

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第54号

NI-53-8-12

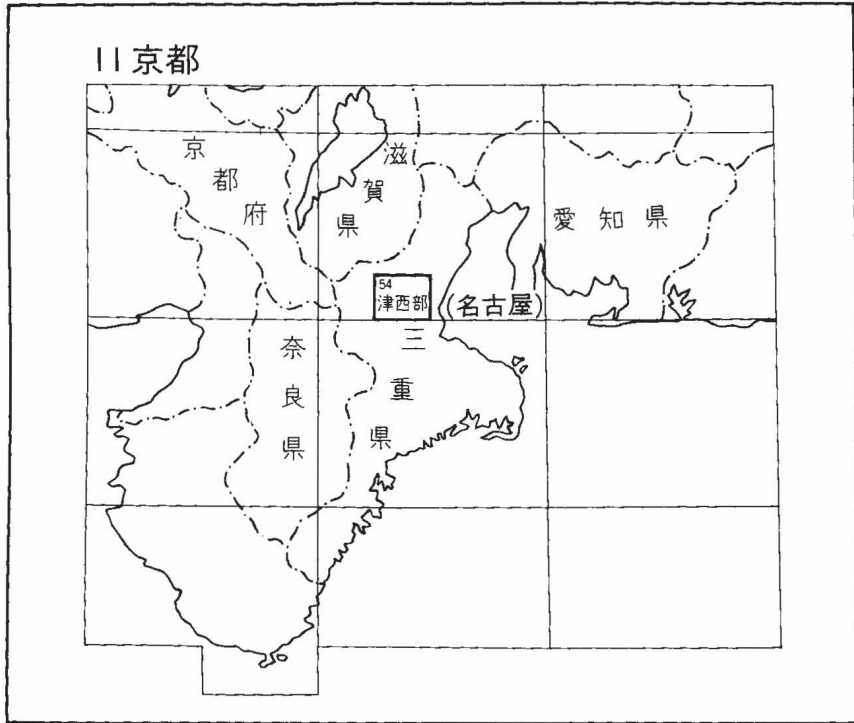
津西部地域の地質

吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴

平成7年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

索引図

11-41 水口	11-42 亀山 (既刊,1981)	11-43 四日市 (既刊,1984)
11-53 上野	11-54 津西部	11-55 津東部 (既刊,1987)
11-65 名張	11-66 二本木	11-67 松阪

目 次

I. 地形	(吉田史郎)	2
I. 1 布引山地と河川水系		2
I. 2 伊勢平野		5
II. 地質概説	(吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴)	8
II. 1 領家変成岩類及び柘植層		8
II. 2 深成岩類及び岩脈類		11
II. 3 上部新生界と断層活動史		11
III. 領家変成岩類及び柘植層	(高橋裕平・西岡芳晴)	14
III. 1 領家変成岩類		14
III. 1. 1 研究史及び概要		14
III. 1. 2 層序及び地質構造		15
III. 1. 3 岩相		16
III. 1. 4 変成作用		20
III. 2 柘植層		21
IV. 深成岩類及び岩脈類	(西岡芳晴・高橋裕平)	22
IV. 1 深成岩類		22
IV. 1. 1 研究史及び概要		22
IV. 1. 2 塩基性岩類		24
IV. 1. 2. 1 斑れい岩類		24
IV. 1. 2. 2 石英閃緑岩類		26
IV. 1. 3 加太花崗閃緑岩		28
IV. 1. 3. 1 角閃石を含む岩相		28
IV. 1. 3. 2 角閃石を含まない岩相		29
IV. 1. 3. 3 斑状相		30
IV. 1. 4 阿保花崗岩		31
IV. 1. 5 化学組成		32
IV. 2 岩脈類		32
IV. 2. 1 閃緑岩		33
IV. 2. 2 斜長斑岩		34
IV. 2. 3 珪長質岩類		35
V. 瀬戸内中新統 (第一瀬戸内累層群)	(吉田史郎)	36
V. 1 鈴鹿層群		36
V. 1. 1 研究史及び概要		36

V. 1. 2	中部累層	37
V. 1. 3	上部累層	44
V. 2	一志層群	45
V. 2. 1	研究史及び概要	45
V. 2. 2	家城累層	47
V. 2. 3	大井累層	50
V. 2. 4	片田累層	58
V. 3	阿波層群	62
V. 3. 1	研究史及び概要	62
V. 3. 2	東谷畑礫岩層	62
V. 3. 3	子延細礫岩層	65
V. 3. 4	平松砂岩シルト岩層	65
V. 3. 5	横野含礫泥岩層	67
VI.	鮮新統	(吉田史郎) 69
VI. 1	東海層群	69
VI. 1. 1	研究史及び概要	69
VI. 1. 2	小山累層	69
VI. 1. 3	西行谷累層	72
VI. 1. 4	楠原累層	75
VI. 1. 5	亀山累層	79
VI. 1. 6	火山灰層	86
VI. 1. 7	河川堆積作用と断層運動	91
VI. 2	古琵琶湖層群伊賀累層	92
VII.	第四系	(吉田史郎) 92
VII. 1	研究史及び概要	92
VII. 2	見当山累層	94
VII. 3	大三礫層	94
VII. 4	高位Ⅰ段丘堆積物	96
VII. 5	高位Ⅱ段丘堆積物	96
VII. 6	高位Ⅲ段丘堆積物	97
VII. 7	中位Ⅰ段丘堆積物	99
VII. 8	中位Ⅱ段丘堆積物	100
VII. 9	低位Ⅰ段丘堆積物	101
VII. 10	低位Ⅱ段丘堆積物	101
VII. 11	崖錐堆積物	102
VII. 12	河成低地の第四系	103

VIII. 上部新生界の地質構造	(吉田史郎)	108
VIII. 1 概要		108
VIII. 2 中新世の堆積盆地に発達する東西方向の正断層		109
VIII. 3 中新世の堆積盆地に発達する北東-南西方向の正断層		111
VIII. 4 中新世の堆積盆地に発達する南北方向の正断層		111
VIII. 5 鮮新世の堆積盆地に発達する南北方向の逆断層		112
VIII. 6 東海堆積盆地に発達する北西-南東及び北東-南西方向の断層		115
VIII. 7 東海堆積盆地に発達する東西方向の正断層		117
IX. 応用地質	(吉田史郎・高橋裕平)	118
IX. 1 金属及び非金属鉱床		118
IX. 2 亜炭		118
IX. 3 粘土		119
IX. 4 磨き砂(火山灰)		120
IX. 5 地下水		122
IX. 6 温泉		122
IX. 7 採石		122
IX. 8 地質災害		124
文献		124
Abstract		131

図・表目次

第1図 「津西部」 図幅及び周辺地域の埋谷面図と主な断層	3
第2図 「津西部」 及び「津東部」 図幅地域の埋谷面図・河川水系及び断層の分布	4
第3図 布引山地に発達する布引山面と経ヶ峰	6
第4図 布引山面を走る青山高原道路	6
第5図 長谷山東麓の一志断層線崖と扇状地性低位 I 段丘面	7
第6図 「津西部」 図幅地域の地質総括図	9
第7図 「津西部」 図幅及び周辺地域の地質概略図	10
第8図 縞状片麻岩の露頭写真	17
第9図 チャート起源変成岩の露頭写真	19
第10図 石灰質砂岩起源変成岩の露頭写真	20
第11図 領家変成岩類の変成分帯図	21
第12図 「津西部」 図幅地域の深成岩類の貫入関係	23
第13図 「津西部」 図幅地域の斑れい岩の分布	24
第14図 斑れい岩類と領家変成岩の境界部付近のルートマップ	25

第15図	石英閃緑岩類と加太花崗閃緑岩の接触部	27
第16図	石英閃緑岩類の露頭写真	28
第17図	加太花崗閃緑岩の各岩相のモード組成	29
第18図	加太花崗閃緑岩中の捕獲岩の産状	30
第19図	不均質な岩相を示す加太花崗閃緑岩の露頭写真	31
第20図	「津西部」 図幅地域の深成岩類の酸化物の SiO ₂ 組成変化図	34
第21図	「津西部」 図幅地域の深成岩類の AFM 図	35
第22図	加太盆地の鈴鹿層群の地質図	38
第23図	萩原地域の鈴鹿層群の地質図	39
第24図	加太盆地の鈴鹿層群の露頭写真	41
第25図	萩原地域の鈴鹿層群の地質柱状図	42
第26図	萩原地域の鈴鹿層群の露頭写真	43
第27図	一志層群の層序断面図	46
第28図	東青山礫岩相及び落合砂岩相と領家変成岩類との不整合写真とスケッチ	47
第29図	落合砂岩相の露頭写真	49
第30図	落合砂岩相の地質柱状図	50
第31図	忍田礫岩層・市場砂岩シルト岩層及び草生砂岩シルト岩層の地質柱状図	52
第32図	忍田礫岩層の露頭写真	53
第33図	三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層の露頭写真	55
第34図	茶屋砂岩泥岩層と薬王寺泥岩砂岩層の漸移関係を示す地質柱状図	59
第35図	茶屋砂岩泥岩層の露頭写真	60
第36図	薬王寺泥岩砂岩層の露頭写真	61
第37図	阿波層群東谷畑礫岩層の露頭写真	63
第38図	阿波層群東谷畑礫岩層・子延細礫岩層及び平松砂岩シルト岩層の地質柱状図	64
第39図	阿波層群平松砂岩シルト岩の露頭写真	66
第40図	東海層群層序の総括図	70
第41図	伊勢湾西岸南部の東海層群の地質図	71
第42図	伊勢湾西岸南部の東海層群の層序区分と対比	72
第43図	伊勢湾西岸南部の東海層群の層序断面図	73
第44図	伊勢湾西岸南部の東海層群の古流向	74
第45図	津市片田町とその周辺地域の東海層群地質図	75
第46図	小山累層の地質柱状図	76
第47図	小山累層の露頭写真	77
第48図	西行谷累層と一志層群忍田礫岩層との不整合関係を示す露頭写真	78
第49図	西行谷累層の地質柱状図	79
第50図	楠原累層と亀山累層の地質柱状図	80

第51図	亀山累層の地質柱状図	82
第52図	亀山累層の砂層にみられるチャンネル構造	83
第53図	亀山累層にみられるシュートバー堆積物を含む堆積相	84
第54図	亀山累層にみられる蛇行州堆積物の露頭写真	85
第55図	亀山累層片田粘土層の露頭写真	85
第56図	垂水及び阿漕火山灰層下位の火山灰層の地質柱状図	87
第57図	垂水火山灰層の地質柱状図	88
第58図	阿漕火山灰層の地質柱状図	89
第59図	大谷池火山灰層の地質柱状図	89
第60図	野村火山灰層の地質柱状図	90
第61図	原田川火山灰層の地質柱状図	90
第62図	東海層群下半部堆積当時の河川堆積作用と断層運動の関係を示す概念図	91
第63図	高位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真	97
第64図	高位Ⅲ段丘堆積物の露頭写真	98
第65図	中位Ⅰ段丘堆積物の露頭写真	100
第66図	低位Ⅰ段丘堆積物の露頭写真	102
第67図	津市における洪積層（上部更新統）層厚線図	104
第68図	津市における沖積層（完新統）層厚線図	105
第69図	谷底平野堆積物の露頭写真	106
第70図	安濃川河口部付近の地下地質断面図	107
第71図	加太断層の露頭写真	109
第72図	長野峠断層の露頭写真	110
第73図	鈴鹿層群に不整合に重なる東海層群西行谷累層の露頭写真	112
第74図	一志断層によって逆転している東海層群の露頭写真	113
第75図	正断層面を示す一志断層の露頭写真	114
第76図	「津西部」図幅及び周辺地域の東海層群の地質構造	115
第77図	棕本断層によって中位Ⅰ面上に形成された低断層崖	116
第78図	頓宮断層の露頭写真	116
第79図	出荷前に天日乾しにされるみがき砂	121
第1表	瀬戸内区の時階区分	12
第2表	代表的砂岩泥岩起源変成岩の構成鉱物	18
第3表	深成岩類の主成分化学組成と CIPW ノルム鉱物組成	33
第4表	鈴鹿層群の層序区分と対比	37
第5表	一志層群の層序区分と対比	45
第6表	一志層群大井・片田累層産の浮遊性有孔虫化石	57

第7表	一志層群大井累層三ヶ野層産の貝化石	58
第8表	阿波層群の層序区分と対比	63
第9表	阿波層群槇野層産の浮遊性有孔虫化石	68
第10表	東海層群亀山累層産の植物化石	86
第11表	伊勢平野地表部の第四系層序区分と伊勢・濃尾平野地下層序の対比	93
第12表	見当山累層産の植物化石	95
第13表	安濃川低地河口部付近の地盤地質区分と地質層序区分	107
第14表	榊原温泉の水質成分表	123
Fig. 1	Summary of the geology of the Tsu-Seibu district	132

津西部域の地質

吉田史郎*・高橋裕平**・西岡芳晴***

「津西部」図幅地域は、地震予知特定観測地域8箇所の一つ「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置する。本図幅地域の現地調査は平成3年から平成5年にかけて行われた。

現地調査並びに研究報告書の取りまとめに当たっては、領家変成岩類・柘植層と深成岩類・岩脈類を高橋・西岡が、上部新生界とその地質構造を吉田が、応用地質を吉田・高橋が分担執筆した。全体のとりまとめは吉田・高橋が担当した。

本図幅の調査研究を遂行するに当たっては、三重大学教育学部本田 裕助教授に種々御教示いただくとともに、一志層群産の貝化石の同定をお願いした。久居市教育委員会教育課辻 富美雄氏並びに美里村及び大山田村役場の関係各位には応用地質に関する事項について種々お教えいただいた。榊原温泉株式会社からは榊原温泉の水質成分表の提供を受け、鈴鹿ゴルフ場には敷地内の地質調査に当たって便宜を図っていただいた。以上の方々に感謝の意を表する。

所内では、尾上 亨博士(元所員)に植物化石を同定していただき、蛍光X線分析に関して地質部巖谷敏光技官にお世話になった。

本報告書作成の際、使用した岩石薄片は地質標本館試料調整課安部正治・佐藤芳治・野神貫嗣及び北海道支所佐藤卓見の各技官によって作成されたものである。

本報告書で用いる主な記号・略号の意味を下に列記する

GSJ Rxxxxx/xxxx: 地質標本館岩石登録番号/著者の採取番号

GSJ Fxxxxx/xxxx: 地質標本館化石登録番号/著者の採取番号

Px/xx: 地質図の植物化石産地番号/著者の採取番号

Mx/xx: 地質図の軟体動物化石産地番号/著者の採取番号

Fx/xx: 地質図の有孔虫化石産地番号/著者の採取番号

Ma: 100万年単位の略号

*近畿・中部地域地質センター **北海道支所 *** 地質部

Keywords: areal geology, geological sheet map, Mie Prefecture, Ise Plain, Nunobiki Mountains, Tsu, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Quaternary, Ryoke Metamorphic Rocks, Tsuge Formation, Kabuto Granodiorite, Ao Granite, First Setouchi Supergroup, Suzuka Group, Ichishi Group, Awa Group, Tokai Group, Kobiwako Group, Kentoyama Formation, terrace deposits, volcanic ash layer, economic geology, active fault, Ichishi Fault, Metasequoia Flora

I. 地 形

(吉田史郎)

「津西部」図幅地域は伊勢湾西方の三重県北部に位置し、図幅東部は河成低地・台地・丘陵からなる伊勢平野が、同西部は^{ぬのびき}布引山地が占める(第1・2図)。また図幅北西隅の布引山地西麓には、上野(伊賀)盆地の一部に当たる丘陵と河成低地を含んでいる。

本図幅地域は、4市6町2村の行政区からなる。すなわち、伊勢平野東部は北から亀山市・鈴鹿市・津市・久居市の、同平野西部から布引山地東部は関町・^{げいのう}芸濃町・^{あのを}安濃町・美里村・^{はくさん}白山町の、布引山地西部は伊賀町・大山田村・青山町の行政区に属する(第2図)。

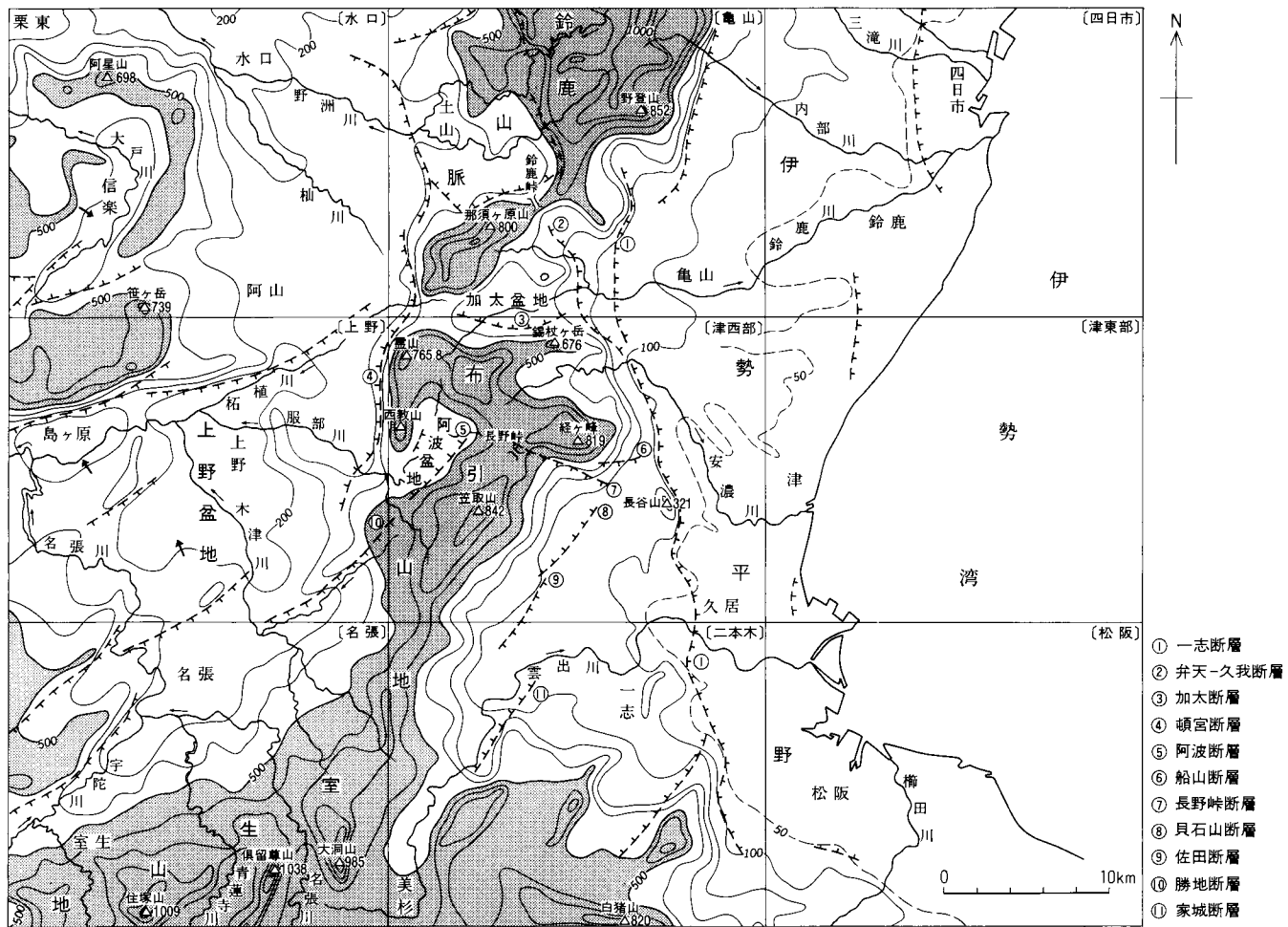
I. 1 布引山地と河川水系

布引山地は北北東-南南西方向に伸び、北は^{かふと}加太盆地を挟んで^{むろ}鈴鹿山脈と対峙し、南は室生山地に連なる。山地内には阿波盆地と呼ばれる山間盆地があり、その盆地片側(あるいは両側?)には、加太盆地同様に盆地側が落込んだ断層が発達している。したがって、加太盆地や阿波盆地は断層盆地とみなされる。

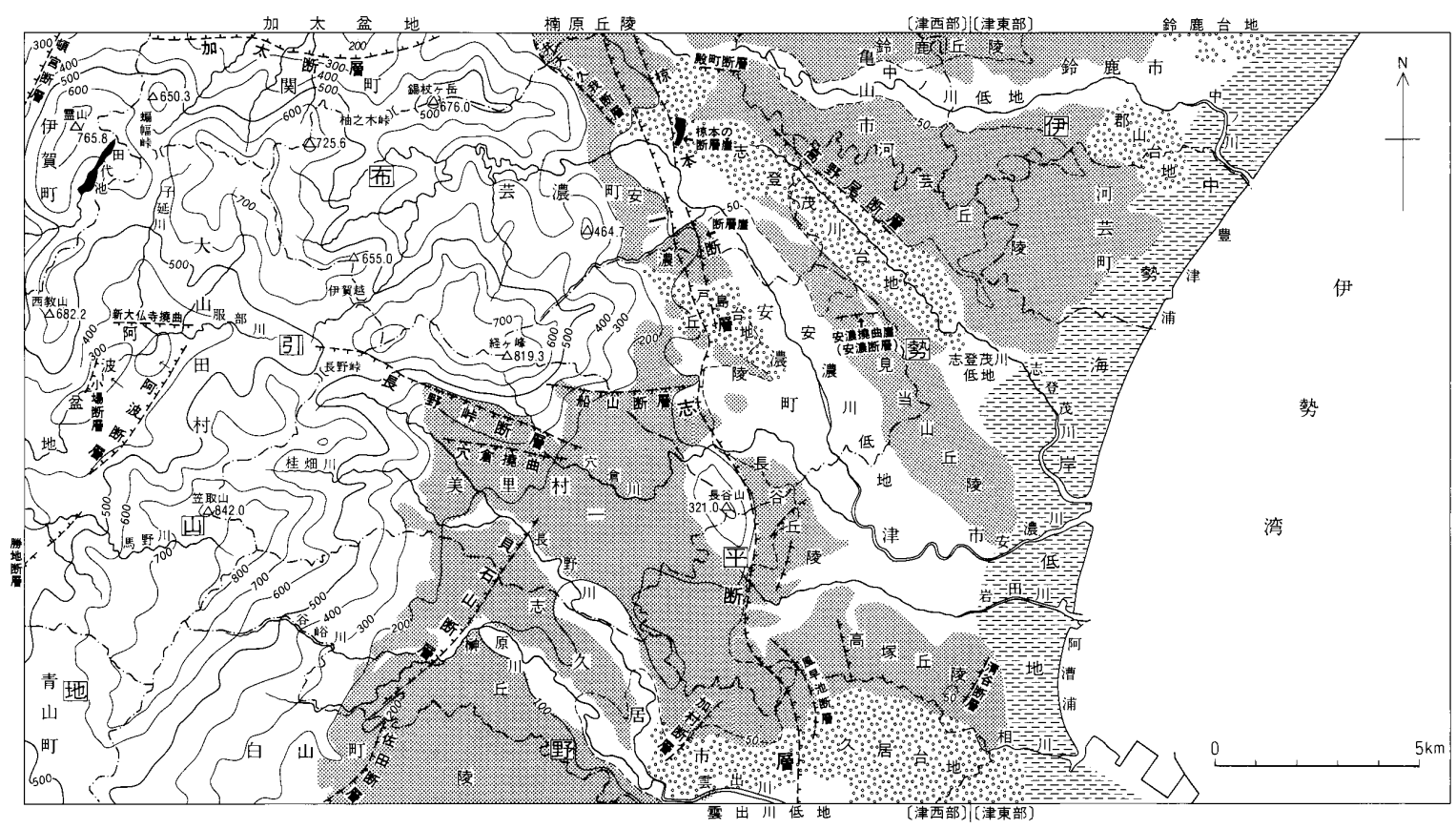
断層は山間盆地縁辺だけでなく、布引山地の山麓部にも良く発達している(第1・2図)。これらの断層には南北方向、東西方向、北東-南西方向の3系統があり、あるものは中新統を、あるものは鮮新-更新統を切っている。特に東の山麓線^{いちし}を走る一志断層(狭義)(滝本, 1935)と、西の山麓線^{とんぐう}を走る頓宮断層(池辺, 1934)は、第四紀後半の東西圧縮応力場において逆断層運動を行っており、一部では段丘堆積物などの若い地層も切断している(活断層研究会編, 1980, 1991; 太田・寒川, 1984など)。したがって布引山地は、東西両縁を逆断層によって限られた一種の地壘山地とみなされる。ただし北方の鈴鹿山脈が典型的な西下りの傾動山地であるのに対し、布引山地はそのような特徴はほとんど示さない。その理由は、第四紀後半における鈴鹿-布引山地の東縁を画す一志断層系(広義)(森・山田, 1977)の累積変位量が、鈴鹿山脈の部分の方が大きかった(つまり活動的であった)ためと解釈できる。

布引山地は標高 600 - 800 m 級の山頂が連なる比較的高度のそろった山並からなる。最も高いのは笠取山(842.4 m)であり、ほかに600 mを越える山には、^{れいざん}経ヶ峰(819.3 m)、^{さいきょうざん}霊山(765.8 m)、西教山(682.2 m)、錫杖ヶ岳(676 m)などがある。これらの山頂高度は、1,000 - 1,200 m 級の山並からなる鈴鹿山脈や室生山地に比べかなり低い。

布引山地にみられるもう一つの特徴は、青山高原スカイラインに代表されるような侵食小起伏面が、



第1図 「津西部」図幅及び周辺地域の埋谷面図と主な断層 幅2kmの谷埋. 数字は海拔高度(単位:m). []内は図幅名.



第2図 「津西部」及び「津東部」図幅地域の埋谷面図・河川水系及び断層の分布
 行政区画を併せて示す。幅500m以下の埋谷(単位: m)。丘陵と台地・低地の名称は主に国土地理院(1969)に基づく。

標高 700-800 m の稜線沿いに発達することである(第 3・4 図)。この小起伏面は布引山面と呼ばれ(木村, 1964), その形成時期については、一志層群堆積前とする見解(吉川ほか, 1973)と同堆積後とする見解(木村, 1961a, 1964; 中野, 1967)がある。

以上述べた布引山地は、領家帯に属する白亜紀後期の堅い変成岩・深成岩の諸岩類から構成されている。一方、加太盆地と阿波盆地には、中新統の鈴鹿層群・阿波層群を構成する固結した泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩が盆地内を厚く埋積しており、また盆地内の丘陵地を構成している。

このほか、経ヶ峰南東約 6 km には、領家帯基盤岩からなる長谷山(標高 320.6 m)が伊勢平野から残丘状に顔を出している。この長谷山は西上りの一志断層の上盤側に位置する山体であり、その東縁は断層線崖となっている(第 5 図)。長谷山と同じように領家帯基盤岩からなり、かつ断層上盤側に位置する小山体は、久居市榊原町と美里村三郷みさとにも存在する。

布引山地の霊山から長野峠を経て青山高原スカイラインに至る稜線は、伊勢湾に流れる水系(伊勢湾水系)と大阪湾に注ぐ水系(淀川水系)の分水界になっている。蝙蝠峠・伊賀越・長野峠・青山峠などの峠はすべてこの分水界上に位置している(第 2 図)。

伊勢湾水系の主な河川には、北から中ノ川・志登茂川しともしも・安濃川・岩田川、そして雲出川とその支流である長野川・榊原川などがある。淀川水系では阿波盆地を流れる服部川が最も大きい。

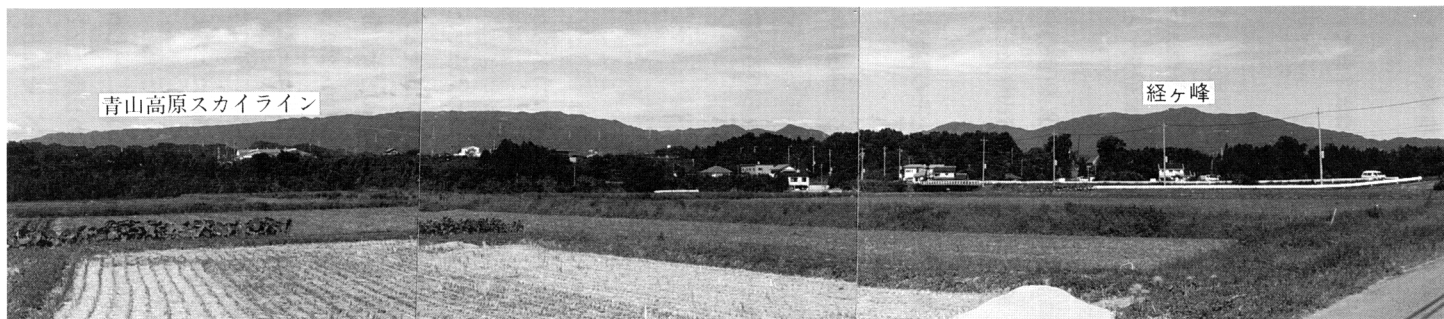
服部川は、大山田村広瀬において領家帯基盤岩を下刻侵食して上野盆地に流れ込んでいる。同様に伊勢湾水系の穴倉川も、長谷山北縁において領家帯基盤岩を下刻して安濃川低地(後述)に達している。いずれの場合も山地前縁に、第四紀に活動した頓宮断層や一志断層が存在しているので、これらの谷は第四紀の山地隆起に伴って形成された先行谷とみなすことが出来る。

I. 2 伊勢平野

本図幅地域の伊勢平野は、①中新統(一志層群・鈴鹿層群)からなる丘陵、②鮮新統(東海層群)からなる丘陵、③河岸段丘や扇状地性段丘からなる台地、そして④河成低地に細分できる(第 2 図)。

①の中新統丘陵は、固結した泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩からなり、布引山地と一志断層のあいだに発達している。中新統丘陵には、図幅南部の白山町から美里村にかけて広範囲に発達する一志丘陵と、布引山地北部の前面に点在する安濃丘陵と榊原丘陵の一部が含まれる。これらの丘陵のほとんど大部分は一志層群からなるが、榊原丘陵は鈴鹿層群から構成される。一志丘陵の稜線には、標高 100-200 m の定高性を有する侵食小起伏面が発達し、これは一志面(木村, 1964)と呼ばれている。一志面は一志層群の堆積面と斜交し、その面上には白山町三ヶ野けんとうやまにおいて見当山累層(更新世中期末の堆積物)に対比可能な大三礫層おおみづを載せている。一志面は布引山面形成後、大三礫層の堆積後期に形成が開始されたと考えられている(木村, 1964)。

②の東海層群からなる丘陵(ただし後述の見当山丘陵の一部は見当山累層から構成される)は、一志断層と伊勢湾沿いの海岸に発達する中勢海岸低地のあいだに発達している(第 2 図)。これらの丘陵は北より、鈴鹿丘陵・榊原丘陵・河芸丘陵・見当山丘陵・安濃丘陵・長谷丘陵・高塚丘陵からなり、それぞれの丘陵のあいだには河成低地や台地が発達している。各丘陵の輪郭は、おおむね東海層群の地質構造に



第3図 布引山地に発達する布引山面と経ヶ峰久居市庄田町加村から望む。



第4図 布引山面を走る青山高原道路標高756 m 三角点から望む。



第 5 図 長谷山東麓の一志断層線崖と扇状地性低位 I 段丘面
安濃町前田から望む。

制約された形で形成されており、例えば河芸・見当山丘陵の長軸方向は、東海層群に発達する高野尾背斜・志登茂向斜の褶曲軸の方向に一致する。また、長谷・高塚丘陵の長軸は、東海層群の走向方向に伸びている。楠原・安濃丘陵の中新統からなる部分を除くと、いずれの丘陵もスコップで削れる程の柔らかい東海層群の泥・砂・礫から構成されるため、樹枝状に細かく開析されている。

東海層群からなる丘陵には、標高 50 - 80 m の比較的高度のそろった丘陵背面(いわゆる^{あげ}奄芸面)が発達している。この奄芸面の高度は、次に述べる高位 I 面より常に低いため、高位 I 面形成後の河食によって定高性を持つようになった丘陵背面とみなされる(吉田ほか, 1991)。

③の台地(河岸及び扇状地性段丘)は、高いものから高位 I 段丘面・高位 II 段丘面・高位 III 段丘面・中位 I 段丘面・中位 II 段丘面・低位 I 段丘面・低位 II 段丘面に区分される(吉田ほか, 1991: 第 11 表参照)。これらの段丘面を構成するのは、未固結の礫と砂であるが、ごくまれにシルトなどの細粒物を含んでいる。段丘のほとんどすべては河岸段丘であり、扇状地性の段丘は戸島台地や長谷山東麓にわずかに分布するだけである。段丘のうち最も広く発達するのは中位 I 面であり、これは志登茂台地・戸島台地・久居台地などの主要な台地を形成している。本段丘面にはいわゆる“黒ボク土”と呼ばれる黒色土壌が発達している。次いで広い範囲に認められるのは高位 III 面であり、これは見当山丘陵北部などに認定できる。高位段丘面群には、いわゆる古赤色土が良く発達している。

中位 I 面以前の段丘面には、活断層によって形成された断層崖あるいは撓曲崖が各所で認定できる(活断層研究会, 1980, 1991)。例えば芸濃町^{むくもと}椋本の中位 I 面上の断層崖(太田・寒川, 1984)、久居市庄田町から^{かざはやいけ}風早池における高位 II 面・高位 III 面、そして中位 I 面に形成された断層崖(八木・寒川,

1980)などである。これらはいずれも南北方向の一志断層系の活動によって生じた変動地形である。この方向に加え、本図幅地域には東西方向の変動地形もしばしば発達している。その一例が、見当山丘陵の高位Ⅲ面に認定された安濃撓曲崖(活断層研究会編, 1980)である。

④の河成低地のうち、最も広い面積を有するのは安濃川沿いであり、その平均勾配は1/100から1/1,000の範囲にある。河成低地は主に谷底平野と氾濫平野からなり、安濃川や雲出川では河岸沿いに自然堤防が、河床には流路州が発達している。これら河成低地の構成堆積物は、未固結な泥・砂及び礫から構成されている。

なお、上野盆地の一部に当たる図幅北西隅では、鮮新統古琵琶湖層群からなる丘陵が分布する。また淀川水系の諸河川によって形成された河岸段丘が、この地域や阿波盆地に発達している。しかしいずれも、分布面積はごく狭い。

Ⅱ. 地 質 概 説

(吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴)

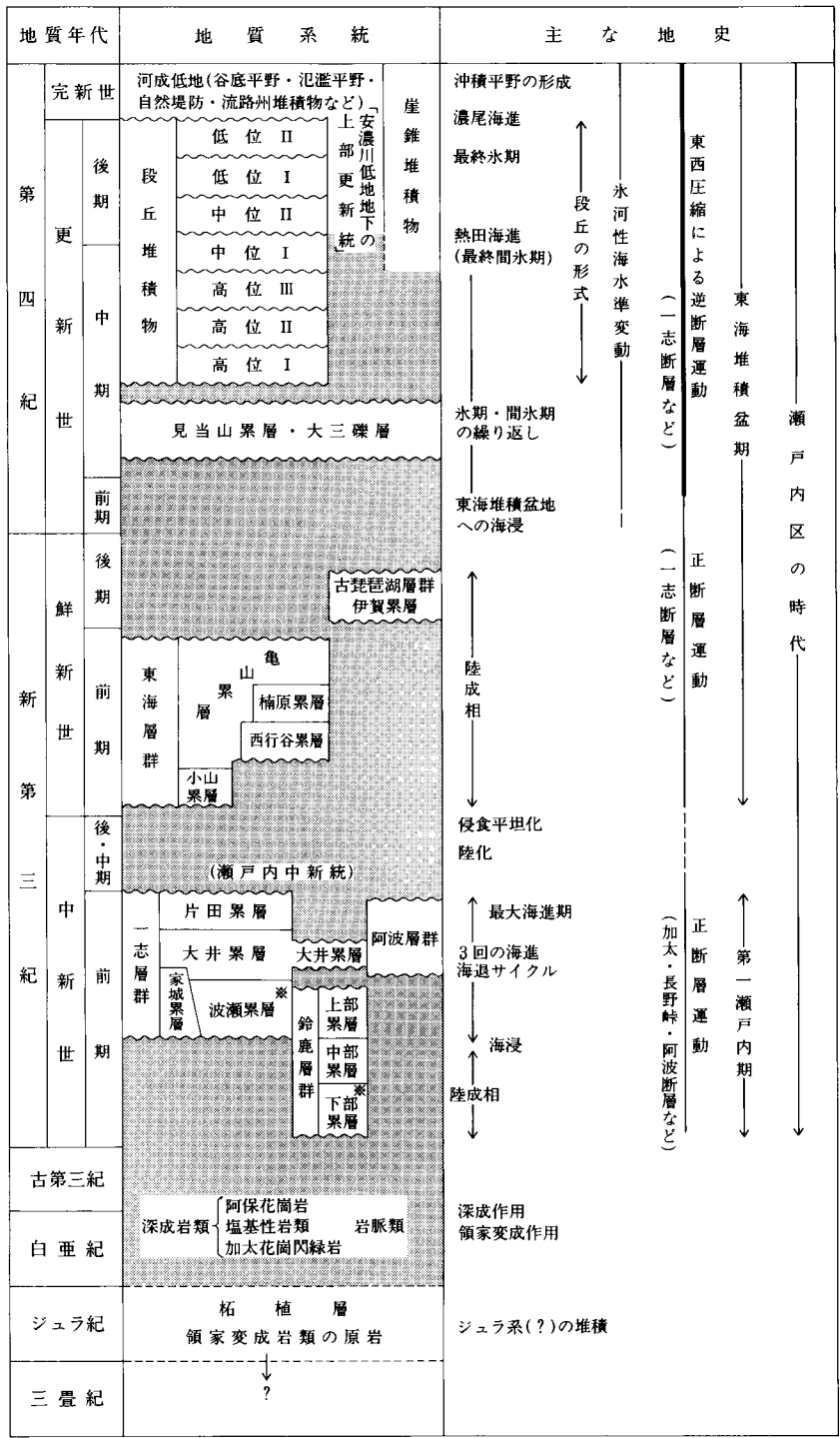
「津西部」図幅地域は先第三紀の地体構造区分では領家帯に、第三紀の構造区分では瀬戸内区に属している。本図幅地域に分布する地質系統のうち、領家帯に属する地層・岩体は、恐らくジュラ紀に原岩が堆積し、白亜紀末に広域変成作用を被った領家変成岩類、非変成ジュラ(?)系の柘植層、白亜紀後期に貫入した深成岩類とこれに伴う岩脈類である。一方、中新世以降のいろいろな堆積岩からなる上部新生界は、瀬戸内区(池辺, 1957)の堆積物である。

第6図に、本図幅地域に含まれる地質系統の区分とその形成をもたらした地史のあらましを、第7図に本図幅及び周辺地域の地質の概略を示した。

Ⅱ. 1 領家変成岩類及び柘植層

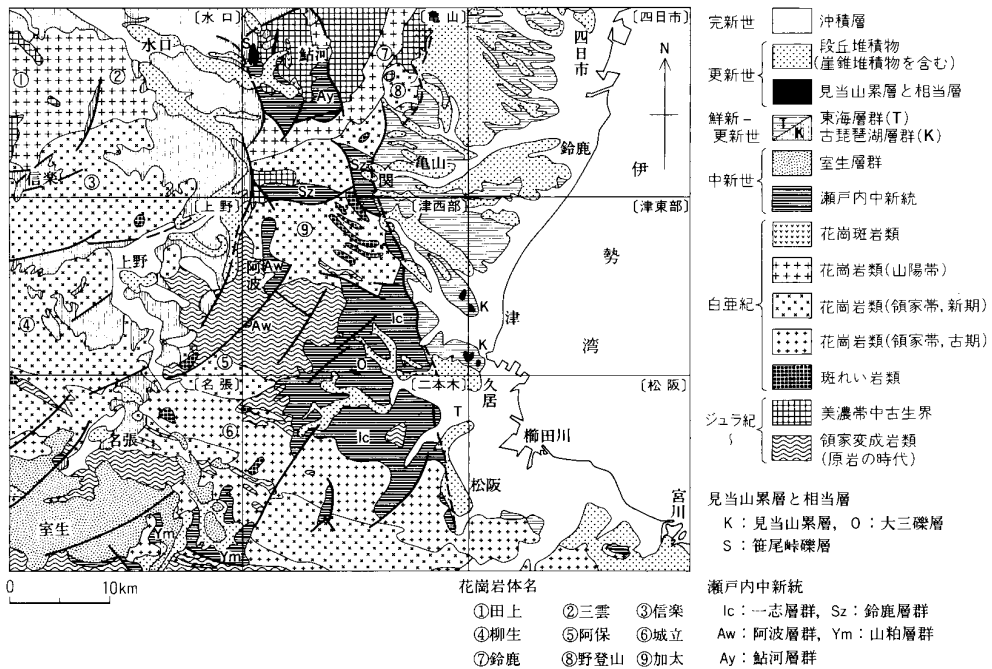
領家変成岩類は、主に長野峠断層より南の布引山地に露出する。砂岩泥岩起源の変成岩を主な構成岩相とし、チャート・石灰岩・塩基性火山岩起源の変成岩を少量伴う。より北部に分布する周辺の美濃帯の非変成岩から類推して、変成岩類の原岩が地層として形成されたのはジュラ紀と推定できる。変成岩類中の黒雲母や白雲母から得られたK-Ar年代や花崗岩類貫入による接触変成作用との関係から、領家変成作用は白亜紀後期にあったと推定できる。砂岩泥岩起源の変成岩は、珪線石・紅柱石・堇青石・ざくろ石を特徴的に含む。

領家変成岩類露出地域のうち、南部から中央部にかけての変成岩は東西ないし西北西-東南東の走向



※ 本図幅地域に分布しない

第6図 「津西部」図幅地域の地質総括図



第7図 「津西部」図幅及び周辺地域の地質概略図 田中ほか(1982)を基に作成。〔 〕内は図幅名。

で北に傾斜し、見かけ上、北ほど上位層が露出する。北部では、西南西-東北東方向の背斜・向斜構造が発達しているため、同じ層準の地層が繰り返し露出している。このような地質構造から、本変成岩類は大きく分布南半分下部と北半分上部に分けることができる。

下部は、砂岩泥岩起源の変成岩を主とし、ほとんど、あるいは全く原岩の堆積構造を残しておらず、縞状片麻岩となっていることが多い。しばしば変成岩の構造と調和的な層状の花崗岩質岩類(リューコゾーム)を伴い、ミグマタイト状を呈する。下部では、砂岩泥岩起源変成岩に加えてしばしばチャートを伴う。砂岩泥岩起源変成岩がミグマタイト状を呈する地域でも、チャートは元々の層状構造を残している。このほか、塩基性火山岩起源の角閃岩がごく小規模に露出する。

上部は、石灰質砂岩を伴う砂岩勝ち砂岩泥岩起源変成岩を主とし、少量の石灰岩とチャートを伴う。砂岩起源変成岩には斜交層理などの初生堆積構造(primary structure)が残っているので、野外での上下判定が可能である。

柘植層は美濃帯の中・古生層の一部に当たるもので、図幅北西端から北隣「亀山」図幅地域にかけて分布する(宮村ほか, 1981)。本地域から化石は見い出されていないが、美濃帯全般における放射虫化石による年代から、柘植層はジュラ紀に形成されたと推定できる。主に砂岩・泥岩からなり、層状チャートを伴う。本図幅地域では加太花崗閃緑岩の貫入によってホルンフェルス化している。

II. 2 深成岩類及び岩脈類

本図幅地域の深成岩類は塩基性岩類と花崗閃緑岩，花崗岩からなる。周辺地域や中部地方との比較から，加太花崗閃緑岩及び阿保花崗岩は新期領家花崗岩に含められている(端山ほか，1982)。

塩基性岩類は斑れい岩類と石英閃緑岩類からなる。斑れい岩類は産状の上で領家変成岩類中に分布するものと，加太花崗閃緑岩中の捕獲岩として産する場合がある。石英閃緑岩類は，かつては変輝緑岩と呼ばれていたもので，加太花崗閃緑岩中の捕獲岩として産する。近畿地方における領家帯の塩基性岩類の年代については古生代末(Sm-Nd全岩年代，Kagami *et al.*, 1985)と白亜紀末(U-Pb法，飯泉ほか，1993)とが報告されている。

加太花崗閃緑岩は，図幅地域北西部の大部分を占めており，さらに北隣の「亀山」図幅地域にも分布している。本岩は主として粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩よりなる。「亀山」図幅地域における本花崗閃緑岩のK-Ar年代値(黒雲母)は67, 69Maであり(宮村ほか，1981)，白亜紀後期を示す。本岩は領家変成岩類に非調和に貫入し熱変成を与えている。本岩分布域東半部の錫杖ヶ岳から経が峰にかけて，本岩中に片麻岩や塩基性岩類などが捕獲岩状に数多く存在するが，西部の蝙蝠峠から長野峠周辺では比較的少なくなる。

阿保花崗岩は隣接する「上野」，「名張」，「二本木」地域にまたがって分布しており，本図幅地域では図幅地域南西端にわずかに分布するにすぎない。本岩は領家変成岩を非調和に貫いている。

本図幅地域の岩脈類は，岩質から大きく閃緑岩，斜長斑岩，珪長質岩類に分けられる。閃緑岩類は領家変成岩類に貫入している。いずれも小規模なものばかりで脈幅は数 m 程度のものが多い。斜長斑岩は笠取山の北東 1.2 km 付近に西北西-東南東方向の走向で領家変成岩類に貫入している。珪長質岩脈は花崗岩，ペグマタイト，アプライト，花崗斑岩からなり，本図幅地域南西部に比較的多く分布する。領家変成岩類を貫くものが多いが，花崗斑岩の一部は加太花崗閃緑岩を貫く。

II. 3 上部新生界と断層活動史

上部新生界は古い方から，中新世前期の瀬戸内中新統(あるいは第一瀬戸内累層群)，鮮新世の東海層群及び古琵琶湖層群，更新世中期の見当山累層及び大三礫層，更新世中期末-完新世の段丘堆積物・崖錐堆積物，河成低地に分布する上部更新統-完新統に大別できる(第6・7図)。

瀬戸内中新統に属するのは，鈴鹿層群・一志層群・阿波層群である。鈴鹿層群は図幅北端部の加太盆地とその東方の関町萩原に，阿波層群は主に布引山地内の阿波盆地に，一志層群は図幅南部の一志丘陵から安濃町・芸濃町の布引山地山麓にかけて分布している。鈴鹿層群は下部累層・中部累層・上部累層に，一志層群は波瀬累層・家城累層・大井累層・片田累層に細分されるが，本図幅地域には鈴鹿層群下部累層，一志層群波瀬累層は含まれない。一志層群大井累層の三ヶ野層や阿波層群平松層は著しく凝灰質であるが，他の部分の地層はほとんど非凝灰質の泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩から構成されている。なお鈴鹿層群には，石炭の薄層が挟まれている。

化石の証拠から、鈴鹿層群下部累層と中部累層は非海成層から、鈴鹿層群上部累層と一志層群・阿波層群は海成層からなることが分かっている。海成層から産出する微化石(特に浮遊性有孔虫)の層序学的研究から、一志層群大井累層は Blow (1969) の N.7 に、片田累層の大部分と阿波層群最上部の槇野層は N.8 下部に対比されている(吉田, 1979, 1987b ; Yoshida, 1991)。

以上述べた鈴鹿・一志・阿波の3層群は、中新世前期-中期初頭(第1表の時階 I-IV)にかけて東部瀬戸内区を覆った第一瀬戸内海と呼ばれる沈降帯の堆積物であり、鈴鹿層群は時階 II-III に、一志・阿波層群は時階 III-IV に堆積したと考えられている(吉田, 1992 a)。第一瀬戸内海の時期には三回の海進-海退サイクルがあり、西黒沢海進期に相当する三番目の海進期には最も海が内陸部までに拡大した。

第1表 瀬戸内区の時階区分 吉田(1992a)

年代値 (Ma)	地質年代	地 史			
		西部 瀬戸内区	東部瀬戸内区	時階	区分代
0	更新世 中期 前期	山間盆地	堆積盆の移動・縮小、 不整合、海の侵入	IX	第二 瀬戸内 内期
	鮮新世 後期 前期	侵食	堆積盆の北移動	VIII	
			非火山性 陸成堆積盆 堆積盆の発生	VII	
5	後期	平坦化	侵食平坦化	VI	侵食 平坦 期
		平坦			
10	中新世 中期	瀬戸内火山岩類 の活動 (火山性陸成堆積盆)		V	瀬戸内 火山 期
15	鮮新世 前期	陸化 大規模な海進と海退		IV	第一 瀬戸内 内期
		非火山性 陸成堆積盆	海進	III	
		非火山性 陸成堆積盆		II	
20		火山性 陸成堆積盆 堆積盆の発生		I	

この時期に堆積したのが瀬戸内中新統最上部を占める一志層群片田累層や阿波層群横野層であり、対比に有効な浮遊性微化石を豊産する。

瀬戸内中新統の上位に対比されている東海層群と古琵琶湖層群は、鮮新世以降(第1表の時階VII-IX)に東部瀬戸内区に形成された非火山性陸成堆積盆、いわゆる第二瀬戸内海の主要な埋積物である。東海層群は伊勢平野の一志断層以東の丘陵に広く露出しているが、古琵琶湖層群は図幅北西隅の霊山山麓にごくわずかに露出しているだけである。

本図幅地域の東海層群は、下位から小山累層・西行谷累層・楠原累層・亀山累層に区分され、一方、古琵琶湖層群は伊賀累層が分布する。いずれもやや固結の進んだ泥・砂・砂礫・礫から構成されており、火山灰や亜炭の薄層を挟んでいる。両層群とも産出化石や堆積相からみて、すべて陸成層(河川及び湖成)とみなされる。

東海層群は鮮新世前期(時階VII)以降、伊勢湾とその周辺地域に形成された東海堆積盆地(吉田ほか、1991)の埋積物である。この東海堆積盆地は伊勢湾南部とその周辺地域に発生し、次第に北または北北西に移動し、鮮新世後期(時階VIII)に養老山地に達したと考えられている。したがって伊勢湾西岸南部に位置する本図幅地域の東海層群は、同層群の下半部に相当する。堆積期間で言えば、ほぼ時階VIIに当たる約500万-350万年前の堆積物である。一方、古琵琶湖層群伊賀累層は、上野盆地から阿山丘陵にかけて分布する古琵琶湖層群のうち、下から2番目の累層に相当する鮮新世後期の堆積物である(Kawabe, 1989)。

なお瀬戸内区には、時階Vの時期に瀬戸内火山岩類の活動があり、南西隣「名張」図幅地域では室生火山岩の噴出があったが、本図幅地域にはこれに相当する堆積物は分布しない。

