

55(521.62)(08.32M50)(083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

京都 (11) 第 32 号

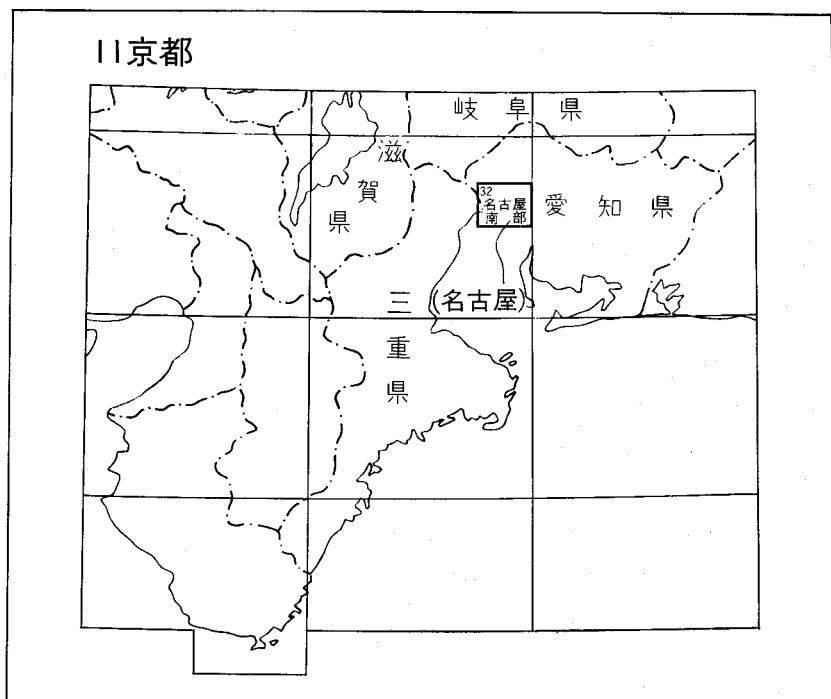
名古屋南部地域の地質

坂本 亨・高田 康秀
桑原 徹・糸魚川淳二

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	5
III. 鮮新統（矢田川累層）	10
III. 1 尾張丘陵	11
III. 2 大府・知多丘陵	14
IV. 第四系	20
IV. 1 唐山層	20
IV. 2 八事層	21
IV. 3 加木屋層	24
IV. 4 熱田層	25
IV. 5 碧海層	27
IV. 6 中小河川沿いの中位段丘層	29
IV. 7 大曾根礫層	29
IV. 8 低位段丘層	30
IV. 9 平野の表層堆積物	30
V. 濃尾平野の地下地質	30
V. 1 完新統	30
V. 2 更新統	31
V. 3 鮮新-更新統	32
VI. 応用地質	34
VI. 1 温泉	34
VI. 2 地下水	34
文 献	49
Abstract	53

図・表目次

第 1 図 「名古屋南部」地域の地形区分	2
第 2 図 「名古屋南部」地域とその周辺の接峰面図	3
第 3 図 東山丘陵の地形面区分	4
第 4 図 伊勢湾北部における干拓・埋立の進展	4
第 5 図 「名古屋南部」地域とその周辺の深層ボーリング及び基盤岩の分布	5

第 6 図	「名古屋南部」地域とその周辺の地質構造概念図	7
第 7 図	東海層群基底の深度分布	10
第 8 図	矢田川累層の花粉構成	12
第 9 図	知多半島北部の模式的な地質断面	14
第 10 図	矢田川累層に見られる小断層	15
第 11 図	矢田川累層柱状図	16
第 12 図	東海市平島西方の名和-加木屋撓曲	17
第 13 図	大府市土前の大高-大府撓曲	17
第 14 図	火山灰層の産状	19
第 15 図	横須賀火山灰層の露頭	19
第 16 図	八事層基底の不整合	22
第 17 図	天白川河口付近の地下地質(a)平面図, (b)断面図	23
第 18 図	矢田川累層とともに急斜する加木屋層	24
第 19 図	熱田台地地下の第四系の地質断面	26
第 20 図	東海層群の分布深度(a)上限, (b)下限	32
第 21 図	深層ボーリングの分布と断面図の位置	33
第 22 図	濃尾平野地下の東海層群の区分と対比	33
第 23 図	濃尾平野南部の地下地質断面位置図	34
第 24 図	濃尾平野南部の地下地質断面 a) H-H' 断面, b) I-I' 断面, c) J-J' 断面, d) K-K' 断面, e) アーア' 断面, f) イーイ' 断面, g) ウーウ' 断面, h) エーエ' 断面 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42	35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42
第 25 図	濃尾平野南部における地下水採取強度分布 a) 表層, b) 第一礫層, c) 熱田層上部層, d) 第二礫層, e) 第三礫層及びそれ以深, f) 東海層群, g) 総採取量強度	48, 49
第 1 表	深層ボーリングにおける鮮新統・中新統の基底の深さ	6
第 2 表	「名古屋南部」地域の地史略表	9
第 3 表	矢田川累層産の植物遺体	12
第 4 表	名古屋工業高校地下の熱田層から産出した貝化石	27
第 5 表	熱田台地地下の第四系の花粉・孢子化石	28
第 6 表	温泉分析表	43
第 7 表	地下水水質分析一覧表	46

名古屋南部地域の地質

坂本 亨*・高田康秀**・桑原 徹***・糸魚川淳二†

「名古屋南部」地域の地質に関する野外調査研究は、昭和58・59年度に実施した。本報告のとりまとめに当たっては、地表の地質に関しては坂本が、地下地質・応用地質については高田が、それぞれ分担・執筆した。桑原・糸魚川は、両者が本図幅作成のために行った野外調査結果や、それ以前に行っていた調査研究資料を提供し、かつ、とりまとめに関して助言した。

本研究に使用した岩石薄片の作成は、本所技術部佐藤芳治技官による。花粉分析はバリノサーヴェイに依頼した。貝化石については、地質調査所所蔵標本を利用した。岩石薄片の検鏡に当たっては、本所地質部山田直利技官の協力を、高田の取りまとめに当たっては、名古屋出張所岡部賢二技官の協力を受けた。

I. 地 形

「名古屋南部」図幅地域は、東経 $136^{\circ}45' - 137^{\circ}00'$ 、北緯 $35^{\circ}00' - 35^{\circ}10'$ の間に位置する。この地域の東部約 1/3 には台地・丘陵地が連続し、西部の約 2/3 は低平・広大な濃尾平野によって占められる。

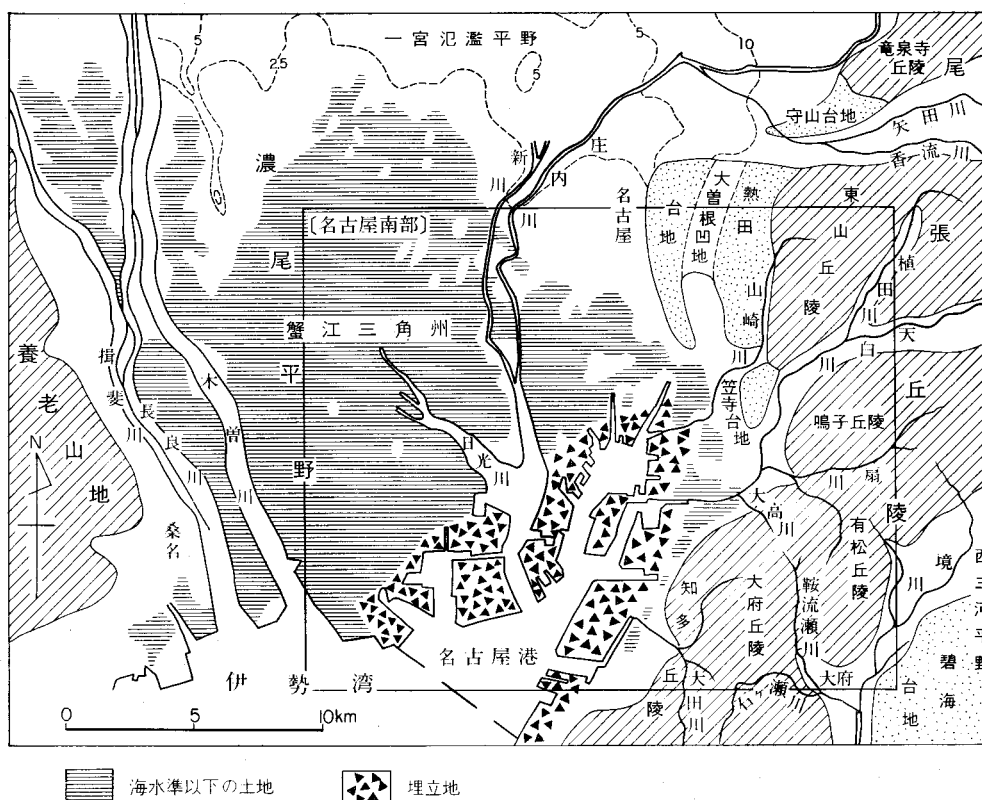
本図幅地域東部の丘陵地は、濃尾平野の東側に南北に連なり尾張丘陵と総称される丘陵地の南部と、知多半島の背骨を作って南北に縦貫する丘陵地の北端—大府丘陵と知多丘陵—とからなる。丘陵地の西縁は、北部では熱田台地に接し、天白川以南ではほぼ南北に連続する顕著な旧海食崖となっている。丘陵地の東南縁は、本図幅地域内ではごく一部しか見られないが、北北東—南南西方向の直線的な崖線をもって西三河平野の西縁、境川の低地にのぞんでいる。丘陵地内は、天白川・扇川・^{くらながせ}鞍流瀬川・石ヶ瀬川・大田川などの中・小河川によってブロック状に区分され、各ブロック内は更に樹枝状に発達する支流によって、細かく複雑に刻まれている。この地域の丘陵地は、特に名古屋の近郊に当たる北部で、大規模な宅地や工場用地の造成が進んでおり、もともとの地形が大幅に改変されていることが多い。

尾張丘陵と大府丘陵とは、北北西—南南東方向に直線的に走る大高川—^{かこ}鞍流瀬川¹⁾の低地を境として分けられる。この低地では、北流する大高川と南流する^{かこ}鞍流瀬川とは水主ヶ池付近の谷中分水界で分かたれているが、分水界の位置ははなはだ不明瞭である。大府丘陵と知多丘陵の境界は、ほぼ南北に走る大田川の本・支流に沿って位置する。尾張丘陵・大府丘陵・知多丘陵のそれぞれの東縁は、いずれも地質構造上の撓曲とほぼ一致する。ただし、この撓曲を境とした丘陵背面の高度の違いは認められない。

尾張丘陵のうち、天白川より北、名古屋市の中心部のすぐ東に接する部分は、東山丘陵(あるいは千^ち種^{さき}丘陵)と呼ばれる。天白川より南、境川及び大高川—^{かこ}鞍流瀬川の低地に挟まれた部分は、扇川より北

*地質部 **名古屋出張所 ***名城大学 †名古屋大学

1) 国土地理院発行の地形図では、石ヶ瀬川と表記されている。ここでは現地での呼び名に従った。



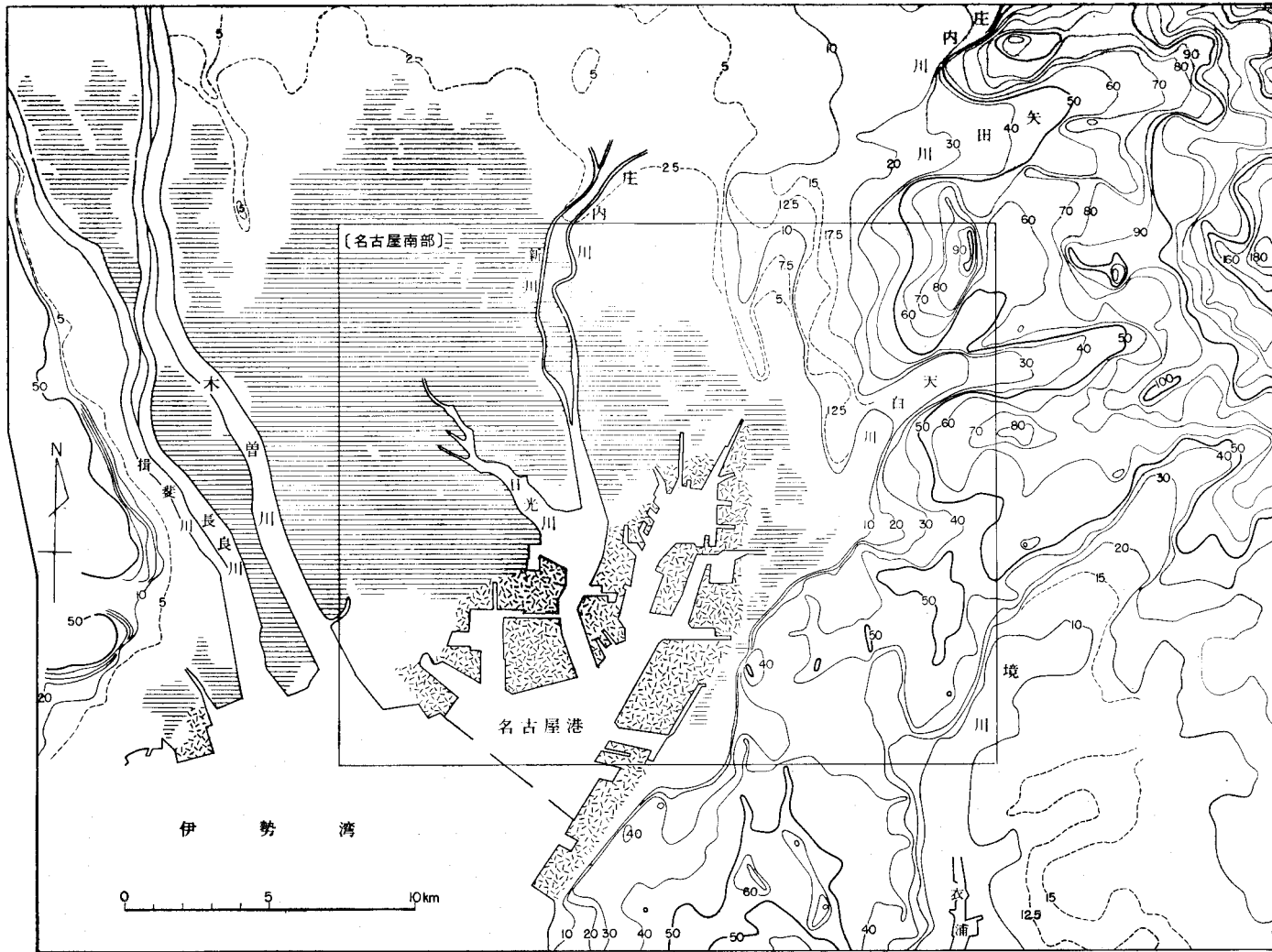
第1図 「名古屋南部」地域の地形区分

を鳴子丘陵、南を有松丘陵と呼ぶことにする。知多半島北端の部分は、南隣の「半田」図幅（吉田・尾崎，1986）にならって、東側の大府丘陵と西側の知多丘陵とに区分した。

以上の丘陵地は、いずれも鮮新統の矢田川累層とそれを不整合に覆う更新統の礫層・唐山層・八事層及びその相当層によって構成される。大部分が海拔100 m以下のなだらかな丘陵地で、その稜線は明瞭な定高性を示している。丘陵は、全体としては接峰面図（第2図）に示したように、北東から南西に向かって緩やかに低下している。この中では、東山丘陵やその南の鳴子丘陵西部のように更新統の礫層が厚く発達した部分があり、ケスタ状に突出した高所を作っている。本図幅地域内での最高点もこのような部分にあり、東山丘陵北部の海拔104.9 m地点がこれに当たっている。

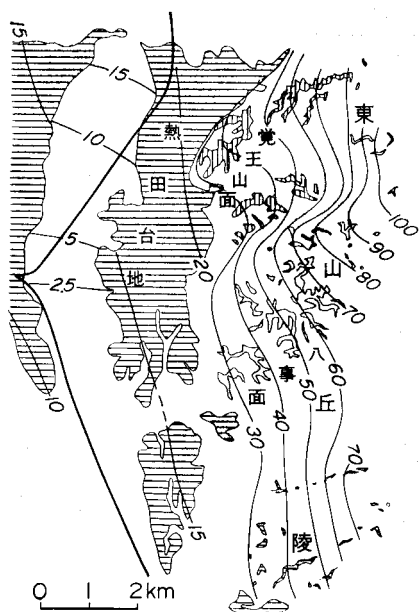
本図幅地域内の丘陵地では、矢田川累層を切る丘陵背面は猪高面いたかと呼ばれる（松沢・嘉藤，1954）。この面は、南方へは知多半島の丘陵背面を作る横須賀小起伏面（松田，1969）に連続する。高位礫層である八事層の作る“地形面”は八事面（松沢・嘉藤，1954）で、天白川を挟む南北両側に分布し、海拔100 mを最高として、南西へ20/1000位の勾配で低下する。八事層を浸食して形成されたと考えられる覚王山面（町田ほか，1962）は、東山丘陵西部に分布し、海拔50-30mの高度をもち、12/1000位の勾配で南西へ傾く（第3図）。覚王山面の構成層は確認されていない。

本地域の中位段丘は、名古屋市の中心部をのせる熱田台地を模式として、熱田面と呼ばれる（松沢・



海水準以下の土地
 埋立地

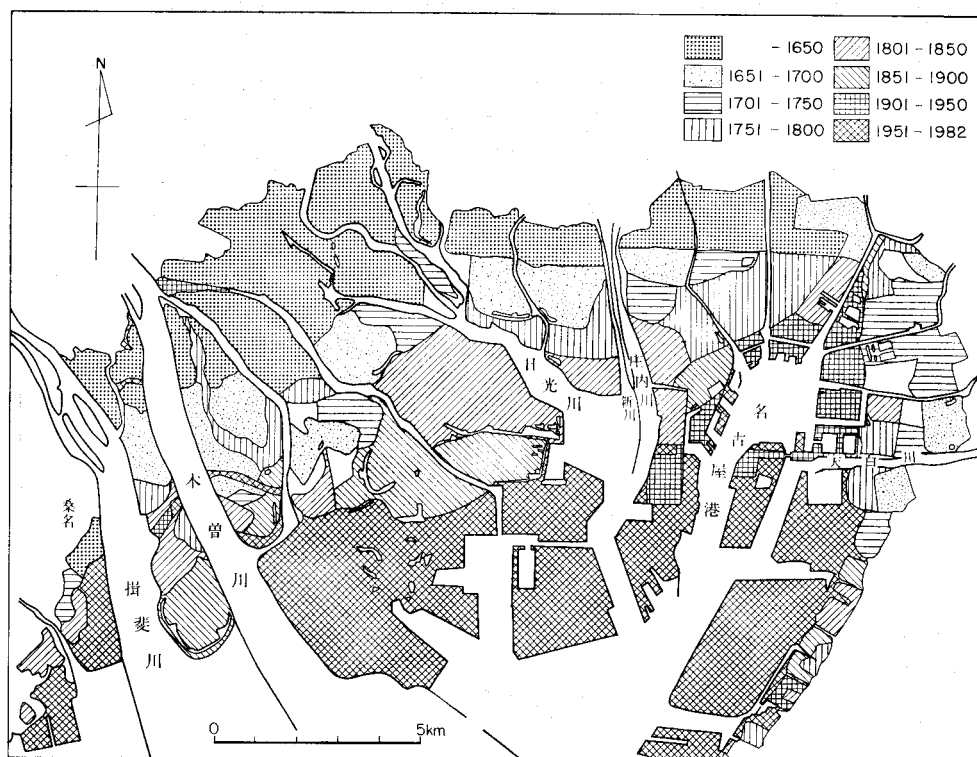
第2図 「名古屋南部」地域とその周辺の接峰面図



第3図 東山丘陵の地形面区分 (桑原, 1975による)

嘉藤, 1954). その構成層が更新世後期の熱田層である. 中位段丘面は, 熱田台地やその南に続く笠寺台地の他, 丘陵地内の天白川・大田川・鞍流瀬川などの沿岸に小規模に見られる. また, 本図幅地域東南隅で境川の左岸にわずかに見られる台地は, 西三河平野に広がる碧海台地の一部で, やはり中位段丘に属する (町田ほか, 1962). 知多半島南部では, 野間面 (名古屋グループ, 1969) がこれに相当する. 熱田面より若い地形面としては, 熱田台地の中央を南北に貫通する大曾根面 (松沢・嘉藤, 1954) があり, そのほかに丘陵内の中・小河川沿いに小規模に発達する低位段丘面がある.

