

55(521.62)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第44号

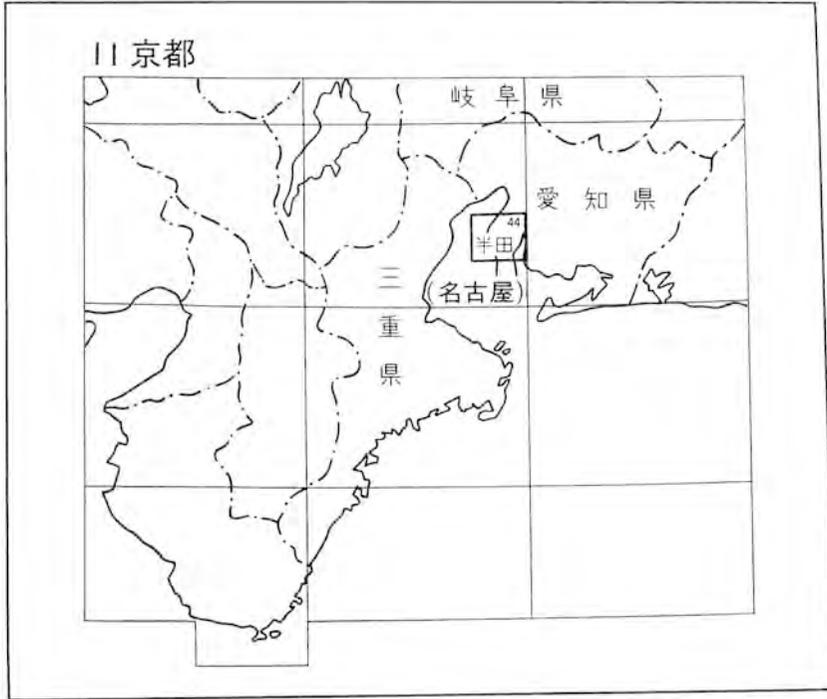
半 田 地 域 の 地 質

吉 田 史 郎 ・ 尾 崎 正 紀

昭 和 61 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	7
III. 中新-鮮新統（東海層群）	12
III. 1 研究史	12
III. 2 概要	14
III. 3 層序	14
III. 4 火山灰層	22
III. 4. 1 記載	22
III. 4. 2 対比	34
III. 4. 3 フィッショントラック年代	36
IV. 第四系	37
IV. 1 研究史	37
IV. 2 概要	37
IV. 3 加木屋層	42
IV. 4 武豊層	42
IV. 5 亀崎段丘堆積物	47
IV. 6 半田段丘堆積物	51
IV. 7 碧海層	54
IV. 8 岩滑段丘堆積物	54
IV. 9 緒川段丘堆積物	57
IV. 10 沖積層	57
IV. 10. 1 沖積平野表層堆積物	57
IV. 10. 2 衣浦地区の沖積層	58
V. 干拓地及び埋立地	58
VI. 地質構造	61
VI. 1 概要	61
VI. 2 半田向斜	61
VI. 3 小断層	70
VI. 4 加木屋層・武豊層の構造及び東海層群との不整合関係	73
VII. 応用地質	75
VII. 1 亜炭	75
VII. 2 せつ器粘土	75
VII. 3 火山灰（磨き砂）	77

VII. 4	地下水	78
VII. 5	鉱泉	78
VII. 6	地盤の液状化現象	79
	文献	81
	Abstract	95

図・表・付図・図版目次

第 1 図	「半田」図幅地域の地形区分概略図	2
第 2 図	知多半島の埋谷面図	3
第 3 図	知多半島中央部における東西方向の地形断面図	4
第 4 図	常滑累層下部に見られる海食崖	6
第 5 図	伊勢湾周辺の地質概略図	9
第 6 図	東海層群の層序区分と対比	10
第 7 図	伊勢湾周辺の断層地塊	11
第 8 図	「半田」図幅地域における既存地質図のカバー領域	13
第 9 図	猿投 - 知多上昇帯及び名古屋市東方の丘陵に分布する東海層群の層序区分と火山灰層の対比	15
第 10 図	「半田」図幅地域における東海層群の古流向	16
第 11 図	常滑累層下部に発達する亜炭層及び亜炭質粘土層	17
第 12 図	常滑累層上部に見られるチャンネル構造	20
第 13 図	常滑累層上部に発達する砂層中の斜交層理	20
第 14 図	常滑累層上部に見られる礫層	21
第 15 図	常滑累層下部の小鈴谷火山灰層の地質柱状図	23
第 16 図	常滑累層下部の大谷火山灰層の地質柱状図	24
第 17 図	常滑累層下部の大谷火山灰層の露頭	26
第 18 図	常滑累層上部の古場火山灰層の地質柱状図	27
第 19 図	常滑累層上部の古場火山灰層の露頭	28
第 20 図	常滑累層上部の井洞火山灰層の露頭	29
第 21 図	常滑累層上部の佐布里火山灰層の地質柱状図	30
第 22 図	常滑累層上部の佐布里火山灰層の露頭	31
第 23 図	常滑累層上部の横須賀火山灰層の地質柱状図	31
第 24 図	常滑累層上部の横須賀火山灰層の露頭	33
第 25 図	常滑累層上部の天神池火山灰層の地質柱状図	34
第 26 図	知多半島南部における東海層群の層序及びフィツジョントラック年代	36
第 27 図	加木屋層及び武豊層の古地理	38

第 28 図	加木屋層及び武豊層の礫種組成	39
第 29 図	加木屋層・武豊層及び段丘面分布図	40
第 30 図	加木屋層・武豊層及び段丘面の高度分布図	41
第 31 図	加木屋層の層相	43
第 32 図	武豊層上部礫層・中部シルト層の層相	45
第 33 図	武豊層最上部層・上部礫層の層相及びスケッチ	46
第 34 図	青山中学校周辺における武豊層のルートマップ	47
第 35 図	青山中学校周辺における武豊層の地質柱状図	48
第 36 図	青山中学校周辺における武豊層の層相	49
第 37 図	亀崎段丘堆積物の層相	50
第 38 図	常滑市周辺の半田段丘の地質図	51
第 39 図	知多半島西岸の半田段丘堆積物の層相	52
第 40 図	知多半島東岸の半田段丘堆積物の層相	53
第 41 図	岩滑段丘堆積物の層相	56
第 42 図	衣浦地区の沖積層断面図	59
第 43 図	衣浦地区の干拓地・埋立地の造成年代	60
第 44 図	「半田」 図幅地域における東海層群の地質構造図	60-61
第 45 図	「半田」 図幅地域周辺のプーゲ異常	62
第 46 図	「半田」 図幅地域における東海層群に発達する撓曲の模式断面図	63
第 47 図	大高-大府撓曲沿いの急傾斜する東海層群と加木屋層の露頭	64
第 48 図	平井撓曲の露頭写真	65
第 49 図	半田池撓曲の露頭写真及びスケッチ	66
第 50 図	知多半島南部周辺地域の重力異常図及び伊勢湾断層・常滑背斜・内海断層の位置図	67
第 51 図	伊勢湾断層と常滑背斜の音波探査記録による解釈図	68, 69
第 52 図	「半田」 図幅地域の東海層群に発達する小断層の分布図	70
第 53 図	常滑累層における逆断層の露頭写真	71
第 54 図	常滑累層における正断層の露頭写真	72
第 55 図	「半田」 図幅地域の東海層群に発達する小断層の主応力解析図	73
第 56 図	東海層群と武豊層の傾斜不整合の露頭写真	74
第 57 図	1978 年当時における常滑頁岩粘土の主な採掘地	76
第 58 図	知多半島における地下水温と深度との関係	78
第 59 図	衣浦地区の液状化危険度予測図	80
第 1 表	「半田」 図幅地域の地質総括表	8
第 2 表	東海層群下部の植物化石	19
第 3 表	火山灰層の火山ガラス形態及び重鉱物組成	35

第 4 表	武豊層の花粉・珪藻化石	44
第 5 表	碧海層の貝化石	55
第 6 表	常滑頁岩粘土の化学分析値	76
第 7 表	磨き砂生産量の変遷	77
第 8 表	「衣浦温泉」の水質分析	79
付図第 1 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図の作成区域索引図	85
付図第 2 A 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図－ a 地域－	85
付図第 2 B 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図－ b 地域－	86
付図第 2 C 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図－ c・d 地域－	87
付図第 2 D 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図－ e・f 地域－	88
付図第 2 E 図	地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図－ g・h・i 地域－	89
付図第 3 A 図	地質柱状図－ a・b 地域－	90-91
付図第 3 B 図	地質柱状図－ c 地域－	90
付図第 3 C 図	地質柱状図－ d 地域－	91
付図第 3 D 図	地質柱状図－ e 地域－	92
付図第 3 E 図	地質柱状図－ f 地域－	93
付図第 3 F 図	地質柱状図－ g 地域－	94
付図第 3 G 図	地質柱状図－ h・i 地域－	94-95

第 I 図版 武豊丘陵以北における武豊層の層相

半 田 地 域 の 地 質

吉田 史郎*・尾崎 正紀**

「半田」図幅地域は、地震予知特定観測地域 8 か所のひとつ「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置し、その野外調査は昭和 58・59 年の 2 か年に実施された。

野外調査は東海層群を尾崎が、それ以降の地質については吉田が行った。執筆に当たっては、東海層群を尾崎が、地質構造を尾崎・吉田が、それ以外の項目を吉田が分担した。全体のとりまとめは吉田が行った。

本図幅地域の東海層群は傾斜が極めて緩やかでありながら、地質構造が複雑なため、野外調査はすべて各市町発行の 2500 分の 1 地形図（等高線間隔 2m）を用いた。すなわち、露頭ごとに火山灰層の詳細な地質柱状図を作成してその特徴を把握し、更に地形図からその正確な標高を求めた。それらに基づき露頭ごとの火山灰層を対比して構造等高線図を描き、全体の地質構造・層序の解明に努めた。なお、大府丘陵と知多丘陵の火山灰層の対比に際しては、正確さを期すため、火山灰層の火山ガラス及び重鉱物組成の分析を行い、対比の資料とした。

地質図に示した沖積層基底等深線図は、建設省・愛知県編（1965）から転載したものである。

本調査研究を遂行する過程において、名城大学桑原 徹教授・牧野内 猛博士には、知多半島全般の地質について種々の御教示を賜わるとともに、未公表資料を見せていただいた。野外調査に際しては、愛知県常滑窯業技術センター清水 覺所長を始めとする職員の方々、日本油脂株式会社武豊工場の職員の方々に、種々の便宜を図っていただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

本調査研究に当たって、地質部坂本 亨技官には現地において直接御意見をいただいた。また地質部尾上 亨技官には、大谷火山灰層から産した植物化石の同定をしていただいた。本研究に用いた薄片は、技術部特殊技術課佐藤芳治技官及び北海道支所技術課谷津良太郎技官によって作成された。火山灰の重鉱物・ガラス形態の分析は、株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。

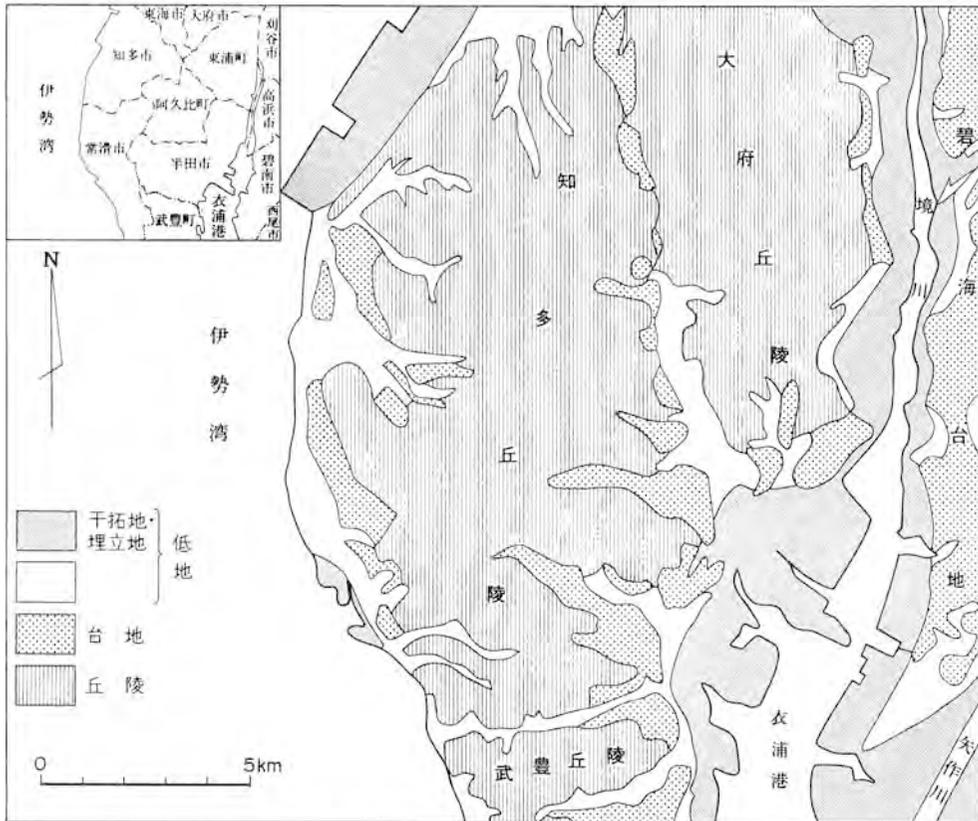
I. 地 形

「半田」図幅地域は名古屋市南方に位置し、北緯 34° 50′-35° 0′ 東経 136° 45′-137° 0′ の領域を含む。

そのうち約 2/3 は陸域が占めるが、残り約 1/3 は伊勢湾からなる。陸域は知多半島中・北部及びその東の碧海台地へきかいからなり、両者の間に南北方向に境川が南流している（第 1 図）。

知多半島中・北部の骨格は、標高 90m 以下の小起伏の丘陵帯によって形造られている。この丘陵帯は、名古屋市東方の猿投山さなげ西麓から南西方向に延びつつ、知多半島北部で南北方向に転じ、更に半島南端へと連なる隆起帯の一部である。この隆起帯は猿投-知多上昇帯もろさき（桑原，1968）と呼ばれる（第 7 図参照）。猿投-知多上昇帯は、師崎層群（中新統）・東海層群（中新-鮮新統）・武豊層とその相当層（中部更新統）から形成され、隆起帯として明瞭な形を取り始めたのは、武豊層堆積後からと考えられている。

*地 質 部 **大阪出張所

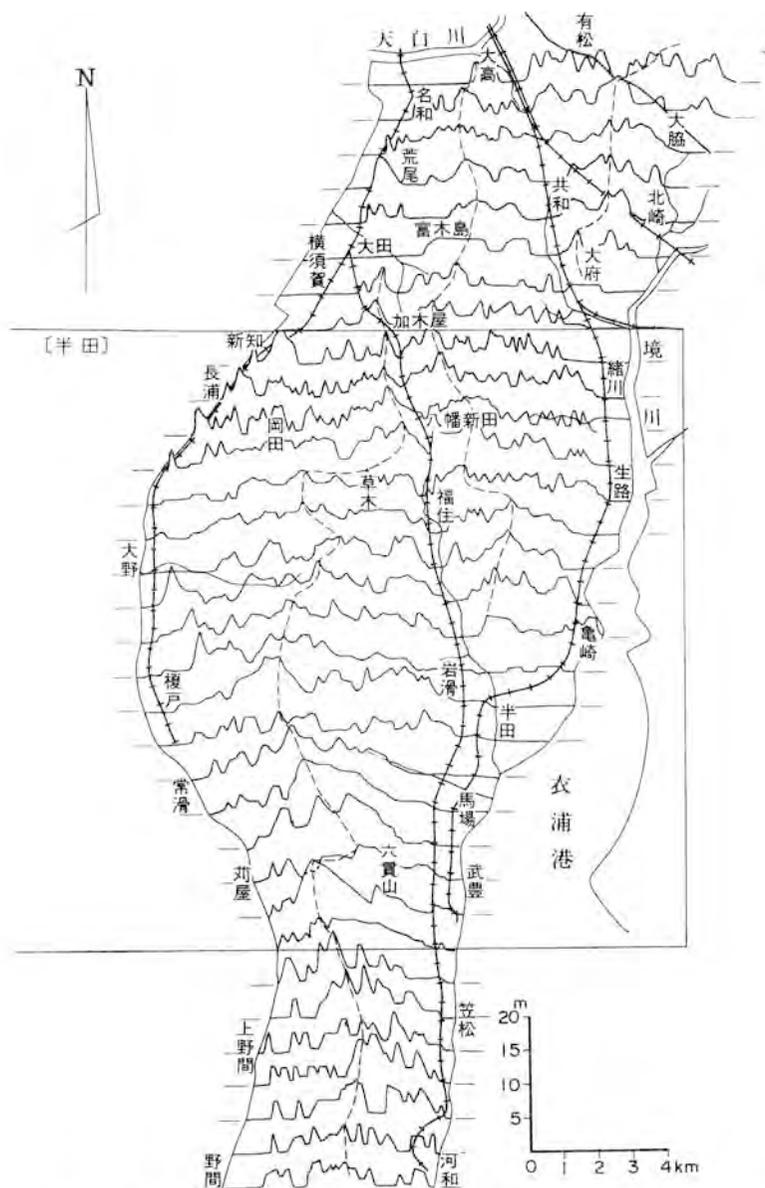


第1図 「半田」図幅地域の地形区分概略図 (岡田, 1977を基に作成)

る (桑原, 1980).

本図幅地域の丘陵は、猿投-知多上昇帯が南西方向から南北方向に屈曲する領域が含まれており、東海層群及び加木屋層・武豊層によって構成されている。北隣「名古屋南部」図幅地域の名古屋市大高から大府市街、及び東海市名和から加木屋町にかけては、北北西-南南東方向の直線的な谷地形が発達する。この2本の谷地形は東海層群に発達する撓曲の延びる方向に一致し、それぞれ大高-大府線・名和-加木屋線 (松沢・植村, 1957) と呼ばれている。この2本の谷地形を境界にして、丘陵は東部の尾張丘陵、中部の**大府丘陵**、更に西部の**知多丘陵**に分けられる (第1図及び第2図)。これら3つの丘陵のうち、本図幅地域には大府丘陵及び知多丘陵の主部が含まれる。

大府丘陵及び知多丘陵とも、主部が固結度の低い東海層群の砂・シルト・粘土層から構成されるため開析が進み、幅の狭い樹枝状の谷底平野が密に発達している。更に主要河流における開析は稜線にまで達しており、しばしば谷中分水界を形成している。そのうち最も顕著な谷中分水界は、大府丘陵と知多丘陵を直線状かつ北北西-南南東方向に画する谷地形に見られる。この谷中分水界の北方が名和-加木屋線に当たる。名和-加木屋線の延びの方向は東海層群の撓曲の方向と一致するので、谷中分水界北方では構造谷と見て良い。しかし谷中分水界南方の阿久比川^{あぐい}に沿っては、東海層群には顕著な撓曲は存在し



第3図 知多半島中央部における東西方向の地形断面図（建設省国土地理院，1968の一部）

ない。一方、大府丘陵東縁もまた直線状かつ南北方向の形態を示すが、大高-大府線の方向（後述）と斜交する。したがって、大府丘陵東縁の直線状の崖線は、境川の河川浸食によって形成されたものであろう。谷中分水界は知多丘陵中・南部に良く発達している。ここでの谷地形は、ほぼ東西方向の伸びを示し、知多丘陵中・南部をブロック状に幾つかの小丘陵に分割している。主稜線同様、谷中分水界の位置は西へ片寄り、分水界をなす河流の勾配は、相対的に東側で緩やかであり西側で急である。更に東西方向で見た丘陵の稜線の傾きも、東緩西急の傾向にある（第3図）。このような地形的特徴は、大局的

に見た知多丘陵中・南部の地質構造一すなわち東海層群・武豊層いづれもがほぼ東への同斜構造を示すことに良く対応している。特に神戸川以南の丘陵上部を構成する武豊層は、ケスタ状の地形を形成している。ちなみにこれら谷中分水界には、桧原大池・長成池・北ノ池などのかんがい用溜池が作られている。以上述べた大府・知多丘陵は、固結度の低い東海層群・武豊層からなり、低平な起伏をなすこととあいまって人工的な地形改変が数多くの地域で行われている。特に近年では、その進行が加速されている。

大府・知多丘陵を通じて最も高位にある地形面は、**武豊面**¹⁾（松田，1969）と呼ばれる。武豊面は、松田（1969）・名古屋グループ（1969）では武豊層の堆積面とみなされているが、明らかに加木屋層・武豊層上面に形成された定高性を示す丘陵背面である。その構成層は主に礫からなる加木屋層・武豊層であり、主として大府・知多丘陵の北北西-南南東方向に延びる主稜線に沿って、標高90m弱から40mの範囲の丘陵頂部に発達する。大府丘陵では主稜線が西側に片寄り、標高70mを超す独立標高点はすべてこの主稜線に位置する。知多丘陵北部では主稜線は東側に、知多丘陵南部では逆に西側に偏在する（第3図）。特に本宮山（標高86.3m）を始めとして、80mを超える独立標高点は、すべて知多丘陵南部の主稜線に位置する。このように武豊面の分布は、両丘陵を通じて特徴的な形態を示すが、大局的に見た場合、半島中軸部に形成された大きな複向斜構造（半田向斜）の軸部に向かって分布する傾向にある。このように加木屋層及び武豊層は、地質構造上の低い部分にありながら、逆に現在では最も高い高度を占めている。

武豊面より低位にある丘陵背面は、**横須賀小起伏面**（松田，1969）と呼ばれ、一般に標高40-60mの高度を示す。この“地形面”は東海層群によって構成される。横須賀小起伏面は、松田（1969）・牧野内（1976）が述べるように、かつての平坦面の痕跡ではなく、単に武豊層堆積後の知多半島の隆起に伴う浸食作用の結果として形成されたものであろう。

大府・知多丘陵周辺及び碧海台地には段丘面が発達し、台地地形を形成している。これら段丘面は河成ないし海成段丘面であり、知多半島では上位から亀崎・半田・岩滑・緒川面（松田，1969）に区別される。一方、碧海台地では碧海面（町田ほか，1962）が発達している。碧海面は半田面に対比されるので、本図幅地域には4段の段丘面が発達することになる。知多半島の段丘面は、半島東岸の半田面を除いて浸食段丘面であり、その構成層は極めて薄く、段丘面のみが発達する領域もある。なお、段丘面相互の比高は10数mから数m以下である。

亀崎面は半田市亀崎に模式的に発達し、段丘面の開析はある程度進行している。一般に東海層群からなる丘陵上部を浸食して段丘面が形成されているが、知多丘陵南部では武豊層を浸食して段丘面が形成されている。しかし知多丘陵南部では、段丘面は認定されるが堆積物を伴わない地域もある。沖積面との比高は、一般に20-50mである。

半田面は半田市街地域に模式的に分布し、知多半島の段丘面のうち最も広く発達し、その原面は比較的良く保存されている。半田面の標高は半島東岸では北から南へ、西岸では逆に南から北に漸次低くなる。常滑市原松町や半田市臨海部では、構成層の一部に海成層が挟在される。沖積面との比高は、一般

1) 名古屋グループ（1969）の武豊上位面と同じものであろう。

に5-10mである。

碧海面は碧海台地を形成し、その構成層は碧海層(町田ほか, 1962)と呼ばれる。碧海層は海成層を伴い、衣浦港周辺では厚さ20m以上に達する(建設省・愛知県編, 1965)。碧海面主部は、東隣「岡崎」図幅地域に分布し、本図幅地域にはその西端部が含まれるのみである。本面は標高5-10mを示し、北から南へ極めて緩やかな勾配を持つ。

岩滑面は半田市岩滑において模式的に見られ、西岸では主に常滑市新舞子・矢田川流域に節している。沖積面との比高は2-5mである。

緒川面は東浦町緒川を始めとする境川右岸に模式的に分布するが、半島西岸での発達は極めて乏しい。沖積面との比高は1m以下である。

岩滑・緒川面ともその構成層は極めて薄く、段丘面のみが認定される地域が多い。以上の地形面は、武豊層が70万年より新しい地層である(牧野内, 1975b)ことから、中期更新世から形成が始まったことになる。

低地は、境川-衣浦港両岸及び矢作川両岸(以下、便宜上これらの領域を一括して「**衣浦地区**」と呼ぶ)と知多半島西岸に発達する。大府丘陵・知多丘陵・碧海台地を開析する小河流沿いでは、低地は谷底平野・氾濫平野などの河成低地から、河成低地の前面では海岸平野・三角州平野及び干拓地などの海岸低地からなる。しかし海岸低地の領域は狭く、海岸線からの距離1km以下の所がほとんどである。特に、伊勢湾側の知多丘陵北部や常滑市大谷周辺では丘陵が海岸線にまで迫り、前者では比高30-40mに及ぶ旧海食崖が、後者では比高10mに達する海食崖が見られる(第4図)。海岸低地は一般に0-4m程度の地盤高を有する。半島西岸及び衣浦港周辺では、海岸線の方に沿って平野部を閉塞するように砂州・砂堆列が並んでいる。そのほか、平野表層部の微地形として、自然堤防・旧河道が小規模ながら発達する。

衣浦地区には干拓地・埋立地が大規模に造成されている(第43図参照)。そのうち干拓地は、境川両



第4図 常滑累層下部に見られる海食崖 常滑市大谷
大谷火山灰層の模式地であり、海食崖下部に大谷火山灰層が露出している(地点:a-8、付図第2A図参照)

岸の湿地帯や衣ヶ浦湾²⁾の潮汐低地を利用して形成されたものである。干拓化は江戸時代以前にも徐々に進められていたが、明確な記録を持つのは江戸時代からであり（建設省・愛知県編，1965），造成は1950年代まで活発に行われた。一方、埋立地は1960年代から始まった臨海工業地帯の造成計画に基づくもので、衣浦港周辺のほか、知多市臨海部に造成されている。

II. 地質概説

本図幅地域は中央構造線から北へ、約30kmの位置にあり、知多半島中・北部を含む。半島南部には中新統中・下部（土井，1983；IBARAKI *et al.*，1984）の師崎層群があり、標高100m内外の丘陵性山地を形成している（第2図参照）。師崎層群は、西南日本の瀬戸内区に生じた前期中新世末から中期中新世始めの海進によって堆積した、いわゆる第一瀬戸内累層群（瀬戸内中新統）を構成する地層のうちのひとつである。瀬戸内中新統に含まれる地層は、伊勢湾-濃尾平野周辺にも広く点在し、瑞浪層群・設楽層群・一志層群などが広く知られている。また、濃尾平野において実施された多数の深層ボーリングから、平野地下の東海層群の下位にも瀬戸内中新統が厚く堆積していることが知られている（高田ほか，1969）。本図幅地域には、師崎層群は地表には露出しない。しかし、本図幅地域の北縁から約4km北の大府市長草町において施行された深度800mに達するボーリングでは、厚さ約520mの東海層群の下位に、厚さ約260mの海成中新統が存在することが確かめられている（嘉藤，1966；桑原，1968）。このことから本図幅地域でも、東海層群の下位に師崎層群相当層が伏在していることはほぼ確実と言える。

師崎層群に不整合に載る東海層群³⁾は、知多半島中・北部の丘陵主部を形成する。本図幅地域に分布する最も古い地質系統はこの東海層群である。その他、東海層群より新しい地質系統として、本図幅地域には大別して、中部更新統の加木屋層及び武豊層、中部-上部更新統の段丘堆積物、完新統の沖積層が分布する。第1表に本図幅地域に分布する地質系統の層序区分・地史の総括を示す。

東海層群（石田・横山，1969）は、近畿地方の大阪層群や古琵琶湖層群とともに第二瀬戸内累層群を構成し、伊勢湾-濃尾平野周辺に、中新世末（牧野内ほか，1983）から更新世前期にかけてあった東海湖盆を埋積した河成-湖成堆積物である。東海層群は積算層厚が2000mを超え、最下部と最上部がそれぞれ層厚数100mの礫層からなることを除き、他は厚さ数m-数10mの粘土・シルト・砂・礫層が累重する層相をなす。その分布・層序区分を第5図及び第6図に示す。

本図幅地域の東海層群は常滑累層⁴⁾上半部からなり、東海層群の全層序から見て下部が分布する。その層相は、本図幅地域を通じて極めて単調であり、火山灰・亜炭の薄層を挟む砂・シルト・粘土層の繰り返しからなり、一部の層準に砂礫層、まれに礫層を挟む程度である。しかし、詳細に見れば、亜炭層を比較的多く挟む下部と、亜炭層をほとんど挟みしない上部に分けられる。なお、火山灰層の対比及び層相から見て、下部が猿投-知多上昇帯北部を構成する矢田川累層の尾張夾炭相に、上部が同累層の猪

2) 現在の衣浦港を含む海域は、衣浦港改修計画以前は衣ヶ浦湾と呼ばれていた。

3) 知多半島南部には師崎層群と東海層群の間に豊浦層があり、10Maより古いフィッシュントラック年代値が得られている（牧野内ほか，1983）。

4) 糸魚川（1971）の常滑累層を再定義したもの。本文p.14参照。

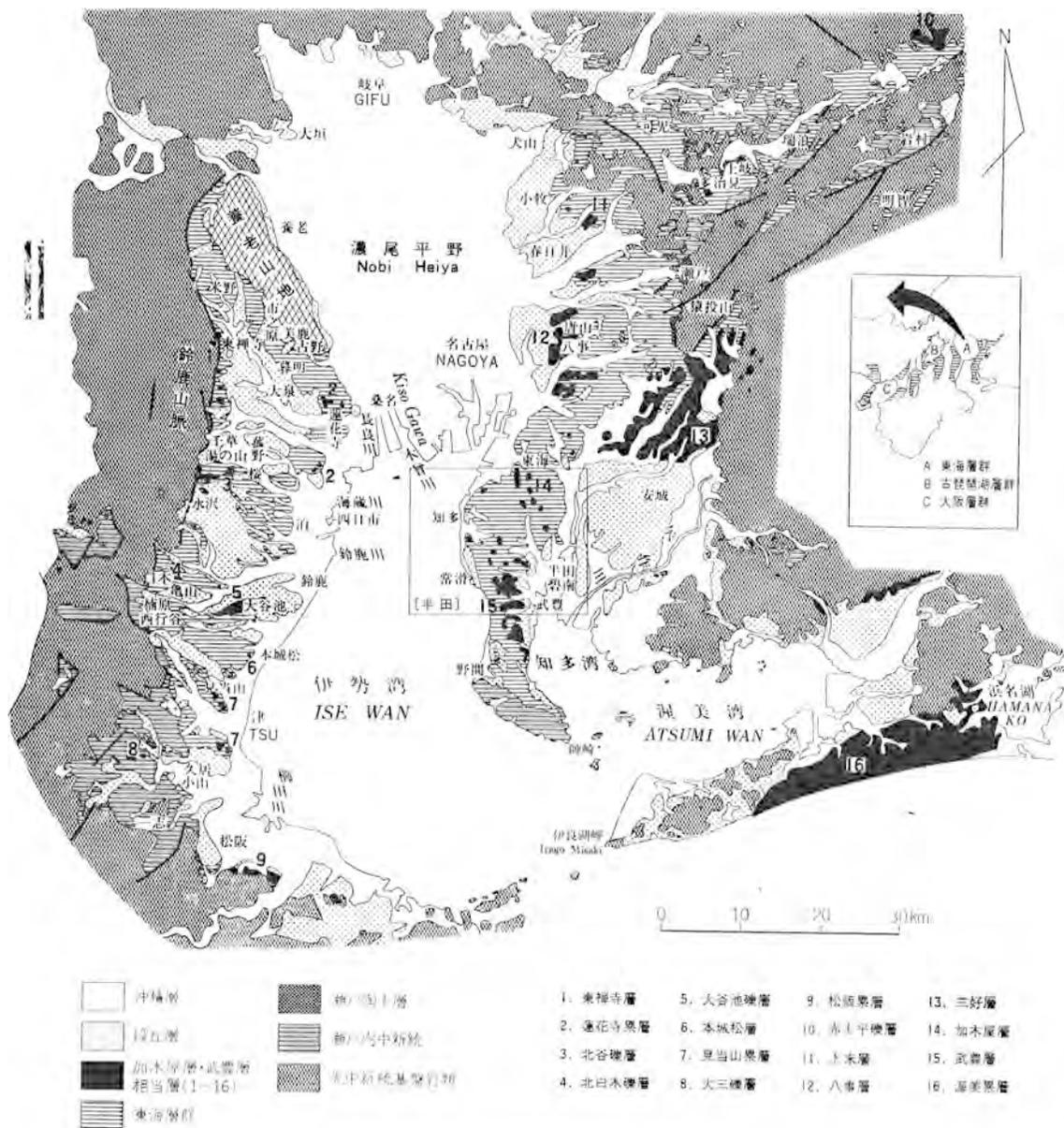
第1表 「半田」図幅地域の地質総括表

地質時代	地質・地形区分	地 史	
		構 造 運 動	そ の 他
完 新 世	(沖積面) 沖 積 層	猿 投 変 動 (断層地塊運動)	縄文海進 (砂州・氾濫河)
	(緒川面) 緒川段丘堆積物		熱田海進
更 新 世	(岩滑面) 岩滑段丘堆積物	北 北東—西—南—東 北—東—西—南—東 北—東—西—南—東	
	(平田面) (碧海面) 半田段丘堆積物・碧海層		海 進
新 中 期	(亀崎面) 亀崎段丘堆積物	(断層地塊運動)	
	(武豊面) 武 豊 層		東 海 湖 (淡水湖)
新 前 期	加 木 屋 層	知 多 変 動 (曲降運動)	
	東 海 層 群		上 部 下 部
鮮 新 世	常 滑 累 層	知 多 変 動 (曲降運動)	
中 新 世	東 海 層 群		上 部 下 部

高相におおむね対比が可能である。

加木屋層及び武豊層は、東海湖盆消滅後、猿投運動（桑原，1968）と呼ばれる第四紀後半の断層地塊運動によって新しく生じた沈降域に堆積した中部更新統である。同様の中部更新統は、伊勢湾周辺の地表部（見当山累層、蓮花寺累層、唐山層・八事層など）や、濃尾平野地下（弥富累層、海部累層）にも知られている。これら中部更新統の相互の対比については、未解決の問題が残されている。

加木屋層（松沢・植村，1957）は知多丘陵北部の加木屋町に、武豊層（小瀬，1929）は知多丘陵南部の武豊町に分布するものに対し、それぞれ命名されたものである。いずれも東海層群を不整合に覆い、層厚20m以下の地層からなり、ともに丘陵上-頂部を形成している。加木屋層は礫・砂から、武豊層は礫・砂・シルトからなる。武豊層には2層準に海成-汽水成のシルト層が挟まれており（牧野内，1975



第5図 伊勢湾周辺の地質概略図(吉田, 1984を一部改変)

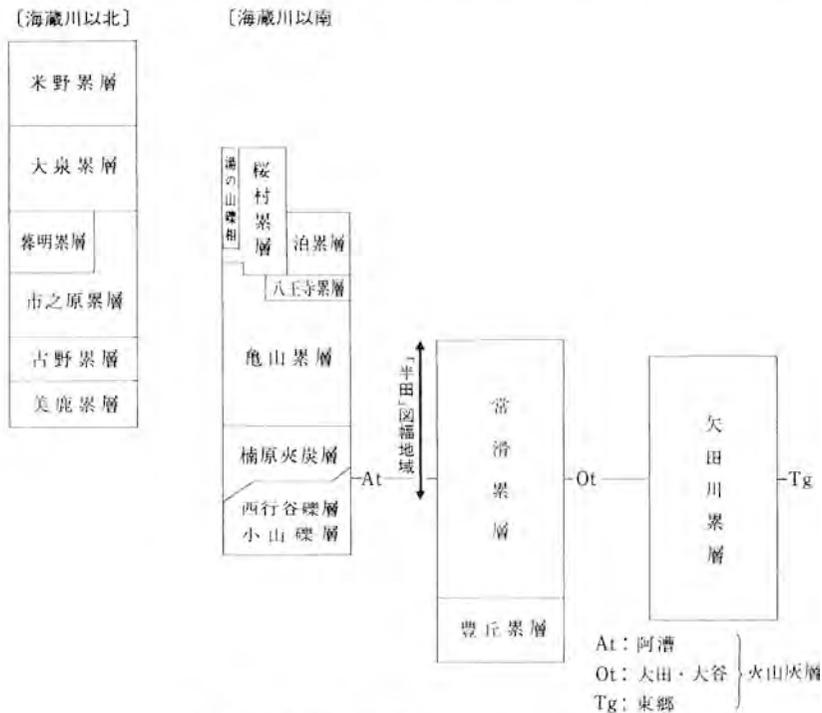
b), 堆積当時既に伊勢湾に海水の浸入があったことが確認されている。武豊層は産出する花粉化石から海部累層に対比されている(吉野・丹生, 1976; 青野ほか, 1980; 桑原, 1980)。

加木屋層・武豊層の分布が丘陵帯内部にまで広がり, 現水系に全く規制されていないことから, 当時は知多半島の地形的な輪郭は生じていなかったらしい。しかし, 次に述べる亀崎段丘以降の段丘群の分布形態は, 現水系に明瞭に対応している。したがって桑原(1980)が指摘するように, 知多半島の水系

伊勢湾西岸

知多半島

名古屋東方



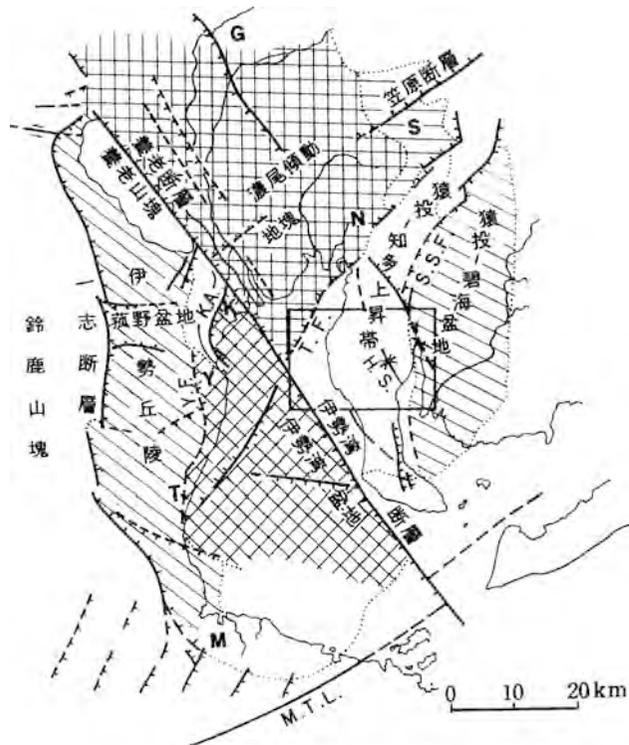
第6図 東海層群の層序区分と対比。(吉田, 1984を一部改訂)