東海・古琵琶湖層群の上位に位置する見当山累層と大三礫層は、東海層群同様の丘陵構成層であり、段丘堆積物のような堆積時の平坦面を残していない。つまり両層は、東海層群と次に述べる段丘堆積物のあいだの地層として位置づけられる。見当山累層は図幅東南部の見当山丘陵と高塚丘陵の頂部に、大三礫層は図幅南部の白山町三ヶ野付近の一志丘陵頂部に小範囲に分布している。いずれも厚さは10数m以下で、主に礫からなる堆積物である。化石の証拠から、見当山累層の一部は海成要素を示すこと、地質年代は更新世中期に対比できると考えられている(西山ほか、1975; 牧野内、1976)。

見当山累層を含む伊勢湾周辺の下部-中部更新統の研究から、時階IXの始まり、すなわち約100万年前の更新世前期に東海盆に初めて海が浸入し、その後、東海盆は氷河性海水準変動の影響を直接被るようになったことが指摘されている(吉田ほか、1990; 吉田、1992a)。見当山累層堆積期にも、氷期-間氷期のサイクルが幾度かあったことが、濃尾平野地下の海部累層の研究から報告されている(Mori, 1986など)。

伊勢平野の段丘堆積物は古い順に、高位I・高位II・高位III・中位I・中位II・低位I・低位IIの7つの段丘堆積物に区分されている(吉田ほか、1991)。本図幅地域の伊勢平野にも、これら7段の段丘堆積物がすべて分布している。なお、図幅西部の阿波盆地や伊賀町霊山山麓には、淀川水系によって形成された段丘堆積物が小範囲ながら分布する。これらの段丘は、更新世中期末以降の氷河性海水準変動と陸域の様な隆起の影響下に形成されたものである。

段丘堆積物のほとんどは厚さ数m程の薄い礫層からなり、砂やシルトなどの細粒層はまれである。

高位・中位段丘群の表層には古赤色土が認められる。また古い段丘ほど堆積物の風化は進行しており、高位Ⅰ・高位Ⅱ段丘堆積物ではクサリ礫が卓越している。

段丘堆積物のうち、最も広い範囲を占める中位Ⅰ段丘は、最終間氷期に当たる熱田海進期(ほぼ14万-10万年のあいだ)に形成されたと考えられている。中位Ⅱ段丘と低位段丘群は、熱田海進後の最終氷期に形成された侵食性の段丘である。

安濃川を始めとする河成低地には、未固結の礫・砂・泥からなる第四紀層が堆積している。これらはほとんどが完新統からなるが、安濃川低地の下流には上部更新統が伏在している。地表部を作る完新統は、主に谷底平野や氾濫平野の堆積物からなり、河道沿いには自然堤防、河道内には流路州などの微地形を作る堆積物が発達している。

このほか、布引山地や長谷山の山麓には、しばしば崖錐堆積物が発達している。堆積物の風化程度からみて、その形成の始まりは少なくとも更新世後期までさかのぼるものと推定できる。

以上述べた上部新生界には、多くの断層によって形成された変位変形構造が発達している(第2図)。これらの断層のうち、最初に断層活動を始めたのは加太断層・長野峠断層・阿波断層など、瀬戸内中新統の堆積盆地縁辺から近傍部に発達する断層群である。これらは第一瀬戸内期(時階Ⅱ-Ⅳ)の堆積盆地を形成し、かつ瀬戸内中新統の堆積を規制した堆積時断層(synsedimentary fault)とみなされる。この運動は伸張場における正断層運動であった可能性が強く、瀬戸内中新統堆積後も活動した。

次に活動したのは、布引山地山麓を走る一志断層や頓宮断層などの南北方向の逆断層である。これらの断層は鮮新世の時階Ⅶにおいて、第二瀬戸内期の陸成堆積盆を形成しつつ、東海層群や古琵琶湖層群の堆積を引き起こした堆積時断層とみなされる。これも当初は正断層運動であった可能性が強いが、第四紀の時階Ⅸになって近畿・中部地方が強い東西圧縮の影響下に入ったため、逆断層運動を行うようになった。これら一志断層などの活発な逆断層運動は、布引山地や鈴鹿山脈の急速な隆起を引き起こしたものと考えられる。つまり、鈴鹿山脈や布引山地の主な隆起時期は時階Ⅸの可能性が高い。

Ⅲ. 領家変成岩類及び柘植層

(高橋裕平・西岡芳晴)

Ⅲ. 1 領家変成岩類

Ⅲ. 1. 1 研究史及び概要

研究史 領家変成岩類と後述の深成岩類の形成は相互に関係するので、ここでは両者の研究史を一括して記述する。

「津西部」図幅及び周辺地域の變成岩類と深成岩類は、明治時代に出版された20万分の1「名古屋」図幅(三浦, 1891)や同「四日市」図幅(山下, 1889)によってその概略が明らかにされた。その後、近畿地方の領家帯の變成岩類及び深成岩類に関して、特に野外地質学を中心とする研究が1950年前後から1960年代前半にかけて盛んに行われた(吉沢, 1949; 有田, 1949; Yoshizawa, 1952; 中島, 1960)。それらの研究の集大成として、Yoshizawa *et al.* (1966)は、近畿地方領家帯全域の地質図を作成した。ほぼ同じ頃に、近畿地方の領家帯の變成岩類と花崗岩類の同位体年代として、白亜紀後期を示す値が得られている(Ishizaka, 1966; 河野・植田, 1966; 早瀬・石坂, 1967; 石坂, 1969)。

1970年代から1980年代にかけて近畿地方の斑れい岩と花崗岩類に関する研究(Kutsukake, 1973)、花崗岩体の岩体区分に関する研究(領家研究グループ, 1974; 政岡, 1982, 1987)が行われ、中部地方の領家帯の花崗岩類との対比が総合的に試みられるようになった(田結庄ほか, 1985)。

このような研究の流れの中にあって、1980年代には本図幅及び隣接地域の領家帯の諸岩類についての見直しが行われた。宮村ほか(1981)は、北隣「亀山」図幅地域の研究から、本図幅地域に分布する加太花崗閃緑岩を西隣「上野」図幅の柳生花崗岩や中部地方の伊奈川花崗岩に対比している。端山ほか(1982)も同様の指摘を行い、更に本図幅地域にわずかに分布する阿保花崗岩を中部地方の武節花崗岩に対応するものと位置づけている。このほか、領家變成岩類については、ざくろ石と堇青石の共存が領家帯の他地域よりも一般的であることを指摘している。

本図幅地域の花崗岩類は塩基性岩類を包有しているが、この塩基性岩類については、古生代末の値を示すSm-Nd 全岩年代が近畿地方各地から得られていることから、古生代末の先領家變成岩類からなる大陸縁ないし島弧に活動したものであると解釈された(田結庄ほか, 1989)。しかし最近、飯泉ほか(1993)はU-Pb 法による年代値として、白亜紀末-古第三紀初めの値を得ている。したがって、領家帯の塩基性岩類の地史的な位置づけについてはまだ議論の余地が残されている。

概要 領家變成岩類は図幅南西部に広く露出し、西隣「上野」図幅地域や南隣「二本木」図幅地域に連続する。

すでに公表されている周辺地域を含む地質図では、領家變成岩類を片状ホルンフェルスと縞状片麻岩に区分する方法(Yoshizawa *et al.*, 1966)、あるいは領家片麻岩と一括した上で岩質を細分する方法(端山ほか, 1982)などの表現がなされている。しかし岩種によっては、同程度の變成・変形作用でも片状構造や片麻状構造の現われ方が異なる。そこで本報告では原岩に基づく区分を行った。更に調和的層状花崗岩質岩類(リューコゾーム)が變成岩類に密接に伴う、いわゆるミグマタイト地域を領家變成岩類下部として示した。

本岩類の原岩は岩相から美濃帯に相当すると考えられることから、その形成時期は非變成の美濃帯の研究成果から類推して、ジュラ紀と推定できる。本岩類の黒雲母や白雲母のK-Ar 年代が60-70 Ma(石坂, 1969)で、かつ後述の加太花崗閃緑岩の貫入による接触變成作用が領家變成作用よりも後れていることから、領家變成作用は白亜紀後期にあったと推定できる。

Ⅲ. 1. 2 層序及び地質構造

層序 領家變成岩類は、主に砂岩泥岩起源變成岩からなり、チャート起源變成岩を伴う。更に少量の

石灰岩と塩基性火山岩起源変成岩も産出する。

領家変成岩類は、上部が石灰質砂岩を伴い比較的砂質岩に富む岩石を起源とする変成岩からなり、下部が非石灰質の砂岩・泥岩を起源とする変成岩からなる。チャート起源変成岩は上部及び下部ともに認められる。石灰岩起源変成岩は上部に、塩基性火山岩起源変成岩は下部に産出する。下部の変成岩の多くでは、しばしば層状花崗岩質岩類を伴う。ことに下部のうちの下半分では、泥質変成岩と花崗岩質岩があたかも互層をなすような産状 (Stromatic 構造, Mehnert, 1971) を呈している。

領家変成岩類の下限は阿保花崗岩に非調和的に貫かれている。ただし、阿保花崗岩の熱の影響はほとんど認められない。最上部は、地質構造の連続性から柘植層に移化するものと判断できる。

地質構造 領家変成岩類は東西方向の断層とそれを切る南北ないし北東-南西方向の断層でブロック化しているが、変成岩類自体の地質構造は比較的単純である。以下に領家変成岩類の基本的な地質構造を北から南にかけて順に記載する。

本図幅西端部の中央、西教山周辺には上部の砂岩起源変成岩が卓越している。ここでは、東北東-西南西方向の背斜及び向斜構造が明瞭で、地層の繰り返しにより広く砂岩起源変成岩が露出している。この東側の大山田村高良城川流域を中心とする地域に分布する変成岩類では、北東-南西方向の背斜構造が認められる。この背斜構造のため、砂岩が卓越する変成岩中に、領家変成岩類上部の下半部にあたる泥岩起源変成岩が露出している。

高良城中上流域一帯から笠取山にかけては、北から南へ順に向斜、背斜、転倒した向斜構造を呈し、笠取山付近を通る北西-南東方向の断層でより南側の変成岩と接する。このような比較的波長の短い褶曲構造の繰り返しは、西側の三谷川周辺地域でも認められる。東側の南長野川流域や桂畑川流域にかけた一帯では、走向がしばしば南北性を呈するなどの変化はあるが、基本的には北西-南東方向の走向で北東へ傾斜する同斜構造を呈する。更に南側の図幅南西部に至る一帯に分布する変成岩は、北側へ40-60度傾斜した同斜構造で、南へ行くにつれて下位層が現れ、層状花崗岩質岩類を伴う砂岩泥岩起源変成岩が分布している。

以上のことをまとめると、本図幅地域の領家変成岩類は、東西方向の走向で一部逆転構造を確認できるが、巨視的には南から北に向かって上位が現れるようになる。更に地質構造上その上位に柘植層が重なる。

本図幅南西部から「上野」図幅地域にかけた領家変成岩類中には、伸長性の鉱物(主に珪線石)や微細な褶曲構造(ちりめんじわ褶曲)の褶曲軸からなる線構造が認められることがある。その線構造の多くは東西方向で、プランジの落しの角度は小さい。

Ⅲ. 1. 3 岩相

以下の岩相の記載では、変成岩類の上部と下部に産する砂岩泥岩起源変成岩、チャート起源変成岩をはじめに述べる。その後で下部を構成する塩基性火山岩起源変成岩、上部を構成する石灰岩起源変成岩と石灰質砂岩含有砂岩泥岩起源変成岩の順で記載する。

砂岩泥岩起源変成岩 (Rm, Rg)

本図幅地域の領家変成岩類の主要な部分を構成する。本変成岩は、上部の堆積構造を残し原岩の推定

が容易なものから、下部の再結晶作用が進み粒径が大きくなったり花崗岩質岩を伴うなど、砂質岩か泥質岩かの区別が困難なものまでである。そこで地質図ではこれらの変成岩を砂岩泥岩起源変成岩として一括し、その上で層状花崗岩質岩類を伴う地域(リューコゾームが発達する地域)を下部として区分した。

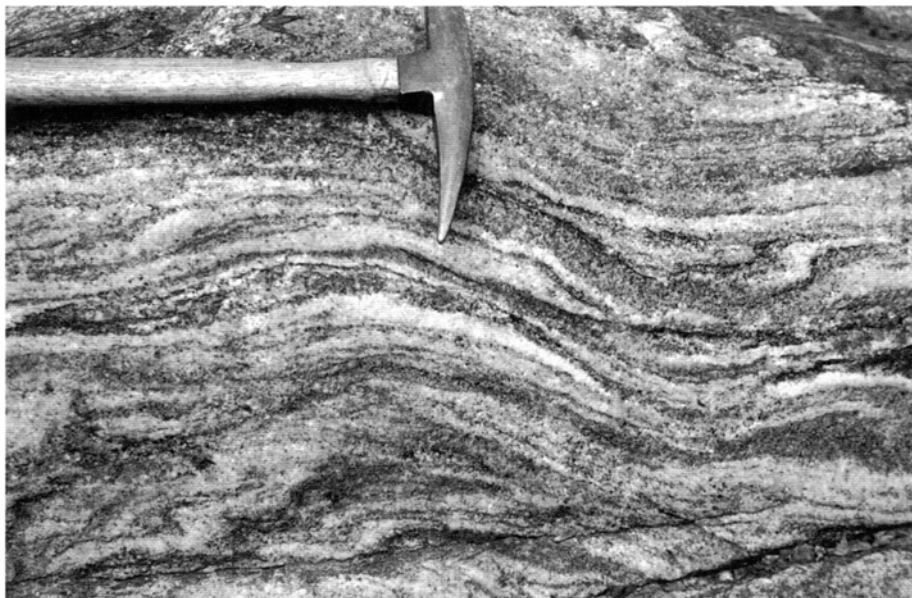
上部の本岩のうち、大山田村の西^{さいきょうざん}教山周辺では砂岩起源変成岩が卓越している。この変成岩には葉理などの初生堆積構造が残っていることがあり、原岩の上下関係を決定できる。これより南の大山田村^{おくばの}奥馬野、笠取山付近、美里村^{かつらばた}桂畑から久居市^{あごたに}安子谷川にかけた一帯でも、まだ比較的原岩の推定が容易で肉眼的に黒雲母片岩ないし黒雲母片麻岩といった泥質変成岩が卓越している。

これより南の下部、すなわち、大山田村馬野川から白山町谷峪川以南の変成岩では、原岩の層理面の測定が困難で、また、再結晶が進み粗粒化している。しばしば、珪長質の部分と雲母質の部分とが縞状をなす縞状片麻岩として産する(第8図)。縞状部分は、珪長質と雲母質の、いずれも層厚0.5-2cm程度の層が互層している。更にこの砂岩泥岩起源変成岩に層状花崗岩質岩が伴う。この花崗岩質岩は、変成岩の構造に調和的に層状に産し、あたかも互層状を呈する。主に中-粗粒の花崗閃緑岩質で、黒雲母が定向配列している。

砂岩泥岩起源変成岩のうち、代表的な岩石として、葉理砂岩起源変成岩、紅柱石珪線石含有泥質変成岩、ざくろ石白雲母黒雲母片麻岩、ざくろ石堇青石珪線石黒雲母片麻岩などの構成鉱物と概略の鉱物量比を第2表に示した。

チャート起源変成岩 (Rcu, Rcl)

チャート起源変成岩は、上部及び下部の砂岩泥岩起源変成岩中の至る所に分布している。本岩の原岩



第8図 縞状片麻岩の露頭写真
砂岩泥岩起源変成岩の中でも原岩の構造を残さないもの。珪長質の部分と雲母質の部分とが縞状をなしている。ハンマー頭部の長さ15cm。場所：大山田村馬野溪

第2表 代表的砂岩泥岩起源変成岩の構成鉱物

変成分帯	A	A	A	B	B	B	B	C	C
GSJR	60801	60802	60803	60805	60806	60807	60808	60810	60811
	91092502	90090402	90112301	90112101	90112801	91092701	90112702	90112803	91092601
白雲母(Ms)	×××	×××	×	×	××	×	×		
黒雲母(Bt)	×××	×××	×××	×××	×××	×	×	×××	×××
紅柱石(And)			××						
珪線石(Sil)	tr		××	×		tr	×	×	
堇青石(Crd)							×××	××	
カリ長石(Kfs)	××	tr	×××	×	tr	××	×××	×	tr
石英(Qtz)	×××	×××	×	×××	×××	×××	×××	×××	××
斜長石(Pl)	××	××	×	××	×××	×	×××	×××	×××
ざくろ石(Grt)		×		×	×			×	×

××× : >15%
 ×× : 5-15%
 × : 1-5%
 tr : <1%

鉱物の量比はカラーインデックスの図を利用した概略の値。

の多くは単層の厚さが 0.5-3 cm 程度の層状チャートである(第9図)。このほかに塊状のチャートを原岩とするものが産する。

チャート起源変成岩の層厚は、西教山北西 2.5 km 付近や久居市平谷に分布するもので約 200 m である。大山田村左妻川上流の岩体では、あいだに挟む薄い砂岩起源変成岩を含め、その層厚は約 50 m になる。残りのチャート起源変成岩は、層厚 30 m 以下で、地質図ではいくらか誇張して示してある。

岩石記載

チャート起源変成岩 (GSJ R60814/90120202, 場所: 大山田村広瀬北 1.7 km)

肉眼観察: 単層の厚さが 3 cm 前後の粒状の石英からなる珪質部(チャート本体)と厚さ約 3 mm の黒雲母を主とする泥岩薄層からなる。

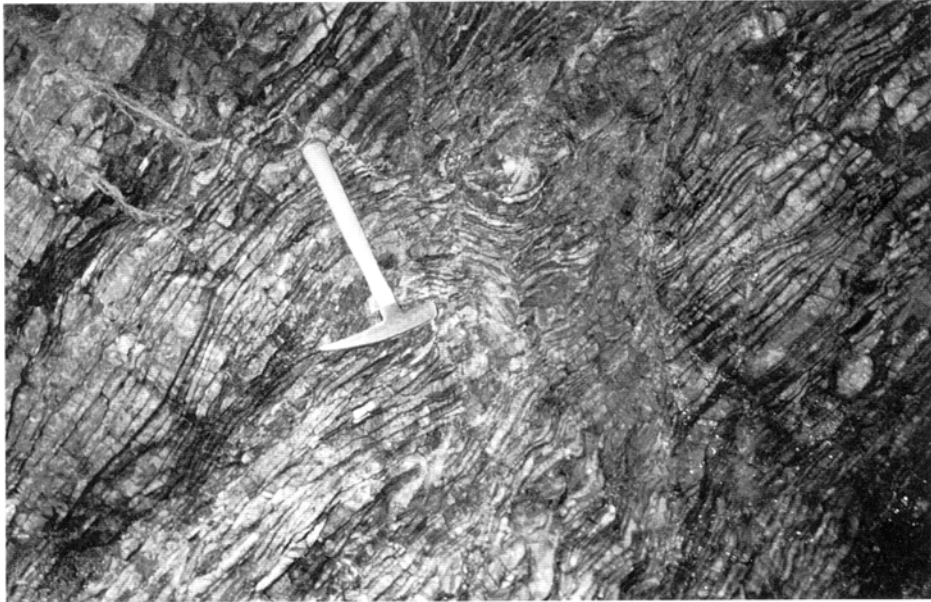
鏡下観察: 完晶質。珪質部は主に石英からなり、更に黒雲母・白雲母・カリ長石を伴い、副成分鉱物として燐灰石と不透明鉱物を含む。泥岩薄層は黒雲母と石英を主として、ざくろ石・白雲母を伴い、副成分として燐灰石・不透明鉱物を含む。

塩基性火山岩起源変成岩 (Rb)

図幅南西部の青山町奥山愛宕神社北西 1.3 km と南東 0.5 km に下部の砂岩泥岩変成岩中に小規模に分布する。周囲の変成岩との直接の関係は不明であるが、地質図では砂岩泥岩起源変成岩中に挟まったレンズ状岩体として表わした。暗緑色細粒の岩石で、完全に再結晶しており原岩の詳しいことは分らない。

岩石記載

角閃岩(塩基性火山岩起源変成岩) (GSJ R60813/90120303, 場所: 奥山愛宕神社 1.2 km, 奥院川上流)



第9図 チャート起源変成岩の露頭写真

チャート起源変成岩は変成度の高い地域でも元の層状構造を良く残している。ハンマーの長さ30cm。

場所：大山田村高尾川中流部

肉眼観察：暗緑色細粒。0.5mm以下の角閃石と斜長石が粒状に見える。

鏡下観察：普通角閃石と斜長石を主とし、不透明鉱物を少量伴う。普通角閃石は、X=淡褐色、Y=褐色、Z=緑褐色の多色性を呈する。斜長石の組成はAn40前後である。

石灰岩起源変成岩 (R1)

大山田村高良城川及び美里村平木で上部の砂岩卓越の砂岩泥岩変成岩中に小規模に産する。高良城川では青灰色緻密な岩石として産する。平木では露出幅は数mで地質図には図示していないが、やはり同様の青灰色緻密な外観を呈する。

岩石記載

石灰岩起源変成岩 (GSJ R61406/92102802A, 場所：美里村平木東方 500m)

肉眼観察：青灰色緻密な石灰質部中に、層厚 1-3 mm の泥質薄層及び方解石からなるレンズ状薄層を挟む。

鏡下観察：完晶質。主成分鉱物として石英・斜長石・スカポライトを等量づつ含み、単斜輝石・方解石・普通角閃石がこれらに続く。更に少量のカリ長石・電気石・スフェン・燐灰石を含む。普通角閃石の多色性は、X=淡緑色、Y=緑色、Z=緑色である。

石灰質砂岩含有砂岩泥岩起源変成岩 (Rs)

三谷川周辺、高良城川周辺から南長野川上流や長野川上流にかけた地域、それに笠取山付近に分布す

る。本岩は傾家変成岩類上部を構成するものの一つで、砂岩を主とし少量の泥岩を伴う堆積岩を起源とする変成岩からなる。このうち、砂岩起源変成岩の一部は、石灰質で淡緑色を呈する(第10図)。この特徴的な淡緑色は、主に単斜輝石によるもので、一種のスカルン化作用による。

岩石記載

石灰質砂岩起源変成岩 (GSJ R60815/90112401, 場所: 大山田村上阿波南南西約2.5kmの高尾川沿い)

肉眼観察: 黒雲母が目立つ暗灰色部と、黒雲母をほとんど含まない淡緑灰色脂質光沢を呈する部分が入り組んでいる。

鏡下観察: 完晶質等粒状。主成分鉱物は、石英・斜長石・単斜輝石・黒雲母・カリ長石である。副成分鉱物は、スフェーン・燐灰石・ジルコンである。

Ⅲ. 1. 4 変成作用

高橋・西岡(1994)は、砂岩泥岩起源変成岩中の変成鉱物から本図幅地域の変成作用を検討した。以下、彼らの成果の概略を紹介する。

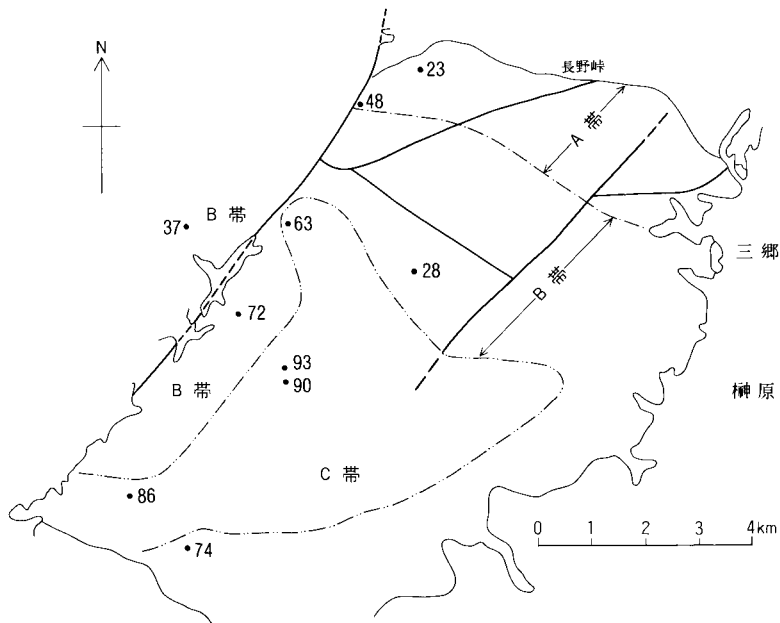
本図幅地域の変成岩は再結晶作用が十分進んでいて、角閃岩相程度の変成相に達している。黒雲母やざくろ石をごく普通に含んでいる。そこで紅柱石の産出と白雲母の有無に着目した(第11図)。

紅柱石の産出地点は、今回の検討試料に加えて端山ほか(1982)を参考にすると加太花崗閃緑岩との境界よりおおむね1kmの範囲にある。分布域の外縁をなめらかに結んだ線(第11図の一点鎖線)より花崗閃緑岩側をA帯とした。一方、白雲母を含まない変成岩は本図幅地域の南西部に分布する(第11



第10図 石灰質砂岩起源変成岩の露頭写真

淡緑色の縞状部(写真では暗色の縞)には単斜輝石が含まれる。ハンマー頭部の長さ18cm。
場所: 大山田村三谷服部川河床



第 11 図 領家変成岩類の変成分帯図 高橋・西岡(1994).
 一点鎖線：紅柱石-珪線石転移線，二点鎖線：白雲母消失の始まり．数字は斜長石双晶のうち(010)面を接合面とするものの頻度(%)．

図の二点鎖線で囲まれた範囲)．その地域をC帯とした．A帯とC帯の間の地域をB帯とした．このような帯区分を行うと，石灰質砂岩を除く砂岩泥岩起源変成岩は石英，斜長石・カリ長石を共通に含み，そのほかの主な鉱物組み合わせは次のようになる．

A帯；黒雲母＋白雲母±珪線石±紅柱石±堇青石±ざくろ石

B帯；黒雲母＋白雲母±珪線石±堇青石±ざくろ石

C帯；黒雲母±珪線石±堇青石±ざくろ石

ただし，紅柱石の多くはB帯との境界近くに産する．

これらの鉱物組合せからB帯からC帯にかけて白雲母が消失する反応は，「白雲母＋石英＝珪線石＋正長石＋水」と考えられ，B帯からC帯へと変成度が上昇する．A帯とB帯の境界は紅柱石の出現で定義したが，加太花崗閃緑岩のごく近くや加太花崗閃緑岩中の捕獲岩では，紅柱石を欠き珪線石を含む．さらにA帯とB帯の境界は加太花崗閃緑岩との境界の形と調和的である．これらから，A帯は加太花崗閃緑岩の貫入による接触変成作用で形成されたものと考えられる．

III. 2 柘植層

柘植層は，北隣「亀山」図幅南西部のJR関西本線柘植駅付近から，その東方の関町加太川上流域にかけて模式的に分布する(宮村ほか，1981)．本図幅地域の柘植層は，その南方延長部である．

柘植層からは化石の産出はないが，「亀山」図幅地域で美濃帯菰野層群下部に対比されていること(宮

村ほか, 1981)と最近の美濃帯の時代論から類推して, 本層の形成はジュラ紀と推定できる. 西側に分布する古琵琶湖層群とは頓宮断層で, 東側の鈴鹿層群とは頓宮断層から南東方へ派生した一ツ家断層(第22図参照)で接している. 本層は加太花崗閃緑岩に貫かれ, 熱変成作用を被っている.

本層は主として砂岩及び泥岩からなる. 泥質混在岩相(脇田・小井土, 1994)を示すことがあり, 泥質基質中に角礫状, レンズ状, パッチ状など, ささまざまな形態を示す砂岩が包有されている. 加太花崗閃緑岩中の捕獲岩には, 層状チャートを伴うものがある.

本層は北東-南西走向で, 北に傾斜している. 領家変成岩類の砂岩泥岩起源変成岩とは加太花崗閃緑岩の貫入によって隔てられ直接の関係が分からないが, 走向傾斜から判断すると, 本層は見掛け上領家変成岩類の上位に重なるものと推定できる.

IV. 深成岩類及び岩脈類

(西岡芳晴・高橋裕平)

IV. 1 深成岩類

IV. 1. 1 研究史及び概要

研究史 深成岩類は領家変成岩類と関連が深いので, 第三章の始めに変成岩類と深成岩類の研究史をまとめて述べた. ここでは塩基性岩類について補足する.

領家帯には塩基性岩類が比較的小さな岩体として分布する. 吉沢 甫氏とその共同研究者は近畿地方の領家帯の地質図を作成し, 塩基性岩類の分布が, 変成度の高いところに偏って帯状配列をなすことを指摘した(吉沢, 1949; Yoshizawa *et al.*, 1966). 塩基性岩類には比較的小さい変輝緑岩, 比較的大さい変斑れい岩, コートランド岩及び変成塩基性岩脈がある. これらは領家帯の花崗岩のフォアランナーと考えられていた(Yoshizawa *et al.*, 1966). 変成塩基性岩脈は古くは岩脈状捕獲岩とされていたものであるが, 西浦研グループ(1974)やIshioka (1974)により, 古期領家花崗岩の固結後に貫入し角閃岩化したドレライトであることが明らかにされた. 沓掛は, 領家帯の深成・変成作用の一連の過程で起こった現象の前後関係を探る上で, 塩基性岩類が重要な鍵となると考え精神的な研究を行った(Kutsukake, 1970, 1973, 1974; 沓掛ほか, 1979など). その結果, “変輝緑岩”は領家変成作用のある時期に変成作用を受けつつあった堆積岩中にソレライト質ドレライトが貫入して, 引き続き変成作用を被ったものとし, 変斑れい岩は変成作用の最盛期を過ぎてから固体貫入したものとした(沓掛, 1977). また, 花崗岩中の斑れい岩の中には周囲の花崗岩との間に調和的な構造を持つ岩体も報告されており(Kutsukake, 1973), 花崗岩との密接な関係が示唆された(沓掛, 1977).

一方、田結庄(1987)はそれまで変成岩類中に貫入したとされていた奈良県神野山斑れい岩体について再検討し、実際には周囲は花崗岩に取り囲まれており変成岩類を貫かないことを明らかにした。加々美ほか(1982)、Kagami *et al.* (1985)、加々美ほか(1987)は、近畿-瀬戸内領家帯の斑れい岩のRb/Sr及びSm/Nd年代測定を行い、古生代末の年代を得て、白亜紀の花崗岩類とは活動時期の異なる古いものである可能性を指摘した。Kagami *et al.* (1985)によると、単一の斑れい岩体の中で意味のあるアイソクロンを引くことには成功していないが、斑れい岩類のうち、角閃石斑れい岩を主とするものと変輝緑岩とはほぼ同一のRb-Sr全岩アイソクロン(300 Ma)を形成するとしている。田結庄ほか(1989)は近畿-瀬戸内領家帯の28の塩基性岩体について総括的な検討を行い、変輝緑岩中にしばしばレンズ状の斑れい岩を産すること、全岩や鉱物化学組成が類似していることから、斑れい岩と変輝緑岩は同一マグマから形成されたものと結論した。

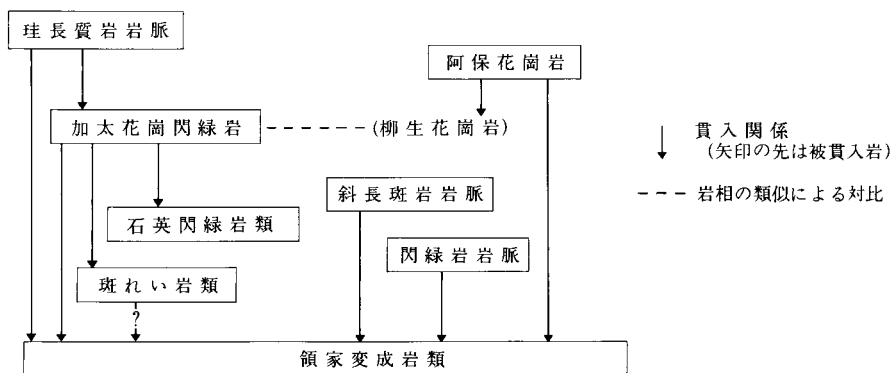
塩基性岩類の放射年代については、上述の300 Maのほか、ジルコンを用いたU-Pb法では斑れい岩、変輝緑岩ともに70-95 Maという値が報告されている(Kagami *et al.*, 1992; 飯泉ほか, 1993)。

概要 本図幅地域の深成岩類は斑れい岩類、石英閃緑岩類、加太花崗閃緑岩、阿保花崗岩からなる(第12図)。

斑れい岩類は領家変成岩類中に分布するものと加太花崗閃緑岩中に捕獲岩として産するものがある。領家変成岩類中に分布する斑れい岩類は主としてノーライトよりなり、加太花崗閃緑岩中の斑れい岩類は角閃石斑れい岩よりなる。石英閃緑岩類は記載岩石学的には大部分が中-細粒等粒状の黒雲母角閃石石英閃緑岩よりなる。本岩は従来より変輝緑岩と呼ばれていたものに相当する。

加太花崗閃緑岩は粗粒の花崗閃緑岩を主体とし領家変成岩類に貫入する。類似の岩相を示す花崗閃緑岩-花崗岩は、本地域西方の上野市周辺にも広く分布し、柳生花崗岩(中島, 1960; Yoshizawa *et al.*, 1966; 桜井・原, 1979)と呼ばれている(第7図)。加太花崗閃緑岩と柳生花崗岩は、現在は上部新生界によって互いに分布を隔てられているが、地下では一続きの岩体であると考えられる。また、加太花崗閃緑岩は端山ほか(1982)の加太花崗岩にほぼ一致し、南隣「二本木」図幅地域の西野花崗岩に対比されている。

阿保花崗岩は図幅南西端にごくわずかに分布するだけであるが、隣接する「上野」・「名張」・「二本



第12図 「津西部」図幅地域の深成岩類の貫入関係

木」図幅地域には広く分布している(第7図)。

なお、深成岩類の分類は Le Maitre (1989) に従った。細粒・中粒・粗粒の境界は、おおむね平均粒径 1mm, 5mmに置いた。

IV. 1. 2 塩基性岩類

本図幅地域の塩基性岩類は、斑れい岩類と石英閃緑岩類からなる。

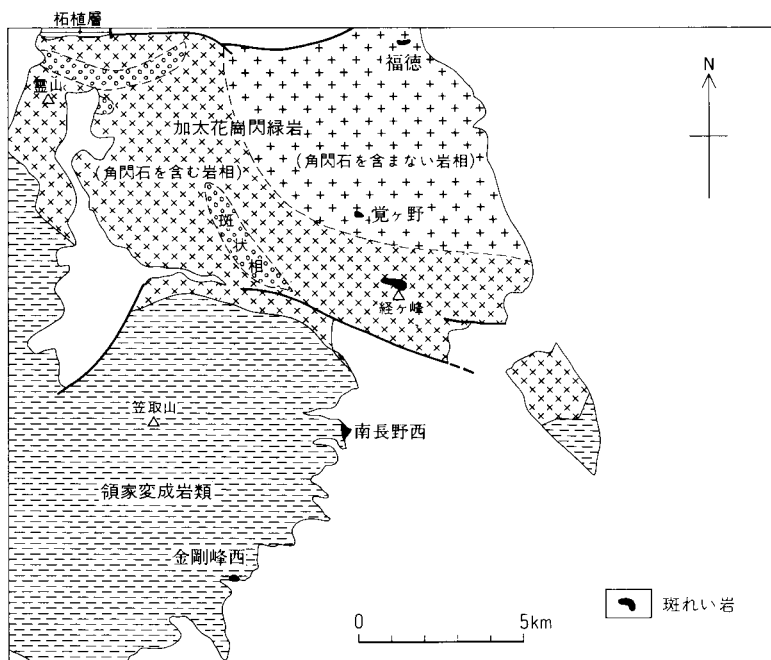
IV. 1. 2. 1 斑れい岩類 (Gb)

斑れい岩は領家変成岩類中に分布するものと加太花崗閃緑岩中の捕獲岩として産するものがある。後述するとおり、両者の岩質は異なっており、領家変成岩類中に分布する斑れい岩は主としてノーライトよりなり、加太花崗閃緑岩中の斑れい岩は角閃石斑れい岩である。本報告では斑れい岩類を2つに分けて記述する。近畿地方領家帯全体を通じて見ると、例えば生駒山では花崗岩中に捕獲されるノーライトが報告されている(生駒山地領家帯研究グループ, 1986)。

領家変成岩類中に分布する斑れい岩

分布 本図幅中央部美里村南長野西方1kmの南長野川沿いと本図幅南西部久居市金剛峰西方1.5kmの2地点に分布する(第13図)。

貫入関係 2箇所とも、領家変成岩類との直接の関係を確認することはできなかった。また、領家変



第13図 「津西部」図幅地域の斑れい岩の分布

成岩類側に接触変成を示す証拠は見出されなかった。

岩相及び産状 南長野川沿いの斑れい岩は、1ルートのみではあるが変成岩類との接触部付近の岩相の変化が観察できる(第14図)。変成岩類との境界部から約500m離れた地点では単斜輝石ノーライト、変成岩類の近傍では角閃石斑れい岩となる。金剛峰西方の斑れい岩は、沢沿いに単斜輝石角閃石ノーライトの小規模な露出があるのみで、周囲の変成岩類との関係は不明である。これらのノーライトはほぼ径2mm程度の苦鉄質鉱物が目立つ等粒状優黒質の岩石である。

岩石記載

中粒優黒質単斜輝石角閃石ノーライト (GSJ R61405, 場所: 久居市金剛峰西方)

主成分鉱物: 斜長石・斜方輝石・普通角閃石・単斜輝石

副成分鉱物: 不透明鉱物

斜長石は径1.5mm以下で、半自形-他形であり、累帯構造は弱く、集片双晶をなす。斜方輝石は自形-他形、多色性はない。伸長方向に平行に細かい離溶ラメラが認められる。まれに双晶をなす。普通角閃石は径2mm以下で他形、軸色は、X=淡黄色、Y=淡褐色、Z=褐色で、リムに近い部分では多色性が弱くなる。斜長石や輝石などをポイキリティックに含む。単斜輝石は少量で、径1mm以下、半自形-他形。

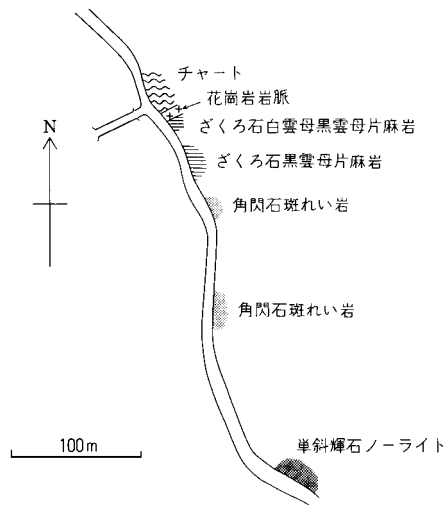
中粒角閃石斑れい岩 (場所: 美里村南長野川沿)

2-3mmの自形性の良い普通角閃石と2mm程度の無色鉱物からなる塊状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石

副成分鉱物: 不透明鉱物

斜長石は自形で累帯構造は弱く、集片双晶が顕著である。石英は他形で少量である。カリ長石はごく少量で他の結晶の粒間で他形をなす。普通角閃石は自形-他形で、自形の場合は長柱状である。軸色はX=淡黄色、Y=淡褐色、Z=褐色である。自形の斜長石をポイキリティックに含む。



第14図 斑れい岩類と領家変成岩類の境界部付近のルートマップ
約30mの露欠部を挟んで北西側に片麻岩、南西側に斑れい岩が分布する。場所: 美里村南長野

加太花崗閃緑岩中の捕獲岩として産する斑れい岩

分布 加太花崗閃緑岩中には石英閃緑岩の捕獲岩が多数分布するが、それらに伴い斑れい岩質の捕獲岩も数地点で見られる。Yoshizawa *et al.* (1966) は経ヶ峰山頂に広くノーライトを図示しているが、今回の調査では、経ヶ峰の北斜面及び北西の谷筋の数箇所において、角閃石斑れい岩と黒雲母角閃石トーナル岩-石英閃緑岩の転石が得られたにすぎない。また、地質図には図示していないが、径 20 m 前後の非常に小規模な斑れい岩体が覚ヶ野南東に露出する。

貫入関係 加太花崗閃緑岩中に捕獲岩として取り込まれる。

岩相及び産状 細-粗粒塊状の角閃石斑れい岩よりなる。中粒のものは、後述する石英閃緑岩類と似た外観を呈する。粗粒のものは角閃石の自形結晶が目立つ等粒状の岩石で、やや不均質で粒径のばらつきがある。斑れい岩はいずれも石英閃緑岩類の付近に産することが多い。両者が相伴って産することから、成因的な関係が予想されるが、両者が移化するような露頭はなかった。経ヶ峰山頂の角閃石斑れい岩中の角閃石の一部は細粒結晶の集合体に変化しており、これは加太花崗閃緑岩による熱変成作用によるものと考えられる。

岩石記載

中-細粒黒雲母含有角閃石斑れい岩 (GSJ R61396, 場所: 芸濃町 南垣内川上流^{げいのうちょうみなみがいと})

主として1-3 mm の自形性の良い角閃石と1 mm 程度の黒雲母及び1 mm 以下の斜長石のよりなる塊状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物: 燐灰石・不透明鉱物

自形-半自形の斜長石と角閃石を主とする等粒状組織を呈する。斜長石は自形-半自形で、大きいものは細長く、コアとマンテルがはっきりわかる累帯構造を示す。普通角閃石は半自形-他形で、多色性は弱く、軸色はX=淡緑色、Y=淡黄緑色、Z=淡緑褐色である。黒雲母は自形-半自形で軸色はY=Z=褐色である。

中粒黒雲母角閃石斑れい岩 (GSJ R61413, 場所: 経ヶ峰)

主として長径2-4 mm の斜長石と長径1-3 mm の角閃石及び黒雲母よりなる塊状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物: 不透明鉱物

斜長石は集片双晶が顕著である。石英はごく少量含まれる。普通角閃石は半自形-他形で、軸色はX=無色、Y=淡褐色、Z=淡褐色であるが多色性をほとんど示さないものもある。一部の普通角閃石は細粒の結晶の集合体となっている。黒雲母は半自形で軸色はY=Z=褐色である。

IV. 1. 2. 2 石英閃緑岩類 (Qd)

分布及び対比 本岩は加太花崗閃緑岩中の捕獲岩として主に錫杖ヶ岳付近から稲子山にかかる一帯に多数分布している。Yoshizawa *et al.* (1966) が“Fine~medium-grained bitoite-hornblende quartz diorite”及び“Fine-grained basic rocks”としたものに相当する。

岩相及び産状 本岩は石英閃緑岩類として一括したが、岩石種としては様々な岩相を含む。大部分は中-細粒等粒状の黒雲母角閃石石英閃緑岩で、一部トーナル岩組成となる。芸濃町伊賀越東方では、や

や粒度が粗くなる。概して塊状であるがときに弱いフォリエーションを示す。北西-南東方向に細く伸びて平行に配列しているものが多い。大きい岩体で幅数 100 m、長さ数 km に達する。地質図に表示できない厚さ数 10 m 程度の小さな岩体が多数存在する。斑れい岩の項で述べたように斑れい岩を伴うことがある。また、領家変成岩類とともに捕獲されていることもしばしばあり、領家変成岩類を調和的に貫いている。加太花崗閃緑岩との接触部はシャープで、花崗閃緑岩側に急冷縁は認められない(第 15 図)。

本岩は、優白質の網目状細脈によって分断されることがしばしばある(第 16 図)。また、本岩が岩脈状に加太花崗閃緑岩に貫入するよう見える部分がある。

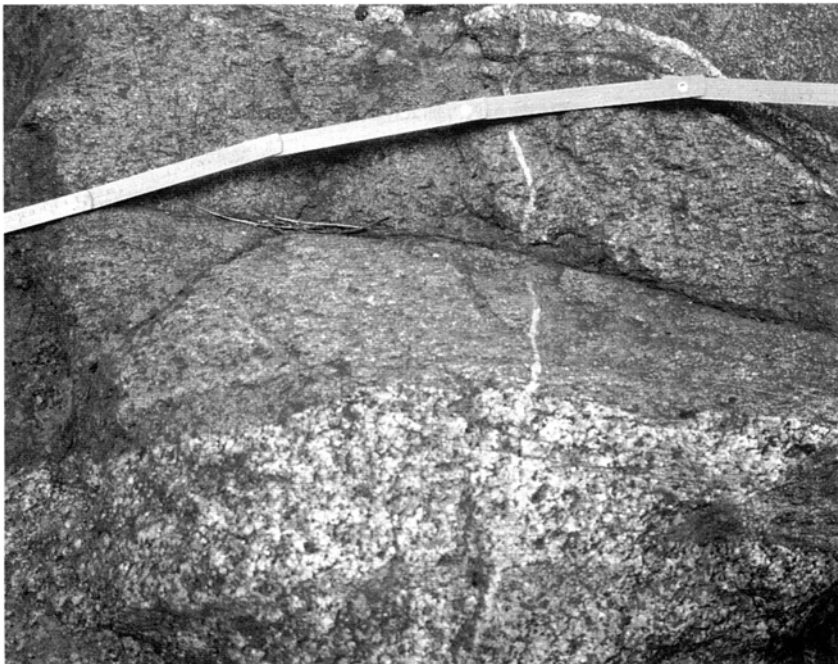
岩石記載

細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩 (GSJ R 61398, 場所: 芸濃町笹子川上流)

主成分鉱物: 斜長石・石英・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物: 褐れん石・不透明鉱物・スフェン

大部分は完晶質等粒状の火成岩の組織を呈するが、一部にグラノプラスチックな組織も見られる。斜長石は自形-半自形で長径 1 mm 程度である。普通角閃石は半自形で長径 0.8 mm 以下であり、軸色は X = 淡黄色、Y = 淡緑色、Z = 緑色である。黒雲母は長径 0.4-0.8 mm で軸色は X = 淡黄色、Y = Z = 褐色である。普通角閃石と黒雲母の量比は等量かやや普通角閃石が多い。



第 15 図 石英閃緑岩類と加太花崗閃緑岩の接触部

写真上半部が石英閃緑岩で、下半部が加太花崗閃緑岩。境界はシャープで加太花崗閃緑岩に急冷相はない。縦に幅約 5mm の珪長質脈が走る。場所: 芸濃町笹子川



第 16 図 石英閃緑岩類の露頭写真

灰黒色緻密な細粒石英閃緑岩が、網目状の珪長質岩脈により分断されている。場所：芸濃町笹子川

IV. 1. 3 加太花崗閃緑岩 (Kh, Kf, Kp)

分布 伊賀町^{れいざん}霊山付近から安濃町長谷山にかけて広く分布し図幅北西部の大部分を占めており、更に北方の「亀山」図幅にも分布している(宮村ほか, 1981)。このほか久居市榊原町や美里村三郷に小規模に露出する花崗閃緑岩も、岩相上の類似性から、加太花崗閃緑岩の一部とみなした。

貫入関係 領家変成岩類と柘植層に貫入し熱変成を与えている。領家変成岩類との直接の関係は高良城川河床や長野峠東 800 m などで観察できる。花崗閃緑岩は急冷縁を持たず、変成岩類に貫入接触している。

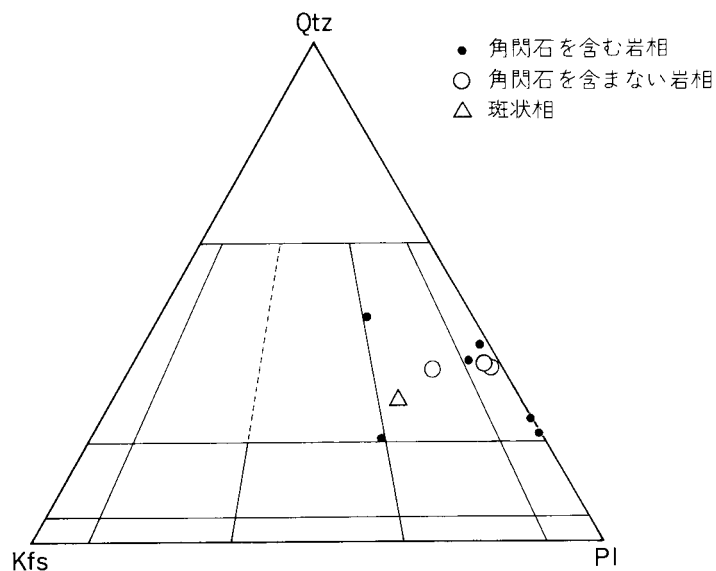
岩相及び産状 粗粒な花崗閃緑岩を主とし、トーナル岩、花崗岩を含む(第 17 図)。本岩は、角閃石の有無に着目して、角閃石を含む岩相、角閃石を含まない岩相、更に両者から移化して斑状組織を呈する斑状相に分けた。ただし角閃石を含まない岩相の中でも、捕獲岩の周囲で不均質となり角閃石を伴うことがある。それぞれの岩相の境界付近では貫入関係は認められず相互に漸移するらしい。

このほか、本岩は分布域の南端の数箇所(長野峠東方約 800 m や平木北西約 1 km など)において、角閃石を含まない優白質な岩相となる。これらの分布域は狭く、地質図には図示していない。岩質は黒雲母花崗閃緑岩である。

布引山地北東部の錫杖ヶ岳から経ヶ峰にかけて、本岩中に領家変成岩類や塩基性岩類が捕獲岩状に数多く存在するが(第 18 図)、西部の蝙蝠峠から長野峠では比較的少なくなる。

IV. 1. 3. 1 角閃石を含む岩相 (Kh)

伊賀町霊山付近から布引山地を経て安濃町長谷山にかけて分布し、概して粗粒角閃石黒雲母トーナル



第 17 図 加太花崗閃緑岩の各岩相のモード組成
宮村ほか(1981)のデータも含む

岩，花崗閃緑岩よりなり，花崗岩を伴う．色指数は 9-17 で時に有色鉱物の配列による弱いフォリエーションを示す．

岩石記載

粗粒角閃石黒雲母トータル岩 (GSJ R 61410, 場所：大山田村子延川)

主として径 5-7mm 程度の無色鉱物と、径 1-3mm 程度の有色鉱物からなる塊状の岩石である．

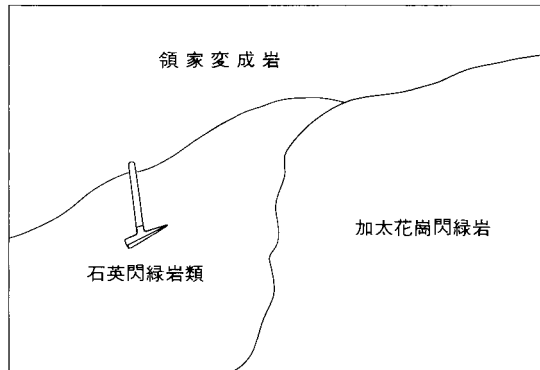
主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・普通角閃石・黒雲母

