

55 (521.62) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第20号

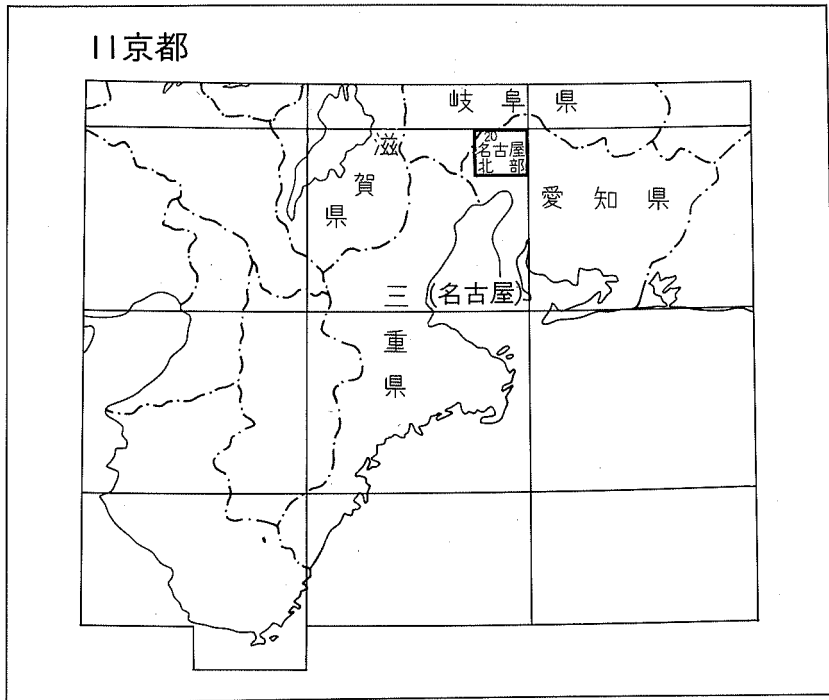
名古屋北部地域の地質

坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二
高田康秀・脇田浩二・尾上 亨

昭和59年

地 質 調 査 所

位置図



()は1 : 200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 中・古生界	12
III. 1 堆積岩類	12
III. 1. 1 層序	13
III. 1. 1. 1 本宮山地	13
III. 1. 1. 2 小牧山	15
III. 1. 2 産出化石と地質時代	16
III. 2 貫入岩類	17
III. 2. 1 トーナル斑岩	17
III. 2. 2 花崗岩	17
III. 3 接触變成作用	18
IV. 鮮新統（矢田川累層）	19
IV. 1 篠岡丘陵	21
IV. 2 大山川北岸	24
IV. 3 名古屋東部	28
V. 第四系	29
V. 1 唐山層	29
V. 2 八事層	32
V. 3 上末層	33
V. 4 潮見坂礫層	34
V. 5 桃園園礫層	35
V. 6 桃山礫層	36
V. 7 熱田層	36
V. 8 小牧礫層	38
V. 9 大曾根礫層及びその相当層	40
V. 10 鳥居松礫層及びその相当層	41
V. 11 低位段丘礫層	42
V. 12 平野の表層堆積物	42
VI. 濃尾平野の地下地質	42
VI. 1 完新統	43
VI. 2 更新統	43

VI. 3 新第三系	45
VII. 応用地質	53
VII. 1 亜炭	53
VII. 2 珪砂	53
VII. 3 骨材	53
VII. 4 地下水	53
文 献	56
Abstract	62

図・表 目 次

第 1 図 濃尾平野の地形概念図	2
第 2 図 名古屋付近の地形面区分	3
第 3 図 美濃帯中・古生層の分布	6
第 4 図 美濃帯中・古生層の構造	6
第 5 図 「名古屋北部」地域とその周辺における中新統・鮮新統の分布	7
第 6 図 矢田川累層堆積期（鮮新世中 - 後期）の古地理	8
第 7 図 東海湖盆地の現在までの沈降量と第四紀に活動した断層	9
第 8 図 濃尾平野の東西断面	10
第 9 図 チャート層(Pc)中の代表的な層状チャート	13
第 10 図 砂岩泥岩層(Js)中にみられる砂岩優勢な砂岩泥岩互層	14
第 11 図 泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)中にみられる含砂岩礫泥岩	14
第 12 図 泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)中にみられる含砂岩・チャート礫泥岩	15
第 13 図 本宮山周辺の中・古生層産出化石	16
第 14 図 花崗岩(G)と泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)との接触部	18
第 15 図 東山丘陵の矢田川累層の断面図	20
第 16 図 篠岡丘陵とその北方の矢田川累層の模式岩相図	21
第 17 図 著しい斜交層理を示す矢田川累層の上部	22
第 18 図 篠岡火山灰層の代表的な露頭	23
第 19 図 下位層を削っている篠岡火山灰層の基底	24
第 20 図 ジュラ系にアバットする矢田川累層の基底	25
第 21 図 矢田川累層の基底部に発達する亜炭層, 白色火山灰層を挟む	25
第 22 図 花粉分析試料採集地点の柱状図	27
第 23 図 a, b 唐山層と八事層の不整合を示す露頭	30
第 24 図 唐山層・八事層の柱状図	31
第 25 図 八事層基底が唐山層下部と接する不整合	31

第26図	八事層の礫層の堆積状況	32
第27図	上末層の基底部	34
第28図	潮見坂礫層の基底部	35
第29図	桃園礫層の柱状図	36
第30図	クロスラミナの発達した熱田層の砂層	37
第31図	小牧山南麓，小牧市役所建築現場の熱田層	37
第32図	濃尾平野周辺における第四紀後期の海水準変動曲線	38
第33図	木曾川水系の小牧礫層	39
第34図	庄内川水系の小牧礫層	39
第35図	小牧礫層のボーリング柱状図	40
第36図	大曽根礫層のボーリング柱状図	41
第37図	鳥居松礫層の露頭	41
第38図	南陽層の基底等深線及び層厚分布	43
第39図	更新統基底の等深線図	44
第40図	地盤沈下観測井位置図	44
第41図	地盤沈下観測井地質柱状図	46
第42図 a	濃尾平野地下地質断面位置図	49
第42図 b	濃尾平野地下地質断面図	50
第43図	第二礫層下限の等深線図	53
第44図	「名古屋北部」地域の揚水量分布	54
第45図	犬山扇状地から放射状に切った断面における被圧水位の変化	55
第1表	「名古屋北部」地域の地史のまとめ	5
第2表	濃尾平野と尾張丘陵の第四系の対比	12
第3表	矢田川累層の花粉分析結果	26
第4表	地盤沈下観測井における微化石・重鉍物分析結果の概要	48
第5表	昭和55年7月 地下水水質分析一覧表	56

名古屋北部地域の地質

坂本 亨*・桑原 徹**・糸魚川淳二***

高田康秀†・脇田浩二**・尾上 亨*

「名古屋北部」地域の地質に関する野外調査研究は、昭和 57 年度に実施した。本報告のとりまとめに当たっては、中・古生界に関しては脇田が、地表の新生界については坂本が、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主として新生界分布地域の野外調査結果や、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。また、尾上は、新生界の植物化石について、諸資料を検討した。

本研究に使用した岩石薄片の作成は、本所技術部大野正一・宮本昭正・安部正治技官によるものである。花粉分析は、バリノサーヴェイ(株)に依頼した。

岩石薄片の検鏡に当たっては、本所地質部山田直利・一色直記技官の協力を頂いた。また、文献・資料の収集に関しては、名古屋大学水谷伸治郎教授に便宜をはかって頂いた。以上の方々に厚く感謝する。

I. 地 形

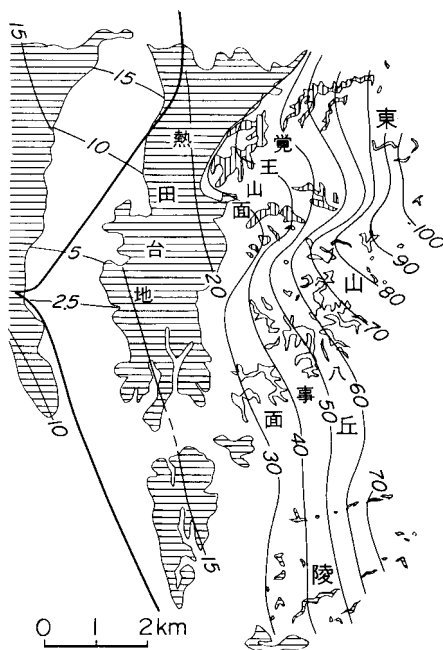
「名古屋北部」図幅地域は、東経 $136^{\circ}45' - 137^{\circ}00'$ 、北緯 $35^{\circ}10' - 35^{\circ}20'$ の間に位置している。この地域内の東部約 $1/3$ には尾張丘陵の西部と濃尾平野東縁の台地群とが南北に連なり、西部の約 $2/3$ は低平・広大な濃尾平野の一部となっている。

本地域内の山地としては、地域北東隅に本宮山(海拔 292.8m)を主峰とする山塊がわずかに見られるにすぎない。この山塊は東濃—三河地方に広がる小起伏山地の西端をなすものであるが、ここでは開析が著しく進んでおり、平坦面を残していない。また、この山地は、チャートや砂岩を主とする中・古生界の堆積岩類によって主に構成されており、一部には白亜紀の花崗岩類が小規模に貫入している。

丘陵地としては、尾張丘陵と総称されるものの西縁部が、庄内川・矢田川などに分断されながら、本地域の東縁に断続している。この丘陵地は、鮮新世の矢田川累層とそれを不整合に覆う更新世の礫層群によって構成されており、そのスカイラインは海拔 100m 前後の著しい定高性を示して連なっている。また、丘陵地には、更新世の各礫層の形成に関連した多くの地形面が発達する。

名古屋市東部の丘陵地では、矢田川累層を切る丘陵背面は猪高面(松沢・嘉藤, 1954)と呼ばれる。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)と呼ばれ、東山丘陵付近に発達し、海拔 100m 前後を最高点として南西へ $20/1000$ くらいの勾配で傾く。八事層を侵食して形成されたと考えられる覚王山面(町田ほか, 1962)は、東山丘陵の西部に分布し、海拔高度は 50 - 30m 程度で、

* 地質部 ** 名城大学 *** 名古屋大学 † 名古屋出張所



第2図 名古屋付近の地形面区分 (桑原, 1975cによる)

ある。北半部での台地面の高度は、本図幅地域北縁で海拔約45m、小牧市街南方で約20mと、ほぼ3/1000の勾配で南へ傾く。南半の部分でも東から西へほぼ同様の勾配を示す。台地の外縁には、西縁でも南縁でも、上流側では高さ数mの明瞭な崖線が連続するが、下流方向へ向かって次第に不明瞭となる。台地の内側(山地・丘陵地側)では、大山川・八田川沿いの沖積地との境界は、全く不明瞭となっている。

大曾根面は、熱田台地を南北に貫通する風隙を作って分布しており、その幅は約1.5m、延長は地表に現れた部分だけで約4km(地下の部分も含めると少なくとも8km)に達する。熱田面より急勾配で、平均3/1000くらいの南傾斜を示す。凹地の北端では大曾根面と現河床面との比高は約10mであるが、南端では大曾根面は名古屋市鶴舞付近で沖積面下に没する。熱田面との境界は、東西両側とも、北部ではあまり判然としないが、南部ほど次第に明瞭となり、高さ数mの崖線が見られるようになる。

小牧台地の南-南西側に接してその下位に発達する鳥居松段丘は、本図幅地域東縁部では海拔約30mの高度を示すが、西南西へ次第に低下し、西縁では海拔10m前後のところでは沖積面下に没する。その平均勾配は約5/1000である。段丘の南縁には上流側では高さ5m程度の段丘崖が続くが、下流側へ向かって次第に不明瞭となる。

小規模な河岸段丘としては、篠岡丘付近の大山川沿い、八田川沿いなどに、沖積面との比高が2-3mのものが認められるが、その構成層や形成年代については明確でない。

本図幅地域の西より約2/3を占める沖積平野は、濃尾平野中央部の東半に当たっている。ここでは上流側(北側)から、犬山扇状地・一宮氾濫平野(自然堤防帯)・蟹江三角州(及び人工干拓平野)がきれいな帯状をなして配列している(第1図)。

犬山扇状地は、木曾川の運んできた砂礫によって形成された、大規模で緩傾斜の扇状地である。扇頂

中に含まれる御岳火山起源の軽石の年代からみて、地域によって若干の差は考えられるが、およそ5万年前から4万年前の間と推定される(桑原ほか, 1982)。

熱田面より若い地形面としては、小牧台地・鳥居松段丘の地形面—小牧面及び鳥居松面(多田・井関, 1955)—があり、いずれも河成礫層によって構成されている。熱田台地を南北に貫通する凹地として分布する大曾根面(松沢・嘉藤, 1954)や、矢田川と香流川とに挟まれた猪子石原の台地面は、小牧面に対比される。これらの地形面はいずれも最終氷期の後半に、木曾川・庄内川などの扇状地ないし谷底平野として形成されたものである。小牧面の形成は約3万年前と考えられる。

小牧台地は、地形的にみて、北半の部分は犬山付近を扇頂とする木曾川の旧扇状地であり、南半の部分は庄内川の扇状地として形成されたもので

を犬山付近におき、一宮市北東-岩倉市北方を連ねた海拔 12.5m の線付近を扇端として、半径約 12km に達する。扇状地面の平均勾配は 3/1000 くらいで、末端部では 1/1000 程度に緩くなる。扇状地上には、木曾川の分流の跡が放射状に多数認められる。

犬山扇状地の下流側に接する一宮氾濫平野は、扇状地上で枝分かれた木曾川の分流の延長によって形成された自然堤防と、それらの間に発達する後背湿地の存在を特徴としている。自然堤防は、新旧河川の流路に沿って蛇行しながら、よく連続する。本地域内では、岩倉市街から南へ西春町に至る一帯、一宮市東部から青木川・五条川に沿って新川町に至る一帯、一宮市街地から南南西へ日光川に沿う一帯などで、自然堤防の発達は特に顕著である。自然堤防は、後背湿地に対して 0.5-3m の比高を示している。自然堤防上では、一宮市馬見塚で縄文後期の遺跡が発見されており、青木川-五条川沿いの一帯でも縄文後期から弥生時代にかけての遺跡が多数発見されている。これらの微高地は、古くから安定した生活空間として利用されていたものであろう。

本図幅地域西南部の蟹江三角州は、ほぼ名鉄津島線以南(海拔 1.5-2.5m の等高線以南)の地域を占める。大部分が奈良時代以降に陸化した低湿地である。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 0.5m 前後のものが多い。この三角州の南には、更に江戸時代以降の干拓地が広がっている。この付近では海水準以下の土地が広大な面積 (270km² - 濃尾平野の約 1/4 に当たる) を占めており、最低点は -2.4m になっている。

II. 地 質 概 説

「名古屋北部」図幅地域における地質・地史のまとめは第 1 表に示した。この地域は、古生代後期からジュラ紀にかけて、日本列島の全体を覆うような規模の地向斜の一角に位置していた。この地向斜のうちでは美濃帯と呼ばれる範囲の南部に当たっている。本図幅地域内では、この地向斜の堆積物は、チャートや砂岩・泥岩を主とする厚層であるが、北東部の本宮山山地や小牧山にわずかに露出するにすぎない。しかし、周囲の地質状況から見て、濃尾平野の地下にかなり広く伏在していることは、十分に予想される (第 3 図)。

この地向斜堆積物は、長い間、石灰岩から産する紡錘虫を基準として、二畳系を主とする上部古生界と考えられてきた。しかし、1970 年代になって、コンドントや放散虫の研究の進展に伴い、その大部分が三畳・ジュラ系に属することが急速に明らかになってきた。本図幅地域の周辺でも、はじめ東隣の八曾山地域で二畳紀中期の紡錘虫が報告され(宇井, 1969)、その後、北隣の^{うぬま}鵜沼地域で、三畳紀中・後期のコノドント (KOIKE *et al.*, 1971; YAO *et al.*, 1980)、中生代型材化石(西田ほか, 1974)、ジュラ紀前・中期の放散虫(YAO *et al.*, 1980; 水谷・小池, 1982)が次々と報告された。更に、前述の八曾山地域ではジュラ紀後期の放散虫が検出され(足立, 1982)、これらの地層が古生代後期からジュラ紀後期にまで及ぶものであることが明確になってきた。本図幅地域内でも、今回の調査により、ジュラ紀型放散虫及びそれより古いと思われるコノドント・放散虫が見いだされた (第 13 図)。

美濃帯の中・古生界は、全域的に、東西方向の軸を持つ波長 10km オーダーの褶曲を形成している (MIZUTANI, 1964; YOSHIDA, 1972)。本図幅地域の中・古生界は、この褶曲構造の南縁に当たり、池野

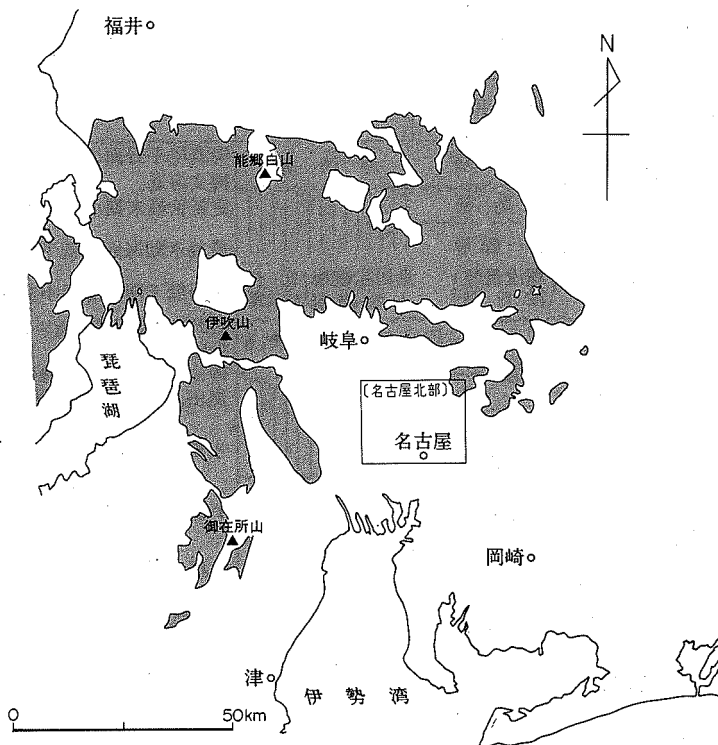
第1表 「名古屋北部」地域の地史のまとめ

地質時代		濃尾平野	尾張丘陵	地 史		
新 生 代	第四紀	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 最終氷期海面最低期 海面低下期の海面小変動 熱田期の濃尾平野面の形成 海面小変動期 御岳火山の活動活発化 熱田海進(最終間氷期)	
		後 期	濃尾層		濃尾傾動地塊の沈降運動	
			第一礫層 (埋没低位 段丘群)	鳥居松礫層(低位 小牧礫層(段丘群))	断層地塊運動の活発化	
			上部 Pm3 熱田層, その相当層 熱田層 Pm1 (中位段丘)			
		中 期	第二礫層		水期海面低下期	
			海部累層	高位段丘群	小氷期・間氷期の繰り返し	
			第三礫層		氷期	
		前 期	弥富累層	八事層(高位 唐山層(礫層))	氷河性海面変動 の繰り返し	
					湖盆の消滅 湖盆沈降軸 の北遷	
		第三紀	鮮新世	東海層群	矢田川累層	東海湖期 湖盆の発生 平坦化期
			中新世	---	(瀬戸陶土層)	静穏期
				中新統 (瑞浪層群)		中新世の断裂運動
中生代	古第三紀			第一瀬戸内海の海進期		
	白亜紀		黒雲母花崗岩 トーナル斑岩	苗木-上松花崗岩 トーナル斑岩}の貫入, 接触変成		
	ジュラ紀			美濃帯の東西性褶曲構造 (池野背斜)の形成		
	三畳紀	美濃帯の中・古生層		地向斜時代		
古生代	二畳紀					

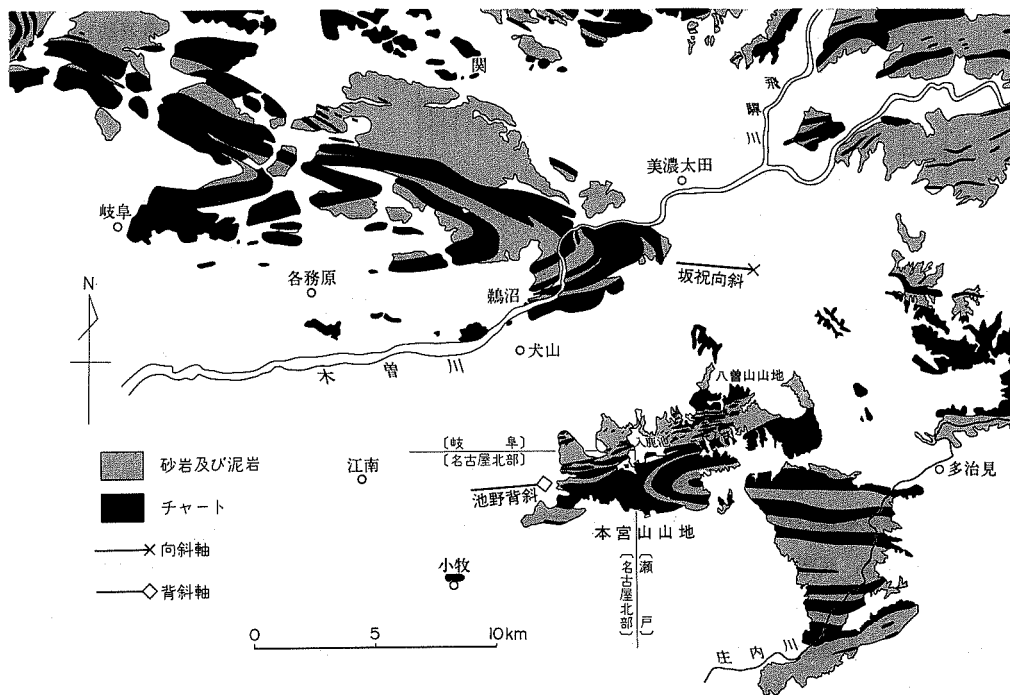
背斜(MIZUTANI, 1964)と呼ばれる西へブランチした背斜の軸部に位置している(第4図)。これらの褶曲構造は、白亜紀後期の花崗岩類の貫入より前に形成された。

白亜紀前期は、西南日本の中軸部を舞台とした領家変成作用の主要な時期である。この時期の広域変成作用は、本図幅地域までは及んでいない。しかし、本地域のすぐ東に接する小牧市大山では、領家帯の新时期花崗岩である伊奈川花崗岩に類似した斑状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩の小岩体が見られる。

本図幅地域内の貫入岩としては、本宮山山地とその周辺に、トーナル斑岩と黒雲母花崗岩の小規模な岩体があるにすぎない。両者とも、褶曲した中・古生層に貫入し、それに接触変成を与えている。ま



