

55 (521.71) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

京都(11)第43号

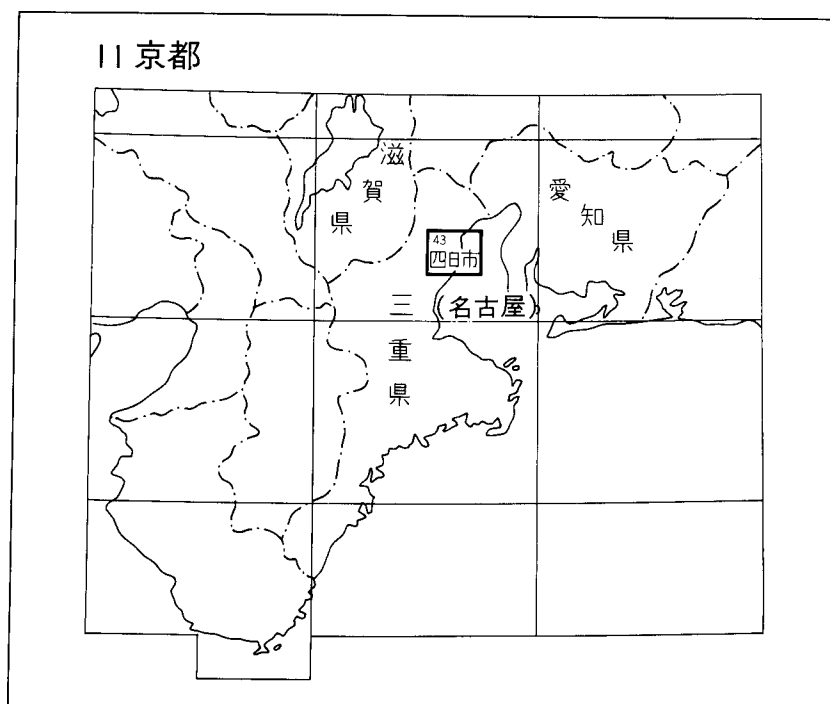
四 日 市 地 域 の 地 質

吉 田 史 郎

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	6
III. 鮮新—更新統(奄芸層群)	12
III. 1 概 要	12
III. 2 亀山累層	16
III. 3 八王寺累層	20
III. 4 桜村累層	21
III. 5 泊累層	23
III. 6 大泉累層	27
III. 7 地質構造	29
III. 8 火山灰層	30
IV. 第四系	37
IV. 1 概 要	37
IV. 2 見当山累層相当層	43
IV. 2. 1 大谷池礫層	43
IV. 2. 2 蓮花寺累層	43
IV. 2. 3 河原田礫層	44
IV. 3 水沢扇状地堆積物	44
IV. 3. 1 最古期扇状地堆積物	44
IV. 3. 2 古期扇状地堆積物	46
IV. 3. 3 中期扇状地堆積物	48
IV. 4 旧期高位段丘層(高位亀山段丘層)	48
IV. 5 新期高位段丘層(桜段丘層)	49
IV. 6 旧期中位段丘層(御館段丘層・神戸段丘層)	49
IV. 7 新期中位段丘層(坂部段丘層)	55
IV. 8 旧期低位段丘層(高角段丘層・田村段丘層)	55
IV. 9 新期低位段丘層(智積段丘層・神戸新町段丘層)	58
IV. 10 平野地下地質その他	58
IV. 10. 1 平野地下地質	58
IV. 10. 2 埋立地	62
V. 活構造	63
V. 1 南北性活構造	64
V. 2 東西性活構造	67
V. 3 変位速度	69

V. 4 活構造の特徴	70
VI. 応用地質	71
VI. 1 粘土	71
VI. 2 砂利	72
VI. 3 温泉・鉱泉	72
VI. 4 地下水	72
VI. 5 地震	72
文献	73
Abstract	77

## 図・表・図版目次

第 1 図 「四日市」図幅及び周辺地域の埋谷面図	2
第 2 図 明治 23 年当時の四日市市周辺の海岸線	3
第 3 図 「四日市」図幅地域の地形区分概略図	4
第 4 図 伊勢湾周辺の地質概略図	9
第 5 図 東海層群の層序区分と対比	10
第 6 図 伊勢湾周辺の断層地塊	12
第 7 図 奄芸層群の水平地質断面図	13
第 8 図 奄芸層群の層相変化模式図	14
第 9 図 「四日市」図幅及び周辺地域の奄芸層群層序区分図	16
第 10 図 奄芸層群分布地域の対比	17
第 11 図 「四日市」図幅地域の奄芸層群の地質柱状図作成場所などを示す地点図	18
第 12 図 亀山累層の地質柱状図	19
第 13 図 八王寺・桜村累層の地質柱状図	24
第 14a 図 生桑・四日市丘陵の奄芸層群地質図	24
第 14b 図 生桑・四日市丘陵の奄芸層群地質断面図	24
第 15a 図 四日市丘陵の奄芸層群層序断面図	25
第 15b 図 四日市丘陵の奄芸層群層序断面図	26
第 16 図 泊累層の地質柱状図	26
第 17 図 泊累層の模式地周辺の地質図	27
第 18 図 泊累層の露頭写真	28
第 19 図 奄芸層群の地質構造図	30
第 20 図 阿倉川背斜の露頭スケッチと写真	31
第 21 図 奄芸層群に挟まれる火山灰層の地質柱状図	32
第 22 図 奄芸層群に挟まれる火山灰層の露出地点	33
第 23 図 川島Ⅱ火山灰層の露頭	35

第 24 図	「四日市」図幅地域の地域の地形面区分図	41
第 25 図	鈴鹿川以北地域の地形面の関係を示す模式図	42
第 26 図	鈴鹿川南岸の大谷池面・段丘面分布及びその縦断面図	42
第 27 図	大谷池礫層の地質柱状図	43
第 28 図	蓮花寺累層の露頭写真	45
第 29 図	水沢最古期扇状地堆積物の分布及び高度分布図	46
第 30 図	水沢中期扇状地堆積物に不整合に覆われる水沢古期扇状地堆積物の露頭	47
第 31 図	鈴鹿川以北地域の段丘面分布図	50
第 32 図	鈴鹿川以北地域における主な河川沿いの段丘面縦断面図	51
第 33 図	奄芸層群にアバットする桜段丘層	52
第 34 図	生桑町の御館段丘層の地質柱状図	53
第 35 図	御館段丘層に挟まれる海成粘土層	54
第 36 図	御館段丘層に挟まれる海成粘土層から産出する花粉・珪藻化石	56
第 37 図	北勢平野の地下地質断面図	60
第 38 図	古伊勢湾層（下部粘土層）下限の等高線図	61
第 39 図	四日市港断層による変位変形を示す地下地質断面図	64
第 40 図	活構造による奄芸層群・第四系の変位変形を示す断面図	66
第 41 図	奄芸層群を不整合に覆う御館段丘層の露頭	67
第 42 図	奄芸層群内山互層に発達する小断層	68
第 43 図	奄芸層群乱飛粘土層に発達する小断層	69
第 44 図	マンボの分布・断面図	73
第 1 表	「四日市」図幅地域の地質総括表	7
第 2 表	奄芸層群に挟まれる火山灰層の火山ガラス形態分類の比率	36
第 3 表	第四系の地形・層序区分と対比表	38
第 4 表	万古焼原料土の化学分析値	71

第 I 図版 四日市市周辺の空中写真

## 四日市地域の地質

吉田史郎\*

「四日市」図幅地域の野外調査は、地震予知特定観測地域 8 箇所の中のひとつ、「名古屋・京都大阪・神戸地区」地域の地質図幅作製の一環として、昭和 56・57 年の 2 か年間に実施された。

本図幅地域の報告書作製に当たっては、名城大学理工学部桑原徹教授から、四日市港断層についての詳しい資料を頂いた。三重県窯業試験場の国技勝利氏には、万古原料土について御教示頂き、併せて資料の提供を受けた。また、三重県土木部砂防課には、砂利採取関係の資料提供を受けた。野外調査に関しては、三重県菰野町・四日市市・鈴鹿市の関係職員の方々に、諸般の便宜をお計り頂いた。以上の方々に、心から感謝の意を表したい。

本調査研究に当たって、地質部坂本亨技官からは、奄芸層群について未公表資料の提供を受け、併せて有益な御教示を受けた。環境地質部寒川旭技官には、本報告書の第 V 章の粗稿を読んで頂き、有益な御教示・御助言を頂いた。地質部田中啓策技官及び平山次郎技官には、粗稿の一部を読んで頂き、貴重な御教示を賜った。

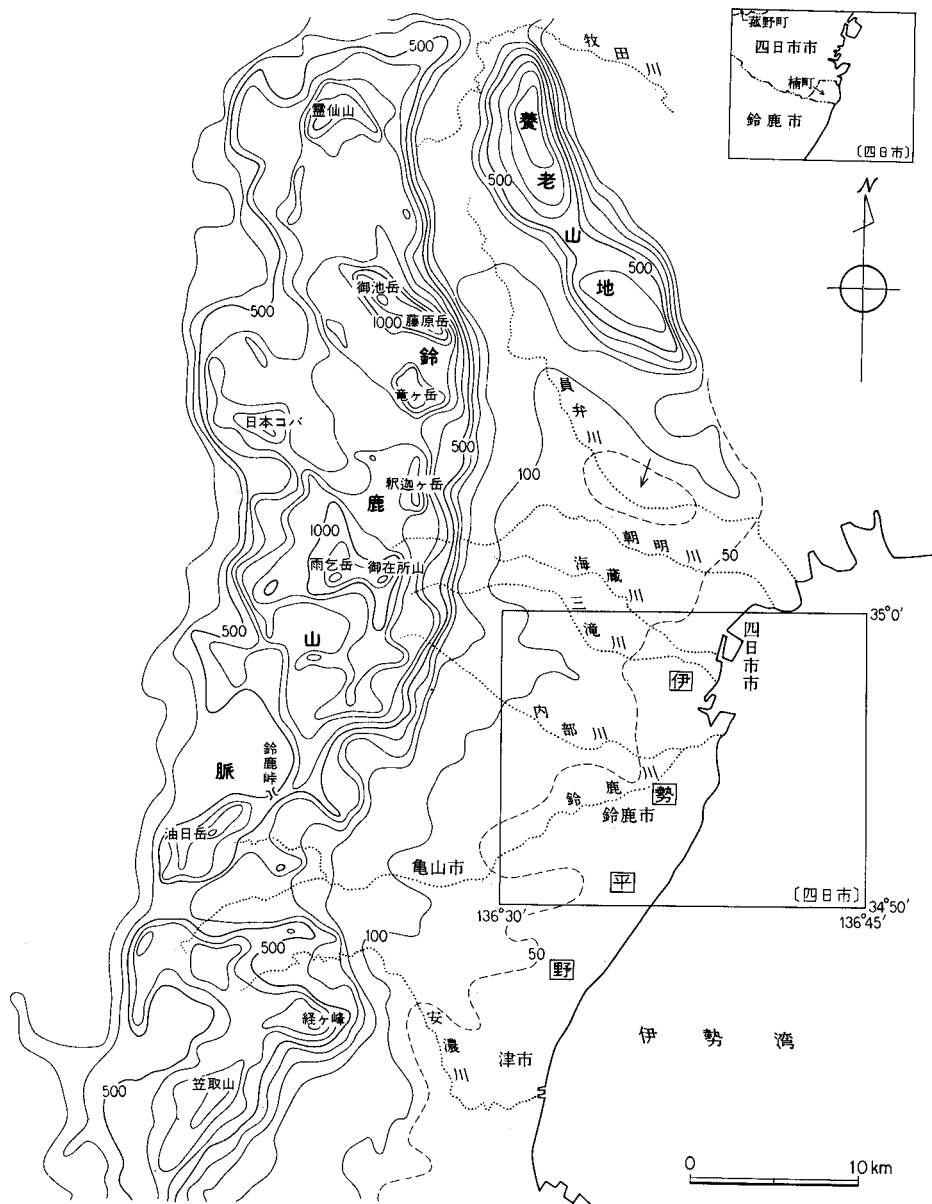
### I. 地 形

「四日市」図幅地域は、三重県北部の鈴鹿山脈東方地域に位置し、北緯  $34^{\circ}50' - 35^{\circ}0'$ 、東経  $136^{\circ}30' - 136^{\circ}45'$  の領域を占めている。地形的に見ると、本図幅東半部を伊勢湾が、西半部を陸域が占めている。陸域は行政区画上、大部分が四日市市と鈴鹿市に入り、前者は本図幅北半部を、後者は南半部を占めている。そのほか、小面積ながら鈴鹿川本流と鈴鹿川派川の間形成された、通称「楠三角州」は楠町の行政区画にあり、また本図幅北西端部は、菰野町の行政区画に掛かっている(第 1 図)。

本図幅地域の伊勢湾最深部は、図幅東南端の -36m 等深線付近にあり(第 24 図)、そこから北方へ延びる伊勢湾中央の凹地は、そのまま長良川河口へ続いて行く。凹地から西側の海岸線へはごく緩やかな傾斜で向かうが、水深 3-10m 付近に傾斜変換線がある。千代崎海岸沖に見られる台地状の地形は、陸域の神戸段丘から連続するものであり、上部更新統が直接海底に露出している所もある(建設省国土地理院, 1973)。

陸域と伊勢湾は、南北方向の直線的な海岸線で境されている。鈴鹿川河口から南では、海岸線沿いに幅 50-200m の狭長な砂丘が発達し、その背後には、高潮防止のための護岸工事が施されている。一方、鈴鹿川河口から北では、石油コンビナート用敷地のための埋立が大規模に行われ、かつての自然景観も今では失われている(第 2 図)。

\*地質部



第1図 「四日市」 図幅周辺地域の埋谷面図 幅2kmの谷埋 (単位: m)

陸域の地形区分を第3図に示す. 本図幅地域は地形的に, 低地・台地・丘陵に3分される. これらの地形は, 基本的に中期更新世以後の断層運動と, 氷河性海水準変動の複合によって形成されたものである.

### 低地

海岸低地(北勢・中勢海岸低地)と河成低地に分けられる. 河成低地のうち, 主要なものは北から海蔵川・三滝川・内部川・鈴鹿川低地が挙げられる.

低地の主要な領域は海岸低地と鈴鹿川低地からなり, それらは海岸沿いに3-4 kmの幅で延び, 陸

## 四日市町



第2図 明治23年当時の四日市市周辺の海岸線 大正6年大日本帝国陸地測量部発行の5万分の1「四日市町」の一部を50%に縮小して再録

域のほぼ1/3の面積を占めている。この領域を、本報告では記載の便宜上、「北勢平野」と呼ぶことにする。北勢平野の地下には、上部更新統及び完新統が累重するが(建設省ほか編, 1962 など)、沖積面を形成するのは完新統の上部を占める富田浜層(赤嶺, 1962)である。

富田浜層は、縄文海進のち鈴鹿山脈から伊勢湾へ流入する各河川が、浅い海域を埋立てることによって形成されたものである。その埋立ての過程を示す面影は、各種の微地形として残されている(第24図)。すなわち、鈴鹿山低地に発達する自然堤防は、鈴鹿川・金沢川の旧河道沿いに形成されたものと推定され、同低地が両河川の繰り返す氾濫によって形成されたことを示している。一方、北勢海岸低地の浜堤列は、縄文海進後、汀線が徐々に退いて行った過程を示している。

海蔵川・三滝川・内部川低地は、共に1km前後の幅を示す氾濫平野からなり、内部川には自然堤防



が発達する。なお、三滝川・内部川・鈴鹿川の大部分は、天井川になっている。

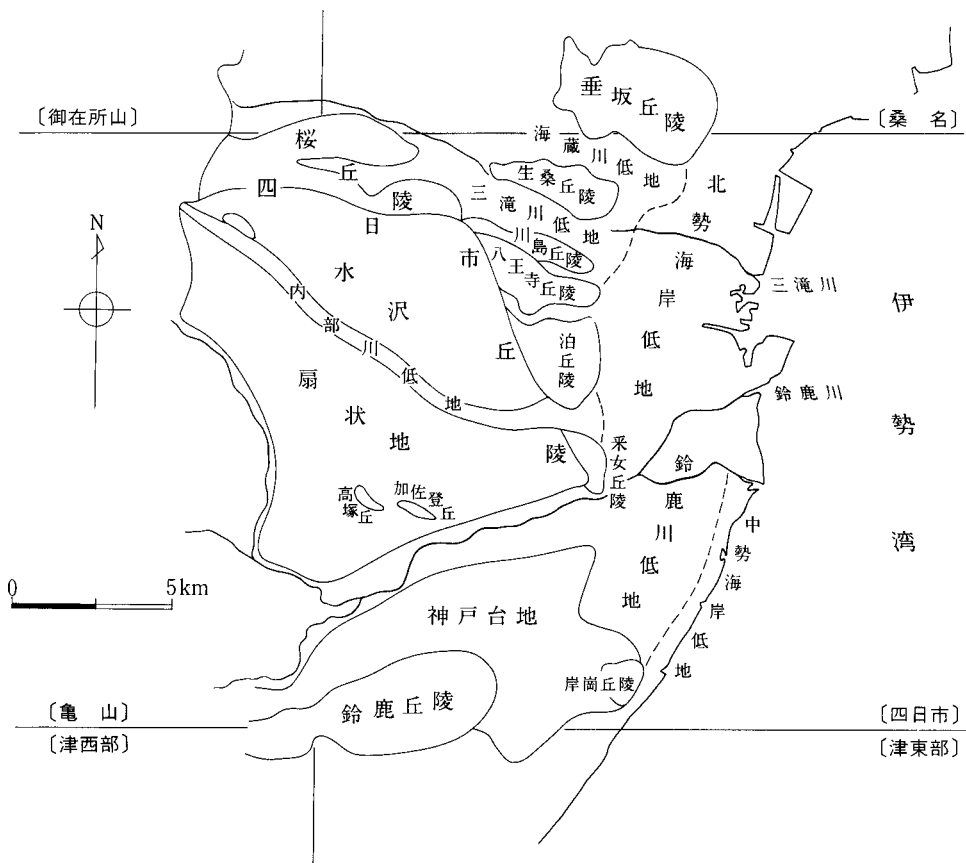
そのほか、小規模の河成低地として、鹿化<sup>かばけ</sup>・太白<sup>かまたに</sup>・足見<sup>あしみ</sup>・鎌谷川などの河川が、各丘陵・台地を開析することによって形成された氾濫・谷底平野がある。

### 台地

台地の主要なものとしては、水沢扇状地と神戸台地の2つが挙げられるが、そのほか、各河川沿いの段丘の発達も著しい。

<sup>すいざわ</sup>水沢扇状地は広い面積を占め、その左翼<sup>ひだりよく</sup>を構成する古期扇状地面と、その右翼<sup>みぎよく</sup>を構成する中期扇状地面からなる（第24図）。前者は、原面形成後の南下りの傾動運動に伴う開析が進行しているが、後者は、鈴鹿川支流にわずかに開析されているだけであり、原面は良く保存されている。なお、後述するように水沢扇状地の北にある桜丘陵には、古期・中期扇状地面より早期に形成された最古期扇状地面が稜線沿いに発達する。しかし、原面が著しく開析されているため、現在では扇状地面としての面影はない。

古期扇状地面には、赤色土・褐色土が良く発達し、茶畑・野菜畑・苗木畑に利用されている。これに



第3図 「四日市」 図幅地域の地形区分概略図（建設省国土地理院，1969を参考にして作成）

1) 以下、扇頂から見て、扇状地の左側を「左翼」、右側を「右翼」と呼ぶことにする。

対し、中期扇状地面には褐色土の上に更に黒色土—いわゆる“黒ボク土”—が載り、古期扇状地面同様に畑地として利用されている。しかし、中期扇状地では、「マンボ」と通称される地下水集水施設（樫根ほか、1973）や、かんがい用ため池によって水利の便が改善され、水田にも利用されている（第44図）。

鈴鹿川南岸には、鈴鹿市街や大工場施設を載せる<sup>かんべ</sup>神戸台地が扇状に広がる。神戸台地は、次章で述べる旧期中位段丘に含まれる神戸段丘である。神戸段丘は、先に述べた千代崎海岸沖の台地状地形に連続する。これらは地質学的に見ると、最終間氷期末頃に鈴鹿川によって形成された一連の扇状地性沖積平野が、その後西上りの増傾斜運動を行った結果、現在見られる部分が相対的に隆起し、段丘化したものである。

段丘は、段丘面として見た場合上位のものから高位・中位・低位段丘面に3大別され、更に上位・下位面に細分される。すなわち、本図幅地域には6段の段丘面が認められる。段丘面の地域的名称としては、鈴鹿川を境にして別々の名称が与えられている（木村、1971；KIMURA, 1971・1972・1973<sup>2)</sup>；吉田、1983）。これら段丘面及び水沢扇状地面の相互の関係は、第3表に示した。段丘面のうち、中位段丘上位面（神戸面・御館面<sup>みたち</sup>・水沢中期扇状地面）の発達が最も良く、吉田（1983）は熱田海進後の小海退期に形成されたものと考えた。中位段丘下位面から上位の段丘面には、古赤色土（松井・加藤、1962）が発達し、それらは上位のものほど赤色の度を強めている。低位段丘面は、主に水田・畑地として利用され、古くからの集落が発達する。中位・高位段丘面は、主に野菜畑として利用されている。以上述べた扇状地・段丘は中位段丘の一部を除き、厚さ10-15m以下の未固結の礫層から構成されている。

なお、台地には、縄文・弥生時代の貝塚・遺跡や、古墳群が残されており、早期から人間の生活する所であったことがうかがえる。

### 丘陵

丘陵の主要なものとしては、北より垂坂・生桑・四日市・鈴鹿丘陵が挙げられる。そのほか小規模のものとして、北勢平野南端に岸岡丘陵があり、更に水沢中期扇状地面上には高塚丘<sup>かさど</sup>・加佐登丘<sup>かさと</sup>が、孤立丘として取り残されている。これらはいずれも、半固結の粘土層・シルト層・砂層<sup>あび</sup>からなる奄芸層群によって構成されている。

<sup>たるさか</sup>垂坂丘陵は海蔵川の北にあり、本図幅地域では、標高70-80mの定高性を持ち、その頂部には見当山累層相当層である蓮花寺累層をベニア状に載せている。丘陵東部は奄芸層群の地質構造と調和的な起伏を示している。すなわち、丘陵東部には北北東-南南西方向に褶曲軸を持つ阿倉川背斜と垂坂向斜が並列して走り（第19図）、阿倉川背斜の部分は背斜山稜の、垂坂向斜の部分は向斜谷状の地形となっている。そして、これらを米洗川<sup>よない</sup>が先行川として東西方向に横断している。背斜山稜の頂部や東側斜面には蓮花寺累層や大泉累層の礫層が露出し、そこには一部雨溝浸食が見られ、バッドランド地形を呈している。

<sup>いくわ</sup>生桑丘陵は、海蔵川と三滝川に挟まれ、東西約4km、南北1kmの台形状の地形をなす。標高70-80mの定高性を持ち、これも奄芸層群の地質構造と調和的な輪郭を示している。すなわち、同丘陵は四日市ドーム状構造の北翼部にあり、地層が東方向に急傾斜（10-20°）する丘陵東部では、奄芸層群上に載る御館段丘層とともにやや急傾斜をなすが、泊累層の砂層・礫層から構成されているため、あまり開析を受けていない。これに対し、丘陵西部では地層は緩やかに（2-4°）北-北西方向に傾斜するために北-北

2) 以後 KIMURA (1971-1973) と表記する。

西へ向かう谷筋がよく発達し、分水界は南に偏在している。また、桜村累層の砂層・粘土層から構成されていることもあって、開析は稜線を破壊するまで進んでいる。なお、丘陵中央部では、大規模な宅地造成が行われ、原地形の破壊が著しい。

**四日市丘陵**は、北は三滝川、南は鈴鹿川に堺され、東は北勢海岸低地に縁どられている。西縁は水沢古期扇状地に漸移し不明瞭である。本丘陵は、地形的に丘陵西部の桜丘陵と丘陵東部に分けられ、丘陵東部は更に東西方向に流れる鹿化・天白・足見川によって分断され、北より川島・八王寺・泊・采女丘陵<sup>うおめ</sup>に細分される。

これらのうち、四日市丘陵東部は、四日市ドーム状構造と調和的な形態をなし、成因的に見た場合、先に述べた生桑丘陵と一連のものである。四日市ドーム状構造は笹川に中心があつて、地層は同心円状に外に向って傾斜するため、各丘陵の分水界はドーム状構造の中心方向に偏在する形を示している。同丘陵東部は、標高70-80mの定高性を有するが、狭間町北では例外的に標高90.4mを示している。しかしこれは、その下に伏在する内山断層によって、水沢古期扇状地面が西向きに逆傾斜した結果生じたものである。

四日市丘陵東部は、その東半部が泊累層の礫層・砂層からその西半部が八王寺・桜村累層の砂層・粘土層から、それぞれ構成されている。特に泊丘陵東部では礫層が卓越するため植生は薄く、稜線がやせ尾根となるバッドランド地形を呈している。なお、同丘陵東部でも宅地造成による原地形の破壊が著しい。

**桜丘陵**は、三滝川と水沢扇状地の間にあり、本図幅地域にその一部が含まれる。稜線沿いには水沢最古期扇状地面が残されている。稜線高度は東から西へ次第に高さを増し、一志断層が通過するあたりでは最高330mに及んでいる。桜丘陵は桜村累層の砂層・粘土層・礫層から構成されており、矢合川源流では涸れ谷地形が発達する。

**鈴鹿丘陵**は、鈴鹿川と中ノ川に挟まれて東西方向に細長く延びる丘陵であり、本図幅地域にその一部が含まれる。本丘陵の頂部には大谷池礫層がベニア状に載り、丘陵主部は亀山累層の粘土層・砂層から構成されている。愛宕山の標高78.0mを最高に、そこから東に向って高度が低くなる。分水界は北へ偏在し、開析は稜線を破壊するほど進行している。分水界の北側では、大谷池・高位亀山段丘面が良く保存され、むしろ台地地形と言えるが、その南側では両面は発達しておらず、樹枝状の開析谷が良く発達している。

**岸岡丘陵**は、神戸台地と伊勢湾に挟まれ、逆三角形の輪郭を示す孤立丘陵である。丘陵主部は、泊累層の厚い礫層から構成されている。標高は岸岡山の45.8mが最高であり、頂部は丸味を帯び何らの第四系も載せていない。丘陵の人工破壊は著しく、特に丘陵西部の原地形は完全に失われている。

**高塚丘**<sup>かきど</sup>と**加佐登丘**は、共に水沢扇状地面上に取り残された孤立丘である。いずれも亀山累層の粘土層・砂層から構成され、その頂部は丸味を帯び、第四系は載せていない。中期扇状地との比高は、前者で約25m、後者で約20mである。

## II. 地 質 概 説

本図幅地域は西南日本内帯にあり、「瀬戸内区」東部の東側に位置している。東部瀬戸内区に見られ

る地質系統は、大別して、下位より前期-中期中新世の第一瀬戸内累層群、中期中新世の瀬戸内火山岩類、鮮新世-中期更新世の第二瀬戸内累層群の3つに区別されている。しかし、本図幅地域では、第二瀬戸内累層群に属する奄芸層群が最も古い堆積物であり、第一瀬戸内累層群や瀬戸内火山岩類は全く分布していない。

第1表に本部幅地域の地層総括表を掲げる。本図幅地域の地質系統は下位より、鮮新統-下部更新統の奄芸層群、中部更新統の見当山累層相当層、中部-上部更新統の扇状地・段丘堆積物、北勢平野地下に累重する上部更新統-完新統、の4つに区分できる。

<sup>あげ</sup>奄芸層群は、鮮新世-前期更新世に伊勢湾-濃尾平野周辺に存在した東海湖盆に堆積した湖成-河成

第1表 「四日市」図幅地域の地質総括表

地質年代	地 質 系 統		地 史	
			構 造 運 動	そ の 他
完 新 世	沖 積 層		六 甲 変 動  (断層地塊運動)	沖積面の形成
更 新 世	後 期	低 位 (段丘層)		動
		中 位	熱田海進	
	中 期	高 位	動	(隆起陸化)
		見当山累層相当層	最古期	
前 期				
鮮 新 世	奄 芸 層 群	桜村累層	泊 累 層	東 海 湖 (沈降運動)
		大泉累層	八王寺累層	
		亀山累層		

(北勢平野と台地・丘陵地域の主要地質構造の分化対立)  
 (水沢扇状地の傾動運動)  
 (鈴鹿山脈の隆起)  
 矢合川・内山断層(東西性)  
 桑名-四日市断層系(南北性)  
 (奄芸層群の堆積)  
 (水河性海水準変動)

堆積物である。この東海湖盆を堆積した一連の堆積物を総称する場合、「東海層群」と呼ばれているが、伊勢湾西側に分布するものは、従来から「奄芸層群」と呼ばれている(本報告もこのように使い分けている)。

東海層群は、近江・伊賀盆地に分布する古琵琶湖層群、大阪・播磨・京都・奈良盆地などに分布する大阪層群とともに、いわゆる第二瀬戸内累層群を構成している。その層相は、基本的に厚さ数m-数10mの半固結の粘土層・シルト層・砂層・礫層が繰り返し累重するものであるが、層準的にも側方的にもはなはだ層相変化に富んでいる。しかしながら、東海層群には数10枚の連続性に富む火山灰層が挟まれ、これらを追跡することによって、火山灰層序学的研究がなされている(例えば牧野内, 1975a)。本報告でも、そのような火山灰層序学的研究に基づいて、本図幅地域の奄芸層群の層序区分・地質構造・対比を記載する。なお、これまで奄芸層群に関する研究は多数行われているが、本図地域の層序学的研究に関連するものを列挙すると、松井(1943)・嘉藤(1957)・林ほか(1958)・赤嶺(1959)・竹原(1966)及び竹村(1983)がある。

東海層群分布域の全体の中での、本図幅地域の占める位置を第4図に、東海層群全体の層序区分を第5図に示す。両図から示されるように、本図幅地域の垂坂丘陵では、第5図の「伊勢湾西側」の「海蔵川以北」の層序区分である大泉累層が分布する。そのほかの丘陵では、「海蔵川以南」の層序区分である亀山・八王寺・桜村・泊累層が露出する。したがって、本図幅地域には東海層群全体から見ると、中部-上部に当たる層準の地層が分布することになる。

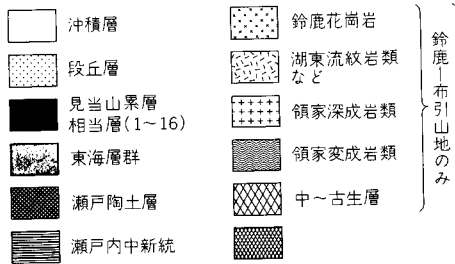
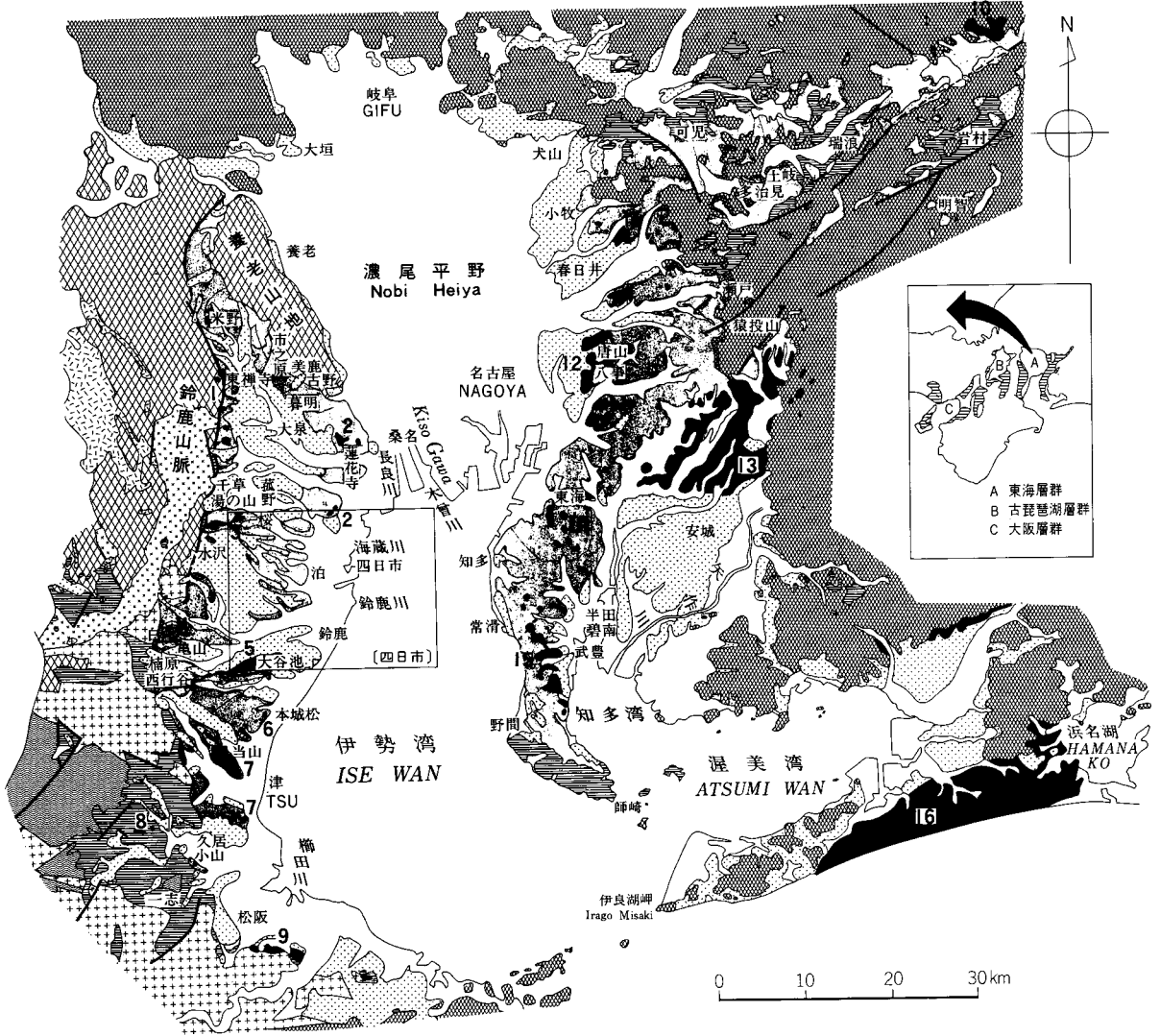
東海湖盆が前期更新世に消滅して以後、この地域は陸化し剝削を受ける所となった。東部瀬戸内区の堆積盆は更に分化縮小し、近江盆地西部と大阪・京都盆地に限定されるようになり、そこでは引き続き古琵琶湖層群・大阪層群が堆積した。更に、中期更新世に入ると、濃尾平野地域は再び沈降域となり、弥富・海部累層の堆積が開始されている(桑原, 1980)。この事は、六甲変動(IKEBE and HUZITA, 1966; 藤田, 1968)の時代に入り、断層運動による後背地の隆起拡大が始まった——すなわち、現在見られるような地形が形成され始めたことを意味している。

本図幅地域でも、この時期に鈴鹿山脈東西縁を画する一志・頓宮断層の運動が活発になり、鈴鹿山脈が著しい隆起運動を行っている。このような鈴鹿山脈の隆起に伴い、最初に堆積したのが、見当山累層相当層と考えられる。