副成分鉱物：スフェン・不透明鉱物・燐灰石・ジルコン

斜長石は集片双晶が顕著である．石英は弱い波動消光を示す．カリ長石は少量で斜長石中でアンチパーサイトを形成するほか，斜長石粒間で他形をなす．普通角閃石は容量比約 2% で黒雲母に伴うことが多い．軸色は X=淡褐色，Y=緑色，Z=緑褐色である．黒雲母は容量比約 18% で，粒状の不透明鉱物やジルコンを含む．一部緑泥石化している．軸色は Y=Z=褐色である．

IV. 1. 3. 2 角閃石を含まない岩相 (Kf)

角閃石を含まない岩相は関町加太神武から芸濃町錫杖湖周辺にかけて分布し，角閃石を含む岩相と漸移している．主として粗粒の黒雲母花崗閃緑岩-トータル岩よりなり，一部黒雲母花崗岩を含む．黒雲母花崗岩は錫杖湖の北岸などに見られる．本岩は領家変成岩類や塩基性岩類を包有している．しばしば領家変成岩類と石英閃緑岩類を同一ブロックに含むことがある(第 18 図)．また，それらの捕獲岩周辺では不均質(第 19 図)となり，部分的に角閃石を含む部分が認められることがある．



第 18 図 加太花崗閃緑岩中の捕獲岩の産状
石英閃緑岩類が領家変成岩類を調和的に貫き、更にそれらに加太花崗閃緑岩が貫入している。

岩石記載

中 - 粗粒黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R61409, 場所: 芸濃町宝並)

主として径 5mm 程度の無色鉱物と、径 1-2mm 程度の黒雲母からなる塊状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物: 褐れん石・燐灰石・ジルコン

斜長石は累帯構造及び集片双晶が顕著である。カリ長石は容量比約 3% で、弱いパーサイト組織を示し、他形の微粒斜長石をポイキリティックに含むことがある。黒雲母は容量比が約 12% で、しばしばクロット状をなす。軸色は Y=Z=褐色である。

IV. 1. 3. 3 斑状相 (kp)

斑状相は伊賀町霊山北方や大山田村伊賀越西方、及び芸濃町北畑西方に露出する。本岩相は肉眼で弱



第19図 不均質な岩相を示す加太花崗閃緑岩の露頭写真
加太花崗閃緑岩の角閃石を含まない岩相では、しばしばこのように粒度と組成の異なる層が複雑に入り組む不均質な産状を示す。場所：芸濃町笹子川

い斑状組織が認められるのが特徴である。カリ長石斑晶の長軸方向が定向配列することがある。岩質は主として粗粒角閃石黒雲母花崗岩であるが、角閃石を欠くこともある。

岩石記載

粗粒斑状黒雲母花崗岩 (GSJ R61411, 場所：蝙蝠峠北西)

径 2 cm 程度のカリ長石を斑晶とする斑状組織を呈する。その他の無色鉱物も粗粒で 1 cm 程度である。黒雲母は径 1-3 mm 程度である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・不透明鉱物

斜長石は自形-半自形柱状で、微粒の黒雲母や石英を包有する。カリ長石は斑晶としてあらわれるほか、他の結晶の粒間で他形をなすものも認められる。マイクロクリン構造を示すことがある。斜長石との間にミルメカイトを生じている。黒雲母は自形-半自形、 $Y=Z$ =褐色である。不透明鉱物は極少量含まれる。

IV. 1. 4 ^あ阿保花崗岩 (Ga)

分布 図幅南西端にごくわずかに分布しているだけであるが、隣接する「上野」・「名張」・「二本木」図幅地域に広く分布している。

貫入関係 領家変成岩類を非調和に貫き、西隣「上野」図幅地域では、しばしば領家変成岩類を捕獲

している。「上野」図幅地域では加太花崗閃緑岩に対比できる柳生花崗岩を貫いている。

岩相 端山ほか(1982)によれば、本岩は大部分が等粒塊状の細粒黒雲母花崗岩よりなり、一部で黒雲母の配列によるフォリエーションを示す。本図幅地域では、細粒白雲母含有黒雲母花崗岩からなる。本図幅内においては良好な試料が得られなかったため、以下の岩石記載は西隣「上野」図幅地域より採取した試料についてのものである。

岩石記載

細粒白雲母含有黒雲母花崗岩(場所：青山町比々岐神社(「上野」図幅地域))

主として径 1mm 前後の無色鉱物とより細粒の黒雲母よりなる塊状の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・不透明鉱物

斜長石は自形 - 半自形である。カリ長石は他形であり、弱いパーサイト組織を持つ。黒雲母は自形-半自形長柱状で $Y=Z$ =褐色であり、わずかに定向配列を示す。白雲母は小さく(0.3 mm 以下)ごく少量である。

IV. 1. 5 化学組成

本図幅地域の深成岩類の中から阿保花崗岩を除く代表的な試料 10 個と珪長質岩脈1個を選び、蛍光 X線分析による化学分析を行った。第 3 表にこれらの化学組成、CIPWノルム組成を一括して示した。また、これを SiO_2 組成変化図及び AFM 図にプロットしたものを第 20, 21 図に示す。これらの図には比較のために Ishihara and Terashima (1977) による中部地方西部の領家花崗岩類の領域を示した。

加太花崗閃緑岩は SiO_2 含有量が 56 - 73% と広い組成幅を持つ。 SiO_2 の最も少ない試料(第 3 表 no. 8) はトータル岩組成である。 SiO_2 組成変化図及び AFM 図からは、中部地方西部の領家花崗岩とほぼ同様な化学組成を示すといえる。ただし Na_2O 含有量は中部地方の領家花崗岩よりも高いものが多い。加太花崗閃緑岩を貫く珪長質岩脈(第 3 表 no. 11)は加太花崗閃緑岩の斑状相とほぼ同様の化学組成を有する。

加太花崗閃緑岩中の捕獲岩のうち、斑れい岩類(第 3 表 no. 1, 2)の SiO_2 含有量は 48 - 51%、石英閃緑岩類の SiO_2 含有量は 53 - 59% である。やや組成にばらつきがあるものの、両者や加太花崗閃緑岩の塩基性の岩相と似た組成を示す。

領家変成岩類中の斑れい岩(第 3 表 no. 3)は加太花崗閃緑岩中の斑れい岩や、石英閃緑岩類とは異なる組成を有している。同程度の SiO_2 で比較すると MgO 、Total Fe に富み、 Al_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O に乏しい。特に MgO が著しく多く、 Al_2O_3 が著しく少ないのは、モードで斜長石が乏しく、角閃石が多いことに対応している。

IV. 2 岩脈類

本図幅地域の岩脈類は、岩質から大きく珪長質岩類、斜長斑岩、閃緑岩に分けられる。

第3表 深成岩類の主成分化学組成とCIPWノルム鉱物組成

no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Group	塩基性岩類					加太花崗閃緑岩類					斑状岩脈 花崗岩
	斑れい岩類			石英閃緑岩類		角閃石を含む岩相		角閃石を含まない岩相		斑状相	
SiO ₂	47.94	50.73	51.03	53.39	58.89	62.26	65.96	56.01	67.90	73.02	73.10
TiO ₂	1.34	0.48	0.48	1.50	1.40	0.79	0.52	0.95	0.49	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	19.43	18.16	5.24	18.56	17.39	17.74	17.57	20.49	16.27	14.26	14.06
Fe ₂ O ₃ *	10.86	8.62	15.00	10.18	8.15	6.54	4.51	7.50	4.21	2.18	2.20
MnO	0.19	0.17	0.29	0.18	0.12	0.11	0.07	0.11	0.07	0.06	0.04
MgO	6.05	9.15	17.69	3.17	2.44	1.43	0.97	1.88	0.90	0.32	0.29
CaO	11.27	11.06	9.87	6.91	5.70	5.03	4.75	5.67	3.93	1.52	1.58
Na ₂ O	2.39	1.29	0.47	3.05	3.15	3.77	3.80	3.75	3.45	3.67	2.94
K ₂ O	0.73	0.41	0.15	2.41	1.94	1.98	1.57	2.65	2.18	4.21	4.94
P ₂ O ₅	0.19	0.06	0.05	0.32	0.33	0.21	0.11	0.31	0.10	0.09	0.05
Total	100.39	100.13	100.27	99.67	99.48	99.85	99.83	99.30	99.48	99.55	99.40
CIPW norm											
Q		2.16		3.24	14.33	17.05	24.19	6.15	27.82	30.91	32.23
C					0.53	0.75	1.25	1.89	1.33	1.12	1.12
or	4.31	2.42	0.89	14.24	11.46	11.70	9.28	15.66	12.88	24.88	29.12
ab	20.22	10.92	3.98	25.81	26.65	31.90	32.15	31.73	29.19	31.05	24.88
an	40.13	42.55	11.75	29.83	26.12	23.58	22.85	26.10	18.84	6.95	7.51
di	wo	6.07	4.98	15.40	0.98						
		en	3.24	3.17	9.98	0.41					
hy	fs		2.64	1.50	4.37	0.58					
		en	3.90	19.62	32.87	7.49	6.08	3.56	2.42	4.68	2.24
fs	3.18		9.27	14.40	10.55	8.54	7.43	5.15	8.41	4.81	2.57
	fo	5.56		0.85							
fa	5.00		0.41								
mt	3.15	2.50	4.35	2.95	2.36	1.90	1.31	2.17	1.22	0.63	0.64
il	2.54	0.91	0.91	2.85	2.66	1.50	0.99	1.80	0.93	0.44	0.38
ap	0.44	0.14	0.12	0.74	0.76	0.49	0.25	0.72	0.23	0.21	0.12

* 全Fe₂O₃

化学組成は灼熱減量後の値、CIPWノルム値はFeO/(FeO+Fe₂O₃)=0.8と仮定して計算した。

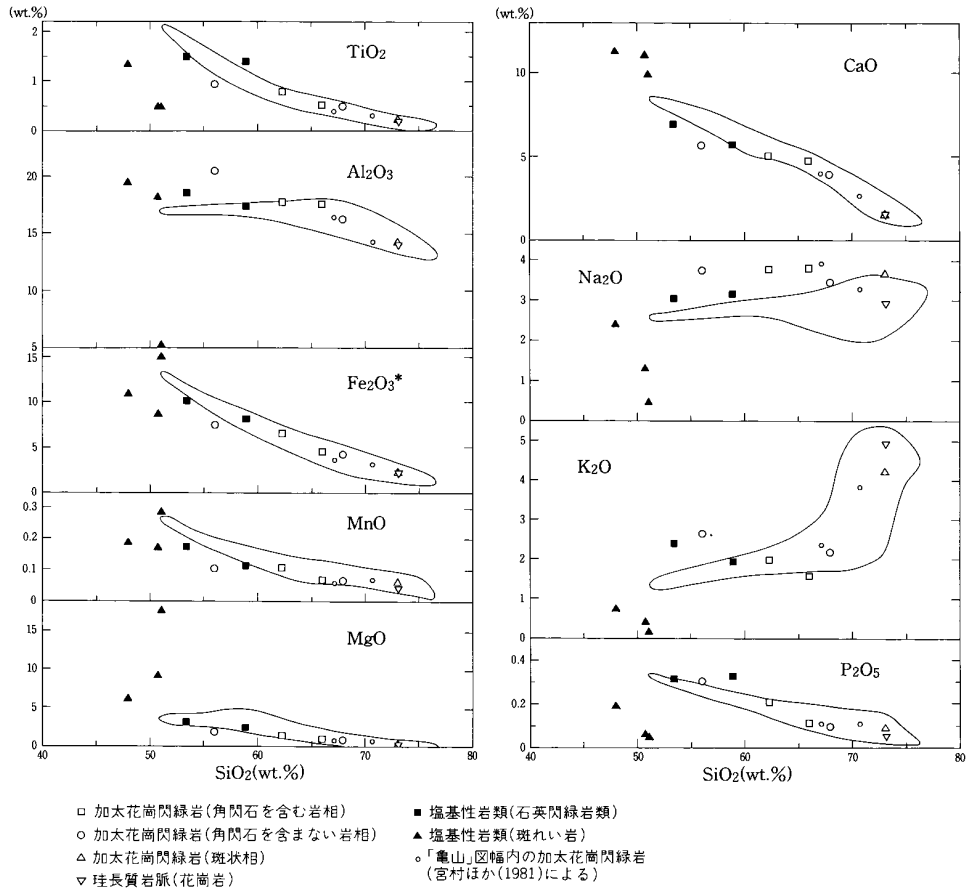
- | | |
|--------------------------------------|---------------------------------|
| 1 中-細粒黒雲母含有角閃石斑れい岩(芸濃町南垣内川) R61396 | 7 粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩(安濃町経ヶ峰東) R61401 |
| 2 中粒黒雲母角閃石斑れい岩(芸濃町経ヶ峰) R61413 | 8 粗粒黒雲母トータル岩(美里村日南田東) R61399 |
| 3 中粒優黒質単斜輝石角閃石ノークライト(久居市金剛峰西) R61405 | 9 中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩(芸濃町宝並) R61409 |
| 4 細粒黒雲母角閃石石英閃緑岩(芸濃町笹子川) R61398 | 10 斑状黒雲母花崗岩(芸濃町我賀浦川) R61403 |
| 5 中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩(芸濃町伊賀越) R61404 | 11 中粒黒雲母花崗閃緑岩(美里村長野峰) R61407 |
| 6 粗粒角閃石黒雲母トータル岩(大山田村子延川) R61410 | |

IV. 2. 1 閃緑岩(D)

分布 領家変成岩類中に散在するが、高尾川沿いで比較的多数分布する。

貫入関係 領家変成岩類に貫入している。

岩相及び産状 細-中粒の閃緑岩よりなる。いずれも小規模なものばかりで脈幅は数m程度のものが多い。岩脈の走向は東西性のものが卓越する。



第 20 図 「津西部」図幅地域の深成岩類の酸化物のSiO₂組成変化図
 Ishihara and Terashima (1977) による中部地方西部の領家帯花崗岩類の組成範囲の概略を細い実線で示した。

岩石記載

斑状閃緑岩 (GSJ R60816, 場所: 大山田村猿野南南東 1 km 高尾川河床)

主に径 1 - 2 mm の斜長石や苦鉄質鉱物の石基からなり, 径 3-5 mm 程度の黒雲母や角閃石の斑状結晶が散在する斑状岩である。

主成分鉱物: 斜長石・普通角閃石・黒雲母・石英・不透明鉱物

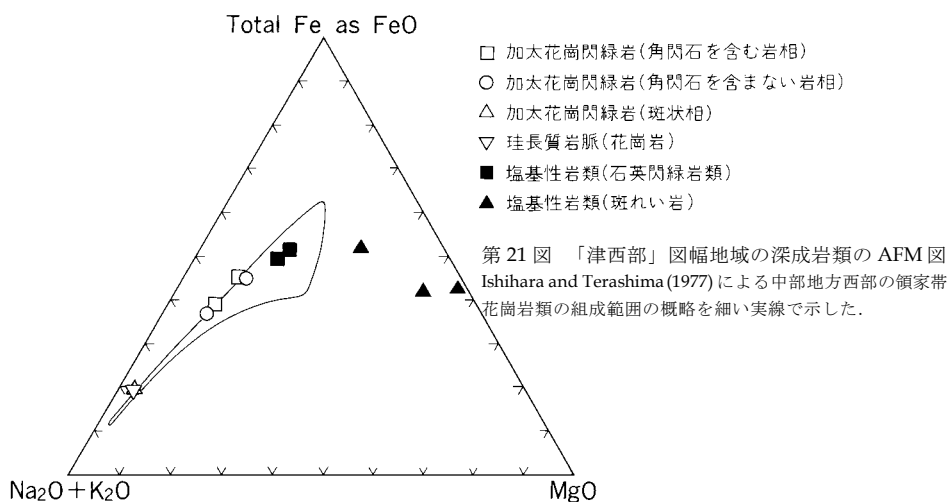
副成分鉱物: 燐灰石・スフェン

斜長石は自形 - 半自形, An40 - 55程度で均質であるが, まれによりAnに富む核部を有するものがある。普通角閃石は半自形 - 他形でZ=緑褐色である。黒雲母は半自形 - 他形でY=Z=褐色である。

IV. 2. 2 斜長斑岩(P)

分布 笠取山の北東 1.2km 付近。

貫入関係 西北西 - 東南東方向の走向で領家変成岩類に貫入している。



岩相及び産状 斑状で石基は灰褐色緻密である。斑晶は径2-6mmの自形性の良い斜長石と径2-4mmの黒雲母からなる。脈幅は20m前後で、貫入面は鉛直に近い。

岩石記載

斜長斑岩 (GSJ R61389, 場所: 笠取山北方)

石基: 径0.2mm以下の等粒状で石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなる。

斑晶: 斜長石・石英・黒雲母・普通角閃石

斑晶の斜長石は自形で顕著な累帯構造を示す。普通角閃石は径3mm以下で自形、緑褐色-緑色である。しばしば径0.2mm程度の黒雲母と普通角閃石が集合体をなす。

IV. 2. 3 珪長質岩類 (G)

分布 本図幅南西部に比較的多く分布する。

貫入関係 領家変成岩類を貫くものが多い。加太花崗閃緑岩を貫くのは、図幅北西端の花崗斑岩と花崗岩だけである。

岩相及び産状 本岩脈を構成する岩石は、花崗岩・ペグマタイト・アプライト・花崗斑岩である。脈幅は数m程度のものから200m程度のものまでである。岩脈の走向は北西-南東方向のものが卓越する。

以下に領家変成岩類に貫入する細粒花崗岩、加太花崗閃緑岩に貫入する花崗斑岩と花崗岩を記載する。

岩石記載

細粒ざくろ石含有白雲母黒雲母花崗岩 (GSJ R60817, 場所: 大山田村笠取山山頂三角点南西1.3km馬野川沿い)

細粒でほぼ等粒状。構成鉱物は径0.5-1mmで、石英・長石・黒雲母のほか、ざくろ石が肉眼で確認できる。

主成分鉱物: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母

副成分鉱物: ざくろ石・ジルコン・燐灰石

花崗斑岩 (GSJ R60818, 場所: 伊賀町靈山三角点北東 1.2km の河床)

斑状組織を呈する。石基は灰褐色緻密で、斑晶は長径 2-7 mm の石英・長石類と径 1-2 mm の黒雲母からなる。

石基: 極細粒, 等粒状で, 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなる。

斑晶: 斜長石・石英・黒雲母

斜長石はしばしば顕著な波動累帯構造を示す。

斑状黒雲母花崗岩 (GSJ R61403, 場所: 芸濃町我賀浦川上流)

斑晶: 石英は他形で径 1-4 mm, 斜長石は長径 2-4mm であるが, 結晶の周囲の境界部では石基の鉱物により切られる。カリ長石は他形で径 4-6 mm。黒雲母は自形-半自形で軸色は Y=Z=褐色である。

石基: 径 0.1-0.4mm の他形, 粒状の石英とカリ長石よりなる。

副成分鉱物: ジルコン・燐灰石・不透明鉱物

V. 瀬戸内中新統(第一瀬戸内累層群)

(吉田史郎)

V. 1 鈴鹿層群

V. 1. 1 研究史及び概要

鈴鹿層群(鈴木ほか, 1948 b 命名)は, 関町久我付近の加太花崗閃緑岩からなる山地を境界にして, その西にある加太盆地とその東の関町萩原を中心とする地域(以下, 萩原地域)に分かれて分布する。

この地域に第三紀層が分布することは, 明治期の 20 万分の 1 地質図幅「四日市」(山下, 1889)によって始めて明らかにされた。しかし, 鈴鹿層群として本格的に研究されたのは, 昭和初期の鈴鹿恒茂氏の未公表論文(京都大学進級論文: 1934年執筆)を除くと, 終戦直後の鈴木ほか(1947), 鈴木ほか(1948 a, b), 鈴木・大山(1948)の一連の報告が最初である。これらの研究は, 当時のエネルギー不足の対策として, 日本各地で実施された亜炭調査の一環として行われた成果であり, 両地域の鈴鹿層群の岩相層序の大綱は, これらの研究によって確立されたと言える。

その後, 鈴鹿層群については, 層序及び古生物に関する研究(荒木・北村, 1963; Shibata, 1978; 和田, 1980; 中島, 1988)や構造地質に関する研究(大草・安部, 1966; 二村, 1982, 1989)などが行われた。このうち, 荒木・北村(1963), 二村(1982)は, 鈴鹿層群の岩相層序を示したが, その内容は鈴木ほか(1948b)の区分と一致している。

一方, 宮村ほか(1981)は, 北隣 5 万分の 1 地質図幅「亀山」の報告書の中で, 鈴鹿層群の岩相層序を設定し, 各層の記載を行った。本報告でも, この区分を踏襲するが, 部層の岩質名については主要岩相

に対応するようにこの機会に改めた。

鈴鹿層群は厚さ数 m- 数 10 m の泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩からなり、石炭の薄層をしばしば挟在する。凝灰岩層は全く観察されない。第 4 表に加太盆地と萩原地域の鈴鹿層群の層序区分と対比を、第 22, 23 図に両堆積盆の鈴鹿層群の地質図を示す。これらの図表に示されるように、鈴鹿層群は下位から下部累層・中部累層・上部累層に区分される。地質構造は東西走向で 20-40° 南傾斜が卓越し、南に順次上位層が重なる同斜構造を示す。加太盆地では南縁が加太断層によって、萩原地域では西縁が弁天-久我断層によって断たれる。産出化石から下部累層と中部累層は淡水成、上部累層は浅海-汽水成堆積物とみなされる。

なお本図幅地域には梶ヶ坂含礫砂岩層以上の中部累層と上部累層が露出するので、本報告では梶ヶ坂層以上の地層だけを記述する。同層よりも下位層については、宮村ほか(1981)によって記載されている。

V. 1. 2 中部累層

向井巨礫岩相 (Sm)

地層名 宮村ほか(1981)命名記載。

分布 加太盆地東部に分布し、本図幅地域にはその中-上部が露出する。

模式地 「亀山」図幅地域の関町加太向井東方約200mの崖(宮村ほか, 1981)。

層序関係 蛇谷砂岩泥岩層に整合に重なり、西縁で板屋礫岩層及び梶ヶ坂層下部に側方漸移する。

層厚 上限が加太断層によって断たれるが、見られる限りの層厚は約 350 m と推定される。本図幅地域には中-上部の約 200 m の部分が露出する。

岩相 淘汰の悪い礫が密集する礫岩層からなる、礫の大部分は、加太花崗閃緑岩起源の亜円-亜角礫の巨-大礫である。花崗閃緑岩礫には、時に長径 2 m 以上に達する巨礫も観察できる。これらの花崗閃緑岩礫の間隙は、泥岩・砂岩のホルンフェルス、閃緑岩、細粒黒雲母花崗岩などの中-大礫と、石英・長石・黒雲母からなる基質によって充填されている。

第4表 鈴鹿層群の層序区分と対比

年地質	層群	堆積層	加太盆地	萩原地域	加太盆地	萩原地域
中新世前期	鈴鹿層群	上部累層		姫谷砂岩シルト岩層 石山砂岩層		明層 姫谷砂岩泥岩層 石山砂岩層
		中部累層	神武砂岩シルト岩層 梶ヶ坂含礫砂岩層 大相池 板屋礫岩層 向井巨礫岩相 蛇谷砂岩泥岩層*	萩原砂岩シルト岩層 観音山含礫砂岩層* 筆捨礫岩層*	加太層	神武夾炭層 梶ヶ坂含礫砂岩層 蛇谷夾炭層 一家礫岩層
	下部累層	一ツ家角礫岩層*				

* 本図幅地域には分布しない

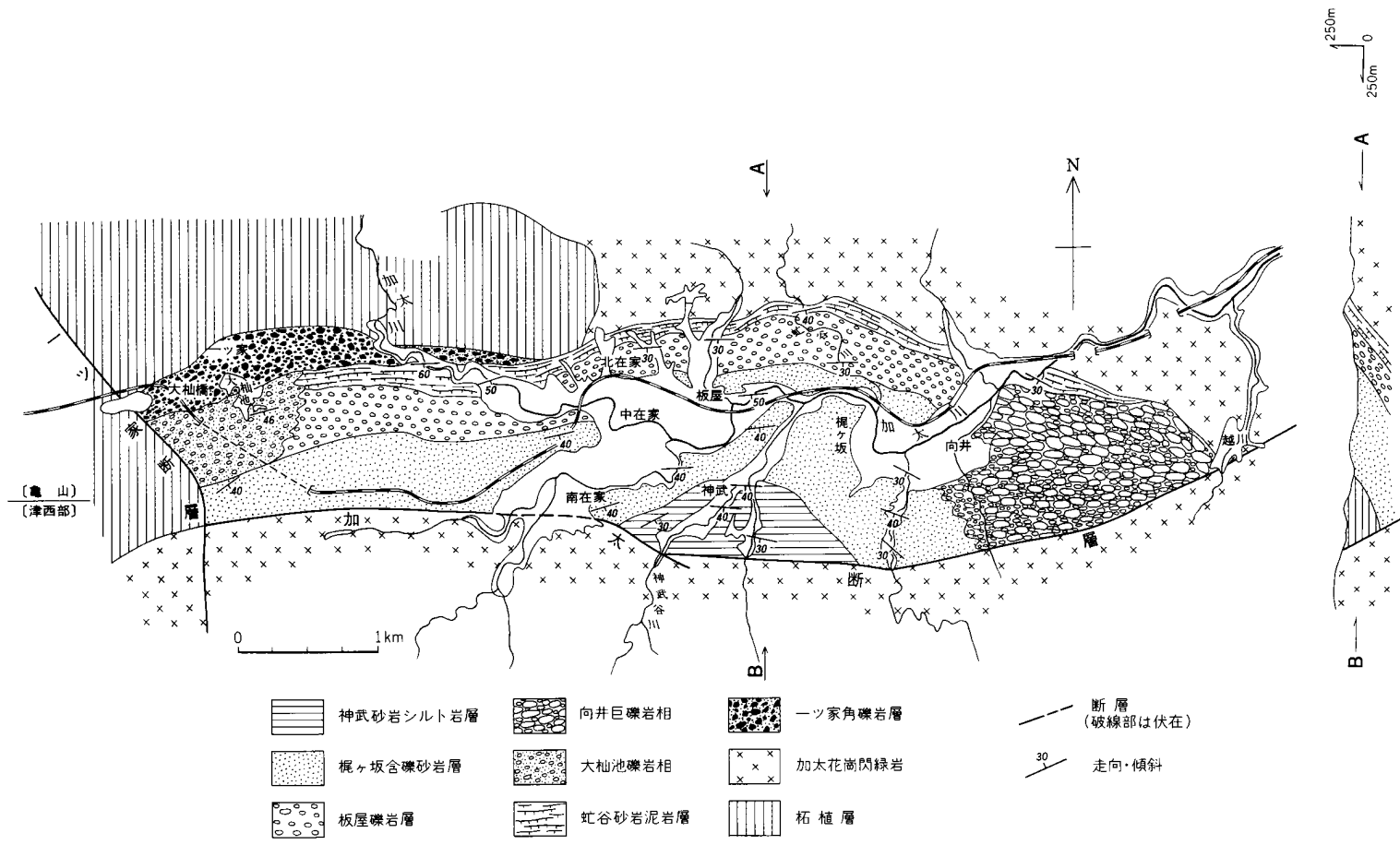
本報告 (宮村ほか, 1981) を一部修正)

鈴木ほか, (1948a)

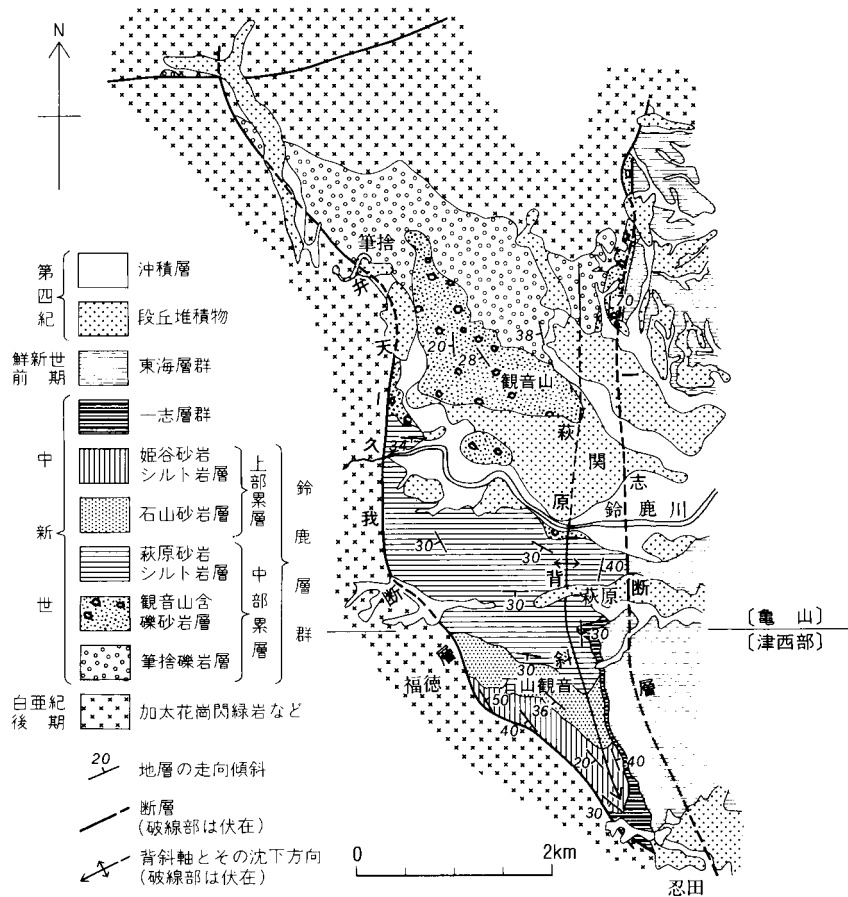
鈴木ほか, (1948b)

鈴木ほか(1948 a, b) では加太盆地と萩原地域の鈴鹿層群の対比は示されていない。

ここでは仮に、両地域の加太層が対比されるものとした。



第22図 加太盆地の鈴鹿層群の地質図 宮村ほか(1981)を一部修正.



第23図 萩原地域の鈴鹿層群の地質図
宮村ほか(1981)及び本報告に基づいて作成。

梶ヶ坂含礫砂岩層 (Sk)

地層名 鈴木ほか(1948 a)命名記載。その後、宮村ほか(1981)は、梶ヶ坂含礫砂岩層のうち、主に含礫砂岩からなる上部だけを梶ヶ坂含礫砂岩層とし、礫岩からなる下部を梶ヶ坂層から分離して板屋礫岩層と再定義した。

分布 加太盆地に分布するが、本図幅地域では小神武谷川にその上部が露出するだけである。

模式地 「龜山」図幅地域の関町加太梶ヶ坂北方の加太川(鈴木ほか, 1948 a)。

層序関係 板屋礫岩層に漸移整合に重なる。下部は盆地東部で向井巨礫岩相に側方漸移する。

層厚 梶ヶ坂周辺で最大層厚約 650 m に達する。本図幅地域にはその上部に当たる約 300 m が露出する。

岩相 含礫粗粒砂岩 - 細礫岩層と泥質砂岩層を主岩相とする。いずれも花崗岩質であり、新鮮面で灰白 - 青灰色、風化面で茶褐色を示す。細礫岩層の下部にはしばしば中 - 大礫が含まれ、基底部にはチャ

ンネル構造が発達する(第 24 図の a)。泥質砂岩層中には、チャンネル状の細 - 中礫岩層が不規則に挟まれている。他の岩相としては、青灰色の泥質中 - 細粒砂岩層や中礫岩層(いずれも厚さ数 m 以下)があり、またわずかながら砂質シルト岩や泥岩の薄層が観察できる。

小神武谷川では、下部は中礫岩を伴う主岩相からなる。中部は主岩相中に細礫岩、泥質中 - 細粒砂岩、砂質シルト岩を挟む。上部は再び主岩相が卓越する。

じんぶ

神武砂岩シルト岩層 (Sj)

地層名 鈴木ほか(1948a)命名記載。

分布 加太盆地の模式地周辺にだけ分布する。

模式地 関町加太神武の神武谷川(鈴木ほか, 1948a)。

層序関係 梶ヶ坂層に漸移整合に重なる。ただし東西両端の本層下部は、梶ヶ坂層と指交している。

層厚 南限は加太断層によって断たれるが、露出する部分の層厚は約 360m と見積られる。

岩相 砂岩層(新鮮面で灰白色、風化面で褐色)と灰色のシルト岩 - 泥岩層を主とし、これに礫岩層を伴う(第 24 図の b)。礫岩層は中 - 下部に多く、主に細礫岩からなり、一部中礫岩を伴う。まれに板状型斜交層理が発達する。砂岩層は上部に多く、細 - 粗粒砂岩からなり、一部にリップル葉理が発達する。シルト岩層は礫岩層中の薄層として、あるいは礫岩層から級化成層する地層の上部を構成する。泥岩層は級化成層する砂岩層の上位に重なり、細片状に割れる灰色の泥岩からなる。砂岩-泥岩には団塊(長径 1 m に及ぶものがある)が含まれている。シルト岩 - 泥岩の一部は炭質であり、植物破片や木片がしばしば含まれている。神武から中在家に至る道路沿いでは、中礫を含む細礫岩層が砂質シルト岩層を伴って連続的に露出している。

化石 *Viviparus uryuensis kosasanus*, *Cristaria kuboi*, *Arconia hosonoi* などの淡水生貝化石が報告されている(鈴木ほか, 1948a; 鈴木・大山, 1948)。

萩原砂岩シルト岩層 (Sg)

地層名 鈴木ほか(1948b)命名記載。

分布 萩原地域の鈴鹿川から萩原南方にかけて露出する。

模式地 関町萩原南西の萩原谷下流(鈴木ほか, 1948b)。

層序関係 観音山含礫砂岩層に漸移整合に重なる。

層厚 全層厚約 600m のうち、本図幅地域には最上部約 150m が含まれる。

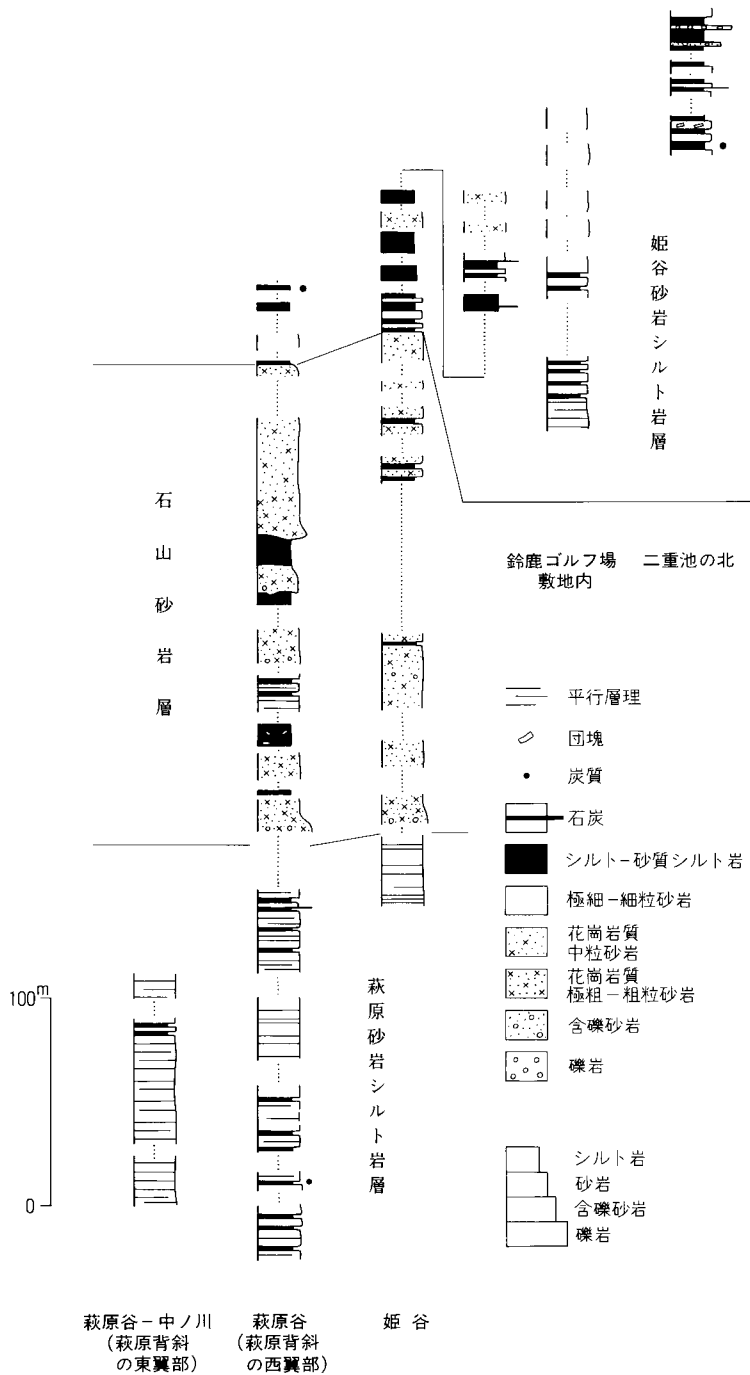
岩相 宮村ほか(1981)は本層を下位から、①砂岩泥岩相、②これと同時異相関係にある礫質相、③砂岩卓越相、④花崗質砂岩挟有相の 4 つに区分した。このうち、本図幅地域には③の砂岩卓越相と④の花崗質砂岩挟有相が露出するが、④は次述の石山砂岩層に含めるべきことが分かったので、次項で述べる。

砂岩卓越相は、砂岩層が卓越し泥質岩層を少量伴う岩相からなる(第 25 図及び第 26 図の a)。特に模式地の萩原谷下流では、ほとんどすべて砂岩層から構成されている。しかし上流に向かうとシルト岩層を少量伴うようになり、最上部では厚さ 20 cm の石炭層を 1 枚挟在する。砂岩層は極細粒 - 細粒砂岩からなり、新鮮面で白 - 灰白色、風化すると褐色になる。平行葉理の発達した板状砂岩層は観察できる



第24図 加太盆地の鈴鹿層群の露頭写真

- a) 梶ヶ坂含礫砂岩層に発達するチャンネル構造。露頭の高さ約15m。場所：加太中在家の加太川（「亀山」図幅地域）
b) 岩層と砂質シルト岩層からなる神武砂岩シルト岩層。調査かばんの長さ35cm。場所：加太神武の神武谷川。



第25図 萩原地域の鈴鹿層群の地質柱状図



第26図 萩原地域の鈴鹿層群の露頭写真

- a) 平行層理の発達する砂岩層からなる萩原砂岩シルト岩層。ハンマーの長さ30cm。場所：芸濃町楠原から忍田に至る道路
b) 崖仏の掘られた石山砂岩層。場所：芸濃町石山観音

が、斜交層理はほとんど発達しない。泥質岩層は細片状に割れる灰黒-灰色のシルト岩-砂質シルト岩、灰黒色の炭質シルト岩からなる。これらの泥質岩層の厚さは、ほとんど1m以下である。

化石 鈴木ほか(1948b)、鈴木・大山(1948)は萩原谷から、次のような大型植物と淡水生二枚貝の化石を報告した。

植物化石：*Sequoia langsdorfii*, *Taxodium distichum miocenium*, *Ficus tiliacifolia*, *Glyptostrobus europaeus*, *Quercus cf. lyelli*, *Populus sp.*, *Daurus sp.*, *Alnus japonica*, *Cercidiphyllum japonicum*.

貝化石：*Cristaria kuboii*, *Arconia hosonoi*.

荒木・北村(1963)も本層から*Cristaria*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Cerithioides*などの貝化石を報告している。

V. 1. 3 上部累層

石山砂岩層 (Si)

地層名 鈴木ほか(1948b)命名記載。

分布 萩原地域の萩原谷から石山観音を経て、鈴鹿ゴルフ場にかけて露出する。

模式地 芸濃町石山観音である(鈴木ほか, 1948b)。他に姫谷や萩原谷でも良い露頭が多数観察できる。

層序関係 筆者は宮村ほか(1981)において、本層と下位の萩原層との関係を非整合と考えたが、再調査した結果、両者の岩相は漸移的に移り変わっていることが分かったので整合関係に改める。

層厚 およそ200-250mである。

岩相 模式地の石山観音では、厚い花崗岩質中粒砂岩層からなる。砂岩は新鮮な場合は白-灰白色、風化すると褐色となる。細-中礫を部分的に含むが、細粒層は挟まない。このように模式地では、無層理塊状で淘汰が比較的良好な軟質砂岩からなるので、磨崖仏が鎌倉時代以降に彫られ、これらは県指定文化財に指定されている(第26図のb)。萩原谷では模式地よりも全体に粗粒となっており、粗粒-含細礫極粗粒砂岩層から構成されている(第25図)。しかし、萩原谷や姫谷では、極細粒-細粒砂岩層やシルト岩層が挟まれている。

姫谷砂岩シルト岩層 (Sh)

地層名 鈴木ほか(1948b)命名記載。

分布 萩原地域の石山層の南側に露出する。

模式地 芸濃町姫谷上流(鈴木ほか, 1948b)。

層序関係 石山層に漸移整合に重なる。

層厚 南限は弁天-久我断層によって断たれるが、見られる限りの層厚は約250mである。

岩相 萩原谷、模式地、二重池^{かさねが}北西の谷では、シルト岩-砂質シルト岩の方が砂岩層より優勢である。一方、鈴鹿ゴルフ場敷地内では、灰色で平行葉理がかすかに発達した細粒-泥質細粒砂岩層が卓越し、これに厚さ1m以下の灰黒-灰色のシルト岩-砂質シルト岩を挟んでいる(第25図)。模式地では厚さ10cmの石炭層を2層挟んでいる。

化石 模式地の砂岩から*Volzella akanadaensis*, *Katelysia sp.*, *Brachidontes sp*などの海生貝化石が報

告された(鈴木ほか, 1948b; 鈴木・大山, 1948). その後, 荒木・北村(1963)は, *Anadara*, *Glycymeris*, *Katylisia*, *Periploma*, *Macoma*を始めとする20種類以上の, Shibata(1978)は *Geloina*, *Katylisia*を主とする20種類近い海生貝化石をそれぞれ報告した. 中島(1988)はコイ科の *Gobioninae* 属の咽頭歯の化石を記載した.

V. 2 ^{いちし} 一志層群

V. 2. 1 研究史及び概要

20万分の1地質図幅「四日市」(山下, 1889)は, 後の一志層群に当たる地層を第三紀層として始めて図示し, そのおおまかな分布範囲と数種類の海生貝化石の産出を記述した. その後, 小川(1919)はこの第三紀層を一志層と, 滝本(1935)は一志統と呼び, 共に多くの海生貝化石の産出を報告した. 戦後になると, 一志層群が瀬戸内中新統の代表的な堆積物であり, しかも貝化石だけでなく多種多様な化石を産出することが明らかになるにしたがって, 多くの研究が行われるようになった. それらの主な研究として, 以下のようなものが挙げられる.

[主に層序に関するもの] 山田(1958), Araki(1960), 柴田(1967), 和田(1980), 木村(1959, 1961a,b)

[主に化石に関するもの] 貝化石: Shibata(1970, 1978), 糸魚川・柴田(1973), 柴田・石垣(1981),
浮遊性有孔虫及び珪藻化石: 伊東(1982), 浮遊性有孔虫化石: 柴田・石垣(1981), Yoshida(1991)

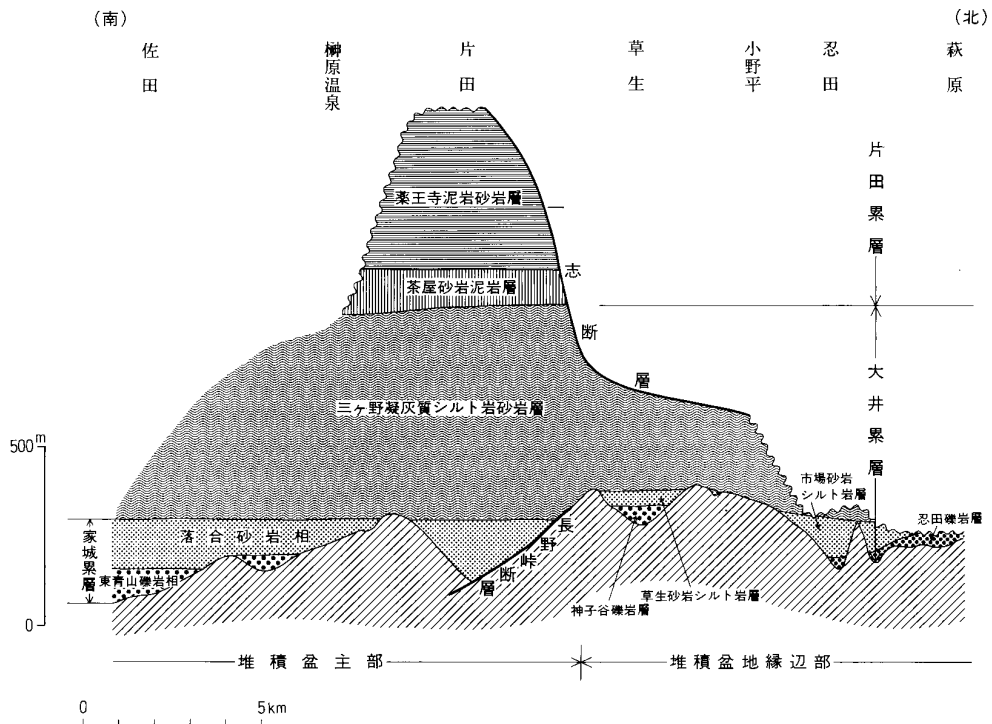
[主に古地理に関するもの] 柴田・糸魚川(1980)

以上のうち, 滝本(1935), Araki(1960), 柴田(1967)は, 一志層群全域の地質図を作成し, それぞれ一志層群の岩相層序区分を行った. 本報告では柴田(1967)の区分を基本的^{おお}に踏襲したが, 大井累層の部^{おおい}層区分は幾つか変更した. 第5表に本図幅地域の一志層群の層序区分と柴田(1967)の区分との対比を, 第27図に層序断面図を示す.

第5表 一志層群の層序区分と対比

地質年代	層群	本 報 告 (吉田ほか, 1994)		柴田(1967), Shibata(1970)			
		累層	堆積盆地主部	堆積盆地縁辺部	盆地全域	累層	
中新世	前期	片田累層	薬王寺泥岩砂岩層		薬王寺シルト岩砂岩層	片田累層	
			茶屋砂岩泥岩層		茶屋砂岩泥岩層		
		大井累層	三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層		三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層	上三ヶ野相 三ヶ野真岩砂岩層	大井累層
					草生及び市場砂岩シルト岩層	北長野相	
					家所砂岩層		
		家城累層	落合砂岩相		(井関砂岩泥岩層)	家城累層	(波瀬累層)
東青山礫岩相	(井生泥岩層)						
				(古田池砂岩層)			
				(矢下礫岩層)			

()内の地層は「二本木」図幅地域に露出する



第 27 図 一志層群の層序断面図

一志層群は下位から、波瀬累層・大井累層・片田累層に区分され、領家帯基盤岩近傍の縁辺礫質相として家城累層が発達する(柴田, 1967)。本図幅地域には一志層群北部が含まれ、層準的には波瀬累層を除く家城・大井・片田の3累層からなる約 1,200 m の部分が露出する。これらの累層は厚さ数 10 cm から数 10 m 以上の泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩からなり、厚さ数 m 以下の流紋岩質凝灰岩を伴う。本図幅地域での一志層群の主要な分布地域は、津市・久居市・美里村・白山町に広がる一志丘陵である(以下、この部分を堆積盆地主部、略して盆地主部と呼ぶ)が、そのほか、布引山地東麓の安濃町・芸濃町に点在する安濃丘陵や楠原丘陵にも分布する(以下、この部分を堆積盆地縁部、略して盆地縁部と呼ぶ)。

一志層群の地質構造は、盆地主部では東に開いた馬蹄形を示すので津市片田町に向かって順次上位層が重なる半盆状構造を呈する。ここでは盆地西縁部で領家帯基盤岩に不整合に載り、北縁部では長野峠断層や舟山断層によって分布が断たれている。一方、堆積盆地縁部では基盤岩に不整合に重なり、東に向かって上位層が重なる同斜構造を示す。地層の一般的な傾斜は盆地主部では 10 数°以下、盆地縁部では 20-40°である。

V. 2. 2 家城累層

家城累層(柴田, 1967)は, 領家帯基盤岩付近に発達する縁辺粗粒相として命名され, 東青山相と落合相に二分された. 本報告では岩質名をつけて, 東青山礫岩相と落合砂岩相と呼ぶ.

東青山礫岩相 (lh)

地層名 柴田 (1967) 命名記載.

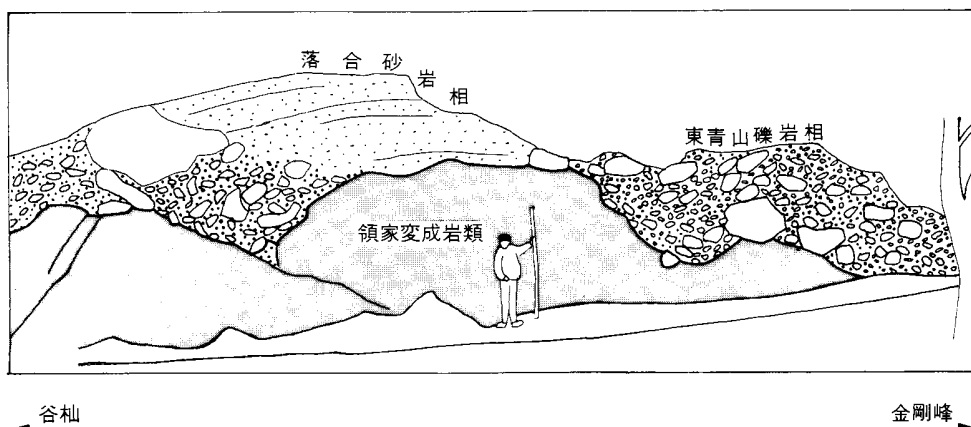
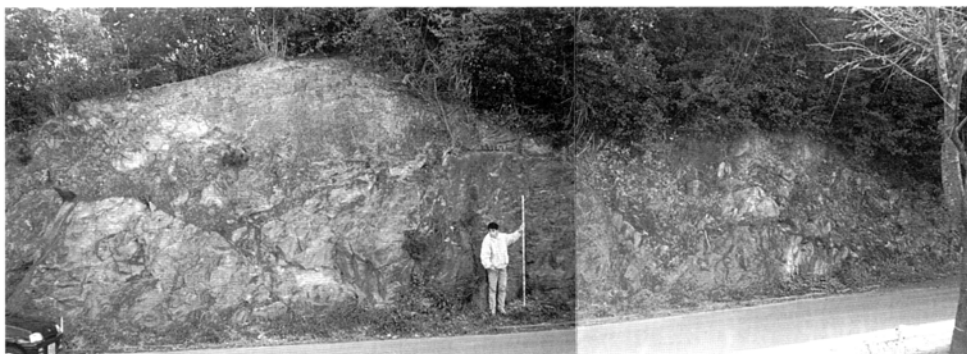
模式地 白山町垣内 (南隣「二本木」図幅地域) (柴田, 1967).