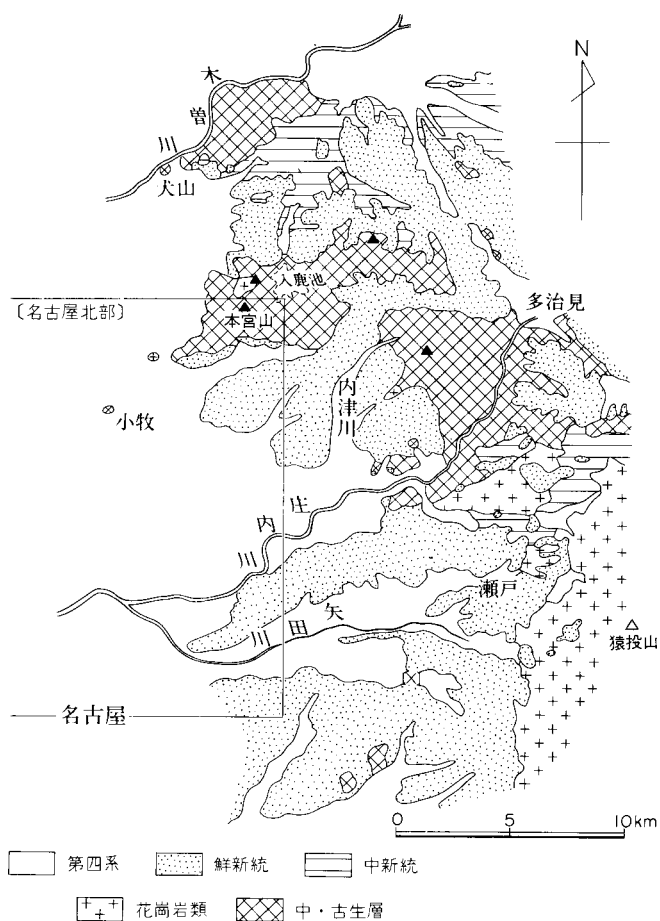
第3図 美濃帯中・古生層の分布 (アミ目は中・古生層の分布)



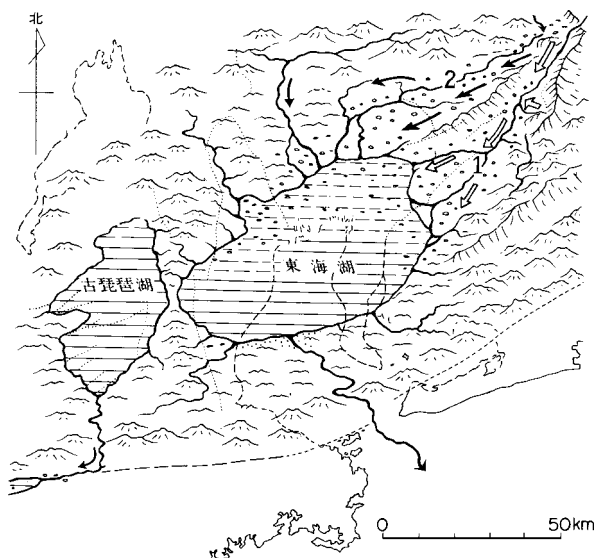
第4図 美濃帯中・古生層の構造

た、トータル斑岩も接触変成を受けている。黒雲母花崗岩は、苗木・上松花崗岩に属するものであり、白亜紀後期の貫入と推定される。

約1,600万年前、中新世初期末から同中期の初めにかけて、現在の日本列島のほぼ全域に影響を及ぼすような大海進があった。本図幅地域は、第一瀬戸内海と呼ばれる当時の内海の東部に位置しており、本地域の周辺には、この時期の海進の証拠となる温暖な浅海域で形成された中新統が、断片的ながらも広範囲にわたって散在している。この中でも、本地域の北東、岐阜県東部の瑞浪層群は、ピカリア・デスモスチルスなど豊富な化石群の産出によって著名である。また、本図幅地域北東隅から北へ3kmほど離れた犬山市今井付近(入鹿池北方)でも、同時期の中新統の分布が知られている(第5図)。ただし、本図幅地域内では、地表における中新統の分布は認められていない。一方、本図幅地域より西方の木曾川沿いでは、深層ボーリングにより地下1,000m以上の深所に、中新統の存在が確かめられている。濃尾平野一特にその南西部一では、中新統が砂岩泥岩互層を主として凝灰岩を伴う浅海成層として、地下深所に広く伏在することが予想されている(高田ほか, 1979)。



第5図 「名古屋北部」地域とその周辺における中新統・鮮新統の分布



第6図 矢田川累層堆積期(鮮新世中-後期)の古地理 (桑原, 1975c による) 1:古木曾川水野型水系 2:古木曾川土岐型水系
1の水系は, 南方からの上昇運動の波及によって, 2の水系にとって代られた。

には発達しない。

鮮新世(あるいは中新世末¹⁾)のある時期から, 伊勢湾-濃尾平野一帯の広範囲にわたって, 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, 地殻運動が始まった。それに伴って, 沈降盆地内には, 遠方の隆起山地から供給された砂礫を主とする河成-湖成層が厚く堆積するようになった。沈降部は, 最初, 伊勢湾南部を中心として生じたが, その後次第に範囲を広げながら北方へ移動して行き, 最終的には北勢地域から濃尾平野にかけて著しい沈降と堆積をもたらして消滅した。本図幅地域では, 鮮新世末までにこの沈降盆地は消滅している。

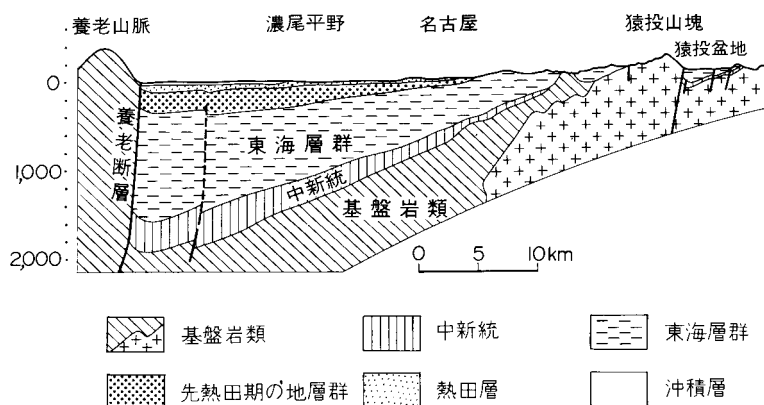
上記の沈降盆地は, 西方の琵琶湖周辺や大阪・奈良付近の沈降盆地とともに, 西南日本の中軸部に東西方向に連なって生じた第二瀬戸内期の沈降盆地を形成している。これらの盆地はそれぞれの内では, 沈降が南部から始まって北方へ伝播して行く過程が認められ, かつ, 盆地相互の間では, 東方のものほど沈降の開始と終結が早いという傾向が認められる。このような地殻運動の展開様式は, 西南日本の軸方向(東西方向)に生じた大きな沈降帯の中で, これと斜交する北東-南西方向の軸を持った沈降運動が東から西へ次第に波及していった, と考えると合理的に説明できる(桑原, 1974b)。

伊勢湾-濃尾平野周辺の沈降盆地は, その生成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, 淡水湖盆として終始した。ここに存在した淡水湖は東海湖(竹原ほか, 1961)と呼ばれ, 湖盆の堆積物は東海層群(石田・横山, 1969)と総称されている。東海層群に属する各地の地層は, その中に挟まれる火山灰層の追跡・対比により, 次第に相互関係が明らかになってきている(森, 1971a; 牧野内,

第一瀬戸内海の時期の末期には, 瀬戸-東濃地域にわたって, 急崖を生ずるような地殻変動あり, 品野層(松沢ほか, 1960)のような急崖下の崖錐性堆積物と考えられる礫岩層が形成された。品野層あるいはそれと類似した堆積物は, 本図幅地域内では見られない。

第一瀬戸内海が陸化して後, 瀬戸内東部地域では温暖で地殻変動の静穏な時期が続き, 地表の平坦化と風化作用が進行した。この結果, 瀬戸-東濃地域では, 後背地の小さな小盆地群を中心として花崗岩の風化物質が集積し, 瀬戸陶土層(松沢ほか, 1960)が形成された。瀬戸陶土層あるいはその相当層も, 本図幅地域内

1) 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)とする見解が出されている(牧野内ほか, 1983)



第8図 濃尾平野の東西断面 (桑原, 1975aによる)

平坦面上に形成されたものであろう。その時代は、更新世中期³⁾と考えられる。これらの地層に対応する層準は、濃尾平野の地下ではまだ明確に把握されていない。しかし、^{やとみ}弥富累層(畠山ほか, 1979; 桑原, 1980)の下部に、これに対応する層準があるものと考えられる。

その後、尾張丘陵地域では、矢田川累層を切る侵食平坦面の開析が進むにつれて、篠岡丘陵東部に3段の高位段丘とそれらを構成する礫層(潮見坂礫層・桃園礫層及び桃山礫層、いずれも新称)が、東山丘陵西部に侵食性の平坦面として覚王山面が形成された。この高位段丘の時期の堆積物は、濃尾平野地下では^{あま}海部累層(桑原, 1975c)として知られている。海部累層には少なくとも3層準に汽水成-海成の粘土層が挟まれており⁴⁾、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)。

第四紀後期に入って、最終間氷期に先行する氷期の海面低下期には、濃尾平野地域は陸化し、海部累層を切る河谷が形成された。この河谷に関連した埋没谷底礫層や埋没段丘礫層は、地下では一括して第二礫層と呼ばれている(杉崎・柴田, 1961a; 桑原, 1975c)。これと同様に、海部累層と弥富累層との間に発達する礫層——下位層をかなり切っており、大きな海退期の存在を示唆している——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)。

最終間氷期の海進が始まると、上記の第二礫層を覆って厚い海成粘土層が形成されるようになった。この時期の堆積物が熱田層下部であり、最下部では時として(基底の深い所で)淡水-汽水成の砂層が発達することがある。熱田層下部は濃尾傾動地塊の西部、つまり濃尾平野西部に厚く堆積しており⁵⁾、その層厚は全体で60m以上、粘土部分だけでも40mを越える。平野の北-東方へ次第に薄くなり、本図幅地域西部では30m程度で、同東部では尖滅する。熱田層下部を堆積させた海進は熱田海進⁶⁾と呼ばれ、当時の海域は濃尾平野の奥深く、現在の大垣市の北方まで達していた。熱田海進の進行とクライマックス、そして海退に至る過程は、有孔虫・珪藻・花粉群の変化から詳細に復元されている(森, 1980a, b;

3) 唐山層の項(p.29)参照

4) 弥富累層でも少なくとも1回の海進・海退のサイクルが認められている(森・吉野, 1979)。

5) 熱田層より下位の海部累層・弥富累層でも、同様な傾向が認められる。

6) 熱田層上部の年代から推定して、この海進は約14万-10万年前の最終間氷期の海進(南関東の下末吉海進)に相当するものと考えられる。

濃尾平野第四系研究グループ, 1977).

熱田層下部の堆積後, 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, 礫層・粘土層を挟む砂層が堆積していった. 濃尾平野西縁では, 上部層の基底に砂礫層が発達したり, また, 一部では下部層を削剝したりしており, 下部層堆積後に海面が一時的に低下した状況を示している(桑原, 1975a).

熱田層上部には, 名古屋市域の熱田台地南部で, 3層準に粘土層が挟まれている. 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. 粘土層を挟む砂層が主として河道-淡水湛水域に堆積したと考えられる⁷⁾ことと相まって, 熱田層上部の堆積期には少なくとも3回の相対的の海面上昇があったことを示唆している.

熱田層上部では, その基底付近に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). これらの軽石層の年代測定結果からみると, 熱田層上部は, 7-9 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.

最終氷期の後半には, 最低海面期(約 1.8 万年前)に向けて, 海水準は次第に低下していった. この低下の途中における海面の相対的上昇期あるいは停滞期に形成されたのが小牧礫層・鳥居松礫層(桑原, 1969)⁸⁾であり, いずれも扇状地性の段丘面を残している. 小牧面は, これを覆う木曾川泥流の¹⁴C年代(約 2.7 万年前, QUATERNARY RESEARCH GROUP OF THE KISO VALLEY and KIGOSHI, 1964)から, 約 3 万年前の形成と考えられる. 鳥居松面の形成年代については, 正確なことは不明であるが, 最低海面期の直前と思われる.

最低海面期には, 濃尾平野西部では, 現海面下 70m もの深さに達する河谷が形成された. この河谷底に堆積した河床礫層が, 第一礫層(井関, 1956)である. この第一礫層につながる礫質堆積物は, 各水系の現在の扇状地地域で始めて地表付近に現れるにすぎない. 濃尾平野の地下で, 一般に“第一礫層”と呼ばれているものは, 小牧礫層や鳥居松礫層が埋没段丘をな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・砂互層からなる濃尾層(古川ほか, 1971)が堆積した. これは沖積海進(縄文海進)に先行する海面の相対的上昇期の産物であり, その年代として, 1.8 万-1.3 万年前という値が得られている(古川, 1972; 井関ほか, 1982). 沖積海進に伴って形成され, 現在の濃尾平野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, 濃尾層の侵食面上に堆積を始め, 埋没谷中には厚さ 30m 前後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も覆って広がっており, 埋没波食面は-5m 付近と-10m 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性の有機質に富んだ泥層や, 自然堤防の砂質堆積物が見られる.

7) 熱田台地南部では, 一部で海浜成細砂も見られる.

8) 小牧礫層・鳥居松礫層という地層名は, 「名古屋地盤図」(日本建築学会東海支部ほか 編著, 1969)の中-第1編, 第1章, 3-(4)-で命名された.

Ⅲ. 1. 1 層 序

Ⅲ. 1. 1. 1 本宮山山地

本宮山山地では、下位から順にチャート層(Pc)、砂岩泥岩層(Js)、泥岩チャート層(Jm, Jc)が識別される。砂岩泥岩層(Js)と泥岩チャート層(Jm, Jc)は、本宮神社の鳥居のすぐ南で幅7-20cmの破碎帯で接しているが、両者の境がすべて断層であるかどうか不明なため、本報告では両者は整合に接するとした。チャート層(Pc)と砂岩泥岩層(Js)との関係も露頭で確認できなかったが整合とみなした。

チャート層(Pc)は、最も広い分布を持ち、池野背斜の軸部に当たる犬山市内久保東方から犬山市池野、小牧市上島にかけての地域に分布している。本層は、厚さ1-5cmの固い珪質部と厚さ1cm以下で剝離性のある柔らかい泥質部からなる層状チャート(第9図)のみからなり、400-500mの層厚を有する。層状チャートは珪質部・泥質部ともに褐灰色・緑灰色・乳白色を呈する。

砂岩泥岩層(Js)は、上記のチャート層(Pc)の南側と北側に分布している。南側は、犬山市内久保、小牧市砥洞・北山などに、北側は犬山市大県神社及び泉浄院付近に分布している。泥岩優勢な砂岩泥岩互層、砂岩優勢な砂岩泥岩互層及び塊状砂岩からなる。泥岩優勢な砂岩泥岩互層は、大県神社内に好露出がある。暗灰色泥岩中に厚さ1-3mmの灰色の砂質ラミナが見られ、ときおり厚さ10-20cmの砂岩層が挟まれている。砂岩優勢な砂岩泥岩互層は、大県神社東方に典型的に見られ、厚さ30cm-3mの砂岩層と厚さ20-25cmの泥岩層が互層する(第10図)。砂岩泥岩互層中の砂岩には級化層理が発達するものがある。塊状砂岩は、細粒-中粒で、灰色-暗灰色を呈し、比較的変成度の高い所では紫色-茶色がかっている。砂岩泥岩層(Js)の最下部(Loc. 1)にはジュラ紀型放散虫を産する褐灰色の珪質頁岩を挟む。

泥岩チャート層(Jm, Jc)は、池野背斜の北翼では、犬山市楽田及び本宮山周辺地域、南翼では小牧市久保周辺に分布している。泥岩基質(Jm)と異地性岩体(Jc)からなる。この地層は、入鹿池周辺まで追跡で



第9図 チャート層(Pc)中の代表的な層状チャート (犬山市楽田東方) ハンマーの長さは32.5cm



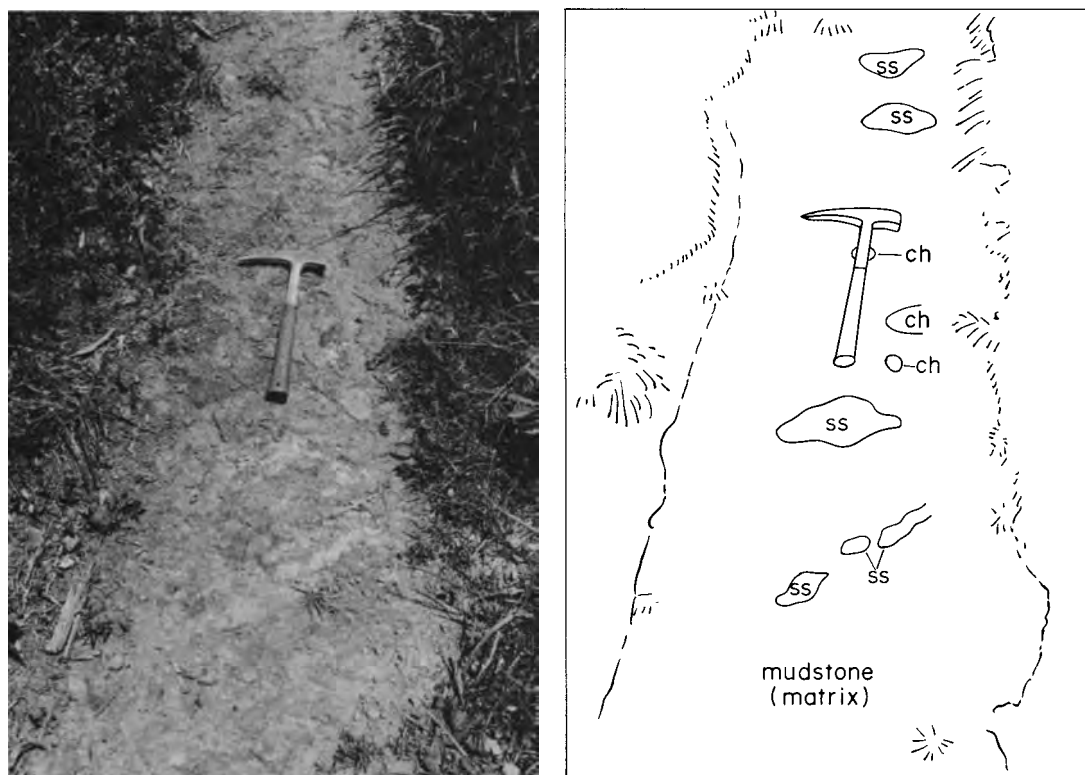
第10図 砂岩泥岩層(Js)中にみられる砂岩優勢な砂岩泥岩互層 (犬山市, 大泉神社東方) ハンマーの長さは32.5cm



第11図 泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)中にみられる含砂岩礫泥岩 (犬山市, 入鹿池東岸) ハンマーの長さは32.5cm

き, 1,000m 以上の層厚がある。

泥岩基質(Jm)は, 剝離性のある暗灰色の泥岩中に厚さ2-3 mm から20-30cm の砂岩礫を多数含み(第11図), ときおり径3-6cm のチャートの歪角礫を含む(第12図)。まれに, 厚さ50cm-2m のチャートや塊状砂岩を挟む。犬山市楽田の Loc. 2 では, ジュラ紀型放散虫を含む厚さ1m の暗緑灰色珪質頁岩を挟んでいる。



第12図 泥岩チャート層の泥岩基質(Jm) 中にみられる含砂岩・チャート礫泥岩 (犬山市楽田) ハンマーの長さは32.5cm

本報告でいう異地性岩体とは、走向方向への連続が概して悪く、より新しい時代の碎屑岩類中に孤立して存在する岩体で、露頭でオリストリスと認定できない規模のものである。

異地性岩体(Jc)は層状チャートからなり、厚さ10-400m、長径50-1,500mの細長いレンズ状岩体である。異地性岩体を構成する層状チャートは、厚さ1.5-10cmの固い珪質部と厚さ1cm以下で剝離性のある泥質部の互層からなり、珪質部と泥質部はともに緑灰色・褐灰色・赤褐色・灰色・白色を呈する。この層状チャートからなるレンズ状岩体が異地性岩体であることは、周囲の泥岩基質にジュラ紀型放散虫を産し、Loc. 3の層状チャートからなる岩体に三畳紀以前のコノドント(第13図の3)を産することや、これらの岩体の側方への連続が概して良くないことから推定される。美濃帯の他の地域でも同様の産状チャート岩体は異地性岩体とみなされている(脇田・岡村, 1982; 脇田, 1983)。

Ⅲ. 1. 1. 2 小牧山

小牧山には、チャート層(Pk)が分布している。チャート層(Pk)は、大部分チャートからなるが、わずかに砂岩(厚さ5cm)と泥岩(厚さ20cm)を挟んでいる。チャートは、厚さ1.5-30cmの固い珪質部と厚さ1cm以下で剝離性のある柔らかい泥質部からなり、珪質部・泥質部ともに暗褐灰色や白色・灰色を呈する。層厚は250m以上ある。

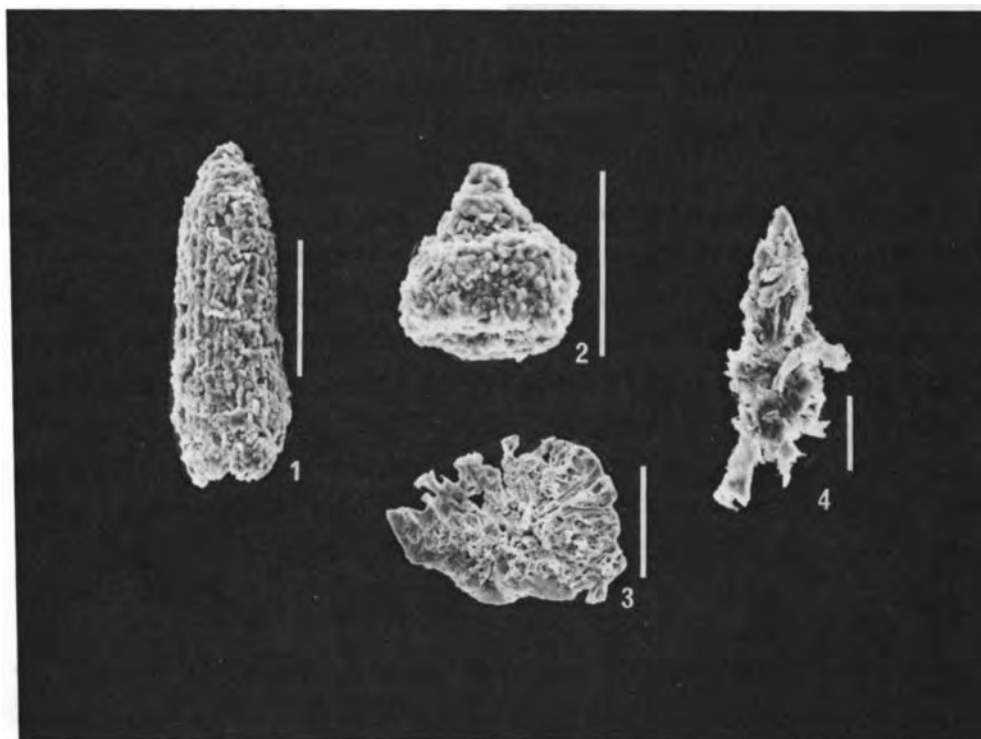
III. 1. 2 産出化石と地質時代

地質図中に示した次の4箇所の珪質部について、ふっ化水素酸処理により放散虫及びコノドントを抽出した。すなわち、砂岩泥岩層(Js)中のLoc. 1(珪質頁岩)、泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)中のLoc. 2(珪質頁岩)、泥岩チャート層の異地性岩体(Jc)中のLoc. 3(チャート)、チャート層(Pc)中のLoc. 4(チャート)である。ただし、いずれの珪質岩も再結晶しているため化石の保存が悪く、属種の同定は困難である。しかし近年日本各地で報告されている二疊紀-ジュラ紀の放散虫には、時代によって異なる特徴的な形をしたものが数多く存在する。そこで、放散虫については外形から大まかな時代推定を行った。