本図幅地域の西より約2/3を占める沖積平野は, 濃尾平野南部の東半に当たっている. 濃尾平野の東部には, 上流側 (北側) から, 大山扇状地・一宮氾濫平野 (自然堤防帯)・蟹江三角州及び人工的な干拓平野が帯状に配列しているが, 本図幅地域内にはこの内の蟹江



第4図 伊勢湾北部における干拓・埋立の進展 (国土地理院, 1968に基づき, その後の造成地を追加)

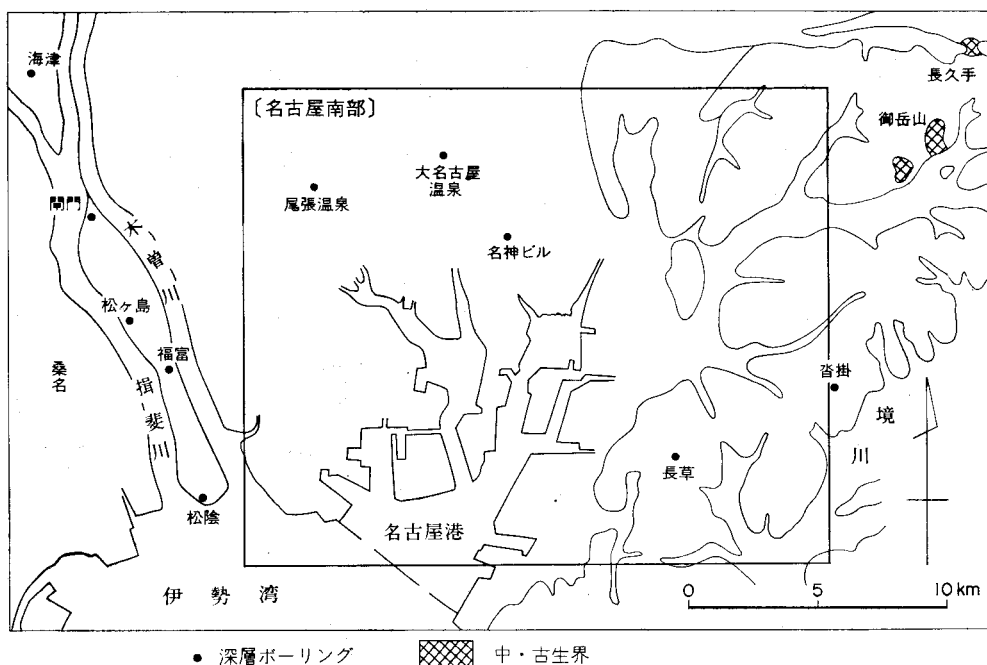
三角州と干拓平野が分布し、更^にその南の伊勢湾岸は盛土による埋立地を主としている。

蟹江三角州は、ほぼ名鉄津島線以南（海拔1.5-2.5 mの等高線より南）を占める。大部分が、河川の沖積作用や海水準の低下などによって、奈良時代（約1,200年前）以降に陸化した低湿地である。ここでは、自然堤防の発達^は北方の氾濫平野に比べて小規模で連続性に乏しく、後背湿地との比高が0.5 m前後のことが多い。自然堤防上には集落が立地し、後背湿地は主として水田として利用されている。

三角州の南には、主として江戸時代以降に造成された干拓地が広がる。これは潮汐低地が人為的に陸域とされた部分である。干拓・埋立の進展状況は、第4図に示した。この付近では、海水準以下の土地が広大な面積を有し、三角州の1/3と干拓地の大半を占めている。埋立地としたものは、主に1950年以降に港湾施設・工場用地として造成されたものであり、その地盤高は一般に背後の干拓地より高くなっている。

II. 地 質 概 説

「名古屋南部」地域の地表で見られる最も古い地質系統は、鮮新統の^{やだかわ}矢田川累層である。しかし、本地域東南部の大府市長草のボーリングでは、鮮新統の下位に泥岩を主とする中新統があり、その更に下位にホルンフェルス化した中・古生層が潜在することが知られている（嘉藤, 1966; 桑原, 1968）。本図幅地域北部の東縁に隣接した豊明市沓掛のボーリングでも、同様に鮮新統の下位に中新統及び中・古生層の存在が知られている。中新統の伏在は、濃尾平野南西部でも多数のボーリングによって、地下



第5図 「名古屋南部」地域とその周辺の深層ボーリング及び基盤岩の分布

第1表 深層ボーリングにおける鮮新統・中新統の基底の深さ 数字は海水準に対する深度。
() 内は孔底の深度を示す。ともに m. 深層ボーリングの位置は第5図に示す。

地域、ボー リング名 地層	濃 尾 平 野								尾張・知多丘陵	
	海 津	岡 門	松ヶ島	福 富	松 陰	尾張温泉	大名古屋 温 泉	名 神 ビ ル	長 草	沓 掛
鮮 新 統										
中 新 統	1478 (1505)	1308 (1865)	1243 (1569)	1370 (1507)	1431 (1526)	1048 (1080)	896 (1075) (1088)	972 (1200)	483 (748) (755)	332 (512) (1005)
中・古生界										

1,200 m以深の所に知られており、濃尾平野の（少なくともその南部の）地下に中新統が広範囲に伏在するものと予想されている。この中新統は、中新世初期末から同中期の初めにかけての大海進の際の堆積物であり、当時この地域が第一瀬戸内海と呼ばれる内海の東部に位置していたことを示している。

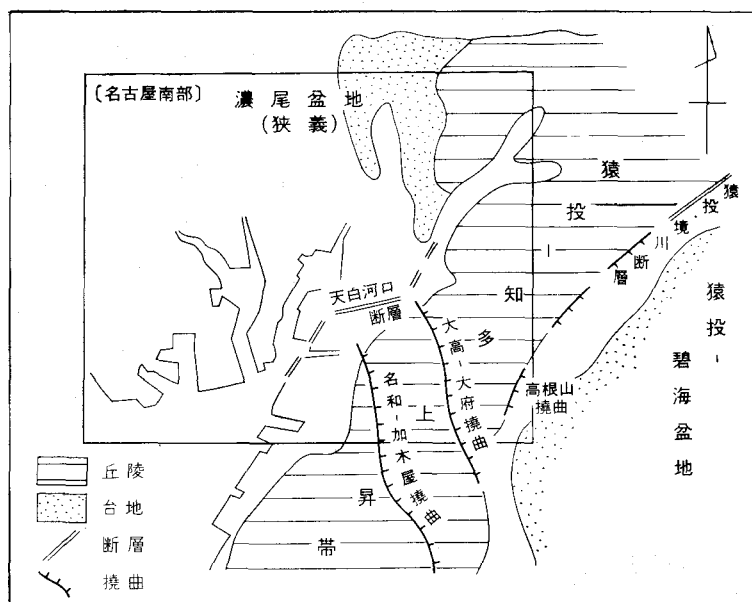
一方、長草・沓掛のボーリングで知られるのと同様な中・古生界は、本図幅地域の東縁から4-5kmしか離れていない日進町御岳山や長久手町長久手などに露出しており、ここではホルンフェルス化した泥岩が周囲を鮮新統に取り囲まれて孤立して分布している。このような中・古生界も本地域の地下に広く伏在するものであろう。これは、美濃帯の中・古生界の一部をなすものであり、古生代後期からジュラ紀にかけて日本列島のほぼ全域を覆う規模で存在した地向斜の堆積物の一部である。

中新世の第一瀬戸内海の海が退き、広範囲の陸化があった後、鮮新世（あるいは中新世末²⁾）のある時期から、伊勢湾-濃尾平野とその周辺一帯の広域にわたって、一方では隆起山地を形成し、他方では沈降盆地を生ずるような大きな地形的対立をもたらす地殻運動が始まり、それに伴って沈降盆地内には河成-湖成層が厚く形成されていった。沈降部は最初、伊勢湾南部に中心を置いていたが、その後、次第に範囲を広げながら北方へ移動していき、最終的には北伊勢-濃尾平野地域に著しい堆積をもたらした。本地域では、東部の尾張丘陵地域では鮮新世末頃までに、濃尾平野地域では更新世前期までに、著しい沈降運動は終了し、沈降盆地は消滅した。

伊勢湾-濃尾平野一帯の沈降盆地は、その発生から消滅までを通じて、ついに海水の浸入を受けることなく、淡水域として終始した。ここに存在した淡水湖は東海湖（竹原ほか、1961）と呼ばれ、その堆積物は東海層群（石田・横山、1969）と総称されている。東海層群のうち、尾張丘陵を中心として分布するものが、矢田川累層（松沢・嘉藤、1954）である。本図幅地域内では、矢田川累層のうちの上部のみが発達する。これは、砂・泥の単調な繰返しを主とし、上部でかなりの砂礫を挟むようになる地層である。

東海湖盆地は、第四紀前半をもって、広域的な沈降盆地としての性格を失った。第四紀の中頃以降、この地域は活発化した断層地塊運動によって分断され、新たな沈降域と隆起域とに分化していく。本地

2) 知多半島南部の東海層群最下部に挟まれる火山灰のフィッシュトラック年代から、東海湖盆発生の時期を約650万年前（中新世末期）とする見解も出されている（牧野内ほか、1983）。



第6図 「名古屋南部」地域とその周辺の地質構造概念図

域に関連しては、猿投-知多上昇帯が第四紀中期以降に隆起を開始し、東側の猿投-碧海盆地と西側の濃尾傾動地塊（狭義の濃尾盆地）とが分化していった（桑原，1968）．猿投-知多上昇帯の東南縁には猿投-境川断層（松沢ほか，1960）とその延長が北東-南西に走り、同じく北西縁を画するものとしては天白河口断層（桑原，1977）とその延長が想定されている．本図幅地域の大半を占める濃尾盆地（狭義）は、西へ傾動しながらの沈降を特色としており、傾動のヒンジラインは、時代とともに多少西へ移動しているが、ほぼ名古屋市の中心を通って北北西-南南東へ走っている．猿投-碧海盆地は、図幅地域の東南隅にわずかに見られるにすぎない．

尾張丘陵で東海層群を不整合に覆う最も古い更新統は唐山層・八事層であり、大府・知多丘陵では加木屋層である．これらの地層はいずれも河成礫層を主としており、東山丘陵と鳴子丘陵西部に広く分布している．扇川以南では、丘陵頂部にわずかに残存するにすぎない．知多半島北端部では、加木屋層が大田川の谷に沿う南北性の撓曲構造に参加して分布している．これらの地層は、東海層群を切る浸食平坦面上に堆積したもので、その時代は更新世前-中期と考えられる³⁾．濃尾平野地下では、これらの礫層に対応する層準は、弥富累層（畠山ほか，1979；桑原，1980）の下部と考えられる．弥富累層では、少なくとも1回の海進・海退のサイクルが認められている（森・吉野，1979）．

唐山・八事層堆積後、東海層群のつくる丘陵地が開析されていく過程で、尾張丘陵北部では何段かの高位段丘が形成された．「名古屋南部」地域では、この時期の地層は明確には残っていない．地形面として、東山丘陵西部に覚王山面が指摘されている程度である．天白川以南の尾張丘陵や知多半島北端部では、覚王山面の分布ははっきりしない．濃尾平野地下では、この時期の地層は海部累層（桑原，1975）

3) 最近、牧野内ほか（1983）は、唐山層下部とみられる火山灰のフィッシュトラック年代を測定し、 $1.9 \pm 0.6\text{Ma}$ という値を得ている．

として知られている。海部累層には、少なくとも3層準に汽水-海成の粘土層が挟まれており、そのうち下位の2層準では気候の温暖化が指摘されている（吉野ほか，1980；森，1980a）。なお、海部累層の下位、弥富累層との間に発達する礫層は、第三礫層と呼ばれている（濃尾平野第四系研究グループ，1977）。第三礫層の基底は、下位層をかなり切っており、弥富累層形成後、海部累層堆積までの間にかなり大きな海退が存在したことを示唆している。これと同様に、海部累層堆積後の陸化期には、海部累層を切る河谷が生じ、そこに埋没谷底礫層や埋没段丘礫層が形成された。この時期の河谷に関連した礫層は、濃尾平野地下では、一括して第二礫層（杉崎・柴田，1961a；桑原，1975）と呼ばれている。

最終間氷期の海進は、濃尾平野-伊勢湾周辺では、^{あつた}熱田海進と呼ばれる。その年代は、約14万-10万年前で、南関東の下末吉海進に相当する。熱田海進の最大期には、海域は濃尾平野の奥深くまで広がり、現在の大垣市の北方まで達した。熱田海進が始まると、前記の第二礫層を覆って、海成粘土を主とする厚い地層が形成されるようにたつた。これが熱田層下部層である。ただし、その最下部には時として、基底の深い所などで、淡水-汽水成の砂層が発達することがある。熱田層下部層は、濃尾傾動地塊の西部、つまり濃尾平野の西部で厚く堆積しており、その層厚は全体で60 m以上、粘土部分だけでも40 mを越える。平野の北部及び東部へ向かって、層厚は次第に薄くなる⁴⁾。

熱田層下部層の堆積後、最終氷期の前半期には、小規模な海面変動と対応しながら、砂層を主とし、礫層・粘土層を挟む地層が堆積していった。これが熱田層上部層である。熱田層下部層の堆積後、同上部層の堆積までの間には、一時的な海面低下と浸食の時期が、所によって挟まれている（桑原，1975）。熱田層上部層の砂層は、熱田台地南部で一部に海浜成の部分も見られるが、主として河道-淡水湛水域の堆積物である。熱田台地南部では、この中の3層準に粘土層が挟まれており、この粘土層には、海成のものや、河口付近の汽水域、河川下流域の泥炭湿地などに堆積した粘土が含まれている。このことから、熱田層上部層の堆積時期に、少なくとも3回の相対的海水準上昇があったことが考えられている（桑原ほか，1982）。熱田層上部層では、その基底付近に木曾の^{おんたけ}御岳火山に由来するPm-1軽石層が挟まれており（KOBAYASHI *et al.*，1968）、その上部には同じく御岳火山に由来するPm-3グループの軽石が含まれている（SAKAI，1981）。これらの軽石の年代測定結果から見ると、熱田層上部層は、7万-9万年前から4万年前頃にかけて、すなわち最終氷期の前半の時期に堆積したことになる。

約4万年前以降の最終氷期後半の時期には、海水準は約1.8万年前の最低海水準期に向かって次第に低下していった。この時期の地層は、濃尾平野北部では、小牧礫層・鳥居松礫層などの扇状地性礫層として広く発達している。しかし、本地域では、熱田台地を南北に貫通する^{おおぞね}大曾根凹地の礫層として、あるいは天白川・扇川・鞍流瀬川・境川などの河谷に沿う低位段丘の堆積物として、小規模に分布するにすぎない。約1.8万年前の最低海水準期には、濃尾平野西部では、現海面下70 mもの深さに達する河谷が形成された。この谷底に堆積した河床礫層が、第一礫層（井関，1956）である。ただし、濃尾平野地下で、一般に“第一礫層”といわれているものは、前記の小牧礫層や鳥居松礫層の延長部が地下で埋没段丘を形成している部分も含めており、広義の“第一礫層”ということになる。

更新世の最末期、約1.8万-1.3万年前には、上記の河谷を埋めて、河口-淡水滞水域成のシルト・砂互層からなる^{のうび}濃尾層が堆積した（古川，1972；井関ほか，1982）。これは沖積海進（縄文海進）に先行す

4) 同様な傾向は、称富累層・海部累層でも認められる。

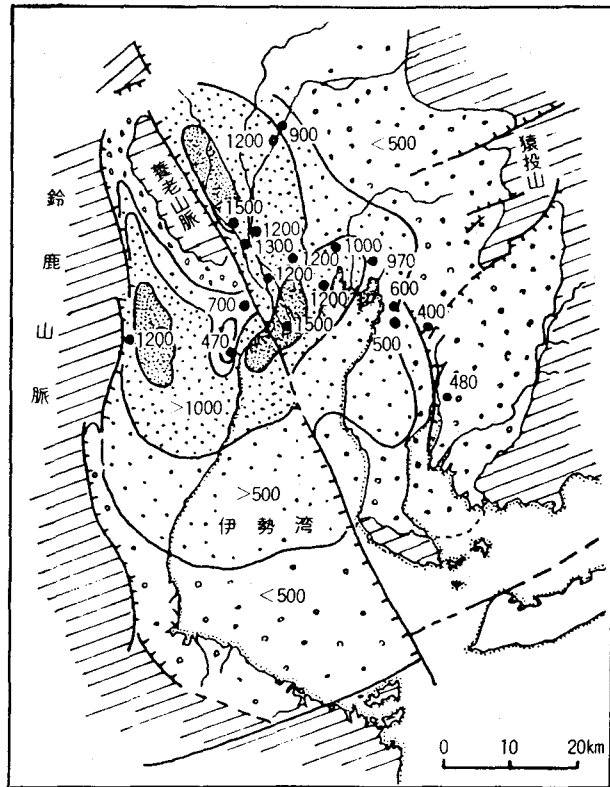
る相対的な海水準上昇期の堆積物である。

沖積海進に伴って形成され、現在の濃尾平野の沖積面を直接につくっている完新統は、南陽層と呼ばれる（松沢・嘉藤，1954）。この地層は、濃尾層の浸食面上に堆積しはじめ、埋没谷中には30 m前後の厚さの軟弱な内湾成粘土を残した。この地層はまた、埋没段丘や埋没波食台上にも広がっており、埋没波食面は-5 m 付近と-10 m 付近とに認められる。南陽層の上部は、三角州の前置層として堆積した砂層を主体としており、最上部には後背湿地成の有機物に富んだ泥層や、自然堤防の砂質堆積物などが見られる。更新世末以降における濃尾平野の地形発達過程については、海津（1979）が詳細に復元している。

以上に述べた「名古屋南部」図幅地域の地質の概要については、第2表に示した。また、東海湖盆地

第2表 「名古屋南部」地域の地史略表

地質時代		濃尾平野	尾張・知多丘陵	地 史	
新 生 代	第 四 新 世	完新世	南陽層	沖積層	現濃尾平野面の形成 縄文海進 更新世最末期小海面上昇
		後 期	濃尾層		最終氷期海面最低下期 海面低下期の海面小変動
			第一礫層 (埋没低位 段丘群)	大曾根礫層 (低位段丘)	熱田期の濃尾平野面の形成 海面小変動期 御岳火山の活動 熱田海進(最終間氷期)
		中 期	熱田層 上部 Pm3 熱田層, その相当層 Pm1 (中位段丘)		氷期海面低下期
	第二礫層			小氷期・間氷期の繰り返	
	前 期	海部累層 (覚王山面・高位面)		氷期	
		第三礫層		氷河性海面変動 の繰り返	
	第 三 紀	鮮 新 世	弥富累層	八事層 (加木 唐山層)	湖盆の消滅 東海湖期
			東海層群	矢田川累層	湖盆の発生 平坦化期
		中 新 世	(中 新 統)	(瀬戸陶土層)	湖盆沈降軸 の北遷 静穏期 中新世後期の断裂運動
中 生 代	古 第 三 紀			第一瀬戸内海の海進期	
		白 亜 紀			
		ジュ ラ 紀			
	三 疊 紀	美濃帯の中・古生層		地 向 斜 時 代	
古 生 代	二 疊 紀				



第7図 東海層群基底の深度分布（桑原，1985による）
黒丸はボーリング位置，数字は基底深度（単位：m）

の“鮮新世”以降の沈降量については、第7図に示した。

III. 鮮新統（矢田川累層）

名古屋周辺に広く発達する陸水成“鮮新統”については、東部の尾張丘陵に分布するものが矢田川累層（松沢・嘉藤，1954）、南部の知多半島のものが常滑層群（小瀬，1929）あるいは常滑累層（糸魚川，1971）と呼ばれることが多い。この用法に従えば、尾張丘陵の南部と大府・知多丘陵の北端部とが見られる本地域内には、鮮新統として矢田川累層と常滑層群との両方が見られることになる。しかし、地質概説の項で述べたように、両者は同一湖盆内で時間的にも空間的にも連続して形成された地層であり、現在見られる分布も連続的である。そのため、本地質図幅では、地域全体の鮮新統を一括して、矢田川累層として扱う。矢田川累層という地層名を適用したのは、北隣の「名古屋北部」図幅（坂本ほか，1984）からの引続きを重視した便宜上のことであり、南隣の「半田」図幅（吉田・尾崎，1986）における常滑累層とは同義と考えてよい。

ところでこの矢田川累層は、伊勢湾-濃尾平野一带に広がる東海層群（石田・横山，1969）の一部に当たる。瀬戸陶土層と併せて、瀬戸層群（横山，1950）と呼ばれることもある。東海層群全体として見

ると、年代的には中新世後期末から更新世前期にわたっており、その最下位の層準は知多半島南部の常滑層群で、最上位の層準は伊勢湾北岸の奄芸層群で知られている。尾張丘陵の矢田川累層では、東海層群全体に比べて、その最下位と最上位の層準が欠如していることになる。本地域内に分布する矢田川累層は、すべて鮮新統に属するとみなされる。

尾張丘陵の矢田川累層は、岩相層序的に3分されている。すなわち、松沢ほか（1960）は、これを水野砂礫相・尾張來炭相・猪高相に3分した。3相はそれぞれ一部ずつ同時異相だが全体として上下関係にあり、水野砂礫相が下位、猪高相が上位を占める。また、森（1971b）は、火山灰鍵層を利用することによって、下位から水野・高針・猪高の3部層に区分した。本地域内の尾張丘陵を構成する矢田川累層は、矢田川累層全体のうちの上部のみで、大部分が猪高相あるいは猪高部層に相当している。一方、知多半島に広く発達する常滑層群については、半島南部で牧野内（1975）による詳しい研究がなされており、下位から豊丘・河和・布土の3累層に区分されている。本地域内の知多半島北端部では、このうちの上部の布土累層に相当する部分のみが分布している。