層序関係 領家帯基盤岩に不整合に重なる (第 28 図).

分布 白山町垣内川から北に, 久居市^{こんごうぼろ}金剛峰を経て, 美里村南長野まで断片的に堆積している. 本層は南隣「二本木」図幅地域にも分布する.

層厚 垣内川沿いで厚く, およそ 120m に達する.

岩相 密集した礫岩層からなり, ごくまれにシルト岩のレンズ状薄層を挟む. 礫は領家帯基盤岩起源の黒雲母片麻岩・珪質片麻岩・花崗閃緑岩・閃緑岩などの亜円-亜角礫からなり, これらが片麻岩起源の中-粗粒砂によって充填されている. 淘汰は不良であり, 成層構造や覆瓦構造は観察できない. 1 m



第 28 図 東青山礫岩相及び落合砂岩相と領家変成岩類との不整合写真とスケッチ
巻尺の長さは 2m. 場所: 久居市谷杣の上山

以上の巨礫が多く含まれており、垣内川では最大3mに及ぶ巨礫が観察された。なお、地質図では布引の滝の南と北の稜線沿いにも本層の分布を示したが、ここでは大-中礫サイズの礫が散在しているだけである。

落合砂岩相 (Ia)

地層名 柴田 (1967) 命名記載。

模式地 白山町梶ヶ広 (柴田, 1967)。

層序関係 東青山礫岩相に整合に重なるが、基盤岩に不整合に重なる場合も多い (第28図)。

分布 模式地から久居市金剛峰-安子谷を経て、美里村細野まで分布する。

層厚 模式地から金剛峰では最大150m、細野では最大200mに達する。

岩相 砂岩層・含礫砂岩層・礫岩層からなる。砂岩層は一般に非凝灰質細-粗粒砂岩からなり、時に平行葉理や板状型及び谷型斜交層理が発達する。礫岩層は径数cm以下の中礫岩、あるいは細礫岩からなり (第29図のa)、比較的淘汰が良く、成層構造が認められることが多い。礫はほとんど各種の片麻岩とホルンフェルスの垂円-円礫である。

落合砂岩相は、谷杣から金剛峰一帯が最も粗粒であり、ここから南北に向かって細粒化している。すなわち、谷杣-金剛峰では中礫岩-細礫岩層が優勢-卓越し、しばしばこれら礫岩層が砂岩層と厚さ数10cm-1m弱で互層している (第29図のb、第30図)。この南の須磨河内池周辺では細礫岩層が多くなり、惣谷池周辺では花崗岩質中-細粒砂岩層 (時に含礫砂岩層を伴う) が卓越する。更に南の垣内川付近では、下位から粗粒砂岩→細粒砂岩→砂質シルト岩に級化層理を示す淡オリーブ色の花崗岩質砂岩層が発達している。

一方、谷杣からその北の安子谷近くなると礫岩層は姿を消し、ほとんど中-細粒砂岩層となる。安子谷では硬い塊状の細粒-極細粒砂岩層であり、新鮮面で青灰色、風化すると褐色となる。その東の貝石山では、極細粒砂岩層からシルト質砂岩層となり、かすかに平行葉理が発達する。

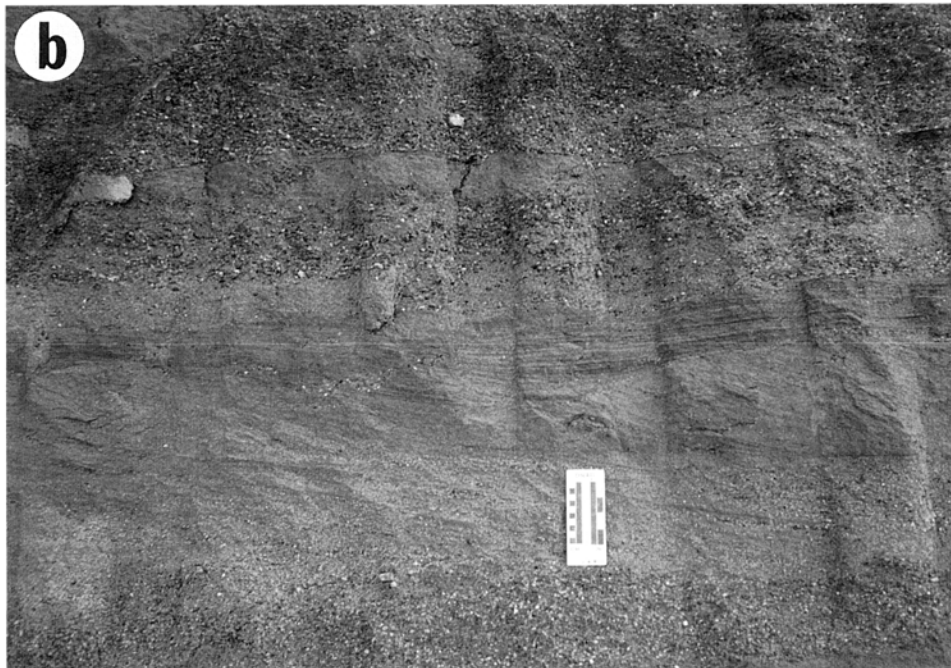
美里村細野一帯では細粒-シルト質砂岩層が卓越するが、基盤近くでは細-中礫を含有する中粒砂岩層となる。一般に、新鮮面で灰白-青灰色、風化すると褐色からオリーブ灰色となる。無層理塊状の場合が多いが、時に平行層理や斜交層理が観察できる。

化石 本層から次の貝化石が産出した。

<i>Kotorapecten egregious</i>	1
<i>Crassostrea gravitesta</i>	1
<i>Macoma (Macoma) izurensis</i>	2
<i>Macoma (Macoma) optiva</i>	1
<i>Periploma (Aelga) mitsuganoense</i>	2
<i>Turritella</i> sp.	1

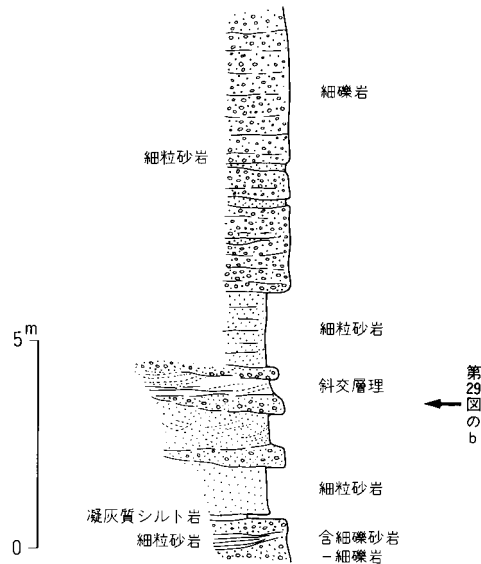
岩相：細粒砂岩

産地：久居市榊原町安子谷 (M1/Sk63)



第 29 図 落合砂岩相の露頭写真

a) 細礫岩からなる落合相．場所：久居市谷袖，b) 細礫岩と細粒砂岩の互層からなる落合相．砂岩には平行葉理や斜交葉理が発達している．場所：久居市榊原町の一ノ坂



第30図 落合砂岩相の地質柱状図
場所：久居市榊原町の一ノ坂(第29図のbと同じ場所)

V. 2. 3 大井泉層

山田(1958)の命名による。柴田(1967)は、これを下部の井関砂岩層(南隣「二本木」図幅に分布する)と上部の三ヶ野凝灰質頁岩砂岩層に分け、後者を上三ヶ野相と北長野相に二分した。本報告ではこの三ヶ野層のうち、上三ヶ野相の部分を三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層とした。北長野相については、美里村北長野の部分を実述の落合砂岩相に含め、安濃町家所の部分は後述の家所砂岩層とした。一方、堆積盆地縁部に当たる安濃町と芸濃町の三ヶ野層の下位には、凝灰度の弱い泥岩・砂岩・礫岩からなる地層が部分的に堆積している。本報告ではこれらを神子谷礫岩層・忍田礫岩層・草生砂岩シルト岩層・市場砂岩シルト岩層と新称することにした。

いえどころ 家所砂岩層 (li)

地層名 新称である。

模式地 美里村家所たつみずの辰水郵便局から辰水神社一帯。

層序関係 領家帯基盤岩に不整合に重なり、三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層に整合に覆われる。本層は全体に非凝灰質であり、一部の岩相が凝灰質を呈する草生砂岩シルト岩層(後述)と異なる。したがって岩相から草生層は盆地主部の三ヶ野層下部に対比可能であるが、本層は非凝灰質な点を重視して三ヶ野層より下位に位置づけた。

分布 模式地の家所から美里村日南田、安濃町竜合に露出している。

層厚 模式地で約40mである。

岩相 花崗岩質砂岩層からなる。観察した限りではシルト岩等の細粒層の挟みは見られない。砂岩層は新鮮部で灰白色、風化すると褐色を示し、細粒砂岩から極粗粒砂岩まで粒度変化する。一般に無層理

であるが、時に平行葉理や板状型斜交層理が発達する。不整合付近では、これに細 - 中礫をまじえるようになり、局所的に蛙目粘土様の泥岩が発達する。

むこうだに 神子谷礫岩層 (1d)

地層名 新称である。

模式地 安濃町神子谷。

分布 模式地一帯に基盤凹地を埋積するように堆積している。

層序関係 基盤岩にアバット不整合で接する。この関係は神子谷橋西方約 200 m の露頭で確認できる。

層厚 50m 以下である。

岩相 模式地では淘汰の良くない礫岩層からなる。礫岩は巨礫サイズに達する礫と、花崗岩質粗 - 極粗粒砂の基質から構成されている。1 m 以上に達する巨礫は普通にみられ、中には 2 m に達する巨礫も観察できる。礫の多くは、花崗閃緑岩と閃緑岩であり、これに泥岩・砂岩のホルンフェルスをまじえる。円磨度は不整合付近では亜角 - 亜円礫が、中 - 上部では亜円 - 円礫が卓越する。礫種からみると、深成岩礫はホルンフェルス礫よりも良く円磨されており、円礫が多い。

おしだ 忍田礫岩層 (1s)

地層名 和田 (1980) が“礫岩層”と呼び、一志層群に属するとみなした地層であるが、地層名が与えられていないのでこの機会に新称する。

模式地 芸濃町安濃川河床。そのほか鈴鹿ゴルフ場敷地内の川、関町萩原の砂利採取場跡地(北隣「亀山」図幅地域)に好露出がある。

分布 模式地から鈴鹿ゴルフ場を経て、萩原まで分布する。

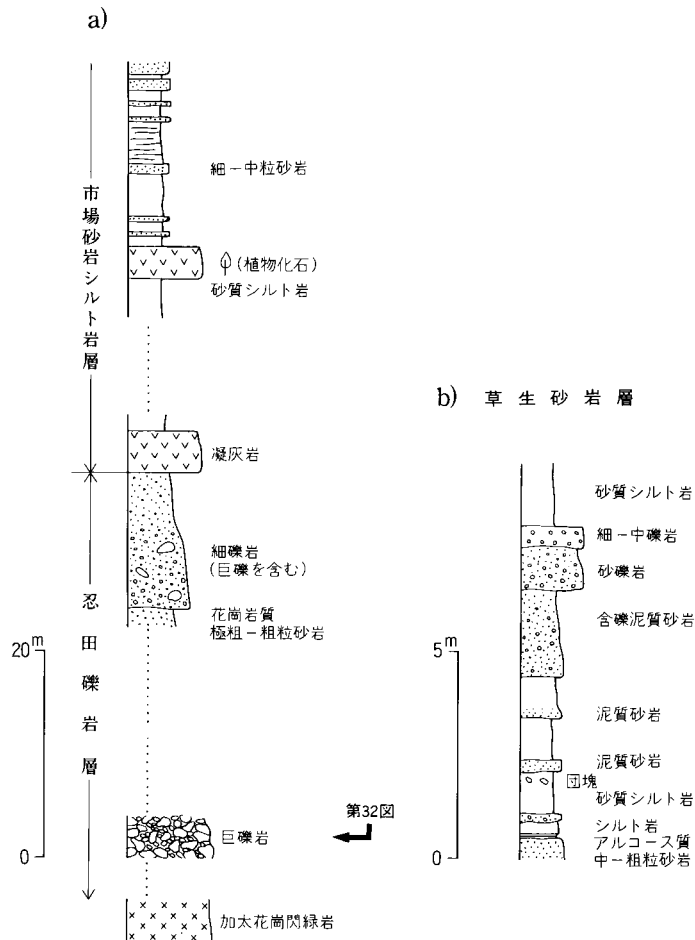
層序関係 模式地では領家帯基盤岩に、芸濃町二重池かさねがけ以北では鈴鹿層群に不整合に重なる。一方、二重池以南では市場砂岩シルト岩層に整合に覆われるが、同以北では東海層群基底礫層の西行谷累層に平行不整合に覆われる。この不整合関係は、萩原砂利採取場跡地で観察できる(第 48 図参照)。

層厚 模式地で約 40 m、鈴鹿ゴルフ場敷地内の川で 40 m 以上、萩原の砂利採取場跡地で約 40 m である。

岩相 模式地の安濃川河床では、一部露出を欠くが、基盤の加太花崗閃緑岩から上位に向って、礫岩層→花崗岩質極粗 - 粗粒砂岩層→巨礫まじりの細礫岩層→極粗 - 粗粒砂岩層の順に露出し、最後者が市場砂岩シルト岩層に属する厚さ 4 m の凝灰岩層に覆われている(第 31 図の a)。最下部の礫岩層と基盤岩との接触関係はみられないが、両者に破砕された痕跡がみられないことから、不整合関係と推定できる。

最下部の礫岩層は厚さ 4 m 以上、淘汰の悪い礫が密集する礫岩からなる(第 32 図)。礫は縞状片麻岩・花崗閃緑岩・閃緑岩などの領家帯起源の亜角 - 亜円礫からなり、1 m 以上に達する巨礫を含んでいる。基質は加太花崗閃緑岩起源の砂である。

鈴鹿ゴルフ場敷地内の川や萩原砂利採取場跡地では、ほとんど厚い礫岩層からなる。ここでは東海層



第31図 忍田礫岩層・市場砂岩シルト岩層及び草生砂岩シルト岩層の地質柱状図
 a) 忍田礫岩層と市場砂岩シルト岩層 場所：芸濃町忍田の安濃川
 b) 草生砂岩シルト岩層 場所：安濃町草生の山出の東方

群西行谷累層を構成する礫層に不整合に覆われているが、本層の方が礫の淘汰・円磨度がかかり悪いこと、西行谷累層にみられる溶結凝灰岩礫が含有されていないことによって区分できる。ここでも50cm-1m程の巨礫が観察される。礫はチャートや泥岩起源のホルンフェルスが卓越し、これに深成岩類礫が10数%混在している。

くさわ
草生砂岩シルト岩層 (IK)

地層名 新称である。

模式地 安濃町草生の山出から思仲寺西方にかけてが模式地。

層序関係 神子谷礫岩層に漸移整合に重なる。



第 32 図 忍田礫岩層の露頭写真
ハンマーの長さ 30 cm. 場所：芸濃町忍田の安濃川（第 31 図の a と同じ場所）

分布 模式地から安濃町野口まで分布する。

層厚 模式地で約 50m に達する。

岩相 砂岩層を主体にし、これにシルト岩層や礫岩層・凝灰岩層を伴う（第 31 図の b）。いずれの岩相も厚さ数 10cm- 数 m の範囲にあって全般に淘汰が悪く、横への岩相変化も激しい。砂岩層には、緑灰色で石英・長石粒子が目立つ泥質砂岩、細粒-極粗粒花崗岩質砂岩、含細礫-中礫花崗岩質砂岩がある。シルト岩層は塊状砂質シルト岩の場合が多いが、まれに平行葉理が発達するシルト岩もある。礫岩層は細-中礫岩からなる。

市場砂岩シルト岩層 (1b)

地層名 新称である。

模式地 芸濃町市場の安濃川。

層序関係 忍田礫岩層に漸移整合に重なる（第 31 図の a）。

分布 芸濃町雲林院から模式地を経て、同町二重池の北まで堆積している。

層厚 上部はかなり削割されているが、元来の層厚は 100 m 以上あったことが、二重池周辺での層厚から推定できる。

岩相 模式地では、シルト岩優勢のシルト岩層と砂岩層の互層からなり、これに凝灰岩層を 2 層挟んでいる（第 31 図の a）。シルト岩層は厚さ 1 m- 数 m 程で砂質シルト岩からなり、無層理塊状の場合が

多いが、時に平行葉理が発達する。砂岩層は比較的淘汰の良い細～中粒砂岩、あるいはシルト質砂岩からなる。新鮮部で灰白色、風化すると褐色となる。凝灰岩層は白色流紋岩質で、植物化石を含む。二重池周辺では砂岩層の方が優勢であり、一層の石炭層を挟在している。

化石 上述の凝灰岩層から次の大型植物化石を採集した(P1/Mk 46)。

Betula sp. (GSJ F 14271), *Ulmus* cf. *longifolia* (GSJ F 14272-2), *Parrotia pristina* (GSJ F 14272-1), *Prunus* sp. (GSJ F 14273), *Acer nordenskioldi* (GSJ F 14274), *Clethra maximowiczii* (GSJ F 14275, 14276)。

三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層 (1m)

地層名 滝本 (1935) 命名記載。

模式地 白山町下三ヶ野-二本木間の道路沿い (Araki, 1960)。

層序関係 落合砂岩相に整合に重なる。南隣「二本木」図幅地域では、井関砂岩層に整合に重なる (柴田, 1967)。

分布 一志層群中、最も広い範囲を占め、その分布は堆積盆地主部の白山町・久居市・美里村から、堆積盆地縁辺部の安濃町・芸濃町まで達する (第 27 図)。

層厚 堆積盆地主部では緩い背斜・向斜構造が発達することに加え、あちこちに基盤岩が地表に顔を出しているので確実な算定は難しいが、およそ 600-750 m の範囲にあるものと推定される。盆地縁辺部の安濃町草生と野口では、露出する層厚は約 250m である。

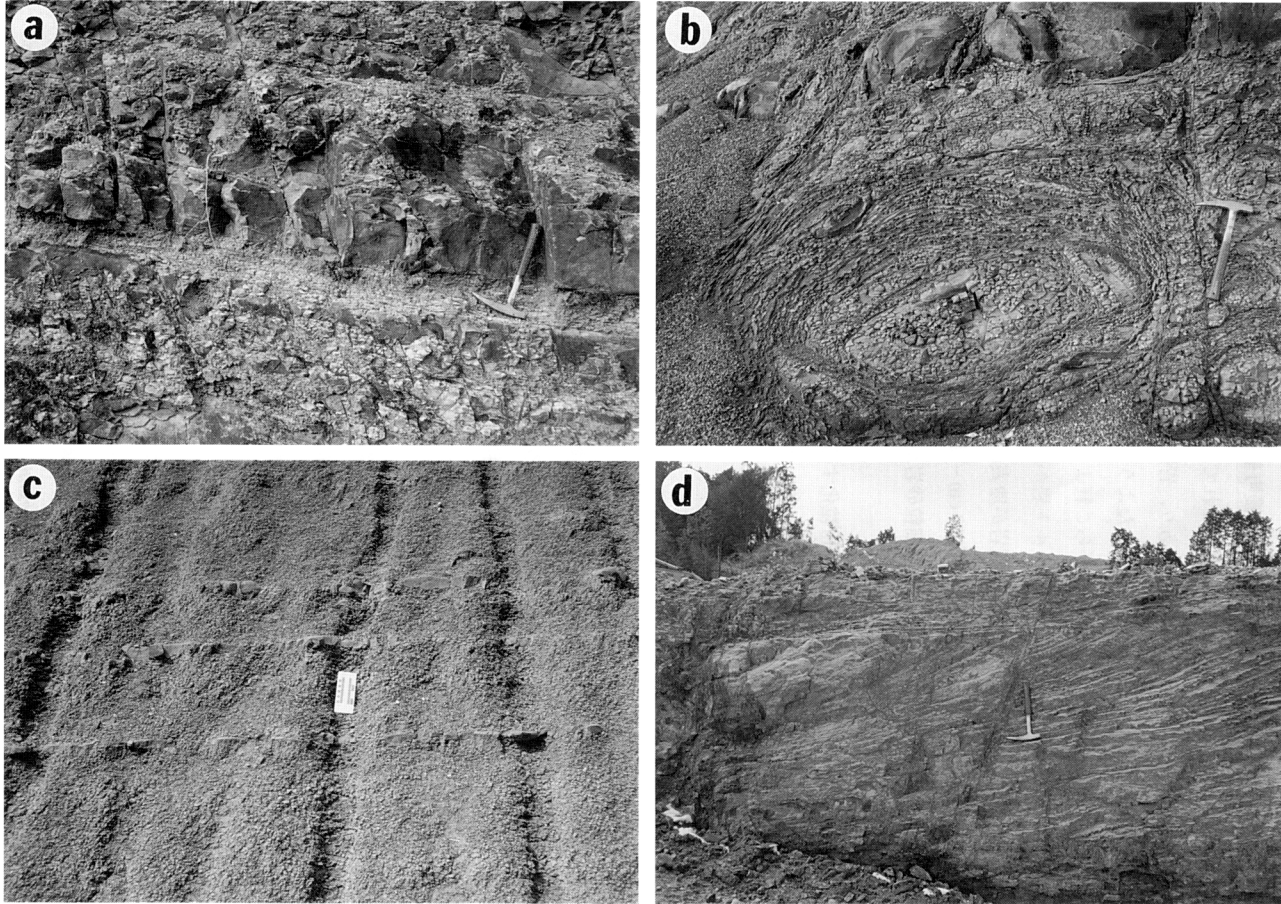
岩相 堆積盆地主部では、大部分シルト岩層からなり、少量の砂岩層を伴い、これに流紋岩質凝灰岩層をしばしば挟在する。全体に著しく凝灰質であるが、まれに非凝灰質泥岩層が挟在している。このように、三ヶ野層は全体に著しく凝灰質であることと、シルト岩層が卓越することによって、下位の落合相と区分できる。

シルト岩層はシルト岩と砂質シルト岩からなり、両者はしばしば互層する (第 33 図の a)。シルト岩は一片が数 cm-10 数 cm 径の貝殻状細片に砕け、しばしば玉葱状風化を示す (第 33 図の b)。砂質シルト岩は一片が数 10cm から約 1m 径の岩塊に砕け易く、シルト岩と互層する場合、露頭で突出する。いずれも凝灰質で硬く、新鮮部では灰-青灰-オリーブ灰色、風化部では淡黄-黄褐-赤褐色となる。より凝灰質な岩相では、ガラス片や軽石片、更に黒雲母等の重鉱物が肉眼で観察できる。まれに珪質団塊が含まれている。

砂岩層は厚いシルト岩層中に挟まれる場合がほとんどで、厚さ数 10 cm-10 数 cm のシルト質砂岩-極細粒砂岩-細粒砂岩からなる。しかし量的にはごくわずかであり、大部分の露頭ではシルト岩層だけからなる。砂岩も凝灰質、塊状であるが、まれに細かい平行葉理が発達することがある。

なおまれではあるが、鱗片状に割れる凝灰質頁岩の薄層が、シルト岩中に挟在する。

非凝灰質泥岩層は貝殻状に割れ易い黒灰色塊状泥岩からなり (第 33 図の c)、しばしば浮遊性有孔虫化石を産出し (Yoshida, 1991)、しばしば珪質団塊を含んでいる。この非凝灰質泥岩層が挟在する層準は一定していないが、観察される場合は層厚 10 数 m から数 10 m に達し、側方に数 100 m の規模で連続して尖滅している。存在する場所を南から挙げると、久居市中村町、同市上稲葉の長野川河床 (F1/



第 33 図 三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層の露頭写真 a) 凝灰質シルト岩と凝灰質砂質シルト岩(突出している部分)との互層, 場所: 美里村家所西方約 1km のグリーンロード. b) 凝灰質シルト岩に発達する玉葱状風化, 場所: 美里村穴倉. c) 凝灰質シルト岩中に発達する非凝灰質黒灰色泥岩, 硬質かつやや珪質の砂岩薄層が挟まれている, 場所: 美里村穴倉. d) 凝灰質中- 細粒砂岩層に発達する大型の板状型斜交層理, 向かって左側が伊勢湾側である, 場所: 安濃町草生. ハンマーの長さはいずれも 30cm

Ic 04), 美里村足坂東のグリーンロード (F 2/Ic 03), 同村穴倉 (F 3/Ic 02), 同村高座原 (F 4/Ic 01), 安濃町船ヶ山北の安濃川支流, 芸濃町小野平の西, 芸濃町多門南の安濃川支流である。このうち F 番号を付したものは浮遊性有孔虫化石を産出したものである。この F 地点は地質図に示した。一方, I 番号は Yoshida (1991) の試料番号である。なお, 安濃町船ヶ山と芸濃町多門の泥岩層からは浮遊性有孔虫化石は産出しなかったが, 底生有孔虫化石は含まれていた。

凝灰岩層は厚さは 1m 以下, 一般に数 10cm であり, 青灰色を呈する流紋岩質凝灰岩からなる。

次に地域ごとの岩相変化について述べる。上述したように堆積盆主部の三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層は凝灰質シルト岩が卓越しているが, 凝灰質ながらこれよりやや粗粒化している地域が二箇所ある。一箇所は久居市榊原温泉から中垣内一帯で, 砂質シルト岩が卓越し, 更に細粒砂岩も多い。この付近は落合砂岩相に近い三ヶ野層下部に当たり, 更に基盤岩が地表に露出している。三重県天然記念物に指定されている貝石山は, 砂質シルト岩と細粒砂岩の数 10 cm - 数 m ほどの互層から構成されている。もう一箇所は美里村柳谷一帯の谷筋であり, ここでは細粒砂岩からシルト質砂岩が卓越している。二箇所とも, 貝化石が多産することで昔から有名である。

堆積盆地縁辺部に近づくと, 三ヶ野層は全体に粗粒化する。この粗粒化は美里村高座原付近から始まっており, 北高座原川や船山川沿いでは, ほとんど砂質シルト岩からなっている。

堆積盆地縁辺部では, 本層は砂質シルト岩や細 - 中粒砂岩から構成され, 明らかに盆地主部の岩相より粗粒である。しかし, 全般に凝灰質かつ泥質であることから, 下位の草生砂岩シルト岩層や市場砂岩シルト岩層と区分可能である。

盆地縁辺部のうち最も粗粒な岩相を示す地域は安濃町草生である。ここでは砂質シルト岩よりも中 - 細粒砂岩層が卓越しており, 更に中 - 粗粒砂岩層も観察できる。このような粒度の荒い砂岩層には, 東への古流向を示し, 厚さ 1 m 以上に達する大型の板状型斜交層理がしばしば観察できる(第 33 図の d)。この点に加え, この地域の領家帯基盤岩寄りには, より粗粒な岩相を示す神子谷礫岩層や草生層が本層の下位に堆積している。したがって, 草生付近はかつて第一瀬戸内海に砕屑物を供給した河口に近い場所であった可能性が強い。

化石と地質年代 本層から第 6 表に示す浮遊性有孔虫化石を, 第 7 表に示す貝化石を得た。

浮遊性有孔虫化石は *Globigerina praebulloides praebulloides*, *Globigerina woodi*, *Globorotaloides suteri*, *Prosphaeroidinella disjuncta* が多い。三ヶ野層の年代は *Globigerinoides sicanus* が上位の茶屋層から出現することから, *Globigerinoides sicanus datum* の下位, すなわち Blow (1969) の N.7 (中新世前期) に対比できる (Yoshida, 1991)。

貝化石について詳細に調べた Shibata (1970), 糸魚川・柴田 (1973), 及び柴田・糸魚川 (1980) は, 堆積盆地主部の中央部では泥底 - 砂底でより深い深度を示す *Macoma* - *Lucinoma* 群集と *Neilonella* - *Periploma* 群集が卓越すること, 盆地主部の北部から盆地縁辺部にかけては砂 - 岩礫底でより浅い沿岸部の環境を示す *Crassostrea* 群集, *Cyclina* 群集, *Phacosoma* 群集, *Felaniella* 群集, *Saccella* 群集, *Macoma* - *Lucinoma* 群集などが含まれていることを明らかにした。そのほか, 暖流系外洋水の侵入を示す浮遊性翼足類の *Vaginella* 群集や *Aturia minoensis* の産出が報告されている (Shibata, 1977)。

第 6 表 一志層群大井・片田累層産の浮遊性有孔虫化石 Yoshida (1991)

浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969)		N. 7				N. 8						
累 層		大井累層				片田累層						
部 層		三ヶ野層				茶屋層		薬王寺層				
種 名	地点番号	F1/	F2/	F3/	F4/	F5/	F6/	F7/	F8/	F9/	F10/	F11/
		Ic01	Ic02	Ic03	Ic04	Ic05	Ic06	Ic07	Ic08	Ic09	Ic10	Ic11
<i>Globigerina angustiumbilitata</i> Bolli			1				2		2		23	10
<i>Globigerina druryi</i> Akers						1	3				1	2
<i>Globigerina falconensis</i> Blow		4	1	2	1	1	2			9	25	18
<i>Globigerina foliata</i> Bolli				2		3	2			17	16	1
<i>Globigerina praebulloides praebulloides</i> Blow		19	47		4	21	7	22	11	3	18	32
<i>Globigerina praebulloides pseudociperoensis</i> Blow		2				1	1	2	1	2		2
<i>Globigerina woodi</i> Jenkins		33	27	15	11	9	21	25	18	80	46	58
<i>Globigerina woodi</i> var.		10		4	11	12	9	8		43	3	12
<i>Globigerina connecta</i> Jenkins		6	2	2	cf. 1	cf. 1			1			1
<i>Globigerinoides japonicus</i> Saito and Maiya							1	1	1	1		1
<i>Globigerinoides</i> cf. <i>obliquus</i> Bolli											1	
<i>Globigerinoides quadrilobatus immaturus</i> LeRoy		1			1	2	2	2		2	1	1
<i>Globigerinoides quadrilobatus sacculifer</i> (Brady)							1			4		
<i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> (Reuss)		5	2	2	cf. 3	6	4	3	4	6	5	5
<i>Globigerinoides sicanus</i> De Stefani						4	2	4	6	3	8	9
<i>Globigerinoides subquadratus</i> Brönniman						1	4	1		1	4	3
<i>Praeorbulina transitoria</i> (Blow)											2	
<i>Globorotalia birnageae</i> Blow							2					
<i>Globorotalia mayeri</i> Cushman and Ellisor					2	27	11	1		2	8	27
<i>Globorotalia semivera</i> (Hornibrook)		2			3	4	1	2		2	20	22
<i>Globorotalia obesa</i> Bolli							1					2
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow and Banner											3	
<i>Globorotalia scitula praescitula</i> Blow			1				4				2	2
<i>Globorotalia zealandica</i> Hornibrook					3							
<i>Globorotalia miozea</i> Finlay							3					
<i>Neogloboquadrina continua</i> (Blow)		3			13	10	15	2		4	35	43
<i>Globoquadrina altispira</i> (Cushman and Jarvis)			3			6	1			5		4
<i>Globoquadrina baroemoenesis</i> (LeRoy)							3	3			2	
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (Chapman, Parr and Collins)			5		1			1		2		
<i>Globoquadrina venezuelana</i> (Hedberg)			1		1			7	8	18		
<i>Globoquadrina</i> ? aff. <i>venezuelana</i>		56		5	35	39	20			98	9	16
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)		1	3		6	40	10	1		9	32	16
<i>Globorotaloides suteri</i> Bolli		4	3	2	33	3	30				21	19
<i>Prosphaeroidinella disjuncta</i> (Finlay)		17	2	10	7	30	23			11	16	9
Gen. et sp. indet. -deformed specimens		166	142	17	68	131	198	92	123	93	113	170
総 個 体 数		329	242	59	204	352	383	177	175	417	412	485
試料処理重量 (g)		560	600	610	1000	600	200	1800	1000	100	200	200

第7表 一志層群大井累層三ヶ野層産の貝化石

種名	地点番号									
	M 2/ Sk 227	M 3/ Sk 62	M 4/ Sk 96	M 5/ Ic 02	M 6/ Sk 120	M 7/ Ic 03	M 8/ Mk 15	M 9/ Mk 40	M 10/ Mk 43	
<i>Acila (Acila) submirabilis</i> Makiyama		2	1				2	5		
<i>Acila</i> sp.									2	
<i>Acilana tokunagai</i> (Yokoyama)						1				
<i>Sacella miensis</i> Araki							3	17	12	
<i>Cycladicama</i> sp.									2	
<i>Cyclocardia siogamensis</i> (Nomura)					1	1				
<i>Cyclocardia</i> sp.								3		
<i>Glycymeris</i> sp.			1							
<i>Lucinoma acutilineatum</i> (Conrad)	1						43	4		
<i>Macoma (Macoma) izurensis</i> (Yokoyama)		3	6							
<i>Macoma (Macoma) optiva</i> (Yokoyama)		2	1				1			
<i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama							4	7	1	
<i>Cryptonatica ichishiana</i> (Shibata)					1			1		
<i>Cryptonatica</i> sp.				> 20						
<i>Periploma (Aelga) mitsuganoense</i> Araki						1				
<i>Musashia (Nipponomelon) miensis</i> (Araki)						1				
<i>Turritella</i> sp.		1								
<i>Euspira meisensis</i> Makiyama		1						1		
Naticidae gen. et sp., indet.			1							

(M 2 / Sk 227) 産地：白山町奥佐田の北東
岩相：凝灰質砂質シルト岩

(M 3 / Sk 62) 産地：久居市柳原町安子谷
岩相：細粒砂岩

(M 4 / Sk 96) 産地：美里村三郷柳谷
岩相：凝灰質砂質シルト岩

(M 5 / Ic 02) 産地：美里村穴倉
岩相：非凝灰質黒灰色泥岩

(M 6 / Sk 120) 産地：美里村足坂北のグリーンロード
岩相：やや凝灰質の泥岩

(M 7 / Ic 03) 産地：Sk 120の南約500mのグリーンロード
岩相：やや凝灰質の泥岩

(M 8 / Mk 15) 産地：安濃町電合
岩相：凝灰質細粒砂岩

(M 9 / Mk 40) 産地：芸濃町多門南の安濃川支沢
岩相：やや凝灰質の塊状シルト岩-泥岩

(M 10 / Mk 43) 産地：Mk 40の西約100m
岩相：非凝灰質の塊状シルト岩

V. 2. 4 片田累層

片田累層は柴田 (1967) によって命名され、下位の茶屋砂岩泥岩層と上位の薬王寺シルト岩砂岩層に区分された。

茶屋砂岩泥岩層 (Ic)

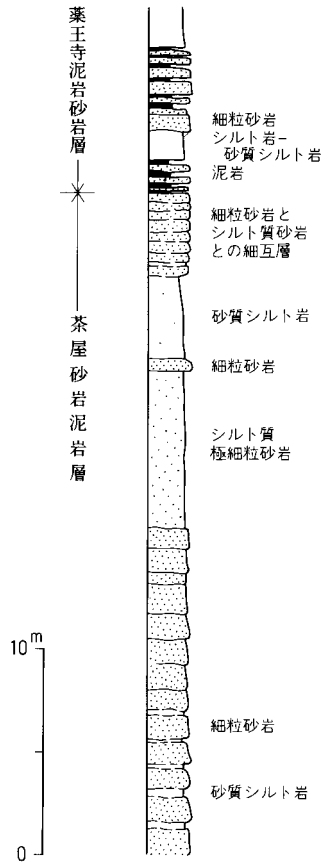
地層名 Araki (1960) 命名記載。

模式地 久居市稲葉町茶屋の伊賀街道 (Araki, 1960)。

層序関係 大井累層三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層に漸移整合に重なる。

分布 久居市庄田町から稲葉町を経て、津市長谷町まで分布する。

層厚 約100mである。



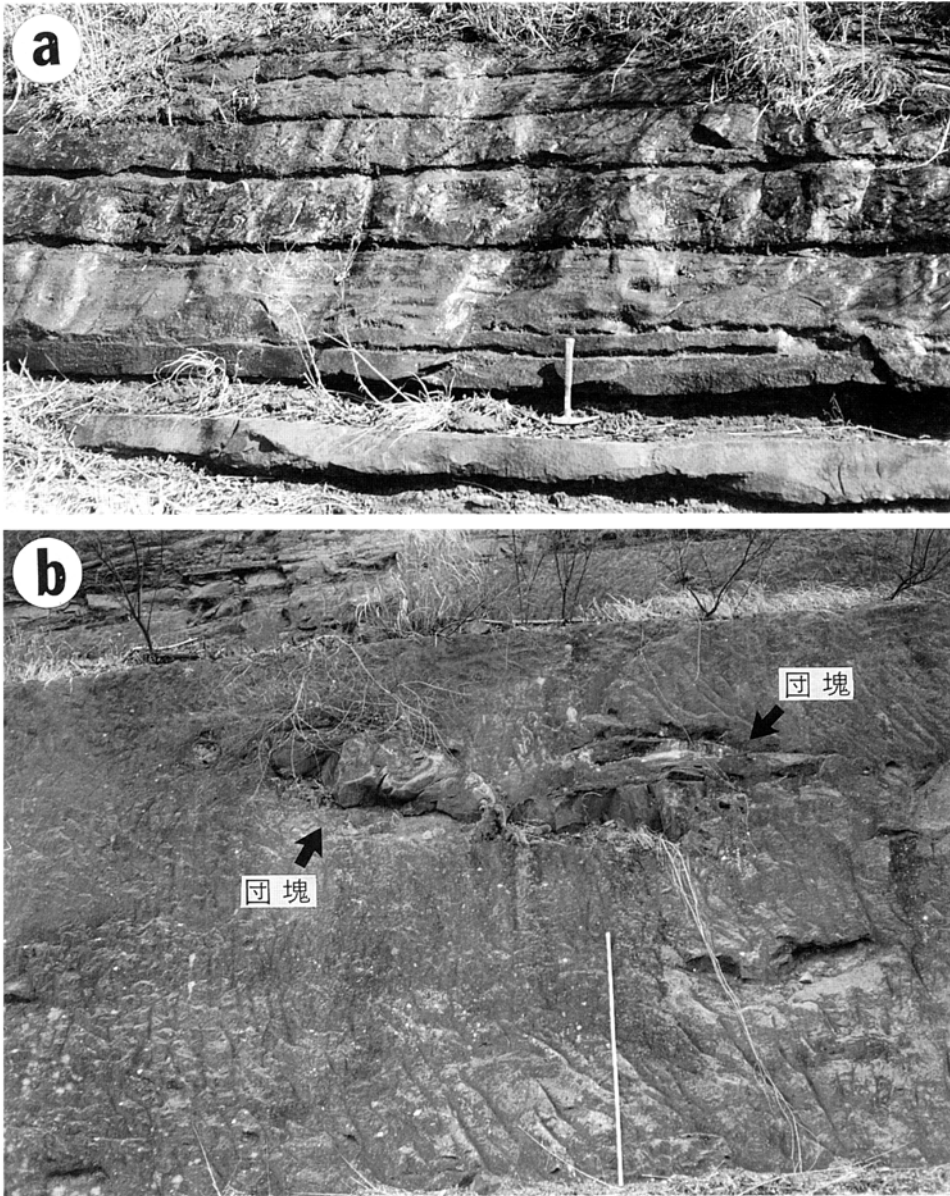
第 34 図 茶屋砂岩泥岩層と薬王寺泥岩砂岩層の漸移関係を示す地質柱状図
場所：久居市稲葉町北出の東方（1991年3月ゴルフ場造成中に観察）

岩相 砂岩層が卓越し、これに少量の泥質岩を伴う（第 34, 35 a 図）。泥質岩層は露頭で確認できる場合でも、ほとんど全体の 2 割以下である。

砂岩層は比較的淘汰の良い細粒砂岩からなる場合と、これとシルト質極細粒砂岩とのぼんやりした互層からなる場合がある。新鮮な部分ではオリーブ灰色、風化すると褐-茶褐色となる。一般に厚さ数 10 cm-1 m 前後の間隔で平行層理が発達している。砂岩内部は塊状の場合が多いが、弱く平行葉理が発達することもある。石灰質の砂岩層や団塊が含まれている（第 35 図の b）。

泥質岩層は厚さ数 10 cm 以下で、灰-灰黒色の泥岩・シルト岩・砂質シルト岩からなる。これらは無層理塊状の場合がほとんどであるが、中には細かい平行葉理が観察できる場合がある。まれに流紋岩質凝灰岩薄層を挟んでいる。

本層の上下方向の岩相は、三ヶ野層境界部からいったん上方粗粒化した後、薬王寺層に向かって上方細粒化する。すなわち主部では砂岩層が卓越しており、下位の三ヶ野層や上位の薬王寺層に近い部分では泥質岩層の挟みが多い（第 35 図の a）。



第 35 図 茶屋砂岩泥岩層の露頭写真

- a) 基底部付近. 主部に比べ泥岩層の挟みが多い. ハンマーの長さ 30cm. 場所: 久居市庄田町上山
 b) 砂岩層中にみられる巨礫サイズの団塊. 巻尺の長さ 2m. 場所: 久居市稲葉町塩見坂

分布北端部に当たる津市志袋町岩田川支流では, 岩相は全体に粗粒化する. ここでは, 領家帯基盤岩に含礫粗 - 中粒砂岩層が不整合に重なり, その上には砂岩泥岩互層が載っている.

化石と地質年代 本層から次の貝化石を得た.

<i>Ostrea</i> sp.	2
<i>Clinocardium ando</i>	1

岩相：細粒砂岩

産地：久居市稲葉町北出 (M11/SK176)

また第 6 表の浮遊性有孔虫化石が産出した (Yoshida, 1991). 群集組成は下位の三ヶ野層と変わらないが, N.8 に対比できる *Globigerinoides sicanus* が出現する. したがって本層は N.8 下部 (中新世前期末) に対比される.

薬王寺泥岩砂岩層 (Iy)

地層名 Araki (1960) 命名記載.

模式地 津市片田の薬王寺町 - 片田町間の伊賀街道 (Araki, 1960).

層序関係 茶屋砂岩泥岩層に漸移整合に重なる (第 34 図). 茶屋層との境界は, 茶屋層を構成する砂岩層の厚さが 1m 以下になる層準に引いた.

分布 津市片田一帯に半盆地状に露出している. 分布東限は一志断層によって断たれる場合と, 東海層群小山累層に不整合に覆われる場合がある.

層厚 上限は露出しないが, 見られる限りの層厚は約 450m に及ぶ.

岩相 全般に泥岩層が優勢であるが, 1) 厚い泥岩層, 2) 砂岩泥岩互層, 3) 比較的厚い砂岩層, の三つの岩相が識別できる.

1) の泥岩層は厚さ数 m から 10 m 以下の黒灰色塊状泥岩からなり, 所々の層準に砂岩薄層を挟んでいる. しばしば団塊を含み, 風化すると淡黄色化する.

2) の砂岩泥岩互層は, 一枚の厚さが数 10 cm の灰 - 灰黒色泥岩と細粒砂岩の互層からなる (第 36 図).