Loc. 1及び2の珪質頁岩に産出する放散虫には、円錐形多節のNassellariaが数多く含まれる。またくびれない円錐形の殻を持ち平行に並ぶ縦稜が発達する*Archaeodictyomitra*属と思われるもの(第13図の1)や比較的大きな腹部室を持つ*Eucyrtidium*(?)属らしいもの(第13図の2)を含むことから、これらの珪質頁岩をジュラ紀のものとして認定した。

Loc. 3のチャートは、異地性岩体(Jc)の一部で、保存は良くないがコノドント(第13図の3)を産することから三疊紀以前の岩石と推定した。

池野背斜の軸に近いLoc. 4のチャート層(Pc)からは、2個体の保存の良くない放散虫を得た(第13図の4)。これらは、Loc. 1及び2のジュラ紀型放散虫とは異なっている。



第13図 本宮山周辺の中・古生層産出化石 (スケールは0.1mm)

- 1 *Archaeodictyomitra* sp. (?) GSJ F7753-81 (Loc. 1) 2 *Eucyrtidium* (?) GSJ F7754-44 (Loc. 2)
3 Conodont GSJ F7755-31 (Loc. 3) 4 Unnamed Radiolaria GSJ F7755-23 (Loc. 4)

以上の産出化石のほか、美濃帯のチャートはその多くが二畳-三畳系(一部最下部ジュラ系)であることから、この地域のチャート層(Pc, Pk)も同時代のものとみなした。一方、チャート層(Pc)より上位の砂岩泥岩層(Js)や泥岩チャート層(Jm, Jcは異地性岩体)は、挟有する珪質頁岩にジュラ紀と思われる放散虫を産することから、ジュラ紀に形成されたものであろう。

Ⅲ. 2 貫入岩類

本図幅地域東北端の本宮山山地及び岩崎山には、花崗岩やトーナル斑岩の小露出がある。花崗岩は、小牧市久保及び岩崎山、犬山市楽田及びその東方の4箇所、トーナル斑岩は犬山市楽田に1箇所見られる。

Ⅲ. 2. 1 トーナル斑岩

トーナル斑岩は、褐灰色を呈し、斜長石・石英・黒雲母・カリ長石などで構成され、褐れん石やジルコンも見られる。接触変成作用を受けており、黒雲母は再結晶し二次的にできた黒雲母によって縁どられている。斜長石は変質し絹雲母などに変わっており、風化面では褐灰色の基質に白い斜長石と黒い雲母が斑状に目立つ。基質は細粒でグラノプラスチックな石英や斜長石・黒雲母からなる。ジュラ紀層に貫入し、後期白亜紀の花崗岩により接触変成作用を受けているので、白亜紀の岩脈と考えられる。

Ⅲ. 2. 2 花崗岩

花崗岩は、乳白色から白色の黒雲母花崗岩で、各鉱物の大きさは普通径1-3 mmの中粒で、まれに8-10 mmに達することがある。石英とカリ長石がほぼ等量で、続いて斜長石・黒雲母の順に少なく、ジルコンをわずかに含む。黒雲母は板状をなし、淡黄色から茶褐色を呈する。この花崗岩は、地理的分布からみて、恐らく後期白亜紀の苗木・上松花崗岩に続くものと考えられる。

小牧市久保では、花崗岩とジュラ紀の泥岩チャート層(Jm, Jc)との接触部が観察できる(第14図)。両者の境は直線的で、花崗岩の側のみ幅40-60cmの間破碎されている。しかし、泥岩チャート層(Jm)側の泥岩・砂岩中に幅5-10cmの花崗岩質の小岩脈が貫いており、その接触部の泥岩や砂岩が比較的強い接触変成作用を受け、黒雲母の変成鉱物が生じていることから、この破碎帯の両側の変位量は大きくなかったと推定できる。このほか、Loc. 4に近い犬山市楽田東方の花崗岩は、チャート層(Pc)と直線的な境で接しているが、チャート中には幅20cmの花崗岩質岩脈が3本見られる。

本図幅地域外ではあるが、本宮山山地周辺には本図幅地域内のものとは異なる2種の花崗岩が存在する。

本図幅地域のすぐ東に隣接する小牧市大山西部(「瀬戸」図幅地域)には、長さ1.2cmで自形もしくは半自形の斜長石が斑状に点在する特徴的な角閃黒雲母花崗閃緑石が分布する。主成分鉱物が多い順に斜長石・石英・カリ長石であり少量の黒雲母・角閃石もある。副成分鉱物としては褐れん石・ジルコンを含む。この岩石は、伊奈川花崗岩で、本図幅地域の苗木・上松花崗岩とははっきり区別できる。

本図幅地域の北に隣接する犬山市安楽寺(「岐阜」図幅地域)には、流理構造を持ちマイロナイト化し



第14図 花崗岩(G)と泥岩チャート層の泥岩基質(Jm)との接触部 (小牧市久保) 右側の白っぽい部分が花崗岩、左側の黒っぽい部分が泥岩を主とするジュラ系 ハンマーの長さは32.5cm

た角閃石黒雲母花崗閃緑岩がある。角閃石は、核の部分が褐色で周縁が緑色である。褐れん石・ジルコン・不透明鉱物を含み、緑泥石ができている。本図幅地域の花崗岩との関係は不明である。

III. 3 接触変成作用

本図幅地域の中・古生層は、花崗岩類の貫入によって接触変成作用を受けている。多くの場合、泥岩や珪質頁岩、砂岩の基質などに細粒の黒雲母ができ、チャートは再結晶して石英が粗粒になりザラザラした見掛けを呈する。

小牧市久保の花崗岩と接する泥岩チャート層(Jm, Jc)や犬山市内久保の砂岩泥岩層(Js)は、特に変成度が高く、泥岩中に堇青石が多くできている。堇青石は、紫黒色の泥岩中に径約1mmの黒い斑点として見える。風化面では泥岩は紫灰色に、堇青石は褐色になる。

堇青石を含む泥岩は、本図幅地域のすぐ東隣の犬山市池野から小牧市大山へ抜ける道路の峠付近(「瀬戸」図幅地域)にも露出している。このすぐ北側の碎石場のチャートの泥質薄層部に黒雲母とざくろ石ができています。

本宮山山地北西隅の泥岩チャート層(Jm, Jc)は、接触変成作用で生じた黒雲母の量や石英の再結晶の程度から判断して、本図幅地域内の中・古生層では比較的変成度が低いと思われる。

以上のほか、先に述べたように犬山市楽田のトーナル斑岩も接触変成作用によって黒雲母が再結晶している。

IV. 鮮新統(矢田川累層)

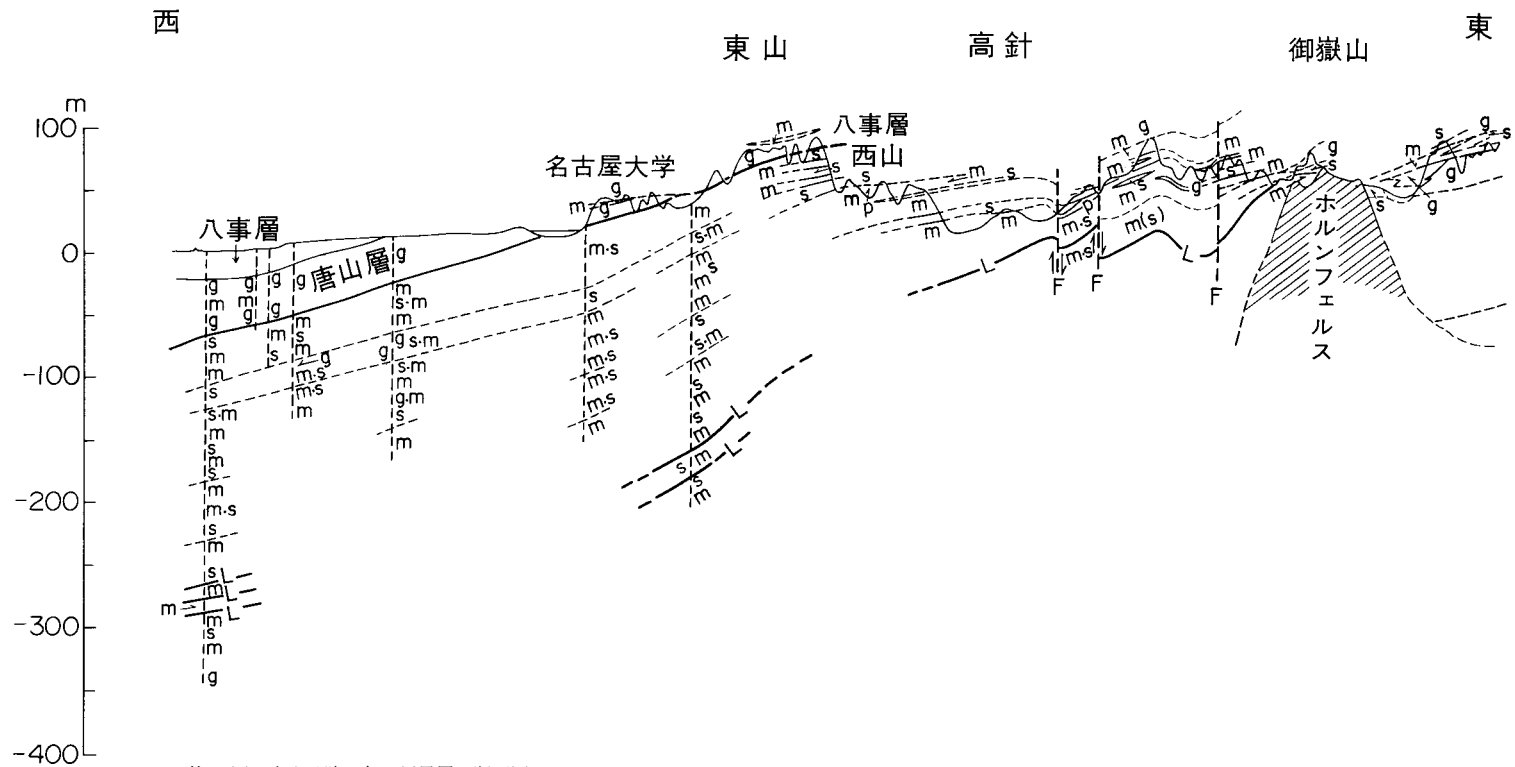
「名古屋北部」図幅地域東部の尾張丘陵地域に発達する陸成鮮新統は、矢田川累層(松沢・嘉藤, 1954)と呼ばれる。従来、瀬戸陶土層とあわせて、瀬戸層群(横山, 1950)と呼ばれてきたものである。矢田川累層は、濃尾平野地下に伏在する東海層群の東方延長に当たるが、地下のものに比べると、最上部の層準が欠如している。東海層群全体との比較では、最下部の層準も欠けている。また、本図幅地域内の矢田川累層は、瀬戸-名古屋地域の矢田川累層の中・上部のみを示している。

本図幅地域の矢田川累層に関する研究報告は、松沢・嘉藤(1954)を最初とするが、その後の研究は、名古屋東部について森(1971b)、小牧東方の篠岡丘陵について小牧団研グループ(1971)と意外に少ない。この他、火山灰鍵層については森(1971a)、花粉化石については吉野(1971)の研究がある。

「名古屋北部」図幅地域内で、矢田川累層が最もまとまって分布しているのは、小牧東方の篠岡丘陵である。この丘陵では、本図幅地域内では基底は見られないが、下位から岩相的に、砂礫層・泥質層・礫層と3分される。この3分は、松沢ほか(1960)が瀬戸-名古屋地域の矢田川累層を岩相的に3分した水野砂礫相・尾張夾炭相・猪高相(一部は同時異相だが、大局的には下位から上位へ)にそれぞれ相当するものであろう。また、森(1971b)は、名古屋東部の矢田川累層を、火山灰鍵層を主な基準として層序的に3分し、下位から水野部層・高針部層・猪高部層とした。火山灰鍵層の連続性からみると、水野部層は篠岡丘陵の下部砂礫層に、高針部層は中部泥質層と上部礫層の下半部に、猪高部層は上部礫層の上半部以上に、ほぼ対応するものであろう(第16図)。矢田川累層内部では、岩相の地域的な変化が激しく、また、火山灰層の連続性が悪く、統一的な層序区分を設定することは困難である。

一方、篠岡丘陵の北側、大山川を隔てた本宮山山地の南麓には、亜炭層を挟む厚い泥質岩層が、基盤の中・古生層に急角度でアバットしながら東西に細長く分布し、更にその上位に泥質岩層と基盤岩とを一樣な不整合で切って、礫層が重なっているのが見られる。上位の礫層は岩相的に見て、篠岡丘陵の上部礫層の下部に相当する。下位の泥質岩層は、かつて稼行された亜炭層の連続性などから見て、篠岡丘陵の中部泥質層と下部砂礫層の層準に対応するものと考えられる。この場合、篠岡丘陵の下部砂礫層は、北方へ急速に岩相が変わり、粗粒岩相は尖滅して、泥質岩相で置き換えられることになる。本宮山山地の中でも、入鹿池南岸を始めとして、矢田川累層の分布が点々と認められる。

庄内川以南の名古屋市東部地域では、本図幅地域内に見られる鮮新統はすべて矢田川累層の上部(森, 1971bの猪高部層)に属する。矢田川累層は、竜泉寺丘陵・守山台地や矢田川以南の東山丘陵などに広く発達し、その下部にはシルト層を主とし砂礫層を挟む互層が、上部にはシルト層と(含細礫)粗粒砂層との大まかな互層が見られる。しかし、この地域では、第四系の礫層が覆っていたり、市街化が進行していたりするため、矢田川累層の層序・構造の詳細を把握することは困難である。この地域の矢田川累層の層序・構造の概要を、図幅地域から多少南へはずれるが、第15図の断面に示した。



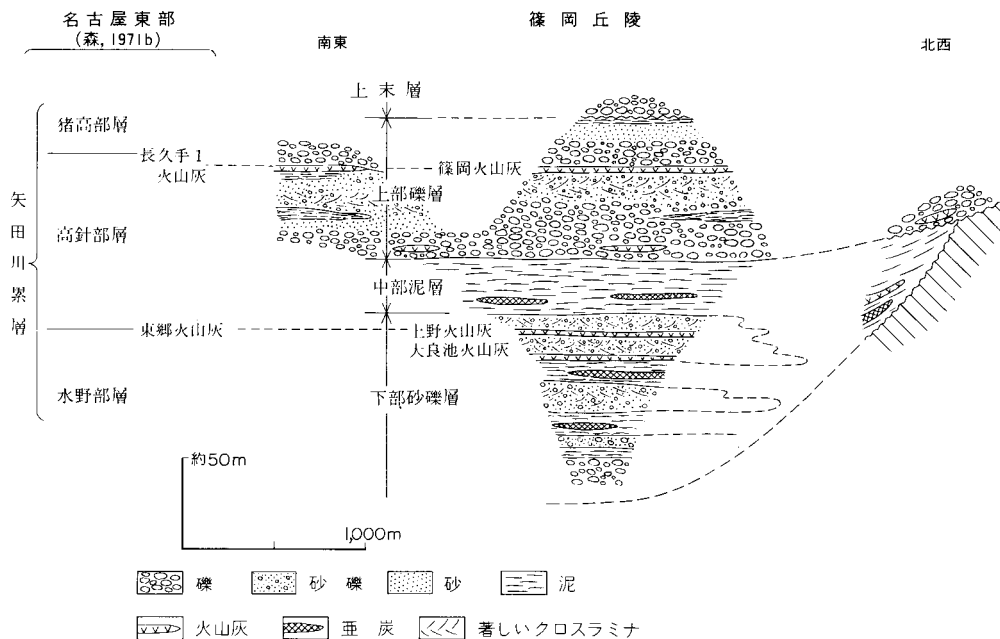
第15図 東山丘陵の矢田川累層の断面図 (桑原, 1971による) g; 礫層 s; 砂層 m; 泥層(粘土・シルト層) m·s; 泥・砂五層 m(s); 砂層を挟む泥層 p; 軽石の多い火山灰層(東郷火山灰層) L; 亜炭層

IV. 1 篠岡丘陵

ここでの矢田川累層は、礫-砂礫層を主として砂層や泥質層を挟み、またときに火山灰や亜炭を伴う地層で、層厚は200m前後である。ここでは中部にやや顕著な泥質層が発達しているため、地質図ではそれを基準として、下部層-砂礫層を主とし砂・シルト層を挟む互層、中部層-亜炭を挟在するシルト層、上部層-礫・砂礫を主とし砂・シルト層を挟む、に3分した(第16図)。下部層の最上部と上部層の基底部及び中部には火山灰層が挟まれる⁹⁾。

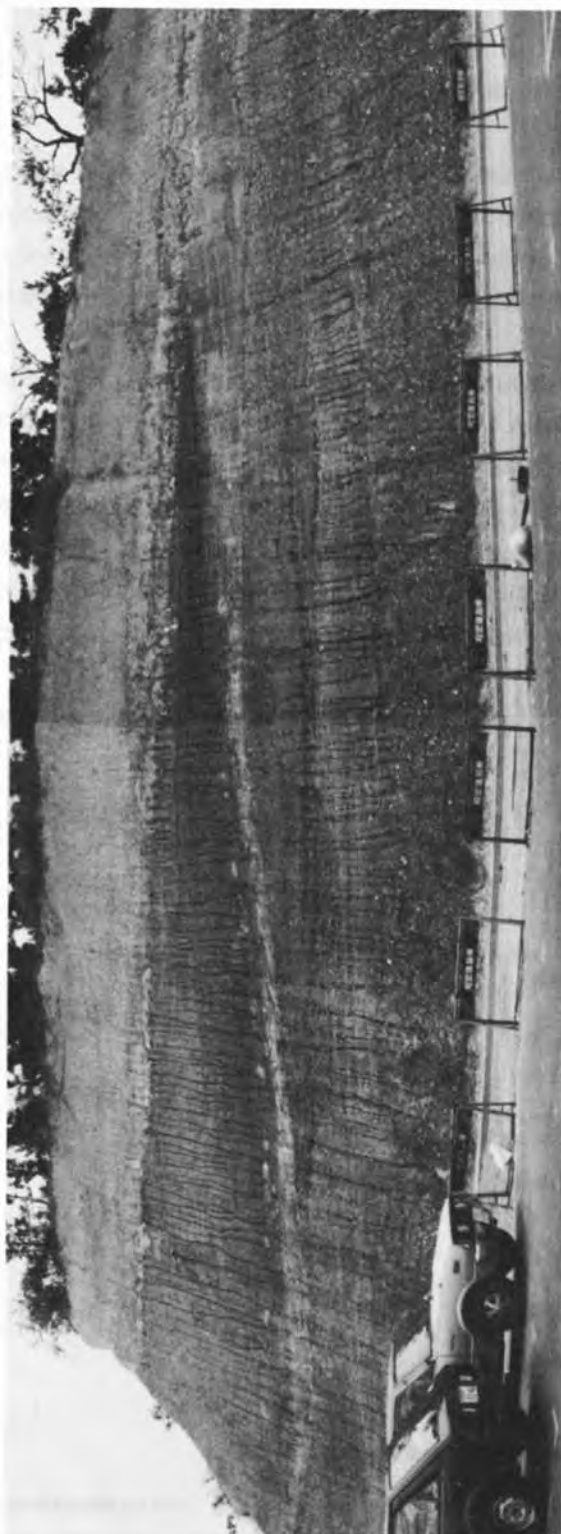
下部(砂礫)層：厚さは70m以上である。本図幅地域を東へはずれた本層下部では、5-数cm大の亜円礫(砂岩・チャートの礫を主とする)が密集した5-10m厚の礫層と3-5m厚の砂・シルト層の繰り返しからなるが、それより上位の本図幅地域東縁部では、礫はあまり密集せず、方向性を示して配列する砂礫層を主とするようになる。礫としては、5-数cm大のチャート亜円礫を主とするが、砂岩・頁岩の礫もかなり含まれる。砂礫層は、砂・シルト層と大まかに互層している。本層の最上部では、クロスラミナの著しい砂礫層が主体となり、礫は1-2cm大のチャートや石英を主とする。この砂礫層中には、白色の薄い火山灰や軽石の細片が細かいラミナを作って入っていることが多い。上野火山灰層はこの砂礫層の中に挟まれる。

中部(泥質)層：厚さは約30mである。灰色ないし茶褐色を呈する塊状シルトや植物破片の多い暗灰



第16図 篠岡丘陵とその北方の矢田川累層の模式岩相図

9) 小牧研グループ(1971)は、下部層の上限近くで大良池火山灰層と上野火山灰層とを記載している。このうち本図幅地域内では、上位の上野火山灰層のみが見られる。



第17図 著しい斜交層理を示す矢田川累層の上部（小牧市桃花台南部）

色塊状シルトを主とする。一部では、数10cm程度の厚さの亜炭層を挟んでいる。

上部（礫）層：篠岡丘陵の矢田川累層の大部分を占めており、層厚は60-80m程度で、下位の中部層とは整合である。礫層の発達状況から見て、更に上・中・下部に細分することができる。下部は、チャートの数-10cm大の亜円礫を主とし、砂岩・頁岩・濃飛流紋岩類などの礫を混じえた礫層であり、この中には同時浸食によるシルト礫も多い。礫はかなり密集しているが、大小の礫の配列などにより、不明瞭ながら層理が認められる。下限近くには、灰白色細粒の火山灰層（最厚で約5m）が認められるが、その連続ははっきりしない。

中部は、普通2-3cm大、最大で5cm大のチャート礫を主とし、砂岩・頁岩などの“くさり礫”を伴う砂礫層を主とする。ここでは、礫は密集せず、時に大規模な斜交層理が発達する。丘陵の北西部や南東部では、この層準にかなり厚いシルト層や砂層を伴う。また、砂礫層の上限付近では砂層とシルト層（南部では欠如）があり、その上位に篠岡火山灰層が重なる。