**見当山累層相当層**とは、伊勢湾西岸で、後奄芸層群、先高位段丘層の地層群として位置づけられ、主に奄芸層群からなる丘陵上に断片的に分布し、「高位礫層」、「最高位段丘堆積層」、あるいは「見当山累層とその相当層」などと呼ばれているものである<sup>3)</sup>(竹原・木村, 1962; 木村・竹原, 1969)。木村・竹原(1969)は、これらの断片的に分布する地層群を、谷埋積型・ベニア型・崩積型の、3つのタイプに区分している。

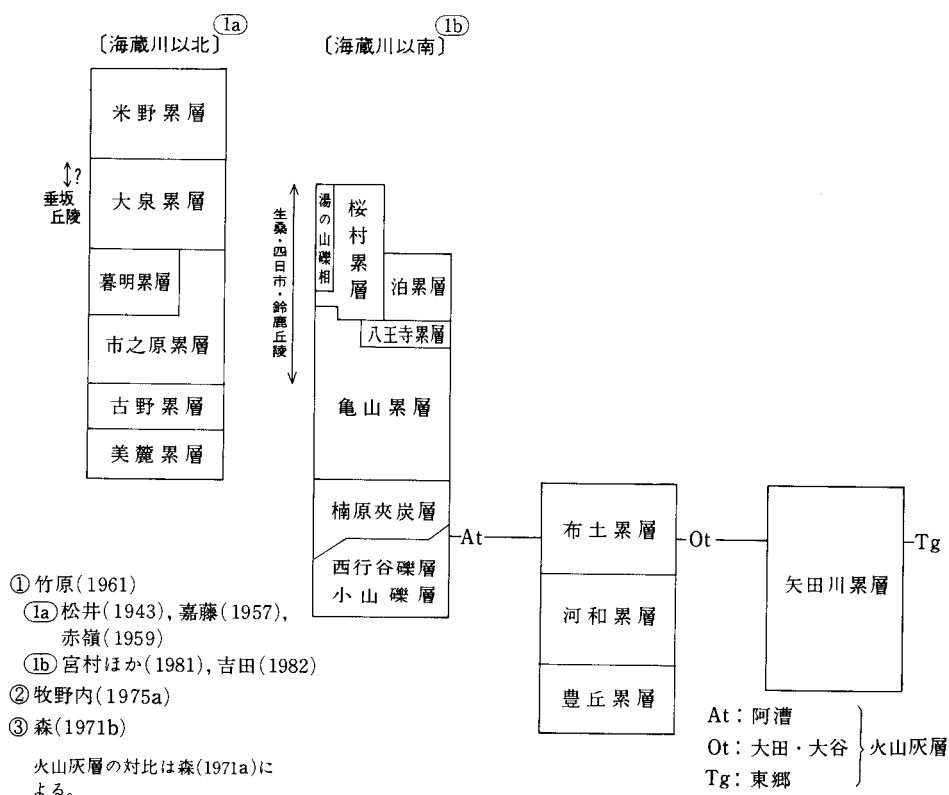
見当山累層相当層は、大阪・古琵琶湖層群上部-最上部に対比されている(例えば、牧野内, 1975b)。しかし、同時期の地層であるにもかかわらず、沈降盆地内に堆積した大阪・古琵琶湖層群では、数100mを越す厚さに達するのに対し、相対的隆起地域であった伊勢湾西岸では、10-20mの層厚にしかならない。

3) 本報告では「見当山累層相当層」と呼ぶ。



- |          |          |           |          |
|----------|----------|-----------|----------|
| 1. 東禅寺層  | 5. 大谷池礫層 | 9. 松阪累層   | 13. 三好層  |
| 2. 蓮花寺累層 | 6. 本城松層  | 10. 赤土平礫層 | 14. 加木屋層 |
| 3. 北谷礫層  | 7. 見当山累層 | 11. 上末層   | 15. 武豊層  |
| 4. 北白木礫層 | 8. 大三礫層  | 12. 八事層   | 16. 瀨美累層 |

第4図 伊勢湾周辺の地質概要図 (山田ほか, 1972; 山田ほか, 1981; 田中ほか, 1982によって作成)

伊勢湾西岸<sup>①</sup>知多半島<sup>②</sup>名古屋東方<sup>③</sup>

第5図 東海層群の層序区分と対比

本図幅地域では見当山累層相当層として、鈴鹿丘陵頂部に大谷池礫層(荒木, 1953)の、垂坂丘陵頂部に蓮花寺累層(嘉藤, 1957)の、四日市丘陵頂部に北谷礫層(赤嶺, 1959)(=水沢最古期扇状地堆積物)の、それぞれ一部が分布する。また、水沢扇状地扇端付近に河原田礫層(森, 1970)がわずかに残存している。これらは、いずれも粗大な礫からなる厚さ10m前後の礫層であり、前述のベニア型に属する。なお、北谷礫層は水沢扇状地系の堆積物と見なされる(宮村ほか, 1981)ので、水沢扇状地堆積物の項目に記載してある。

中期更新世に入ると、本図幅地域では桑名-四日市断層系の活動が顕著となる。同断層系は西側隆起・東側沈降の運動様式を示し、そのため、その西側は相対的隆起地域、その東側は相対的沈降地域となった。このような地殻運動の上に、氷河性海水準変動が加わり、相対的隆起地域では中期-後期更新世にかけて水沢扇状地や何段もの段丘が形成された。一方、相対的沈降地域では完新世に至るまで海岸低地となり、そこに上部更新統及び完新統が累重し、北勢平野が形成された。

水沢扇状地堆積物は、本図幅地域及び西隣「亀山」図幅地域に分布し、最古期・古期・中期扇状地堆積物に3分される。本堆積物群は、一般に厚さ10m以下の薄い礫層であるが、古期・中期扇状地堆積物の扇端部では、時に細粒層を挟んでいる。

**段丘層**は、各河川沿いに広く分布している。それらは上位から高位・中位・低位段丘層に3分され(KIMURA, 1971-73)、それぞれはまた、旧期・新期に細分される。すなわち、本図幅地域には、都合6段の段丘が認められる。

本図幅地域の段丘の発達状況は、鈴鹿川を挟んで北と南ではかなり異なっている。そこで、両地域に発達する段丘についてそれぞれ別個の名称を与え記載する。

これらの段丘の構成堆積物は、一般に厚さ数m前後の礫層である。ただ旧期中位段丘に含まれる生桑町・鈴鹿市の御館・神戸段丘では、海成粘土層(濃尾平野地下の熱田層下部に対比される)が、段丘面を形成する礫層の下位に一部伴われている。なお、以上述べた水沢扇状地・段丘の区分・対比・分布形態・構成堆積物の概要はIV・Iにおいて記述する。

**北勢平野の地下地質**は、多数のボーリング・深井戸資料に基づき、下位から古伊勢湾層・伊勢神戸層・四日市港層・富田浜層に区分されている(第3表、赤嶺, 1962)。

古伊勢湾層は、主にシルト・粘土からなり、熱田海進<sup>4)</sup>に伴って形成された海成層である。これに連続すると考えられるのが、前記した御館・神戸段丘で見られる海成粘土層である。伊勢神戸層は、主に砂・礫からなり、地表の新期中位段丘から低位段丘までの構成層に対比されよう。以上述べた両層は、濃尾平野地下の熱田層から濃尾層<sup>5)</sup>に対比されることが推定される上部更新統であり、その層厚は海岸線沿いで約10-30mの範囲にある。

この上に不整合に載るのが完新統の四日市港層と富田浜層であり、それぞれ濃尾平野地下の南陽層下部と上部対比されている。四日市港層は、主としてシルト・粘土からなり、縄文海進に伴い形成された海成層である。富田浜層は、その後の海水準低下に伴い、西方からの河川によって運搬された土砂が、海を埋め立てることによって形成された地層であり、主に砂・礫から構成されている。本層は、現在の沖積面を形成している。両層を合わせた層厚は、海岸線沿いに見ると約10m-30mの範囲にある。

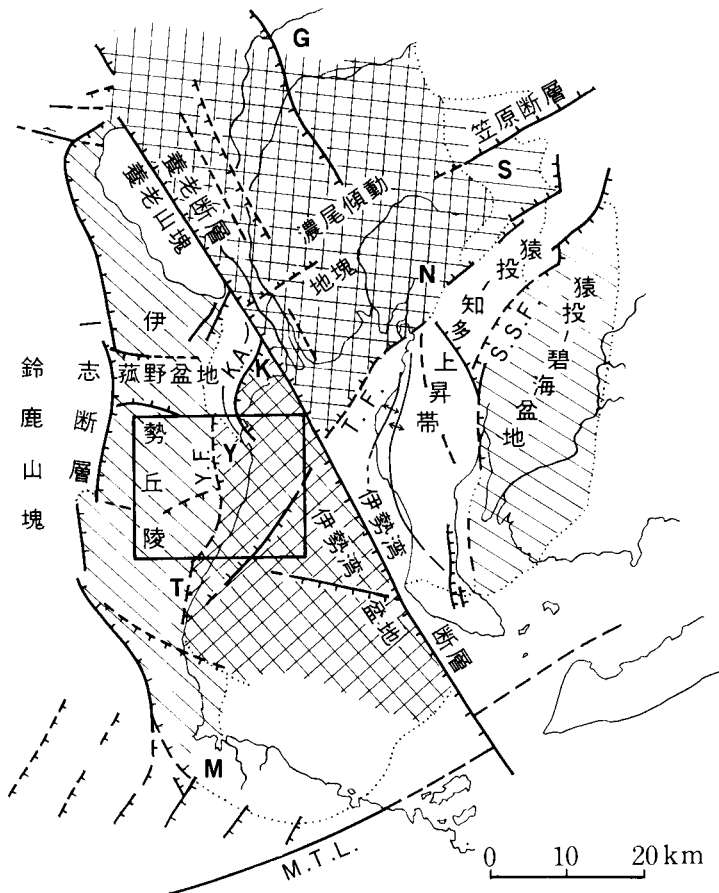
以上述べたように、本図幅地域には丘陵を構成する鮮新-更新統の奄芸層群、扇状地・段丘を形成する中部-上部更新統、北勢平野地下の上部更新統-完新統が分布する。このように、本図幅地域で見られる地質系統は、せいぜい350万年より新しい堆積物だけである。したがって、奄芸層群に発達する褶曲・断層系の形成・活動も、新しい時期のものである。なかでも断層系は、奄芸層群のみならず中部-上部更新統にも変位変形を与えており、すべて第四紀後半に活動した活構造とみなすことができる(第V章参照)。

ここで、視野を伊勢湾周辺に広げ、本図幅地域の地質構造上の位置を概観して見ると(第6図)、本図幅地域は、養老-伊勢湾断層・中央構造線・一志断層に取り囲まれた一つの大きな地塊の中に位置している事が分かる。養老-伊勢湾断層は敦賀-伊勢湾線の一部をなし、東の濃尾傾動盆地(桑原, 1968)と西の近畿三角帯(HUZITA, 1962)を画する大断層である。したがって、本図幅地域は近畿三角帯の東縁あたりにその位置を占めることになる。近畿三角帯や濃尾傾動盆地の第四紀の構造運動は、それぞれ六甲変動・猿投変動<sup>5)</sup>と呼ばれており、断層によって画された大小の地塊の個別的な運動(断層地塊運動)によ

4) リスノウルム間氷期に伊勢湾周辺に生じた海進(濃尾平野第四系研究グループ, 1977; 桑原ほか, 1982)

5) 濃尾層はウルム氷期最盛期後の相対的海水上昇期の堆積物である(桑原, 1975)、伊勢湾西岸ではこれまで濃尾層相当層とされる地層は独立して認められていない。本報告では桑原(1977)に従い、下部砂礫層(伊勢神戸層)に濃尾層相当層を含めている。





第6図 伊勢湾周辺の断層地塊 (桑原, 1979) G: 岐阜, S: 瀬戸, N: 名古屋, K: 桑名, Y: 四日市, T: 津, M: 松坂, S.S.F: 猿投一境川断層, T.F: 天白河口断層, K.A: 桑名背斜, Y.F: 四日市断層, M.T.L.: 中央構造線  
断層線はケバのでている側に落ちていることを示す。格子模様は著しい沈降塊。斜線部は“弱い上昇帯”で周辺の地塊に比べて上昇量が小さいが、一部(碧海地域)などでは弱い沈降が認められる(枠内は本図幅地域を示す)

って特徴づけられている。

このように見た場合、本図幅地域に発達する断層系(第19図)や一志断層は、先に述べたものよりひとつオーダーの小さい地塊を画する断層系と位置づけられる。例えば桑名-四日市断層系は桑原(1980)の、著しい沈降塊である伊勢湾盆地と、“弱い上昇帯”である伊勢丘陵を堺する。また、矢合川断層は菰野盆地と伊勢丘陵を面する断層系のひとつと考えられる。しかもこれらのいずれもが、第四紀後半において活動的なことが特徴と言える。

### III. 鮮新—更新統(奄芸層群)

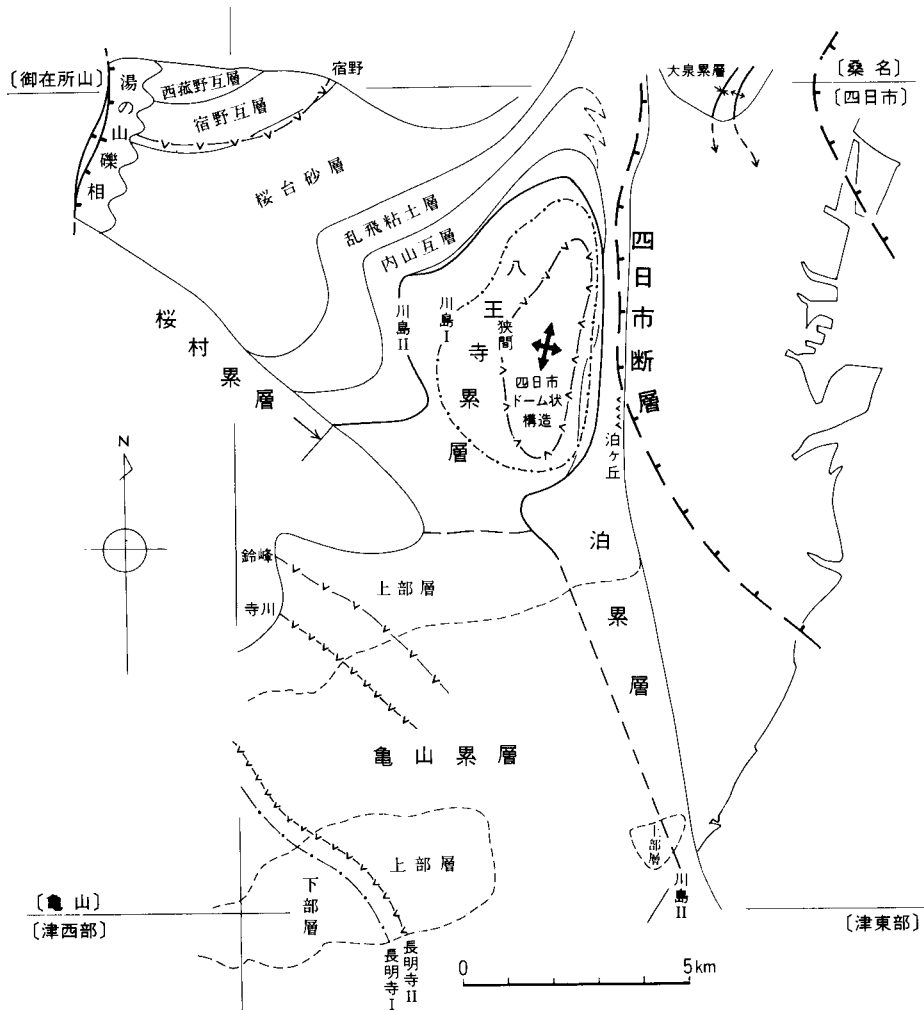
#### III. 1 概要

伊勢湾西岸地域の奄芸層群の積算層厚は2,000mを越すが(吉田, 1982)、本図幅地域では、垂坂丘陵

地域を除くと、そのうちの層厚約700mの部分が露出している。層準的にみれば、東海層群上部から中部上半部に相当する部分である。

その分布地域を層序・地質構造的に見て、1) 鈴鹿丘陵・水沢扇状地崖、2) 生桑・四日市丘陵、3) 垂坂丘陵、の3地域に分けるのが説明上都合が良い。ここでは、主要分布地域である1)及び2)地域を中心として、その地質構造・層序区分・挟有される火山灰層のあらましを述べることにする。

第7図に本図幅地域及び若干の周辺地域の資料を加えて作成した、奄芸層群の水平地質断面図を示す。この図から示されるように、奄芸層群の分布を決定する大きな地質構造として、四日市丘陵東部から生桑丘陵に発達する四日市ドーム状構造がある。本図幅地域を含め、海蔵川以南の奄芸層群を大づかみに見ると、南から北へ順次上位の地層が累重する地質構造を示している。しかし、本図幅地域では四日市



第7図 奄芸層群の水平地質断面図（沖積面を基準に切断した）

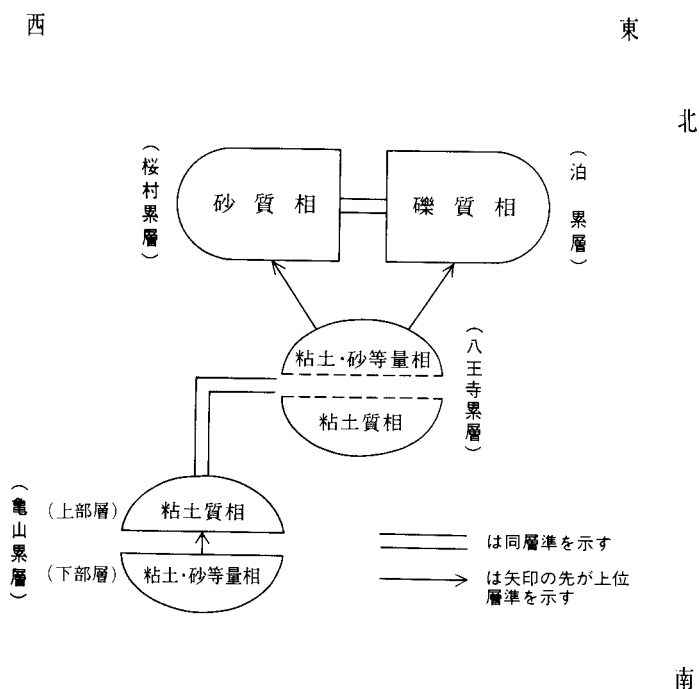
ドーム状構造が存在するため、その頂部にはより南に分布するものと同層準の地層が露出することになる。更に、同ドーム状構造の頂部を中心として、同心円状に順次上位の地層が分布することになり、したがって同構造の翼部ではいずれも同層準の地層が露出することになる。

しかし、第7図を見ると、北翼・西翼は広い面積を占めているが、東翼は狭い範囲に限定されている。そのため、一見東翼では北・西翼よりも下部の地層のみが露出しているように見える。しかし各翼の傾斜を見ると、東翼では北勢平野と各丘陵東縁沿いに東落の四日市断層が存在するため、20-40°の急傾斜を示す。これに対し、北翼・西翼では、いずれも数度程度の非常に緩やかな同斜構造を示している。このため、南翼を除き、東翼・北翼・西翼の奄芸層群は、ほぼ同じ層厚となる。

次に第8図に、奄芸層群の層相変化を概念化して示す。すなわち、奄芸層群の層相は下部→上部の方向に粗粒化する。また上部では、東部→西部の方向に細粒化する。更に下部でも、生桑・四日市丘陵→鈴鹿丘陵の方向に細粒化の傾向が明瞭である。最前者の変化は急激であり、後2者の変化は漸移的である。

このように、一定の分布地域には一定の層相を示す地層群が分布する。そこで、これら地層群に対してそれぞれ累層としての名称を与えた。すなわち、鈴鹿丘陵及び水沢扇状地崖に露出するものは、西隣「亀山」図幅地域で記載された(宮村ほか, 1981) 亀山累層と同様の層相を呈するので、そのまま亀山累層とした。

亀山累層は、累層オーダーでは粘土層優勢の粘土層・砂層・シルト層の厚さ数m-10数mの地層が単調



第8図 奄芸層群の層相変化模式図

に繰り返す層相を示すものであり、本図幅地域では、粘土層優勢の上部層<sup>6)</sup>と、砂層やや優勢ないし砂層・粘土層がほぼ等量の中層に区分が可能である。

四日市ドーム状構造頂部に露出するのは**八王寺累層**と新称する。後述するように本累層は、亀山累層最上部に対比されるものであり、亀山累層同様に粘土層優勢の層相を示している。しかし亀山累層とは異なり、砂層を多く挟在すること、亀山累層には見られないような含礫砂層、更に一部に砂礫層を挟む点で層相を別にしてはいる。

八王寺累層の上に漸移整合に載るのが桜村累層と泊累層である。桜村累層は四日市ドーム状構造の北・西・南翼を、泊累層はその東翼を、それぞれ構成しており、第8図に示すように両層は同時異相の関係にある。

**桜村累層**は、砂層・粘土層・シルト層の厚さ数m-数10mの地層が繰り返す層相を示すが、一部には礫層を挟んでいる。本累層は更にその層相変化に基づき、下部から上部に向って内山互層・乱飛粘土層・桜台砂層・宿野互層・西菰野互層の5つの部層に細分が可能である。このほか本累層には、周縁相としての湯の山礫相が「亀山」図幅地域内に分布する(第14図)(宮村ほか, 1981)。

**泊累層**は、含礫砂層-砂礫層-礫層(これらは漸移する)の厚さが数m-数10mの地層が卓越する層相を示すが、一部に粘土層・シルト層を挟んでいる。ただし、これら細粒層はあまり連続しない。

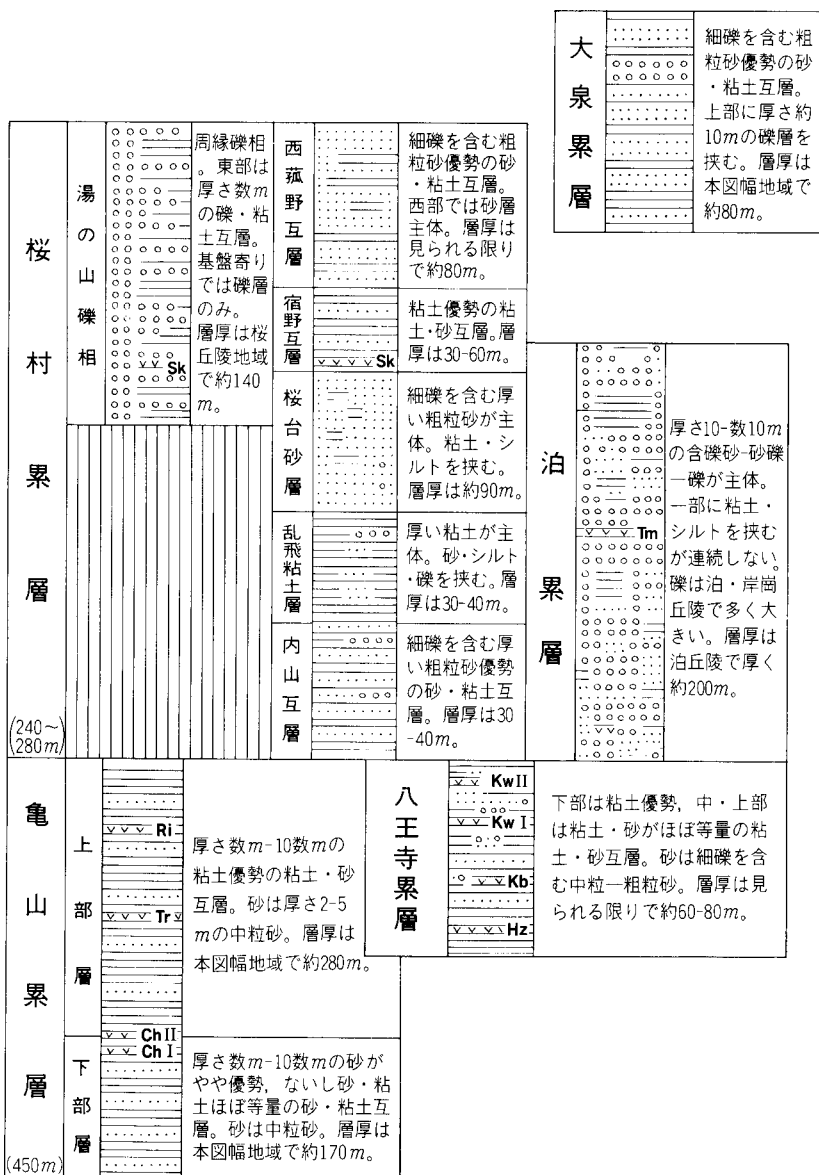
なお既に述べたように、桜村累層と泊累層とは同時に異相の関係にある。しかし、その層相は連続的に変化するため、その境界を一本の線で引くことは難しい。そこで、地質図ではある程度の幅を持たせるという意味で、両累層の境界を破線で引いた。

このほか奄芸層群からなる垂坂丘陵の一部が本図幅地域に含まれる。この地域は、第5図の「海蔵川以北」の奄芸層群の層序区分が適用される地域である。嘉藤(1957)・竹村(1983)によると、員弁川北岸(「桑名」図幅地域内)が模式地である大泉累層に当たるものが露出する、とされている。そこで本報告では、これらの研究に従い、本図幅地域に含まれる垂坂丘陵を構成する奄芸層群に対し、若干の疑問はあるが**大泉累層**の名称を用いる。以上述べた奄芸層群の層序区分の概要を第9図に示した。

最後に、火山灰層に基づく各分布地域の奄芸層群の対比について述べる。鈴鹿丘陵-水沢扇状地崖には、下位より長明寺Ⅰ及びⅡ・寺川・鈴峰火山灰層が挟まれる。一方、四日市・生桑丘陵では下位から狭間・鹿化川・川島Ⅰ及びⅡ火山灰層が挟まれ、桜村累層中部には宿野火山灰層、泊累層中部には泊ヶ丘火山灰層が挟有されている。後ほど詳しく述べるが、川島Ⅱ火山灰層と「亀山」図幅地域の御幣川火山灰層、宿野火山灰層と泊ヶ丘火山灰層、狭間火山灰層と鈴峰火山灰層は同一の火山灰層と推定される。このような火山灰層の対比に基づき、各分布地域の奄芸層群を対比したのが第10図である。

以上、本図幅地域の奄芸層群の地質構造・層相変化・層序区分・火山灰層の概要を述べた。以下、それぞれについて記載するが、地質柱状図を作成した地点など、本章中に示す地点はすべて第11図に一括して示した。

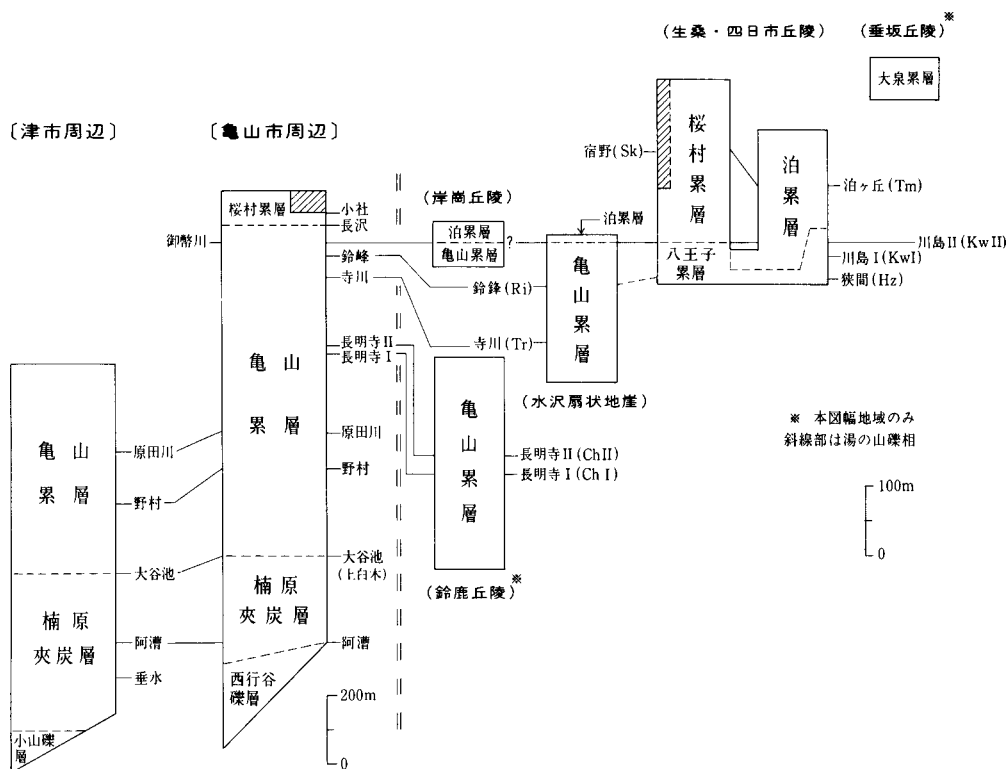
6) 宮村ほか(1981)では、上部部層としたが、このように改める。中部部層・下部部層についても同様である。



第9図 「四日市」図幅及び周辺地域の奄芸層群層序区分図

### III. 2 龜山累層 (AK)

龜山累層は、鈴木ほか(1948)によって命名され、赤嶺ほか(1951)によって記載されたものである。その主部は西隣「龜山」図幅地域に分布し、模式地も赤嶺ほか(1951)によって龜山市付近が指定されている。本図幅地域では、鈴鹿丘陵・岸岡丘陵西部・水沢扇状地崖に露出する。そのほか、高塚丘と加佐登丘も本累層から構成されている。本累層の下限は本図幅地域には分布しないが、「龜山」図幅地域内で



第10図 奄芸層群分布地域の対比 津市及び亀山市周辺の資料は吉田(1982)による

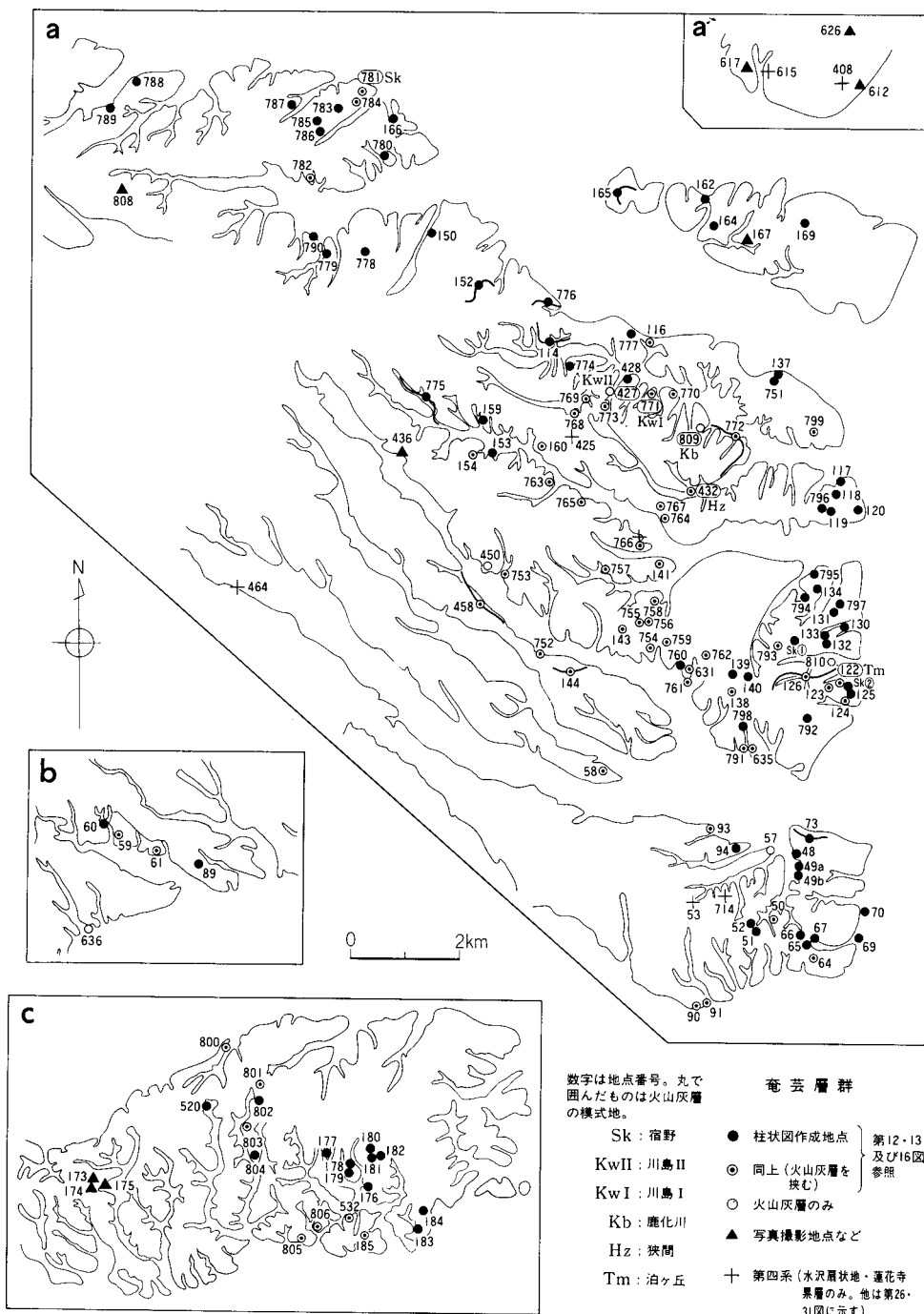
下位の楠原夾炭層と整合である(宮村ほか, 1981)。一方, 上位の泊累層とも整合であり, 「亀山」図幅地域内では桜村累層とも整合関係にある(第10図)

層厚は「亀山」図幅地域で最大層厚約700mに及ぶ。本図幅地域では本累層中部-上部層の約450mに当たる部分が分布する。そのうち, 主要分布地域の鈴鹿丘陵では約350m, 水沢扇状地崖では約180m, 岸岡丘陵西部では約30mの厚さの本累層が露出している。

本累層の分布地域は四日市ドーム状構造の南方にあり, その地質構造は走向ほぼ北西-北北西で1-3°北東傾斜を示す同斜構造である。そしてその傾斜は北東側ほど緩やかである。

