		新世	中期	高位段丘堆積物			隆起
			前期	武豊層			海進
	生 新 第 三 紀	鮮新世	東海層群	常滑累層	(上部)	東海湖消滅	知 多 変 動
					下部	湖盆沈降軸の北遷	
		中新世	師崎層群	豊丘累層	沈降-----東海湖発生		
				内海累層	陸化-----平坦化期		
				山海累層 豊浜累層 日間賀累層	沈降・海進期 (第一瀬戸内海)		
白亜紀	角閃石黒雲母トータル岩		花崗岩類の進入				

方、本図幅地域北方の知多半島基部に当たる大府市長草大池の近くで、1959年に帝国石油株が掘削したボーリング資料によると、地下520m以深に中新統の存在が確認されている。このことから、中新統は知多半島南部から北部へ次第に深度を増して伏在することが推定される。

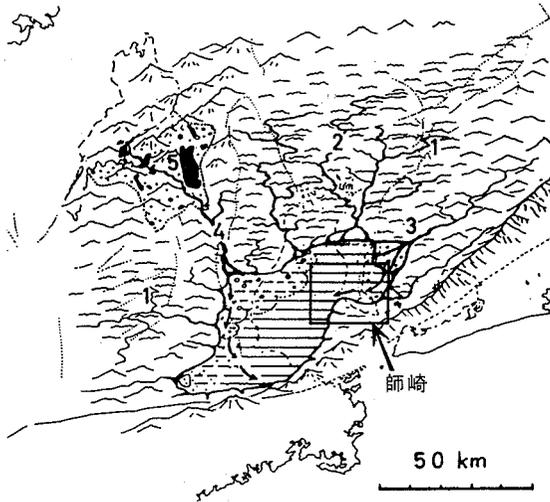
中新統師崎層群の堆積後、第一瀬戸内海地域には海退が起こり、中新世中期 - 中新世後期にかけて、瀬戸内区は陸化浸食の場となった。この時期には、“瀬戸内火山岩類”の活動が各地にあり、東海地方では設楽地域の南設楽層群(KATO, 1962)中にも分布があるが、本図幅地域には、これらに相当する地層は見られない。



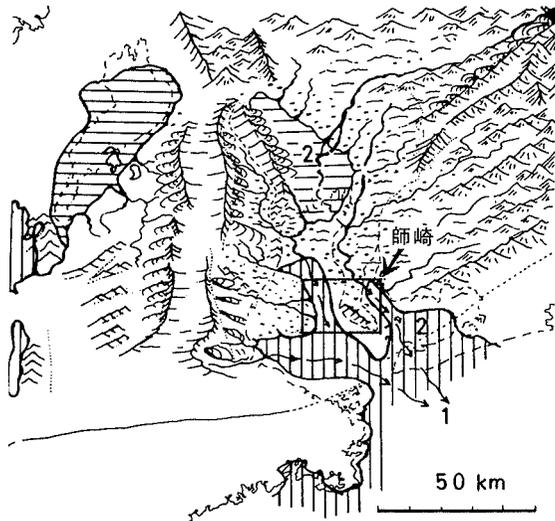
第2図 伊勢湾周辺の地質概略図 (吉田・尾崎, 1986を一部改変)

中新世後期-更新世前期には、伊勢湾・濃尾平野地域とその東方につながる尾張・三河丘陵地帯を含む広範囲が沈降盆地化し、一大淡水湖が形成された。この湖は東海湖と呼ばれ、最初は伊勢湾南部を中心とした沈降域を生じたが、その後、次第に範囲を拡大しながら、盆地の中心を北方濃尾平野地域へ移動し、著しい沈降とそれに伴う厚い堆積層を形成した(第3図)。牧野内(1985)は、第一瀬戸内海が干上がって東海湖が生まれるまでの先東海湖の時代に、豊浦層の存在を考えたが、まだ実体は明らかでない。

この時期には、伊勢湾・濃尾平野周辺のほか、同じような内陸盆地状の沈降域が、琵琶湖周辺-伊賀



第3図 東海湖発生期の古地理図 1: 陶土層形成前後の低起伏地形, 2: 中新統よりなる低丘陵地域, 3: 古三河水系, 4: 湖東-亀山水系, 5: 湖東流紋岩分布域. 桑原(1975)に一部加筆



第4図 高位礫層期の古地理図(縦線は海進域, 横線は淡水域) 伊勢湾域に海が進入し武豊層などの海成層を堆積, 氷期海面低下期には河川は延長河川(1)となり, 高海面期には(2)の海進域, 潜水域が広がる. 桑原(1975)に一部加筆

る鈴鹿・養老山地, 東に連なる猿投・三河山地など周辺基盤山地の上昇を示すような地殻変動(猿投変動)(桑原, 1968)が活発化し, この地域は新たな沈降域と隆起域に分化して行った。

この時期に知多半島地域には, 北西から半島を横断して, 古木曾川系の河床礫が堆積し, 一方, 東南方の渥美湾方向からの海の湾入により, 海成粘土の堆積があり, 武豊層が形成された(桑原, 1975)(第4図)。

武豊層は, 周辺基盤山地の上昇に伴い, 最初に堆積した地層であり, 伊勢湾周辺地域では, これに相

盆地, 大阪盆地とその周辺にも形成され, 第二瀬戸内期の沈降盆地をなしている。

東海湖に堆積した一連の堆積物は, “東海層群”と総称されているが, 知多半島に分布するものは, 従来, 常滑層群と呼ばれていた(本報告においては, 東海層群の名称を用いる.)。

本図幅地域に分布する東海層群は, 同層群分布域の全体の中では, 最下部の層準を示す砂礫主体の豊丘累層が師崎層群を不整合に覆い, それより上位は, 厚さ数m-10数mの半固結の粘土・シルト・砂層が, 互層状に累重する層相となっている。また, 本層群中には, 8枚以上の連続性に富む火山灰層が挟まれている。これらの火山灰層を追跡することにより, 東海層群に属する各地の地層の対比・層序関係が, 次第に解明されてきた(森, 1971b; 牧野内, 1975a; 横山ほか, 1980)。

本図幅地域の東海層群は, 北部に隣接する半田・名古屋南部両図幅地域に連続し, 名古屋東部の尾張丘陵に広く発達する矢田川累層に接続する。

東海湖は, 更新世前期にはその沈降の中心が濃尾平野西部及び鈴鹿・養老両山脈に挟まれた地域に達し, 消滅期に入った。

その後しばらくは, 知多半島を含む伊勢湾周辺地域には, 浸食平坦面が形成されたが, 更新世中期になると, 西に連なる

当する地層は、高位礫層又は最高位段丘堆積層などと呼ばれている（木村ほか，1969）。

知多半島地域に旧木曾川系の河川が流下したのは、次の高位段丘期までであり、その後知多半島地域は、猿投・知多上昇帯として隆起し、丘陵化していった（桑原，1975）。

知多半島における高位段丘堆積物は、武豊付近の武豊層を切って平坦面を形成し分布する。高位段丘堆積物については、武豊層の堆積後、隆起しながら丘陵化してゆく過程で、氷河性海水準変動の影響を被りながら、堆積物の若干の削剝・移動に伴って形成されたもので、武豊層の上限を構成する部層とする教えもある（牧野内，1985）。

更新世後期に伊勢湾周辺地域には、“熱田海進”と呼ばれる最終間氷期の海進があり（約14万-10万年前）、堆積層は熱田層で代表される中位段丘堆積物として一括されている。本図幅地域においても、これに相当する野間層のほか、海成層を挟む段丘堆積物が点在している。

更新世後期の後半には、海水準は次第に低下し、最終氷期海面低下期（約1.8万年前）に至るのであるが、濃尾平野地域においては、この低下の途中における海面の相対的上昇期あるいは停滞期に、小牧礫層や鳥居松礫層が形成され、これらは低位段丘として一括されている（桑原，1969）。本図幅地域においては、主として東海岸沿いの各所に低位段丘面を形成し、一般に中位段丘面の下位約10mに位置して平坦面を形成するが、いずれも堆積物は薄く、海成層の発達も悪い。これらは、波食面上に形成された堆積物と考えられている（牧野内，1980）。

III. 花崗岩類

花崗岩は、本図幅地域東南端の伊勢湾上の広亀島と戸亀島に見られる。

本岩は、灰色の細粒角閃石黒雲母トータル岩で、一般に弱い片状構造を示す等粒状の岩石であるが、岩体中に長さ7-10mmの黒雲母と角閃石からなる苦鉄質鉱物の集合体が発達する。

角閃石黒雲母トータル岩 (G) (知多郡南知多町広亀島, GSJ R36350)

斜長石、石英、少量のアルカリ長石、黒雲母及び角閃石を主成分鉱物として含む。副成分鉱物としては、チタン石、褐れん石、燐灰石及び鉄鉱が含まれる。

黒雲母は長さ0.5-1mmの小板状結晶で、X・Z＝明るい褐色、Y＝淡い黄色で、ジルコンの微晶を含むものはハローを呈する。角閃石は長さ1-1.5mmの半自形で、緑色-褐緑色を呈する。しばしば鉄鉱又は燐灰石の微晶を含有する。

斜長石は、一般に長さ1.5-2mmの半自形柱状又は卓状を呈し、卓状のやや大型のものには、黒雲母や角閃石の微晶が含まれる。また中核部は2次的変質により汚濁している。

石英は、長さ0.2-0.5mm又はそれ以下の他形で間隙充填形を示す。一般に弱い波動消光が認められる。

アルカリ長石は少量含まれ、長さ0.3mm程度の他形で、間隙充填形として認められる。一般に清澄である。斜長石との接触部で、小規模なミルメカイトが形成されることがある。

チタン石は、しばしば長さ0.2-0.5mmの半自形又は他形結晶として少量程度含まれる。このほかに燐灰石や鉄鉱の微晶が含まれる。

IV. 中新統 (師崎層群)

IV. 1 研究史と概要

知多半島南部に分布する中新統師崎層群は、多くの研究者により調査され、その地質と層序について、また多産する動物化石についても数多くの公表された研究がある。古くは中村 (1926)、小瀬 (1929) から最近の嘉藤ほか (1983)、IBARAKI *et al.* (1984) まで、層序、地形、地質構造、堆積、鉱物、古生物に至る広範な分野にわたっている。初期の研究が、しばしば知多半島全域の第三系を対象にしたのに対し、嘉藤・松澤 (1951) 以後はその対象を師崎層群に限定し、各分野で詳細に論述するものが多くなった。その中で、林 (1957) の砂岩岩脈についての論文には、岩脈の記載に加えて師崎層群の地質図が示され、初神断層も明示されている。この後、知多半島、日間賀島、佐久島などの堆積構造に関する一連の研究が公表された (HAYASHI and IWAI, 1959; HAYASHI, 1960; 林, 1971)。

1976年以降、動物化石を主たる対象とした研究が公表され始め、SHIKAMA and KASE (1976)、SHIBATA (1977) は軟体動物化石のリストの作成と記載、古環境の推定を行い、土井 (1983) は浮遊性有孔虫とフィッショントラック年代測定結果から師崎層群の時代と層序を論じた。IBARAKI *et al.* (1984) も浮遊性有孔虫に基づいた師崎層群の年代論を記している。嘉藤ほか (1983) は、師崎層群中によく連続し発達する凝灰質砂岩の岩石学的・鉱物学的研究を行い、鈴木 (1961, 1984)、SUZUKI (1961) は知多層群の名称を用いて師崎層群の沸石について報告している。

このほか師崎層群について多くの未公表の研究報告や調査報告がある⁴⁾。

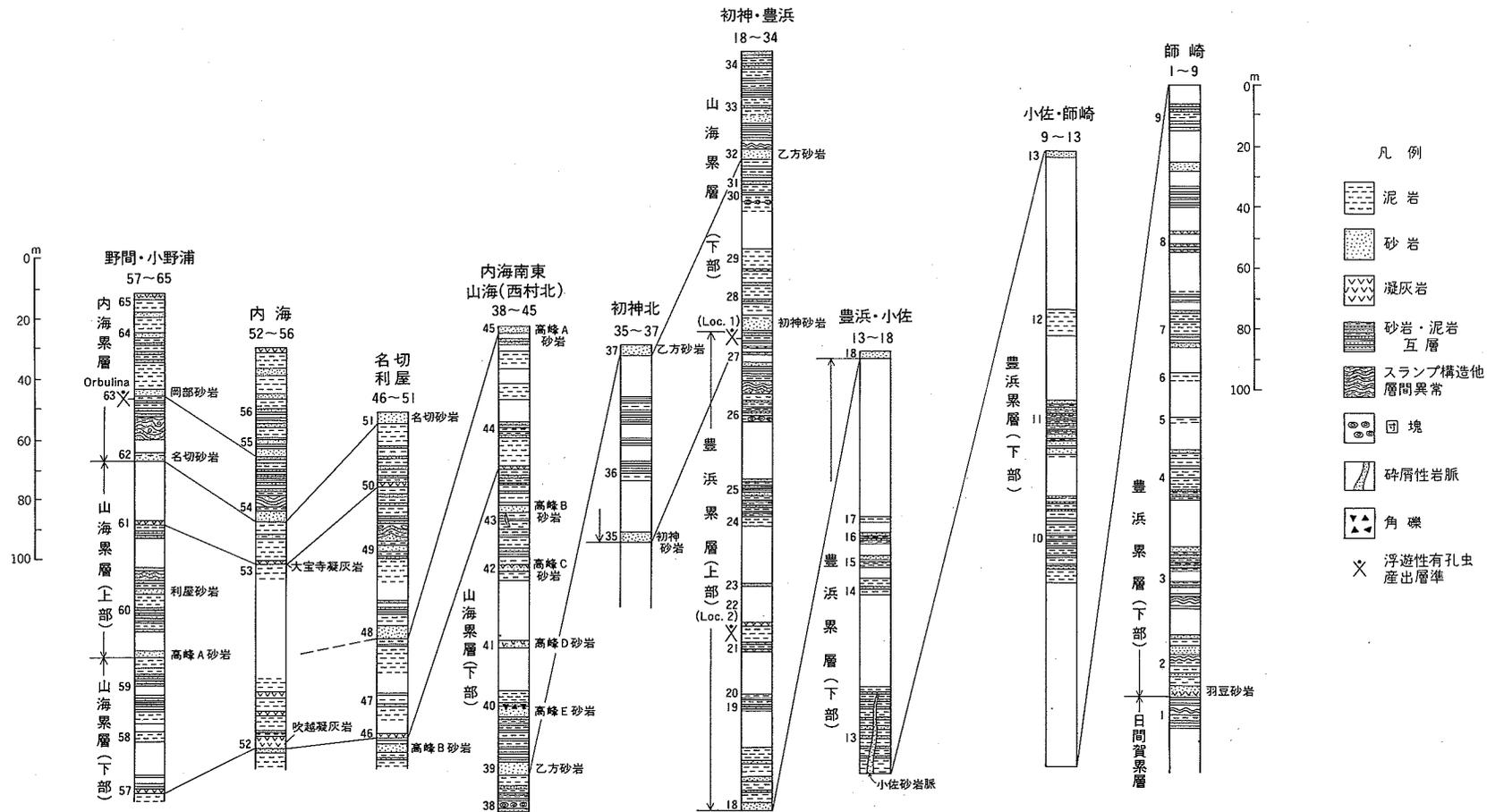
師崎層群の名称は小瀬 (1929) により知多半島の中新統に対し用いられ現在に至っている。しかし知多層群を用い「師崎」を階あるいは累層の単位の名称として用いた例もある (中村, 1926; 嘉藤・松澤, 1951; 林, 1957)。ここでは師崎層群とし、下部より、日間賀累層、豊浜累層、山海累層、内海累層に区分した。これらは砂岩、泥岩 (シルト岩を主、一部頁岩) よりなるが凝灰質の部分も多く凝灰岩も挟まれる。また一部に礫岩が存在する。地層中には各種の堆積構造が発達するとともに、軟体動物を主とする化石を多産する。地質時代は、前述の諸研究により、中新世前期末から中期初めあたり (Blow, 1969 の N6-N9, 18Ma-15Ma) に推定されている。層厚は本図幅地域内の師崎層群で 1,050m となる (第 5 図 a, b)。

IV.2 日間賀累層 (H)

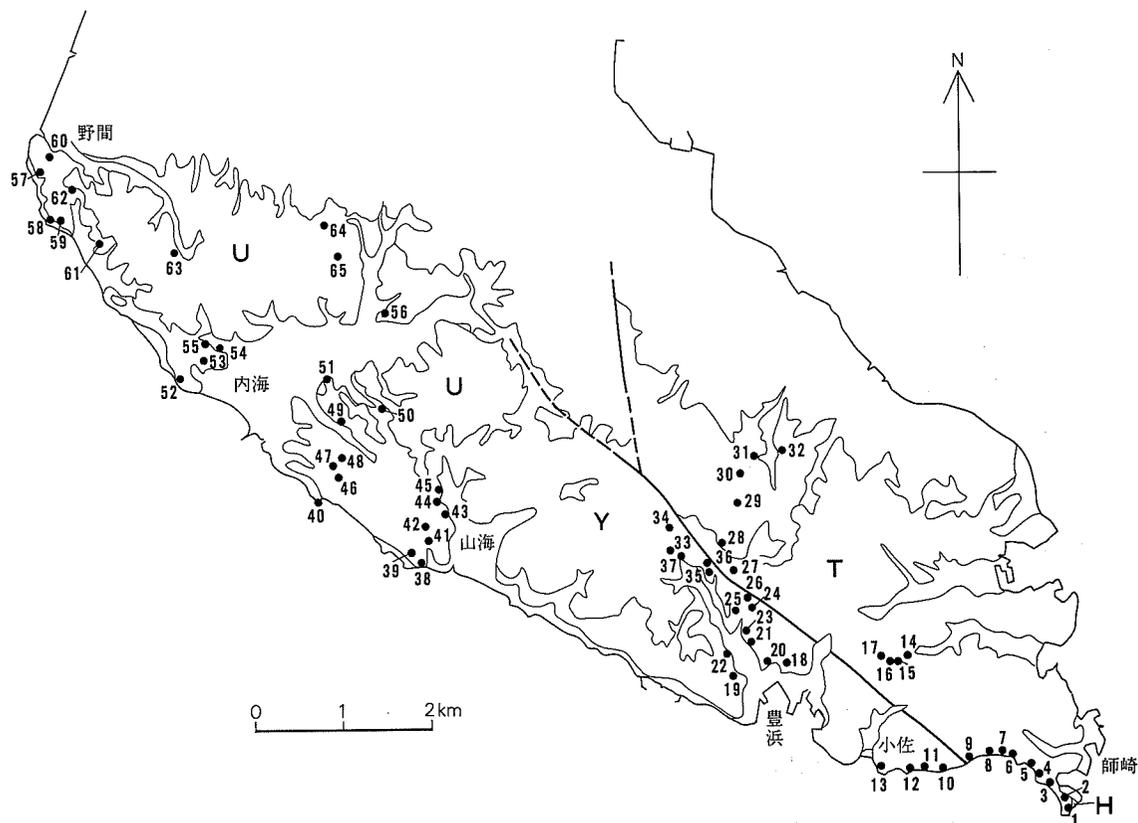
地層名 中村 (1926) 命名、本図幅地域外にある愛知県南知多町師崎東方海上の日間賀島を模式地とする。

模式地と分布 本図幅地域では、半島先端の羽豆岬 (南知多町師崎) の一部にわずかに露出する部分を副模式地とする。ほかに林崎付近にも小範囲に分布する。中村 (1926) 及び小瀬 (1929) は内海南東の礫ヶ

4) これらの未公表資料のうち参考あるいは引用したものは文献欄に掲載した。



第5図a 師崎層群総合柱状図 1~65は露頭番号(位置は第5図b)参照. 浮遊性有孔虫産出層準: Loc. 1, Loc. 2はIBARAKI *et al.* (1984)による.
Orbulina 産出層準は土井(1983)による. 砂岩名は凝灰質を省略



第5図b 師崎層群総合柱状図作成位置図 ●：柱状図作成地点(1~65露頭番号, 第5図a参照)
 U：内海累層 Y：山海累層 T：豊浜累層 H：日間賀累層

浦付近にも日間賀累層が分布すると記述しているが、筆者らはこれを認めていない。このほか日間賀島西方の下瀬、鼠島の岩礁も本累層からなる。

層序関係 師崎層群の最下部の地層であるがその下限は確認されていない。基盤岩類(領家帯花崗岩類・片麻岩類)とは不整合の関係にあると推定されるが、平亀島・戸亀島及び篠島(本図幅地域東方0.5 km)に露出するこれら基盤岩類とは海域を隔てて位置し、接触部はみられない。また本累層の上限は、羽豆岬知多湾側(師崎港側)の海食崖中・上部に認められる厚さ約4mの凝灰質砂岩(嘉藤ほか, 1983の羽豆凝灰質砂岩)の基底とする。上位の豊浜累層とは整合の関係にある。林崎付近の日間賀累層は断層により画され層準が明らかではない。

層厚 知多半島区域に露出する日間賀累層の厚さは約10mである⁵⁾。

岩相と化石 日間賀累層はSHIKAMA and KASE (1976) 及びSHIBATA (1977)によれば下部が砂岩, 上部が凝灰岩を挟む砂岩・シルト岩の互層よりなる⁶⁾。本図幅地域においてはその上部が露出しているこ

5) 日間賀累層の厚さは、日間賀島及び佐久島に分布するものを含み200m以上(SHIKAMA and KASE, 1976; SHIBATA, 1997)という。

6) IBARAKI *et al.* (1984)は下部をOdohama砂岩層, 上部をNishihama砂岩・シルト岩互層に区分している。

となり、羽豆岬の露頭は下部より、灰緑色泥岩と中粒・細粒砂岩の互層、荷重痕、スランブ構造を有する砂岩、泥岩よりなる。ここでは泥岩勝ちの互層であるが、概して下部ほど砂質となる。羽豆岬においては化石は少ない。日間賀島においては *Macoma-Lucinoma* 群集に含められる軟体動物化石が産出している (SHIBATA, 1977)。

IV. 3 豊浜累層 (Tl, Tu)

地層名 ここでは SHIBATA (1977) に基づく。中村 (1926)、小瀬 (1929) の師崎階、師崎層に相当し、また本累層の下部は林ほか (1955) 及び林 (1957) の師崎累層に、上部は同じく豊浜累層に該当する⁷⁾。

模式地と分布 羽豆岬より北西方へ伊勢湾岸に沿い山海付近まで、また知多湾側新屋敷付近まで、師崎層群分布地域のほぼ 1/3 の面積を占め半島先端部に広く分布する。地質図には豊浜累層下部と同じく上部に区分して示した。模式地は小佐南東 400m の碎屑性岩脈のある露頭とする。

層序関係 日間賀累層の上位に整合に重なる。本累層の下限は厚さ 3.5 ないし 4m の粗粒凝灰質砂岩 (羽豆凝灰質砂岩、嘉藤ほか, 1983) の基底とする。この砂岩の基底は軽度の凹凸面をなすが荷重痕であり不整合髪を示すものではない。本累層の上限は本郷 (山田) 付近より初神を経て山海 (松原) 付近に至るまでよく連続する初神凝灰質砂岩 (嘉藤ほか, 1983) の基底とする。これより上位の山海累層とは整合の関係にある。

層厚 師崎層群の下部を占める本累層の厚さは極めて大きく、約 700m である。

岩相 豊浜累層は上述のように厚層であるため下部と上部に区分して記述する。

豊浜累層下部は羽豆凝灰質砂岩基底より、豊浜 (高浜) の市街地北側に露出する砂岩の基底までの、砂岩と泥岩の互層である。砂岩はその大部分が灰色で堅硬であり、泥岩は大部分シルト岩で、暗灰色、緻密である。砂岩のうち厚いものは鍵層として追跡可能であり、羽豆凝灰質砂岩と片名北方の長谷崎に露出する砂岩 (長谷崎砂岩 : UWAI, 1980MS.) がその例である。

羽豆凝灰質砂岩は豊浜累層の基底部を占め、粗粒ないし中粒の軽石質の岩片を含む暗緑色ないし黄褐色の硬い砂岩である。わずかに葉理が認められる。嘉藤ほか (1983) によれば重鉱物として普通角閃石 (モード分析値にして 16-36%)、単斜輝石 (同, 10-20%) が多いという。

長谷崎砂岩は厚さ 2.5m、下部は凝灰質砂岩で粗粒、上部はやや細粒となる。中下部は層理に平行の葉理が認められるが上部は小岩片を巻き込んでいたり、コンポルト葉理が認められたりする。

豊浜累層下部の泥岩部は暗灰色、暗緑色のシルト岩よりなり、10cm ないし 20cm の厚さの細粒堅硬な砂岩を挟む部分がある。泥岩は軟体動物化石、甲殻類等の化石を含む。魚類化石も大江 (1968) により報告されている。

模式地である小佐南東 400m の地点においては、シルト岩砂岩互層部の層理面に垂直に碎屑性岩脈が貫入しており、林 (1957) により記載されている⁸⁾ (第 6 図)。

7) IBARAKI *et al.* (1984) は豊浜累層を 2 分し、下部を師崎シルト岩層、上部を大井砂岩シルト岩互層とした。

8) 林 (1957) は小佐南東 400m の東道傍の砂岩岩脈として記述した。それによると師崎層群中最も見事な露頭で、走向 N40° E、ほとんど直立する。最も厚いところで、幅約 1.5 m あり、岩塊を取り込んでいる。上方へ 18m 延び、下方へも延びて海面下にも連続する。下位の厚い砂岩層より砂質物質が由来したという。このほか、林 (1957) は、大井西方、羽豆岬、林崎 (日間賀累層) 等にて豊浜累層を切る碎屑性岩脈の存在を報告している。

豊浜累層の上部は大井 - 豊浜を結ぶ線以北に主な分布があり、豊浜の南知多町役場周辺に好露頭が多い。岩相は下部とほぼ同様であり、0.3-1.0mの厚さの中粒砂岩（豊浜市街地北側の上部層基底砂岩）に始まり、青灰色シルト岩、0.1mの薄い堅硬な中粒砂岩と暗灰色シルト岩の互層等よりなり、初神凝灰質砂岩の直下まで著しい変化はない。しかし露頭面では、各種の堆積構造（荷重痕、コンポルト葉理、スランブ構造）があり、また地すべりに伴う変形と考えられる二次的な構造もしばしば認められる。豊浜累層上部は同累層下部に比較すると軟体動物化石の産出はやや少ない。IBARAKI *et al.* (1984) の浮遊性有孔虫化石群の採集層準（2層準）は本報告の豊浜累層最上部（IBARAKI *et al.* の大井砂岩・シルト岩互層の最上部）—初神凝灰質砂岩の直下のシルト岩—と、豊浜累層上部（同大井砂岩・シルト岩互層中部）である。なおIBARAKI *et al.* は浮遊性有孔虫化石により、本報告の豊浜累層上部のほぼ中部をB_{Low} (1969) のN6帯の上部、豊浜累層最上部をN6とN7に含まれる帯と考えている。

IV. 4 ^{やまみ} 山海累層 (Y1, Yu)

地層名 SHIBATA (1977) に基づく。中村(1926)、小瀬(1929)の初神階・初神層の下部に、林ほか(1955)及び林(1957)の久村累層^{くむら}に、土井(1983)の内海累層の下部に、またIBARAKI *et al.* (1984) の南知多累層山海シルト岩部層に相当する。



第6図 小佐の砂岩脈（小佐南東400m 道路傍、露頭番号13地点）豊浜累層下部を切るほぼ垂直の黄褐色砂岩の岩脈。説明は脚注8）参照

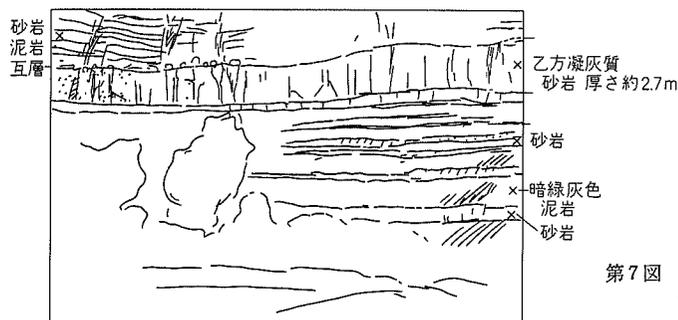
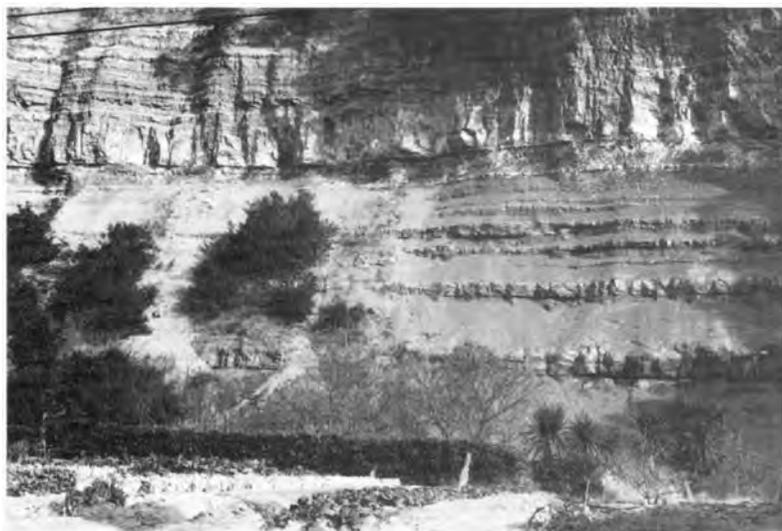
模式地と分布 模式地は山海（西村）北方800mの、名切へ越す峠付近とする。知多湾側の豊丘（乙方）付近より、伊勢湾側の山海、内海、野間崎灯台付近に連続する。地質図には山海累層下部、同上部に区分して示した。

層序関係 山海累層は師崎層群の中部を占め、豊浜累層の上位に整合の関係で重なる。本累層の下限は嘉藤ほか(1983)の初神凝灰質砂岩の基底である。上限は嘉藤ほか(1983)の名切凝灰質砂岩^{なきり}の基底とする。内海累層^{うつみ}に整合関係で覆われる。

層厚 約270m。

岩相と化石 本累層を下部と上部に区分して記述する。下部は本累層基底の初神凝灰質砂岩の基底より高峰A凝灰質砂岩の基底までとし、上部は高峰A凝灰質砂岩の基底より上位の部分とする。

山海累層下部は凝灰質砂岩、泥岩（シルト岩）、凝灰岩等よりなるが、全体と



第7図 山海累層下部の岩相 (乙方付近, 露頭番号32地点)

してシルト岩が優勢である。またこの層準は、厚い凝灰質砂岩を6枚挟み、礫ヶ浦^{つぶて}にみられる基盤岩由来の角礫岩を挟むところもあり、更に吹越凝灰岩(土井, 1983)のような鍵層も知られ、師崎層群の中では特徴の多い岩相を呈する。

最下部の初神凝灰質砂岩は厚さ約3m、厚さの変化は少ない堅硬な中粒・粗粒砂岩で、よく連続し、師崎層群中部の層準の決定に有効な鍵層の一つである。基底の約0.6m下位(豊浜累層最上部)に葉理のある中粒砂岩(厚さ約40cm)を伴うのが特徴の一つである。初神凝灰質砂岩の下半部は塊状無層理の黄褐色ないし暗灰色粗粒砂岩であるが、上半部は葉理を伴う中粒・粗粒砂岩となり、数cmないし数mmの泥質堆積物のパッチあるいは偽礫を含むことがある。また貝殻、棘皮動物の殻片を認めることもある。嘉藤ほか(1983)による重鉱物組成(モード)では基底は普通角閃石類-酸化角閃石-単斜輝石で特徴づけられる。

初神凝灰質砂岩から乙方^{おつかた}凝灰質砂岩(嘉藤ほか, 1983)までの層準は、暗灰色、暗灰緑色シルト岩を主とし、10cmから1mに及ぶ厚さの砂岩を挟む部分が多い。この層準には泥質物を作る径50cmの団塊や、HAYASHI and IWAI(1959)の報告した荷重痕の発達する層準(初神凝灰質砂岩の上位約35m)が含まれる。乙方凝灰質砂岩は乙方の周辺によく発達し、初神凝灰質砂岩と同様連続し鍵層となる厚さ約3mの細粒砂岩である(第7図)。塊状で堅硬であるがやや泥質となる場合もある。わずかに葉理が認め