上部は篠岡火山灰層より上位の部分で、普通2-3cm大、最大でも5cm大のチャート亜円礫を主とし、砂岩・頁岩の“くさり礫”を伴う礫層よりなる。礫はかなり



第18図 篠岡火山灰層の代表的な露頭 (小牧市桃花台西部)

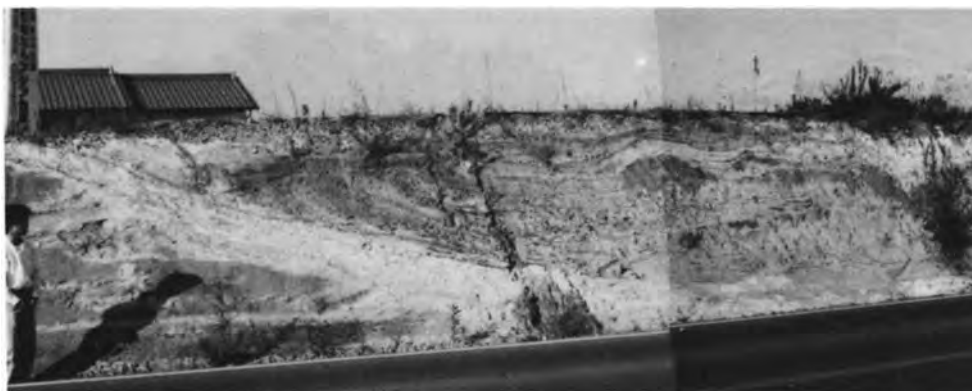
密集しているが、礫の配列から不明瞭ながら層理が認められる。礫層の上位—篠岡丘陵の矢田川累層の最上部—には、上末礫層との不整合の直下に、5m前後の厚さの粗粒砂層と厚さ約2mのシルト層が発達する。この部分は、全般的に著しい赤色風化を受けている。

篠岡丘陵の矢田川累層は、緩い波曲を伴っているが、全体としては数度以下の緩傾斜で、南西へ傾いている。

本丘陵の矢田川累層からは、保存不良の植物破片を除いて大型化石は産出していない。花粉化石については、本地域を多少東へはずれた大山南方などの炭質シルト—本図幅での下部(砂礫)層中に挟まれる—の4試料の分析結果によると、いずれの試料でも、*Fagus*、*Quercus*が高率に出現し、*Alnus*、*Taxodiaceae*がこれに次ぎ、*Salix*、*Acer*、*Ilex*、*Carpinus*なども見られ、*Abies*、*Picea*、*Pinus*などもわずかに産する。そして、これらは*Carya*、*Nyssa*、*Liquidambar*の3者が共存する層準を示すといわれる(小牧団研グループ、1971)。これより更に東南、春日井市上野の亜炭層—本図幅での中部泥層に相当—からは、三木(1948)により、*Glyptostrobus*、*Metasequoia*、*Liquidambar*など5科9属10種の大型植物遺体が報告されている。

上野火山灰層(小牧団研グループ、1971)：本図幅地域東縁で、下部(砂礫)層の上部に挟まれる厚さ2m前後の白色細粒珪長質火山灰層である。重鉱物としては少量の黒雲母を含む。火山灰層の下部の約0.5mには平行ラミナが発達し、上部の1.5mは主として塊状である。ときに上位の砂礫層に切られ欠如する。この火山灰層は、名古屋東部地域の東郷火山灰層に続き、更に南方の知多半島まで連続することが知られている(小牧団研グループ、1971; 森、1971b)。

篠岡火山灰層(小牧団研グループ、1971)：篠岡丘陵南西部で、上部(礫)層の中部に挟まれる厚さ2-3m(最厚で6m)の白色で軽石片を多く含む珪長質火山灰層である。火山灰層が厚く発達する部分では、下半部の約2.5mは、細粒の火山ガラスと1cm大の軽石片(黒雲母を含む)よりなり、細かい平行ラミ



第19図 下位層を削っている篠岡火山灰層の基底 (小牧市桃花台西部)

ナや軽石片の集中したレンズなどが見られる。上半部の約3.5mは、火山ガラスを主とし塊状である。この火山灰層の基底はところによって下位の砂層を切っている。また、上位の礫層に切られているところもある。本火山灰層は、名古屋東部地域の長久手1火山灰層に連続するものとみられている(森, 1971b)。

IV. 2 大 山 川 北 岸

本宮山山地の南麓で東西に細長く分布する矢田川累層は、幅500mほどの大山川の沖積低地で隔てられているだけなのに、篠岡丘陵の矢田川累層とは岩相がかなり異なっている。大山川北岸の矢田川累層の特徴は、泥質層からなる下部と礫層からなる上部とに判然と分かれること、泥質層が急斜した不整合面をもって基盤にアバットすること、上部の礫層が基盤も下部の泥質層も一様に切った不整合をもって重なっていること、である(第16図)。

下部(泥質)層：厚さは地下の部分も含めて80m以上である。灰色を呈する塊状・無層理のやや固結したシルトを主とする。基底部にはしばしば亜炭層(最厚で3-5m)を挟み、亜炭層以外でも木片や樹幹などが多い。これより上位では、シルト層中に淘汰のよい細-中粒砂層や含細礫粗粒砂層が挟まれる。礫岩もレンズ状に挟まれるが、篠岡丘陵の場合と異なり、近接した山地に由来すると見られる5-20cm大のチャート角礫からなっている。山地内で小分布するものでは、シルトとチャート角礫の互層からなるものもある。本層には、全体にわたって(特に下部で多いが)厚さ数10cm程度の白色細粒・珪長質の火山灰層が何枚も挟まれている。

本層の分布地域の北方、市邨学園短大東方の山麓には、灰色・塊状・緻密なシルト層の小露出が見られる。この前面の低地では、かつて昭和20年代に地下に伏在する亜炭が採掘されたといわれる。本宮山山地の西麓でも、かつては下部(泥質)層がかなり広く堆積したことを示すものであろう。また、本図幅地域北東隅の入鹿池南岸¹⁰⁾でも、暗灰色塊状のシルトを主とし、亜炭層や白色火山灰層を挟む地層が小

10) 入鹿池周辺には、径数cm大のチャートを主とした円-亜円礫が多数散在している。しかし、本図幅地域内では、その礫層の本体は認められない。



第20図 ジュラ系にアバットする矢田川累層の基底 (小牧市本庄の北方)



第21図 矢田川累層の基底部に発達する亜炭層, 白色火山灰層を挟む (小牧市上島の北東)

規模に分布している。

大山川北岸の下部(泥質)層は、篠岡丘陵の矢田川累層の中-下部の層準に相当するとみられる。この地層は、地質図でも見られるように、基盤の凹所に複雑に入り込んだような形で分布しており、かつ山地内の各所にも泥質層の小分布が点在する。基底は、既に述べた様に、高角度の不整合をもって基盤にアバットしている。本層は、本宮山山地の概形ができ上った後に、その南-西縁を埋積する形で形成されたものであろう。構造は大局的には南傾斜(基盤近くで10数度、離れると3-5°)であるが、基盤の外形の影響を受けてかなり屈曲している。

本層の化石としては、小牧市林の肥培土採取場のたて穴(化石試料採取地点5, 柱状図は第22図に示す)の3試料について、花粉分析を行った(パリノサーヴェイ(株)に依頼)。分析結果は第3表に示した。ここでは、いずれの試料からも比較

第3表 矢田川累層の花粉分析結果 (小牧市林)

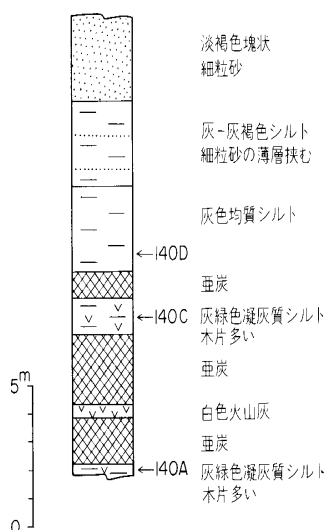
試料	140D	140C	140A
花粉・孢子			
<i>Abies</i>	1		
<i>Tsuga</i>	3	3	
<i>Picea</i>	1		
<i>Larix-Pseudotsuga</i>	7	2	
<i>Pinus</i>	4	7	2
<i>Sciadopitys</i>		1	
cf. <i>Metasequoia</i>	5	1	
cf. <i>Sequoia</i>	16	2	
Taxodiaceae	42	16	32
T.C.T.*	9	3	3
針葉樹花粉 (AP-1) 計	88	35	37
<i>Juglans</i>		1	1
<i>Pterocarya</i>	7	10	7
<i>Salix</i>		6	
<i>Alnus</i>	27	17	56
<i>Carpinus</i>	8	6	8
<i>Corylus</i>			1
<i>Castanea</i>	2	3	1
<i>Fagus</i>	31	48	77
<i>Quercus (Lepidobalanus)</i>	10	34	42
<i>Quercus (Cyclobalanopsis)</i>	2	2	5
<i>Celtis-Aphananthe</i>	2	3	2
<i>Ulmus-Zelkova</i>	6	2	2
<i>Liquidambar</i>	6	20	7
<i>Rhus</i>	1	1	
<i>Acer</i>	1	4	
<i>Ilex</i>		1	
Rhamnaceae	1		
<i>Vitis</i>	1	1	
<i>Nyssa</i>	1		1
Araliaceae			1
Ericaceae	1		
<i>Styrax</i>			1
<i>Symplocos</i>	2		
<i>Fraxinus</i>	2		
<i>Lonicera</i>	1		
<i>Viburnum</i>		6	1
広葉樹花粉 (AP-2) 計	112	165	213
樹木花粉 (AP) 合計	200	200	250
<i>Polygonum sect. Persicaria</i>	1	2	1
Cruciferae		1	
Umbelliferae			3
<i>Artemisia</i>	3	1	1

* Taxodiaceae, Cupressaceae, Taxaceae の略

第3表 (つづき)

試料	140D	140C	140A
花粉・孢子			
Gramineae	5	15	10
Cyperaceae	3	1	2
非樹木花粉 (NAP) 計	12	20	17
Trizonoporate pollen		1	1
Trizonocolpate pollen	4	2	1
Trizonocolporate pollen	8	8	10
形態分類花粉 (FP) 計	12	11	12
<i>Selaginella</i>	4		
<i>Osmunda</i>	4	1	
Polypodiaceae	4	2	1
Monolete spore	18	3	3
Trilete spore	7		
羊歯類孢子 (FS) 計	37	6	4
総計	261	237	283

(バリノ・サーヴェイ K.K. による)



第22図 花粉分析試料採取地点の柱状図 (小牧市林)

的多くの花粉・孢子化石が検出されている。全体として、*Taxodiaceae*, *Alnus*, *Fagus*, *Quercus* (*Lepidobalanus*) が多産し、*Liquidambar* も比較的多い。この傾向は、小牧団研グループ(1971)及び吉野(1971)の分析結果とよく一致する。*Liquidambar* と *Nyssa* が出現し、*Carya* が産出しない点から判断すると、この試料採取地点の層準は、吉野(1971)による“東郷火山灰層(篠岡丘陵の上野火山灰層)以上の層準に当たるものと思われる。

上部(礫)層：大山川の北岸、本宮山山地の南西端にわずかに分布する。厚さは30m前後である。下位は中-古生界及び前述の夾亜炭泥質層を不整合に覆う。下部(泥質)層が基盤に対して著しくアバットするのは対照的に、本層の基底は、基盤と泥質層をほぼ一様に、わずかに南西へ傾く平坦

な面で切っている。この礫層の基底部には、東部ではチャート・石英の2-3cm大の亜円礫を主とした幾分砂がちの部分、3-4mの厚さで見られる。西部では逆に、基底部の厚さ10mくらいの範囲では、20-30cm大の濃飛流紋岩類や中-古生界の砂岩・頁岩の礫と3-5cm大のチャート礫とが雑然と無方向に密集している。この中には断片的ではあるが厚さ約1mの灰白色火山灰層が挟まれる。これより上位では、数-10cm大の砂岩・頁岩礫を主とし、濃飛流紋岩類・花崗岩・チャートなどの円-亜円礫を

混じえた礫層が重なる。ここでは、礫は方向性を示して配列し、また大小の礫の集中により不明瞭ながら層理を示す。この中には淘汰のよい砂層を挟むこともある。礫は全体として風化が著しい。

上記地域より西方、岩崎山の孤立丘の南斜面では、基盤の花崗岩の上に不整合に重なる礫層が見られる。これは、5cm 大のチャート亜円- 亜角礫と 20-30cm 大の花崗岩円礫が密集した礫層で、わずかに南西へ傾いている。大山川北岸の上部(礫)層と岩相は多少異なっているが、一応矢田川累層に含めた。また、本庄北方の市邨学園短大付近では、海拔 70m 前後の山頂に 3-5cm 大のチャート礫が多数散乱しており、露頭ははっきりしないが、矢田川累層の礫層が分布しているものと見なした。しかし、あるいは高位礫層に当たるものかも知れない。

大山川北岸における下部と上部の間の顕著な岩相変化及び不整合は、両者の形成期における古環境(古水系)の顕著な変化を示すものであろう。ここでは、大山川北岸の上部(礫)層を、岩相の類似から、篠岡丘陵の上部(礫)層に連続するものとした。しかし、篠岡丘陵では、上部(礫)層の基底に顕著な不整合は認められておらず、この対応に関しては今後の問題を残している。

IV. 3 名古屋東部

庄内川より南の竜泉寺丘陵・守山台地・東山丘陵などには、シルト・砂・砂礫の互層を主とした矢田川累層が広く分布している。これは、瀬戸-名古屋地域の矢田川累層の上部に当たる。本図幅地域内に発達する矢田川累層のうち比較的下部の層準は、竜泉寺丘陵北縁で見られるように、やや締まったシルト層を主とし、厚さ 2-3m の砂礫層を数 m おきに挟む互層からなっている。シルト層は灰白色・塊状のものが多く、ときに植物破片を多く含んで暗灰色を呈することもある。シルト層は一部では凝灰質となり、また、白色火山灰層を挟むこともある。砂礫層は全般にクロスラミナが著しく、ときに下位層を削り込んでいる。礫はチャートを主とするが、濃飛流紋岩類も多い。普通は 1-2cm 大の円礫を主とするが、ときに 3-5cm 大のこともある。基質は花崗質の粗粒砂である。

一方、守山台地周縁や東山丘陵で見られる上半部の地層は、シルト層と(含細礫)粗粒砂層との数 m ほどの互層からなっており、しばしば白色細粒の火山灰層を挟む。シルト層は下半部と同様に灰白色・塊状のもので、ときに樹幹などを含む亜炭層(厚さ数 10cm)が挟まれる。砂層は花崗質の粗粒砂を主とし、クロスラミナが著しく、チャートや石英の細円礫を含んでいることが多い。ときに 1-2m の厚さの礫層を挟む。この地域の矢田川累層上部の礫層や砂礫層には、白色で流理構造の明瞭な流紋岩礫(普通 2-3cm 大、最大で 5cm 大)が含まれる。この礫は風化によって白色を呈し、露頭でよく目立つため、以前から“白礫”と呼ばれ、猪高相を特徴づけるものとされてきた(松沢・嘉藤, 1954 など)。最近では、この“白礫”がその岩質・成分により、また、礫の分布と礫径の地域的変化とにより、愛知県東部の設楽火山岩類(中新世中-後期)に由来すること、従って矢田川累層上部の堆積期には、名古屋東部地域が設楽地域から西流する水系の影響下にあったことが明らかにされている(ADACHI and KUWAHARA, 1980)。

本地域の矢田川累層は、すべて森(1971b)の猪高部層に属し、矢田川累層の上部を占める。構造は全体として南西に緩く傾斜するものと思われるが、小さな波曲が多く判然としない。層厚も明確でない。本

層中からは、*Sequoia*、*Glyptostrobus*などの植物遺体、*Nyssa*、*Liquidambar*などの花粉化石が産出している (SOHMA, 1958; 吉野, 1971)。

V. 第四系

「名古屋北部」図幅地域内の更新統は、その分布状況から見て、丘陵頂部に発達する高位礫層群と、丘陵地を取り巻いて分布する中・低位段丘の構成層とに大別できる。

篠岡丘陵では、前者に属するものとして古い方から順に、上末層・潮見坂礫層・桃園園礫層・桃山礫層がある。上末層を除く3礫層は、ここで新たに命名したものであるが、内容的には春日井団研グループ(1971)が篠岡丘陵東部において、高位段丘Ⅰ面の構成層、同Ⅱ面の構成層、同Ⅲ面の構成層と呼んだものと同じである。庄内川と矢田川とに挟まれた竜泉寺丘陵及び名古屋市街東部の東山丘陵では、高位礫層に当たるものとして、唐山層と八事層が発達している。

中位段丘(熱田面)の構成層は熱田層である。ただし、地表では熱田層上部層の上半部しか見られない。篠岡丘陵南縁の田楽台地の構成層は、田楽層と呼ばれることもあるが、本図幅では、熱田層に一括して扱った。

低位段丘の構成層としては、古い方の小牧礫層・大曽根礫層などと、新しい方の鳥居松礫層などがある。いずれも、木曾川・庄内川などの扇状地ないし谷底平野に形成されたものである。

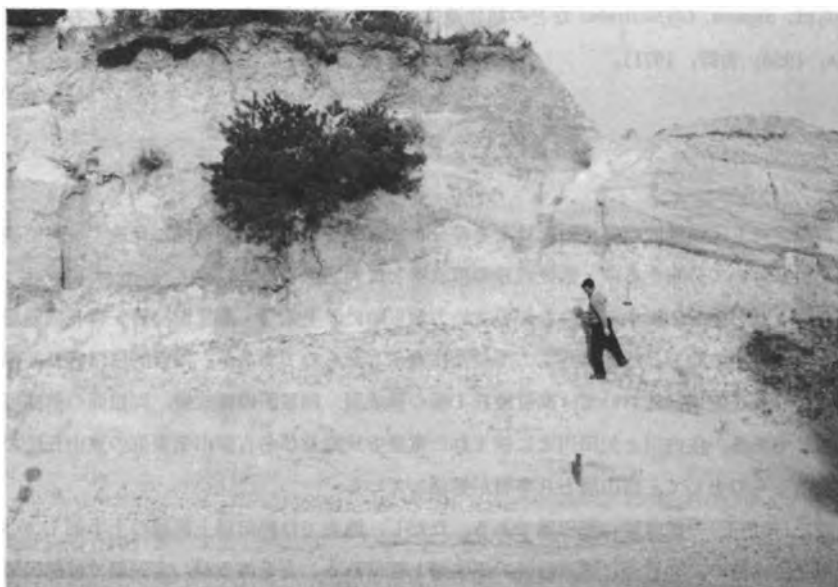
本図幅地域東部の丘陵地・台地に発達する更新統は、その大部分が西方の平野地下へ連続し、沖積層下に伏在している。多数のボーリング資料の解析によって明らかとなった濃尾平野の地下地質については、項を改めて第Ⅵ章で述べることにする。また、沖積層についても、本章では地質図上の区分と関連した表層部の簡略な記述にとどめる。

V. 1 ^{からやま}唐山層 (松沢・嘉藤, 1954)

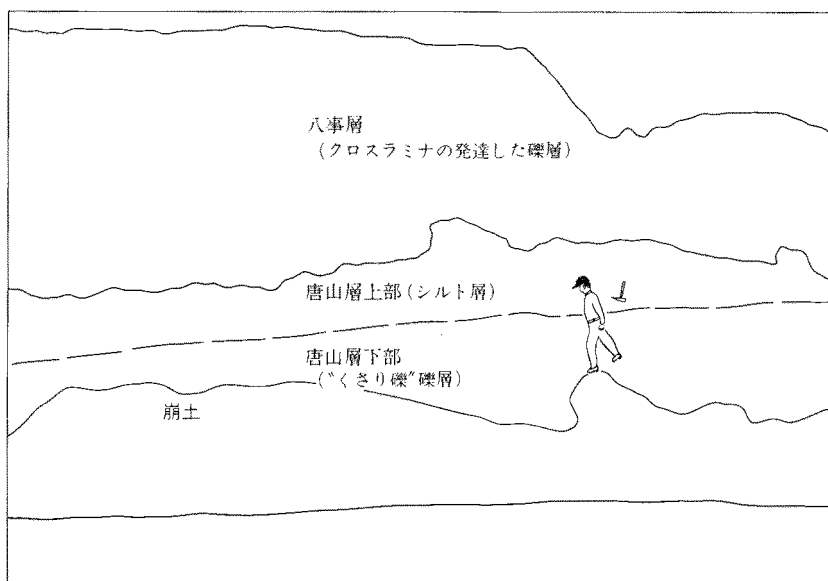
本層は、竜泉寺丘陵・東山丘陵で、矢田川累層の上位に不整合に重なり、丘陵頂部を作る高位礫層の下半部を占める地層である。下位の矢田川累層との間には、かなりの起伏を示す明瞭な不整合がある。唐山層は、標式的には、下部の3-6mが大円礫-巨礫を含む礫層から、上部の3-4mが砂・シルト層からなっている。しかし、上位の八事層との不整合により、上部が削り去られていることが多い。上部が比較的によく残っているのは、平和公園西南部(「名古屋南部」図幅地域内)であるが、同公園北部や竜泉寺丘陵西端部でも、部分的に上部が見られることがある。

唐山層下部の礫層は、チャート・砂岩・頁岩など中・古生層に由来する礫のほか、大量の濃飛流紋岩類やホルンフェルスの礫を含み、まれに花崗岩類の礫も見られる。これらの礫は、東山丘陵では10-20cm大の円礫を主とするが、竜泉寺丘陵では10-30cm大であり、ときに40cm大の巨礫も混じえる。また時には、径2-3mに達する矢田川累層起源のシルト岩塊を含むこともある。これらの礫は、チャート礫を除いて、ほとんどが著しい風化を受けており、いわゆる“くさり礫”の状態になっている。

唐山層の上部は、花崗質の砂から上方へシルトに移り変わるもので、シルト中には厚さ約20cmのガ



(a)



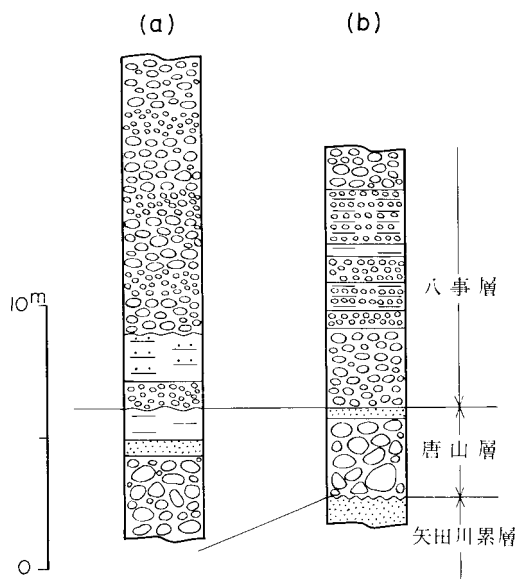
(b)