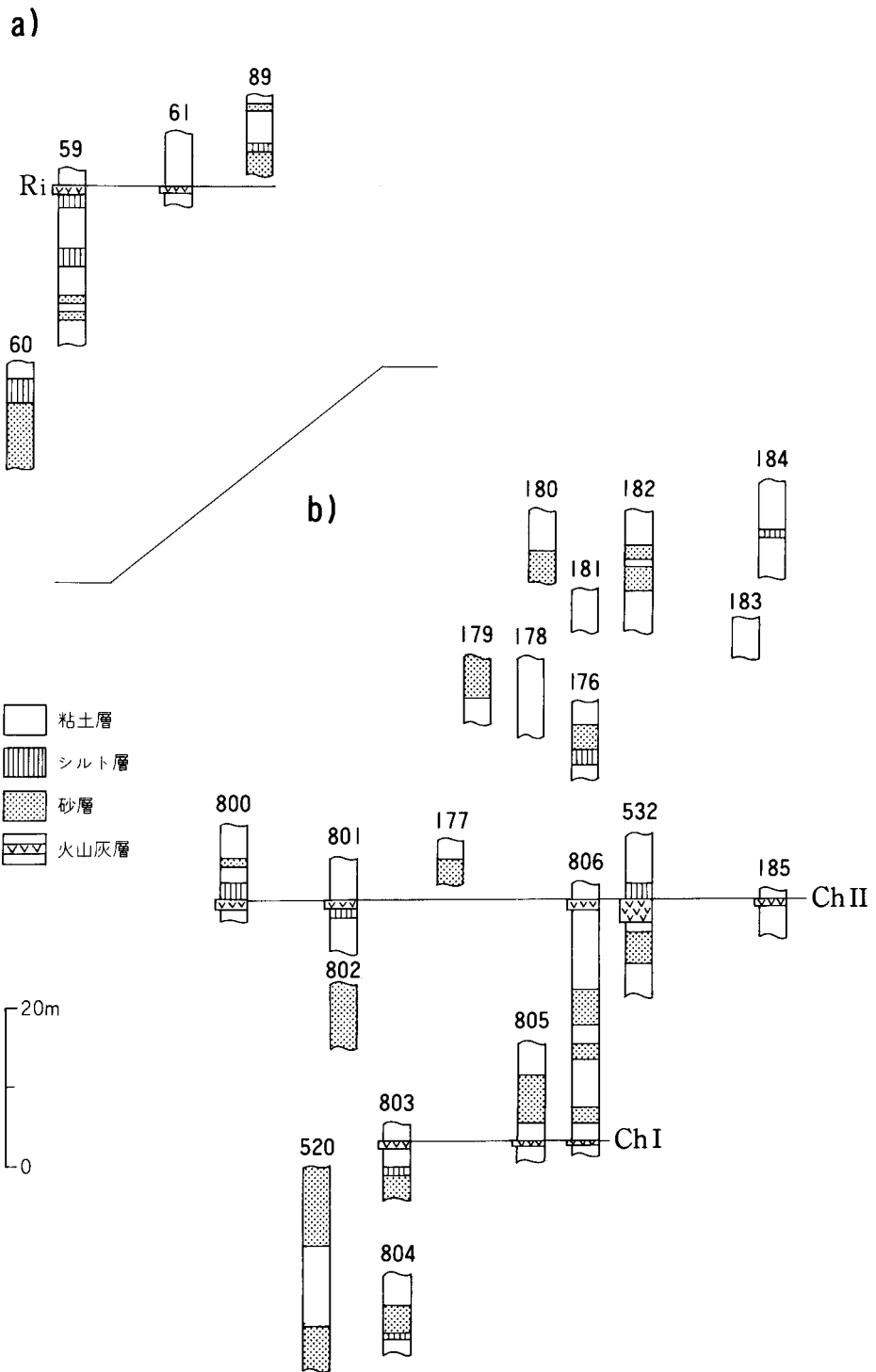
亀山累層は, 厚さ数m-10数mの粘土層優勢の粘土層・砂層・シルト層が累重する層相を示すが, 「亀山」図幅地域内で宮村ほか(1981)によって上部・中部・下部層の3つの部層に分けられている。本図幅地域の亀山累層は, その層準及び層相とも「亀山」図幅地域で定義した上部層・中部層に一致するものが分布している。すなわち, 本図幅地域の亀山累層は砂層やや優勢の中部層上半部と, 粘土層卓越の上部層に分けることができる(第12図)。

下部層は, 国府台団地周辺から本図幅西南端までの鈴鹿丘陵に分布する。上限は長明寺II火山灰層で, 下限は野村火山灰層で規定される(宮村ほか, 1981)。したがって下限は本図幅地域に分布しない。本図幅地域では, 鈴鹿市長法寺町北の深谷池周辺(地点173・174・175)や, 国府台団地北側(地点520)に



第11図 「四日市」 図幅地域の奄芸層群の地質柱状図作成場所などを示す地点図

a. 生桑・四日市丘陵 (a' 垂坂丘陵) b. 水沢扇状地崖 c. 鈴鹿丘陵



第12図 亀山果層の地質柱状図 a) 水沢扇状地崖, b) 鈴鹿丘陵 (地点は第11図に示す)



良い露頭がある。層厚は、本図幅地域で約170m。本層は砂層・粘土層ほぼ等量、ないし砂層やや優勢の砂層・粘土層・シルト層が累重する層相を示す。上部層とは砂層が優勢であることから区分される。

砂層は1枚が数m-10数mの厚さ示し、淘汰の良い中粒砂から構成されている。新鮮面で灰白色、風化すると褐色を呈し、平行葉理が弱く認められるが斜交層理はほとんど認められない。粘土層は厚さ5m以下、通常2-3mの厚さを示し、新鮮面で青灰色ないし灰白色を呈する無層理塊状の粘土から構成されている。なお、一部の層準に炭質粘土層が挟有されている。

上部層は、鈴鹿サーキット周辺の鈴鹿丘陵が主要な分布地域であるが、そのほか、木田町以西の水沢扇状地崖、岸岡丘陵西部や高塚丘・加佐登丘も本層から構成されている。本層の上限は、鈴鹿市木田町の露頭(地点90)の厚さ5mの礫層の基底におく。上位の泊累層とは整合。本図幅地域では、鈴鹿市街から御菌町に向う県道三行一庄野線沿いに良い露頭がある(地点182・532・806など)。層厚は約280m。本層は、粘土層優勢-卓越の粘土層・砂層・シルト層が累重する層相を示している。

粘土層は、厚さ数m-10数mであり、青灰色の無層理塊状の粘土層が主体である。このほか灰白色凝灰質・オリブ色シルト質粘土層も挟まれている。砂層は10m以下、通常2-5mの厚さであり、中粒砂ないし細粒砂から構成されている。中部層同様に、斜交層理はほとんど認められない。岸岡丘陵西部では砂層中に径数cm以下の酸性火山礫が含まれている。シルト層は厚さ1-2mで、黄白色で平行葉理が良く発達するものと、灰色で無層理塊状のものとの2種がある。

なお、岸岡丘陵西部のものは、含礫砂層や砂礫層が挟まれており、層相から見れば次に述べる八王寺累層に含めるべきであるが、分布が小範囲であることから、本報告では上部層に含めた。

本層には有効な鍵層として下位から長明寺I及びII・寺川・鈴峰火山灰層が挟まれている。

### III. 3 八王寺累層(Ah)

八王寺累層には下位から狭間・鹿化川・川島I及びII火山灰層が挟まれている。本累層の層準は、最上部あたりに挟まれる川島II火山灰層が、「亀山」図幅地域内の御幣川火山灰層と同一の火山灰層と見なされることから、亀山累層に対比される。更に、後述するように(III. 8参照)、狭間火山灰層は鈴峰火山灰層に対比されるものと推定され、したがって八王寺累層は亀山累層上部層の最上部に対比されることになる。

八王寺累層の模式地は、四日市市八王寺町に見られる露頭(地点141・764・766)である。そのほか、川島丘陵青葉町(地点137)、泊丘陵波木町(地点754)にも良い露頭が見られる。主要分布地域は四日市丘陵東部であり、川島・八王寺丘陵主部を構成する。そのほか、水沢扇状地崖の内山町-山田町-北小松町及び泊丘陵南部の波木町-貝家町にかけても分布する。更に、生桑丘陵の曾井町から三重団地南部にかけても分布する。

八王寺累層を地表で観察することができるのは、狭間火山灰層下位約10mまでである。したがってその下限を規程することはできない。一方、上位の桜村累層と泊累層との関係は、各累層の項目で詳述するが、いずれも漸移整合であり広範囲に見れば斜交関係にある。地表に露出する層厚は四日市ドーム状構造頂部において、その南北方向に約75m、東西方向では約60mである。

八王寺累層は第13図に示すように、粘土層優勢の粘土層・砂-砂礫層・シルト層が累重する層相を示している。層準から見ると、狭間火山灰層あたりまでは粘土層が卓越するが、それより上位の層準になると砂層を多く挟むようになる。

粘土層は厚さ20mに達するものもあるが、通常5m前後の厚さを示している。青灰色ないし灰白色の無層理塊状粘土層を主体とするが、狭間火山灰層の層準付近では青緑色凝灰質粘土層が多い。本累層上部の粘土層には、しばしば砂・シルトの薄層がレンズ状に挟み込まれている。砂層は、亀山累層よりも全般的に粗粒であり、細礫を混じえる粗粒砂から構成されていることが多い。厚さは、通常5m以下である。

### Ⅲ. 4 桜 村 累 層

桜村累層は粗粒砂層(一般に細礫をまばらに含む)優勢の砂層・粘土層・シルト層が累重する砂質相としての層相を示し、一部では砂礫層、更に礫層を挟むことがある。

本累層の名称は元来、松井(1943)によって四日市・生桑丘陵全域を構成する奄芸層群に対して与えられたものである。その後、赤嶺(1959)によって四日市丘陵西部を構成し、砂質相を示す奄芸層群に限定してこの地層名が用いられた。近年、「亀山」図幅の調査研究に関連して、四日市丘陵全域の火山灰層序の概査が行われ、桜村累層の層序的な位置づけが初めて明確にされ、新たな定義が与えられた(宮村ほか、1981)。本報告では、その定義を踏まえて以下の記載を行う。

桜村累層は、四日市ドーム状構造のほぼ西半分に分布し、生桑丘陵西部・桜丘陵・川島及び八王寺丘陵西部を構成する。更に、内山町-山田町-鹿間町にかけての水沢扇状地崖にも露出している。模式地は赤嶺(1959)によって、「亀山」図幅地域の坊主尾西方の谷(矢合川源流)が指定されている。層厚は四日市丘陵で240-280m、生桑丘陵で約110mである。

桜村累層の上限は、生桑丘陵西部・桜丘陵がすべて本累層から構成されているので、その上限は規定できない。一方、下位の八王寺累層とは漸移整合の関係にある。その様子を南から順に述べて行くと(第15図)、北小松町から狭間町にかけては、川島Ⅱ火山灰層の上に細礫を含む厚い砂層が載るので、本累層の下限をこの砂層の基底に引くことができる。狭間町-川島町では、川島Ⅱ火山灰層を挟む粘土層より上位が砂優勢互層となる。一方、生桑丘陵では、川島Ⅱ火山灰層の約25mまで上位に粘土優勢互層が累重しているので、地点167などで出現する砂礫層-礫層の基底を本累層の下限とした。このように川島Ⅱ火山灰層を規準にとり、広い範囲で見ると、桜村累層と八王寺累層の境界は南から北へ向かうにつれ、より上位の層準に位置しており、両累層は斜交関係を示すことが分かる。なお、泊累層とは概要の項目でも述べたように、同時異相の関係にあるが、その詳細は次の泊累層の項目で述べる。

桜村累層は、四日市ドーム状構造頂部から離れるにしたがい、順次上位の地層が現われる円心円状の構造を示し、内山・矢合川断層周辺を除き1-2°の緩やかな傾斜を示している。本累層はその層相に基づき、下部から上部へ、砂層優勢の内山互層、粘土層卓越の乱飛粘土層、砂層卓越の桜台砂層、粘土層優勢の宿野互層、砂層-砂礫層卓越の西菰野互層の5つの部層に分けられる。なお、第14図に生桑・四日市丘陵地域の地質図を掲げた。それに示されるように本累層の周縁礫相として、「亀山」図幅地域に湯

の山礫相が分布しており，その記載は宮村ほか(1981)によって与えられている。

#### 内山互層 (Asu)

**地層名** 新称

**模式地** 四日市市内山町(地点 153・159・160 など)。

**層序関係** 下位の八王寺累層との関係は前述した。一方，上位の乱飛層とは整合。

**層厚** 生桑丘陵で約 40m。四日市丘陵—水沢扇状地崖では約 30m—40m。

**層相** 粗粒砂層優勢の砂層・粘土層の互層でシルト層を伴う。模式地の内山町では本層は約 40m の厚さを有し，厚さ 2-8m の粘土層を間に 1 枚挟み，厚さ 10-15m の砂層が 2 枚累重している。砂層には厚さ 1-2m の粘土層・シルト層が挟まれている。

別所谷から川島町にかけては粘土層・シルト層の挟みが多くなる。しかし，生桑丘陵西部では砂層が卓越し，更に三重団地付近では径数 cm の礫を含む礫層がしばしば挟まれるようになり，その層相は泊累層に類似する。

#### 乱飛粘土層 (Asr)

**地層名** 新称。

**模式地** 四日市市<sup>おやま</sup>小山町北にある南部埋立処理上北側の露頭(地点 775)<sup>7)</sup>。そのほか，乱飛北方(地点 776)にも良い露頭がある。

**層序関係** 下位の内山層，上位の桜台層といずれも整合。

**層厚** 生桑丘陵で約 30m，四日市丘陵—水沢扇状地崖では北から南へ向かい約 30 m→40m と厚くなる。

**層相** 厚い粘土層から構成され，しばしば連続性の悪い砂層・シルト層を挟んでいる。模式地では，内山層を構成する厚い砂層の上に厚さ 5m のシルト層が整合に載り，更にその上に厚さ約 30m の青灰色無層理塊状粘土層が累重している。この粘土層は，上位の桜台砂層を構成する厚さ 5m 以上の砂層に整合に覆われている。乱飛東方ではこの粘土層に砂層・シルト層が挟まれるが，乱飛北方では模式地同様に厚い粘土層が露出する。

#### 桜台砂層 (Ask)

**地層名** 新称。

**模式地** 四日市市桜台団地南の崖(地点 152)。そのほか生桑丘陵菅原町(地点 165)や，菰野層から矢合川へ抜ける道路(通称「ミルク・ロード」)(地点 166・780)，矢合川南岸(地点 779)，乱飛粘土層模式地(地点 775)，小山町(地点 436)など，本層には好い露頭が数多い。

**層序関係** 下位の乱飛層，上位の宿野層といずれも整合。水沢丘陵では湯の山礫相に漸移する。

**層厚** 四日市丘陵では厚さ約 90m，生桑丘陵では，そのうちの下部約 40m の厚さの部分露出する。

7) 模式地を小山町に設定しながら乱飛粘土層と命名したのは，菰野層群には累層名として小山礫層(第5図)がすでに使用されているためである。

**層相** 細礫を含む厚い粗粒砂層を主体とし、一部に連続性の悪い粘土層・シルト層を挟在する。砂層には平行葉理・斜交層理が発達する。礫<sup>8)</sup>は、径1-2cm以下のものがまばらに含まれており、これらは大部分チャートの亜円礫である。

#### 宿野互層<sup>9)</sup> (Ass)

**地層名** 新称。

**模式地** 菰野町宿野の国道306号線(通称「巡見街道」)沿いの崖(地点783・784)。そのほか、矢合川上流一源流にも良い露頭がある。

**層厚** 30-60mと変化する。

**層序関係** 下位の桜台層、上位の西菰野層といずれも整合。より広範囲に見ると、桜台・西菰野層といずれも斜交関係を示している。

**層相** 粘土層・砂層が単調に互層しそれにシルト層を伴う。そのうち粘土層が優勢である。粘土層・砂層は共に厚さが数m-10数mであり、一方、シルト層は1-3mと薄い、粘土層は青緑色を呈するものが多く、砂層は葉理の発達が顕著な中粒砂層-粗粒砂層である。本層はその下部に宿野火山灰層を挟み、模式地ではその上位約5mに植物化石を含む炭質層が挟有されている。

#### 西菰野互層 (Asn)

**地層名** 新称。

**模式地** 菰野町西菰野西方の採土場(地点788・789)〔「亀山」「御在所山」図幅地域内〕。そのほか、宿野層模式地南東(地点785・786)や四日市市フィールドアスレチック西方(地点808)にも良い露頭がある。

**層序関係** 下位の宿野層との関係は前記した。本層は桜村累層の最上部を占め、その上限は規定できない。なお、分布地域西端では湯の山礫相に漸移する。

**層厚** 桜丘陵ではその上限を決められないため、正確な厚さは不明である。しかし、見られる限りの層厚は80mに及んでいる。

**層相** 細礫を含み平行葉理・斜交層理などの発達が顕著な厚い粗粒砂層が粘土層と互層し、それにシルト層が伴われる。しかし、湯の山礫相に近づくとき粘土層・シルト層の挟みは少なくなり、それらの連続性は悪くなる。

### III. 5 泊累層 (At)

含礫砂層-砂礫層-礫層が卓越し、礫質相としての層相を示す累層である。泊累層は赤嶺(1959)によって、桜村累層の上位に載るものとして命名記載されたが、宮村ほか(1981)によって、本累層は桜村累層の同時異相の地層であることが指摘された。しかし、その記載はこれまでなされていないので、本報告で泊累層を再定義する。

8) 以下、本報告での礫種の判別はおおむね径1cm以上のものを選び出し、野外で同定した。

9) 松井(1943)の茶屋上夾炭層は本層に含まれる(宮村ほか, 1981)。

泊累層の分布地域は、生桑・川島・八王寺丘陵各東部と泊丘陵東部から南部にかけてであり、この地域では四日市ドーム状構造東翼を構成している。更にその分布地域は南方に延び、采女丘陵・岸岡丘陵東部を構成している。すなわち、本累層は四日市断層東側沿いに、南北方向に分布している。

模式地は赤嶺(1959)によって、四日市市泊山付近が指定されている。模式地周辺や采女丘陵に、数多くの好露頭が観察される。

泊累層の走向はほぼ南北性を示し、四日市断層の影響を受ける生桑―泊丘陵東端では10-40°東傾斜を示すが、それ以外の地域では傾斜は緩やかである。

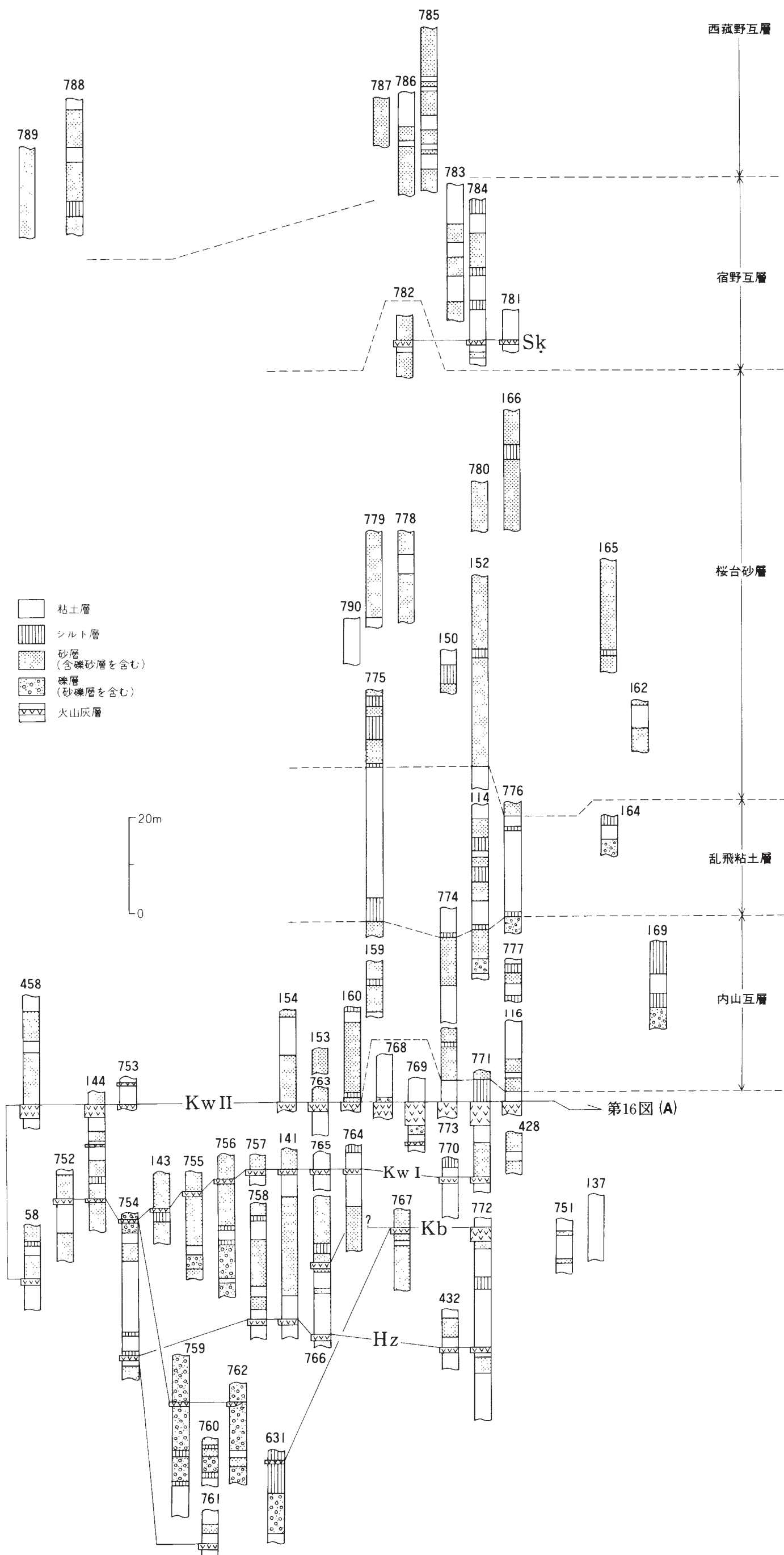
層厚は、生桑丘陵で約60m、泊丘陵で最も厚く約200m、采女丘陵で約40m、岸岡丘陵で約30mである。

既に述べたように泊累層と八王寺累層は漸移整合の関係にあるが、より広範囲に見ると層序断面図(第15図)に示すように、八王寺累層を削り込むような形態を示している。その状態を詳しく述べてみると、まず生桑丘陵では川島Ⅱ火山灰層上位約25mまで粘土質相(すなわち八王寺累層)が累重し、その上位になると急激に砂質―礫質相となるので両累層の境界はこの位置に引くことができる。川島・八王寺丘陵ではおおむね川島Ⅱ火山灰層の上位から厚い砂礫層―礫層が出現している。一方、泊丘陵では川島Ⅱ火山灰層は礫質相中―すなわち泊累層中に挟まれている。更に、同丘陵南部の波木町では、礫層相(泊累層)と粘土質層(八王寺累層)の境界は、地点754(第13図)で示されるように、狭間火山灰層の上位約25mにまでその層準を低下させている。すなわち、川島Ⅱ火山灰層を基準にとると、生桑丘陵から泊丘陵南部に向かい、両累層の境界は層準にして約65mの差が認められる。

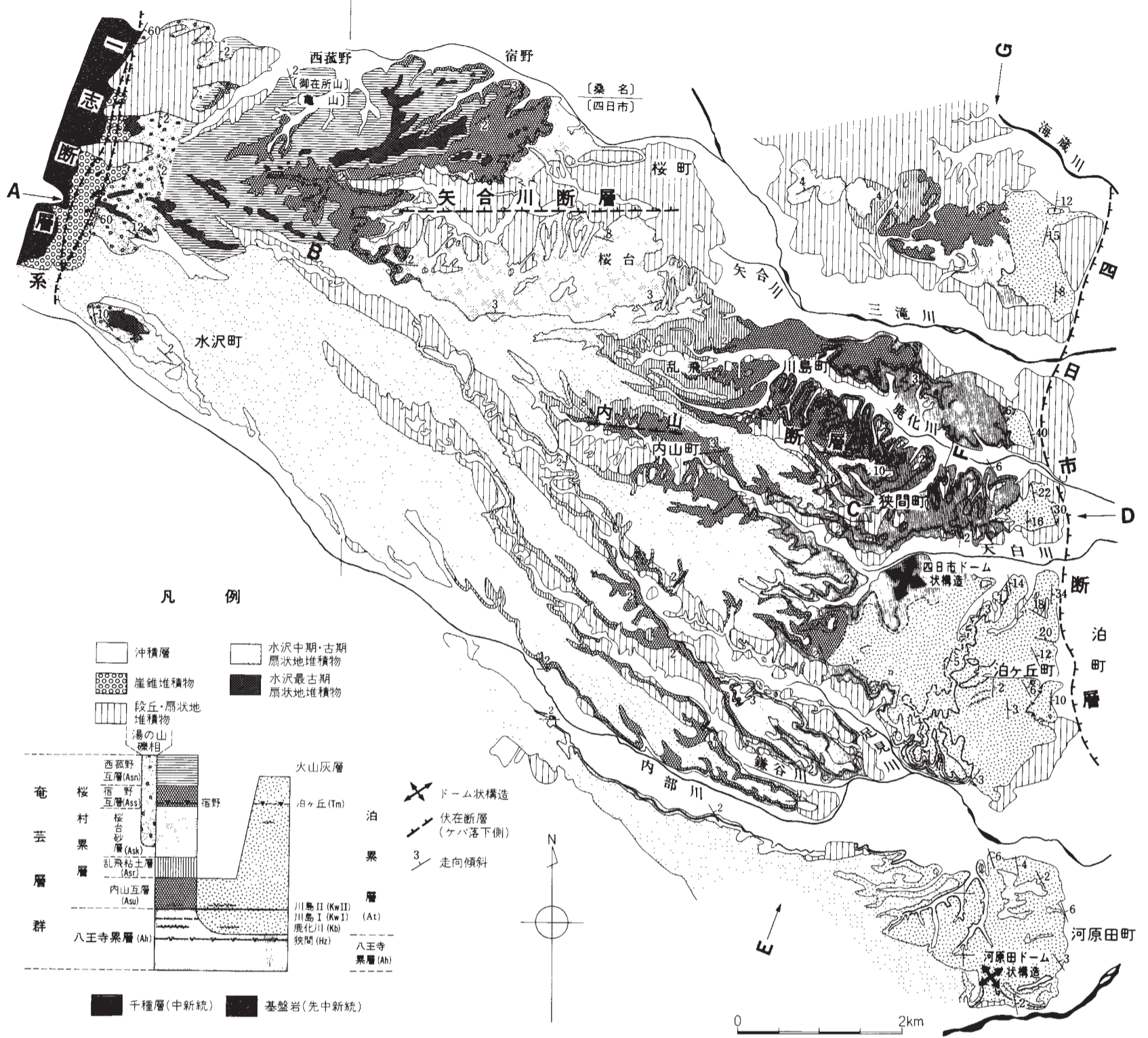
采女丘陵では川島Ⅱ火山灰層が粘土層中に挟まれていること、その上位に礫層は少なく含礫砂層―砂礫層が粘土層を伴って累重すること(第16図)から見て、八王寺累層との境界は泊丘陵よりも上位であると推定し得る。しかし、本丘陵では川島Ⅱ火山灰層より下位の層準の地層は露出しておらず、したがって、両累層の境界は明確に決められない。そこで、便宜的ではあるが、層相から判断して本丘陵を構成する奄芸層群すべてを泊累層と見なした。

次に桜村累層との関係を述べる。概要の項で述べたように、本累層と桜村累層は同時異相の関係にあり、しかも両累層の層相は連続的に移り変わっている。その状態は、波木町北の平坦化地で良く観察できる。ここでは、川島Ⅰ火山灰層を挟む厚い地層が、東西方向に約500mに渡って連続的に観察できる(第13図、地点759→754→143→755。ただし、759は現在消失している)。そこでは、川島Ⅰ火山灰層を挟む地層は、東から西に向かうに従い、礫径及び礫の量が漸移的に減少し礫層(泊累層)から細礫混じりの砂層(桜村累層)になる。このように、本累層と桜村累層の漸移関係は、一枚の地層にも明瞭に現われている。

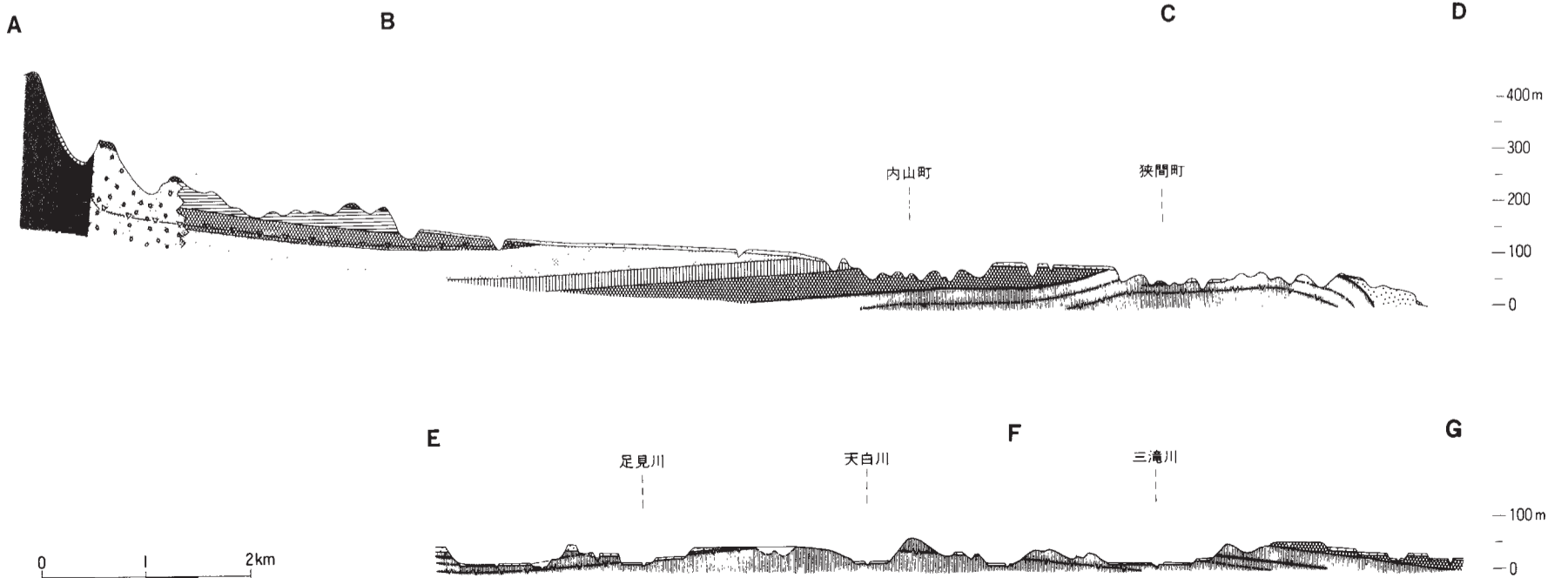
また、本累層の南北方向の層相変化について、その全般的な傾向を述べると、最も砂礫―礫層に富み、礫径も大きい地域は泊丘陵と岸岡丘陵である。例えば、第17図は模式地周辺の地質図である。これに見られるように、この地域では大部分が砂礫―礫層からなり、一部に連続性の悪い粘土層やシルト層を挟んでいるに過ぎない。また、礫も泊・岸岡丘陵では径10cm以上のものが含まれている。これに対し、生桑丘陵東部や采女丘陵では、細粒層が多く挟まれ、また粗粒層も含礫砂層が多く、全体として桜村累層の層相に類似している。しかし、生桑・采女丘陵全体を見た場合、砂礫―礫層は桜村層よりも多



第13図 八王寺・桜村累層の地質柱状図 (地点は第11図に示す)