られる。嘉藤ほか(1983)によると紫蘇輝石類-普通角閃石で特徴づけられる重鉱物組成を有する。

乙方凝灰質砂岩の直上には荷重痕を作る0.3mの厚さの砂岩があり比較的特徴の少ない本砂岩の追跡の指標となる。

乙方凝灰質砂岩層から上位は高峰凝灰質砂岩 A-E (嘉藤ほか, 1983) がシルト岩, 薄い砂岩の作る互層とともに発達する。土井(1983)はこれらを堆積サイクルとしてとらえた。上記の乙方凝灰質砂岩もその1回の堆積サイクルの下部の岩相(unit a)に相当する。この各堆積サイクルの中上部の岩相(unit b及びunit c)は細粒であり, 有律互層を形成したり, 各種の堆積構造が発達する部分や, 軟体動物化石を多産するやや塊状の凝灰質シルト岩となる。吹越凝灰岩(土井, 1983)はこのunit cの一つである。

内海南東約1kmの伊勢湾に面した礫ヶ浦^{つぶて}においては, 乙方凝灰質砂岩層とほぼ一致する層準に片麻岩⁹⁾の礫を主とする角礫岩層がレンズ状に発達する。最大の礫は長径2.5mの円磨された巨礫であるが, 10-30cmの粒径を主とし細礫級のものまで淘汰の良くない角礫が大部分である。基質は黄褐色ないし灰緑色の中粒砂岩であり, 礫をよく膠結している。この角礫岩層は汀線付近に露出し, 走向方向に100-200m連続したのち尖滅するもので, 厚さ数mのレンズ状層が3層雁行配列するようであるが, 沖合のものは観察が困難である。堆積形態からみて海底地すべり¹⁰⁾により生じたものと推定でき, かつて中村(1926), 小瀬(1929)により師崎層群(知多層群)の基底礫岩層(日間賀累層)とされたが, 基質の砂岩の延長状況, 上・下の地層の層序関係から判断すれば明らかに山海累層下部に属するものである(第8図)。

吹越凝灰岩(土井, 1983)は高峰凝灰質砂岩 A(上位)と同B(下位)の中間の層準にあり, 内海西部の吹越の海に面した露頭に模式的に露出している(第9図)。ほかに野間崎灯台付近, 西村(山海)北方, 小野北東方にも認められる。土井(1983)はこの凝灰岩のフィッシュントラック年代を測定し, 内海南東の試料で $15.9 \pm 1.4\text{Ma}$, 小野北東のもので $16.1 \pm 1.9\text{Ma}$ という結果を得た。この凝灰岩は上記露頭



第8図 礫ヶ浦の角礫岩 (内海南東約1km, 露頭番号40地点)

9) 黒雲母片麻岩 黒雲母は鱗片状, 葉片状, ジルコンを包含する。カリ長石, 斜長石, 石英(波動消光する)も含む。グラノプラスチック組織を示す。砂質岩を源岩とするもの(愛知教育大, 加藤実治氏の教示による)。

10) オリストストロームを含む。



第9図 吹越凝灰岩（内海西方吹越，露頭番号52地点）下部の葉理を有する部分と軽石片，小岩片（泥岩）の密集した部分。物指しの長さ75cm

においては砂質ないしシルト質の部分を含めて約3mの厚さを有するが，下部の約40-60cmが有色鉱物（角閃石）や泥石の小片を含む波状の葉理に富む白色の凝灰岩で，極めて特徴的である。吹越凝灰岩の直下には節理に富む砂質の無層理のシルト岩がある。またこの凝灰岩の上位もシルト岩となる。

山海累層上部は，高峰凝灰質砂岩Aの基底より^{なかり}名切凝灰質砂岩の基底に至る砂岩と泥岩（シルト岩・頁岩）よりなる部分で，泥岩がやや優勢の互層である。高峰凝灰質砂岩Aの上位約30mに，嘉藤ほか（1983）の利屋凝灰質砂岩があり，また上限より約20m下位の層準に大宝寺凝灰岩（新称）¹¹がある。互層部の砂岩は厚さ約10cm程度の単層で，泥岩（主としてシルト岩）は約20cm-数mの厚さを有する灰色塊状シルト岩あるいは暗灰緑色の頁岩に近いものを有する。後者はスランプ構造の発達した互層部を作る場合がある（模式地付近）（第10図）。大宝寺凝灰岩は名切東南方の大宝寺付近によく連続し，厚さ約10cm，自色中粒の軽石を含む凝灰岩である（第11図）。

IV. 5 ^{うつみ}内海累層 (U)

地層名 SHIBATA (1977) に基づく。中村 (1926)，小瀬 (1929) の初神累層の上部，林ほか (1955) の内海累層，土井 (1983) の内海累層上部に，IBARAKI *et al.* (1984) の南知多累層の内海砂岩・シルト岩互層に相当する。

模式地と分布 内海東方（内福寺の西方600m）の性海寺北を模式地とする。内海東方の楠，内福寺西方，内海北西方，小野浦の東に広く分布する。

層序関係 山海累層の上位に整合関係で重なる。師崎層群の最上部を占め，東海層群，段丘堆積物及

11) 大宝寺凝灰岩は山岡 (1980, MS) により発見された。比較的新鮮な火山ガラスを有し，発泡型のものが多い。磁鉄鉱が多く含まれる。

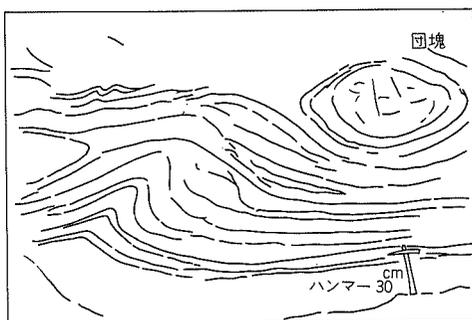
び沖積層に不整合に覆われる。本累層の下限は嘉藤ほか(1983)の名切凝灰質砂岩の基底である。

層厚 約70m以上。

岩相 全体として砂岩・泥岩(シルト岩及び頁岩)の互層よりなる。上部はシルト岩が優勢となり、黄褐色ないし黄灰色又は灰白色塊状の凝灰質シルトとなる。基底の名切凝灰質砂岩は、中粒の葉理を有する凝灰質砂岩で、内海東方の楠においては厚さ約3m、岡部西方で約1mの厚さとなる。白色の軽石片を含むほか、嘉藤ほか(1983)によれば重鉱物として基底部より普通角閃石-紫蘇輝石類-単斜輝石が報告されている。名切凝灰質砂岩より岡部凝灰質砂岩に至る間は、土井(1983)のUM9に相当する層準で、約10cmの厚さの砂岩と、20cm以上のシルト岩(暗灰色、灰緑色で一部頁岩)の互層となる。名切凝灰質砂岩より岡部凝灰質砂岩に至る間の層準の下半部の、名切凝灰質砂岩に近い部分には、しばしばスランプ構造や径60cmを越える団塊を含む層間異常帯がある。細目(野間南東)付近に著しい。

岡部凝灰質砂岩直下のシルト岩より土井(1983)は浮遊性有孔虫 *Orbulina universa* を採集し、Blow(1969)のN9以降に内海累層の最上部の年代が決定されることを記している。

岡部凝灰質砂岩(嘉藤ほか, 1983)は内海累層のほぼ中部にあり、内海北方の丘陵地域に分布する同累層の鍵層として有効な砂岩層である。厚さ約3m、塊状で中粒である。嘉藤ほか(1983)によれば、基底部の重鉱物としては単斜輝石-普通角閃石で特徴づけられるが、特に普通角閃石が卓越する。岡部凝灰



第10図 スランプ構造 山海累層上部(大宝寺凝灰岩の下位) 白色部:凝灰質砂岩, 黒色部:暗灰色泥岩の互層部に発達するもの。露頭番号50地点付近(名切-山海間)

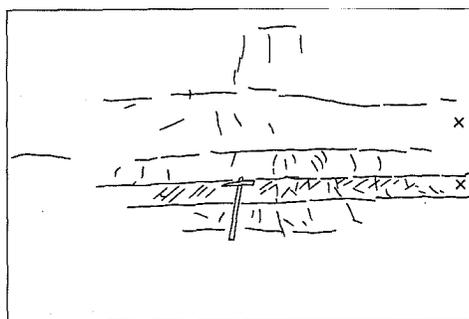
質砂岩の上位は師崎層群の最上部を構成するシルト岩を主とする部分である。

IV. 6 師崎層群の化石と時代及び対比

軟体動物 師崎層群の豊富な海生軟体動物化石の産出については古くから知られていたが、ここでは比較的最近の研究に基づいて報告する。

SHIKAMA and KASE (1976) は師崎層群のすべての層準・地域にわたり *Portlandia (Hataiyoldia) tokunagai* が卓越して産し、ほかに *Yoldia(s.s.) sagittaria*, *Periploma(Aelga) besshoense*, *Malletia(s.s.) inermis* 等が主として産し、師崎層群の軟体動物群集が *Portlandia (Hataiyoldia) tokunagai* Fauna と呼ばれるものであるという。その生息深度は0m から最深 1,460m に及ぶもの(例えば *Eunucula praenipponica*) を含み、また師崎層群の軟体動物群集は親潮潜流のような生態系に属する動物群と記述した。

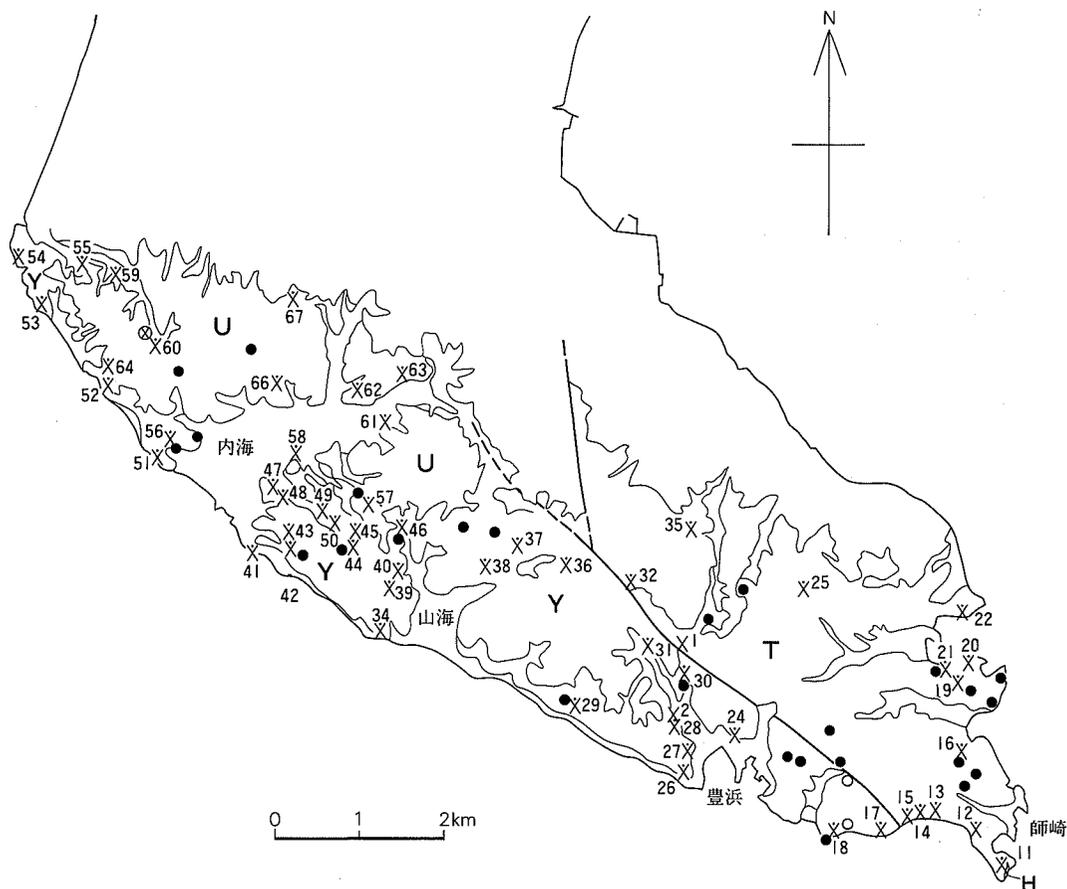
SHIBATA (1977) によれば、師崎層群の軟体動物群集は 70 地点から産出する 65 種の底生貝類と 4 種の浮遊性貝類よりなる。底生貝化石群集は 4 群集型に区別でき、そのうち *Macoma-Lucinoma* 群集は主に日間賀累層に認められ、*Phanerolepida* 群集が豊浜累層最下部、*Acilana* 群集は全層準(日間賀累層を除く)、そして *Neilonella-Periploma* 群集は山海累層上部及び内海累層に認められるという。本報告



x 灰色泥岩
(シルト岩)

x 大宝寺凝灰岩
厚さ15cm

第 11 図 大宝寺凝灰岩の露頭(名切-山海間の峠付近) 山海累層上部。



第 12 図 師崎層群化石産地位置図 ×: 浮遊性有孔虫産地, IBARAKI *et al.* (1984) ⊗: *Orbulina* 産地, 土井(1983) X: 軟体動物化石産地, SHIBATA (1977) (番号は第 2 表の化石産地の番号に同じ。但し日間賀累層は除く) ●: 魚類化石産地(骨, 鱗, 耳石等), 山岡(1980) ○: 魚類化石産地(骨), 大江(1968) U: 内海累層, Y: 山海累層, T: 豊浜累層, H: 日間賀累層

ではこの SHIBATA (1977) の化石産出表と採集地点(日間賀累層を除く)を示した(第 2 表, 第 12 図)。

有孔虫及び珪藻 土井 (1983) は本報告の内海累層中部の岡部凝灰質砂岩直下 30cm の層準より *Orbulina-universa*, *Globigerina venezuelana*, *G. praebulloides* を採取した。土井はこの事実より内海累層のこの層準は BLOW (1969) の N9 以降に相当すると述べている。

IBARAKI *et al.* (1984) の採取した有孔虫は第 3 表に示した。豊浜累層上部の採取層準(初神凝灰質砂岩の直下)は *Globigerina euapertura*, *Globigerinita stainforthi* の産出により N6-7 帯の層準であり, それより約 100m 下位のもう一つの産出層準は *Globigerinita dissimilis*, *Globigerina praebulloides pseudociperoensis* の存在により N6 帯上部になるという。これらの層準は土井 (1983) が *Orbulina universa* を採集した層準の 290m 及び 390m 下位になる。

原 (1986, MS.) は珪藻化石から, 豊浜累層の中部が *Kisseleviella carina* zone (KOIZUMI, 1985) に, 山海累層と内海累層が *Denticulopsys kanayae* zone (AKIBA, 1984) に属し, 併せて瑞浪層群の生俵累層が *D. lauta* zone (KOIZUMI, 1985) になることを認め, 内海累層以下の師崎層群が生俵累層より古いことを記述している。

第3表 師崎層群産浮遊性有孔虫化石 (IBARAKI *et al.*, 1984)

Specific name		Loc.	1	2
<i>Globigerina</i>	<i>euapertura</i> JENKINS		C	
	<i>falconensis</i> BLOW		C	A
	<i>praebulloides praebulloides</i> BLOW			C
	<i>praebulloides pseudociperoensis</i> BLOW			A
	<i>woodi</i> JENKINS		C	
<i>Globigerinita</i> cf.	<i>dissimilis</i> (CUSHMAN and BERMUDEZ)			R
	<i>stainforthi stainforthi</i> (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)		R	
<i>Globigerinatella</i>	<i>insueta</i> CUSHMAN & STAINFORTH		R	
<i>Globoquadrina</i>	<i>altispira altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS)		C	
	<i>altispira globosa</i> BOLLI		R	
	<i>dihiscens dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR & COLLINS)		R	
	<i>venaeuelana</i> (HEDBERG)		C	
<i>Globorotalia</i>	<i>continua</i> BLOW		C	
	<i>obesa</i> BOLLI			C
	<i>scitula praescitula</i> BLOW			A

Frequency of occurrence : R. 1-2 ; C. 3-9 ; A. over 10 specimens.

その他の化石 魚類化石として大江 (1968) は豊浜累層下部より *Lampadena* sp. (カガミワシ属), *Bathylagus Toyohamaensis* (ソコイワシ属の新種) を小佐南東 (豊浜累層下部層模式地) にて採取した。また小佐北東約1kmより *Lampadena ozaensis* (新種) を報告している。山岡 (1980, MS.) は内海累層からも *Lampadena* sp., *Diaphus* sp., *Engraulidae*, *Congiidae* を報告し, 山海累層から *Cyclothone* sp. (オニハダカ属) を採取している。これらは骨格であるがほかに耳石, 魚鱗等も発見されている。耳石は *Myctophidae* (ハダカイワシ科) が多く主として豊浜累層より (大江・山岡, 1980), 魚鱗は豊浜累層から山海累層にわたり広く産出する。 *Clupeidae* (ニシン科), *Myctophidae* (ハダカイワシ科), *Coryphaenoididae* (ソコダラ科), *Sparidae* (タイ科), *Serranidae* (スズキ科) を山岡 (1980, MS.) は報告した。

豊浜累層からは *Callianassa* sp. が団塊中に含まれる。産状が特異であるため著名で, カニ石として知られている。

師崎層群からは棘皮動物化石として, ウニの化石が産出するが, 山海累層に豊富である。 *Linthia nipponica* が知られている。

時代と対比 日間賀累層を除いた師崎層群主部の時代は, 上記の化石により前期中新世の後半であり, 最上部の内海累層が中期中新世の始まりになると推定できる。 BLOW (1969) の N6-7 帯から N9 帯 (18Ma から 15Ma) に相当することによる。吹越凝灰岩のフィッシュントラック年代もこれを支持する。

師崎層群は瀬戸内区の中新統であり, 柴田・糸魚川 (1980), 柴田 (1985) は軟体動物化石の群集構成とその古生態, 堆積のサイクルから示相曲線を描き, 瀬戸内区の中新統の対比を行い, 師崎層群のサイクルが I, II, III のステージを含むことから, 同様のサイクルを有する一志層群に対比し, 日間賀累層が波瀬累層に, 豊浜, 山海両累層が大井累層に, 内海累層が片田累層に対比されるとした。土井 (1983) は *Orbulina universa* 産出層準 (本報告の内海累層中部) が片田累層よりも新しいことを述べ, 吹越凝灰岩

以上, *Orbulina universa* 産出層準の直下まで (本報告の山海累層上部と内海累層下部に相当) が片田累層に対比されるとした. 原 (1986, MS.) は珪藻化石から従来対比されていた内海累層と瑞浪層群の生俵累層の関係は検討の余地があり, 内海累層の時代は明世累層と生俵累層の不整合期に対応すると述べた. 柴田 (1985) の古地理図における知多半島南部の位置からみても, 瀬戸内東部の中新世の海域の縁辺に堆積の中断する時期があったとしても, 海域の略中央の知多半島南部では堆積が続行した可能性がある.

IV. 7 地質構造

師崎層群の一般的構造 師崎層群の走向は豊浜以北の伊勢湾岸で $N60-50^{\circ}W$, 半島中軸部ではほぼ東西, 豊浜以南 (以東) の伊勢湾岸と羽豆岬付近で $N30^{\circ}E$, 知多湾側でも北東方向となり, 傾斜は 20° を越えることはまれで, 北東, 北西方向へ傾斜する. 内海北方の内海累層分布域は小規模の盆地ないし向斜構造を呈し, 一般的ではない (第 13 図).

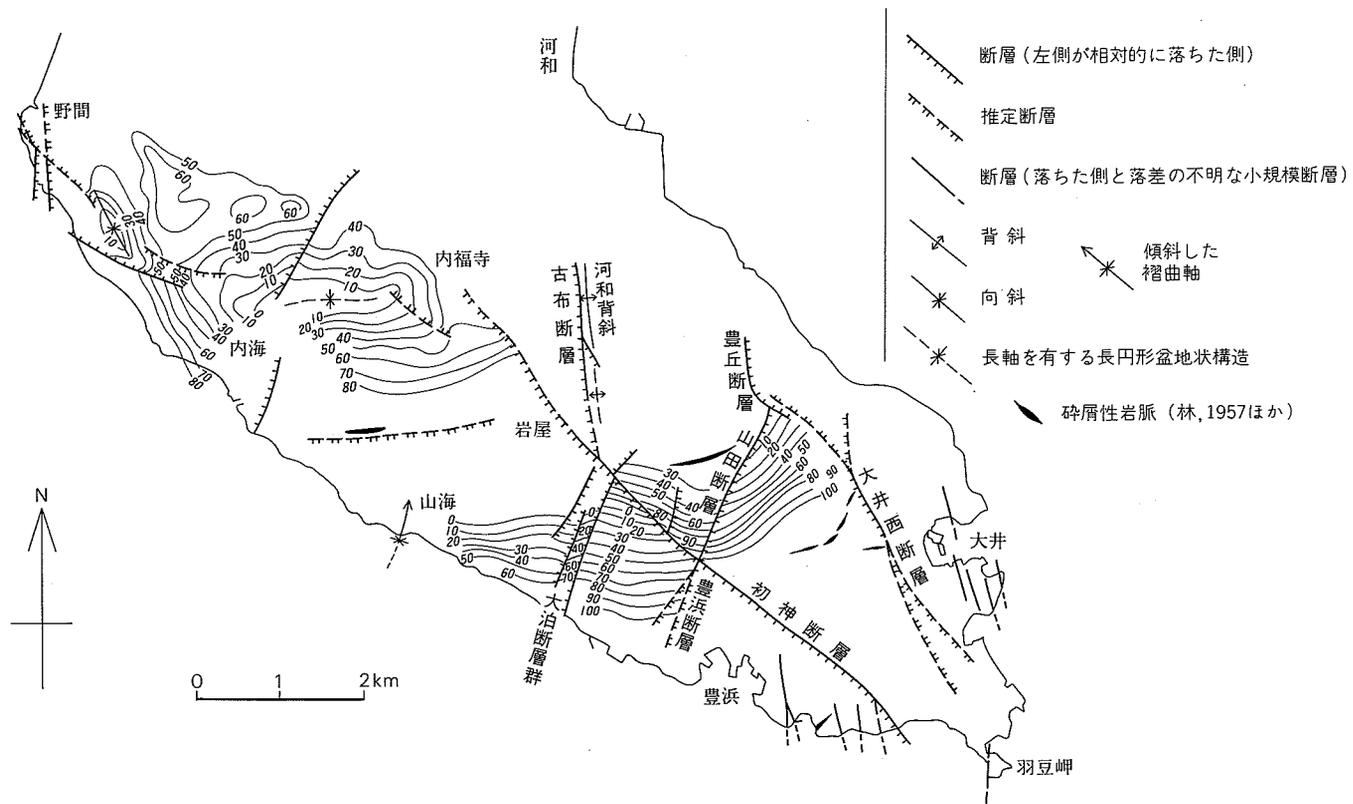
断層 師崎層群を切る断層は大別して 3 方向の系統がある. ①北東方向の半島の中軸に直交する断層系 (山田断層群, 大泊断層群等), ②半島の中軸に平行する断層系 (初神断層, 豊丘断層, 大井西断層等), ③その他 (主に東西方向) の断層.

①は山田断層群で代表される断層系で, 豊浜北方の乙方・豊浜間県道沿いに $N30-50^{\circ}E$ の方向に延長する 2 本の断層である. とともに平行し, 断層面の傾斜は $60-80^{\circ}N$ で北西側落ちと南東側落ち (並行する 2 本のうち南東側の断層) とがある. 南東側落ちの断層は逆断層となる. 落差は約 10m である. 北西側の断層は北西落ちの正断層で落差数 m 程度のものである. 豊浜断層は初神断層と交差した 2 本組の断層で, 南知多町役場北の露頭 (豊浜累層上部の模式露頭) に続く. ここでは $N30^{\circ}E, 65^{\circ}N$ の断層面が認められ, 平行する二本の断層に挟まれた擾乱帯が著しい. 破碎帯 (擾乱帯) の幅は約 2m である. 北落ち正断層の断層群である. 大泊断層群は大泊・中洲間の豊浜累層上部と山海累層下部を切る $N30^{\circ}E$ 系の断層群であり, 幅 80cm に及ぶ破碎帯状の部分が認められたが, 変位の状況は明瞭ではない. ほかに内海北方の丘陵東部にこの系統の落差 10m 程度の西落ち $N30^{\circ}E$ の小断層がある.

② 初神断層系 この断層系は大規模で逆断層が多い. 知多半島中軸の方向 ($N40-50^{\circ}W$) に延長する初神断層は知多半島に露出する断層としては最大の変位量と破碎帯を伴った逆断層である. 南知多町役場北方の東海農政局開拓農場に好露頭が数箇所知られている (第 14, 15 図). 断層面は $N50^{\circ}W, 65^{\circ}NE$ の走向・傾斜を有する主断層面と, ほぼ平行するが, かなり面の湾曲する副断層面があり, その間は破碎帯あるいは擾乱帯となって角礫, 変形した岩塊等を挟み込む. この部分の幅は 2.0-3.5m である. しかし場所により主断層と副断層が癒着することもあり, また副断層が露頭で確認し難いときもある. 初神断層の落差は南西落ちで約 150m (南知多町役場北) から 40m (小佐北東方) となる.

初神断層の北西延長は不明瞭であるが, 岩屋北方を経て内福寺に至るようである. 南東延長は小佐東方において伊勢湾に没する. この部分は落差も小さくなり, 小断層群に拡散する.

初神断層より分岐したような位置にある古布断層は, $N10^{\circ}W-N10^{\circ}E$ の走向を有し, 岩屋北東より古布・浦戸間を経て, 河和西方の東海層群にも変位を与え, 北方へ連続する西落ち逆断層である. 断層面は確認可能のところは少ないが, 古布南方の三角点 (71.8m) 南において, 東海層群 (豊浦累層の可能



第 13 図 師崎層群の地質構造図 (構造等高線図を含む)
 構造等高線は初神凝灰砂岩 (豊浜北方) 及び岡部砂岩層 (内海北方) の基底高度 (海拔高度 m)。
 山田断層及び豊浜断層はそれぞれ平行する 2 本以上の断層群であるが一本として図示した。砕屑性岩脈は一部省略した。



第 14 図 初神断層の露頭(遠景) 豊浜北方の東海農政局開拓農場, 露頭番号 27 付近. 主断層面の走向傾斜は $N 50^{\circ} W, 60^{\circ} SW$



第 15 図 初神断層の露頭(近景) 位置は第 13 図と同じ。主断層(左側)と随伴する副断層(右側)に挟まれた破碎帯・擾乱帯(幅約 3.0 m), 主断層の更に左側は上昇した側に該当するが, 砂岩(白色部)と泥岩(黒色部)が湾曲し, 断層面に近づくにつれて破碎されている。

性もある)の礫層が師崎層群山海累層下部と接する逆断層面を観察することができた。ここでは $N30^{\circ}W$ の走向、 $45^{\circ}NE$ のやや低角度の衝上断層型となっている。落ちた側の“東海層群”の堆積物の変形はそれほど著しくないが、師崎層群側は撓曲状の褶曲となってその西翼は著しく急傾斜となり($70^{\circ}W$)非対称背斜状の構造(河和背斜：牧野内, 1975a)を師崎層群中に形成している(第16図)。この断層は東海層群を切り、東海層群分布地域に連続する点が重要である。落差は不明瞭であるが、上記三角点(71.8m)付近においては約100mと推定される。

このほか、豊浜累層下部の分布する大井西方においては、下盤側に地層の著しい曳きずりを伴った逆断層(衝上断層型)が認められる。 $N20^{\circ}W$ 、 $40^{\circ}NE$ の走向傾斜を有する断層で、地層の曳引状況よりみれば南西側が落ちた側になるが落差は不明である。この断層を大井西断層と称する。この延長は新屋敷付近に達すると判断されるが明らかではない。しかし新屋敷付近では東海層群(豊浦層相当層を含む)の礫層を切る小断層群が発達し、大井西断層の延長部であることを示している。豊丘及びその北方に連続する豊丘断層(走向 $N10^{\circ}W$ 、傾斜 $68^{\circ}SW$)も、師崎層群の砂質シルト岩と東海層群若しくは高位段丘堆積物のチャート礫の多い礫層との間に延長し、この断層面により両者が境されている。

③その他の断層系 東西方向の断層が西村北方に推定できるが、内海南東の山腹の露頭(道路沿い)に小断層群となって露出するのみで明瞭ではない。南落ち10-20mの落差が推定できる。半島東端の羽



第16図 河和背斜の西翼部の露頭 古布南方三角点(71.8m)南

豆岬、長谷岬付近も南北方向の断層群が発達する。内海北方の丘陵にも西北西系の断層の発達が認められるが、落差等詳細は不明である。

褶曲 師崎層群の走向・傾斜の一般的状況からみれば、知多半島の軸に平行の、しかも向斜軸の北西方向へ沈下する大規模な向斜構造が認められる。林(1957)によれば、各累層独自の傾軸向斜構造があり、順次、上位の累層になるに従って向斜軸が右旋回するという。

山海、内海(沿海部より内福寺に至る間の低地)付近には上記の構造の一部若しくはそれに関連すると思われる向斜構造が存在する。山海における向斜はN15°E方向の北方へ軸の沈下するもの、内海における向斜はN50°Eないし東西方向の、盆地構造を作るものと解してもよいものである。小野浦にも小規模な向斜(北西系)がある。

背斜構造は、古布断層に平行し、断層の形成に付随したものと推定されるもの(既述の河和背斜)があるが、ほかに著しいものはない。

V. 中新一鮮新統(東海層群)

V. 1 概要

知多半島の東海層群に関する全般的な研究史は、北隣の半田地域の地質(吉田・尾崎, 1986)に詳しく述べてあるので参照されたい。本図幅地域における層序については、小瀬(1929)、近藤ほか(1956)、近藤(1962)、牧野内(1975a)、地質構造についてはMAKINOUCHI(1979)、地質年代については牧野内ほか(1983)、牧野内(1985)、植物化石については三木(1948)等の報告がある、また本図幅地域の地質図としては、高田ほか(1979, 1981)による頁岩粘土鉱床地質図がある。

本図幅地域の東海層群は、師崎層群を不整合に覆い、西海岸の野間と東海岸の大井を結ぶ地域より北部の丘陵を構成して分布する。全層厚は約400m、上部は更新統の武豊層や段丘堆積物に不整合に覆われる。

本層群は、砂礫・砂・シルト・粘土の累重した地層よりなり、約8枚の火山灰薄層及び数枚の亜炭層を挟有する。層序的には、下部より砂礫を主とする豊丘累層、砂・シルト又は粘土の互層よりなる常滑累層に分けられる(第17図)。吉田・尾崎(1986)は、北隣の半田図幅において常滑累層を上・下部に分けたが、本図幅地域には下部のみが分布する。常滑累層下部は、牧野内(1975)の河和・布土両累層にほぼ相当する。

本図幅地域の東海層群は、全般的には南部から北部へ下位より順次上位の地層が累重する。一般には北西-南東の走向で、北東へ緩く傾斜するが、所によっては地層は緩い褶曲を繰り返して傾斜方向を異にする。

東海層群の地質年代については、従来より鮮新世-前期更新世にまたがる一連の堆積物と考えられており、鮮新-更新世境界は、伊勢湾西部では大泉層群中部付近(宮村ほか, 1976)に考えられている。大泉層群は、東海層群全体の中では最上位の層準である。本図幅地域の東海層群は、火山灰層の対比(糸魚川, 1971; 森, 1971b)から、層序的に東海層群の下部の層準に位置しているので、すべて鮮新統に属す

常 滑 累 層	下 部	砂泥互層 (層厚)25m± Ot	厚さ2~10m±の砂と粘土・シルトの砂泥互層、砂は粗粒部多い、亜炭層を挟む
		粘土優勢の砂泥互層 Ks	厚い粘土・シルトが主体、厚さ3~5mの細粒砂と厚い粘土・シルトの互層、亜炭層を挟む
		65m± Sk	
		砂泥互層 Kn	厚さ3~8mの砂と粘土・シルトの互層、砂は細~中粒、シルトやや優勢、数枚の亜炭層を挟む
		85m± Ss	
		砂優勢の砂泥互層 Cp	厚さ3~10mの粗粒砂を主体とする砂の優勢な粘土・シルトの互層
		30m±	
豊 丘 累 層		粘土優勢の砂泥互層 Kw	厚さ2~15mの粘土・シルトの優勢な砂泥互層、下部の粘土・シルト中に亜炭層を挟む
		60m±	
		砂優勢の砂泥互層 Ku	厚さ3~10mの砂が優勢な砂泥互層
30m±			
		砂礫層	厚さ2~3mの粘土・シルト、亜炭層を挟む砂礫を主とする層
		80m±	