第23図 唐山層と八事層の不整合を示す露頭 (名古屋市千種区, 名古屋大学の北; 1961年3月 桑原撮影)

ラス質火山灰(猫ヶ洞火山灰層)が、膨縮したり尖滅したりしながら挟まれている。唐山層の上部が失われて、唐山層下部の礫層と八事層の礫層とが直接する場合には、両者の不整合関係は不明瞭となり、漸移的に見えたりする。

唐山層の分布は、名古屋大学付近を南限としており、八事層ほど南まで広がらない。しかし、北方

では篠岡丘陵の上末層が、礫はより粗大となるが、本層と岩相的によく似ており、本層の北方延長と思われる。唐山層の分布状況、及びその礫径が北方へ大となっていく傾向から見ると、本層は、木曾川水系や土岐川水系（庄内川—内津川につながる）など、北ないし北東からの水系の支配下に形成されたものと考えられる。



第24図 唐山層・八事層の柱状図 (a) 竜泉寺丘陵; 竜泉寺付近 (b) 東山丘陵; 平和公園北部

唐山層の形成年代に関する確実な証拠は乏しい。その上部のシルト層の花粉組成からは、*Metasequoia* 植物群消滅期以降のものと判断される (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、牧野内ほか (1983) は、猫ヶ洞火山灰層に相当すると見られる火山灰のフィッシュトラック年代を測定し、 1.9 ± 0.6 Ma という年代値を得た。ただし、この測定試料では各ジルコン粒子の年代値はかなり幅広くばらついており、古い年代を示す粒子もかなり含まれている。火山灰層



第25図 八事層基底が唐山層下部と接する不整合 (名古屋市名東区, 平和公園北部) 写真の下部約2/3の“くさり礫”礫層が唐山層, 大きなシルト岩ブロックを含む。上部のチャート礫が水平な方向性を示して配列する部分が八事層

の堆積条件も含めて、今後十分な吟味が必要であろう。現在のところ、唐山層の年代については、第四紀初頭から同中期までの幅をもって考えなければならない。

V. 2 八事層^{やごと} (松沢・嘉藤, 1954)

本層は、「名古屋北部」図幅地域内では、竜泉寺丘陵と東山丘陵とに分布する。南方では「名古屋南部」地域内に広く発達し、唐山層に比べてより南方まで広がっている。

この地層は、ほとんどがチャートの円-亜円礫よりなる礫層を主体としている。礫径は、竜泉寺丘陵で5-10cm、東山丘陵でときに10cmを超す大礫も含まれるが大半は3-6cmと、南へ向かって礫径を減ずる傾向がある。チャート礫は風化を受け、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。基質は、シルト混じりの花崗質砂よりなるが、風化によって赤褐色を呈することが多い。礫層中にはシルト層や砂層も挟まれるが、これも同様に赤色化していることが多い。

八事層の礫の密集部では、大礫の集中部と小-細礫の集中部とがだまかに繰り返して、不明瞭ながら層理を示すことが多い。また、この様な部分では、礫の覆瓦状配列もしばしば認められる。東山丘陵では、砂礫質の部分が多くなり、また、砂やシルトのレンズあるいは連続性のよいシルト層を数-10数mの間隔で挟むようになる。シルト層の発達する層準でシルト層が欠如する場合、対応する礫層中にシルトのブロックが多数含まれていることが多い。このことは、シルトの堆積層準では現在見られるより広範囲にシルトが堆積したこと、そして上位の礫層の堆積時にそのかなりの部分が削り去られたことを示すものであろう。



第26図 八事層の礫層の堆積状況 (名古屋市守山区, 竜泉寺付近)
チャート礫を主とした礫層。大礫の集中部と中-小礫の部分とが不明瞭な層理を示して繰り返す。

八事層は、唐山層を不整合に覆っている。八事層が唐山層上半部のシルト層の上に重なる場合には、八事層の最下部はチャート礫を主とする典型的な“八事型の礫層”から始まっており、両者の不整合は明瞭である。しかし、唐山層下半部の礫層と直接に重なる場合には、八事層の最下部に唐山層から洗い出された多様な礫が再堆積しており、両者の関係は分かり難くなっている。

八事層の層厚は、全体として20-30m前後で、東方へ薄く、西方へ厚くなる。また東山丘陵南部では、40m前後の厚さとなる。構造的には、西ないし南西へ緩く傾く。

八事層の分布する丘陵でも、八事層の堆積面そのものは残っていない。しかし、

その稜線を連ねたスカイラインは明瞭な定高性を示し、ここで復元される地形面は八事面と呼ばれている。八事面は、竜泉寺丘陵の海拔110mを最高として、南西へ17-25/1000の勾配で傾き、東山丘陵の南西端では海拔30m前後まで低下する。また、八事面の原面をほぼ示している稜線上では、赤色土壌が厚く発達している。

東山丘陵北部の覚王山付近には、八事面をわずかに削り込んだやや平坦度の高い地形面が認められる。町田ほか(1962)はこれを覚王山面と呼び、その分布は貝塚ほか(1964)によって示された。覚王山面を構成する独自の堆積物は、確認されていない。

八事層の礫は、風化や摩耗・分解に対して抵抗性の大きいチャート礫を主としている。また、その礫の表面は溶脱して白色化していることが多い。八事層は、矢田川累層からの再堆積物質によって、主として構成されたものであろう。唐山層の場合とは、その形成に支配的な影響を与えた水系が大きく異なっていたと考えられる。ただし、八事層は、唐山層の堆積にほとんど引き続いて堆積したものであろう。

V. 3 ^{かみすえ} 上末層 (小牧団研グループ, 1971)

本層は、篠岡丘陵西部において、矢田川累層を不整合に覆い、海拔80m以上の山頂部にわずかに残存している礫層である。本層基底の不整合は、一露頭内でも1.5m程度の凹凸を示している。不整合直下の矢田川累層は著しい風化を受けて、濃赤褐色化しているのが特徴である。赤色化の範囲は、不整合面下20m前後に達する。上末層自体の赤色風化も著しい。

本層の基底部には、20-30cm大、ときに50cm大の亜円礫が特に密集した部分が、1-2mの厚さで見られる。これより上位は、10-10数cm大の花崗岩、濃飛流紋岩類、中・古生界の砂岩や頁岩などの“くさり礫”と、数cm大の堅硬なチャート礫よりなる礫層となる。礫は雑然と密集し、礫の配列に方向性は認められない。しかし、ごくまれにシルト層や砂層の狭みが見られる。

上末層は、その岩相から見て河成堆積物である。層厚は、不整合と山頂との高度差から見て、少なくとも10mはある。化石は産出しない。この礫層は、岩相の類似から唐山層の北方延長と考えられている。

篠岡丘陵南部には、北北東-南南西方向に伸びるほぼ平行した2条の尾根がある。このうち西側の尾根は海拔80-90mで、上末層はここに残存している。東側の尾根は海拔90-100mとわずかに高いが、ここでは上末層は分布しない¹¹⁾。また、上末層直下の赤色風化殻も見られない。このことは、上末層基底の不整合が広い範囲で見てもかなりの起伏を有していたことを示すものであろう。

上述の上末層の分布から離れて、西方の小牧台地に孤立する岩崎山の山頂部にも、基盤の花崗岩を不整合に覆う礫層の小分布が見られる。これは岩崎山山頂の北側に露出するもので、層厚は約8mである。礫層の下部約2mには50cm大の円礫が集中し、それより上位では10数-20cm大の亜円礫を主とす

11) この尾根の北部、海拔101.5mの独標点の北西斜面で、春日井団研の調査当時(1964年頃)には、上末層の分布が認められた。しかし、現在では人工的な掘削により、この礫層の分布は失われている。



第27図 上末層の基底部（小牧市，篠岡丘陵西部）礫の大部分は著しく風化して“くさり礫”となっている。矢田川累層の粘土層の上に重なる

る。礫種はいずれも濃飛流紋岩類，中・古生界の頁岩などからなり，チャートは少ない。礫は雑然と密集し，層理を示さない。また，全体として風化が著しく，“くさり礫”となっている。

本礫層は，矢田川累層の項で述べた「岩崎山東部のチャート礫を主とし，花崗岩大礫を含む礫層」とは，分布高度・岩相の点で明らかに別物である。ここでは，岩相や分布様式の類似から，一応上末層に含めた。しかし，分布高度は海拔50m程度で，篠岡丘陵の上末層よりかなり低い。このことが上末層堆積後の傾動運動によるものか，それとも岩崎山の礫層が上末層より若い可能性を示しているのか，については今のところ明確でない。

V. 4 潮見坂礫層（新称）

本層は，春日井団研グループ（1971）による“高位段丘 I 面の構成層”と同じものである。本図幅地域内では，篠岡丘陵東部の山頂部に平坦面を伴ってわずかに分布するにすぎないが，これより東方では，春日井桃花源から潮見坂平和公園にかけて広がっている。

この礫層は，矢田川累層の上に不整合に重なる。不整合面の高度は，本図幅地域東縁で約75m，潮見坂平和公園東部で95m前後と，東方へ次第に高くなる。露頭で見る不整合面は，多少の凹凸を伴うがほぼ平滑であり，かつ明瞭である（第28図）。不整合直下の矢田川累層は，かなり風化して赤褐色を呈するが，上末層基底の場合ほど著しくない。

潮見坂礫層の層厚は，現在見られる限りで5-6mである。そのうち基底部の約1mは，30-50cm大の巨礫が雑然と密集している。この部分では，下位の矢田川累層の半固結シルトの角礫が多量に含まれるほか，チャート・濃飛流紋岩類の壺円礫が多く，ホルンフェルス・斑状花崗岩・頁岩などの礫も混じ



第28図 潮見坂礫層の基底部（春日井市，潮見坂平和公園の西部） 礫層の下位は矢田川累層の風化部

り、礫種構成はかなり多様である。チャート礫以外は“くさり礫”となっている。この部分は、岩相的に唐山層や上末層に似ている。これより上位には、普通3-5cm大、最大で10cm大程度のチャート亜円礫を主とした礫層が漸移的に重なる。ここでも礫はかなり密集しているが、その配列には方向性があり、北東から南西への流向を示す覆瓦状配列を呈する場合もある。基質は粗粒砂よりなる。潮見坂礫層のこの部分は、再堆積性のもので、岩相的には八事層に似ている。

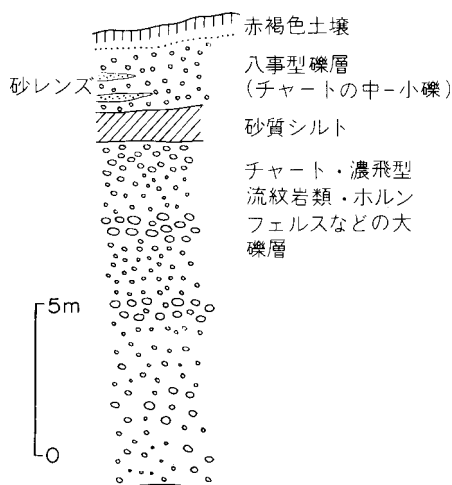
本層は、土岐盆地から流れて来た内津川水系の河床礫層として形成されたものであろう。分布高度や地形面の残存状況から見て、本層は、上末層より(従って唐山層・八事層より)若いと考えられる。時代的には更新世中期のもので、濃尾平野地下では海部累層の一部に対比される。

V. 5 桃花園礫層（新称）

本層は、春日井団研グループ(1971)による“高位段丘Ⅱ面の構成層”と同じものである。篠岡丘陵の東部で前述の潮見坂礫層の南側に、緩斜した段丘面を残して分布する。

本図幅地域内では、本層の露出はごく限られている。東隣「瀬戸」図幅地域内の春日井市出川付近で最も厚く、かつ標式的に発達しており、層厚は20m以上に達する。出川付近では、下部から上部へ、チャート礫を主とし濃飛流紋岩類・ホルンフェルス・砂岩などの大-中礫を混じえた礫層(厚さ15m以上、ときに砂・シルトのレンズを挟む)、砂・シルト層(厚さ1-2m)、チャート礫の卓越した再堆積性の中-小礫層(厚さ2m前後、砂のレンズを挟む)の順に重なる(第29図)。ここでは、チャート礫の表面は、一般に白色化している。本図幅地域には、上述の標式的な地層の西方延長が分布し、その上半部に相当する厚さ数mの部分が発達する。

本層は、その堆積面の状況や岩相、構成礫の種類などから見て、内津川水系の河床堆積物と考えられ



第29図 桃花源礫層の柱状図 (春日井市出川, 60.5
三角点の北側の崖) 1964年夏 桑原スケッチ

は、濃飛流紋岩類・ホルンフェルス・頁岩なども多少混じる。この礫層は、大小の礫の配列により、不明瞭な層理を示す。礫層の上位には、灰白色・塊状でときに細礫を含むシルト層(厚さ1.5m)が水平に続く。更に上位には、2-3cm大のチャートの円・亜円礫よりなる礫層が重なる。

本層の層厚は、見られる限りで約5mであるが、下限は不明である。段丘面としては、桃山礫層の堆積面のほかに、これをわずかに削剝したやや低い浸食面が南縁に付着している(春日井団研グループ, 1971)。本層は、潮見坂礫層・桃花源礫層と同様に、濃尾平野地下の海部累層の一部に対比され、更新世中期のものであろう。

V. 7 熱田層(松沢・嘉藤, 1954)

名古屋市の中心部に広がる熱田台地の構成層を模式とした地層である。熱田層に関して、地表で観察される層序は、松沢・嘉藤(1954)によって明らかにされた。しかし、濃尾平野地下をも含めた熱田層の全容が把握されるようになったのは、松沢・桑原(1964)以降のことであり、桑原(1975b)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、数枚の粘土層を挟むが砂層を主とする上部層、という岩相層序区分が明確にされた。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60m以上、全体としては100m以上に達する。

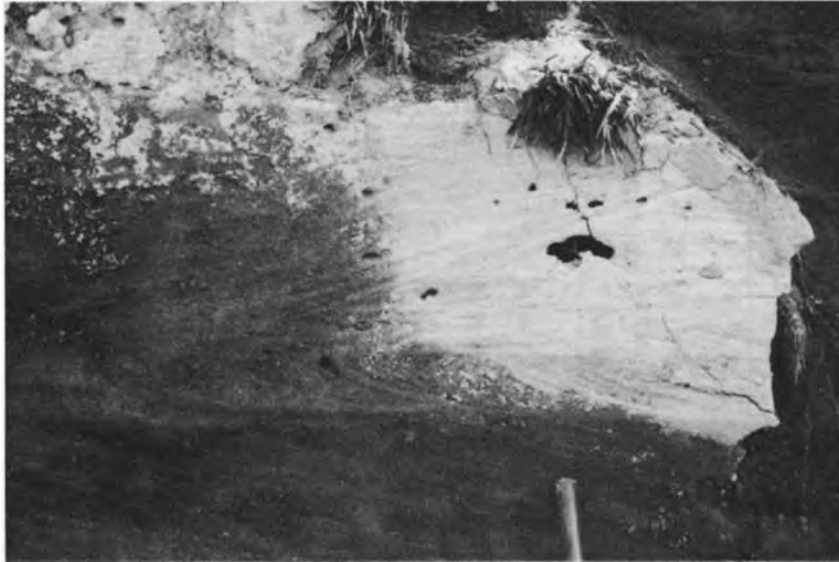
熱田台地域の熱田層は、全体として下部に粘土層が、上部に砂層が卓越し、詳しく見ると、下部の粘土層は5層準に発達する(桑原ほか, 1982)。そのうち最下位の粘土層が側方へよく連続し、海生貝化石を多産する。他の4層準の粘土層は、レンズ状に挟まれるにすぎない。この中では、上から4番目の粘土層に名古屋南西部で海生貝化石を産するが、他のものは泥炭湿地性の河川下流域を示す淡水珪藻群集を含んでいる(森, 1980b)。上記の粘土層を挟む砂質層も、一部を除いて河川下流域の堆積物と推定される。名古屋付近では、上から4番目の粘土層の上限をもって、下部層と上部層との境としている。

る。時代的には更新世中期のもので、濃尾平野地下では海部累層の一部に対比される。

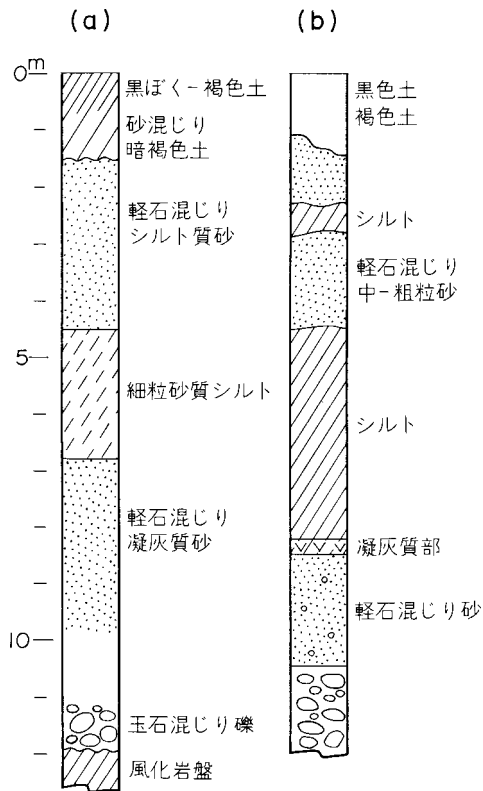
V. 6 桃山礫層(新称)

本層は、春日井団研グループ(1971)による“高位段丘Ⅲ面の構成層”と同じものである。篠丘陵南縁に海拔40-50mの高さの台地を作っており、篠岡丘陵周辺の高位礫層のうち最大の広がりを残している。

本礫層は、前述の桃花源礫層とよく似た岩相で、チャートの数-10数cm大の亜円(-亜角)礫を主材とした礫層を主としている。チャート礫は、その表面が風化して白色化していることが多い。礫として



第30図 クロスラミナの発達した熱田層の砂層 (春日井市, 田楽台地南部)

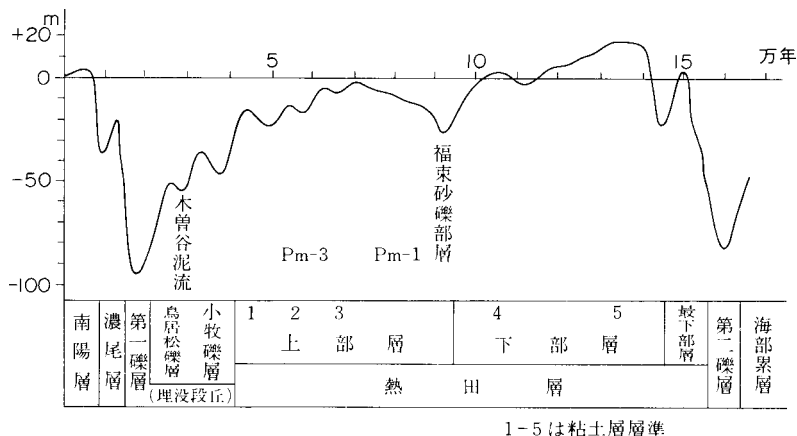


第31図 小牧山南麓, 小牧市役所建築現場の熱田層 (桑原の1965年当時の観察による) (a)ボーリング柱状図, (b)掘削面の柱状図

熱田台地や田楽台地など地表で見られる熱田層は、熱田層上部層のうちでも上半部にすぎない。地表での熱田層は、木曾川水系の直接的な影響下にあった範囲では、御岳火山に由来する火砕物質を多量に含んだ、細礫混じりの中粒砂を主としている。一般にクロスラミナがよく発達し、0.5-3 cm 大の軽石を多く含んでいるのが特徴である。同様な砂層は、小牧山の南麓でも、小牧市役所の庁舎建設のさいに認められた(第31図)。

このような熱田層最上部の砂層は、濃尾平野東縁の台地に広く発達し、北方へは木曾川北岸の各務ヶ原台地まで及んでいる。この地域の他の第四系がほとんど礫層を主とする中において、熱田層最上部の砂層(及びそれによって構成される台地)は、この地域での第四系の区分・対比のためのよい手掛りとなっている。

一方、以上に述べた熱田層最上部と同時期に形成された地層でも、木曾川以外の河川の影響下に形成された範囲では、礫-砂礫の卓越した河成相となっている。地域的には、熱田台地北



第32図 濃尾平野周辺における第四紀後期の海水準変動曲線 (桑原ほか, 1982により簡略化)

東部・守山台地・篠岡丘陵南縁のうちの東部、がこの範囲に属している。

守山台地で見られる熱田層の礫層は、厚さ 10m 前後で、東部ではチャートや石英の数 cm 大の亜円礫を主材とし、礫の配列の方向性はほとんど認められない。しかし、西方へ次第に細円礫層や砂層を挟むようになり、西端部では 2-3cm 大のチャート細円礫を主としたクロスラミナの著しい砂礫層となっている。このような河成礫層の分布の西端は矢田川を越えた長母寺付近まで達しており、また、南縁は熱田台地の北東部にかかっている¹²⁾。

熱田層は、その上部層の基底に御岳火山に由来する軽石 Pm-1 を¹³⁾、また、上部層の中-上部に同じく Pm-3 群の軽石を含んでいる。Pm-1 の年代はフィッシュトラック法で 7-9 万年前とされ (町田・鈴木, 1971)、Pm-3 の噴出年代は¹⁴C 法及びイオニウム法で約 4 万年前とされている (小林, 1967; KOBAYASHI *et al.*, 1968)。一方、熱田層より若い小牧礫層を覆っている木曾谷泥流の¹⁴C 年代は、約 2.7 万年前と測定されている (QUATERNARY RESEARCH GROUP OF THE KISO VALLEY and KIGOSHI, 1964)。これらの年代値から見ると、熱田層下部層の形成は 9 万年前より古く、最終間氷期の間ということになる。南関東でいえば、下末吉層に対比される。一方、熱田層上部層は、最終氷期の前半の時期の堆積物に当たる。熱田層の堆積が終り、熱田面が離水したのは約 4 万年前のことであろう。このように、最終間氷期から最終氷期前半にかけて、地層がほぼ連続的に形成されていったのは、南関東などでは見られない、沈降地域としての濃尾平野の特色である。

V. 8 小牧礫層 (桑原, 1969)¹⁴⁾

小牧礫層は、本宮山山地の西方から篠岡丘陵の西-南方へかけて連続的に広がる小牧台地の構成層である。この礫層の状況を示す露頭は、台地西縁では小牧市街の北でわずかに見られるにすぎない。ここでは、径 20cm 大の円礫を主とした礫層よりなっており、礫種は花崗岩や濃飛流紋岩類を主とするが、

12) 熱田台地北東部では、礫がちの部分チャンネル状に複雑に分布しているため、地質図では砂質相として一括して塗色した。

13) SAKAI (1981) は、Pm-1 が熱田層下部層に含まれるとし、かつ、熱田層の下部層と上部層との間に不整合を考えている。

14) 11 ページの脚注 8) 参照



第33図 木曽川水系の小牧礫層 (大口町外坪)