「名古屋南部」地域内の矢田川累層は、尾張・大府・知多丘陵を通じて、砂層と泥質層の互層を主とする部分と、（礫層-）砂礫層と泥質層の互層を主とする部分とに2分することができる。両者の差異は必ずしも明確なものではないが、大局的には前者が下位に、後者が上位にあり、この地域の矢田川層群が全体として上方へ粗粒化していく状況を示している。

本地域の矢田川累層からは、化石の産出ははなはだ少ない。保存の悪い植物遺体がまれに見られる程度で、三木（1948）などの報告があるにすぎない。花粉化石については、SOHMA（1958）・吉野（1971）の報告がある。

本地域より南の「半田」・「師崎」図幅地域では、常滑層群中の火山灰鍵層のフィッシュトラック年代として、上野間火山灰層 5.3 ± 0.4 Ma、小鈴谷火山灰層 4.0 ± 0.5 Ma、大谷火山灰層 4.3 ± 0.6 Ma という値が得られている（牧野内ほか、1983）。この年代値から見ると、常滑層群は中新世後期末から鮮新世にかけて堆積したことになる。尾張丘陵の矢田川累層については、年代に関する直接的な証拠に乏しいが、ここでは一応鮮新統として扱う。

以下、尾張丘陵と大府・知多丘陵に分けて、矢田川累層について述べる。

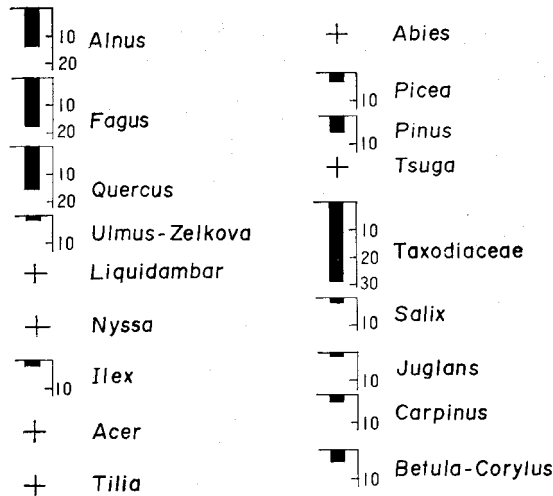
III. 1 尾 張 丘 陵

砂・シルト互層：未固結の砂層・シルト層がそれぞれ数 m の単位で繰り返し現れる単調な互層である。松沢ほか（1960）の尾張來炭相、森（1971 b）の高針部層のそれぞれの上部にほぼ相当し、東山丘陵の東半部、植田の北の丘陵、鳴子丘陵の東部で見られる。砂層は、花崗質で白色を呈することが多く、中粒ないし粗粒、粗粒部ではしばしば2-3 cm 大の細円礫を含む。ときには、砂層の基底部が砂礫質となっていることもある。礫としては、中・古生層のチャート・砂岩・頁岩が多いが、花崗岩礫も混じる。

シルト層は、灰白-灰色を呈する塊状のシルトを主とし、その中に亜炭薄層（厚さ30 cm程度）を挟むこともある。下位の砂層と漸移する場合には、移行部に細砂・シルトの細互層が見られることもある。しばしば、著しい風化を受け、赤褐色を呈する。

上記のような、砂・シルト互層を主とする岩相は、全体として本地域内の矢田川累層のうちの下部の層準を占めており、本地域内では下位ほどシルト勝ちとなる傾向がある。層厚は、見られる限りで40-50 m程度である。

化石はほとんど産出しないが、本地域北東部の東山公園付近で花粉分析の結果が報告されており (SOHMA, 1958 ; 吉野, 1971), *Nyssa*, *Liquidambar*, などの花粉が産出している (第8図)。また、大型植物遺体としては、吉野 (1971) の論文に、粉川の私信の引用として、東山動植物園南方 500 m



第8図 矢田川累層の花粉構成 (名古屋市千種区東山動植物園南方 500 m のゴルフ練習場) (吉野, 1971による) +印は0.5%以下 数字の単位は%

第3表 矢田川累層産の植物遺体

(三木 茂による。東海市築楽園の崖)

化石植物名	文献
スギ科	
<i>Glyptostrobus</i>	b ほか
<i>Metasequoia disticha</i> MIKI	a, d
ヒツジグサ科	
<i>Brasenia schreberi</i> GMEL.	a, f
<i>Nuphar akashiensis</i> MIKI	f
マンサク科	
<i>Fortinearina</i>	d, e
<i>Liquidambar</i>	b ほか
ブドウ科	
<i>Ampelopsis brevipedunculata</i> TRAUTN.	e
ヒシ科	
<i>Trapa mammillifera</i> MIKI	a, c ほか

文献: a: 三木 (1948), b: MIKI (1950), c: MIKI (1952)
 d: 三木 (1953), e: MIKI (1956), f: MIKI (1960)

の地点から、*Sequoia*、*Glyptostrobus*、*Fortunearia* ?、*Hammamelis parrotioidea* の産出が述べられている。

砂礫・シルト互層：全体として砂礫層（ときに礫層）とシルト層とが数 m ないし 10 数 m ごとに繰り返す互層よりなる。前項で述べた砂・シルト互層の上位を占め、それとは顕著な礫-砂礫層を挟む点で区別されるが、この基準はあまり明瞭なものではない。松沢ほか（1960）の猪高相、森（1971b）の猪高部層に相当する。本地域内では、前項で述べた砂・シルト互層の分布域以外に広く発達しており、特に、扇川より南の尾張丘陵南端部では、地層の傾斜が緩やかなせいもあって、広い地域を覆っている。砂礫層は、花崗質で白色の粗粒砂を基質とし、2-3 cm 大以下の円ないし亜円礫を含んでいる。礫としては、チャートや白色風化の著しい流紋岩礫⁵⁾が多く、花崗岩やホルンフェルスの礫も含まれる。また、下位層から削り取ったシルト塊もしばしば含まれる。礫はあまり密集せず、また、配列に規則性を示さないことが多い。まれに礫が密集して覆瓦状の配列を示すことがあるが、その場合は北東から南西への古流向を示している。砂礫層の基底は、しばしば下位の泥質層を浸食しており、時には4-5 m の深さの凹所を作っている。

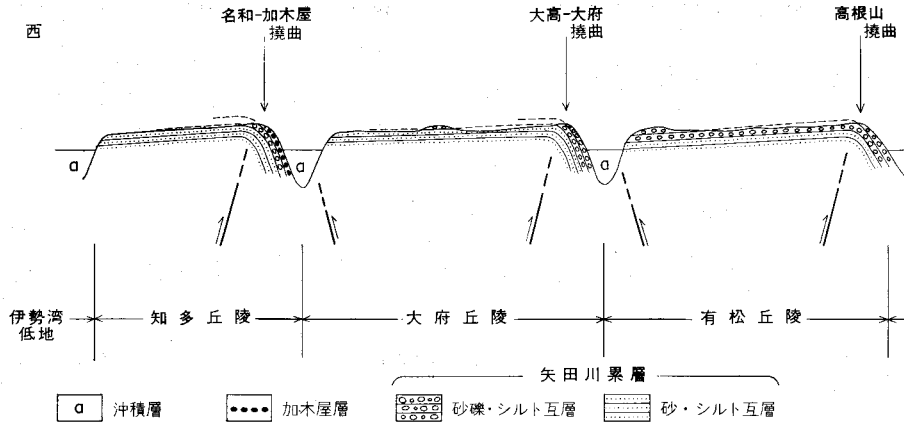
砂礫層の発達は、本地域内では、鳴海東方の滝ノ水付近で最も著しい。ここでは白色に風化した流紋岩礫を多量に含む礫層が3-4枚発達し、全体として、礫層・砂礫層・シルト層の繰り返しとなっている。礫層では、最大径10 cm程度でかなり角張った礫が密集している。砂礫層でも白色流紋岩礫が多いが2-3 cm大の円礫を主としている。

シルト層は、主として灰白色・塊状のシルトからなり、ときに細粒砂の薄層を挟んで細互層状になったり、あるいは砂層をレンズ状に挟んだりする。シルトは、ときに植物破片を多く含んで暗褐色を呈するが、明瞭な亜炭層は挟まない。また、シルト層は、特にその上限において、著しい赤色風化を示すことがある。

本層の層厚は、走向・傾斜の測定が困難であり、かつ、岩相の側方変化が激しいため、明確ではないが、数10 m程度とみられる。化石の産出は知られていない。

本地域内の尾張丘陵の矢田川累層は、全体として西ないし西南へ緩く傾く。地層の傾斜は平均して5°前後にすぎない。特に、名鉄名古屋本線以南の尾張丘陵南端部では、地層は極めて緩傾斜となっている。一方、この単調な構造を破るものとして、丘陵東縁の高根山付近に東落ちの著しい撓曲-高根山撓曲-が認められる（第9図）。この撓曲の前面（東側）は境川の沖積地となっているためはっきりしない点はあるが、恐らく境川の流路の西側に沿って北東-南西方向に想定されている構造線-猿投・境川断層（松沢ほか、1960）⁶⁾の一つの現れであろう。現在のところ、高根山の撓曲の南方への延長は明確ではない。

-
- 5) 愛知県東部の設楽火山岩類（中新世中-後期）に由来する。この礫の存在や大府付近の矢田川累層の花崗質砂中に片麻岩様の岩片が含まれることなどは、矢田川累層上部の堆積当時、尾張丘陵南部-知多半島北端部が、東方の三河山から流下する河川の影響下にあったことを示している（ADACHI and KUWAHARA, 1080）。なお、名古屋以北の矢田川累層は、中・古生層や濃飛流紋岩類の礫を多量に含んでおり、古木曾川水系の影響下に形成されたものである。
- 6) 松沢ほか（1960）は、猿投山塊の南東縁で花崗岩と矢田川累層の境を画して北東-南西に走り、北西側が上昇している高角逆断層を猿投・境川断層と呼んだ。また、この逆断層の南西への延長が、境川の北西側の丘陵地で矢田川累層中に見られる南東落ちの急斜部として現れること、急斜部は不規則な雁行状に分布し、その南西端は東郷町傍示本付近（北東隣の「瀬戸」地域南縁）まで認められることを述べている。



第9図 知多半島北部の模式的な地質断面

一方、小断層の発達は、本地域内でははなはだ乏しい。前述の高根山の撓曲付近でも、撓曲の伸びとほぼ直交する北落ちの小断層がまれに見られる程度である。ただ、滝ノ水付近では小断層の発達がやや密で、西北西-東南東方向と南北方向との2方向の小断層（落差5 m以内）が数本認められる（第10図）。

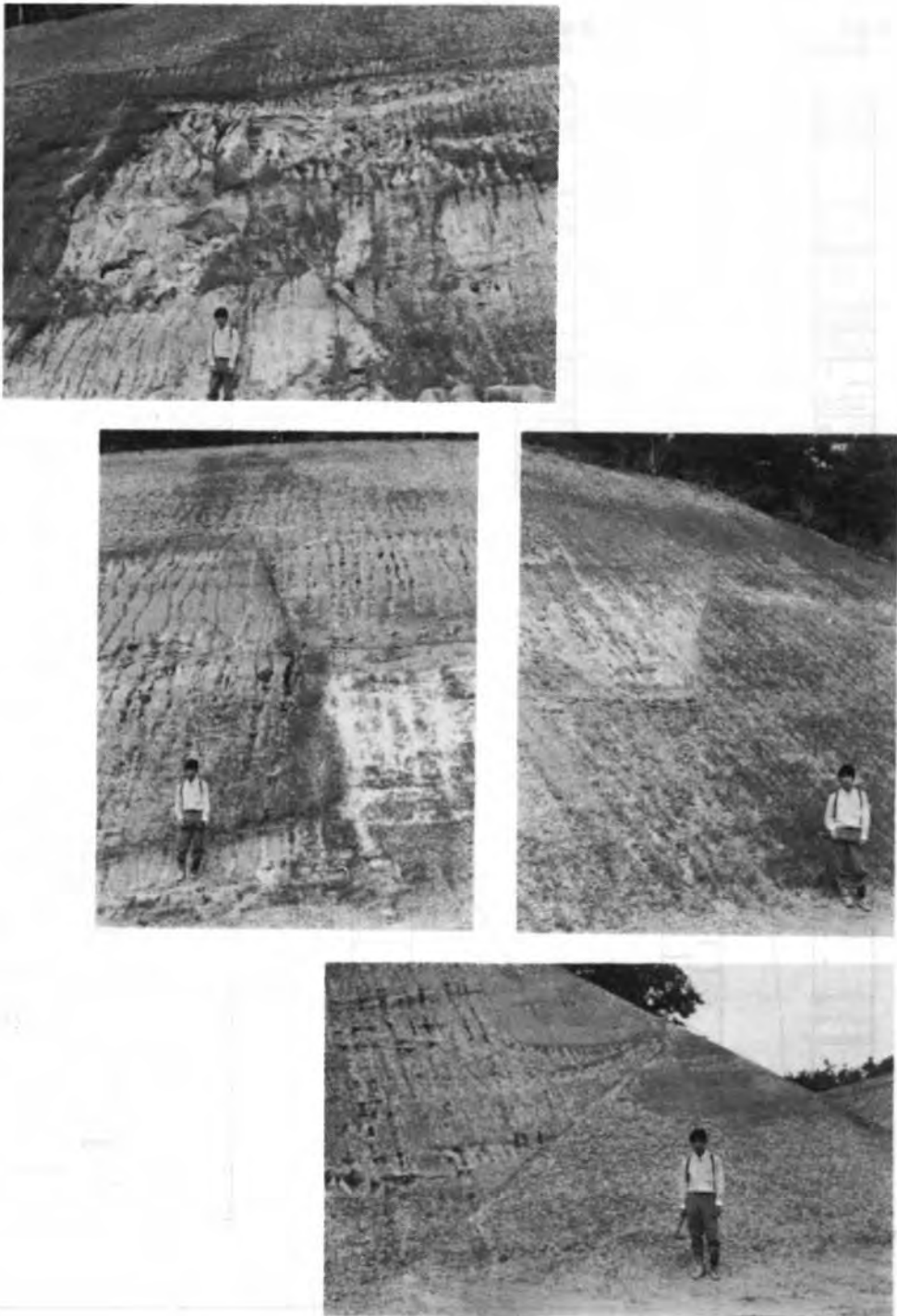
III. 2 大府・知多丘陵

砂・シルト互層：尾張丘陵の場合と同様に、未固結の砂層とシルト層とが数mごとの厚さで繰り返す互層である。大田川の西岸、大高川-鞍流瀬川低地帯の西側を除いた知多半島北端部に、ほぼ水平な構造を示して広く露出する。砂層は一般に花崗質・自色で、中粒ないし粗粒、しばしば1-2 cm大のチャート細円礫を含み、斜交葉理も著しい。シルトは灰白色・塊状で、時に植物破片を多く含んで暗褐色を呈したり、亜炭層を挟んだりする。全体として下位ほどシルト勝ちとなり、亜炭の挟みも多くなる。

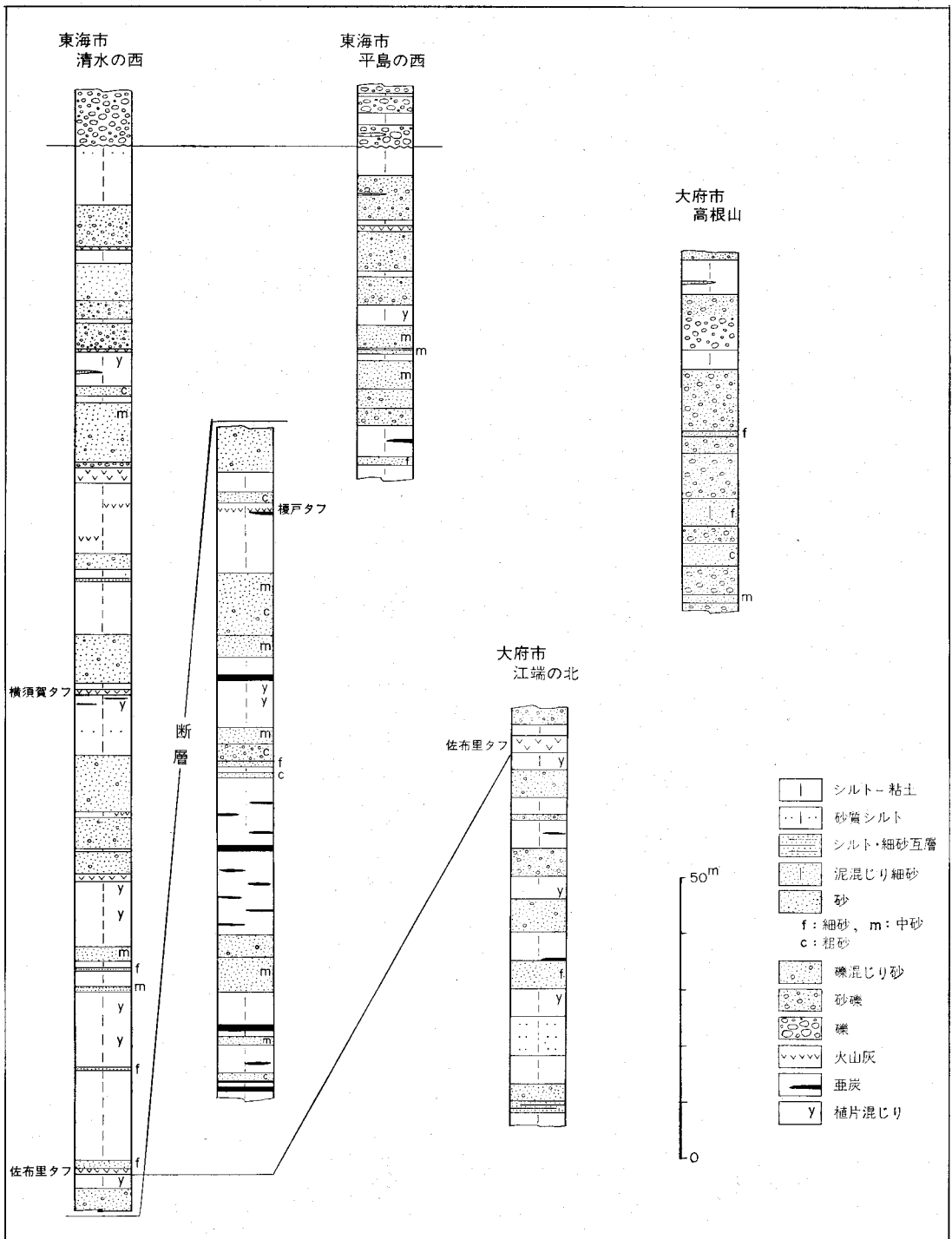
本層中からは、三木（1948）などにより、丘陵西縁北部の聚楽園付近の崖で、第2表のような植物遺体が報告されている。この化石群には、水生植物や低湿地を好む植物が多いのが特徴である。

砂礫・シルト互層：尾張丘陵の場合と同様に、砂礫層（ときに礫層）とシルト層とが数 mないし10数 mの厚さで繰り返す互層である。主として、大田川の本流と支流が南北性の谷をつくる部分の西側及び大高川-鞍流瀬川低地帯の西縁で、東落ちの急傾斜を示して、南北に細長く分布する。このほか、丘陵中央部の上野浄水場北-北西方でも、稜線上に著しい砂礫層が見られる。前項で述べた砂・シルト互層より上位を占めるが、両者は漸移的で明確な境は引けない。

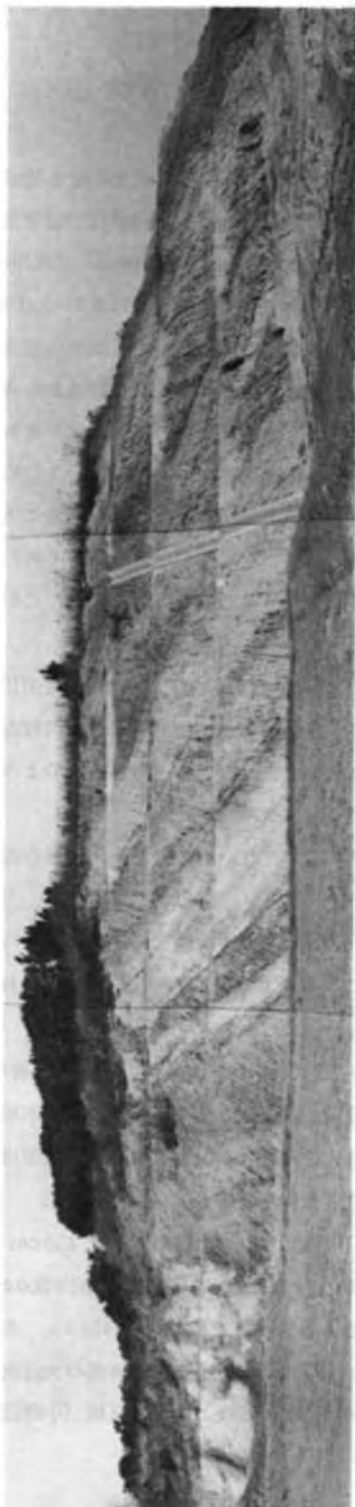
砂礫層は、灰白色ないし黄灰色を呈する花崗質粗粒砂を基質としチャートなどの円礫をかなり多量に含むもので、全般に斜交葉理が著しい。礫は、普通2-3 cm大、最大で数 cm大の円-亜円礫を主とし、礫種はチャートや設楽火山岩類に由来する流紋岩を主とするが、花崗岩やホルンフェルスも混じる。下位層から削り込んだシルト塊もしばしば含まれる。流紋岩礫は、全般に上位ほど多くなるが、それとともに礫径が大となり、かつ礫が密集するようになる。シルトは、灰色ないし灰白色を呈する塊状のシル