第17図 師崎幅地域の東海層群層序区分図

Ku: 古布火山灰層, Kw: 河和山火山灰層, Cp: 知多ピンク火山灰層, Ss: 白沢の池火山灰層, Kn: 上野間火山灰層, Sk: 坂井火山灰層, Ks: 小鈴谷火山灰層, Ot: 大谷火山灰層

るとみなされる。しかし、牧野内ほか(1983)によれば、火山灰層のフィッシュントラック年代から、東海湖発生時期は約650万年前(中新世末期)、中新・鮮新世境界は約500万年前とする見解もあり、最下部の豊丘累層と常滑累層の一部は、中新統に属する可能性がある。

V. 2 豊丘累層 (To)

地層名 近藤ほか(1956)命名, 牧野内(1975a)は改めて定義・記載した¹²⁾。

12) 牧野内(1979, 1985)は、本図幅地域の東海岸豊浦北の海食崖に露出する礫層を豊丘層と呼び、礫種・膠結度などから豊丘累層と区分し、これを先東海層群・後師崎層群に属することを提唱した。現在、まだその実体が明らかでないので、本報告では豊丘累層との区分はしていない。

模式地 南知多町内福寺から南知多インターチェンジに至る県道半田・南知多線沿いのルートが指定されている(牧野内, 1975a)。このほかに県道277号線(河和・野間)沿いの杉谷池・青山池付近, 内福寺, 古布, 豊丘付近などにも模式的に露出する。

分布・構造 野間から豊丘にかけて, 師崎層群分布域の北側の丘陵地に連続して分布するが, 古布付近では南北方向の逆断層で隔てられる。断層の西側は, 浦戸から岩屋へ入り込んでおり, 東側は北へずれた形となる。

本累層は, 全般的には東又は北東方へ緩く傾斜するが, 基底部近くでは $4-8^{\circ}$ 内外の傾斜を示す。古布の逆断層の東部には, 河和背斜(牧野内, 1975a)と呼ばれる背斜構造や小規模の向斜構造もあり, 傾斜の方向を異にしてやや複雑な構造を呈する。

層序関係 下位の師崎層群とは, 不整合又は断層で接し, 上位は常滑累層に整合漸移する。師崎層群との不整合は, 内福寺の北西約1kmの蜜柑園内, 内福寺にある八幡社境内, 豊丘の新屋敷の南などで観察される。いずれも基盤の師崎層群の緩い凹凸面上に砂礫層が不整合に載る。不整合面の形態について牧野内(1985)は, 岩屋の北から内福寺, 内扇, 野間にかけての地域では, 一般に北方へ緩く傾く低角不整合面が顕著であるが, 東岸部の豊丘地域では, 東あるいは西に急傾斜する高角不整合面が顕著にみられることを指摘している。

本累層と師崎層群との断層関係は, 豊丘の新池西方, 豊丘の乙方北部等で観察され, いずれも逆断層で接する(第18図)。

本累層の上限は, 常滑累層の基底部にある古布火山灰層の下位の細礫を含む中一粗粒砂層の上限までとする(第22図a, b)。

層厚 地質断面図やボーリング資料等から推定すると, 野間付近で30m内外, 戸浦付近で約80m, 古布東方の海岸部地下で約15m, 豊丘付近で約50mである。



第18図 豊丘断層露頭(乙方東部) 師崎層群と豊丘累層は逆断層で接する



第 19 図 豊丘累層の砂礫層露頭 (矢梨西部)

岩相 本累層は、主にチャートそのほかの細礫又は中礫を多量に含む砂礫層を主とし、これに数層の粘土・シルト・細粒砂層を挟む(第 19 図)。

礫層の礫は、主に中・古生層由来のチャート、師崎層群由来の砂岩・泥岩・凝灰岩等よりなり、少量の結晶片岩の礫を含んでいる。礫の大きさは、細礫及び中礫で、大部分は歪角礫であるが少量の円礫を混じえる。チャート礫は堅硬で、通常径 1-5cm 位のものが多いが、10cm に及ぶものもある。砂岩・泥岩・凝灰岩の礫は、一般に軟質で大きさは径 1-6cm 位である。本累層の下部のものほど礫は大きく、上部になるにしたがって細礫となる傾向がある。

礫層は、一般に灰褐色を呈し、礫は粗粒砂で充填されるが、膠結度は概して弱く、層理は一般に不明瞭で、しばしば細礫と粗粒砂とで偽層を呈している。礫層の礫の量は、上部及び西方へ減少の傾向があり、野間東方などでは、礫の発達は貧弱で、含礫砂層となる所が多い。

本累層中に、挟在する粘土又はシルト層は、灰白色又は淡青灰色を呈し、層厚 2-5m 位のものが数層挟在するが、連続性はあまり良くない。内福寺の北東約 1km の蜜柑園には、師崎層群に近接して層厚約 5m 内外の淡灰色-黄灰色粘土層があり、約 20cm の厚さの亜炭薄層を挟在する。亜炭層下部の粘土は、やや木節質様の外観を呈する(第 20 図)。

V. 3 常滑累層 (T_{1a}, T_{1b}, T₂)

地層名 小瀬(1929)は、師崎層群を不整合に覆い知多半島に分布する新生代層の大部分を常滑層群と呼んだ。糸魚川(1971)は、これを再定義して常滑累層と命名、本図幅に隣接する 5 万分の 1 半田図幅において、吉田・尾崎(1986)は、牧野内(1975a)の河和累層・布土累層とその上位約 180m の地層を常滑累層と再定義して使用した。本図幅においてもこれを適用するが、本図幅地域の常滑累層は、牧



第 20 図 豊丘累層基底部に挟在する粘土・亜炭層（内福寺北部）

野内（1975a）の河和累層と布土累層の下半部に相当する。

模式地 美浜町河和から野間に至る県道に沿い青山池付近までの間。副模式地は布土西方の布土川沿い地域。このほかに小鈴谷・坂井の海岸，小鈴谷東部の武豊に至る県道沿いなどにも良い露頭がある。

分布・構造 野間の田上と古布の地域より北部の丘陵に広く分布する。地域の西部は野間層に，北東部は武豊層などの更新統に広く覆われるので，本累層は主として河和・布土地域から小鈴谷地域にかけて広く露出する。常滑累層を中心として，東海層群の地質柱状図位置図と柱状図を第 21・22・24・25・26 図及び第 29 図に示す。

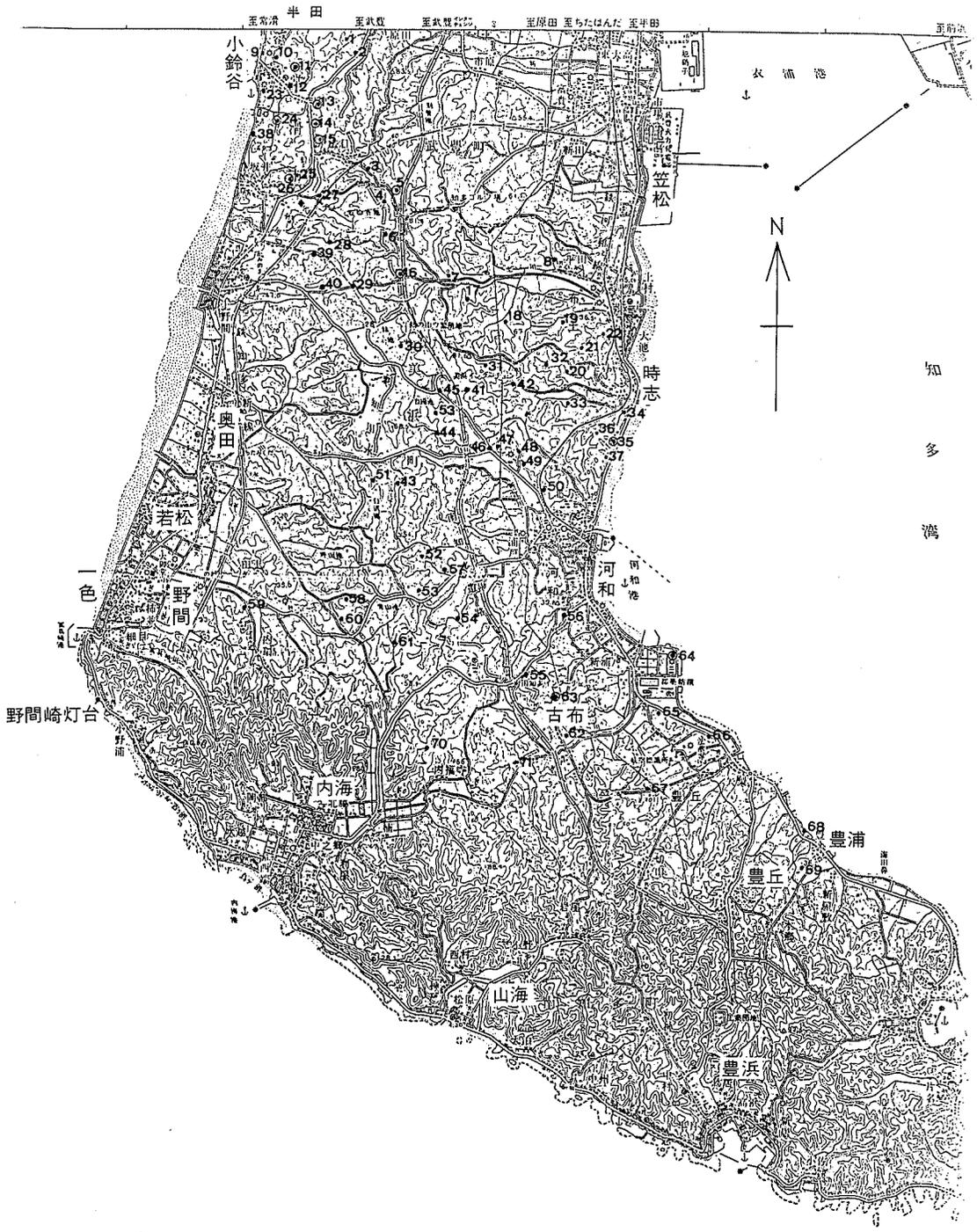
常滑累層は，全般に北北西 - 南南東の走向で，北東へ 10° 以下で緩く傾斜するが，河和から布土にかけての南部地区では，河和背斜が北北西に延長し，その西部には，緩い褶曲が繰り返して発達する複雑な構造を呈す。

層序関係 本累層の下限は，古布火山灰層下位の粘土又はシルト層で，下位の豊丘累層とは整合漸移の関係にあり，この関係は青山池南部から古布にかけての地域でよく観察される。本累層下部について，地質図では，大谷火山灰層（Ot）より下位を T_{1a} 部，同火山灰層より上位を T_{1b} 部とに 2 分して表現した。両者で岩相的に特に大きな相異がある訳ではないが， T_{1b} の部分では， T_{1a} の上半部よりもシルト岩中の粗粒砂が目立って多い。

本累層の上限は，武豊層や新田層などの更新統が不整合に覆うが，北隣接の半田図幅地域には，更に本累層の上部が分布する。なお，本図幅地域の知多半島北東部の地下には，常滑累層上部が，段丘堆積物に被覆されてその下位に伏在している。

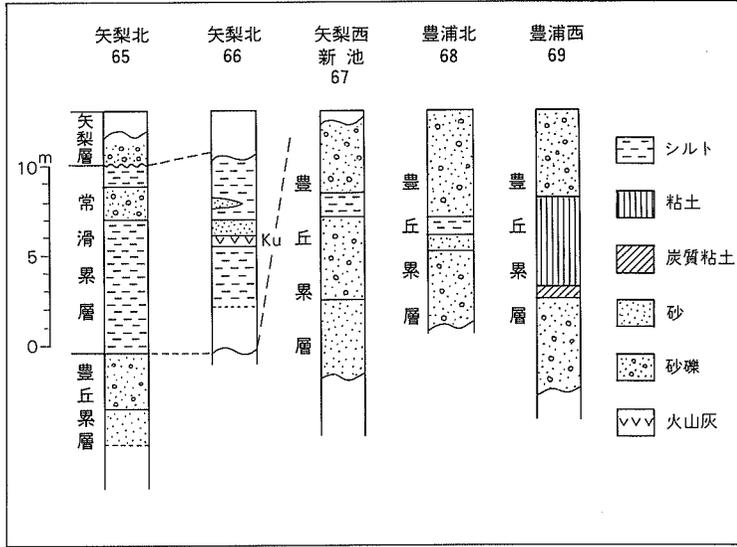
層厚 本累層下部は， T_{1a} 部が概略 270m， T_{1b} 部は本図幅地域では 100m 以上である。

岩相 全般に粘土・シルトと砂の累重した砂泥互層よりなり，それぞれ厚さ数 m-10m 内外で繰り返す層相を示す（第 23 図）。下位より古布，河和山，知多ピンク，白沢の池，上野間，坂井，小鈴谷，大谷

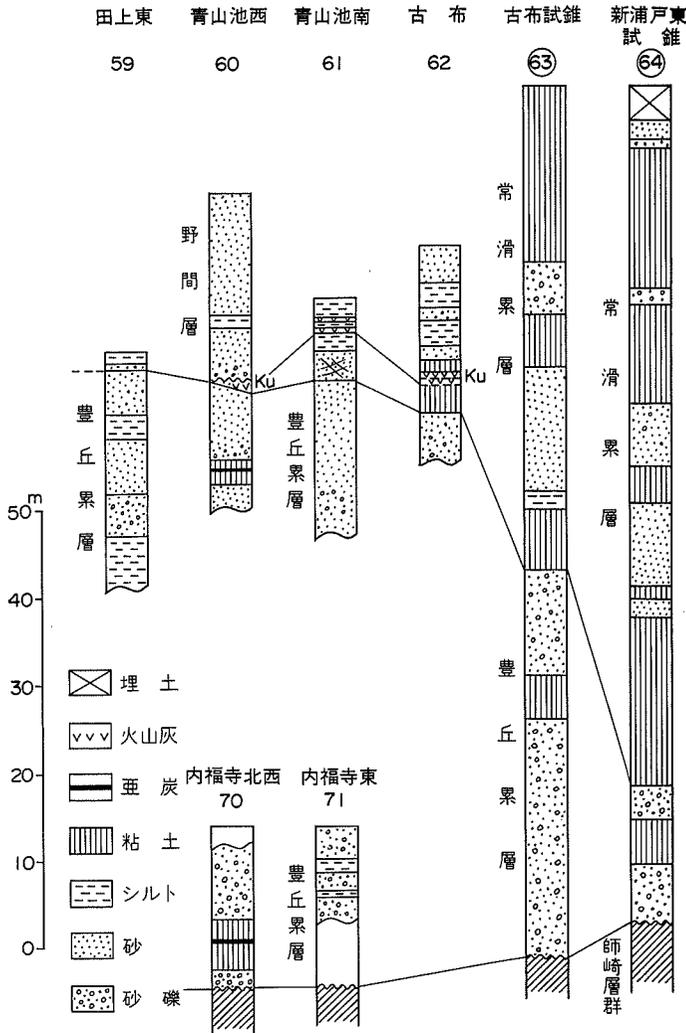


第 21 図 師崎図幅地域の東海層群柱状図の位置図 (第22, 24, 25, 26 及び 29 図に対応)

・柱状図作成地点 ●試錐資料 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「師崎」を使用



第 22 図 a 豊丘累層柱状図
(地点番号は第 21 図参照)



第 22 図 b 豊丘・常滑累層
柱状図(地点番号は第 21 図参照)

火山灰層と厚薄 10 数枚の亜炭層を挟む。地質図には示していないが、第 17 図に示すように、挟在する火山灰層を基準として、層序区分することができる。

粘土・シルト層は、新鮮部で青灰色又は緑灰色を呈するが、風化すると暗灰色-淡灰色を呈する。一般に無層理、塊状でかなり堅硬であるが、横へ変化してしばしば砂質となり指交の関係を呈し、また、シルト層中に砂をレンズ状に挟在する。火山灰層の上下の粘土・シルト層では、凝灰質の部分も見られる。粘土・シルト層中には、植物葉片、茎片等のやや炭化した破片を含有する所があり、特に亜炭層の上下の層準に多く含まれる。

砂層は、一般には比較的淘汰の良いアルコース砂よりなり、中-粗粒のものが多く、細粒砂層もあり、またチャートの細礫を含有する所もある。新鮮面では灰白色であるが、風化すると淡褐色-黄褐色を呈し、一般には塊状、固結度も低く軟質である。次に層準別に岩相を記す。

T_{1a}部 (大谷火山灰層より下位の常滑累層下部)

古布-河和山火山灰層間 岩相は、厚さ 3-5m の細砂又は粗-中粒砂の優勢な粘土・シルトと砂の互層。粗粒砂の一部には、チャートの細礫を混じえる。全体的に、東部では粘土層がやや発達する傾向がある(第 24 図)。

河和山-白沢の池火山灰層間 下部約 60m は、粘土優勢互層、上部約 30m は、砂優勢互層よりなる。下部は厚さ 2-15m の粘土・シルト層と厚さ 2-3m の細-中粒砂層よりなり、砂層の一部は斜交層理を示す。本互層下部の粘土層中に、厚さ約 1.5m の粗悪な亜炭層が挟在する。

上部の砂優勢互層は、知多ピンク火山灰層を挟む層準に当たり、砂層は厚さ約 3-10m の粗-中粒砂が多く、一部斜交層理を示す。挟在するシルト・粘土層は、厚さ 3m 位のものが多いが、一部には 10m 以上に発達し、砂層をレンズ状に挟有する。また、一部に亜炭や炭質粘土の薄層を挟有する(第 25 図)。

白沢の池-坂井火山灰層間 厚さ 3-8m 内外の砂とシルト又は粘土の互層よりなる。砂層は、比較的細粒砂が多く、中部に挟在する上野間火山灰層の上下の層準には、シルト層がよく発達する。粘土層は上部によく発達し亜炭層は中部より上部にかけて、厚さ約 30-40cm のものが 2-3 枚発達する(第 26 図 a, b)。

坂井-大谷火山灰層間 厚さ 3-10cm 内外の粘土又はシルトの優勢な砂泥互層(第 27 図 a)。小鈴谷火山灰層を挟む上下部には、粘土層が厚く発達し、火山灰層下部の層準に、1-2 枚の亜炭層を挟有する(第 28 図)。広目の試錐資料(第 26 図 c, ⑮)では、小鈴谷火山灰層の下部約 10m の青灰色硬質粘土層中に、厚さ 70cm の亜炭層が分布する。同火山灰層より上位では、シルト層が厚く発達するようになる。

砂層は、厚さ 3-5m の細粒砂層を主とする。鶴ノ池付近より北西部では、坂井火山灰層の上位に厚さ約 3m の粗粒砂層が分布し、一部に細礫を混じえるが(第 27 図 c)、東部の時志付近では、薄い細砂と厚いシルトの互層となる(第 27 図 b)。布土西部では、大谷火山灰層の下部に厚さ 10m 内外の厚い粗粒砂層が発達するが(第 29 図)、北西部の小鈴谷では、粘土勝ち互層となる。

T_{1b}部 (大谷火山灰層より上位の常滑累層下部)



第 23 図 常滑累層の粘土優勢の砂泥互層堆積状況 (青山池北西部の産業廃棄物処理場の断面)
上部は野間砂採掘跡地

大谷火山灰層より上部 厚さ 2-6m 内外の粗粒砂と粘土の互層よりなる。布土付近の平田では、同火山灰層の数 m 上位に、厚い粗粒砂が発達する。また広目北部では、大谷火山灰層の上位約 5-15m の層準に厚さ 20-90cm 内外の亜炭層を狭在し、一部はかつて稼行された (第 29 図)。

化石 本累層から次の植物化石を採取した。

Quercus sp.

産地：常滑市小鈴谷 (第 21 図 No. 2 地点)

層準：小鈴谷火山灰層下位の粘土層

また、本累層から三木 (1948, 1953) により多くの植物遺体が報告されている。これらを三木の文献から抜粋し第 4 表に示した。産地は次のとおりである。

80A 愛知県知多郡河和町字湯田流¹³⁾(常滑焼粘土採掘場)(現在の美浜町河和地内), 標高 7m.

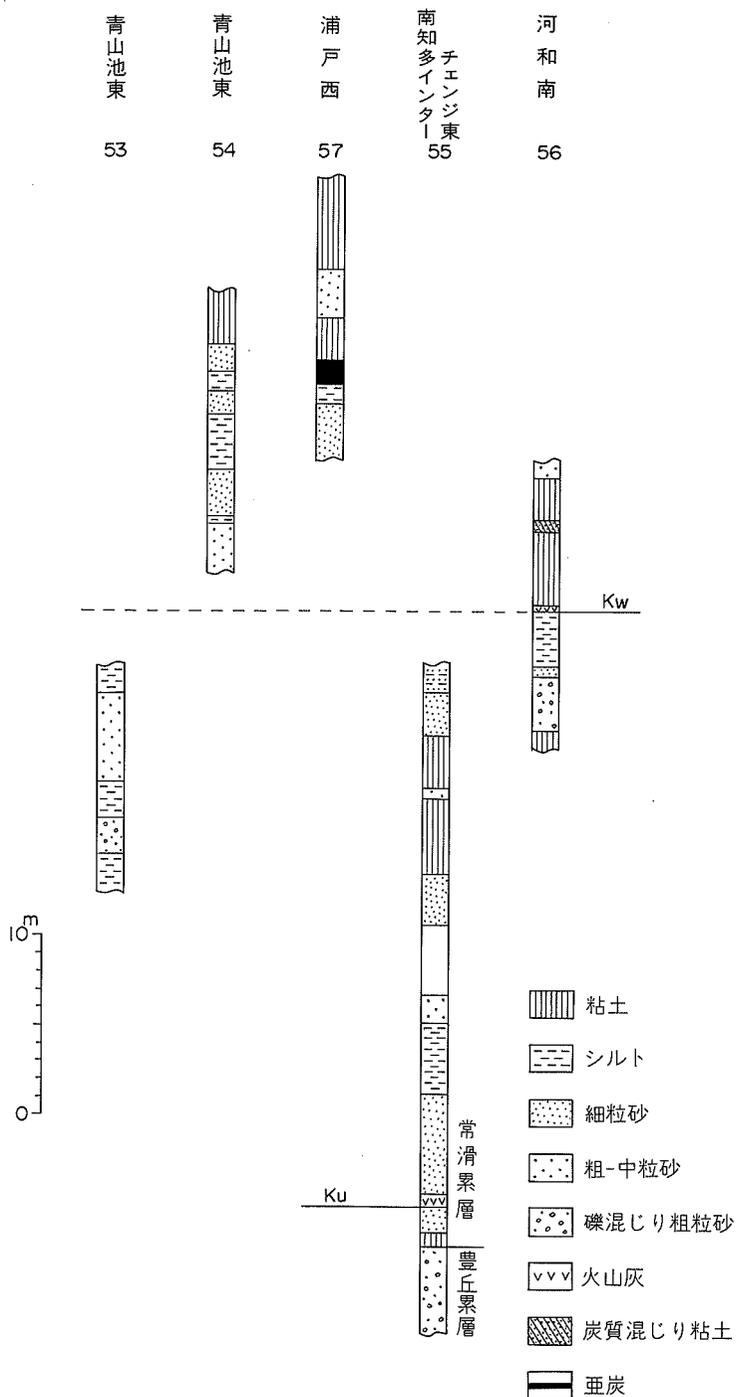
80B 同上周辺の台地, 標高 30m.

80A 地点は、水田下 1-2m の常滑焼粘土層 (河和田土と呼ばれる) 中に遺体を伴うということから、本粘土は沖積粘土と考えられ、三木 (1948) の *Aphananthe* Bed に該当する。80B 地点の含有層の層準は、常滑累層下位の層準と考えられ、三木 (1948) の *Metasaquia* Bed に属する。

那須 (1972) は、大谷火山灰層より下位層準の植物化石群を河和フローラ、瀬戸陶土層のものを瀬戸フローラと称し、両フローラには共通種が多いが、河和フローラからは *Euryale lissa* REID, *Trapa mammi llifera* MIKI, *T. dolichocarpa* MIKI, *Sparganium protojaponicum* MIKI など河和フローラからの新しい出現を指摘している。

また、河和フローラの花粉構成は、瀬戸フローラとの類似点が多いが、次のような相違がある (那須,

13) 湯田流の地名は、現在使用されていないので正確な湯所は不明である。河和駅南西方約 1km の低地 (推走)。



第 24 図 常滑累層古布・河和山火山灰層準の柱状図 (地点番号は第 21 図参照)

1972).

(1) 常緑型のカシ属の花粉構成割合は、瀬戸フローラの75%に対し、非常に低率となる。

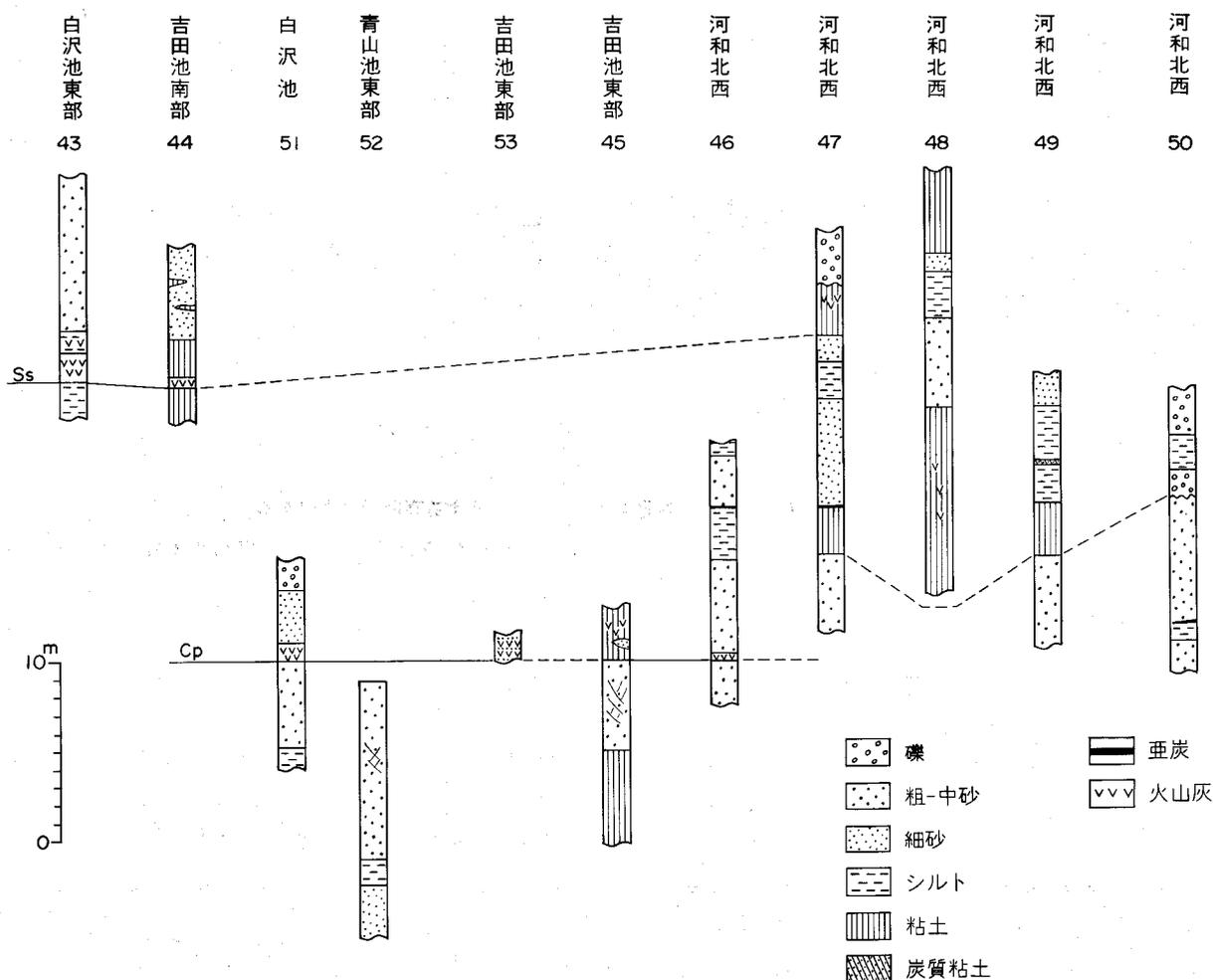
(2) 落葉型のコナラ属、フウ属、ブナ属、ハンノキ属などは、瀬戸フローラに比べて一般に高率である。コナラ属(最大39%)、フウ属(25%)、ブナ属(27%)、ハンノキ属(28%)。

(3) 針葉樹花粉は極めて少なく、両フローラとも花粉総数の10%に満たないが、河和フローラのスイシヨウ属のみが最大12%を示す。

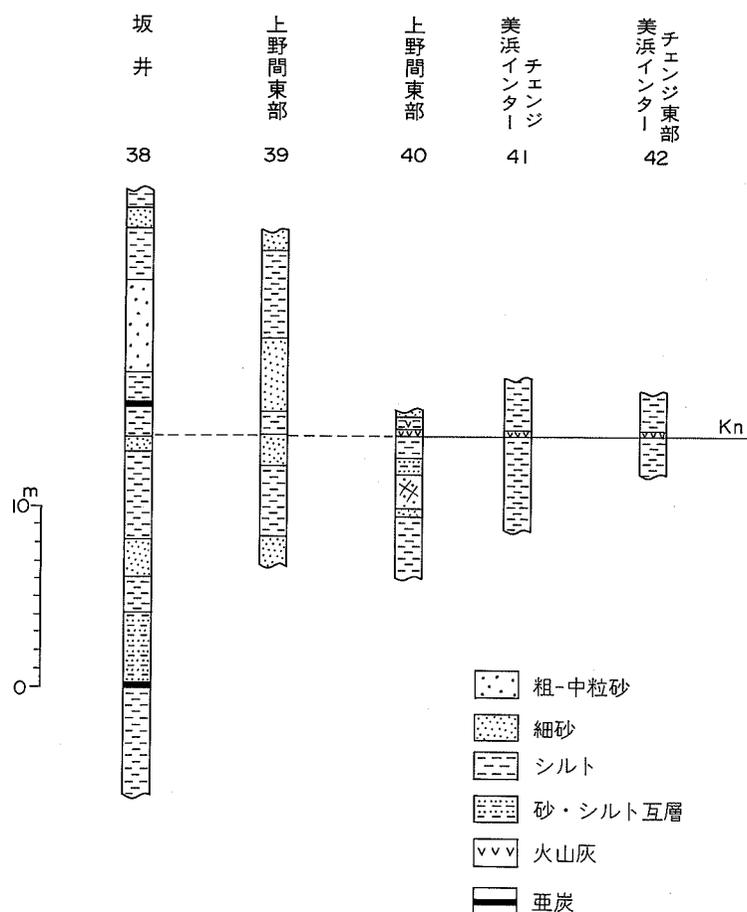
那須(1972)は、環境としては瀬戸フローラのものに類似し、一年を通じて温暖多雨であるが、環境の安定度は瀬戸フローラの時代よりも低下したと考えた。

地質年代 知多半島の東海層群の年代測定値は、牧野内ほか(1983)により、挟在する火山灰層のフィッシュトラック年代が報告されている(第5表)。

年代測定は、ジルコンの個体識別法によっている。年代測定試料の採取位置は、地質図幅に示したが、



第 25 図 常滑累層知多ピンク・白沢の池火山灰層準の柱状図



第 26 図 a 常滑累層上野間火山灰層準の柱状図 (地点番号は第 21 図参照)