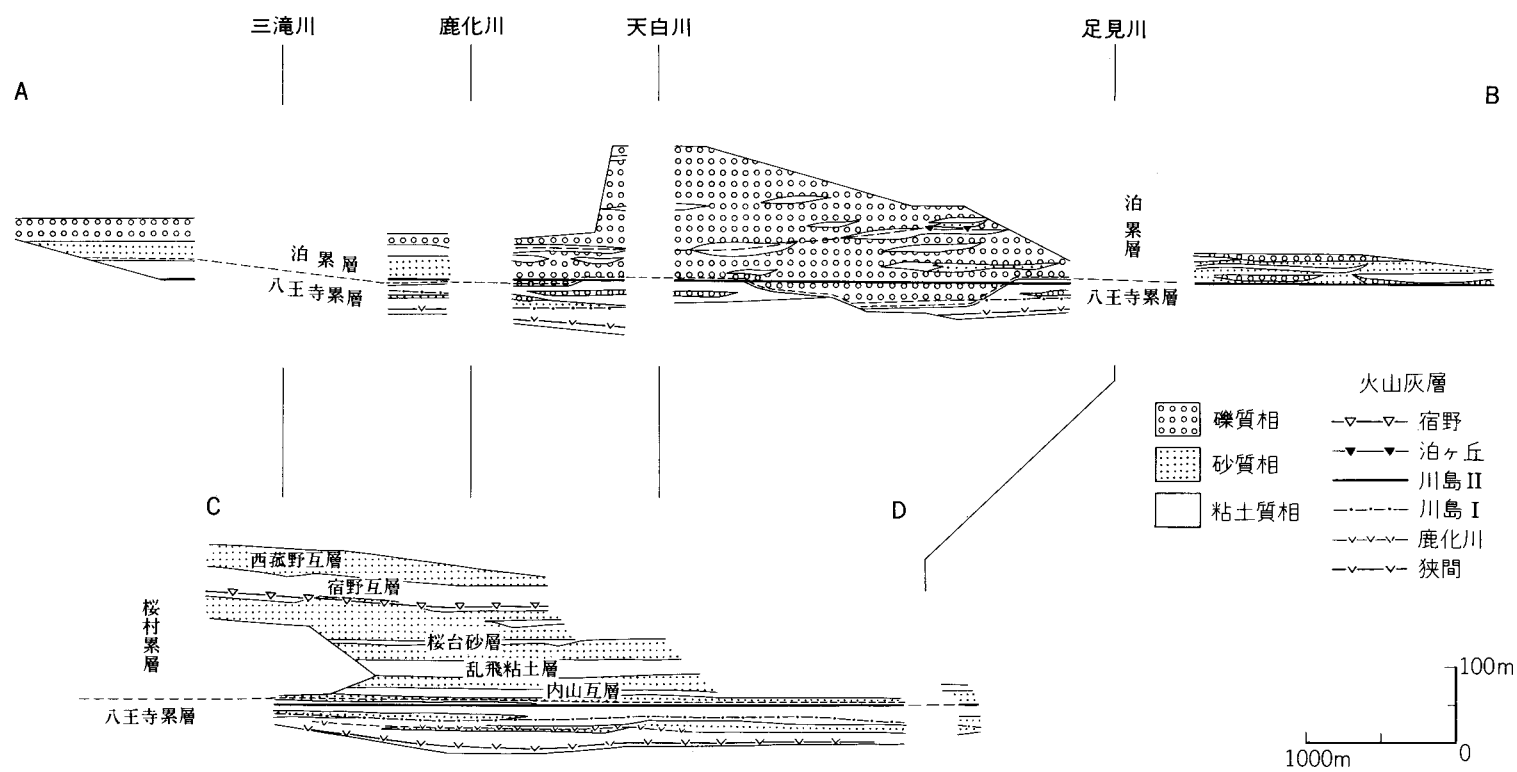


第14a図 生桑・四日市丘陵の奄芸層群地質図



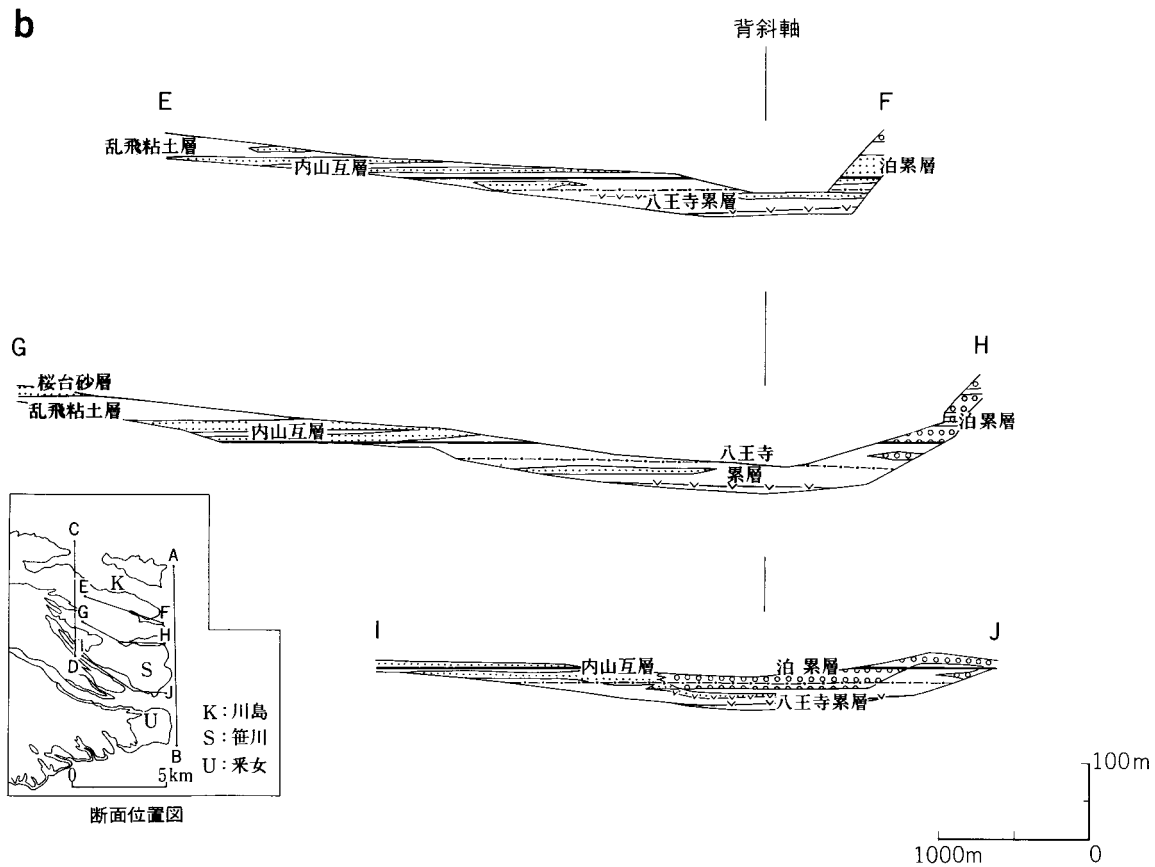
第14b図 生桑・四日市丘陵の奄芸層群地質断面図(凡例は第14a図と同じ)

a

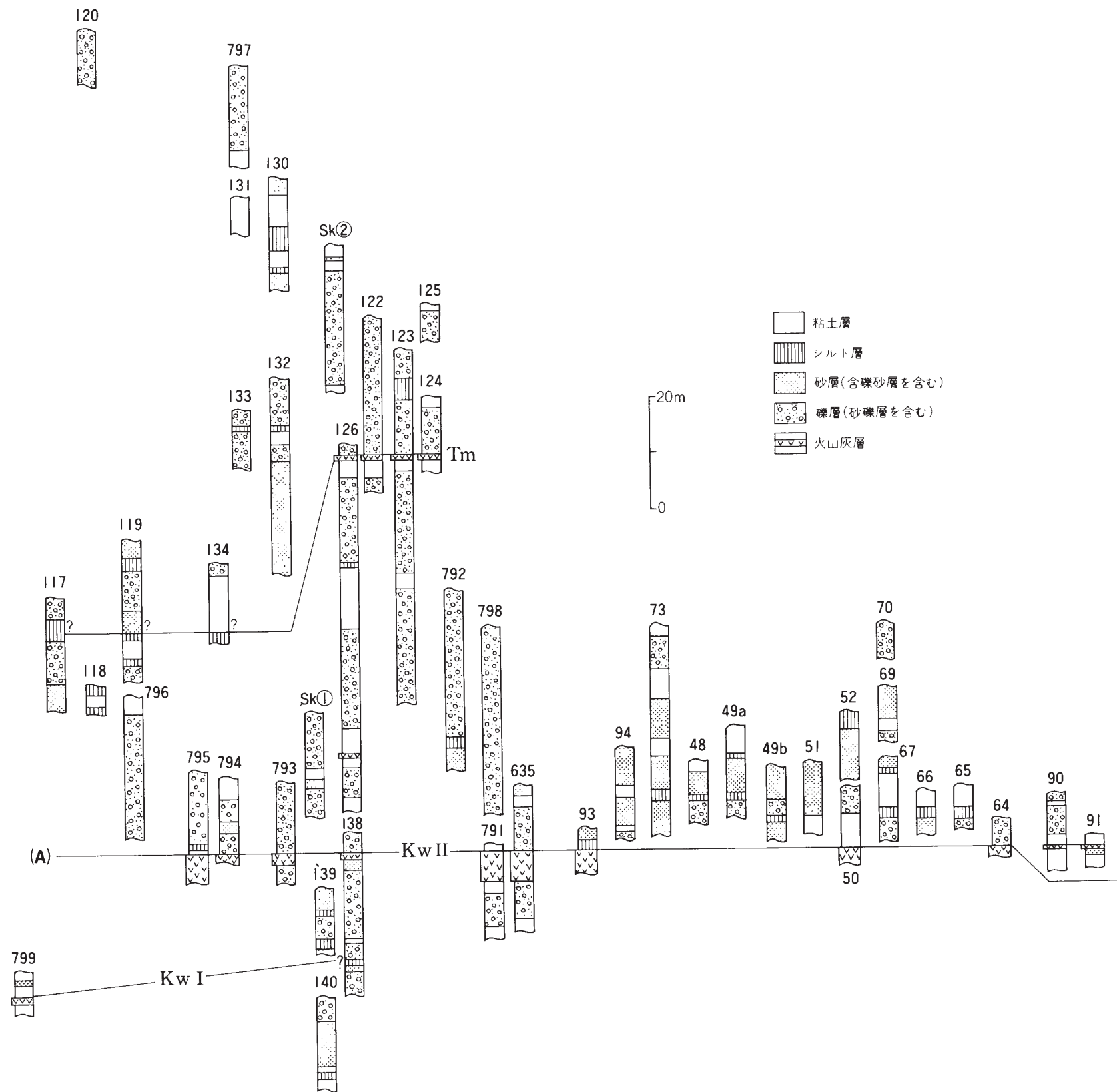


第15a図 四日市丘陵の奄芸層群層序断面図 南北方向

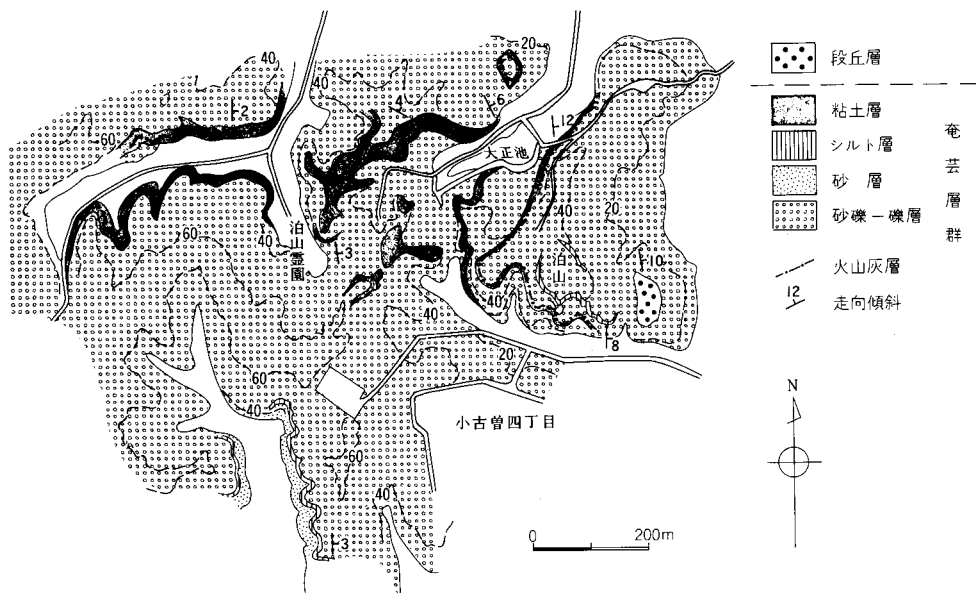




第15b図 四日市丘陵の奄芸層群層序断面図 東西方向



第16図 泊累層の地質柱状図 Sk①・Sk②は、坂本(1964)の未公表資料による。(地点は第11図に示す)



第17図 泊累層の模式地周辺の地質図

く挟まれている。

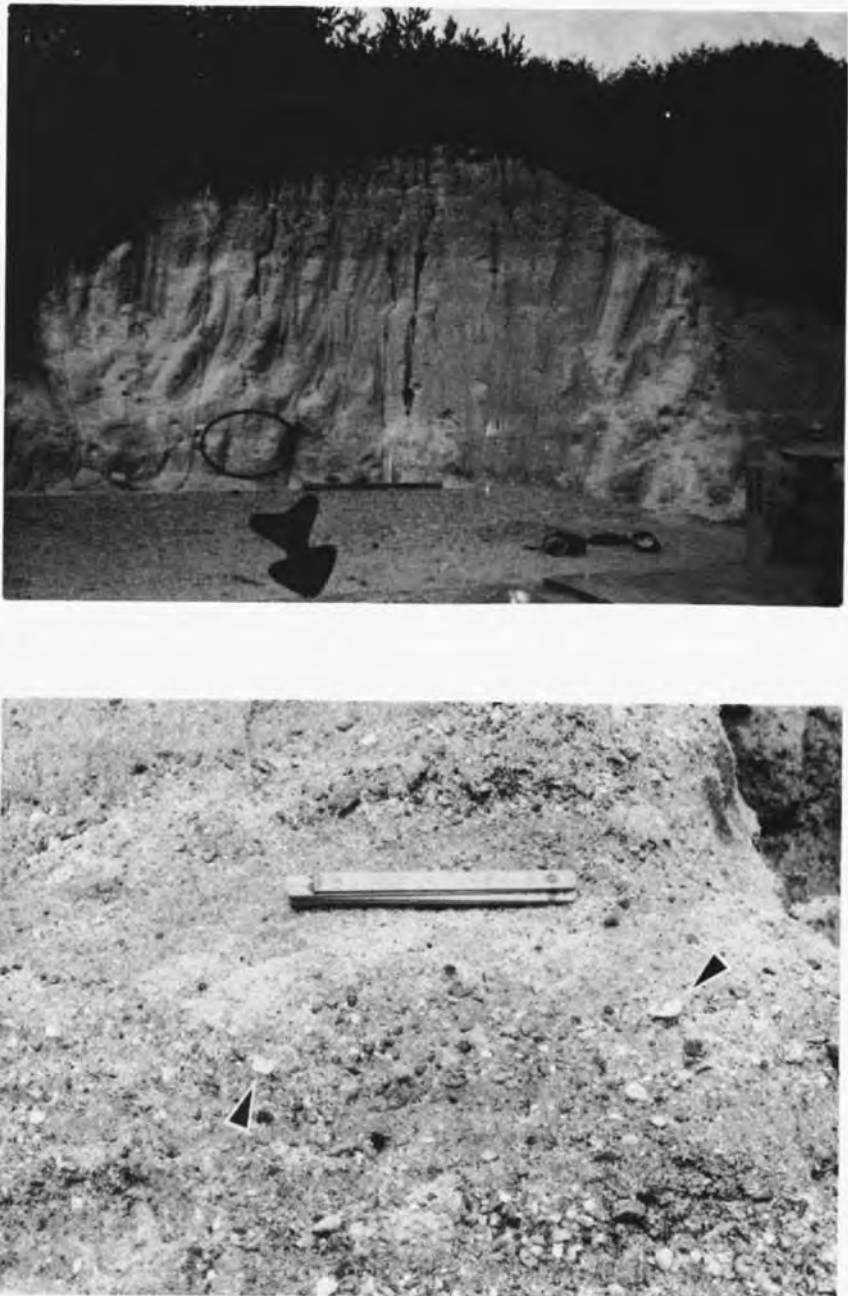
泊累層の主体をなす砂礫-礫層は非常に厚く、模式地周辺では30m以上に及ぶものが見られる(第16・17図)。礫は円礫-亜円礫であり、淘汰が良好で成層しているところが多い。礫種は、チャートが70-80%を占め、砂岩が10-20%、そのほか花崗岩・溶結凝灰岩・頁岩の礫がわずかずつ含まれている。礫径は大きいもので中礫程度であるが、地点64・117・759などでは大礫が含まれている。また、径数cm以下の酸性火山礫が、本累層下部に挟まれる含礫砂層の何枚かに、まばらに含まれている(第18図)。粘土層・シルト層は第15・17図に示したように連続性が悪く、本累層中部の地点130で見られる粘土層・シルト層は厚さ15mに達するが、それでも500mと追跡できない。粘土層は青緑色・青灰色を呈し、無層理塊状粘土層が多いが、堆積構造の発達するものも見られる。

本累層中部には、泊ヶ丘火山灰層が挟まれる。

### Ⅲ. 6 大泉累層(Ao)

大泉累層は、松井(1943)によって命名記載されたもので、北隣「桑名」図幅地域の員弁川<sup>いなべ</sup>北岸の丘陵に模式的に分布する。本図幅地域の大泉累層は層厚約80mであり、砂層優勢の砂層・粘土層・シルト層が累重する層相を示している。また、小杉新町(地点617)や緑丘町(地点612)では礫層を挟んでいる。

砂層は新鮮面で灰白色-淡褐色を呈し、厚さ10m以上に達するものがある。主に細礫を混じえる粗粒砂層であり、斜交層理などの堆積構造が発達し、一部では酸性火山礫を含んでいる。粘土層は厚さ10m以下であり、青灰色ないし青緑色の無層理塊状粘土層である。シルト層も厚さ10m以下であり、灰白色を呈する無層理塊状のものと葉理の発達するものがある。



第18図 泊累層の露頭写真 四日市市泊ヶ丘町泊山霊園（地点126：第11図参照）（上）成層した砂礫層（下）その接近写真（矢印の先は酸性火山礫）

小杉新町に露出する礫層は、厚さ約10mに達する。礫は径15cmのものが見られるが、一般には径2-3cmの大きさである。淘汰が良く、成層している。礫種はチャート(91%)・頁岩(8%)・花崗岩(1%)の順である。

### III. 7 地 質 構 造

第19図に、本図幅地域及びその周辺地域のデータを加えて作成した奄芸層群の地質構造図を示す。本図幅地域の奄芸層群に発達する大きな地質構造としては、桑名-四日市断層系と四日市ドーム状構造の2つが挙げられる。

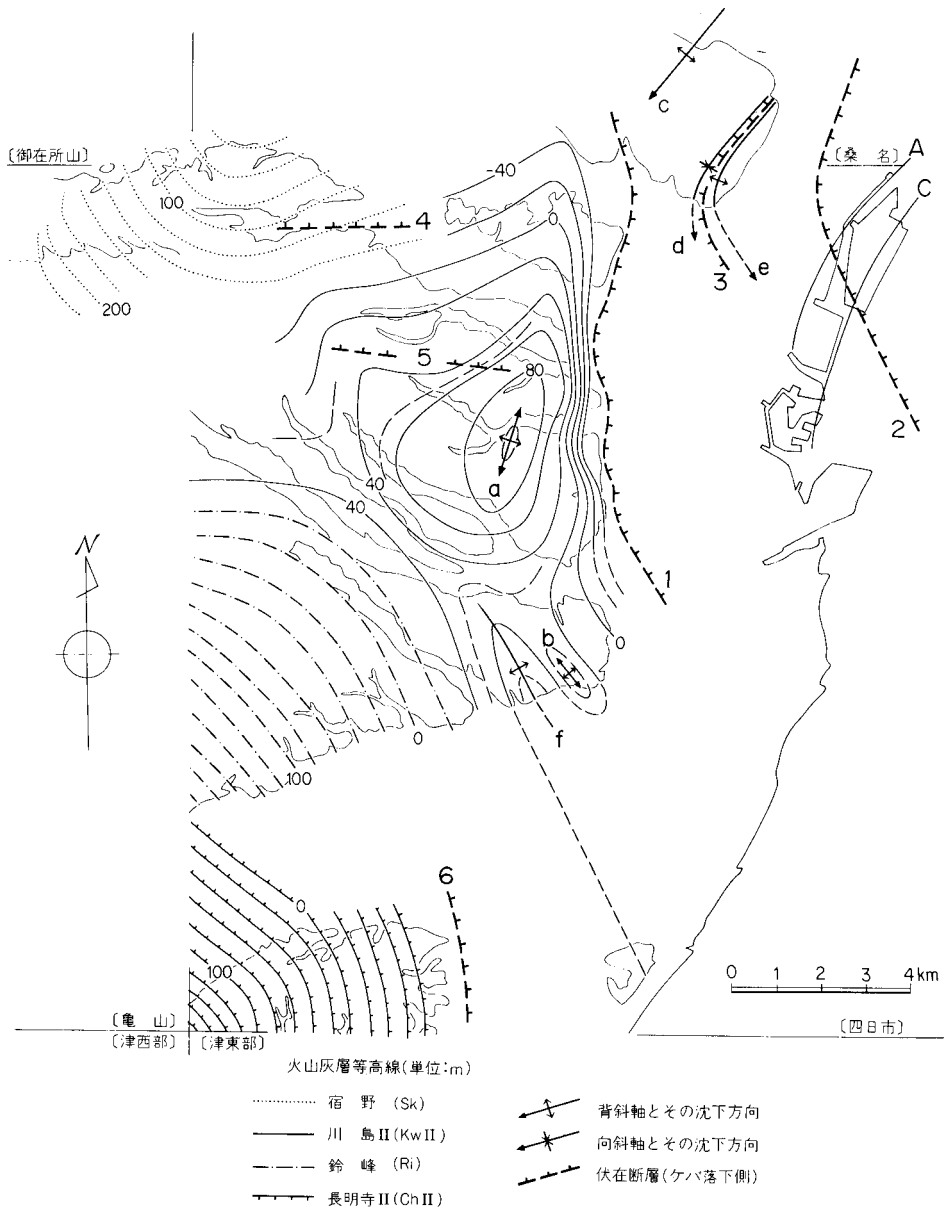
**桑名-四日市断層系**は桑名断層と四日市断層を主断層として構成され、右雁行配列を示す南北性の断層であり、地形的に各丘陵東縁と北勢平野を境する。**四日市断層**は、本図幅地域で約10kmに渡り連続する伏在断層と推定されるが、奄芸層群の構造に顕著な変形が認められるのは垂坂丘陵から泊丘陵東縁までであり、その部分では20-40°の東傾斜を示している。しかし、采女・岸岡丘陵では奄芸層群はさほど変形は示さない。**桑名断層**の主部は北隣「桑名」図幅地域にあり(第6図)、本図幅地域の垂坂丘陵東方にその一部が位置する。本断層は更に南方へ延び、**四日市港断層**(桑原・松永, 1975)に連続している。そしてこの桑名-四日市港断層の西側に並走して西落の**垂坂断層**(新称)があり、これら両断層が次に述べる阿倉川背斜と垂坂向斜を形成している。

**阿倉川背斜と垂坂向斜**(いずれも新称)は、その西にある桑名背斜と平行に、ペアになって並走する褶曲である。最も急傾斜をなす阿倉川背斜西翼——すなわち、垂坂向斜東翼では約40°西傾斜を示すが(第20図)、背斜東翼・向斜西翼ではいずれも10-20°の傾斜を示しており、ともに非対称の形態を示す褶曲である。そして、これら2本の褶曲軸は、桑名背斜軸とともに南へプランジしている。

**四日市ドーム状構造**(吉田, 1982)は、四日市断層や内山断層・矢合川断層などの活動によって形成されたものである。東翼では最大40°の急傾斜を示すが、北・西・南翼では1-2°の非常に緩やかな傾斜である。したがって、非対称の南北性ドーム状構造である。その中心は泊丘陵の笹川にあり、長軸約7km、短軸約5kmの規模を持つ。**内山断層と矢合川断層**(いずれも新称)は、奄芸層群の地質構造や段丘面の変位変形からその存在が推定され、東西性で北落のセンスを示す伏在断層である。詳しくは第V章で述べる。

采女丘陵では、**河原田ドーム状構造・木田向斜**(いずれも新称)がペアとなって発達する。共に北北西-南南東方向の軸方向を示し、その軸長は1.5-2kmである。その東翼・西翼とも2-3°程度の緩やかな傾斜を示す対称的な構造である。このうち、木田向斜軸が南へプランジするのか、あるいは盆状構造の一部をなすのか判然としない。

**千里断層**は、南隣「津東部」図幅の中ノ川南岸に見られる千里撓曲(KIMURA, 1971-73)を形成する伏在断層である。本図幅地域に見られるものは、その北方への延長であり、地質構造図(第19図)に示すように、奄芸層群の走向を北西方向から南北方向に規制している。より詳しいことは、第V章で述べる。

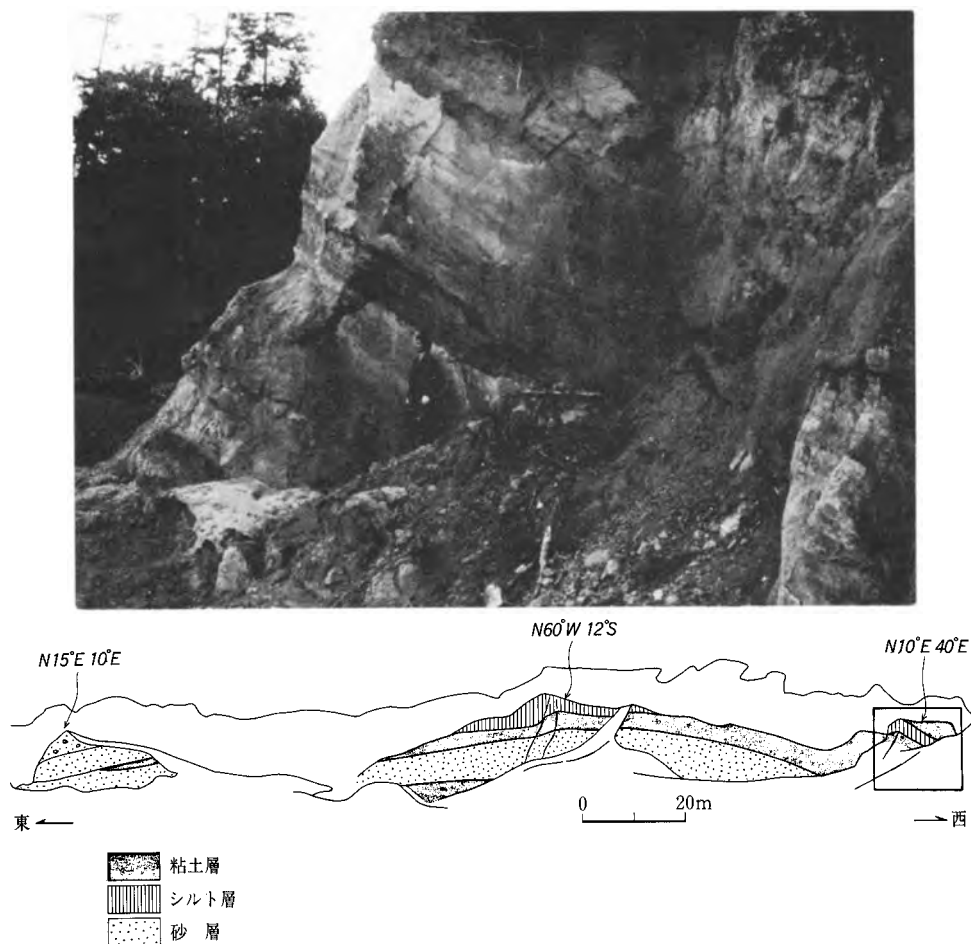


第19図 奄芸層群の地質構造図 1. 四日市断層 2・桑名-四日市港断層 (位置は桑原・松永, 1975による) 3. 垂坂断層  
 4. 矢合川断層 5. 内山断層 6. 千里断層  
 a. 四日市ドーム状構造 b. 河原田ドーム構造 c. 桑名背斜 d. 垂坂向斜 e. 阿倉川背斜 f. 木田向斜  
 (断面線A・Cは第39図の位置)

### III. 8 火山灰層

#### 記載

本図幅地域の奄芸層群には、約10枚の火山灰層が挟まれ、大部分が連続して追跡できることから、奄



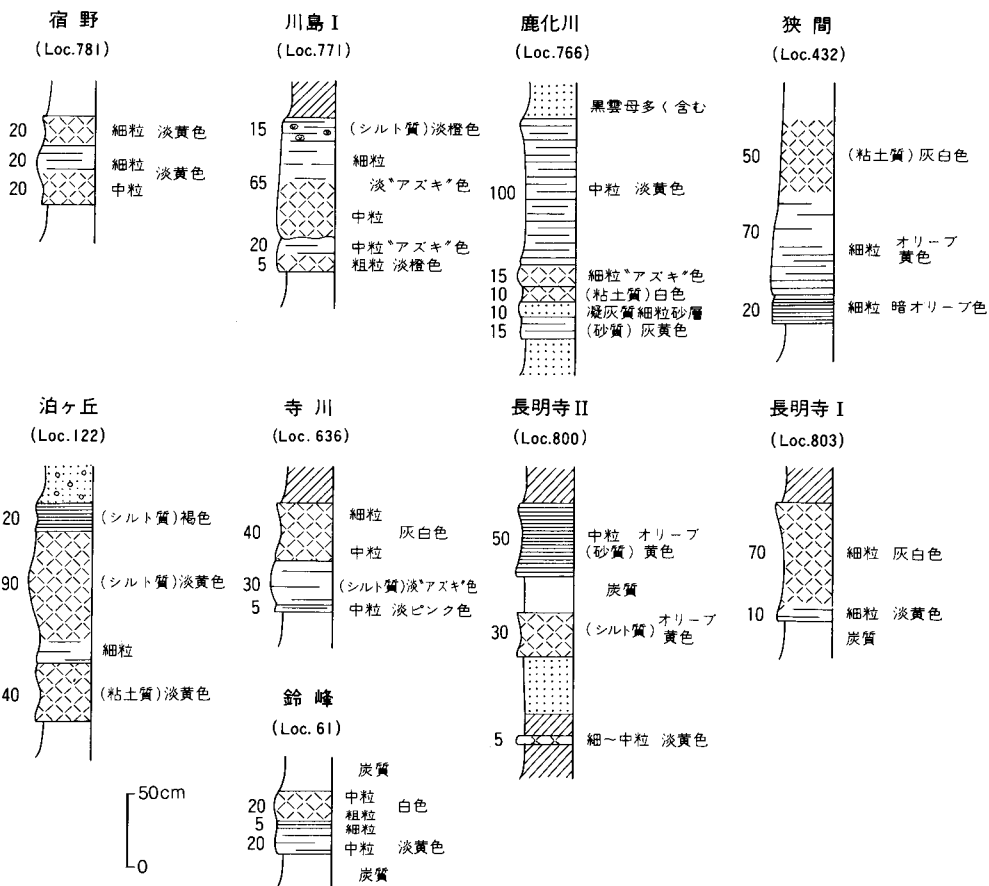
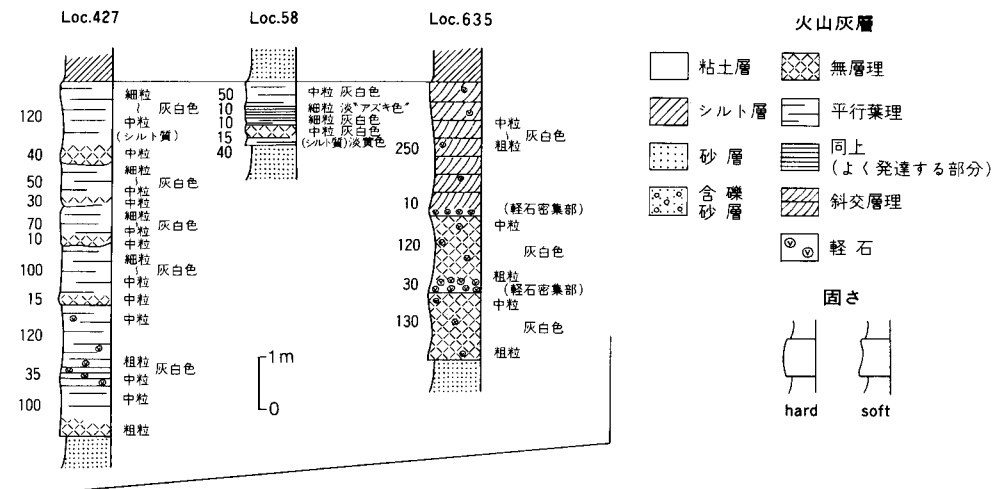
第20図 阿倉川背斜の露頭スケッチと写真 四日市市垂坂町(地点626:第11図参照。枠内は写真撮影箇所)

芸層群の層序を確率する上での鍵層となっている。それらのうち、鈴鹿丘陵-水沢扇状地崖では、下位から長明寺Ⅰ・長明寺Ⅱ・寺川・鈴峰火山灰層が挟まれる。これら4層の火山灰層は、西隣「亀山」図幅地域で、既に命名記載されている(宮村, 1981)。一方、生桑・四日市丘陵では、下位から狭間・鹿化川・川島Ⅰ・川島Ⅱ・宿野・泊ヶ丘火山灰層が挟まれている。このうち何層かの火山灰層は、「亀山」図幅地域で記載されたものと同一の火山灰層と推定される。しかし、分布地域が離れ直接的な連続性が確認できないのですべて別称とした。

以下、個々の火山灰層について記載を行うが、それらの代表的な産状を示す地質柱状図を第21図に、各火山灰層の露出地点を第22図に、それぞれ示す。なお、以上述べた火山灰層のうち、長明寺Ⅰ・長明寺Ⅱ・寺川・鈴峰・宿野火山灰層は、宮村ほか(1981)によって、既に記載されているので、その産状を第21図に示すにとどめた。

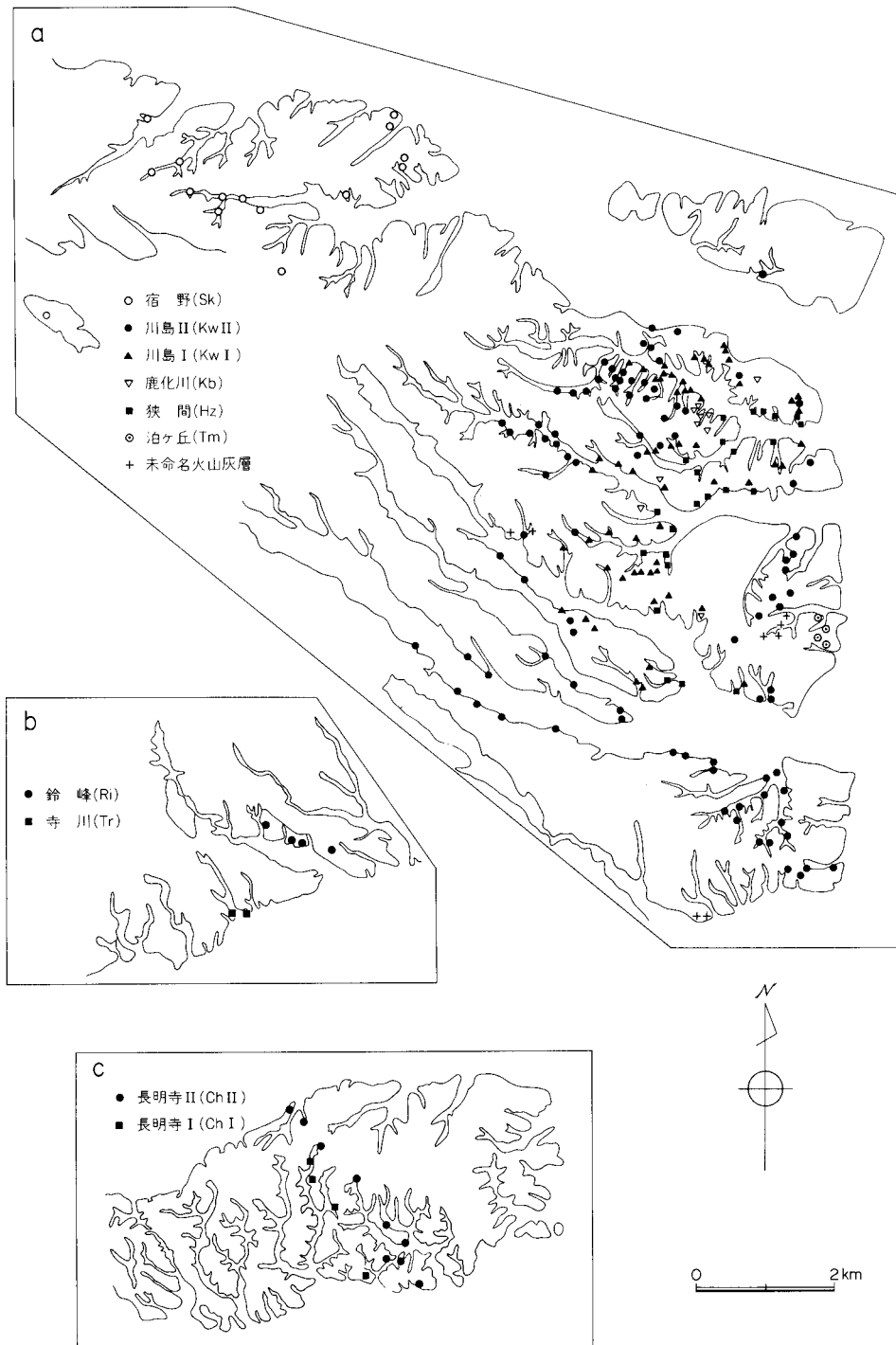
**狭間火山灰層(Hz)** 模式地は、四日市狭間町を通る高圧線下の露頭(地点432)。八王寺累層に挟有されている。

川島II



第21図 奄芸層群に挟まれる火山灰層の地質柱状図 (地点は第11図に示す)





第22図 奄芸層群に挟まれる火山灰層の露出地点 a. 生桑・四日市丘陵 b. 水沢扇状地崖 c. 鈴鹿丘陵

模式地での産状は、第21図に示す通りであるが、ここでは全般的に細粒で、しかも粘土化が進行している。そのほかの地点では、下部が粗粒、上部が中粒の火山灰層である。乾燥した場合、石膏状の外観を呈することが多い。

本火山灰層は、他の火山灰層に比べて硬く、新鮮な部分でオリーブ—暗オリーブ色を呈することが特徴である。

**鹿化川火山灰層 (Kb)** 模式地は、四日市市川島町六谷橋約200m南西の露頭(地点809)。八王寺累層中にあり、狭間火山灰層の約20m上位に挟まれている。本火山灰層は、砂層中に挟まれているため、全般的に砂質になっており、その分布は模式地周辺にほぼ限られている(第22図)。

本火山灰層の厚さは大きく変化し、模式地周辺や地点766では、厚さ1-1.5mであるが、狭間町から八王寺町へ至る道路の切割(第33図)や、波木町(地点631)では厚さ約30mである。その典型的な産状は、八王寺町西(地点766)で観察し得た<sup>10)</sup>(第21図)。模式地では、厚さ約1mで、葉理の発達する粗粒—中粒火山灰層である。更にその上位には、軽石を混じえる粗粒砂層が載り、その基底には径1cm程度の軽石が密集している。

本火山灰層は、全般的に砂質で軟らかく、厚さ数mm—数cmの葉理が良く発達することから、他の火山灰層と容易に識別できる。

**川島 I 火山灰層 (Kw I)** 模式地は、四日市市川島町川島橋約200m南にある露頭(地点771)。狭間火山灰層の約30-35m上位にあり、八王寺累層に挟まれているが、一部地域では桜村累層下部に挟まれている。第22図に示すように、非常に連続性の良い火山灰層である。しかし粗粒層の卓越する泊累層では、明瞭に追跡できない。

模式地では、第21図に示すように2サイクルの層からなり、厚さ約1mのみが砂質火山灰層としての産状を示している。本火山灰層の主部は、新鮮面で淡アズキ色を呈し、この点が他の火山灰層との識別を容易にしている。