第10図 矢田川累層に見られる小断層 (名古屋市緑区滝ノ水付近)



第11図 矢田川累層柱状図



第12図 東海市平島西方の名和 - 加木屋撓曲



第13図 大府市土前の大高 - 大府撓曲

ト-粘土よりなり、ときにシルトと細粒砂の細互層あるいは細粒砂のレンズを挟む。シルト層は、しばしば風化を受け、著しい赤褐色を呈している。

本層の層厚は、大田川西岸の撓曲部で100 m以上に達する。化石の産出は知られていない。

知多半島北端部の地質構造は、第9図に模式的に示したように数100 mの幅で南北に走る撓曲とその間の3 km位の幅の緩斜帯とが、東から西へ交互に現れることである。地層は、撓曲部では東落ちであり、緩斜帯では大局的に見て西へ傾く。撓曲は、西から大田川西岸の名和-加木屋撓曲、大高川-鞍流瀬川低地西縁の大高-大府撓曲と並んでいる。これらは、松沢・植村(1957)がそれぞれ名和-加木屋線、大高-大府線と名付けたものに当たる。更に東方では、尾張丘陵南端部の東縁を画する高根山撓曲(前述)がこれに続く。これらの撓曲は、近畿中部-伊勢湾周辺における新期の構造運動の特性からみて、地下深部における西からの衝上性断層に起因するものと考えられる。また、上記の撓曲では、それを境とした東西両側のブロックに分布する地層の層準があまり変わらない—東側ブロックで幾分上位の層準が分布する—ことから、撓曲のすぐ東側に撓曲による変位を補償する東上りの断層が存在することが予想される(第9図)。撓曲のすぐ東に接しては、恐らく逆断層性の狭い地溝—レンチ断層とそれに伴って生じた副断層とに挟まれ、相対的に沈下した狭長な地域—が存在するのであろう。ただし、このような断層の存在は、まだ確認されていない。

上記の3本の撓曲のうち、最も急傾斜を示すのは、名和-加木屋撓曲である。ここでは、矢田川累層は60°以上の傾斜を示す。それと同時に、矢田川累層の上位に不整合に重なる加木屋層も、同様な急傾斜を示している。他の撓曲では、矢田川累層より上位の地層は分布していないが、恐らくこのような南北性の構造は、加木屋層堆積期(更新世前-中期)以降に形成されたものであろう。

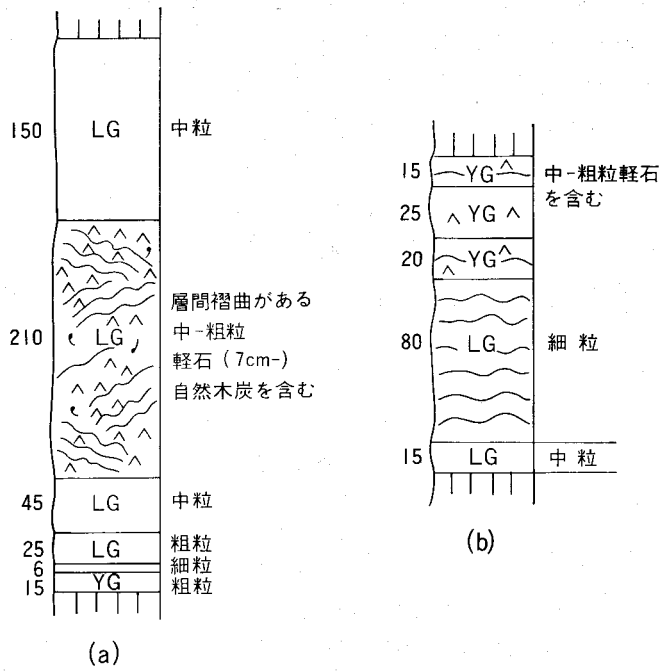
撓曲部の間に広がる緩斜帯では、地層の傾斜は平均して2-3°にすぎない。このため、地層の走向・傾斜は必ずしも一定しないが、大局的には西落ちとみてよい。

小断層の発達は、知多半島北端部でもあまり認められない。名和-加木屋撓曲では撓曲の伸びにほぼ平行する東落ちの小断層が多少認められ、大高-大府撓曲の西方では北東-南西方向の走向で西落ち1 m程度の小断層がときに見られる程度である。

「名古屋南部」地域内では、一般に火山灰鍵層の発達は悪い。南隣の「半田」地域内で有効な鍵層も、多くはその北縁で消失し、本地域内へ続かない。本地域内ではその南縁部において、名和-加木屋撓曲で上位から横須賀火山灰層(Ys)・佐布里火山灰層(Sr)・榎戸火山灰層(Ek)、その西方で大田火山灰層(Ot)、大高-大府撓曲で佐布里火山灰層⁷⁾が認められるにすぎない。

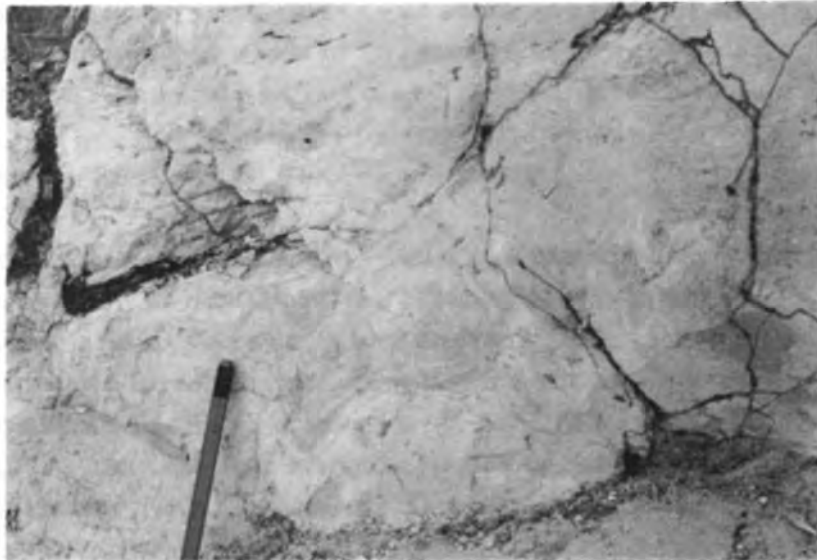
大田火山灰層(Ot)：東海市高横須賀東方長源寺北側の土取り場を模式地とする。層厚450 cmの含軽石中粒-粗粒火山灰層である。最下部に粗粒部があり、黒雲母を含むことがある。中部の約200 cmには層内褶曲が著しく、軽石・自然木炭や植物破片を含む。上部は磨き砂質である(第14図a)。本火山灰層は、東海湖盆の全域にわたって、その連続性がほぼ確かめられており、知多半島南部の大谷火山灰層(牧野内, 1975)、名古屋東部の東郷火山灰層(森, 1971a)、小牧東方の上野火山灰層(小牧団研グループ, 1971)、伊勢湾西岸の阿漕火山灰層(森, 1971a)がこれに対比される。

7) 火山灰層の名称は、糸魚川(1971)による。



● 自然木炭 ^ 軽石 ~ ラミナ □ 塊状
 たて線はシルト-粘土, YG: 黄灰色, LG: 灰白色

第14図 火山灰層の産状(糸魚川, 1971による)
 (a) 大田火山灰層, 東海市高横須賀東方
 (b) 横須賀火山灰層, 東海市横須賀高校う
 ら 数字は層厚を示す(単位: cm)



第15図 横須賀火山灰層の露頭(東海市木田付近)

榎戸火山灰層 (Ek): 東海市横須賀の横須賀高校裏の崖や平島西方の宅造地などで観察された。層厚 10 cm 内外の細粒-極細粒火山灰層で、黄灰-灰白色を呈する。火山灰層の上下には、亜炭層-炭質粘土層を伴う。南方の井洞火山灰層・粕池火山灰層と同層準のものである。

佐布里火山灰層 (Sr): 東海市平島の西方や大府市江端で観察される。層厚 150 cm 内外。下部はガラス質で中粒-粗粒、中部は細粒-極細粒で黄白-灰白色を呈し、平行ラミナやコンポリュート ラミナが見られる。上部は泥質細粒で、ときに細かい軽石粒を含む。この火山灰層の層準は、名古屋東部地域における長久手 O₁、又はその下位の火山灰層の層準に相当する (森, 1971a)。

横須賀火山灰層 (Ys): 東海市横須賀高校裏の崖を模式地とする。150-200 cm の厚さで、細粒-中粒の黄灰-白色火山灰を主とする。上部に 3 cm 大以下の軽石を含む (第 14 図 b, 第 15 図)。重鉱物として斜方輝石が圧倒的に多いことが特徴である。

IV. 第四系

IV. 1 唐山層 (松沢・嘉藤, 1954)

本層は「名古屋南部」図幅地域内では、その北東部の東山丘陵西部にわずかに見られるにすぎない。その地域は現在ではほとんど市街地となっており、露頭ははなはだ少ない。

本層は、矢田川累層の上位に不整合に重なり、八事層によって不整合に覆われる。本層は、標式的には、下半部の 3-6 m が大円礫-巨礫を含む礫層から、上半部の 3-4 m が砂・シルトからなる地層であるが、上半部は八事層との間の不整合によって剝離され、唐山層下半部の礫層と八事層とが直接することが多い。その場合には、両者の不整合関係は露頭では不明瞭となり、一見、漸移的に見える。

唐山層下半部の礫層は、中・古生層に由来するチャート・砂岩・頁岩などの礫のほか、濃飛流紋岩類やホルンフルスの礫を含み、まれには花崗岩礫も混じる。礫は、径 10-20 cm 大の円礫を主とするが、ときに矢田川累層のシルト層に由来する径 2-3 m のブロックを含むこともある。礫は、チャートを除いて、著しい風化を受け、いわゆる“くさり礫”となっている。

唐山層上半部の砂・シルト層は、花崗質の砂から上方へシルトに移り変わるもので、シルト中には猫ヶ洞火山灰層が挟まれる。

唐山層の形成年代に関しては、確実な証拠に乏しい。その上半部のシルト層に含まれる花粉の組成からは、メタセコイア植物群消滅期以降の地層と判断される (SOHMA, 1958)。一方、猫ヶ洞火山灰層が逆帯磁していることから、これが MATUYAMA 逆帯磁期に属するものと考えられる (ISHIDA *et al.*, 1969)。これらのことから、唐山層は今まで大阪層群下部の上限付近に対比され、ほぼ 100 万年前のものと考えられてきた。しかし、最近になって、猫ヶ洞火山灰層に相当するとみられる火山灰層のフィッシュントラック年代について、 1.9 ± 0.6 Ma という値が得られた (牧野内ほか, 1983)。しかし、この年代値については確定的でない部分もあり、今のところ唐山層の年代としては、更新世前期から同中期の幅の中で考えなければならない。

IV.2 八事層 (松沢・嘉藤, 1954)

本層は、「名古屋南部」図幅地域内では、東山丘陵と天白川の谷を隔てたその南の鳴子丘陵とに、ケスタ状の地形を作って、広く連続的に分布する。扇川以南の丘陵地では、稜線沿いに点在するにすぎない。

八事層は、その分布の北半部では、唐山層の上位に重なっているが、南半部では矢田川累層の上に直接に重なる。全体として、チャートの径数 cm 大の円-亜円礫よりなる礫層を主としており、層厚は東山丘陵で 30 m 前後、鳴子丘陵西部では 50 m 以上となる。

八事層の基底は、矢田川累層の上位（特にそのシルト層の上位）に重なる場合には、明瞭な不整合を示す。不整合面は、一般には緩い起伏をもちながらも平滑であり（第 16 図 a）、直下の矢田川累層は著しい風化のため、赤褐色を呈することが多い。しかし、時には基底面に一露頭で見て数 m 規模の起伏が観察されることがあり、八事層（の基底部）はその凹所を埋めてアバットしたり、傾斜堆積したりしている（第 16 図 b, c）。また、このような凹所の谷壁には、かつての崩積物が残留している場合もある。

八事層の基底面は、全域的に見た場合、北東から南西へ緩やかに低下している。すなわち、基底面が最も高いのは、本地域北東隅で海拔 90 m 前後で、東山丘陵南縁では海拔 30 m 以下となる。また、鳴子丘陵では東部で約 40 m、西部で 10 m 程度である。扇川以南の丘陵地でも、稜線上に点在する八事層の基底は、東部で 50 m、西部で 30 m 前後の海拔高度を示す。このような基底面の形態は、主として八事層堆積以後の傾動運動の状況を示している。

八事層の基底部は、径数 cm-10 cm 大のチャートの円-亜円礫を主材とする礫層よりなる。礫は雑然と密集して配列の方向性を示さないこともあるが、一般的には花崗質粗粒砂よりなる基質の割合が高く、礫が層理に平行した配列を示すことが多い。この基底部では、しばしば矢田川累層に由来する径数 10 cm 大のシルト塊が大量に取り込まれているほか、いわゆる“くさり礫”も混入している。基底から 3-5 m 上位のところには、各地でかなり連続性のよい泥質層（厚さ 2-3 m 程度）が発達する。

八事層の主部は、主にチャートの径数 cm 大の円-亜円礫よりなる礫層を主とする。チャート礫は、一般に著しい風化を受けており、溶脱作用によって表面が（ときに内部まで）白色化していることが多い。チャート以外では、ホルンフェルス化した砂岩・頁岩や花崗岩の礫も含むが、これらは一般に著しい風化によって“くさり礫”となっている。また、北部では濃飛流紋岩類の礫、南部では設楽火山岩類に由来する流紋岩の礫も混じる。このほか、同時浸食ないし矢田川累層に由来するシルト塊も、しばしばレンズをつくって集中する。チャートの礫径は、一般的に数 cm 程度で、地域的な差はほとんど認められない。

八事層の主部では、上記のような礫の密集部とあまり密集していない砂礫質の部分とが、大まかな互層をつくって繰り返す、不明瞭ながら層理を示している。密集部でも礫の配列には方向が認められる。砂礫質の部分ではしばしば斜交葉理が著しい。斜交葉理や礫の配列は、全体として西ないし南西へ向かう古流向を示している。礫間の基質は、花崗質の粗粒砂よりなる。基質は一般に風化のため著しい赤褐色を呈しており、礫層全体に赤っぽい色調を与えている。ときに、赤褐色を呈するシルトや細礫混じり



(a)



(b)



(c)

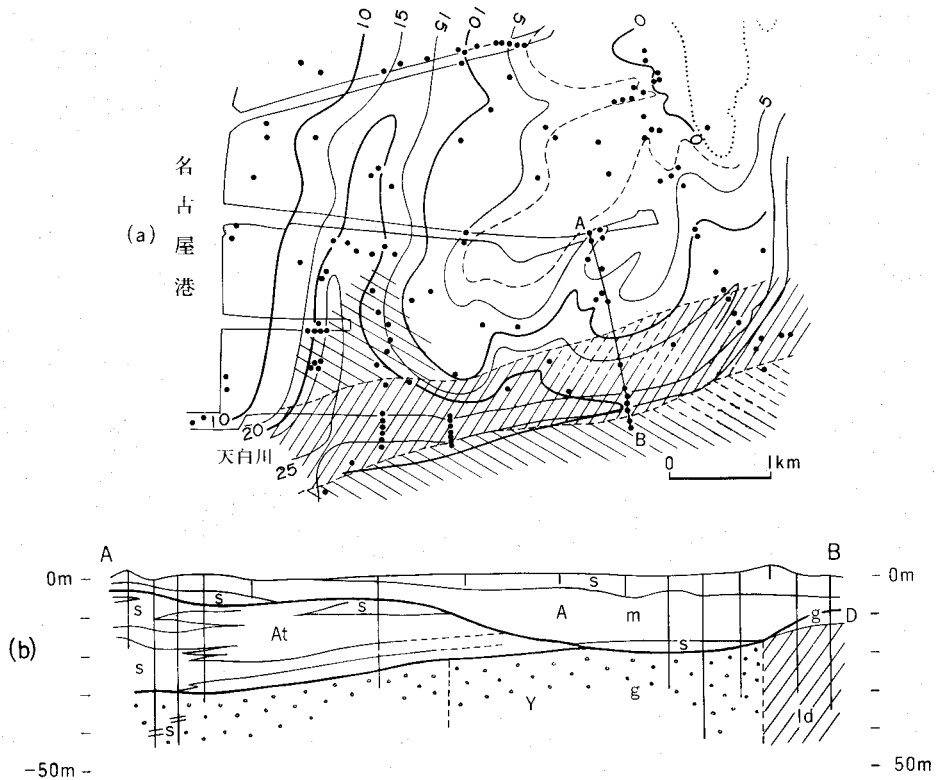
第16図 八事層基底の不整合 (a) 東山丘陵、植田山西方の峠 (b, c) 植田北方の宅造地

の砂層も挟まれる。

八事層の上部では、露頭が少なく明確ではないが、礫径がいくらか小さくなり、砂礫質の部分が増える傾向がある。すなわち、径5 cm 大以下のチャート・石英の円- 亜円礫の密集部と径1-2 cm 大の細円礫を含む砂礫層との不明な繰り返しを主とする。ここでも基質は、花崗質の粗粒砂である。

八事層は、一般に礫径が大きい点で矢田川累層中の礫層とは区別できる。滝ノ水地区のように矢田川累層が中-大礫よりなる場合にも、礫の配列の状況や、八事層の方が、礫層全体として著しい風化による赤褐色を呈すること、礫の円磨度が高いこと、チャート礫の表面が溶脱により白色化していること、設楽火山岩類に由来する流紋岩礫が少ないこと、などの点で区別できる。また、八事層の分布域やその周囲では、八事層から洗い出された礫が斜面上に厚く残留しており、真の露頭を見いだすのを困難にしている。

本層からは化石は未発見であり、その時代は判然としない。本層は、唐山層の形成に引続いて堆積し



第17図 天白川河口付近の地下地質 (横尾ほか, 1967による)

(a) 平面図

右下に下る斜線部: 沖積層下に八事層・熱田層を欠き鮮新統が分布する地域

左下に下る斜線部: 沖積層下に熱田層を欠き八事層が分布する地域

斜線が破線となっている部分は、一部沖積層下に熱田層が分布する地域

等高線は沖積層基底面深度 (海拔深度 TP.)