第 36 図 薬王寺泥岩砂岩層の露頭写真
砂岩泥岩互層. ハンマーの長さ 30 cm. 場所: 久居市戸木町のトーヨーサッシ工場

両者の割合は7:3から4:6の範囲にあり、時にスランブ構造が発達している。

3)の砂岩層は厚さ数10 cm - 1 m 強の細 - 中粒砂岩からなり、平行葉理が発達し、しばしば団塊を含んでいる。下面には荷重痕が認められる場合がある。

次に上下方向の岩相変化についてみると、茶屋層境界付近の3)の砂岩層から上方細粒化して、中部では1)の泥岩層が比較的多くなる。しかし、再び上方粗粒化して、津市片田団地の南では、2)の砂岩泥岩互層が発達する。この付近では砂岩単層の層厚は1 m 近くなる場合があり、砂岩優勢となる。露出上限付近では更に粗粒化して再び3)の厚い砂岩層が出現する。

分布北端部の岩田川支流では、厚い黒灰色塊状泥岩が露出している。

化石と地質年代 第6表の浮遊性有孔虫化石を得た。群集組成は下位の茶屋層と同じである。また茶屋層と同じく *Globierinoides sicanus* を産し、更に *Praeorbulina transitoria* を産する。しかし、N.8 上部を示す *Praeorbulina glomerosa* が産しないのでN.8 下部に対比できる。ただしYoshida (1991) は、本層の堆積相の変化を考えて、上限がN.8 上部に達するものと考えた。

貝化石は *Neilonella-Periploma* 群集や *Macoma-Lucinoma* 群集の産出が報告されている (Shibata, 1970; 柴田・糸魚川, 1980)。

V. 3 阿波層群

V. 3. 1 研究史及び概要

阿波層群は阿波盆地を中心に露出するが、北は伊賀町田代池周辺まで帯状に分布し、また阿波盆地南西約5 km に位置する大山田村坂下^{さかげ}にも小範囲に分布している。

阿波層群の分布を初めて示したのは、20 万分の1 地質図幅「四日市」(山下, 1889)である。その後、鈴鹿恒茂氏は鈴鹿層群とともに本層群も京都大学進級論文の対象として調査研究を行い、これを「阿波統」と命名したが、その詳細は公表されていない。戦後、ほとんど同時期に当地を訪れた荒木慶雄氏と糸魚川淳二氏は、いずれも阿波統を阿波層群と改名して、その岩相層序・地質構造・貝化石などをまとめた(荒木, 1960; 糸魚川, 1961)。阿波層群についてはその後も、Shibata (1978)、柴田・糸魚川(1980)によって貝化石や古地理が、吉田(1979, 1987b)によって浮遊性有孔虫化石が研究されている。

阿波層群の岩相層序と部層名は、荒木(1960)と糸魚川(1961)でかなり異なっているが、本報告では糸魚川(1961)の区分と地層名を踏襲した。すなわち阿波層群は下位から、東谷畑礫岩層^{ねのび}、子延細礫岩層、平松砂岩シルト岩層、榎野含礫泥岩層に区分される(第8表)。

阿波層群は厚さ数 m - 数 10 m 以上の泥岩・シルト岩・砂岩・礫岩からなり、厚さ 1 m 以下の流紋岩質凝灰岩を挟んでいる。阿波盆地北縁では基盤岩に不整合に重なり、南縁では阿波断層によって断たれる。地層は一般に数°から10数°で南東に傾斜する。坂下では逆に南部で基盤岩に不整合に重なり、北東縁は勝地断層^{かつじ}によって切られている。層厚は阿波盆地で約 550 m、坂下で約 80 m である。

V. 3. 2 東谷畑礫岩層 (Ah)

地層名 糸魚川(1961)命名記載。

第 8 表 阿波層群の層序区分と対比

年代	層群	本報告 (吉田ほか, 1994)	糸魚川 (1961)	荒木 (1960)
中新世前期	阿波層群	横野含礫泥岩層 100m	横野含礫泥岩層 30m+	奥横野層 70m
		平松砂岩シルト岩層 300m		平松層 80m
		子延細礫岩層 60m	平松砂岩・シルト岩層 100m	池方層 50m
		東谷畑礫岩層 80m	子延細礫岩層 40m	横野層 60m
			東谷畑基底礫岩層 80m+	子延層 130m

(数字は層厚)



第 37 図 阿波層群東谷畑礫岩層の露頭写真
場所：大山田村子延から富永に至る道路

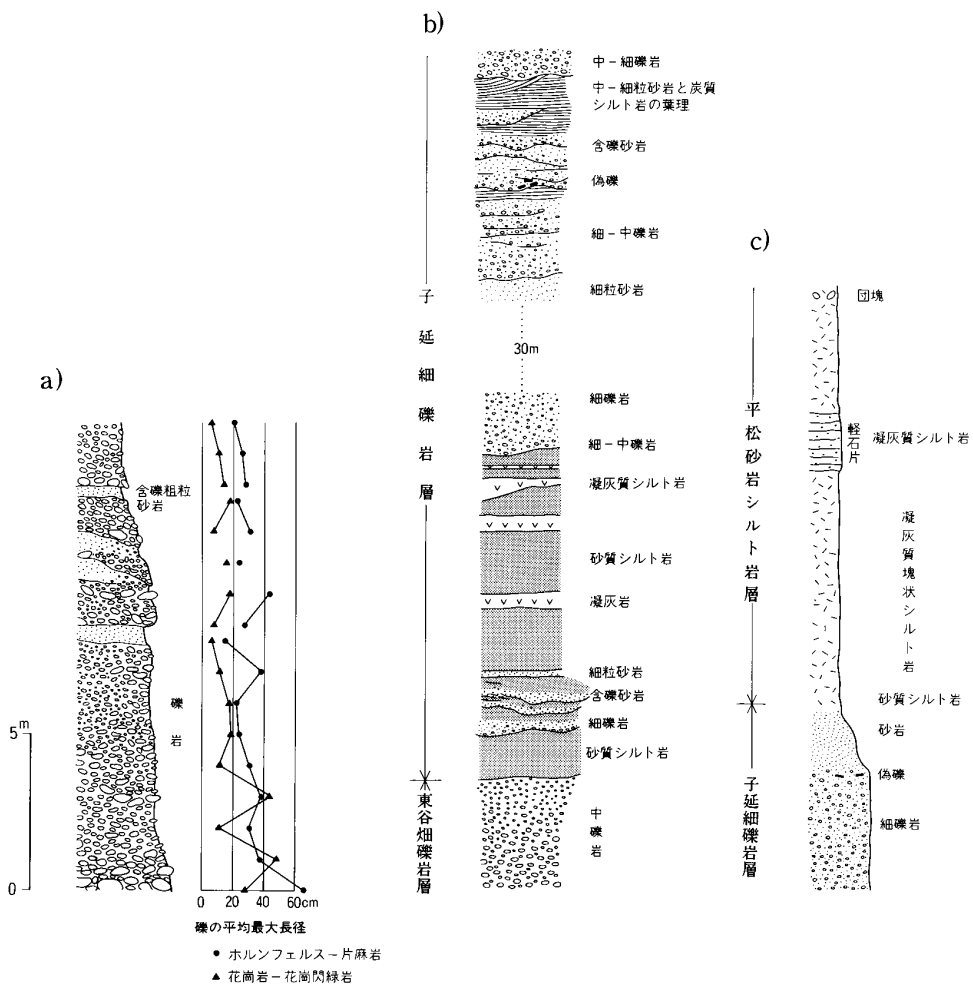
模式地 大山田村子延の北西，東海自然歩道のある谷筋(通称東谷畑)。

層序関係 領家帯基盤岩に不整合に重なる。

分布 東谷畑周辺から北方に帯状に伸びる。その分布は伊賀町田代池を経て、^{れいざん}霊山北部の稜線まで達する(二村, 1982)。

層厚 東谷畑で最も厚く、およそ 80m に達する。

岩相 礫が密集した厚い礫岩層からなり(第 37 図)，まれに砂岩やシルト岩の薄層を挟む(第 38 図の a)。基底部 - 下部には径 50 cm 以上の巨礫が普通に含まれ，特に模式地の基盤岩近くでは最大 2.5 m に達する花崗閃緑岩礫が認められる。礫は上方細粒化し，上位の子延層に近づくと大礫以下になる。洶



第 38 図 阿波層群東谷畑礫岩層・子延細礫岩層及び平松砂岩シルト岩層の地質柱状図

a) 東谷畑礫岩層、1 m ごとの礫の平均最大長径を示す(平均最大長径は最大の礫から順に 3 個計測し、それらを平均した値)。

場所：伊賀町田代池から蝙蝠峠に至る道

b) 東谷畑礫岩層と子延細礫岩層の境界部。場所：大山田村子延の子延川

c) 子延細礫岩層と平松砂岩シルト岩層の境界部。場所：大山田村服部川と横野川の合流地点

汰はあまり良くなく、成層構造や覆瓦構造は認められないが、時にチャンネル構造が発達する。礫はほとんどホルンフェルス(泥岩>砂岩>チャート起源の順)と片麻岩であり、これに5-10%ほどの深成岩類(黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩・閃緑岩など)を伴っている。深成岩礫はほとんど円礫であるが、ホルンフェルスや片麻岩礫は垂円礫が多く、これに垂角礫や円礫を伴う。基質は深成岩類と傾家変成岩類起源の混合砂である。砂岩層は中-細礫をまばらに含む粗-中粒砂岩からなり、層厚は1m以下がほとんどである。

V. 3. 3 子延細礫岩層 (An)

地層名 糸魚川(1961)命名記載。

模式地 大山田村子延の子延川。

層序関係 東谷畑礫岩層に漸移整合に重なる。その関係は模式地で観察できる(第38図のb)。

分布 阿波盆地だけに堆積している。その分布は、上阿波の服部川から子延川を経て、下阿波の服部川に達する。

層厚 約60mである。

岩相 主に細-中礫岩層からなり、これに砂岩層・シルト岩層・凝灰岩層を伴う(第38図のb)。それぞれの層厚は、ほとんど数mから数10cmの範囲である。細-中礫岩や砂岩は花崗岩質であり、底部にチャンネル構造や、礫の成層構造、砂の葉理構造が観察できる。深成岩類の礫は東谷畑層よりも少ない。シルト岩は灰白色で塊状であるが、一般に淘汰が悪く砂質である。時に、炭質シルト岩と中-細粒砂岩の細かい葉理からなる地層が観察できる。凝灰岩は、流紋岩質、青灰色で硬く、細片状に割れ易い。

貝化石と堆積環境 *Balanus*, *Nipponomarcia nakamurai*, *Dosinia nomurai*, *Turritella s-hataii* などの潮間帯を示唆する貝化石群集を産する(糸魚川, 1961)。Shibata (1978) は *Nipponomarcia* 群集, *Proclava* 群集, *Phacosoma kawagensis* 群集を報告した。

V. 3. 4 平松砂岩シルト岩層 (Ar)

地層名 糸魚川(1961)命名記載。

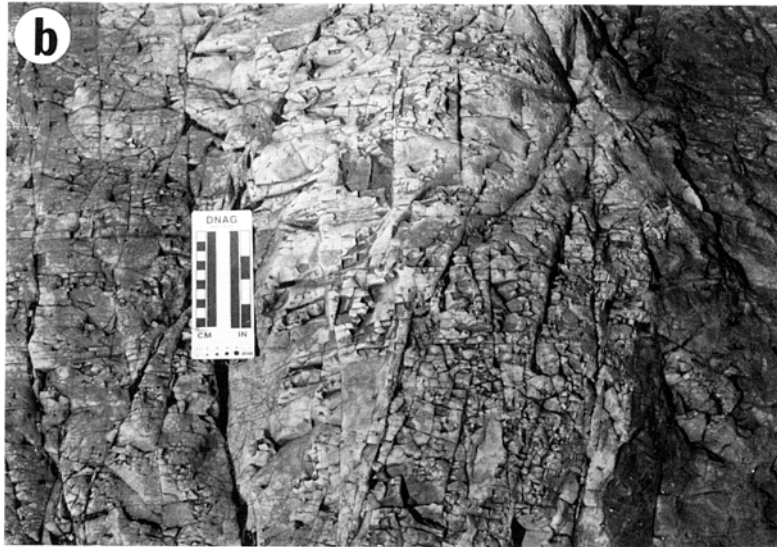
模式地 大山田村平松の服部川。

層序関係 子延細礫岩層に漸移整合に重なる。その様子は服部川と槇野川の合流点で観察できる(第38図のc)。阿波盆地南部では傾家変成岩類を不整合に覆う。

分布 阿波盆地と坂下に露出する。阿波盆地では主に服部川以南に露出する。

層厚 阿波盆地で約300m, 坂下で約40m。

岩相 厚さ数mから数10mの砂岩層とシルト岩層からなり、凝灰岩層をしばしば挟在する。砂岩層には、1)層理が発達し、淘汰が比較的良い灰白色の細-粗粒砂岩層と、2)無層理塊状で、オリーブ灰色の泥質細粒砂岩層(第39図のa)の二つの岩相が観察できる。1)の砂岩層は服部川から子延川に沿って良く発達し、部分的に凝灰質となって軽石片を含有する。一志層群三ヶ野層と同様な大型板状斜交層理がしばしば発達している。2)の砂岩層は阿波盆地南部に比較的多く、露頭では貝化石や石灰質団塊が散



第 39 図 阿波層群平松砂岩シルト岩の露頭写真

a) 塊状のやや泥質細粒砂岩。砂質泥岩の薄層を挟む。正断層が発達する(矢印の先)。巻尺の長さ1m。
場所：大山田村猿野南の貯水池

b) 片状に割れる凝灰質シルト岩層。場所：大山田村平松の服部川と子延川の合流地点

在し、風化すると褐色になる。坂下では特に石灰質団塊が多く含まれている。

シルト岩層は、細片状に割れ易い無層理塊状、青灰-灰色のシルト岩からなり、多くの場合凝灰質で硬く、一志層群の三ヶ野層の主要岩相である凝灰質シルト岩と同じ岩相を示す(第39図のb)。凝灰岩層は流紋岩質で、厚さはほとんどが1m以下である。

貝化石と堆積環境 *Ostrea gigas*, *Dosinia nomurai*, *Turritella s-hataii*, *Euspira meisensis*, *Glycymeris cisshuensis*, *Venericardia siogamensis*, などの砂質-泥質底の浅海帯の堆積環境を示す貝化石が産出する(糸魚川, 1961)。

Shibata (1978) は *Proclava* 群集, *Phacosoma kawagensis* 群集, *Chlamys iwamurensis* 群集, *Callista* 群集, *Acila* 群集, *Sacella* 群集, *Macoma-Lucinoma* 群集を報告した。

V. 3. 5 榎野含礫泥岩層 (Am)

地層名 名糸魚川 (1961) 命名記載。

模式地 大山田村下阿波の榎野川上流。

層序関係 平松砂岩シルト岩層との関係は榎野川中流で観察できる。ここでは、榎野層の基底が平松層を構成する砂岩層の平行葉理面を切っている。しかし、砂岩層に重なる榎野層が大礫を含む礫岩層からなることから、これは規模の小さいチャンネル構造の可能性が高い。したがって、両者の関係は整合と考える。

分布 阿波盆地と坂下に露出する。阿波盆地では榎野川周辺に分布する。

層厚 いずれも断層によって切られるが、見られる限りの層厚は、阿波盆地で約100m、坂下で約40mである。

岩相 泥岩-含礫泥岩層から構成される。泥岩は新鮮な部分で黒灰色、風化すると茶褐色となる。本層は岩相から上部と下部に分けられる(吉田, 1987b)。下部は厚さ70m、比較的軟質な泥岩からなり、礫をまばらに含むが、一部の層準には礫が密集する。礫種はチャート・泥岩・砂岩起源の片麻岩-ホルンフェルス、そして深成岩類(花崗岩・花崗閃緑岩・石英閃緑岩など)である。このうち、前者の礫は巨礫サイズ(1mを越すものもある)に達する場合があり、亜円-亜角礫で、淘汰は非常に悪い。後者の深成岩類の礫は10-20cm以下で、良く円磨されている。

上部は厚さ30mで、やや硬質かつ珪質の泥岩からなり、礫をほとんど含まない。上部は榎野川沿いだけで観察できる。浮遊性有孔虫化石は下部だけから産出する。放散虫化石は全層を通じて産出するが、特に上部からは多産する。

貝化石と堆積環境 *Portlandia tokunagai*, *Anadara abdita*, *Turritella s-hataii*, *Megasurcula osawanoensis* などの下位の平松砂岩シルト岩層より深い泥質底環境を示唆する貝化石が報告されている(糸魚川, 1961)。Shibata (1978) は本層から *Neilonella-Periploma* 群集を得ている。

浮遊性有孔虫化石と地質年代 第9表に示す浮遊性有孔虫化石が産出する(吉田, 1987b)。すなわち、一志層群同様に *Globigerina woodi*, *Globigerina praebulloides praebulloides* の両種が卓越する。また年代決定に有効な示準種として、*Praeorbulina transitoria*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides japonicus*, *Globorotalia scitula praescitula*, *Globorotalia quinifalcata*, *Globorotalia peripheroronda*,

第9表 阿波層群横野層産の浮遊性有孔虫化石 吉田 (1987b)

種名 Species		試料番号 Sample number		横野含礫泥岩層 Makino Pebbly Mudstone Member							
				F12 /5	F13 /6	F14 /7	F15 /8	F16 /9	F17 /10	F18 /11	F19 /12
Globigerina	<i>angustum-bilicata</i> BOLLI	•	○	•		•		•	+	•	+
	<i>falconensis</i> BLOW	•	+	•		○		•	•	○	•
	<i>praebuloides praebuloides</i> BLOW	○	◎	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎	◎
	<i>praebuloides pseudociperoensis</i> BLOW	•	◎		◎	○	•	•	•	•	○
	<i>woodi</i> JENKINS	◎	◎	◎	○	○	◎	◎	◎	◎	◎
Globigerinoides	<i>japonicus</i> SAITO and MAIYA				•	+		•	+	+	+
	<i>obliquus</i> BOLLI								+	+	+
	<i>quadrilobatus immaturus</i> LEROY		+		•		+	+	+	+	•
	<i>quadrilobatus sacculifer</i> (BRADY)	•	•		•	+		+			•
	<i>quadrilobatus trilobus</i> (REUSS)	•	+	•	○	•		•	•	+	•
	<i>sicanus</i> DE STEFANI		+		•			+	+	+	•
<i>subquadratus</i> BRÖNNIMANN		•	•		•	•	•	•	•	•	
<i>Praeorbulina transitoria</i> (BLOW)											+
Globorotalia	<i>mayeri</i> CUSHMAN and ELLISOR		•			•	○	•	○	•	•
	<i>obesa</i> BOLLI	•	+		•	+	+		•	+	+
	<i>peripheroronda</i> BLOW and BANNER									+	
	<i>quinifalcata</i> SAITO and MAIYA		+								
	<i>scitula praescitula</i> BLOW		•				+		+		+
<i>semivera</i> (HORNIBROOK)		+				+	•	+	+	+	
<i>Neogloboquadrina continuosa</i> (BLOW)		◎	•	◎		◎	○	◎	•	•	•
Globoquadrina	<i>altispira</i> (CUSHMAN and JARVIS)		+		•	+	+	+	+	+	•
	<i>dehiscens</i> (CHAPMAN, PARR and COLLINS)					+			+		
	<i>venezuelana</i> (HEDBERG)		+			+		+	+	+	•
	<i>baroemoenensis</i> (LEROY)		+		•		+		+	+	+
<i>Globigerinita glutinata</i> (EGGER)		•	•		•	○	•	○	•	•	•
<i>Globorotaloides suteri</i> BOLLI								+		+	+
<i>Globigerinella praesiphonifera</i> (BLOW)									+		+
<i>Prosphaeroidinella disjuncta</i> (FINLAY)			•		•	○	•	+	•	○	•

+ ≤ 1% 1 < • ≤ 5% 5 < ○ ≤ 10% 10% < ◎

Prosphaeroidinella disjuncta, *Globorotaloides suteri* などが含まれている。

横野層の地質年代は、Blow (1969) の N.8 に生存期間を有する *Globigerinoides sicanus* が産出し、一方では N.8 上部から出現する *Praeorbulina glomerosa curva* や N.9 から出現する *Orbulina* 属が産出しな
いことから、N.8 下部、すなわち中新世前期末に対比できる。

VI. 鮮新統

(吉田史郎)

VI. 1 東海層群

VI. 1. 1 研究史及び概要

「津西部」図幅地域の東海層群は、20万分の1地質図幅「四日市」(山下, 1889)によって第三紀層として初めて図示された。その後、戦前の滝本(1935)の研究を経て、鈴木ほか(1947, 1948 b), 赤嶺ほか(1951), 赤嶺(1959), 木村(1959, 1961 b), Araki(1960), 竹原(1961)によって岩相層序区分が行われた。中でも、Araki(1960)は本図幅地域の東海層群を含む広い範囲の地質図を作成した。

1980年代には、和田(1982), 吉田(1987 a)による火山灰層序やフィッシュントラック年代に関する研究, Okazaki and Yoshida(1977), 角田(1982, 1988), 中島(1986)などによる化石についての研究がなされた。最近では吉川・吉田(1989)の火山灰層分析の, 中山・吉川(1990)の古地磁気層序の報告がある。

本報告では、滝本(1935)と赤嶺ほか(1951)の層序区分と地層名をほぼそのまま踏襲し、本図幅地域の東海層群を下位から、^{おやま}小山累層・西行谷累層・楠原累層・亀山累層に区分した(第40図)。これらの累層は厚さ数10cm-数10mの粘土・シルト・砂・礫からなり、しばしば火山灰や亜炭の薄層を挟んでいる。その最大層厚部は約1,200mに達し、産出化石や堆積相の特徴から、すべて陸成(河成-湖成)相とみなされる。褶曲や撓曲構造によってしばしば同層準の地層が繰り返して露出するが、一般的な走向は南北から北西-南東であり、傾斜10数°以下で伊勢湾側に上位層が露出する傾向を示している。

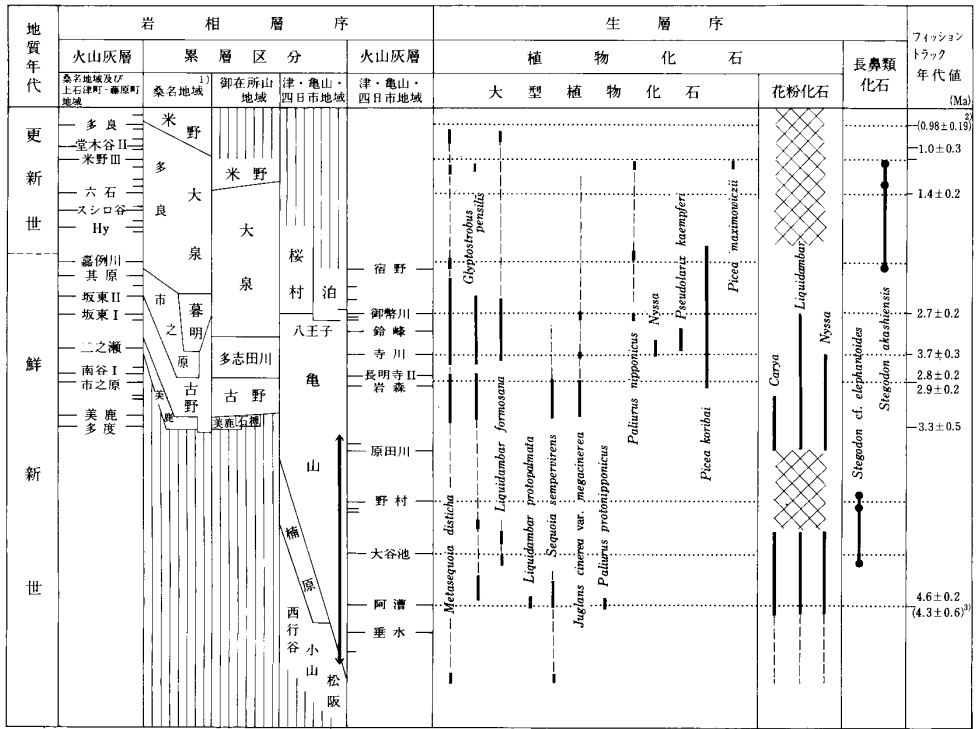
本図幅地域の東海層群は上述した、岩相層序、産出化石、火山灰層の対比、フィッシュントラック年代、そして古地磁気層序などの総合的な研究から、東海層群下半部に当たる鮮新世前期の堆積物であることが分かっている(第40図)。

第41図に「津西部」及び周辺地域の東海層群の地質図を、第42図に同地域の東海層群の層序区分と対比を、第43図に同地域の東海層群の層序断面図を、第44図に同地域の東海層群の古流向を示す。

VI. 1. 2 ^{おやま}小山累層 (To)

地層名 滝本(1935)命名記載。

模式地 滝本(1935)では指定されていない。Araki(1960)は、地層名の由来となった一志町小山(南隣「二本木」図幅地域)では露出が悪く、上下位層との関係がはっきりしない、との理由で、模式地を



第 40 図 東海層群層序の総括図

矢印の範囲が本図幅地域の東海層群の層準。吉田(1990)を一部修正加筆。1) 上石津町-藤原町を含む。2) 多良火山灰層に対比される養老火山灰層の年代値(吉田ほか, 1990)。3) 阿漕火山灰層に対比される大谷火山灰層の年代値(牧野内ほか, 1983)

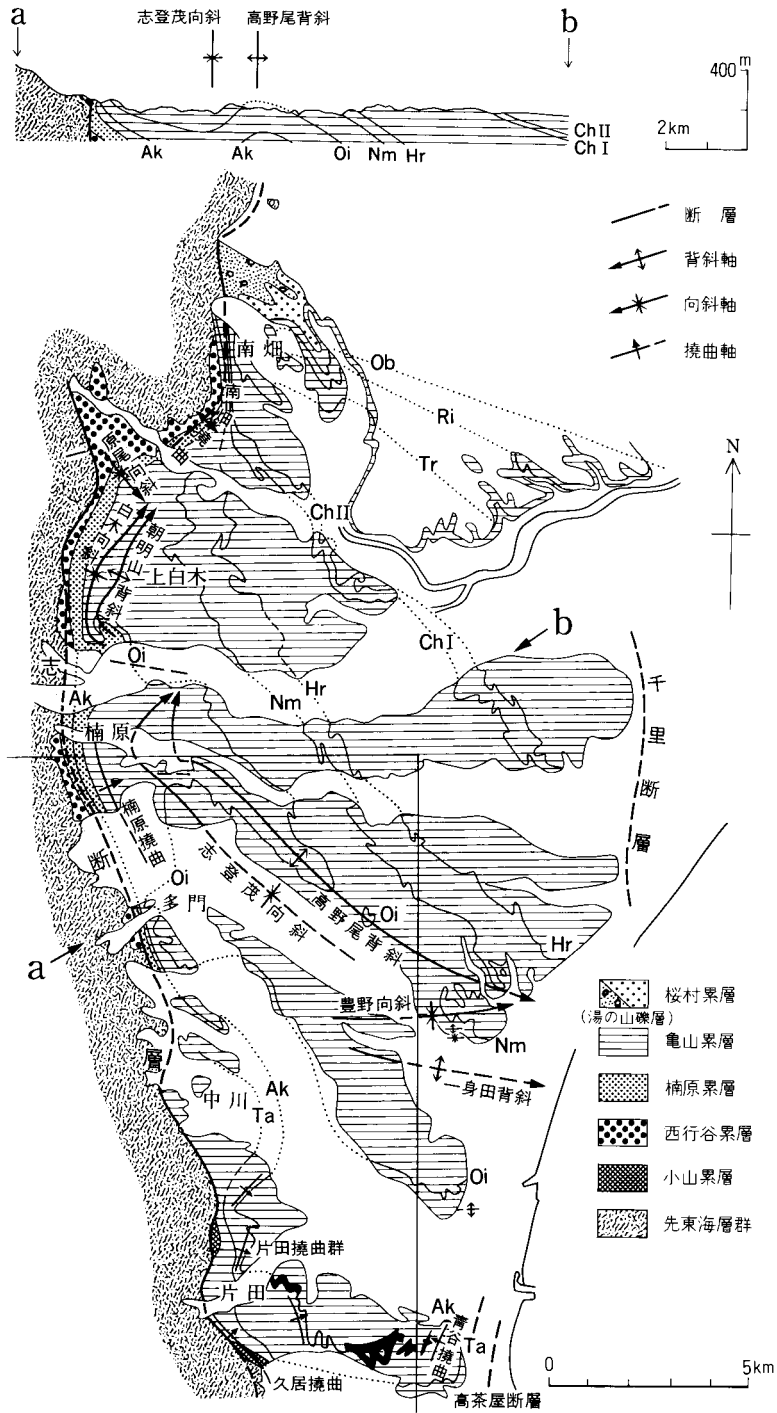
津市片田町から久居市風早池に至る道路とした。しかし現在、小山には砂利採取地があつて露頭条件も改善されているので、地層名を尊重して模式地を一志町小山とする。

分布 本図幅地域では、津市片田町の片田団地から佐倉池にかけてと津市志袋町の浄水場付近に露出している(第45図)。

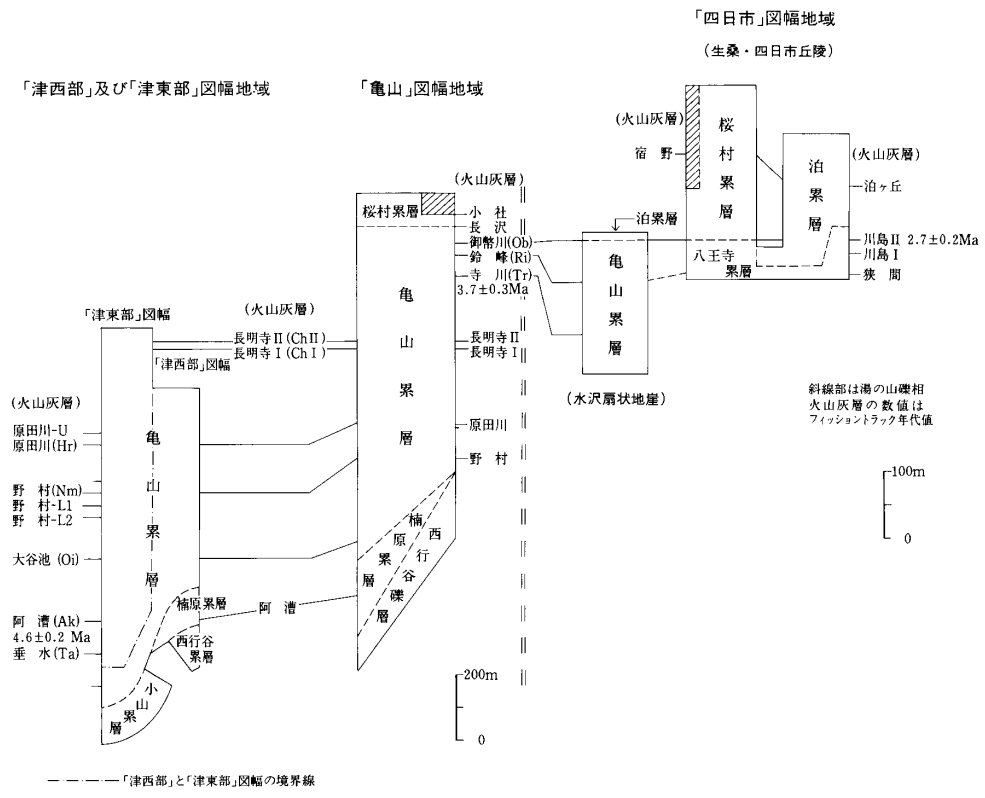
層序関係 浄水場付近では領家帯基盤岩と断層で接するが、Araki(1960)が指摘したように、片田団地から佐倉池にかけては一志層群薬王寺層に不整合に重なるのが確認できる。上位の亀山累層とは一連整合である。

層厚 いずれの分布地域でも100-120m程の厚さである。

岩相及び堆積環境 礫が密集した厚い礫層からなり、一部に細粒層を挟む(第46図)。礫は5cm程の中礫が多いが、20cm近い大礫もまじえている(第47図)。礫の淘汰は普通であるが、成層構造ははっきり認められ、しばしば覆互構造も観察できる。基質は褐色化した中-粗粒砂である。礫はチャートが60-70%を占め、次ぎに溶結凝灰岩が20%前後を占めている。ほかには、領家変成岩類起源の泥岩・砂岩のホルンフェルス、深成岩類、一志層群の砂岩とシルト岩が数%づつ含まれている。礫は良く円磨



第 41 図 伊勢湾西岸南部の東海層群の地質図
 吉田(1993)を一部修正。枠内が本図幅地域。火山灰層の略号は第 42 図に対応する。



第 42 図 伊勢湾西岸南部の東海層群の層序区分と対比
吉田 (1987a) を一部改訂

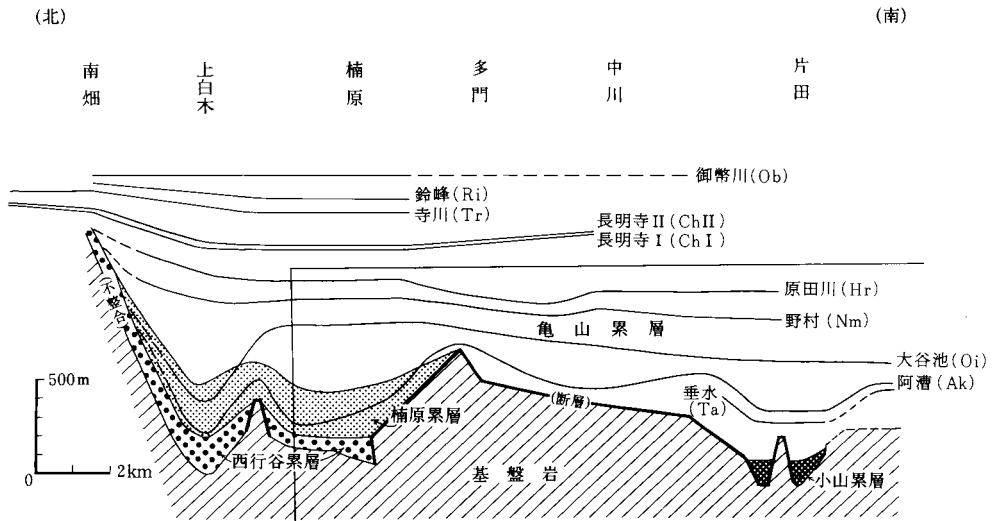
されており，チャートが亜円礫以外は，すべて円礫が卓越している．細粒層はレンズ状に挟まれており，これらは厚さ数 m 以下の砂・シルト・粘土からなる．泥層の一部は炭質である．

このように小山累層は，1) 中-大礫に富む厚い礫層であり，2) 一志断層に接して山地前縁に堆積している，という特徴を有している．しかも，1) 古流向は布引山地から伊勢平野への向きを示し(第 44 図)，2) 傾家帯基盤岩や一志層群起源の礫を含んでいる．以上のことから，本累層は布引山地前面に形成された扇状地堆積物と解釈できる．

VI. 1. 3 西行谷累層 (Ts)

地層名 鈴木ほか (1947) が命名し，赤嶺ほか (1951) が記載した．

模式地 芸濃町楠原西方の西行谷の上流である(赤嶺ほか，1951)．このほか，芸濃町忍田の安濃川河床や関町萩原の砂利採取場跡地にも良い露出がある．



第43図 伊勢湾西岸南部の東海層群の層序断面図
吉田(1990)に加筆。枠内が本図幅地域の層準。火山灰層の略号は第42図に対応する。

分布 萩原から芸濃町を経て安濃町草生まで断片的に露出する。分布は萩原から更に北に伸び、鈴鹿市南畑(「亀山」図幅地域)まで達する(宮村ほか, 1981)。

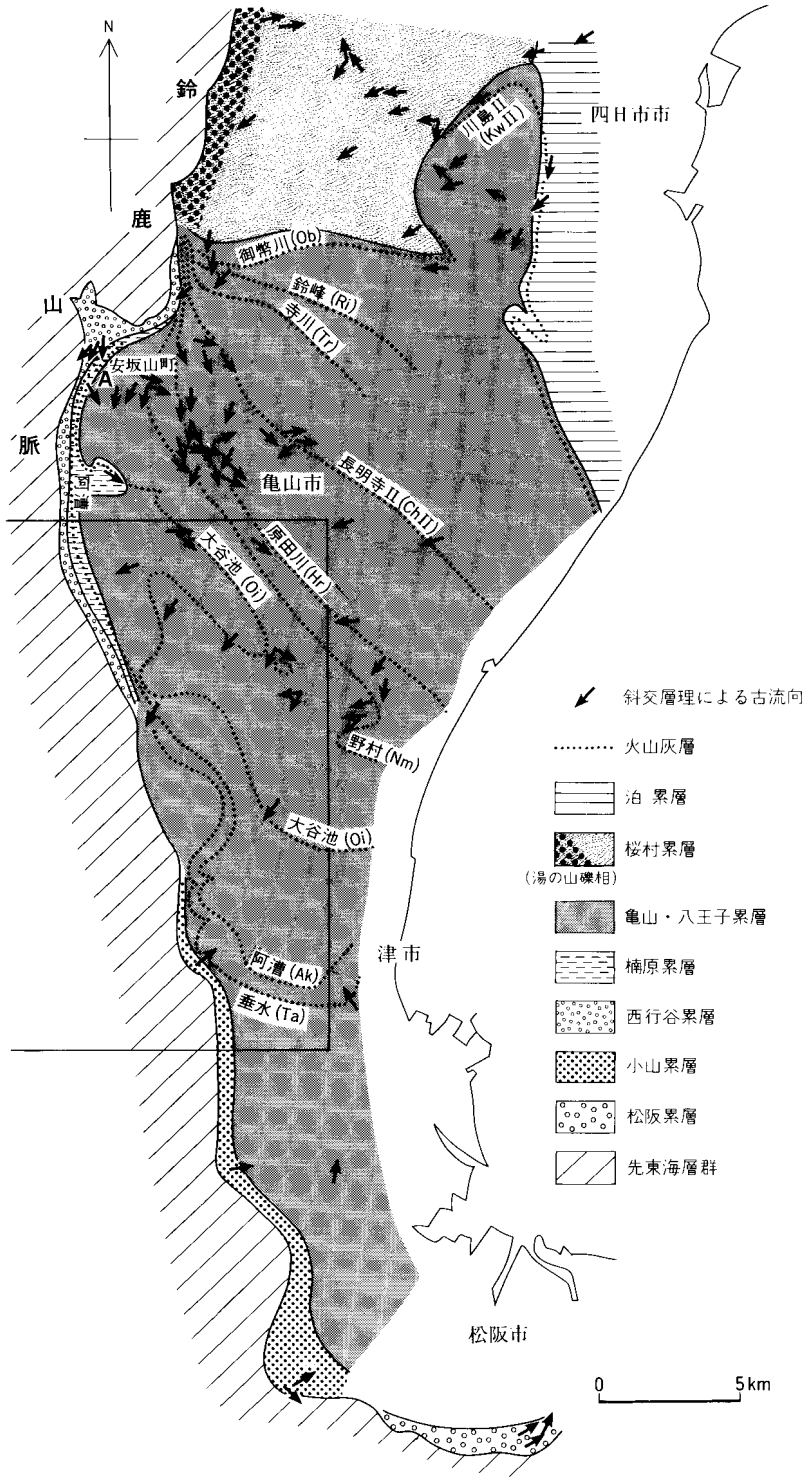
層序関係 関町萩原 - 芸濃町安濃川間と芸濃町^{おのひら}小野平では、一志層群に不整合に重なる(第48図)。この南の安濃町戸島と草生では、一志断層によって一志層群と接する。「亀山」図幅地域では鈴鹿層群・鈴鹿花崗岩・深成岩類に不整合に重なる(第73図参照)か、一志断層によって接する(宮村ほか, 1981)。

層厚 芸濃町^{かさねがけ}二重池以北では、不整合面から楠原累層との境界までが地表に露出しているが、ここでは約200mである。最も厚い場所は、^{わらび}亀山市原尾の安楽川流域(「亀山」図幅地域)であり、約280mに達する(宮村ほか, 1981)。

岩相及び堆積環境 厚い礫層からなり、これに砂や泥からなる細粒層を挟んでいる(第49図)。礫は密集して含まれており、淘汰の比較的良好な場合には、成層構造が認められる。芸濃町二重池以北では、下部は厚い礫層だけからなる。中-上部では上方細粒化サクセッションが繰り返す。このサクセッションは典型的な場合、厚い礫層から始まって砂礫層→砂層を経たのち、泥層(ほとんどの場合シルト層)に至る。

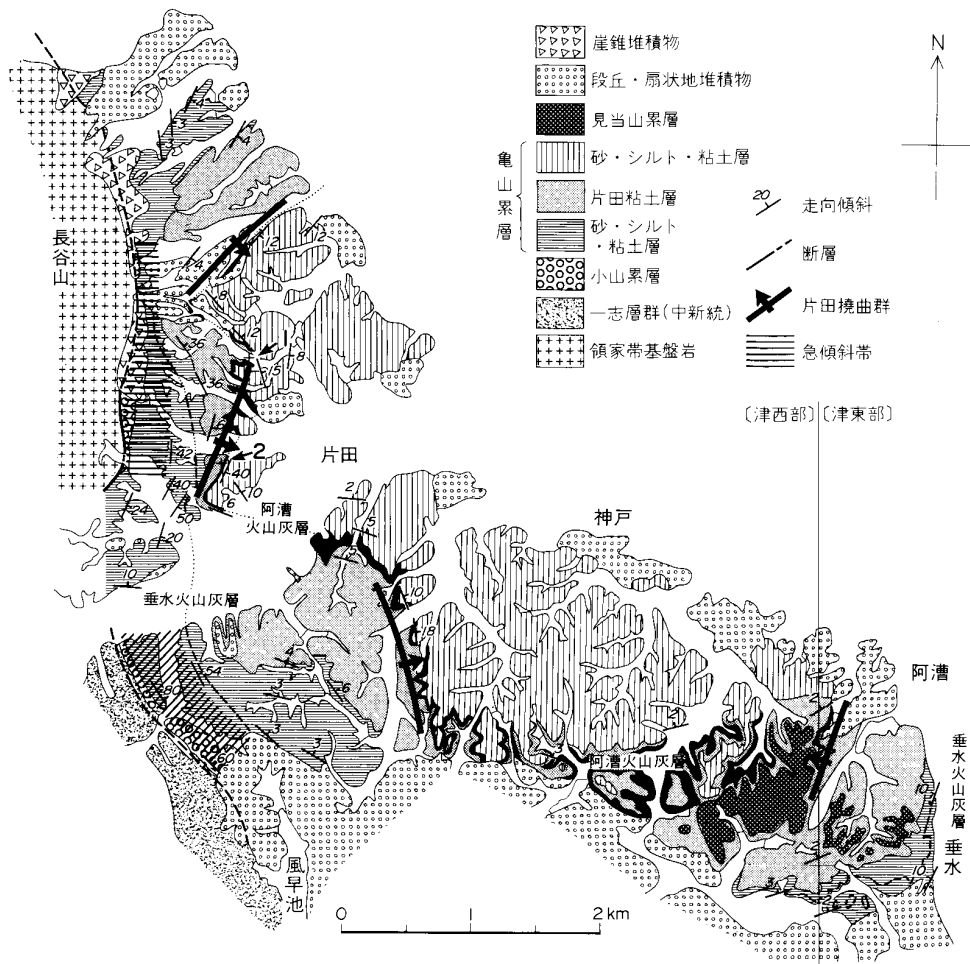
礫層は、本累層最下部では大-中礫に富み、しばしば径30cmに達する巨礫を含む(第50図のc)。下-中部では中-大礫に、上部では中礫に富む。つまり、礫径そのものも上方細粒化の傾向を明瞭に示す。基質は褐色化した中粒砂である。礫種はチャートが50-60%が多く、次いで鈴鹿層群起源の砂岩、溶結凝灰岩(恐らく湖東流紋岩起源)が10-20%づつ含まれている。このほか、中・古生層起源の泥岩・砂岩と同質のホルンフェルス、そして花崗岩の礫が数%づつ認められる。円磨度は良く、チャートに垂円礫が多い以外、円礫が卓越している。細粒層のほとんどは厚さ1m以下であり、側方への連続性は良くない。

安濃町草生では、一志断層によって一志層群三ヶ野層と接する。ここでは中礫以下の礫を含んだ砂礫



第44図 伊勢湾西岸南部の東海層群の古流向

吉田(1990)に本報告の調査で得た資料を加筆した。枠内が本図幅地域。火山灰層の略号は第42図に対応する。



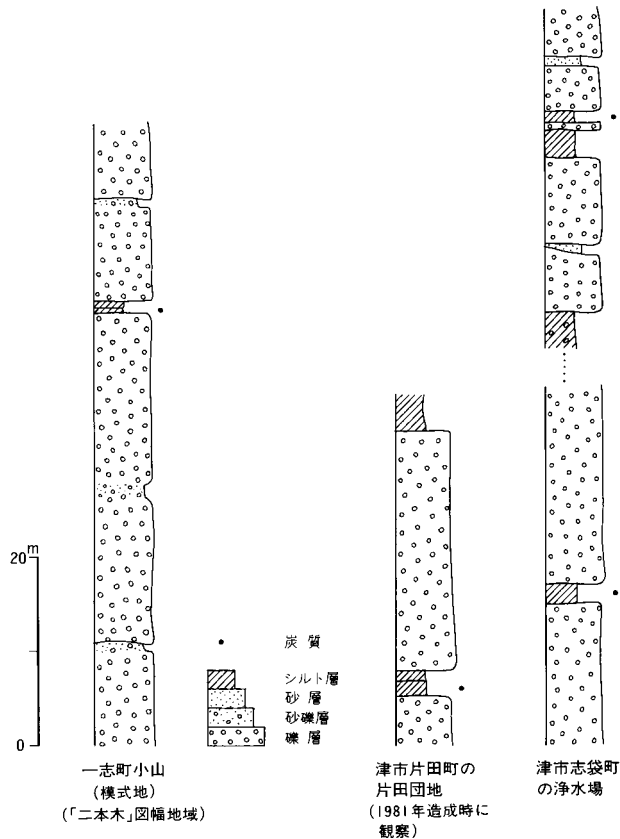
第 45 図 津市片田町とその周辺地域（高塚及び長谷丘陵）の東海層群地質図
吉田 (1987a) に一部加筆

層からなり、溶結凝灰岩礫を含んでいる。

以上述べたように西行谷累層は、1) 中 - 大礫に富む厚い礫層からなり、2) 一志断層に接して布引山地から鈴鹿山脈の前面に分布する、という特徴を持っている。しかも、1) 鈴鹿山脈から伊勢平野に向かう古流向があり(第 44 図)、2) 布引山地・鈴鹿山脈を構成する領家帯や鈴鹿層群起源の礫を含んでいる。更に、3) 網状河道によって形成されるような礫層から砂層を経て泥層に至る上方細粒化サクセッションが発達している。以上の諸点は、西行谷累層が山地前面に形成された扇状地堆積物であることを示している。

VI. 1. 4 楠原累層 (Tu)

地層名 鈴木ほか (1947) が命名し、赤嶺ほか (1951) が記載した。



第 46 図 小山累層の地質柱状図

模式地 芸濃町楠原西方の西行谷中流である(赤嶺ほか, 1951)。このほか、芸濃町二重池北の谷筋にも良い露頭がある。

分布 関町萩原から芸濃町小野平を経て、安濃町戸島まで、西行谷累層の東に帯状に露出している。

層序関係 模式地から二重池までは西行谷累層に一連整合に重なる。小野平-戸島間では同累層との関係は露頭で直接確かめられなかったが、地層がほぼ直立していること、一志断層の通過推定位置を挟む両層の岩相がかなり異なっているため、断層関係と考えた。本累層は北隣「亀山」図幅地域にも分布しており、その北限は亀山市両尾町まで達する(赤嶺ほか, 1951)。

層厚 萩原で約 320 m と最も厚く、ここから南北方向に薄くなる。ちなみに模式地の西行谷では約 250 m、二重池北の谷では約 180 m である。

岩相及び堆積環境 下限は西行谷累層を構成する厚い(10m 以上)礫層の上限である。上限は砂礫層、あるいはしばしば亜炭層の挟みがみられるまでの層準である(赤嶺ほか, 1951)。

厚さ 1 m 前後から 10 数 m の泥層、砂層、含砂砂-砂礫層、礫層からなり、亜炭層をしばしば挟在する(第 50 図)。一般的に泥層が優勢である。

泥層は粘土・シルト及びシルト質砂からなる。粘土は細片-ブロック片に割れ易く、色調は灰緑-青



第 47 図 小山累層の露頭写真
折尺の長さ20cm. 場所：津市片田町佐倉池

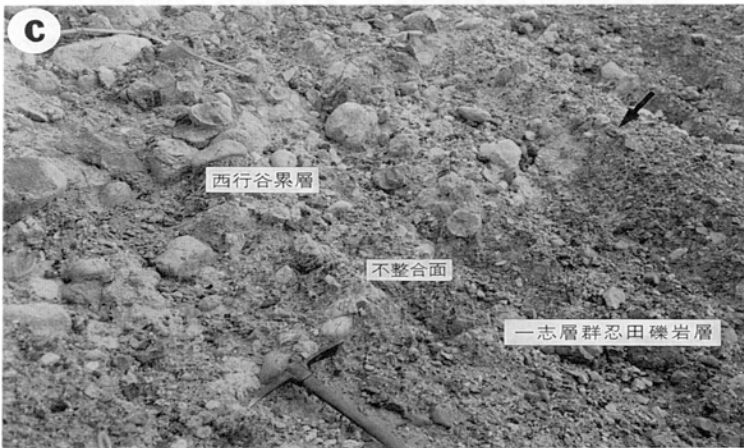
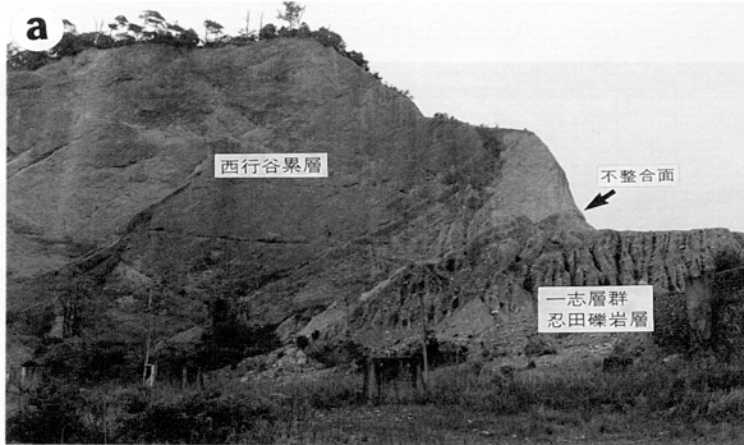
灰色を示す。シルト-シルト質砂は灰白-灰緑色を呈し、無層理塊状のものや細かい平行葉理-波状葉理が発達するものがある。時には炭質-亜炭質葉理が認められるシルトや、全体に炭質化しているシルトも観察できる。シルト質砂は粒度が荒くなって中粒砂になる場合がある。

砂層は褐色を呈し、一般に粗粒砂以下の粒度であり、斜交層理などの堆積構造はほとんど観察できない。含礫-砂礫-礫層に含まれる礫は一般に数 cm 以下の中礫であり、含まれる礫の種類は下位の西行谷累層と同じである。砂礫-礫層には成層構造が良く発達している。亜炭層は厚さ10 cm 以下のものがほとんどである。

上下方向の岩相変化をみると、基底部で礫質層あるいは砂質層から始まり、泥質層に至る上方細粒化サクセッションが認められる場合がある(第 50 図)。また礫層や砂層が、より細粒な砂層や泥層にチャンネル状に挟まれているのも観察できる。

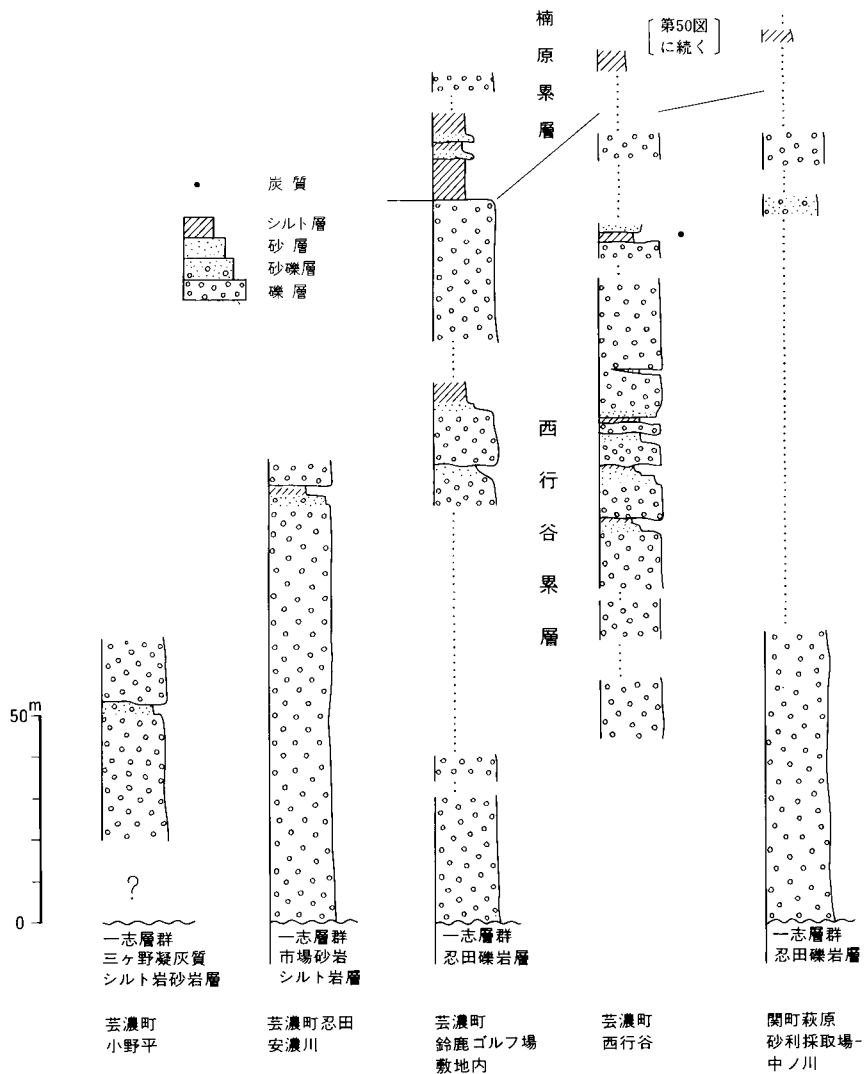
このように、楠原累層は全般的に泥層に富み、亜炭層や炭質泥層をしばしば挟在するという特徴を有している。しかも、古流向や礫種構成は下位の西行谷累層と同じ傾向を示している(第 44 図)。以上の特徴から、楠原累層の堆積環境としては亜炭が生産されるような停滞水域、すなわち沼沢地のような環境が想定できる。ただし礫質層や砂質層から始まる上方細粒化サクセッションがしばしば認定できることから、山地側からの河川による堆積物の供給はかなりの頻度で生じていたと推定できる。

化石 本層から、三木(1948)は *Glyptostrobus pensilis*, *Sequoia sempervivens*, *Quercus roboidea*, *Liquidamber formosana*, *Buxus japonica* を、赤嶺ほか(1951)は *Fagus crenata*, *Ficus tiliacifolia*, *Glyptostrobus europaeus*, *Corylus sp.* などの大型植物化石を報告した。島倉(1964)は花粉化石の *Carya-Liquidamber-Nyssa* 群を、鈴木・大山(1948)と赤嶺ほか(1951)は淡水生貝化石の *Viviparus uryuensis kosasanus*



第 48 図 西行谷累層と一志層群忍田礫岩層との不整合関係を示す露頭写真

- a) 北側から見た露頭全景。30° 東傾斜する西行谷累層がほぼ平行不整合の関係で一志層群に重なっている。
- b) 南側から見た両者の不整合露頭。逆断層が発達する(矢印の先)。
- c) 不整合面の接近写真。ハンマー頭部の長さ30cm。
場所：関町萩原の砂利採取場跡地(「亀山」図幅地域)。