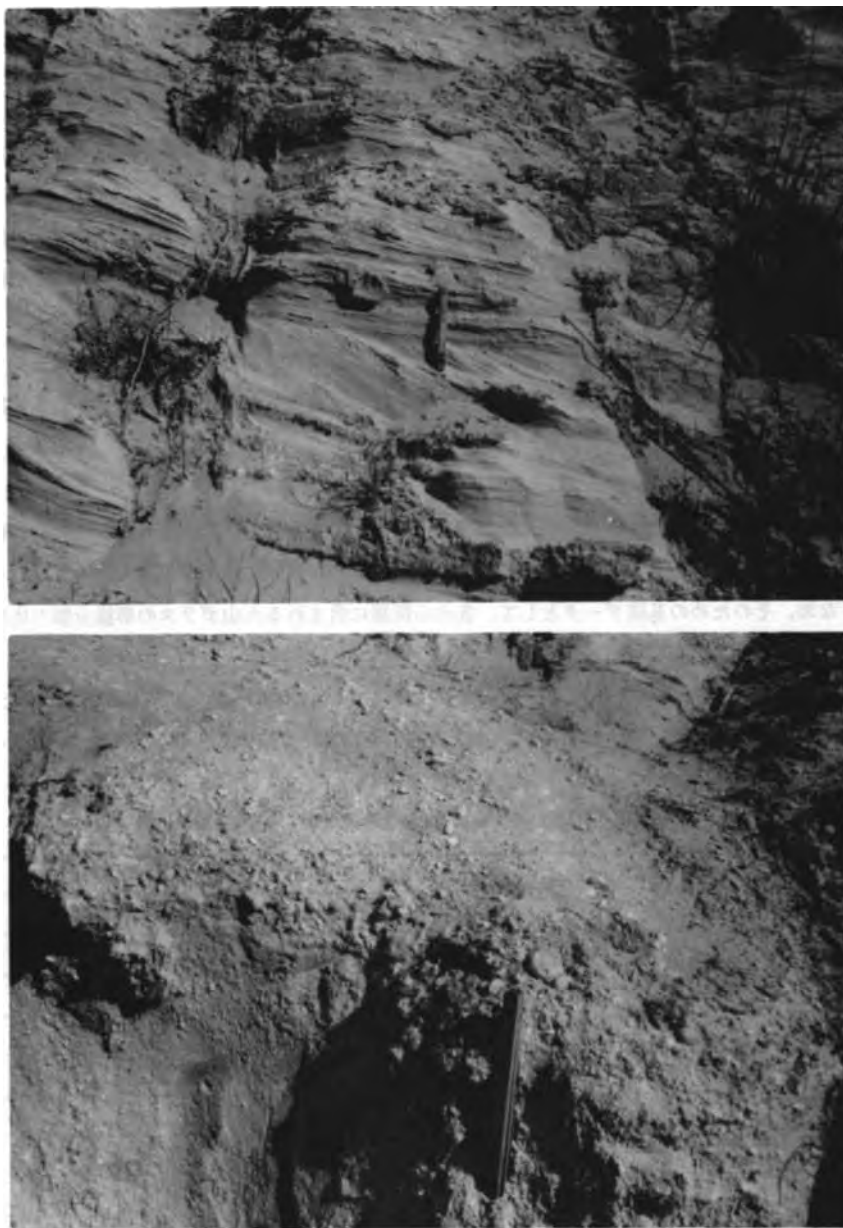
**川島 II 火山灰層 (Kw II)** 模式地は、四日市市川島町雁明寺約500m南西の露頭(地点427)。本火山灰層は八王寺累層最上部から桜村・泊累層最下部に挟在する。川島 I 火山灰層の上位約10-20mに挟まれ、八王寺累層中では5m以上の厚さに達する火山灰層である。

その代表的な産状を第21図に示す。模式地では、厚さ7mに達し、堆積サイクルを何回か繰り返す中—細粒の灰白色みがき砂質火山灰層であり、下部には径1cm以下の軽石を少量含んでいる。また、地点635では厚さ5.5mの粗粒—中粒の灰白色みがき火山灰層である。ここでは、上部に斜交層理が良く発達し、下部には径5cmに達する軽石が含まれている(第23図)。このように、本火山灰層には、しばしば軽石が含まれているが、北勢平野寄りに露出するものほど、その量が多くかつ大きくなる傾向がある。例えば、采女丘陵の地点57では最大長径15cm、地点50では同じく25cmに達する軽石が含まれている。

一方、泊・桜村累層に挟まれる地域では、厚さも薄く、全般的に砂質ないしシルト質である。

**泊ヶ丘火山灰層 (Tm)** 模式地は、四日市市泊ヶ丘町大正池南の露頭(地点122)。泊累層中部に挟まれ、模式地周辺では川島 II 火山灰層の約70m上位にある。その分布は、第22図に示すように模式地周辺

10) この露頭は、現在では見るができない。



第23図 川島Ⅱ火山灰層の露頭 四日市市小古曾六丁目（地点635：第11図参照）（上）斜交層理の発達する部分（下）軽石の密集する部分

に限られている。

模式地での産状は第21図に示すようなものであり、風化して粘土化が進行している。そのほかの露出地点でも同様の産状を示す。

以上述べたほか、本図幅地域には次の地点に火山灰層が露出している。

④四日市市泊ヶ丘町市営住宅南(地点810)では、泊ヶ丘火山灰層下位約20mに、厚さ3cm以下の白色の火山灰層がレンズ状に挟まれている。

⑤四日市市泊ヶ丘町泊山霊園(第17図)周辺では、川島Ⅱ火山灰層の上位約10-15mに、厚さ約40cmの火山灰層が挟まれている。淡オリーブ色を呈し、細粒で無層理塊状の外観を示す軟らかい火山灰層である。

⑥四日市市山田町足見川北岸(地点450・753)では、共に川島Ⅱ火山灰層の上位約5mに、厚さ約8cmの火山灰層が挟まれている。地点450では、淡オリーブ色を呈する中-細粒の軟らかい火山灰層であり、地点753では、中-粗粒で径5mmの軽石を混じえる白色の軟らかい火山灰層である。

⑦鈴鹿市木田町国鉄関西本線北側(地点90・91)では、川島Ⅱ火山灰層の上位約5mに厚さ約40cmの火山灰層が挟まれている。淡黄-灰白色を呈し、細粒で無層理塊状の外観を示す軟らかい火山灰層である。

### 対比

前項で述べたように、四日市丘陵の火山灰層は「亀山」図幅地域の火山灰層と、直接その連続性が確かめられないため別称を与えてある。ここではそれらのうち、互に対比が可能であるものについて述べる。なお、そのための基礎データとして、各火山灰層に含まれる火山ガラスの形態分類の比率を第2表に掲げる。

1) 川島Ⅱ火山灰層と御幣川火山灰層(宮村ほか, 1981): 両火山灰層は、①両図幅地域にまたがった奄芸層群の層序を見た時、挟まれる層準がほぼ対応すること、②共に層厚が5m以上に達すること、

第2表 奄芸層群に含まれる火山灰層の火山ガラス形態分類の比率

火山灰層	採取地	火山ガラスの比率(個数)					
		Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb
宿野	菰野町宿野 (781: 模式地)		2	1		45	2
川島Ⅱ	主部 四日市市内山町 (763)	3	16	4	17	1	9
	最下部 四日市市川島町 (771)	3	20	1	12	3	11
川島Ⅰ	同上 (771: 模式地)					50	
鹿化川	上部 四日市市川島町 (809: 模式地)		4	15	18		13
	下部 同上					50	
狭間	四日市市八王寺町 (432: 模式地)		1		3	44	2
泊ヶ丘	四日市市泊ヶ丘町 (122: 模式地)					50	
④	同上 (810)	1	12	5	13	5	14
⑤	同上 (126)					50	
⑥	四日市市山田町 (450)					50	
御幣川	鈴鹿市伊船 (模式地)	5	25	4	10	3	3
鈴峰	同上 (模式地)		1	3	1	45	
寺川	鈴鹿市北条 (模式地)	2	24	4	9	4	7

Ha - Tb は吉川 (1976) によるガラス形態分類の略号。(地点は第11図に示す)

(分析: 土質工学研究所)

③ガラス形態の比率が良く一致すること、などから見て同一の火山灰層と見なされる。

2) 宿野火山灰層と泊ヶ丘火山灰層：両火山灰層は、①挟まれる層準がほぼ対応すること、②それらの色調や風化しやすいことなどの産状が良く一致すること、③ガラス形態の比率が良く一致すること、から同一の火山灰層と見なされる。

3) 鈴峰火山灰層と狭間火山灰層：鈴峰火山灰層は、その挟まれる層準から見て、狭間・鹿化川・川島Ⅰ火山灰層のいずれかに対比されると推定されるが、川島Ⅱ火山灰層との間の層厚・産状・ガラス形態の比率などから見て、狭間火山灰層に対比されると考えられる。

## IV. 第四系

### IV. 1 概要

本図幅地域には、見当山累層相当層(その分布は第4図に示してある)以降の第四系(中部―上部更新統)が複雑な関係で発達し、しかも図幅内に広い面積を占めている。それは、いずれも形成時の地形面を残し、扇状地・段丘などの台地地形を形成する。本章では、個々の地形系統について記載して行くが、その前にまず本図幅地域に発達する第四系について、その概要を説明する。

#### 地形・層序区分

第3表に本図幅地域の第四系の地形・層序区分を示す。伊勢湾西岸に発達する第四系の区分と対比は、KIMURA(1971-73)によって本図幅地域を含め西岸全域について既にまとめられている。それによると、第四系は古期のものより最高位(=見当山累層相当層)・高位・中位・低位段丘に4分され、更に高位・中位段丘は、それぞれ新期・旧期に細分されている。すなわち、伊勢湾西岸の第四系は都合6段に区分されている。

次に、本図幅地域の第四系について、KIMURA(1971-73)に示された区分表と段丘分布図を見ると、最高位段丘層に大谷池礫層(荒木, 1953)と、蓮花寺累層(嘉藤, 1957)が含まれているほか、水沢扇状地は旧期高位・新期高位・旧期中位段丘に相当する部分に3分されている。更に、段丘は鈴鹿川を境界として地域的名称が与えられており、鈴鹿川以北地域では、上位のものから御館・坂部・高角<sup>たかつの</sup>段丘に、鈴鹿川以南地域では同じく高位亀山・神戸・田村段丘に、それぞれ3分されている。これらは、第3表に示すようにそれぞれ統一名称の段丘に含まれている。

一方、吉田(1983)は、鈴鹿川以北地域の段丘・扇状地について再検討を行い、水沢扇状地を開析する各河川に発達する段丘を含め、それらの区分と相互の対比を行った。それでは、水沢扇状地を古期のものから最古期・古期・中期扇状地に3分し、段丘を上位のものから桜・御館・坂部・高角・智積<sup>ちしゆく</sup>段丘の5つに区分した。このうち、KIMURA(1971-73)と異なる点は、水沢扇状地堆積物として、最古期扇状地を認定したこと、及び旧期高位・新期高位段丘に相当する部分を一括し、古期扇状地としたのが第1点である。第2点は、御館段丘の上位に桜段丘を、高角段丘の下位に智積段丘をそれぞれ認定するとともに、KIMURA(1971-73)の低位段丘を旧期・新期に細分したことである。したがって、本図幅地域には第3表に示すように、見当山累層相当層を含めた場合、合計7段の段丘・扇状地が発達することになる。

第3表 第四系の地形・層序区分と対比表

区分年代	伊勢湾西岸*		本 図 幅 地 域				濃尾平野地下 桑原(1975)	
	堆積物区分 木村(1971)・KIMURA (1971,1972,1973)	地形区分	段丘層など		水沢扇状地堆積物	北勢平野地下層序 赤嶺(1962) 鈴木ほか(1967)		
			鈴鹿川以南	鈴鹿川以北				
完新世	沖積層	沖積面	沖積層		沖積面 富田浜層 四日市港層	濃尾層		
			?				伊勢神戸層	
更新世	低位段丘堆積層	新期	下位面	神戸新町	智積	第一礫層 鳥居松礫層 (小牧礫層)		
		旧期	上位面	田村	高角			
	中位段丘堆積層	新期	下位面		坂部	熱田層		
		旧期	上位面	神戸	御館		中期	古伊勢湾層
高位段丘堆積層	新期	下位面		桜	第二礫層 埋没段丘層			
	旧期	上位面	高位龜山			古期	?	
最高位段丘堆積層	最高位段丘	大谷池礫層	蓮花寺累層 河原田礫層	(見当山累層相当層)		最古期	(最下部層)	海部累層 第三礫層

\*低位段丘は吉田(1983)に基づき新期(下位面)旧期(上位面)に2分した

なお、鈴鹿川以南地域は、本報告でその区分を再検討したものであり、神戸新町段丘を認定し、それを新期低位段丘に含めた以外は、KIMURA(1971-73)の区分と一致する。

対比

濃尾平野地下及びその周辺地域の中部-上部更新統の層序・地形区分は詳細な研究によって、その実態が次々と判明し、伊勢湾周辺の模式区分とされている(桑原, 1975;濃尾平野第四系研究グループ, 1977など)そして、伊勢湾西岸の中部-上部更新統は、もっぱらこの模式区分に対比する方向で研究されている。

本図幅地域の第四系と濃尾平野の第四系との対比は第3表に示してある。この表では新期高位段丘か

ら古期のものは、従前の研究(KIMURA, 1971-73 など)のまま対比してある。旧期中位段丘から新期の段丘は、吉田(1983)の見解によって対比してある。すなわち、中位段丘上位面を、熱田層下部を堆積した熱田海進後の小海退期に形成されたと見なし<sup>11)</sup>、旧期中位段丘層を熱田層下部に対比した。そして、新期中位段丘を熱田層上部に対比した。

### 構成堆積物

段丘・扇状地の構成堆積物は、後述する御館段丘を除き、すべて薄い礫層であり、これらが基盤の奄芸層群を不整合に覆う。その厚さは、最も厚い部分で10-15mの範囲にあり、一般には数m程度である。礫は中粒-粗粒-極粗粒砂をマトリックスとしてルーズに団結されており、その円磨・成層の程度は下流ないし扇端ほど良好である。礫径もまた、当然下流ほど小さくなり、例えば三滝川-内部川間の各河川では、上流でおおよそ径10-15cm、下流で径5-10cmの範囲にある。

礫種組成は、堆積物を供給した鈴鹿山脈<sup>12)</sup>を構成する基盤岩を明瞭に反映する。まず、鈴鹿川以北地域では、各河川の源流地域には、第4図に示すように、中-古生層と鈴鹿花崗岩が分布している。したがって礫種<sup>13)</sup>もまた、中・古生層起源のチャート・頁岩・砂岩・及びこれらのホルンフェルスが主要なものである。そして鈴鹿花崗岩起源の黒雲母花崗岩が少量伴われている。

一方、鈴鹿川南岸では、各河川の源流地域には第4図に示すように、中-古生層・鈴鹿花崗岩・領家深成岩類・瀬戸内中新流が分布している。したがって礫種もまた、これらを反映し鈴鹿花崗岩起源の黒雲母花崗岩及び領家深成岩起源の深成岩類の割合が、鈴鹿川以北地域に比べて高くなる。また、マトリックスも花崗質である。

なお、そのほかに微量の溶結凝灰岩が含まれている。一般に、溶結凝灰岩が礫種組成に占めるパーセントは、古期の段丘・扇状地の構成堆積物ほど多く、かつ鈴鹿山脈寄りになるほど多くなる。これら溶結凝灰岩は、奄芸層群湯の山礫相と、鈴鹿山脈高所に残存している瀬戸内中新統(例えば仏峠層。宮村ほか, 1981)の、2つから由来した再堆積性のものと推定される。しかし、古期のものほど多く含まれることから見て、湖東流紋岩類から直接もたらされたものも多少あったかも知れない。

中位段丘より古期の段丘・扇状地の構成堆積物には、風化作用を受けた礫が認められる。通常、それらは古期に形成されたものほど、風化の程度が強くなる。一般的な印象を述べると――

- 1) 中位段丘層：礫の一部に薄い風化殻が認められる。
- 2) 高位段丘層：風化殻は内部まで進行し、礫の一部は“クサリ礫”になっている。
- 3) 見当山累層相当層：大部分が“クサリ礫”であり、漂白されたチャートが認められる。
- 4) 見当山累相当層・高位段丘層の礫の一部には赤色風化殻が認められる。

と、まとめることができる。ただし、チャートはいずれにおいても新鮮である。

以上述べた構成堆積物の上部には、低位段丘を除き古赤色土(松井・加藤, 1962)が発達する。通常、それらは古期に形成されたものほど赤色化が進んでおり、かつ層厚も1mを越すようになる。それら古赤色土の色調<sup>14)</sup>は――

- 11) 御館・神戸面を形成する礫層は、この小海退期に扇状地ないし三角州平野が海側に前進したときの堆積物と考えられる。
- 12) 蓮花寺累層は鈴鹿山脈外から供給されたかもしれない。
- 13) 本章で、礫種を示す時に用いる「花崗岩」は鈴鹿花崗岩から由来したと見なされる黒雲母花崗岩を、「深成岩類」は領家深成岩類から由来したと見なされる深成岩類を一括したものを、それぞれ意味する。また、鈴鹿川南岸の第四系で「砂岩」と用いる時は、中-古生層及び瀬戸内中新統由来と見なされるものを一括している。
- 14) 色調は農林省農林水産技術会議事務局、日本色彩研究所監修(1967)の新版標準土色帳による。

- 1) 中位段丘層：7.5YR-10YR（明褐色－褐色）
- 2) 高位段丘層：5YR（明赤褐色－赤褐色）
- 3) 見当山累層相当層：2.5YR-5YR（明赤褐色－赤褐色），

である。

なお、旧期中位段丘に含まれる水沢中期面・神戸面と御館面の一部には、古赤色土の上に更に“黒ボク土”（色調は黒褐色を呈する）が載る。

#### 分布形態

第24図に本図幅地域周辺を含む地形面の概略を示す。最も上位にある大谷池・蓮花寺・水沢最古期扇状地面は、いずれも丘陵頂部に位置し、周辺の丘陵背面より低位に位置することはない。その原面は、開析が著しく進んでいるためほとんど失われている。

水沢扇状地面群は最古期・古期・中期扇状地面に3分されるが（宮村ほか，1981；吉田，1983），それらの関係は次のようにまとめることができる。

- 1) 古期扇状地面は最古期扇状地面を開析して形成されている。すなわち両面は高低の関係にある。
- 2) 古期扇状地面の南下りの傾動運動によって、中期扇状地面がその南側に形成されているとともに、両面は交差関係にある。
- 3) 最古期扇状地面→古期扇状地面→中期扇状地面と順次時計回りに形成されている。

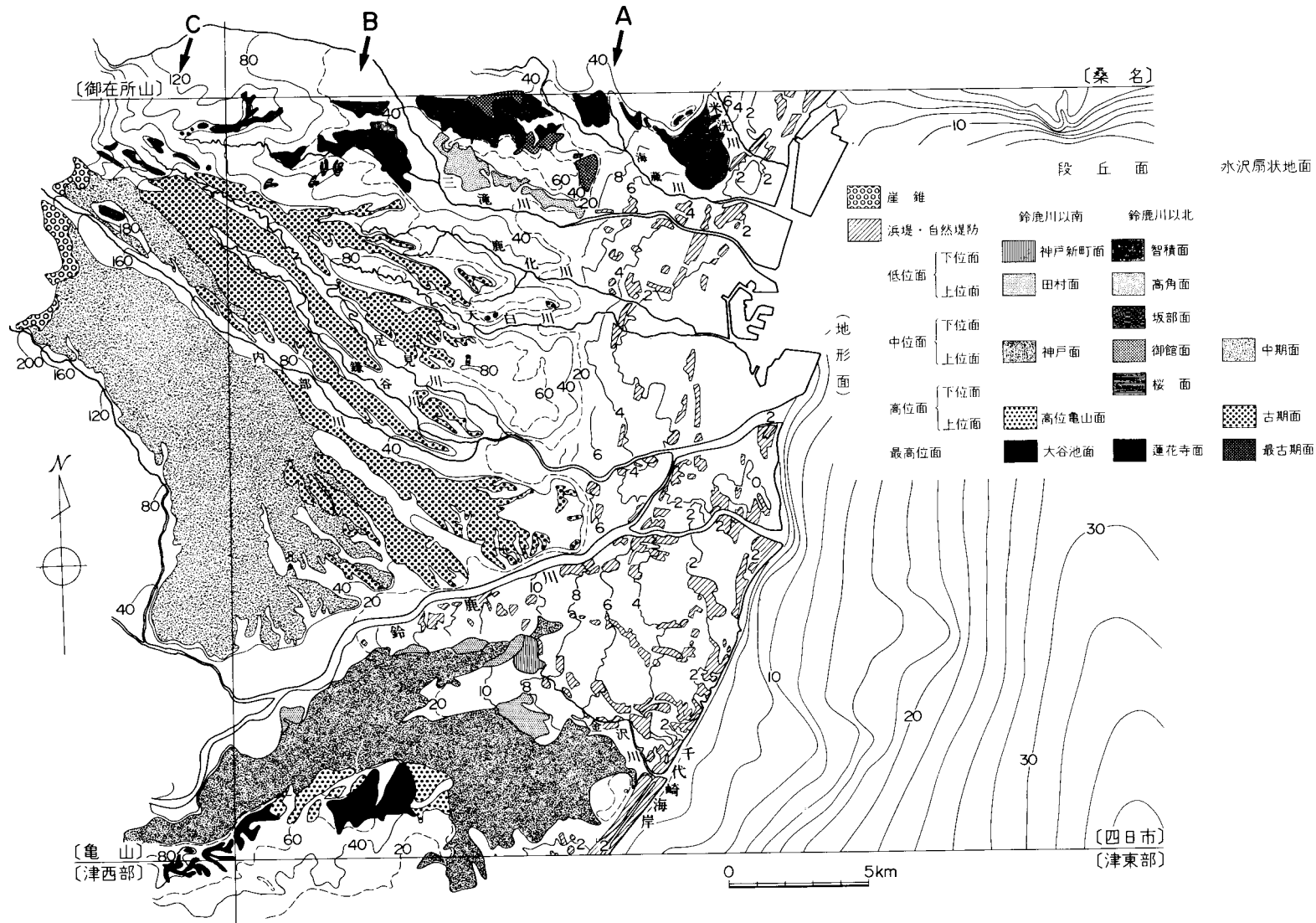
以上のような水沢扇状地面群の複雑な関係は、第V章で述べるように、南北性の一志断層・四日市断層と、東西性の内山・矢合川断層の活動が組合わさって地塊化した基盤が隆起・傾動運動を行い、それを反映して生じたものと見なされる。

高位段丘面から低位の段丘面は、丘陵背面・水沢扇状地面を開析する各河川に何段も発達するが、その発達様式を概観すると、1) 三滝川以北地域、2) 三滝川－鈴鹿川北岸地域、3) 鈴鹿川南岸地域、の3つの地域に分けることができる。

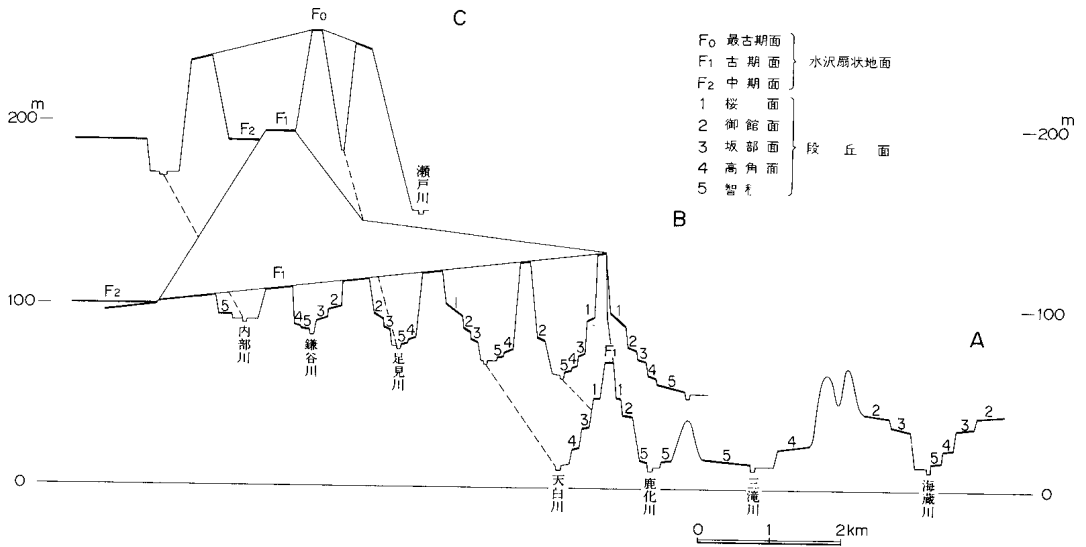
- 1) 三滝川以北地域：ここでは、御館・坂部・高角面が模式的に発達し、生桑・垂坂丘陵を取り囲むように分布するのが特徴である。
- 2) 三滝川－鈴鹿川北岸地域：ここでは、水沢扇状地面群を開析する各河川に、桜・御館・坂部・高角・智積面が発達する。ここでの特徴は、水沢扇状地の南下りの傾動運動を反映し、北側の河川ほど発達する段数が多く、かつ段丘面相互の比高が南に向かって収斂することである（第25図）。
- 3) 鈴鹿川南岸地域：ここでは、高位亀山・神戸・田村・神戸新町面が発達する。ここでの特徴は、神戸面が東に緩やかに傾いて沖積面に埋没すること、上位の大谷池面を含め高位亀山面が神戸面と収斂することである（第26図）。

以上、本図幅地域に発達する第四系の地形・層序区分、更に対比・構成堆積物・分布形態について述べた。次に以上のように区別されたそれぞれの第四系について記載する。なお、海蔵川－鎌谷川間に発達する各段丘の分布及び段丘面縦断面図を第31・32図に、同じく鈴鹿川南岸の大谷池礫層と各段丘の分布及び段丘縦断面図を第26図に、それぞれ掲げた。本章中に記した地点は、それぞれの図に示してある。ただし、奄芸層群と重複する場合は、そちらの地点図（第11図）に示してある。

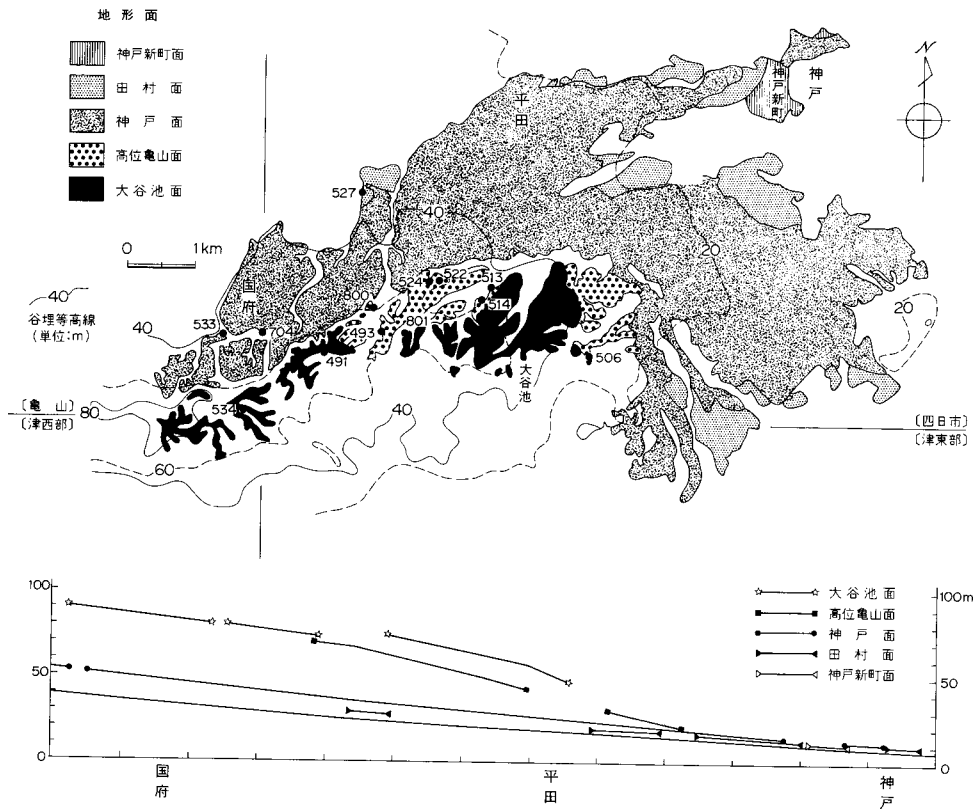




第24図 「四日市」図幅地域の地形面区分図 浜堤・自然堤防及び海底地形は、建設省国土地理院(1973)による。(図中のA-Cは第25図の断面位置)



第25図 鈴鹿川以北地域の地形面の関係を示す模式図 (断面線の位置は第24図に示す)



第26図 鈴鹿川南岸の大谷池面・段丘面分布及びその縦断面図

## IV. 2 見当山累層相当層

### IV. 2. 1 大谷池礫層 (O)

大谷池礫層(荒木, 1953 命名)は, 木村・竹原(1969)によって詳しく記載された。模式地は, 鈴鹿市道伯南西 750m の丘陵頂部が指定されている。本層を最も良く観察できるのは, 奈良池南約 500m の採土場(地点 514)であり, そのほか, 地点 491・534・801(第 26 図)でも良く観察できる。

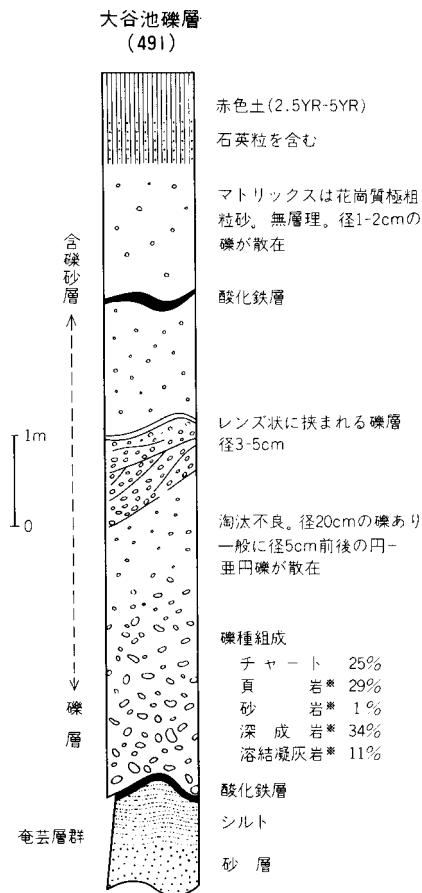
本層は, 長明寺 I・II 火山灰層を切る形で奄芸層群を不整合に覆い, 鈴鹿丘陵頂部にベニア状に薄く載る。分布は鈴鹿サーキット北側と国府台団地から深谷池にかけての 2 地域に分かれ, それぞれ平坦面を残している。大谷池面の高度・下位の高位亀山面及び鈴鹿川河床との比高は, 第 26 図に示す通りである。

第 27 図に本層の柱状図を示す。大谷池礫層は, 一般に厚さ 5m 前後であるが, 柱状図で示した地点 491 では約 10m, 奈良池南(地点 514)の奄芸層群を浸食する部分では約 15m の厚さに達している。大谷池面には, 一般に色調 2.5-5YR の赤色土が発達し, その厚さは地点 491・801 では約 1m に達している。赤色土の下部では径数 mm の石英粒が混じり, “ローズ” 状あるいは“トラハン” 模様<sup>15)</sup>が観察されることもある。

柱状図で示すように, 本層は地点 491 では砂礫層であるが, そのほかの地域ではやや成層した円礫が密集する礫層である。礫径は基底で径 15-20cm のものが含まれるが, 一般に径 5-10cm の範囲にある。礫種は, チャートと花崗岩及び深成岩類が多く, それぞれ 30-40% ずつ含まれている。そのほか, 頁岩・砂岩がそれぞれ 10% 前後, 溶結凝灰岩が少量含まれている。チャートを除く大部分の礫は“クサリ礫”であり, 頁岩・砂岩には赤色風化殻が認められる。マトリックスは花崗岩起源と見なされる極粗粒一粗粒砂。

### IV. 2. 2 蓮花寺累層 (R)

蓮花寺累層は, 嘉藤(1957)によって命名記載されたもので, その主要分布地域は北隣「桑名」図幅地



第27図 大谷池礫層の地質柱状図  
(地点は第26図に示す)

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

域の桑名丘陵である。しかし、本図幅地域でも、垂坂丘陵東端や小杉新町にわずかに分布する。

垂坂丘陵東端のものは堆積面を残し、その高度は75mである。一方、小杉新町のものは約55mであり、このような両分布地域に生じた高度差は、その間を通る垂坂断層が西落野運動を示すことから、それによる変位変形の結果生じたものと見なされる(第V章参照)。

本層を最も良く観察できるものは、地点408(第11図)の露頭である。また、第28図に小杉新町<sup>16)</sup>の露頭写真を示した。これらに基づき、本層の層相を述べると、最も厚い部分で10-15mに達し、最上部には色調5YRの赤色土が薄く載る。その下位は、礫が密集する礫層から構成されるが、小杉新町に分布するものは、薄いシルト・粘土層をレンズ状に挟んでいる。マトリックスは、石英粒に富む粗粒砂である。

礫は亜円一円礫で、径12-15cmに達するものも含まれるが、径3-5cmのものが多い。径10cm以上に達するものは、大部分がチャートである。礫種は、チャート・頁岩の両者が80%以上を占め、そのほか、砂岩・花崗岩・溶結凝灰岩が数%ずつ含まれている。チャートの一部には、漂白されているものが認められた。また、チャートを除く礫はほとんど“クサリ礫”であり、花崗岩の一部は容易に手で砕くことができる。

なお、阿倉川背斜の通過するみゆきヶ丘周辺では、丘陵斜面にも本堆積物に類似するものが薄く載っている。しかし、これはその層相から判断して、蓮花寺累層が阿倉川背斜の形成される過程で斜面に滑り落ちたものと判断される。このことから、地質図にはそれを表現しなかった。

#### IV. 2. 3 河原田礫層(K)

河原田礫層は、林ほか(1958)によって記載され、蓮花寺累層に一括されたものである。その後、森(1970)はこれを河原田礫層と命名し、本報告の水沢最古期扇状地堆積物に対比されるものと考えた。

河原田礫層は、鈴鹿国分町の菅原神社付近に分布が限られており、そこでは下位の水沢古期扇状地面とは約18mの比高がある。したがって、水沢古期扇状地堆積物より早期に堆積したことになり、森(1970)が述べるように、水沢最古期扇状地堆積物に対比される地層であろう。

本層は、奄芸層群を不整合に覆う。層厚は1-2mで、その層相は径0.5-2cmの亜円礫がまばらに含まれる砂礫層である。礫種は、チャートが90%を占め、ほかに頁岩・砂岩が少数含まれている。