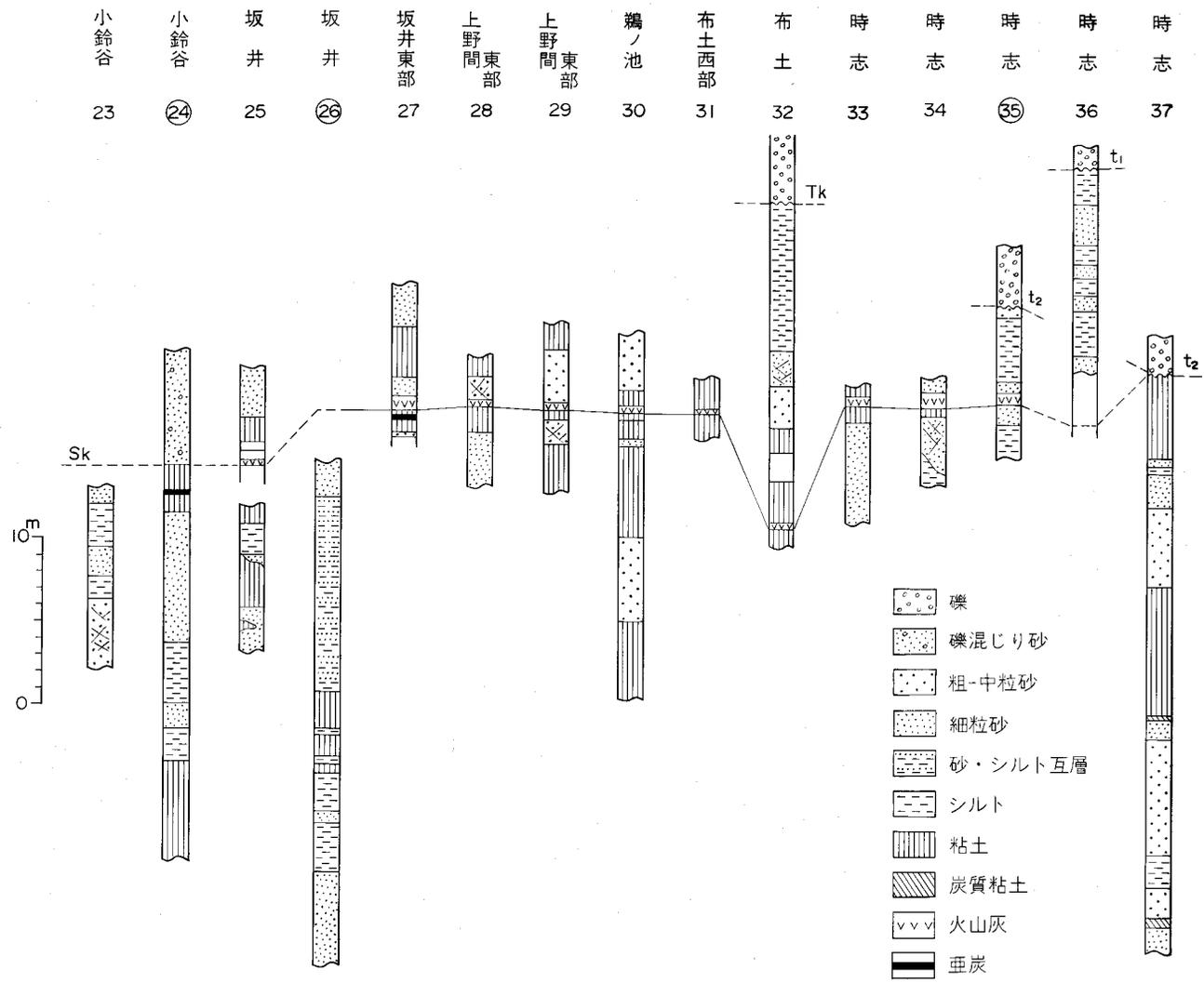
大谷火山灰層のは、半田図幅地域の常滑市大谷北端部の伊勢湾に面する高い崖の所である。

第 5 表に示す測定値で、信頼度の高いのは大谷 - 上野間両火山灰層の年代値 4.3 及び 5.3Ma である。牧野内 (1983) は、これらの火山灰層間の平均堆積速度 $1.3\text{m}/10^4\text{y}$ から単純に逆算して、古布火山灰層準の年代はほぼ 6.3Ma と推定した。また、東海層群の堆積は基底礫層である豊丘累層の堆積期間を考慮して、6.5Ma 頃から始まったと推定した。この時代は、中新世後期にまで遡ることになる。

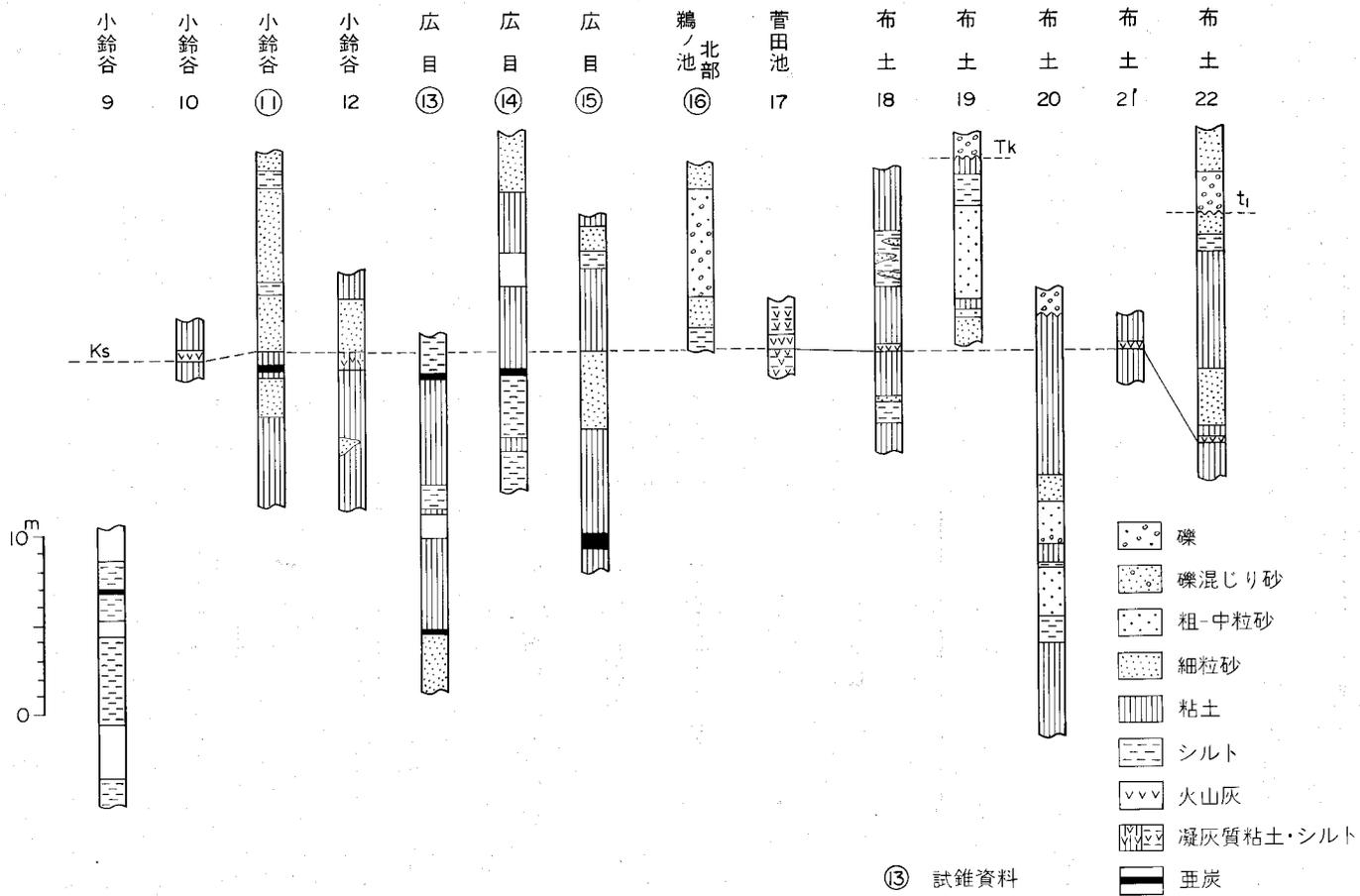
対比 常滑累層中に挟有される大谷火山灰層は、厚い層厚、(2) 基底部の葉理を示す成層状況、(3) 軽石が多く含まれる、(4) 重鉱物組成等から、東海市付近の大田火山灰層、名古屋市東方の東郷火山灰層、伊勢湾西岸の阿漕火山灰層に対比されている (森, 1971a, b ; 牧野内, 1975a)。

小鈴谷火山灰層は、大谷火山灰層の下位約 20-30m の層準に挟まれ、色調や基底部に軽石や火山ガラス片が密集するなどの特徴などから、名古屋市東部の丸根火山灰層に対比されている (森, 1971a, b ; 牧野内, 1975a)。

火山灰層の対比に基づき、東海層群の各累層の対比を第 30 図に示す。



第 26 図 b 常滑累層坂井火山灰層準の柱状図 (地点番号は第21図参照)
 t₂: 中位段丘堆積物, t₁: 高位段丘堆積物, Tk: 武豊層



第 26 図 c 常滑累層小鈴谷火山灰層準の柱状図 (地点番号は第 21 図参照)
 t_i , T_k は第 26 図 b と同じ。

V. 4 火山灰層 (Ku, Kw, Cp, Ss, Kn, Sk, Ks, Ot)

本図幅地域の東海層群には、約8枚の火山灰層が挟まれる。下位から古布 (Ku)、河和山 (Kw)、知多ピンク (Cp)、白沢の池 (Ss)、上野間 (Kn)、坂井 (Sk)、小鈴谷 (Ks)、大谷 (Ot) の各火山灰層である。火山灰層の中で、連続性が良く鍵層として特に重要な古布・大谷両火山灰層は、地質図上に示し、そのほかについても、確実な分布範囲について示した。各火山灰層の名称、模式地などについては、牧野内 (1975a) を踏襲した。以下、本図幅地域にみられる火山灰層について記載するが、牧野内 (1975a) により詳しく述べられているので、不明の点については、これを参照した。

古布火山灰層 (Ku) 模式地は、美浜町古布の北のはずれの崖。美浜町田上東方から古布にかけて、ほぼ連続して追跡できる。普通は、シルト又は細砂層を挟んで上下2層ペアからなる。その間隔は約50cm。下位のものは、厚さ20-45cm、淡黄色、下半部は細粒でシルト質、上半部は中粒のみがき砂質である。上位のものは、厚さ25-30cm、淡黄色、下半部は細粒、やや粘土質の火山灰、上半部はやや粗粒の重鉱物や細粒の軽石を含んでいる。

河和山火山灰層 (Kw) 模式地は、南知多インターチェンジの崖。牧野内 (1975a) によれば河和の全忠寺の南の谷、古布北方細田池の南などにみられるというが、全忠寺の南 (第21図、



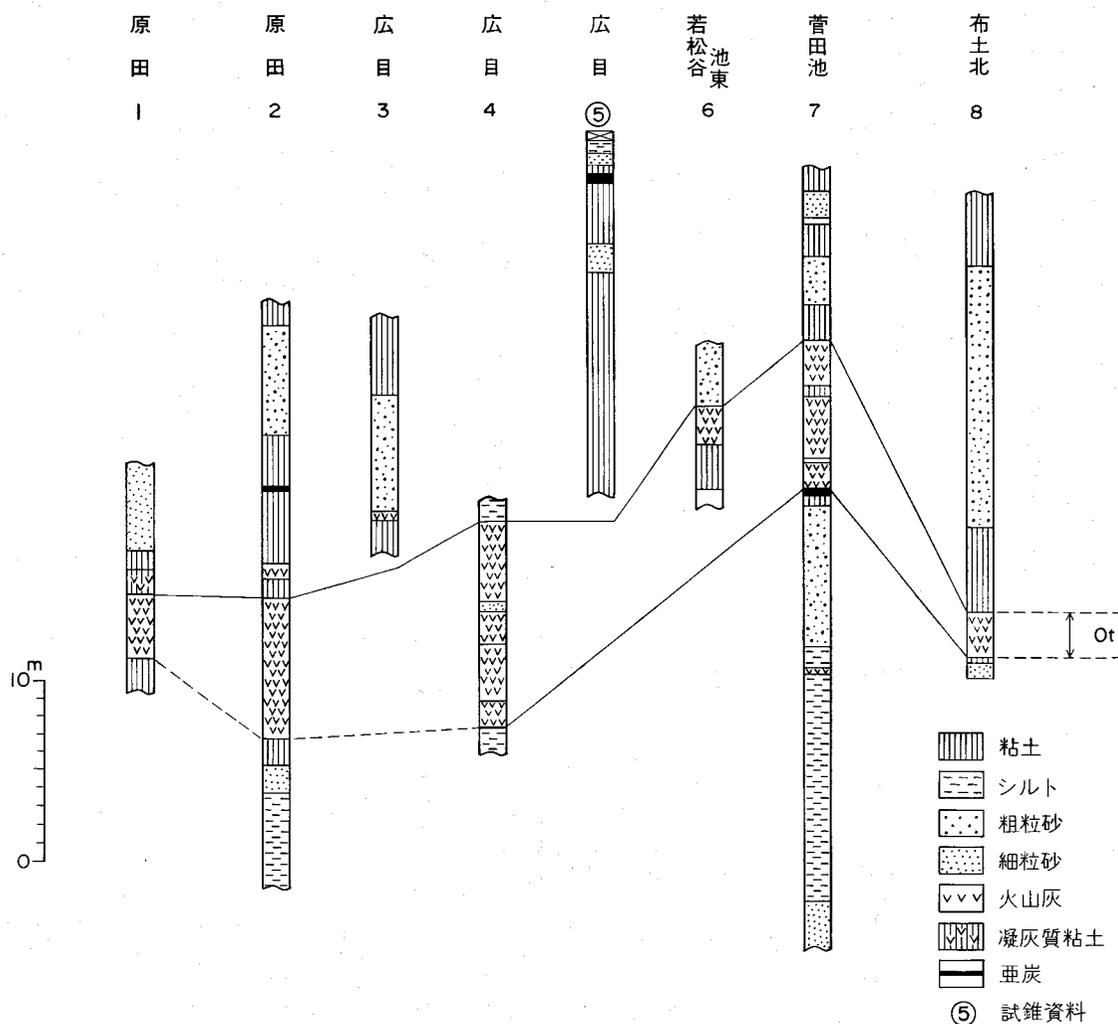
第27図a 坂井火山灰層下部のシルト優勢互層 (坂井東部)



第 27 図 b 坂井火山灰層の産状(上野間東部) Sk:坂井火山灰層 砂・粘土層中に Sk (層厚約 50cm) 挟在



第 28 図 小鈴谷火山灰層を挟む粘土優勢互層(布土西方) Ksの層厚約 30 cm



第 29 図 常滑累層大谷火山灰層準の柱状図 (地点番号は第 21 図参照)

No.56) のほかは、今回の調査では確認できなかった。牧野内 (1975a) によれば本火山灰層は、層厚 25-100cm の淡桃色火山灰層である。基底部 5-15cm は細粒、下部 15-20cm は粗粒で、細粒の軽石や重鉱物を多く含む。中部約 30cm は細粒、上部は粗粒みがき砂質火山灰層である。本火山灰層は、古布火山灰層の上位 25-30m に挟在する。

知多ピンク火山灰層 (Cp) 模式地は、美浜町河和北西方約 2km、県道小鈴谷・河和線に沿う露頭 (第 21 図, No.46)。河和山火山灰層の約 65m 上位に挟有される。吉田池の南の谷 (第 21 図, No.53) や白沢の池の西 (第 25 図, No.51)、白沢の池の東側の丘陵頂部などにも露出する。

層厚は約 100-250cm。細 - 中粒砂層に挟まれ、上下部の 30-50cm は、砂と火山灰が互層状を呈する。全体にピンクがかった黄灰色軽石質火山灰層で、縞状の葉理を呈する特徴がある。

白沢の池火山灰層 (Ss) 模式地は、美浜町白沢の池の東側丘陵頂部 (第 21 図, No.43)。知多ピンク

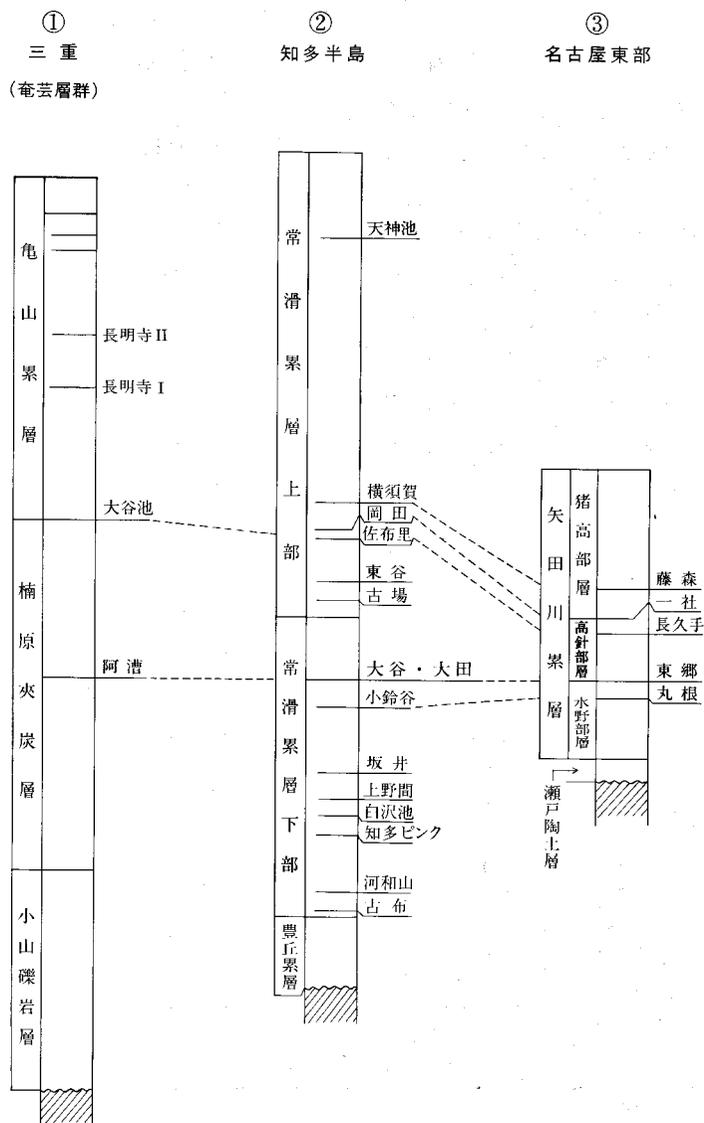
第4表 常滑累層下部の植物化石 (三木, 1948, Loc. 80)

化石名	産地	
	A (標高7m)	B (標高30m)
<i>Podocarpus macrophylla</i>	○	
<i>Pseudolarix kaempferi</i>		○
<i>Cunninghamia</i> sp.		○
<i>Glyptostrobus pensilis</i>		
<i>Metasequoia disticha</i>		
<i>Sequoia semoervirens</i>		
<i>Sciadopitys verticillata</i>		○
<i>Myrica rubra</i>		
<i>Castanopsis cuspidata</i>		
<i>Quercus stenophylla</i>		
<i>Aphananthe aspera</i>		
<i>Zelkova ungeri</i>		
<i>Cinnamomum camphora</i>		
<i>Illicium anisatum</i>		
<i>Mallotus japonicus</i>		
<i>Buxus japonica</i>		○
<i>Berchemia racemosa</i>		
<i>Vitis</i> cf. <i>thunbergii</i>	○	
<i>Camellia japonica</i>	○	
<i>Cleyera ochracea</i>	○	
<i>Trapa anteformata</i>		○
<i>Trapa incisa</i>		
<i>Symplocos glauca</i>		
<i>Symplocos prunifolia</i>		
<i>Trapella antennifera</i>		

第5表 火山灰層の地質年代 (牧野内, 1983)

火山灰名	採取地	年代 (Ma)
大谷火山灰層	半田図幅 (大谷北方約 500 m 海岸露頭) 北緯 34° 44' 37", 東経 136° 51' 58"	4.3 ± 0.6
小鈴谷火山灰層	師崎図幅 (No. 3 地点) 北緯 34° 49' 30", 東経 136° 52' 40"	4.0 ± 0.6
上野間火山灰層	師崎図幅 (No. 4 地点) 北緯 34° 48' 26", 東経 136° 52' 35"	5.3 ± 0.4
古布火山灰層	師崎図幅 (No. 5 地点) 北緯 34° 46' 08", 東経 136° 52' 32"	年代不明瞭
古布火山灰層※	師崎図幅 (No. 6 地点) 北緯 34° 45' 39", 東経 136° 55' 11"	10 Ma より古い

※牧野内(1983)の豊浦火山灰層



第 30 図 伊勢湾周辺の東海層群の対比図 火山灰層による。三重の資料は吉田(1984)、知多半島の資料は牧野内(1975a)、吉田・尾崎(1986)、名古屋東部は森(1971b)を参照した

火山灰層の約 15-20m 上位に挟み、吉田池南部の丘陵にも露出する。層厚約 50-180cm、白 - 黄灰色、細粒堅硬な火山灰層である。下部の粗粒部には、黒雲母・細粒の軽石が含まれる。模式地では、上部 80cm は風化して粘土化している。

上野間火山灰層 (Kn) 模式地は美浜町上野間の東約 1.2km、農道に沿う小露頭であるが、今回の調査では確認できなかった。上野間の東約 1.5km、布土へ通ずる道路傍にも露出する(第 21 図, No.40)。白沢の池火山灰層の上部約 20m に挟みする。層厚は約 30-60cm、黄褐色のみがき砂質火山灰層。吉田池の南部丘陵や、吉田池東部から時志付近にかけて分布する。

坂井火山灰層 (Sk) 模式地は、坂井の東約 1km の農道に沿う露頭(第 21 図, No.28)。上野間火山灰

層の上位約 30m に挟在する。層厚は 30-100cm, 白色みがき砂質火山灰層で, 風化部では黄灰色となる。下部から上部へ, 粗粒, 中粒, 極細粒となるが, 全般にやや堅く固結したものが多いが, 一部は多孔質でもろくなっている。本火山灰層は, 坂井付近から鶴ノ池東部, 布土, 時志付近にかけてよく連続分布する。

小鈴谷火山灰層 (Ks) 模式地は, 小鈴谷の南小鈴谷バス停東の露頭。坂井火山灰層の上位約 65m の層準に挟在される。小鈴谷・広見を経て, 美浜町布土にかけて分布する。層厚約 30cm の暗灰色の火山灰層。風化して黄灰-褐灰色となり, 下部 10cm 内外は粗粒, 上部は細粒みがき砂質である。下部の粗粒部には, 細粒の軽石, 火山ガラス, 石英粒, 重鉱物を含有する。

大谷火山灰層 (Ot) 模式地は, 北隣の半田図幅大谷の北の海食崖。小鈴谷火山灰層の約 30m 上位の層準に挟在し, 大谷から小鈴谷北東, 広目を経て布土にかけてよく連続分布する。層厚は, 一般には 3-10m 内外であるが, 本図幅地域では, 小鈴谷北東の原田付近で約 8m, 広目付近で約 11m, 布土西部で約 8m である。

模式地では, 下部 1m 位は, 白-暗灰色の級化層理や葉理を示す細粒の火山灰層からなり, 中部 3m 位は, 細-中礫大のよく円磨された軽石や炭化木片を含む極細粒のガラス質火山灰層, 上部は約 4m の白-黄灰色細粒火山灰層からなり, 炭質粘土や細粒砂層を挟在する。原田付近では, 下部 30cm 位は黄灰色の極細粒, しまった火山灰, 中部約 2m は黄灰色, 粗粒, 上部約 6m は淡灰色中粒の火山灰層からなる (第 31 図)。本層は, かつてみがき砂として, 若松谷池東部や, 布土西方で採掘された。



第 31 図 大谷火山灰層露頭 原田西部, 層厚約 6m の細粒火山灰

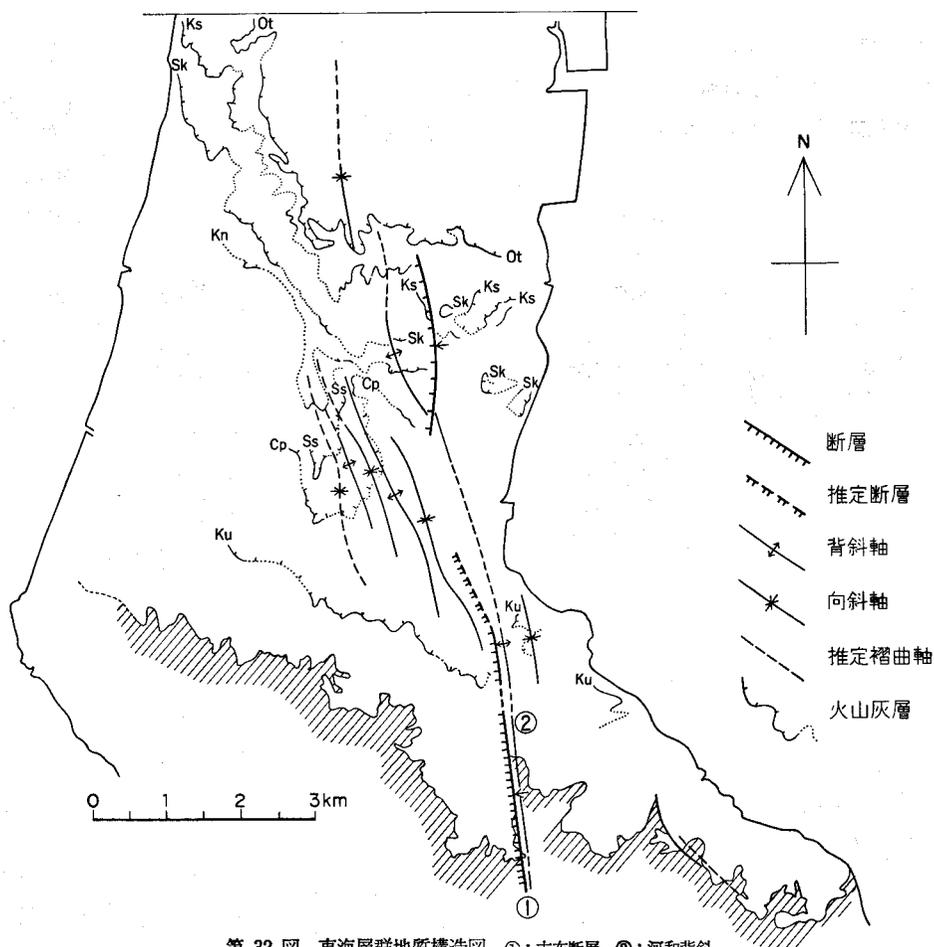
V. 5 地 質 構 造

本図幅地域の東海層群の地質構造の特徴は次のとおりである。

- 1) 全般には北西 - 南東の走向で、北東へ緩く傾斜する。
- 2) 河和南部から半島中軸部に、北北西 - 南南東方向に延びる河和背斜がある。
- 3) 河和背斜の西方には、緩い褶曲の繰り返しがある。
- 4) 河和の南部と北部に、南北系の逆断層がある。

常滑累層中に挟在する火山灰層を鍵層として、概略の地質構造図を第32図に示す。

断層 古布付近を南北方向に走る逆断層を古布断層と呼ぶ。切山西方の南知多道路付近から古布の北方まで追跡できる。南部では、断層の東側の山海累層下部層が西側の豊丘累層の上に押し上げ、断層面は東へ40-55°の傾斜を示す。古布より北部では、豊丘累層中又は豊丘・常滑両累層の境界をなし、一



部に断層破砕帯のみられる所があるが、断層沿いの地層の多くは、東又は西へ 60° 以上の急傾斜を呈す。河和近くでは、地層の急傾斜部は断層に伴うものか、河和背斜の西翼部なのか判然としない。

豊丘の矢梨から本郷にかけて、緩く西に湾曲した断層がある。断層露頭は、乙方の北東約500m地点で、山海累層下部が豊丘累層の上に押し上げた逆断層である(第18図)。断層面の走向は $N10^{\circ}W$ 、 $68^{\circ}SW$ に傾斜する。落差は不明だが、規模は小さい。

河和の北西約1.2km付近から布土の西方にかけて、ほぼ南北に走る逆断層がある。時志の西方の谷の奥では、東へ 72° の急傾斜を示す粘土層中のすべり面がある。また布土の西方約1.5kmの南の谷の入口付近でも、地層の不連続と擾乱がみられる。

牧野内(1975a)は、本断層は東へ約 45° 傾く逆断層とした。本断層の南端付近では、地層は西へ $46-55^{\circ}$ 傾斜し、河和背斜と交差すると考えられ、やや複雑な構造を呈する。

褶曲 古布断層の東側に平行して南北方向に存在する背斜は、河和背斜と呼ばれる(牧野内, 1975a)。河和背斜は、切山西方の師崎層群中から北方へ布土西方の常滑累層中まで追跡される。豊丘の新池西方の道路沿いの師崎層群の露頭では、西翼は $60^{\circ}W$ 、東翼は $20^{\circ}E$ の傾斜を示し非対称である。この付近の師崎層群よりなる山地は、背斜部に沿って稜線が高く連なる背斜山稜を呈す。古布付近の豊丘累層中においても、河和背斜は西へ急斜する非対称構造を呈する。

河和背斜は、古布地域より連続し、河和北西では断層を挟んで向きを北北西に変えながら、布土西方まで追跡される(第33図)。河和北西1km付近では、背斜軸の西翼は $55^{\circ}W$ 、東翼は $10^{\circ}E$ 内外で、背斜軸は非対称であるが、北部の布土西方菅刈池付近では、東・西翼とも 10° 内外の傾斜角で対称褶曲型である。

河和背斜の西方には、これにほぼ平行する南北方向の2本の背斜軸と3本の向斜軸がある。これらの褶曲構造を呈する翼部の傾斜角は、おおむね 10° 以下の低角で、全般に緩い波曲を呈する。これらの褶



第33図 河和背斜の西翼部露頭(河和北部) 西へ急傾斜する

曲構造は、南部の古布付近で収斂するような形態となっている。

牧野内 (1976) は、知多半島南部の東海層群にみられる地質構造の形成は、中部更新統武豊層の堆積後の構造運動によるところが大きいと考えた。すなわち、武豊層の堆積時又はそれ以前のは、北西 - 南東の軸方向をもつ緩やかな褶曲運動であるのに対して、武豊層堆積後は、北北西 - 南南東方向のかなり著しい褶曲運動であると判断している。

VI. 第四系

VI. 1 研究史と概要

知多半島南部の第四系については、地形との関連において、また地盤調査の目的から研究が進められてきたが、公表されたものは多くない。層位的、古生物学的見地からは野間貝層等について取り扱った研究がある。本地域に関する主なるものは近藤 (1962) の野間層に関する研究、松田 (1969) の知多半島全域の地形面に関する研究が初期のものといえよう。最近、牧野内 (1975b, 1980) は武豊層、段丘堆積物の層序区分を行い、本地域内の主として更新統について詳細に述べている。沖積層に関しては内海北方の先苧貝塚に関する研究 (前田ほか, 1983) が新しいものである。野間層の軟体動物化石については HAYASAKA and IWAI (1960) のほか最近の研究として糸魚川・木村 (1985) がある¹⁴⁾。また木村・細山 (1986) は段丘堆積物の¹⁴C年代を報告している。

上記の研究の対象となった本地域の第四系は、丘陵頂部に分布する武豊層、丘陵周辺、沿海部の台地を構成する段丘堆積物等の更新統及び沿岸部と谷底の平野を作る沖積層に大別される。

武豊層は本図幅地域では半島の中軸以東に分布し、地形の項で記述したように丘陵頂部の地形面と関連がある。

高位段丘堆積物は、時志層で代表されるが、その分布面積は大きくない。中位段丘堆積物は、知多半島南部における海成段丘層として重要な堆積物である。これを野間面 (中位段丘上位面) と新田面 (中位段丘下位面) を形成する2層に区分した。低位段丘堆積物はあまり発達していない。沖積層は丘陵間の低地、河和その他主要市街地の載る沖積平野を作る。

VI. 2 武豊層 (Tk)

地層名 小瀬 (1929) により命名、牧野内 (1975b) により再定義された。

模式地と分布 本累層は知多半島中・南部に広く分布するが、模式地としては牧野内 (1975b) により富貴南西約 1km の富貴から知多カントリークラブへ通ずる道路の北側の崖と定められている。本地域における分布は富貴西方の丘陵が主である。