(b) 断面図

A: 沖積層 D: 洪積礫層 At: 熱田層 Y: 八事層 Id: 鮮新統 s: 砂

m: 泥 (シルト・粘土) g: 礫

たものと考えられる。その時代は、唐山層の場合と同様、更新世前期から同中期の幅で考えなければならぬ。

以上のほか、大府丘陵の北縁から約1 km 北にはずれた天白川河口部の地下では、沖積層の下位、海面下約20 m 以下の所に、八事層と思われる粗粒の礫を含む地層の伏在が知られている。そして、この“八事層”とその南側の矢田川累層との分布を画するものとして、第17図 a, b に示したようなほぼ東西に走る天白河口断層⁸⁾ が想定されている(横尾ほか, 1967)。

IV. 3 加木屋層(松沢・植村, 1957)

加木屋層は、知多半島北部において、矢田川累層の上位に不整合に重なる礫層である。主として名和-加木屋撓曲に沿って、東落ちの急傾斜を示しながら、南北に細長く分布している。このほかには、名和東方の丘陵頂部に散点的に分布している。

本層は、径数 cm 大のチャートの円亜円礫を主材とした礫層を主としている。チャート礫は、溶脱作用のため、表面が白色化していることが多い。チャート以外の礫としては、設楽火山岩類に由来する流紋岩の礫がかなり含まれ、まれに中・古生層の砂岩や頁岩の礫も含まれる。これらは、一般に著しい風化のため、いわゆる“くさり礫”となっている。礫はかなり密集しているが、その配列には不明瞭ながら方向性が認められる。ときには淘汰の悪い泥質砂のレンズを挟んで、層理を示すこともある。礫間の基質は、淘汰の悪い粗粒砂よりなり、赤褐色を呈する。本層の基底は、多少の凹凸を有するが明瞭な不整合面を示し、下位の矢田川累層を切っている。以上に述べた岩相的特徴は、尾張丘陵の八事層と極めてよく似ており、尾張丘陵のものを八事層、大府・知多丘陵のものを加木屋層と地域的に別個の名称



第18図 矢田川累層とともに急斜する加木屋層(東海市平島西方)

8) 天白河口断層という名称は、桑原(1975)に初出。

を付したのは、むしろ便宜的な扱いといってよい。

本層は、名和-加木屋撓曲に沿って発達する部分では、その撓曲構造に参加し、矢田川累層と同様に東へ急斜している。ここでは、平島西方の丘陵地で宅地造成工事の際、良好な露頭が観察されたほかは、斜面に厚い崩積土が発達しており、露出はよくない。層厚は20-30 m程度である。名和東方の丘陵頂部を占める部分では、西へ緩く傾いており、最大で厚さ10 mくらいの部分が観察される。

本層はその層序的位置と岩相の類似から、尾張丘陵の唐山層・八事層の両者に対比される。化石は未発見であるが、更新世前-中期の地層であろう。

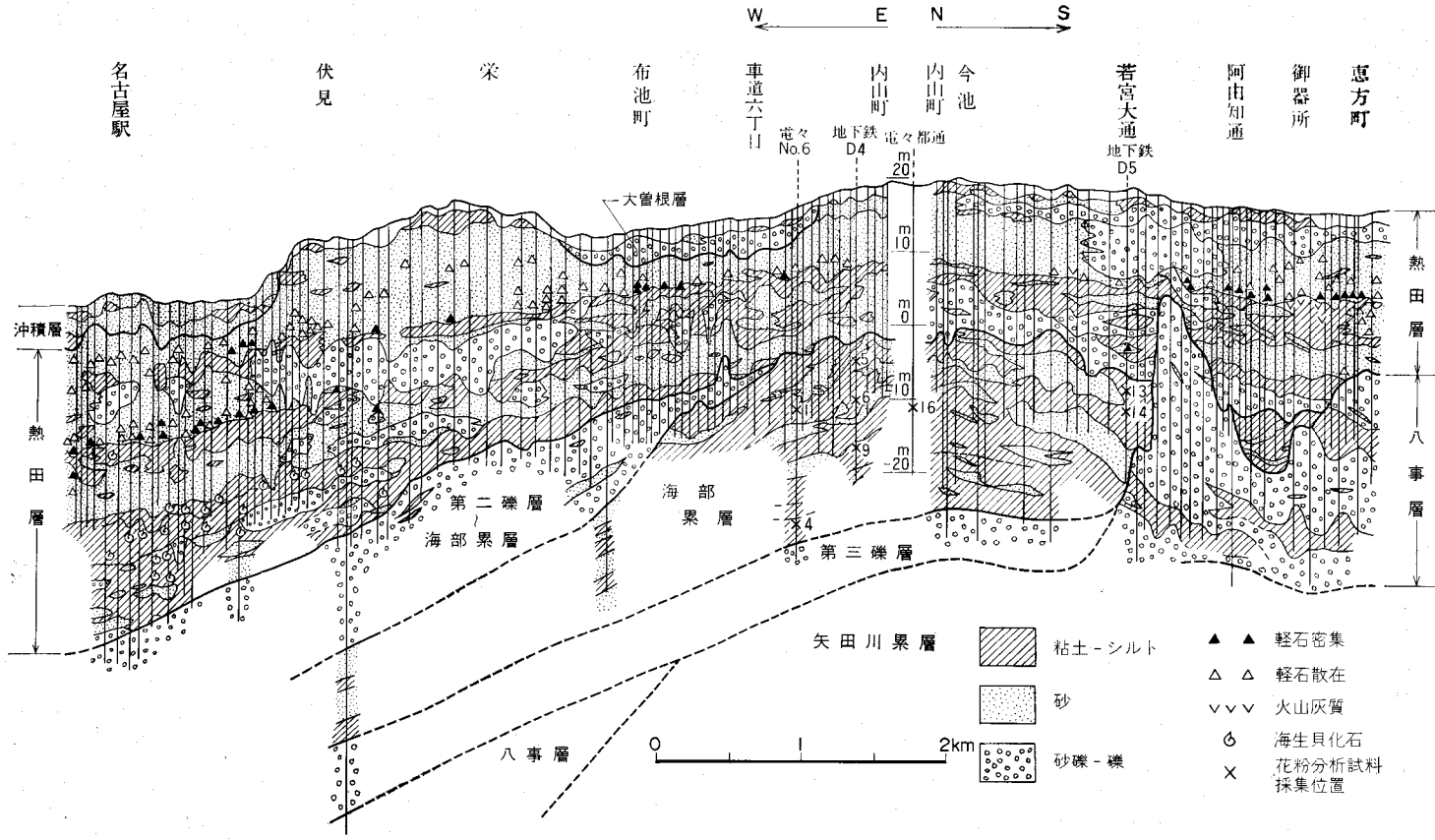
IV. 4 熱田層 (松沢・嘉藤, 1954)

熱田層は、名古屋市の中心部を載せる熱田台地の構成層を模式とした地層である。「名古屋南部」地域の地表では、熱田台地(大曾根凹地によって東西に2分されている)とその南に続く笠寺台地とに見られる。熱田層に対比される中位段丘構成層は、本地域南部の扇川・大田川・鞍流瀬川などの河谷に沿って狭小な分布を示す。本地域東南隅には、西三河平野一帯に広大な面積を占める碧海台地の一端が覗いているが、この台地の構成層も熱田層と同時期のものである。

熱田層は、上記の熱田・笠寺台地のほか、濃尾平野地下にも広く伏在しており、桑原(1975)によって、砂層を主とする最下部層、厚い海成粘土層が発達する下部層、砂層を主とし数枚の粘土層を挟む上部層とに区分されている。このうち、地表で見られるのは、上部層の上半部にすぎない。熱田層の層厚は、沈降の著しかった濃尾平野西部では、上部層だけで60 m以上、全体としては100 m以上に達する。

熱田-笠寺台地地域の熱田層は、第19図に示したように、地下まで含めた全体として、下部に粘土層が、上部に砂層が卓越する。粘土層は5層準に発達するが、そのうち最下位のものが最もよく側方へ連続し、熱田層下部の主体を構成する。この中からは海生の貝化石を多産する。上から4番目の粘土層は、南西部では5番目の粘土層と合体する。この粘土層からも名古屋市南西部で海生の貝化石を産出した。それより上位の3枚の粘土層は、泥炭湿地性の河川下流域を示す淡水性珪藻群集を含んでいる(森, 1980 b)。これらの粘土層の間の砂質層も、一部を除いて河川下流域の堆積物と推定される。名古屋付近では、上から4番目の粘土層の上限をもって、下部層と上部層の境としている。第4表には、名古屋市中川区の名古屋工業高校敷地内で行われたボーリングの際、地下70 mの所から産出した貝化石を示した。この貝化石群は内湾性の環境を示し、熱田層下部層のものである。

熱田台地や笠寺台地の縁辺で見られる熱田層は、熱田層上部層のうちの上半部にすぎない。地表での露出は数少ないが、おおよそ黄褐色ないし灰褐色を呈する淘汰のよい中粒砂を主としており、上部には御岳火山に由来する火山砕屑物片を含んでいる。砂層には、しばしば灰色塊状のシルト層やシルト・細粒砂の細互層を伴う。また一部では、細・中粒砂層中に数mm-2cm大の軽石が集中したレンズないし葉理が挟まれる。地表で見られるこれらの軽石は、御岳火山Pm-3グループのものである(SAKAI, 1981)。北隣「名古屋北部」図幅地域で知られているような砂-砂礫の卓越した堆積相は、この地域では見られない。



第19図 熱田台地地下の第四系の地質断面

第4表 名古屋工業高校地下の熱田層から産出した貝化石(名古屋市中川区北江町, 地下 70 m)

<i>Cerithidea (Cerithideopsis) cingulata</i> (GMELIN)	ヘタナリガイ	GSJ F 11458
<i>C. (C.) djadjariensis</i> (MARTIN)	カワアイガイ	// F 11459
<i>Ochetoclava kochi</i> (PHILIPPI)	カニモリガイ	// F 11460
<i>Bedevina birileffi</i> (LISCHKE)	カゴメガイ	// F 11461
<i>Reticunassa festiva</i> (POWYS)	アラムシロガイ	// F 11462
<i>Punctoterebra (Granuliterebra) bathyraphe</i> SMITH	イボヒメトクサガイ	// F 11463
<i>Acteopyramis eximia</i> (LISCHKE)	ヒメゴウナ	// F 11464
<i>Ringicula (Ringiculina) doliaris</i> GOULD	マメウラシマガイ	// F 11465
<i>Verilarca interplicata</i> (GRABAU et KING)	ヨコヤマミエガイ	// F 11466
<i>Scapharca subcrenata</i> (LISCHKE)	サルボウガイ	// F 11467
<i>Pillucina (Pillucina) pisidium</i> (DUNKER)	ウメノハナガイ	// F 11468
<i>Wallucina lamyi</i> (CHAVAN)	チヂミウメノハナガイ	// F 11469
<i>Veremolpa micra</i> (PILSBRY)	ヒメカノコアサリ	// F 11470
<i>Moerella jedoensis</i> (LISCHKE)	モモノハナガイ	// F 11471
<i>Solen gouldi</i> CONRAD	マテガイ	// F 11472

(地質調査所所蔵)

熱田層の形成年代は, その上部層の基底に Pm-1 (7-9 万年前, 町田・鈴木, 1971), 上部層の中・上部に Pm-3 (約 4 万年前, 小林, 1967 ; KOBAYASHI *et al.*, 1968)⁹⁾ の軽石を含んでおり, かつ, 熱田層より若い小牧礫層を覆う木曽川泥流の年代は 2.7 年前と測定されている. これらの年代値からみると, 熱田層下部層の形成は 9 万年前より古く最終間氷期の間, 熱田層上部層の形成は最終氷期前半の時期ということになる. 碧海層をはじめとする中位段丘の堆積物は, 熱田層の上部層に対比される.

さきに第 19 図に示したように, 熱田台地地下では, 熱田層の下位に第二礫層・海部累層^{かま}が続き, 更にその下位に第三礫層が伏在する. ここには熱田台地地下の海部累層の花粉分析の結果を第 5 表に示す. この表で見ると, 花粉の含有が少ない試料 4 を除いて, 海部累層下部からの試料 9-6 の花粉構成は, 濃尾平野地下で知られる海部累層のもの (濃尾平野第四紀研究グループ, 1977 ; 吉野ほか, 1980) とよく一致している. 上部からの試料 5-13 の花粉構成はこれと多少異なっているが, 試料 5 を除いて, *Meta-sequoia*, *Liquidambar* を含む点で熱田層とも異なっている. この花粉群は, 海部累層堆積期の後半の時期のものと予想される.

IV. 5 碧海層 (町田ほか, 1962)

本図幅地域東南隅, 境川左岸にわずかに見られる台地は, 西三河平野に広く発達する碧海台地の一部である. 町田ほか (1962) は, この地形面を碧海面, その構成層を碧海層と呼んだ. それぞれ熱田面, 熱田層に対比される. 碧海層は, 主として河ロ-海浜成の堆積物よりなり, 国道 1 号線以南では, 花崗質の砂を主とし粘土層やレンズ状の小礫層を挟んでいる (桑原, 1982 ; 桑原ほか, 1985). 層厚はボーリング資料で見て 20 m 程度で, 地表ではその下限を押さえることはできない.

9) 小林(1982)は, Pm-3 を含む新期御岳下部テフラ層の上限を 4-5 万年前より以前とし, 成瀬(1984)は, Pm-3 の年代を 4.5-4.7 万年前よりややさかのぼるとしている.

第5表 熱田台地地下の第四系の花粉・孢子化石

花粉・孢子名	試料番号及び 試錐名							
	4 電々 No.6	9 地下鉄 D4	16 電々 都通	1 電々 No.6	6 地下鉄 D4	5 地下鉄 D5	14 地下鉄 D5	13
<i>Podocarpus</i>		3		1				
<i>Abies</i>		1	1	5	1		6	6
<i>Tsuga</i>		1	1	2			1	1
<i>Picea</i>							8	28
<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i>		2	4					
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxyton</i>		5	3					
<i>Pinus</i> (Unknown)		19	11	19	2	7	5	5
<i>Sciadopitys</i>		7	7	214	197	3	18	15
T.-C.		12	7	2	3	8	3	5
cf. <i>Metasequoia</i>			1	3	2		5	6
Taxodiaceae		6	29	83	28	30	142	83
<i>Salix</i>							1	1
<i>Carya</i>					1			
<i>Pterocarya</i>				6	1	1		1
<i>Juglans</i>		1	4		1		1	1
<i>Carpinus</i> - <i>Ostrya</i>		15	23	11	7	7	19	2
<i>Betula</i>		1	1					3
<i>Alnus</i>		16	32	8	19	111	11	71
<i>Fagus</i>		69	45	35	8	41	13	14
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>		16	8	8	5	15	12	6
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i>			10	2	2		1	1
<i>Castanea</i>		3		4	2			1
<i>Castanopsis</i>		1	1	2				
<i>Ulmus</i> - <i>Zelkova</i>	1	22	36	9	15	3	20	4
<i>Celtis</i> - <i>Aphananthe</i>		6	2		1	4	5	
<i>Liquidambar</i>	1	1		5	2			2
cf. <i>Dystylium</i>			1					
<i>Daphniphyllum</i>		2						
<i>Sapium</i>			1			1		
<i>Buxus</i>						1		
<i>Ilex</i>								2
<i>Acer</i>		1	1	1	2		35	
Rhamnaceae		3	2					
<i>Vitis</i>		2	24					
<i>Lagerstroemia</i>		1	2					
Araliaceae				1				
Ericaceae			1	1				1
<i>Symplocos</i>				2		5		
<i>Styrax</i>			2			1	5	2
<i>Ligustrum</i>						1		1
<i>Fraxinus</i>	1	1				21		1
<i>Viburnum</i>	2	1			1			
<i>Potamogeton</i>							2	
<i>Alisma</i>							2	
<i>Sagittaria</i>								1
Gramineae	1	24	4	6	13	18	19	1
Cyperaceae		26	9	13	43	23	42	6
<i>Anilema</i>		1					2	
<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria</i> - <i>Echinocaulon</i>				2			5	
Amatanthaceae								1
<i>Nupher</i>								2
<i>Thalictrum</i>		1						
Ranunculaceae					1			
Rosaceae								2
<i>Myriophyllum</i>		1			2			1
<i>Menyanthes</i>				1	1			
<i>Mosta</i>						1		
<i>Utricularia</i>			1					
<i>Artemisia</i>			1	4		5		
Cauduoideae		1			1			
Cichorioideae				1	1			
Trizonocolpata pollen		1						
Trizonocolporata pollen		10	19				7	4
Unknown				16	12	10		
<i>Lycopodium</i>					5			1
<i>Osmunda</i>			2		3	2		
Polyodiaceae	1							
Monolete spore	70	19	4				1	3
Trilete spore	5	2	1					
other Pteridophyta				14	80	5		
<i>Sphagnum</i>		1		1	1			
<i>Dinoflagellata</i>		1						
<i>Pediastrum</i>						9		
Arboreal pollen	2	219	262	424	299	264	313	263
AP-1	0	56	64	329	233	48	188	149
AP-2	2	163	198	95	66	216	125	114
Nonarboreal pollen	1	54	15	28	62	47	74	13
Pollen total	3	284	296	468	373	321	394	280
Fern spores	76	23	5	17	87	5	3	4
Total	79	309	301	486	461	335	397	284

微化石分析はバリノ・サーヴェイ k. k. による。樹木花粉が200個前後になるように処理試料をプレバートに封入し、そこに出現したすべての花粉・孢子を同定した。

本図幅地域内で台地表層部の厚さ2-3 mの部分構成する地層は、石英・チャート・流紋岩（設楽火山岩類に由来する）などの1 cm大以下の細礫よりなる砂礫層を主としている。その下位には、灰褐色のシルト層をレンズ状に挟む粗粒砂があるらしい。砂礫層は、不明瞭ながらほぼ水平な層理を示し、ときに斜層理も発達する。

碧海層からは、高浜市横浜の東方で、内湾性のものを主とする豊富な貝化石群が報告されている（糸魚川・中山，1968）。また、この地点の貝化石について、約3.2万年前という¹⁴C年代測定値が報告されている（坂部・飯田，1974）。

IV. 6 中小河川沿いの中位段丘層

天白川・扇川・大田川・鞍流瀬川など丘陵地内の中小河川に沿って分布する中位段丘は、市街化の進行のため、その地形も構成層も判然としないことが多いが、主として粗粒砂を基質とする厚さ3-5 m程度の砂礫層よりなる。この岩相は、同時期に木曾川本流の影響下に形成された砂を主とする地層—熱田層—とは、著しい対照を示している。なお、鞍流瀬川と境川との合流点でやや広い面積を占める大府の段丘では、その南端で地表から下へ次のような層序が見られた。

厚さ (cm)	岩相
100	赤褐色，細礫混じり粗粒砂
300	淡褐色，黒雲母を含む淘汰のよい細粒砂と灰色・塊状シルトの30-50 cm ほどの互層
200	青黒い色調の塊状粘土
200 +	褐色細粒砂

この全体が中位段丘の堆積物とみられる。

IV. 7 大曾根礫層（松沢・嘉藤，1954）

熱田台地を南北に貫通している大曾根凹地を埋めた旧河床礫層であり、その堆積面は大曾根面である。この地層の露頭は、「名古屋南部」地域内では、現在は全く見られない。ボーリング資料などによると、この地層は、普通2-3 cm大、最大でも5 cm大のチャート亜円礫を主材とする礫層で、礫はかなり密集しており、礫間の基質は粗粒砂よりなる。しかし、ところによっては全体が礫混じりの粗粒砂となることもあり、岩相の地域的变化はかなり大きい。本層の層厚は5-6 mで、礫層の上位には1-2 mの厚さの粘土-砂質粘土が重なっていることが多い。この地層は、その地表分布の南縁、海拔5 mくらいの所で沖積層下に没している。これより南では沖積層下に伏在しており、その延長は名古屋港付近まで追跡されている（竹原ほか，1961）。

大曾根礫層は北方の小牧礫層に対比される。小牧礫層は、その北端の犬山付近において約2.7万（¹⁴C）年前の木曾川泥流に覆われている。このことからみて、大曾根礫層の形成年代は、ほぼ3万年前と考えられる。

IV. 8 低位段丘層

天白川・扇川・鞍流瀬川・石ヶ瀬川など尾張丘陵，大府・知多丘陵を刻む中・小河川に沿って分布する段丘のうち，中位段丘より新しいものを，低位段丘として一括して示した。したがって，低位段丘堆積物は，大曾根礫層相当層とそれより新期の段丘堆積物とを併せたものということになる。これらの段丘については，その地形も堆積物もあまり明瞭ではないが，おおよそ3m くらいの厚さのチャート円礫を主材とする砂礫層を構成層とするものとみられる。このほか，境川西岸の平地付近では，矢作川下流部の堆積物の性格をもつ砂層が分布する（嘉藤，1966）。

IV. 9 平野の表層堆積物

本地域内の沖積平野は，主として濃尾平野の南東部を占める三角州と干拓地よりなり，このほかに境川沿岸や丘陵内の中・小河川沿いの谷底平野がみられる。地質図では，沖積層を主として表層部の特性に基づいて，自然堤防・砂州など微高地の堆積物と，後背湿地・旧河道・干拓地など低湿地の堆積物とに区分して示した。

後背湿地・旧河道・潮汐低地の堆積物（a₁）は，砂や軟弱な粘土・シルトよりなる。後背湿地・旧河道の堆積物は一般に腐植物に富み，ときとして泥炭状になっている。

自然堤防・砂州堆積物（a₂）は，淡褐色を呈する中粒－細粒砂を主とする。

V. 濃尾平野の地下地質

濃尾平野の地下地質については，井関（1956）の沖積層基底に関する研究，杉崎・柴田（1961a, b）による地下水の地球化学的研究に始まり，地下水・温泉などを対象とした数多くのさく井記録の解析によって，地下の層序区分，及びそれと地表層序との対比などが詳しく解明されてきた。この間，竹原ほか（1961）は名古屋港付近の地盤を明らかにし，松沢・桑原（1964）は濃尾平野地下の基本的な層序を明らかにした。その後，古川（1972）は濃尾層を，桑原（1975）は海部累層を，畠山ほか（1979）は弥富累層を識別し，地下地質の解明に貢献した。

現在の知識では，濃尾平野地下には，完新統の南陽層，更新統の濃尾層・第一礫層・熱田層・第二礫層・海部累層・第三礫層・弥富累層，鮮新－更新統の東海層群の各層が累重することが分かっている。東海層群の下位には中新統があり，中新統の下位には中・古生層及び花崗岩の潜在することが，少なくとも地域東部では知られている。

V. 1 完新統

南陽層：本層は大別して上部砂層と下部粘土層とに区分される。上部砂層は，平野部の表層を構成す

る地層で、主として砂層からなる。砂層は中粒ないし細粒砂からなり、一部では小礫混じりとなる。平野南端部では、厚さ数 m 程度の灰緑色粘土ないし淡褐色シルト質粘土を伴う。所によっては、地表から 0.8-2.5 m の間に、汽水性のヤマトシジミ化石を多数含むシルト質砂及び砂が分布することもある。また、地形的に後背地に当たる所の最上部には、一般に厚さ 2-3 m のシルト質粘土層が分布する。名古屋港西側及び同東側の大江川と天白川に挟まれた範囲では、最上部にシルト層が発達する。

上部砂層全体の層厚は、名古屋市街地付近では 4-6 m 程度であるが、西方へ次第に厚くなり、最厚部の蟹江町南部では厚さ 10 m 前後となる。

下部粘土層は、下位の濃尾層又は第一礫層を覆って、図幅地域南部及び西部に分布する。暗灰色ないし青灰色を呈するシルト質粘土ないし粘土を主とし、極めて軟弱である。全体として層厚の変化は大きい。大局的には南西へ向かって厚くなり、最厚部では厚さ 30 m 以上となる。