### IV. 3 水沢扇状地堆積物

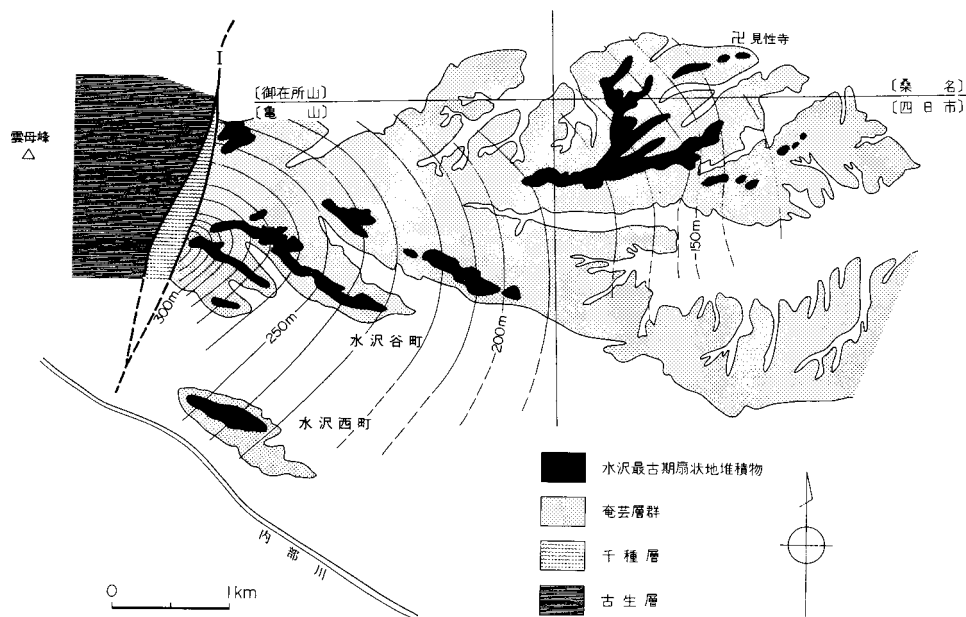
#### IV. 3. 1 最古期扇状地堆積物(F<sub>0</sub>)

本堆積物は赤嶺(1959)によって、北谷礫層と命名されたものである。しかしその後、宮村ほか(1981)は北谷礫層は見当山累層相当層であることを明らかにした。更に、その原面が扇状地面の形態を示すことから、北谷礫層を次に述べる古期扇状地の前に形成された扇状地の堆積物と見なし、その意味を明確にするため北谷礫層を水沢最古期扇状地堆積物と呼んだ。したがって、本堆積物の記載はすでに宮村ほか(1981)によって与えられている。

<sup>16)</sup> 小杉新町に分布するものは、その後の宅地造成のため、現在ではほとんど見られない。



第28図 蓮花寺累層の露頭写真 四日市市小杉新町（地点615：第11図参照）  
（上）奄芸層群を不整合に覆う蓮花寺累層（下）礫の密集した部分



第29図 水沢最古期扇状地堆積物の分布及び高度分布図

第29図に本堆積物の分布及び最古木扇状地面の高度分布図を示した。本図幅地域では矢合川北岸の椋丘陵頂部に、全体の約1/4が分布している。その背面高度は本図幅地域で170→100m<sup>17)</sup>の高度差を示し、矢合川河床とは90→55mの比高を持つ。一方、古期扇状地面との比高は、水沢町(「亀山」図幅地域内)で45→30m、国道306号線あたりではほぼ同一高度、それ以东では逆に最古期扇状地面の方が低位に位置する。

本堆積物は、奄芸層群を不整合に覆うが、湯の山礫相分布地域では、露頭レベルで両者の構造的な違いは認めにくい。層厚は、模式地の水沢病院裏の崖(「亀山」図幅地域)で約10mの厚さに達するが、本図幅地域ではそれより薄い。露頭は、国道306号線沿い西側の採土場にやや良好なものがある。

本層の層相を模式地に基づいて述べると、下位から礫層→赤色土→“黒ボク土”の順に載る。礫層は、基底付近に径1m以上の巨礫を含み、淘汰不良の中一礫が密集している。礫種は、頁岩・砂岩・チャート・花崗岩・溶結凝灰岩から構成され、頁岩・砂岩は垂角礫、チャートは垂円礫、花崗岩・溶結凝灰岩は垂円一礫のものが多く、礫には、“クサリ礫”が多く含まれ、花崗岩は容易に手で砕くことができる。また、頁岩・砂岩には赤色風化殻を持つものが多い。更に漂白されたチャートも含まれている。赤色土は厚さ約1mで5YRの色調を、“黒ボク土”は厚さ30-40cmで2.5YRの色調をそれぞれ示す。

#### IV. 3. 2 古期扇状地堆積物(F<sub>1</sub>)

古期扇状地は、水沢扇状地の左翼を構成する。本堆積物は、山田・森(1970)によって命名記載され、宮村ほか(1981)によってその名称が踏襲された。ただし、両者の分布については若干の違いがある。

17) 以下、上流から下流方向に向かった時の値を示す。

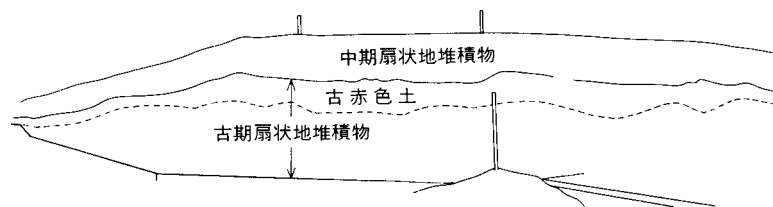
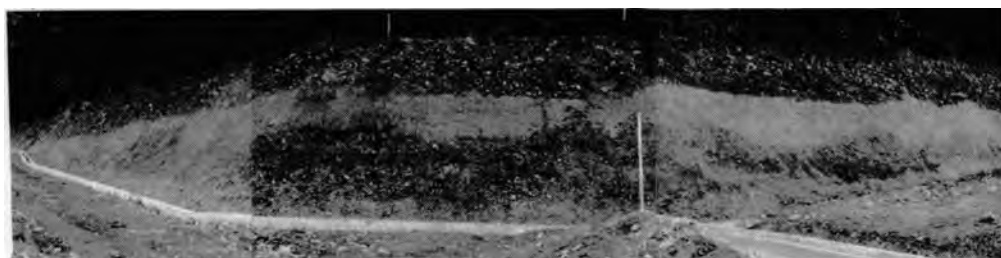
古期扇状地の扇頂は「亀山」図幅地域の宮妻峽にあるが、扇中央から扇端にかけての主要分布地域は本図幅地域にある（第24図）。古期扇状地面の高度を大観すると、水沢谷町で最高約200mに達している。一方、最も高度が低いのは、山辺町（鈴鹿川北岸）の35mであり、右側の扇側は160m強の高度差を示す。一方、左側の扇側及び扇端の高度変化を見ると、前者は矢合川南岸で200→110m、後者は北から南へ向い90→35mである。各河川との比高は、左側の扇側の矢合川―三滝川で70→80mと大きく、扇端では北から南へ減少傾向（三滝川で80m、鈴鹿川で約15m）にある、

このような古期扇状地面の高度・比高の一般的な傾向は、基盤の奄芸層群の地質構造（第19図）とほぼ調和的であり、これらの地質構造を形成した断層運動によって、古期扇状地面が変形を受け、南下りの傾動運動を行なったことを示している。このため、古扇状地面は次に述べる中期扇状地面と交差しており、両面が交差する付近では、中期扇状地堆積物が古期扇状地堆積物に不整合に載るのがしばしば観察される。その模式的な関係を示すのが、鈴鹿市岸田町の岸田神社裏の露頭である（地点464、第30図）。

古期扇状地堆積物は奄芸層群を不整合に覆う。厚さは扇頂付近で数m程度であるが、扇端に近づくと5mを越す。特に八王寺町（地点766）では厚さ15mに達するが、これは例外的であって、まず10mを越える場所はほとんどない。

古期扇状地面は、中期扇状地面に比べて穏やかにうねり、その表面には赤色土が良く発達する。その色調は、一般に蒲川以北で5YR、それ以南で7.5YRである。厚さは一般に50cm-1mであるが、別所谷の南方（地点425）では厚さ4mに達し、その上部では“ローズ”状あるいは“トラハン”模様が観察される。

この赤色土の下位は礫が密集した礫層から構成されるが、八王寺町（前出）や国分町東方（地点52）ではシルト層や粘土層がレンズ状に挟まれている。礫種は、チャート・頁岩・砂岩と、花崗岩・溶結凝灰岩であるが、前3者が90%以上を占めている。そして、これらの亜円―円礫が花崗質粗粒砂をマトリックスとして、ルーズに固結されている。チャートを除く礫には、一部“クサリ礫”が含まれる。また、頁



第30図 水沢中期扇状地堆積物に不整合に覆われる水沢古期扇状地堆積物の露頭  
（ボールの長さは2m. 地点464：第11図参照）

岩・砂岩の一部には赤色風化殻が発達する。

#### IV. 3. 3 中期扇状地堆積物 (F<sub>2</sub>)

水沢扇状地の右翼を構成する本堆積物は、山田・森(1970)の命名記載であり、宮村ほか(1981)によって、その名称が踏襲されたものである。

中期扇状地の主要分布地域は、「亀山」図幅地域にあり、本図幅地域にその一部が含まれる(第24図)。しかし、前述した古期扇状地面との複雑な交差関係は、本図幅地域で見ることができる。

中期扇状地面は、鈴鹿川支流の浪瀬川・蒲川・椎山川などの小河川によって開析されているだけであり、古期扇状地面に比べその原面は良く保存されている。

中期扇状地面の高度は水沢町西方で約250mと最も高く、南南東に向かって高度が低くなり、鈴鹿川に臨む扇端では40-50mの高度となる。扇端での鈴鹿川河床との比高は約20mである。

本面は前述したように、古期扇状地面と交差関係にあり、そのあたりでは第25図に示したように、本堆積物が古期扇状地堆積物の上に不整合に載る。しかし、そこから離れた鈴鹿川沿いでは、奄芸層群を直接不整合に覆う。

本堆積物の記載は、すでに宮村(1981)によって行われているので、ここでは主に本図幅地域に分布するものについて述べる。本堆積物は一般に5m前後の厚さで、最上部に“黒ボク土”、その下位に色調7.5YRの褐色土が来る。しかし、この褐色土が欠けている地域——例えば上田町周辺——もある。礫は、チャート・頁岩・砂岩が約90%、花崗岩が約10%の割合いで含まれている。古期扇状地に比べて一般的に新鮮であり、チャートを除く礫の一部に薄い風化殻が認められる程度である。

#### IV. 4 旧期高位段丘層

##### 高位亀山段丘層 (thk)

高位亀山段丘は、鈴鹿川水系に発達し、西隣「亀山」図幅地域に模式的に分布する(KIMURA, 1971-73)。本図幅地域では、鈴鹿川南岸に西より丸岡池・奈良池・浄土池周辺に分布する。また稲生町の奄芸層群からなる小丘には本面に対比される平坦面が残されているが、現在そこに堆積物は残されていない。本図幅地域の高位亀山面の高度・そのほかの段丘面及び鈴鹿川河床との比高は、第26図に示す通りである。

本層を良く観察できる露頭は多く、西より地点800・493・524・522・514・513・506などが代表的である。本層は、丸岡池から奈良池のものは下流に向かって厚くなる。すなわち、地点493では厚さ約5mであるが、地点522・524では厚さ10m以上に達し、奄芸層群との不整合面は地表に現れない。一方、浄土池周辺のもの是一般に5m以下の層厚である。

高位亀山方面には、色調5YRで厚さ約1mの赤色土が発達する。その下位は成層した礫層—砂礫層から構成されるが、その層相は、丸岡池—奈良池周辺と浄土池周辺とで若干の違いがある。

まず、丸岡池—奈良池周辺のものについて述べる。ここでは礫層のほかにはしばしば砂礫層ないし含礫砂層を伴う(地点493・522)。このような細粒層には、奄芸層群由来のシルト・粘土ボールが含まれ、



更に斜交層理が発達する。

礫は円礫—亜円礫。礫径及び礫量は下流方向に減少し、地点 522 では径 1cm 程度の礫がまばらに含まれているにすぎない。マトリックスは花崗岩起源と見なされる極粗粒—粗粒砂。礫種は、チャート・花崗岩及び深成岩・頁岩・砂岩であるが、前 2 者で 70%—80% の割合を占める。チャートを除く礫は“クサリ礫”ないし薄い風化殻を持つ礫である。

浄土池周辺では細粒層は伴わない。礫径が通常 3—5cm と大きい点を除き、そのほかの点で丸岡池—奈良池周辺と大差はない。

#### IV. 5 新期高位段丘層

##### 桜段丘層 (ths)

三滝—矢合川・鹿化川・天白川に発達し、足見川以南には分布しない。桜面の各河川での分布・高度・各段丘面及び各河床との比高は第 31・32 図に示す通りである。両図から示されるように、分布地域を通じて桜面の高度は 45—110m、下位の御館面との比高は 10—15m の範囲にある。更に、河床との比高は鹿化川の狭間町流域を除き 15—50m であり、狭間町流域では 0→40m となるように河床と収斂する。

そのほか、本段丘の特徴は、1) 段丘面に色調 5YR の赤色土が発達すること、2) 鈴鹿川以北の段丘を通じて最も礫の風化が進んでおり、花崗岩・溶結凝灰岩の一部が“クサリ礫”となり、頁岩・砂岩に薄い風化殻が認められる——この 2 点が挙げられる。本層の厚さは一般に 3—5m であり、下部の礫層と上部の赤色土から構成されている。礫層は、円—亜円礫が密集しており、弱成層する。礫径は 30cm 以下、一般には 5—10cm である。礫種は、中—古生層由来礫が 95% 以上を占め、少量の花崗岩・溶結凝灰岩が含まれる。

このほか、八王寺町北の露頭(地点 767; 第 11 図)では、他の地域には見られないシルト層を伴う本層が観察できる(第 33 図)。ここでは、鹿化川火山灰層を切って、本堆積物が奄芸層群にアバットしている。全体の厚さは 4.5m である。上部は色調 5YR で厚さ 130cm 赤色土、中部は径 10cm 以下の礫が良く成層した厚さ 50cm の円礫層、下部約 3m は礫層をレンズ状に挟むシルト層から構成されている。この礫層には、奄芸層群由来のシルト・粘土ボールが多数含まれている。

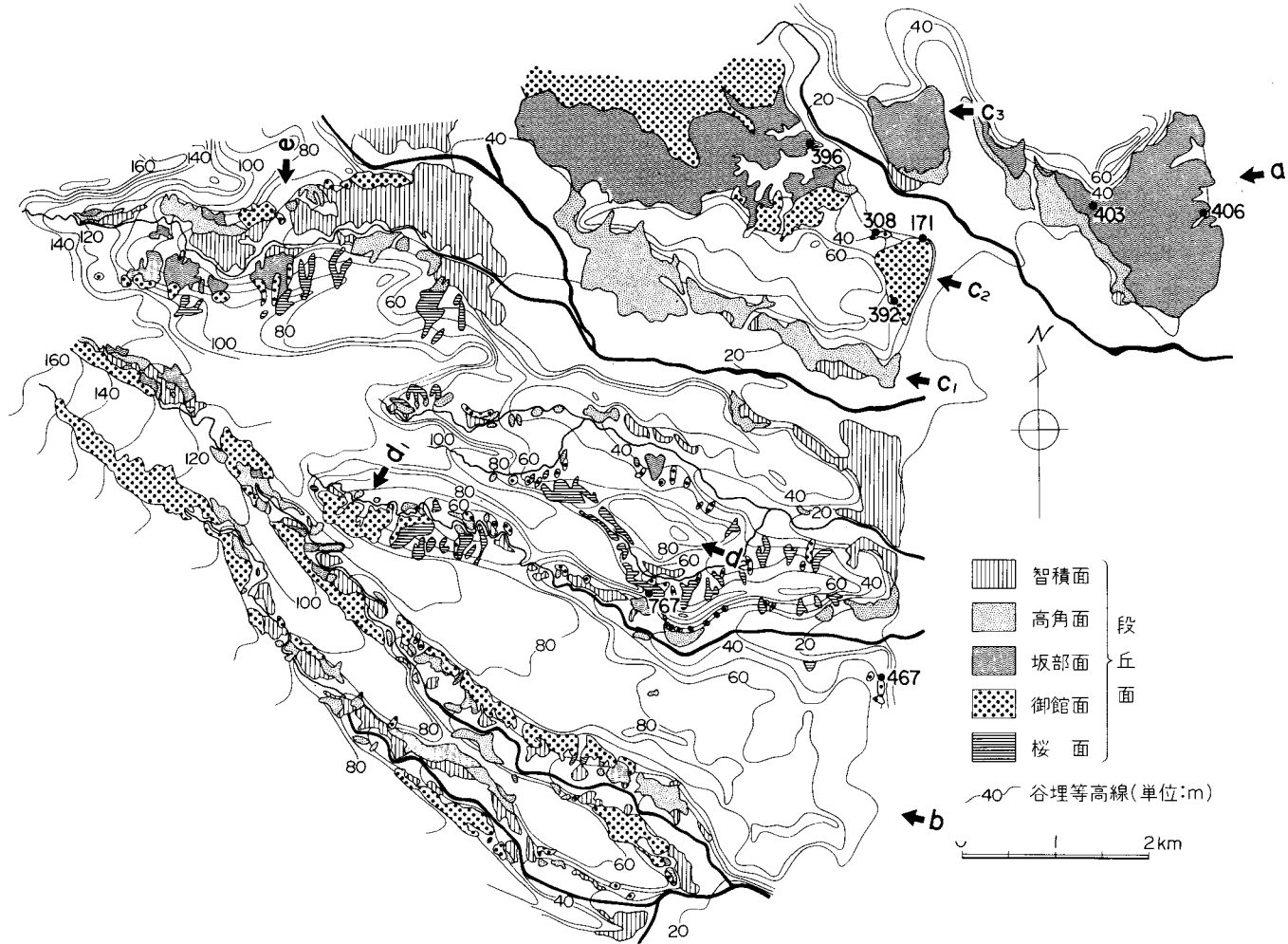
#### IV. 6 旧期中位段丘層

##### 御館段丘層 (tmm)

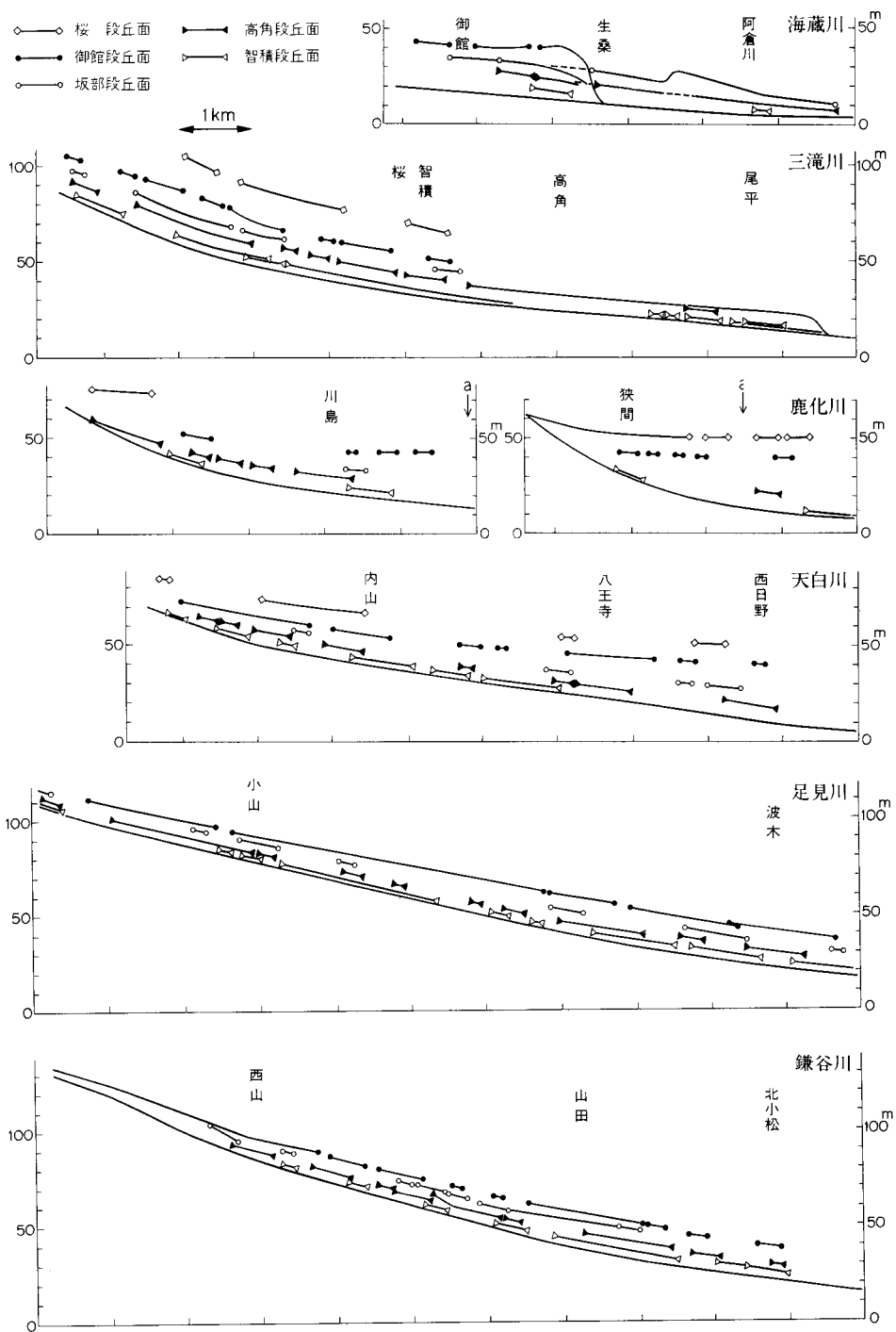
御館段丘は、鈴鹿川以北に発達する段丘のうち最も広く分布し、海蔵川から鎌谷川にかけての各河川に広い平坦面を残している。御館面の各河川での分布・高度・各段丘面及び各河床との比高は第 31・32 図に示す通りである。両図から示されるように、分布地域全体を通じて御館面の高度は 40—145m の、下位の坂部面及び河床との比高は、それぞれ 3—10m の範囲にある<sup>18)</sup>。

そのほか本段丘の特徴としては、1) 段丘面に色調 7.5YR の褐色土が発達すること、2) 礫の風化が桜

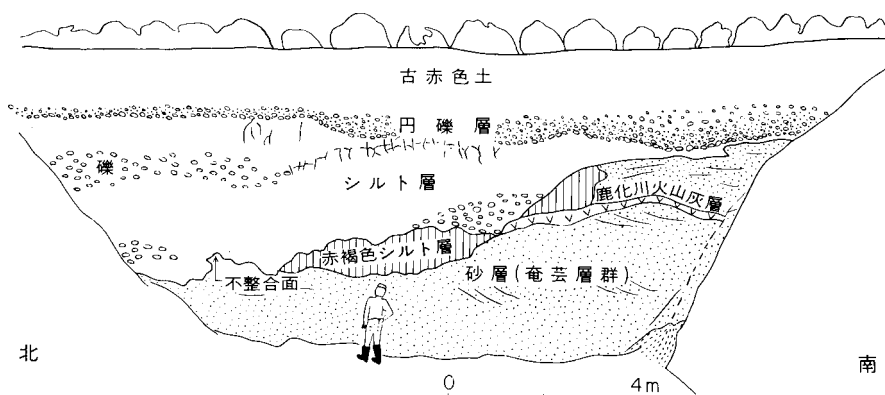
18) 撓曲している部分は除く。以下同様である。



第30図 鈴鹿川以北地域の段丘面分布図 (図中のa-eは第40図の断面位置)



第32図 鈴鹿川以北地域における主な河川沿いの段丘面縦断面図

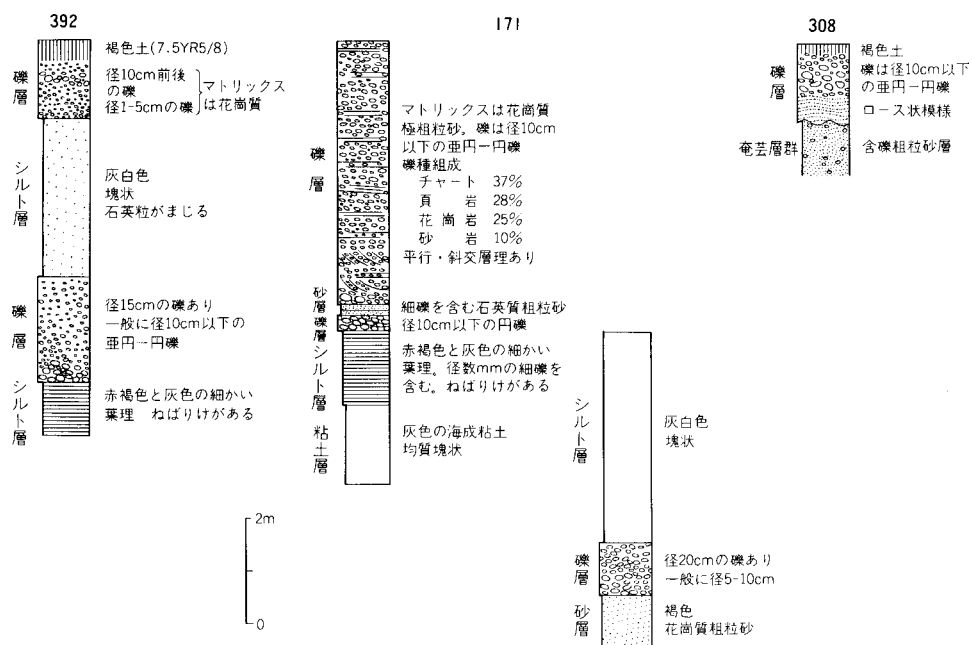


第33図 奄芸層群にアバットする桜段丘層 四日市市八王寺町(地点767:第11図参照)

段丘より低く、花崗岩・頁岩の一部にのみ薄い風化殻が認められる——この2点が挙げられる。なお、足見川の一部、鎌谷川の大部分では、“黒ボク土”が発達し、御館面は黒褐色—暗褐色を呈している。しかし、その下位にはやはり色調7.5YRの褐色土が存在する。

本層の層相は、生桑町に分布するものと、そのほかの地域のもので違いがある。まず、生桑町に分布するものの柱状図を第34図に示す。地点171では厚さ12mの、地点392では厚さ8mの本層が露出しており、それらは礫層とシルト層から構成されている。礫層は良く成層しており、地点171では平行葉理や斜交層理が発達している。

また、地点171では最下部に粘土層が露出する(第35図)。この粘土層は、1)貝殻状に割れ表面に硫化物の析出が見られること、2)海棲—汽水棲の珪藻群集が産出する(第36図)——ことから、明らかに海成の粘土層である。この海成粘土層は、*Ostrea gigas*(マガキ)などの産出が報告され(ARAKI, 1959), 更にKIMURA(1971-73)によって、御館段丘層下部を構成し、熱田層下部に対比されている海成粘土層と同一のものであろう。なお第35図に示した珪藻・花粉群集は、濃尾平野第四系研究グループ(1977)によって報告されている熱田層下部の群集に類似している。このことは、御館段丘層下部を構成する海成粘土層が、熱田層下部に対比されることを改めて示している。



第34図 生桑町の御館段丘層の地質柱状図 (地点は第31図に示す)

御館周辺の本層は厚さ約1mと薄く、成層した円一亜円礫が密集する礫層である。ここでの礫径は5cm以下のものが大部分である。

三滝川一鎌谷川間に分布する本層は厚さ2-5mであり、そのほかの層相は御館周辺のものとは変りはない。中-古生層由来礫のほか、少量の花崗岩を含むが、その量は南方の河川ほど多くなる。

#### かんべ 神戸段丘層 (tmk)

本段丘は鈴鹿川南岸に広く分布し、段丘面上には鈴鹿市街が発達している。また、<sup>いのう</sup>稲生町と鈴鹿サーキットの間には本面に対比され、奄芸層群からなる平坦面が存在するが、現在そこには本堆積物は見られない。

神戸面の高度・各地形面及び鈴鹿川河床とのそれぞれの比高は第26図に示す通りである。これを見ると、本図幅地域内では、55→10mの高度変化を示し、緩やかな勾配で東に傾斜している。更に、神戸段丘は本図幅西端では明瞭な段丘崖を持つが、海岸方向に向くと沖積面との比高は小さくなる。そして、東玉垣町付近でその境界が判然としなくなって沖積面下に埋没して行き、「地形」の項で述べたようにそのまま伊勢湾底まで達している。

本層の厚さは、地点533・704などでは約5mである。上部約1mは色調7.5YRの褐色土であるが、その上に「黒ボク土」が薄く覆うため、本面は黒褐色を呈している。褐色土の下位は成層した礫層から構成されている。礫層は、花崗岩起源と見なされ、よく円磨された礫がルーズにつまっている。礫の大きさは上流で30cm以上のものがあるが、通常は径3-5cmである。礫種は花崗岩及び深成岩類が40-70%を占め、そのほか、チャート・頁岩・砂岩が10-20%ずつ含まれている。花崗岩及び深成岩類の一部に薄い風化殻が認められるほかは、すべて新鮮な礫ばかりである。



第35図 御館段丘層に挟まれる海成粘土層 四日市市生桑町（地点171：第31図参照）  
 （上）全景（m：海成粘土層 s：シルト層）（下）接近写真

なお、鈴鹿市神戸萱町で厚さ2mの礫層の下位の青灰色粘土層から、*Ostrea gigas*が報告されている。この粘土層は赤嶺・安田(1958)によって伊勢神戸貝層と命名されているが、北勢平野地下の古伊勢湾層に連続するものであろう。したがってこの辺りでは、本段丘は生桑町の御館段丘同様に、下部の海成粘土層と上部の礫層によって構成されており、その意味からも本段丘は旧期中位段丘層に含まれることになる。

#### IV. 7 新期中位段丘層

##### 坂部段丘層 (tms)

海蔵川流域の御館・坂部町・阿倉川町に広い平坦面を残し、各河川にも小範囲に分布する。御館周辺では、坂部面は上位の御館面を浸食することによって形成された、浸食段丘面の名残りを留めている。

坂部面の各河川での分布・高度・各段丘面及び各河床との比高は、第31・32図に示す通りである。両図から示されるように、分布全体を通して、坂部面の高度は10-135mにまたがり、下位の高角面との比高は2-10m、各河床との比高は5-20mの範囲にある。そのほか本段丘の特徴としては、1) 色調7.5YR-10YRの褐色土が発達すること、2) 花崗岩の一部にのみ薄い風化殻が認められる——この2点が挙げられる。

本層の厚さは、阿倉川町・御館周辺で5m以上に達するが、一般に数m程度である。礫層は弱く成層しており、花崗質粗粒砂をマトリックスとして、円—亜円礫がルーズにつまるが、御館(地点396)や阿倉川町(地点406)ではシルト層を挟む。礫径は、御館では5-10cm、阿倉川町では数cm程度である。礫種は、御館・阿倉川町で中—古生層由来礫と花崗岩が、それぞれ70-80%と30-20%を占めている。ただし、三滝川より南では、花崗岩は10%以下である。

#### IV. 8 旧期低位段丘層

##### たかつの 高角段丘層 (tlt)

高角段丘は、生桑丘陵南側に広い平坦面を形成し、各河川にも小範囲に分布する。高角面の各河川での分布・高度・各段丘面及び河床との比高は第31・32図に示す通りである。両図から示されるように、分布全体を通じて高角面の高度は7-135mの範囲にあり、下位の智積面とは2-5mの比高を、河床とは3-10mの比高をそれぞれ示している。

そのほか本段丘の特徴としては、1) 古赤色土が発達しないこと、2) 坂部段丘に比較して堆積物が新鮮であり、風化殻を持つ礫が見られない——この2点である。本層の厚さは一般に1-3mで、亜円—円礫がルーズに密集する礫層である。礫種は中—古生層由来礫が95%以上を占め、花崗岩はほとんど含まれない。

##### 田村段丘層 (tlm)

本段丘は、亀山市田村(「亀山」図幅地域内)に模式的に発達する。本図幅地域でも鈴鹿川南岸の神戸段丘北縁沿いに断片的に分布する。そのほか、西玉垣町や稲生町東方で、神戸段丘よりも一段低い面を作る段丘は本段丘に含めた。田村面の高度・各地形面及び鈴鹿川河床とのそれぞれの比高は第26図に示す通りである。これを見ると、田村面は神戸段丘北縁沿いで標高30→12mの高度差を持ち、上位の神戸面とは6→1m程度の、沖積面とは4→1m程度の比高をそれぞれ示している。

地点527で、本層を観察することができた。そこでは、厚さ2mの礫層からなり、古赤色土は認められない。全体が花崗質で成層し、良く円磨された礫がルーズにつまっている。礫は径5cm程度のもの

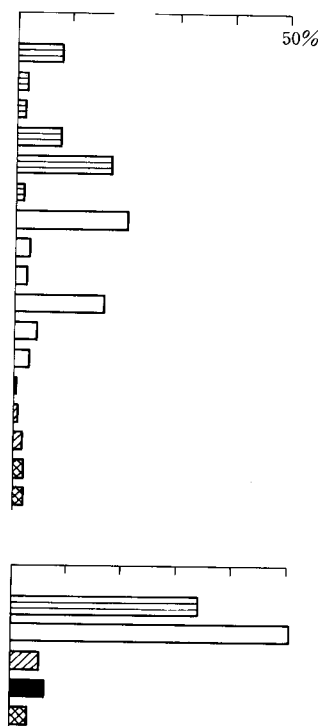
a) 花粉

AP1	<i>Abies</i>	8.3
	<i>Tsuga</i>	2.0
	<i>Picea</i>	1.6
	<i>Pinus</i>	8.3
	<i>Sciadopitys</i>	0.8
	<i>Cryptomeria</i>	17.8
	T.C.T.	1.6
AP2	<i>Juglans</i>	0.4
	<i>Alnus</i>	20.7
	<i>Betula</i>	0.4
	<i>Carpinus</i>	2.8
	<i>Corylus</i>	1.2
	<i>Castanea</i>	0.8
	<i>Fagus</i>	2.4
	<i>Lepidobalanus</i>	16.6
	<i>Cyclobalanopsis</i>	0.4
	<i>Celtis-Aphananthe</i>	0.4
	<i>Ulmus-Zelkova</i>	4.3
	Moraceae	0.4
	cf. Rosaceae	0.8
	<i>Sapium</i>	0.8
	<i>Phellodendron</i>	0.4
	<i>Ilex</i>	2.8
	<i>Lagerstroemia</i>	0.8
	Araliaceae	0.4
	Ericaceae	0.4
	<i>Symplocos</i>	0.4
	<i>Fraxinus</i>	0.8
	<i>Ligustrum</i>	0.4
	<i>Lonicera</i>	0.4
cf. <i>Viburnum</i>	0.4	
NAP	<i>Persicaria</i>	0.4
	<i>Thalictrum</i>	0.4
	Ranunculaceae	0.4
	<i>Artemisia</i>	0.8
	Carduoideae	0.4
	Cichorioideae	0.8
	<i>Eriocaulon</i>	0.4
FP	Gramineae	0.8
	Cyperaceae	1.6
	cf. <i>Macleaya</i>	0.4
	Trizonoporate pollen	0.4
FS	Trizonocolpate pollen	1.2
	Trizonocolpate pollen	5.9
	Monolete spore	2.0
TOTAL	Trilete spore	2.0
	Σ AP-1	34.2
	Σ AP-2	50.6
	Σ NAP	5.4
	Σ FP	6.4
Σ FS	3.4	
MS	Σ AP	253
	Σ Pollen & Spores	298
	<i>Sphagnum</i>	1

*Abies*  
*Tsuga*  
*Picea*  
*Pinus*  
*Cryptomeria*  
T.C.T.  
*Alnus*  
*Carpinus*  
*Fagus*  
*Lepidobalanus*  
*Ulmus-Zelkova*  
*Ilex*  
*Eriocaulon*  
Gramineae  
Cyperaceae  
Monolete spore  
Trilete spore