層序関係 東海層群を不整合に覆い、丘陵の頂部を占め、より新しい段丘堆積物に縁辺を画され、ま

14) 野間層については主に近藤による。



第 34 図 武豊層下部砂礫層露頭 市原西部知多道路傍

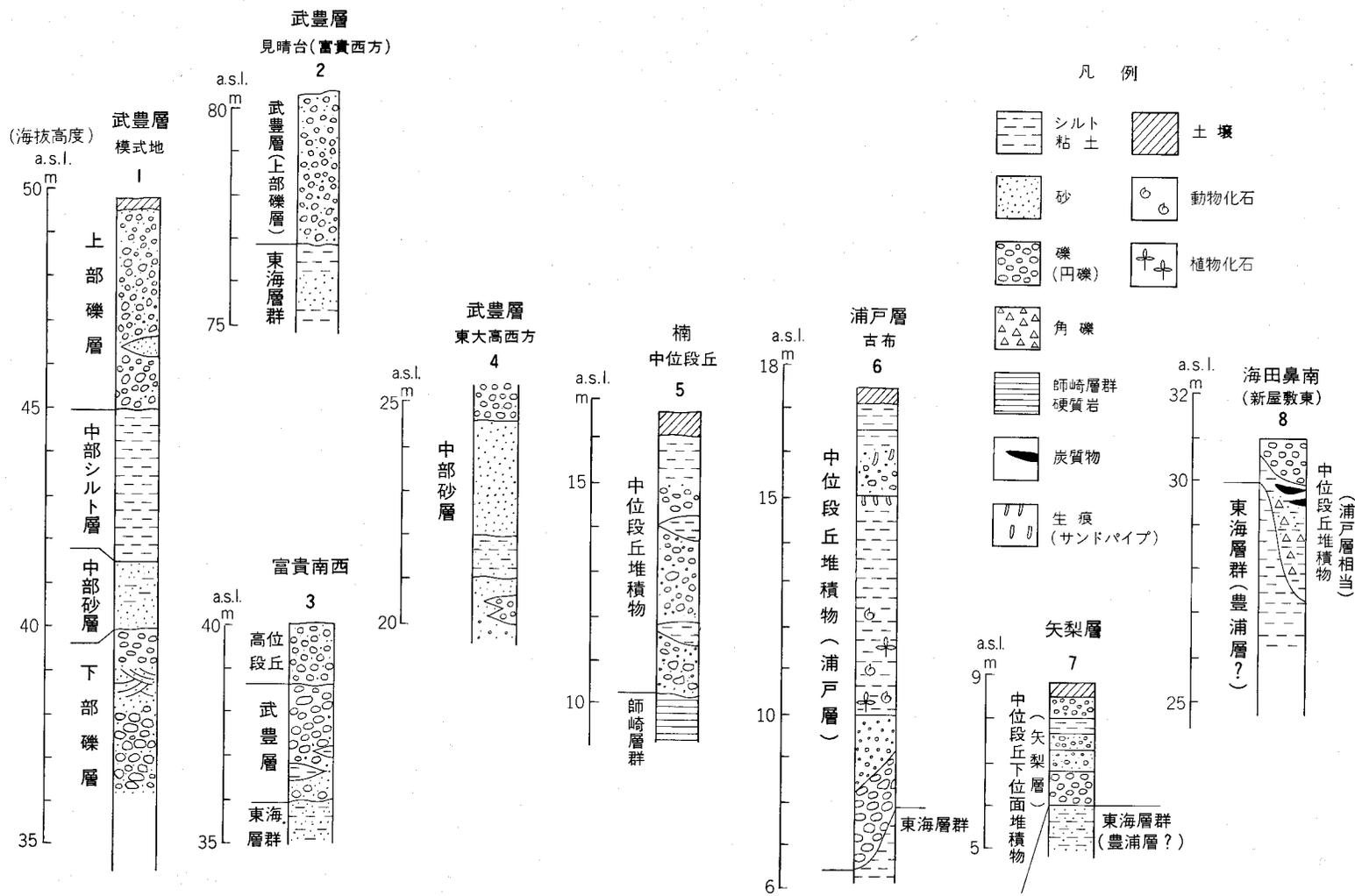
た一部は高位・中位段丘堆積物により不整合関係で覆われる。

層厚 約 20m (模式地付近)

岩相と化石 牧野内 (1975b) により下部砂礫層, 中部シルト層, 中部砂層, 上部礫層及び最上部礫・砂・粘土層に細分されている (第 35 図 a)。下部砂礫層の礫層は, 主としてチャート, 石英斑岩, 溶結凝灰岩, 砂岩 (古期岩類)・ホルンフェルス, 泥岩 (中新統, 東海層群起源) 等の円礫, 亜円礫よりなる。チャート礫を除いて多くの礫が, いわゆるクサリ礫となる。しかしその風化度は多様であり“半クサリ礫”と称すべきもの (風化殻が表層のみのもの) がある。礫の粒径は中礫が主である (第 34 図)。中部シルト層, 中部砂層のうち, 中部シルト層は, 本地域内では模式地付近に良く露出し, 暗灰色・暗青灰色シルト層で, 塊状無層理のものである。その中部には海成粘土に特有の黄色斑点, 硫化物の析出が露頭面で観察される。牧野内 (1975b) はこの部分から *Melosira sulcata* などの海生珪藻の検出を報告している。上部礫層もチャートと石英斑岩及び溶結凝灰岩の亜円礫 - 亜角礫が多い (32-64 mm の粒径の礫についてみれば, チャートの個数比 60%, 石英斑岩 20% を占める)。牧野内 (1975b) の最上部礫・砂・粘土層は, 本地域内では分布しない。

なお, 竹内 (1983, MS.) は模式地の中部シルト層より花粉化石として落葉型 *Quercus* (35-44%), *Alnus* (22-38%), *Fagus* (4-10%), *Pinus*, *Ulmus-Zelkova* が多いこと, *Liquidambar* を含むものがあることを報告している。

構造 本地域の武豊層は段丘を形成するが, その基底は知多湾側に低下するので, 明らかに中位段丘堆積物の下位に武豊層が位置するところもある。市原から模式地付近を経て布土に至る北北西 - 南南東方向の背斜と向斜の並走する褶曲構造と, これと平行する背・向斜軸が南知多道路の付近を通る。



第 35 図 a 武豊層・段丘堆積物柱状図

VI. 3 高位段丘堆積物 (t_1)

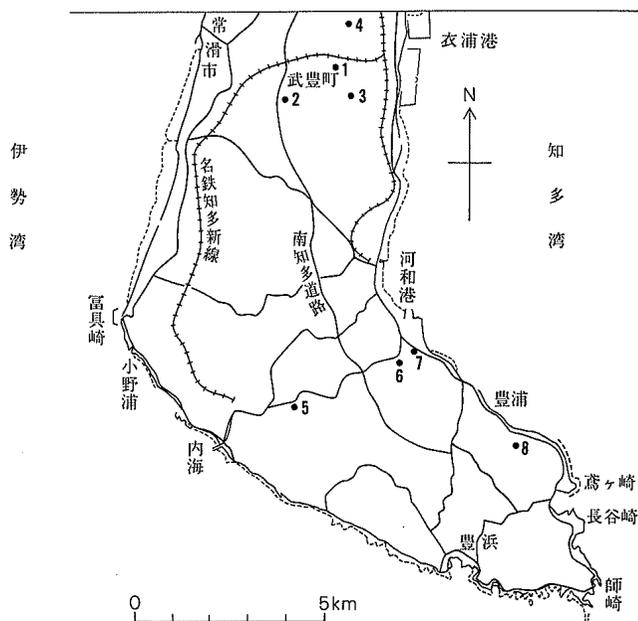
地層名 牧野内 (1980) により高位段丘堆積物が武豊層より識別され、本地域においては河和以北に時志層と富貴層が設定された。ここでは時志層を模式層とする。

模式地と分布 時志層の模式地は河和の北方約 1.4 km の時志観音の境内である。海拔高度 40 m にわずかに平坦面が認められるが、堆積物の基底は 28-30 m にある。

時志層の分布は模式地付近の狭小な地域に限られるが、富貴西方丘陵の海拔高度 40-50 m に基底の存在する礫層も富貴層と称され高位段丘の範疇に入るものとする。河和以南の豊丘付近と長谷崎西にもわずかに高位段丘堆積物が存在する。

層序関係 師崎層群、東海層群及び武豊層の上位に不整合関係で重なる (第 35 図 a)。

岩相ほか 礫層を主とする堆積物で、礫はチャートを主とし、石英斑岩と溶結凝灰岩も混在するがチャートの細礫及び中礫が多い (第 36 図)。堆積物は薄く約 3 m の厚さと推定される。礫は漂白されたチャートの場合、表層近い部分では赤色土化した基質と相伴って一見再堆積物状のものもある。堆積物の分級は良くなく、ときに 10 cm を超える礫もある。礫の円磨度も高くない。化石は発見されていない。



第 35 図 b 武豊層・段丘堆積物柱状図位置図

VI. 4 中位段丘堆積物 (t_2, t_3)

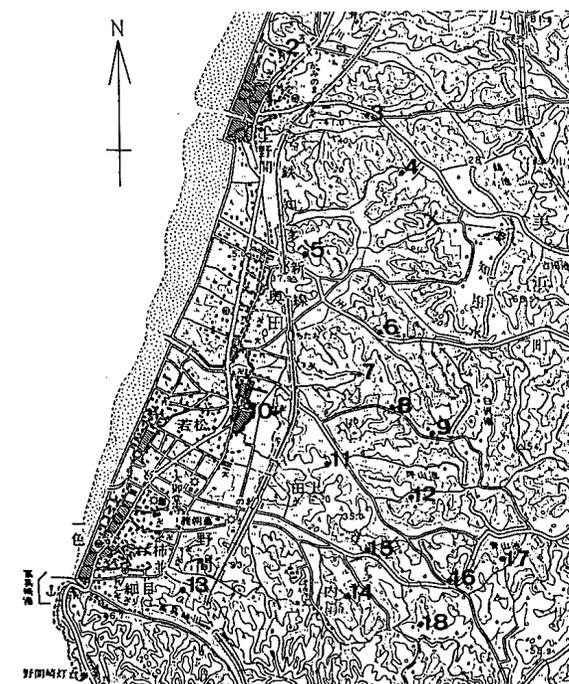
VI. 4. 1 野間層 (t_2)

野間層は、美浜町の野間から上野間にかけての野間台地に分布する海成層である。本層は古くから海生化石の産出が知られており、古期洪積層と考えられていた。その後、小瀬 (1929)、近藤ほか (1956) によって常滑累層中に含まれる地層と考えられたこともあったが、地形面の性質、層序関係、産出化石に現生種が多いことなどから、常滑累層とは別の新期の地層であることが明らかになった (HAYASAKA and IWAI, 1960; 近藤, 1962)。更に東海地方各地の更新統との比較検討から、後期更新世の中位段丘として扱われるようになった。最近では、本層中の産出化石について、糸魚川・木村 (1985) による研究があり、化石リストは本報告に引用した (第 7 表)。

地層名 小瀬 (1929) の野間貝層、大塚 (1931) の野間層に該当するが、詳しい記載はない。近藤 (1962) は野間層を踏襲し再定義した。



第 36 図 高位段丘堆積物露頭 (新田南西部)



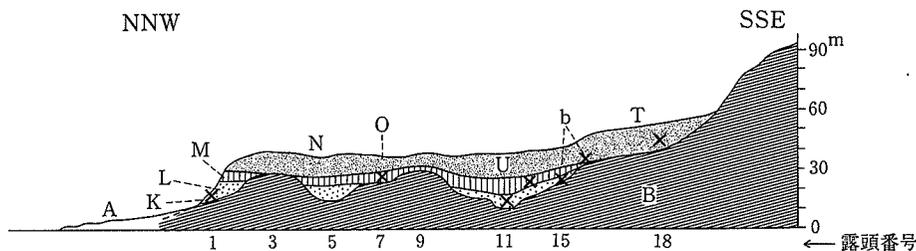
第 37 図 野間層露頭位置図 地点番号は地質柱状図
(第42図)の位置を示す
国土地理院発行5万分の1地形図「師崎」を使用

模式地 上野間東南の台地付近(第37図のNo.1). そのほか, 名古屋鉄道知多新線奥田駅の東南約700mの日本福祉大学付近(第37図, No.7付近), 県道野間河和線沿いの青山池南部(第37図, No.17), 同杉谷池付近(第37図, No.15)等に良い露頭がある.

分布と構造 上野間と野間との間の南北約6km, 東西約2.5kmの野間台地を占めて分布する. 台地の表面は, 標高28-41mの野間面と呼ばれる堆積面が広く発達し, 南部の内扇付近には, 標高45-58mの狸山面が狭い堆積面を残している. 狸山面は野間面よりも高位にあり, 堆積物は野間面の構成層と同じで, 野間面の一部とも考えられるが, 現段階では直接の関係は不明である.

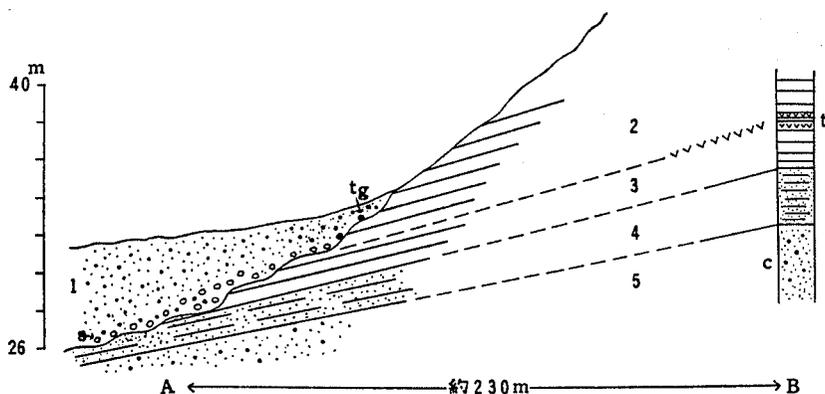
野間層は, 台地の海拔約10m以上の部分を構成してほぼ水平に分布するが, 一般的には西方へ緩い傾斜を示す. 野間南部や内扇では, 基盤をオーバーラップしている(第38図).

層序関係 一般に下位の師崎層群, 東海層群とは傾斜不整合の関係にある(第39図). しかし, 野間台地の東縁及び南縁では, 野間層の一部は砂礫の部分が多く(第41図b), 豊丘累層と層相が酷似し, そ



第 38 図 野間台地の地形・地質断面概念図 (近藤, 1962)

U: 野間上部砂層, M: 野間中部シルト層, L: 野間下部砂層, T: 狸山面, N: 野間面, A: 沖積面, X: 貝化石産出地, K: 上野間貝層, O: 奥田貝層, b: 穿孔貝生痕。露頭番号は第 37 図参照



第 39 図 野間層・常滑累層の不整合概念図 (近藤, 1962)

1: 野間上部砂層, 2: 常滑累層(淡灰色シルト), 3: 常滑累層(灰白色シルト), 4: 常滑累層(灰白色シルト質細砂), 5: 豊丘累層(灰白色粗粒砂), t: 古布火山灰層, s: シルトの細・中礫, tg: 火山灰(凝灰岩)の中礫, A, B: 第 40 図に示す地点

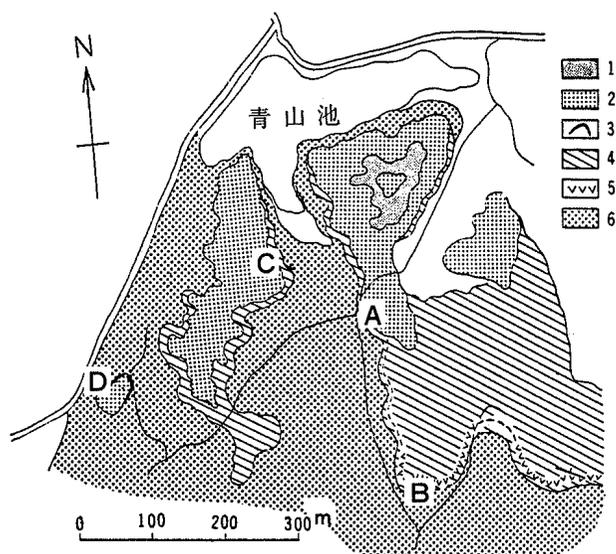
の境界を識別しにくいことが多い。

野間層と東海層群との不整合関係は、青山池付近で認められる。第 40 図の A 地点では、豊丘・常滑両累層にアバット関係で接する。不整合面は、かなりの起伏を示し、 10° 内外の傾斜で北へ傾く。基底部にチャートの細礫に混じって、下位の地層のシルトの細・中礫及び古布火山灰層由来の黄褐色円礫を含む。第 41 図 a, b に常滑累層と本層との関係を示す。第 40 図の C 地点では、不整合面上の基底礫中には、穿孔貝による生痕が見られた。

層厚 基盤表面の高度差により、場所により層厚は異なるが、普通は 10-15m 位の所が多い。上野間周辺では 25-30m 内外で厚いが、南縁部では 7-8m と薄い。

岩相 本層は砂礫、砂、シルトからなる累層であるが、下部砂層、中部シルト層、上部砂層に区分される。

下部砂層は、淡灰・黄褐色の中・粗粒の砂からなり、基部にしばしばチャートやシルトの小円礫を含み、また下位の常滑累層由来の炭質物の礫を含むことがある。砂層は一般に塊状、軟質で、しばしば褐鉄鉱で汚染されて褐色を呈し、また生痕や糞化石が見られる。一般に岩相変化は少ないが、台地南縁では砂礫質となり、礫は径 1-2cm 大のチャートのほか、師崎層群由来の砂岩、泥岩及び凝灰岩等の円・亜角



第40図 青山池付近の地質図 (近藤, 1962)

1: 野間層上部砂層中の砂相部, 2: 野間層上部砂層中の砂礫相部, 3: 野間層中部シルト層, 4: 常滑累層(シルト・砂), 5: 古布火山灰層, 6: 豊丘累層(礫・砂)

礫を混じえる。第42図に示すように、基盤の高まりのところでは、層厚は薄くなる傾向がある。標高28m以上では、本層を欠き、直接に中部シルト層又は上部砂層が分布する。

本層の基部と上限に近い層準に浅海生の貝化石を産する、

中部シルト層は、一般に塊状のシルト又は砂質シルトよりなり、下部砂層とは整合で、境界に鬼板と呼ばれる地下水から沈殿した褐鉄鉱の板状の沈積物を伴うことがある。台地の西縁及び南縁では、一般に淡灰色又は黄褐色、無層理のシルトの厚層が発達する。本層中には、しばしば多量の高師小僧¹⁵⁾が含まれる特徴がある。地層の厚さは、台地の北部及び南部で厚く、中部では

薄い。台地の南縁の内扇付近では、15-17mの厚さがあり、直接に下位の基盤層にアバットしている。

台地の中央部の露頭(第37図の4, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 14, 15)では、一般に暗色又は暗青灰色の砂質シルト層が発達する。本層は、しばしば炭質物の細片を含有して腐泥質を呈し、風化面では黄色の粉体を析出する特徴がある。高師小僧は少ない。本層は前述の含高師小僧シルト層の比較的上部の異相であって、台地の西縁及び南縁の野間層基底の高さが、割合に低い場所では、前記の含高師小僧シルトを堆積し、台地の中央部付近の基底の高さが割合に高いところでは、砂質シルトを堆積している。その厚さは、一般に1-5mで、前者に比較して薄く、厚さの変化は少ない。

本層中には、浅海生の貝化石や、植物化石が含まれる。

上部砂層は、主として塊状、淡褐色-黄褐色の淘汰の極めてよい細粒又は中粒砂からなり、シルト分を相当量含み、軟質の割によくしまっている(第43図)。

本層は、一般に中部シルト層を整合に覆うが、台地の北縁、東縁及び南縁では、直接に基盤層を不整合に覆う所がある。そこでは、基部に数mの厚さの礫層が発達している。礫層の礫は、チャート、シルト、凝灰岩等の細-中礫大の円礫又は亜角礫である。礫の中には、人頭大の常滑累層由来の火山灰(凝灰岩)の円礫に穿孔貝の生痕を有するものがある(第42図の露頭16)。

本層の上部には、厚さ1-5mの礫層が発達する。下位の砂層とは漸移し、礫はチャートの細円礫又は亜角礫を主とし、古期岩層由来の砂岩・頁岩及び火成岩の礫を含む。本礫層は、野間台地の東縁及び北縁に厚さを増し、礫の粒径も増して発達する。

15) 管状・樹枝状の褐鉄鉱の団塊。地下水中に溶解している鉄分が土壤中あるいは粘土中の植物体を交代して生じた水酸化鉄の沈殿物(地学事典, 古今書院)。



第 41 図 a 野間層底部の不整合 常滑累層(亜炭層)を不整合に野間層が覆う(上野間)

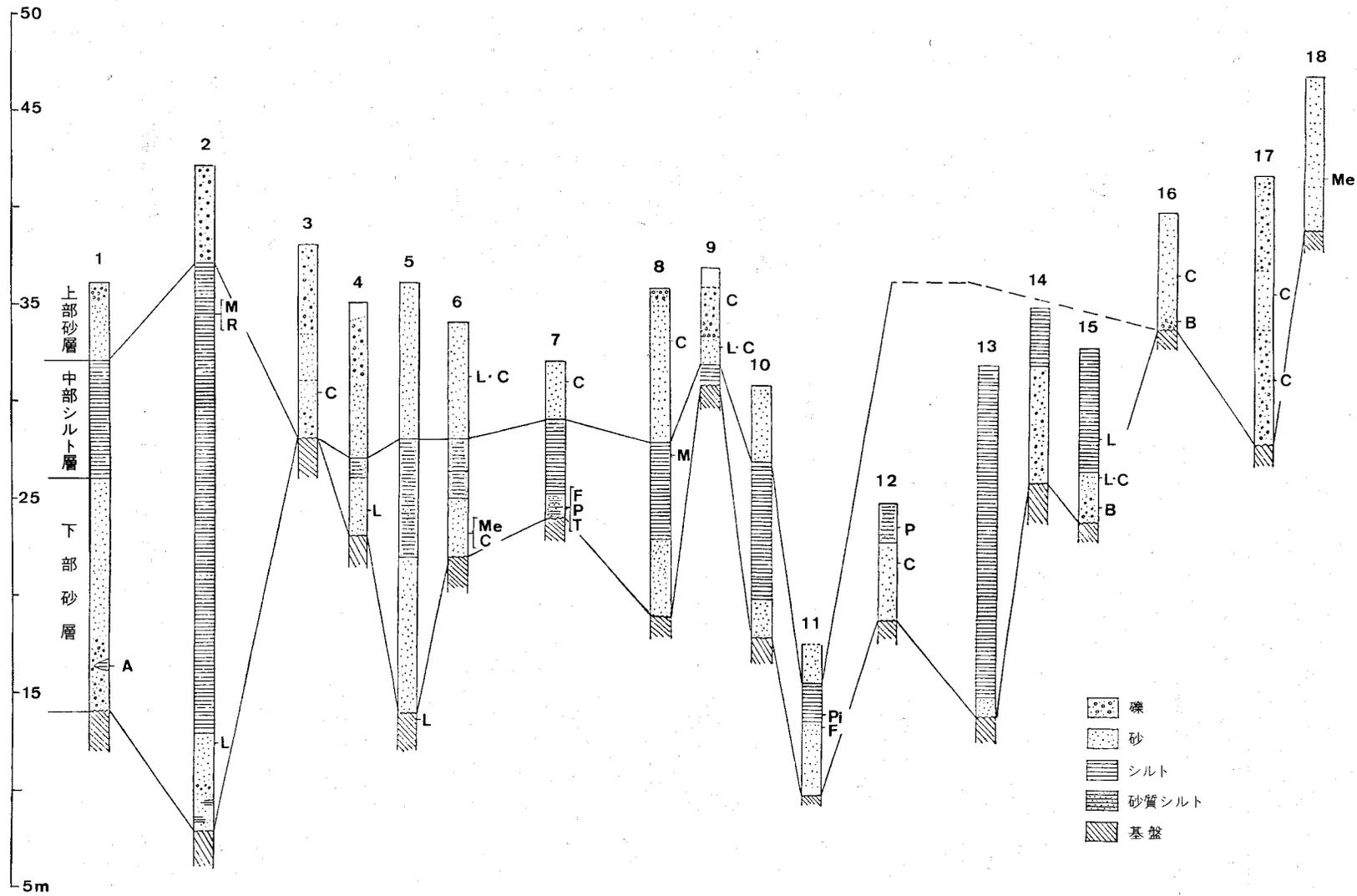


第 41 図 b 野間層の基底礫層 常滑累層(シルト層)を不整合に覆う(吉田池北部)

本層からは、一般に貝化石の産出はまれであるが、砂層中には糞化石が多く含まれ、また生痕も見られる。

化石 HAYASAKA and IWAI (1960), 近藤 (1962), 糸魚川・木村 (1985) により、第 6, 7 表 a, b に示す海生化石の産出が報告されている。

上野間貝層は、第 37 図の露頭 1 の化石層について命名されたもので、野間下部砂層の化石層を代表す



(海拔)

第 42 図 野間層主要露頭の地質柱状図 (近藤, 1962)

A: *Anadara granosa*, F: *Fulvia mutica* (REEVE), C: Coprolite (糞石), M: *Macoma* sp., P: *Paphia undulata* (BORN), L: Lebenspuren (生痕), R: *Raeta pellicula* (REEVE), T: *Temnotrema* sp., B: 穿孔貝類の生痕, Me: *Meretrix* sp., Pi: *Pinus cf. oligolepis* MIKI. (露頭位置は第 37 図に示す)

第6表 上野間貝層産出化石 (近藤, 1962)

<i>Anadara (Tegillarca) granosa bisenensis</i> (SCHRENCK & REINHART)	<i>Ostrea (Saxostrea) mordax</i> (GOULD)
<i>Corbicula (s. s) japonica</i> PRIME	* <i>O. (Crassostrea) gigas</i> THUNBERG
<i>Raeta (Raetina) pellicula</i> (REEVE)	* <i>Trapezium (Neotrapezium) liratum</i> (REEVE)
<i>Merisca tokunagai</i> IKEBE	* <i>Lucina stearnsiana</i> OYAMA
<i>Macoma (s. s) tokyoensis</i> MAKIYAMA	* <i>Dosinia (Phacosoma) angulosa</i> PHILIPPI
<i>Barnea (Umilake) japonica</i> (YOKOYAMA)	* <i>D. sp.</i>
<i>Cerithidea (Cerithideopsilla) cingulata</i> (GMELIN)	* <i>Cyclina sinensis</i> (GMELIN)
<i>Batillaria zonalis</i> (BRUGUIERE)	* <i>Macoma sp.</i>
* <i>Anadara (Scapharca) subcrenata</i> (LISCHKE)	* <i>Fabulina nitidula</i> (DUNKER)
* <i>Volsella difficilis</i> KURODA & HABE	* <i>Hiatella orientalis</i> (YOKOYAMA)
* <i>Mytilus crassitesta</i> LISCHKE	* <i>Crypomya busoensis</i> (YOKOYAMA)
* <i>Anomia lischkei</i> DAUTZENBERG & FISCHER	* <i>Crepidula gravispinosa</i> (KURODA & HABE)
	* <i>Coptothyris grayi</i> (DARIDSON)

*早坂, 岩井によって報告された種名を示す。



第43図 野間層上部砂層の露頭 (上野間東部)

る。また奥田貝層は、同図の露頭7のもので、野間中部シルト層を代表する。糸魚川・木村(1985)の産地も露頭7に近く位置する。

植物化石について近藤(1962)は、第37図の露頭11で *Pinus cf. oligolepis* MIKI の産出を報告した。産出層準は中部シルト層。また、那須(1972)は、野間層から極めて多量のモミの遺体がクマヤナギを伴って産出することを報告した。

第7表 a 奥田貝層産出化石 (近藤, 1962)

<i>Fulvia mutica</i> (REEVE)	* <i>Fulvia mutica</i> (DUNKER)
<i>Cyclina orientalis</i> SOWERBY	* <i>Nemocardium</i> (<i>Keenaea</i>) <i>samarangae</i> MAKIYAMA
<i>Atrina pectinata japonica</i> (REEVE)	* <i>Cardium</i> sp.
<i>Macoma tokyoensis</i> MAKIYAMA	* <i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)
<i>Paphia undulata</i> (BORN)	* <i>Dosinia</i> (<i>Phacosoma</i>) <i>japonica</i> (REEVE)
<i>Dosinia</i> (<i>Phacosoma</i>) <i>angulosa</i> (PHILIPPI)	* <i>Mactra sulcataria</i> REEVE
<i>Dentalium octangulatum</i> DONOVAN	* <i>Raeta</i> (<i>Raetellops</i>) <i>Pulchella</i> (ADAMS & REEVE)
<i>Temnopleurus toreumaticus</i> (LESKE)	* <i>Solen krusensterni</i> SCHRENCK
* <i>Anadara</i> (<i>Scapharca</i>) <i>subcrenata</i> (LISCHE)	* <i>Laternula japonica</i> (LISCHE)
<i>Glycymeris</i> (<i>Veletuceta</i>) <i>albolineata</i> (LISCHE)	* <i>Umbonium</i> (<i>Suchium</i>) <i>costatum</i> (KIENER)
* <i>VolSELLA difficilis</i> KURODA & HABE	* <i>Cerithidea</i> (<i>Cerithideopsisilla</i>) <i>cingulata</i> (GMELIN)
* <i>Brachidontes</i> (<i>Arcuatula</i>) <i>senhousia</i> (BENSON)	* <i>Conus</i> (?) sp.
* <i>Trapezium</i> (<i>Neotrapezium</i>) <i>liratum</i> (REEVE)	* <i>Terebra</i> sp.
* <i>Lucina stearnsiana</i> OYAMA	* <i>Balanus</i> sp.
* <i>Codakia pisidium</i> (DUNKER)	* <i>Temnotroma</i> sp.
	* <i>Brissopsis?</i> sp.

* 早坂, 岩井によって報告された種名を示す.

地質年代 野間層の¹⁴Cによる年代測定値は, 木村・細山 (1986) により報告されている (第8表). 試料採取位置は地質図上に示してある.

対比 野間層は, 従来, 名古屋の熱田層, 西三河の碧海層などに対比され, 下末吉海進期のものと考えられている (濃尾平野第四系研究グループ, 1977).

木村・細山 (1986) によれば, 野間層の¹⁴Cによる年代測定値, 約2.5年前から約3万年前の範囲のこれらの値は, 従来の推定よりは若く, 野間層を下末吉海進期 (9-12万年前) の堆積物に対比するのは, この測定値のみでは無理であるという.

この点に関して木村ほか (1986) は, 野間層の年代測定試料が従来考えられていたよりも新しい層準から採取されたかも知れないと考え, 野間層が新旧2層あるいは高低2段の段丘堆積物に区分される可能性を示している.

VI. 4. 2 浦戸層 (t₂)

地層名 浦戸層 (牧野内, 1980)

模式地と分布 牧野内 (1980) は, 河和の北方の中部電力美浜アパート南東側道路沿いに模式地を設けたが, 河和の南方約2.5km (古布の東約800m) の大川右岸の露頭¹⁶⁾において海成層が確認されたので, ここにおける観察に基づいて記述する. ほかに河和小学校付近に断片的に分布する¹⁷⁾. 基底の高度はほぼ現海面から海拔高度10mまでの間にある.

16) 牧野内 (1980) の古布 ko-89 と一致する.

17) 知多湾に沿う南知多町海田鼻南西の小範囲にも分布する.