第49図 西行谷累層の地質柱状図

を報告した。

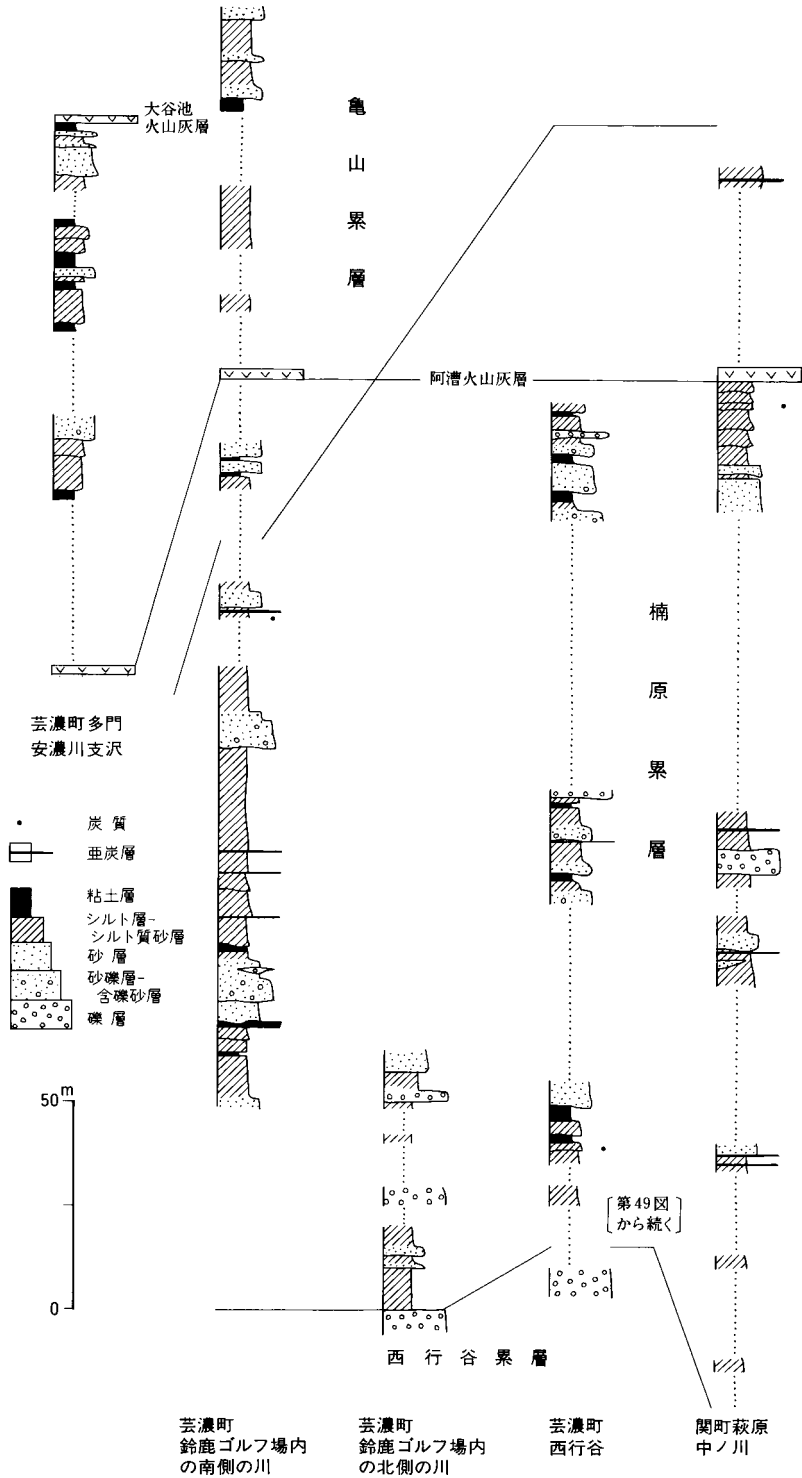
VI. 1. 5 亀山累層 (Tk, Tkk)

地層名 鈴木ほか (1947) が命名し、赤嶺ほか (1951) が記載した。

模式地 亀山市付近である (赤嶺ほか, 1951)。

分布 小山・楠原累層の東側に広く露出しており、見当山・高塚・河芸などの各丘陵を構成している。分布は更に北及び東方に延び、「亀山」・「四日市」・「津東部」図幅地域にも堆積している (宮村ほか, 1981; 吉田, 1984, 1987a: 第7・14図)

層序関係 小山累層・楠原累層に漸移整合に重なる。本図幅地域では上限は露出しないが、「四日市」



第50図 楠原累層と亀山累層の地質柱状図

図幅地域において桜村累層と泊累層に整合に覆われる(吉田, 1984)。津市の高塚・長谷丘陵では片田粘土層を含む(第45図)。

層厚 本層は最大層厚部が順次北へ移動しており, その積算層厚は1,500m以上に達する。本図幅地域には, 垂水火山灰層の下位から原田川火山灰層の上位にまたがる厚さ約1,000mの亀山累層下部が含まれる(第43図)。

岩相及び堆積環境 厚さ数10cm-10数mの泥層と砂層からなる(第51図)。泥層は粘土-シルト, そして砂質シルト-シルト質砂からなる。粘土は無層理塊状で細片-ブロック片に割れ易く, 灰白-青緑-青灰色を呈する。シルト-シルト質砂は灰白-灰-灰緑色を示し, 無層理塊状のことが多いが, 時に平行葉理や波状葉理が発達する。泥層には炭化した葉片や木片が含まれ, 小根跡が観察される。

砂層の多くは中-細粒砂からなっており, 中粒砂以上の砂からなる桑名市や四日市市の東海層群よりも全般に細粒である。肉眼で容易に観察できるような斜交層理は少なく, 一般には弱い平行葉理が発達するだけである。

露頭規模での砂層と泥層の上下方向の層序をみると, 典型的な場合, 砂層から始まりシルト質砂→砂質シルトを経て, シルト-粘土に至る上方細粒化傾向が認められる。砂層基底部を除き, 各岩相は漸移的に移行する。上部を構成するシルトと粘土はしばしば互層状に繰り返している。

一方, 露頭規模での砂層と泥層の水平方向の広がり方をみると, 亀山累層の砂層では, ①厚さ数m-10数mで, 数10-数100m規模の露頭ではチャンネル構造のはっきりしない砂層, ②厚さ数m-5m前後でチャンネル構造のはっきり分かる砂層(第52図), ③泥層中にレンズまたはシート状に挟まれ, 横へは数m-数10m規模で尖滅する厚さ1m以下の泥質砂層, の3つの岩相が存在する(吉田, 1987a)。

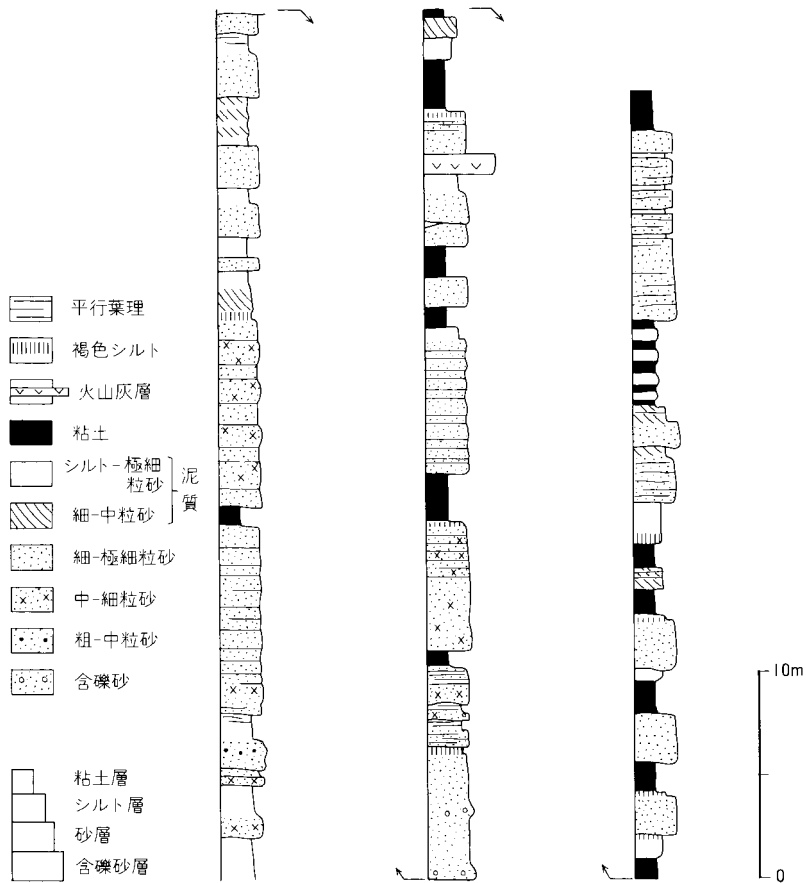
①の砂層は, 基底部に細礫や粘土・シルトの偽礫を含む。一般に下部では極粗-粗粒砂, 上部では中-細粒砂である。堆積構造はあまり顕著でないが, 平行葉理や斜交層理が発達することがある。上部にはシルト-粘土のレンズ状薄層を挟む場合がある。蛇行州上に形成されるシュートバー堆積物がみられることがある(吉田, 1992b: 第53図)。

②の砂層は, 上方細粒化し, 下部で極粗-粗粒砂, 上部で中-細粒砂のことが多い。堆積構造が良く発達し, 下部に斜交層理, 上部に平行葉理が見られることが多く, しばしば蛇行州堆積物であることを示す側方付加(lateral accretion)の堆積構造(第54図)が観察される。①と同様に基底部に偽礫を含んでいる。①と②の砂層は淡褐-灰色である。

③の砂層は, やや泥質の中-細粒砂からなり, 級化層理が良く発達し, 更に平行葉理の見られることもある。上位層と下位層との境界は明瞭で, 鬼板が発達する場合, 漸移的に移り変わる場合, の2通りがある。偽礫は含まれない。色調は青灰-青緑色を示す。

①と②の砂層の最上部には, それぞれの厚さが数mm-数cmのシルトと極細-細粒砂の平行葉理からなる黄褐色の地層がしばしば観察される。

このように亀山累層は砂層と泥層の単調な繰り返しからなるが, より広い範囲でみると, 厚さ数10-100数10mごとに砂層と泥層の割合に多少の変化が認められる(吉田, 1987a)。しかし全般的には, 砂層の方がやや優勢である。



第 51 図 亀山累層の地質柱状図
場所：津市志袋町浄水場の東方、垂水火山灰層の下位。

亀山累層には、津市において主に粘土層からなる片田粘土層が発達する（第 45 図）。

かたが
片田粘土層 (Tkk)

(地層名) 吉田 (1987a) 命名記載。

(模式地) 津市片田中町の高塚丘陵西縁部。

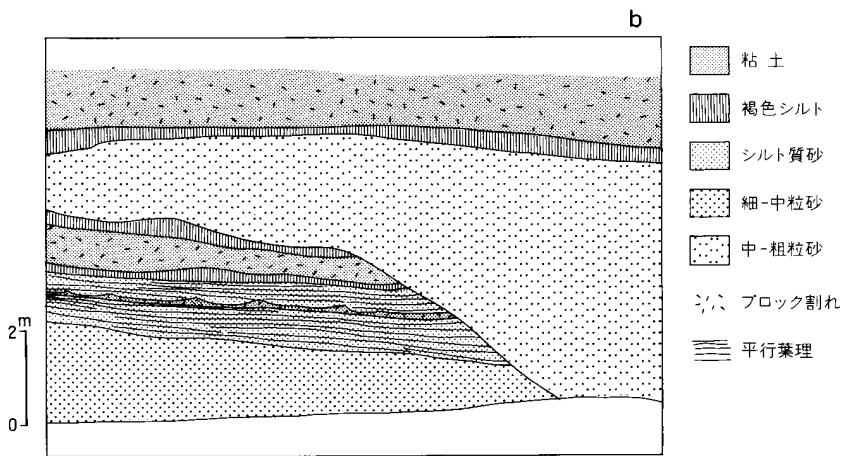
(分布) 高塚丘陵から長谷丘陵にかけて分布する。

(層序関係) 亀山累層最下部にあつて、同累層の一部を構成する部層である。

(層厚) 20-40mである。

(岩相) 大部分無層理塊状の粘土からなり(第 55 図)、一部の層準にチャンネル状の細-中粒砂やシルトの薄層を挟んでいる。上述したように亀山累層の他の部分を構成する泥層が、しばしば粘土とシルトの互層からなるのに対して、本部層では、ほとんど粘土からなることが特徴である。

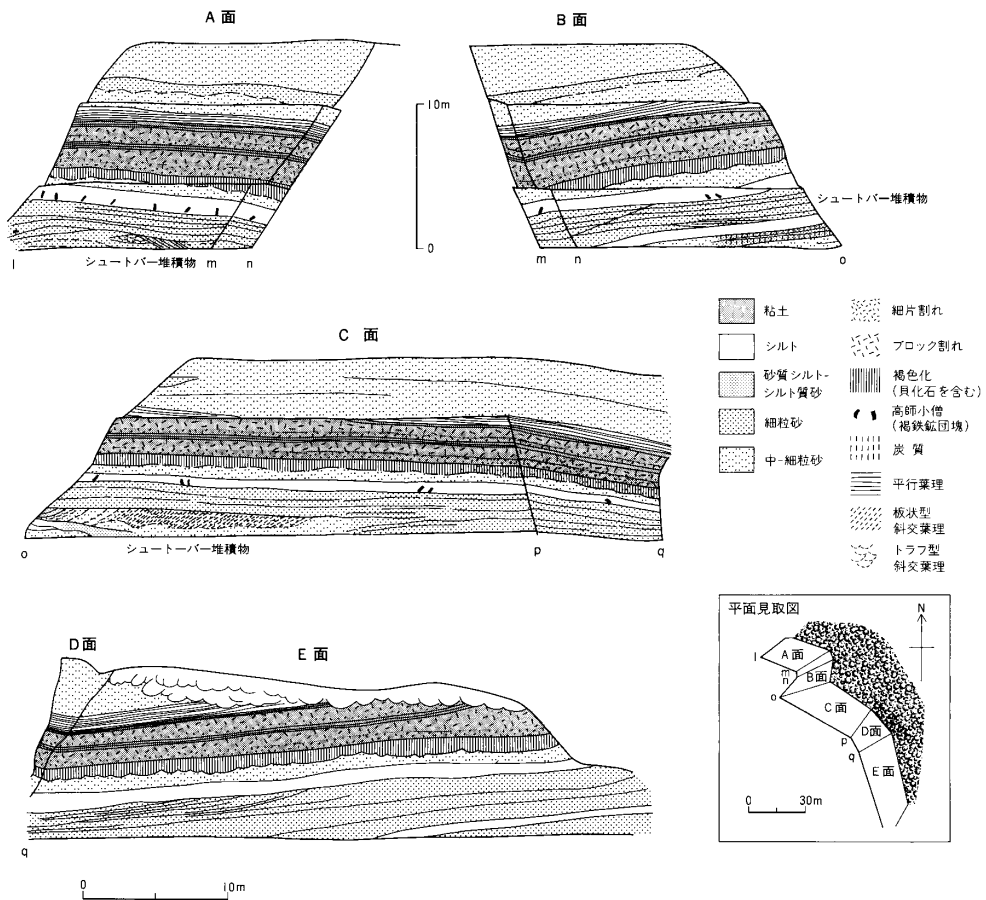
a



第52図 亀山累層の砂層にみられるチャンネル構造
a) 露頭写真, b) スケッチ, 場所: 安濃町戸島

亀山累層の堆積環境は、吉田 (1992 b) によって片田粘土層を除く部分は蛇行河川相、片田粘土層は湖成相と解釈された。蛇行河川相とした部分についての根拠を、今回記述した点を加えて改めて示せば次のようになる。1) 砂層から泥層(しかも粘土層)に至る上方細粒化サクセッションが発達する。2) 河道を示す規模の大きいチャンネル構造が発達する。3) 河道埋積堆積物の一部である蛇行州堆積物やシュートバー堆積物が存在する。4) 本図幅地域では大局的に南西方向を示す一定方向の古流系が認定できる。

一方、片田粘土層を湖の地層と考えたのは、1)ほとんどが泥層からなり、泥層自体が均質塊状の粘土からなる、2)コイ科の魚類化石が産出している、3)最上部に挟在する阿漕火山灰層の基底部に、厚さ数mmの葉理からなる平行葉理部が発達している(吉田, 1987 a)、などの静穏な環境を示す証拠がみられ



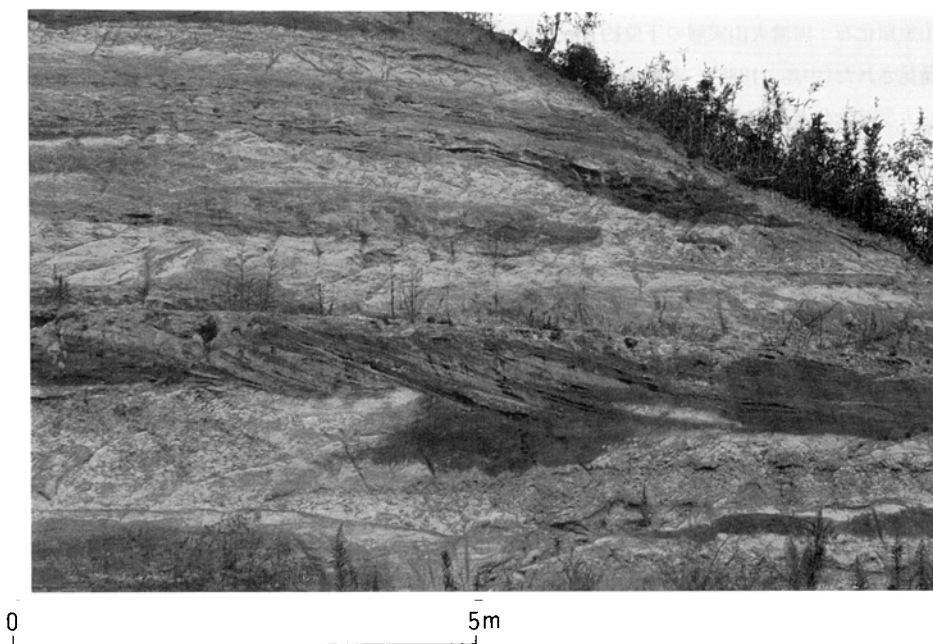
第 53 図 亀山累層にみられるシユートバー堆積物を含む堆積相

るからである。

化石 ①象化石：芸濃町林町の明^{あきら}小学校北から *Stegodon cf. elephantoides* が産出した(角田, 1982)。層準は大谷池火山灰層の下位約 50 m である。また、鈴鹿市弘法寺南方約 1.5 km の亀山累層からも *Stegodon cf. elephantoides* の産出が報告された(角田, 1988)。層準は野村火山灰層の下位約 40 m である。ちなみに「津東部」図幅地域の河芸町北黒田北西約 1 km からも、*Stegodon cf. elephantoides* が産出している(角田, 1982)。層準は野村火山灰層の上位約 40 m である。

②スッポン化石：芸濃町椋本南^{むくもと}の安濃川河床から *Trionyx miensis* が発見された(Okazaki and Yoshida, 1977)。地点は大谷池火山灰層の上位である。

③貝化石：*Cristaria*, *Anodonta*, *Viviparus* などの淡水生貝化石が産出する(Araki, 1960)。



第 54 図 亀山累層にみられる蛇行州堆積物の露頭写真



第 55 図 亀山累層片田粘土層の露頭写真
ハンマーの長さ30cm. 場所：津市片田田中町（模式地）

④魚類化石：阿漕火山灰層の下位約 8 m から、コイ科の *Distoichodos*, *Gyprinus*, *Carassius* の咽頭歯が発見された(中島, 1986)。産出地点は同火山灰層の模式地である。

⑤大型植物化石：第 10 表に示す種類が産出した(吉田, 1987a)。赤嶺ほか(1951)も *Fagus crenata*, *Phyllites* sp., *Quercus?* sp., *Salix?* sp., *Ulmus longifolia?* 等の種類を報告している。

VI. 1. 6 火山灰層

初めに述べたように本図幅地域の東海層群は、「亀山」・「四日市」・「津東部」図幅地域からの連続であり、地質図に分布を示した垂水・阿漕・大谷池・野村・原田川の各火山灰層の野外の産状については、「亀山」図幅(宮村ほか, 1981)や「津東部」図幅(吉田, 1987a)の報告書に記載されている。吉川・吉田(1989)は、これらの火山灰層の記載岩石学的性質を報告したが、それによると本図幅地域の火山灰層は、ガラスの屈折率 = 1.496 - 1.503 の範囲にあり、黒雲母・角閃石・斜方輝石・不透明鉱物主体の重鉱物組成を示している。ただし、阿漕火山灰層基底部はジルコンを多く含有していることによって特徴づけられる。

以下、各火山灰層の野外での産状や分布について下位から順に記述する。

垂水火山灰層下位の火山灰層(第 56 図の A と B)

安濃町中川の二子西方の丘陵縁辺部に露出する。垂水火山灰層の下位約 150 m の亀山累層最下部に挟在する。上下限は確認できなかったが、確認できた層厚は 150 cm である。灰 - 灰白色・極細粒・無層理のガラス質火山灰であり、比較的やわらかい。

もう一箇所、垂水火山灰層の下位に位置する火山灰層が、津市志袋町の浄水場東方に露出する(第 51 図)。ここでは垂水火山灰層下位約 50 m に位置し、層厚は 90 cm である。上部と下部に分けられ、下部 20 cm の火山灰は粘土サイズで暗オリーブ色を呈し、細片に砕ける。上部 70 cm は、白色・極細粒・無層理でやや砂質の火山灰からなる。

垂水火山灰層 (Ta) (第 57 図)

(命名) 吉田(1987a)。

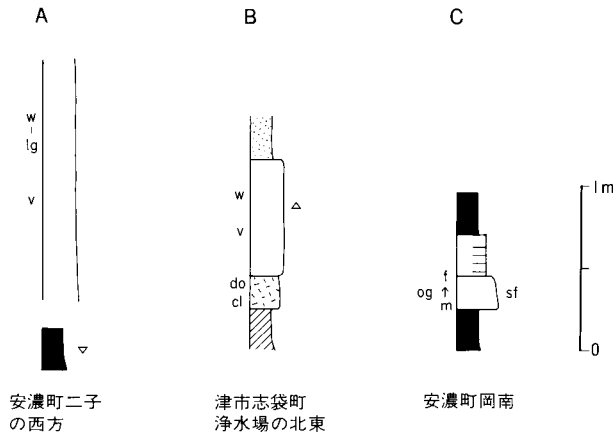
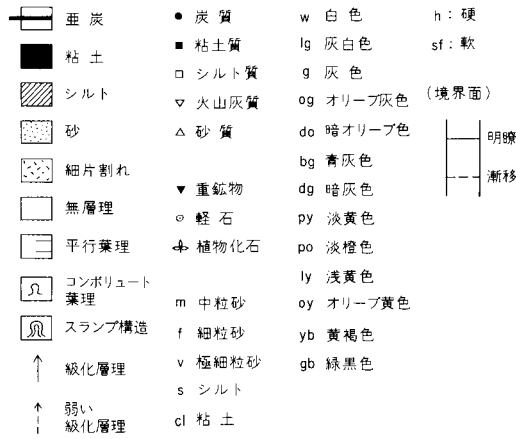
(模式地) 津市垂水の東雲寺北の道沿いの露頭(「津東部」図幅地域)。

第 10 表 東海層群亀山累層産の植物化石 吉田(1987a)

P 2/ LU 06	P 3/ LF 02
<i>Populus</i> cf. <i>sieboldi</i> (ヤマナラシ)	<i>Salix</i> sp. (ヤナギ属)
<i>Salix</i> sp. (ヤナギ属)	<i>Quercus</i> cf. <i>variabilis</i> (アベマキ)
<i>Quercus</i> cf. <i>variabilis</i> (アベマキ)	<i>Hamamelis</i> sp. (マンサク属)
<i>Liquidambar</i> sp. (フウ属)	<i>Stewartia</i> sp. (ナツツバキ属)
	<i>Styrax</i> cf. <i>japonica</i> (エゴノキ)
	<i>Carex</i> sp. (スゲ属)

P 2/ LU 06 場所: 安濃町椋本南東約 2 km. 層準: 大谷池火山灰層の下位。

P 3/ LF 02 場所: 河芸町(行西方約 1.5 km) (「津東部」図幅地域)。層準: 野村火山灰層



第 56 図 垂水及び阿漕火山灰層下位の火山灰層の地質柱状図
A-Cは本文参照．凡例は第 56- 61 図に共通する．

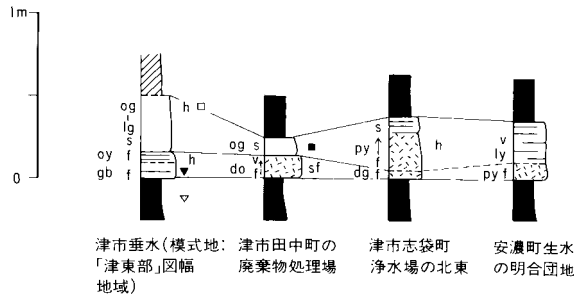
(分布・層準) 阿漕火山灰層下位の亀山累層最下部に存在する。模式地の高塚丘陵から長谷丘陵までは、片田粘土層の下位に挟まれる。長谷丘陵の北では安濃町生水の明合団地に露出していた(現時点では、団地完成によって露頭はない)。

(層厚) 本図幅地域では 25-45cmである。

(岩相) 細粒・暗オリーブ-暗灰色・無層理の下部と、極細粒-シルトサイズ・オリーブ灰色・無層理の上部に2分される。新鮮な場合には非常に固いが、水分を含んだ状態になると緑色粘土状になって軟らかくなる。風化すると黄白色となる。

阿漕火山灰層下位の火山灰層 (第 56 図の c)

安濃町岡南にある小さな孤立丘に露出し、阿漕火山灰層の下位 6 m に挟在している。模式的な場合、厚さは 45 cm で、下部と上部に分けられる。下部は厚さ 20 cm、細粒→極細粒へと級化層理を示し、オリーブ色で柔らかい。上部は厚さ 25 cm、粘土サイズで平行葉理が発達している。露頭では下部の方が良く連続する。



第 57 図 垂水火山灰層の地質柱状図
凡例は第 56 図と同じ

阿漕火山灰層 (Ak) (第 58 図)

(命名) 森 (1971).

(模式地) 津市野田の泉ヶ丘団地南方約 250m の採土場 (吉田, 1987a).

(分布・層準) 「津東部」図幅地域の津市青谷町から模式地を経て、安濃町戸島、芸濃町多門、更に関町萩原まで、非常に良く連続する(第 41 図)。青谷町から津市産品までは片田粘土層最上部に、戸島 - 多門では楠原累層との境界直上付近に、萩原では楠原累層最上部に存在している。本火山灰層は「亀山」図幅地域の亀山市両尾町の安楽川流域まで連続する。

(層厚) 津市産品で最も厚く、最大 18 m に達する。ここより南と北に向かって次第に薄くなり、例えば南方の模式地 - 青谷町で 4 - 6 m、北方の戸島 - 萩原で 10 m 以下、「亀山」図幅地域で 1.5 m 以下となる。

(岩相) 青谷町 - 産品では基底部・最下部・主部に区分できる。基底部は層厚 5 - 30 cm。細→極細粒へと級化層理を示し、径数 mm - 1 cm の軽石を含む硬い火山灰からなる。新鮮な部分で灰白色、風化乾燥すると淡黄色となる。最下部は層厚 60 - 150 cm。シルトサイズで硬く、厚さ数 mm の灰白色葉理と暗灰色葉理が平行葉理を形成している。風化乾燥すると白 - 灰白色になる。葉理面に沿って細片に砕ける。主部は層厚 3 - 16 m で、極細 - 細粒・軟質なガラス質火山灰からなる。下部にコンポリュート葉理が、上部に平行葉理が発達することがある。新鮮な部分で灰白色、風化乾燥すると淡黄色となる。模式地や産品では軽石は見られないが、片田志袋団地西端や、芸濃町多門南のユウ池では、径 5 cm 以下の軽石を多量に含む。この主部は、津市半田南西でみがき砂の原料として採掘されている(第 IX 章参照)。

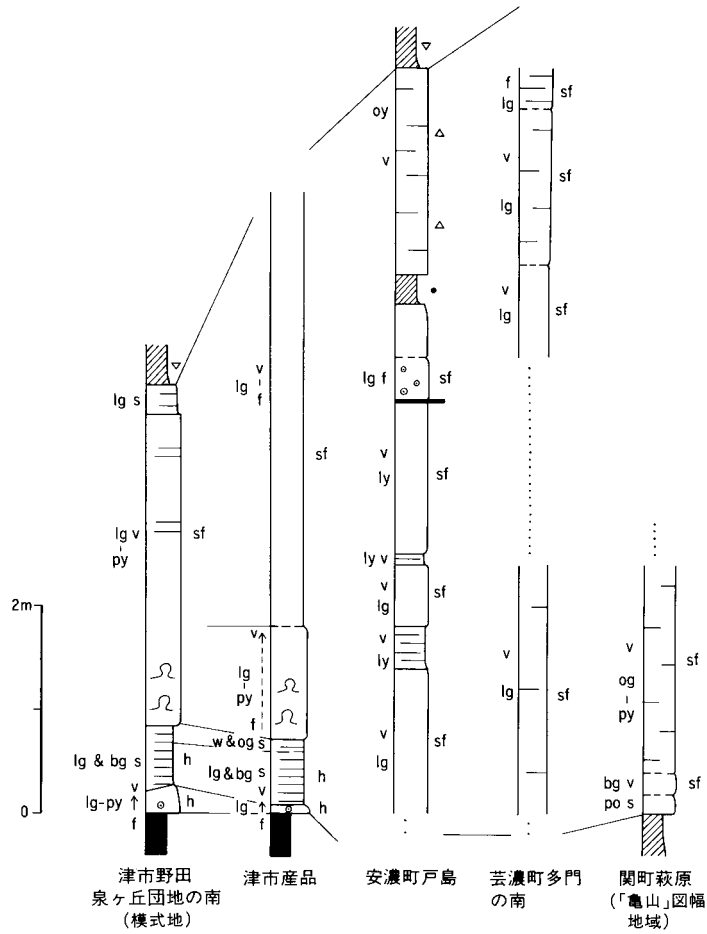
阿漕火山灰層は基底部と最下部に以上のような特徴を有するが、この特徴が明確に認められるのは安濃町戸島の露頭までである。

(フィッシュントラック年代) $4.6 \pm 0.2 \text{Ma}$ の値が報告されている(吉田, 1987a)

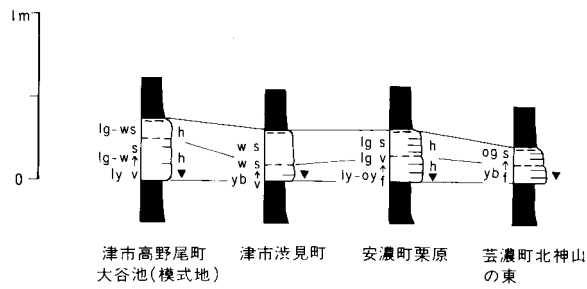
大谷池火山灰層 (Oi) (第 59 図)

(命名) 木村 (1959).

(模式地) 津市大里高野町の大谷池。



第 58 図 阿漕火山灰層の地質柱状図 凡例は第 56 図と同じ



第 59 図 大谷池火山灰層の地質柱状図
凡例は第 56 図と同じ

(分布・層準) 「津東部」図幅地域の津市観音寺町から安濃町安濃・戸島，芸濃町多門・殿町，津市豊里ネオポリスを経て，本図幅地域北端の亀山市楠平尾町まで，広範囲に露出している。分布は更に「亀山」図幅地域に伸び，亀山市両尾町まで達する(第41図)。本図幅地域では亀山累層下部に，「亀山」図幅地域では楠原累層に挟在している。第43図に示すように阿漕火山灰層とのあいだの層厚は場所によって大きく変化し，芸濃町楠原では約500mに達する。

(層厚) 20-45cmである。

(岩相) 下部と上部に分かれ，両者は漸移的に移り変わる。下部は層厚10-25cm，細粒-シルトサイズで級化層理を示し，灰白色を呈する硬い火山灰である。風化すると浅黄-黄褐-オリーブ黄色となり，柔らかくなる。下部の基底部はややガラス質であり，黒雲母の結晶が多数含まれている。上部は層厚10-20cm。シルトサイズで灰白-白色を呈し，弱い平行葉理が観察される。風化するとオリーブ灰色になる。上部はややシルト質である。

野村火山灰層 (Nm) (第60図)

(命名) 宮村ほか(1981)。

(模式地) 亀山市野村町日東電工野村社宅北側。

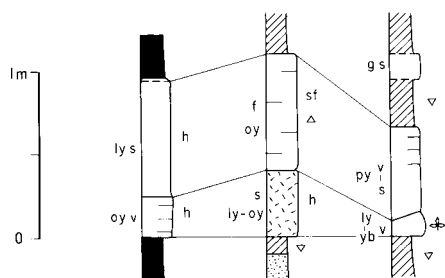
(分布・層準) 「津東部」図幅地域の津市-身田町-河芸町から，本図幅地域の亀山市下庄町を通過し，「亀山」図幅地域の亀山市両尾町まで連続的に追跡可能である。本図幅地域では，大谷池火山灰層の約150-200m上位の亀山累層中部に挟在している。

(層厚) 本図幅地域では50-120cmと変化する。

(岩相) 下部と上部に区分できる。下部は層厚10-25cmで，極細粒-シルトサイズの火山灰からなる。色調は新鮮な部分で淡黄-浅黄-オリーブ黄色であるが，乾燥すると白色となり石膏状の外観を呈することがある。第60図の地質柱状図に示すように，本火山灰層から第10表に示す植物化石が産出した。上部は層厚30-110cm，シルトサイズで時に平行葉理が発達する硬い火山灰である。新鮮な部分で淡黄-浅黄色，乾燥すると灰白-白色となる。風化が進むと全体がより黄色味を帯びるようになる。

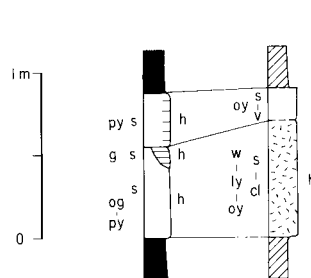
原田川火山灰層 (Hr) (第61図)

(命名) 宮村ほか(1981)。



亀山市野村町 亀山市下庄町 河芸町三行の西方(「津東部」図幅地域)
(模式地:「亀山」図幅地域)

第60図 野村火山灰層の地質柱状図
凡例は第56図と同じ



亀山市辺法寺町 亀山市本郷
(「模式地」:「亀山」の北図幅地域)

第61図 原田川火山灰層の地質柱状図
凡例は第56図と同じ

(模式地) 亀山市辺法寺南の原田川北岸(「亀山」図幅地域)。

(分布・層準) 「津東部」図幅地域の河芸町三行から本図幅地域の亀山市下庄町を経て、「亀山」図幅地域の鈴鹿市南畑まで分布する(第41図)。本図幅地域では、野村火山灰層の70-80m上位の亀山累層中部に挟まれている。

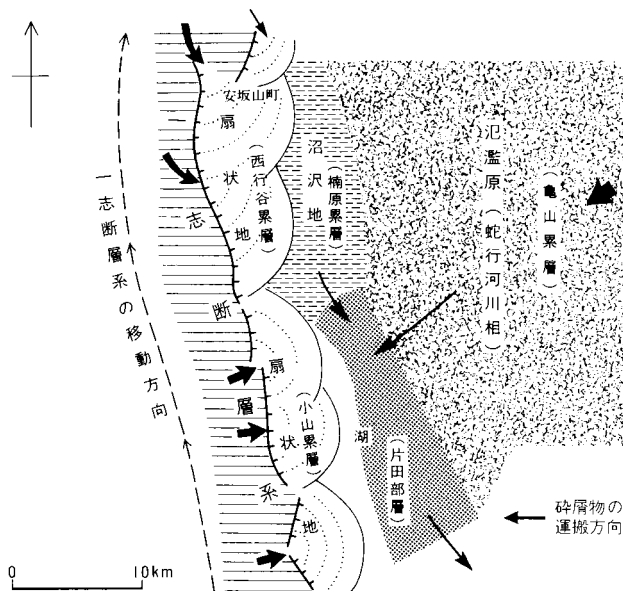
(層厚) 三行では砂層中に断片的に観察できるに過ぎないが、それ以外の地域では60-90cmの厚さで連続する。

(岩相) 互いに漸移する上部と下部に分けられる。下部は層厚40-70cm, シルト-粘土サイズで無層理塊状である。新鮮な部分では灰白-オリーブ灰色で硬いが、風化すると淡黄-浅黄色となり柔らかくなる。上部は層厚15-40cm, シルトサイズ-極細粒で平行葉理がしばしば発達する。新鮮な場合、灰白-淡黄色で硬いが、風化するとより黄色くなって浅黄色となる。この部分の上部はシルト質の場合がある。

VI. 1. 7 河川堆積作用と断層運動

本図幅地域の東海層群を構成する各累層の堆積環境は、小山累層と西行谷累層が扇状地、楠原累層が沼沢地、亀山累層のうち片田層を除く部分が蛇行河川相、片田層が湖成相と解釈できる。このような環境を示す各累層の分布範囲や層準、そして古流向などの資料を総合して、全体の地理的配置を示すと第62図のようになる(吉田, 1992a)。

すなわち本図幅地域の東海層群堆積期の河川堆積作用は、1) 布引山地前面では扇状地堆積物(小山累層と西行谷累層)が山地側からの碎屑物の供給によって活発に形成され、2) 一方では伊勢平野側から莫



第62図 東海層群下半部堆積当時の河川堆積作用と断層運動の関係を示す概念図 吉田(1992a)

大な碎屑物が蛇行河川によって運搬され、広い範囲に氾濫平野を形成しながら亀山累層を堆積していた。そして、3)この両環境のあいだには、沼沢地から湖に変化するような停滞水域が形成され、楠原累層と片田部層を堆積していた、と言うような堆積環境を形成したものと考えられる。

以上のような河川堆積作用を引き起こしたのは、堆積時断層としての一志断層の西上りの隆起運動であったと推定できる。つまり、東海層群堆積時に一志断層は活動を始め、その西上りの運動によって山地前面に碎屑物が供給され、一方では断層落下側の沈降部に向かって平野側から碎屑物が供給されたような堆積運動が推定できる。ただし第43図に示すように東海層群の基底が北ほど上位になっていることから、一志断層の運動は南→北に移動したと言える。つまり小山・西行谷累層を堆積した扇状地は、一志断層の運動が北に移動することによって形成された合流合成扇状地であったとみなすことが可能である。

VI. 2 古琵琶湖層群伊賀累層 (Ki)

古琵琶湖層群は図幅北西隅の^{れいざん}霊山麓にごくわずかに露出している。この古琵琶湖層群は、分布位置と地質構造、そして岩相から判断して、湯舟火山^{ゆふね}灰層直下の伊賀累層 (Takaya (1963) の伊賀累層を川邊 (1981) が再定義したもの)の上部に対比できる。岩相は厚さ数 m- 数 10 cm の中-細粒砂層とシルト層から構成されており、砂層の方がやや優勢となっている。地質構造は、各阪国道付近では数°で平野側に傾くが頓宮断層^{とんぐう}に近い林道沿いでは50°近い急傾斜になっている。

VII. 第四系

(吉田史郎)

VII. 1 研究史及び概要

伊勢平野の第四系は、丘陵頂部に分布する^{けんとうやま}見当山累層と^{おおみつ}大三礫層、台地を形成する段丘堆積物、河成低地に分布する上部更新統-完新統に分けられる。平野地表部の第四系については、木村一朗氏の一連の研究(木村, 1962, 1971; 竹原・木村, 1962; 木村・竹原, 1969など)があり、これらの内容は Kimura (1971, 1972, 1973) によって総括されている。見当山累層については特に木村・竹原 (1969)、荒木・北村(1971)、西山ほか(1975)の詳しい研究がある。本図幅地域の^{あのを}安濃川低地河口部を埋積した第四系については、建設省・三重県編(1962)と荒木 (1980) の報告がある。

本図幅地域と隣接する「亀山」・「津東部」・「四日市」図幅地域の第四系、四日市市から桑名市にかけ

第11表 伊勢平野地表部の第四系層序区分と伊勢・濃尾平野地下層序の対比 吉田ほか(1991)に基づく。

地質年代	「津西部」図幅地域 本報告	「亀山」図幅地域 (宮村ほか, 1981)	「四日市」図幅地域 (吉田, 1984)	「津東部」図幅地域 (吉田, 1987 a)	北勢海岸低地 地下層序 未定 (1962), 鈴木ほか(1967)	濃尾平野地下層序 桑原 (1980, 1985)	
完新世	沖積層	沖積層	沖積層	沖積層	富田浜層 四日市港層	南陽層 (最上部) 上部 下部	
更新世	後	低位II段丘堆積物	低位段丘堆積物	新期低位段丘層	新期低位段丘堆積物	伊勢神戸層	濃尾層
		低位I段丘堆積物		旧期低位段丘層	旧期低位段丘堆積物		第一礫層
		中位II段丘堆積物	中位段丘堆積物	新期中位段丘層	新期中位段丘堆積物		埋没段丘群
		中位I段丘堆積物		旧期中位段丘層及び 水沢中期扇状地堆積物	旧期中位段丘堆積物		熱田層 上部 下部・最下部
	中期	高位III段丘堆積物	高位段丘堆積物	新期高位段丘層	新期高位段丘堆積物	古伊勢湾層	第二礫層
		高位II段丘堆積物		旧期高位段丘層及び 水沢古期扇状地堆積物	旧期高位段丘堆積物		埋没段丘群
		高位I段丘堆積物	堆積最高位 北白木・大谷池 層等 水沢最古期扇 状地堆積物	堆積最高位 大谷池・河原田礫層 水沢最古期扇状地 堆積物			
		見当山累層			最高位 堆積物 本城松層 見当山累層 丘	最下部層	海部累層 Am ₃ Ag ₂ Am ₂ Ag ₁ Am ₁
	前期	力尾累層*					第三礫層 弥富累層

* 本図幅地域には分布しない。

て広がる北勢海岸低地地下の第四系，そして濃尾平野地下の第四系，それぞれの区分と対比を第11表に示した。本図幅地域の伊勢平野，すなわち伊勢湾水系の段丘区分とその名称は，吉田ほか(1991)で定義したように古いものから，高位I段丘・高位II段丘・高位III段丘・中位I段丘・中位II段丘・低位I段丘・低位II段丘に区分できる。各段丘堆積物の風化程度や表層部の古赤色土の発達状況は，吉田ほか(1991)にまとめられているので，ここでは省略する。ちなみに表中の最高位段丘とは，堆積原面を残さない丘陵構成層(見当山累層など)と，堆積原面を残す段丘堆積物(大谷池礫層など)とが混同されていたものである(吉田ほか, 1991)。吉田ほか(1991)は，伊勢湾西岸地域において最も高位にある一すなわち最初に形成された段丘と言う意味で後者の最高位段丘を高位I段丘と名付けた。

なお布引山地西部の阿波盆地や霊山西麓では，淀川水系によって形成された段丘群が狭い範囲ながら発達している。これらの段丘と伊勢湾水系の段丘の確実な対比は，対比基準となるような化石や広域テフラを欠いているので現時点では困難である。しかし淀川水系の段丘については，分布が狭いことを考慮して，本報告では構成堆積物や表層部の風化程度，また河床との比高などを参考にして，伊勢湾水系の段丘に仮に対比した。正確な対比は今後の問題である。

VII. 2 見当山累層 (K)

地層名 荒木 (1953a) 命名記載.

模式地 津市一身田大古曾の見当山である.

層序関係 東海層群亀山累層と傾斜不整合の関係にある.

分布 本図幅地域から東隣「津東部」図幅地域にかけて広がる見当山丘陵と高塚丘陵(及びその南の野村高地)の頂部に断片的に分布する. 本図幅地域には, そのうち約3分の2が含まれている.

層厚 最大20mである.

岩相 主に礫-砂礫層からなり, 連続性の悪い砂層やシルト層をしばしば挟む. 模式地では厚さ12mの礫層からなる. 礫層は円-歪円礫の中礫とやや花崗岩質粗-極粗粒砂の基質からなり, 若干の大礫をまじえている. 礫の淘汰は普通である. 礫はほとんどチャート・泥岩やそれらホルンフェルスと深成岩類からなり, これに中新統砂岩・溶結凝灰岩, そして東海層群起源の礫を微量伴う. ここでの溶結凝灰岩礫は, おそらく東海層群基底礫層からの再堆積であろう.

高塚丘陵でもほとんど礫層からなるが, 一部の露頭ではシルト層を挟んでいる. ここでの礫層は淘汰が良く, 成層構造やチャンネル構造が発達している. 礫は深成岩類が卓越し, これにホルンフェルスや片麻岩, 更に一志層群の砂岩, 室生火山岩起源とみられる溶結凝灰岩が含まれている. また, 挟在するシルト層起源の同時侵食礫や, 東海層群の阿漕火山灰層の礫を含んでいる. シルト層は灰色であり, 平行葉理が発達している.

化石 第12表の大型植物化石を産出する. このうち, *Sapium sebiferum*, *Paliurus nipponicus* は海浜性植物である. これらの海浜性植物は, 「津東部」図幅地域から産出した. 花粉化石は *Pinus*, *Fagus*, *Zelkova-Ulmus* が優勢属であり, *Abies*, *Quercus* がこれに次ぐ(西山ほか, 1975).

堆積環境 木村・竹原(1969)及び荒木・北村(1971)は, 見当山累層の堆積環境については, 河川相(かつて伊勢湾に注いでいた河川による堆積物)が卓越するが, 海に近い部分は停滞水域に堆積したと考えた. 西山ほか(1975)も海浜性植物の存在を重視して, 海岸に近い池沼域の堆積物が含まれているとした.

本層は礫層が卓越し, チャンネル構造が良く発達していることから河川相を主としていることは確かである. 上述の礫種構成から考えると, 見当山丘陵では安濃川あるいは志登茂川によって, 高塚丘陵では雲出川によって碎屑物が供給された可能性が強い.

対比 牧野内(1975), 西山ほか(1975)は産出する植物化石から大阪層群上部に対比した. 牧野内(1976)は *Juglans mandshurica* var. *sieboldiana* の産出層準の比較から, 大阪層群の海成粘土層の Ma 6 より上位の部分(更新世中期の後半)に対比可能と考えた.

VII. 3 大三礫層 (O)

地層名 木村・竹原(1958)命名記載.