の発生一すなわち知多半島の地形的な明瞭化は亀崎段丘期（高位段丘期）には、既に生じていたものとみなせる。

このような知多半島の隆起過程上に氷河性海水準変動が加わり、中期更新世末から完新世にかけて、本図幅地域には4段の段丘が形成された。それらは知多半島では、上位から亀崎・半田・岩滑・緒川段丘である。このうち最下位の緒川段丘は完新世の段丘の可能性が強い。一方、境川の東では碧海層が堆積しており、その堆積面（碧海面）が碧海細を形成している。以上の各段丘を、伊勢湾周辺での広域的な区分（名古屋グループ, 1969；濃尾平野第四紀研究グループ, 1977など）に当てはめると、亀崎段丘が高位段丘群に、半田・碧海段丘が中位段丘群に、岩滑・緒川段丘が低位段丘群に含まれる。

段丘の構成層は、主に礫及び砂からなる。このうち、碧海層と半田市周辺の半田段丘は、比較的厚い構成層を持ち、段丘面を構成する礫層の下位に最終間氷期の海進である熱田海進（濃尾平野第四紀研究グループ, 1977）によって堆積した海成層が伴われる。しかし、碧海層と半田市周辺の半田段丘以外の知多半島の段丘堆積物の厚さは極めて薄く、時には段丘面のみが認定される部分がある。以上述べた中部更新統から完新統は、衣浦地区及び碧海台地地下にも厚く伏在していることが確かめられている（建設省・愛知県編, 1965）。

完新世には泥・砂・礫からなる沖積層が堆積し、平野表層部を形成している。平野表層部をなす沖積



第7図 伊勢湾周辺の断層地塊 (桑原, 1979を一部省略加筆)
 G:岐阜, S:瀬戸, N:名古屋, K:桑名, Y:四日市, T:津, M:松坂,
 S.S.F.:猿投-境川断層, T.F.:天白河口断層, K.A.:桑名背斜, Y.F.:
 四日市断層, M.T.L.:中央構造線, H.S.:平田向斜
 断層線はケバのでている側が落ちていることを示す。格子模様は著しい沈降塊。
 斜線部は“弱い上昇帯”で周囲の地塊に比べて上昇量が小さいが、一部(碧海地
 域)などでは弱い沈降が認められる
 (枠内は本図幅地域を示す)

層は谷底・氾濫・三角州・海岸平野堆積物から構成されるが、丘陵内部では谷底・氾濫平野堆積物が、平野臨海部では三角州・海岸平野堆積物が分布する。以上の平野堆積物によって構成される沖積面には各種の微地形が発達する。すなわち、谷底・氾濫平野前面には縄文海進によって砂州・砂堆堆積物が堆積し、谷底・氾濫平野を閉塞している。また自然堤防堆積物が河川の氾濫時に、平野及び干拓地に堆積している。更に境川の現河床には、流路州堆積物が堆積している。地質図では以上の微地形をなす堆積物を、他の平野表層堆積物から独立させて表した。

最後に、本図幅地域に発達する地質構造について述べる。知多半島は、猿投-知多上昇帯南部にあり、四方を北北西-南南東及び北東-南東方向の断層によって囲まれた断層地塊中に位置している(第7図)。中でも特に、本図幅地域が位置する知多半島北部は、猿投-知多上昇帯が南西方向から南北方向に屈曲する領域である。このため、本図幅地域の東海層群(加木屋層・武豊層を含めて)には、2つの方向の構造—すなわち北東-南西方向の構造と、北北西-南南東方向の構造が発達している。

北東-南西方向の構造は、猿投-境川断層・天白河口断層とほぼ同一の方向を示すが、本図幅地域の北

部に小規模に見られるのみである。この構造に伴って、ほぼ東西走向を示す小規模の正断層群が発達している。一方、北北西-南南東方向の構造は、本図幅地域の主要な地質構造を形成する。この方向の構造は、並行あるいは雁行状に配列する撓曲（ないし非対称褶曲）群によって表現される。そしてこれらの撓曲群が全体として名古屋港-衣浦港方向に軸を持った極めて緩やかな複向斜構造（半田向斜）を形成している。北北西-南南東方向の構造は、大高-大府撓曲や名和-加木屋撓曲によって代表され、養老断層・伊勢湾断層とほぼ同じ方向を示す。北北西-南南東方向の構造には、ほぼ北西-南東走向を示す規模の小さい逆断層群が付随して発達している。

以上述べた2方向の構造は、加木屋層及び武豊層堆積当時にはある程度形成されていたが、主要活動期は同層堆積以後-すなわち中期更新世以降である。したがって、2つの方向の構造-特に北北西-南南東方向の構造は、伊勢湾周辺における第四紀後半の断層地塊運動（猿投変動）によって形成されたものと言える。

Ⅲ. 中新-鮮新統（東海層群）

Ⅲ. 1 研究史

知多半島に広く露出する地層は、小瀬（1929）によって初めて常滑層群と命名され、更に下部常滑累層・野間貝層・上部常滑累層と3区分された。その後、近藤ほか（1956）は常滑層群を下位から豊丘・野間・鬼崎・三和と4つの累層に区分した。しかし、HAYASAKA and IWAI（1960）の貝化石の研究や、近藤（1962）の野間層の研究によって、野間層は常滑層群に不整合に載る地層であることが明らかとなり、常滑層群は野間層を除いた3累層からなるものとして再定義された。

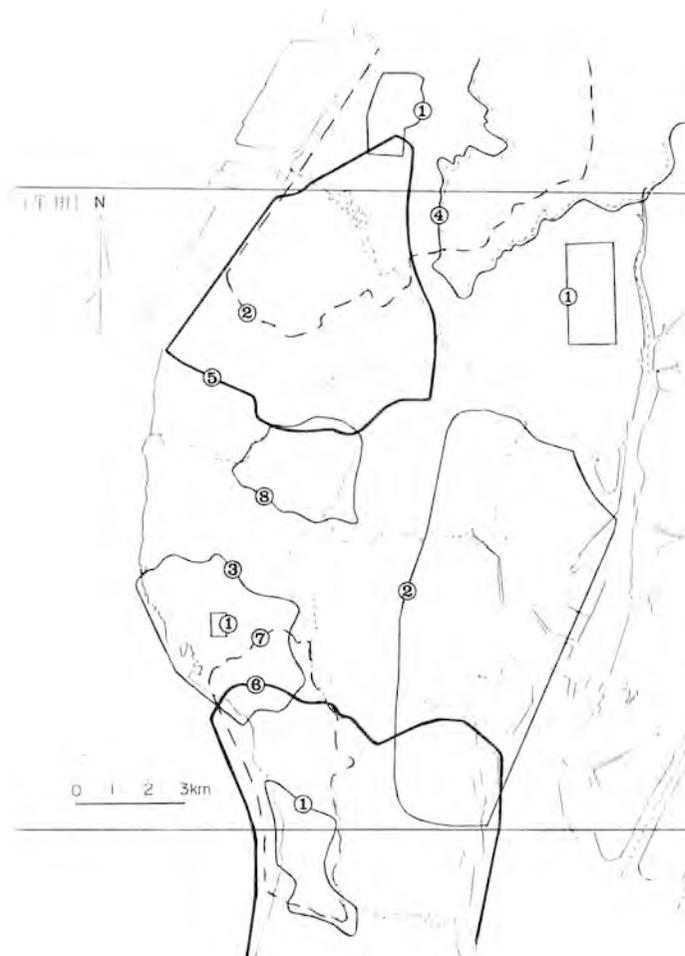
近藤ほか（1956）以外にも、岩相層序区分を目的とした地質調査は知多半島の各地で行われたが、松沢・植村（1957）では知多層、佐藤・近藤（1960）では常滑層群（豊丘・野間・鬼崎・上野層）、松沢ほか（1962）や大塚ほか（1964）では常滑層群（鬼崎・三和層）、松沢・桑原（1964）・嘉藤（1966）・桑原（1971）では矢田川累層の名称が使用され、地層名は統一されなかった⁵⁾。しかも、それら調査地域相互における層序関係はほとんど不明で、火山灰層の分布も散在的に示すにとどまった。

1960年代終わり頃から、火山灰層序学を基礎にした研究が行われるようになり、次第に知多半島の東海層群の全容が明らかになってきた。

糸魚川（1971）は知多半島北西部（主に知多市一帯）の層序・構造を明らかにし、猿投-知多上昇帯から名古屋市東方の丘陵にかけて分布する主として鮮新統からなる地層を瀬戸層群として一括し、名古屋市東方の矢田川累層に対して、知多半島に分布するもの（東海道線より南西の地域）を常滑累層として扱った。一方、森（1971b）は、糸魚川（1971）の調査地域に分布する火山灰層について岩石記載学的研究を行い、他の地域の東海層群に挟まれる火山灰層と対比した。

牧野内（1975a）は、知多半島南部に分布する地層を常滑層群とし、下位から礫-砂礫層からなる豊丘

5) 佐藤・近藤（1960）を除き、ここに列挙したものは豊丘地域を研究地域に含んでいない。



第8図 「半田」図幅地域における既存地質図のカバー領域

①清野 (1923) ②松沢・植村 (1957) ③大塚ほか (1964) ④嘉藤 (1966) ⑤糸魚川 (1971) ⑥牧野内 (1975 a) ⑦高田ほか (1979) ⑧MAKINOCHI (1981)

累層、砂泥互層からなる河和累層及び布土累層に区分した。そして、火山灰層の対比から、矢田川累層と糸魚川 (1971) の調査地域の地層が、布土累層にほぼ相当することを明らかにした。その後、MAKINOCHI (1980) は常滑市矢田地域の層序・構造を述べ、牧野内 (1976)、MAKINOCHI (1979) は知多半島南部を中心とした地質構造と東海湖の発生から現在までの運動像を示した。更に、牧野内ほか (1983) によってフィッシュトラック年代測定に基づく年代学的考案が加えられた。

化石についての研究は意外と少なく、三木 (1948) の植物化石の報告のほか、那須 (1972) が近畿・東海地方の植物相変遷を議論する中で、知多半島の東海層群について若干触れている程度である。なお、今回の調査によって、新たに大谷火山灰層から、植物化石の産出地点を付け加えることができた。

第8図に本図幅地域のこれまでの研究における地質図作成地域の位置を示す。火山灰層序学的な研究が行われたのは、⑤・⑥・⑧地域である。①地域は浮石砂（磨き砂）の、③・⑦地域は粘土層の賦存調

査による地質図作成地域である。

Ⅲ. 2 概 要

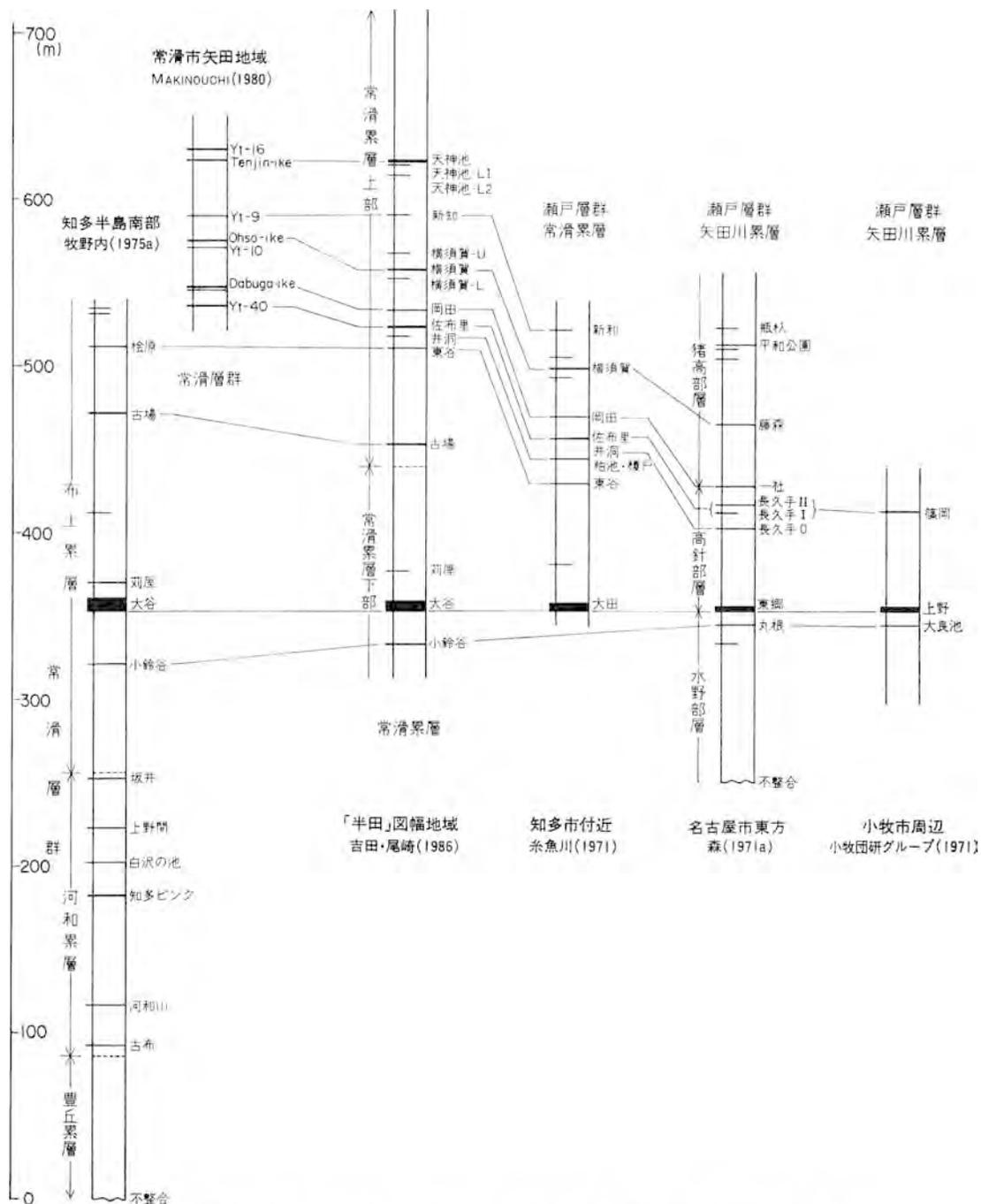
本図幅地域に露出する東海層群は層厚約 400m で、主に砂・粘土-シルト層の累重からなり、薄い火山灰層・亜炭層・礫層を挟む。後述の火山灰層の対比によって、層準的には糸魚川（1971）の常滑累層上半部、牧野内（1975a）の布土累層に相当する地層が分布する（第9図）。しかし本報告では、以下の理由によって常滑累層を使用する。牧野内（1975a）は、河和累層と布土累層を区分する理由として、(1)河和累層は東から、布土累層は北からの堆積物の供給を示唆する斜交層理が見られ、供給方向に若干の違いが見られる、(2)布土累層の基底部が、河和累層を若干削り込んで堆積している、(3)同じ砂泥互層であるが、河和累層に比べて布土累層の方が泥層が卓越している、点を挙げている。しかし、筆者らの研究によれば、(1)布土累層には、北以外にも東ないし南からの供給を示唆する斜交層理が卓越する層準もあり（第10図）、必ずしも両累層間で供給方向が変化しているとは単純に言えない、(2)下位層への削り込みは多くの層準で観察でき、累層区分の基底部としてはあまり意味を持たない、(3)布土累層は河和累層に比べてそれほど泥層は卓越しておらず、層相に累層区分に足るだけの大きな変化はない。以上の知見に基づき、糸魚川（1971）の常滑累層を再定義して使用することにし、牧野内（1975a）の河和累層と布土累層、更にその上位約 180m の地層を常滑累層とする。すなわち、知多半島に分布する東海層群を下部の礫層からなる豊丘累層と、上部の砂泥互層からなる常滑累層に区分する。

本図幅地域の常滑累層は、撓曲（非対称褶曲）によって同じ層準の地層が繰り返し出現するが、半田市から知多市（衣浦港から名古屋港）にかけての北北西-南南東方向の軸を持つ、極めて緩やかな複向斜構造を形成し、全体として半島の中軸部に向かってより上位の地層が露出している（第44図参照）。一般的な走向は、本図幅地域中・南部で北北西-南南東方向、北部で北東-南東方向が支配的である。傾斜は撓曲帯を除き、一般に5度以下である。

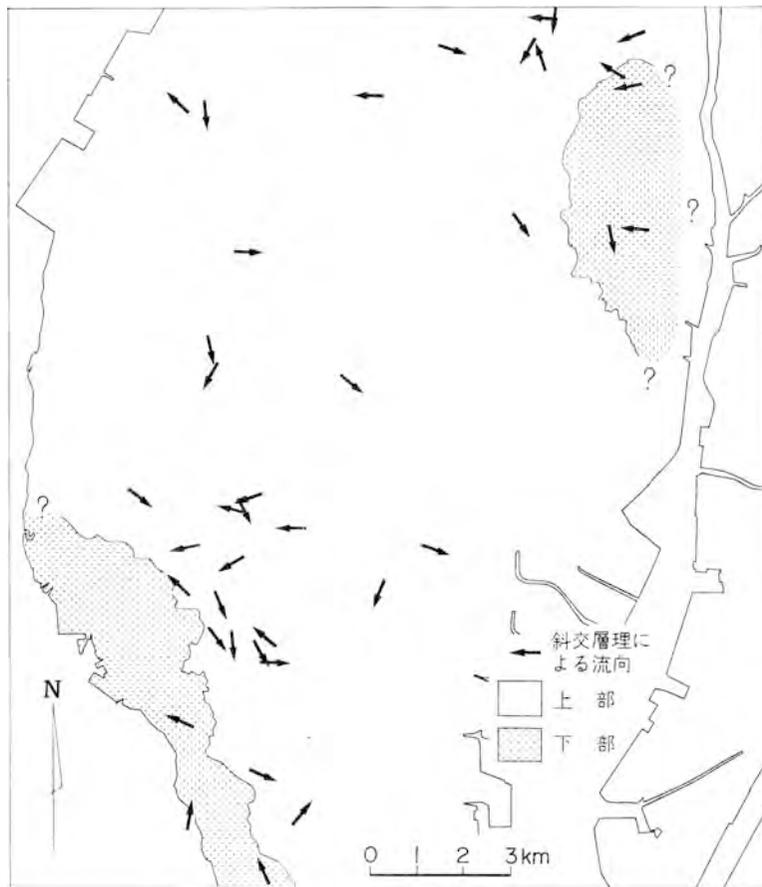
Ⅲ. 3 層 序

本図幅地域の常滑累層は、挟在する亜炭層の発達の状態から下部と上部に区分が可能である。その境界の層準は、古場火山灰層の低位 5-25m の間にある。いずれも粘土・シルト・砂層の累重からなるが、下部は亜炭層を良く挟み、上部は亜炭層の挟みが減少し砂礫層が含まれるようになる。下部・上部とも、全体の傾向として同じ層準で比べると、より北東側の方が堆積物は粗粒となる。また、亜炭層は北東側の方が厚いものが多い。前述の複向斜構造に規制されて、下部は本図幅地域の北東と南西側の海岸沿い（東浦町東部と常滑市中・南部）に、上部は中・北部に広く分布している（第10図）。

上部と下部の分布は、佐藤・近藤（1960）の鬼崎層と上野層の分布にほぼ一致する。ただ知多市の大部分と半田市の横松から東大矢知町に至る地域の鬼崎層は、上部に当たる。また、下部と上部の境界の層準は、松沢ほか（1960）の尾張夾炭相と猪高相の境界の層準とほぼ一致し、層相も良く対応する。更に、この境界の層準は、坂本ほか（1984）の矢田川累層の中部泥層と上部礫層との境界にもほぼ一致す



第9図 猿投-知多上昇帯及び名古屋市東方の丘陵に分布する東海層群の層序区分と火山灰層の対比
 糸魚川 (1971), 森 (1971 a, b), 小牧団研グループ (1971), 牧野内 (1975 a), MAKINOUCHI (1979)
 及び本報告を編集して作成



第10図 「半田」 図幅地域における東海層群の古流向

る。

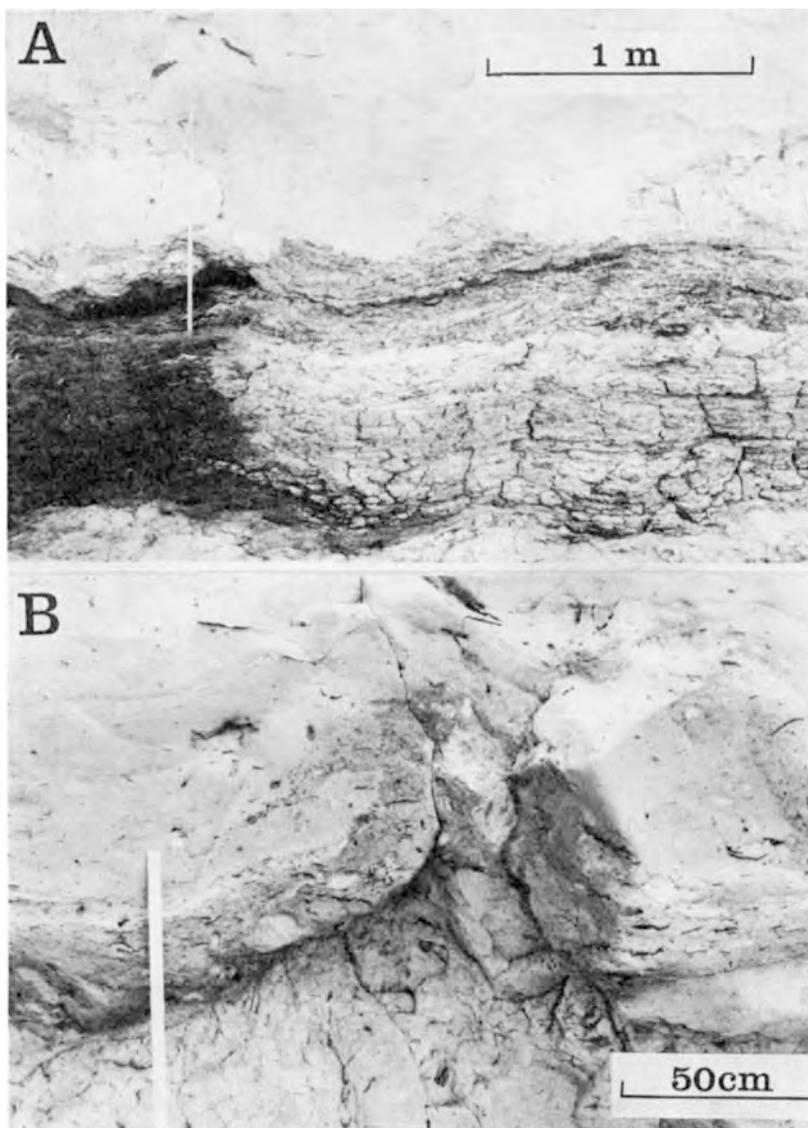
常滑累層の露頭ごとの地質柱状図，及び地質柱状図作成地点図は，付図として本報告書末尾に示した。

下部 (T₁)

常滑累層の下部は，本図幅地域において層厚約 100m であり，下位から小鈴谷・大谷・苅屋火山灰層を挟む。

亜炭層は層厚数 cm-2m で，東浦町では厚くほとんど層厚 1m に達する。しかし，常滑市に発達するものは，ほとんど数 cm- 数 10cm と薄い。一般に黒褐色で樹幹・樹皮が重なったような産状を示し，風化乾燥すると手で薄く剥ぐことができる（第 11 図）。また亜炭層は良く亜炭質粘土-シルト層を挟み，しばしば側方や上下で亜炭質粘土-シルト層へ移行する。

亜炭質粘土-シルト層は亜炭層に伴う以外に，砂からシルト・粘土へと上方に細粒化する地層の最上部（層厚数 cm- 数 10cm）に良く発達する。色調は灰褐色で，風化すると明灰褐色になり，更に，乾



第11図 常滑累層下部に発達する亜炭層及び亜炭質粘土層 常滑市夫谷〔地点：a-11, 付図第2 A図参照〕
 A) 亜炭層：上位は白色風化したシルト層
 B) 亜炭質粘土：下位のシルト層をレンズ状に取り込んでいる

燥すると白色化する。黒色に炭化した保存の良くない植物破片を多く含む（第11図）。

粘土・シルト層は、上方に砂→粘土・シルトへと細粒化する地層（層厚数m）の上部に発達するが、まれに上下を層理面で境された単独の地層の形態を示す。ただ粘土層のほとんどは、上方へ細粒化する地層の最上部に限られている。粘土・シルト層は砂層に比べ多少固結しており、色は新鮮な部分で青灰色-緑灰色、風化して明灰色-明オリーブ灰色を呈する。緑灰色を呈するものは主にシルトサイズからなり、塊状で高い固結度を示す。青灰色粘土・シルト層は、下位や側方でしばしば弱い波状-平行葉理の

発達する極細粒砂層に変化し、緑灰色のものに比べ少し低い固結度を示す。砂層の中にレンズ状にあるいは薄層として挟まれる粘土・シルト層は、白色-明灰色で低い固結度を示す。

砂層はアルコース質で、比較的良く淘汰されており、淡黄橙色-淡黄色を呈する。シャベルで容易に削れるほどの固結度で、段丘堆積物とほとんど変わらない。一般に、東浦町に分布する砂層の方が常滑市のものより粗粒であり、細礫・中礫に富む。ほとんどの砂層が上方細粒化して、上部に粘土・シルト層を伴う。厚さ5m以下の場合砂層はあまり粗粒でなく、側方への連続性が悪い。層厚約10mに達する場合砂層は幾つかの粒度変化を示す部分に分かれるが、一般に下位ほど粗粒で細礫・中礫及び偽礫を良く含んでいる。これら砂層は下位の地層を削り込んでおり、チャンネルの形態を示す基底部が数多く観察される。砂層には平行葉理・斜交層理が良く発達し、比較的下部に斜交層理が、上部に平行葉理が発達する傾向がある。古流向は主に東部では北ないし東から、西部では南ないし東からの供給を示す(第10図)。

礫層は、東浦町で大谷火山灰層と古場火山灰層の中ほどの層準において中礫からなる礫層がみられるほかは、径2-3cm以下の礫によって構成されている。後者は、ほとんど砂層の基底付近にレンズ・楔状に含まれている。全体の礫種は亜円礫-円礫のチャートが主で(95%以上)、ほかに亜円礫-円礫の流紋岩・細粒砂岩が数%含まれている。

植物化石は下部の2か所から、三木(1948)によって報告されている。このうち、地点80は南隣「師崎」図幅地域にあり、牧野内(1975a)の地質図から判断して大谷火山灰層より下位である。他方、地点81は今回の調査の結果、大谷火山灰層の直上付近に位置することが判明した。なお、今回の調査により大谷火山灰層から植物化石が多数産出した。以上述べた植物化石を一括して第2表に示す。いずれの産地の植物化石も、水湿地やその周辺の丘陵・山地を好む種類が比較的多く、更に暖帯種が主体をなす点で共通する。

上部 (T₂)

常滑異層上部は層厚300m以上。上部は下部と比較して、基本的に堆積物の構成・特徴や性状に違いはない。しかし上部は下部に比べ、以下の特徴を持っている。すなわち、(1)相対的に亜炭層の挟みが減少する、(2)厚い砂層でも連続性が悪くなり、岩相変化も著しくなる、(3)古流向は、南方からの供給を示すものがほとんど見られなくなる、(4)礫種として流紋岩がより多く含まれて来る。

火山灰層は、下位から古場・東谷・井洞・佐布里・岡田・横須賀-L・横須賀・横須賀-U・新知・天神池-L2・天神池-L1・天神池火山灰層が挟まれている。

亜炭層は上部の基底から横須賀火山灰層までの層準では、層厚数cm-数10cmのものが数層、亜炭質粘土-シルト層とともに挟まれている。しかし、横須賀火山灰層より上位になると、次第に亜炭質粘土-シルト層も減り、ほとんど亜炭層は見られない。

層厚約10mの比較的厚い砂層は、横須賀火山灰層より上位の層準を除くと、上部の基底部・古場火山灰層の直上・佐布里火山灰層の直下に見られる。これらの砂層は、水平距離で2km連続するものはまれであり、下位の地層を著しく削り込むものが多い(第12図)。砂層に発達する斜交層理(第13図)からは、南西以外の方向からの古流向が求められた(第10図参照)。

第2表 東海層群下部の植物化石

80, 81は三木 (1948) の地点番号. 地点80は美浜町河和の常滑頁岩粘土採土場及び周辺の台地. 地点81は常滑市の頭炭層内.

Loc. 1, Loc. 2 は尾上ほか (1986) の産出番号 [付図第2 A図参照]

化石名	産地		a-23 (Loc. 1)	a-24 (Loc. 2)
	三木 (1948) Loc. 80	三木 (1948) Loc. 81		
<i>Podocarpus macrophylla</i>	×			
<i>Pseudolarix kaempferi</i>	×			
<i>Cunninghamia</i> sp.	×			
<i>Glyptostrobus pensilis</i>		×		
<i>Metasequoia disticha</i>	×			
<i>Sequoia sempervirens</i>	×	×		
<i>Sciadopitys verticillata</i>	×			
<i>Myrica rubra</i>	×			
<i>Castanopsis cuspidata</i>	×			
<i>Salix</i> cf. <i>subfragilis</i>			21	5
<i>Quercus sinomiocenicum</i>				4
<i>Quercus protoaliena</i>			6	
<i>Quercus protoserrata</i>			1	
<i>Quercus stenophylla</i>	×			
<i>Aphananthe aspera</i>	×			
<i>Zelkova ungeri</i>	×			
<i>Brasenia purpurea</i>	×			
<i>Cinnamomum camphora</i>	×			
<i>Lindera miyataensis</i>				1
<i>Nuphar japonicum</i>	×			
<i>Illicium anisatum</i>	×			
<i>Liquidambar protopalmata</i>				21
<i>Cladrastis</i> cf. <i>platycarpa</i>			8	3
<i>Cladrastis</i> cf. <i>shikokiana</i>				4
<i>Wisteria fallax</i>			5	3
<i>Mallotus japonicus</i>	×			
<i>Acer</i> sp.				3
<i>Buxus japonica</i>	×			
<i>Sabia japonica</i>		×		
<i>Berchemia racemosa</i>	×	×		
<i>Paliurus protonipponicus</i>			6	
<i>Vitis</i> cf. <i>thunbergii</i>	×			
Vitaceae gen. et sp. indet.				2
<i>Camellia japonica</i>	×			
<i>Cleyera ochracea</i>	×			
<i>Trapa anteformata</i>	×			
<i>Trapa incisa</i>	×			
" <i>Alangium aequalifolium</i> "			8	17
<i>Symplocos glauca</i>	×			
<i>Symplocos prunifolia</i>	×			
<i>Trapella antennifera</i>	×			
<i>Pleioblastus</i> sp.			25	27
<i>Carex</i> sp.			3	4

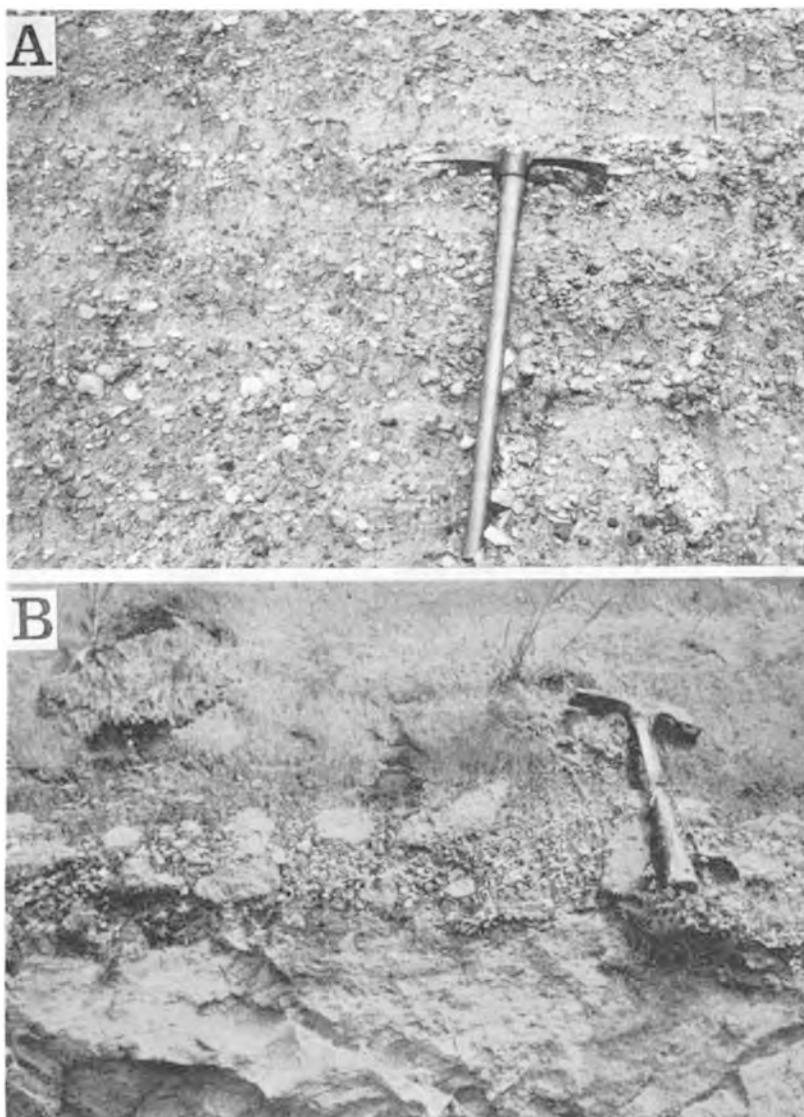


第12図 常滑累層上部に見られるチャンネル構造 知多市八幡北西〔地点：f-21，付図第2D図参照〕粗粒砂層がシルト-極細粒砂層を削り込んでいる



第13図 常滑累層上部に発達する砂層中の斜交層理 半田市半田池南西〔地点：b-81，付図第2B図参照〕（おじり鎌の長さは30cm）

礫層は、東浦町・古場火山灰層直上に、アルコース質粗粒砂マトリックスを持つ淘汰の比較的良好の中礫層（層厚 1-2m）が、また東浦町・大府市・東海市の新知火山灰層より上位の層準にも層厚 5m 以下の礫層が数層挟まれている。しかし、常滑市の同層準の地層には中礫層は見られない。上述以外に礫は、粗粒砂層の基底部にシルトの偽礫を伴って含まれたり、砂層中にレンズ状又は楔状に密集又は散在している（第 14 図）。礫種はチャートが主で、流紋岩が数-10 数%，砂岩・溶結凝灰岩類・花崗岩類が数



第14図 常滑累層上部に見られる礫層

- A) 礫層：成層構造が発達する（ハンマーの長さは 65 cm）〔東海市加木郷町北東約 1.5 km，地点：i-25，付図第 2 E 図参照〕
 B) 砂層の基底部に見られる礫：シルトの偽礫も伴う（ハンマーの長さは 30 cm）〔列久比町半田池東方，地点：c-18，付図第 2 C 図参照〕

%づつ含まれている。チャートは亜円-円礫の細礫-中礫で、大礫に至るものはない。流紋岩は、下部に比べ多く含まれているが、特に古場火山灰層の直上に分布する砂層中の礫や礫層中では、50%以上に達する。流紋岩は中礫以下で円盤状をした円礫が多く、流理構造や石英の斑晶（径約1mm）が見られるほか、礫の表面には空隙（径1-3mm）が多数生じている。溶結凝灰岩類は亜円礫の中礫で、横須賀火山灰層より上位の地層に比較的良く含まれ、10数%に達することもある。砂岩は円礫の中礫が多く、北部の露頭で良く観察できる。

III. 4 火山灰層

III. 4. 1 記載

本図幅地域には確認されたものだけで15枚の火山灰層が挟まれている。下位から小鈴谷（Ks）・大谷（Ot）・苅屋（Ky）・古場（Kb）・東谷（Hg）・井洞（Ib）・佐布里（Sr）・岡田（Ok）・横須賀-L（Ys-L）・横須賀（Ys）・横須賀-U（Ys-U）・新知（Sc）・天神池-L2（Tn-L2）・天神池-L1（Tn-L1）・天神池（Tn）火山灰層である。それぞれの火山灰層の露出地点及び火山灰層の層序的分布は、本報告書末尾の付図として示した。

火山灰層の中で鍵層として特に重要な小鈴谷・大谷・古場・東谷・佐布里・岡田・横須賀・天神池火山灰層を、地質図上に示してある。火山灰層の名称・模式地などについては、小鈴谷・大谷・苅屋・古場火山灰層は牧野内（1975a）を、東谷・井洞・佐布里・岡田・横須賀火山灰層は糸魚川（1971）を、天神池火山灰層は MAKINOCHI（1980）を踏襲し、横須賀-L・横須賀-U・天神池-L2・天神池-L1は新たに命名した。なお、糸魚川（1971）で述べられているように、井洞・榎戸・粕池火山灰層は同一の火山灰層であるので、井洞の名称に統一した。また、糸魚川（1971）の八幡火山灰層は佐布里火山灰層と、西谷火山灰層は岡田火山灰層と、それぞれ同一の火山灰層である。全体に見て、同じ火山灰層であっても、大府丘陵よりも知多丘陵に分布する火山灰層の方が連続性が良い。

以下、15枚の火山灰層を下位から順に記載していく⁶⁾。

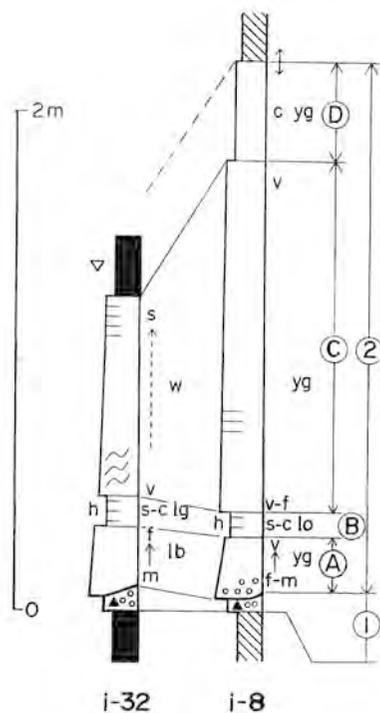
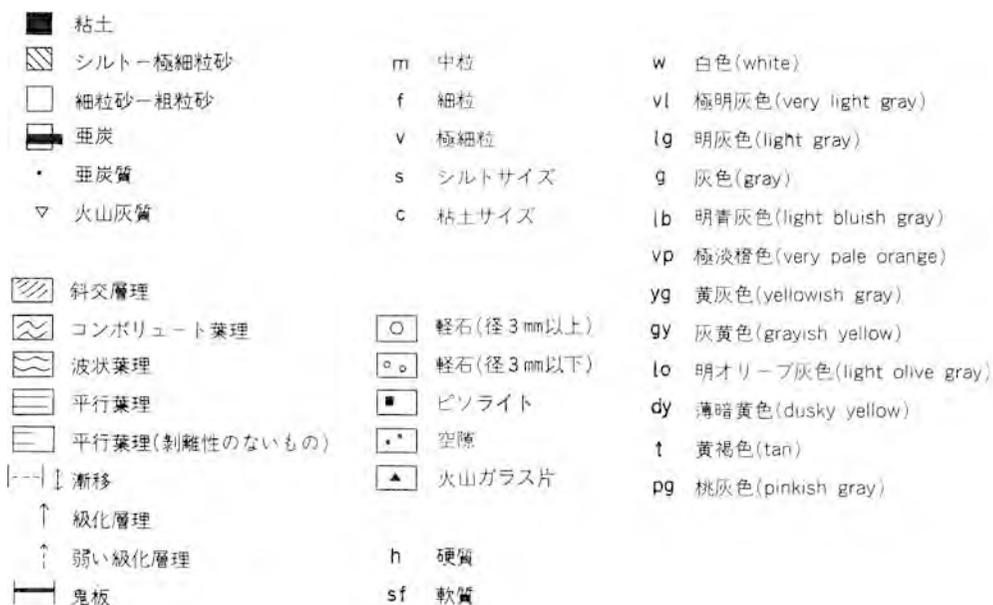
^{こすがや}
小鈴谷火山灰層（Ks, 第15図） 模式地は常滑市小鈴谷の南小鈴谷バス停東の露頭（「師崎」図幅地域内）。本図幅地域において最下位に挟まれる火山灰層で、大谷火山灰層の下位約20mに認められ、東浦町石浜と緒川の間に流れる明徳寺川の下流沿いに分布する。層厚は1-2mと、南隣「師崎」図幅地域に分布する同火山灰層に比べて厚い。本火山灰層は、2つのユニット⁷⁾（下位から①, ②）に区分できる。