第7表b 奥田貝層産出化石 (糸魚川, 木村, 1985)

1	<i>Striarca (Arcopsis) interplicata</i> (GRABAU)	ヨコヤマミミエガイ
2	<i>Scapharca broughtonii</i> (SCHRENCK)	アカガイ
3	<i>S. subcrenata</i> (LISCHKE)	サルボウ
4	<i>Musculus (Modiolarca) cupreus</i> (GOULD)	タマエガイ
5	<i>Pinna (Cyrtopinna) bicolor</i> GMELIN	ハボウキガイ
6	<i>Anomia chinensis</i> PHILIPPI	ナミマガシワ
7	<i>Crassostrea gigas</i> (THUNBERG)	マガキ
8	<i>Ostrea denselamellosa</i> LISCHKE	イタボガキ
9	<i>Dendostrea Paulucciae</i> (CROSSE)	カモノアシガキ
10	<i>Alvenius ojanus</i> (YOKOYAMA)	ケントリガイ
11	<i>Trapezium (s.s.) bicarinata</i> (SCHUMACHER)	フナガタガイ
12	<i>Anodontia stearnsiana</i> OYAMA	イセシラガイ
13	<i>Pillucina (s.s.) pisidium</i> (DUNKER)	ウメノハナガイ
14	<i>Lucinoma annulata</i> REEVE	ツキガイモドキ
15	<i>Callomysia matsuii</i> HABE	マツイガイ
16	<i>Melliteryx puncticulata</i> (YOKOYAMA)	ハチミツガイ
17	<i>Kellia aff. minutissima</i> HABE (コバンコハクノツユガイ)	
18	<i>Bornioopsis tsurumaru</i> HABE	ツルマルケボリガイ
19	<i>Squillaconcha subsinuata</i> (LISCHKE)	コクジガイ
20	<i>Fulvia mutica</i> (REEVE)	トリガイ
21	<i>Veremolpa micra</i> (PILSBRY)	ヒメカノコアサリ
22	<i>Protothaca (Notochione) jodoensis</i> (LISCHKE)	オニアサリ
23	<i>Microcirce dilecta</i> (GOULD)	ミシンシラオガイ
24	<i>Phacosoma japonicum</i> (REEVE)	カガミガイ
25	<i>Dosinella penicillata</i> (REEVE)	ウラカガミガイ
26	<i>Ruditapes philippinarum</i> (ADAMS & REEVE)	アサリ
27	<i>Paphia (Neotapes) undulate</i> (BORN)	イヨスダレガイ
28	<i>P. (s.s.) euglyota</i> (PHILIPPI)	スダレガイ
29	<i>Callista (s.s.) chinensis</i> (HOLTEN)	マツヤマワスレガイ
30	<i>Clementia (s.s.) vatheleti</i> MABILLE	フスマガイ
31	<i>Mactra (s.s.) chinensis</i> PHILIPPI	バカガイ
32	<i>Raetellops pulchella</i> (ADAMS & REEVE)	チヨノハナガイ
33	<i>Solecurtus divaricatus</i> (LISCHKE)	キヌタアゲマキガイ
34	<i>Quadrans spinosa</i> (HANLEY)	トゲウネガイ
35	<i>Nitidotellina minuta</i> (LISCHKE)	ウスザクラガイ
36	<i>Semelangulus miyatensis</i> (YOKOYAMA)	ニクイロザクラガイ
37	<i>Macoma (s.s.) tokyoensis</i> MAKIYAMA	ゴイサギガイ
38	<i>Psammotreta (Pseudometis) praerupta</i> (SALISBURY)	アオサギガイ
39	<i>Solen strictus</i> GOULD	マテガイ
40	<i>Venatomya truncata</i> (GOULD)	クシケマスオガイ
41	<i>Martesia striata</i> (LINNÉ)	カモメガイモドキ
42	<i>Barnea (Anchomasa) manilensis</i> (PHILIPPI)	ニオガイ
43	<i>Barnea (Umitakea) dilatata</i> (SOULEYET)	ウミタケガイ
44	"Teredo" sp.	
45	<i>Laternula</i> sp.	
46	<i>Dentalium octangulatum</i> DONOVAN	ヤカドツノガイ

第7表b (つづき)

47	<i>Contalium ornata</i> (SMITH)	ヒナシタダミ
48	<i>Umbonium moniliferum</i> (LAMARCK)	イボキサゴ
49	<i>Sinusicola yendoi</i> (YOKOYAMA)	イリエツボ
50	<i>Batillaria multiformis</i> (LISCHKE)	ウミニナ
51	<i>B. zonalis</i> (BRUGUIERE)	イボウミニナ
52	<i>Clathrofenella reticulata</i> (A. ADAMS)	オガサワラモツボ
53	<i>Eufenella rufocincta</i> (A. ADAMS)	シマモツボ
54	<i>E. pupoides</i> (A. ADAMS)	サナギモツボ
55	<i>Scaliola glareosa</i> A. ADAMS	チビスナホチツボ
56	<i>Ochetoclava kochi</i> (PHILIPPI)	カネモリガイ
57	<i>Doxander japonicus</i> (LINNE)	シドロガイ
58	<i>Neverita (Glassaulax) hosoyai</i> KIRA	ホソヤツメタガイ
59	<i>Bedequina birileffi</i> (LISCHKE)	カゴメガイ
60	<i>Rapana venosa</i> (VALENCIENNES)	アカニシ
61	<i>Indomitrella yabei</i> (NOMURA)	スミスシラゲガイ
62	<i>Zafra pumilia</i> (DUNKER)	ノミニナ
63	<i>Babylonia japonica</i> (REEVE)	バイ
64	<i>Niotha livescens</i> (PHILIPPI)	ムシロガイ
65	<i>Reticunassa festiva</i> (POWYS)	アラムシロガイ
66	<i>R. japonica</i> (A. ADAMS)	キヌボラ
67	<i>Guraleus hiradoensis</i> (MAKIYAMA)	
68	<i>Paraclathrella gracilentia</i> (REEVE)	ヌノメツグ
69	<i>Pseudoetrema fortilirata</i> (E. & A. ADAMS)	ホソシヤジク
70	<i>Granuliterebra bathyrappe</i> (SMITH)	イボヒメトクサ
71	<i>Amaea thielei</i> (de BOURY)	クリントカケガイ
72	<i>Epitonium tokyoense</i> KURODA	エドイトカケガイ
73	<i>Syrnola subsinuata</i> NOMURA	ホソクチキレモドキ
74	<i>Chemnitzia</i> sp.	
75	<i>Tiberia dunkeri</i> (DALL & BARTCH)	オビクチキレ
76	<i>Ringicula (Ringiculina) doliaris</i> GOULD	アメウラシマガイ
77	<i>Liloea porcellana</i> (GOULD)	カイコガイダマン
78	<i>Cylichnatys angusta</i> (GOULD)	カミスジカイコガイダマン
79	<i>Coelopysis minima</i> (YAMAKAWA)	ヒメコメツデガイ
80	<i>C. succincta</i> (A. ADAMS)	ヘコミツララガイ
81	<i>Rhizorus eburnea</i> (A. ADAMS)	ツムガタマメヒガイ
82	<i>Rh. radiola</i> (A. ADAMS)	アオモリマメヒガイ
83	<i>Acteocina</i> (TORNATINA) sp.	
84	<i>Decorifer globosus</i> (YOKOYAMA)	マルコメツブガイ
85	<i>Philina</i> sp.	
	Foraminifera	
	<i>Ditrupa</i> sp.	
	Decapoda	
	<i>Balanus</i> sp.	
	Echinoidea	
	<i>Echinarachnius mirabilis</i> DONOVAN	ハスノハカシパン
	<i>Myliobatus</i> sp.	
	Otolith	

第8表 野間層の¹⁴C年代

試料番号	採取地	岩層	測定値 y.B.P.	採取
1	愛知県知多郡美浜町奥田 北緯 34° 46' 45" 東経 136° 52' 30" 海拔高度 27 m	奥田貝層の貝殻 (<i>Maetra chinensis</i>)	28,060 ± 2,350	1983. 3. 23
2	愛知県知多郡美浜町内扇 北緯 34° 45' 41" 東経 136° 52' 8" 海拔高度 20 m	野間中部シルト層	24,290 ± 1,620	1983. 6. 30

測定者 木越邦彦

測定番号 1 → Gak - 11179

2 → Gak - 11182

層序関係 中位段丘堆積物を二段に区分したうちの高位面をつくる堆積物で、東海層群の上位に不整合関係で重なる。牧野内 (1980) は上下2層に区分している。

岩相ほか 上記大川右岸の露頭においては、下部に厚さ3m以上の不淘汰の亜角礫(径10cm以下)層がある。礫はチャート、砂岩(古期岩類)、花崗岩(片麻岩を含む)等よりなる。この礫層は崖錐状で、礫の一部はクサリ礫状である。

この礫層と一部指交関係を有して、厚さ約7mの青灰色-灰白色のシルト層が上位に重なる。このシルト層は黄色の硫化物を露頭表面に析出させ、殻の溶解した保存の悪い海生貝化石を産出する。またこのシルト層の上部は垂直の割れ目が入り、また高師小僧状の砂管が入る。この海成の部分が牧野内(1980)の下部浦戸層である。最上部に礫層が認められるが、これが上部浦戸層である。

竹内(1983MS.)はこの下部浦戸層の海成シルト層より花粉化石として *Pinus* (12-47%)、*Fagus* (3-30%)、*Alnus* (7-15%)、落葉型 *Quercus* (5-12%)、ほかに *Lagerstroemia* (2-13%) の存在、また孢子の多いことを報告している。

VI. 4. 3 新田層・矢梨層 (t_3)

地層名 新田層。矢梨層。牧野内(1980)による。

模式地と分布 新田層の模式地は牧野内(1980)により富貴^{ふつと}駅南の切り割りと設定された。富貴-布土間の沿海部に平坦度の高い段丘面が著しい。矢梨層の模式地は牧野内(1980)により蟹川橋北西と指定されている。

矢梨層は古布以南の知多湾岸に沿い南東方の海田鼻から大井北東の鷲ヶ崎まで断続的ながら分布する。新田層の基底は海拔8-20m、矢梨層は5-10mである。

層序関係 新田層の形成する新田段丘は、牧野内(1975b, 1985)により中位段丘として図示されたが、牧野内(1980)においては低位段丘として記載されている。堆積物の下限を確認できる露頭は多くないが、東海層群の上位に谷埋め堆積物の形状で不整合関係で重なる。矢梨層も新田層とほぼ同様に東海層群(豊浦層も含む)の上位に不整合関係で重なる。野間面を形成する野間層及び前述の浦戸層より低位に

ある。

岩相ほか 新田層は牧野内(1980)によれば漂白されたチャートの中・細礫よりなり、基質は赤褐色の中・粗粒砂であり、礫は垂角礫ないし垂円礫である。海成層であり海成粘土、貝殻を含み、厚さは薄い(1-8m)が広く分布し、波食面上の堆積物という。

矢梨層も薄い堆積物である。矢梨北西600mの県道傍の段丘崖の露頭においては、東海層群(豊浦層を含む)の上位に、チャートの細礫・中礫層の厚さ1m以下の単層と、ほぼ同じ厚さの細礫混じりの砂質シルトの単層の互層が3-4mにわたって重なり、最上部の1mは赤色の砂質の基質中にチャートの中礫を有する礫層となり段丘面を形成する状況が観察された。矢梨層も新田層とほぼ同様の構成を示す地層とみてよいであろう。

VI. 5 低位段丘堆積物 (t_4)

本図幅地域内には、半田図幅地域における岩滑段丘堆積物の一部が、東大高付近に分布するが、このほかには、これに相当する段丘とその堆積物の明瞭なものは発達していない。地形の項で述べた小規模な小段、海洋に認められる小波食台状の段が、わずかに碎屑物を伴う程度である。

東大高付近では、薪田層に接して本段丘堆積物が小範囲に分布する。堆積物は細粒砂からなり、段丘面の標高は約6m、沖積面との比高は1m以下と低い。

VI. 6 沖積層 (a, b)

本図幅地域内における沖積層は、野間、内海、河和、富貴付近の河谷・海岸の小平野に分布するもので著しい発達は見られない。

平野表層部の微地形を形成する各種の堆積物のうち、砂州、浜堤を作る砂堆は野間、内海やほかの海岸平野部に発達している。

VI. 6. 1 海岸平野の沖積層 (a)

内海地区 内海の小沖積平野の堆積物は前田ほか(1983)によれば、-20mの深度に基底を有する沖積層で、小規模な溺れ谷を埋積した堆積物である。下位より、下部泥層(LC)、上部泥層(UC)、上部砂層(US)に区分される。これらは古内海湾層と命名されている。以下これに従い記述する。

下部泥層は黒-黒灰色の泥層からなり、師崎層群由来の角礫を含む。埋積谷の谷底に沿って分布する。層厚は2-3mである。

上部泥層は青灰-暗灰色の砂質シルトないしシルトからなり貝殻を豊富に含む。厚さ8-10mの水平層である。本層の下部(-12.85~-13.0m)の泥炭質シルトの ^{14}C 年代は $8,590 \pm 230\text{y. B. P.}$ を示し、また中部(-9.0~-10.0m)からアカホヤ火山灰が検出され、この層準が約6,300年前であることも判明した。

上部砂層は沖積平野の表層の砂層であり淡灰-暗灰色の細砂よりなる。ハマグリ等の貝殻を豊富に含む。上部のハマグリ ^{14}C 年代は、 $4,560 \pm 170\text{y. B. P.}$ 、 $3,220 \pm 140\text{y. B. P.}$ である。層6-8mであ

る。

野間地区 野間・奥田付近の沖積層は、ボーリング資料（第47図aのA-1～10）から基底深度-10～-15mで、下位より下部泥層と上部砂層に分けられる。下部泥層は主としてシルト又は砂質シルトよりなり、厚さは3-6m、下部の1-2mは礫を混じえた所がある。粘性土のN値は一般には5以下である。

上部砂層は主として細・中砂よりなり、時にシルトや礫混じりになることがある。厚さは6-10m、N値は20-40と変化が多い。

河和地区 河和地区の沖積層の基底深度はボーリング資料（第47図a、B-7～9、16）から、深い所で-20m内外であり、下部から砂礫層、下部泥層、上部砂層に分けられる。下部の砂礫層は、厚さ0.5-2.5m内外、N値は50弱である。下部泥層はシルトを主とし、細砂や砂質シルトを挟在する。厚さは10m内外、N値は泥質の部分は5以下と低く、砂質の部分は10前後である。

上部砂層は、細・中砂を主とし、所により礫を混じえ、またシルト質砂を挟有する。厚さは7-8mであり、N値は普通10前後であるが、礫混じりの部分は20前後である。

布土地区 布土地区の沖積層は、ボーリング資料（第47図a、B-2、12）から基底深度-15～-16mで下部から砂礫又は砂層、下部泥層、上部砂層に区分される。下部の砂礫層は基底礫層で厚さ3m内外である。場所によっては本砂礫層を欠如し、厚さ6-7mの細砂・シルト混じり細砂が発達する。N値は礫部で40、砂質部で10前後である。下部泥層は砂質シルトを主とし、厚さ約5m、N値は5-10である。上部砂層は、細砂やシルト混じり細砂からなり、厚さ2-3m、N値は10以下である。

富貴地区 富貴地区の沖積層の基底深度は、-20m前後であり、下部から砂礫層、下部泥層、上部砂層、最上部砂・泥層に分けられる。

下部の砂礫層は厚さ4m以上、N値は50+である。下部泥層は、砂質シルトを主とし厚さ約5m、N値は5以下である。上部砂層は、砂を主体に砂礫やシルト層を挟在し、厚さは約6m、N値は砂質部で15-30、含礫部で45、シルトは5内外である。

海岸沿いの地質断面図は、愛知県防災会議地震部会（1982）発行の資料に基づき、第44図に示した¹⁸⁾。

VI. 6. 2 衣浦地区の沖積層 (a)

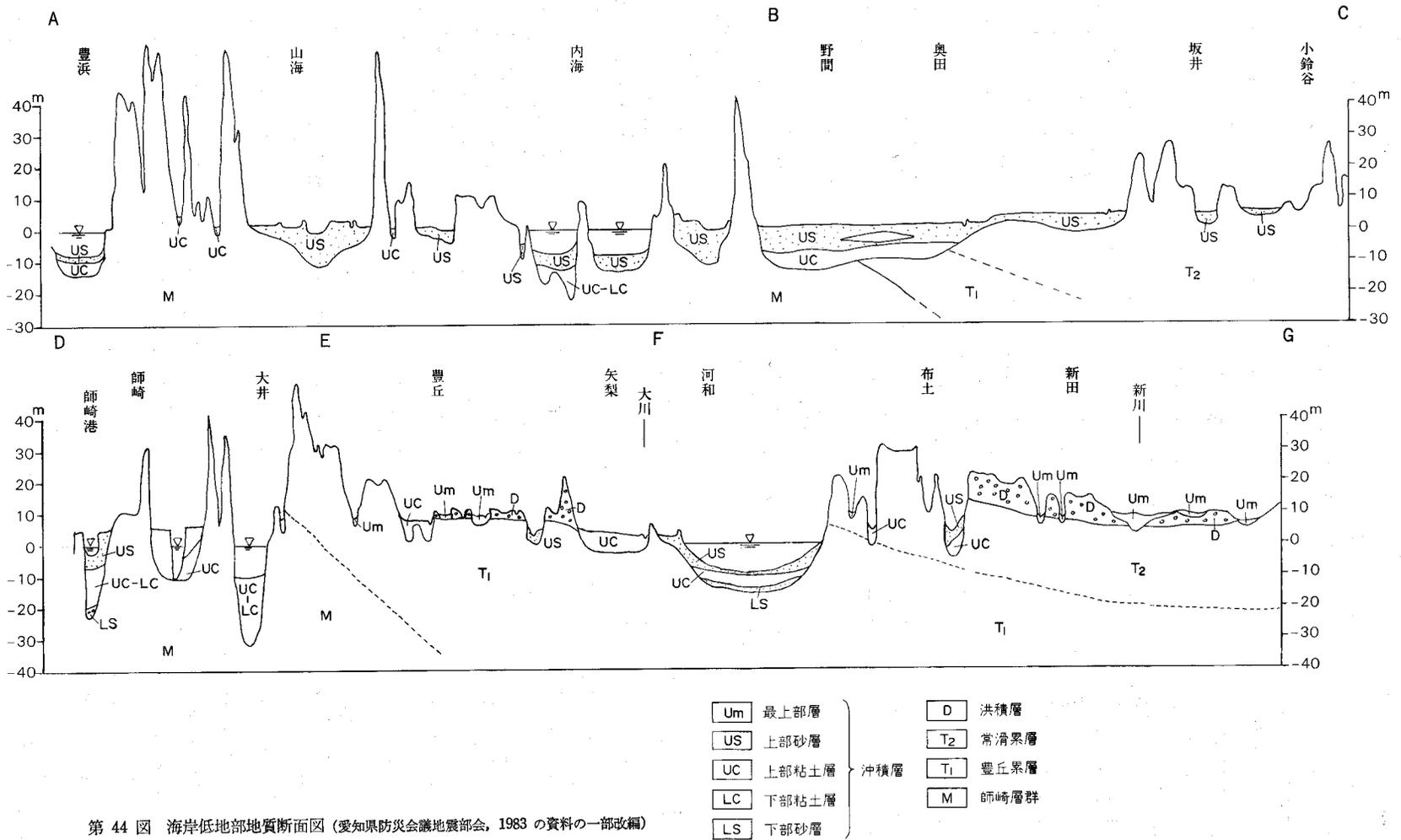
松沢・嘉藤（1965）によれば衣浦地区^{きゅうら}の沖積層は、下位より下部砂層・中部泥層・上部砂層に分けられる。地盤地質区分と地質学的区分との関係は、第9表に示すとおりである。

本図幅地域の衣浦港周辺の代表的な地下断面図を第45図に示した¹⁹⁾。沖積基底面はかなり大きく凹凸を呈しており、沖積深度は衣浦港中央部で最も深く-30m、西尾市南奥田の干拓地付近で-20mであるが、碧南干拓地周辺では約-20mと浅くなっている。

沖積層の厚い所は、埋没浸食谷で、中部泥層(Uc)が厚く堆積し、下部砂層はごく一部にしか分布しない。西尾の干拓地では、中部泥層の上部に上部砂層(Us,Um)が発達している。中部泥層の厚さは10-20m、上部砂層は約10mである。

中部泥層はシルト又は粘土からなり、N値は0-2である。上部砂層は砂を主としシルト混じりになることもあり、N値は10以下である。

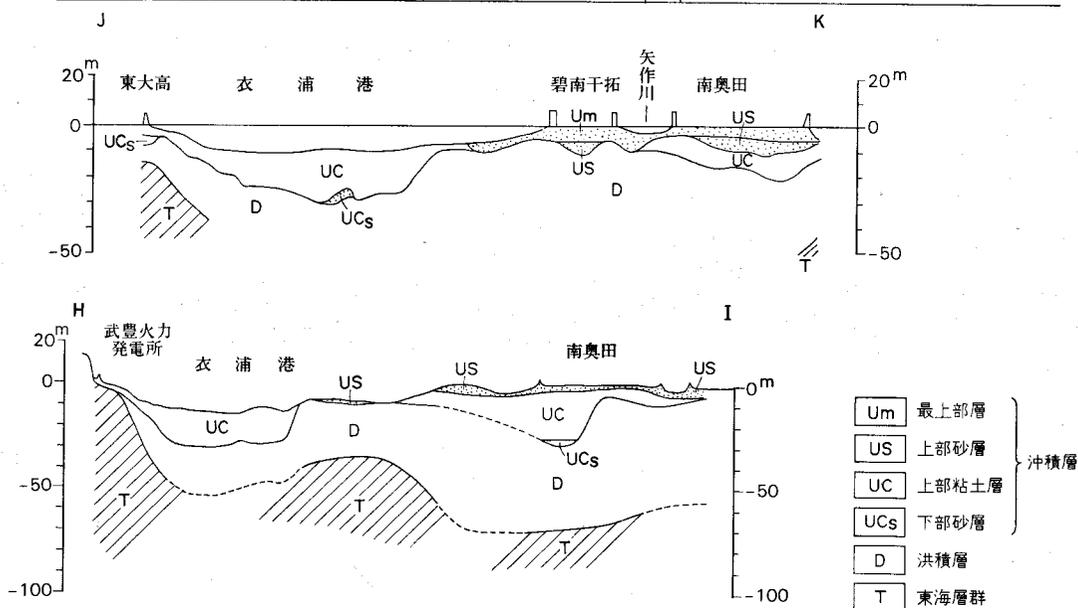
18), 19) 地質断面位置図は第46図に示す。



第 44 図 海岸低地部地質断面図 (愛知県防災会議地震部会, 1983 の資料の一部改編)

第 9 表 衣浦地区の地盤地質区分と地質学的区分の関係 (松澤ほか, 1965)

時代区分		地盤地質区分	地質学的区分		
			低地部地下	台地・丘陵部	
新 生 代	第四紀	完新世 (沖積世)	最上部砂層 Um 上部粘土層 US (上部粘土基底砂層 UCs)	上部砂層 沖積層 中部泥層 沖積層 下部砂層 沖積層	
		最新世 (更新世・洪積世)	最新期	下部砂礫層 LS (下部粘土基底砂層 LCs)	D ₄ 層 低位段丘層
			新期	下部砂礫層 LS 下部粘土基底砂層 LCs	碧海層 (D ₃ 層) 中位段丘層 (碧海層)
			中~古期	洪積土層 Ds 下部土層 Lm	
	第三紀	鮮新世	第三紀層 T	下部更新統 高位段丘層 II 亀崎層 I 武豊層	
中~古生代		古期岩類層 O	鮮新統 (矢田川累層) 中新統 領家帯花崗岩類 領家帯変成岩層		

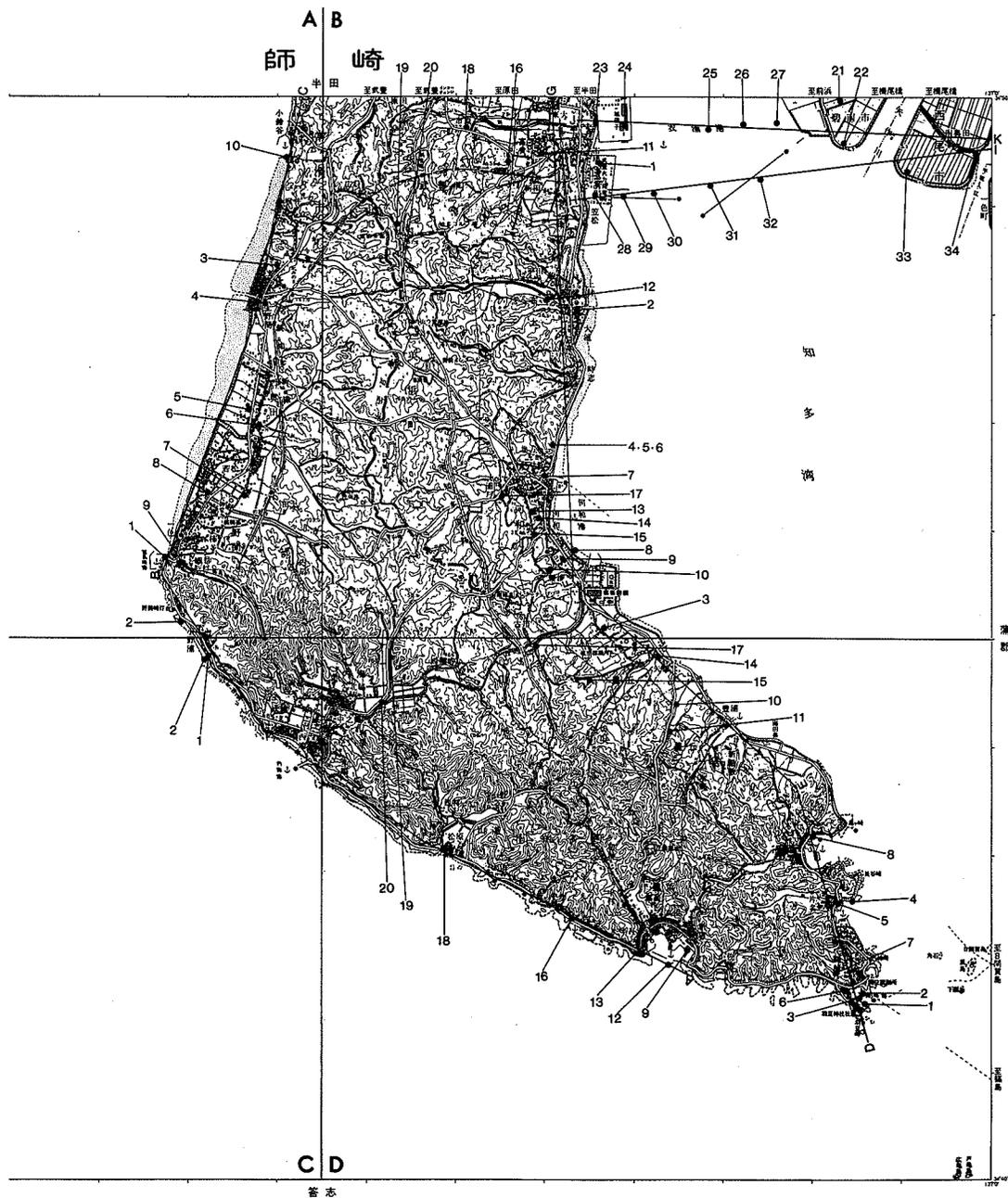


第 45 図 衣浦地区沖積層地質断面図 (松澤ほか, 1961 を一部簡略化して作成)

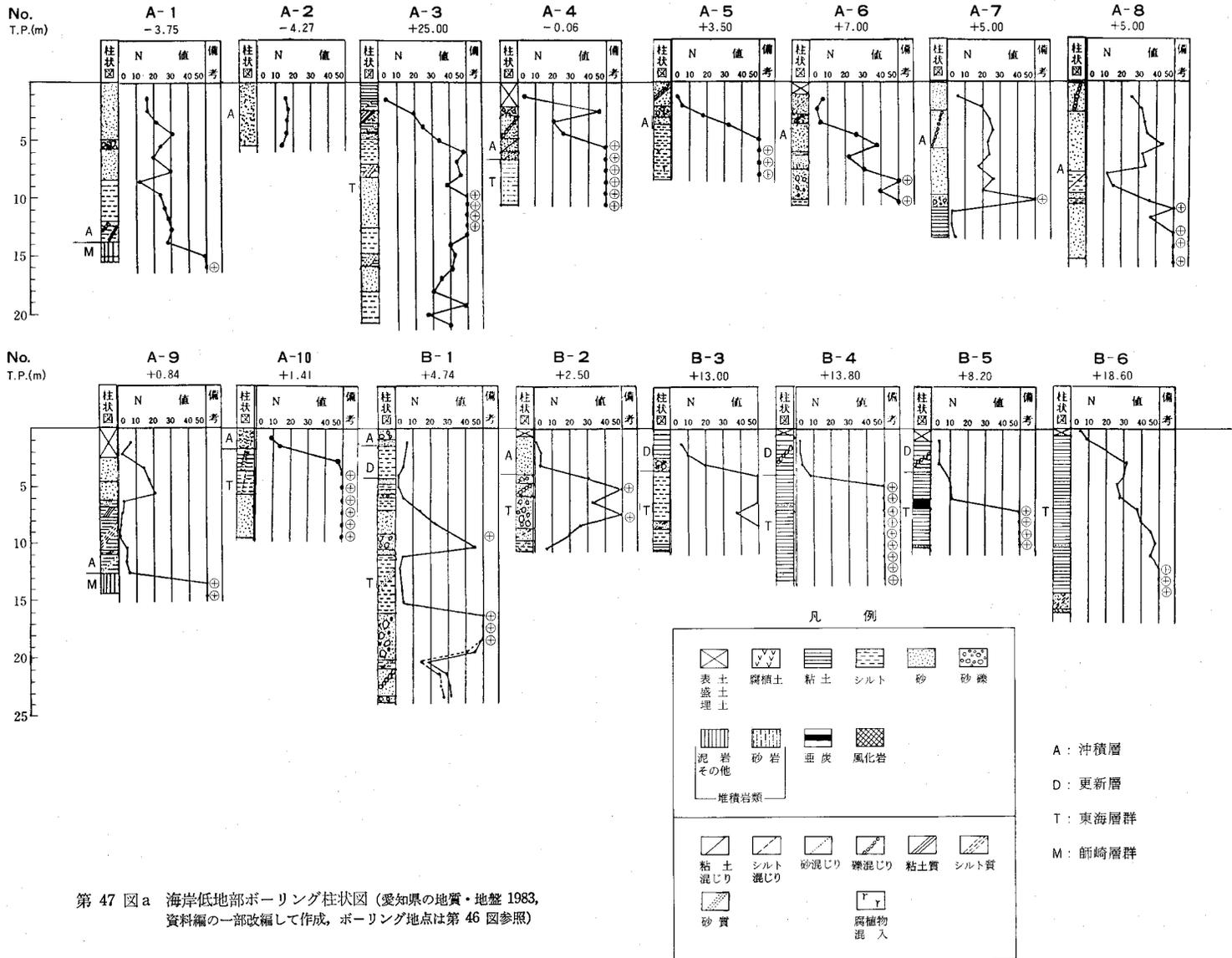
VI. 6.3 砂州・砂堆堆積物 (b)

本堆積物のうち、最も広い範囲に分布するのは、野間から上野間にかけての海岸平野にあるものである。内陸側へ約 1km の幅で発達し、海拔高度 4-6m 内外の平坦地を形成する。沖積面との比高は約 1-2m の高まりで、堆積物の多くは灰白色細粒砂からなる。