第12表 見当山累層産の植物化石

種名	荒木・北村(1971)	西山ほか(1975)
<i>Acanthopanax</i> sp.		×
<i>Berchemia racemosa</i>	×	
<i>Ceratophyllum demersum</i>		×
<i>Chaenomeris</i> sp.		×
<i>Ehretia thyrisiflora</i>	×	
<i>Fagus microcarpa</i>		×
<i>Hamamelis parrotioidea</i>		×
<i>Juglans mandchurica</i> var. <i>sieboldiana</i>	×	
<i>Magnolia ovobata</i>	×	
<i>Meliosma rigida</i>	×	
<i>Paliurus nipponicus</i>		×
<i>Parabenzoin praecox</i>		×
<i>Phragmites</i> sp.		×
<i>Potamogeton cristatus</i>		×
<i>Quercus</i> cf. <i>gilva</i>	×	
<i>Sabia</i> sp.	×	
<i>Sapium sebiferum</i>	×	×
<i>Scirpus</i> sp.		×
<i>Styrax japonica</i>	×	×
<i>Trapa macropoda</i>		×
<i>Trapa mammillifera</i>		×
<i>Trapa maximowiczii</i>		×
<i>Wistaria</i> sp.		×

模式地 木村・竹原(1958)では指定されていないので、白山町三ヶ野南のグリーンロード沿いの露頭を模式地とする。

層序関係 一志層群三ヶ野層を不整合に覆う。

分布 模式地周辺の一志丘陵の尾根筋に堆積している。丘陵構成層であり、堆積原面は残していない。

層厚 8m 以下である。

岩相 風化の進んだ褐色礫層からなる。礫層は、主に垂円-円礫の中-巨礫と花崗岩質極粗-粗粒砂の基質からなる。礫には花崗岩-閃緑岩のほか、チャートのホルンフェルス、片麻岩、一志層群三ヶ野層の凝灰質シルト岩、室生火山岩起源と思われる溶結凝灰岩が認められる。巨礫は70cmに達するものがあり、深成岩礫はスコップで削れるほどのクサリ礫になっている。溶結凝灰岩礫には最大50cmに及ぶ円礫が認められた。

対比 対比の根拠となるような化石あるいは年代資料はないが、堆積原面を残さないことから、段丘堆積物より古いことは確かである。したがって、同じく丘陵構成層である見当山累層に対比しておく。

堆積環境 上述の対比が成り立てば、礫径が見当山累層の礫よりはるかに大きいので、見当山累層の

碎屑物を供給した河川上流部の堆積物とみなすことが可能である。

VII. 4 高位 I 段丘堆積物 (t_0)

鈴鹿市三宅町の鈴鹿丘陵頂部、美里村南長野及び久居市青山高原ゴルフ場の一志丘陵頂部に分布し、層厚 5 m 以下の淘汰の悪い礫層からなる。堆積物の風化は著しく進んでおり、露頭では赤褐 - 褐色を呈し、表層部には 2.5 - 5 YR (明赤褐 - 赤褐色) の古赤色土が発達する。礫のうち、チャートの多くは表面が漂白され、深成岩類はほとんどがクサリ礫になっている。泥岩や砂岩 (及びそれらのホルンフェルス) の多くもクサリ礫である。また厚い赤色風化皮膜に覆われていたり、核部まで赤色化している礫も多い。

鈴鹿丘陵の高位 I 段丘堆積物は、本図幅地域から北隣「亀山」及び北西隣「四日市」図幅地域にかけて分布する大谷池礫層 (荒木, 1953 b命名) の一部である。大谷池礫層については、木村・竹原 (1969)、吉田 (1984) の詳しい記載がある。本図幅地域の大谷池面 (高位 I 面) は、標高 70 - 90 m (最高高度は 90.8 m 三角点の北山)、沖積面との比高約 50 m である。堆積物は厚さ 5 m 前後、花崗岩質極粗粒砂の基質と中 - 大礫サイズの深成岩・チャート・泥岩・砂岩の亜円 - 円礫からなる。

美里村南長野の高位 I 面は、標高 170 - 200 m、沖積面との比高は約 40 m である。厚さ約 5 m の礫層からなり、中 - 巨礫サイズの深成岩類・片麻岩の円 - 亜円礫と花崗岩質砂の基質からなる。久居市青山高原ゴルフ場の高位 I 面は、標高 95 - 105 m、沖積面との比高約 50 m であるが、ここでは段丘面に礫が散在しているだけである。

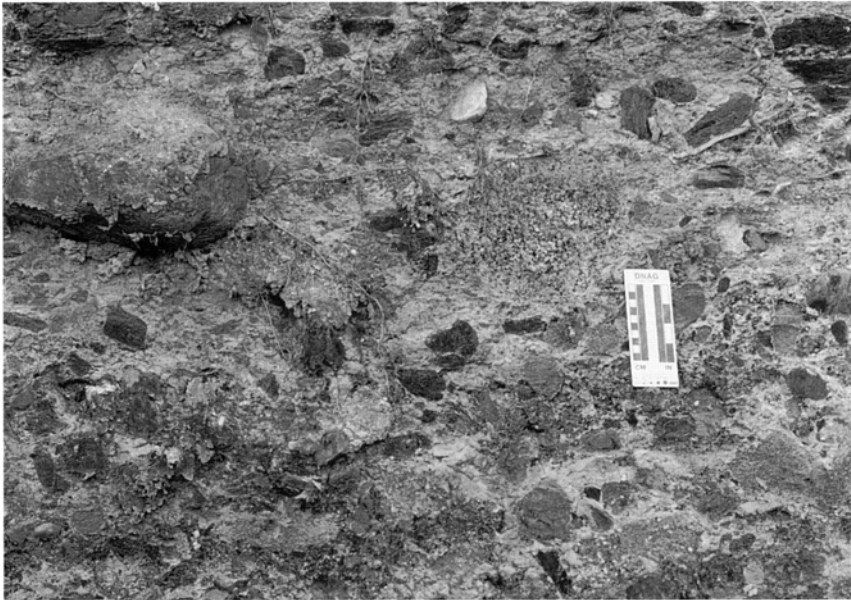
VII. 5 高位 II 段丘堆積物 (t_1)

厚さ数 m から 5 m 前後の礫層からなり、表層部には 5 YR の古赤色土が発達している。堆積物の風化程度は高位 I 段丘に次ぎ、露頭では褐色から赤褐色を示す。礫のうち、チャートの一部は表面が漂白されており、深成岩類や泥岩・砂岩 (及びそれらのホルンフェルス) の多くには、クサリ礫や赤色風化皮膜が認められる (第 63 図)。

高位 II 段丘は、北から 1) 鈴鹿市三宅町の鈴鹿丘陵 (中ノ川沿いの沖積面との比高 40 - 50 m)、2) 芸濃町岩原の河芸丘陵 (中ノ川沿いの沖積面との比高約 45 m)、3) 同町小野平から安濃町戸島^{おのひら}の安濃丘陵 (周辺^{おのひら}の沖積面との比高約 40 m)、4) 風早池以西の一志丘陵 (雲出川沿いの沖積面との比高 20 - 30 m; 木村 (1962) の羽野面に当たる)、5) 長野川南岸の一志丘陵 (長野川沿いの沖積面との比高約 30 m) に分布する。

いずれの地域でも、礫は亜円 - 円礫の中 - 大礫を主としているが、布引山地に近い段丘では礫径が大きくなり、円磨度が悪くなる。基質は全体に花崗岩質砂であるが、5) の長野川南岸では、領家変成岩起源の基質をかなり含んでいる。淘汰は、1) の鈴鹿市三宅町や 2) の芸濃町岩原では比較的良く、場合によっては成層構造や覆瓦構造も観察できる。

礫は、1) の鈴鹿市三宅町から 4) の風早池以西の一志丘陵にかけては、深成岩類 (花崗岩・花崗閃緑



第 63 図 高位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真
場所：久居市上稲葉の西方。

岩・閃緑岩)が多く、これに泥岩・砂岩・チャートやそれらのホルンフェルス、片麻岩を伴っている。5)の南長野南岸ではこれとは逆に、片麻岩や各種のホルンフェルスの方が深成岩類より多い。4)の風早池以西の一志丘陵や5)の南長野南岸では、一志層群起源の泥岩や砂岩を含む。

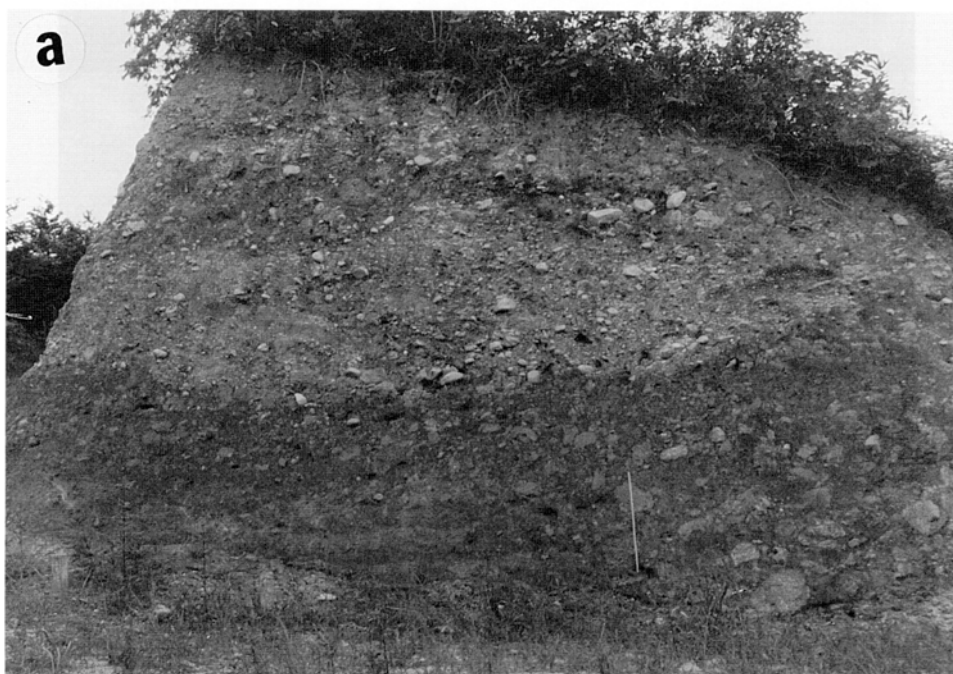
Ⅶ. 6 高位Ⅲ段丘堆積物 (t_2)

厚さ約 10 m 以下の礫層からなるが、地域によっては堆積物をほとんど欠いている。露頭では褐色から赤褐色を呈し、表層部には 5 YR の古赤色土が発達する。礫のうちチャートの一部は表面が漂白され、深成岩類や泥岩・砂岩(及びそれらのホルンフェルス)の一部にはクサリ礫や赤色風化皮膜を伴うものがある。

高位Ⅲ段丘は、1) 亀山市中庄町の鈴鹿丘陵(中ノ川沿いの沖積面との比高 25-35 m)、2) 芸濃町岩原の河芸丘陵、3) 見当山丘陵北部(安濃川沿いの沖積面との比高 15-20 m; 木村(1962)の古林面)、4) 久居市の久居台地北部(雲出川沿いの沖積面との比高 10-30 m; 木村(1962)の諸戸山面)、5) 白山町三ヶ野の一志丘陵縁辺部(沖積面との比高約 15m)に発達する。

このうち、3)の古林面の発達が著しい。典型的な露頭は、芸濃町田野池の東を通過するグリーンロード沿いにある(第 64 図)。ここでは厚さ 6-8 m の密集した礫層からなり、基質に富む下部と基質に乏しい上部に分けられる。下部は亜円-円礫の大-巨礫と花崗岩質細-中粒砂の基質からなる。上部は亜円-円礫の大-中礫が卓越する。淘汰は上部の方が良く、弱い成層構造が発達する。

ほかの地域でも、堆積物は亜円-円礫の中-大礫と花崗岩質砂からなる。2)の芸濃町岩原では比較的



第 64 図 高位Ⅲ段丘堆積物の露頭写真
a) 頭全景, b) 下部にみられるクサリ礫の密集部. 折尺の長さはいずれも1m.
場所 芸濃町田野池南のグリーンロード.

淘汰が良く、一部に覆瓦構造が観察できる。4)の久居市狐塚の伊勢自動車道横の露頭では、礫層の上位に厚さ厚さ1-2mのシルト層が重なる。5)の白山町三ヶ野では表層部数10cmが赤色化しているだけで、堆積物はほとんど認められない。

礫は、1)の鈴鹿丘陵から3)の見当山丘陵にかけての地域では、花崗閃緑岩や閃緑岩が多く、これに泥岩・砂岩のホルンフェルスや片麻岩・チャートを伴う。一方、4)の久居台地や5)の一志丘陵では、逆に泥岩・砂岩のホルンフェルスと片麻岩の方が多い。

VII. 7 中位 I 段丘堆積物(t₃)

中位 I 面は厚さ約 10 m 以下の礫層から構成されているが、東隣「津東部」図幅地域の久居台地では、礫層の下位に海成シルト層が堆積している (Araki, 1959 ; 木村, 1971)。礫層は露頭では褐色からやや褐色味を帯びる灰白色を示し、表層部には 7.5 YR の古赤色土が認められる。しかし大部分の地域では、その上位に黒ボク土が重なっているため段丘面は黒褐色となっている。礫のうち深成岩類や泥岩・砂岩 (及びそれらのホルンフェルス) の表面は風化してもろくなっており、一部の礫には褐色風化皮膜が認定できる。

中位 I 段丘の主な分布地域は、1) 中ノ川北岸 (中ノ川沿いの沖積面との比高 20 - 25 m ; Kimura (1971, 1972, 1973) の郡山面)、2) 志登茂川台地 (Kimura (1971, 1972, 1973) の高野尾面)、3) 安濃川西岸の戸島台地 (安濃川沿いの沖積面との比高 15 - 20 m)、4) 久居台地 (雲出川沿いの沖積面との比高約 10 m ; 木村 (1962) の久居面)、5) 雲出川支流の長野川 - 榊原川流域 (川沿いの沖積面との比高 10 - 15 m) である。

礫は一般に、亜円 - 円礫の中 - 大礫を主とし、布引山地側ではこれに巨礫や亜角礫を伴う。基質は 1) の中ノ川から 3) の戸島台地までは花崗岩質の砂であるが、4) の久居台地から 5) の長野川 - 榊原川流域では深成岩類と傾家変成岩類から由来した混合砂の基質からなる。

堆積物の淘汰は他の段丘よりも相対的に良く、弱い成層構造が認められる場合が多い。特に 3) の戸島台地では砂のチャンネル状の薄層を挟み、成層構造や覆瓦構造が観察できる場合がある (第 65 図)。

礫は、1) の中ノ川から 3) の戸島台地にかけての地域では花崗閃緑岩と閃緑岩が多く、これにチャートや泥岩 (及びそのホルンフェルス) を伴う。4) の久居台地から 5) の長野川 - 榊原川流域では、礫は花崗閃緑岩-閃緑岩、片麻岩、チャートホルンフェルスがほぼ等量に含まれている。

淀川水系に属する阿波盆地と霊山西麓にも、堆積物の風化程度や古赤色土の色調から判断して、伊勢平野の中位 I 段丘に対比可能な段丘が発達している。

阿波盆地では服部川南岸に発達しており、段丘面には色調 7.5 YR の古赤色土が認められる。堆積物の厚さは 1.5 m 以上で、褐色の泥質基質と、阿波層群と深成岩類起源の礫からなる。大礫が多く、淘汰は悪い。服部川北岸の中位 II 段丘に比べて傾家帯基盤岩起源の礫が少ないことが特徴である。

霊山西麓では堆積物の層厚は 5m 以上あり、基質と礫の割合はほぼ 1 : 1 である。基質は 10YR 程の褐色化した花崗岩質砂からなる。礫は花崗岩の亜角 - 亜円礫がほとんどで、これに柘植層由来のホルンフェルスを含んでいる。巨礫を含む。



中位 I 段丘堆積物

東海層群

東

第 65 図 中位 I 段丘堆積物の露頭写真
伊勢平野側への水流によって形成された覆互構造が発達する。シャベルの長さ50cm。
場所：安濃町戸島の南。

Ⅶ. 8 中位Ⅱ段丘堆積物 (t₄)

一般に中位Ⅱ段丘は、中位Ⅰ段丘を側方侵食して生じた堆積物侵食段丘 (fill-strath terrace) としての性格を持っている。例えば久居台地の中位Ⅱ面が、中位Ⅰ面に対する堆積物侵食段丘であることは明瞭である。ここでの両面の比高は数 m 以下であり、上流部に向かうと両面の判別が難しくなるほど比高は小さくなる。

堆積物の厚さは数 m 以下で、やや褐色味を帯びた灰白色を呈し、表層部には 7.5 - 10 YR の古赤色土が発達する。しかし、その厚さや発達する範囲とも中位Ⅰ段丘よりは乏しく、これを欠いている地域もある。礫の中では、深成岩類や泥岩・砂岩(及びそれらのホルンフェルス)の一部の表面が風化してもろくなっていたり、褐色風化皮膜が発達する。

中位Ⅱ段丘の主な発達地域は、1) 中ノ川北岸(沖積面との比高約 5-8 m)、2) 美里村穴倉、3) 長谷山東麓、4) 久居台地(木村(1962)の高茶屋面)、5) 長野川流域、6) 白山町三ヶ野である。堆積物は一般に垂角-円礫の中-大礫と粗-極粗粒砂の基質からなる。基質は中ノ川から久居台地に至る地域では花崗岩質である。

礫は花崗閃緑岩・閃緑岩などの深成岩類と、チャート・砂岩・泥岩(及びそれらのホルンフェルス)、片麻岩からなる。1)の中ノ川北岸、3)の長谷山東麓、4)の久居台地では深成岩類(花崗閃緑岩・閃緑岩)が多く、2)の美里村穴倉では後者が多い。4)の久居台地と5)の長野川流域では、一志層群の礫を含む。

本段丘は場所によっては堆積物を欠いている。例えば美里村穴倉では、表層部 50 cm ぐらいに一志層群三ヶ野層の礫が散在しているだけの露頭がある。また6)の白山町三ヶ野では堆積物はほとんど認め

られない。

阿波盆地には、古赤色土の色調と堆積物の風化程度から、中位Ⅱ段丘に対比可能な段丘が分布する。ここでは厚さ2 m以上の礫層からなり、表層部に10 YRの古赤色土が観察できる。堆積物は、角-亜角礫の中-大礫と褐色砂質泥の基質からなり、花崗岩質ではない。礫は各種のホルンフェルスと片麻岩が多く、これに深成岩を伴う。

VII. 9 低位Ⅰ段丘堆積物 (t_5)

低位Ⅰ段丘の構成層は厚さ数 m 以下(ただし芸濃町多門では5 m 以上に達する)のルーズな礫層であり、露頭では一般に灰白色を示す。表層部に古赤色土は発達せず、再堆積礫を除き風化した礫は認められない。ただし黒褐色土が発達する地域がある。

本段丘の主な分布地域は、1) 中ノ川流域(沖積面からの比高2-3 m; 木村(1971)の長法寺面)、2) 志登茂川山室町、3) 芸濃町多門(沖積面との比高約5 m; 木村(1962)の多門面)-津市半田(沖積面との比高1-2 m; 木村(1962)の今徳面^{こんどく})、4) 長野川-榊原川流域(沖積面との比高約4 m)、5) 加太盆地である。

堆積物は亜円-円礫の中-大礫と泥質細-中粒砂の基質からなるが、3) の芸濃町多門では花崗岩質砂-細礫と泥質細粒砂の混合からなる。礫は花崗閃緑岩・閃緑岩などの深成岩類と、各種のホルンフェルスと片麻岩である。1) の中ノ川流域、2) の志登茂川山室町、3) の芸濃町多門、そして5) の加太盆地では深成岩類の方が多いが、4) の長野川-榊原川流域では両者がほぼ等量か後者の方が少し多い。

4) の榊原川流域の大鳥町では礫層に灰白色シルトの薄層が重なる。ここでは再堆積性の half-round 礫が含まれている(第66図)。

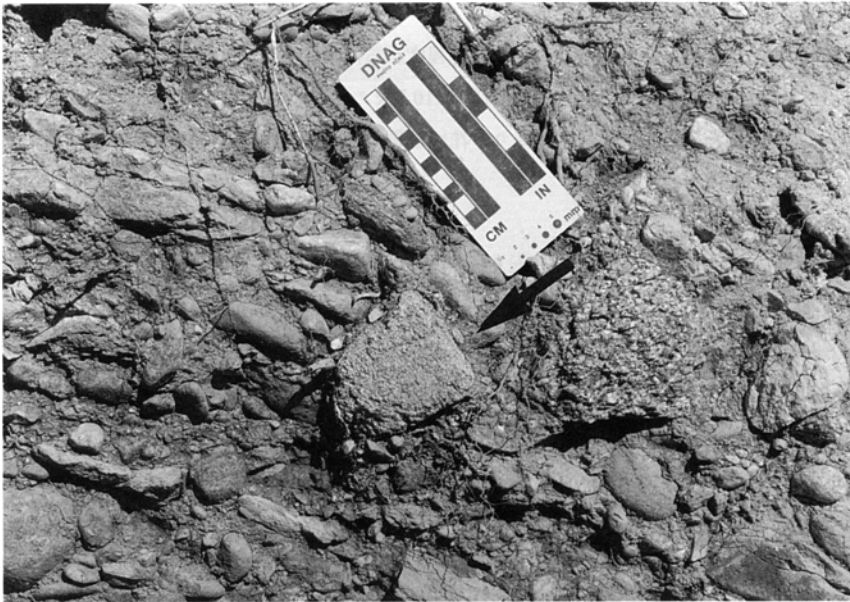
このほか布引山地西部の阿波盆地や壺山西麓では、中位Ⅱ段丘よりも沖積面との比高が小さく、段丘面に古赤色土が発達せず、そして新鮮な礫だけを含む堆積物からなる段丘がある。本報告ではこれを伊勢平野の低位Ⅰ段丘に対比した。堆積物は壺山西麓では厚さ3 m、亜円-亜角礫の巨-中礫と花崗岩質の細礫-砂の基質からなる。大-巨礫は花崗閃緑岩がほとんどで、中礫は植積層由来のホルンフェルスが多い。

VII. 10 低位Ⅱ段丘堆積物 (t_6)

低位Ⅱ段丘は沖積面との比高が1 m 以下のため、堆積物を十分観察できる自然の露頭はほとんど無い。しかし観察した限りの露頭では、低位Ⅰ段丘同様に表層部に古赤色土は発達せず、堆積物は新鮮である。分布地域のうち、堆積物の岩相を比較的観察できたのは、1) 中ノ川流域、2) 長谷山東麓の分部^{わけべ}から津市神戸^{かんべ}の地域である。

1) の中ノ川流域では沖積面との比高50 cm-1 mで、厚さ50 cm-1 mのルーズな砂礫層からなる。礫は亜円-円礫の中礫が多く、種類はチャートが卓越し、花崗閃緑岩を伴う。花崗閃緑岩には大礫が認められる。基質は泥質細粒砂である。

2) の長谷山東麓では沖積面との比高は50 cm-1 mである。表層部しか観察できなかったが、堆積物は



第 66 図 低位 I 段丘堆積物の露頭写真
榊原川沿いに発達する低位 I 段丘堆積物。写真中央部にみられるのが再堆積であることを示す half-round 礫。
場所：久居市並松の南東。

泥質砂と礫からなる。泥質砂は後述の自然堤防堆積物同様に色調 10 YR の暗褐色を示す。礫はほとんど中礫サイズの花崗閃緑岩・チャート・片麻岩の円礫である。

VII. 11 崖錐堆積物 (tf)

崖錐堆積物は霊山西麓の伊賀町、阿波盆地、美里町細野、長谷山東麓などに分布している。以下、主な分布地域の岩相について記述する。

霊山西麓の崖錐堆積物は、花崗閃緑岩の礫と同質砂の基質からなる。花崗閃緑岩礫は歪角 - 歪円礫で、淘汰は非常に悪く、表面がもろくなっている礫が多い。大きい礫は長径 1m 以上に及ぶ。基質は褐色 (色調 10 YR) になっている。厚さは 10 m 以上あり、その表層部には黒色の腐食土が薄く認められる。このような岩相から判断すると、本堆積物の形成は少なくとも中位 II 段丘、すなわち更新世後期までさかのぼるものと推定できる。

阿波盆地に接する山麓部の崖錐堆積物は、片麻岩と泥岩・砂岩のホルンフェルスからなる淘汰の悪い角礫と、やや褐色化した泥質細粒砂の基質からなる。堆積物はルーズであり、角礫には長径 2 m に及ぶものがある。

Ⅶ. 12 河成低地の第四系

本項では、まず河成低地に堆積した上部更新統 - 完新統について述べ、次いで河成低地表層部にみられる微地形のうち、自然堤防及び流路州・蛇行州堆積物について述べる。

上部更新統 - 完新統 (谷底平野・氾濫平野・扇状地堆積物 (a) を含む)

河成低地のほとんど大部分には完新統だけが堆積しているが、安濃川低地の下流部から「津東部」図幅地域の河口部にかけては、上部更新統が堆積している(第 67, 68 図)。荒木(1980)によると、同地域の第四系は下部粘土層と下部砂礫層からなる洪積層(上部更新統)と、上部粘土層・上部砂礫層・最上部粘土層からなる沖積層(=完新統)に区分される(第 13 表)。これらのうち、下部粘土層は北勢海岸低地の地下地質層序区分である古伊勢湾層(第11表)に、下部砂礫層は同じく伊勢神戸層に、上部粘土層は四日市港層に、上部砂礫層と最上部粘土層は富田浜層に相当する。したがって、低地表層部を形成するのは富田浜層相当層である。この富田浜層は、ほとんどの河川沿いでは厚さ数 m 前後の薄い谷底平野堆積物と氾濫平野堆積物からなっている(第 69 図)。しかしそれぞれの河川が山地から流出する辺りでは、一部扇状地堆積物が認められる(目崎・岩田, 1990)。

安濃川低地下流部の上部砂礫層は厚さ 15 m 以下、N 値 10 - 30 の範囲にあり、砂礫が優勢な礫・砂・シルト・粘土からなる。一方、最上部粘土層は上部砂礫層の最上部が粘土質になった部分を指し、これは安濃川下流域に広く堆積している。層厚は 7 m 以下で N 値は 10 以下である。

上部更新統は安濃川低地下流部にだけ伏在している(第 67 図)。層厚は 10 m 以下である。上部更新統の下部を構成する下部粘土層は、熱田海進期に堆積した海生貝化石を含む粘土を主とするが、本図幅地域には分布しない。この上位に重なる下部砂礫層は径数 cm 以下の深成岩や片麻岩の礫・砂を主体とし、時にシルト・粘土をまじえる地層である。

第 70 図に安濃川低地沿いの地下地質断面図を示した。

自然堤防堆積物 (n)

安濃川と雲出川沿いに発達し、いずれも花崗岩類起源の砕屑物が卓越する。

安濃川沿いの自然堤防は宅地や畑地になっている。堤防面は一般に沖積面より 50 cm - 1 m 程高い。堆積物はさらさらした砂から構成され、乾燥すると灰白色、水分を含むと暗灰色(10 YR)になる。粒度は芸濃町北神山で細礫まじりの粗 - 極粗粒砂、安濃町浄土寺で粗粒砂、津市一色町で中粒砂、津市神納町で泥質細粒砂である。雲出川北岸の自然堤防は、畑地として用いられている。堆積物は淘汰の良いさらさらした細 - 極細粒砂であり、色調は安濃川と同じである。

流路州堆積物 (c)

これはほとんどの河川の河床に発達しているが、地質図では安濃川と雲出川の流路州堆積物だけを示した。堆積物はいずれも花崗岩類起源の砂や礫が卓越している。

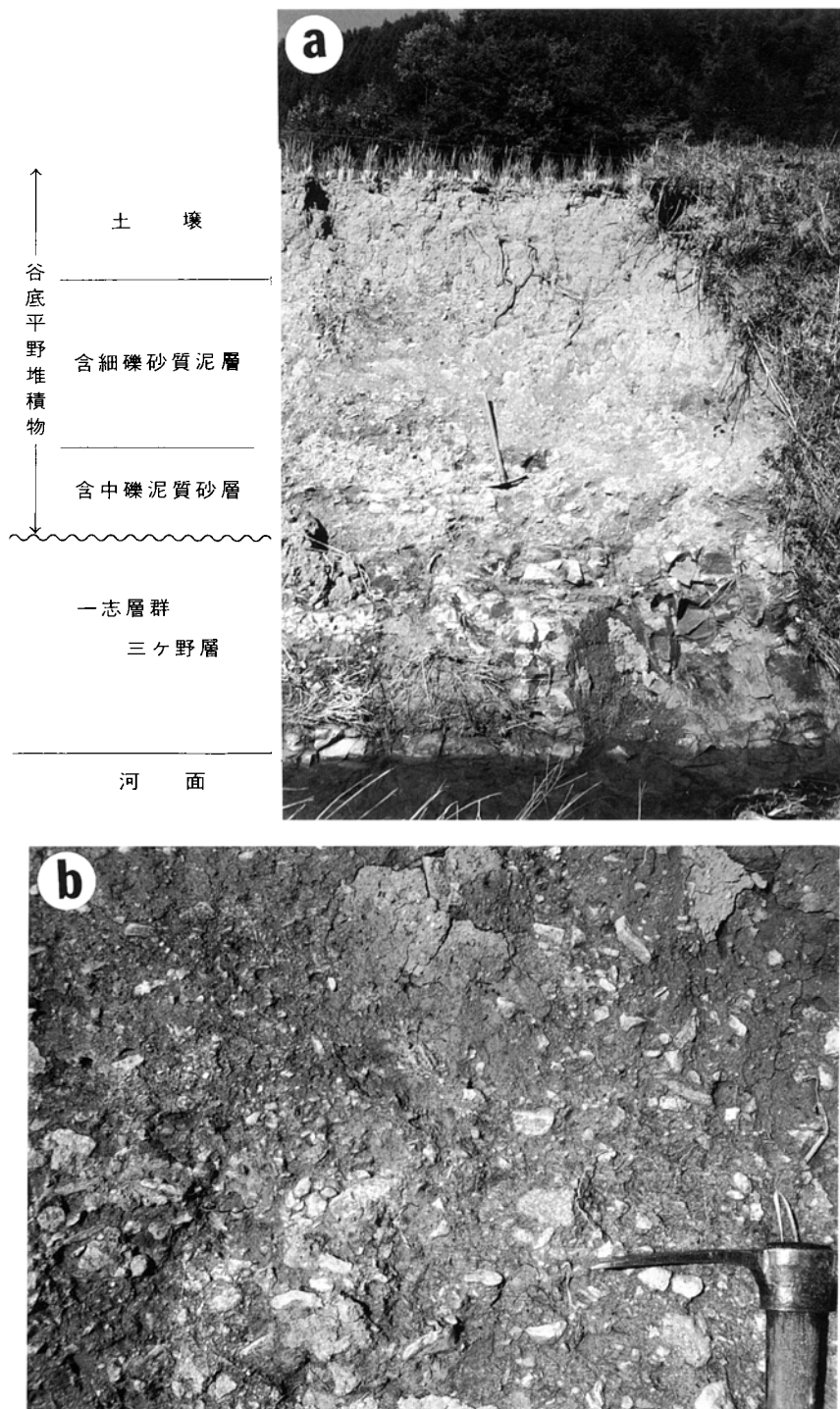
流路州には、河道中央部に発達する中州 (braided bar) と、河岸沿いに発達する寄州 (side bar) あるいは蛇行州 (meandering bar) がある。蛇行州は安濃川の津市神納町より下流に発達するが、本図幅地域の雲出川には認められない。



第 67 図 津市における洪積層（上部更新統）層厚線図 荒木（1980）.
 単位 (m). 国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「津東部」及び「津西部」の一部を使用.



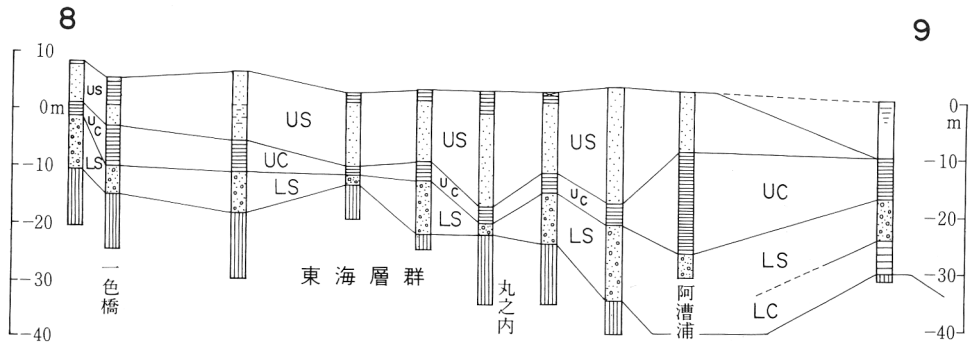
第 68 図 津市における沖積層（完新統）層厚線図 荒木（1980）.
 単位（m）. 国土地理院発行5万分の1地形図「津東部」及び「津西部」の一部を使用. 図中の1-11は断面線の位置（断面線8-9の地下地質断面図は第70図に示す. 他の断面図は吉田（1987a）に示した）.



第 69 図 谷底平野堆積物の路頭写真
 a) 谷底平野堆積物の層序, b) 含中礫泥質砂層の接近写真
 ハンマーの長さ65 c m. 場所：久居市榑原町落合の榑原川支沢.

第13表 安濃川低地河口部付近の地盤地質区分と地質層序区分 荒木(1980)

地盤区分	地質区分	堆積環境	厚さの概要 (海岸付近) m	N値概要
最上部粘土層	第四紀層	沖積層	陸成層	10以下
上部砂礫層				10-30
上部粘土層		海成層	5-10	10以下
下部砂礫層	洪積層	陸成層	北部 5-10 南部 10-20	30以上
下部粘土層		海成層	北部 0 南部 10m前後	10-20
第三紀層(東海層群)		湖成層	/	50以上



第70図 安濃川河口部付近の地下地質断面図 荒木(1980)

US: 上部砂礫層, UC: 上部粘土層, LS: 下部砂礫層, C: 下部粘土層. 断面線位置は第68図に示す.

安濃川と雲出川の流路州を観察すると、中州にはほとんど、あるいは全く植物が生えていない。このことは、増水時になると中州が下流側に移動していることを示す。一方、寄州や蛇行州にはかなり植物が繁茂しているので、下流側への移動は中州ほど活発でないと推定できる。

安濃川の流路州堆積物は、芸濃町北神山では中州は1m以上の巨礫を含む礫から、寄州は地表に大巨礫が散在する砂から、安濃町荒木では中州は大巨礫から、寄州は中巨礫が地表に散在する砂から、安濃町浄土寺では中州は大中礫から、寄州は中礫まじりの砂から、津市一色町では中州は中巨礫から、寄州は細礫まじりの粗中粒砂から、津市神納町では中州は中礫が地表に散在する粗粒砂から、蛇行州は中粒泥質細粒砂から構成されている。

雲出川の流路州堆積物は、中州は巨大礫から、寄州は細礫を含む中粗粒砂からなる。

VIII. 上部新生界の地質構造

(吉田史郎)

VIII. 1 概要

「津西部」図幅及び周辺地域には、瀬戸内中新統や鮮新統の東海層群・古琵琶湖層群を切断あるいは変形させている断層が多数発達している(第1, 2図)。これらの断層は、それが存在する堆積盆地の種類、その発達方向、断層面の形態(正断層か逆断層か)などの特徴から、

- 1) 中新世の堆積盆地に発達する東西方向の正断層
- 2) 中新世の堆積盆地に発達する北東-南西方向の正断層
- 3) 中新世の堆積盆地に発達する南北方向の正断層
- 4) 鮮新世の堆積盆地に発達する南北方向の逆断層
- 5) 東海堆積盆地に発達する北西-南東及び北東-南西方向の断層(断層面の形態は不明)
- 6) 東海堆積盆地に発達する東西方向の正断層

に区分できる。

これらの断層のうち、最初に活動を始めたのは1)と2)の瀬戸内中新統の堆積盆地縁辺部からその近傍部に発達する断層群と推定される。これらは第一瀬戸内期(第1表)の堆積盆地を形成し、かつ瀬戸内中新統の堆積を規制した堆積時断層とみなされる。これらの断層についてみると、全て正断層面が観察され、観察されない時でも断層近傍部において伸張場の場合に形成される共役性断層が数多く発達している。したがって、当時の運動は伸張場における正断層運動であった可能性が強い。これらの断層が瀬戸内中新統堆積後も活動したことは、断層自体が瀬戸内中新統を各地で切っていることから明らかである。

次に活動したのは、4)の布引山地山麓を走る一志断層や頓宮断層などの南北方向の逆断層と思われる。これらの断層は第VI章(VI. 1. 7)で述べたように、鮮新世の時階VII(第1表)において、第二瀬戸内期の陸成堆積盆地を形成して東海層群や古琵琶湖層群の堆積をもたらした堆積時断層とみなされる。この運動も当初は正断層運動であった可能性が強いが、第四紀の時階IXになって近畿・中部地方が強い東西圧縮の影響下に入ったため、逆断層運動を行うようになったと考えられる(吉田, 1992a)。

3), 5), 6)の断層の形成時期については、はっきりしたことは分からないが、発達方向や断層面の形態から推定すると、6)の東海堆積盆地に発達する東西方向の正断層は第一瀬戸内期、3)の中新世の堆積盆地に発達する南北方向の正断層と、5)の東海堆積盆地に発達する北西-南東及び北東-南西方向の断

層は第二瀬戸内期の可能性がある。

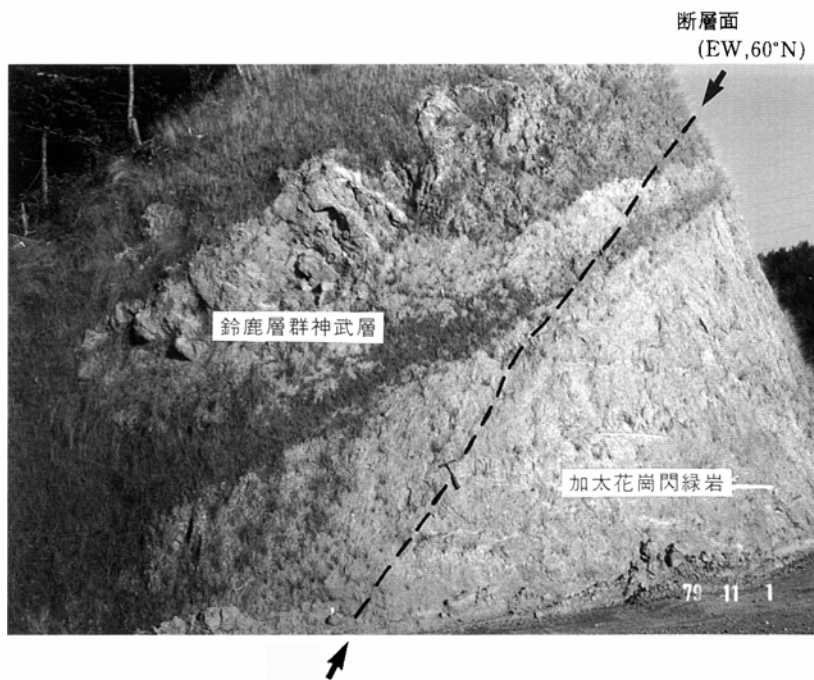
以下、1) から 6) の順に各断層とそれに随伴する変形構造について記載するが、第四紀後半(ここでは時階IXの100万年以降)の東西圧縮場において活動した証拠が認められる断層については、それが形成する低断層崖や撓曲崖なども記述した。このような断層には、4)の鮮新世の堆積盆地に発達する南北方向の逆断層に属する一志断層と、5)の東海堆積盆地に発達する北東-南西方向の断層に当たる青谷断層、同じく6)の東西方向の正断層に属する殿町断層・安濃断層がある。

VIII. 2 中新世の堆積盆地に発達する東西方向の正断層

加太断層 (鈴木ほか, 1948 a ; 第1, 2 図) ^{かぶと} 鈴鹿層群南縁と領家帯基盤岩を境する北落ちの断層である。関町加太トンネルから関町越川(「亀山」図幅地域)までのおよそ8 kmのあいだに発達している。西端は一つ家断層(鈴木ほか, 1948 a)で切られるが、東端の弁天-久我断層との関係は直接確かめられなかった。しかし、本断層の延長部に当たる鈴鹿層群に変形構造が認められないので、弁天-久我断層によって切られている可能性が大きい。

越川-久我間(「亀山」図幅地域)では領家帯基盤岩が破碎されているのが認められ、断層面は神武^{じんぶ}から南在家に至る道路で観察できる。ここでは、ほぼ東西走向、60°北傾斜の正断層面で、加太花崗閃緑岩と鈴鹿層群神武層が接している。断層面の破碎帯は固結している(第71 図)。

長野峠断層 (滝本, 1935 ; 第2 図) 美里村穴倉から長野峠の北方まで、約7 km 伸びる南落ちの断層



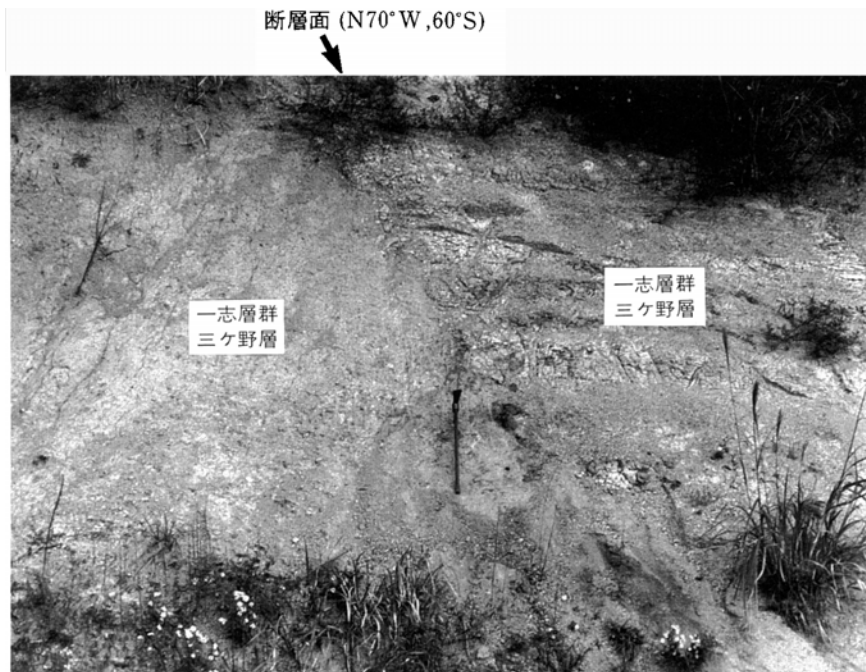
第71 図 加太断層の露頭写真
ハンマーの長さ30cm. 場所: 関町加太中在家 (1979年11月1日撮影)

である。分布西部では基盤岩中を走り、東部では一志層群と領家帯基盤岩を境する。東端部は更に一志層群分布地域に伸びており、同層群三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層を断層面約60°南傾斜で切っている(第72図)。分布東部の基盤岩との境界断層となる部分では、近接して分布する一志層群に少なくとも30°南傾斜の変形を与えている。更に西方の長野峠北を西に流れる服部川支流では、基盤岩の著しい破碎帯が河床沿いに観察できる。

穴倉撓曲(断層)(新称;第2図) 長野峠断層の南方,すなわち美里村穴倉から細野にかけての一志層群に約2.5kmにわたって発達する東西走向,南落ちの撓曲(断層)である。急傾斜帯の幅は西の細野に向かって広がっており,細野では20°以上の急傾斜帯の幅は200mになっている。一方,最大傾斜はいずれの地点でも40°前後で一定している。

新大仏寺撓曲(断層)(新称;第2図) 大山田村平松付近の阿波層群に発達する東西走向,南落ちの撓曲(断層)である。20°以上の急傾斜の幅200m,最大傾斜60°で約1.5kmにわたって伸びている。本撓曲の位置は長野峠断層の西方延長部に当たり,断層の落ちの方向や走向も同じことから,長野峠断層と一連の断層である可能性もある。しかし調査した限りでは,両者の間を占める領家帯基盤岩に破碎帯が認められなかったため,本報告では一応,別々の断層として扱った。

船山断層(Araki, 1960;第2図) 美里村船山から安濃町安部までの約3kmにわたって伸びる南落ち断層である。分布西部では一志層群三ヶ野層と領家帯基盤岩の境界となり,東部では三ヶ野層を切断している。この三ヶ野層を切る断層露頭は安部の西にあり,ここでは60°南傾斜の断層面で三ヶ野層を構成する凝灰質シルト岩層と砂質シルト岩層が接している。



第72図 長野峠断層の露頭写真
ハンマーの長さ65cm。場所:美里村穴倉の北方。

VIII. 3 中新世の堆積盆地に発達する北東 - 南西方向の正断層

阿波断層 (荒木, 1960; 第2図) 阿波層群南西縁と領家帯基盤岩を画しつつ, 大山田村上阿波から三谷川までの約4 kmのあいだに発達する。北東側が落下した断層である。断層面は直接観察できなかったが、猿野南西では、断層通過予想位置に近い阿波層群・基盤岩とも幅数mにわたって破碎されている。また、この付近の阿波層群には、北東走向で落差数cmから1 m強の高角正断層が多数発達している(第39図のa)。更に断層に近接する阿波層群はそれまでの南傾斜から5-10°程度北傾斜となっている。以上のことから、阿波断層は北落ちの正断層とみなすことが可能である。

小場断層 (荒木, 1960; 第2図) 荒木(1960)によれば、N10°E, 55-70°Eの正断層面が大山田村下阿波の服部川河床から報告されている。

勝地断層 (横田ほか, 1978; 第1図) 勝地断層は西隣「上野」図幅地域において、青山町阿保から同町滝までの約7 km走る南東落ちの断層である。断層面は、基盤岩と古琵琶湖層群を画するN60°, 85°Nの値が報告されている(横田ほか, 1978)。大山田村坂下において勝地断層とした断層が、横田ほか(1978)の勝地断層と一連の断層かは確かめていない。しかしこの部分は、従来の勝地断層の延長に位置すること、また阿波層群の分布状況と周辺の地形的な特徴が阿波盆地のそれらと一致することから、横田ほか(1978)の勝地断層がここまで伸びていると判断した。

一方、坂下北東の中馬野では勝地断層とは逆の北東落ちの断層(長さ約1 km)が基盤岩中に発達している。この断層の存在を示す破碎帯は、中馬野を流れる左妻川支沢で観察できる。

佐田断層 (Araki, 1960; 第1, 2図) 白山町佐田において約3 km伸びる断層であり、一志層群を40°東傾斜させている。断層面は観察できなかったが、断層西側に領家帯基盤岩が露出していることや、断層両側の一志層群の分布・変形状況から判断して、一志層群を切る東落ちの正断層と判断される。

貝石山断層 (新称; 第2図) 久居市谷柚から美里村三郷までのおよそ5.5 km走る断層である。分布南部では一志層群を切り、北部では同層群に撓曲構造を形成している。榊原町寺野の落合橋西の露頭で、一志層群がN50°E, 80°Nに傾斜しているのが観察できた。このことや、領家帯基盤岩が断層東側に散在して露出していること、断層両側の一志層群の分布・変形状況から判断して、北西側が落込んだ高角正断層と推定出来る。断層に近い榊原川の河床に、北西-南東方向の引張り場の場合に形成される共役断層が多数発達していることも、この見解を裏付ける。

一志層群中に形成された北部の撓曲は、10数°以下で西に緩傾斜している。

佐田及び貝石山断層に伴う褶曲構造 佐田断層と貝石山断層に伴って、一志層群中に背斜と向斜構造がひとつずつ形成されている。いずれも両断層とほぼ平行な褶曲軸を有し、両翼の一志層群の傾斜は10°以下と緩やかである。軸は北に沈下している。

VIII. 4 中新世の堆積盆地に発達する南北方向の正断層

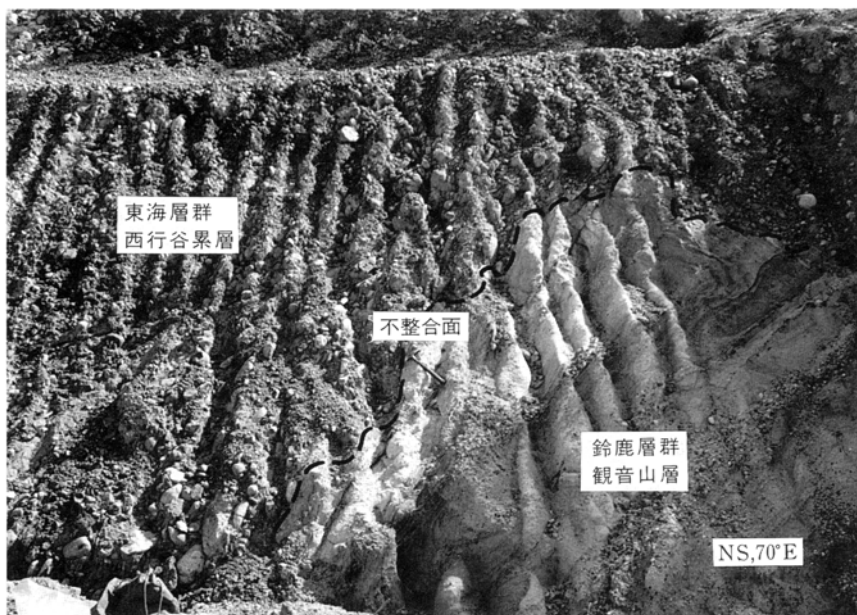
弁天 - 久我断層 (鈴木ほか, 1948 b; 第1, 2図) 鈴鹿 - 布引山地の東縁部、「亀山」図幅地域の関町

さかした
坂下から弁天と久我を通して、芸濃町忍田の北まで達する長さ約 8 km の西上りの正断層である。いずれの地域でも領家帯基盤岩と鈴鹿層群を画している。断層面は芸濃町姫谷で観察され、N 55° W, 70° NE の高角正断層面を示し、厚さ 10 - 20 cm の断層粘土が発達する。ほかの地点でも基盤岩は著しく破碎されており、関町萩原の南方では、近接する鈴鹿層群姫谷層は 50° で北に傾斜している。

VIII. 5 鮮新世の堆積盆地に発達する南北方向の逆断層

いちし
一志断層 (滝本, 1935 ; 第 1, 2 図) 一志断層は東海層群と先東海層群を境する西上りの断層であり、「亀山」図幅地域の野登山南方から本図幅地域を経て「二本木」図幅地域まで、鈴鹿山脈 - 布引山地及び一志層群からなる丘陵東縁部を約 40 km にわたって走り、中新統から第四系までの堆積物に変位・変形構造を多数形成している。

一志断層は、野登山南方では東海層群と領家帯基盤岩の境界断層となっている(宮村ほか, 1981)が、関町白木一色からその南方では東海層群や鈴鹿層群などに覆われた伏在断層となっている。例えば白木一色では、いずれも急傾斜している東海層群西行谷累層と鈴鹿層群が不整合に重なる露頭がある(第 73 図)(かつて筆者は、宮村ほか(1981)でこの地域の両者の関係を断層と考えたが、この機会に第 23 図のように不整合関係に改める)。この伏在断層としての一志断層は、芸濃町おのひら小野平まで連続するが、小野平から長谷山東麓を経て津市片田町までは、東海層群と一志層群、あるいは東海層群と領家帯基盤岩との境界断層になる。片田町以南では再び東海層群や一志層群に被覆される伏在断層となる。例えば久居市風早池の北では、いずれも急傾斜している東海層群小山累層と一志層群薬王寺累層が不整合に重なる



第 73 図 鈴鹿層群に不整合に重なる東海層群西行谷累層の露頭写真
ハンマーの長さ 30 cm. 場所：関町白木一色（「亀山」図幅地域）

露頭がある。「二本木」図幅地域では、東海層群と領家帯基盤岩、あるいは一志層群との境界を走る。

観察される断層面は、「亀山」図幅地域から本図幅地域ではすべて逆断層面である。例えば雨引山東縁では60°西傾斜の(宮村ほか, 1981), 長谷山東縁の光明寺では50°西傾斜の逆断層面がそれぞれ観察できる。またこれ以外の芸濃町多門, 安濃町中川の真念寺, 長谷山東麓などの地域でも, 東海層群が連続的に西に逆転している露頭が認められる(第74図)。

一方, 南隣「二本木」図幅地域では, 正断層面が観察される。例えばおやま小山累層の模式地の一志町小山では, N25°W, S4°Eの正断層面が存在している(第75図)。

一志断層に伴う変形構造 本図幅地域の一志断層は, 第四系に対しては変動地形を形成していないが, 低地側に形成されたより規模の小さな随伴断層には多くの変動地形が認定できる。以下では, 北から順に一志断層によって形成された変形構造を記述するが, 変動地形についてもあわせて述べる。

萩原背斜(鈴木ほか, 1948b; 第23図): 関町鷺山(「亀山」図幅地域)から萩原を経て, 二重池の北まで約7kmにわたって一志断層の西側に平行して鈴鹿層群中を走り, 東翼が急で西翼が緩やかな非対称背斜である。このことから一志断層の活動によって形成されたことが分かる。

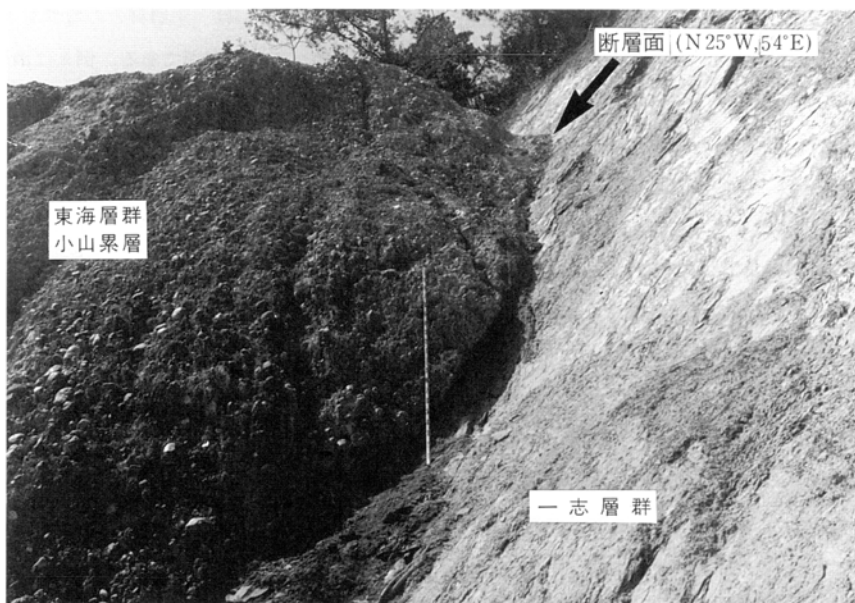
楠原撓曲(吉田, 1990; 第76図): 関町萩原から芸濃町忍田までの東海層群中に形成された軸長約3kmの西上りの撓曲である。40°以上の急傾斜帯の幅は最大800m, 最大傾斜は60°に達している。本撓曲の西縁には一志断層が, 東縁には次に記述する椋本断層が伏在する。

むくもと椋本断層(活断層研究会編, 1980; 第2図及び第76図): 一志断層の東をこれに平行しつつ, 楠原撓曲から安濃町岩城まで達する西上りの断層である。本断層は, 芸濃町椋本で中位I面に変位量7.4mの低断層崖を(太田・寒川, 1984)(第77図), この南の芸濃町北神山の高位II面に垂直変位量12mの低断層崖を形成し, 段丘面に累積的な変位を与えている。本断層の活動度はB-C級とみなされている(太田・寒川, 1984)。

かただ片田撓曲群(吉田, 1990; 第2, 45, 76図): 津市片田周辺の東海層群に発達する三つの撓曲構造を



第74図 一志断層によって逆転している東海層群の露頭写真
場所: 安濃町中川のグリーンロード(1981年12月4日撮影)