名古屋港内外の南陽層は、東から西に、また北から南に向かって層厚が増大している。天白川・矢田川の埋没谷は現在の天白川河口沖で合流し南西へ続いているが、この埋没谷は主として下部粘土層によって埋積されている。そのため、埋没谷の東側、名古屋港東側からその南に続く埋立地付近では、南陽層の厚さは 7 m 以下であるのに対し、埋没谷の谷筋に当たる部分では 30 m 以上となっている。それより西方では、庄内川河口から南へ張り出した埋没台地のために南陽層の厚さは 12 m 内外となり、更に西方の弥富町南部以西では木曽川の埋没谷のために 40 m 以上となる。“沖積層”の厚さは、名古屋港口の高潮防波堤の外では 30 m 以上あり、木曽川河口沖では 50 m を越える。

本地域の南陽層に関する古生物学的資料としては、濃尾平野第四系研究グループ（1977）の貝及び珪藻化石の研究がある。これによると、上部砂層は淡水ないし汽水成、下部粘土層は内湾ないし沿岸成であるという。

V. 2 更 新 統

濃尾層：主として濃尾平野南部地域に分布し、砂・シルト・粘土の互層からなる。佐屋町南部の試錐では、濃尾層の層厚は 10 m、下限深度は -35 m であるが、これより西方へ向かって層厚・深度ともに増大する。

第一礫層：南陽層の下位にあり、熱田層を不整合に覆ってよく連続する。北東方へは地表で見られる犬山扇状地の構成礫層に続くものと考えられる。この礫層の基底の深度は、北東から南西へ次第に深くなり、津島市南部では -70 m に達している。ここでは層厚も増大し、20 m 以上となる。

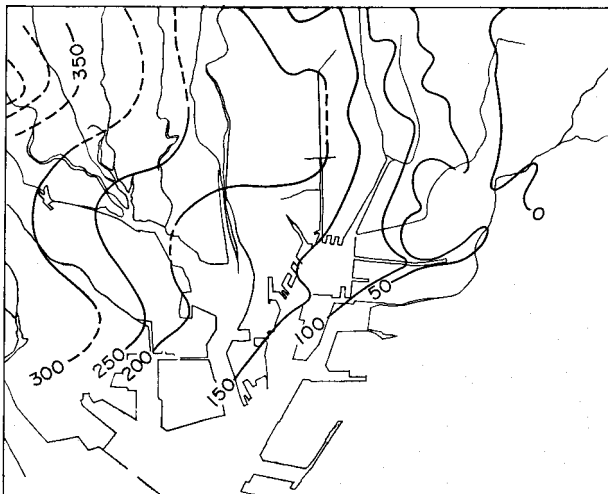
熱田層：本層は、砂層を主とする上部層と厚い海成粘土を主とする下部層とに区分される。上部層は黄緑色を呈する粗粒ないし細粒の砂を主とし、その中にレンズ状に膨縮する連続性に乏しい粘土層を挟む。層厚は一般に 20-40 m である。上部層の砂層中には、御岳火山起源の軽石を密に含む層準があり、よい鍵層となっている。下部層は、図幅地域南西部では、厚さ 20-30 m である。下部層の下位には、厚さ 10-20 m の砂層を伴うことが多く、最下部砂層と呼ばれることもある。図幅地域南西部の飛島村・弥富町付近では、熱田層全体の厚さが 100 m 以上に達している。

第二礫層：熱田層の下位に連続的に追跡される礫層であり、平野全体に広く分布している。この礫層

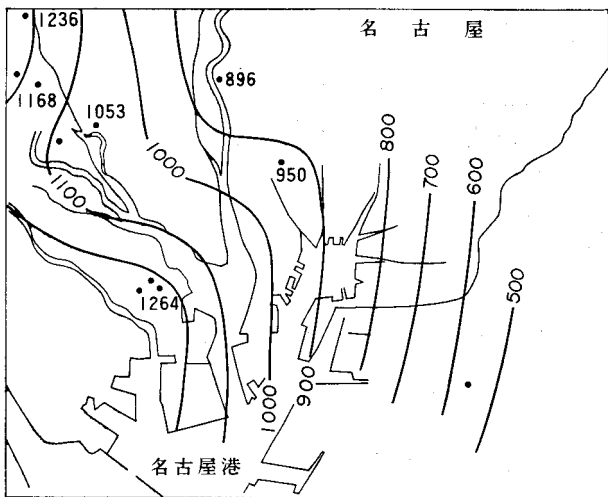
は、チャートや流紋岩類の大礫を含むことが特徴である。層厚は10-30 m +で、分布深度は東から西へ向かって増大する。図幅地域南西部では、本層下限の深度は-100 mに達する。

海部累層：本層は、第二礫層の下位に位置する数枚の海成粘土層・砂層・礫層からなる。層厚は、平野の東部・北部では30-40 m程度であるが、南西部では120 m以上に発達する。下限の深度は最も深い所で-180 m位である。本層から産出した珪藻化石は、海水性-汽水性のものを主としており、強内湾の環境を示している（濃尾平野第四系研究グループ，1977）。

第三礫層：海部累層の直下で連続して追跡される礫層である。層厚10-20 mであり、図幅地域南西



(a)



(b)

第20図 東海層群の分布深度

(a) 上限（桑原，1978により簡略化）

(b) 下限（高田ほか，1969による）

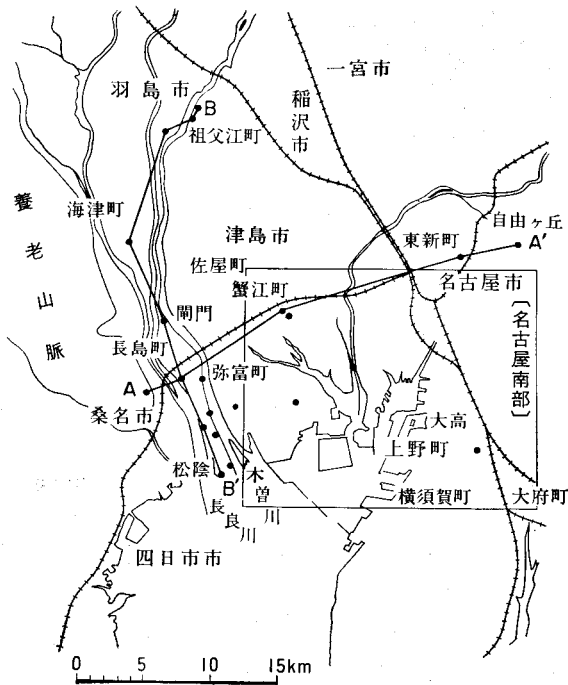
黒丸は深層ボーリング位置。数字は東海層群下限の深度

部では-250 m前後のところに分布している。分布深度は、北又は東へ向かって次第に浅くなっている。

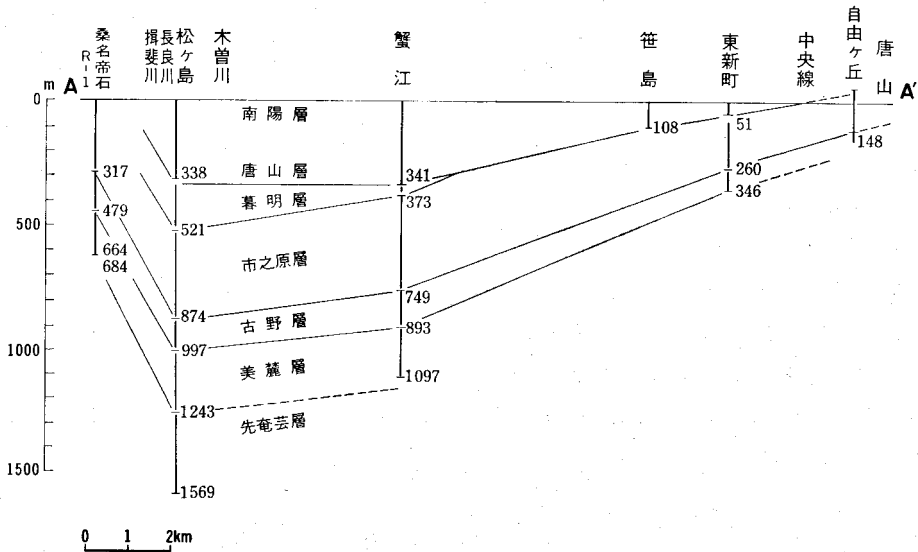
弥富累層：三礫層の下位に位置する粘土層と砂又は砂礫層との互層である。北ないし東に向かって礫がちとなり、南ないし西へ向かって砂層又は泥層が発達するようになる。層厚は、庄内川河口付近で40-50 m位であるが、西方へ厚くなり、木曽川河口付近では120 m以上に達する。本層の泥質層中からは、海域ないし汽水域の環境を示す珪藻化石群集が認められている（森，1980 a）。

V. 3 鮮新-更新統

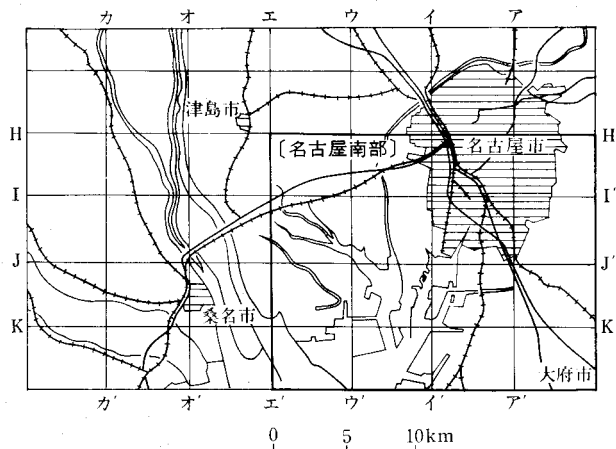
東海層群：鮮新世-更新世前期にあった東海湖に堆積した地層である。礫・砂・シルトの互層を主とし、火山灰・亜炭を伴っており、その層厚は1000 m以上に達する。本図幅地域内では、東海層群の基底まで達したボーリングとしては、幾つかの温泉井がある。第20図 a, b には、主として温泉井の資料に基づいて、濃尾平野南部に



第21図 深層ボーリングの分布と断面図の位置
(高田ほか, 1969による)



第22図 濃尾平野地下の東海層群の区分と対比 (高田ほか, 1969による)



第23図 濃尾平野南部の地下地質断面位置図 (桑原, 1975による)

における東海層群の基底深度の概略を示した。第21・22図には、濃尾平野地下の東海層群について、東西方向での大局的な構造と地表の層序区分との対応を示した。この図では、“奄芸層群”の露出地で掘削された帝石桑名R1号井の資料を手がかりとして、平野地下の東海層群に対して、“奄芸層群”の層序区分を適用してある。また、濃尾平野南部における地下地質の状況は、桑原(1975)に基づいて、東西及び南北方向の断面図を示した(第24図a-h)。

VI. 応用地質

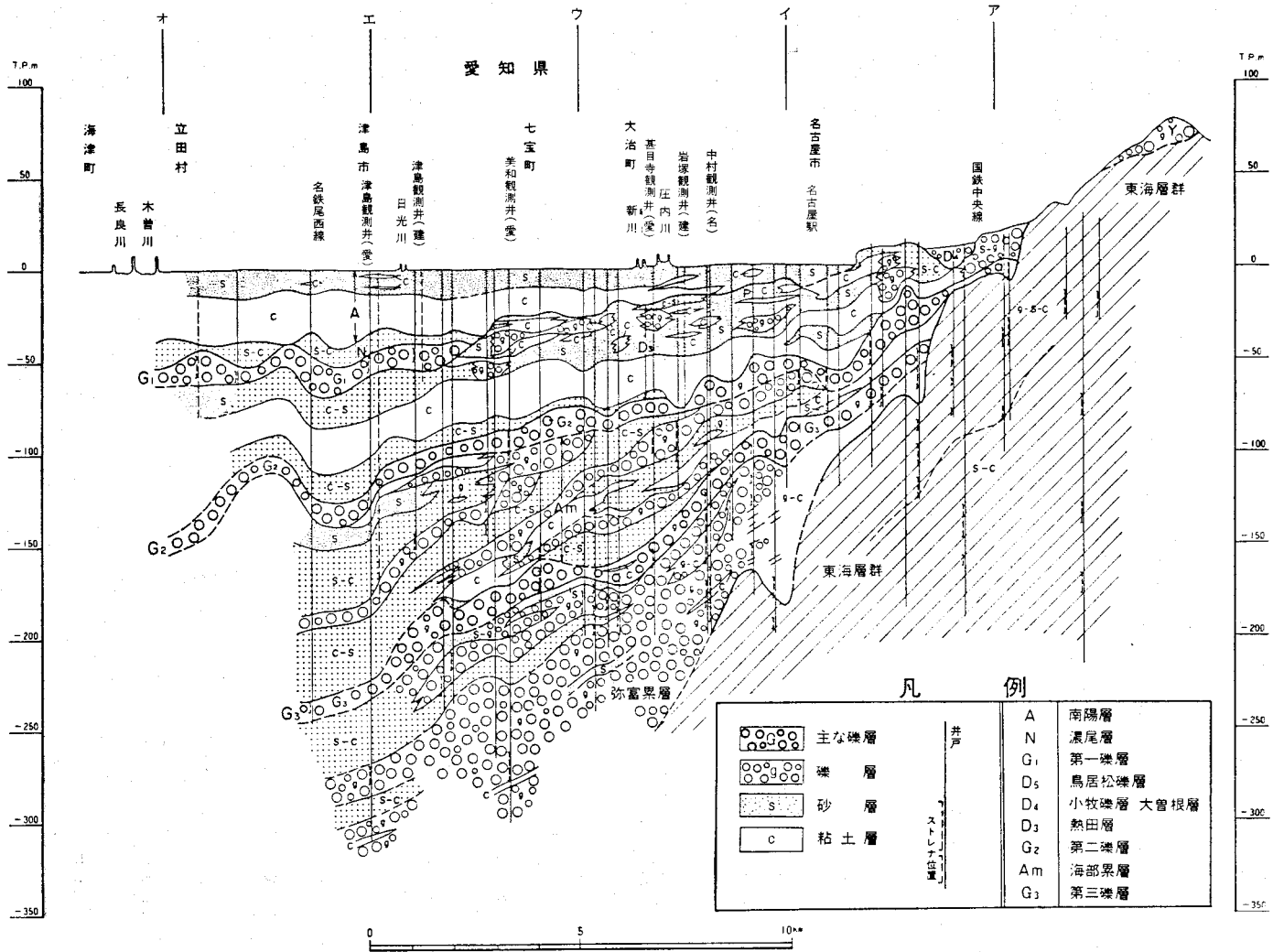
VI. 1 温泉

濃尾平野地下の東海層群最下部には、高温の深層地下水が豊富に存在する。本図幅地域内では、1967年2月の尾張温泉1号井を端緒として、1970年には飛島温泉1号泉、2号泉、尾張温泉2号泉、3号泉、弥富温泉等数多くの温泉が、この高温地下水を採取・利用するために掘削された。これら温泉井の掘削深度は1000-1200mである。

濃尾平野南部に分布する上記温泉の水質は、一括して分析表(第6表)に示した。全体として、pH 7.8-8.5の弱アルカリ性であり、主成分は陽イオンでは Na^+ 148-350ppm、陰イオンでは SO_4^- は含まれず、 Cl^- 49-390ppm、 HCO_3^- 185-357ppm程度である。温泉水には少量のメタンガスを伴い、水温は50°C前後である。

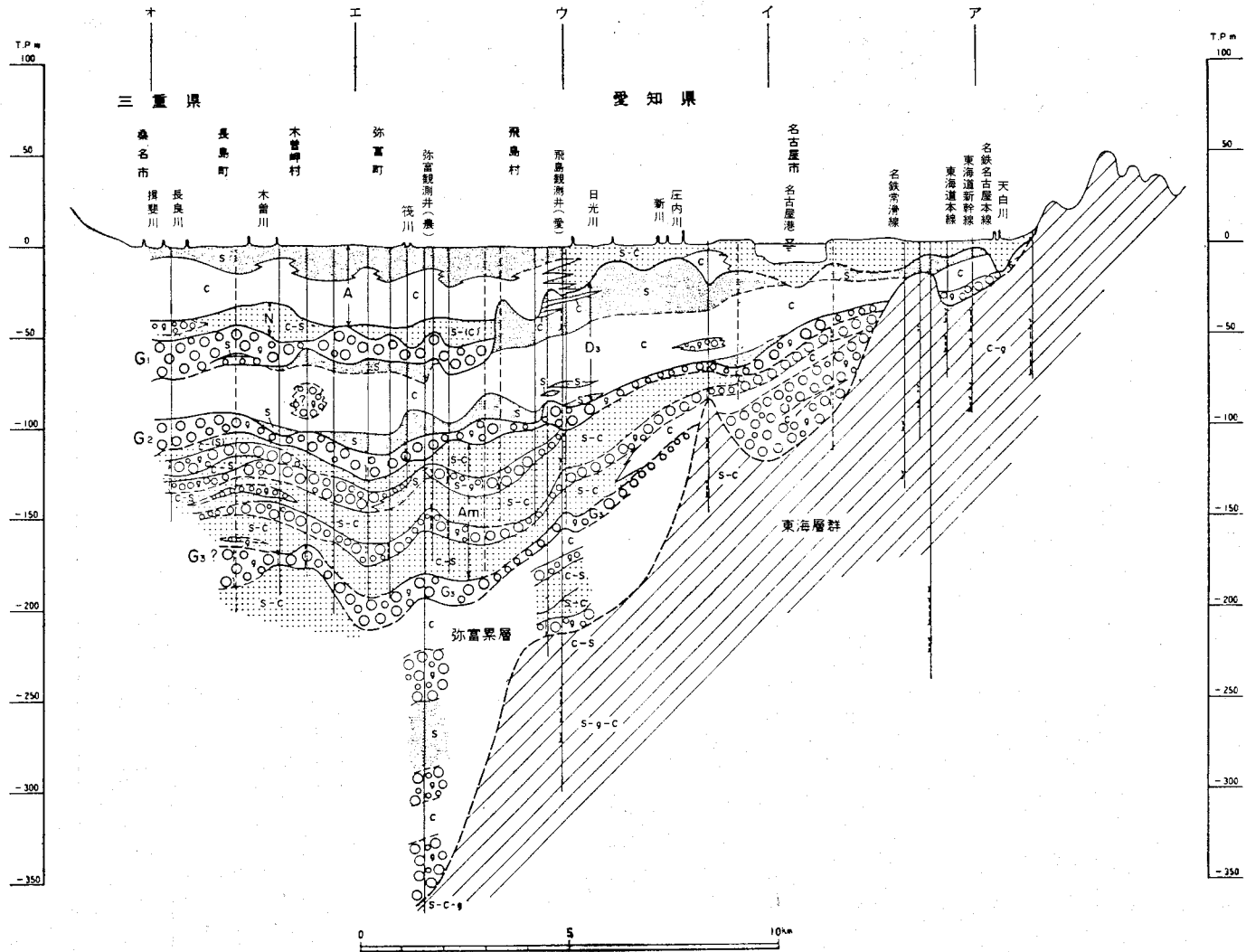
VI. 2 地下水

濃尾平野は元来、被圧面地下水の豊富な自噴地帯であったが、1945年以降、地下水需要の増加に伴って、自然水位は年々低下を来たしていた。1974年以降は揚水の規制、地下水需要の減少などのため、水

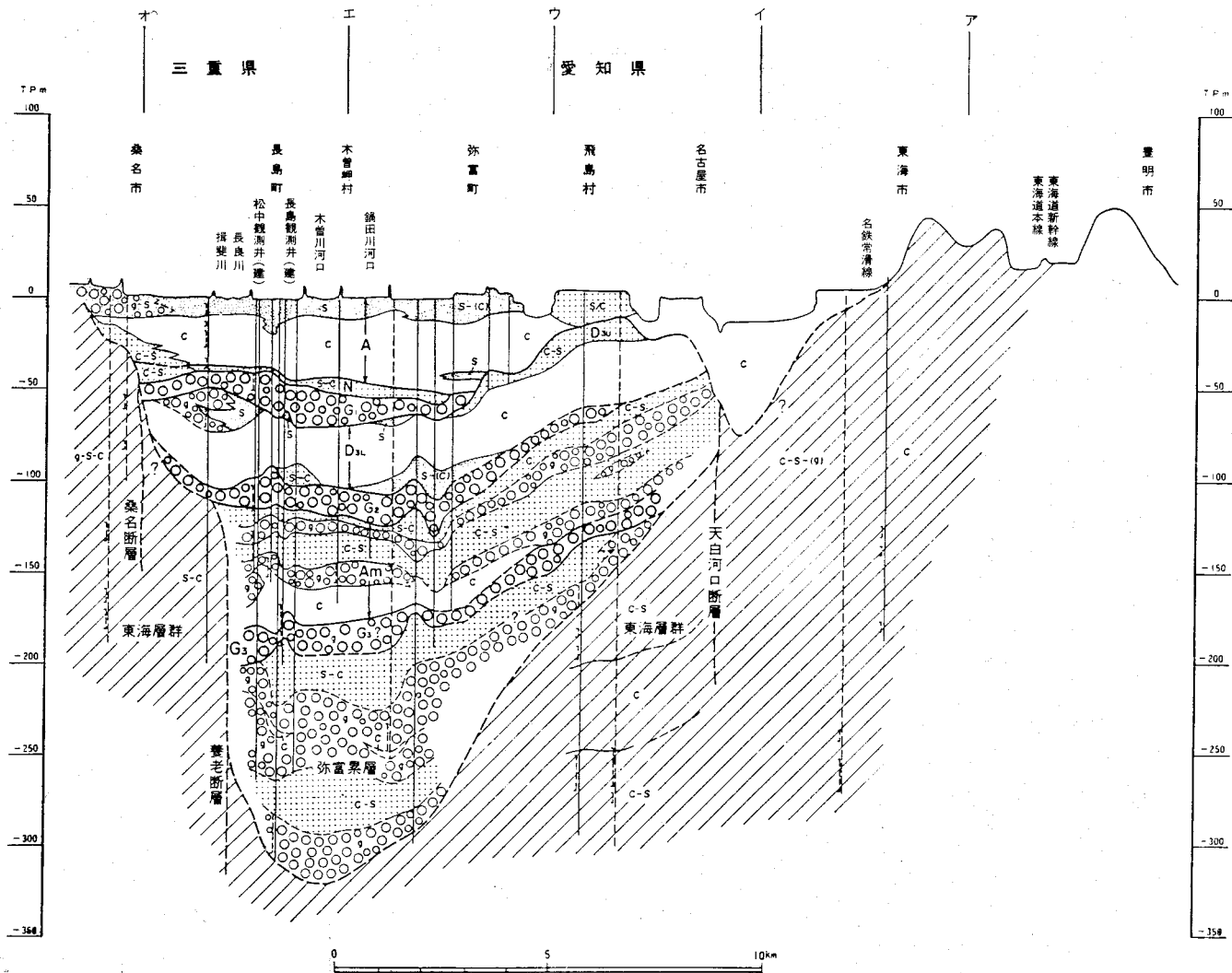


第24図 濃尾平野南部の地下地質断面 (桑原, 1985による)