ユニット①層厚5-10cm。極淡橙色-灰黄色のシルトサイズの火山灰である。ユニット②と鬼板⁸⁾（厚さ1-3cm）で境され、その境界面は凹凸を持つ。針状-短冊状の透明な火山ガラス片（1-2mm）と白色軽石粒（径1-3mm）を多く含む。

6) 火山灰の色調は黄褐色以外は THE ROCK-COLOR CHART COMMITTEE（1980）による ROCK-COLOR CHART を使用した（日本語訳のもとになる英語は第15図参照）。

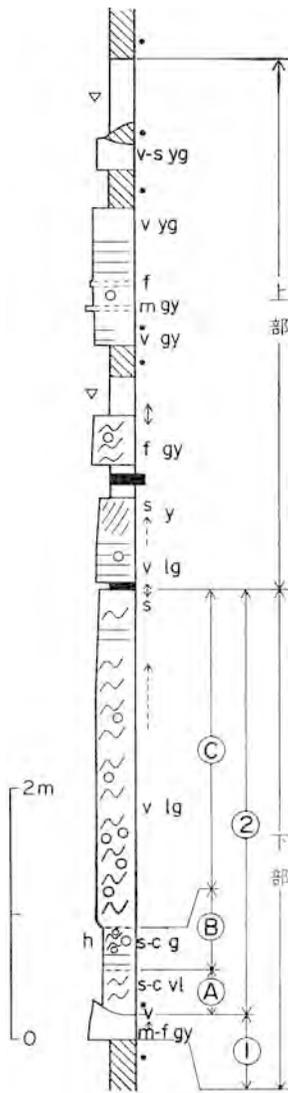
7) 以下、ユニットという用語を用いる。これは記載するそれぞれの火山灰層において、明瞭な境界面（層理面を含む）によってその上下と明確に識別できる部分を指す。

8) 褐鉄鉱の沈着によって、シルトなどが黄褐色となり固くなった層状・板状のものをこう呼ぶ。通常、厚い砂層とシルト層、または粘土層の境界部に形成され、厚さは10数cmを超すことはない。



第15図 常滑累層下部の小鈴谷火山灰層の地質柱状図

地質柱状図作成地点は付図第2図に示す。図中の①②、③④については本文参照。火山灰層の硬さは指でつぶせるものを軟質、ハンマーでしか砕けないものを硬質とする



a-8
【模式地】

第16図 常滑累層下部の大谷火山灰層の地質柱状図
地質柱状図作成地点は付図第2 A図に示す。凡例は第15図と同じ。図中の①②, ③④⑤は本文参照

ユニット②層厚 1-2m. 更に互いに漸移関係にある4つのサブユニット⁹⁾ (下位から, ①・②・③・④) に細分できる。

サブユニット①層厚約 25cm. 中粒→細粒への級化層理を示し, 軽石粒 (径約 1mm) を含む砂質-ガラス質火山灰である。

サブユニット②層厚約 10cm. 平行葉理の発達する粘土-シルトサイズの硬い火山灰である。

サブユニット③層厚約 1m. コンボリュート葉理-平行葉理が見られる細粒-極細粒のガラス質火山灰である。

サブユニット④層厚約 50cm. シルト-粘土サイズへ級化層理をなし, 上位で漸移的に粘土に移化する火山灰である。

サブユニットごとの新鮮な部分と風化した部分の色調は, ①明青灰色, 黄灰色 ②明灰色-黒灰色, 明オリーブ褐色 ③白色, 灰黄色 ④灰色, 黄灰色-極淡橙色となり, 特にサブユニット②の色調は, 露頭で良く目立つ。

大谷火山灰層 (Ot, 第4・16図) 模式地は常滑市大谷の北のはずれの海食崖 (付図第2 A図, 地点: a-8). 森 (1971b) によって, 東海市に分布する大田火山灰層 (糸魚川, 1971) に対比されている火山灰層である。常滑市大谷に分布するほかに, 常滑市千代ヶ丘, 東浦町東部に分布する。知多半島で最も厚い火山灰層である。層厚は, 東浦町で2-4m, 常滑市で4-9mである。大谷火山灰層は模式地では, 下部と上部に区分できる。

下部は, 更に2つのユニット (下位から, ①, ②) に区分できる (第16図)。

ユニット①層厚 0-50cm. 細粒→極細粒へ級化層理を示す火山灰である。ほかのユニットが灰-灰白色を呈するのに比べ, 新鮮な部分で灰黄色を呈し特徴的である。上位のユニットとの間に亜炭質シルトを挟むことがある。また, ユニット②-⑥に偽礫として取り込まれたり, 逆に植物破片やシルトの偽礫を含むこともある。模式地以外の露頭では欠如している場合が多い。

ユニット②層厚 3-4m. 更に3つのサブユニット (下位から, ①・

②・③) に細分できる。

サブユニット①層厚約 20cm. 白色火山灰の中に厚さ約 1mm の灰色火山灰の葉理が多く見られ

9) ユニット内において, 粒度変化・色調・堆積構造等によって, その上下と識別できる部分を指す。

るシルトサイズの火山灰で、この下部は塊状ないし平行葉理が、上部はコンポリュート葉理が発達する。上部には軽石粒（径数 mm）が含まれる。なお、このサブユニットの下部から、前項で述べたような植物化石を産する。

サブユニット⑥層厚 20-30cm. サブユニット④とは逆に暗灰色火山灰に白色葉理が発達する粘土-シルトサイズの火山灰である。堆積構造は、下位から上位へ、平行-波状葉理からコンポリュート葉理に変化する。上部には白色軽石粒（径数 mm）が含まれる。サブユニット④から⑥にかけては連続的に変化しており、多くの露頭では区別できない。

サブユニット⑦層厚約 3m. サブユニット⑥と漸移的で、明灰色で極細粒のガラス質火山灰である。コンポリュート葉理が非常に良く発達し、白色の軽石・炭化木片を含む。軽石は、良く円磨された細礫-中礫（最大 20cm）サイズのもので、コンポリュート葉理に沿って密集して含まれている（第 17 図）。軽石は繊維質なものや塊状のもの 2 種類がある。前者は白色で、更に多孔質なものや黒雲母を含むものに区別することができる。後者は白色・橙色・透明感のある灰白色を呈するものがある。

上部は層厚約 4m. 4 つの部分に細分できる。新鮮で白色、風化して黄灰色-灰黄色を呈する細粒火山灰が主体であり、側方で砂層などに漸移する。4 つの部分の間には亜炭質粘土層や極細粒砂層が挟まれている。大谷火山灰層の上部は、ほとんどの露頭で欠けており、東浦町では確認できなかった。

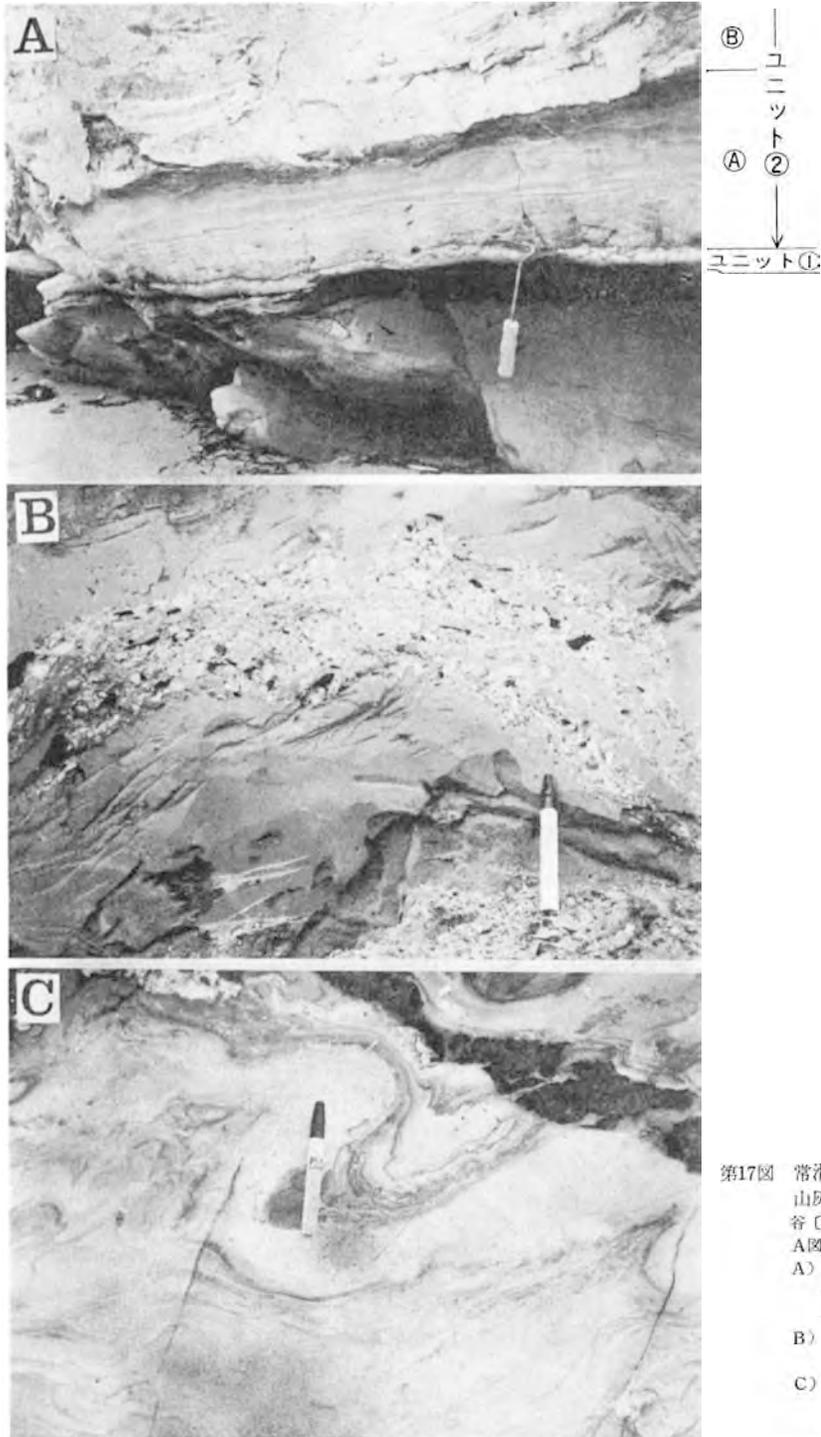
苜屋火山灰層（Ky） 模式地は常滑市苜屋南陵中学校西の海食崖（付図第 2 A 図，地点：a-14）。大谷火山灰層の上位 15-20m に挟まれるが、あまり連続性は良くなく、東浦町では確認できなかった。層厚 30-70cm で、シルトサイズのガラス質火山灰である。新鮮な部分は白色を呈してチョーク状の外観を示すが、風化すると黄灰色を呈する。下部に軽石（径約 1cm）を含むことがある。なお、大塚ほか（1964）は常滑市原松町北方の粘土採掘場において、大谷火山灰層の上位約 40m の層準に層厚約 1m の火山灰層の存在を示している。この火山灰層は層準から見て苜屋火山灰層の可能性がある。しかし、当時の採掘場は現在住宅地になっており、また火山灰層の記載もないため、苜屋火山灰層とは断定できない。

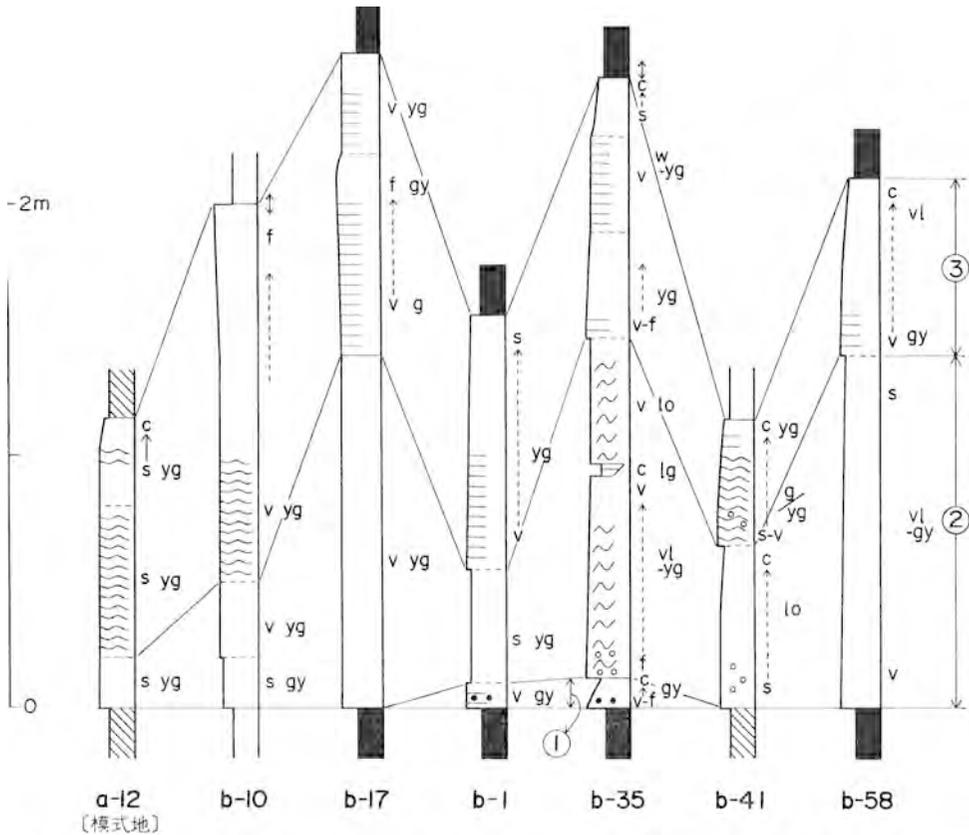
古場火山灰層（Kb, 第 18 図） 模式地は常滑市古場の東方約 1.5km, 古場から常滑市検原に通ずる道路沿いの露頭（付図第 2 A 図，地点：a-12）。知多丘陵では大谷火山灰層の上位 80-100m, 大府丘陵では同火山灰層の上位 90-100m の層準に挟まれる。知多丘陵では層厚 1-2.5m で良く連続するのに対して、大府丘陵では層厚 1m 以下と薄く、連続性も悪い。全体にシルト極細粒の火山灰で、新鮮な部分では淡灰色、風化乾燥すると白色になり、湿潤状態では黄灰色を呈する。風化した表面には亀甲状の割れ目が発達し、細粒な部分ほど細かく割れる。3 つのユニット（下位から①, ②, ③）に区分できるが、それぞれの境界が漸移的に変化することもある。

ユニット①層厚約 10cm. しばしば級化層理を示し、空隙（径約 1mm）や平行葉理が発達する。基底にまれに保存の悪い植物化石が観察される。ユニット①は多くの露頭で欠けている。

ユニット②層厚 20cm-1.5m. 塊状であるが、一部コンポリュート葉理が発達する。下部に白色軽石（径約 1mm）が時にレンズ状に密集する（第 19 図）。

ユニット③層厚 50-150cm. 平行-波状葉理が良く発達し、灰色粘土の葉理が挟まれている（第 19



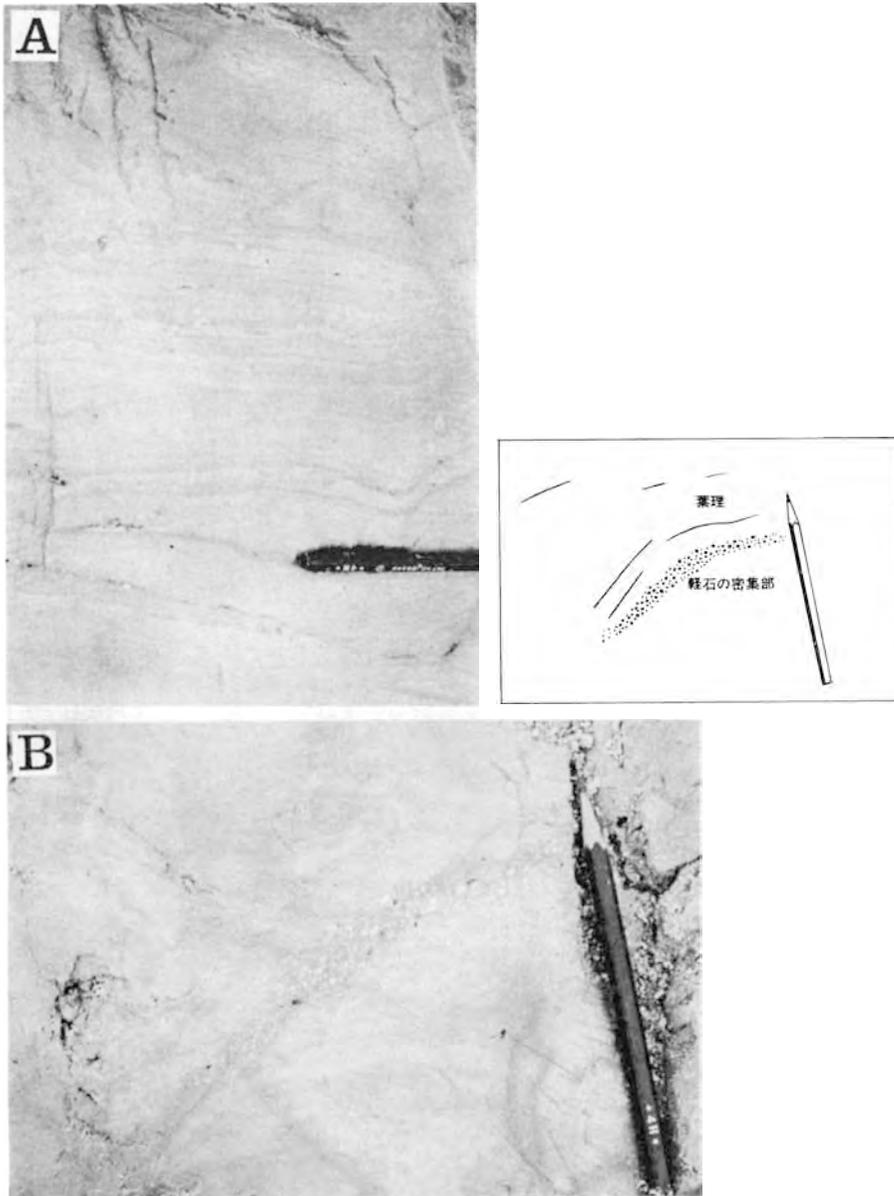


第18図 常滑累層上部の古場火山灰層の地質柱状図 地質柱状図作成地点は付図第2図に示す。凡例は第15図と同じ。
 図中の①-③は本文参照

図). 弱く級化層理を示し、上位で粘土などに漸移する。

東谷火山灰層 (Hg) 模式地は、知多市東谷 (付図第2 D 図, 地点: f-2 付近) であるが、今回の調査では確認できなかった。佐布里火山灰層に良く伴って、その下位 10-30m の層準に見られる。牧野内 (1975 a) の桧原火山灰層は本火山灰層に対比できる。層厚は 5-40cm (一般に 15cm 前後)。極細粒→シルトサイズへ級化層理を示し、上部で粘土・シルトに移化するガラス質火山灰である。新鮮な部分で白色・明灰色、風化すると黄灰色を呈する。更に風化が進むと、白色粘土化する。

井洞火山灰層 (Ib) 模式地は知多市井洞 (付図第2 D 図, 地点: f-25)。佐布里火山灰層の下位約 6m に見られ、層厚は 10cm-3m と大きく変化する。層厚が 10-20cm 程度のときは、下部 1-3cm が桃灰色を呈する特徴があり、全体としては新鮮な部分で緑灰色、風化して黄灰色を呈する、極細粒-粘土・シルトサイズの火山灰である。上部に弱い平行葉理が発達することがあるが、剝離性はない。半田市中部地域では厚く、チャンネル充填堆積物として堆積したものも認められる (第 20 図)。その場合、桃灰色の粘土・シルトサイズの火山灰と明オリーブ灰色の極細粒-シルトサイズの火山灰、あるいは白色極細粒の火山灰の累重からなり、時にその間に砂層などを挟む。

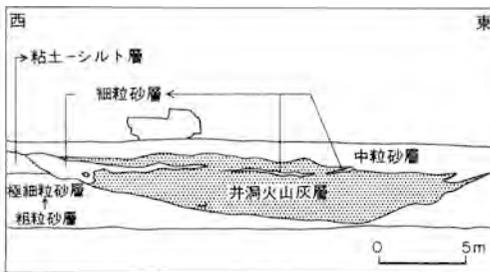


第19図 常滑累層上部の古場火山灰層の露頭 常滑市常滑北東〔地点：b-41，付図第2 B図参照〕

A) ユニット③に観察される波状-平行葉理

B) ユニット③に観察される軽石（径約1mm）

佐布里火山灰層（Sr，第21図） 模式地は知多市佐布里（付図第2 D図，地点：f-6）．古場火山灰層の上位60-70mに認められ，本図幅地域で最も連続性の良い火山灰層である．佐布里火山灰層は3つのユニット（下位から，①，②，③）に区分でき，ユニット②と③の間には数10cmの粘土-シルト層を挟むことがある．



第20図 常滑累層上部の井洞火山灰層の露頭（半田市彦州町北方〔地点：d-6、付図第2C図参照〕。火山灰層自体がチャンネル充填堆積物となっている）

ユニット①層厚 5-50cm（一般に 20-30cm），中粒→極細粒へ級化層理をなすガラス質火山灰で，基底に鬼板（厚さ 0.5mm-3cm）を伴う．新鮮な部分で白色，風化して黄灰色を呈し，特に基底部分では黄褐色化が著しい．上部にピソライト（径 1-2mm）の密集部（楔・レンズ状で，層厚 1-2cm）（第 22 図）や空隙（径 1-2mm）が良く観察される．厚くなると，平行-波状葉理やコンポリュート葉理が発達する．

ユニット②層厚 5-60cm（一般に 10-20cm）．上位では粘土やシルトに移化する．平行葉理の発達するシルト粘土サイズの火山灰で，時に塊状を示す．新鮮な部分で明灰色-白色，風化乾燥するとチョーク状の外観を示す．

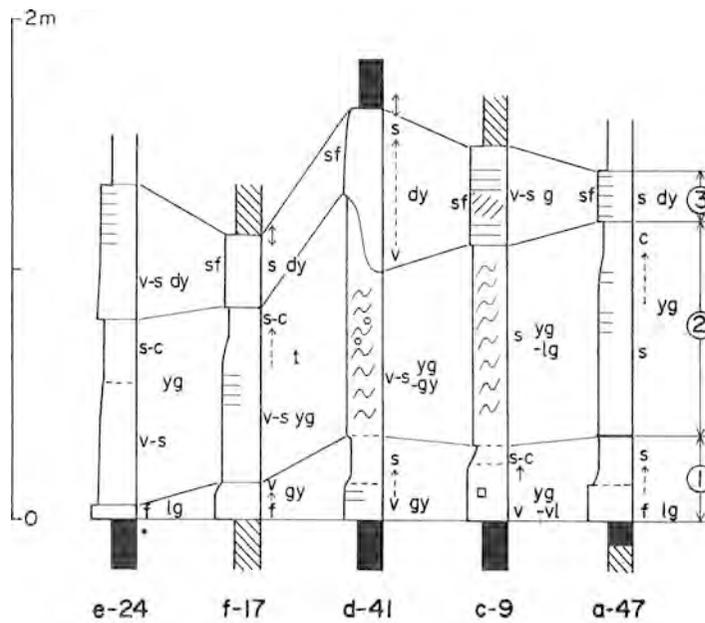
ユニット③層厚 10-80cm．更に 3つのサブユニット（下位から④・⑤・⑥）に細分できる．

サブユニット④層厚 0-5cm．白色の極細粒のガラス質火山灰である．

サブユニット⑤層厚 2-30cm．特徴的な灰桃色を呈し，剝離性を持つ平行葉理が良く発達する粘土サイズの火山灰である．風化乾燥すると白色を呈する．基底部分には植物化石が産することがある．



第22図 常滑累層上部の佐布里火山灰層の露頭(知多市八幡北西〔地点:e-33, 付図第2D図参照〕)
ユニット①に観察されるビンライトの密集部(ハンマーの長さは12cm)



第23図 常滑累層上部の横須賀火山灰層の地質柱状図
地質柱状図作成地点は付図第2図に示す。凡例は第15図と同じ。
図中の①-③は本文参照

白色，風化して黄灰色を呈し，基底に鬼板が見られる．露頭において突出することが多いので確認しやすい．

横須賀-L火山灰層 (Ys-L) 模式地は東浦町石塚町（付図第2 E 図，地点：h-6）．横須賀火山灰層の下位10m以内に，まれに見いだされる．層厚約10cm，塊状で極細粒-シルトサイズの火山灰である．新鮮な部分で明灰色，風化して黄灰色-緑灰色を呈する．

横須賀火山灰層 (Ys, 第23図) 模式地は東海市横須賀高校裏の崖（北隣「名古屋南部」図幅地域内）．その火山灰層柱状図は糸魚川（1971）に示されている．佐布里火山灰層の上位30-40mに位置する．層厚は1-2.7mと変化するが，大府丘陵よりも知多丘陵に分布する本火山灰層の方が層厚が厚く，連続性が良い．全体に粘土質の火山灰層で，3つのユニット（下位から①，②，③）に区分できる．

ユニット①層厚10-50cm．多少級化層理をなす細粒-極細粒の火山灰である．まれに基底部に空隙（径約1mm）や保存の悪い植物化石を産する．新鮮な部分で明緑灰色-明灰色，風化して黄灰色-明オリーブ灰色を呈する．

ユニット②層厚25-120cm．シルト→粘土サイズへの弱い級化層理が見られる火山灰である．新鮮な露頭ではコンボリユート葉理や平行葉理の発達を確認できる．まれに，径1mm-2cmの軽石を含む．新鮮な部分で明緑灰色，風化して灰黄色を呈する．

ユニット③層厚30-50cm．塊状，あるいは平行層理がみられる極細粒-シルトサイズの火山灰である．時に，級化層理が見られ上方で粘土・シルトと漸移する．ユニット①と比べて風化しやすく，多くの露頭で粘土化している．新鮮な部分で灰色，風化して薄暗黄色を呈する．時々，ユニット②を削剝して堆積している（第24図）．

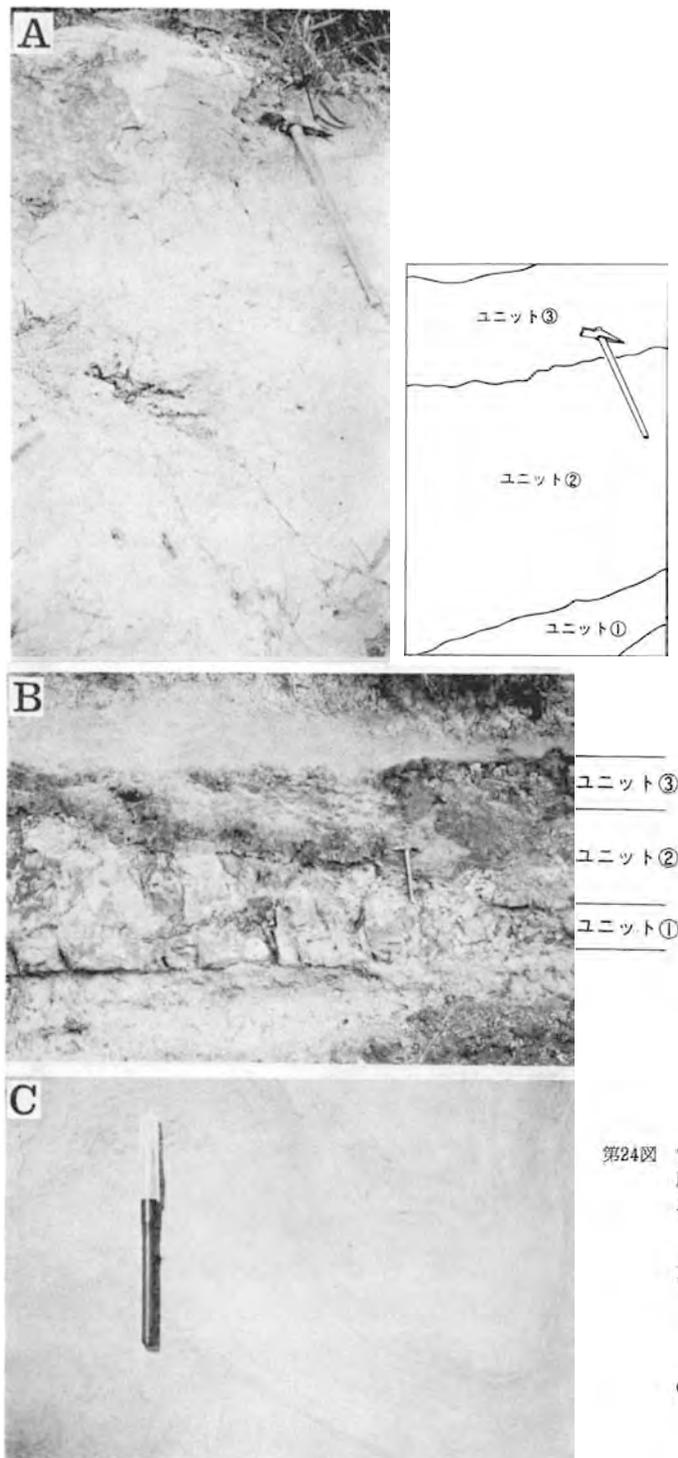
横須賀火山灰層は風化すると表面には亀甲状の割れ目が良く発達し，特に，ユニット②においては著しい（第24図）．

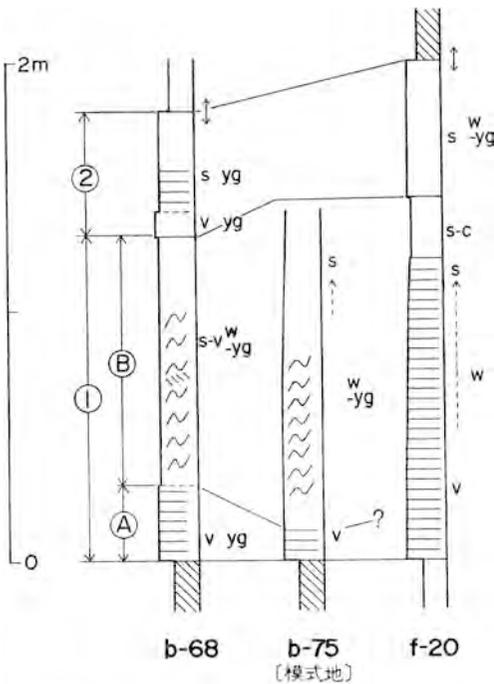
横須賀-U火山灰層 (Ys-U) 模式地は半田市吉田池の北（付図第2 C 図，地点：c-13）．横須賀火山灰層の上位15-25mにまれに見られる．層厚約10cm．岡田火山灰層に似た極細粒-細粒のガラス質火山灰である．

新知火山灰層 (Sc) 模式地は知多市新知牟山神社裏（付図第3 C 図，地点：d-31）．ただし，模式地は火山灰以外の碎屑物が多く含まれている．その火山灰層柱状図は糸魚川（1971）に示されている．横須賀火山灰層の上位20-55mに見いだされる．層厚は40-120cmで，2つのユニットに区分できる．下部のユニットは粘土-シルトサイズで平行葉理が発達する硬い火山灰である．上部のユニットは，平行葉理が発達する極細粒の多少ガラス質な火山灰で，砂層に良く移化する．新鮮な部分で灰色明灰色，風化して黄灰色-オリーブ灰色を呈する．

天神池-L2火山灰層 (Tn-L2) 模式地は常滑市矢田東方（付図第2 B 図，地点：b-75）．天神池火山灰層の下位約3.5mに見いだされる．層厚約20cm．極細粒のガラス質火山灰である．新鮮な部分で白色，風化して黄灰色を呈する．

天神池-L1火山灰層 (Tn-L1) 模式地は常滑市矢田東方（付図第2 B 図，地点：b-75）．天神池火山灰層の下位約1.5mに見いだされる．層厚5-10cmで極細粒のガラス質火山灰である．新鮮な部分で白色，風化して黄灰色を呈する．





第25図 常滑累層上部の天神池火山灰層の地質柱状図
地質柱状図作成地点は付図第2図に示す。凡例は第16図と同じ。
図中の①②、ⒶⒷは本文参照

天神池火山灰層 (Yt, 第25図) MAKINO-UCHI (1980) では模式地が指定されていないので、前述の天神池-L1, L2火山灰層と同じく、常滑市矢田の東方(付図第2B図, 地点:b-75)とする。本図幅地域での分布は、知多市八幡東方・常滑市矢田東方から南東にかけて、阿久比町板山から南東にかけての3地域に限られる。大府丘陵で横須賀火山灰層の上位約30m, 知多丘陵で上位約75mに挟まれる。層厚は70cm-2mで、全体に極細粒-シルトサイズのガラス質火山灰である。新鮮な部分で白色, 風化して黄灰色を呈する。更に風化が進むと白色粘土化する。一部明瞭でない部分もあるが、2つのユニット(下位から, ①, ②)に区分できる。

ユニット①層厚約1.5m。更に2つのサブユニット(下位から, Ⓐ・Ⓑ)に細分できる。

サブユニットⒶ層厚20-30cm。平行葉

理が良く発達する極細粒の火山灰で、まれに粘土のラミナ(厚さ約1mm)を挟む。

サブユニットⒷ層厚約1m。極細粒→シルトサイズへの弱い級化層理を示し、平行葉理やコンボリュート葉理が良く発達する。

ユニット②層厚20-50cm。時に平行葉理が発達するシルトサイズの火山灰である。

III. 4. 2 対比

本図幅地域の主要な火山灰層について行った重鉱物組成・火山ガラスの形態分類の測定結果のうち、代表的なものを第3表に掲げる。以下、各火山灰層の特徴について述べる。

- ①小鈴谷火山灰層：主部(②-Ⓐ)は、斜方輝石・黒雲母を含むが、量としては極めて少ない。火山ガラスの形態はTaに集中する。
- ②大谷火山灰層：主部(②-Ⓒ)も極めて重鉱物が少ないが、比較的黒雲母が多く、まれに斜方輝石・単斜輝石・ジルコンを含む。火山ガラスの形態はHb・Caを主体とする。
- ③古場火山灰層：重鉱物の量は少ないが、量的には斜方輝石が多い。火山ガラスの形態はTaに集中する。
- ④佐布里火山灰層：ユニット①には、緑色角閃石・斜方輝石・ジルコンを多く含む。火山ガラスの形態はHbとCbが主体である。
- ⑤岡田火山灰層：角閃石を多く含むほか、斜方輝石・黒雲母が比較的多い。火山ガラスは、Ha以外

第3表 火山灰層の火山ガラス形態及び重鉱物組成

Ha-Tb は吉川 (1976) によるガラス形態分類の略号。Op: 斜方輝石, Cp: 単斜輝石, GA: 緑色角閃石,
BA: 褐色角閃石, Bi: 黒雲母, Ap: アプライト, Zr: ジルコン
(分析: (株)京都フィッシュン・トラック)

火山灰層	地点	ユニット	火山ガラス (個数)					重鉱物組成 (個数)							
			Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Op	Cp	GA	BA	Bi	Ap	Zr
天神池	b-68	①-⑥		2	2	11	27	58		1			199		
		①-④		15	3	31	40	11	5	6	1		56		9
	f-20	①		3	1	10	34	52		2	8		30		
横須賀	e-36	①	2	6	1	2	76	13	165	35					
	f-10	①		2	8	19	57	14	111	5		1	9		
岡田	f-8		3	13	12	30	16	26	27	2	65	76	20		10
佐布里	b-53	③-⑥		2		1	97								
		①	19	47		29	2	3	69	4	61	2	6	1	17
	e-33	②	3	16	2	4	74	1			7		142		
		①	17	33		50			37	3	54	3	3		9
古場	b-17	③			1	95	4	114	1	9		18			
		②				98	2	50	1						
大谷	a-8	②-③	1	50	34		15								
	h-17	②-③	10	52	3	26	4	5	5	3			48	10	
小鈴谷	i-8	②-④		1		2	95	2	3				2		

の形態のガラスをほぼ均等に含む。

- ⑥横須賀火山灰層：比較的斜方輝石が多く、ほかに単斜輝石・黒雲母を含む。火山ガラスの形態は、Ta が主で Tb・Hb を少量含む。
- ⑦天神池火山灰層：黒雲母が主体であるが、重鉱物の量はあまり多くない。火山ガラスの形態は Cb・Ta・Tb が主体をなす。

以上の重鉱物の分析結果は、森 (1971 b) と比較的良く一致する。ただし、森 (1971 b) が横須賀火山灰層とした地点番号 Y4 の火山灰層は、採集地点 (常滑市阿野町東方) から見て、古場火山灰層である。

次に本図幅地域の火山灰層と、猿投-知多上昇帯から名古屋市北東にかけて分布する東海層群の火山灰層との対比について述べる。

大谷火山灰層は、(1)層厚が非常に厚い、(2)基底部に特徴がある、(3)軽石が多く含まれている、といった特徴から大田火山灰層と名古屋市東方の東郷火山灰層に対比されている (森, 1971 a, b; 牧野内, 1975 a)。また、小鈴谷火山灰層も大谷火山灰層とセットで、色調や基底部に軽石・火山ガラス片が密集するなどの特徴によって、丸根火山灰層に対比されている (森, 1971 a, b; 牧野内, 1975 a)。更に、森 (1971 a) は上野火山灰層 (小牧団研グループ, 1971) を東郷火山灰層に、大良池火山灰層を丸根火山灰層に対比している。

古場火山灰層と佐布里火山灰層を対比する見解（牧野内，1975 a）があるが，古場火山灰層は明らかに佐布里火山灰層より下位の層準にあり，更に産状・重鉱物組成・火山ガラスの形態分類が異なっている．一方，森（1971 b）や小牧団研グループ（1971）が記載した火山灰層の中には，古場火山灰層に相当する火山灰層は見いだせない．しかし，「名古屋北部」図幅地域（坂本ほか，1984）において，篠岡火山灰層と上野火山灰層の間の層準に，最大層厚5mに達する灰白色細粒の火山灰層が礫層中に不連続に認められており，これが古場火山灰層に対比される可能性がある．

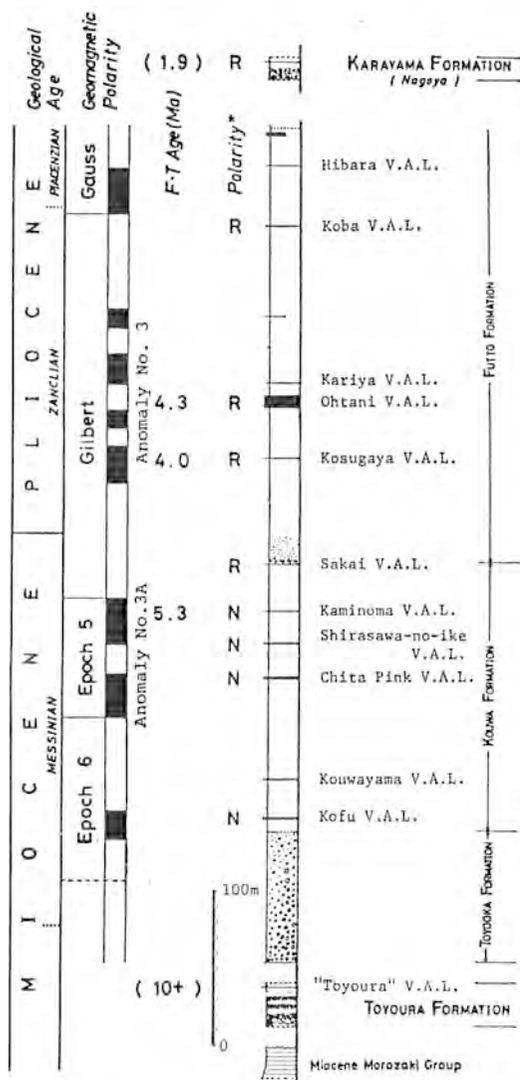
佐布里火山灰層を長久手I火山灰層に対比したもの（森，1971 a）や，長久手O火山灰層やその下位の火山灰層と対比している見解（森，1971 b）がある．しかし森（1971 b）の記載から判断すると，長

久手O火山灰層は井洞火山灰層に，長久手I火山灰層は佐布里火山灰層のユニット①・②に，長久手II火山灰層は佐布里火山灰層のユニット③にそれぞれ対比できる．MAKINOCHI（1980）の Yt-40・Yt-10・Yt-9 火山灰層については記載がないが，層準から判断して，それぞれ佐布里・横須賀-L・新知火山灰層に対比が可能である．なお，Yt-16 火山灰層については確認できなかった．

以上，本図幅地域の火山灰層の層準・産状・重鉱物組成・火山ガラスの形態分類，及びこれまでの諸研究に基づき，知多半島から名古屋市東方にかけて分布する東海層群の対比を現わしたものを第9図に示す．

III. 4.3 フィッシュントラック年代

知多半島の東海層群に含まれる火山灰層については，フィッシュントラック年代測定（grain by grain 法）の報告がある（牧野内ほか，1983）（第26図）．それによると，大谷火山灰層で $4.3 \pm 0.6\text{Ma}$ ，小鈴谷火山灰層で $4.0 \pm 0.5\text{Ma}$ （ただし，信頼度は低いとみなされている）の年代値が得られている．しかし，grain by grain 法による年代測定値データから，異質粒子を除去する方法で牧野内ほか（1983）のデータ者を再計算した結果，大谷火山灰層で 5.24 ± 0.41



第26図 知多半島南部における東海層群の層序及びフィッシュントラック年代（牧野内ほか，1983）

Ma, 小鈴谷火山灰層で $4.63 \pm 0.39\text{Ma}$, 上野間火山灰層で $5.59 \pm 0.36\text{Ma}$ の年代値が得られている (林・藤井, 1985). いずれにせよ, これらの年代測定結果から, 牧野内ほか (1983) が述べているように, 知多半島における東海層群堆積の始まり (東海湖の発生) は中新世末になる.