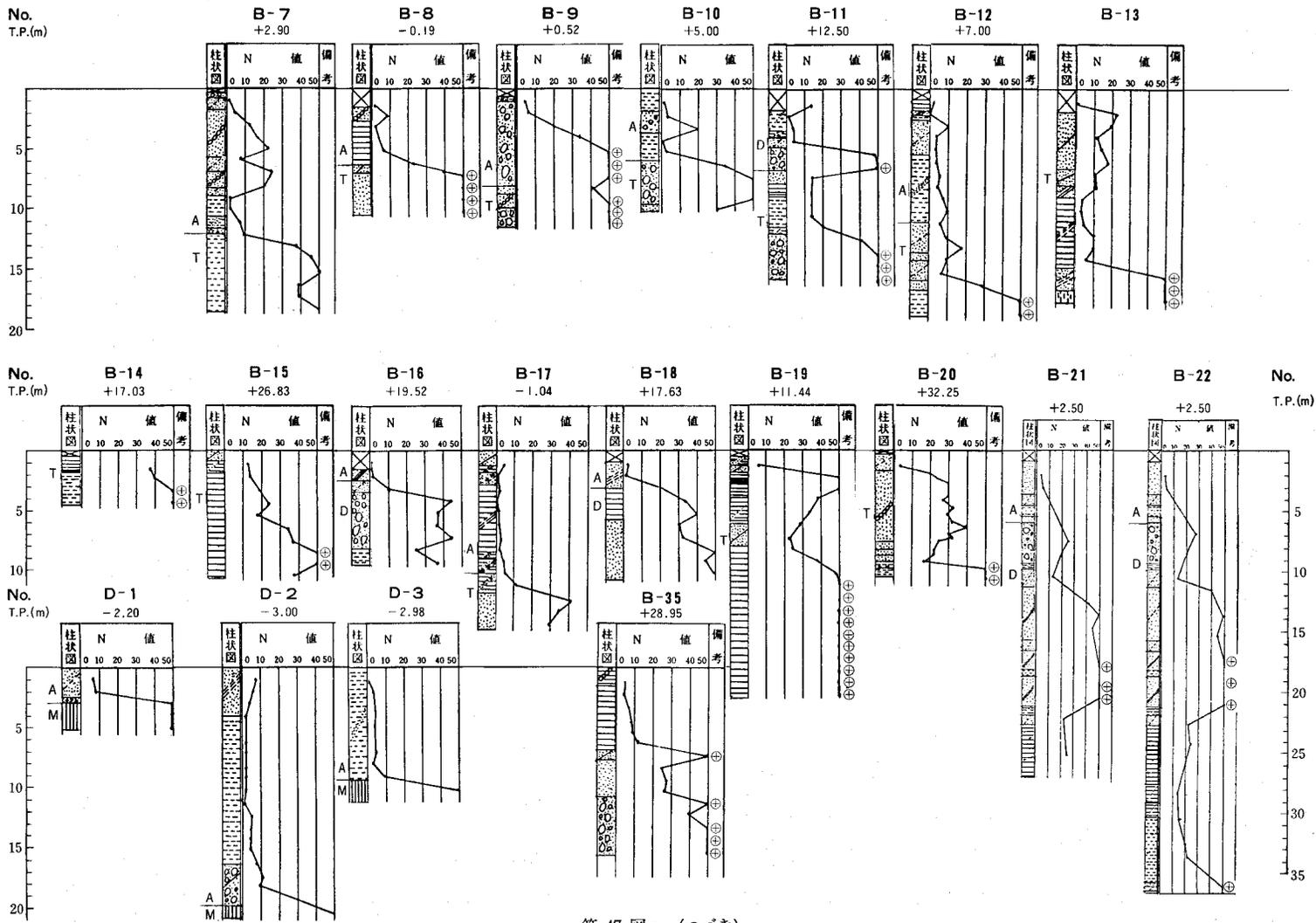
本図幅地域南部の海岸沿いの小野浦・内海・松原等に分布するものは、砂丘又は浜堤堆積物で、おお



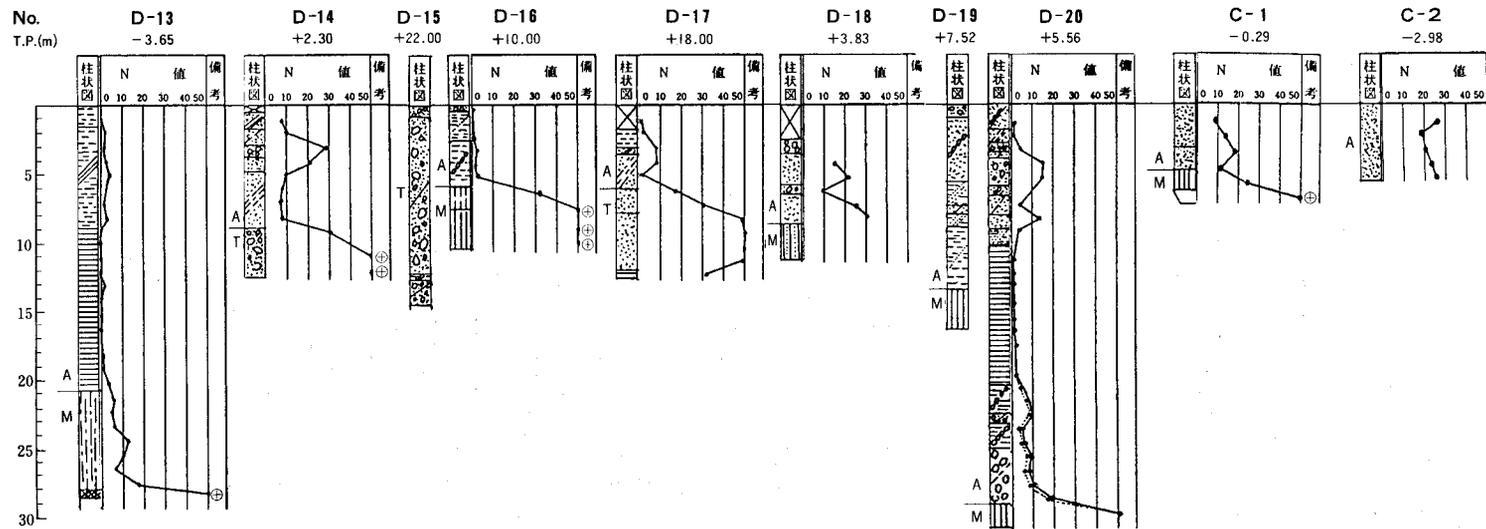
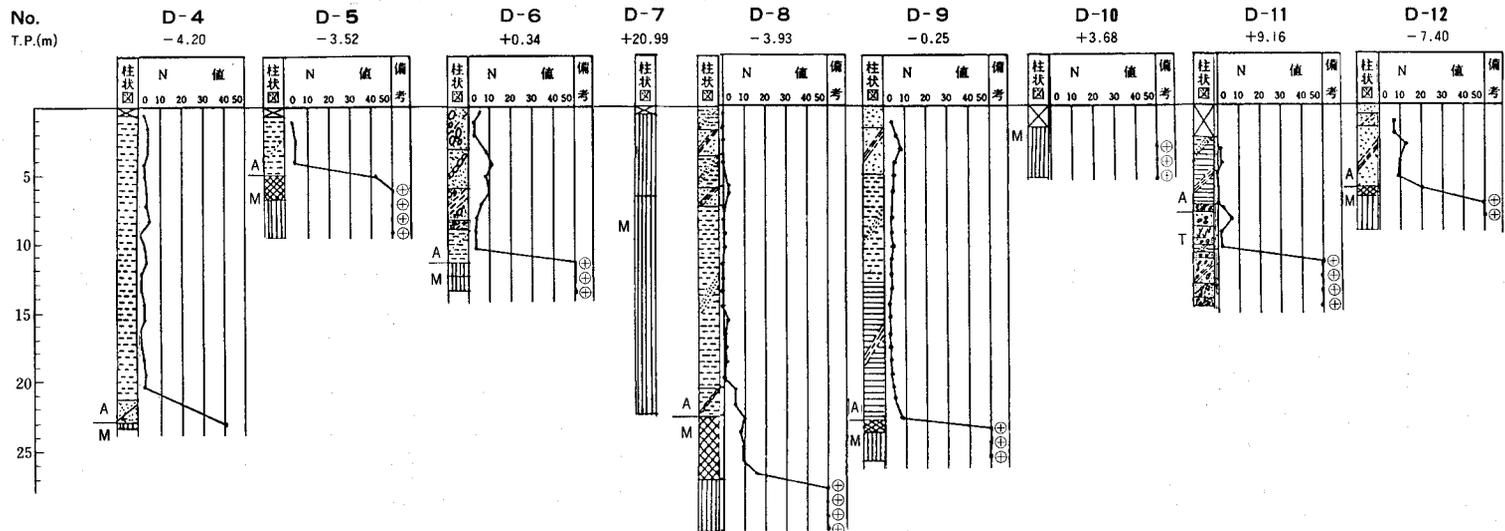
第 46 図 ボーリング地点・地質断面位置図 (第 44, 45 及び 47 図 a, b に対応) A・B・C・D は地区区分を示す。
 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「師崎」を使用



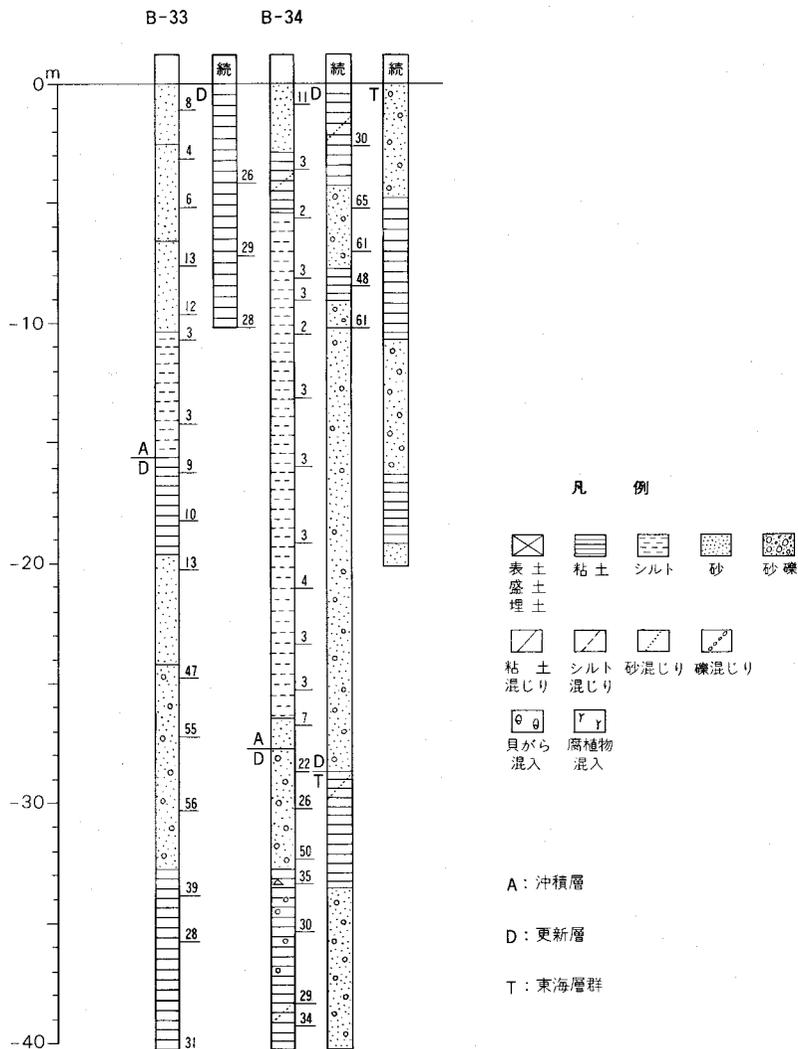
第 47 図 a 海岸低地部ボーリング柱状図 (愛知県の地質・地盤 1983, 資料編の一部改編して作成, ボーリング地点は第 46 図参照)



第 47 図 a (つづき)



第 47 図 a (つづき)



第 47 図 b 衣浦地区ボーリング柱状図 (都市地盤報告書 No. 9, 1969, ボーリング柱状図集を一部改編。ボーリング地点は第 46 図参照) 柱状図右側の数字は N 値

むね淘汰のよい灰白色中 - 粗粒砂層からなる。

VII. 干拓地及び埋立地 (r)

武豊町南部の衣浦港に面した沿海部は埋立地が大規模に造成され、火力発電所等が建設されている。矢作川河口の碧南市及び西尾市に属する低地は、碧南市側が 1951-1960 年に干拓により造成された土地であり、また西尾市側は、南奥田以北が 1851-1900 年に、以南が 1901-1950 年の干拓により造成された (愛知県企画部, 1977)。

VIII. 応用地質

VIII. 1 珪砂

本図幅地域には、知多珪砂と呼ばれる鑄物用珪砂を産出する。知多珪砂には、野間砂と内海砂とがある。

野間砂 野間上部砂層を構成している砂は、若干の粘土分を含有し、鑄物砂として優れているので、野間台地の各所で採掘され、野間砂の名で用いられている。

採掘は、昭和5年にひさご(株)、昭和8年11月に現在の東海鑄材(株)によって始められたのが最初である。昭和42-46年頃が最盛期で、6-9 鈹山により採掘が行われ、山砂としては、我が国最大の産地であった。昨今では、合成砂の需要が増加し、野間砂の需要は激減の傾向にある。

野間砂は、野間上部砂層中にあり、厚さは普通5m前後あり、採掘は露天採掘により砂層上部の粗粒砂、あるいは礫の部分を除いて行われている。現在、地質図に示す上野間-奥田地区(鶉ノ池西部)、中山-足廻間地区(坪山池北部)、狸山地区(内扇東部)で採掘されている(第48図)。

長沢(1965, 1966)によれば、野間砂はよく淘汰された細粒の砂よりなり、均一で葉理を示さない。砂分(0.02-2mm)、構成鉱物は石英(43-48%)、カリ長石(8-18%)、チャート(7-10%)、頁岩・砂岩(8-19%)、花崗岩・変成岩(11-18%)、火山岩(4-7%)を主としている。野間砂中の粘土分は、ハロイサイトを主とし、少量のイライト・モンモリロナイトを伴っている。野間砂の化学組成、粒度分布は第10表に示すとおりである。

野間砂は、 SiO_2 が比較的多く、鉄分が少なく、また粒度、粒形も適当で鑄物砂としての品質がすぐ



第48図 野間砂採掘場(奥田東部)

第10表 野間砂の粒度分布・化学成分

粒度分布											
種類 \ メッシュ	28	35	48	65	100	150	200	270	P	粘土分	粒度指数
奥田砂一号	0.2	0.2	0.4	0.4	6.8	47.2	9.0	2.8	8.0	25.0	126.2
奥田砂二号		0.2	0.2	0.6	39.2	40.0	4.2	0.8	2.4	12.4	94.2
奥田砂三号	0.6	0.6	1.4	12.4	41.6	24.6	3.6	1.0	2.8	8.4	125.5
狸山砂一号	0.6	5.8	28.8	41.6	11.6	4.0	1.0	0.6	1.6	4.4	64.9
狸山砂二号	0.2	0.2	2.4	29.6	46.4	12.2	1.6	0.4	1.8	5.2	83.5

化学成分						
種類 \ 化学成分	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	lg. loss
奥田砂一号	77.60	12.80	2.20	0.25	0.23	6.27
奥田砂二号	78.60	13.90	2.70	0.29	0.23	3.71
奥田砂三号	79.40	13.00	2.40	0.25	0.23	3.70
狸山砂一号	86.70	7.10	2.71	0.09	0.11	2.42
狸山砂二号	86.30	5.70	3.21	0.11	0.15	3.20

れ、特に耐熱性の良いのを特徴としている。

生産量は、最盛期の昭和43-46年頃には8-15万t/年であったが、その後漸減して、昭和47-50年頃には4-6万t/年、昭和51-54年頃には1-4万t/年となっている。

鉱業権者は、上野間、都築、ひさご、野間砂、前田、東海鑄材のほか6社がある。

内海砂 小野浦から内海にかけての南部海岸に分布する砂州・砂堆積物や海底砂は、内海砂と呼ばれ、鑄物用としてかつて採掘されたが、現在は全く行われていない。

VIII. 2 せつ器粘土

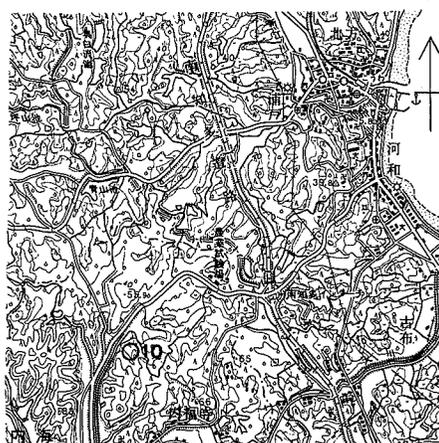
常滑焼の原料として使用される低耐火度の粘土は、常滑頁岩粘土・富貴土・河和田土などがあり、これらは鋳業法の適用鋳物に入らないものである。常滑焼の原土として、頁岩粘土が一般に使用されるようになったのは、大正12年頃からで、それまでの古い時代(平安時代末-)には窯の付近の丘陵地の粘土や、田畑の下の粘土を採取して用いた。

本図幅地域内で現在採掘している場所は、武豊町富貴、常滑市小鈴谷・坂井付近及び内海町内福寺付近である(第49図)。

富貴土 富貴付近では、約60年位前から富貴土として採掘され、数箇所の採掘跡地がある(第51図)。

この付近の地質は、更新統武豊層からなり、鋳床は武豊層の中部シルト層を対象として、小規模に採掘が行われている。上部の厚さ1m内外の赤褐色粘土と、下部の厚さ2.5m以上の淡青色粘土からなり、それぞれ赤粘土、青粘土と呼ばれる(第50図)。

赤粘土は、可塑性に富み、鑄込用原料となり、また焼成呈色は良好な朱泥色を呈し、朱泥製品の原料となる。



第 49 図 せつ器粘土採掘場分布図

1: 富貴土, 2・3: 富貴土採掘跡, 4: 小鈴谷頁岩粘土, 5: 坂井頁岩粘土, 6: 坂井白山頁岩粘土, 7・8: 上野間土採掘跡, 9: 河和田土採掘跡, 10: 内海粘土. 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「師崎」を使用

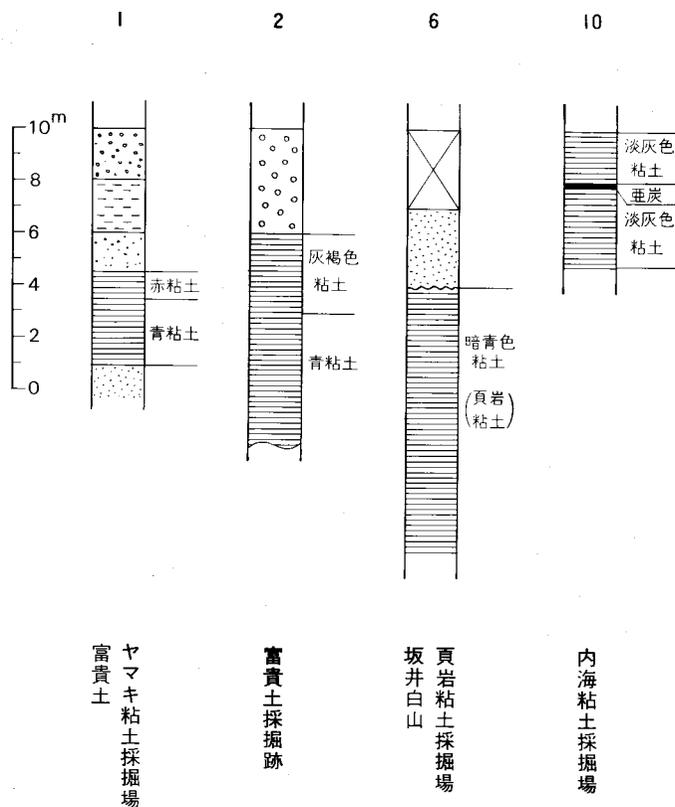
青粘土は、赤粘土に比べ可塑性はやや劣るが、乾燥収縮が小さいので、クリンカータイルなどのせつ器質建材製品の主原料になる。また頁岩粘土に加えて、園芸鉢の原料にも使用される。

採掘業者 ヤマキ粘土採掘所(有)

生産量 2,000t/月

常滑頁岩粘土 頁岩粘土は、常滑市一帯に分布する常滑累層を構成するシルト・粘土層から採掘され、陶管・植木鉢・タイル・粘土瓦などの原料に使用されている。本図幅地域における主な採掘場を第 49 図に示すが、本図幅地域北西部の常滑市小鈴谷・坂井周辺のほか、内海町内福寺地内にある²⁰⁾内海粘土は、豊丘累層の下部に挟在する一部の粘土を対象としている。

20) 第 49 図の 4, 5 地点の地質柱状図は、第 26 図 b の 25 及び第 26 図 c の ③に示す。



第 50 図 せつ器粘土採掘場柱状図 番号は第49図の採掘場の番号に同じ。



第 51 図 富貴土採掘場 (新田西部)

昭和47年度に実施された試錐調査の結果、埋蔵量は優良粘土1,091,400t、良質粘土11,593,240tが推定されている(愛知県, 1974)。

河和田土 田土は、丘陵地を構成する常滑累層の碎屑物が谷底に堆積して形成された沖積粘土である。採掘は田甫の下部に分布する青緑灰色の可塑性のある泥土を対象とし、主に朱泥焼の原料として利用される。

本図幅地域内においては、美浜町布土の布土川沿いの沖積低地で採掘され、1978年には約1,200tが稼行されているが、現在は休業している。河和浦戸の南方約500mの沖積地では、約95年位前より採掘され、1965年頃には生産量1,200-1,300t/年であったが、現在は採掘されていない。また、坂井・上野間の間の稲早川沿いの沖積地においても、約65年前より上野間土(こし土)と呼ばれる田土を採掘し、1965年頃の生産量は、2,000t/年であったが、現在採掘は行われていない。

主な採掘場における粘土の化学組成を第11表に示す。

VIII. 3 亜 炭

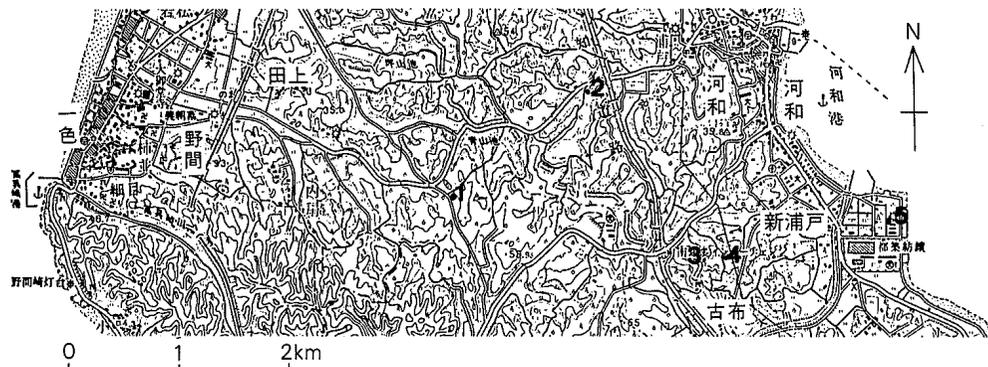
亜炭層の厚さ10cm以下の薄層は、常滑累層中の各層準に見られるが、本図幅地域においては、上野間・小鈴谷及び布土付近に比較的厚層の部分が分布し、大正末期-昭和36年頃に採掘されたことがあ

第11表 せり器粘土の化学分析と耐火度

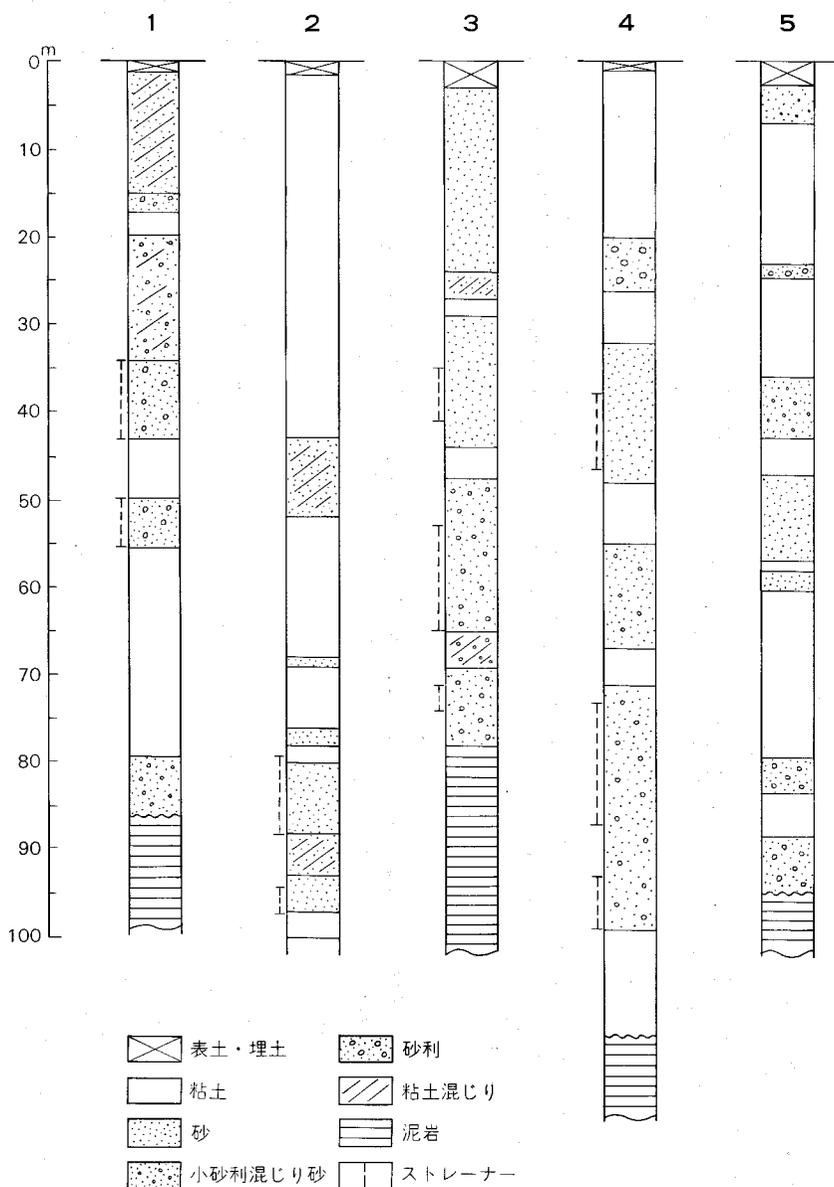
(%)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Ig.loss	H ₂ O(-)	耐火度
坂井白山青頁岩粘土 (常滑累層)	64.3	0.78	18.0	5.12	0.02	0.47	0.95	0.66	2.14	7.13	4.59	SK 18
坂井白山黒頁岩粘土 (常滑累層)	65.4	0.79	18.4	3.69	0.02	0.46	1.07	1.08	2.82	7.15	4.49	SK 16
坂井頁岩粘土 (常滑累層)	68.3	0.64	16.1	4.02		0.86	0.90	1.68	2.61	5.16	3.78	SK 11
小鈴谷頁岩粘土 (常滑累層)	65.3	0.70	18.5	4.04	0.01	0.40	0.94	1.21	2.53	6.25	5.68	SK 14
小鈴谷バラ土 (常滑累層)	62.4	0.72	18.8	6.16	0.02	0.36	0.71	0.95	2.37	7.10	6.60	SK 16
富貴青粘土 (武豊層)	66.8	0.80	16.6	3.79		0.67	1.42	1.71	2.86	5.09	3.01	SK 11
富貴赤粘土 (武豊層)	67.2	0.81	15.9	5.39		0.15	0.51	0.77	2.79	5.83	4.14	SK 11
河和田土 (沖積層)	74.3	0.60	14.4	2.69		0.51	0.64	1.25	2.12	4.27	2.92	SK 11
内海赤粘土 (豊丘累層)	63.3	0.86	17.2	7.45	0.09	0.14	0.95	0.78	2.57	6.77	3.97	SK 17
内海黄粘土 (豊丘累層)	47.2	1.73	28.6	7.04	0.01	0.13	0.45	0.12	0.49	13.9	4.11	SK 33

愛知県常滑窯業技術センター(1978)



第 52 図 水井戸位置図 番号は第53図に対応
国土地理院発行5万分の1地形図「師崎」を使用



第 53 図 水井戸地質柱状図

1: 野間畜産団地, 2: 薬山高専, 3・4・5: 化学工場. 位置は第 52 図参照

る。

共栄炭鉱 上野間小学校の南の沖積地において、西方に向かい斜坑を降して採掘した(昭和30年頃)。炭層は、地表下10.8m, 28.8m, 39.5mの位置に3層あり、上層(炭丈0.35-0.64m)、中層(0.6m)、下層(0.6m)、主として下層が稼行された。本炭層の層準は明瞭でないが、おおむね知多ピンク火山灰層の下部約30mと推定される。

小鈴谷炭鉱(細谷炭鉱) 小鈴谷東部約1.5km、県道武豊・小鈴谷線から南へ約250mの池の付近にあった。大正末期より採掘され、昭和27-34年頃には細谷炭鉱と称した。坑口は谷の東側にあり、東南方へ降りる斜坑で採掘された。炭層は上・中・下の3層あり、地表より上層まで12m、中層24.5m、下層31.7mの深度に位置し、主に中層(炭丈0.45m)が稼行された。炭層は傾斜3-5°SE、炭質は硬木質、発熱量4,000-5,000kcal)である。下層の層準は、大谷火山灰層の上位約5-6mと推定される。

河和炭鉱 名古屋鉄道河和口駅の西方約800m付近、布土の集落から西南へ入る谷の西側に位置した。昭和25-36年頃稼行された。炭層は丘陵の低地に露出し、炭丈約45cm、炭層の走向はN75°W-EW、傾斜2-3°NEで、坑道掘により採掘された。炭質は木質、発熱量は4,000-5,000kcalである。炭層の層準は、小鈴谷・坂井両火山灰層の中間に挟在すると推定される。

VIII. 4 地 下 水

本図幅地域南部の師崎層群の分布地域は、不透水性の地層からなるため地下水が少なく、飲料水・灌漑用水の確保も難しく、主として愛知用水に依存している。

これより北部の東海層群分布地域は、帯水層を挟有するが、灌漑用水は主に愛知用水と溜池に依存し、水源井の記録としては、工業用、畜産用の井戸が美浜町地内に点在するにすぎない(第52図)。したがって、これらの記録から地域全体の地下水を判断することは困難であるが、美浜町河和付近、野間付近の地下水の状況は次のとおりである。

河和南部の古布付近では、主要帯水層は豊丘累層の砂礫層で、深度78-95mで不透水性の師崎層群の

第12表 水質検査表(No.4)

採水年月日	昭和51・10・29		
アンモニア性窒素	検出せず	マンガン	0.01 ppm
亜硝酸性窒素	検出せず	pH	6.0
硝酸性窒素	1 ppm以下	臭 気	異臭なし
塩 素 イ オ ン	17.7 ppm	味	異味なし
過マンガン酸 カリウム消費量	1 ppm以下	色 度	3度
一 般 細 菌 数	1cc中に86	濁 度	1度
大 腸 菌 群	50cc中に0	残留塩素	0 ppm
鉄	0.12 ppm		

(東海公害防止検査センター)

第13表 温泉分析表

温泉源泉名	坂井温泉2号泉	岩屋温泉	内海温泉	内海温泉
湧出地	常滑市坂井字西側1	南知多町大字山海, 岩屋	南知多町大字内海, 一色	南知多町大字内海, 中浜田
試験年月日	41.4.13	30.7.19	31.5.16	36.6.1
湧出量(l/min)	500			
気温(C°)		29.3	17.6	29.9
泉温(C°)	19.2	14.7	14.3	18.3
性状	湧出時無色透明	無色透明	僅微白濁, 僅微鹹味	微白濁鹹味無臭
pH	6.8	6.7	6.9	7.5
比重	1.005	0.9988	0.9992	1.0078
蒸発残留物(mg/kg)	9.333	632.8	1,001	9,724
K ⁺	14.86	1.353	72.40	597.6
Na ⁺	2,059	90.86	182.0	2,764
NH ₄ ⁺	10.30	0.637	0.144	
Ca ²⁺	699.7	37.02	76.88	334.4
Mg ²⁺	346.4	6.098	22.82	140.1
Fe ²⁺	37.84	14.18	0.04	0.595
Mn ²⁺	7.958	1.402		0.124
Al ³⁺	0.179			
Cl ⁻	5,342	23.57	330.8	5,719
F ⁻	0.920			
NO ₂ ⁻	0.098			
NO ₃ ⁻	2.201			
SO ₄ ²⁻	616.0	1.556	61.04	3,074
HPO ₃ ⁻		0.925	4.352	
HCO ₃ ⁻	31.68	378.8	293.3	154.4
H ₂ SiO ₃		57.27	22.14	33.67
CO ₂	115.6	102.8	33.63	7.374
H ₂ S				
総計	9,360.	716.5	1,110	9,754
泉質	含食塩炭酸鉄泉 (緊張等張性冷鉱泉)	重曹泉 (緩和低張性冷鉱泉)	弱食塩泉 (緩和低張性冷鉱泉)	含塩化土類食塩泉 (緩和等張性冷鉱泉)

(愛知県衛生研究所分析値)