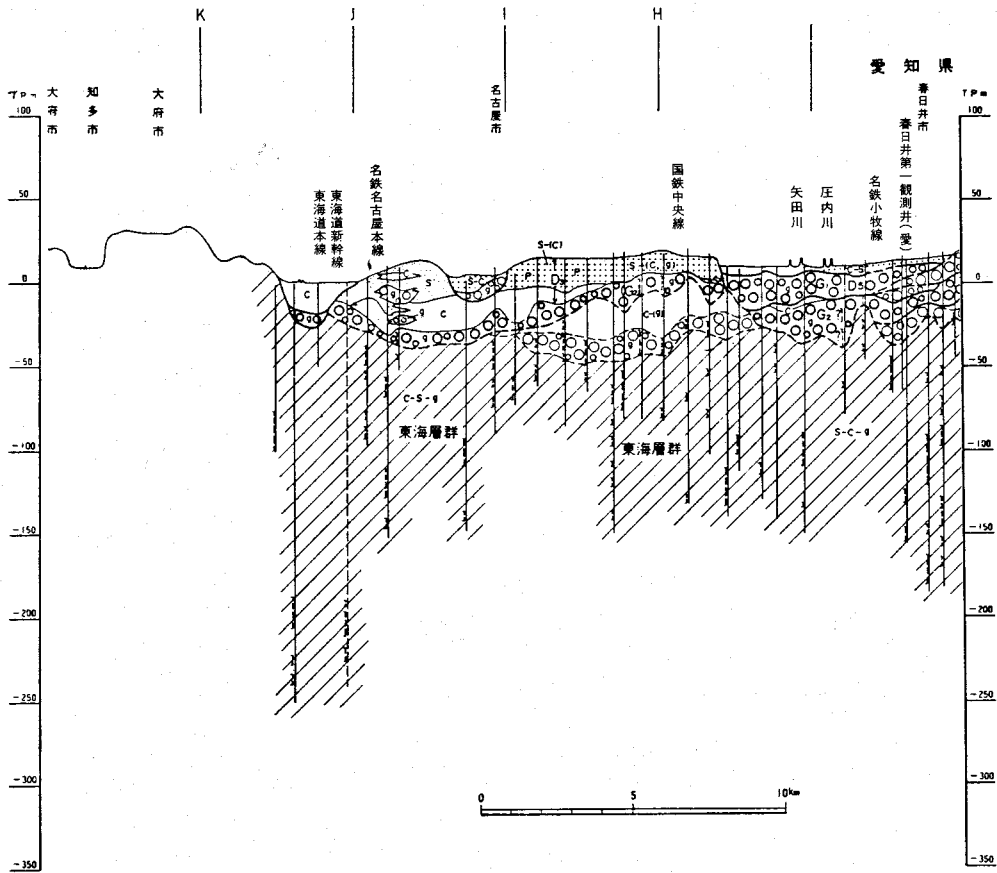
a) H-H' 断面



c) J-J' 断面



d) K-K' 断面



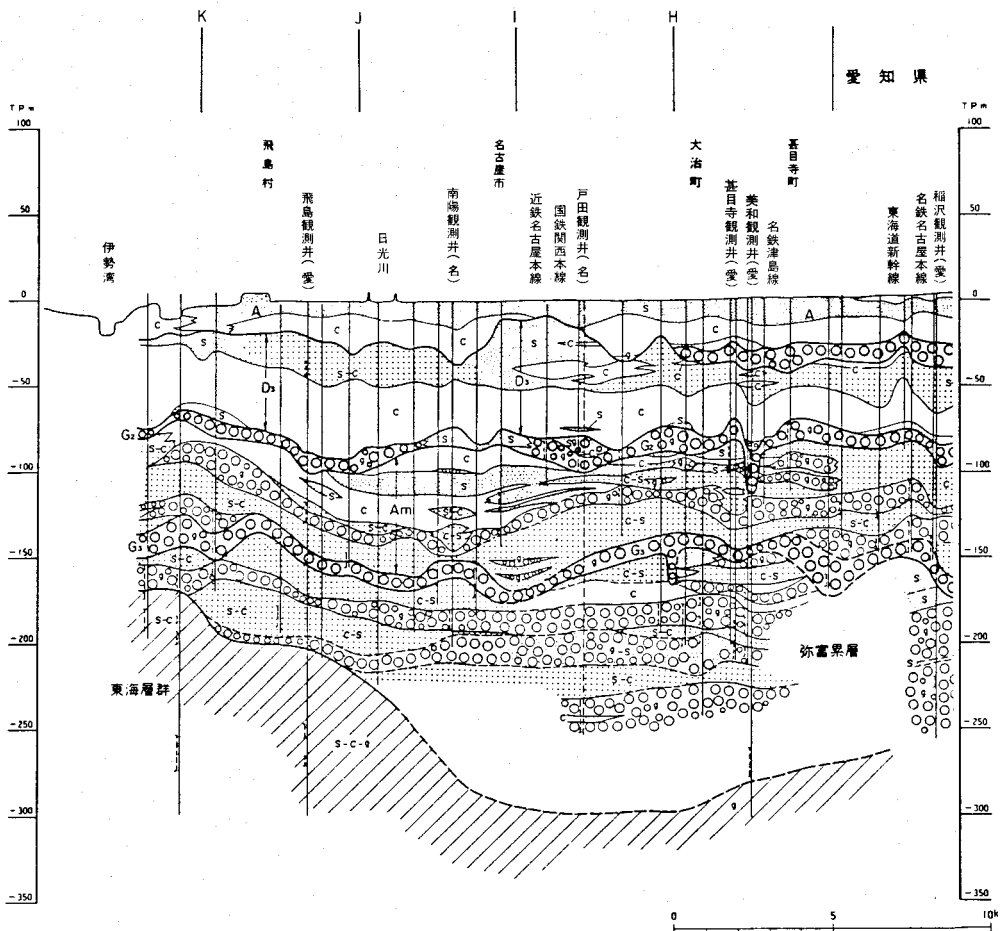
e) A-A' 断面

位の低下はほぼ停止し、1980年以後の観測では一部地域で水位の回復傾向が認められるようになった。

本図幅地域内の主要帯水層は、第一礫層、第二礫層及び第三礫層である。このうち、第三礫層の水理状況については、水井戸資料が少なく、あまり明確ではない。以下、主要帯水層の水理状況の概要を述べる。

第一礫層：熱田層を不整合に覆って連続的に分布する地層で、図幅地域北西部の七宝町から南へ“沖積層”の基底に広がる。層厚は10-20 mで地下40-60 mの深度で主要な帯水層となっており、第一帯水層と呼ばれている。南部の飛島村付近では、地下50-60 mの深度となる。自然水位は北部で-5 m以下、南部で-10 m前後である。

第二礫層：熱田層の最下部砂層ないし下部粘土層の直下に発達する厚さ10-30 mの礫層であり、第

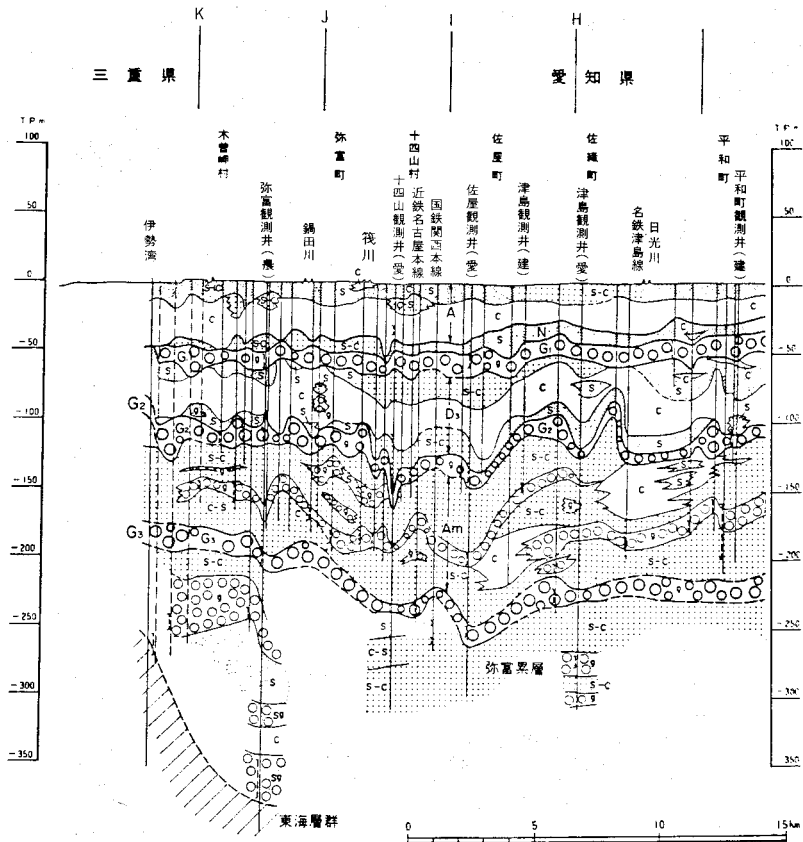


g) ウーウ' 断面

地下水の水質については、単層採水している観測井の水質分析結果を第7表に示した。濃尾平野の地下水は、いずれも炭酸ナトリウム型を示している。

濃尾平野南部における地下水揚水強度を桑原 (1980)¹⁰⁾ に基づいて第25図 a-g に示した。この図のうち a-f) は、国土基準メッシュ4個 (約4 km²) ごとに1973年以降の各帯水層別揚水量を算出し、地域的分布を示したものであり、g) にはそれらを積算した強度を示した。

10) 環境庁水質保全局企画課・水問題研究所編 (1980) 地盤沈下広域対策調査報告書 (その1), 濃尾平野地域地盤沈下関係図面集, p. 117-123 に集録。



h) 工-工' 断面

第6表 温泉分析表 (茶谷ほか, 1974による)

温泉, 源泉名	永和温泉, 2号泉	富吉温泉, 1号泉	富吉温泉, 2号泉	大名古屋温泉	八坂温泉	尾張温泉, 4号泉
湧出地	海部郡佐屋町大字大井字唐新田 115	海部郡蟹江町大字蟹江新田字与太郎 175	海部郡蟹江町蟹江本町二の割 38	名古屋市中川区富田町大字前田字宮西 20	津島市中一色町字弥六山 4の1	海部郡蟹江町西之森字四本江 42
試験年月日	45.12.10	46.3.17	46.7.29	46.9.1	46.9.17	47.12.18
さく泉深度	1,251. m	1,233. m	1,080. m	1,085. m	1,236. m	1,097. m
湧出状況	22 kW 水中ポンプ揚水	11 kW 水中ポンプ揚水	19 kW 水中ポンプ揚水	22 kW 水中ポンプ揚水	30 kW 水中ポンプ揚水	19 kW 水中ポンプ揚水
湧出量 (l/min)	739.	732.	730.	929.	559.	1,200.
気温 (°C)	10.5	12.5	32.0	28.0	25.4	10.5
泉温 (°C)	49.9	53.2	50.2	42.0	49.6	51.9
性状	微に白濁	微黄色殆んど澄明	僅微黄色澄明	僅微黄色澄明	微白濁	殆んど無色澄明
電導度 ($\mu\text{C}/\text{cm}$)	1,200. (20°C)	860. (20°C)	1,250. (20°C)	810. (20°C)	830. (20°C)	680. (20°C)
pH (現地)	8.4	8.1	8.1	8.0	7.8	
pH (試験室)	8.3	8.0	8.1	8.0	7.8	8.1
比重	0.9989	0.9984	0.9991	0.9988	0.9989	0.9986
蒸発残留物 (ppm)	767.8	605.	803.	482.	552.	507.7
K ⁺ (ppm)	6.900	6.200	8.300	9.000	6.500	7.180
Na ⁺ "	257.0	230.2	290.0	146.0	192.0	170.2
NH ₄ ⁺ "	1.150	1.159	1.672	0.515	0.644	0.940
Ca ²⁺ "	17.61	10.03	2.320	23.40	8.660	13.42
Mg ²⁺ "	2.281	1.370	0.491	3.400	1.970	1.582
Fe ²⁺ "	0.188	0.900	0.160	0.070	0.430	0.319
Mn ²⁺ "	0.118	0.100	0.180	0.140	0.060	0.125
Cl ⁻ "	264.3	150.4	336.9	227.0	177.3	148.2
F ⁻ "	0.485	0.460	0.430	0.640	0.425	0.320
SO ₄ ²⁻ "	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
HCO ₃ ⁻ "	302.6	333.3	235.6	94.64	247.1	255.5
CO ₃ ²⁻ "	4.465	0.246	1.737	0.570	0.912	0.916
HS ⁻ "	0.275	0.284	0.354	0.229	0.248	0.808
HSiO ₃ ⁻ "	2.759	1.256	1.364	1.079	4.562	0.995
OH ⁻ "	0.043	0.022	0.022	0.017	0.153	0.022
H ₂ SiO ₃ "	56.96	50.85	55.32	54.54	47.36	40.39
CO ₂ "	2.910	6.410	4.533	2.28	9.506	4.774
H ₂ S "	0.013	0.027	0.024	0.027	0.044	0.072
総計 "	920.0	793.2	939.4	563.5	698.0	645.8

第6表つづき(1)

温泉, 源泉名	尾張温泉, 1号泉	"	"	尾張温泉, 2号泉	"	"	永和温泉, 1号泉
湧出地	海部郡蟹江町大字西之森字下山167			海部郡蟹江町大字西之森字源助山136			海部郡佐屋町大字大井字浦田面57
試験年月日	46.3.15	47.2.2	48.3.8	46.3.15	47.2.2	48.3.8	46.3.16
さく泉深度							
湧出状況							
湧出量 (l/min)							389.
気温 (°C) 泉温 (°C)	12.5 51.3	53.0	11.0 52.8	11.0 51.9	51.2	11.5 51.0	11.0 49.2
性 状	僅微黄色澄明	僅微黄色澄明	殆んど無色澄明	僅微黄色澄明	殆んど無色澄明	殆んど無色澄明	僅微黄色澄明
電導度 (μS/cm)	630. (20°C)	690. (20°C)	812. (25°C)	640. (20°C)	640. (20°C)	690. (25°C)	1,530. (20°C)
pH (現地) (試験室)	8.2 8.1	7.9 7.8	7.6 7.4	8.1 8.0	8.1 8.0	8.0 7.9	7.9 7.9
比 重							
蒸発残留物(ppm)	441.	600.	558.5	450.	445.	456.0	987.0
K ⁺ (ppm)	7.400	10.70	9.440	4.400	5.900	4.43	5.700
Na ⁺ "	144.0	164.0	173.5	150.0	154.0	155.0	348.0
NH ₄ ⁺ "		0.862			0.953		
Ca ²⁺ "	8.200	8.800	9.200	9.900	9.800	10.6	24.00
Mg ²⁺ "	1.410	0.730	1.090	1.340	1.340	0.85	2.510
Fe ²⁺ "	0.300	0.190	0.041	0.100	0.140	0.053	0.200
Mn ²⁺ "	0.090	0.060		0.060	0.050		0.180
Cl ⁻ "	62.76	95.70	133.8	86.17	88.30	88.60	406.0
F ⁻ "	0.480	0.490	0.420	0.470	0.470	0.480	0.280
SO ₄ ²⁻ "	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
HCO ₃ ⁻ "	337.2	316.7	295.9	297.9	299.5	308.9	320.2
CO ₃ ²⁻ "	3.174	1.440		2.200	2.208		1.452
HS ⁻ "	0.443	0.289	1.075	0.236	0.298	1.381	0.202
HSiO ₃ ⁻ "		2.081			0.793		
OH ⁻ "		0.014					
H ₂ SiO ₃ "	35.40	88.46	87.35	37.91	40.40	37.95	41.36
CO ₂ "	5.110	9.915	21.8	5.740	5.816	3.96	10.00
H ₂ S "	0.032	0.031		0.017	0.028		0.031
総 計 "		700.5			612.0		

第6表つづき(2)

温泉, 源泉名	永和温泉, 1号泉	"	飛島温泉, 1号泉	"	"	弥富温泉	"
湧出地	海部郡佐屋町大字 大井字浦田面 57		海部郡飛島村大字 飛島新田字竹之郷			海部郡弥富町稲元 江口の2	
試験年月日	47. 2. 1	48. 3. 7	46. 3. 8	47. 1. 25	48. 3. 5	47. 1. 26	48. 3. 6
さく泉深度							
湧出状況							
湧出量 (l/min)	1,200.		333.	234.		778.	
気温 (°C)		10.5	7.5		12.0		5.5
泉温 (°C)	49.2	48.9	49.3	48.5	49.1	54.2	54.2
性状	僅微黄色澄明	殆んど無色澄明	僅微黄色澄明	僅微黄色澄明	殆んど無色澄明		殆んど無色澄明
電導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1,450. (20°C)	1,780. (25°C)	880. (20°C)	900. (20°C)	939. (25°C)	700. (20°C)	752. (25°C)
pH (現地)	8.0	7.8	8.0	7.9	7.9	8.2	8.0
pH (試験室)	7.9	7.9	7.9	7.8	7.7	8.1	7.9
比重							
蒸発残留物 (ppm)	1,005.	1,028.	590.	503.	548.5	580.	477.0
K ⁺ (ppm)	8.100	5.88	5.200	6.900	5.05	5.300	3.80
Na ⁺ "	355.0	367.5	227.0	212.0	200.0	175.0	171.5
NH ₄ ⁺ "	1.800			1.223		1.150	
Ca ²⁺ "	24.20	28.00	3.680	3.200	3.800	3.000	4.400
Mg ²⁺ "	3.300	2.430	1.240	2.460	1.220	2.380	0.490
Fe ²⁺ "	0.170	0.016	0.500	0.210	0.056	0.190	0.046
Mn ²⁺ "	0.170		0.020	0.030		0.050	
Cl ⁻ "	420.1	443.1	233.3	234.0	219.8	125.0	118.8
F ⁻ "	0.410	0.380	0.860	1.070	0.980	0.720	0.720
SO ₄ ²⁻ "	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
HCO ₃ ⁻ "	349.8	329.5	198.5	191.5	192.2	272.4	284.5
CO ₃ ²⁻ "	2.070		1.200	0.900		2.550	
HS ⁻ "	0.384	0.852	0.226	0.271	0.819	0.493	1.132
HSiO ₃ ⁻ "	0.894			0.624		0.917	
OH ⁻ "	0.017			0.014		0.027	
H ₂ SiO ₃ "	45.24	37.17	41.16	41.00	27.82	29.19	43.15
CO ₂ "	8.437	3.740	4.77	5.813	5.390	4.123	5.720
H ₂ S "	0.044		0.027	0.039		0.051	
総計 "	1,220.			701.3		622.5	