IV. 第四系

IV. 1 研究史

知多半島の第四系を対象とする地形・地質学的研究は, 小瀬 (1929) 以後多数挙げられるが, 半島全域を対象にして詳細な研究を行ったのは建設省国土地理院 (1968)・松田 (1969) のみである. しかも前者の内容は後者によって一部修正されている程度であり, 基本的に両者の内容は一致している. 結論から言えば, 本報告の知多半島における段丘の区分は松田 (1969) と一致した. したがって, 知多半島地域の段丘面及び段丘の名称は, 松田 (1969) によって命名されたものを用いる.

このほか, 本図幅地域の第四系に関連するものとして, 式・門村 (1965), 松沢ほか (1965), 名古屋グループ (1969), 糸魚川 (1971), 牧野内 (1975 b, 1980, 1985) などがある. これらは概略的ないし地域的なものであるが, 牧野内 (1975b, 1985) は武豊町の武豊層・高位段丘¹⁰⁾について, 牧野内 (1980) は武豊町・常滑市に分布する中位段丘¹¹⁾について詳細に研究を行っている. 一方, 碧海台地を含む三河平野の第四系については町田ほか (1962) の区分が踏襲されてきた.

IV. 2 概要

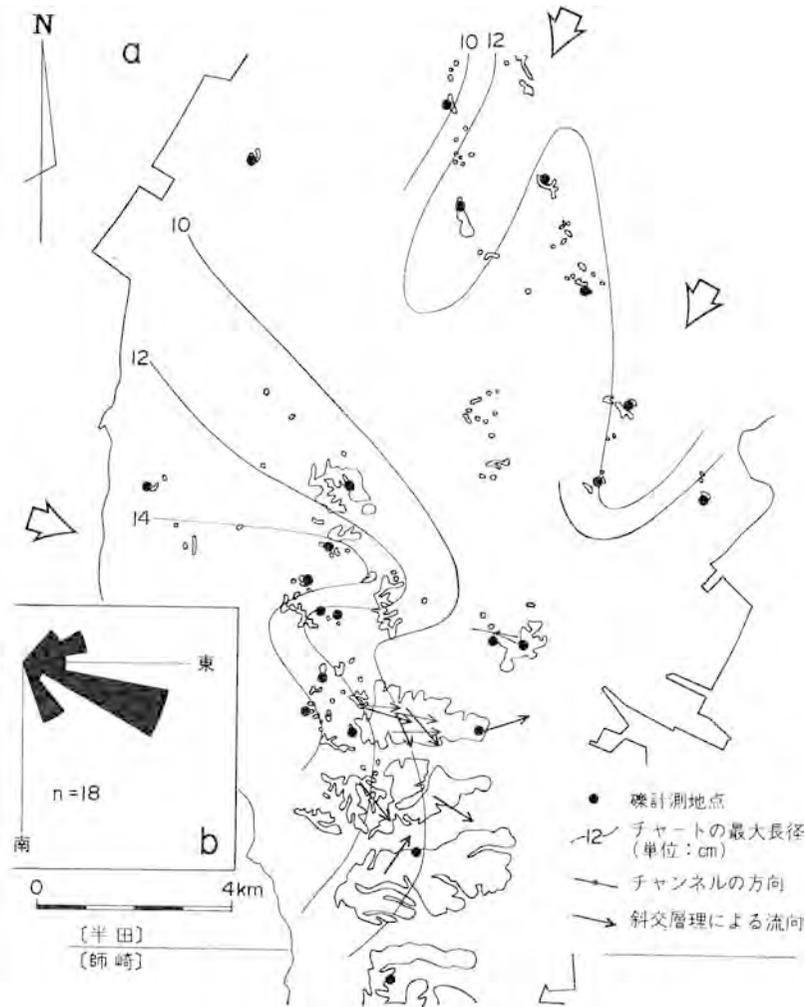
知多半島内の第四系は, その発達様式から丘陵上-頂部に分布する加木屋層及び武豊層と, 丘陵上部ないしその周辺に分布する段丘群に分けられる.

加木屋層及び武豊層については, これまで模式地周辺を対象にして主に研究され, より広域的な分布は把握されていなかった. 本図幅地域の研究から, 模式地周辺のみならず類似の堆積物が丘陵上-頂部に断片的ながら広く分布すること, 更に堆積物をもたらした供給方向には北からと, 西北西 (ないし西) からとの2方向があることが判明した (第27図). すなわち, 北方からもたらされた堆積物がこれまでの加木屋層に, 西北西からもたらされた堆積物がこれまでの武豊層に対応している. このように両層はそれぞれ異なった供給方向の堆積物を代表している. したがって本報告では, 各供給方向からもたらされたと判断される堆積物に対し, より広域的な意味あい加木屋層・武豊層の名称を用いて記載する.

このような加木屋層と武豊層の供給方向の違いと, 本図幅地域周辺の中部更新統との対比を考え合わせると, 加木屋層が下位, 武豊層が上位という, 層準の異なる地層に分かれる可能性がある. すなわち, 濃尾平野地下には東海層群上に不整合に載る中部更新統として, 下位の弥富累層と上位の海部累層が知られており, 猿投-知多上昇帯北部に分布する唐山・八事層は弥富累層に, 武豊層は海部累層に対

10) 本報告の亀崎段丘.

11) 本報告の半田段丘.



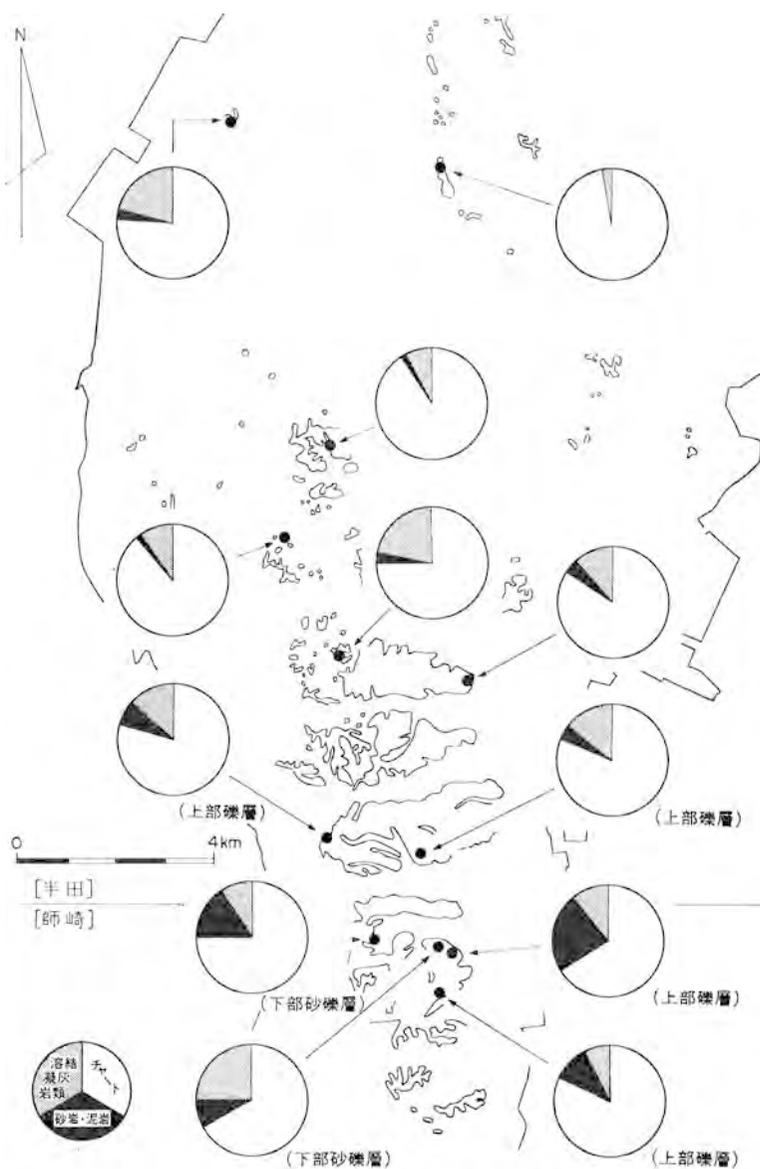
第27図 加木屋層及び武豊層の古地理

a) 斜交層理による古流向及び礫の最大長径線図 b) ローズダイアグラム
 (礫径を計測した層準は、東海層群との不整合面直上あたり、最大長径は最大のものから順に3個の礫径を平均した値)

比されている(桑原, 1980)。加木屋層はその分布・供給方向から、唐山・八事層と一連の堆積物と判断できるので、桑原(1980)の対比に基づけば、加木屋層が下位、武豊層が上位に相当することになる¹²⁾。

加木屋層・武豊層は礫・砂・シルトからなる。構成層中の礫は、主としてチャートからなり、そのほか数-数10%ずつ砂岩及び泥岩、更に溶結凝灰岩類が含まれている(第28図)。

12) 露頭において直接、加木屋層と武豊層の上下あるいは不整合関係は確認できなかった。これまで武豊層とされていた地層に、加木屋層に相当する部分が存在する可能性はある。しかし、本報告では本文中にのべた古地理上の解釈から、一応加木屋層としたものを下位、武豊層としたものを上位としておく。詳細は将来の研究に待ちたい。また加木屋層と唐山・八事層が一連の堆積物である点と、唐山層のフィッシュトラック年代値の 1.9 ± 0.4 (牧野内ほか, 1983) を考え合わせると、加木屋層は更新世前期に及ぶ可能性もある。しかし、この年代値が参考値として提示されていることを考慮して、本報告では加木屋層・武豊層の年代層序区分を表現する場合、一括して「中部更新統」とする。



第28図 加木屋層及び武豊層の礫種組成

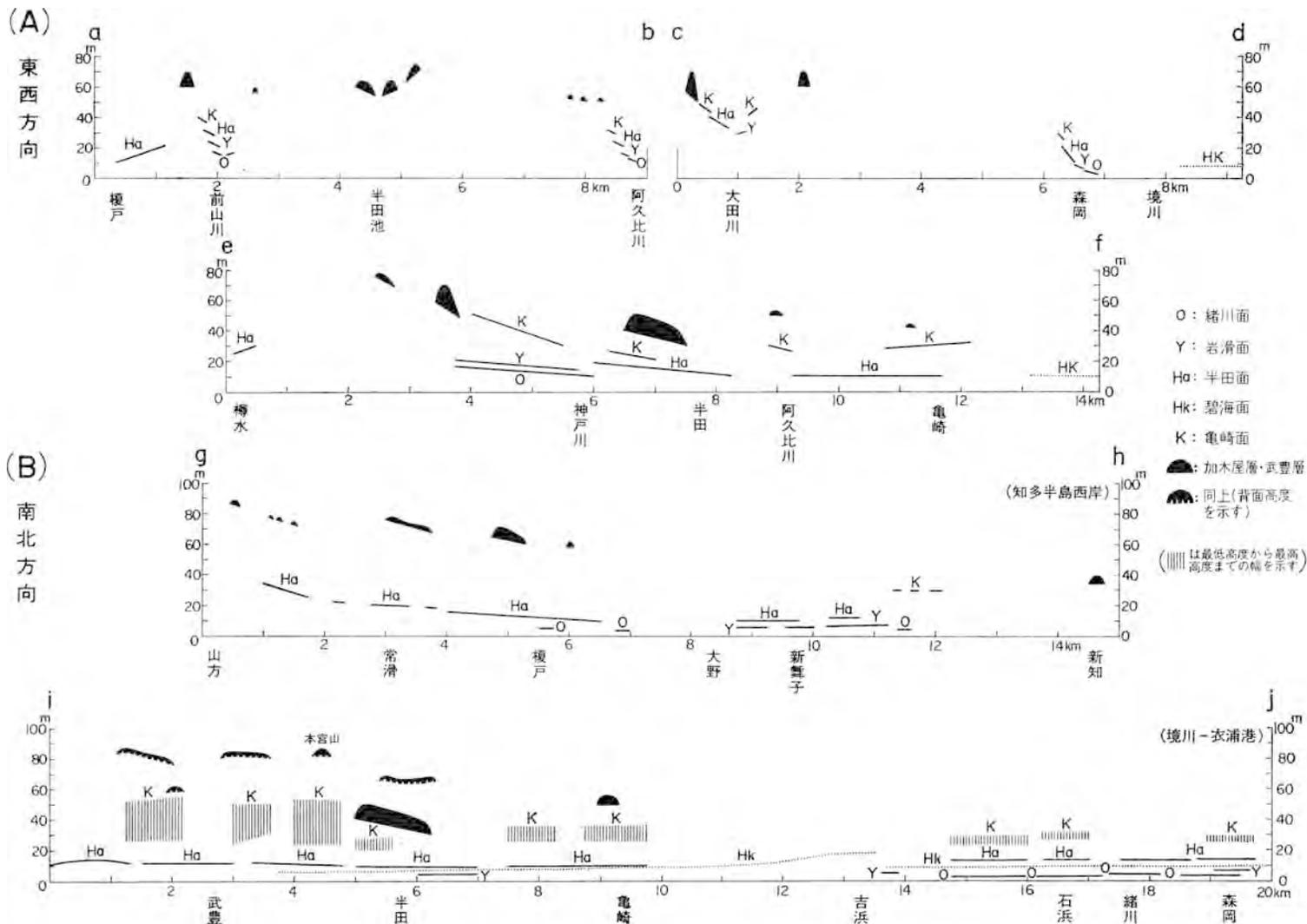
知多半島の段丘は上位から亀崎・半田・岩滑・緒川段丘に区分される。一方、碧海台地は町田ほか(1962)の碧海層からなる。その堆積面である碧海面は、分布高度・発達状況・構成層等の共通性からみて明らかに半田面に対比される。したがって、本図幅地域の段丘は、亀崎・半田及び碧海・岩滑・緒川段丘の4段にまとめることができる。第29図に本図幅地域の段丘面分布図を、第30図に各段丘面の関係を示す高度分布図を示した。

知多半島西岸及び丘陵内部に分布する段丘堆積物は、一般に厚さが1mにも達せず、時には段丘面



第29図 加木屋層・武豊層及び段丘面分布図(数字は海拔高度, 単位: m. 図中の a-j は第30図の地形断面線的位置を示す)
 武豊丘陵の亀崎面と亀崎段丘堆積物(地質図参照)の分布が異なることに注意

のみが認められる部分がある. 更に堆積物が認められる場合でも, 堆積物を構成する礫の大部分が二次堆積を示すチャートの half-round clast (NILSEN, 1982) からなる. そして礫の量及び堆積物の層厚は, 丘陵内部の加木屋層・武豊層の分布地域に近いほど多く, あるいは厚くなる傾向が認められる. したがって, 知多半島西岸及び丘陵内部に分布する段丘堆積物は, 基本的に加木屋層・武豊層から由来したものと判断できる. これに対し, 衣浦港西岸の段丘堆積物や碧海層は, 層厚も比較的厚いことや堆積



第30図 加木屋層・武豊層及び段丘面の高度分布図 断面線の位置は第29図に示す

物の特徴から判断して、境川や矢作川から供給されたことが明瞭である。

IV. 3 加木屋層 (g)

松沢・植村 (1957) によって命名され、糸魚川 (1971) によって記載され、東海市加木屋町に模式的に分布する地層である。本報告ではより広域的な意味を持たせ、北方から由来したとみなされる堆積物一すなわち、名和-加木屋撓曲沿いの知多丘陵頂部、並びに大府丘陵頂部に断片的に分布するものを加木屋層とする。本層は標高 40-80m の武豊面を形成している。

加木屋層は、東海層群を不整合に覆う。その層相は、知多市八幡台南や大府市知北公園などで良く観察できる。層厚は両地域周辺では 15-20m に達するが、一般には 5m 以下である。大部分の地域では成層構造を有する礫層からなるが、八幡台南では礫層と細粒層 (砂質シルト-シルト質砂層) の互層からなる (第 31 図)。礫種はほとんどチャートからなり、そのほか少量 (数% 以下) の溶結凝灰岩類が含まれる。一般に円磨度は亜円-円礫である。チャートは大部分が表面を漂白されている。

IV. 4 武豊層 (k)

小瀬 (1929) により命名され、牧野内 (1975b) により再定義・記載された地層である。模式地は牧野内 (1975b) によって、武豊町富貴の南西約 1km、富貴から知多カントリークラブへ通ずる道路北側の崖 (南隣「師崎」図幅地域内) が指定されている。

本報告ではより広域的な意味を持たせ、西北西-西から由来したとみなされるものを武豊層とする。すなわち、河和 (「師崎」図幅地域) から北方へ、本図幅地域の知多市新知の知多丘陵上-頂部にかけて分布するものを武豊層とする。ただし武豊層の主部は、知多丘陵の主稜線東側の美浜町・武豊町・半田市に分布する。

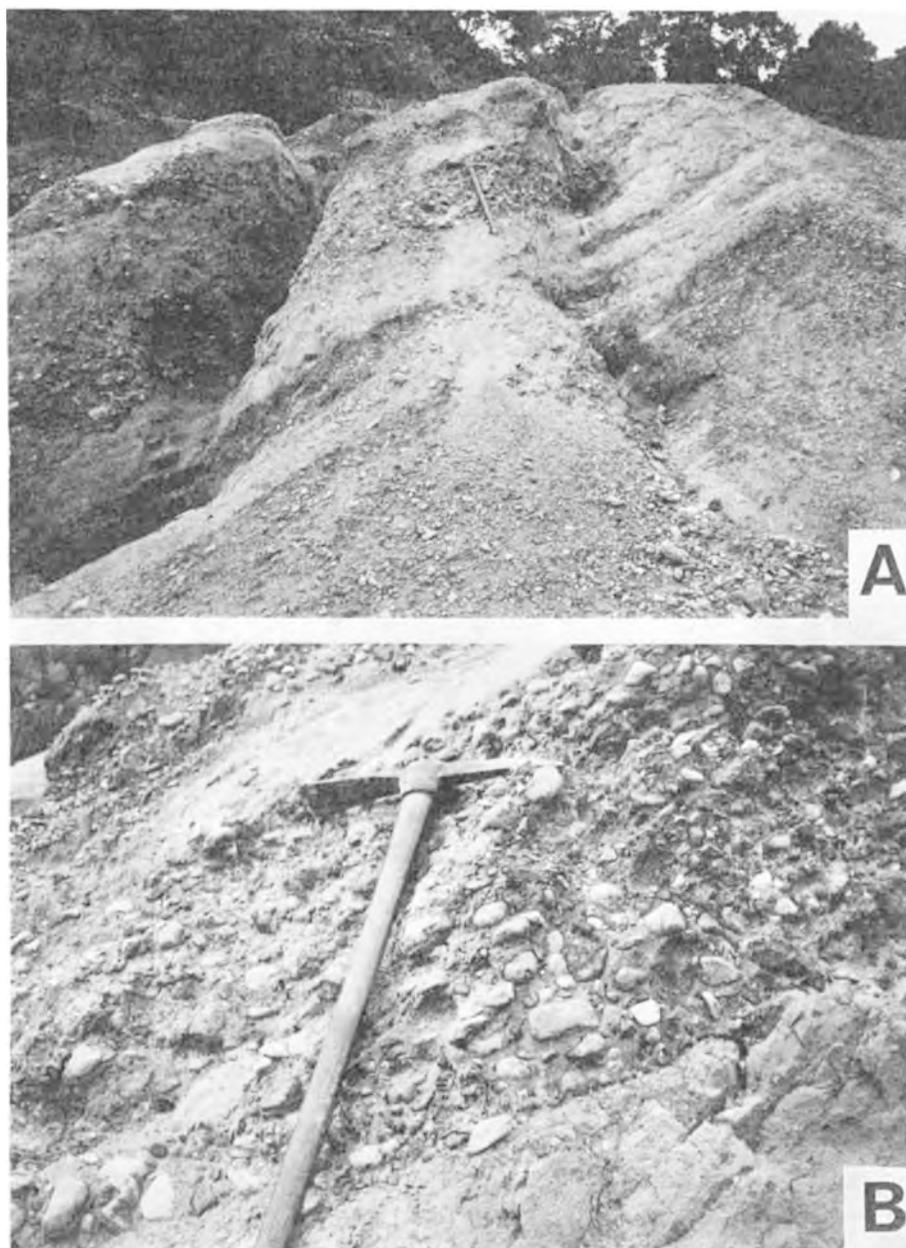
武豊層は東海層群を不整合に覆い、層相は北から南へ漸移的に変化する。しかし大局的にみれば神戸川北方では礫層から、神戸川南方では礫・砂・シルト層からなる。ただし両地域とも礫層が卓越する点には変わらない。

武豊丘陵¹³⁾の武豊層

この地域では牧野内 (1975 b, 1985) の詳細な研究によって、武豊層は下位から、下部砂礫層、中部シルト層、中部砂層、上部礫層、最上部礫・砂・粘土層に区分されている。

このうち、中部シルト層下部の上半部と最上部層のシルト層から、牧野内 (1975b) は淡水-汽水-海棲の珪藻化石が含まれていることを明らかにした。その後、吉野・丹羽 (1976)・森 (1980) は第 4 表の花粉・珪藻化石を報告した。このうち特に花粉のフローラ変遷 (下部で *Quercus*, 上部で *Fagus* が優占するという出現順位の交代) が海部累層と一致することから、武豊層は海部累層に対比が可能であるとみなされている (吉野・丹羽, 1976; 青野ほか, 1980; 桑原, 1980)。

13) 武豊町検原南にあり、東西方向の伸びを示す丘陵を以後、武豊丘陵と呼ぶ。



第31図 加木屋層の層相 知多市八幡台の南〔地点：f-T 239，付図第2 D図参照〕
A) 全体
B) 一部の接近写真
（ハンマーの長さは 65 cm）

第4表 武豊層の花粉・珪藻化石

化石 地層	花 粉 (吉野・丹羽, 1976)	珪 藻 (森, 1980)
最 上 部 層	<i>Fagus, Quercus, Alnus, Ulmus-Zelkova</i> <i>Corylus, Carpinus, Lagerstroemia, Pinus,</i> <i>Tsuga, Picea, Sciadopitys</i>	<i>Cyclotella striata</i> <i>Melosira sulcata</i>
中 部 シ ル ト 層	<i>Quercus, Alnus, Ulmus-Zelkova</i> <i>Corylus</i>	<i>Achnanthes, Caloneis</i> <i>Eunotia, Rhopalodia</i>

下部砂礫層は、本図幅地域においては武豊丘陵西部にのみ分布する。東海層群を不整合に覆い、厚さ5-8mの礫-砂礫層からなる。礫-砂礫層は大礫混じりの中礫からなり、礫種は多いものからチャート・溶結凝灰岩類・泥岩及び砂岩の順である。溶結凝灰岩類は10-25%の割合を占める。チャートと溶結凝灰岩類の最大長径には有意の差は見られないが、円磨度において前者は壘円-円礫、後者は円礫と、若干の差が認められる。淘汰は普通であり、マトリックスは細-中粒砂からなる。チャート以外の礫の大部分は“クサリ礫”である。

中部シルト層・中部砂層は、いずれも本図幅地域において良好な露頭を欠くので、典型的な露頭が見られる富貴(南隣「師崎」図幅地域内)の露頭写真(第32図)を示す。中部シルト層は、淡青-青灰色の均質塊状シルトからなる下部と、浅黄-黄褐色を示し平行葉理が発達するシルトからなる上部とに分けられる。このうち、下部の上半部は海成の兆候が明瞭であり、この層準から第4表に示す海成の珪藻化石が得られている。層厚は、4-7mである。一方、中部砂層の厚さは1-10mであり(牧野内, 1975b)、淘汰の良いシルト-中粒砂からなる。

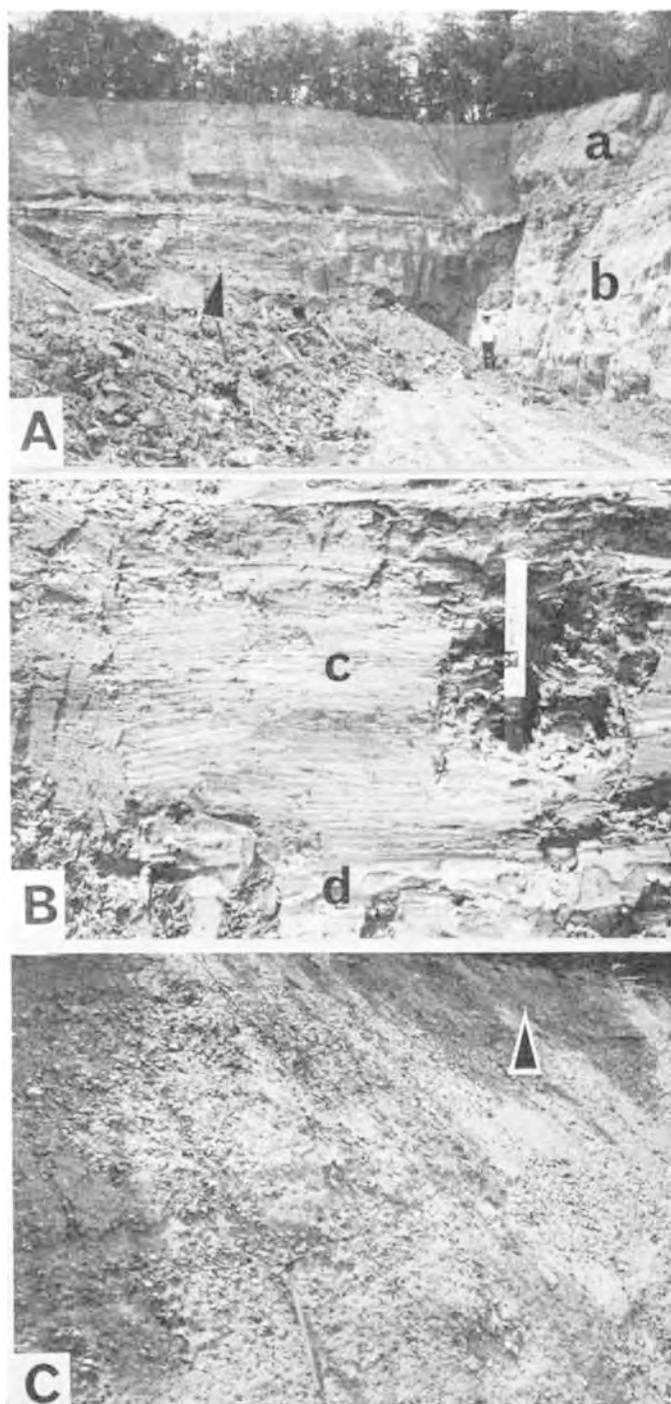
上部礫層は、武豊丘陵全域に分布し良好な露頭も数多い。その厚さは5m前後であり、礫が密集した礫層からなる。礫種その他の層相は下部砂礫層と大差はないが、全体としてチャートの量が多く、礫径が小さくなる。中礫以下の礫が大部分を占め、一般に弱い成層構造が認められる(第32図)。なお本層の最上部には、第32図に示すように古赤色土が発達することがある。

最上部礫・砂・粘土層は、厚さ10m以下であり武豊丘陵上部を構成する(牧野内, 1985)。その層相は旭ガラス衣浦アパート東で模式的に観察される(第33図)。この露頭では最上部礫・砂・粘土層は厚さ8.5mに達し、下位よりシルト層→砂層→礫層からなる。最下部のシルト層上半部は海成の兆候が明瞭であり、第4表に示すような花粉・珪藻化石が報告されている。なお、このような典型的な海成層は旭ガラス衣浦アパート東の露頭で見られるのみで、他の露頭では灰白色のシルト層が観察されるにすぎない。

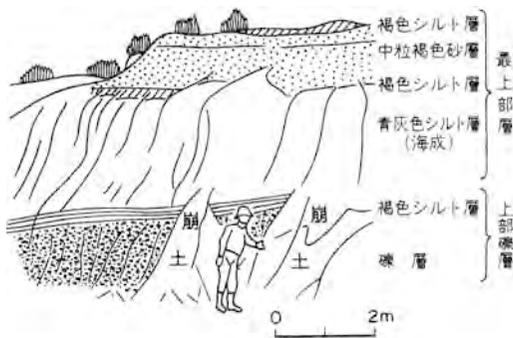
武豊丘陵以北の武豊層

主に礫層から構成されるが、神戸川-桧原大池間の丘陵では、礫層の上位に砂層、更にシルト層が載る。

礫層は、一般に厚さが5-10m、厚い所では15mに達し、弱い成層構造が認められる。礫層の基底にはしばしばチャンネル構造や“クサリ礫”の密集部が観察される(第I図版)。また、斜交層理の発達する細粒層が挟まれていることがある(第I図版)。礫は主として、壘円-円礫のチャート及び円礫の溶結



第32図 武豊層上部礫層・中部シルト層の層相 武豊町富貴の粘土採掘場
 A) 全体 (a: 上部礫層 b: 中部シルト層)
 B) 平行葉理の発達する黄褐色シルト層(c)と海成シルト層(d) [A]の矢印で示した箇所]
 C) 成層構造の見られる上部礫層, 矢印は古赤色土の発達する部分 (ハンマーの長さは 65 cm)

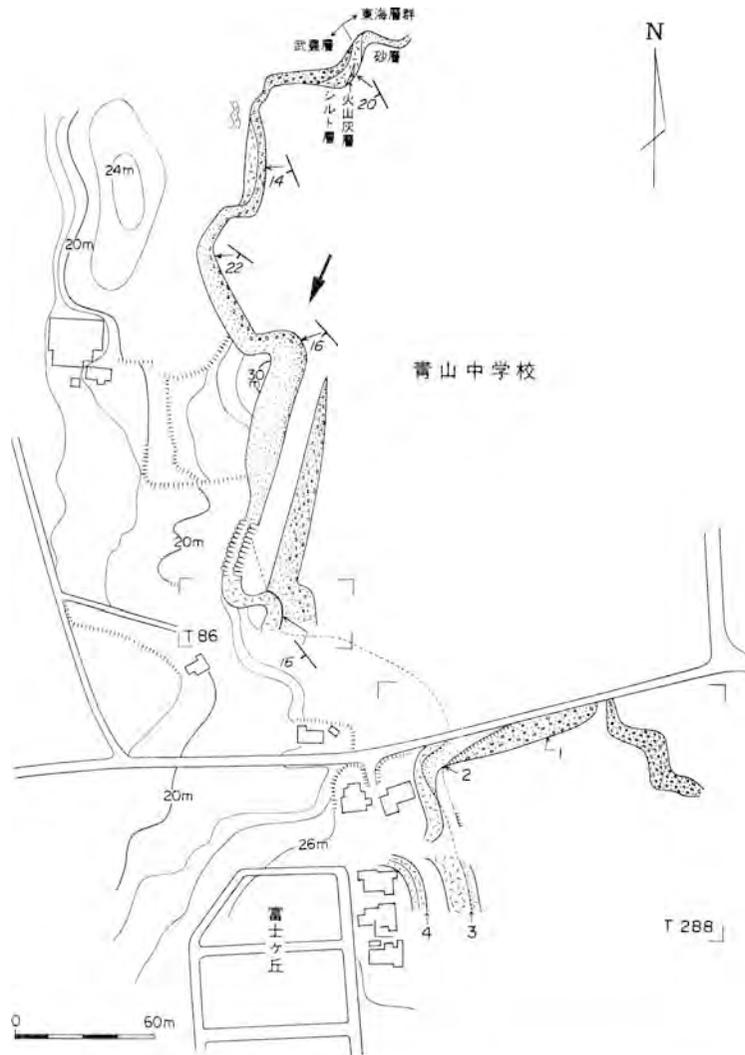


第33図 武豊層最上部層・上部礫層の層相及びスケッチ 武豊町玉賀の西南西約500m〔地点：a-T 8, 付図第2A図参照〕

凝灰岩類からなり，少量の砂岩及び泥岩を含む．チャート以外の礫は，大部分が“クサリ礫”である．なお，一部には二次堆積を示す half-round clast が含まれている（第I図版）．礫径は一般に径5cm前後であるが，まれに径20cm近くに達する．マトリックスは，褐色味を帯びる中-粗粒砂である．

砂層は，神戸川-桧原大池間の丘陵に限られる．上記した礫層に漸移整合に載り，層厚は3-5mである．露頭では淡褐色を呈するルーズな砂層であり，主として淘汰の良い中-粗粒砂，時にチャートの細礫を混じえる粗粒砂からなる．本層には平行葉理・斜交層理が良く発達し，一部ではシルトの薄層を挟む．

シルト層は，神戸川-長成池間の丘陵のみに分布し，青山町青山中学校の露頭で典型的に観察される（第34図・第35図及び第36図）．ここでは，上記した砂層に厚さ2.6mの灰白色のシルト層が，漸移整合に載る．この露頭におけるシルト層を始め，神戸川-長成池間の丘陵で見られるシルト層は，武豊丘陵以南に分布する中部シルト層や最上部層のシルト層のような海成の兆候は明確でない．

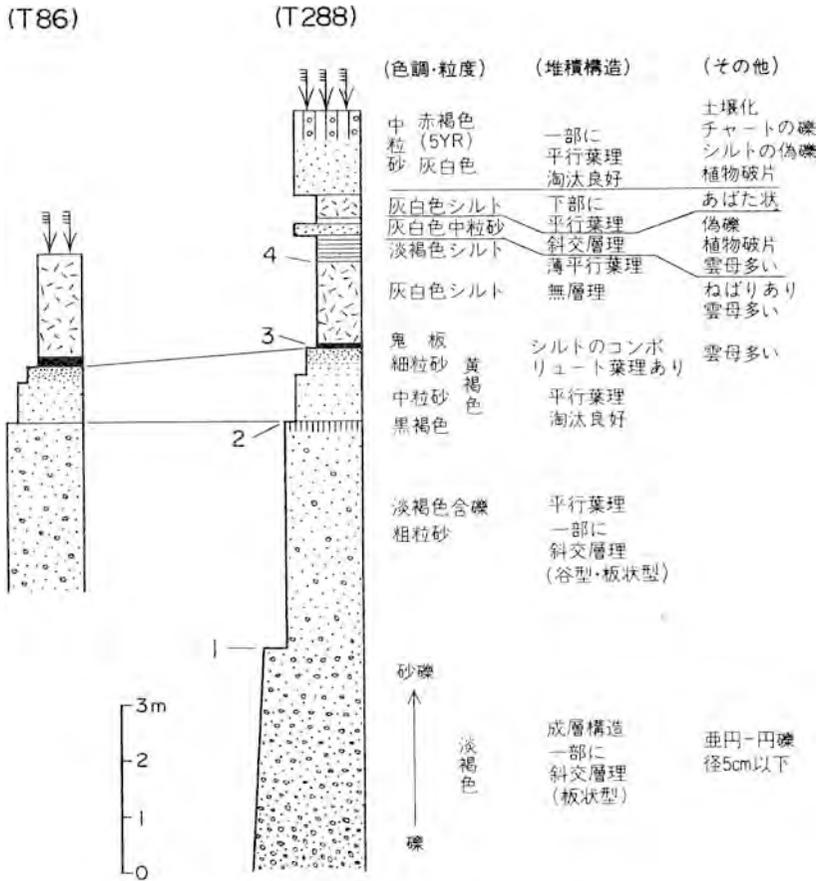


第34図 青山中学校周辺における武豊層のルートマップ 半田市青山町青山中学校〔地点：d-T 86, d-T 288, 付図第2 C図参照〕
 図中の1-4は、第35図の1-4の層準に一致する。矢印は第36図の写真撮影箇所を示す。凡例は第35図と同じ。