AP-1  
AP-2  
NAP  
FP  
FS

AP1: 針葉樹  
AP2: 広葉樹  
NAP: 草本  
FP: 形態分類  
FS: 羊齒類



第36図 御館段丘層に挟まれる海成粘土層から産出する花粉・珪藻化石



## b) 珪藻

M	<i>Grammatophora marina</i>	0.5
	<i>Melosira sulcata</i>	30.5
	<i>Navicula lyra</i>	1.5
	<i>N. marina</i>	1.0
	<i>Nitzschia lanceolata</i>	+
	<i>Rhabdonema arcuatum</i>	2.0
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	2.0	
M B	<i>Cocconeis scutellum</i>	0.5
	<i>Cyclotella stylorum</i>	22.5
	<i>Diploneis smithii</i>	1.5
	<i>Nitzschia punctata</i>	1.5
	<i>Rhaphoneis surirella</i>	+
B	<i>Nitzschia cocconeiformis</i>	6.0
	<i>N. granulata</i>	16.0
	<i>Synedra pulchella</i> var. <i>lanceolata</i>	2.0
	<i>S. p.</i> var. <i>l. fo. constricta</i>	1.0
B F	<i>Navicula lanceolata</i>	+
F	<i>Achnanthes lanceolata</i> var. <i>elliptica</i>	0.5
	<i>Epithemia</i> sp.	0.5
	<i>Eunotia pectinalis</i> var. <i>minor</i>	1.0
	<i>E. robusta</i>	+
	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0.5
	<i>Navicula mutica</i>	1.0
	<i>N. gastrum</i>	+
	<i>N. cf. placentula</i>	0.5
	<i>Opephora martyi</i>	6.5
	<i>Pinnularia microstauron</i> var. <i>Brebissonii</i>	0.5
U	Unidentified diatoms	0.5
T O T A L	Σ Marine water species	37.5
	Σ Marine and Brackisch water species	26.0
	Σ Brackisch water species	25.0
	Σ Brackisch and Fresh water species	+
	Σ Fresh water species	11.0
	Σ Unidentified Diatoms	0.5
	Σ DIATOMS	200

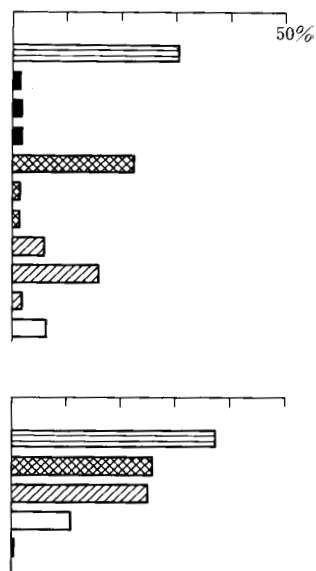
M:海水棲

B:汽水棲

F:淡水棲

*Melosira sulcata*  
*Navicula lyra*  
*Rhabdonema arcuatum*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Cyclotella stylorum*  
*Diploneis smithii*  
*Nitzschia punctata*  
*N. cocconeiformis*  
*N. granulata*  
*Synedra pulchella* var. *lanceolata*  
*Opephora martyi*

Σ Marine water species  
Σ Marine and Brackisch water species  
Σ Brackisch water species  
Σ Fresh water species  
Σ Unidentified diatoms



(地点: 171: 第31図参照. 分析: バリノ・サーヴェイ株式会社)

が多いが、径 15cm に達するものもある。礫種は、花崗岩及び深成岩類が 50% を占め、ほかに頁岩・砂岩・チャートの順に含まれる。すべて、新鮮な礫である。

#### IV. 9 新期低位段丘層

##### 智積段丘層 (tle)

智積段丘は、矢合川流域の智積町から桜町にかけて広く発達し、各河川にも小範囲に分布する。各河川での智積面の分布・高度・各地形面及び河床との比高は第 31・32 図に示す通りである。両図から示されるように、智積面はその分布全体を通じて、高度 8-120m の範囲にあり、河床とは 2-5m の比高がある。一方、下位の沖積面との比高は矢合川流域で最も大きく、約 3m に達する。しかし、そのほかの地域では 1m ないしそれ以下であり、三滝川・鹿化川・足見川・鎌谷川では北勢平野に流出する付近で沖積面下に埋没する。

本層は、上位の高角段丘とほぼ同様の層相を示している。

##### 神戸新町段丘 (tlk)

鈴鹿川南岸に分布する。鈴鹿旧市街を載せており、田村段丘より一段低い面を形成している(第 26 図)。分布高度は 9-10m であり、上位の田村段丘、下位の沖積面とは、ともに 1m 前後の比高である。現在、露頭が見られないのでその堆積物は明らかでない。

#### IV. 10 平野地下地質その他

##### IV. 10. 1 平野地下地質

**研究史** 北勢平野や神戸台地は、その立地条件の良さから、戦後急速に近代工業の発展する所となった。例えば、四日市市臨界部には四日市石油化学コンビナートが建設され、神戸台地は繊維・自動車工場が建ち並ぶ地域となり、現在では中京工業圏の一角を占めるまでに至っている。そのため、工業用水の確保、地下地盤条件の解明を目的として、昭和 30 年代から再三に渡り平野地下地質の調査が行われてきた。

1959 年には、四日市市地盤調査委員会編集によって、「北伊勢工業地帯四日市北部地区地盤調査報告書」と題して、臨海地帯の地盤について初めて報告されている。1960 年代に入ると、①経済企画庁(赤嶺, 1961)の 5 万分の 1 表層地質図「四日市」、②建設省発行の都市地盤調査報告書シリーズの一環として「伊勢湾北部臨海地帯野地盤(1962)」、③北伊勢(鈴鹿・楠地区)地盤調査委員会による「北伊勢工業地帯鈴鹿・楠地区地盤調査報告書(1962)」、④地質調査所による「伊勢湾北部地区工業地帯地下構造調査報告書(1961)」「桑名・四日市地区地下構造調査報告書(1964)」——などが相次いで出版され、北勢平野の地下地質の実態が明らかにされた。

一方、1960 年代後半に入ると、工業用井戸の過剰揚水による地盤沈下対策の必要上、より精度を高めた調査研究に迫られ、1967 年には北伊勢地盤沈下調査会によって「北伊勢地盤沈下調査報告書」が出版された。これには、新たな地下ボーリング資料を加えることによって、それまでの地下区分の若干

の改訂が行われるとともに、各地質区分のより詳細な地下等高線が描かれている。更に、1977年には三重県地盤沈下調査会によって、「地盤沈下に関する調査研究報告書」と題して、三重県北部臨海地域の地下水・地盤構成についての詳しい報告がなされている。

以上述べた各種の報告書では、その目的から地盤地質区分が重視されている。ただ幸いなことに、北勢平野地下では濃尾平野地下に比べ、地盤地質区分と地質層序区分との関係が複雑でないため、前者をそのまま後者に置き換えることが可能である(鈴木, 1962)。更に、その地質層序区分は、濃尾平野地下の熱田層上部から濃尾層に相当する部分が伊勢神戸層と一括されていることを除き、とりたてた問題もなく濃尾平野地下の地質層序区分に対比されている(第3表)。

本報告では、地質層序区分の立場から、主に「伊勢湾北部臨海地帯の地盤」の第3章II(赤嶺, 1962)及び第4章(鈴木, 1962)と、「北伊勢地盤沈下調査報告書」の第3編(鈴木ほか, 1967)、更に「地盤沈下に関する調査研究報告書」の第5章(桑原, 1977)の記述に基づき、平野地下地質について概説する。

なお、これら地下地質層序区分と地表の扇状地・段丘層との関係を推定し、その結果を第3表に示した。また、北勢平野の地下地質断面図の代表的なものを選び、第37図に示した。