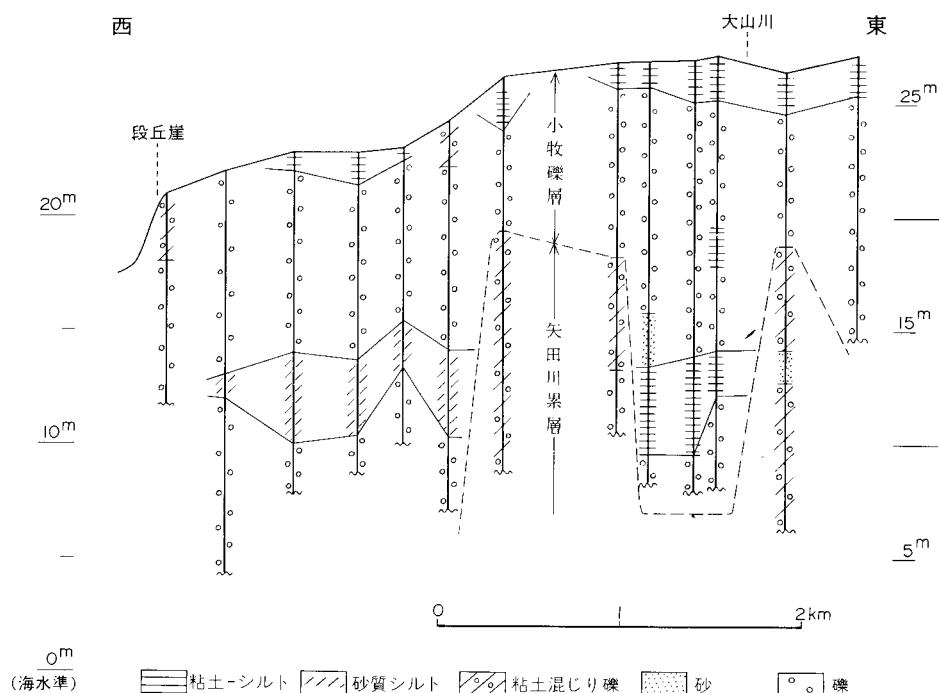


第34図 庄内川水系の小牧礫層 (春日井市篠木町)

中・古生界の砂岩・頁岩礫も混じる。大礫の間は数cm大以下の円礫が埋め、大礫は不明瞭ながら水平な層理を示して配列している。小牧付近では、この礫層の上位に厚さ1m程度の赤褐色ローム様土壌が発達し、更にその上位に1m強の厚さの黒ボク土壌が重なることがある。

南部の春日井付近でも、小牧礫層は10数cm大以下の亜円礫を主としており、チャートや濃飛流紋岩類の礫が多い。大礫はやや密集しているが、水平な方向性を示して配列しており、大礫の間は2-3cm大の細礫が埋めている。礫層の上位には、赤褐色を呈するローム様土壌が約1mの厚さで発達する。

本層の層厚は、ボーリング資料から見て10数mと思われるが、下限が確定できないので、はっきりし



第35図 小牧礫層のボーリング柱状図 (小牧北方の東名高速道路ぞい)

たことは分からない¹⁵⁾。

本層は、熱田層より若く、かつ、北方の犬山付近で約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、本層の形成は、約3万年前のことと思われる。最終氷期の海面最低期直前に、海面の小変動に伴って形成されたのであろう。

V. 9 大曾根礫層 (松沢・嘉藤, 1954) 及びその相当層

熱田台地を東西に分断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と呼ばれる。この礫層の露頭は、現在ではほとんど見られない。ボーリング資料によると、この礫層は、普通2-3 cm大、最大でも5 cm大のチャート垂円礫を主材とし、頁岩礫も多少含まれるようである。礫はかなり密集し、基質は粗粒砂よりなることが多い。しかし、ところによっては、本層が全体として礫混じりの粗粒砂となっていることもあり、岩相の地域的変化はかなり大きい。本層の層厚は5-6 mで、上位には厚さ1-2mの粘土-砂質粘土が重なっていることが多い。

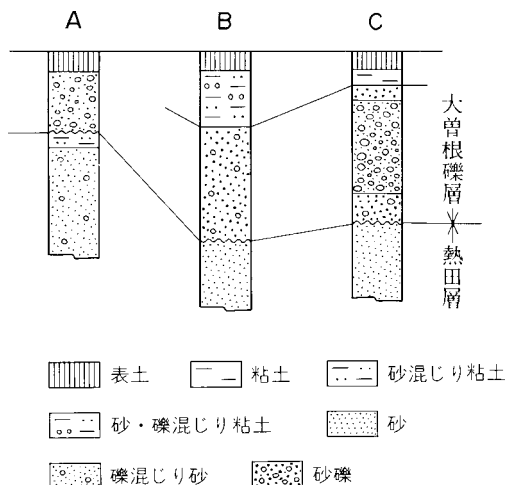
大曾根礫層はその分布の南端で沖積面下に没しているが、海側への延長は名古屋港付近まで追跡されている(竹原ほか, 1961)。また、上流側では、地形面の高度と現河床との比高から見て、矢田川水系の猪子石原の段丘層に連続するものと考えられる。

15) 第35図で、砂質シルトあるいは粘土-シルト以下の地層が小牧礫層に属するかどうかは、今のところ不明である。

猪子石原の段丘を構成する礫層は、主として数cm大以下の大きさの濃飛流紋岩類やチャートの亜円-亜角礫よりなり、花崗岩・頁岩などの礫も混じっている。礫はあまり密集せず、不明瞭ながらほぼ水平な方向性を示して配列する。大礫の間は、細礫や花崗質の粗粒砂が埋められている。

大曽根礫層は、前項で述べた小牧礫層に対比される。

V. 10 鳥居松礫層 (桑原, 1969)¹⁶⁾ 及びその相当層



第36図 大曽根礫層のボーリング柱状図 A:名古屋東郵便局(凹地の西縁) B:千種アパート C:中部鉄道学園(凹地の東縁)

本層は、春日井市の市街地付近に広く発達する鳥居松段丘の構成層であり、庄内川の形成した旧扇状地礫層である。普通3-5cm大、最大でも径10cm程度の亜円-亜角礫を主材とした礫層で、チャート礫を主とするが、石英・ホルンフェルスや濃飛流紋岩類の礫も多い。礫はかなり密集しているが、水平な方向性を示して配列することが多い。また、礫は新鮮で堅硬である。基質は粗粒砂よりなる。礫層の上位にはところによって、厚さ1m内外の中粒砂層が発達する。また、地表では、小牧面の場合ほど顕著ではないが、厚さ0.5-1m



第37図 鳥居松礫層の露頭 (春日井市関田町)

16) 11ページの脚注8)参照

の赤褐色ローム様土壌が見られる。

鳥居松段丘とほぼ同時期に形成された木曾川水系の旧扇状地は、本地域内では、地域北縁の大口町萩島付近にわずかに見られるにすぎない。

鳥居松礫層は、小牧面を切っており、小牧礫層より若い。一方、濃尾平野地下では、最終氷期の海面最低期に作られた河谷によって切られている。従って、本層の形成期は、ほぼ3万年前から2万年前の間と考えられる。

V. 11 低位段丘礫層

篠岡丘陵付近及び庄内川南岸に見られる小規模な河岸段丘の構成層を便宜的に一括したものである。これらの段丘はいずれも沖積面との比高が小さく、その構成層ははっきりしない。しかし、大山川南岸では、淘汰の悪い泥質砂を基質とした礫層——数cm大のチャート亜円礫を主とする——が認められた。

V. 12 平野の表層堆積物

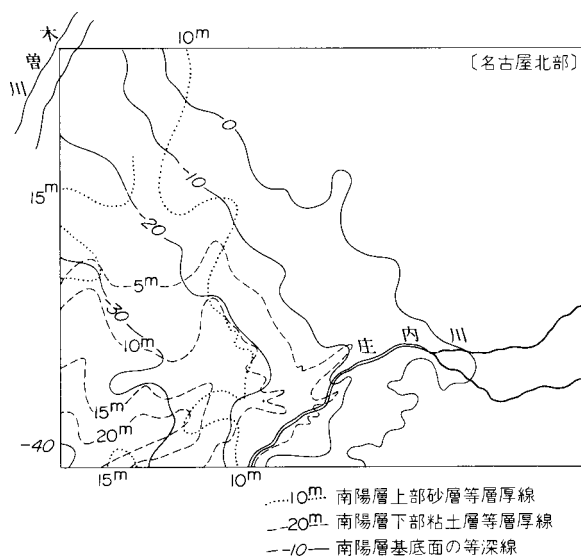
地質図では、“沖積層”を主として表層部の特性に基づいて、扇状地堆積物と氾濫平野・三角州堆積物とに分け、更にそれぞれを旧中州・自然堤防・砂州など微高地の堆積物と後背湿地・旧河道など低湿地の堆積物とに区別して示した。ここでは、上記の区分の関連した平野表層部の構成層についてのみ記述する。

扇状地堆積物 本図幅地域内では犬山扇状地の扇端部が見られるにすぎないが、その中で微高地を形成する旧中州の堆積物(a_2)は、主として2-5cm大の円礫を含んだ砂礫よりなっている。そしてその表層部をほぼ一様に覆って、灰褐色ないし黄褐色を呈する細粒-中粒の砂層が、1.5-2mの厚さで全域に広がっていることが知られている。旧河道には、細砂・シルトを主とした堆積物(a_1)が分布している。

氾濫平野・三角州堆積物 自然堤防・砂州の堆積物(a_3)は、淡褐色を呈する細粒-中粒砂を主としている。扇状地の末端に接する北部では、全体として粗くなり、細礫を含むこともある。南部では全体として細粒となり、シルト質となる。また、東西方向では、五条川より東で粗く、西で細かい傾向がある。後背湿地と新旧河道の堆積物(a_1)は、砂や軟弱な粘土・シルトからなる。泥質層は一般に腐植物に富み、一部は泥炭状になっている。

VI. 濃尾平野の地下地質

濃尾平野の地下地質は、杉崎・柴田(1961a, b)の先進的な研究を契機として、地下水・温泉などを対象とした数多くのさく井資料の解析により、地下層序及びそれと地表との対比などが詳しく解明されてきた。すなわち平野の地下には、上部から下部へ、南陽層(完新統)・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(以上更新統)・東海層群(更新-鮮新統)が分布し、その基底に



第38図 南陽層の基底等深線及び層厚分布 (主として建設省, 1973・1976により集成)

は中新統が分布する。更に地域内北東部には中・古生層, 花崗岩が潜在すると思われる。地下層序と周辺地域の地質との対比については, 第2表に掲げた。

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に区分される。上部砂層は, 平野地域の沖積面を構成する地層で主として砂層からなり, 本図幅地域内の西半部, 特に木曾川付近及び南西部の美和町・甚目寺町・七宝町・大治村など庄内川以西に最も厚く発達する。最厚部は北西部の木曾川近くで,

20m前後である。また, 上部砂層の最上部では, 地形的に後背湿地に当たるところに厚さ5m以下の粘土質層の分布が見られる。

下部粘土層は, 下位の濃尾層または第一礫層を覆って, 本図幅地域内の南西部に分布する。本層基底は, 第38図に示すように, 全体として緩く南西に傾くが, 東海道本線に沿う部分でやや急斜する。また, 平和町付近では, -40mに達する開析谷が伏在している。南陽層基底の形態と下部粘土層の発達状況から見て, 古庄内川は現在より更に西に偏して流れていたこと, その開析谷が下部粘土層により埋積されたことが推定できる。

下部粘土層の下部には, 最下部の砂層が南西地域に発達する。層厚は5m以下である。

この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)が美和試錐試料について行った化石分析がある。この報告によれば, 表層部には厚さ3-4mの後背湿地性の腐植土層が発達し, -14mまでの南陽層上部砂層の下限部付近には貝化石と珪藻群集が見いだされ, 下部粘土層は暗青灰色を呈する海成層である。上部砂層は, 淡水-汽水性または浅内湾-汽水性を示し, 下部粘土層は内湾-沿岸性, または中内湾性を示すことが明らかにされ, 海進・海退のサイクルが復元されている。

VI. 2 更新統

更新統基底の等深線は必ずしも明確にされていないが, 従来の研究から, 大よそ北東-東から南西-西に向かって深くなるものと推定できる(第39図)。本図幅地域内には, 幾つかの地盤沈下観測井が設けられており, その柱状図から更新統の大よその発達状況を知ることができる。これらの観測井の位置を第

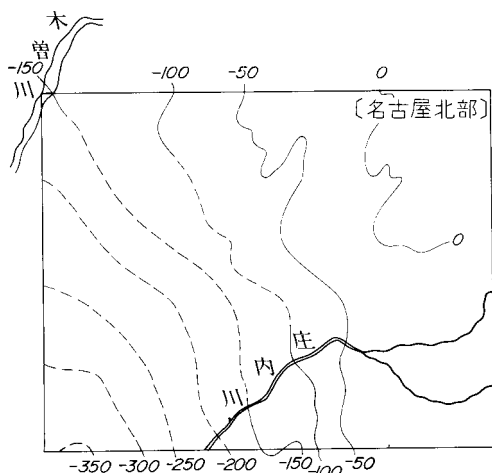
40 図に、各井戸の柱状図、断面図を第 41 図 a-c に示す。

濃尾層：濃尾層は、主として南部地域にあって、第一礫層を堆積した埋没谷中に堆積し、北部では認められていない。砂・シルト・粘土の互層からなり、本図幅地域の南西部の平和町試錐で、本層は深度 - 35m、層厚 5m 前後であるが美和試錐では欠如している。

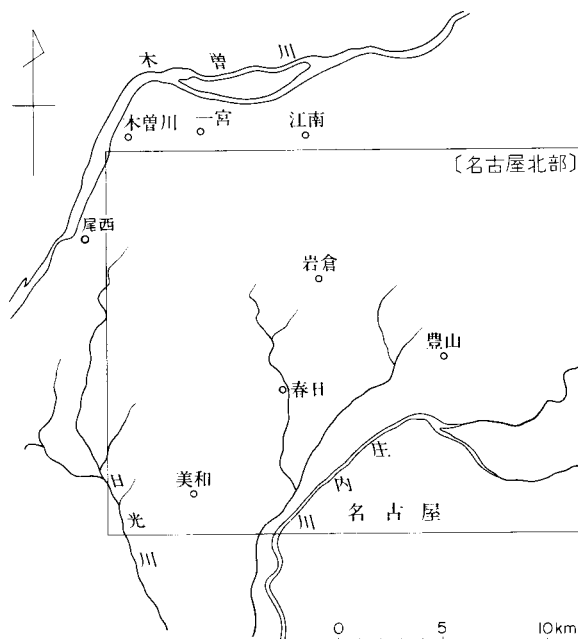
第一礫層：第一礫層は、南陽層又は濃尾層の下位にあり、熱田層を不整合に覆って水平的によく連続して分布する。良好な帯水層として知られ、第一帯水層とも呼ばれている。濃尾平野における第一礫層の基底深度は、第 41 図に示すように北東から南西へ次第に深くなり、- 50m に達する。本層の層厚は、埋没主谷中では 20 m 以上に達するところもある。本図幅地域内の北東-東に向かい緩やかに浅くなる第一礫層は、犬山扇状地砂礫層、鳥居松礫層につながる可能性がある（濃尾平野第四系研究グループ、1977）。

礫層は“石英斑岩”などの大礫を含む木曾川系の円礫よりなり、砂がちの部分を含んでいる。

熱田層：本層は、名古屋市の熱田台地を構



第 39 図 更新統基底の等深線図（桑原、1978・1979a；高田ほか、1979 より編集）



第 40 図 地盤沈下観測井位置図

成する地層を模式とするもので、上部の薄い粘土層を挟む砂がちの地層と、下部の厚い海成粘土層からなり、濃尾平野全域にわたって比較的容易に追跡できる。

上部層は、砂層を主体とし、レンズ状に膨縮する連続性の悪い粘土を挟む。層厚は一般に20-40mである。上部層の砂層中には御岳火山起源の軽石を密集して含む層準があり、鍵層になる。

下部層の粘土層は、北部では10m前後の厚さを有し、南西部では20-30m前後の層厚である。下部粘土層の下位には、10-20mの厚さの砂層を伴うことが多い。

濃尾平野地下水理調査報告(名古屋通産局, 1981)では、第41図の観測井の試錐試料について、微化石分析・重鉱物分析を行った。その結果は、第4表の通りである。

第二礫層：本礫層は、熱田層の下位に連続して追跡される礫層である。この礫層は、濃尾平野東部及び北部では、チャート・“石英斑岩”などの大礫を含み、平野全域によく発達している。本層の厚さは、10-30m強で、礫層は、東から西に深度を増し、本地域西部では-100mを越えている。

海部累層：海部累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、平野の東部と北部で30-40mであるが、南西部では100m近くに達している。

美和試錐では、-87~-95mの範囲が第二礫層、それ以下-170m付近までが海部累層に属するものと考えられる。

海部累層の微化石としては、美和試錐の-142~-143mにかけて比較的多量の珪藻が産出している。これには、海水生の群集、汽水生の群集が多く、強内湾環境を示している(濃尾平野第四系研究グループ, 1977)。

第三礫層：海部累層の直下に連続して追跡される礫層で、層厚10-20m、本図幅地域南西部では深度-250mで、北又は東方に向かって浅くなっている。一宮東部では下位の東海層群が浅所に分布し、本層は、これより東には存在しない(第41図a, b)。

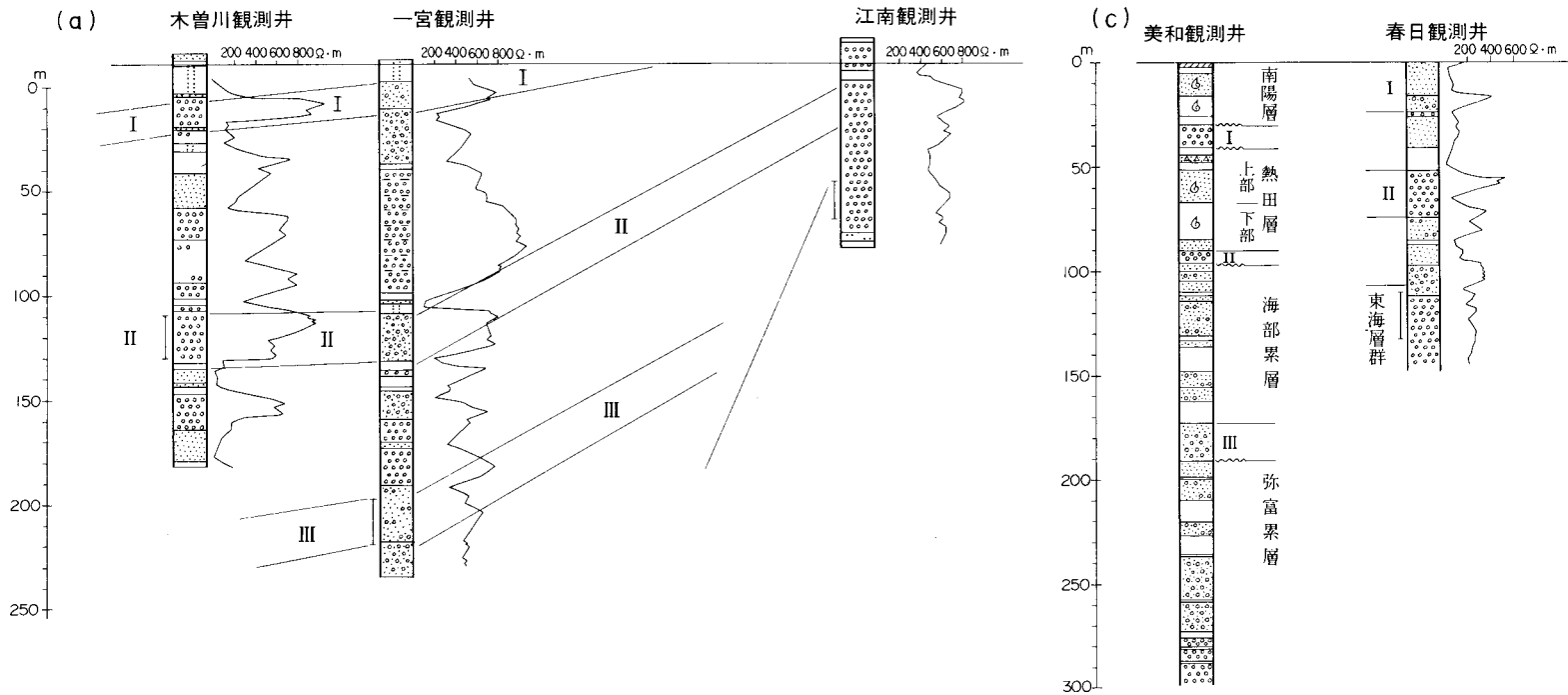
弥富累層：本層は非海成と思われる粘土層と、砂または砂礫層との互層である。従来第二礫層より下位の地層を一括して、名古屋市東部に分布する八事相当層として扱ってきた(建設省, 1973・1976)。

前掲の第39図から、弥富累層基底は津島市付近では-350m以深にあたり、北東に向かって次第に浅くなるのが分かる。なお、更新統の地下地質断面は建設省(1973・1976)に詳細に総括されている。その関連部分を第42図に掲げた。