IV. 5 亀崎段丘堆積物 (t_1)

松田 (1969) の亀崎面を形成する段丘である。牧野内 (1975b) の高位段丘堆積物、牧野内 (1980) の富貴累層は本段丘堆積物の一部に当たる。

亀崎面は半田市亀崎町に模式的に分布する。大府丘陵と知多丘陵の神戸川以北では、東海層群からなる丘陵部を浸食して分布する。一方、神戸川以南では丘陵上部を構成する武豊層を浸食して亀崎面が形



第35図 青山中学校周辺における武豊層の地質柱状図
 半田市青山町青山中学校の南〔地点：d-T 86, d-T 288, 付図第2 C図参照〕
 図中の1-4は、第34図の1-4の層準に一致する。なお、d-T 288の礫種組成は第28図参照

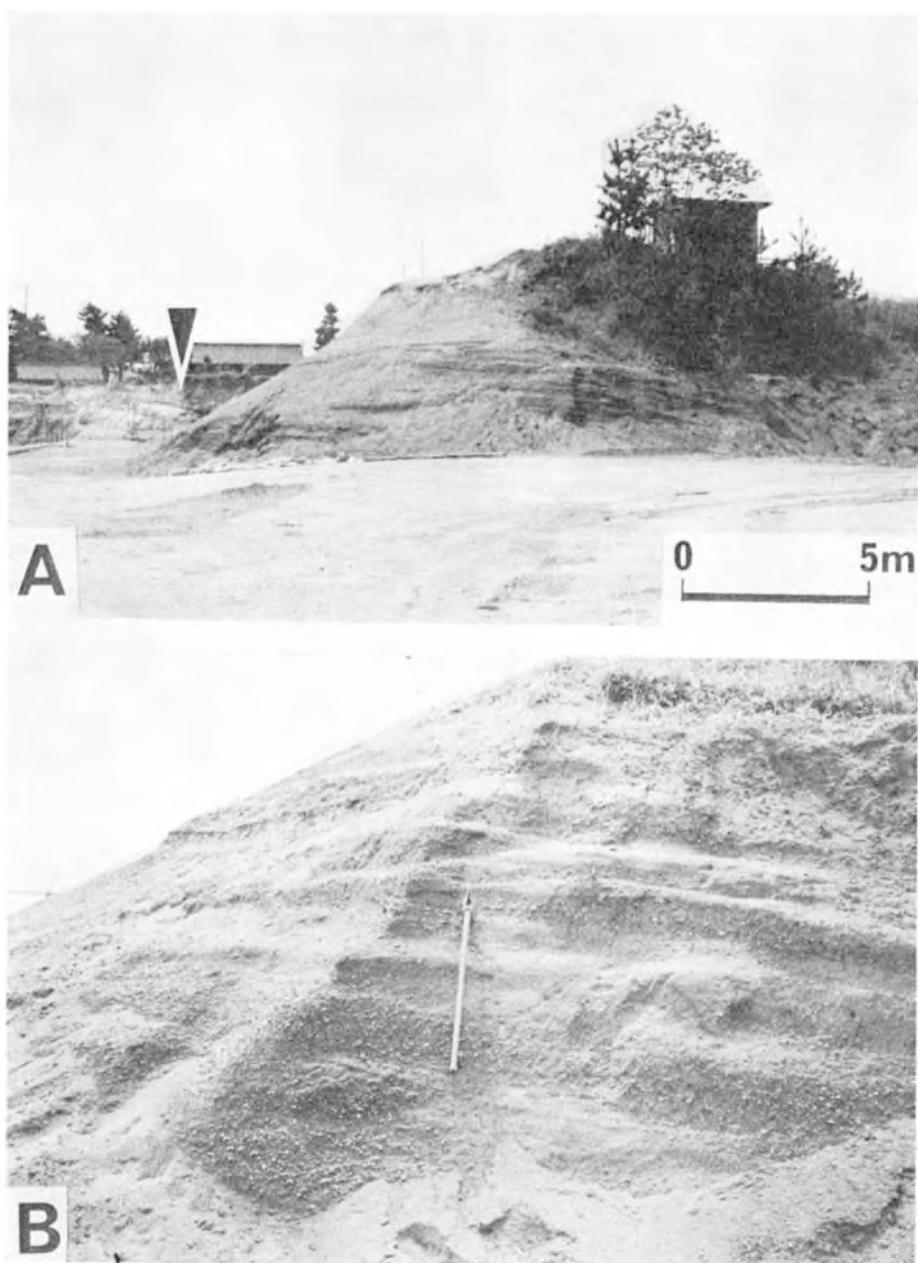
成され、その平坦面は25/1000-35/1000の傾斜で緩やかに東方に高度を下げる。

亀崎面の分布高度を概観すると、臨海部ではいずれの地域でも標高20-25mの範囲にある。これに対し、より内陸側における高度は、神戸川以南・亀崎町周辺・加木屋町周辺が他の領域よりも比較的高い。このような分布高度の違いは、第四紀後半の猿投変動の影響によって生じた可能性がある。本段丘はその発達状況から見て、神戸川以南は海成段丘、神戸川以北は河成段丘とみなすことができる。

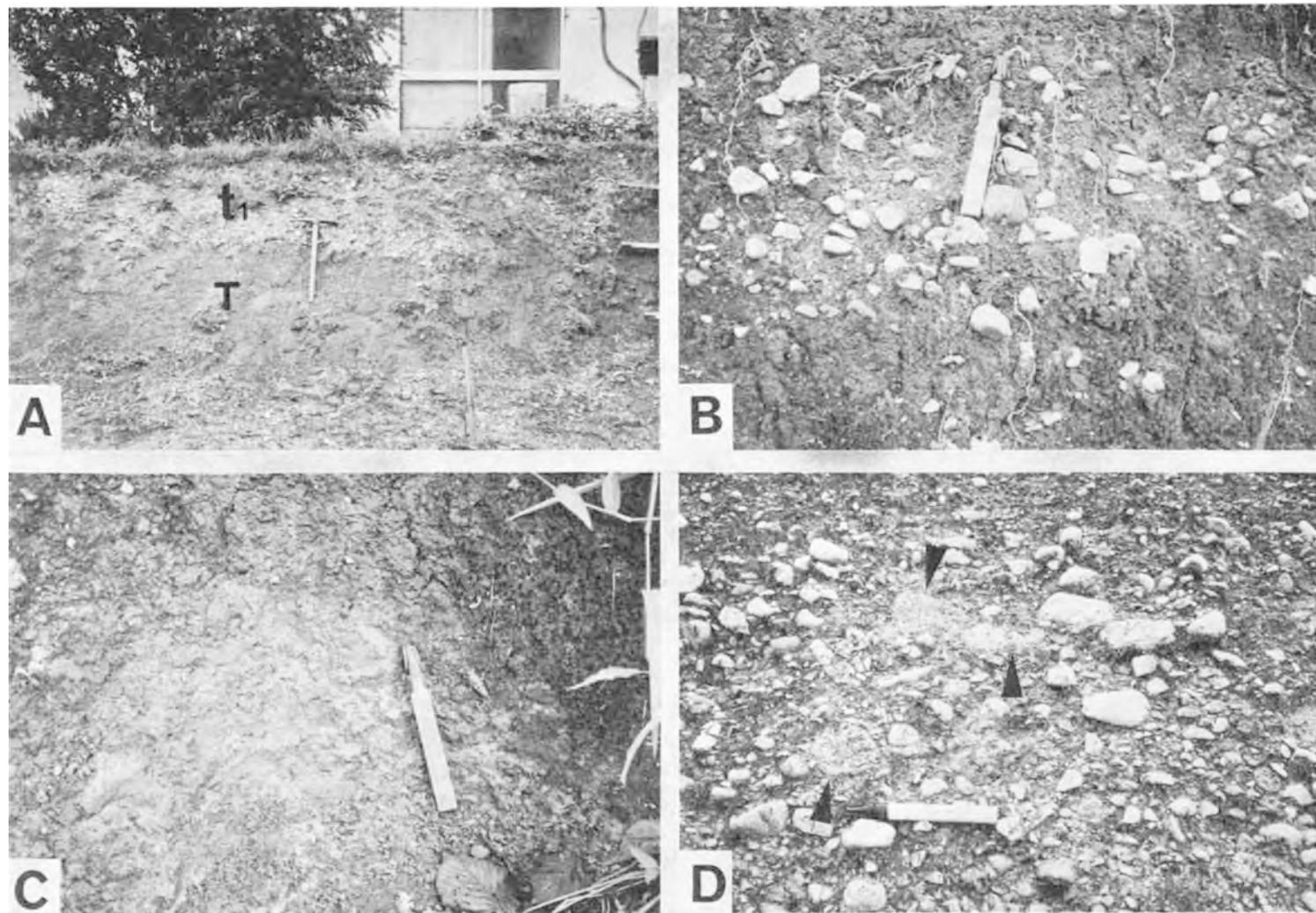
亀崎段丘堆積物は、神戸川以北では東海層群に不整合に載る（第37図）。一方、神戸川以南では武豊層と不整合関係¹⁴⁾にあると考える。

本段丘堆積物の層相は、亀崎町周辺とその他の地域とでは若干の違いがある。亀崎町周辺では大礫を

14) 牧野内（1985）によれば、武豊丘陵東部において武豊層最上部層の堆積面が高位段丘面（本報告での亀崎面に当たる）を形成すると述べられている。しかし、同丘陵東部の北西端（標高点55.3m付近）において亀崎面が武豊層を浸食して形成されていること、更にその南の露頭において、両層が明瞭な凹凸面で接するのが観察されることから判断して、武豊丘陵東部においても武豊層と亀崎段丘堆積物とは不整合関係にある、と考える。



第36図 青山中学校周辺における武豊層の層相 半田市青山町青山中学校〔地点：d-T 86，付図第2 C図参照〕
 A) 平井撓曲によって西方へ急傾斜（矢印の先）していることに注意
 B) ラミナの発達する含礫粗粒砂層（ハンマーの長さは 65 cm）



第37図 亀崎段丘堆積物の層相

- A) 東海層群に不整合に載る亀崎段丘堆積物 (t₁: 亀崎段丘堆積物, T: 東海層群, ハンマーの長さは 65 cm) [常滑市前山, 地点: b-T 144]
 B) 亀崎段丘堆積物の一般的な層相. チャートのみが乱雑に堆積しており, 礫は砕けた角-亜角礫が多い [半田市長成池の北, 地点: b-T 230]
 C) “トラヘン” 模様 [地点は B) と同じ] D) 溶結礫灰岩類 (矢印) の礫を含む亀崎段丘堆積物 [半田市亀崎町, 地点: h-T 173]
 (各地点の位置は付図第2図参照)

混じえ、層厚は2m以上に達する。その層相は垂角-垂円礫のチャート、更に量比にして15%内外の溶結凝灰岩類(すべて“クサリ礫”)と、褐色化した砂質マトリックスからなる(第37図)。亀崎町周辺における本堆積物の特徴は、他地域では見られない溶結凝灰岩類を含むことである。

亀崎町以外の地域では、厚さは極めて薄く、1m以下の所が大部分であり、数10cm以下の所も多い。特に神戸川以南では、段丘面は認められるが独自の構成層が欠けている所が多い。堆積物は、主として加木屋層・武豊層から由来したチャートの half-round clast と、それらをルーズに固結する褐色-赤色化した泥質マトリックスからなる。チャートは一般に漂白された細-中礫であり、淘汰は不良である。

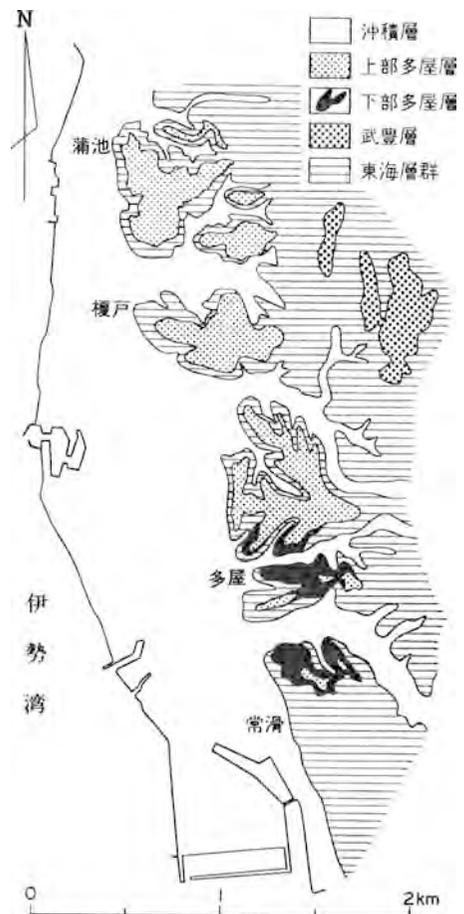
なお、本堆積物の最上部には5YR¹⁵⁾程度の色調を示す古赤色土が薄く載ることがある。古赤色土には“ローズ”状ないし“トラハン”模様¹⁶⁾がしばしば発達する(第37図)。

IV. 6 半田段丘堆積物 (t₂)

本段丘は、知多半島の段丘のうち最も広範囲に発達する。松田(1969)の半田面を形成する段丘であり、半島東岸の半田市街に模式的に分布する。本段丘は臨海部では海成段丘、内陸部では河成段丘とみなすことができる。なお衣浦地区地下にも、本段丘堆積物に相当する堆積物が厚く伏在している(建設省・愛知県編, 1965)。以下、分布地域別に述べる。

知多半島西岸 知多市新舞子から常滑港へと連なる臨海部と、矢田川・前山川流域の内陸部に発達する。臨海部における半田面は、分布南端での標高が25-30m、分布北端では標高10m強であり、全体として北方向の高度低下が認められる(第30図参照)。

常滑清から蒲池にかけて発達する本段丘については、牧野内(1980)の詳しい研究がある。それによると、本堆積物の層厚は模式地周辺で11mであり、海成シルトからなる下部多屋層と、シルト中粒砂からなる上部多屋層に分けられている



第38図 常滑市周辺の半田段丘の地質図
(牧野内, 1980を一部改変)

15) 色調は、農林省農林水産技術会議事務局日本色彩研究所監修(1969)の新版標準土色帳による。

16) 「赤色部と漂白された淡灰色部とが入り混じり、牛肉のローズを連想させるのでこう呼ぶ。また、赤色部と淡灰色部とが縞模様をなす場合もあり、それが虎の毛皮に似ていることからトラ斑とも呼ばれる。」(牧野内, 1975b)。



第39図 知多半島西岸の半田段丘堆積物の層相

A) 半田段丘堆積物を構成するラミナの発達する砂層（上部多層層に当たる） B) 半田段丘堆積物を構成する海成シルト層（下部多層層に当たる） C) 半田段丘堆積物の基底に見られるチャンネル構造（ t_2 ：半田段丘堆積物，T：東海層群）常滑市原松町〔地点：b-T 80，付図第2 B図参照〕

(第38図及び第39図)．更に、下部多屋層は多屋周辺にのみ分布し、東海層群を下刻した谷を充填する谷埋堆積物であり、他方、上部多屋層はその上位に厚さ2-3mで広範囲に分布することが明らかにされている．

この上部多屋層の分布は蒲池までに限られているらしく、新舞子周辺に発達する半田面は、東海層群が直接露出している．以上の特徴から、臨海部の半田面は隆起波食台とみなすことができる．すなわち、下部多屋層は波食台を下刻しながら当時の伊勢湾に流入していた河川の谷埋堆積物、上部多屋層は波食台上を薄く覆った海成砂と推定できる．したがって、大野町南から多屋にかけて延びる直線状の傾斜変換線は、旧汀線の名残りの可能性が高い．

矢田川・前山川流域の半田面は、標高20-40mの範囲にあり、チャートからなる厚さ1-1.5mの薄い礫層から構成され、上部に色調7.5-5YRの古赤色土を載せる．

知多半島東岸 亀崎町から武豊町に至る臨海部、並びに境川西岸や阿久比川・神戸川などの小河川沿いに良く発達している．境川西岸から臨海部にかけての半田面の標高は5-18m、沖積面との比高は5-10mの範囲にあるが、全体的に北側で高く南側で低い．他方、内陸部の小河川では、沖積面との比高は鹿ノ子田川以南で5m強、それ以北では10m前後であり、北側でより高くなっている．

神戸川以北の本段丘堆積物は、厚さ1-3m程度の礫層からなるが、一部地域では砂層からなる（例えば東浦町石浜）．礫はすべて亜角-円礫のチャートからなり、褐色に風化した細-粗粒砂のマトリックス中に密集している．礫径は平均2-3cmであるが、まれに径10-20cmに達する．半田市岩滑では成層構造が良く発達している（第40図）．

神戸川以南では、厚さ数10cm-数m、褐色化した中-粗粒砂層又は礫層からなる．礫種はほとんどチャートからなり、まれに溶結凝灰岩類を含む．武豊町下門では、砂層ないし砂礫層に海棲の貝化石が



第40図 知多半島東岸の半田段丘堆積物の層相 成層構造の発達する礫層（ハンマーの長さは65cm）
半田市岩滑【地点：d-T 187，付図第2C図参照】

含まれており、その下位に海成シルト層が観察されることがある。なお、下門地域の半田段丘堆積物は、牧野内（1980）の新田層に当たり、波食台上に堆積したものと考えられている。

大田川流域 すべて河成段丘である。段丘面の標高は12-40m、段丘面と沖積面との比高は5m内外の値を示す。本地域では厚さ4m前後のやや密集した礫層から構成されている。

IV. 7 ^{へき} ^{かい} 碧海層 (t_h)

町田ほか（1962）の命名による。本層は碧海台地を構成し、半田段丘堆積物に対比される。碧海層の主体は東隣「岡崎」図幅地域にあり、本図幅地域には幅約1.5kmの西端部が含まれる。碧海面の分布高度は、本図幅地域の北端で10m、南端で5mであり、全体として北から南へ1/3000の傾斜で極めて緩やかに低下している。

町田ほか（1962）によれば、本層は上流から下流に向かって扇状地相から三角州相へ一連の層相変化を示す地層である。本図幅地域では、三角州相に当たる部分が含まれる。露頭では、厚さ5m前後の細礫を混じえる泥質砂層が、碧海面を形成するのが観察されるのみである。しかしこの泥質砂層の下位に、海成シルト層が堆積していることが確かめられている（建設省・愛知県編、1965）。碧海面には50-7.5YRの色調を示す古赤色土が発達している。

糸魚川・中山（1968）は、高浜市の名鉄三河線と明治用水とが交差する鉄橋下において、本層から128種の貝化石その他を報告している（第5表）。貝類群集は暖流系を含む日本型であり、その群集解析からこの地点の本層の堆積環境は、①内海の支湾あるいは内海の湾央-湾奥に近い所、②底質は礫を混じえた粗-中粒砂、③深度は恐らく5-15m、④沿岸水が主に発達する所で近くには汽水域が存在、⑤水温は現在よりやや高いか同じくらいで寒流系の外洋水の影響はなかった、と推定された。以上の諸点から、この付近の碧海層は三角州の前置部に近い所であったとみなされている。

なお碧海台地の高浜市には、周囲の碧海面よりも高く北北西-南南東方向に広がる段丘面があり、町田ほか（1962）はこの部分を碧海面より一段高い^{ころも}挙母面に対比している。しかし挙母面とされた部分は、その東縁を走る大高-大府撓曲によって、碧海面が西上がりに変形した結果形成された可能性が強い。したがって本報告では、この部分をも碧海面に含めた（後述）。

IV. 8 ^{やなべ} 岩滑段丘堆積物 (t_3)

松田（1969）の岩滑面を形成し、半田市岩滑に模式的に発達する段丘である。知多半島東岸では全域的に分布するが、西岸では新舞子から矢田川・前山川流域にほぼ限られている。臨海部での標高はいずれも5m内外にある。内陸部での沖積面との比高は2-5m程度であるが、神戸川では5m強でやや大きい。

本段丘堆積物は、礫-砂礫層から構成され、礫はチャートのみからなる。チャートは径1-2cmの角-亜円礫が多いが、径10cmを超すものもある。マトリックスは褐色味を帯びた泥質の細-中粒砂で、礫はルーズに固結されている。本堆積物の層厚は、矢田川・矢勝川流域などでは1mに達することもあ

第5表 碧海層の貝化石 糸魚川・中山 (1968)

種名	個体数	種名	個体数
1. <i>Nipponarca bistrigata</i>	87	45. <i>Paphia vernicosa</i>	2
2. <i>Trisidos tortuosa kiyonoi</i>	22	46. <i>P. (Paratapes) undulata</i>	2
3. <i>Scapharca subcrenata</i>	9	47. <i>Mactra chinensis</i>	2
4. <i>Striarca (Galactella) symmetrica</i>	1	48. <i>M. veneriformis</i>	1
5. <i>S. (Didimacar) tenebrica</i>	16	49. <i>Raeta (Raetelops) rostralis</i>	1
6. <i>Glycymeris vestita</i>	1	50. <i>Standella capillacea</i>	60
7. <i>Mytilus</i> sp.	1	51. <i>Lutraria arcuata</i>	1
8. <i>Musculus (Musculista) senhousia</i>	9	52. <i>Solecurtus divaricatus</i>	2
9. <i>Atrina (Servatrina) pectinata</i>	1	53. <i>Semele cardioformis</i>	21
10. <i>Chlamys farreri nipponensis</i>	2	54. <i>Abrina lunella</i>	4
11. <i>Ch. (Mimachlamys) nobilis</i>	1	55. <i>Semelangulus tokubeii</i>	4
12. <i>Ch. (M.) asperulata</i>	9	56. <i>Arcopagia (Merisca) subtruncata</i>	15
13. <i>Volachlamys hirasei awajiensis</i>	6	57. <i>Macoma tokyoensis</i>	4
14. <i>Pecten (Notovola) albicans</i>	4	58. <i>Fabulina</i> sp.	2
15. <i>Mantellum hakodatense</i>	2	59. <i>Hiatella flaccida</i>	7
16. <i>Anomia chinensis</i>	18	60. <i>Panope japonica</i>	1
17. <i>Ostrea denselamellosa</i>	12	61. <i>Solidicorbula erythrodon</i>	1
18. <i>Crassostrea pes-tigris</i>	5	62. <i>Anisocorbula venusta</i>	75
19. <i>Crassatellites nanus</i>	4	63. <i>Mya (Arenomya) arenaria oonogai</i>	12
20. <i>Corbicula japonica</i>	1	64. <i>Venatomya truncata</i>	12
21. <i>Alvegnus ofianus</i>	10	65. <i>Cryptomya busoensis</i>	47
22. <i>Trapezium (Neotrapezium) liratum</i>	2	66. <i>Barnea (Anchomasa) manilensis</i>	3
23. <i>Anisodonta gouldi</i>	1	67. <i>Martesia striata</i>	1
24. <i>Cycladicama cumingii</i>	7	68. <i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum</i>	5
25. <i>Pillucina pisidium</i>	21	69. <i>Macroschisma</i> sp.	1
26. <i>P. (Wallucina) lamyi</i>	4	70. <i>Collisella (Conoidacmea) heroldi</i>	1
27. <i>Kellia</i> aff. <i>subelliptica</i>	3	71. <i>Conotalopia musiva</i>	2
28. <i>Platomysia rugata</i>	1	72. <i>Umbonium (Suchium) moniliferum</i>	4
29. <i>Borniopsis tsurumaru</i>	1	73. <i>Starkeyna sobrina</i>	3
30. <i>Melliteryx puncticulata flexuosa</i>	3	74. <i>Lunella coronata</i>	2
31. <i>Nipponomysella oblongata</i>	3	75. <i>Dostia violacea</i>	1
32. <i>N. subtruncata</i>	1	76. <i>Pictoneritina oualaniensis</i>	4
33. <i>Chama reflexa</i>	1	77. <i>Simusicola yendoi</i>	1
34. <i>Vasticardium arenicola</i>	1	78. <i>Merelina tokunagai</i>	1
35. <i>Fulvia mutica</i>	5	79. <i>Cerithideopsisilla cingulata</i>	3
36. <i>Microcirce dilecta</i>	2	80. <i>Batillaria cumingii</i>	1
37. <i>Pitar (Pitarina) sulfureum</i>	6	81. <i>B. multiformis</i>	8
38. <i>Callista chinensis</i>	2	82. <i>B. zonalis</i>	16
39. <i>Dosinia (Dosinella) penicillata</i>	3	83. <i>Clathrofenella asperulata</i>	6
40. <i>D. (Phacosoma) japonica</i>	4	84. <i>Eufenella pupoides</i>	1
41. <i>D. (Ph.) troscheli</i>	11	85. <i>E. rufocincta</i>	10
42. <i>Protothaca jedoensis</i>	8	86. <i>Scaliola glareosa</i>	3
43. <i>Tapes (Amygdala) philippinarum</i>	38	87. <i>Bittium</i> sp.	2
44. <i>Veremolpa micra</i>	4		

第5表 つづき

種名	個体数	種名	個体数
88. <i>Proclava kochi</i>	1	112. <i>Granuliterebra bathyraphe</i>	3
89. " <i>Cerithiopsis</i> " sp.	1	113. <i>Chrysallida (Besla) sp.</i>	1
90. <i>Cuspeulima ozawai</i>	3	114. " <i>Odostomia</i> " sp.	39
91. <i>Balcis</i> sp.	6	115. <i>Chemnitzia</i> sp. 1	2
92. <i>Neverita (Glossaulax) hosoyai</i>	7	116. <i>Ch.</i> sp. 2	7
93. <i>Tectonatica janthostomoides</i>	2	117. <i>Ch.</i> sp. 3	1
94. <i>Eunaticina papilla</i>	2	118. <i>Paramorumula</i> sp.	8
95. <i>Doxander vittatus japonicus</i>	1	119. " <i>Acteon</i> " sp.	3
96. <i>Bedequina birileffi</i>	16	120. <i>Ringicula (Ringiculina) doliaris</i>	5
97. <i>Rapana thomasiana</i>	12	121. <i>Cylichnatys angusta</i>	2
98. <i>Mitrella bicincta</i>	1	122. <i>Coelophysis succincta</i>	1
99. <i>M. tenuis</i>	1	123. <i>C. (Sulcoretusa) minima</i>	2
100. <i>Indomitrella yabei</i>	15	124. <i>Rhizorus radiolus</i>	1
101. <i>Zafra pumilia</i>	9	125. <i>Rh. eburneus</i>	2
102. <i>Hinia festiva</i>	3	126. <i>Depressiscala aurita</i>	1
103. <i>Reticunassa japonica</i>	15	127. <i>Viriola</i> cfr. <i>corrugata</i>	1
104. <i>Niotha livescens</i>	3	128. " <i>Triphora</i> " sp.	1
105. <i>Babylonia japonica</i>	4	<i>Echinarachnius mirabilis</i>	
106. <i>Sydaphera spengleriana</i>	4	<i>Temnopleurus toreumaticus</i>	
107. <i>Tomopleura nivea</i>	5	Echinoidea	
108. <i>Pseudoetrema fortilirata</i>	1	Bryozoa	
109. <i>Guraleus hiradoensis</i>	3	<i>Serpula</i> sp.	
110. <i>Philbertia leukarti</i>	1	<i>Balanus</i> sp.	
111. " <i>Daphnella</i> " sp.	1	Decapoda	



第41図 岩滑段丘堆積物の層相 東海層群からなる地表部が土壌化しているのみで、段丘堆積物としてはチャードの礫が散在しているだけである（ハンマーの長さは 65 cm）
常滑市前山の南約 1 km [地点：b-T 149, 付図第 2 B 図参照]

る。しかし、大部分の地域では1m以下であり、東海層群が直接段丘面上に露出する所も多い（第41図）。特に、新舞子東方の岩滑面は、東海層群が広域に浸食して形成されていることから、隆起波食台とみなすことができる。

なお、境川東岸には標高5-10mを示し、碧海面より一段低い段丘面が分布する。これらは町田ほか（1962）の越戸面に相当するとみなせるが、分布が小範囲なので、標高及び沖横面との比高から判断して岩滑面に含めた。

IV. 9 緒川^{おがわ}段丘堆積物 (t_4)

松田（1969）の緒川面を形成し、東浦町緒川に模式的に分布する段丘である。緒川面は、境川西岸及び神戸川・前山川流域に比較的広く分布する。緒川周辺では標高2-4mであり、沖積面との比高はいずれの地域でも1m以下にすぎない。

緒川面は沖積面との比高が小さく、更に本面上に東海層群が直接露出する地域もあるため（例えば常滑市金山）、本段丘独自の堆積物を明確に識別することは困難である。ただ、模式地周辺では淘汰の良い中-細粒砂が、神戸川流域では泥質細粒砂が段丘面上に認められる。しかし、これらの堆積物も本段丘独自の堆積物かはっきりしない¹⁷⁾。

IV. 10 沖 積 層

沖積層は、知多半島西岸・衣浦地区の各河成・海岸低地に分布するが、その発達は極めて乏しい。ただ衣浦地区には地下の部分を含めると沖積層が比較的広く、かつ厚く堆積している。本項では、沖積層を平野表層部を形成する堆積物と、衣浦地区の沖積層とに分けて記述する。

IV. 10. 1 沖積平野表層堆積物

本図幅地域の沖積平野は、その成因からみて谷底・氾濫・海岸・三角州平野に分けられる。更に平野表層部には、砂州・砂堆・自然堤防・旧河道・流路州などの微地形が発達する。地質図ではこれら微地形をなす堆積物のうち、砂州・砂堆堆積物、自然堤防堆積物、及び流路州堆積物を識別し、他の平野表層堆積物から独立させて示した。

平野表層部を形成する谷底・氾濫・海岸・三角州平野堆積物は、泥・砂及び礫から構成される。このうち谷底・氾濫平野堆積物の層厚は極めて薄く、規模の小さい開析谷では東海層群・武豊層がそのまま地表面に露出している。一方、海岸・三角州平野堆積物は、主として砂州・砂堆堆積物より海岸線側に分布している。

砂州・砂堆堆積物（s）は、縄文海進の海面上昇期に堆積したものである。これらは、知多半島西岸や半島東岸の半田市から武豊町にかけての臨海部、及び碧南市権現町に、谷底・氾濫平野を閉塞するよ

17) 例えば1959年の伊勢湾台風の際、高潮は緒川で海拔約2.8mの所まで達し、緒川段丘末端にも被害を与えたと言う（建設省国土地理院、1968）。

うに形成されている。一般に、周辺の沖積面から比高 1-5m の高まりを持つ。構成堆積物は淘汰の良い灰白色細粒の海浜砂からなる。

自然堤防堆積物 (n) は、河川の氾濫時に堆積したものであり、主に境川西岸の各河川沿い、及び矢作川の干拓地に分布する。一般に、周辺の沖積面から比高 1-2m の高まりを持つ。構成堆積物は知多半島においては一般に砂からなるが、矢作川の干拓地では、灰白色の中-粗粒砂からなり、1cm 以下のチャートの礫を混じえている。

流路州堆積物 (c) は、境川の河床に見られるもので、礫及び砂から構成されている。

IV. 10. 2 ^{きゅうら}衣浦地区の沖積層

衣浦地区は、1961 年から開始された衣浦港改修及び衣ヶ浦湾開発計画の際、地下の地盤地質調査が行われた（建設省・愛知県編、1965）。以下、松沢ほか（1965）に基づき、本地区の沖積層について略述する。なお、代表的な地下断面図を第 42 図に示した。

「衣浦地区の沖積層は、下位より上部粘土層・上部砂層・最上部層に分けられる。更に上部粘土層の基底付近の砂質部は、上部粘土基底砂層として区別される。

上部粘土層は、本地区のほぼ全域に分布し、主としてシルト粘土からなり、貝殻・腐食物に富む。層厚は 20m 以下。N 値は砂質土で 10 以下、粘性土で 0-3 である。本層の最下部を構成する上部粘土層基底砂層は、シルト混じり細粒砂、まれに中-粗粒砂・砂礫から構成される。厚さは 5-10m（ただし、亀崎以北の領域）。N 値は砂質土で 10 以下である。上部粘土層は、埋没浸食谷を埋積している。

上部砂層は、主に矢作川の低地に分布し、衣浦港底から戦後の埋立地にまたがる領域にはほとんど分布しない。主として砂からなるが、時にシルトや礫混じりになることがあり、貝殻を含む。層厚は 10 m 以下。N 値は砂質土で 10 以下である。

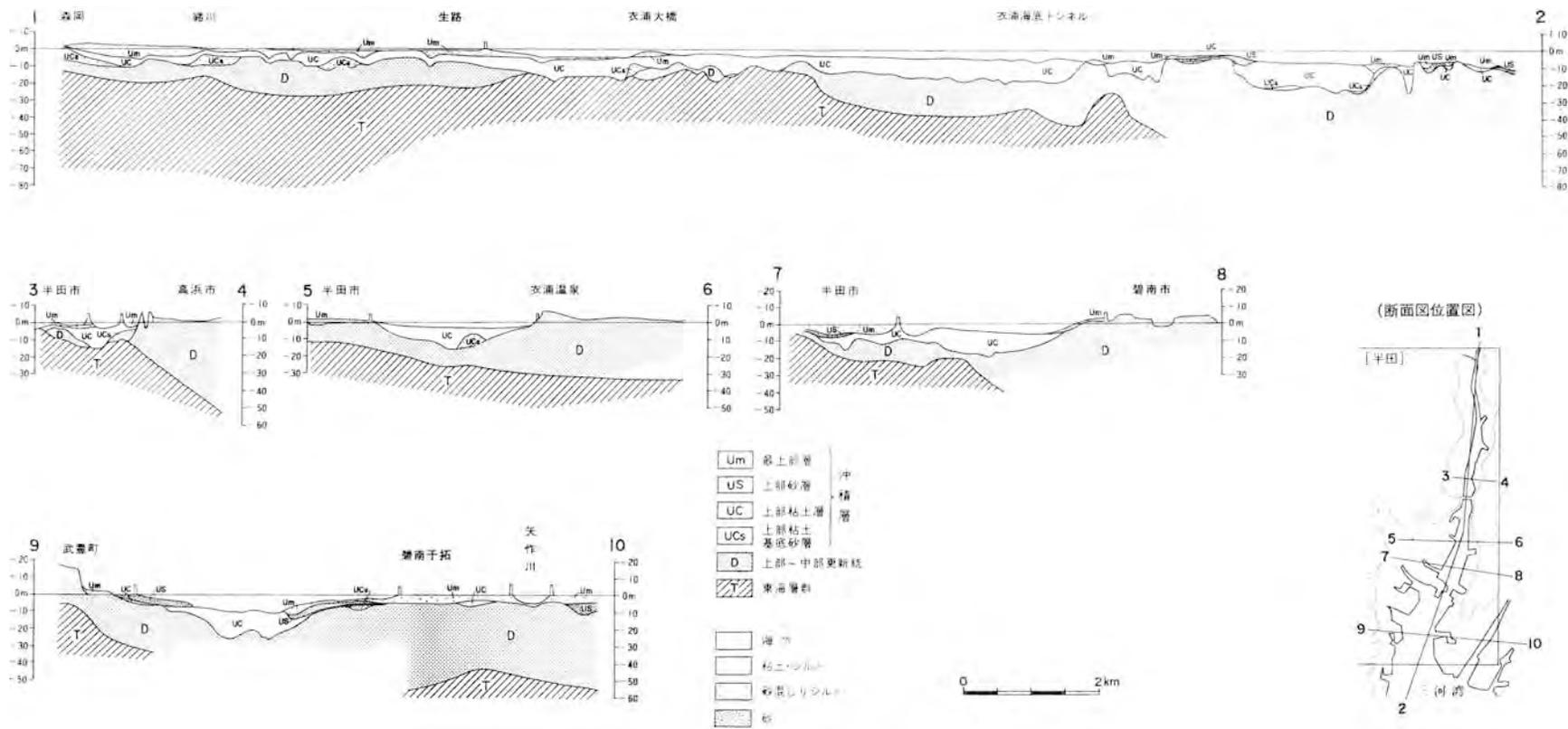
最上部層は、衣浦港底中央部を除くほぼ全域に分布する。主に砂、時にシルト混じりの砂からなり、更にシルト-粘土や砂礫を挟むことがある。厚さは 10m 以下。N 値は砂質土で 10 以下、粘性土で 4 以下である。」

なお、上部粘土層の基底面（≡沖積層の基底面）は地質図に示してある。

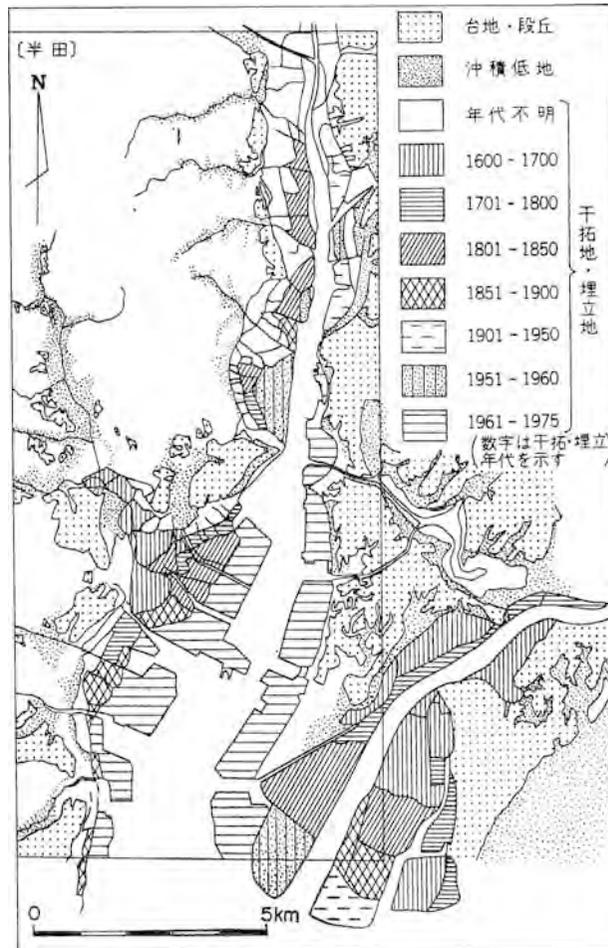
V. 干拓地及び埋立地

衣浦地区及び知多市臨海部では、干拓地や埋立地が造成されている。特に前者では潮汐低地が広く分布することから、江戸時代初頭以来活発な干拓化が営まれ、更に戦後の埋立地が付け加わったため、同地区の大部分の面積が干拓地・埋立地によって占められるようになった。地質図ではこれら干拓地・埋立地を、江戸時代から 1961 年以前の主として農耕用地の拡張を目的とした干拓地 (r_1)、1961 年以降の臨海工業地帯の開発用地を目的とする埋立地 (r_2) とに区別して示した。

1961 年以前の干拓地は、すべて衣浦地区に分布する（第 43 図）。亀崎以北の境川兩岸や矢作川の干拓地は、主に水田として利用されている。この地域の干拓地は、地盤高が海拔 2m 以下、大部分は 0 ~ -1m であり、主に砂質シルトからなる低湿地帯である。ただし、干拓化された後、各河川から氾濫時



第42図 衣浦地区の沖積層断面図 (建設省・愛知県編, 1965を簡略化して作成)