北勢平野地下の地質層序区分と地盤地質区分、更にそれらの関係を示すと次のようになる。

	地質層序区分 (赤嶺, 1962)	地盤地質区分 (鈴木ほか, 1967)
完 新 統	{ 富田浜層 四日市港層	最上部層(Um)
		上部砂層(US) 上部粘土層(UC) (上部粘土基底砂層: UCs)
~~~~~		
上 部 更 新 統	{ 伊勢神戸層 <sup>19)</sup> 古伊勢湾層	下部砂礫層(LS)
		下部粘土層(LC) 最下部層(Lm)

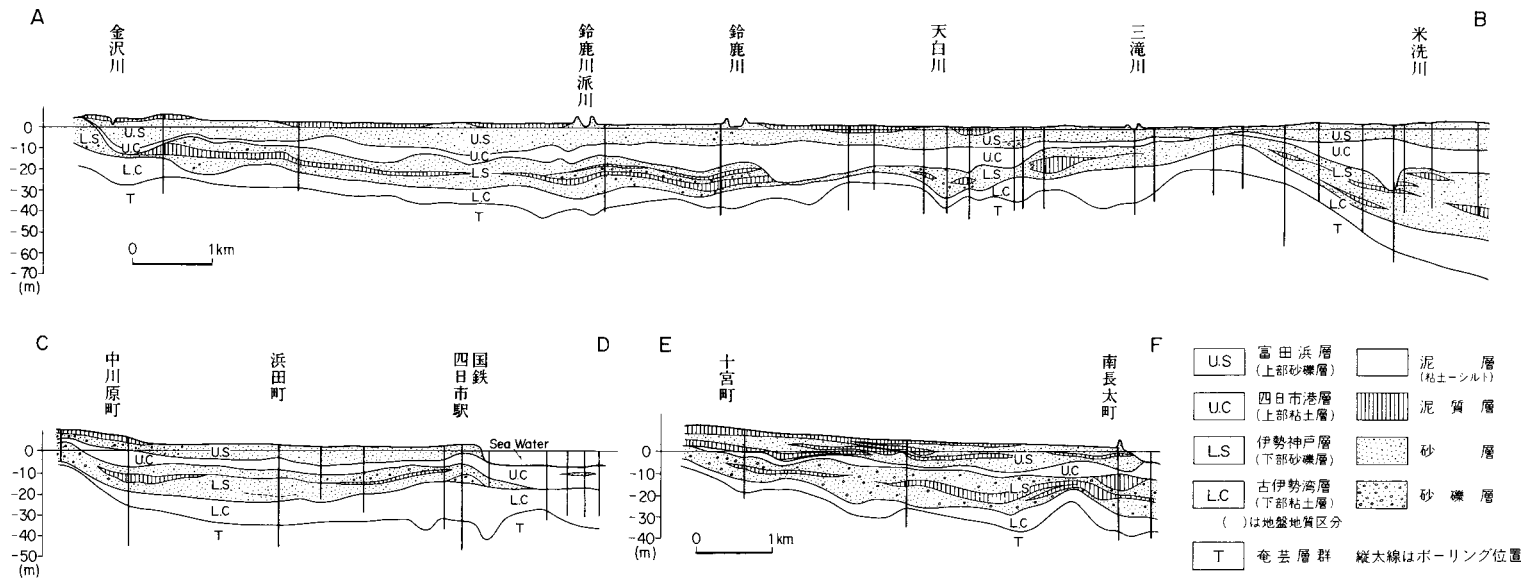
以下、各層について説明する。

古伊勢湾層は、内湾性の貝化石を含むシルト及び粘土を主体とし、まれに粘土・シルト混じりの砂ないし砂礫を挟む。ただ丘陵近くになると砂-砂礫が伴うようになり、伊勢神戸層との区分が困難になる。N値は四日市市付近で8-16、鈴鹿・楠町付近で8-14の範囲に大半がある。第38図に、本層の基底面の形態を現わす地下等高線図を示した。

なお、地盤地質区分の最下部層は鈴木ほか(1967)によって、午起<sup>うまおこし</sup>コンビナート地下の下部粘土層の下位に発見され、海棲野貝殻を含む厚さ10-12mの地層に与えられたものである。上部は砂礫層、下部は粘土層から構成されている。

伊勢神戸層は砂礫を主体とし、粘土・シルト混じり砂及びシルトや粘土を一部に挟む地層である。内

19) 赤嶺(1962)では伊勢神戸層の下位に平田層が設定されているが、平田層の定義は鈴鹿市街を載せる段丘面を形成する礫層として与えられている。したがって、平田層はIV. 6で既に記載した神戸段丘層と見なされるので、この表からは省いてある。



第37図 北勢平野の地下地質断面図 (建設省ほか編, 1962)  
(断面図の位置は第38図に示す)



第38図 古伊勢湾層（下部粘土層）下限の等高線図（北伊勢地盤沈下調査会，1967．単位：-m）  
 （断面線は第37図の位置を示す）

陸部近くを除き、大部分が海成であり、しばしば貝殻片を含んでいる。厚さは薄く、数m-15mと変化するが、四日市港断層の北西側の沈降地域では厚さ30mに達している(第37図)。N値は砂礫で30-50以上、砂で20-40以上、粘土で10前後の値を示している。

**四日市港層**は沖積下部を占め、砂混じりシルトないし粘土を主体とするが、その最上部・最下部はシルト・粘土混じりの砂から構成されている。地盤地質区分の上部粘土基底砂層(UCs)は、本層の最下部に対し与えられたものである。本層には、内湾性の貝殻が含まれ、その厚さは陸域から海域に向かうにつれて厚くなり、陸域では0-15m、海域では最高25mに達する。N値は最高でも10に達せず、一般には0-3の値を示す極めて軟弱な地層である。なお、地質図に示した沖積層基底等深線図は、鈴木ほか(1967)によって描かれたものを転載したものである。

**とみだはま 富田浜層**は沖積層上部を占め、砂及び礫を主体とする。地盤地質区分では最上部層と上部砂層に2分されている。

上部砂層(US)は本層の主体を占め、主として砂・礫から構成されている。厚さは一般に5-10mであるが、鈴鹿川派川の南地域では厚さ10m以上に達する部分もある。N値は10-30の範囲にあるが、一般に18前後の値を示している。

最上部層(Um)は、浜堤列の間、ないし浜堤背後の停滞水域に沈積した後背湿地堆積物である。主として粘土・シルトからなり、一部に砂・礫を伴う。厚さは1-2mで、局部的には3mに達している。N値は0-10で、大部分が4以下の値を示す極めて軟弱な地層である。

本層は沖積面を形成し、そこには種々の微地形が残されている(第24図)。地質図には、それら微地形を作る堆積物のうち、自然堤防・浜堤・現河床・砂浜堆積物を区別表現し、残りを後背湿地・三角州平野・谷底平野堆積物など、として一括した。

自然堤防堆積物(n)は、主に砂からなり、三滝川・内部川・鈴鹿川・金沢川に沿って分布する。

浜堤堆積物(b)は、主に淘汰の良い砂からなり、北勢・中勢海岸低地に、海岸線とほぼ平行に分布する。

現河床堆積物(p)は、礫及び砂からなり、主に鈴鹿川・三滝川・海蔵川河床に分布する。

砂浜堆積物(s)は、淘汰の良い中粒砂からなり、鈴鹿川河口以南の海岸線沿いに、幅50-200mに渡って分布している。

後背湿地・三角州平野・谷底平野堆積物など(a)、として一括したものは、主に砂・泥及び礫から構成され、北勢平野や各河成低地の沖積面主部を形成する。

以上に述べた富田浜層の区分のうち、後背湿地堆積物は地盤地質区分の最上部層に相当し、そのほかは、上部砂層に相当している。

#### IV. 10. 2 埋立地

四日市市の臨海部には、大規模な埋立地があり、この大半は戦後の四日市コンビナートの建設に伴い、順次埋め立てられたものである。すなわち、南の第1(塩浜)コンビナート→中央の第2(午起)コンビナート→北の第3(霞ヶ浦)コンビナート、の順である。なお、塩浜コンビナートと午起コンビナートの間にある埋立地は、明治末期から昭和初期にかけて完成している。

塩浜コンビナートは、旧海軍廠跡(約200万m<sup>2</sup>)を中心として、更に海域が埋立られ、1958年から逐次操業が開始された。

午起コンビナートは、1961年から約90万m<sup>2</sup>の海域が埋立られ、1963年に操業が開始されている。

霞ヶ浦コンビナートは、1967年から第1期計画として約127万m<sup>2</sup>に及ぶ埋立が開始され、1971年から逐次操業に入った。そして、現在では約360万m<sup>2</sup>の埋立地が完成している。

なお、地質図で「埋立地」と塗色した部分は、明治23年測量による地形図(第2図)を参照に、それ以降に埋立られた海域を「埋立地」と表現したものである。

## V. 活 構 造

鈴鹿山脈東麓から伊勢湾に分布する奄芸層群や第四系を変位変形させる活構造については、恒石(1970)を初めとして、多数の研究が行われている。それらのうち、本図幅地域に見られる活構造——特に桑名—四日市断層系の第四紀後半の運動についての研究は、桑原・松永(1975)、岡田(1979)、太田・寒川(1980)、活断層研究会編(1981)がある。

桑原・松永(1975)は、四日市港断層の存在を示し、それが上部更新統を変位させていること、その変位速度が0.5-0.6mm/年であることを明らかにした。岡田(1979)は、桑名—四日市断層系による変位地形を検討し、それが累積的に進行していること、更に現在でも進行中である可能性を指摘した。太田・寒川(1980)・活断層研究会編(1980)は、桑名—四日市断層系による第四系の断層崖、撓曲崖を数多く記載し、同断層系の第四紀後半での活動が顕著であること、その活動度がB級に属することを明らかにした。

以上述べたように、桑名—四日市断層系は第四紀後半において活動的であり、しかもその活動度がB級に含まれる活断層であることが認められている。また、四日市・桑名背斜などは、現在でもその形成が進行している可能性が指摘されている(岡田, 1979)。

本報告では、上記した研究成果を踏え、更に、それらに今回の調査で得られた資料を加えることによって、本図幅地域の活構造について記述して行く。

第三章で記載した奄芸層群に発達する断層・褶曲系は、第四紀後半にその活動・形成を行っており、すべて活構造と見なすことができる。それらの分布・形態は、奄芸層群の地質構造の項や第19図に記載されているが、それらは次の2つのグループにまとめることができる。

1. 南北性活構造：桑名—四日市港断層・四日市断層・垂坂断層・千里断層・阿倉川背斜・垂坂向斜・河原田ドーム状構造・木田向斜
2. 東西性活構造：内山断層・矢合川断層

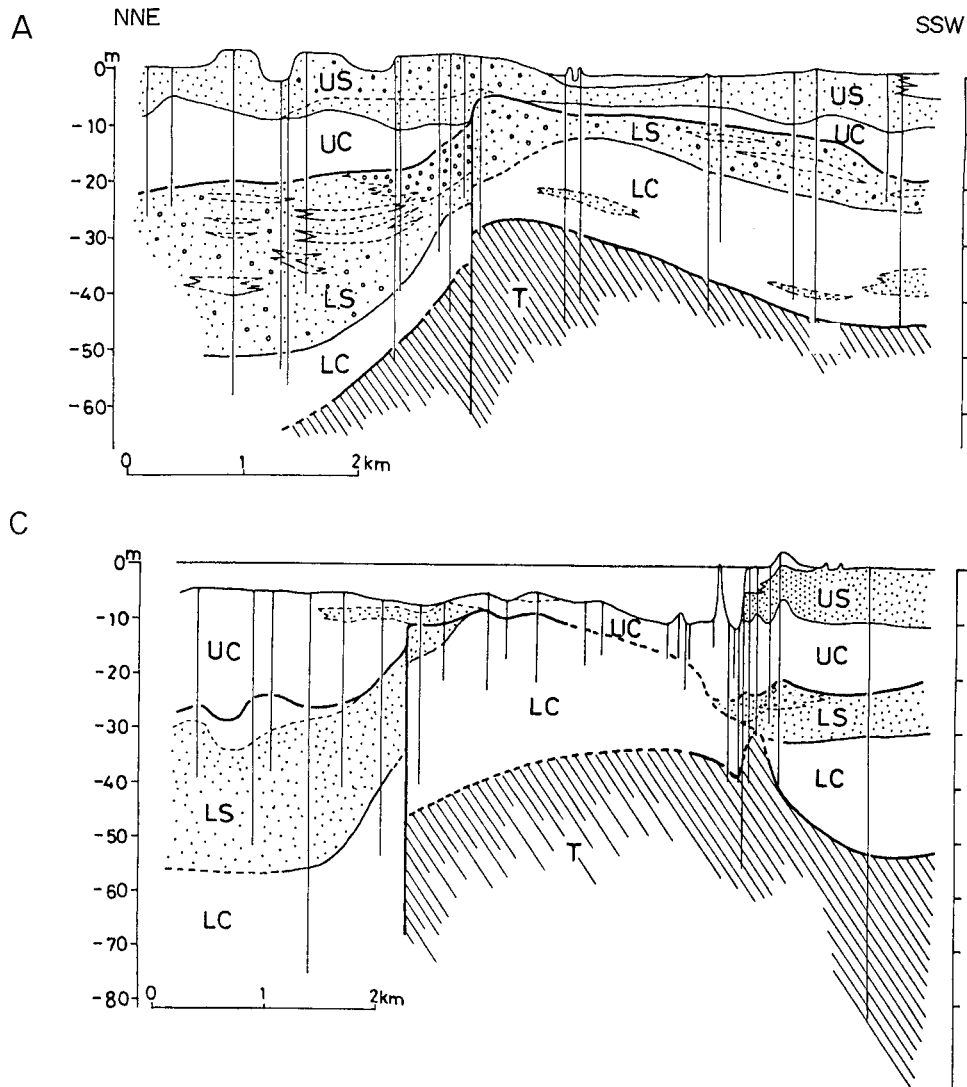
また、四日市ドーム状構造は四日市断層と内山・矢合川断層の組合せによって形成されたものであるが、基本的には南北性活構造と見て良いであろう。

本章では活構造を、以上のように区分した南北性・東西性にそれぞれ分けて述べ、それらのうち第四系の変位変形が明瞭なものを取り上げ個々に記載する。そして、そこから導かれる変位速度について述

べ、最後に本図幅地域に見られる活構造の特徴について述べることにする。

### V. 1 南北性活構造

四日市港断層は、桑原・松永(1975)によって命名記載された東落ちの断層である。それによると、本断層は桑名断層の延長と見なされ、第39図<sup>20)</sup>に示すように、古伊勢湾層(下部粘土層, LC)更には伊勢



第39図 四日市港断層による変位変形を示す地下地質断面図 (桑原・松永, 1975)  
(図中の記号は第37図と同じ, 断面の位置は第19図に示す)

20) 名城大学理工学部桑原徹教授の御好意により、提供を受けたものである。



神戸層(下部砂礫層, LS)をも切ることから後期更新世でも活動的である, と見なされている。また, 本断層の変位量としては, 引きつりに伴う古伊勢湾層の垂直変位量として, 約 40m の値が得られている。

垂坂断層は, 桑名―四日市港断層の西側を並走し, 同断層の副次的な西落の断層と見なされる。これら両断層を東西に切る横断面図(第 40 図の a) に示されるように, 本断層は蓮花寺面に約 20m の, みゆきヶ丘(地点 403, 第 31 図)で坂部面に約 5m<sup>21)</sup>の, それぞれ西下りの変位を与えている。なお, 阿倉川町の坂部段丘は第 19・40 図に示されるように, その中軸部に阿倉川背斜軸が通過し, 坂部面自身も, 同背斜構造と調和的な変形を示している。このことは, 本断層と桑名―四日市港断層によって形成される阿倉川背斜の成長が, 坂部面にも現れていることを示し, したがって, その成長は後期更新世にも継続されていると考えられる。

四日市断層については, 太田・寒川(1980)によって, 坂部ヶ丘の坂部面・生桑町の御館面・生桑町南の高角面(第 31 図の C<sub>3</sub>・C<sub>2</sub>・C<sub>1</sub>)で, それぞれ東下りの撓曲崖が認められており, それぞれ実測地が得られている。しかし, それら撓曲崖をなす段丘面はいずれも沖積面下に埋没しており, 地表下を含めた全体の変位量を知るためには, 地下資料が必要である。この地域では前章に述べたように, 豊富な地下資料があり, 御館面については, ある程度地表下を含めた変位量の総和を推測することが可能である。また, それら地下資料と地表資料を伴わせることによって, 川島 II 火山灰層の変位量も求めることができる。第 40 図 b)-c) は, それらの変位量を示す断面図である。

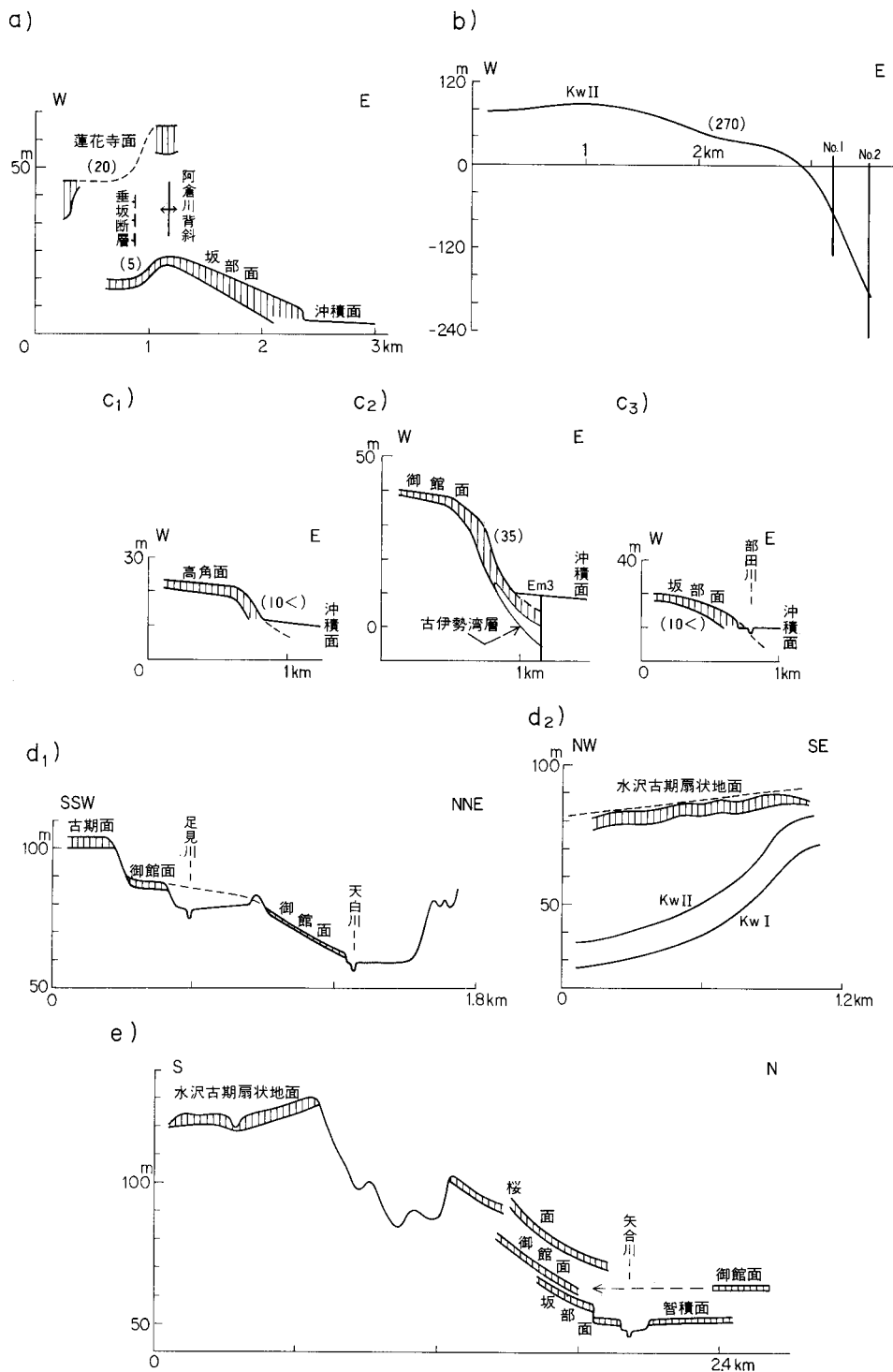
まず第 40 図の b) を見ると, 川島 II 火山灰層はその堆積後, 約 270m の西上りの垂直変位量を示している(ただし, これは No. 2 ボーリングが撓曲の基部に位置するとの仮定に立っており, そうでなければ, 変位量はより大になる)。また第 40 図の C<sub>2</sub>) には, 生桑町の御館面の変位量が示されている。この図では, 御館面は伊勢神戸層(下部砂礫層)の上限に連続すると仮定しており, したがって真の変位量より多少小さくなる可能性はあるが, それでもその変位量の総和は約 35m と見積ることができる。

なお, 四日市断層の活動時期を示す資料となる露頭が幾つか観察される。第 41 図は, 四日市市日永で見られるもので, ここでは約 34°東傾斜を示す奄芸層群を, 御館段丘層が傾斜不整合で覆う。また, 波木町北の平坦化地では, 第 42 図に示すように N34°E, 64°W の走向傾斜で西落のセンスを示す小断層が認められる。この小断層は, 四日市断層の活動に伴い生じたものと推定されるが, その上に載る水沢古期扇状地堆積物に変位を与えていない。以上の 2 つの露頭で示される事実から, 四日市断層が高位段丘

第 40 図 活構造による奄芸層群・第四系の変位変形を示す断面図 b) を除き, いずれも四日市市発行の「6000 分の 1」地形図から作成。各断面の位置は第 31 図に示す。( ) 内の数値(単位: m) は垂直変位量

- a) 垂坂・四日市港断層による蓮花寺・坂部面の変位。(蓮花寺面は投影した。)
- b) 四日市断層による川島 II (Kw II) 火山灰層の変位。(地下断面の部分は, 北伊勢地盤調査会(1967, p. 197)によって作成, なお, ボーリング柱状図や地表及び地下構造の関係を検討し, 2本のボーリングで対比されている火山灰層は, 川島 II 火山灰層と見なした。)
- c<sub>1</sub>) - c<sub>3</sub>) 四日市断層による段丘面の変位。
  - c<sub>1</sub>) 高角面の変位
  - c<sub>2</sub>) 御館面の変位(地下断面は, 建設省ほか編(1962)のボーリングリストの Em3 によって作成, なお, 御館面はボーリング柱状図の下部砂礫層の上限に連続すると見なした。)
  - c<sub>3</sub>) 坂部面の変位
- d<sub>1</sub>) - d<sub>2</sub>) 内山断層による扇状地・段丘面の変位。
  - d<sub>1</sub>) 御館面の変位(推定)
  - d<sub>2</sub>) 古期扇状地面の変位と奄芸層群の撓曲構造(Kw I : 川島 I 火山灰層, Kw II : 川島 II 火山灰層。)
- e) 矢合川を挟む段丘面の分布(御館面は投影した。)

21) 実測値。これ以外は, 等高線 2m 間隔の地形図からの判読値である。



第40図 (説明はp. 65下段にあり)



第41図 奄芸層群の不整合に覆う御館段丘層の露頭 四日市市日永西四丁目の日永病院裏（地点467：第31図参照）

上位面形成前からその活動を行っていたことは明らかである。

千里断層は、南隣「津東部」図幅地域の中ノ川南岸の千里撓曲では、高位段丘上位面に含まれる千里面と、中段丘上位面に含まれる郡山面に対して、共に東下りの変形を与えている（森，1970；KIMURA 1971-73；吉田，1983）。したがってこの地域では、千里断層は中段丘上位面形成後もその活動を行ったと見なすことができる。

本図幅地域でも、その北方への延長に位置する鈴鹿丘陵東端で、第26図に示すように大谷池面と高位亀山面を共に東下りに傾動させ、両面と神戸面を収斂させている。そして、高位亀山面の垂直変位量は、少なくとも20mに及んでいる。ただし、本断層の伏在が推定される位置の神戸面には、明瞭な変位地形は認められない。

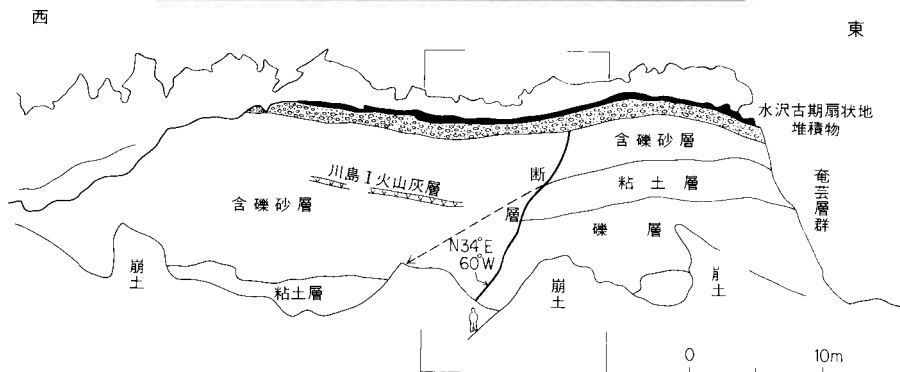
したがって本図幅地域での千里断層は——1)高位亀山面に変形を与え、2)神戸面に変形を与えていないことから、高位亀山面形成後までは活動し、少なくとも神戸面形成後にはその活動を停止した、と見て良いであろう。

## V. 2 東西性活構造

内山断層は、小山町-内山町及び狭間町にそれぞれ分布し、第19図に示すように四日市ドーム状構造を東西に変形させることから、その存在が示される伏在断層である。ただし、両地域の間にある水沢古期扇状地面に変位が見られないことから、両地域に伏在する断層は連続しないと推定される。しかし、本報告ではそれらを一括し、内山断層と呼ぶことにした。

第40図の $d_1$ 、 $d_2$ に本断層による変位地形を示した。そのうち、 $d_1$ は小山町周辺に見られるものである。まず、この周辺の奄芸層群の地質構造を見ると、北西の方向の傾斜が相対的に大(6-8°)であり、緩やかな撓曲構造が認められる。また、N70-80°W走向でほぼ垂直の落を示す小断層が数本発達している(第43図)。

更に第40図 $d_1$ に示すように、足見川ではほぼ平坦な御館面が天白川では北傾斜を示し、その高度差は約20mに及んでいる。このような相対的に急傾斜をなす段丘面は次に述べる狭間町周辺と矢合川南岸を



第42図 奄芸層群内山互層に発達する小断層 四日市市波木町北の平坦化地(地点756:第11図参照.枠内は写真撮影箇所)

除き、内部川以北地域には見られない。したがって、天白川地域の御館面は、この断層によって増傾斜運動を行った結果、原傾斜以上の傾斜を持つ可能性がある。

以上の点から、小山町ー内山町周辺の天白川沿いに奄芸層群を变形させる北落の断層があり、更にそれが御館面を変位させている可能性が示される。

次に第40図のd<sub>2</sub>)に狭間町周辺の古期扇状地面の変位を示す<sup>22)</sup>。ここでは、古期扇状地面が上流方向

22) この変位については、既に活断層研究会編(1980)によって図示される。



第43図 奄芸層群乱飛粘土層に発達する小断層 四日市市小山市の南部埋立処理場（地点755：第11図参照）

に逆傾斜しており、それは高度差にして約10mに及んでいる。そして、基盤をなす奄芸層群の地質構造も明瞭な撓曲構造を示している。したがって、ここでも北落の東西性伏在断層があり、それが奄芸層群及び古期扇状地面を変位変形させている、と見ることができる。

矢合川断層は、矢合南岸において奄芸層群が相対的に急な傾斜（6-8°）を示し、緩やかな撓曲構造を示すことから、その存在が示される東西性伏在断層である。また、矢合川を南北に切る断面層（第40図のe））に示すように、兩岸を挟む御館面が、奄芸層群の地質構造に調和的に分布することから、南岸の桜・御館面は、本断層によって増傾斜運動を行なった可能性が考えられる。

なお、この矢合川断層の存在によってその南側の奄芸層群が南上りの変形を受けたと見なせば、これまで繰り返し述べてきたように、水沢扇状地の左翼を構成する古期扇状地面が、南下りの傾動運動を行ったのは本断層の運動によるものと理解できる。そしてその運動は、本断層及び内山断層と地形面との関係から見て、御館面形成以後も、継続している可能性がある。

### V. 3 変位速度

変位速度を求める場合、各地層ないし地形面の年代を知ることが重要である。伊勢湾周辺では、濃尾平野の熱田層以降の地層・地形面の年代については、比較的明らかにされているが、それより古期の中部更新統及びそれらが作る地形面の年代については、今だ推定の域を出ていない。ここではその詳細は省くが、桑原(1975, 1980)・岡田(1979)・桑原ほか(1982)の伊勢湾周辺の中部-上部更新統の記述、更に吉田(1983)による伊勢湾西岸と濃尾平野周辺の上部更新統との対比を参考にして、見当山面相当面を約25万年前、高位段丘上位面を約20万年前、高位段丘下位面を約15万年前、中位段丘上位面を約10万年前、中位段丘下位面を約5万年前、低位段丘上位面を約3万年前、それぞれ形成されたと見なし、以下の記述を行う。

1) 四日市港断層は、桑原・松永(1975)によって、古伊勢湾層の垂直変位量として約40mの、変位速度として $0.5-0.6\text{m}/10^3\text{y}$ の値が得られている。ただし、これは古伊勢湾層上端部の年代が約7万年前とされている時の値であり、約10万年前と見て再計算すると、 $0.4\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値になる。

2) 垂坂断層は、蓮花寺面に約20mの、中位段丘下位面に約5mの垂直変位量が認められる。したがっ

て、変位速度は前者で $0.08\text{m}/10^3\text{y}$ 、後者で $0.1\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値が得られ、このことから本断層による変位が累積的に進行していることが分かる。

3) 四日市断層では前項で述べたように数例の変位量を求めることができる。まず、川島Ⅱ火山灰層による変位速度を求めると、現在までの垂直変位量が約 $270\text{m}$ であり、四日市断層の活動が後述するように中期更新世から活性化した形跡があるので、その年代の幅を大きく取って $100\text{--}70$ 万年の値で計算すると、 $0.3\text{--}0.4\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値が得られる。

次に、生桑町の御館面の場合、その垂直変位量の総和は約 $35\text{m}$ であるから、 $0.3\text{--}0.4\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値となる。坂部ヶ丘の坂部面と生桑町南の高角面の場合、ともに地下資料が得られないので、その垂直変位量を割り出すことはできないが、地表部のそれで変位速度を仮に求めると、両者共に約 $10\text{m}$ であるから、前者は $0.2\text{m}/10^3\text{y}$ 、後者は $0.3\text{--}0.4\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値となる。したがって、真の値はこれより若干大きくなるであろう。いずれにせよ、本断層は4つの変位基準から同程度の変位速度が得られることから、その変位は中期更新世から累積的に進行してきたことが分かる。

以上述べた3本の断層は、桑名—四日市断層系として相互に関連する断層系と見なされる。得られた変位速度を見ると主断層の四日市港断層と四日市断層はいずれも $0.3\text{--}0.4\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値であり、したがって松田(1975)による活動度ではB級に入ることになる。一方、副次的な断層である垂坂断層は、 $0.08\text{--}0.1\text{m}/10^3\text{y}$ 程度の値から、C級の上位に位置することになる。

なお、千里断層は、既に述べたように本図幅地域ではその活動を停止しているものと見なされる。

#### V. 4 活構造の特徴

以上、本図幅地域に発達する活構造の詳細を述べたが、ここではそれらの記載を踏まえながら、その特徴をまとめることにする。

1) 桑名—四日市断層系と千里断層は、海岸低地と台地・丘陵地域の境界断層である。より視野を広げて見れば、桑原(1980)の伊勢湾沈降盆地と“弱い上昇帯”である伊勢丘陵を堺とする断層系として位置づけられている(第6図)。その対立の顕在化——言いかえればそのような境界断層の運動の活発化は、桑原(1980)に述べられているように中部更新統の分布やその性格から見て海部累層期——すなわち見当山累層期からと見られる。

2) 桑名—四日市断層系は、本図幅地域周辺にある一志断層・養老—伊勢湾断層(第6図)に比べ、その変位量の総和を取出して見た場合、比較にならない程小さなものである。しかし、その活動は前述したように中期更新世に入り活発化したと見なされるので、その変位量はさほどではなくても、活動度はB級に含まれ、更に低位段丘上位面までも変形させていることから見て、太田・寒川(1980)・活断層研究会編(1980)が指摘するように、第四紀後半においてより活動的な断層系と見ることができる。

3) これに対し、千里断層は桑名—四日市断層系と同じ境界断層でありながら、その北縁に位置する鈴鹿丘陵周辺では中位段丘上位面形成後、その活動を停止しているものと見られる。また、その主要部が含まれる南隣「津東部」図幅地域でも、中位段丘上位面形成後の変位量は、桑名—四日市断層系に比べ、相対的に小さなものと推定される。推測が許されるならば、これら伊勢湾沈降盆地と“弱い上昇

帯”を境する断層系自身も、北側にあるもの——言いかえれば、養老—伊勢湾断層に近いものほどより活動的と見て良いであろう。

4) 内山・矢合川断層のように、東西性を示す構造は、森・山田(1977)や桑原(1980)によって、地形面の分布形態からその存在は図示されている(例えば第6図)。しかし、基盤の奄芸層群との地質構造から、これまで具体的にその存在は論じられてはいない。東西性の断層は、本図幅地域では内山・矢合川断層が認められるが、西隣「亀山」図幅地域でも鈴鹿川沿いに認められる(山田ほか, 1981; 吉田, 1982)。

ここでは、南北性の白木向斜—朝明山背斜と志登茂向斜—高野尾背斜が、北落の伏在断層によって分離される形態を示す。更に、鈴鹿川—雲出川間でも同様の断層は多数認められ、あるものは高位段丘下位面に含まれる古林面に変位を与えている(安濃撓曲：活断層研究会編, 1980)。したがって、これら東西性断層は伊勢湾西岸である程度の発達を示しており、しかも、第四紀後半に活動を行ったと見なければならぬ。

5) 以上述べたように、本図幅地域に見られる断層系はすべて第四紀後半にその活動を行っている。したがって、それらによって形成された四日市ドーム状構造を初めとする褶曲系もまた、第四紀後半に成長したことになる。

## VI. 応用地質

### VI. 1 粘土

**万古原料土** ばんこ 江戸中期末元文年間にその起源を持つ万古焼は、現在、家庭用食器類・花器・植木鉢・急須などを生産し、その事業所(5人以上)の約90%が四日市市阿倉川町・川原町に集中している。その生産額は、国内向・輸出用あわせて昭和55年度約180億9千万円、昭和56年度約172億4千万円に達している。

その原料土は、古来より垂坂丘陵の奄芸層群シルト層・粘土層が、垂坂黄土・垂坂青土として利用されてきたが、大正時代になると不足をきたし、県外からの移入に頼るようになった。そして、現在では、ほとんど県外移入及び国外からの輸入によって原料があおがれ、赤万古急須の原料土の一部に、垂坂丘陵の奄芸層群のシルト層・粘土層が利用されているだけである。

かつて、県内原料の活用を図る目的で未利用鉱物質源の調査研究が行なわれたことがある。その際、

第4表 万古焼原料土の化学分布値

品名	耐火度(SK)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	lgloss	Total
安田粘土	20	71.26	0.31	15.71	3.64	0.72	2.84	tr	0.32	0.56	1.72	0.28	6.14	99.94
寺村青岩	12	60.56	0.47	18.45	6.86	4.32	2.06	0.15	2.09	0.89	2.88	1.96	5.45	99.76
寺村黄土	19	55.32	0.64	23.55	7.51	0.64	6.80	0.06	0.97	0.22	2.49	0.11	8.36	99.23

三重県窯業試験場(1970, p. 34) から抜粋。(太線内は FeO・Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を分離定量したものを示す)

幾つかの万古原料土の化学分析が第4表のようになされた。

## VI. 2 砂 利

本図幅地域では、四日市地区砂利類採取販売(協)によって、鈴鹿川・三滝川・海蔵川の8地点で、河川砂利が採取されている。その年産量は昭和56年度現在、約7.5万m<sup>3</sup>である。大部分は建設業者用に当てられ、一部が生コンクリート用にふり向けられている。

このほか、主に水沢扇状地堆積物の礫を対象に、4箇所ですり採取が行われている(三四興業(株)・三宅土木(株))。その年産量は昭和56年度現在、約10万m<sup>3</sup>であり、その大部分が生コンクリート用に利用され、一部が建設業者用に当てられている。

## VI. 3 温泉・鉱泉<sup>23)</sup>

本図幅地域には、四日市市に坂部鉱泉と浜田温泉があり、いずれも母層は奄芸層群と推定される。

**坂部鉱泉**は、本図幅地域北端の坂部町御館にあり、泉水は海蔵川崖下の低地に湧出している。泉温は18℃、湧出量は95l/min。泉質はpH8.1の無味無色無臭の単純放射能泉である。

浜田温泉は、浜田町にあり、深度803mのさく井から自噴する。泉温は34℃、湧出量は1000l/min。泉質はpH7.8の清澄無味でわずかに硫化水素臭のある単純泉である。

## VI. 4 地 下 水<sup>24)</sup>

水沢扇状地には、地元の人が「マンボ」と呼ぶ地下水集水施設が多数あり、かんがい水源として重要な役割を果たしている(第44図)。マンボは、地下水を集水(又は輸送)することを目的とする横穴と、掘出した砂礫を外に運び出すための目穴と呼ばれる、一定間隔に掘られた縦穴からなる。一般に、マンボの上流側は地下水面の下に、下流側ではマンボの底は地下水面より高い位置にある(第44図)。マンボは、この原理によって地下水を取水し、更に、上流からの浸透水を併せることによって使用されている。

水沢扇状地では、長さ1km前後のマンボが29箇所を確認されている。マンボが掘られた時期は、幕末から昭和初期にかけてであったらしいが、ポンプが普及した現在でも依然として使われている。

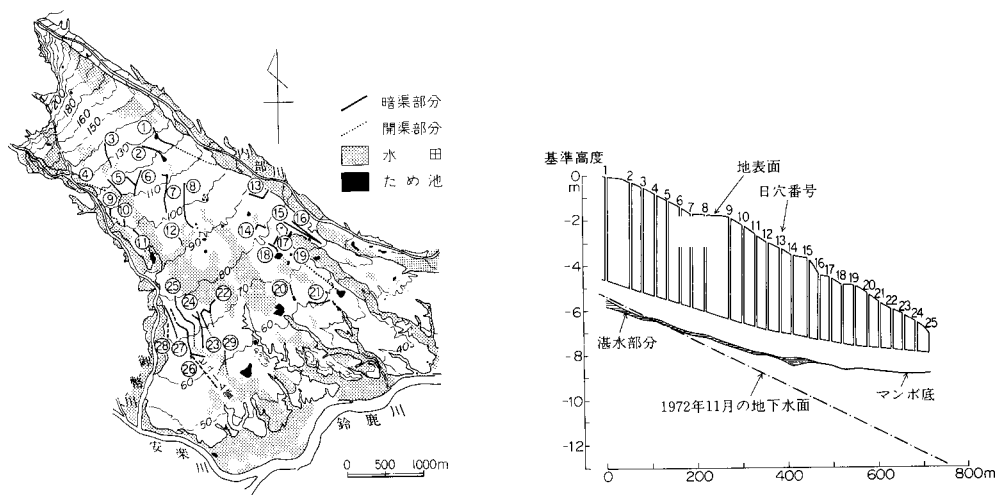
## VI. 5 地 震

本図幅地域に震央を持ち、被害をもたらした地震としては、明治36年(1903)7月6日13時55分に発生した、マグニチュード5.7のものが記録されている(宇津, 1979; 活断層研究会編, 1980)。この地震の震央は、菰野町南(本図幅北西端)にあり、菰野で警察の壁、その他の家屋に小破損をもたらしたという

23) 本項の記述は、主として赤嶺(1961)による。

24) 本項の記述は、梶根ほか(1973)を要約した。





第44図 マンボの分布・断面図 (榎根ほか, 1973)

(宇佐美, 1975).

なお、安政元年(1854年)6月に発生した伊賀上野地震に関する古文書・古記録を吟味した萩原編(1982)によると、木津川断層系を本震とする伊賀上野地震の時に、桑名-四日市断層系がこれに連動し、マグニチュード6.7の地震を発生したと考えられている。

## 文 献

- 赤嶺秀雄・細野 実・久保恭輔(1951) 三重県亀山地方の亜炭をふくむ第三系. 資源科学研究所彙報, no.19-21, p.149-158
- ・安田敏夫(1958) 三重県北勢地方の新生代層. 北伊勢地方の古生物と地質, p.50-61.
- (1959) 三重県北部地方の新生代層. 資源総合開発研究所報告, no.1, p.51-60
- (1961) 表層地質調査「四日市」(5万分の1). 土地分類基本調査, 経済企画庁, 34p.
- (1962) 第3章 伊勢湾北部臨海地帯の地質構造 II. 伊勢湾北西臨海部. 都市地盤調査報告書, 建設省, 愛知県・三重県編, vol.1, p. 20-32
- 荒木慶雄(1953) 鈴鹿川下流域の新生界(演旨). 地質雑, vol.59, p. 354.
- ARAKI, Y.(1959) On some marine miocene mollusca from Mie Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S.*, no.36, p. 161-167
- 地質調査所(1961) 伊勢湾北部地区工業地帯地下構造調査報告書. 18p.
- (1964) 桑名・四日市地区地下構造調査報告書. 92p.
- 萩原尊禮編(1982) 古地震—歴史資料と活断層からさぐる. 東大出版会, 312p.
- 林 唯一・加納富夫・林 幹雄(1958) 三重県四日市市附近の新生代層. 愛知学芸大学研究報告, no. 7, p. 97-105.
- HUZITA, K. (1962) Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan, since

- the Miocene with special reference to the characteristic structure of Central Kinki Area. *Jour Geosci. Osaka City Univ*, vol. 2, p. 103-144.
- 藤田和夫(1968) 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻運動—。第四紀研究, vol. 7, p. 248-260.
- IKEBE N. and HUZITA, K. (1966) The Rokko movements, the Pliocene-Pleistocene crustal movements in Japan. *Quaternaria*, vol. 8, p. 277-287.
- 嘉藤良次郎(1957) 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成。地質雑, vol. 63, p. 475-484.
- 活断層研究会編(1980) 日本の活断層——分布図と資料。東大出版会, 363p.
- 榎根 勇・田中 正・肥田 登(1973) 三重県のマンボについて。地理学評論, vol.46, p. 600-604.
- 建設省・愛知県・三重県編(1962) 伊勢湾北部臨海地帯の地盤。都市地盤調査報告書, vol. 1, 334p.
- 建設省国土地理院(1969) 土地条件報告書(伊勢湾西岸地域)。100p.
- (1973) 2万5千分の1 沿岸海域土地条件図「四日市」及び沿岸海域基礎調査報告書(四日市・津地区)。43p.
- 木村一朗・竹原平一(1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位。第四紀研究, vol. 8, p. 73-80.
- (1971) 伊勢湾西岸地域の中位段丘。竹原平一教授記念論文集, p. 1-12.
- KIMURA, I. (1971) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 1. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 20, p. 165-181.
- (1972) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 2. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 21, p. 125-155.
- (1973) Pleistocene sediments and geomorphic development in the west coast area of Ise Bay, Japan, Part 3. *Bull. Aichi Univ. Educ.*, no. 22, p. 109-131.
- 北伊勢(鈴鹿・楠地区)地盤調査委員会(1962) 北伊勢工業地帯鈴鹿・楠地区地盤調査報告書, 68p.
- 北伊勢地盤沈下調査会(1967) 北伊勢地盤沈下調査報告書。209p.
- 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。愛知県地盤沈下研究報告書, p. 111-182.
- (1977) 三重県臨海平野の地盤構成(50年度)。地盤沈下に関する調査研究報告書(昭和50・51年度)。三重県地盤沈下調査研究会, p. 67-86.
- (1979) 西南日本新生代末の構造運動について。島弧変動(総研研究報告), no. 1. p. 63-72.
- (1980) 伊勢湾周辺の中部更新統——その分布と断層地塊運動——。第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- ・松永久夫(1975) 伊勢湾北部の活断層——四日市港断層について——(演旨)。第四紀学会講演要旨集, no. 5, p. 15.
- ・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(“下末吉”総研シンポジウム特集号)。第四紀総研連絡誌, no. 22, p. 111-124.
- 牧野内 猛(1975a) 知多半島南部の常滑層群。地質雑, vol. 81, p. 67-80.
- (1975b) 知多半島南部の武豊層。地質雑, vol. 81, p. 185-196.

- 松田時彦(1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, vol. 28, p. 269-283.
- 松井 寛(1943) 三重県四日市・桑名地方の地質. 京大地誌学術報告, no. 2, p. 1-11.
- 松井 健・加藤芳朗(1962) 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する二・三の考察. 第四紀研究, no. 2, p. 161-179.
- 三重県地盤沈下調査研究会(1977) 地盤沈下に関する調査研究報告書(昭和50.51年度). 98 p.
- 三重県窯業試験場(1970) 三重県内における未利用鉱物資源の活用研究. 三窯試研究報告, vol. 4, 83 p.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭(1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 128 p.
- 森 一郎(1970) 三重県中部の古期第四系(とくにその供給源). 名古屋地学, no. 26-27, p. 2-12.
- ・山田 純(1977) 一志断層系による段丘変位(予報). 三重県大教育学部研究紀要, vol. 28, p. 27-33.
- 森 忍(1971a) 瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究, その3—. 竹原平一教授記念論文集, p. 99-111.
- (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.
- 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・地質学論集, no. 14, p. 161-183.
- 岡田篤正(1979) 愛知県の地質・地盤(その4)[活断層]——愛知県とその周辺における活断層と歴史地震——. 愛知県防災会議地震部会, 122p.
- 太田陽子・寒川 旭(1980) 鈴鹿山脈東麓地域の活構造. 日本地理学会予稿集, no. 18, p. 76-77.
- 坂本 亨(1964) 四日市西部丘陵の地質. 桑名・四日市地区地下構造調査報告書, p. 5-10.
- 鈴木好一(1962) 第4章 伊勢湾北部臨海地帯の地盤地質. 都市地盤調査報告書, 建設省・愛知県・三重県編, vol. 1, p. 33-40.
- ・細野 実・久保恭輔・中世古幸次郎(1948) 三重県関町地方の夾炭第三系について(演旨). 地質雑, vol. 53, p. 80-90.
- ・赤嶺秀雄・荒木春視(1967) 第3篇 地盤地質. 北伊勢地盤沈下調査報告書, 北伊勢地盤沈下調査会, p. 75-118.
- 竹原平一(1961) 伊勢湾西岸の奄芸層群層序. 榎山次郎教授記念論文集, p. 45-50.
- (1966) 三重県四日市西方の地質——亀山層と暮明(クラガリ)層との関係——. 松下 進教授記念論文集, p. 83-87.
- ・木村一朗(1962) 伊勢湾西岸の段丘と第四系(予報). 第四紀研究, vol. 2, p. 188-195.
- 竹村恵二(1983) 伊勢湾西岸北部地域の鮮新・更新統. 地団研専報, no. 25, p. 139-150.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学(1982) 50万分の1地質図幅「京都」(第4版). 地質調査所.
- 恒石幸正(1970) 三重県松阪およびその周辺地域の地質構造. 東大地震研彙報, vol. 48, p. 645-667.
- 宇佐美龍夫(1975) 資料日本被害地震総覧. 東大出版会, 327 p.
- 宇津徳治(1979) 1885-1925年の日本の地震活動——M6以上の地震および被害地震の再調査——. 東大

地震研彙報, vol. 54, p. 253-308.

山田 純・森 一郎(1970) 三重県における水沢扇状地について. 三重大学教育学部研究紀要, vol. 21, p. 13-17.

山田直利・片田正人・坂本 亨(1972) 20万分の1地質図幅「豊橋」(第2版). 地質調査所.

——・宮村 学・吉田史郎・近藤善教(1981) 20万分の1地質図幅「名古屋」(第2版). 地質調査所.

吉田史郎(1982) 三重県四日市市—津市間の奄芸層群について(概略)(演旨). 日本地質学会第89年学術大会講演要旨集, p. 132.

——(1983) 三重県四日市市周辺の扇状地・段丘——とくに中位段丘(御館・坂部段丘)の形成時期について——. 地調月報, vol. 34, p. 497-511.

吉川周作(1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 479-515.

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

**Kyōto (11) No. 43****GEOLOGY****OF THE****YOKKAICHI DISTRICT**

By

FUMIO YOSHIDA

(Written in 1983)

---

  
(Abstract)**GENERAL REMARKS**

The Yokkaichi District, in central Japan, fronts Ise Wan (Bay) on the east and is backed by the N-S trending Suzuka Sanmyaku (Mountains) which are composed of pre-Miocene rocks. To the northeast of this district, on the northern coast of Ise Wan (Bay), there spreads wide the Nōbi Heiya (Plain) floored by a thick sequence of Miocene to Holocene sediments.

The western half of the Yokkaichi District includes hills and alluvial plains situated between Ise Wan (Bay) and the Suzuka Sanmyaku (Mountains). The alluvial plains are divided into diluvial upland and a Recent alluvial plain designated the Hokusei Heiya (Plain). The hills are made up mainly of Plio-Pleistocene sediments. The diluvial upland is underlain by Middle to Late Pleistocene sediments. A sequence of Late Pleistocene to Holocene sediments are buried under the Hokusei Heiya (Plain).

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

Table. 1

Geologic Age	Stratigraphic Division		Geologic History		
			Tectonic Movement	Remarks	
HOLOCENE	Alluvium			Alluvial plain	
	(Terrace deposits)			Post-glacial transgression	
PLEISTOCENE	LATE	Lower	Younger Older	(Fault - block movement)  (Upheaval of the Suzuka Sanmyaku) (Tilting of the Suizawa Fan) (Formation of the main structures of the Agé Group. Formation of terrace and fan in upheaval, and coastal plain in submergence)	
		Middle	Younger Older		(Suizawa Fan Deposits)
	MIDDLE	Higher	Younger Older		Middle
		The correlatives of the Kentōyama Formation			Oldest
EARLY					
PLIOCENE	Agé Group	Sakura-mura Formation	Tomari Formation	Rokko Movement Ichishi Fault (N-S trend) Yōgaigawa - Uchiyama Fault (E-W trend) Kuwana - Yokkaichi Fault (N-S trend)	
		Kameyama Formation	Hachiōji Formation		
			Ōizumi Formation		
			(Upheaval)  (Deposition of the Agé Group)	Last interglacial transgression  (Subsidence)	
				Glacial sea-level oscillation	

PLIOCENE—PLEISTOCENE (AGÉ GROUP)

The Yokkaichi District geotectonically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan. Since Early Miocene time, a depressional zone of E-W trend designated the Setouchi Geologic Province has existed on the southern side of the Inner Zone. The sediments in this Province are divisible into three units: the First Setouchi Series (Early to Middle Miocene), the Setouchi Volcanic Series (Middle Miocene), and the Second Setouchi Series (Pliocene to

Middle Pleistocene). In the mapped district, only the third unit is distributed which is represented by the Agé Group occurring in one of the three separate basins filled with the units.

The Age Group consists largely of fluvial and lacustrine deposits accumulated during Pliocene to Early Pleistocene time in a sedimentary basin designated Late Tōkai, which covered a vast area now including Ise Wan (Bay) and the Nōbi Heiya (Plain). It attains a thickness of more than 2,000 meters. This Group is seen in the hilly lands between the Suzuka Sanmyaku (Mountains) and Ise Wan (Bay), yielding fossil elephants (*Stegodon cf. elephantoides*, *S. akasiensis*) and plant remains (*Metasequoia*, *Juglans*, *Glyptostrobus* and *Liquidamber*).

In the mapped district, the middle and upper parts of the whole sequence are exposed, measuring approximately seven hundred meters thick altogether. They are divided into the following five formations: the Kameyama, Hachiōji, Sakuramura, Tomari, and Ōizumi Formations as shown in Table 1. These formations consist largely of alternating clay, silt, sand, and gravel, each of which ranges from several meters to several ten of meters thick.

The Kameyama Formation is characterized by clay-dominated, and subdivided into three subunits: the Lower, Middle, and Upper Members. However, the Lower Member is distributed in the western neighboring Kameyama District. The Middle Member contains more sand and less clay than the Upper Member. The Hachiōji Formation, which is correlated with the uppermost part of the Kameyama Formation, is accompanied by gravelly sand in contrast with the Kameyama Formation. The Sakuramura Formation is made up mainly of gravelly sand-dominated alternation, and subdivided into the following five members in ascending order: the Uchiyama (sand-dominated), Rampi (clay-dominated), Sakuradai (thick sand-dominated), Shukuno (clay-dominated), and Nishikomono (sand-dominated) Members. The Tomari Formation is composed largely of gravelly sediments intercalated with discontinuous clay and silt. The present Formation grades westward into the sand-dominated Sakuramura Formation. The Ōizumi Formation consists of sand-dominated alternation intercalated with a gravel bed of ten meters thick, in the mapped district.

## QUATERNARY

Lake Tōkai was entirely buried upon entering Early Pleistocene time. Simultaneously the present area began to be affected by Quaternary tectonic movements called the Rokko Movements, the character of which was fault-block movements. Around Ise Wan (Bay), this block-faulting has caused the upheaval of the Suzuka Sanmyaku (Mountains) on the one hand, and the submergence of the Nōbi Heiya (Plain) area on the other. In addition, the mapped district began to be affected by N-S and E-W trending active faultings, along with glacial sea-level oscillation.

As shown in Table 2, the Quaternary (Middle Pleistocene to Holocene) sediments are divided topographically and geologically into three units: the correlatives of the Kentōyama Formation (Middle Pleistocene), the Suizawa Fan Deposits plus terrace deposits (Middle to Late Pleistocene), and subsurface deposits (Late Pleistocene to Holocene) under the Hokusei Heiya (Plain).

The correlatives of the Kentōyama Formation to the south of the mapped district uncon-

formably overlies the Age Group, occupying sporadically the top of hills. They comprise the Ōtani-ike, Rengeji, Kawarada, and the Suizawa Oldest Fan Deposit described later. They are composed of sand and gravel, and range from several to ten meters thick.

The Suizawa Fan Deposits are subdivided into the Oldest, Older, and Middle Fan Deposits. All the Fan Deposits are several to ten meters thick, and consist of sand and gravel.

The terraces are divided into the Higher, Middle, and Lower Terraces, all of which, in turn, are subdivided into the Older (Upper) and Younger (Lower). Thus, the terraces of six steps locally designated as shown in Table 2 are distinguished in the mapped district. Almost all the terrace deposits are composed mainly of gravel and sand of fluvial origin, and are several to ten meters thick. But the Older Middle Terrace Deposit exposed at Ikuwacho contains a marine clay bed continuing laterally into the Kōisewan Formation described below.

The subsurface sediments under the Hokusei Heiya (Plain) comprise the Kōisewan, Isekambe, Yokkaichikō, and Tomidahama Formations in ascending order. Their total thickness attains thirty to forty meters along the west coast of Ise Wan (Bay). The Kōisewan (meaning Paleo-Ise Bay) Formation, overlies unconformably the Age Group, is made up mainly of clay. The Isekambe Formation consists chiefly of sand and gravel. The Yokkaichikō (meaning Yokkaichi-Port) Formation, unconformably underlain by the Isekambe Formation, is composed mainly of clay. The Tomidahama Formation consists of sand and gravel, and forms the Recent alluvial plain.

The Middle Pleistocene to Holocene sequence mentioned above is presumably correlated with the standard divisions of the Quaternary of the Nōbi Heiya (Plain) as shown in Table 2.

### LATE QUATERNARY FAULT MOVEMENT

The Agé Group, together with the late Quaternary sediments, has been deformed by several faults. These faults, therefore, are active in the late Quaternary. They are classified into N-S and E-W trending active faults.

1) The N-S trending active faults are designated the Yokkaichikō, Yokkaichi, Chisato, and Tarusaka Faults. The first three faults mark the boundary between the diluvial upland and the Hokusei Heiya (Plain), uplifting the former. The Tarusaka Fault is presumably a subsidiary fault of the Yokkaichikō Fault. The average rates of vertical displacement of the Yokkaichi and Yokkaichikō Faults are both in the order of 0.3 to 0.4 meters/10<sup>3</sup> years, and the rate of Tarusaka Fault is 0.08 to 0.10 meters/10<sup>3</sup> years. The Chisato Fault has not been active after Middle Pleistocene time, because it had displaced the Upper Higher Terrace Surface but not the Upper Middle Terrace Surface.

2) The E-W trending active faults are designated the Uchiyama and Yaaigawa Faults. They have tilted gently the Suizawa Older Fan Surface to the south, and presumably displaced the Upper Middle Terrace Surface.

### ECONOMIC AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Banko china (Bankoyaki in Japanese) has been traditionally produced at Akuragawacho in Yokkaichi Shi (City), Mie Ken (Prefecture). Until the 19th century, the silt and clay



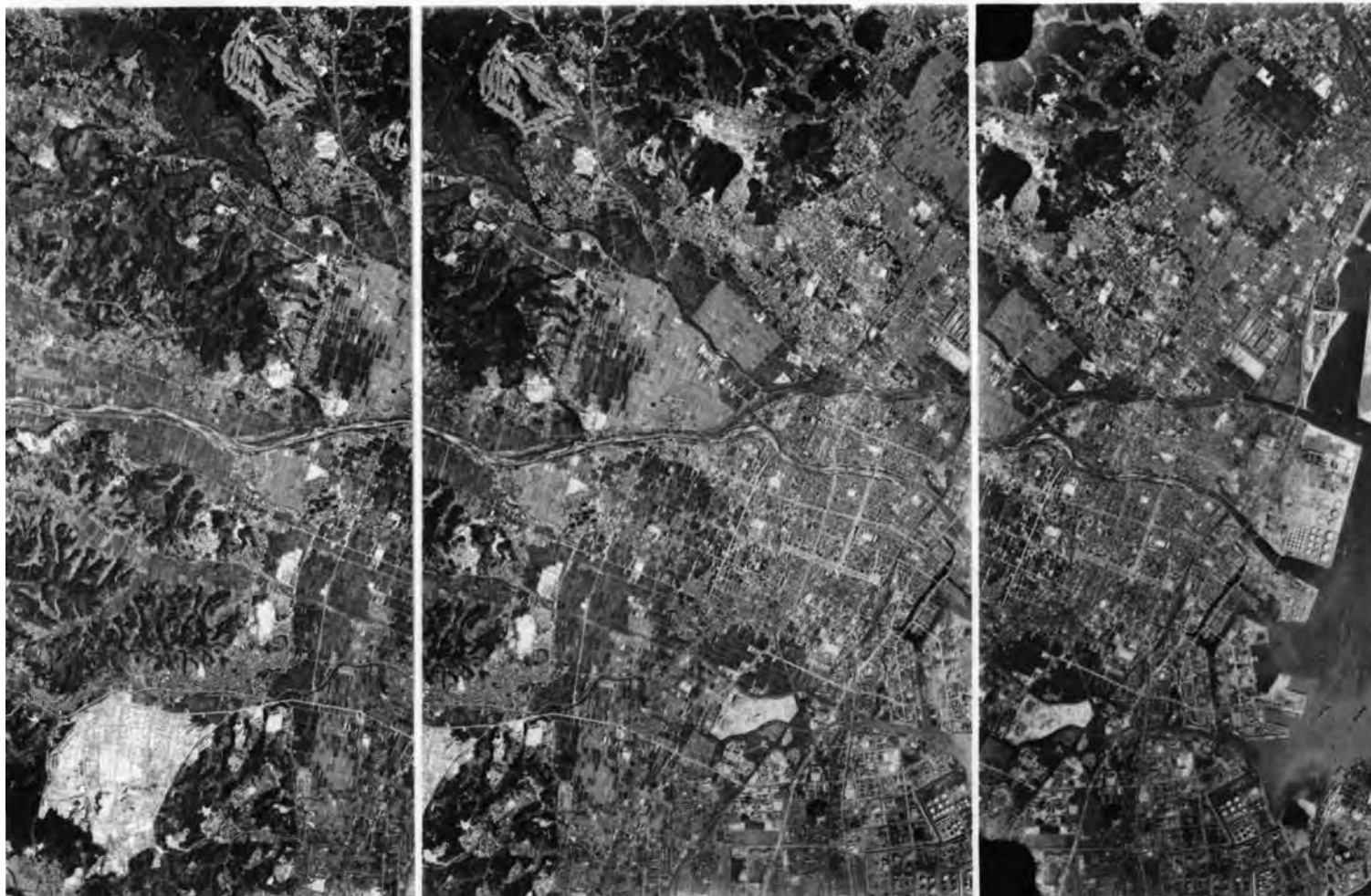
Table. 2

Strati- graphy	Western coast of Ise Wan		Yokkaichi district				Subsurface Stratigraphy of Nōbi Heiya			
	Stratigraphic division	Geomorphic division	Terrace deposits etc.		Suizawa Fan Deposits	Subsurface Stratigraphy				
			Southern area of Suzuka Gawa	Northern area of Suzuka Gawa				AKAMINE (1962) SUZUKI <i>et al</i> (1967)		
Age	KIMURA (1971, 1972, 1973) partly modified						KUWAHARA (1975)			
HOLOCENE	Alluvium	Alluvial plain	Alluvium			Alluvial Plain Tomidahama Formation	Alluvial Plain Formation Upper part			
						Yokkaichikō Formation	Nanyō Formation Lower part			
PLEISTOCENE	L A T E		Lower Terra- ce	Lower	Kambe- shinmachi Terra- ce	Chishaku Terra- ce	Isekambe Formation	Nōbi Formation		
				Upper	Tamura Terra- ce	Takatsuno Terra- ce				
			Lower		Sakabe Terra- ce	Middle			Kōisewan Formation	
			Upper	Kambe Terra- ce	Mitachi Terra- ce					
			M I D D L E	Middle Terra- ce	Lower		Sakura Terra- ce	Older	?	"Second Gravel Bed" buried terrace
					Upper	Higher Kameyama Terra- ce				
				Higher Terra- ce	Lower			Oldest	(Lowermost Formation)	Ama Formation
					Upper	Higher Terra- ce				
			Highest Terra- ce	Highest Terra- ce	Ōtani-ike Gravel Bed	Rengeji Formation Kawarada Gravel Bed			"Third Gravel Bed"	
						(The correlatives of the Kentōyama Formation)				

of the Agé Group at Tarusaka-cho had been used for the raw materials. But at present no porcelain can be supplied, and therefore the materials are almost imported from quarries elsewhere.

Sakabe Mineral Spring and Hamada Hot Spring are located in Yokkaichi Shi (City). The former flows out on the river bed of the Kaizo Gawa (river). The latter is pumped up from the beds of the Agé Group about 800 meters underground.

There are many facilities for gathering underground water called "Mambo" under the Suizawa Middle Fan Surface, which were dug from 1850 to 1930 years. In virtue of these "Mambo", a part of the present Surface has been utilized for the rice crop.



四日市市周辺の空中写真  
桑名-四日市断層系による段丘面の変位変形がみられる。  
(国土地理院発行の4万分の1空中写真, KK-68-8Y, C1-20, 21, 22を複製した。)

※文献引用例

吉田史郎(1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 81p.

YOSHIDA, F. (1984) *Geology of Yokkaichi District. Quadrangle Series, scale 1 : 50,000,*

*Geol. Surv. Japan, 81 p. (in Japanese with English Abstract, 5 p.).*

---

---

昭和59年1月31日 印刷

昭和59年2月4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 小宮山印刷工業株式会社

---

---

©1984 Geological Survey of Japan

平成9年3月27日 第2刷発行

印刷者 佐 藤 隆 男

印刷所 佐藤印刷株式会社