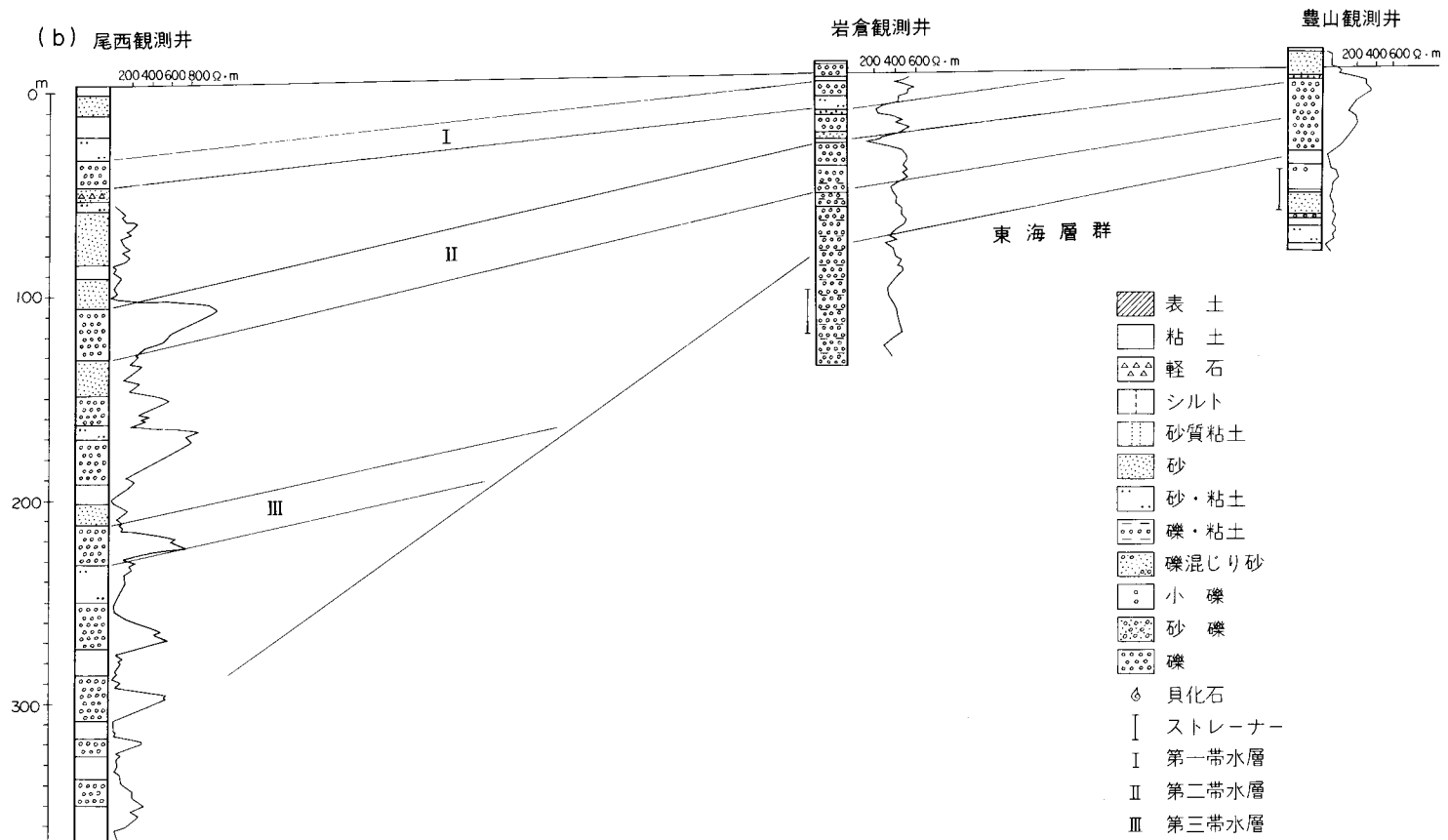
VI. 3 新第三系

鮮新統：鮮新世-更新世前期にあった東海湖に堆積した東海層群で、礫・砂・シルトを主とし、火山灰層・亜炭層を伴い、その厚さは1,000m以上である。しかし本図幅地域内では東海層群の基底まで達した深層ボーリング資料がないので、東海層群全体の層厚やその下部の層相については明白ではない。

中新統：西隣「津島」図幅地域内の資料から、中新統が濃尾平野の深部に広範囲に分布するらしいことが推測される。しかし、本図幅地域内では、その存在は確認されていない。



第41図 地盤沈下観測井地質柱状図 (名古屋通産局, 1981による)

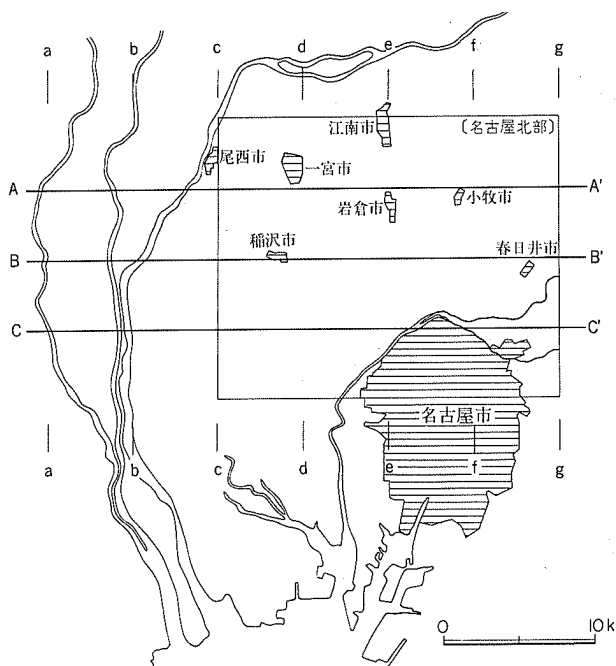


第4表 地盤沈下観測井における微化石・重鉱物分析結果の概要 (名古屋通産局, 1981による)

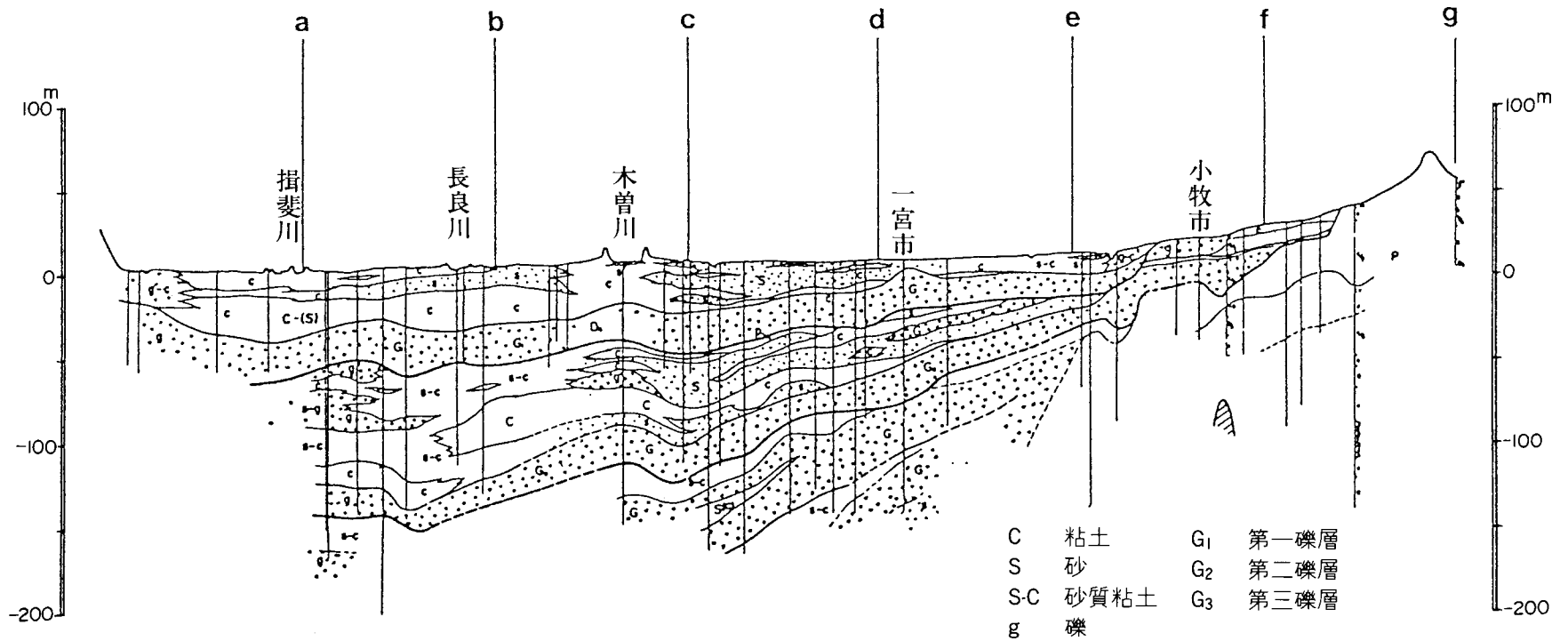
項	場所	深度(m)	分析結果の概要
花粉分析	岩倉	24.80	AP-1では <i>Pinus</i> が多く, AP-2では <i>Alnus</i> が優勢, NAPとしては <i>Cyperaceae</i> , <i>Gramineae</i> が8%±検出された。古環境は現在より若干冷涼であった。
		25.05	
	岩倉	26.20	含有化石が乏しく, 花粉学的に充分なものではなかった。 <i>Concentricystes</i> が当試料から多く検出される。
		26.55	
	春日	52.40	AP-1では, <i>Pinus</i> , <i>Tsuga</i> が多産する。AP-2では <i>Fagus</i> が多い。NAPは <i>Gramineae</i> が多い。冷温帯気候を示唆し淡水の影響が考えられる。
		53.30	
	春日	53.40	AP-1では, <i>Alnus</i> , <i>Cyclobalanopsis</i> , <i>Celtis</i> が増加。NAPは <i>Gramineae</i> 等が若干検出。前者に比して若干寒かったと推定される。
		54.20	
	豊山	7.10	Taxodiaceae, <i>Alnus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Fagus</i> などがわずかに検出され, 古植生は羊歯類孢子が優占し, 古環境は羊歯類の生育に適した環境が検出される。
		7.70	
	木曽川	5.30	古植生としては <i>Alnus</i> を主体とし, <i>Fagus</i> , <i>Betula</i> などの落葉広葉樹と <i>Pinus</i> , <i>Taxodiaceae</i> などの針葉樹が付近に生育していたものと推定される。古環境は水中植物の花粉や湿地性の花粉が検出されることより池沼環境が推定される。
		6.20	
有孔虫分析	岩倉	24.80	貧化石であり, 火山灰質で炭質物を含むことから, 陸成-汽水性の堆積物である可能性が大である。熱田層の最上部と推定される。
		25.05	
	岩倉	26.20	きわめて保存のよい珪質微化石を含むことから海成の堆積物で, 珪藻化石の生長から塩分のかかなり高い環境と考えられる。熱田層上-中部に属するものと推定される。
		26.55	
	春日	52.40	珪質微化石については岩倉2とほぼ同様であるが, 珪藻は内湾環境を特長づける属が多く岩倉2よりもやや塩分は低いものと考えられる。有孔虫数は, 125-135のオーダーを示すが, 濃尾南部の既存資料で熱田層下部の泥層の有孔虫数は0-100であり, その最高値をはるかに越えている。静かな水流環境下で有孔虫数が多数生産された, 海進極大期を指示するものと推定される。
		53.30	
	春日	53.40	少数ではあるがかなり保存のよい海綿骨針, 放散虫が含まれているので海水の影響のある水域の堆積物と推定されるが, 再堆積の可能性もある。
		54.20	
	豊山	7.10	大量の植物繊維と少数の種子, 孢子ならびに菌核以外には微化石は全く認められない。放散虫, 海綿骨針も含まれないところから塩分の影響のほとんどない極淡海水-淡水域の堆積物と推定される。
		7.70	
	木曽川	5.30	
		6.20	
珪藻分析	岩倉	24.80	海生・沿岸性の <i>Melosira sulcata</i> , 淡水・浮遊性の <i>Melosira italica</i> , 止水性の <i>Frusturia vulgaris</i> 等を産する。含有殻片が少なく, 堆積環境等は推定しえない。
		25.05	
	岩倉	26.20	殻片の含有率は低いが, 淡水, 附着性-底生種である。 <i>Cocconeis placentula</i> , <i>Epithemia zebera</i> 等を含んでいる。海生種の破片や汽水生種もわずかに含んでいるが, 淡水環境下の堆積物と考えられる。
		26.55	
	春日	52.40	珪藻殻片を豊富に含む淡水種をわずかに含むが海生沿岸性種を多産する。主な構成種は海生沿岸性の <i>Cyclotella stylum</i> , <i>Melosira sulcata</i> , <i>Thalassionema nitzschioides</i> の3種である。浮遊性の <i>Coccinodisus</i> 属, <i>Thalassiosira</i> 属もわずかに含んでいるが, 沿岸附着性のものも含む。したがってこの2試料は, 海成沿岸-内湾性の堆積物と考えられる。
		53.30	
	春日	53.40	
		54.20	
	豊山	7.10	産する淡水産の種数, 個体数も少なく十分な解釈はなしえない。層的にはこの試料の層準は第四系に属するものと考えられる。
		7.70	
	木曽川	5.30	淡水生珪藻を豊富に含んでいる。多産する種は浮遊性の <i>Melosira italica</i> , <i>Tabellaria fenestrata</i> である。浮遊種の多いことなどから, 中-富栄養型の湖沼の堆積物と考えられる。
		6.20	

第4表 (つづき)

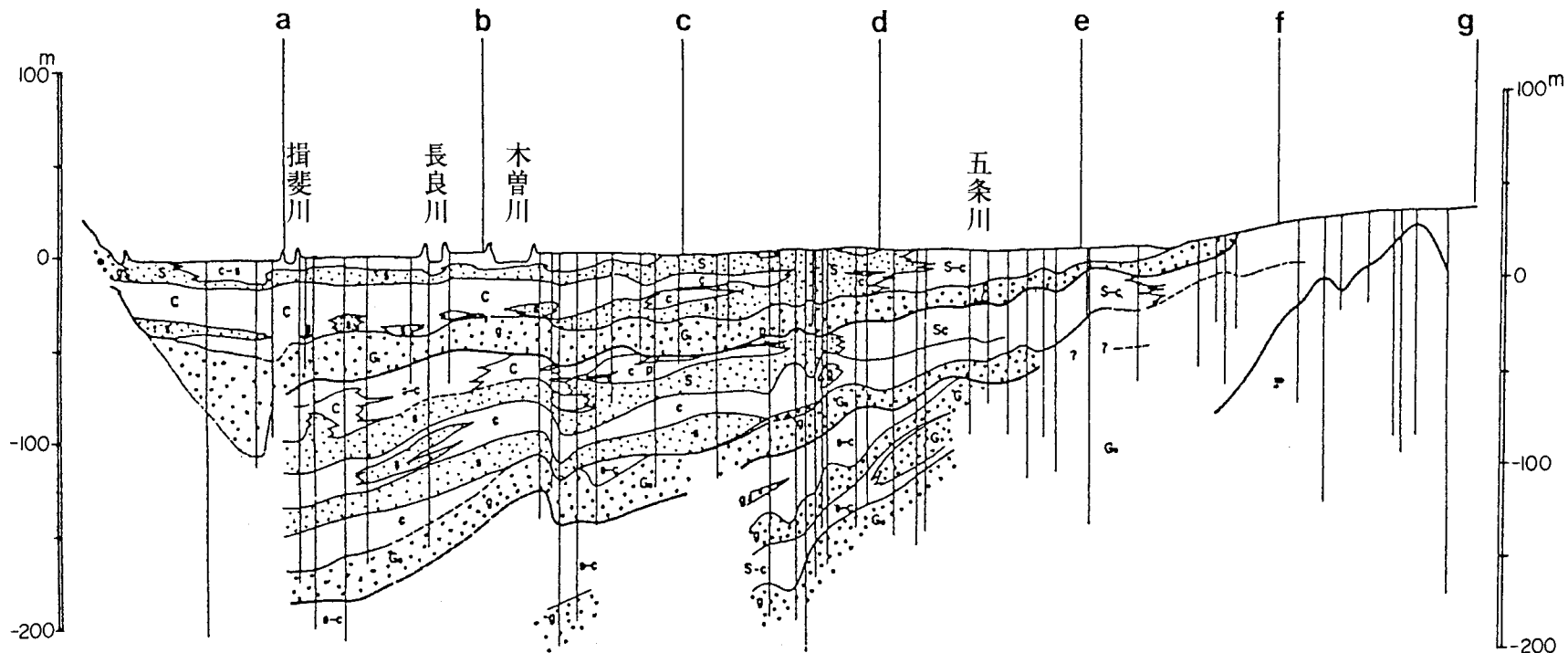
項	場所	深度(m)	分析結果の概要
重 鉍 物 分 析	岩倉	24.80	試料の1,2ともジルコンの量が Pm-1 の特長に一致し、また H/T% の値がいずれも1桁台であること、また磁鉄鉱が多いことなどからこれらの軽石が Pm-1 あるいは Pm-1' に相当する可能性がよい。
	岩倉	25.20	同 上
		25.50	
	春日	29.40	試料1,2とも H/T%, 角閃石, ジルコン, 黒雲母などの成分で Pm-1, Pm-1', 横浜, 梶谷, 名古屋港などのデータと類似する点が多い。その結果同様に Pm-1, あるいは Pm-1' の可能性がよい。
		30.10	
	春日	33.00	同 上
	豊山	5.60	角閃石が多いが、これに次ぐのはシソ輝石、普通輝石でジルコンは木曾川と同量入っている。黒雲母は2%と少ない。緑れん石+ゾイサイト グループも少ない。下記の木曾川と同様の考察結果となる。
		6.00	
	木曾川	36.00	角閃石が多く次いで緑れん石+ゾイサイト グループ、黒雲母、ジルコンの順となる。重鉍物組成は岩倉の軽石試料のそれとも異なり、信州ロームの軽石の組成とも類似する点が少ない。信州ローム Pm-1 の系列に似たところもある。
		42.50	



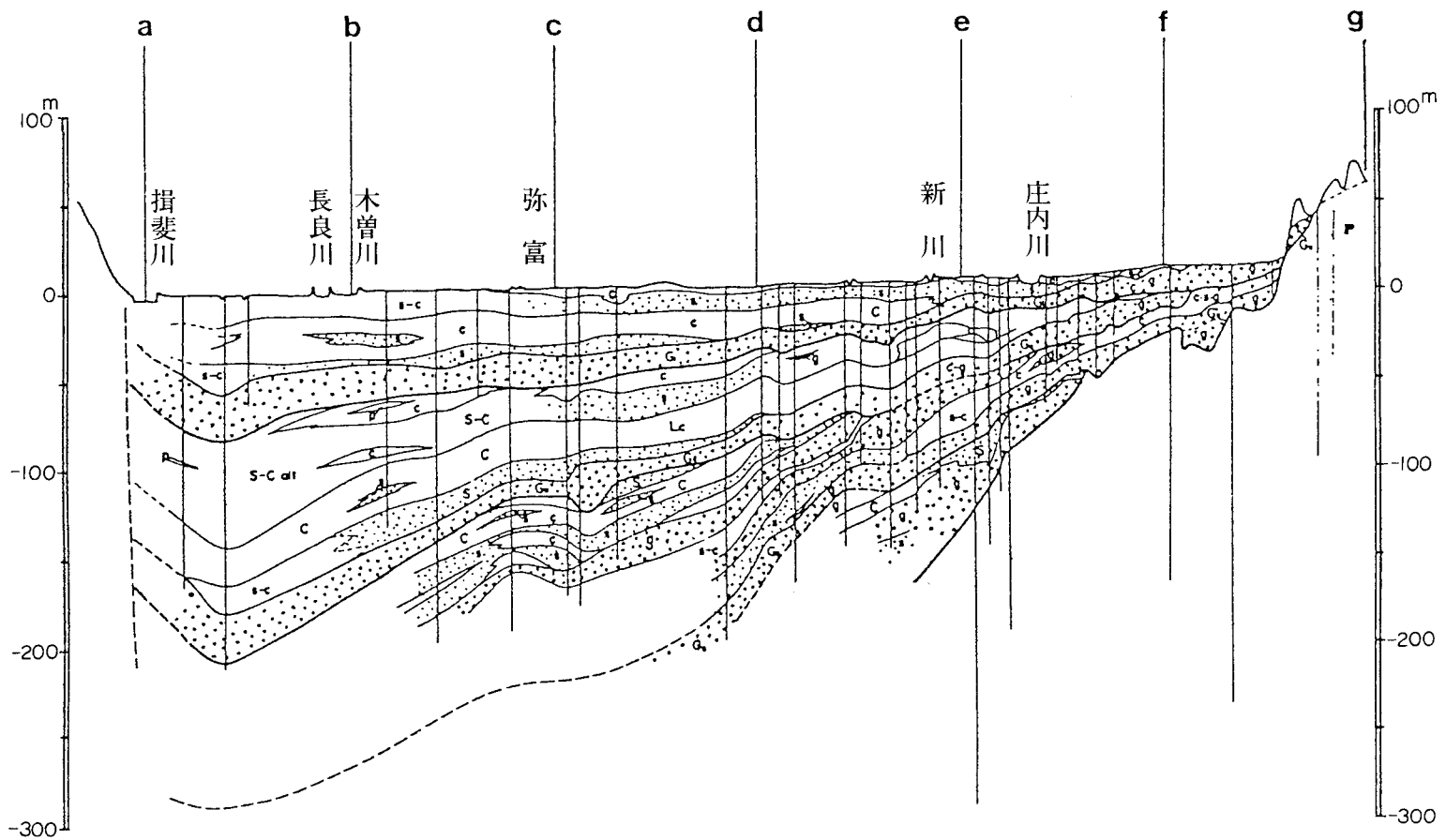
第42図a 濃尾平野地下地質断面位置図



第42図b 濃尾平野地下地質断面図 (建設省, 1973・1976による) A-A'断面



B - B' 断面



C-C' 断面

VII. 応用地質

VII. 1 亜炭

本地域の亜炭鉱床は、戦中・戦後の燃料事情の非常に悪かった時に開発されたものである。濃尾平野の北東部の丘陵地にある夾炭層は、新第三紀鮮新世に属するもので、矢田川累層中の“尾張夾炭相”に相当するものである。本図幅地域内では主として北東部の篠岡丘陵北方の池之内・北山・野口及び犬山市南部の内久保等で採炭された。この付近の亜炭は、山たけ1.20-0.60m、炭たけ0.45-1.20mの木質亜炭であり、発熱量は3,120-3,810カロリーである。

VII. 2 珪砂

小牧市東部地区の野口-犬山市南東と入鹿池の間に3箇所の珪砂鉱床があつて篠岡珪砂と呼ばれていた。珪砂鉱床は、中生層のチャートが花崗岩の接触変質をうけて再結晶し、粒状化したもので、軟珪石とも称せられる。珪砂分は、ほとんどが140メッシュ及び250メッシュにピークを有する微細な石英粒である。篠岡珪砂として利用されるものは、140メッシュのピークを有するものであるため、実収率は20-30%程度であつた(山田ほか, 1965)。これらの鉱山は現在では、稼行していない。

VII. 3 骨材

本図幅地域内北東端の犬山市楽田地区東部の3箇所で砂岩を骨材として採石している。年産量は昭和55年現在において、おおよそ1,520,000tほどである。これらは、主として道路用に使用され、その他セメント用等に利用されている。

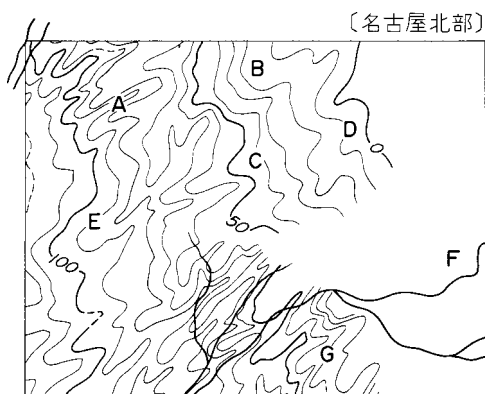
VII. 4 地下水

濃尾平野は、元来被圧面地下水の豊富な自噴地帯であつたが、昭和20年以降、地下水需要が増加したため、自然水位は年々低下していった。この時期には、より高能力の揚水機が使用されるようになり、自然水位の低下に拍車をかける結果となつた。昭和49年以降、揚水の規制、地下水需要の減少などのため、昭和55年の観測によれば一部では水位の回復傾向がみられるようになっている。