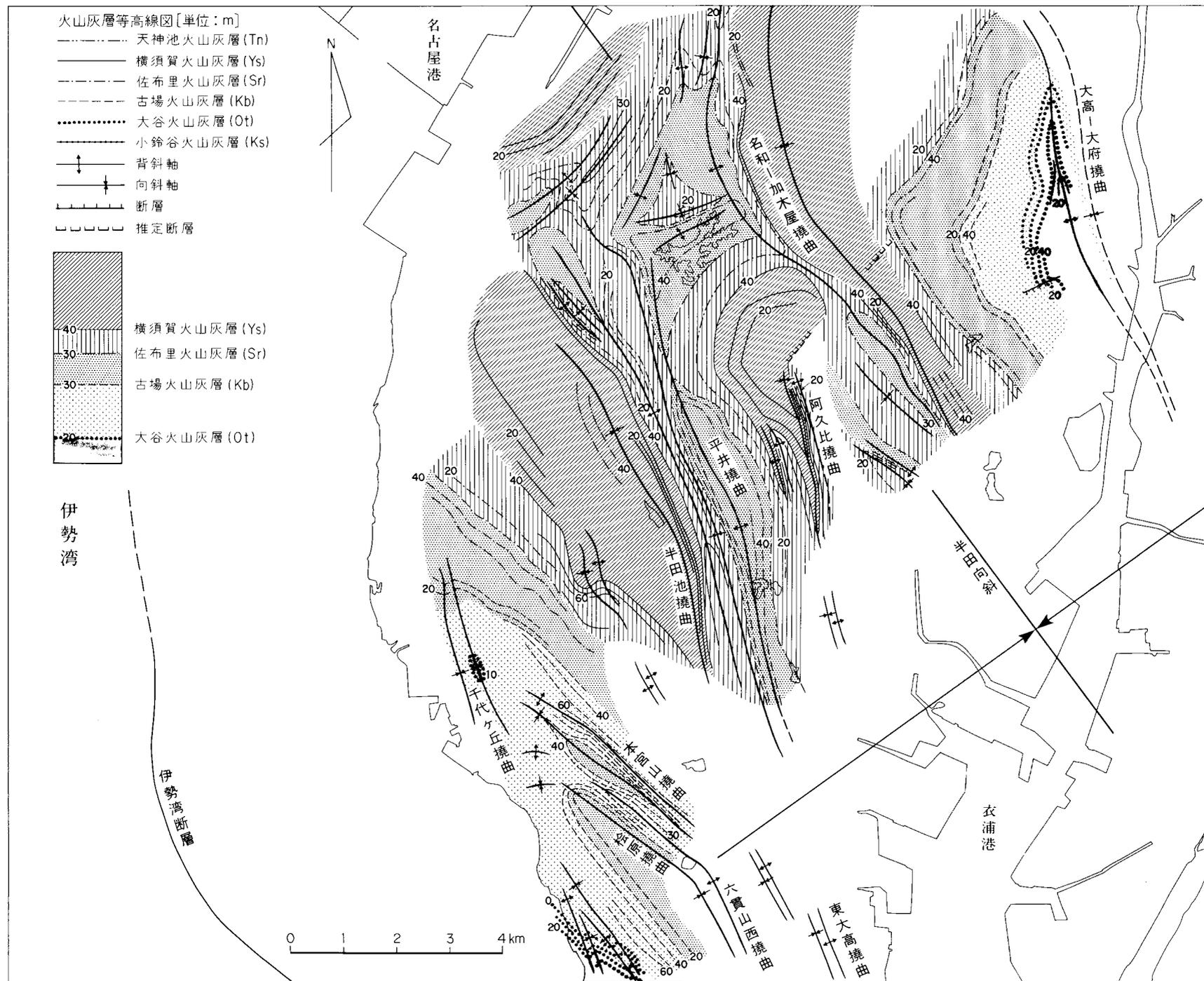
第43図 衣浦地区の干拓地・埋立地の造成年代（建設省・愛知県編，1965を基に，岡田，1977がその後の埋立地を追加したもの。岡田，1977を一部改変）

もたらされた粗粒碎屑物によって，所々に自然堤防が形成されている。このうち比較的広い面積を占める矢作川の自然堤防には集落ができ，一部は野菜畑に利用されている。

衣浦港西岸における砂州以東の大部分の陸域は，19世紀後半までに完了した干拓によって造成されたものである（第43図）。しかしその後，大部分の地域が盛土されて工場敷地や住宅地となったため，沖積平野と干拓地との境界は明瞭でない。衣浦港西岸における干拓地の表層部は，水田地域ではシルト質細粒砂からなるが，より内陸側では阿久比川や神戸川の氾濫時に粗粒碎屑物の供給を受けている（式・門村，1965）。

衣浦地区の各所では，東南海地震（1944年，昭和19年12月7日， $M=8.0$ ）や三河地震（1945年，昭和20年1月13日， $M=7.1$ ）の際，噴砂現象や局所的沈下現象が見られたが，干拓地では特に家屋崩壊率が大きかったと言う（建設省・愛知県編，1965など）。

1961年以降の埋立地は，衣浦港と知多市臨海部に造成されている。衣浦港の埋立地は，1963年に決定



第44図 「半田」 図幅地域における東海層群の地質構造図 伊勢湾断層の位置は中条・須田 (1971) による

された衣浦港整備並びに同臨海工業地帯造成計画に基づき、10か年計画で水深-7m以浅の海域を対象に埋立てられたものである¹⁸⁾。その総面積は衣浦港東側で約840万m²、同西側で約830万m²、計1670万m²が計画されていた。一方、知多市臨海部の埋立地は、1959年から埋め立てが開始された名古屋南部臨海工業地帯（総面積1894万m²）の南部に当たる。いずれも現在では、多くの工場が立地している。なお、常滑市には常滑港の改修に伴う小規模な埋立地がある。

VI. 地質構造

VI. 1 概要

知多半島は猿投-知多上昇帯南部にあり、西方を伊勢湾断層・内海断層（中条・須田，1971）、東方を大高-大府線（松沢・植村，1957）、北方を天白河口断層（桑原，1968，1979）、南方を中央構造線に囲まれた、ひとつの断層地塊中に位置する（第7図参照）。この断層地塊の北部を占める本図幅地域の地質構造図を第44図に示す。東海層群の地質構造は、撓曲などによって同層準の地層が繰り返して出現するものの、全体としては名古屋港-衣浦港（北北西-南南東）方向に軸を持つ極めて緩やかな複向斜構造をなす。この複向斜構造を半田向斜と命名する。半田向斜の規模は、ほぼ伊勢湾断層と大高-大府線（撓曲）の間に及び、その両翼には、北北西-南南東方向に延びる撓曲群が雁行状に配列している。また、本図幅地域北部には、半田向斜の軸方向にほぼ直交する、北東-南西方向の断層・撓曲（褶曲）構造が小規模ながら発達している。なお、知多半島北部の西縁近くにほぼ南北方向に引かれている知多背斜（糸魚川，1971）は、半田向斜に発達する前述の2方向の背斜構造を単につなげたものである。

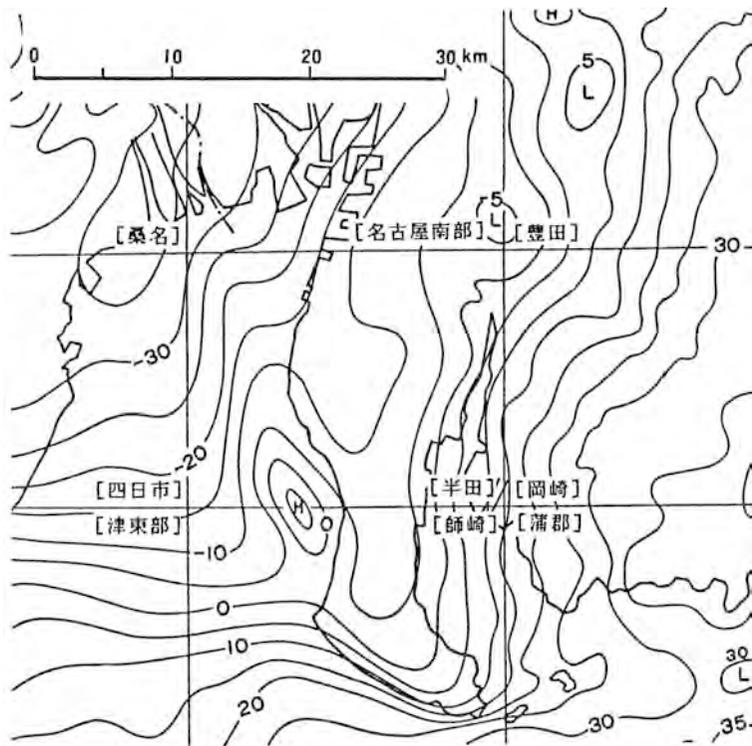
半田向斜は東海層群堆積以降形成されたもので、その主な活動時期は中期更新世以降-すなわち加木屋層。武豊層堆積以降である。

知多半島を含む伊勢湾周辺の鮮新世以降の構造発達史については、桑原(1968, 1980)や牧野内(1976)・MAKINOUCHI(1979)によって述べられている。前期更新世の中頃以前（ほぼ東海層群堆積期）の構造運動は知多変動（MAKINOUCHI, 1979）と呼ばれ、一様でない隆起とそれに伴う緩やかな褶曲運動であるとされた。一方、それ以降の構造運動は猿投変動（桑原，1968）と呼ばれ、断層によって画された大小の地塊の差別的な運動（断層地塊運動）と把握され、知多半島もまた、この断層地塊運動によって形成されたものであると述べられている。本図幅地域に発達する半田向斜を形成した運動の時期は、この猿投変動の時期に一致する。なお猿投変動は、断層地塊の対称的な配置（第7図参照）から、ある種の応力条件下（例えば、東西性の圧縮応力場）による断層地塊運動と考えられている（桑原，1980）。

VI. 2 半田向斜

半田向斜に伴う2方向の構造-すなわち北北西-南南東方向及び北東-南西方向の撓曲・断層の個々の

18) その際、衣浦港の海底地形の人工改変が行われたため、港底に碧海層が直接露出する所が生じた。



第45図 「半田」 図幅地域周辺のブーゲ異常 (中条ほか, 1977) 等重力線は 5 mgal 間隔

変位は、ほとんど重力線に影響を与えていない。しかし半田向斜自体は、重力異常図 (第 45 図) に低異常域として良く表現されており、伊勢湾断層に東接する高異常域と対になって背斜・向斜構造を形成しているように見える、ただし、重力異常図上における半田向斜の向斜軸に相当する低異常域が多少西にずれるが、これは基盤の深さの違いによるものと推定できる。北部では天白河口断層の影響によって、等重力線が北東-南西方向に伸びを変えている。

以下、半田向斜の向斜軸に平行な北北西-南南東方向の構造、及び向斜軸に直交する北東-南西方向の構造について述べる。

北北西-南南東方向の構造

北北西-南南東方向の構造は、深部に断層の存在が推定されるが、地表では後述の小断層以外はほとんど撓曲 (非対称褶曲) の形態で現れている。撓曲は軸長 1-20km, その方向は南北方向から北西-南東方向まで変化し、平行あるいは右雁状に配列している。撓曲群の配列の特徴は、半田向斜軸を境に、東翼では 2 つの規模の大きい名和-加木屋撓曲と大高-大府撓曲が発達するのみであるが、西翼では比較的規模の小さな撓曲群が数多く発達することである。また撓曲の形態の特徴を見ると、東翼の撓曲が東へ急傾斜する (西側が隆起) のに対して、西翼の撓曲は西へ急傾斜する (東側が隆起)。更に、撓曲間の緩傾斜地域は東翼では南西へ傾動するのに対し、西翼では北東へ傾動している。以上の事実から、半田向斜は向斜軸に向かって傾動を生じさせている北北西-南南東方向の撓曲群によって形成され

ているといえる。

北北西-南南東方向の撓曲群の幾つかには、段丘堆積物や段丘面に変位変形を与えている証拠が認められる。本項では、亀崎面以降の段丘面に明瞭な変位変形を与えている構造については、以下の各撓曲の記載にその点を加えた。

本報告では撓曲を、急傾斜帯を伴う比較的近接する背斜軸と向斜軸からなる地帯として扱う（第46図）。厳密には背斜-向斜軸間の向斜側の急傾斜帯（本報告では15度以上の傾斜を示す部分を指す）が撓曲であるが、それに隣接した15度以下の緩傾斜を示す背斜-向

斜軸間の地帯も撓曲として扱う。また、撓曲の変位量は第46図に示す垂直シフトで現すが、緩傾斜帯が一般に5度以下のため、撓曲の垂直シフトによる変位量はほとんど垂直変位量に一致する。また、撓曲帯での最大傾斜とは測定された傾斜のうちで最大のものを示す。本図幅地域の撓曲は、変位量が大いものほど軸長・背斜-向斜軸間隔・急傾斜帯の幅とその最大傾斜角度が大きくなる傾向がある。

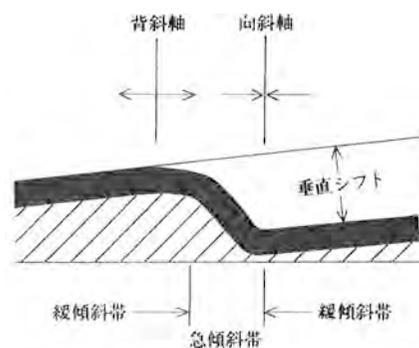
以下、主な撓曲について記載する。

大高-大府撓曲（松沢・植村，1957）北隣「名古屋南部」図幅地域の、名古屋市大高町から大府市街地にかけて延びる東落ちの撓曲をなす構造に対して、大高-大府線と命名されたものであるが、本報告では大高-大府撓曲と呼ぶ。本図幅地域では、その南方延長が東浦町森岡から緒川まで連続することが地表で確認できるが、石浜以南になると段丘堆積物に覆われるため追跡できない。しかし、東海層群の構造（第44図）から見て、本撓曲は森岡から石浜にかけても「名古屋南部」図幅地域同様に、南南東方向に延びると推定できる。

一方、大高-大府撓曲の延長方向に当たる高浜市吉浜町から高浜町にかけては、北北西-南南東方向に延びる直線的な西上がりの低崖がある。この低崖の西側の段丘面は、東側の碧海面より約10m高いため、町田ほか（1962）によって碧海面より一段高い挙母面に対比されている。しかしこの段丘面は、南部で段丘崖を持たずに碧海面と連続することや、その構成層の特徴から、碧海面と同じ段丘面の可能性が強い。したがって、吉浜町から高浜町にかけて延びる直線的な低崖は、断層崖ないし撓曲崖と判断できる。

高浜市吉浜町から高浜町付近における撓曲の存在は、吉浜町において碧海台地の段丘崖に東傾斜の東海層群が露出すること、低崖の西に北北西-南南東方向の伸びを示す東海層群の高まりが存在すること（建設省・愛知県編，1965；第42図参照）によっても支持される。更に、桑原（1982）は深井戸資料から、高浜市高取町から碧南市油ヶ淵（東隣「岡崎」図幅地域）にかけて東海層群の出現深度が最も深くなる軸（沈降軸）が存在することを述べている。以上のことから、松沢ほか（1965）が既に推定しているように、大高-大府撓曲は名古屋市大高町から碧南市油ヶ淵に至る、約20kmの撓曲（伏在断層）として扱うことができる。

大高-大府撓曲は、本図幅地域では森岡のみで急傾斜帯が観察できる。森岡では丘陵東縁ほど東海層



第46図 「半田」図幅地域における東海層群に発達する撓曲の模式断面図



第47図 大高-大府撓曲沿いの急傾斜する東海層群と加木屋層の露頭 東雨町森岡〔地点：i-32、付図第2 E図参照〕
(ハンマーの長さは 30 cm)

群，更に加木屋層が急傾斜しており，傾斜は約85度東に達する（第47図）．地表の資料から，森岡においては背斜-向斜軸間隔は約400m以上，急傾斜帯は幅300m以上，垂直シフトは300m以上と推定できる．

前述したように本撓曲は，高浜市において碧海面を変位変形させている．垂直変位の平均変位速度は，碧海面が ^{14}C 年代値から約3万年前に形成されたとして， $0.3\text{m}/10^3\text{y}$ の値が求められている（坂部・飯田，1974）．この値は，活断層の活動度区分（松田，1975）のB級に入る．しかし，碧海面の形成年代については，より古くなるとする見解もあり（成瀬，1984），碧海面の形成年代を含め，活動度についてはより一層の検討が必要であろう．ちなみに，緒川から森岡にかけては，半田面に明瞭な変位地形は認められない．また，北隣「名古屋南部」図幅地域においても更新世後期以降の活動度は大きなものでなく，C級程度とみなされている（岡田，1979；活断層研究会，1980）．

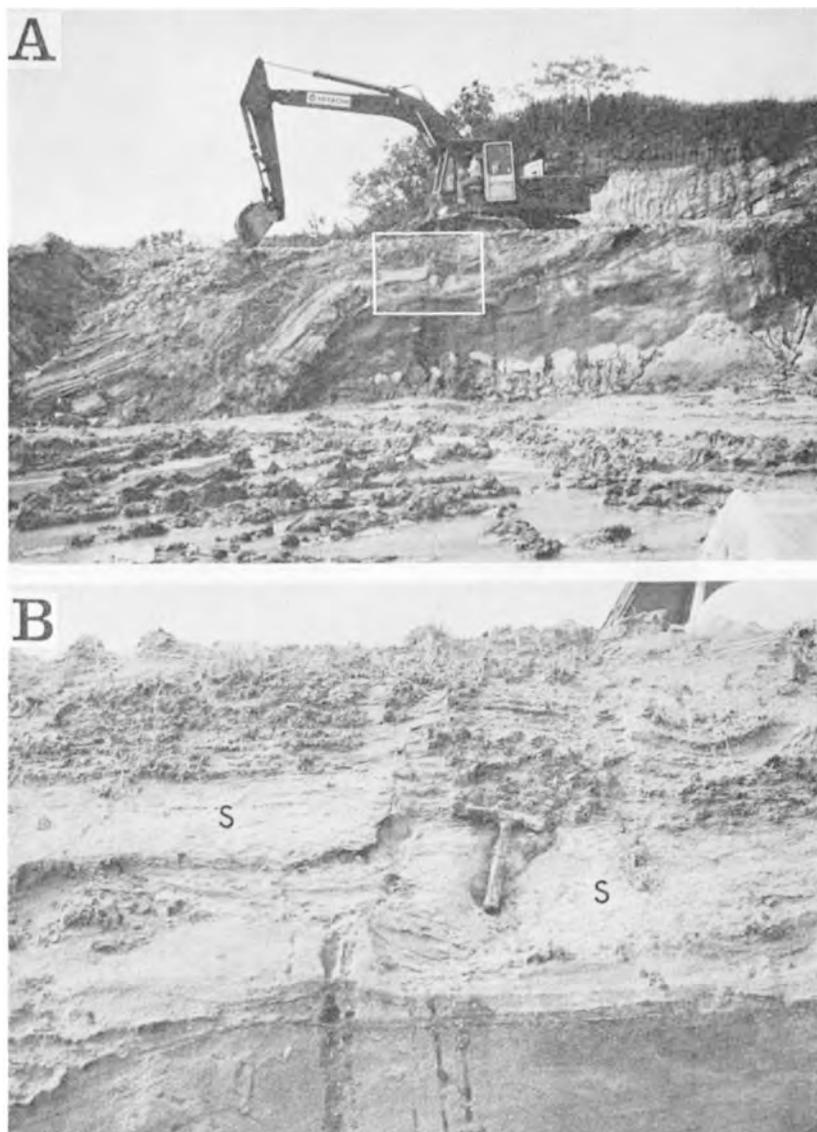
なお，岡田（1979）・活断層研究会（1980）には，森岡から衣浦港にかけて南北方向に延びる衣浦断層が図示されている．しかし，これまでに述べたことから明らかなように，森岡から延びる本撓曲は，衣浦港ではなく高浜市に続く．したがって本報告では，衣浦断層の名は用いない．

名和-加木屋撓曲（松沢・植村，1957；糸魚川，1971） 東海市名和町から加木屋町を経て，阿久比町板山から半田市東大矢知町に至る軸長約15kmの東落ち（垂直シフトは200m以上）の撓曲である．本撓曲は名和町から加木屋町までは谷の西側沿いに南北に走るが，加木屋町から半田市街地に続く名鉄河和線に沿って走る谷とは，谷中分水界になっている八幡新田駅付近で斜交し，北北西-南南東方向に延びる．本図幅地域内で背斜-向斜軸間隔は1300m，急傾斜帯の幅は最大で800mで，38度以上の傾斜を示すが（第31図参照），向斜軸から800m離れた地点での測定であり，軸部付近では更に急傾斜になる可能性がある．例えば，北隣「名古屋南部」図幅の急傾斜帯では60度以上の西傾斜が認められる（坂本ほか，1986）．

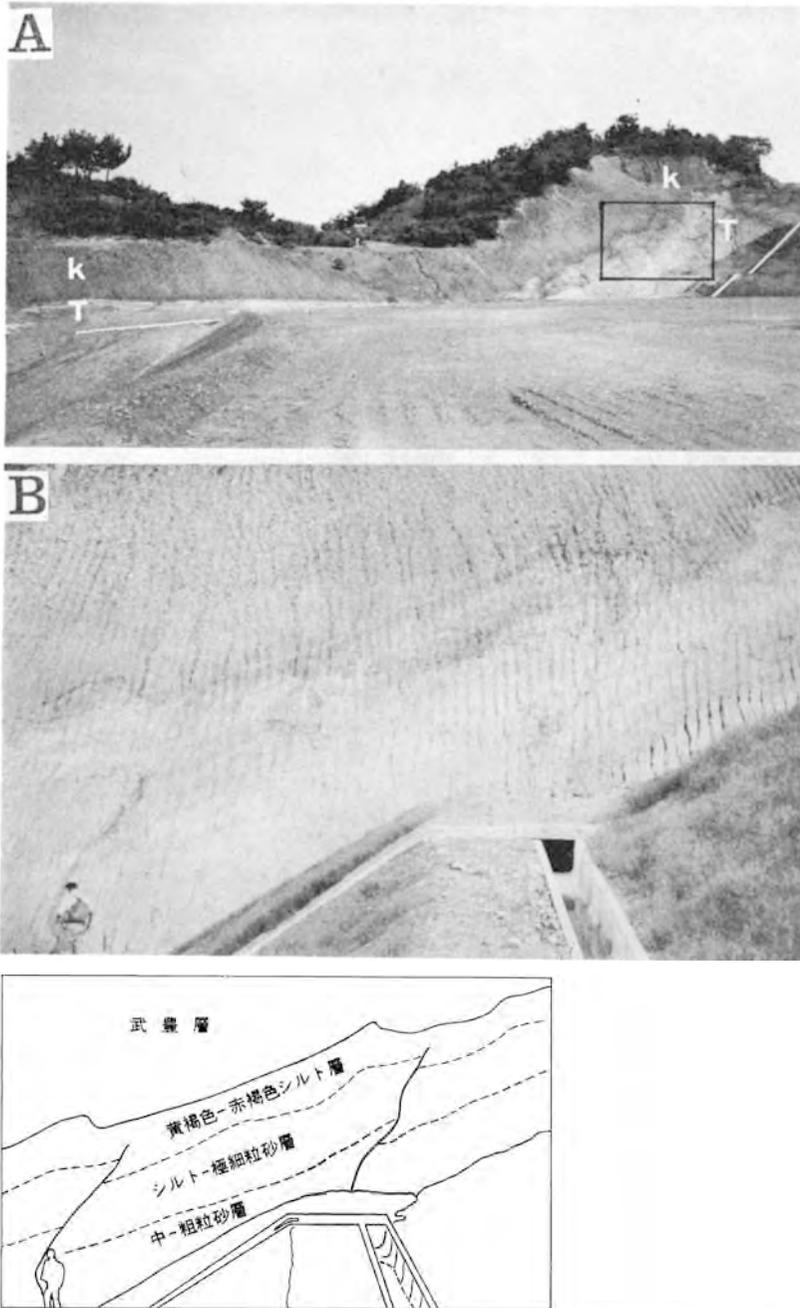
本撓曲には加木屋層も参加しているが，亀崎面以降の段丘面には明瞭な変位地形は認められない．したがって，岡田（1979）が述べるように，更新世後期の活動はほとんどないか，あっても微弱なものと

みなすことができる。

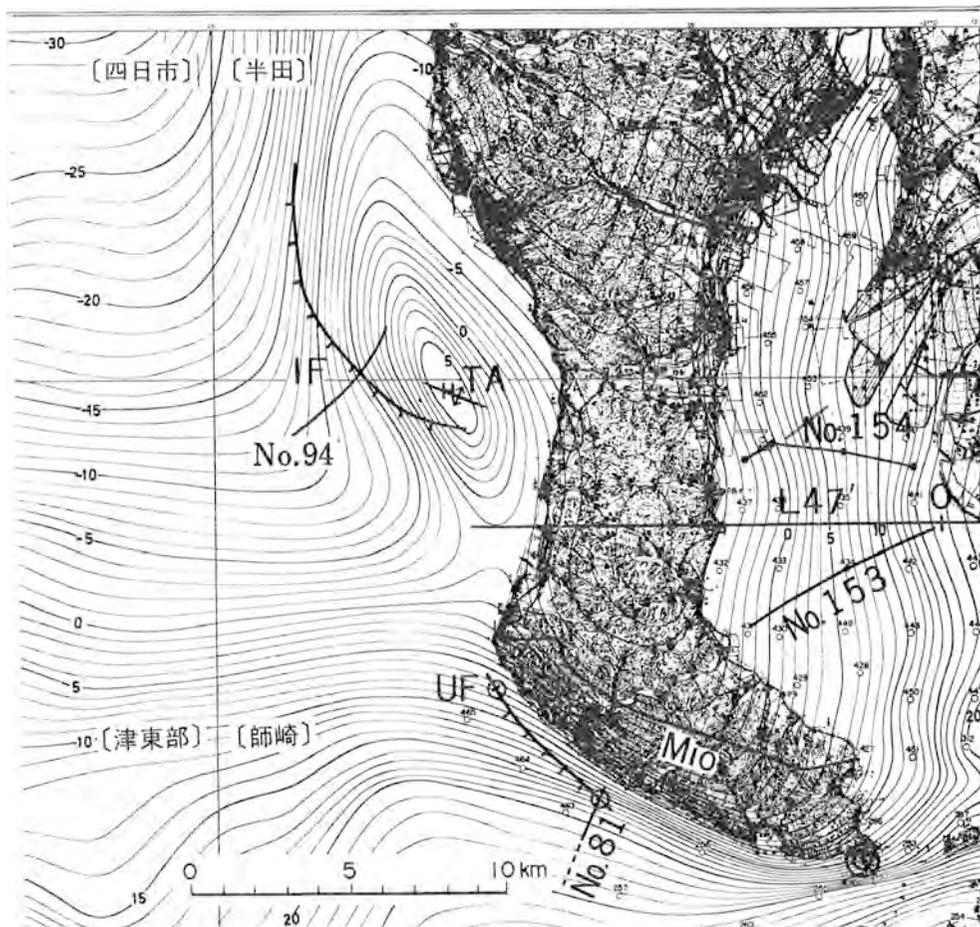
阿久比撓曲（新称）阿久比町植大から阿久比インターチェンジに至る軸長約3.5kmの、南北方向に延びる西落ち（垂直シフト約40m）の撓曲である。背斜-向斜軸間隔は約200m、急傾斜帯は幅約100mで最大傾斜は25度である。本撓曲は、半田市雁宿公園付近における規模の小さい撓曲に連続する可能性がある。



第48図 平井撓曲の露頭写真 阿久比町半田池東方〔地点：c-18、付図第2 C図参照〕
 A) 全体：白枠はB)の範囲を示す
 B) 撓曲の変形に伴って副次的な逆断層が生じるような変形を示す露頭。s：砂層に挟まれている白色シルト層（ハンマーの長さは30cm）



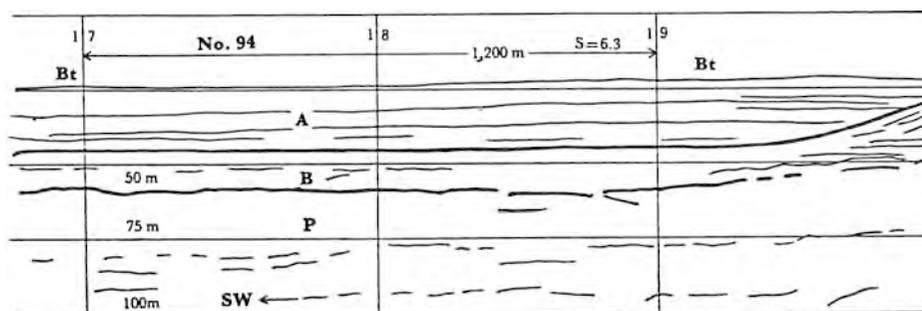
第49図 半田池撓曲の露頭写真及びスケッチ 常滑市半田池北〔地点：c-26，付図第2C図参照〕
 A) 全体. k：武豊層，T：東海層群 黒枠はB)の範囲を示す
 B) 半田池撓曲に見られる逆断層：武豊層を多少変形させている



第50図 知多半島南部周辺地域の重力異常図及び伊勢湾断層・常滑背斜・内海断層の位置図
 (中条・須田, 1972の一部)
 IF: 伊勢湾断層, TA: 常滑背斜, UF: 内海断層, MIO: 中新統師崎層群の露出地
 (No. 81, 94, 153, 154は音探測線を, L47'は中条・須田(1972)において重力断面の描かれた線を示す)

平井撓曲 (新称) 半田市青山町西から半田市平井町を経て知多市岡田に至る軸長約10kmの、北北西-南南東方向に延びる西落ち(垂直シフト約60m)の撓曲である(第48図)。背斜-向斜軸間隔は200-450m, 急傾斜帯は幅約100-200mで最大傾斜は30度である。武豊層も変形しており, 青山町西で最大22度の傾斜が認められる(第34図参照)。平井町から彦州町にかけては急傾斜を示さなくなり10度以下の緩傾斜となる。

半田地撓曲 (新称) 半田市板山町から半田池を通り常滑市矢田に至る軸長約8kmの、北北西-南南東方向に延びる西落ち(垂直シフト70m以上)の撓曲である(第49図)。背斜-向斜軸間隔は450-800m, 急傾斜帯は幅約250mで最大傾斜は28度であるが, 北部では急傾斜帯はなくなり10度前後の緩傾斜になる。武豊層も本撓曲に参加しており, 半田池で最大20度の傾斜を示す(第49図)。



第51図 伊勢湾断層と常滑背斜の音波探査記録による解釈図
 掃引は 100 m 水中相当距離，記録の垂直水平尺度比 S は 6.3， Bt は海底， A は沖積層の海底堆積断層， $T A$ は常滑背斜，常滑背斜の北東の M 層の傾斜角 θ は速度を 2 km/sec と仮定して 9.5 度

本宮山撓曲（新称）常滑市桧原北部から本宮山を経て奥栄町に至る軸長約 6 km の、北西 - 南東方向に延びる西落ち（垂直シフト約 45m）の撓曲である。背斜 - 向斜軸間隔は 250-750m で、急傾斜帯は幅約 150m である。傾斜は最大 28 度を示すが、北部では 10 度以下になる。

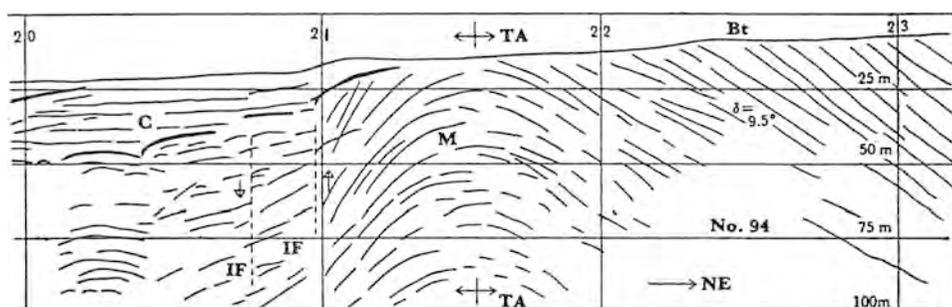
千代ヶ丘撓曲（新称）常滑市千代ヶ丘から原松町に至る軸長約 3km の西落ち（垂直シフト約 50m）の撓曲である。背斜 - 向斜軸間隔が約 300m，急傾斜帯の幅は約 100m，最大傾斜は 24 度である。本撓曲は、半田面に約 5m の東上がりの変位を与えていることから、更新世後期にも活動したことが分かる。

桧原撓曲（新称）武豊丘陵西部から桧原大池を通り常滑市西阿野に至る軸長約 5km の、西落ち（垂直シフト 30m 以上）の撓曲である。桧原大池で屈曲し、その北部で北西 - 南東方向、南部で北北西 - 南南東方向に延びる。背斜 - 向斜軸間隔は約 350m，急傾斜帯は幅最大 300m，傾斜は最大 30 度である。

本撓曲の南部は、岡田（1979）の六貫山西撓曲に当たり、武豊層が 20-30m，亀崎面が約 15m の東上がりの変位変形を受けている（牧野内，1975b）。岡田（1979）は、武豊層の年代を 30-50 万年，亀崎面の年代を約 20 万年と仮定して、平均変位速度を $0.05-0.1m/10^3y$ と算出し、活動度を C 級の上位と推定している。

東大高撓曲（岡田，1979）本図幅地域南端の武豊町大足西方を、北北西 - 南南東方向に約 1.5km 延びる撓曲であり、半田面に 5-6m の西上がりの変位を与えていることが報告されている（岡田，1979）。本撓曲の平均変位速度は、半田面の形成年代を約 3 万年前と仮定して、 $0.2m/10^3y$ と求められている。しかしこの値が大き過ぎることから、半田面の対比・年代について問題があることも指摘されている（岡田，1979）。なお、牧野内（1980）によると、その下位に露出する東海層群は、東翼が西翼に比べより急傾斜の背斜構造を示し、段丘面の変形から推定される構造と逆となっている。ただし、この東海層群の背斜構造は、大足の半田面の海岸側の北北東 - 南南東方向の境界を規制している構造の可能性がある。

一方、この北方の武豊丘陵東部には、武豊層に 10-15m 西落ちの変形を与えている 2 本の北北西 - 南南東方向の断層の存在が示されている（牧野内，1985）。このうち東側の断層は本撓曲に連続するとみなされ、西側の断層は亀崎面に約 5m の東上がりの変形を与えていることが報告されている。



〔音探測線 No. 94 の解釈図（中条・須田，1971）、測線位置は第50図に示す〕
物で主として泥層，Bは砂層，Pは鮮新洪積統，Mは常滑背斜を形成している地層，IFは伊勢湾
である

以上のことから，椋原撓曲を含む武豊丘陵に発達する構造及び東大高撓曲は，亀崎面形成後もある程度活動したことが分かる。

伊勢湾断層（中条・須田，1971） 知多半島北部の伊勢湾沖に北北西-南南東方向に延びる長さ約20 kmの西落ちの断層である（第50図及び第51図）。常滑背斜を形成し，沖積層にも変位を与えている（桑原ほか，1972）。桑原ほか（1972）では，中条・須田（1971）の伊勢湾断層と内海断層を一括して伊勢湾断層としているが，重力異常値の分布パターンや知多半島の北北西-南南東方向に発達する構造の雁行状配列などから判断して，本報告では中条・須田（1971）の解釈に従う。中条・須田（1971）は伊勢湾断層を垂直断層として仮定し，被覆層と基盤の密度差が $0.4-0.7(g/cm^3)$ とし，断層両側の重力差と重力傾度から720-410mの変位量を求めている。桑原ほか（1972）では野間層（中位段丘相当層）に対比されるD₃層の垂直変位量を50-70m以上に及ぶとしている。このD₃層の垂直変位量を用い，活断層研究会（1980）は約 $0.5m/10^3y$ のB級の平均変位速度を求めている。

なお，活断層研究会（1980）によって，常滑市大谷東方の武豊層と東海層群との境界に，北北西-南南東方向に延びる長さ3kmのリニアメントが広目撓曲として引かれている。しかしこのリニアメントは，東海層群と武豊層の差別浸食によって作られたものである。

北東-南西方向の構造

本図幅地域北部に発達する構造で，この構造の影響によって，中・南部の東海層群の走向が北北西-南南東方向であるのに対して，北部では名和-加木屋撓曲や大高-大府撓曲沿い以外の地域は，走向を北東-南西方向に変えている。本構造は半田向斜に伴って形成された可能性もあるが，本図幅地域北部が猿投-境川断層の南西延長部に当たるので，猿投-境川断層の活動に伴って発達した構造と考えることができる。

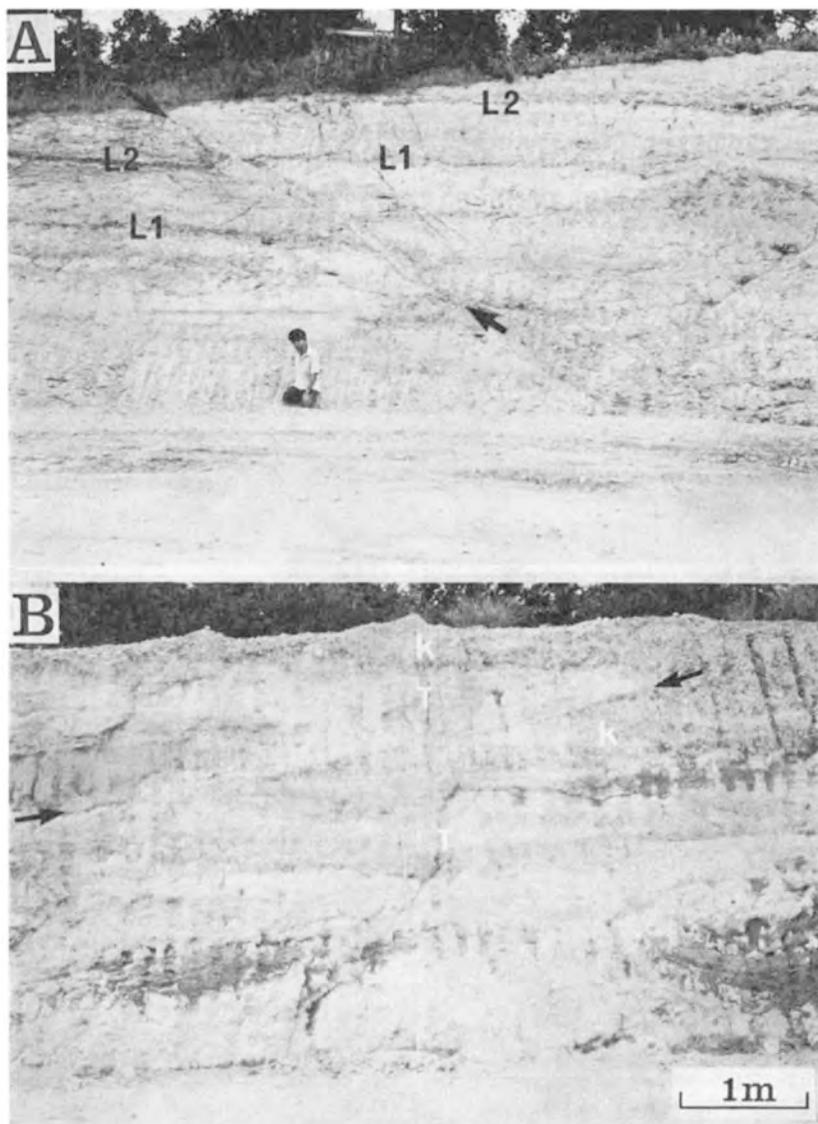
北東-南西方向の構造は，北北西-南南東方向の構造に比べて規模は小さく，長さ1-3kmの断層や撓曲（褶曲）の形態で現れている。佐布里他の北に見られる撓曲は，東北東-西南西方向に約2km延び，北落ち（垂直シフト約25m）である。なお本図幅地域の調査では，北東-南西方向の構造が更新世後期に活動した証拠を得ることはできなかった。

VI. 3 小断層

小断層は節理と同様あまり発達しないが、2系統—すなわち逆断層系と正断層系とに分類できる。その分布を第52図に示す。地域的に逆断層系は知多丘陵に多く、大府丘陵では確認できなかった。正断層系は比較的北部に多く分布する。両者が交差し、切断関係を観察できる露頭は確認できなかった。分布及び応力場解析から、逆断層系は北北西-南南東方向の構造に、正断層系は北東-南西方向の構造に付随



第52図 「半田」図幅地域の東海層群に発達する小断層の分布図 数字は小断層の傾斜角を示す、数字の書いてある側が小断層の上盤に当たる



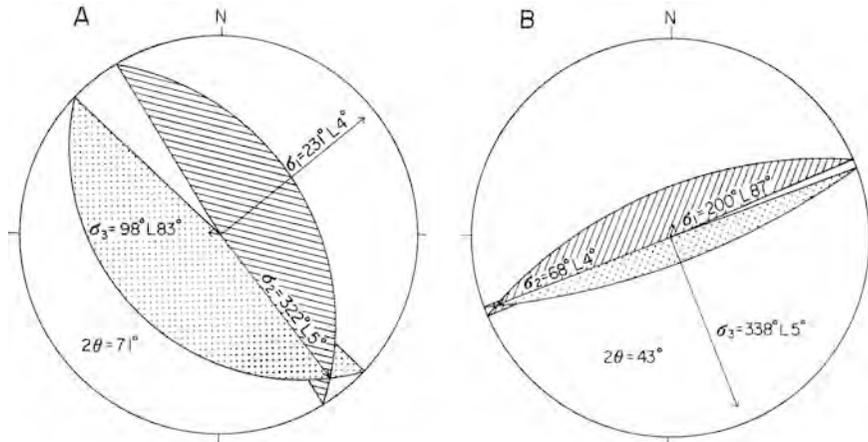
第53図 常滑累層における逆断層の露頭写真
 A) 常滑市原松町〔地点：b-80〕
 L1・L2：常滑累層中の亜炭層。矢印は断層面を示す
 B) 常滑市熊野町〔地点：b-3〕
 k：武豊層。T：東海層群。矢印は断層面を示す
 (地点は付図第2 B図参照)

する小断層と結論できる。

逆断層系 走向は南北から東西方向にまで変化するが、北西-南東方向が卓越する。露頭範囲内で複数の断層が観察される場合でも、傾斜は同じ方向に26-58度傾き、共役性の逆傾斜の小断層は確認できない。変位量は数10cm-数mで、断層面の傾斜は上位ほど緩くなる傾向がある。断層粘土はほとんど見られないが、面なし断層は認められない。逆断層系は東海層群とともに武豊層をも切っており（第53



第54図 常滑累層における正断層の露頭写真
 A) 知多市井洞〔地点：e-26〕（ハンマーの長さは 40 cm）
 B) 知多市八幡北西〔地点：f-21〕 s：緑灰色砂層
 （地点は付図第 2 D 図参照）



第55図 「半田」図幅地域の東海層群に発達する小断層の主応力解析図
(ステレオネット図：上半球投影)
A) 逆断層系
B) 正断層系
 σ_1 = 最大圧縮主応力軸 σ_2 = 中間主応力軸 σ_3 = 最小主応力軸

図), したがってその活動は武豊層堆積以降である. 本図幅地域全域の逆断層を共役断層群とみなして, 主応力軸を求めると, 最大圧縮主応力軸が北東-南西方向の応力場を示す (第55図). なお半田池の北 (第49図参照) には, 半田池撓曲 (の急傾斜部) の変位から期待される傾斜とは逆傾斜の逆断層が発達しているが, 撓曲の発達に伴って形成された副次的逆断層と考えることができる. また, 平井撓曲でも同様な変形が観察できる (第48図参照).