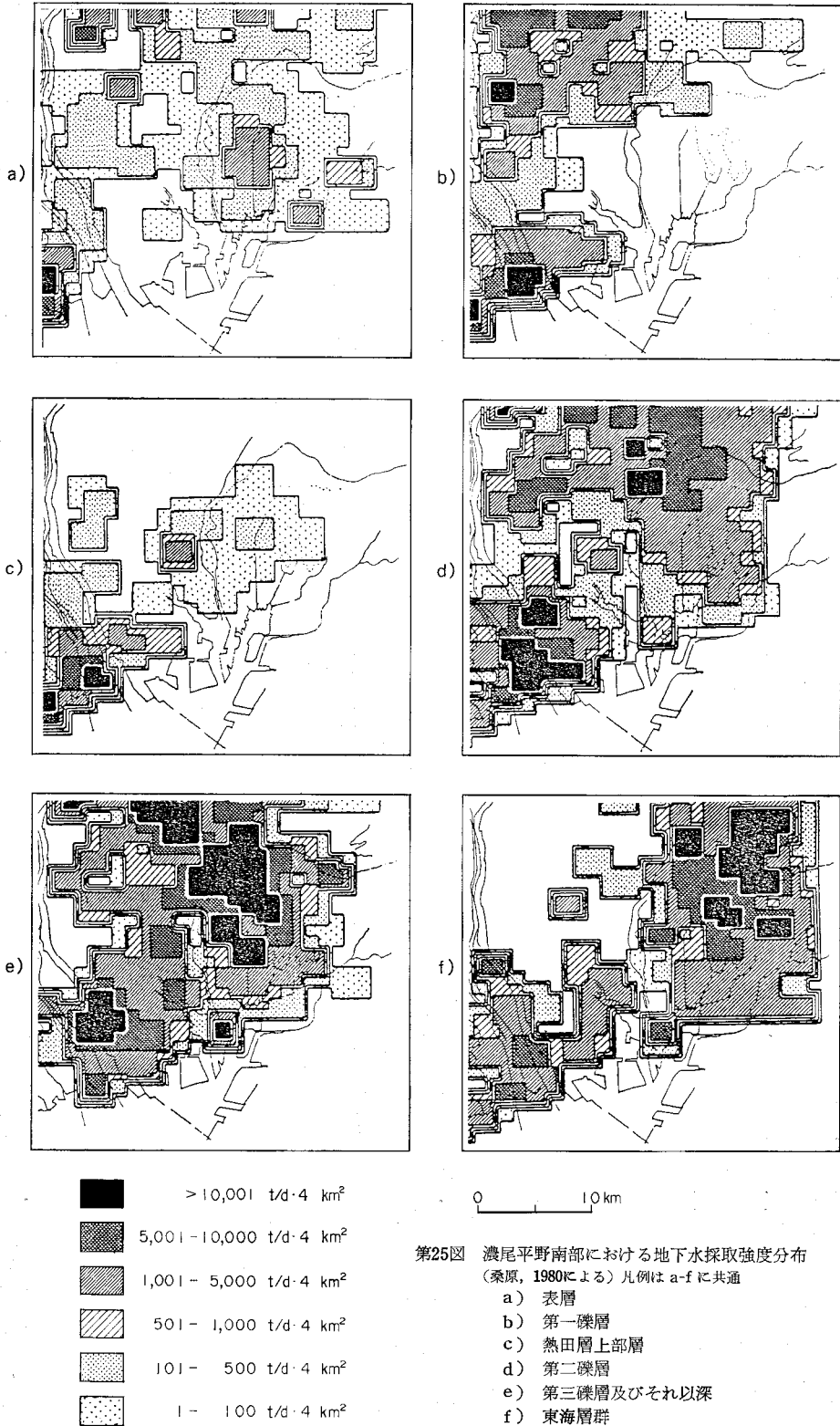
第7表 昭和56年1月 地下水

	用途	帯水層	深度	ストレーナー	採水	水位 (管頭下)	水温	気温	pH
	m		m	m m	日 時	m	℃	℃	
美和観測所	32.6	G ₂	125	88-105	27 10:00	12.58	16.2	2.5	8.4
・	25.0	G ₁	40	25-30	27 10:00	4.97	16.0	2.5	8.3
飛島観測所	採水深度 38.2	G ₃	300	246-251.5 257-262.5 268-273.5	27 13:00	18.20	16.7	5.0	7.2
・	38.9	G ₂	150	116-128	27 13:00	18.89	16.6	5.0	7.3
・	25.0	G ₁	50	33.6-45.6	27 13:00	4.96	16.9	5.0	8.8
美和観測所	31.3	G ₃	300	263-280	27 10:00	11.29	16.4	2.5	8.3
十四山観測所	35.7	G ₃	307	232.5-237.5	27 11:00	15.74	16.4	3.0	7.5
・	33.1	G ₂	163	154-159	27 11:00	13.09	16.4	3.0	7.4
・	26.9	G ₁	55	34-39	27 11:00	6.92	16.5	3.0	7.5
佐屋観測所	32.0	G ₃	263	247-257	30 11:00	12.04	15.8	3.0	8.0
・	31.2	G ₂	147	133-143	30 11:00	11.17	16.0	3.0	7.8
・	26.0	G ₁	64	52-62	30 11:00	6.04	16.0	3.0	8.1
・	29.6	G ₂	(補助)	195.9-205.9	30 11:00	9.60	16.0	3.0	11.5
津島観測所	30.0	G ₃	300	270-280	30 10:00	9.93	15.4	4.0	8.5
・	29.5	G ₂	144.5	120-125	30 10:00	9.44	15.4	4.0	8.2
・	25.4	G ₁	54	46.5-51.5	30 10:00	5.43	15.4	4.0	7.4
蟹江観測所	30.8	G ₃	281	265-275	27 10:00	10.86	16.8	2.0	8.1
・	33.4	G ₂	143.5	134.5-139.5	27 10:00	13.40	16.7	2.0	7.5
・	26.0	G ₁	59	52-57	27 10:00	6.06	17.5	2.0	7.8
・	33.8		(補助) 180	165-170	27 10:00	13.78	16.6	2.0	8.0

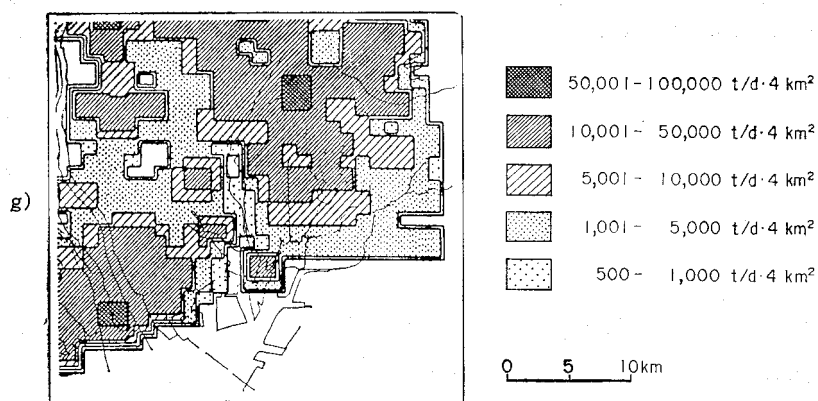
(注) 1. 水位欄 上段は静水位, 下段は動水位 2. 分析数値欄 上段は ppm, 下段は epm

水質分析一覧表(杉浦・山本, 1981による)

Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Σ cation	Na ⁺ / Σ cation	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Σ anion	HCO ₃ ⁻ / Σ anion
91.5 3.98	3.0 0.08	5.40 0.27	1.42 0.12	4.45	0.89	12.0 0.34	0 0	258.0 4.23	4.57	0.926
260.0 11.31	8.3 0.21	10.80 0.54	6.84 0.56	12.62	0.90	14.4 0.41	0 0	743.8 12.19	12.60	0.97
136.0 5.92	4.3 0.11	2.85 0.14	0.60 0.05	6.22	0.95	12.6 0.355	0 0	164.9 2.70	3.05	0.88
45.8 1.99	3.5 0.09	12.40 0.62	4.90 0.40	3.10	0.64	19.2 0.54	0 0	169.6 2.78	3.32	0.84
11375.0 494.79	23.3 0.59	22.00 1.10	56.00 4.61	501.09	0.99	16.1 0.45	19.0 0.396	666.0 10.91	11.756	0.93
36.3 1.58	5.0 0.13	1.95 0.10	0.20 0.02	1.83	0.86	5.85 0.165	0 0	98.9 1.62	1.785	0.91
45.5 1.98	1.5 0.04	5.60 0.28	0.20 0.02	2.32	0.85	4.05 0.11	0 0	151.5 2.48	2.59	0.96
44.3 1.93	4.9 0.13	6.60 0.33	1.42 0.12	2.51	0.77	7.8 0.22	0 0	141.6 2.32	2.54	0.91
427.5 18.67	18.4 0.47	3.65 0.18	6.84 0.56	19.88	0.94	24.4 0.69	0 0	739.6 12.12	12.81	0.95
45.8 1.99	3.2 0.08	12.80 0.64	0.08 0.007	2.717	0.73	23.4 0.66	0 0	146.0 2.39	3.05	0.87
12.0 0.52	1.9 0.05	9.40 0.50	2.50 0.21	1.28	0.41	3.6 0.10	0 0	84.8 1.39	1.49	0.93
175.0 7.61	6.6 0.17	3.35 0.17	19.50 1.60	9.55	0.80	16.4 0.46	0 0	217.7 3.57	3.97	0.90
80.5 3.50	10.8 0.28	8.60 0.43	2.10 0.17	4.38	0.80	31.0 0.87	0 0	217.8 3.57	4.44	0.80
27.8 1.21	3.2 0.08	15.60 0.78	2.52 0.21	2.28	0.53	7.5 0.21	0 0	141.9 2.33	2.54	0.92
13.9 0.60	1.9 0.05	7.90 0.39	1.60 0.13	1.17	0.51	9.1 0.26	0 0	82.1 1.35	1.61	0.84
128.0 5.57	4.1 0.10	1.95 0.10	2.10 0.17	5.94	0.94	26.9 0.76	0 0	280.3 4.59	5.35	0.86
44.5 1.94	0.6 0.02	2.63 0.13	3.00 0.25	2.34	0.83	3.0 0.085	0 0	131.4 2.15	2.235	0.96
42.0 1.83	2.4 0.06	5.05 0.25	8.10 0.67	2.81	0.65	3.9 0.11	0 0	136.4 2.24	2.35	0.95
148.0 6.44	3.1 0.08	1.60 0.08	5.40 0.44	7.04	0.91	37.4 1.055	0 0	331.9 5.04	6.50	0.84
75.5 3.28	2.4 0.06	2.70 0.14	4.90 0.40	3.88	0.85	16.3 0.46	0 0	184.5 3.02	3.48	0.87



第25図 濃尾平野南部における地下水採取強度分布 (桑原, 1980による) 凡例はa-fに共通



g) 総採取量強度

文 献

- ADACHI, M. and KUWAHARA, T. (1980) A petrographical study of sediments from a 600 m well, southern Nobi Plain of central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 28, p. 33-55.
- 茶谷邦男・中島治男・浜村憲克 (1974) 濃尾平野の超深層地下水について (第2報). 愛知県衛生研究所報, no. 24, p. 15-24.
- 古川博恭 (1972) 濃尾平野の沖積層. 地質学論集, no. 7, p. 39-59.
- 島山 昭・春日 明・桑原 徹 (1979) 木曾川河口における 600 m ボーリング (I) 層序. 地質学会 86 回大会講演要旨, p. 74.
- ISHIDA, S., MAENAKA, K. and YOKOYAMA, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197
- 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.
- 井関弘太郎 (1956) 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について. 名大文学部研究論集, vol. 14, p. 85-102.
- ・森山昭雄・藤井昭二・藤 則雄・松島義章・北里 洋・森 忍・中井信之 (1982) 名古屋港周辺の完新統とその基底地形. 第四紀研究, vol. 21, p. 145-151.
- 糸魚川淳二 (1971) 知多半島北西部知多町付近の常滑累層. 竹原記念論文集, p. 83-98.
- ・中山 清 (1968) 愛知県高浜町碧海層産の第四紀貝化石群. *Venus*, vol. 27, p. 62-75.
- 嘉藤良次郎 (1966) 大府町史, 第1篇 地理, 第2-4章, p. 7-32.
- 小林国夫 (1967) テフロクロノロジーと絶対年代決定. 第四紀研究, vol. 6, p. 186-191.

- KOBAYASHI, K., MINAGAWA, K., MACHIDA, M., SHIMIZU, H. and KITAZAWA, K. (1968) The Ontake pumice-fall deposits "m-1" as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171-198.
- 小林武彦 (1982) 御岳テフラ層の層序とその年代. 第四紀, no. 22, p. 103-110.
- 国土地理院 (1968) 土地条件調査報告書 (中京地域). 166p.
- 小牧団研グループ (1971) 小牧市周辺の矢田川累層. 竹原記念論文集, p. 69-80.
- 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.
- (1975) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 愛知県地盤沈下報告書, p. 111-182.
- (1976) 濃尾平野における地下水利用の実態 (第2報). 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 (愛知県環境部), 第2報, p. 33-75.
- (1977) 伊勢湾・三河湾の地形・地質. 沿岸海洋研究ノート, vol. 15, p. 69-77.
- (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統一その分布と断層地塊運動一. 第四紀研究, vol. 19, p.149-162.
- (1982) 西三河地区 (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 (愛知県環境部), 第8報, p. 95-136.
- (1985) 第3章 濃尾平野の地下水盆. 東海三県地盤沈下調査会編, 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 名古屋大学出版会, 名古屋, p. 35-76.
- ・松井和夫・吉野道彦・牧野内 猛 (1982) 熱田層の層序と海水準変動. 第四紀, no. 22, p. 111-124.
- ・吉野道彦・森 忍 (1985) 西三河地区 (碧海盆地) の地下水盆構成について. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 (愛知県環境部), 第10報, p. 29-56.
- 町田 洋・鈴木正男 (1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期編年の試み. 科学, vol. 41, p.263-270.
- 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) 知多半島南部の常滑層群. 地質雑, vol. 81, p. 67-80.
- ・檀原 徹・磯田邦彦 (1983) 伊勢湾東半部の東海層群と関連層のフィッショニング・トラック年代. 地質雑, vol. 89, p. 257-270.
- 横山次郎 (1950) 中部地方. 朝倉書店, 東京, 233p.
- 松田博幸 (1969) 知多半島の地形発達. 東北地理, vol. 21, p. 5-16.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎 (1954) 名古屋付近の地質, 同地質図. 愛知県建設部.
- ・——— ・桑原 徹・木村敏雄・植村 武・都築芳郎 (1960) 猿投山南西部地域の地質. 愛知県知多古窯跡群 (附篇II), 愛知県教育委員会, 35p.
- ・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, p.14-39.
- ・植村 武 (1957) 知多半島北西部地質図. 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ラに就いて. 鉱物と地質, ser. 9, p. 3-

144.

- Miki, S. (1950) Taxodiaceae of Japan, with special reference to its remains *Jour. Inst. polytech. Osaka City Univ.*, ser., D, vol. 1, p.63-77.
- (1952) *Trapa* in Japan with special reference to its remains. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 3, p. 1-30.
- 三木 茂 (1953) メタセコイア. 日本鉱物趣味の会, 京都, 141p.
- Miki, S. (1956) Seed remains of Vitaceae in Japan. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, ser.D,vol. 7, p. 247-271.
- (1960) Nymphaeaceae remains in Japan, with new fossil genus *Eoeuryale*. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, ser. D, vol. 11, p. 63-78.
- 森 忍 (1971a) 瀬戸層群・奄芸層群の火山灰層について・竹原記念論文集, p. 99-111.
- (1971b) 名古屋市東部の瀬戸層群, 矢田川累層. 地質雑, vol. 77, p.635-644.
- (1980a) 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.
- (1980b) 濃尾平野下の熱田層のケイソウ群集. 瑞浪化石博研報, no. 7, p. 73-83.
- ・吉野道彦 (1979) 木曾川河口における 600m ボーリング (Ⅲ) 微化石層序. 地質学会 86 回大会講演要旨, p. 76.
- 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. 15, p. 17-39.
- 濃尾平野第四系研究グループ (1977) 濃尾平野第四系の層序と微化石分析. 地質学論集, no. 14. p. 161-183.
- 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.
- SAKAI, J. (1981) Late Pleistocene climatic change in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 16, no. 1, p. 1-64.
- 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, 64p.
- SOHMA, K. (1958) Palynological studies on a peaty lignite and a peat from the environs of Nagoya. *Ecological Review*, vol. 14, p. 289-290.
- 杉崎隆一・柴田 賢 (1961a) 地下水の地球化学的研究 (第 1 報) 濃尾平野の地下構造と帯水層の分布. 地質雑, vol. 67, p. 335-345.
- ・——— (1961b) 地下水の地球化学的研究 (第 2 報) 濃尾平野における地下水と地質構造との関連性. 地質雑, vol. 67, p. 427-439.
- 杉浦 孜・山本鋼志 (1981) 濃尾平野の地下水の水質と流動. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 (愛知県環境部), 第 7 報, p.83-111.
- 高田康秀・大塚寅雄・近藤善教 (1969) 2.2 超深層ボーリングと深部地質構成. 日本建築学会東海支部

- ほか編 名古屋地盤図, コロナ社, 東京, p. 19-24.
- 竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961) 名古屋港の地盤. 名古屋港管理組合, 36p.
- 海津正倫 (1979) 更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程. 地理評, vol. 52, p. 199-208.
- 横尾義貫・嘉藤良次郎・桑原 徹 (1967) 第3章 地質学的考察. 名大地盤変動研究グループ 伊勢湾北部地域地盤沈下調査研究報告書, p. 77-102.
- 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, 98p.
- 吉野道彦 (1971) 名古屋市付近の瀬戸層群, 矢田川累層の花粉化石. 竹原記念論文集, p. 129-136.
- ・酒井潤一・西村祥子 (1980) 濃尾平野佐屋・津島に充けるポーリングコアの花粉分析. 第四紀研究, vol. 19, p. 163-171.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyoto (11) No. 32**GEOLOGY**

OF THE

NAGOYA-NAMBUDISTRICT

By

Toru SAKAMOTO Yasuhide TAKADA

Tooru KUWAHARA and Junji ITOIGAWA

(Written in 1985)

(Abstract)

The mapped district situated in the south-east of the Nōbi Heiya (Plain) , central Japan, is mostly occupied by the alluvial plain. The Pliocene and Pleistocene occur in the eastern hilly land (Owari and Chita Kyūryō) . A summary of the geologic sequence of the district is shown in Table 1.

Paleozoic-Mesozoic and Miocene rocks

Many drilling data show the widespread presence of Paleozoic-Mesozoic and Miocene formations in the subsurface of the district, although these formations do not emerge on the surface. The Paleozoic-Mesozoic formations, Permian to Jurassic geosynclinal deposits, are composed of sandstone, shale and chert. Miocene formation consists mainly of interbedded sandstone and mudstone with tuff layers.

Table 1 Summary of stratigraphy and geological events in the Nagoya-Nambu district.

		Nōbi Heiya	Owari and Chita Kyūryō	Remarks
Quaternary	Holocene	Nan'yo Formation	Alluvium	Transgression
	Pleistocene	Nōbi Formation First Gravel Bed	Lower terrace deposits (Ōzone Gravel Bed)	Last Glacial
		Atsuta Formation { Upper Lower	Atsuta Formation (Middle terrace deposits)	Last Interglacial
		Second Gravel Bed		
		Ama Formation Third Gravel Bed		Transgression and regression
		Yatomi Formation	Yagoto Formation Kagiya Formation Karayama Formation	
Neogene	Pliocene	Tōkai Group	Yadagawa Formation	Tōkai Lake
	Miocene	Miocene Series		First Seto Inland Sea
	Mesozoic	Late Paleozoic to Mesozoic strata		Geosyncline
	Paleozoic			

Pliocene

During the Pliocene time, the Tokai Group deposited in the non-marine basin which was formed in the Ise Wan (Bay)-Nōbi Heiya area. The eastern extension of the group is called the Yadagawa Formation in the hilly land. It consists mainly of sand and muddy beds in the lower part, and sand, silt and sandy gravel beds in the upper part. The geologic structure of the Pliocene in the hilly land is characterized by three flexure zones running in the north-south trend.

Quaternary

In the western part of the Nōbi Heiya where subsided under the influence of the westward tilting through the Quaternary period, total thickness of the Quaternary formations exceeds 400 meters. Subsurface stratigraphy of the area is shown in Table 1. The Yatomi and Ama Formations consist mainly of clay and sand or sandy gravel. The Ama Formation has intercalation of marine clay. The fluvial gravel beds called the Third and Second Gravel Beds overlie the both formations, respectively. The equivalents of these strata can laterally be traced into the fluvial gravel beds called the Karayama, Yagoto, and Kagiya Formations in the Owari and Chits Kyūryō (Hills).

The Atsuta Formation deposited in the inner-bay and its surroundings during the Last Interglacial and early half of the Last Glacial times. The formation is divided into lower muds and upper sands in the Nōbi Heiya and the Atsuta

Daichi (Upland). The upper part of the formation constitutes the middle terraces in the eastern hilly land.

Deposits of the later half of the Last Glacial are fan gravels in the Nōbi Heiya and its surroundings. The gravel beds of this period are called the Ōzone Gravel Bed in the Atsuta Daichi and the lower terrace deposits in the eastern hilly land of the district.

The Nōbi and Nan'yo Formations divided by a small-scale unconformity were deposited during the post glacial transgression. The former is of the latest Pleistocene and the latter is of the Holocene.

文献引用例

坂本 亨・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，55p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SAKAMOTO, T., TAKADA, Y., KUWAHARA, T. and ITOIGAWA, J. (1986) *Geology of the Nagoya-Nambu district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 55 p. (in Japanese with English abstract 3 p.) .

昭和 61 年 3 月 20 日印刷

昭和 61 年 3 月 24 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