泥岩に到達する。古布東方の海岸付近では、不透水性基盤は深度114mと深くなる。この付近の帯水層は3-4層あり、掘削時の揚水試験では、no.3井 約4,800m³/日、no.4井 3,000m³/日である(第53図)。

美浜町野間畜産団地(no.1井)では、深度86mで不透水性の師崎層群の泥岩に到達し、帯水層は3層あり、掘削時の揚水量は430m³/日である(第53図)。

no.4井の水質は第12表のとおりである。

VIII. 5 温泉

本図幅地域には、第13表に掲げた温泉(低温)がある。これらの温泉水には、愛知県衛生研究所の分析

結果によれば、表に示した成分が含まれている。泉質は、重曹泉（岩屋）、食塩泉（内海）、含食塩炭酸鉄泉（坂井）等である。坂井温泉は、古くから知られた鉱泉である。深さ約100mのさく井によって採水されており、母層は常滑累層で、知多ピンク火山灰層付近の砂層と推定される（第54図）。

VIII. 6 重力異常

本図幅地域を含む伊勢湾・知多湾沿岸地域の重力異常（ブーゲー異常）は、中条・須田（1971, 1972）によって詳しく研究されている（第55図）。

知多半島及び周辺海域地域のブーゲー異常図で、最も特徴的なのは次のとおりである。

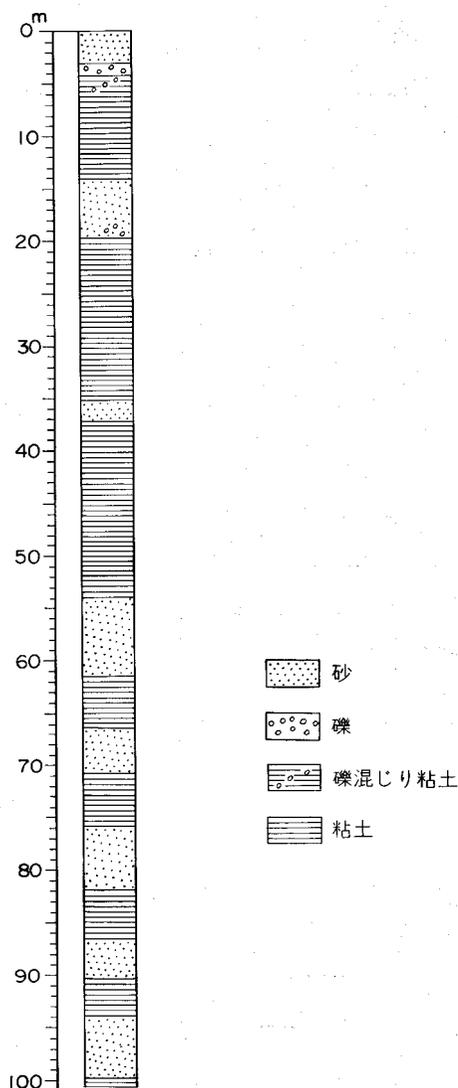
- (1) 知多半島の中央軸部に沿う南北方向の低重力異常域。
- (2) 知多半島南部海岸沿いの等重力線の密な分布。
- (3) 常滑南方海域の高重力異常域。

知多半島の南北方向に延びる低異常域は、谷状に続いており、全体として半島の方向と一致する。この低異常域は、主として前期中新世末 - 更新世に堆積した、少なくとも1,000m以上の堆積域にほぼ対応している。

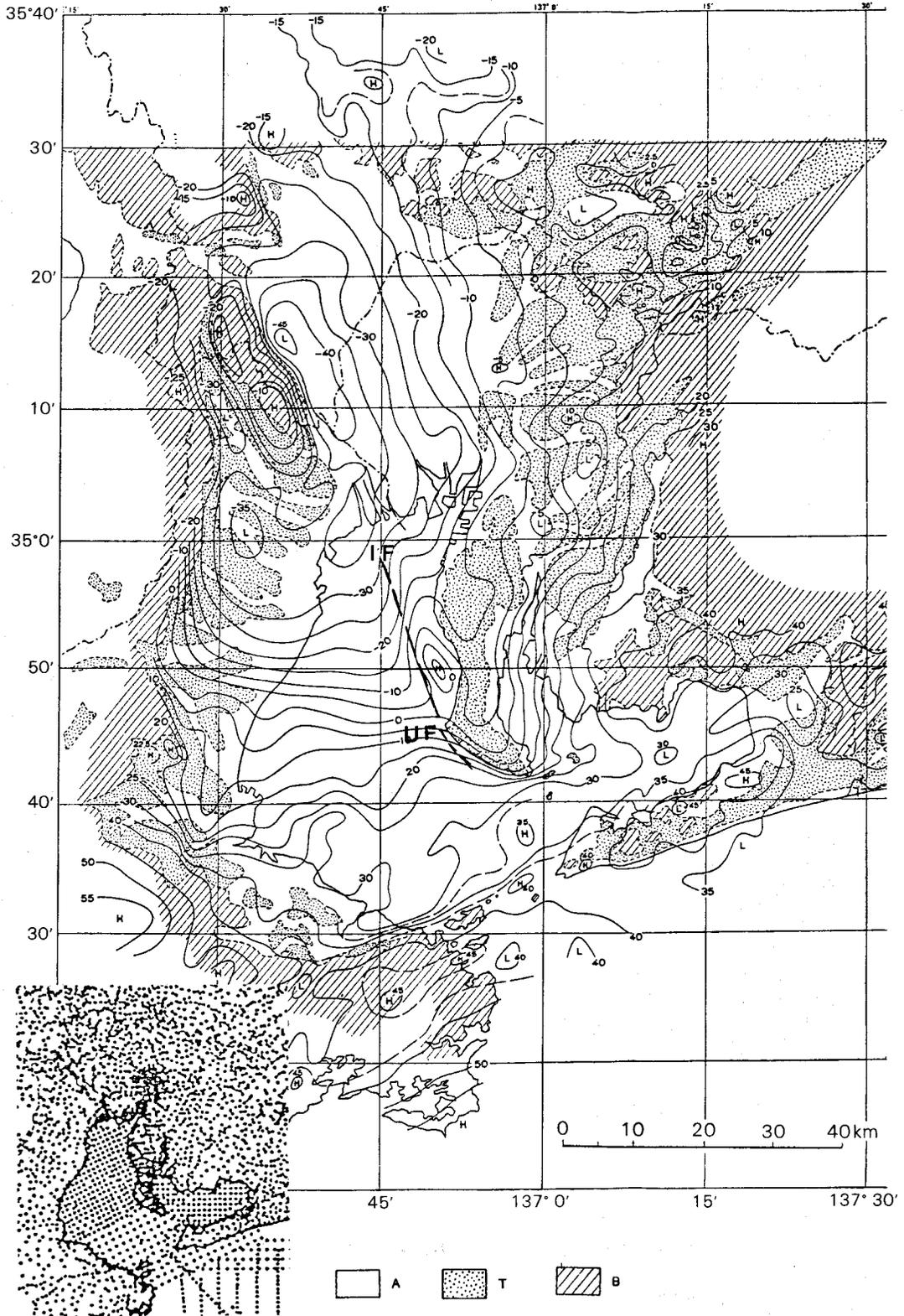
半島南部海岸付近（野間崎 - 師崎間）では、海岸線に沿って等重力線が北西 - 南東方向に密に走り、ほぼ北東落ちの大きな重力傾度を示している。このように大きな重力傾度は、音波探査によって野間崎 - 内海の沖合0.6kmの海底下に認められている内海断層の存在と調和している。内海断層は、ほぼ海岸に平行し、断層の南西側海底には鮮新 - 更新統、北東側には中新統の分布が推定されている。重力値は断層の北東側で低くなるが、これは基盤の形状を反映するものと考えられている。

半島先端部に近い豊浜 - 師崎間では、地質は師崎層群であり、南側の篠島付近に見られる花崗岩類を不整合に覆うのが一般であるが、この地域に関しては、重力傾度の大きいことから、北落ちの断層で接することが推定されている（中条・高国, 1970）。

常滑の南方約5kmの海域、本図幅地域小鈴谷の



第54図 坂井温泉さく井地質柱状図（愛知県防災会議地震部会, 1983）



測点図 (名古屋大学資料)

第 55 図 プーゲ異常及び地質概要図 (中条ほか, 1977)
 等重力線は 5mgal 間隔。A: 沖積層, T: 中新統-更新統, B: 先中新統の基盤岩類, IF: 伊勢湾断層, UF: 内海断層

沖合にある高異常は、異常の軸が北北西 - 南南東で、伊勢湾断層の方向とよく平行している。この高重力異常は、音波探査資料からここにある背斜構造に起因するもので、これを常滑背斜と呼んでいる。この高異常の東側は、重力傾度が緩く、西側は急傾斜で $6.7\text{mgal}/\text{km}$ あり、伊勢湾断層のある所である。

等重力線の最も変化の激しい所を断層と考えれば、伊勢湾断層の位置は、長良川の河口から野間崎を結ぶ直線になり、北から西へ約 21° 偏っている。北部の養老断層と比べて方位も近い値だし、位置もよくつながる。ただし伊勢湾断層は西落ちであり、養老断層は東落ちの蝶番断層となっている。(以上、中条・須田, 1971・1972 による)。

第 14 表 a 地震被害表 (飯田, 1985 より編集)

西暦年月日 和暦年月日 地震名	東経(度) 北緯(度) 震央地名	地震規模 M 深さ	県内最大震度 津波規模	地震被害
1586.1.18 天正13.11.29 天正地震	136.8 35.0 伊勢湾	8.2	Ⅵ - Ⅶ 2	伊勢湾周辺、琵琶湖東岸・京都・大阪・福井・富山被害多し。 死者約 9,000 人、倒壊民家約 14,000 軒、 伊勢湾沿岸に津波襲来。島多く沈没。
1666.5.31 寛文6.4.28	知多半島	6.4	Ⅴ - Ⅵ 2	知多半島に津波襲来、半田町・篠島・日間賀島などに海岸津波あり。 高さ 2 ~ 3 m ?、風津波か局地地震か不明。
1707.10.28 宝永4.10.4 12~13時頃	137.8 34.1 東海道 五畿七道	8.4	Ⅶ 4	知多半島西部震度 5 ~ 6、津波襲来。
1854.12.23 嘉永7(安政1) 11.4 安政東海地震	137.9 34.0 東海道	8.4	Ⅵ 3	知多郡横須賀から内海での被害大。 知多半島西岸では津波による被害大。 河和町・野間町の推定震度 5 ~ 6、家屋倒壊有。 内海町の推定震度 6、家屋倒壊 20、半壊 40、津波 1.2 ~ 1.5 m。 常滑町は津波で約 50% の家屋に被害あり、波高 3 ~ 4 m。 野間町津波 2 ~ 3 m。
1891.10.28 明治24年 濃尾地震	136.6 35.9 美濃・尾張	8.4	Ⅶ	日間賀島では、震動後井戸は泥を噴出して濁り、北方井戸の水量は 10 分の 3 を減じ、南方井戸は 10 分の 5 を増水した。海岸堤崩壊延長約 54 m。
1944.12.7 昭和19年 東南海地震	137.1 34.0 東海沖	8.0 0-30km	Ⅵ 3	師崎では 20 cm の沈降がみられた。津波の最大振幅 50 cm。 内海では土砂の噴出があった。川口で津波の高さ 70 cm、被害なし。 武豊では沈下あり、津波の高さ数 10 cm 位。 家屋・人の被害は第 14 表 b に示す。
1945.1.11 昭和20年 3時38分頃 三河地震	137.2 34.7 三河	7.1 0-10km	Ⅶ - 1	三河湾内に地震に伴い小規模な津波発生。 津波の最大全振幅は、師崎で約 40 cm、武豊で約 10 cm。 家屋・人の被害は第 14 表 b に示す。

注) 町名は旧町名である。

第14表b 東南海・三河地震被害表(飯田, 1985より編集)

	町村名	震度	総戸数	死者	負傷者	住 家				非住家 (工場・学校含む)	
						全壊数	半壊数	全壊率	被害率	全壊数	半壊数
東南海地震	武豊町	Ⅵ	1,846		13	100	300	5.4	13.5	135	197
	河和町	Ⅵ	1,422	3	6	73	73	5.1	7.7	84	97
	師崎町	V~Ⅶ	1,173	1		10	52	0.9	3.1	24	33
	豊浜町	Ⅵ	1,360			22	51	1.6	3.5	12	
	内海町	V~Ⅵ	1,218			10	41	0.8	2.5	42	27
	野間村	V~Ⅵ	1,011			6	25	0.6	1.8	52	92
	小鈴谷村	Ⅵ	991			41	120	4.1	10.2	128	124
	富貴村	Ⅵ~Ⅶ	578	1	3	123	115	21.3	31.3	33	31
	日間賀島村		386				1	0	0.1		
三河地震	武豊町	V~Ⅵ	1,746				20		0.58	2	3
	河和町	V~Ⅵ	1,221		1	9	83	0.74	4.14	4	3
	師崎町	V~Ⅵ	1,163			3	16	0.26	0.95		
	豊浜町	V~Ⅵ	1,338			2	26	0.15	1.12		
	内海町	V~Ⅵ	1,208			1	4	0.08	0.17		
	野間町	V	997			1					
	小鈴谷町	V~Ⅵ	950			3		0.32	0.32		
	富貴村	V~Ⅵ	450			2	3	0.44	0.78		

注) 町村名は旧名を示す。

VIII. 7 地震災害

本図幅地域を含む知多半島地域は、過去に発生した地震の際に、比較的災害の少なかったところであるが、家屋の倒壊、液状化現象、津波等の被害が発生している。

本図幅地域内の地震災害について、飯田(1985a,b)の資料を参考に第14表a, bにまとめて表示した。

震度は各地の震害をもとに、震度の定義に従い求めた数値である。全壊家屋が30%以上のところは震度7, 30%以下のところは震度6, 全壊がほとんどないが被害がでたのを震度5-6, 煙突や石垣などの破壊したところを震度5としてある。

文 献

愛知県防災会議地震部会(1983) 愛知県の地質・地盤(資料編 その1, 尾張部. その2, 三河部).
愛知県企画部(1977) 愛知県土地分類基本調査「半田」(5万分の1表層地質図).

AKIBA, F.(1984) Middle Miocene to Quaternary Diatom Biostratigraphy of Leg 87 in the Nankai Trough and Japan Trench, Deep Sea Drilling Project, and modified Lower Miocene trough Quaternary Diatom Zones for Middle to High Latitudes of the North Pacific.

- Res. Rep. Centr. Tech. Lab. Japan Petroleum Exploration*, no. 1, p. 1-44.
- 浅井治平 (1924) 知多半島の地形. 地理教育, vol. 3, no. 3, p. 128.
- BLOW, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1 st, Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva, p. 199-422.
- 中条純輔・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察. 地調月報, vol. 22, p. 415-435.
- (1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察. 地調月報, vol. 23, p. 1-22.
- ・———・西村清和 (1977) 濃尾平野・伊勢湾の重力異常の編纂. 地調月報, vol. 28, p. 653-678.
- ・高田康秀 (1970) 音波探査による知多湾の研究. 地調月報, vol. 21, p. 187-218.
- 土井健太郎 (1983) 師崎層群内海累層の層序と年代について. *NOM*, no. 10, p. 14-21.
- 原 学 (1986) 伊勢湾周辺地域中新統の珪藻化石. 愛知教育大学専攻科論文 (手記).
- HAYASAKA, S. and IWAI, T. (1960) Remarks on a Pleistocene Marine Fauna from Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 358-360.
- 林 唯一 (1955) テイクソトロピーに関する地質現象. 地球科学, no. 24, p. 37-42.
- (1957) 知多半島の中新統中の砂岩岩脈. 愛知学芸大学研究報告, 第 6 輯 (自然科学), p. 69-76.
- HAYASHI, T. (1960) Miocene plastic deformation, a sedimentary structure observed along the northeast coast of Himakashima, Chita-Gun, Aichi prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geology and Geography*. vol. 31, p. 1-8.
- 林 唯一 (1971) 愛知県佐久島の中新統中の Quake Sheet. 愛知教育大学研究報告, 第 20 輯 (自然科学), P. 193-201.
- HAYASHI, T. and IWAI, T. (1959) A sedimentary Structure in the Kumura Formation (Miocene), Chits Peninsula, Aichi Prefecture. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 30, p. 195-200.
- 林 唯一・糸 浩一・杉江邦一 (1955) 愛知県知多半島の中新統について (演旨). 地質雑, vol. 61, p. 360.
- IBARAKI, M., TSUCHI, R. and IDOTA, K. (1984) Early Miocene planktonic foraminifera from the Morozaki Group in Chita Peninsula, central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, vol. 18, p. 161-171.
- 飯田波事 (1985a) 東海地方地震・津波災害誌. 飯田波事教授論文選集, p. 800.
- (1985b) 既往の地震と地盤の液状化. 地球, vol. 8, p. 109-113.
- 糸魚川淳二 (1971) 知多半島西北部知多町付近の常滑累層—瀬戸層群の研究 その 2. 竹原平一教授記念論文集, p. 83-98.
- ・木村一朗 (1985) 知多半島の更新統野間層産軟体動物化石. 瑞浪市化石博研報, no. 12, p. 159-169.
- KATO, Y. (1962) On the structural development of the Sidara basin. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 10, p. 51-69.

- 嘉藤良次郎・松澤 勲(1951) 知多半島南部の地質構造(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 290-291.
- ・塩崎平之助・柴田 博・伊藤正裕・星野光男(1983) 東海地方新第三系の地質学的・鉱物学的研究. 昭和57年度科研費補助金(一般A)研究成果報告書, 名古屋大学, p. 1-25.
- KIMURA, I.(1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast areas of Ise Bay, Japan, Part 1. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 20, p. 165-181.
- (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 2. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no.21, p. 125-155.
- (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 3. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 22. p. 109-131.
- 木村一朗・細山光也(1986) 愛知県知多半島中・南部の更新統の¹⁴C年代. 愛知教育大学研究報告, 第35輯(自然科学), p. 149-156.
- ・竹原平一(1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, vol. 8, p. 73-80.
- KOIZUMI, I. (1985) Diatom Biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific. *J. Geol. Soc. Japan.*, vol. 91, p. 195-211.
- 近藤善教(1962) 知多半島野間層について. 名古屋地学, no. 17, p. 5-19.
- ・志井田 功・嘉藤良次郎・松澤 勲(1956) 知多半島野間貝層に関する2・3の問題(演旨). 地質雑, vol. 62, p. 400.
- 桑原 徹(1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 235-247.
- (1969) 第1章, 1・3, 第二瀬戸内期以後の濃尾平野. 名古屋地盤図, コロナ社, 東京, p. 5-12.
- (1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 愛知県地盤沈下研究会報告書, p. 111-182.
- 前田保夫・山下勝年・松島義章・渡辺 誠(1983) 愛知県先苺貝塚と縄文海進. 第四紀研究 vol. 22, p.213-222.
- 牧野内 猛(1975a) 知多半島南部の常滑層群. 地質雑, vol. 81, p. 67-80.
- (1975b) 知多半島南部の武豊層. 地質雑, vol. 81, p. 185-196.
- (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺の構造運動. 地質雑, vol. 82, p. 311-325.
- (1979) 豊浦層について—知多半島の先常滑層群・後師崎層群—(演旨). 地質学会第86年大会講演要旨, p. 125.
- MAKINOCHI, T.(1979) Chita Movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 46, p. 61-106.
- 牧野内 猛(1980) 知多半島中・南部の第四系. 軽石学雑誌, no. 6, p. 27-40.
- (1984) 知多半島常滑層群基底の不整合面の形態. 地質学会第91年大会講演要旨, p. 83.
- (1985a) 知多半島武豊丘陵の中部最新統武豊層一層序・地質構造の改訂と高位段丘層の再検討. 地質雑, vol. 91, p. 141-153.
- (1985b) 知多半島常滑層群基底の不整合面の形態—その2; 岩屋・内福寺・内扇地域—. 日本地質学会第92年大会講演要旨, p. 64.

- 牧野内 猛・檀原 徹・磯田邦俊 (1983) 伊勢湾東岸部の東海層群と関連のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 89, p. 257-270.
- 松田博幸 (1969) 知多半島の地形発達. 東北地理, no. 21, p. 5-16.
- 松澤 勲・嘉藤良次郎・北崎梅香・進藤義武 (1965) 衣浦地区の地質構造及び地盤地質 (建設省・愛知県編, 愛知県衣浦地区の地盤, 第3章). 都市地盤調査報告書, vol. 9, p. 16-31.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フローラに就て. 鉱物と地質, 第9集, p.3-42.
- (1953) メタセコイア. 日本鉱物趣味の会, 京都, p. 141.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄 (1976) 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 地質調査所, p. 27-33.
- 森 忍 (1971a) 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層. 地質雑, vol. 77, p. 635-644.
- (1971b) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究, その3. 竹原平一教授記念論文集, p. 99-111.
- 長沢敬之助 (1965) 野間層堆積物の鉱物組成. 名古屋地学, no. 20-21, p. 2-8.
- (1966) 知多半島野間層における粘土鉱物の生成と変化. 粘土科学, vol. 6, p. 3-13.
- 中村新太郎 (1926) 地理教材としての地形図 (19) 知多半島南部. 地球, vol. 5, no. 2, p. 58-66.
- 那須孝悌 (1972) 第四紀の日本列島生物相. 生物科学, no.24, p.1-10.
- 大江文雄 (1968) 愛知県南知多中新統産魚類化石について (その1). 名古屋地学, no. 24, p. 2-15.
- ・山岡雅俊 (1980) 知多半島第三系師崎層群豊浜累層・山海累層からのハダカイワシ科魚類等の耳石. 名古屋地学, no. 38, p. 1-15.
- 大塚弥之助 (1931) 第四紀. 地質・古生物学講座, 岩波書店, 東京, p. 37-43.
- 小瀬知常 (1929) 知多半島の地形及地質. 地学雑, vol. 41, p. 338-345.
- SHIBATA, H. (1977) Miocene Mollusks from the Southern part of Chita Peninsula, Central Honshu. *Bull. Mizunami Fossil Museum*. no. 4, p. 45-53.
- 柴田 博 (1985) 中新世における瀬戸内区. 地団研専報, no. 29, p. 15-24.
- ・糸魚川淳二 (1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博研報, no. 7, p. 1-49.
- SHIKAMA, T. and KASE, T. (1976) Molluscan Fauna of the Miocene Morozaki Group in the Southern Part of Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Sci. Rept. Yokohama National Univ.*, Sec. II, no. 23, p. 1-25.
- 鈴木重人 (1961a) 愛知県知多半島産凝灰岩中のクリノブチロルフッ石, 岩鉱, vol. 45, p. 14-16.
- SUZUKI, J. (1961b) Clinoptilolite in the Miocene tuffs and thermal properties of them from the Chita Peninsula, Aichi prefecture. *Bull. Aichi Gakugei Univ*, no. 10, p. 137-150.
- 鈴木重人 (1984) 伊勢湾周辺中新統中の沸石岩. 愛知教育大学研究報告, 第33輯 (自然科学), p. 129-149.
- 高田康秀 (1981) 美浜町地域頁岩粘土鉱床地質図. 愛知県.
- ・近藤善教・北川勝之 (1979) 常滑市南部地域頁岩粘土鉱床地質図. 愛知県.

- 榊原 溥 (1968) 愛知県知多郡武豊町周辺の第四系一特に高位段丘堆積層について一. 愛知教育大学卒業論文 (手記).
- 竹内安江 (1983) 知多半島中・南部第四系の花粉分析. 愛知教育大学卒業論文 (手記).
- UWAI, Y. (1980) *Synsedimentary Tectogenesis in the Miocene Morozaki Group in the Chita Peninsula, Central Japan*. 愛知教育大学卒業論文 (手記).
- 山田正春・小泉久道・井上秀雄 (1965) 愛知県下の鑄型用珪砂鉱床. 地調月報, vol. 16, p. 411-426.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨 (1972) 20 万分の 1 地質図幅「豊橋」. 地質調査所.
- ・宮村 学・吉田史郎・近藤善教 (1981) 20 万分の 1 地質図幅「名古屋」. 地質調査所.
- 山岡雅俊 (1980) 知多半島南部に分布する中新世師崎層群の化石について. 愛知教育大学卒業論文 (手記).
- 横山卓雄・松田高明・竹村恵二 (1980) 東海層群の火山灰層のフィッション・トラック年代 (その 1). 第四紀研究, vol. 19, p. 301-309.
- 吉田史郎 (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 81p.
- ・尾崎正紀 (1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 98p.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyōto (11) No. 56

**GEOLOGY**

OF THE

MOROZAKI DISTRICT

By

Yoshinori KONDO and Ichiro KIMURA

(Written in 1986)

(Abstract)

GENERAL GEOLOGY

The mapped district is situated in the southern part of the Chita Peninsula, central Japan and is occupied by Cretaceous granite, and by Neogene and Quaternary sediments. A summary of the geologic sequence of the district is shown in Table 1.

MESOZOIC

Granitic rocks, cropping out at Hirokame Islet and Tokame Islet are made up principally of fine-grained hornblende-biotite tonalite.

NEOGENE

The Cenozoic strata in this district are divided into the following units; Miocene

Table 1 Summary of the geology of the Morozaki district

Geologic Age		Geological System		Remarks	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium		
		Pleistocene	Late	Lower terrace deposits	Transgression Last Glacial
				Middle terrace deposits	Last Interglacial Transgression
			Middle	Higher terrace deposits	Upheaval
				Takeotoyo F.	Transgression
	Early				
	Neogene	Pliocene	Tokai Group	Tokoname F.	Lake Tokai
				Toyooka F.	
	Miocene	Morozaki Group	Utsumi F.	First Seto Inland Sea	
			Yamami F.		
Toyohama F.					
Himaka F.					
Mesozoic	Cretaceous	Tonalite	Granitic intrusion		

F : Formation

Morozaki Group, Mio-Pliocene Tokai Group.

Morozaki Group

Stratigraphic subdivision of the Miocene Morozaki Group is as follows, the Himaka, Toyohama, Yamami and the Utsumi Formations in ascending order.

The Himaka Formation, lower most of the Miocene deposits, crops out at the tip

of Hazu Misaki, the southern point of the Chita Peninsula and at the tiny islet, Ne-zumi Shima off of Hazu Misaki. The deposits consist mainly of sandstone and siltstone showing less than 20 m in thickness at Hazu Misaki.

The Toyohama Formation, about 700 m in thickness, occupies main stratigraphic unit of the lower part of the Morozaki Group. The formation consists mainly of siltstone interbedded with sandstone which seems to be monotonous lithology. Thin acidic tuffs, altered to zeolite rocks, are intercalated in the lower part and top of the formation.

The Yamami Formation consists of tuffaceous mudstone and tuffaceous sandstone often showing rhythmic alternation. Six layers of hard massive tuffaceous sandstone ranging from 2 to 4 m in thickness are intercalated at intervals about 50 m thick or more. Lenticular seams of agglomerate containing boulders of gneiss crop out on the beach southeast of Utsumi. Two remarkable acidic tuffs, the Fukikoshi and Taihoji are traced in the middle and upper parts of the formation. Fission track dating examined by Doi in 1983 for the Fukikoshi tuff indicates about 16 Ma date. Thickness of the formation is about 270 m.

The Utsumi formation, 55 m in thickness, consists of interbedded mudstone and sandstone in lower part, and of tuffaceous siltstone in upper part. *Orbelina* (DOI, 1983) indicates N9 and after in Blow's Foraminiferal Zonation.

These formations are mutually conformable in stratigraphic relationship.

Each formation of the Morozaki Group has a northwesterly or northerly plunging syncline excepts to the Utsumi Formation.

Trends of remarkable fault system are NW-SE and NNE-SSW. The Hazikami Fault which is the largest with maximum throw 150 m belongs to the former fault system and the Yamada and Toyohama Faults are the latter.

Tokai Group

Tokai Group was deposited in the non-marine sedimentary basin called Lake Tokai, which was formed in the Ise Wan (Bay) and Nōbi Plain during the Pliocene or the period ranging from latest Miocene to Early Pleistocene.

This group in the mapped district corresponds to the lower part of the whole sequence, and the total thickness is about 400 meters. They are lithologically divided into the Toyooka and Tokoname Formations in ascending order.

The Toyooka Formation, which covers the Miocene Morozaki Group unconformably, is characterized by sandy gravel beds intercalated with muddy beds.

The Tokoname Formation consists of alternating bed of sand, silt and clay intercalating some lignite and about eight thin volcanic ash layers. This Formation yields plant remains characterized by the occurrence of *Metasequosia*, *Glyptoatrobis*.

QUATERNARY

The Quaternary deposits are classified into the following units, the Taketoyo Formation, higher terrace deposits, middle terrace deposits, lower terrace deposits and the Alluvium.

The Taketoyo Formation unconformably overlies the Tokai Group and occupying the hilltop. Gravel and sand are main constituents of the formation, and marine silt is contained.

The higher terrace deposits, the Fuki and Tokishi Formations, distribute sporadically along the coast of Chita Bay. These are thin gravelly deposits.

The middle terrace deposits, subdivided into two units, the Noma Formation and its equivalents and the Shinden Formation and its equivalents. The Noma Formation yields marine molluscan fossils and the Shinden Formation contains marine clayey sediments, so both of the deposits are useful as key beds to trace and correlate terrace deposits around Ise Bay.

ECONOMIC GEOLOGY

Silica sand

The silica sand deposits distribute in the areas of Noma and Kaminona, Mihama-cho. This silica sand deposits are in the Noma Formation, and its thickness ranges about 5 m. This sand is composed of 80 % of quartz and feldspar and 7–20 % of clay. The deposits at the two or three operations are mined in open pits, and principally used for the mold sand.

Clay

The muddy sediments of the Tokai Group and Taketoyo Formation are used for the raw materials of the ceramics.

Lignite

The lignite intercalated in the lower part of the Tokoname Formation. By 1960 two or three quarries were in operation, but now are closed.

Underground water

The southern part of this district is underlain by strata of Morozaki Group, which do not yield water in drilled wells. The northern part consists chiefly of the strata of Pliocene and Pleistocene which contain inferior water-bearing sand and gravel. The water resources for industrial use in the south of Kowa, Mihama-cho are supplied from the gravel bed of the Toyooka Formation.

Mineral spring

In the Morozaki district, Sakai, Utsumi and Iwaya mineral springs are found. Sakai mineral spring is pumped up from the beds of the Tokoname Formation about 100 m underground. This spring is the common salt springs in chemical composition. The latter two mineral springs flow out from the Morozaki Group. These springs are the common salt or the sodium bicarbonate springs.

Gravity anomaly

The characteristic features of the isogal contours in and around the Chita Peninsula are briefly summarized as follows:

1. On the central part of the Chita Peninsula, there is a NS-trend zone of low gravity anomaly decreasing toward the north. This zone is situated in the sedimentary basin ranging from Miocene to Pleistocene time, in which the thickness of the sedi-

ments attains more than 1,000 m.

2. The large gravity gradient lies along the southwestern coast of the Chita Peninsula. This area is situated in the distributed area of Miocene Morozaki Group, and the large gravity gradient may be explained by a fault which falls down southwestward.

3. The high gravity anomaly zone lies at 3.5 km west of Kosugaya, and its anomaly zone trends in NNW–SSE. This high anomaly zone is considered to be caused by the Tokoname Anticline of the Pliocene Series, and the west side of the anomaly zone is situated at the Isewan Fault.

Earthquake damage

The area of the Chita Peninsula had been affected by great earthquakes in the past. Damage to houses, ground liquefaction or tsunamis had occurred during the earthquakes, but the damage seemed not to be so prominent.

The recorded earthquake damages are known to be seven times since 1586 around this district. The Mikawa Earthquakes ($M=7.1$) of January 11, 1945 and its aftershocks occurred around Mikawa Bay. The damage to houses caused by this earthquake was greater than the others occurred in this district. The seismic intensity was 5–6 in JMA Scale and the damage ratio was 0.2–4.1 in percentage (IDA, 1985).

文献引用例

近藤善教・木村一朗(1987) 師崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

KONDO, Y. and KIMURA, I. (1987) *Geology of the Morozaki district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 93 p.(in Japanese With English abstract 5 p.).

昭和 62 年 3 月 20 日 印 刷
昭和 62 年 3 月 25 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 株式会社 三 秀 舎

千代田区内神田 1-12-5

© 1987 Geological Survey of Japan