正断層系 一般的な走向は東西方向から東北東-西北西方向である. 1つの露頭で共役関係の断層がセットで良く観察され (第54図), 比較的多く節理を伴う. 分布するすべてのものについて主応力を求めると, 最小主応力軸が北北西-南南東方向の引張りの場で形成されたことが分かる (第55図).

VI. 4 加木屋層・武豊層の構造及び東海層群との不整合関係

加木屋層及び武豊層の分布は, 東海層群の北北西-南南東方向構造に良く対応しており, 南部で広く分布するほかは北北西-南南東方向に延びる撓曲 (非対称向斜) の両翼の高所に存在する.

東海層群と加木屋層及び武豊層との関係は, 露頭範囲内では一般的に軽微な傾斜不整合であるが, 撓曲帯では明確な傾斜不整合が良く観察される (第56図). 広い範囲で加木屋層及び武豊層が東海層群のどの層準と接しているかを見ると, 更に明確な不整合関係が分かる. すなわち, 常滑市大谷から白山町の西方にかけては古場火山灰層の上位と, 常滑市多屋では佐布里火山灰層の上位と, 半田市・阿久比町東部・知多市新知では横須賀火山灰層の上位と, 半田池付近・東海市では天神池火山灰層の上位と, 加木屋層・武豊層はそれぞれ東海層群と不整合で接している. また知多半島南部では, 坂井東方で大谷火山灰層の上位の層準に武豊層が載っている (牧野内, 1975b). このように, 半田向斜の向斜軸に近い地域ほど, より上位の東海層群の層準と接することから, 加木屋層及び武豊層堆積当時, 極めて緩やか



第56図 東海層群と武豊層の傾斜不整合の露頭写真 常滑市検原北西（検原撓曲内）〔地点：b-81，付図第2 B図参照〕
k：武豊層，T：東海層群（矢印は不整合面を示す。折尺の長さは1 m）

ではあるが既に半田向斜は形成されていたと言える。

更に、名和-加木屋撓曲と半田池撓曲で加木屋層及び武豊層が天神池火山灰層より上位の地層と接しているのに対して、両撓曲の間の地域（半田市から知多市にかけて）では天神池火山灰層より下位の地層と不整合で接している。加木屋層・武豊層と東海層群との不整合関係、及び撓曲帯でより傾斜不整合が顕著であるということを考えて合わせると、加木屋層・武豊層堆積当時には撓曲構造もある程度形成されていたと言える。しかし、加木屋層・武豊層が東海層群とほぼ同様な変形を受けていること、更に小断層が武豊層を切っていることから判断して、その主な活動時期は加木屋層・武豊層堆積以降である。武豊層堆積以前にも北北西-南南東方向の褶曲（撓曲）を形成する運動があったこと、しかしその主要な活動時期は武豊層堆積以降であることは、知多半島南部においても指摘されている（牧野内，1976）。

なお、同じ撓曲内（例えば、名和-加木屋撓曲）であっても、北ないし北西へ向かうほど加木屋層・武豊層が東海層群のより上位の層準と不整合関係にあることから、これら撓曲軸が北北西へプランジしているようにも見える。このことは、半田向斜を形成する運動以前、すなわち北ないし西への東海湖の移動に伴い南西側が隆起する時に形成された地質構造の影響かもしれない。

北東-南西方向の構造と加木屋層・武豊層との関係は、東浦町西端で加木屋層を変形させていると考えられる北西落ちの推定断層があるのみで、明らかでない。

VII. 応用地質

VII. 1 亜炭

東海層群に挟まれる亜炭層は、かつて知多半島において数か所で稼行の対象となり、小工場や家庭に供給されたことがある。主に常滑累層下部の亜炭層を対象にしたらしいが、現在では正確な採掘地は分からない。本図幅地域では、常滑市大谷及び常滑市千代ヶ丘付近の2か所が採掘地として記載されている（佐藤・近藤，1960）。その場所から判断すると、2か所とも大谷火山灰層の上下層準に頻繁に挟まれる亜炭層を採掘したようである。1960年当時の状況を見ると、大谷付近の炭坑は年産1000-2000トン程度の亜炭を採掘していたが、千代ヶ丘付近の炭坑は既に廃坑となっていた。炭質は、発熱量が4200 kcal/kg 前後の比較的良質の亜炭である。

VII. 2 せつ器粘土

知多半島から産出するせつ器粘土は常滑頁岩粘土・富貴土・河和田土^{こうわたつち}などがあり、いずれも常滑焼の原料土として用いられている。常滑焼は平安末期、猿投窯から分かれて以来約900年の歴史を持ち¹⁹⁾、現在では陶管・植木鉢・衛生陶器・タイルなどを生産しているが、急須・茶器などの朱泥製品でなじみぶかい。この常滑焼の原料土であるせつ器粘土については、曾我（1921）以来数多くの報告がある。本項では長沢・鈴木（1967）、愛知県（1974a）、工業技術連絡会議窯業連合部会編（1978）、愛知県常滑窯業技術センター運営協力会（1978）をもとに、本調査による知見を若干付け加えて常滑焼の原料土について概要を記述する。詳細は各文献を参照していただきたい。

常滑頁岩粘土は、常滑市一帯に分布する東海層群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・粘土瓦などの原料土にされている。富貴土は武豊町富貴南方に採掘場があり（例えば第32図）、武豊層の中部シルト層（青粘土・赤粘土と呼び分けられており、前者は第32図の青灰色シルト層から、後者はその上位の褐色シルト層から採取される）から採掘され、主に植木鉢・タイルなどの原料土に当てられる。1978年度の産出量は約6000トン。河和田土は朱泥製品の原料土となり、美浜町布土に分布する沖積層の粘土から主に採掘されている。1978年度には約1200トンが稼行されている。ただし富貴土・河和田土の採掘場はいずれも南隣「師崎」図幅地域にある。

常滑頁岩粘土の1978年当時の主な採掘場を第57図に示すが、このような丘陵地帯における常滑累層の採掘が始まったのは大正初期からであり、明治時代までは田や畑の下の粘土（田土・畑土と呼ばれる）が用いられていた。採掘場は始め市内中心部にあったが、すぐに掘りつくされてしまい、その後は市東部・南部で主に採掘されるようになった。昭和45年から47年度にかけて常滑市地域において試錐調査が行われ、常滑頁岩粘土の埋蔵量等が推定されている（愛知県，1974a）。それによれば、推定埋蔵量は

19) 常滑焼の歴史については、長沢・鈴木（1967）に簡潔にまとめられている。



第57図 1978年当時における常滑頁岩粘土の主な採掘地（愛知県常滑窯業技術センター運営協会，1978から作成）
 図中の数字は第6表の番号に対応する。
 （国土地理院発行5万分の1地形図「半田」を使用）

3282万トン、採掘場は18か所、採掘量は年間36万トンであり、埋蔵量としては十分とされた。しかし、採掘条件は地域開発等によって年々悪化したまま現在に至っており、最近では地元原料土のほか瀬戸・多治見方面の粘土が一部利用されるようになった。

次に常滑頁岩粘土の性質について、長沢・鈴木（1967）により略述する^{20）}。

「この地方の頁岩粘土は化学成分上 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ が大きく、アルカリ・鉄分が多い。その結果耐火度が低くなり、低い温度で良く焼結する。泥岩は径0.01-0.1mm程度の粗粒鉱物と細粒鉱物からなり、両

第6表 常滑頁岩粘土の化学分析値
 愛知県常滑窯業技術センター運営協会（1978）から作成
 番号は第57図の数字に対応する

番号	原料名	用途	耐火度 (Sk)	(%)										
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	Ig. loss	H_2O (-)
1	長峰頁岩粘	陶管・植木鉢・タイル	14	66.4	0.69	18.0	4.30	0.05	0.93	0.51	2.56	1.29	5.79	4.38
2	千代頁岩粘	陶管・植木鉢	15	65.8	0.72	17.9	3.34	0.02	0.86	0.39	2.88	1.33	6.23	3.75
3	梶間青赤頁岩粘	陶管・植木鉢・タイル・瓦等	11	63.7	0.80	18.1	4.89	0.04	1.07	0.59	2.35	1.31	6.42	4.67
4	梶間青頁岩粘	同上	11	67.1	0.63	16.5	4.55	0.04	0.69	0.43	2.60	1.60	5.69	2.71
5	権助粘土	植木鉢等	19	65.3	0.76	19.4	4.12		0.53	0.41	2.12	1.10	6.31	
6	八助谷粘土	未利用	19	64.9	0.90	20.3	3.30	0.00	0.59	0.02	2.76	0.58	6.86	4.48
7	本宮山粘土	茶器等	26	67.9	0.68	18.3	2.56	0.01	0.49	0.34	2.62	0.86	5.98	5.82

20) 原文を一部省略し、また原文中にある多数の引用文献は省略した。

者の割合は場合によりかなり異なる。粗粒鉱物としては石英が多く、その他カリ長石・斜長石・緑色雲母・白色雲母と、時に火山ガラスが見られる。粘土分は少量の石英を別にすれば、モンモリロナイト・イライト・メタハロイサイトからなり、3者ともかなり多い。モンモリロナイトの量は試料によりかなり変動があり、凝灰質の所に多い傾向がある。」

主な採掘場における常滑頁岩粘土の化学組成を第6表に示す。

なお、高浜市・碧南市には窯業工場が集中し「三州瓦」を大量生産している。三州瓦は、碧海台地地下の碧海層のシルト・粘土（三河粘土）や、東海層群尾張夾炭層のシルト・粘土（三好粘土）が原料土として用いられる。しかし原料土の採掘場は主に豊田市・刈谷市・安城市等にあり、本図幅地域には分布しない。

VII. 3 火山灰（磨き砂）

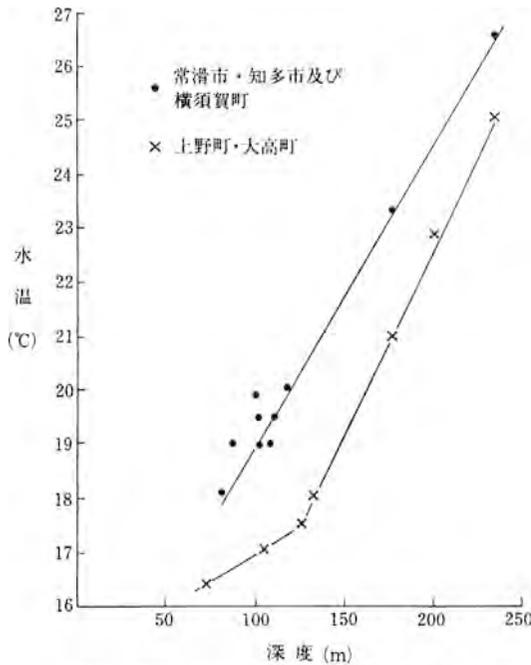
東海層群中に挟在する火山灰層—特に大谷火山灰層—は、かつて磨き砂として盛んに採掘されたことがある。当時の生産地は、東海市大田町・東浦町緒川から美浜町布土まで、知多半島中・北部に散在していた。磨き砂の採掘は、江戸時代末期に始まり、交通が至便となった明治・大正年間に最盛期となり、当時は全国でも有数の生産地であった（山下，1889；清野，1923）。その生産量の推移を第7表に示すが、最盛期には1万トンを超す量が採掘され、東京・大阪など全国各地に出荷されていた。採掘初期には、露天掘りを主としていたが、大正年間になると採掘の容易な場所は掘りつくされ、坑道掘りが主流となった。

磨き砂は、精米用、ガラスビン原料、研磨材料として利用されたが、常滑市では、土管の型抜きや、常滑焼の釉薬の原料としても用いられた。しかし、いずれの地域でも現在採掘されていない。

第7表 磨き砂生産量の変遷

①山下(1889), ②清野(1923) 常滑市大谷・小鈴谷における大谷火山灰層の採掘は、明治42・43年頃に最盛期を向かえ、年間9000トン以上を産していたが、1923年当時までには、ほとんど掘りつくされてしまった(清野, 1923)

生産地		稼行 火山灰層	年間産出量(トン)		
			明治21年(1889)①	大正8年(1919)②	大正9年(1920)③
東海市大田町		大田(大谷)	526.4	561.4	430.7
東浦町緒川・石浜		大谷	781.3	3326.3	3381.5
半田市板山町		横須賀(?)	3.8		
常滑市	矢田	天神池		2.2	
	常滑	大谷		1123.6	
	大小鈴谷	大谷		460.7	456.9
美浜町	布土	大谷	375.8	4999.3	7117.5
	上野間	不明	6.4		
		総計	1693.7	10473.5	11386.6



第58図 知多半島における地下水温度と深度との関係
(村下・武居, 1961)

冬期に低くなる傾向にあり、その水位差は 1-2m である。

この地域における水質の特徴としては、第 1 鉄が多量に溶解していること、磷酸塩・可溶性珪酸が多いことが挙げられる。第 1 鉄は自由面地下水には少ないが、被圧面地下水、特に洪積層に多く、最高 7.36ppm に達する。50-60m 以深の地下水は還元性であり、 SO_4^{2-} は海水が浸入している井戸を除き痕跡程度になっている。 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は一般に少ないが、可溶性珪酸が多量に含まれ、その最高は 88ppm に達する。更に有機物の含有量が他の地域に比較して多く、有機物に起因するとみなされる磷酸が多量に溶存することは、当地域の地下水の特徴である。 Cl^- は古い地層になるに従って、漸次増加する。水温は一般に高く、深度 100m における水温は、半田市 18.7°C、常滑市 18.9°C、上野町・大高町 17.0°C となっている。」

各地区における地下水温度と深度との関係を第 58 図に示す。

VII. 5 鉱泉

本図幅地域には鉱泉が 1 か所、碧海市新川町に衣浦温泉として知られている。母層は東海層群と推定され、湧出量 51l/min、泉温 25.5°C、pH7.2 の単純泉である。愛知県衛生研究所によるその他の性質を第 8 表に示す。

VII. 4 地下水

知多半島の地下水については、村下・武居 (1961) の詳細な研究がある。以下その研究に基づき、知多半島における地下水の特徴について略述する。

「知多半島には水量に富む河川がなく、更に不透水性の地層 (東海層群) が地表近くに存在するため、地下水の量は少なく (被圧面井戸による地下水取得量は、当時の推定で約 71000m³/day)、かつ 1 井当たりの揚水量も少ない。多くの被圧面井戸は、各深度の帯水層全体から取水しているが、これらの帯水層は各地区によって発達程度が異なるため、物理的性質にはそれぞれ差異がある。地下水位には、季節的変化がかなり明瞭に認められ、夏期に高く、

第8表 「衣浦温泉」の水質分析 愛知県 (1974b)

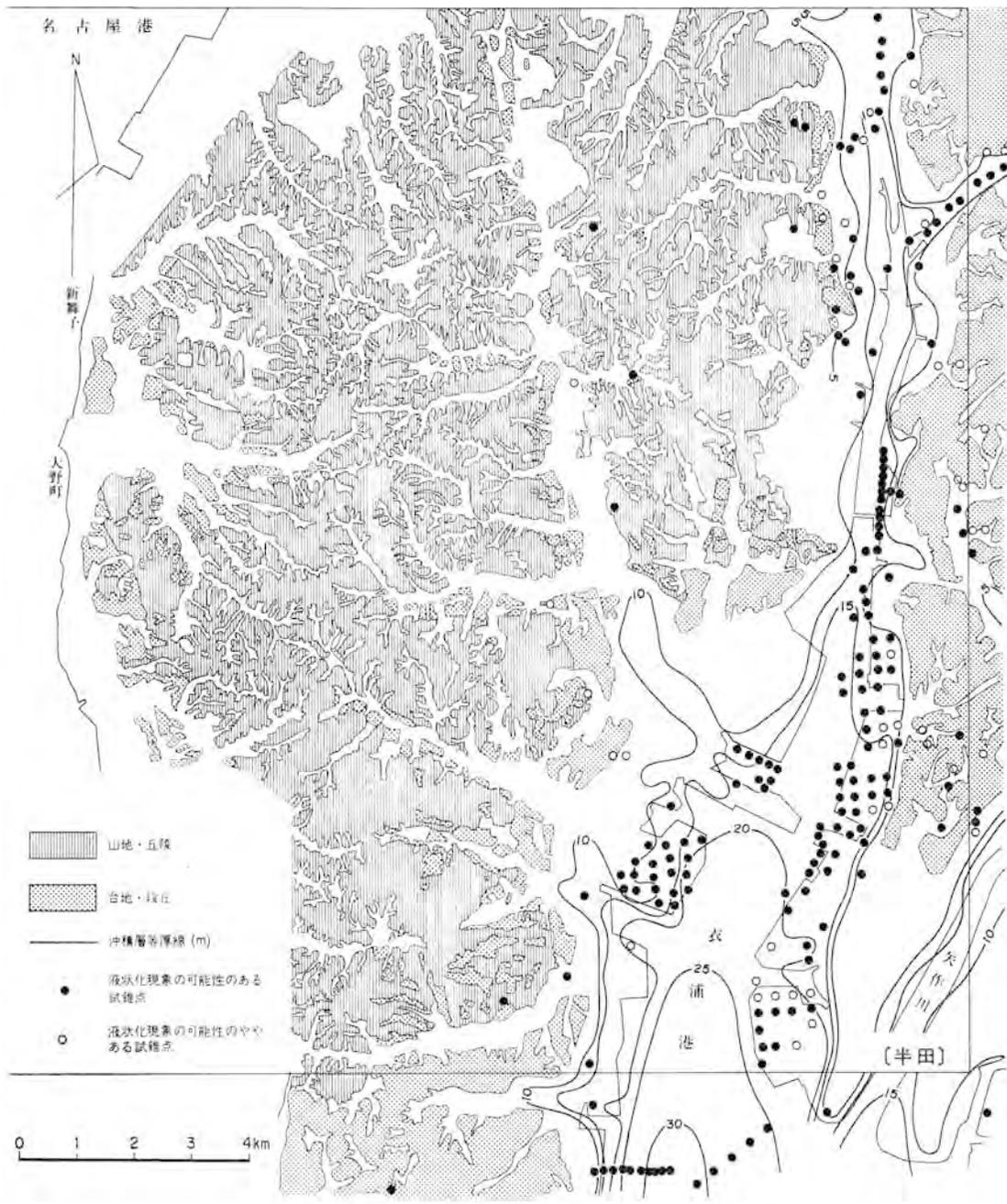
所在地	碧南市新川町新明石海岸		
分析年月日	昭和31. 7. 27 深度 329 m		
性状	微に白濁 無味無臭 ゆう出量毎分51立		
	pH 7.2 比重 0.9988 (20°/4℃)		
	泉温 25.5℃ (気温 30.2℃) 蒸発残留物 466.8 mg/kg		
イオン表			
陽イオン	mg/kg	ミリバル	ミリバル%
K ⁺	15.40	0.394	6.65
Na ⁺	104.5	4.454	76.66
NH ₄ ⁺	0.221	0.012	0.20
Ca ⁺⁺	10.73	0.535	9.03
Mg ⁺⁺	5.285	0.435	7.34
Fe ⁺⁺	0.100	0.004	0.07
Mn ⁺⁺	0.07	0.003	0.05
	136.3	5.926	100.00
陰イオン			
Cl ⁻	119.4	3.363	56.75
SO ₄ ²⁻	0.233	0.005	0.08
HPO ₄ ²⁻	0.691	0.014	0.24
HCO ₃ ⁻	155.2	2.544	42.93
	275.5	5.926	100.00
H ₂ SiO ₃	8.46		
	420.3		
CO ₂	13.49		
	433.8		
泉質	単純温泉 (緩和低張性微温泉)		
備考	利用施設あり		

VII. 6 地盤の液状化現象

近年、地震災害をもたらす地質現象のひとつとして、地盤の液状化現象による被害が注意を引いている。衣浦地区でも、1945年の三河地震などの際、噴砂現象など類似現象が見られた (建設省・愛知県編, 1965)。

井関 (1980) は、愛知県の沖積平野の実態と液状化現象の可能性を記述する中で、衣浦地区については、①西三河平野において最も液状化現象を起こす可能性の高い地域であり、②液状化現象を生じる可能性のある地点の分布はN値が3以下、一般に0-1の値を示す極軟弱層である海成泥層の分布と一致し、③その大部分は1961年以後の埋立地に集中している、と述べている (第59図)。

したがって衣浦地区においては、地震時における液状化現象に備えるための対策が今後肝要である。



第59図 衣浦地区の液化化危険度予測図 (井関, 1980の一部)

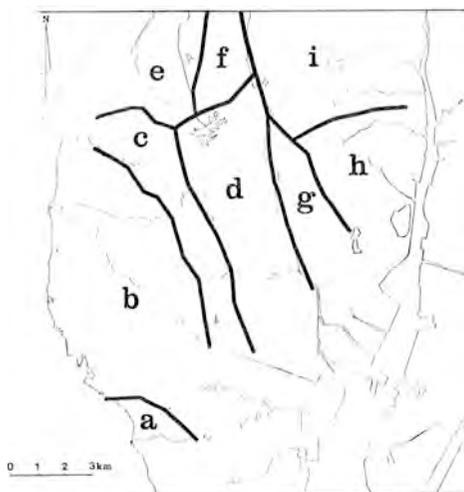
文 献

- 愛知県(1974 a) 窯業地下資源の埋蔵量と今後の開発の方向—窯業地下資源開発計画—. 54 p.
 ———(1974 b) 愛知県鉱泉誌. 125 p.
- 愛知県常滑窯業技術センター運営協力会(1978) 窯業原料利用の手引き—原料の特性把握と土もの製品の開発のために—. 234 p.
- 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.
- 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 (大阪微化石研究会機関誌), no. 10, p. 14-21.
- 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 正雄・藤井 誠(1985) Grain by grain 法による年代測定データから異質粒子を推定する統計的手法. 地質雑, vol. 91, p. 403-409.
- 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.
- 石田志朗・横山卓雄(1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題. 第四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- 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.
 ———・中山 清(1968) 愛知県高浜町産の第四紀貝化石群. *Venus*, vol. 27, p. 62-75.
- 井関弘太郎(1980) 沖積層の分布と液状化現象. 愛知県の地質・地盤(その3), 愛知県防災会議地震部会, 78 p.
- 嘉藤良次郎(1966) 大府町史 (第1篇, 第2-4章). 大府町, p. 7-32.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 363 p.
- 建設省・愛知県編(1965) 愛知県衣浦地区の地盤. 都市地盤調査報告書, vol. 9, 178 p.
- 建設省国土地理院(1968) 土地条件調査報告書 (中京地域). 166 p.
- 清野信雄(1923) 愛知県浮石砂及白土調査邦文. 鉱業原料用鉱物調査報告, 第19号, 地質調査所, 56 p.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編(1978) 日本の窯業原料. 879 p.
- 小牧団研グループ(1971) 小牧市付近の矢田川累層—瀬戸層群の研究 その1. 竹原平一教授記念論文集, p. 69-81.
- 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・松沢 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.

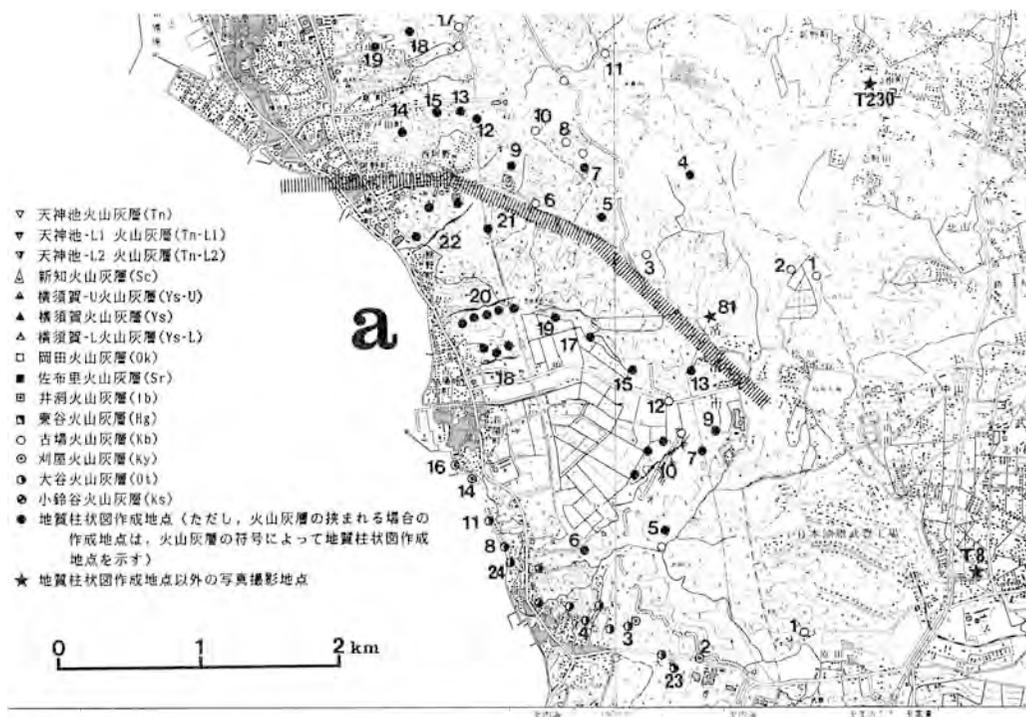
- 桑原 徹(1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動. 第四紀研究, vol. 7, p. 235-247.
- (1971) 瀬戸層群の堆積相. 竹原平一教授記念論文集, p. 113-127.
- (1979) 西南日本新生代末の構造運動について. 島弧変動(総研研究報告), no. 1, p. 63-72.
- (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統一その分布と断層地塊運動-. 第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- (1982) 西三河平野(矢作古川流域)の地下地質と地盤沈下. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書(第八報), 愛知県環境部, p. 95-149.
- ・松井和夫・吉野道彦・高田康秀(1972) 伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系—“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題—. 地質学論集, no. 7, p. 61-76.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之(1962) 矢作川下流地域の地形発達史. 地理評, vol. 35, p. 29-48.
- 牧野内 猛(1975 a) 知多半島南部の常滑層群. 地質雑, vol. 81, p. 67-80.
- (1975 b) 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.
- MAKINOUCHI, T. (1979) Chita Movements, the tectonic movements preceding the Quaternary Rokko and Sanage Movements. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, vol. 46, p. 61-106.
- (1980) Geology of the Yata area, Tokoname City, Aichi Pref. Japan. *Rep. Fac. Sci. and Tec. Meijo Univ.*, no. 20, p. 190-199.
- 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.
- (1985) 知多半島武豊丘陵の中部最新統武豊層—層序・地質構造の改訂と高位段丘の再検討—. 地質雑, vol. 91, p. 141-153.
- ・檀原 徹・磯田邦俊(1983) 伊勢湾東岸部の東海層群と関連層のフィックション・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.
- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, vol. 28, p. 269-283.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎・北崎梅香・進藤義武(1965) 衣浦地区の地質構造および地盤地質(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.
- ・————・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳郎(1960) 猿投山南西部の地質. 愛知県知多古窯跡群(附篇II), 愛知県教育委員会, 35 p.
- ・近藤善教・植村 武(1962) 知多半島北部地質図. 愛知県教育委員会.
- ・桑原 徹(1964) 濃尾平野の地下構造とその構成. 伊勢湾台風災害の調査研究報告, 名古屋大学災害科学調査会, p. 14-39.
- ・植村 武(1957) 知多半島北西部地質図・半田市付近地質図. 愛知県.
- 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.
- 森 忍(1971 a) 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層. 地質雑, vol. 77, p. 635-644.

- 森 忍(1971 b) 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.
- (1980) 濃尾平野中部更新統のケイソウ群集. 第四紀研究, vol. 19, p. 173-183.
- 村下敏夫・武居由之(1961) 木曾川左岸・矢作川および豊川流域水理地質図並びに説明書. 日本水理地質図, no. 1, 地質調査所, 28 p.
- 長沢敬之助・鈴木重人(1967) 知多半島の鈹物と粘土鈹床. 地質学会見学案内書, no. 4, 日本地質学会, 24 p.
- 名古屋グループ(1969) 伊勢湾周辺の第四系. 地団研専報, no. 15, p. 319-329.
- 成瀬 洋(1984) 熱田層・熱田面および濃尾傾動地塊運動についての一考察. 大阪経大論集, no. 158, p. 17-39.
- 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.
- NILSEN, T. H. (1982) Alluvial fan deposits. in Scholle, P. A. & Spearing, D. R., Sandstone Depositional Environments. AAPG, Mem. 31, p. 44-86.
- 濃尾平野第四紀研究グループ(1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石. 地質学論集, no. 14, p. 161-183.
- 岡田篤正(1977) 5万分の1地形分類図「半田」. 愛知県土地分類基本調査「半田」, 愛知県企画部.
- (1979) [活断層]—愛知県とその周辺における活断層と歴史地震—. 愛知県の地質・地盤(その4), 愛知県防災会議地震部会, 122 p.
- 尾上 亨・尾崎正紀・吉田史郎(1986) 知多半島東海層群からの植物化石. 地調月報, vol. 37, p.201-206.
- 大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・下坂康哉(1964) 常滑市地域頁岩粘土鈹床地質図・同岩相柱状断面図及び説明書. 愛知県商工部, 5 p.
- 小瀬知常(1929) 知多半島の地形及地質. 地学雑, vol. 41, p. 338-345.
- 坂部和夫・飯田汲事(1974) 碧海段丘の変形と¹⁴C年代. 地球科学, vol. 28, p. 69-70.
- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨(1984) 名古屋北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 64 p.
- ・高田康秀・桑原 徹・糸魚川淳二(1986) 名古屋南部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 55 p.
- 佐藤 茂・近藤善教(1960) 尾張炭田. 日本鈹産誌, V-a, IV. 3, 地質調査所, p. 413-421.
- 式 正英・門村 浩(1965) 衣浦地区の微地形(建設省・愛知県編, 愛知県衣浦地区の地盤, 第2章). 都市地盤調査報告書, vol. 9, p. 6-15.
- 曾我杢祐(1921) 愛知県知多半島粘土調査報文. 工業原料用鈹物調査報告, no. 6, 地質調査所, 60 p.
- 高田康秀・近藤善教・北川勝之(1979) 常滑市南部地域頁岩粘土鈹床地質図. 愛知県.
- ・大塚寅雄・近藤善教(1969) 超深層ポーリングと深部地質構成. 名古屋地盤総論(第2章, 2. 2), 日本建築学会東海支部・土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会編, コロナ社, p. 19-24.
- 山下伝吉(1889) 20万分の1地質図幅「四日市」及び同説明書. 地質調査所, 67 p.

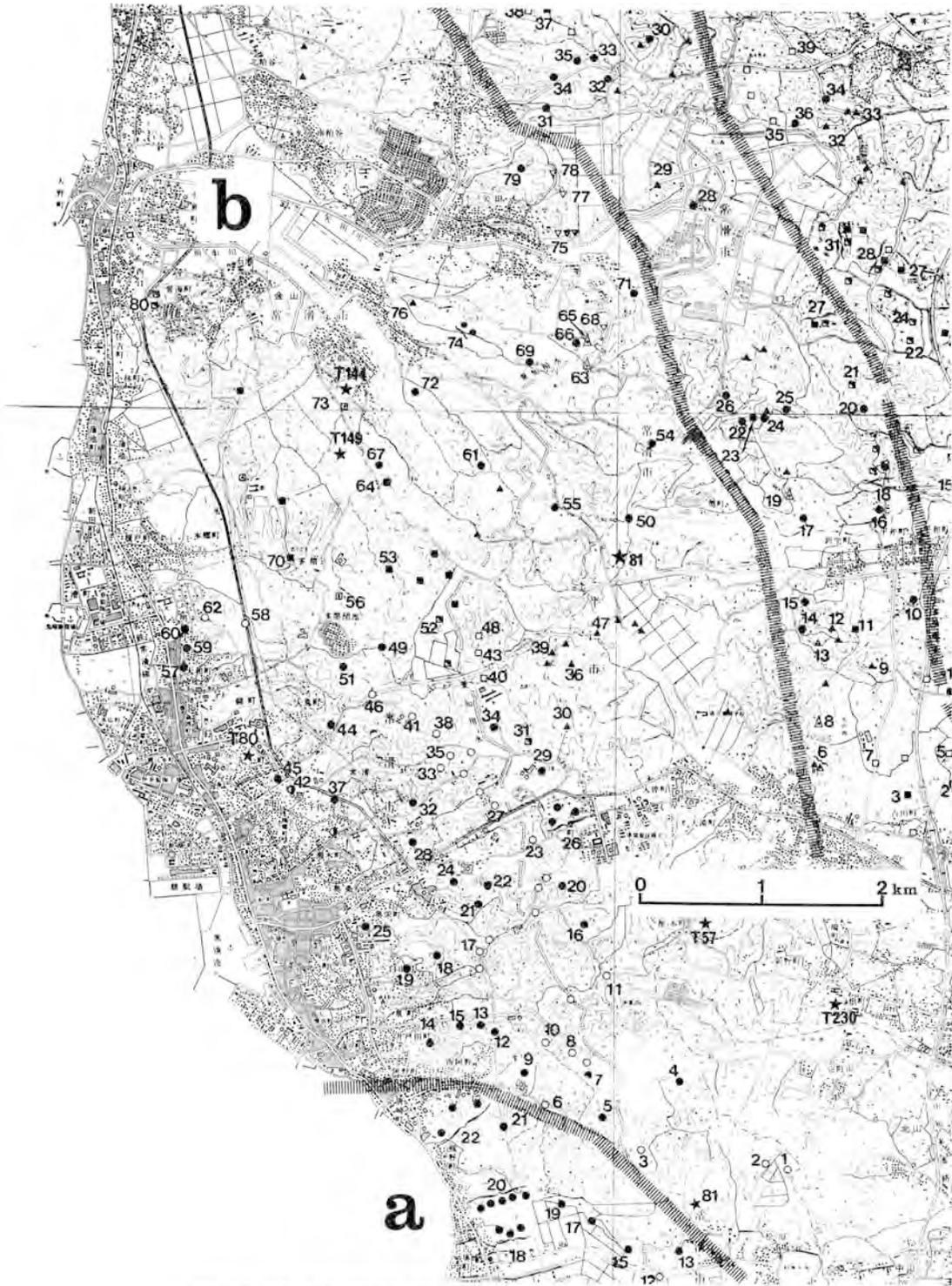
- 吉田史郎(1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 81 p.
- 吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 479-515.
- 吉野道彦・丹羽俊二(1976) 愛知県知多半島及びその関連層の花粉化石について (演旨). 地質学会第83年大会講演要旨, p. 112.
- ・酒井潤一・西村祥子(1980) 濃尾平野佐屋・津島におけるボーリング・コアの花粉化石. 第四紀研究, vol. 19, p. 63-171.