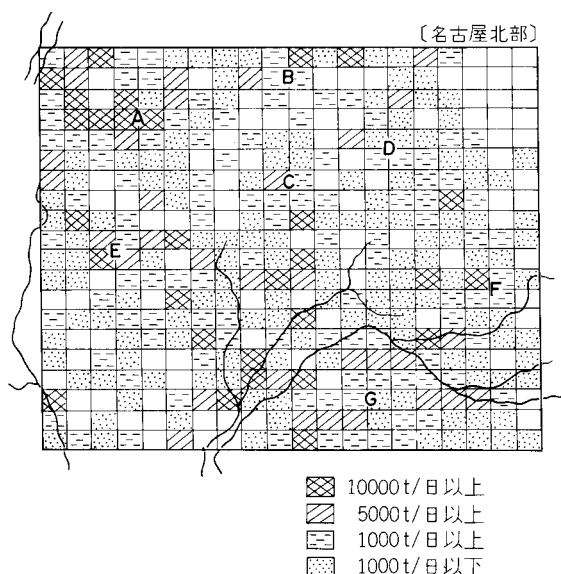
本図幅地域の主要帯水層は、第一礫層・第二礫層及び第三礫層であるが、第三礫層の水理状況については井戸資料が少ないため、あまり明確ではない。

主要帯水層の概要

第一礫層：熱田層を不整合に覆って広く連続



第43図 第二礫層下限の等深線図 (桑原, 1978・1979a による) A:一宮 B:江南 C:岩倉 D:小牧 E:稲沢 F:春日井 G:名古屋



第44図 「名古屋北部」
地域の揚水量分布（桑原、
1975bによる）
A：一宮 B：江南 C：岩倉
D：小牧 E：稲沢 F：春日
井 G：名古屋

追跡される礫層で、厚さ20m以上あり、地下-15～-35mの深度に分布する。東北部では犬山扇状地礫層に連なるとみられ、主要な帯水層となっている。昭和51年の各観測井の資料からみて、自然水位は夏期・冬期により多少異なるが、北部では0m、南部の稲沢・平和町の一部には-10m前後の水位低下地域がある。

第二礫層：熱田層下部粘土又は、最下部砂層直下にある礫層である。礫層の層厚は30m前後であって、その上限の深度は、中央部で-15～-20m、西部又は南部で深くなり、東部では、扇状地や段丘の礫層に移化する。上位の熱田層も重要な帯水層になっている（第43図）。

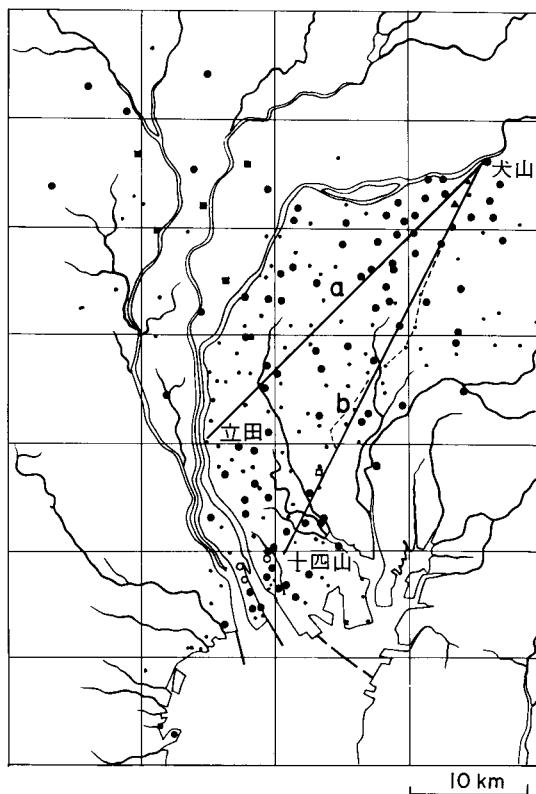
昭和52年の観測井資料によれば、自然水位は、夏期には北西から南東にかけ次第に深くなり、北部では0m、南東では-25mになる。冬期には水位はやや回復し、南部で-20mくらいになる。

第三礫層とそれ以下の礫層：第二礫層の下位に砂質粘土・粗粒砂混じり細礫層・泥層があり、その下位に連続性の良い第三礫層がある。その礫層の層厚は10-20mで、西部又は南部に深度を増し-220m前後に達している。

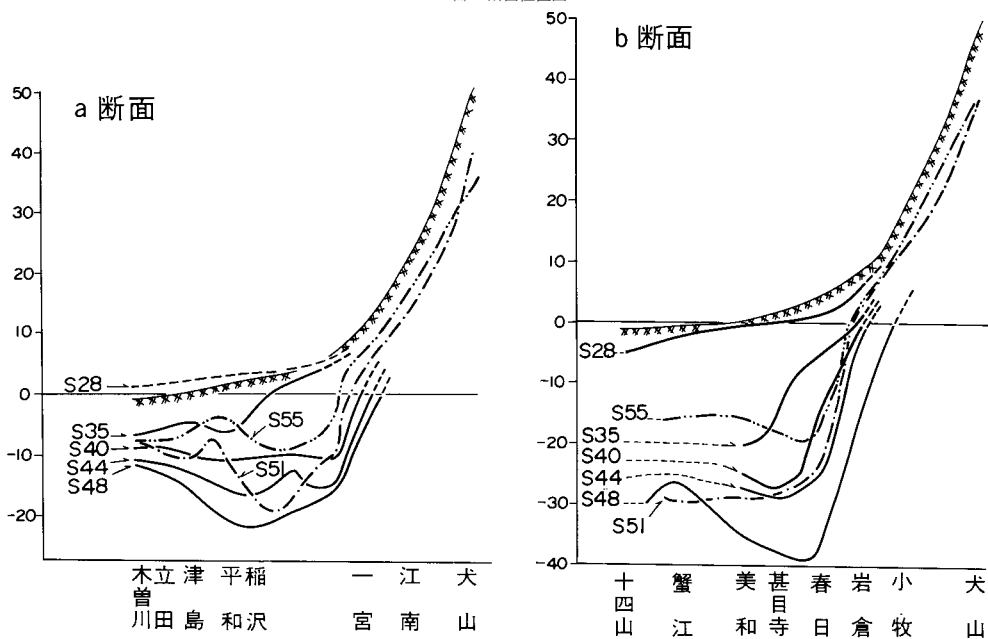
その他、弥富累層基底に層厚10-20mの礫層があって、第三礫層同様西部又は南部に深度を増している。本地域内の揚水量分布は第44図に示す。揚水量10,000t/日以上を示す地域は、一宮・稲沢・春日井・名古屋市周辺である。

第45図は、被圧水位の低下と回復経過を示したものである。昭和51年までは水位の低下が見られたが、昭和55年では水位の上昇を示している。

水質については単層採水している観測井の水質分析を第5表に示す。本図幅地域の北又は東部の平野部の地下水は炭酸カルシウム型で、地下水涵養源の化学組成を示している。炭酸ナトリウム型の地下水は、北東部の段丘地域や庄内川沿い、及び平野中南部に見られる。上記の型以外の地下水は、本図幅地域内では見られない。



(a) 断面位置図



(b) 被圧水位の低下と回復の経過

第45図 犬山扇状地から放射状に切った断面における被圧水位の変化

第5表 昭和55年7月地下水水質

所在地	採水深度	帯水層	深度	ストレーナー		水位 (管頭下)	水温	気温	pH	Na ⁺
				m	m					
稲沢観測所	36.7	G ₃	260	223	239.5	16.73	16.5	26.5	8.6	32.0 1.39
”	37.4	G ₂	130	91	102	17.37	16.5	26.5	8.0	34.6 1.50
”	25.5	G ₁	50	29	40	5.52	16.0	26.5	8.4	46.8 2.03
甚目寺観測所	38.4	G ₃	70	153.5	164	18.35	16.6	28.5	9.1	45.0 1.96
”	39.7	G ₂	106	85.9	102	19.69	16.6	28.5	8.0	57.3 2.49
”	27.7	G ₁	34	27	32	7.66	15.8	28.5	6.7	193.5 8.41
江南観測所	37.4	G ₂	100	68	89	4.55	17.4	23	9.7	10.3 0.45
”	38.0	G ₁	36	25	35	8.42	18.0	23	6.6	15.9 0.69
岩倉観測所	26.5	G ₂	54	42	52	6.49	14.4	24.5	8.7	19.9 0.86
”	25.5	G ₁	37	30	35	5.46	14.8	24.5	7.6	21.4 0.93
木曾川観測所	28.5	G ₃	200	125	147	8.52	16.4	26	9.2	11.2 0.49
”	28.5	G ₂	90	78	88	8.48	16.1	26	6.7	18.7 0.81
一宮観測所	31.0	G ₃	200	176	196	11.00	15.8	22	9.7	26.0 1.13
”	30.7	G ₂	100	76	96	10.66	15.5	22	9.0	22.0 0.96
”	26.3	G ₁	40	28	38	6.30	15.2	22	6.5	20.3 0.88
豊山観測所	24.3	G ₃	100	59	81	4.32	17.7	25	9.0	14.5 0.63
”	22.4	G ₂	50	37	47	2.37	20.5	25	6.7	8.75 0.38
”	11.3	G ₁	20	8	12	1.28	19	25	6.1	12.6 0.55
小牧第1観測所	26.6	G ₃	115	103	113	6.60	16.3	26	8.6	24.6 1.07
”	25.0	G ₂	60	43	58	4.96	16.3	26	6.3	14.5 0.63

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

文 献

- 足立 守(1982) 美濃帯の *Mirifusus baileyi* 群集についての一考察. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 211-225.
- 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.
- 足立 守・水谷伸治郎(1971) 美濃帯古生層の sole markings と古流系について. 地質学論集, no. 6, p. 39-48.

分析一覽表 (杉浦・山本, 1981による)

K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Σ Cation	Na ⁺ / Σ Cation	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Σ Anion	HCO ₃ ⁻ / Σ Anion
0.9	0.25	0.00	1.42	0.98	1.7	0.	72.0	1.23	0.96
0.02	0.01	0.00			0.05	0.	1.18		
3.1	6.44	2.10	2.07	0.72	5.3	0.	105.7	1.88	0.92
0.08	0.32	0.17			0.15	0.	1.73		
12.3	12.38	17.95	4.44	0.46	24.9	32.8	146.4	3.78	0.63
0.31	0.62	1.48			0.70	0.68	2.40		
2.3	3.88	0.51	2.25	0.87	2.0	0.	104.0	1.76	0.97
0.06	0.19	0.04			0.06	0.	1.70		
5.7	7.06	2.28	3.18	0.78	3.4	0.	153.8	2.62	0.96
0.15	0.35	0.19			0.10	0.	2.52		
15.6	47.70	21.60	12.98	0.65	85.6	8.0	372.2	8.68	0.70
0.40	2.39	1.78			2.41	0.17	6.10		
1.6	5.25	0.75	0.81	0.56	5.6	0.	31.6	0.68	0.76
0.04	0.26	0.06			0.16	0.	0.52		
3.8	24.30	3.89	2.33	0.30	13.4	22.5	43.6	1.09	0.65
0.10	1.22	0.32			0.38	0.47	0.71		
3.3	16.00	6.43	2.27	0.38	7.8	0.	108.1	1.99	0.89
0.08	0.80	0.53			0.22	0.	1.77		
3.0	25.55	8.50	2.99	0.31	7.7	20.3	124.1	2.67	0.76
0.08	1.28	0.70			0.22	0.42	2.03		
1.7	15.25	1.39	1.40	0.35	2.1	0.	48.7	0.86	0.93
0.04	0.76	0.11			0.06	0.	0.80		
7.7	21.25	15.05	3.31	0.24	16.0	46.2	144.9	3.78	0.63
0.20	1.06	1.24			0.45	0.96	2.37		
1.3	1.83	0.18	1.26	0.90	4.4	0.	61.1	1.12	0.89
0.03	0.09	0.01			0.12	0.	1.00		
1.9	10.50	8.95	2.28	0.42	16.6	28.8	58.7	2.03	0.47
0.05	0.53	0.74			0.47	0.60	0.96		
4.9	35.25	9.65	3.56	0.25	15.2	52.0	105.7	3.24	0.53
0.13	1.76	0.79			0.43	1.08	1.73		
4.0	8.13	2.33	1.33	0.47	9.7	0.	62.2	1.29	0.79
0.10	0.41	0.19			0.27	0.	1.02		
3.6	7.88	2.55	1.07	0.36	9.9	0.	41.6	0.96	0.71
0.09	0.39	0.21			0.28	0.	0.68		
6.2	25.38	3.68	2.27	0.24	19.4	27.5	40.2	1.78	0.37
0.15	1.27	0.30			0.55	0.57	0.66		
2.6	11.88	3.30	2.00	0.54	5.5	0.	96.0	1.72	0.91
0.07	0.59	0.27			0.15	0.	1.57		
2.7	31.75	7.35	2.93	0.22	17.3	50.5	66.3	2.63	0.41
0.07	1.59	0.64			0.49	1.05	1.09		

古川博恭(1972) 濃尾平野の沖積層. 地質学論集, no. 7, p. 39-59.

———・濃尾平野研究グループ(1971) 伊勢湾周辺の海岸平野発達史. 地質学会他連合学術大会講演要旨, p. 59.

島山 昭・春日 明・桑原 徹(1979) 木曾川河口における600mボーリング(I) 層序. 地質学会86回大会講演要旨, p. 74.

HAYASHI, T. and INOUE, S. (1962) Sedimentary structures in the southern part of Mino massif, central Japan. *Bull. Aichi Gakugei Univ.*, vol. 11, p.79-90.

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. 四紀研究, vol. 8, p. 31-43.
- ISHIGA, H., KITO, T. and IMOTO, N. (1982 a) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol. 34, p. 333-345.
- , ———, ——— (1982 b) Permian radiolarian biostratigraphy. *News of Osaka Micro-paleontologists. spec. vol.*, no. 5, p. 17-26.
- 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(1982) 名古屋港周辺の完新統とその基底地形. 四紀研究, vol. 21, p. 145-151.
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄(1964) 木曾川・矢田川流域の地形発達. 地理評, vol. 37, p. 89-102.
- 春日井団研グループ(1971) 春日井市付近の地形面. 竹原記念論文集, p. 153-161.
- 建設省国土地理院・中部地方建設局(1973) 地盤沈下と地域構造との相関関係調査研究(第1報)―濃尾平野―報告書. 115 p.
- ・———(1976) 地盤沈下と地域構造との相関関係調査研究(総括篇)―濃尾平野―報告書. 104 p.
- 清野信雄・石井清彦(1927) 7万5千分の1地質図幅「多治見」及び同説明書. 地質調査所, 58 p.
- 小林国夫(1967) テフクロクロノロジーと絶対年代決定. 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 "Pm-1" as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171-198.
- KOIKE, T., IGO, H., TAKIZAWA, S. and KINOSHITA, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the Conodont biostratigraphy, Part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, no. 3, p. 165-168.
- 小牧団研グループ(1971) 小牧市付近の矢田川累層. 竹原記念論文集, p. 69-81.
- 近藤直門・足立 守(1975) 犬山市北方の中生層―とくに坂祝礫岩について. 地質雑, vol. 81, no. 6, p. 373-386.
- 桑原 徹(1971) 瀬戸層群の堆積相. 竹原記念論文集, p. 113-127.
- (1975 a) 濃尾傾動盆地と濃尾平野. *Urban Kubota*, no. 11, p. 18 - 25.
- (1975 b) 濃尾平野における地下水利用と地下水変動の実態. 愛知県地盤沈下研究会報告書, p. 61-88.
- (1975c) 濃尾傾動盆地の発生と地下の第四系. 愛知県地盤沈下研究報告書, p. 111-182.
- (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.
- (1978) 濃尾平野域の最近の地下水位の動向. 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4報, p. 51-58.

- 桑原 徹(1979 a) 犬山扇状地の地質構成と地下水の涵養. 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5報, p. 109-150.
- (1979b) 西南日本新生代末の構造運動について. 島弧変動, no. 1, p. 63-72.
- (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統—その分布と断層地塊運動—. 四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- (1981) 濃尾平野地下水盆管理の課題と展望. 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集, p. 23-59.
- ・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.
- 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・磯田邦俊(1983) 伊勢湾東半部の東海層群と関連層のフィッション・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, 233 p.
- 松沢 勲・嘉藤良次郎(1954) 名古屋付近の地質, 同地質図. 愛知県建築部.
- ・————・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, 35 p.
- ・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.
- 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.
- MIZUTANI, S. (1964) Superficial folding of the Palaeozoic system of central Japan. *Jour. Earthsci., Nagoya Univ.*, vol. 12, p. 17-83.
- , HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, Y., KIDO, S., KAWAGUCHI, I. and KOJIMA, S. (1981) Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, vol. 57, ser. B, p. 194-199.
- 水谷伸治郎・小池敏夫(1982) 岐阜県各務原市鵜沼, 木曾川畔のジュラ紀珪質頁岩と三疊紀チャート中の放散虫. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 117-134.
- 森 忍(1971 a) 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.
- (1971 b) 名古屋市東部の瀬戸層群, 矢田川累層. 地質雑, vol. 77, p. 635-644.
- (1980 a) 濃尾平野中部更新統のケイソウ群集. 四紀研究, vol. 19, p. 173-183.
- (1980 b) 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.

- 名古屋通商産業局総務部開発業務課(1981) 濃尾平野地下水理調査報告. 工業用水, no. 74, p. 14-52.
- 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 編著(1969) 名古屋地盤図. コロナ社, 東京, 279 p.
- 西田 誠・足立 守・近藤直門(1974) 犬山市北方域のいわゆる古生層より産出した材化石とその地質学的意義. 植物研究雑誌, vol. 49, no. 9, p. 265-272.
- 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.
- QUATERNARY RESEARCH GROUP OF THE KISO VALLEY and KIGOSHI, K. (1964) Radiocarbon date of the Kisogawa Volcanic Mudflows and its significance of the Würmian chronology of Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, no. 71, p. 1-7.
- SAKAI, J. (1981) Late Pleistocene climatic changes in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 16, no. 1, p. 1-64.
- SATO, T. (1974) A Jurassic Ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 96, p. 427-432.
- 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.
- 多田文男・井関弘太郎(1955) 濃尾平野の地形構造と地盤沈下. 総理府資源調査会, p. 1-82.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学(1979) 津島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 56 p.
- 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, 36 p.
- 宇井啓高(1969) 名古屋大学理学部犬山地殻変動観測所, 観測坑内のわれ目について. 名古屋地学, no. 24, p. 15-23.
- 脇田浩二(1982) 九頭竜川最上流地域一郡上八幡西方地域に産するジュラ紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 153-171.
- (1983) 岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層にみられる異地性岩体と海底地すべり堆積物. 地調月報, vol. 34, p. 329-342.
- 山田正春・小泉久直・井上秀雄(1965) 愛知県下の鑄型用珪砂鉱床(知多・篠岡・渥美地区). 地調月報, vol. 16, p. 411-426.
- YAO, A. (1972) Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan. Part I: Spongosaturnalids. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 15, p. 21-64.

- YAO, A., MATSUDA, T. and ISOZAKI, Y. (1980) Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 135-154.
- 横山卓雄・松田高明・竹村恵二(1980) 東海層群の火山灰層のフィッシュン・トラック年代(その1). 四紀研究, vol. 19, p. 301-309.
- YOSHIDA, S. (1972) Configuration of Yamaguchi zone — Analytical study on a fold zone —. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, p. 371-429.
- 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・津島におけるボーリングコアの花粉化石. 四紀研究, vol. 19, p. 163 - 171.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kyōto (11) No. 20

**GEOLOGY**

OF THE

NAGOYA-HOKUBU DISTRICT

By

Toru SAKAMOTO, Tooru KUWAHARA, Junji ITOIGAWA,
Yasuhide TAKADA, Koji WAKITA and Toru ONOE

(Written in 1983)

(Abstract)

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

Paleozoic-Mesozoic

Permian to Jurassic geosynclinal deposits (sandstone, shale, chert and siliceous shale) crop out in the northeastern part of the district where westward-dipping anticline can be recognized. The deposits are divided into chert formation, sandstone and mudstone formation, and mudstone and chert formation in ascending order. The chert formation is of the Permo-Triassic, and the other two formations are of the middle to upper Jurassic, judging from lithofacies and fossils such as radiolarians and conodonts included in chert and siliceous shale.

Some small bodies of tonalite porphyry and biotite granite are intruded into the folded Paleo-Mesozoic strata in late Cretaceous, and gave thermal metamorphism.

Table 1 Summary of stratigraphy and geologic events in the Nagoya-Hokubu district

		Nōbi Plain	Owari Hills	Remarks
Quaternary	Holocene	Nan'yō Formation Nōbi Formation	Alluvium	Transgression
	Pleistocene	First Gravel Bed	Lower terrace gravels	Last Glacial
		Atsuta Formation } Upper	Atsuta Formation (middle terrace deposits)	Transgression of the Last Interglacial
		Second Gravel Bed		} Transgression and regression
		Ama Formation	Higher terrace gravels	
	Third Gravel Bed			
Yatomi Formation	Kamisue F. Yagoto F. Karayama F.			
Neogene	Pliocene	Tōkai Group	Yadagawa Formation	↑ Tōkai Lake
	Miocene	Miocene Series		↑ First Seto Inland Sea
Paleogene				
Cretaceous			Biotite granite Tonallite porphyry	Granitic intrusion and contact metamorphism
Jurassic				↑ Folding
Triassic			Late Paleozoic to Mesozoic strata in the Mino Belt	
Permian				↑ Geosyncline

Neogene

Miocene formation does not emerge on the surface of the district in the Nōbi Plain, but many drilling data show the widespread presence of subsurface strata of the shallow marine Miocene which is composed of mainly interbedded sandstones and mudstones with tuff layers.

The Tōkai Group was deposited in the non-marine subsidence basin which was formed in the Ise Wan (Bay)-Nōbi Plain during the Pliocene time, and appears widely and thickly under the western half area of the mapped district. The eastern extension of the group in the Owari Hills (Seto-Nagoya area) is called the Yadagawa Formation, and consists of sand and sandy gravel beds and silt beds intercalating some lignite and volcanic ash layers. Pollen assemblage of the formation in the mapped district is characterized by the occurrence of *Liquidambar* and *Nyssa* and the absence of *Carya*.

Quaternary

In the western central part of the Nōbi Plain 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 of mainly 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, Kamisue Formations and higher terrace gravels, in the Owari Hills.

The Atsuta Formation was 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 central part of the Nōbi Plain. The upper half of the upper sands of the formation spreads in the Owari Hills, and constitutes the middle terraces such as the Atsuta, Taraga and Kagamigahara Terraces.

Deposits of the later half of the Last Glacial are fan gravels in the Nōbi Plain and its surroundings. The gravel beds of this period are the “First Gravel Bed” (in broad sense) are detected in many drilling data in the Nōbi Plain, and the Komaki and Toriimatsu Gravel Beds are in the Owari Hills. The Komaki and Toriimatsu Gravel Beds constitute the lower terraces.

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

※文献引用例

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図幅), 地質調査所, 64 p.

SAKAMOTO, T., KUWAHARA, T., ITOIGAWA, J., TAKADA, Y., WAKITA, K. and ONOE, T. (1984) *Geology of the Nagoya-Hokubu District*. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 64 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

昭和59年3月1日 印刷

昭和59年3月5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東1丁目1-3

印刷者 小 宮 山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

© 1984 Geological Survey of Japan