付図第1図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図の作成区域索引図(図中のa-iは付図第2・3図の地域区分の記号を示す)



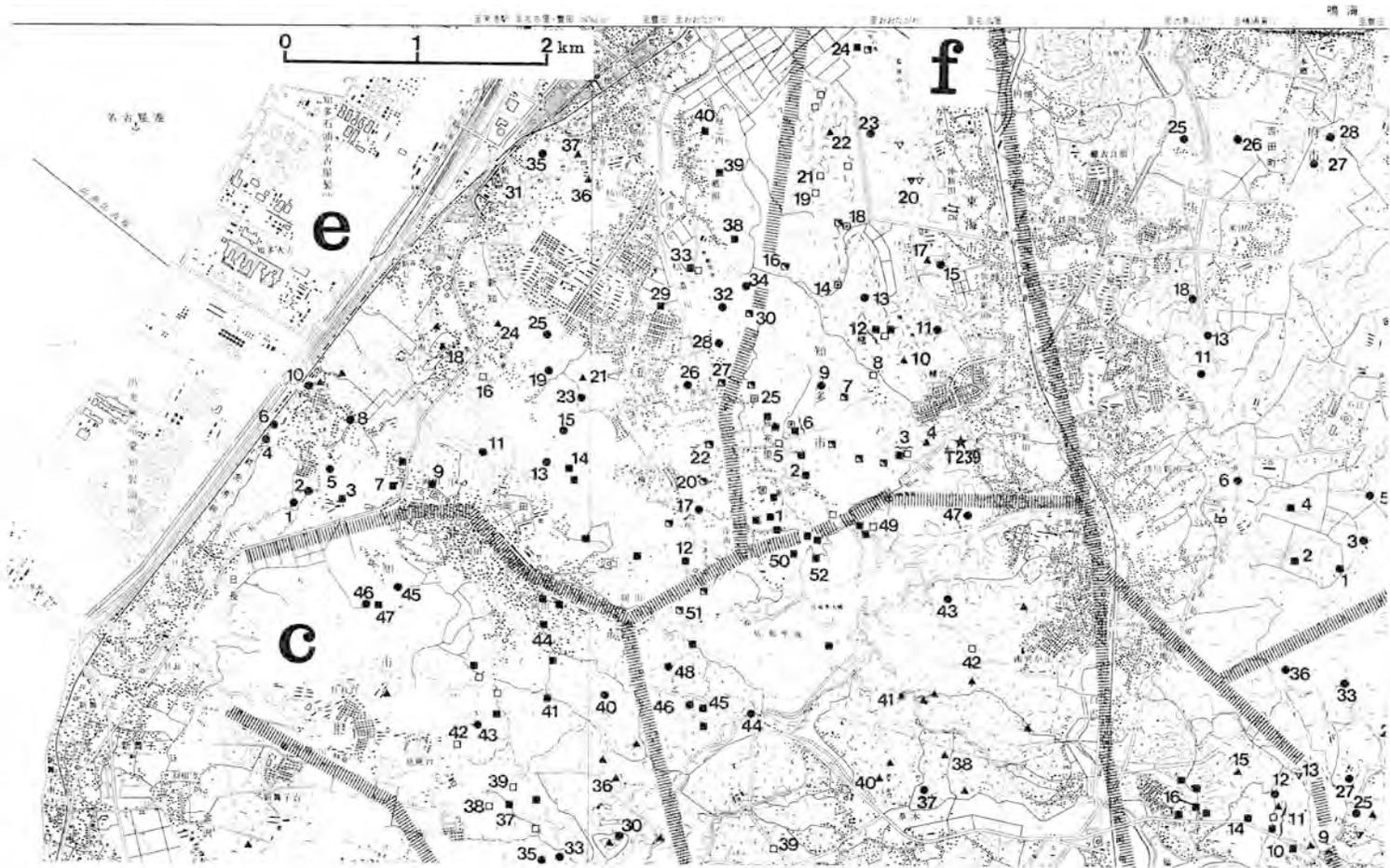
付図第2A図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図—a地域—
 番号は柱状図地点及び写真撮影露頭地点を示す
 (国土地理院発行2万5千分の1地形図「常滑」「半田」を使用)



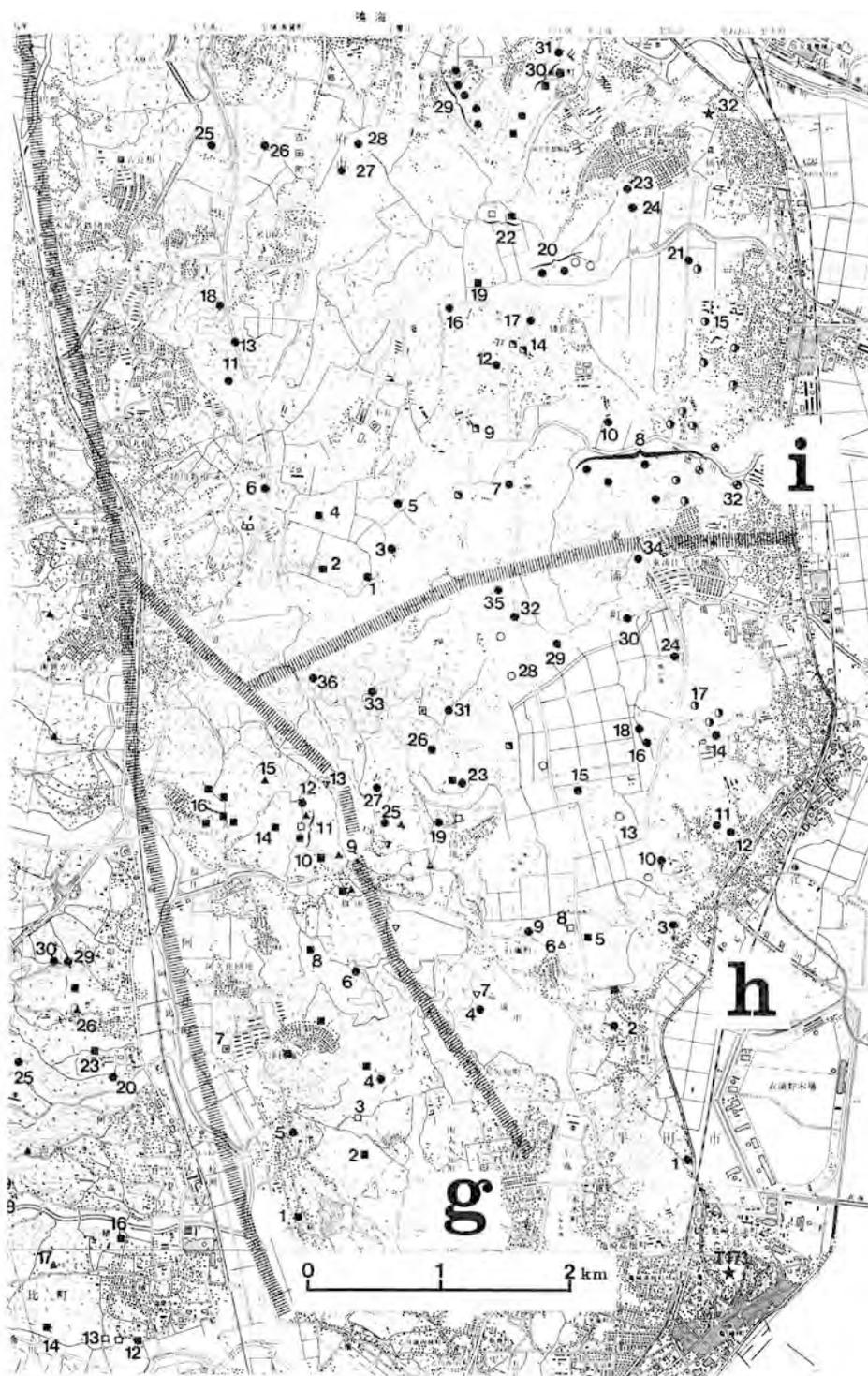
付図第2B図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図—b地域—
 番号は柱状図地点及び写真撮影露頭地点を示す
 (国土地理院発行2万5千分の1地形図「常滑」「半田」「大野」「刈谷」を使用)



付図第2 C 図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図—c・d地域—
 番号は柱状図地点及び写真撮影露頭地点を示す
 (国土地理院発行2万5千分の1地形図「常滑」「半田」「大野」「刈谷」を使用)



付図第2 D 図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図—e・f 地域—
 番号は柱状図地点及び写真撮影露頭地点を示す
 (国土地理院発行 2万5千分の1地形図「大野」「刈谷」を使用)

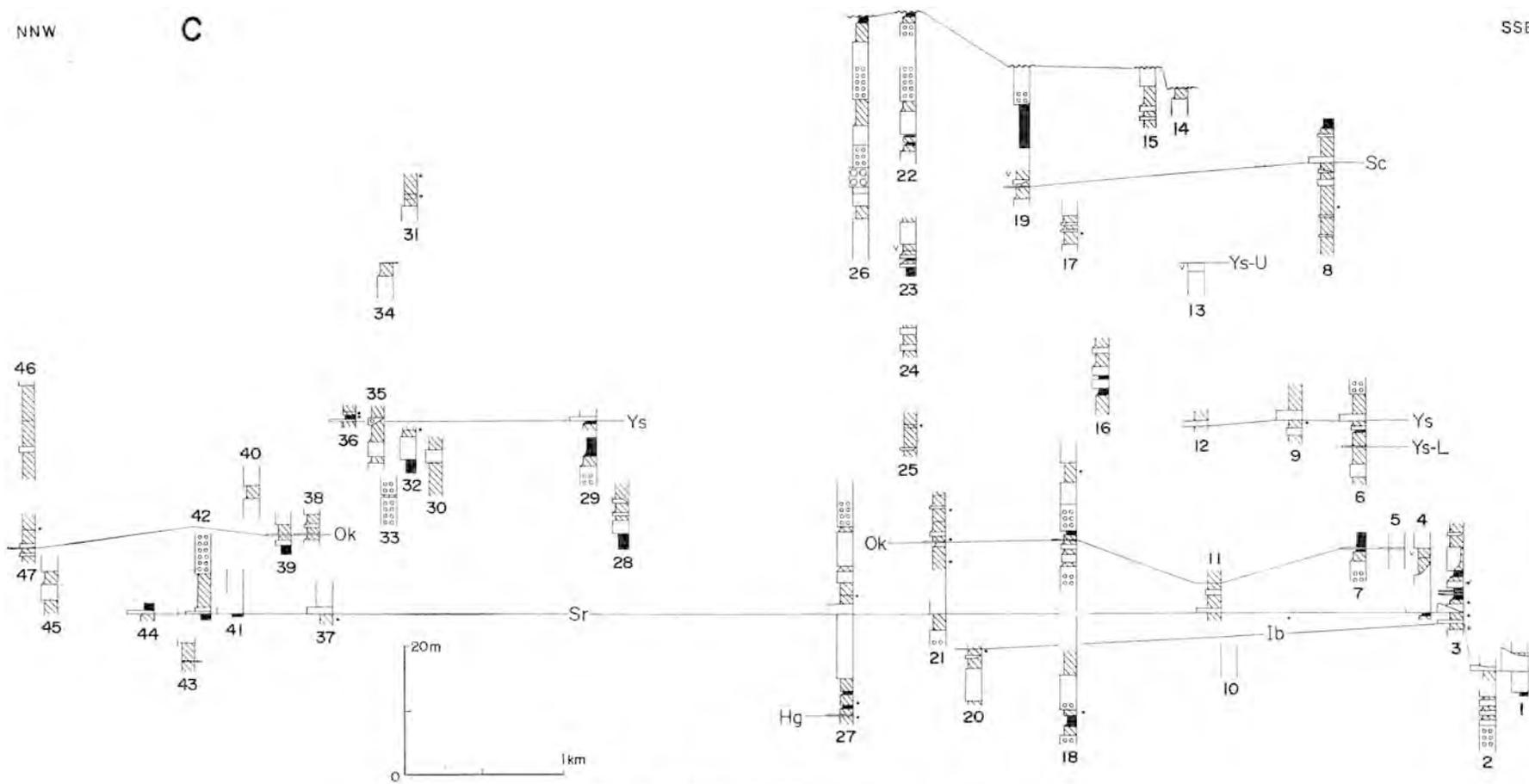


付図第2 E図 地質柱状図作成地点及び火山灰層露出地点等の位置図—g・h・i地域—
 番号は柱状図地点及び写真撮影露頭地点を示す
 (国土地理院発行2万5千分の1地形図「刈谷」「芋田」を使用)

NNW

C

SSE

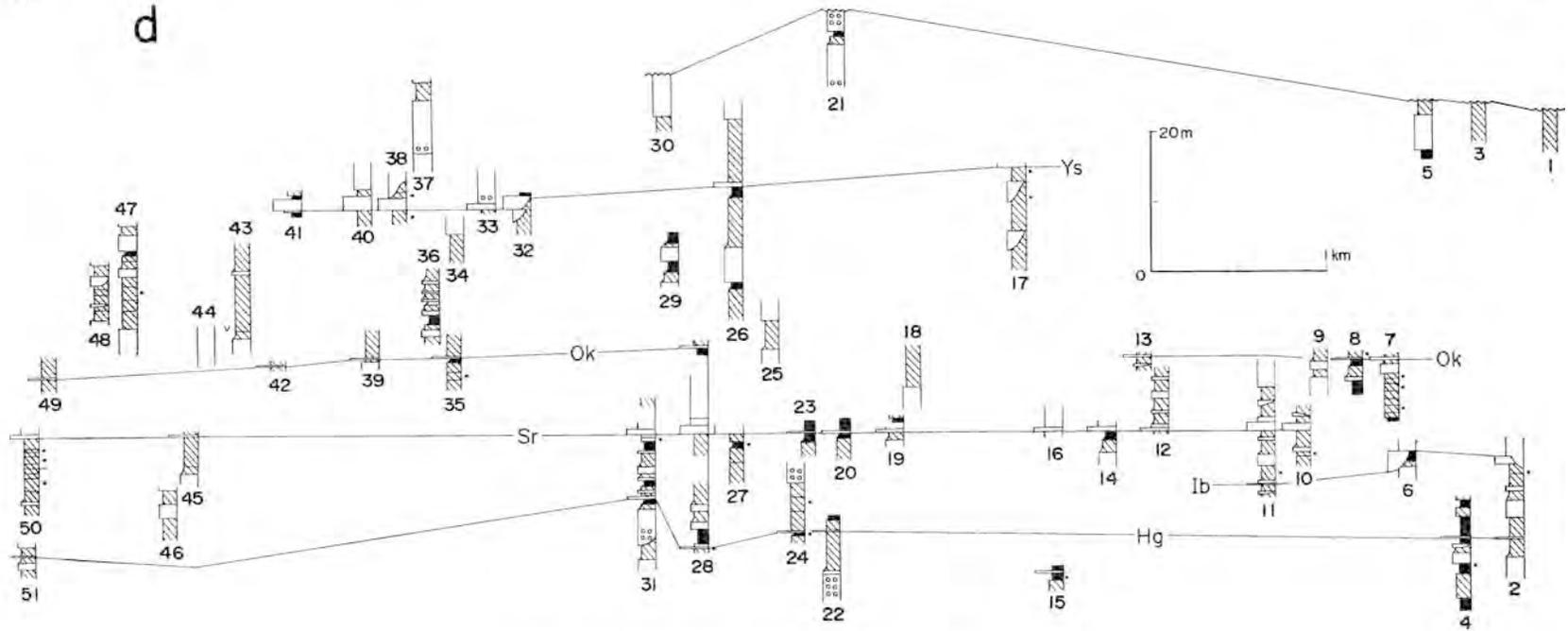


付図第3B図 地質柱状図—C地域—(凡例は第3A図と同C)

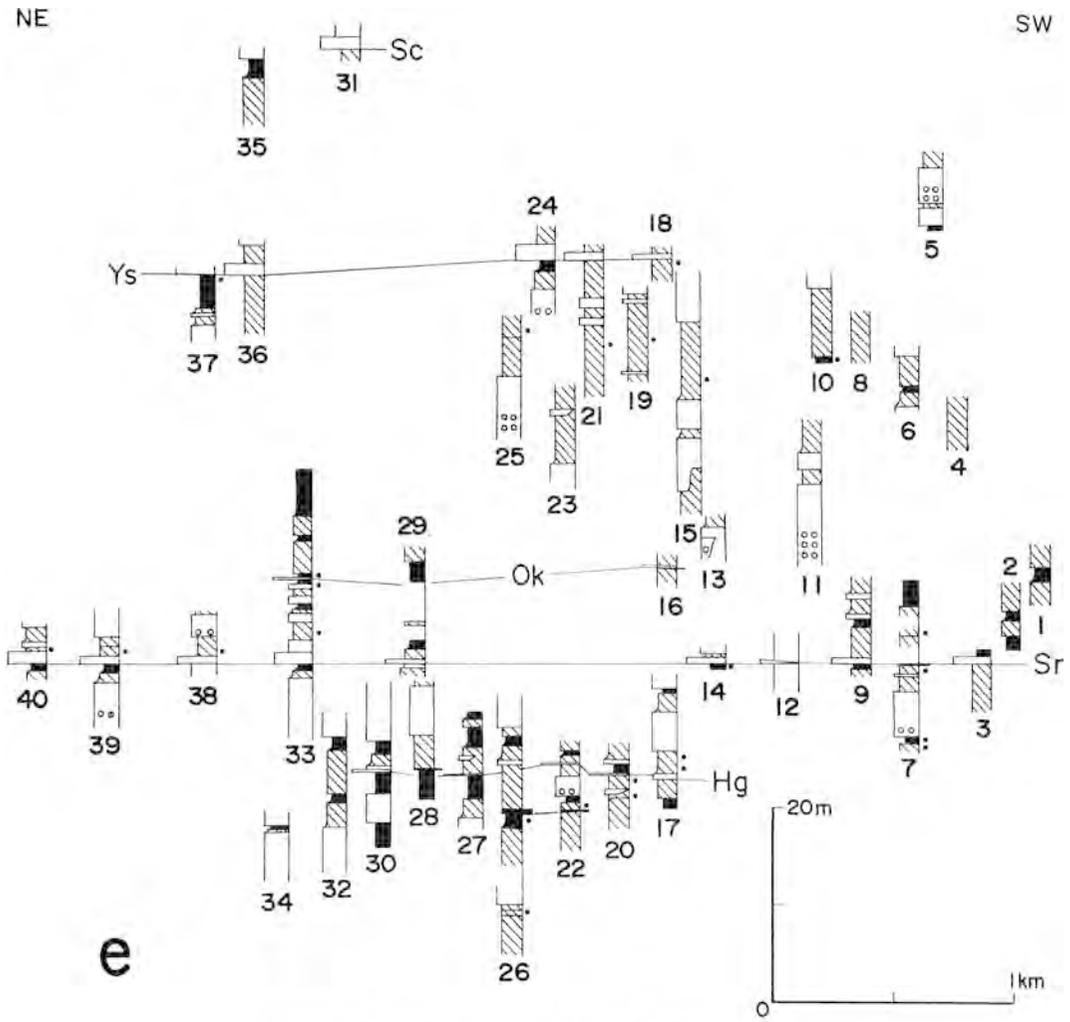
NNW

SSE

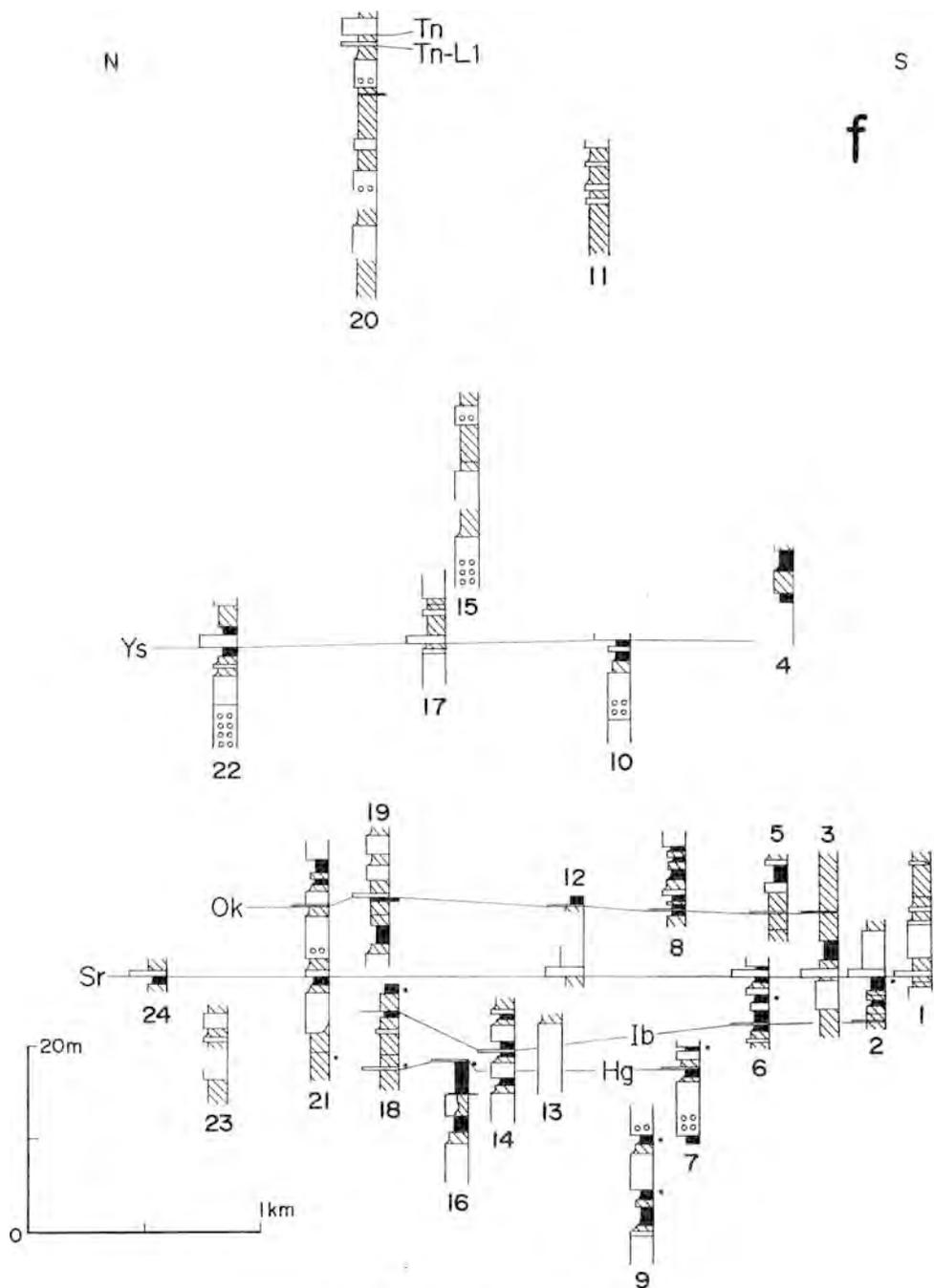
d



付図第3C図 地質柱状図—d地域— (凡例は第3A図と同じ)



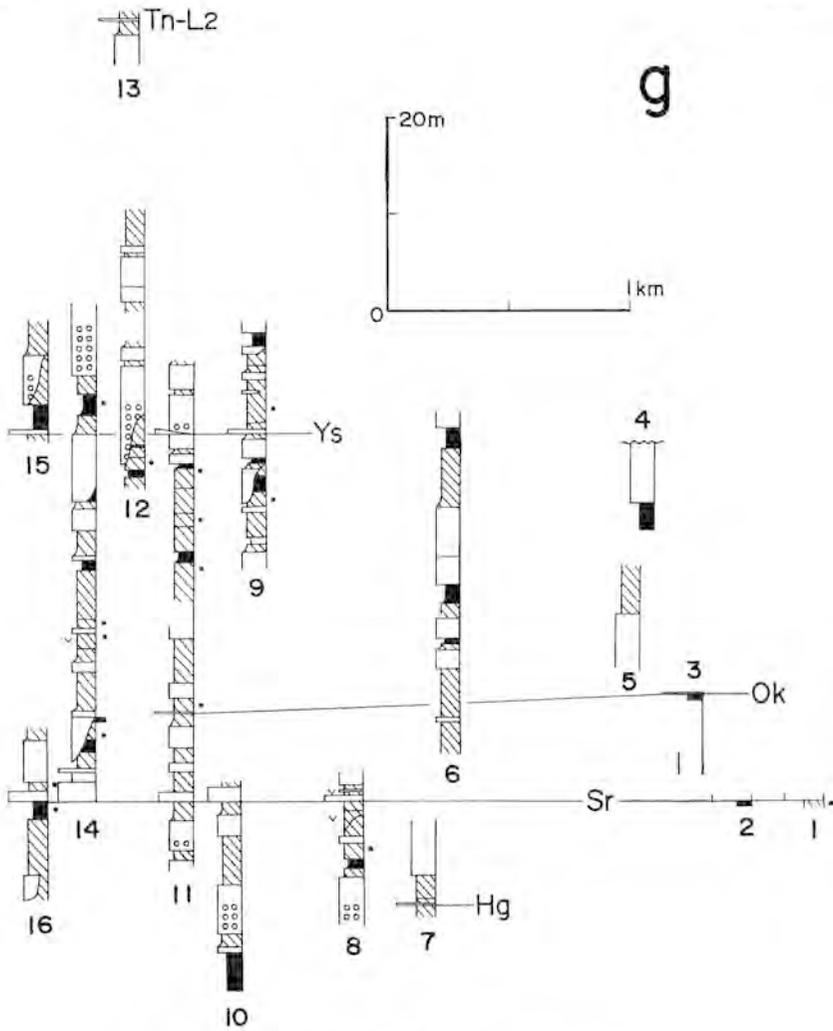
付図第3 D図 地質柱状図—e地域— (凡例は第3 A図と同じ)



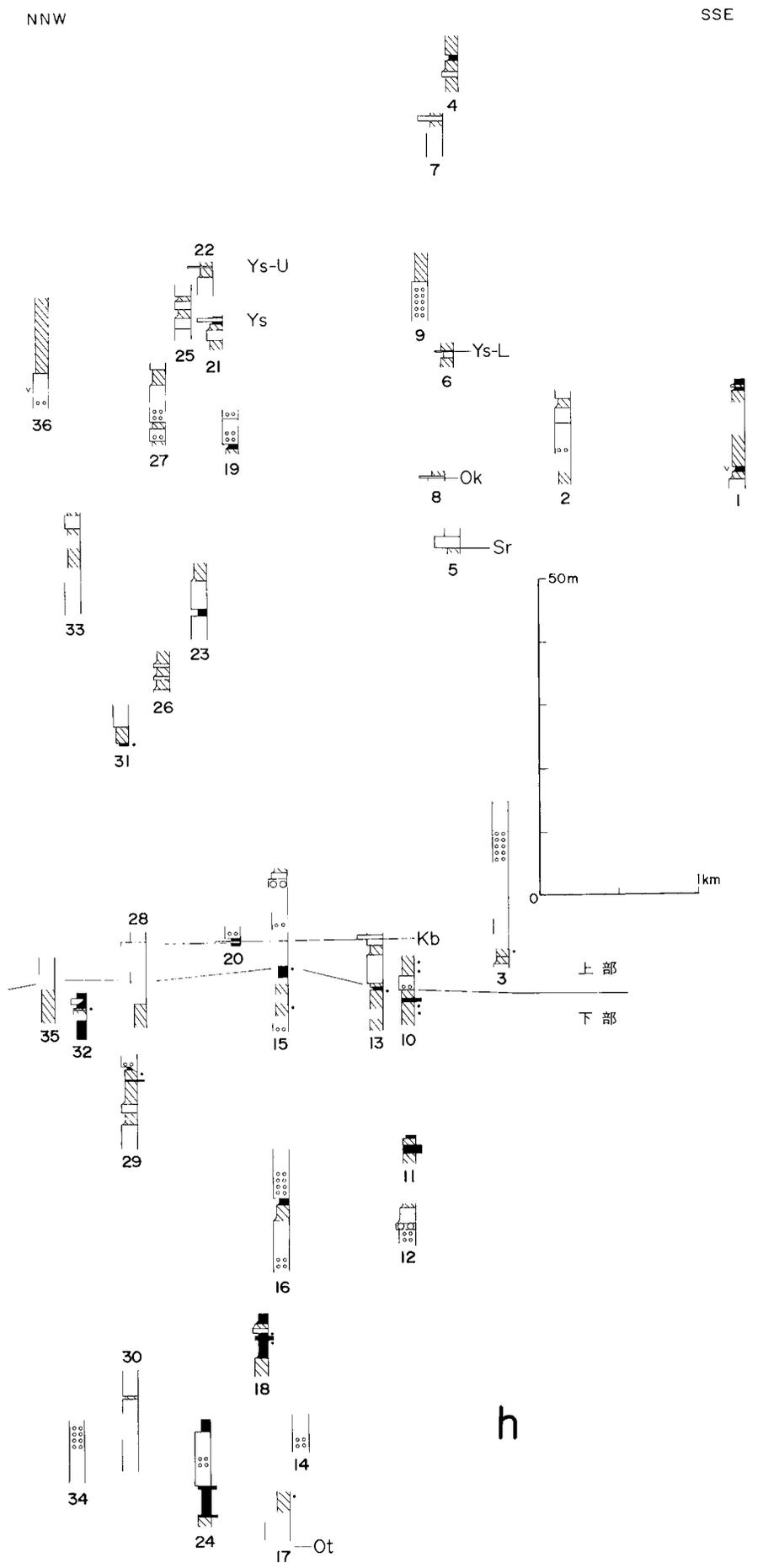
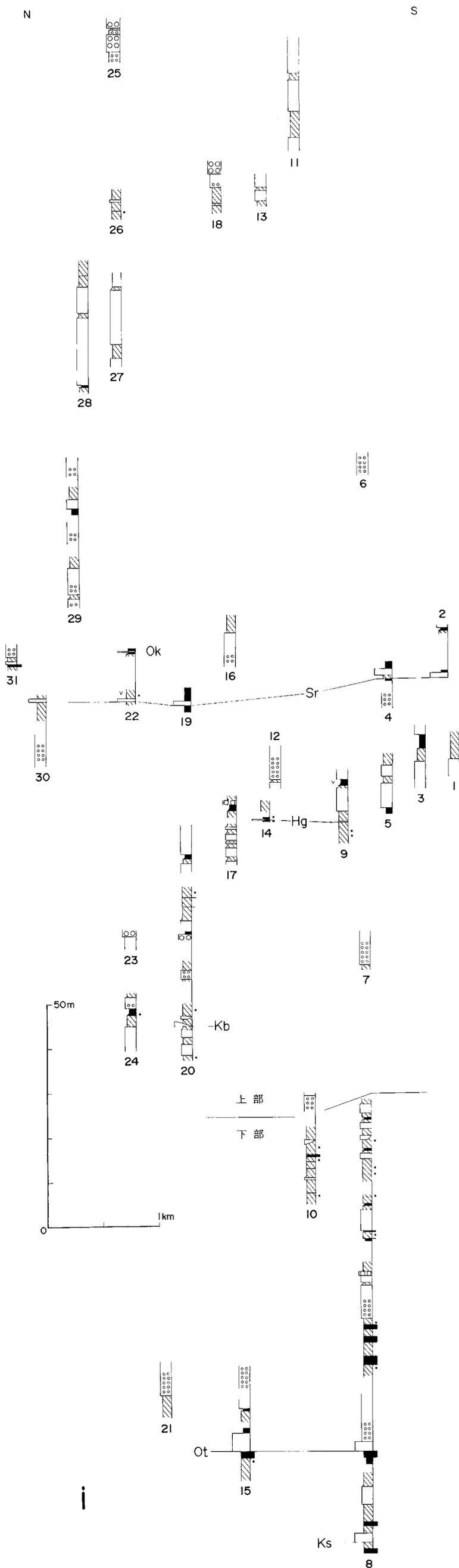
付図第3E図 地質柱状図—f地域—(凡例は第3A図と同じ)

NNW

SSE



付図第3 F図 地質柱状図—B地域— (凡例は第3 A図と同じ)



付図第3 G 図 地質柱状図—h・i 地域— (凡例は第3 A 図と同じ)

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 44**GEOLOGY
OF THE
HANDA DISTRICT**

By

Fumio YOSHIDA and Masanori OZAKI

(Written in 1985)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

The Handa district, south of the Nōbi Heiya (Plain) in central Japan, includes the northern part of the Chita Hantō (Peninsula) and the Hekikai Daichi (Diluvial upland). In the mapped district, Uppermost Miocene to Pliocene, Middle Pleistocene, terrace sediments and alluvium are distributed.

Uppermost Miocene to Pliocene sediments occur in hilly land of the Chita Peninsula, the top or upper part of which is covered by Middle Pleistocene sediment. Terrace sediment (Middle Pleistocene to Holocene) forms the Hekikai Daichi, and the diluvial upland in the Chita Peninsula. The alluvium is deposited narrowly along rivers. Reclaim land has been constructed around the Kinuura Kō (Port).

A summary of the geologic sequence and history of the mapped district is shown in Table 1.

MIOCENE-PLIOCENE (TOKAI GROUP)

The Handa District geotectonically belongs an E-W trending depression

Table 1 Summary of the geology of the Handa district.

Geologic Age	Stratigraphic and Topographic Division		Geologic History	
			Tectonic Movement	Remarks
HOLOCENE	(Alluvial plain) Alluvium		Sanage Movement (Fault-block movement)	Jōmon Transgression
	PLEISTOCENE	(Ogawa) Ogawa Terrace Deposit		Faulting of NE-SW trend Faulting of NNW-SSE trend (Upheaval of the Chita Hantō)
(Yanabe) Yanabe Terrace Deposit		Last interglacial transgression		
(Handa) (Hekikai) Handa Terrace Deposit-Hekikai Formation		Glacial sea-level oscillation		
(Kamezaki) Kamezaki Terrace Deposit		Transgression		
Takefyo Formation		(Upheaval)		
Kagiya Formation				
EARLY				
PLIOCENE	Tokai Group	Tokoname Upper Formation	Chita Movement (Subsidence by warping)	Lake Tokai
		Lower	Deposition of Tokai Group	
MIOCENE				

(1) Terrace surface

zone called the Setouchi Geologic Province, which has existed on the southern side of the Inner Zone of Southwest Japan since Early Miocene time. The sediments accumulated in the Province are divided into three units: the First Setouchi Supergroup (Early to Middle Miocene), the Setouchi Volcanic Rocks (Middle Miocene), and the Second Setouchi Supergroup (Late Miocene to Middle Pleistocene). In the mapped district, only the third unit represented by the Tokai Group is distributed as a superficial sequence.

The Tokai Group consists of fluvial and lacustrine sediments accumulated

during latest Miocene to Early Pleistocene in a sedimentary basin called Lake Tokai, which covered a vast area now including Ise Wan (Bay) and the Nobi Plain. It attains a thickness of more than 2,000 meters. This Group yields fossil elephants such as *Stegodon* cf. *elephantoides*, *S. akasiensis*, and plant remains characterized by the occurrence of *Metasequoia*, *Jugulans*, *Glyptostrobus* and *Liquidamber*.

In the mapped district, the lower part of the whole sequence is exposed, measuring approximately four hundred meters thick. The lower part is called the Toko-name Formation, and consists of alternating beds of sand, silt and clay, each of which ranges several tens of centimeters to several meters thick. The formation is subdivided into the upper and lower part. The upper part contains more lignite than the lower. In the formation, about 15 thin volcanic ash layers are intercalated and can be used for tephrostratigraphic and chronostratigraphic study.

QUATERNARY

After Lake Tokai was buried upon in Early Pleistocene, the mapped district, along with glacial sea-level oscillation, began to be affected by Quaternary tectonic movement called the Sanage Movements, which were dominated by fault-block movements.

The Quaternary (Middle Pleistocene to Holocene) sediments are divided topographically and geologically into three units: the Kagiya and Taketoyo Formations, terrace sediments, and alluvium. The Kagiya and Taketoyo Formations unconformably overlie the Tokai Group, occupying the top or upper of hills. The formations are composed of gravel and sand, and characteristically the Taketoya Formation contains intercalated two marine silt beds. The formations range from several meters to several tens of meters thick.

Four terraces are distinguished in the mapped district, and are designated as the Kamezaki, Handa and Hekikai, Yanabe, and Ogawa Terrace from upper to lower (Table 1). Although there are some areas which terrace surface can only be recognized, almost all the terrace sediments are composed mainly of gravel and sand of fluvial origin, and are several to ten meters thick. The Hekikai and part of the Handa Terrace Deposit contains a marine silt bed.

GEOLOGIC STRUCTURE AND FAULT MOVEMENT

The Tokai Group, together with the late Quaternary sediments, has been deformed by many faults. The faults, therefore, are active in late Quaternary. The faults are classified into NNW-SSE and NE-SW trending faults.

The NNW-SSE trending faults are main structural elements to form a synclorium (Handa Syncline) running from Chita Shi (City) to Handa Shi (City), which is the main geologic structure made up in the Tokai Group of the mapped district. The faults vary from one to fifteen kilometers in length, and are arranged in parallel and/or échelon pattern. Flexures of the Handa and Hekikai

Terrace Surface can be recognized at some places of the faults. The Ōdaka-Ōbu Fault and Nawa-Kagiya Fault are typical faults of the NNW-SSE trending faults. The Ōdaka-Ōbu Fault marks the boundary between the Ōbu Hill and alluvial plain in the northern part of the mapped district, but extends to Takahama Shi (City) across Sakai Gawa (River) in the southern part, displacing the Hekikai Terrace Surface at Yoshihama. The Nawa-Kagiya Fault runs between the Ōbu and Chita Hills.

The NE-SW trending faults are only seen in the northern part of the napped district, and not so prominent structure as the NNW-SSE faults, showing no evidence to displace terrace surface in the napped district.

ECONOMIC GEOLOGY

The lignite intercalated in the lower part of the Tokai Group in Tokoname Shi (City) were worked years ago and now are closed. Its total production in the year of 1960 amounted to two thousands tons.

Tokoname china (Tokoname-yaki in Japanese) has been traditionally produced in Tokoname City since 12th century. The silt and clay of the Tokai Group and Taketoyo Formation are used for pottery as raw material, but at present they cannot be sufficiently supplied nearby, so they are imported from Seto and Tajimi Shi (City).

Volcanic ash layers interbedded with the Tokai Group were dug for polishing sand years ago. The main pits were located at Ogawa in Higashiura cho and Ōtani in Tokoname City, and worked from the Ōtani Volcanic Ash Layer. Its total amount of production in the year of 1919 or 1920 was over than ten thousands tons. But all of pits are now closed.

Kinuura Mineral Spring is situated at Hekinan Shi (City). Water flows up from the bed of the Tokai Group, with 51 //min (jetting), 25.5°C, pH 7.2.



武豊丘陵以北における武豊層の層相

- A) 基底部に見られるチャンネル構造 (k: 武豊層, T: 東海層群) [半田市桐ヶ岡, 地点: d-T124]
 - B) 基底部に見られる“クサリ”礫の密集部 [半田市板山町の北方約 1.5 km, 地点: c-14]
 - C) 斜文層理の発達する砂層 [半田市椎ノ木町, 地点: b-T57]
 - D) Half-round clast (矢印の先) [半田市板山町の北東約 2 km, 地点: b-47]
- (各地点の位置は付図第 2 図参照)

文献引用例

吉田史郎・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, 98 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

YOSHIDA, F. and OZAKI, M. (1986) *Geology of the Handa district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 98p. (in Japanese with English abstract 4 p.).

昭和61年3月6日印刷

昭和61年3月10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 和田信一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西ヶ丘2-9-13

© 1986 Geological Survey of Japan