第75図 正断層面を示す一志断層の露頭写真
 巻尺の長さ2m. 場所：一志町小山の砂利採取場（「二本木」図幅地域）

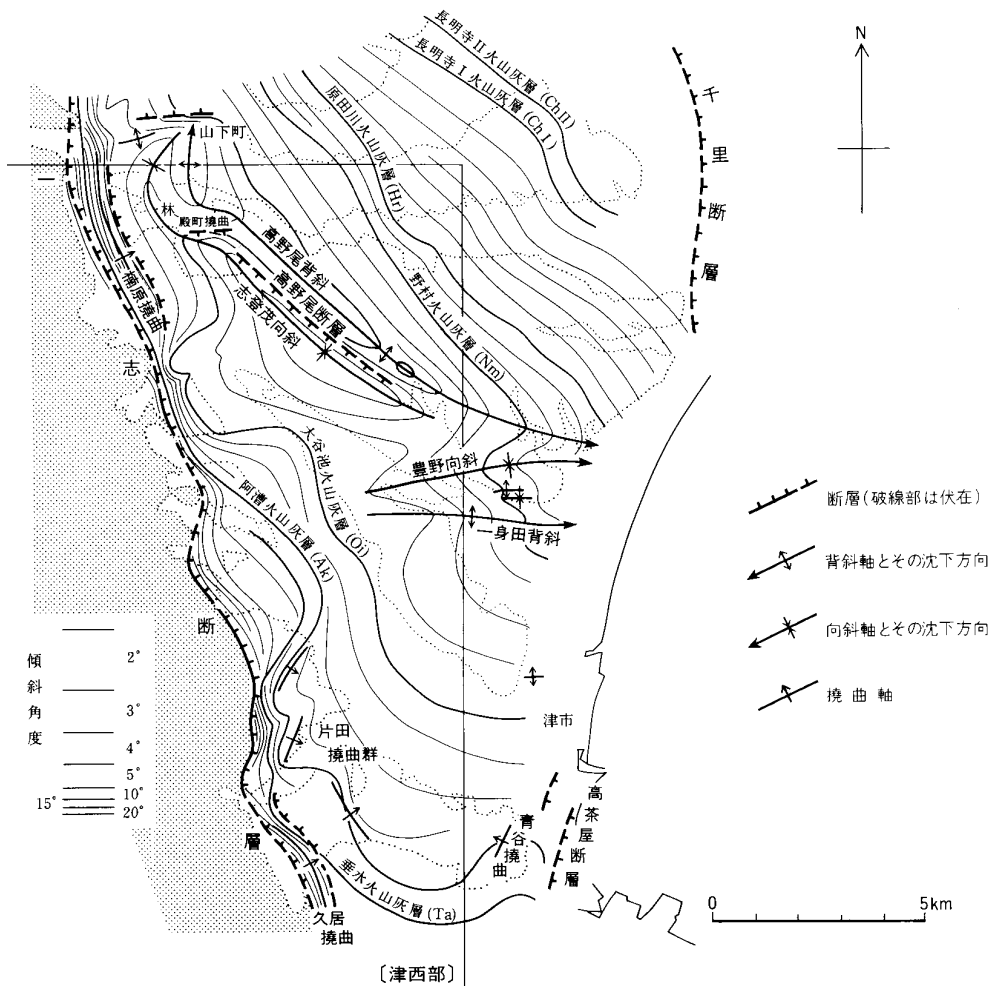
総称したものである。いずれも1 km 強の軸長を有する東落ちの撓曲である。最大傾斜は12 - 20°であり、急傾斜帯の幅はいずれも100-200m 前後である。

^{ひさい}久居撓曲（新称；第76図）：津市片田団地から久居市戸木町 - 羽野にかけての約4 km のあいだに発達する。一志断層と次に述べる風早池断層によって形成された撓曲で、撓曲には一志層群と東海層群だけでなく、第四系も参加している。20°以上の急傾斜帯の幅は最大1.8 km であり、最大傾斜は90°、場合によっては西に逆転している。

^{かざはやいけ}風早池断層（八木・寒川，1980；第2図及び第76図）：久居市風早池の東において、高位Ⅲ面（諸戸山面）に距離500 m にわたって西上りの低断層崖（変位量11 m）を形成している。しかしこの南方延長に位置する中位Ⅰ面（久居面）には変位が認められないことから、同面形成後には活動していないと考えられている（八木・寒川，1980）。

^{かむら}加村断層（木村，1971；第2図）：久居市庄田町の一志丘陵を覆う高位Ⅱ面（羽野面）と高位Ⅲ面（諸戸山面）、そして久居台地の中位Ⅰ面（久居面）に低断層崖を形成している。庄田断層（活断層研究会編，1980）とも呼ばれる。八木・寒川（1980）は、各断層崖の垂直変位量がいずれも7-9 m の範囲に収まることから、本断層の主な活動期は中位Ⅰ面形成後であると考えた。

^{とんぐら}頓宮断層（池辺，1934；第1，2図） 鈴鹿 - 布引山地の西縁，すなわち「亀山」図幅地域の土山町から本図幅地域の北西隅をかすめ、西隣「上野」図幅地域の久米川付近までの約30 km にわたって走る西落ちの逆断層である。土山町では瀬戸内中新統の鮎河層群と古琵琶湖層群の境界断層となっている（宮村ほか，1981）が、ここより南では領家帯基盤岩と古琵琶湖層群のあいだを走る。



第 76 図 「津西部」 図幅及び周辺地域の東海層群の地質構造 吉田 (1993) の一部

本図幅地域では、図幅北西隅の霊山西麓^{れいざん}を通過するだけであるが、明瞭な逆断層面が観察できる(第 78 図)。ここでは、砕帯された柘植層と古琵琶湖層群が $N20^{\circ}E, 50^{\circ}E$ の逆断層面で接している。

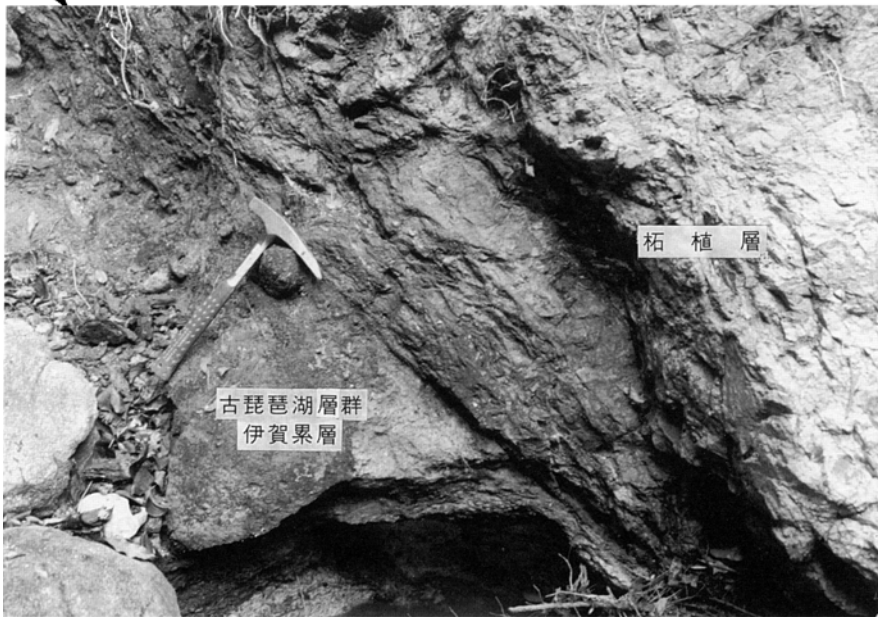
VIII. 6 東海堆積盆地に発達する北西 - 南東及び北東 - 南西方向の断層

高野尾背斜(断層) (荒木, 1953 a ; 第 76 図) 「亀山」 図幅地域の亀山市山下町から志登茂川北岸に沿って走り、「津東部」 図幅地域の河芸町まで達する軸長約 12 km の背斜構造である。東海層群中に形成されており、次に述べる志登茂向斜と対(軸間距離は約 1 km) の褶曲である。志登茂川沿いでは東翼が $25 - 35^{\circ}$ 、西翼が 10° 以下の非対称背斜となっている。したがって、ここでは西翼沿いに西落ちの高野



第 77 図 椋本断層によって中位 I 面上に形成された低断層崖
場所：芸濃町中縄の西方.

断層面 (N20°E, 50°E)



第 78 図 頓宮断層の露頭写真 場所：伊賀町壺山の山麓

尾断層の存在が推定できる。しかし他の地域では、両翼ともに数°程度の緩傾斜である。背斜軸は山下町では南北方向であるが、芸濃町林で後述の殿町断層によっていったん東西方向に屈曲し、高野尾断層によって北西—南東方向に転じる。

志登茂向斜 (荒木, 1953 a ; 第 76 図) 山下町から林を経て、志登茂川沿いに延びる軸長約 9km の向斜である。褶曲軸を屈曲させつつ高野尾背斜と対になって発達している。東翼は前述したように 25 - 35°であるが、西翼は 10°以下の緩傾斜である。

青谷撓曲 (断層) (吉田, 1987 a ; 第 2 図及び第 76 図) 「津東部」図幅地域との境界に当たる津市半田の南方に発達する撓曲で、青谷断層によって東海層群に形成された東上りの撓曲である。軸長は約 700 m で見当山累層にも比高 20 m に及ぶ東上りの変位を与えている (荒木・北村, 1971)。したがって、更新世中期末以降にも活動した。東海層群の傾斜は確認できた限りでは最大 10°で西に傾いている。

VIII. 7 東海堆積盆地に発達する東西方向の正断層

殿町撓曲 (断層) (新称 ; 第 2 図及び第 76 図) 芸濃町林において東海層群中に形成された南落ちの撓曲で、東西方向におよそ 700 m にわたって連続する。20°以上の急傾斜帯の幅は約 200 m、最大傾斜は 38°に達する。上述したように本断層によって、高野尾背斜と志登茂向斜の褶曲軸は、それまでの南北方向から東西方向に向きを転じている。本撓曲には東海層群だけでなく、中位 I 段丘堆積物も参加している。すなわち、垂直変位量約 3m の撓曲崖が、殿町の中位 I 面に形成されている。

豊野向斜 (吉田, 1987 a ; 第 76 図) 津市豊野団地 (「津東部」図幅地域) から安濃町安濃まで伸びる軸長約 5 km の向斜である。次述の一身田背斜と対 (軸間距離約 1 km) になって発達する。両翼とも、次に述べる安濃撓曲の部分を除き、傾斜は 2 - 3°と緩い。本向斜には東海層群だけでなく、安濃撓曲の存在から中位 I 段丘堆積物も参加していることが分かる。

安濃撓曲 (断層) (活断層研究会編, 1980 ; 第 2 図) 安濃町安濃の高位 III 面 (古林面) に東西方向の距離約 500 m にわたって形成された南落ちの撓曲であり、同面に約 10 m の北上りの撓曲崖を形成している。この崖の下の東海層群は、ほぼ東西走向、最大 14°南傾斜であり、周辺地域の東海層群が 3 - 4°であることに比べると相対的に急になっており、地下に安濃断層が存在していることを示している。

一身田背斜 (荒木, 1980 ; 第 76 図) 豊野向斜と対になって、津市一身田町 (「津東部」図幅地域) から安濃町安濃までの東海層群中に約 5 km 連続する。両翼とも 3 - 6°で緩く、対称的な背斜である。

そのほかの構造 本図幅地域の東海層群からなる丘陵には、地層の走向傾斜の急変や火山灰層の構造等高線図から、規模数 100 m の東西方向の断層の存在がしばしば推定できる。事実、東隣「津東部」図幅地域の鈴鹿市三宅町や河芸町高佐では、東海層群を切る東西方向の小規模な断層が報告されている (吉田, 1987 a)。これら東西方向の断層の多くは南落であるが、中には北落ちのものもある。露頭で確認された断層面はすべて正断層面である。

ところで台地においても、上述した殿町撓曲や安濃撓曲以外に、志登茂川台地の中位 I 面上には、しばしば延長距離数 100 m、比高数 m の東西方向で南落ちの急崖が津市山室町、津市野田町などで数箇所認定できる。これらの全てが撓曲崖 (あるいは低断層崖) とは言えないかも知れないが、上述の東西方向

の撓曲(断層)の存在からみて、大部分は撓曲崖(あるいは低断層崖)の可能性が高い。

IX. 応用地質

(吉田史郎・高橋裕平)

IX. 1 金属及び非金属鉱床

本図幅地域の金属鉱床は鉱徴程度のものばかりで、本格的な稼行対象となったものはない。例えば山下(1889)は芸濃町河内及び美里村平木において硫化鉄鉱の産出を記述したが、稼行の対象にはなり得ないとしている。

一方、非金属鉱床の方は、石墨・珪石・長石が稼行されたことがある。それらを、磯部編(1979)、磯部・田端(1986)、それに地元での情報収集に基づいて以下に記載する。なお鉱床位置は地質図に示した。

石墨

桂畑鉱床：美里村桂畑南東 0.4 km 及び桂畑北西 1.5 km にある。石墨は、領家変成岩類を貫くペグマタイト岩脈中に黄鉄鉱・ザクロ石・電気石等を伴い、塊状をなして産する。昭和10年代前半に稼行していた。

珪石・長石

子延鉱床：大山田村子延川上流、^{こうもり}蝙蝠峠南東 0.8 km に位置する。加太花崗閃緑岩中の不規則塊状のペグマタイトの石英優勢部を珪石として、昭和 20 年代前半に稼行されていた。鉱石の化学組成は SiO_2 99.5%、 Al_2O_3 0.15%、 Fe_2O_3 0.68% である(工業技術連絡会議窯業連合部会編, 1978)。

広瀬鉱床：大山田村広瀬の服部川右岸道路沿い及び左岸山腹に位置する。前者は坑内掘り、後者は露天掘りで昭和 20 年代前半に長石及び珪石を対象に稼行。鉱床は領家変成岩類を貫くペグマタイト岩脈に産する。このペグマタイトから、ユークセン石などの放射性鉱物の産出が報告されている(高野, 1969)。

IX. 2 亜炭

現在ではすべて廃坑となっているが、鈴鹿層群と東海層群の亜炭(褐炭)は採掘されたことがある。以下では、商工省鉱山局(1932)、鈴木(1947)、鈴木ほか(1948a, b)、佐藤・近藤(1960)の記述を要約して、それらの概略について述べる。

鈴鹿層群

稼行された亜炭層は、加太盆地では^{あぶたに}虻谷砂岩泥岩層・^{じんぶ}神武砂岩シルト岩層、萩原地域では萩原砂岩シルト岩層である。炭質は灰黒～漆黒色で光沢が強く、比較的もろく、水分 8～13% (平均 10%)、灰分 8～40% (同 23%)、発熱量 4,000～5,600 kcal/kg (同 4,720 kcal/kg)、補正純炭発熱量 6,800～7,300 kcal/kg で、日本工業規格 (JISM 1002) による炭質区分の褐炭 (F1) に属する。燃料比は 1.2～1.7 で、東海層群中の亜炭に比べて著しく高い。

虻谷砂岩泥岩層：昭和 22 年 (1947 年) 当時には、東から防谷・虻谷・北在家などで採掘されていた (いずれも「亀山」図幅地域)。中でも加太炭鉱 (所在地はおそらく虻谷と思われる) では、最盛期には約 1,500 トンを月産したと言われる。

神武砂岩シルト岩層：昭和 22 年当時、山瀬炭鉱によって採掘されていた。当時の月産量はおよそ 200 トンであった。

以上の炭鉱は、昭和 35 年 (1960 年) 時点ですべて廃坑となっていた。

萩原砂岩シルト岩層：明治以降、関町萩原付近 (「亀山」図幅地域) で断続的に採掘された。^{あきら}明炭田とも呼ばれ、明治 25 年 (1892 年) に会社登録、明治 35 年 (1902 年) 頃には 5～6 トンを日産した。大正元年 (1912 年)～同 4 年間には、東海炭鉱株式会社が毎年 3,000～10,000 トンを採掘したと言う。ここまでの既採掘量は約 28,000 トンで、稼行炭層は炭厚 30～40 cm の 1 層であった。昭和初期には三重炭鉱株式会社 (前身) が設立されたが、ほとんど出炭せずに昭和 11 年 (1936 年) に解散した。その後、戦後のエネルギー不足から昭和 21 年 (1946 年) に三重炭鉱株式会社 (前身とは別会社) が設立されたが、鈴木氏らが調査した時点では、まだ出炭していなかった。

東海層群

稼行された亜炭層は楠原累層と亀山累層である。炭質は、やや褐色を帯び、無光沢の部分と黒色で光沢を有する部分とがあり、風化し易く、水分 11～13% (平均 12.2%)、灰分 4～26% (平均 15.6%)、発熱量 4,200～5,900 kcal/kg (平均 4,900 kcal/kg)、補正純炭発熱量は 6,000～7,100 kcal/kg で、褐炭 (F1, F2) に属する。燃料比は 0.6～1.0 である。

楠原累層：芸濃町楠原の楠原炭鉱で採掘された。ほかにも「亀山」図幅地域の三鈴炭鉱・伊勢炭鉱・片山炭鉱などで掘られたが、赤嶺ほか (1951) が調査した昭和 25 年 (1950 年) 時点ですべて休坑となっていた。産出量その他の詳細については不明。

亀山累層：高茶屋炭鉱 (別名高茶屋炭田) によって採掘された。場所は JR 紀勢本線の高茶屋駅西方約 1.5 km の久居台地上にあった (南隣「二本木」図幅地域)。大正 12 年 (1923) に開坑され、着炭は同 14 年であった。年産量は昭和 5 年 (1930 年) が約 300 トン、昭和 31 年 (1956 年) が約 500 トン。昭和 35 年頃には、地表下約 25 m の厚さ約 30 cm の亜炭層が採掘されていた。

IX. 3 粘土

かつて^{ひさい}久居市では、野村町を中心に久居瓦 (あるいは野村瓦) と呼ばれるいぶし瓦が、井戸山町では久居焼が生産されていた。以下、久居市史 (久居市史編纂委員会編, 1972 b) と、現地での聞き取り調査に

基づいて述べる。

久居瓦

生産は江戸時代初期に始まったと伝えられている。原料土は初め生子山なまこやま(現在の野村高地)の北から掘り出し、そこを掘り尽くすと今度はその南から採掘するようになった。これが江戸時代末期(1850年頃)であったと言う。登り窯もこの順に築かれた。原料土となったのは、農閑期に水田から採掘した泥土が大部分であったらしい。久居台地を構成する中位Ⅰ・Ⅱ段丘の構成層最上部には、礫層上に重なるシルト層がしばしば観察されるから、原料土となったのはこのシルト層であろう。ただし生子山周辺では、これに東海層群の粘土などを混合して原料にしたと言われる。

第一次世界大戦後の全盛期には業者数は53軒、昭和45年当時でも19軒あった。平成5年現在、瓦業者は野村町と新町に併せて4軒、戸木町に1軒であるが、自家生産は行わず、もっぱら愛知県三河方面から仕入れた瓦の流通と販売に従事している。

久居焼

これはちゃわん焼とも俗称され、その始まりは万延元年(1860年)で、生産地は井戸山町であった。以後、昭和初期まで続いたが、昭和17年(1942年)に企業整備で廃業した。登り窯は台地の南斜面に築かれ、操業開始以来、その奥の谷から土を採取していたが、ある時期からは、ここの土と津市高茶屋のカワラケ野の土とを調合して原料土とした。奥の谷から採掘した土は、表土をはぎ取ったその下の厚さ1m近い白色土(シルトよりも荒い粒度)であったと言う。久居台地を構成する中位Ⅰ・Ⅱ段丘堆積物の礫層には、最上部に比較的粒度の細かい均質な花崗岩質砂層が重なる場合がある。したがって原料とした白色土は、この堆積物に当たる可能性が高い。

このほか図幅外ではあるが津市では阿漕焼が焼かれている。これについては徳井(1979a)に基づいて述べる。

阿漕焼

元は安東焼と呼ばれたもので、その起源は江戸時代の寛保年間にさかのぼる。その後、中断を繰り返しながら焼かれていたが、現在では津市大谷町(「津東部」図幅地域)に窯が開かれている。阿漕焼の土は小さなものを焼く時は津市の丘陵に露出する東海層群と美濃の粘土、大きな場合は信楽や伊賀の粘土が用いられている。

IX. 4 磨き砂(火山灰)

津市半田南方に露出する阿漕火山灰層は、現在も磨き砂の原材料として採掘されている。当採掘地の阿漕火山灰層は層厚10m近くあり、ごく緩く北に傾斜しながら高塚丘陵の縁辺部に連続的に露出している(第45図)ので水平坑道掘り、あるいは露天掘りによる採掘が可能である。また、当地は伊勢湾にごく近いため、明治26年(1893年)の伊勢参宮線(現JR紀勢本線)開通以前は、掘り出した磨き砂はトロッコで坑道から岩田川まで運ばれ、そこから船載されて日本各地に出荷されたと言う。このような地質的及び地理的条件に恵まれていたことが、当地での磨き砂採掘を促進し、現在まで継続させている理由と思われる。この点、同じく磨き砂生産地であった知多半島中部や桑名市・四日市市では、地場産業

としての磨き砂採掘がもはや行われていない(吉田・尾崎, 1986; 吉田ほか, 1991)のと好対象である。

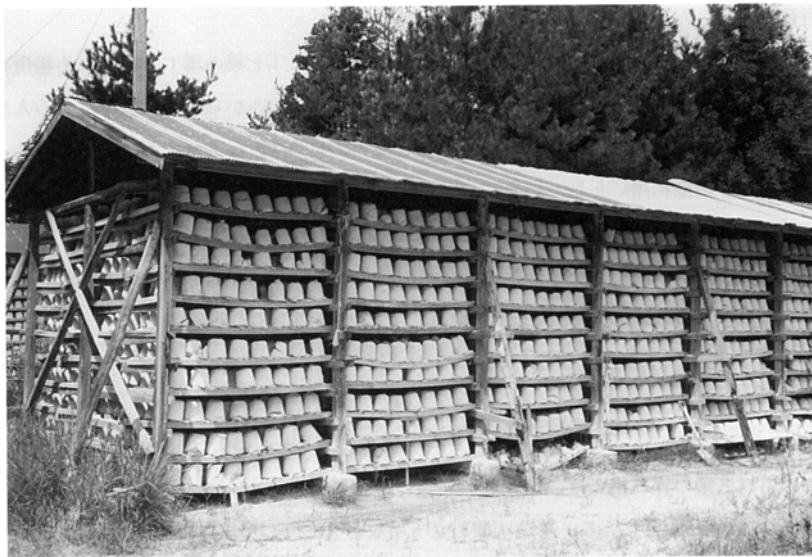
大正9年(1920年), 地質調査所の北條敬太郎技師は当地の磨き砂(阿漕火山灰層)についての詳しい地質調査を行い, その結果を色刷りの3万分の1地質図(部分的に1万5千分の1と7,500分の1の大縮尺で示してある)にまとめ, また採掘の由来や出荷量についての聞き取り調査も行った(北條, 1922)。下文はそのうち, 磨き砂の採掘史について述べた箇所である。

「本地域ノ浮石砂ハ約三百年前ヨリ農家ノ副業トシテ開掘セラレ, 磨砂ト稱シテ食器ノ洗滌用ニ供セラレ, 徳川時代ニ於テハ津藩士參勤交代ノ節土産物トシテ携ヘ齒磨用ニ供セラレタルコトアリト云フ。爾後附近ニ於テ精米及精麦ニ供セラレ, 維新後交通ノ便開クルト共ニ漸次販路擴張シ明治十六年ニハ産額千四百四十石ニ達セリト云フ」

北條技師が調査した当時の主な採掘地は, ①津市半田, ②津市長谷部町, ③津市産品の^{うぶしな}3箇所であったが, ①が主生産地であり, ②と③では火山灰層の走向傾斜が一定しないことや小断層で切られているため, 採掘は困難となっていた。当時の出荷先は県内のほか, 名古屋・静岡・東京・大阪・中国・四国等であり, 出荷量は約90万貫(約3,375トン)であった。この量は, 明治24年(1891年)当時554トンを出荷した桑名市・四日市市よりはるかに多いが, 大正8年(1919年)当時1万トン以上を出荷した知多半島に比べ半分以下である。

採掘した磨き砂は細かく砕いて植木鉢のような形の型に入れて押し固め, これを棚に並べて二か月間天日で乾燥させた後(第79図), もう一度砕いて細かくしたものが小袋につめられて出荷される(徳井, 1979b)。

採掘業者数は, 戦前14軒, 昭和30-35年頃21軒, 昭和54年11軒(以上, 徳井, 1979bによる), 昭和63年5軒, 平成4年4軒である。出荷量は昭和23年頃には年産3,000トンを超していた(徳井,



第79図 出荷前に天日乾しにされるみがき砂
場所: 津市半田南方のみがき砂生産地

1979 b)が、昭和 63 年 2,800トン強、平成 4 年 1,700トン強となり、業者数・出荷量とも減少傾向にある。

磨き砂は、以前は精米・精麦用としても盛んに活用されたが、精米・精麦機の登場に伴って使用されなくなり、現在ではクレンザーの混入材料としての用途が主となっている。

IX. 5 地下水

本図幅地域の地下水に関する研究には、安濃川低地の地下水を扱った森・藤井(1975)、Mori and Funahashi (1977)、森(1990)がある。それらによると、安濃川低地では完新統の上部砂礫層に不圧地下水が、上部更新統の下部砂礫層及び東海層群に被圧地下水が賦存する。ここでの地表面から地下水面までの深さはマイナス0.6 - 4.5 m の範囲にあり、地下水温 16 - 20° C、pH 6.0 - 7.5、電気伝導度 60 - 200 μ S/cm (水温18° C換算値)である(1974年 8 月、1975年 8 月測定)。

IX. 6 温泉

本図幅地域の著名な温泉としては、久居市榊原町の榊原温泉がある。以下、久居市史(久居市史編纂委員会、1972a)と現地の聞き取り調査に基づいて述べる。

榊原温泉は清少納言によって「湯はななくりの湯、有馬の湯、玉造の湯」(枕草子能因本)と記されたように、平安時代すでにその存在が知られていた。ただしこの「ななくりの湯」とは、現在の榊原温泉だけを指すのではなく、当時ここから一色町 - 庄田町 - 戸木町にかけての広い範囲のあちこちから自然湧出していた温泉全体を指していたようである(昭和30年に久居「町」に合併されるまで、この一帯は七栗村の行政区であった)。

例えば、久居市一色町から白山町三ヶ野に通じる湯出谷^{ゆずりだに}には、「七栗の湯」と呼ばれる場所がある。かつては温泉として栄え、硫黄泉で皮膚病に良くきくと言われ、近在からも汲み取りにくる人が多かったと言う。現在でも、ここには藤田保健衛生大学の七栗サナトリウムがあり、ボーリングによって汲み上げられた温泉水が治療に用いられている。

第 14 表に榊原温泉の水質成分表を示す。泉質はアルカリ性単純温泉である。

そのほか、本図幅地域東端の津市半田^{まどう}に磨洞温泉がある。同温泉は、磨き砂採掘の坑道出口付近に湧出しており、泉温27°、無色透明の単純温泉である。

IX. 7 採石

阿山郡大山田村広瀬の採石場では、領家変成岩類の砂岩・泥岩ホルンフェルス(本報告の A 帯に属する領家変成岩類)が採掘されている。用途は埋め立て用などであり、平成 4 年度実績で 32,336 トンが出荷された。

第 14 表 榑原温泉の水質成分表 提供：榑原温泉株式会社

源泉名		第一井泉源	枕の湯	第2号泉
湧出地		榑原町花掛	榑原町坪ノ与	榑原町花掛
湧出量(1/min)		58(ポンプ式)	144(ポンプ式)	93(ポンプ式)
泉温(℃)		24.2	24.6	25.3
性状		無色透明, 微硫化水素臭	無色透明, 微硫化水素臭	無色透明, 無味無臭
pH(湧出地)		9.5	9.5	9.6
(試験室)		9.6	9.6	9.4
ラドン含有量(10^{-10} Ci/kg)		2.9	2.2	4.5
密度(20℃)		1.0002	1.0002	1.0000
蒸発残留物(g/kg)		0.23(130℃)	0.27(130℃)	0.26(130℃)
陽イオン	Na ⁺	72.1(98.43)	85.2(98.41)	85.0(99.46)
	K ⁺	0.9(0.63)	1.1(0.80)	0.7(0.54)
	Ca ²⁺	0.4(0.63)	0.4(0.53)	**
	Al ³⁺	0.1(0.31)	0.1(0.27)	**
	計	73.5(100)	86.8(100)	85.7(100)
陰イオン	F	2.1(3.37)	1.5(2.09)	1.5(2.05)
	Cl	21.5(18.71)	15.0(10.99)	36.5(26.34)
	SO ₄ ²⁻	27.0(17.18)	28.5(15.45)	22.4(12.02)
	HPO ₄ ²⁻	0.5(0.31)	0.4(0.26)	
	HCO ₃	74.4(37.42)	102.5(43.98)	101.3(42.46)
	CO ₃ ²⁻	22.5(23.01)	31.2(27.23)	19.2(16.37)
計	148.0(100)	179.1(100)	181.4(100)	
遊離成分	H ₂ SiO ₃	49.2 [0.63]	51.1 [0.65]	43.2 [0.55]
	HBO ₂	2.1 [0.05]	1.8 [0.04]	3.5 [0.08]
	計	51.3 [0.68]	52.9 [0.69]	46.3 [0.63]
容存物質*(g/kg)		0.27	0.32	0.32
成分総計(g/kg)		0.27	0.32	0.32
微量成分	カルシウム			0.072
	マグネシウム	0.006	0.005	0.003
	鉄	0.056	0.035	0.028
	アルミニウム			0.079
	リチウム	0.016	0.015	
	マンガン	0.003	0.002	0.001
	銅	0.001	0.001	0.001
	亜鉛	検出せず	検出せず	0.005

各成分の値はmg/kg, ()はm.val%, []はm.mol, *:ガス性のものを除く, **:微量成分

分析:三重県衛生研究所

IX. 8 地質災害

本図幅地域に生じた大規模な地質災害や地変をもたらしたような地震災害は知られていない。事実、図幅地域内の急傾斜地崩壊危険区域は、亀山市で5箇所、大山田村で2箇所、久居市・関町・白山町でそれぞれ1箇所であり、地すべり防止区域は芸濃町雲林院^{うじい}だけである(三重県, 1978)。

急傾斜地崩壊危険区域を地質学的にみると、亀山市の場合は5箇所とも段丘崖であり、大山田村では領家変成岩類と加太花崗閃緑岩の、久居市と白山町では共に一志層群三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層の、関町では鈴鹿層群向井巨礫岩相の分布地域である。一方、地すべり防止区域の芸濃町雲林院には一志層群三ヶ野層が露出する。したがって、急傾斜地崩壊危険区域や地すべり防止区域の指定地が比較的多いのは、一志層群三ヶ野層である。東海層群露出地域には両者の指定地はない。

一方、空中写真判読に基づく崩壊地(landslide)の分布をみると、規模200m以下の崩壊地が深成岩類からなる布引山地に比較的多く散在している(目崎・岩田, 1990)。一志層群では榊原町安子谷^{あごだに}に3箇所あるだけで、東海層群分布域では、まったく認定されていない。

ところで、平成5年9月9日三重県を襲った台風14号は、中心が津市を通過した頃の9日午前8時から9時のあいだに、津市で53mm、白山町で89mmの記録的短時間雨量をもたらした。このため同日9時半過ぎには、長野川と榊原川の堤防の一部が決壊し、近鉄大阪線では白山町大三-伊勢石橋間の2箇所で路盤の一部が流失した。更に、土砂崩れや地すべりが各地で道路を遮断し、また人家を襲った。例えば久居市榊原町では、三ヶ野層からなる裏山が土砂崩れを起こして家屋に被害を与えた。

台風通過後の現地観察では、危険区域に指定されていなくても、三ヶ野凝灰質シルト岩砂岩層が小規模な崩落や土砂崩れを起こしている箇所がいくつか認定された。この場合の三ヶ野層は、いずれも風化がかなり進行して、比較的多くなった凝灰質シルト岩であった。したがって、このような特徴を示す三ヶ野層からなる急崖・急斜面については、今後とも注意が必要である。

文 献

- 赤嶺秀雄(1959) 三重県北部地方の新生代層。資源総合開発研究所研究報告, no.1, p.51-60。
———(1962) II. 第3章 伊勢湾北部臨海地帯の地質構造。建設省・愛知県・三重県編, 都市地盤調査報告書, vol.1, p.20-32。
———・細野 実・久保恭輔(1951) 三重県亀山地方の亜炭を含む第三系, 資源科学研究所集報, no.19-21, p.149-158。
荒木慶雄(1953a) 三重県安濃川流域の新生界。三重大学学芸学部研究紀要, no.10, p.63-68。
———(1953b) 鈴鹿川下流域の新生界(演旨)。地質雑, vol.59, p.354。
Araki, Y. (1959) A Pleistocene marine fauna from near the cities of Tsu and Yokkaichi, Mie Prefecture, southwest Japan. *Trans. Pro. Paleont. Soc. Japan. N. S.*, no.33, p.19-22。
荒木慶雄(1960) 三重県阿波盆地の第三紀層。東北大学理科報告特別号, no.4, p.523-528。

- Araki, Y. (1960) Geology, paleontology and sedimentary structures (including problematica) of the Tertiary formations developed in the environs of Tsu City, Mie Prefecture, Japan. *Bull. Liberal Arts Dep., Mie Univ. Spec. vol.*, no.1, 118p.
- 荒木慶雄(1980) 津市地盤地質調査報告書. 津市, 118p.
- ・北村治郎(1963) 三重県関地方の鈴鹿層群. 三重大教育学部研究紀要, vol.27, p.89-95.
- ・———(1971) 三重県津市周辺の見当山層. 竹原平一教授記念論文集, p.27-33.
- 有田忠夫(1949) 京都主笠置附近の花崗岩類及変成岩類. 地質雑, vol.55, p.99-104.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Inter. Conf. Plank. Microfossils*, vol.1, p.199-422.
- 二村光一(1982) 鈴鹿山脈の形成機構. 地団研専報, no.24, p.215-227.
- (1989) 鈴鹿山脈南部筆捨礫岩層の多相変形礫. 地球科学, vol. p.189-199.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・沓掛俊夫・政岡邦夫・宮川邦彦・望月康年・仲井 豊・田結庄良昭・吉田 勝・河原林育朗・津村善博(1982) 近畿地方東部の領家帯の地質—特に花崗岩の岩体区分と相互関係—. 地質雑, vol.88, p.451-466.
- 早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(I), 西南日本. 岩鉱, vol.58, p.201-212.
- 久居市史編纂委員会編(1972a) 久居市史(上巻), 久居市役所, 530p.
- (1972b) 久居市史(下巻), 久居市役所, 384p.
- 北條敬太郎(1922) 三重県東部工業原料用鉱物調査報文. 工業原料用鉱物調査報告, no.10, p.1-32.
- 飯泉 滋・Ireland, T.R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・田結庄良昭・加々美寛雄・端山好和(1993) 近畿領家帯斑れい岩類のジルコンによるU-Pb年代. 岩鉱, vol.88, p.211.
- 池辺展生(1934) 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, vol. 22, p.110-123.
- (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no.24-25, p.508-517.
- 生駒山地領家帯研究グループ(1986) 生駒山はんれい岩体について. 地球科学, vol.40, p.102-114.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977) Chemical variation of the cretaceous granitoids across Southwestern Japan—Shirakawa-Toki-Okazaki transection—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.83, p.1-18.
- Ishioka, K. (1974) Finding of an orbicular structure at Kinno, Nagano-ken, and its bearing on the genesis of the Tenryukyo granite. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.80, p.593-618.
- Ishizaka, K. (1966) A geochronological study of the Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser.B*, vol.33, p.69-102.
- 石坂恭一(1969) 近畿地方領家帯のジルコンのU-Th-Pb年代について. 岩鉱, vol.62, p.191-197.
- 磯部 克編(1979) 三重県地学のガイド. コロナ社, 249p.
- 磯部 克・田端 茂(1986) 三重県鉱物誌. 三重県高等学校理科教育研究会, 124p.
- 伊東佳彦(1982) 一志層群の微化石について. NOM(大阪微化石研究会機関誌), no.9, p.1-11.
- 糸魚川淳二(1961) 三重県阿山郡阿波盆地の新生代層. 横山次郎教授記念論文集, p.59-66.
- ・柴田 博(1973) 古環境の変遷と対比—瀬戸内区中新統の場合—. 地質学論集, no.8, p.

125-133.

- 加々美寛雄・飯泉滋・田結庄良昭・端山好和(1982) 近畿～瀬戸内地域領家帯に産するはんれい岩類のSr同位体比. *MAGMA*, no.64, p.30-33.
- Kagami, H., Meier, M., Oerli, F., Steiger, R.H., Nakai, Y., Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y. (1992) U-Pb single zircon age of gabbro from the Ryoke Belt, SW Japan (abs.). *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.87, p.133-134.
- , Tainosho, Y., Iizumi, S. and Hayama, Y. (1985) High initial Sr-isotopic ratios of gabbro and metadiabase in the Ryoke belt Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol.19, p.237-243.
- 加々美寛雄・田結庄良昭・飯泉滋・端山好和(1987) 梶島, 領家はんれい岩のRb-Sr, Sm-Nd年代. 地質学会第94年学術大会要旨, p.458.
- 角田 保(1982) 伊勢湾周辺における旧象化石の分布. 三重短期大学家政研究, no.30, p.105-143.
- (1988) 鈴鹿市三宅町より *Stegodon cf. elephantoides* Clift の発見. 三重短期大学家政研究, no.36, p.83-88.
- 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.
- (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料—. 東大出版会, 437p.
- 川邊孝幸(1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol.87, p.457-473.
- Kawabe, T. (1989) Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.32, p.39-90.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩のK-A dating (V)—西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol.56, p.191-211.
- 建設省国土地理院(1969) 土地条件調査報告書(伊勢湾西岸地域), 100p.
- 建設省・三重県編(1962) 伊勢湾南部臨海地帯の地盤. 都市地盤調査報告書, vol.2, 111p.
- 木村一朗(1959) 三重県津市北西方の第三紀層について. 愛知学芸大学研究報告, vol.8, p.47-54.
- (1961a) 三重県一志郡下之川地区の新生界. 地学研究, vol.12, p.177-184.
- (1961b) 三重県津市南方の新生界の層序. 愛知学芸大学研究報告, vol.10, p.117-125.
- (1962) 三重県津市周辺の段丘面と第四系. 愛知学芸大学研究報告, vol.11, p.91-98.
- (1964) 三重県一志郡西部に発達する地形面. 愛知学芸大学研究報告, vol.13, p.41-54.
- (1971) 伊勢湾西岸地域の中段段丘. 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.
- 木村一朗・竹原平一(1958) 三重県一志郡西部の新生界(演旨). 地質雑, vol.64, p.702.
- ・———(1969) 伊勢湾西岸の“高位礫層”の層位. 第四紀研究, vol.8, p.73-80.
- 工業技術連絡会議窯業連合部会編(1978) 日本の窯業原料. 名古屋工業技術協会, 880p.

- Kutsukake, T. (1970) On the Ryôke granitic and metamorphic rocks in the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 37, p. 133-160.
- (1973) Structure and petrography of the Hatsuse basin in the Ryoke Zone of the Kinki district, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 68, p. 37-57.
- (1974) Petrology of the gabbroic rocks in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 69, p. 52-74.
- 沓掛俊夫(1977) 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報, no. 20, p. 37-44.
- ・端山好和・本間弘次・政岡邦夫・宮川邦彦・仲井 豊・山田哲雄・吉田 勝(1979) 小豆島および讃岐東部の領家帯. 地質学論集, no. 17, p. 47-68.
- 桑原 徹(1980) 伊勢湾周辺の中中部更新統一その分布と断層地塊運動一. 第四紀研究, vol. 19, p. 149-162.
- (1985) 第3章 濃尾平野の地下水盆. 濃尾平野の地盤沈下と地下水, 東海三県地盤沈下調査会, p. 35-76.
- Le Maitre, R.W. ed. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- 牧野内 猛(1975) 知多半島南部の武豊層. 地質雑, vol. 81, p. 185-196.
- (1976) 知多半島南部の地質構造と伊勢湾周辺の構造運動. 地質雑, vol. 82, p. 311-325.
- ・壇原 徹・磯田邦俊(1983) 伊勢湾東岸部の東海層群と関連層のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, vol. 89, p. 257-270.
- 政岡邦夫(1982) 近畿地方金剛山地及びその周辺の領家花崗岩類. 地質雑, vol. 88, p. 483-497.
- (1987) 近畿地方南部領家帯花崗岩類の構造. 岩鉱, vol. 82, p. 60-74.
- Mehnert, K.R. (1971) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, 405p.
- 目崎茂和・岩田修二(1990) I. 地形分類. 5万分の1土地分類基本調査「津西部」・「津東部」, 三重県, p. 9-16,
- 三重県(1978) 三重県防災・保全等規制現況図及び同説明書. 33p.
- 三木 茂(1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フローラに就いて. 鉱物と地質, 第9集, p. 3-42.
- 三浦宗次郎(1891) 20万分の1「名古屋」図幅及び同説明書. 地質調査所, 70p.
- 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地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 森 一郎・山田 純(1977) 一志断層系による段丘変位(予報). 三重大学教育学部研究紀要, vol. 28, p. 27-33.
- 森 和紀(1990) II. 表層地質, 3. 地下水. 5万分の1土地分類基本調査「津西部」・「津東部」, 三重県, p. 22-27,
- ・藤井泰比古(1975) 津市の地下水(第1報)ー臨海部における賦存状態ー. 三重大学教育学部研究紀要, vol. 26, p. 203-211.

- Mori, K. and Funahashi, S. (1977) A study of groundwater in Tsu City, Mie Prefecture (2nd report) —on the relation between groundwater and river water —, *Hydrology*, no.8/9, p.3-9.
- 森 忍(1971) 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.
- Mori, S. (1986) Diatom assemblages and Late Quaternary environmental changes in the Nobi Plain, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.34, p.109-138.
- 中島経夫(1986) 奄芸層群楠原累層産コイ科魚類咽頭歯化石—古琵琶湖層群コイ科魚類相との比較—. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.13, p.105-114.
- (1988) 鈴鹿層群姫谷層よりコイ科魚類咽頭歯化石の発見. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.15, p.65-68.
- 中島和一(1960) 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, no.49, p.1-14.
- 中野尊正(1967) 日本の地形. 築地書館, 362p.
- 中山勝博・吉川周作(1990) 東海層群の古地磁気層序. 地質雑, vol.96, p.967-976.
- 西浦団研グループ(1974) 愛知県西浦半島の領家帯変成岩類, とくに変成岩脈について. 地球科学, vol.28, p.71-85.
- 西山好一・松岡数充・西田史朗(1975) 植物化石からみた見当山累層の再検討. 地球科学, vol.29, p.117-129.
- 小川琢治(1919) 伊勢の第三紀層に就いて. 島津標本時報, no.6, p.1-6.
- Okazaki, Y. and Yoshida, S. (1977) On a new fossil Trionyx from the Pliocene Age Group, Mie Prefecture, west Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.4, p.87-95.
- 大草重康・安部 明(1966) 三重県加太盆地の地質構造. 松下 進教授記念論文集, p.97-104.
- 太田陽子・寒川 旭(1984) 鈴鹿山脈東麓の変位地形と第四紀地殻変動. 地理学評論, vol.57, p.237-262.
- 領家研究グループ(1974) 奈良県桜井南方の領家帯の地質. 地球科学, vol.28, p.103-114.
- 桜井康博・原 郁夫(1979) 花崗岩組織の研究—とくに石英について. 地質学論集, no.17, p.287-294.
- 佐藤 茂・近藤善教(1960) IV.4 三重炭田, 日本鉱産誌V-a, p.421-433. 地質調査所.
- 柴田 博(1967) 三重県中部の中新統一志層群. 地質雑, vol.73, p.337-346.
- Shibata, H. (1970) Molluscan faunas of the First Setouchi Series, Southwest Japan, Part 1. Fauna of the Ichishi Group. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.18, p.27-84.
- (1977) Planktonic gastropods from the Miocene First Setouchi Series in the Setouchi Geologic Province, Southwest Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.4, p.31-44.
- (1978) Molluscan paleoecology of the Miocene First Setouchi Series in the eastern part of the Setouchi Geologic Province, Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no.5, p.23-110.
- 柴田 博・石垣武久(1981) 中部地方の新生界における翼足類・翼足類生層序. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.8, p.55-70.
- ・糸魚川淳二(1980) 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博物館研究報告, no.7, p.14-49.

- 島倉巳三郎(1964) 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VIII—奄芸・曾爾・都介野の各層群—, 奈良学芸大学紀要(自然), vol. 12, p. 37 - 50.
- 商工省鉱山局(1932) 石炭埋蔵量調査概要, p. 451 - 454.
- 鈴木好一(1947) 三重県北勢炭田亀山地区(その1. 関地域)調査速報, 炭田調査速報第15号, 10 p, 商工省地下資源調査所炭田調査会.
- ・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,
- ・細野 実・久保恭輔・中世古幸次郎(1947) 三重県関地方の夾炭第三系について(演旨), 地質雑, vol. 53, p. 89 - 90.
- ・————・————(1948a) 三重県鈴鹿郡加太地方の石炭を含む第三系の加太層について, 資源科学研究所彙報, no. 12, p. 33 - 36 及び p. 46.
- ・————・————(1948b) 三重県鈴鹿郡関地方の石炭を含む第三系, 地質雑, vol. 54, p. 50 - 55.
- ・大山 桂(1948) 三重県鈴鹿地方の石炭を含む第三紀層から出た貝の化石, 貝類学雑誌, vol. 15, p. 1 - 4.
- 田結庄良昭(1987) 近畿地方領家帯の神野山はんれい岩体, 岩鉱, vol. 82, p. 401 - 410.
- ・飯泉 滋・加々美寛雄・端山好和(1989) 近畿—瀬戸内領家帯の塩基性岩類の成因, 地球科学, vol. 43, p. 16 - 27.
- ・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985) 近畿地方における白亜紀—古第三紀火成活動の変遷, 地球科学, vol. 39, p. 358 - 371.
- 高橋裕平・西岡芳晴(1994) 三重県津西部地域, 領家変成岩の斜長石双晶様式, 岩鉱, vol. 89, p. 261 - 268.
- 高野邦夫(1969) 三重県阿山郡大山田村広瀬産ユークセン石 [?], 地学研究, vol. 20, p. 160.
- Takaya, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa, with the special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol. 30, p. 81 - 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.
- ・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.
- 滝本 清(1935) 三重県一志郡地方の新生界, 地球, vol. 23, p. 6 - 18.
- 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「京都」(第4版), 地質調査所.
- 徳井 賢(1979a) 阿漕焼, 三重県の伝統産業(三重フィールド研究会編), 三重県良書出版会, p. 89-91.
- (1979 b) みがき砂(伊勢砂), 三重県の伝統産業(三重フィールド研究会編), 三重県良書出版会, p. 95 - 97,
- 和田幸雄(1980) 三重県津市北西部に分布する中新統一志層群と鈴鹿層群に関する新知見について, 地球科学, vol. 34, p. 53 - 56.
- (1982) 三重県亀山市周辺の奄芸層群, 地質雑, vol. 88, p. 121 - 139.

- 脇田浩二・小井土由光(1994) 下呂地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 79 p.
- 八木浩司・寒川 旭(1980) 津市西方における一志断層系の新期断層活動. 東北地理, vol. 32, p.211 - 216.
- 山田 純(1958) 三重県雲出川南縁の一志層群について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 227 - 281.
- 山下伝吉(1889) 20万分の1地質図幅「四日市」及び同説明書. 地質調査所, 67 p.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれにまつわる諸問題—信楽・大和高原のネオテクトニクス研究 その1—. 地球科学, vol. 32, p. 133 - 150.
- 吉田史郎(1979) 35. 三重県阿波盆地. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 108 - 109.
- (1984) 四日市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 81 p.
- (1987 a) 津東部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72 p.
- (1987 b) 三重県中新統阿波層群の浮遊性有孔虫化石. 地調月報, vol. 38, p. 473 - 483.
- (1990) 東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地調月報, vol. 41, p. 303 - 340.
- Yoshida, F. (1991) Planktonic foraminifera from the Ichishi, Fujiwara, and Morozaki Groups in the eastern Setouchi Geologic Province, central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. 18, p. 19 - 31.
- 吉田史郎(1992 a) 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—. 地調月報, vol. 43, p. 43 - 67.
- (1992 b) 河川堆積物中のシュートバー堆積物—東海層群亀山累層(鮮新統)における例—. 地質雑, vol. 98, p. 645 - 656.
- (1993) 13. 東海層群と見当山累層・段丘堆積層・沖積層. 市原 実編「大阪層群」, 創元社, p. 169 - 189.
- ・栗本史雄・宮村 学(1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154 p.
- ・尾崎正紀(1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 98p.
- ・竹内圭史・吉川清志(1990) 東海層群最上部と力尾累層(弥富累層相当層)の対比とその地史的意義. 第四紀研究, vol. 29, p. 361 - 369.
- 吉川周作・吉田史郎(1989) 三重県亀山地域の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 40, p. 285 - 298.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊(1973) 新編日本地形論, 415 p.
- 吉沢 甫(1949) 西南日本領家帯に帯状配列するノーライト群. 地球科学, vol. 1, p. 11 - 16.
- Yoshizawa, H. (1952) The metagabbroic rocks bearing ferriiferous minerals in the Ryoke zone, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 20, p. 55 - 68.
- , Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: accomplishment of a regional geological map. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 32, p. 437 - 454.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyoto (11) No.54



GEOLOGY

OF THE

TSU-SEIBU DISTRICT

By

Fumio YOSHIDA, Yuhei TAKAHASHI
and Yoshiharu NISHIOKA

(Written in 1994)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Tsu-Seibu district covers a quadrangle area in the northern part of Mie Prefecture, including the Nunobiki Mountains in the western half and the Ise Plain in the eastern half. The Nunobiki Mountains, 600 to 800 m high, are made up of the Mesozoic Ryōke Metamorphic Rocks, Tsuge Formation, plutonic and dike rocks. The Ise Plain, lower than 300 m high, is underlain by a thick sequence of upper Cenozoic sediments that can be roughly divided into the Early Miocene Setouchi Miocene Series (or First Setouchi Supergroup), the Pliocene Tokai Group and Quaternary deposits. The district also includes the Pliocene Kobiwako Group at the northwestern corner.

Fig.1 presents the stratigraphic and geohistoric outline of the district.

RYŌKE METAMORPHIC ROCKS AND TSUGE FORMATION

The Ryōke Metamorphic Rocks, which occupy the southern part of the Nunobiki Mountains, were derived from abundant sandstone and mudstone with a small amount of chert,

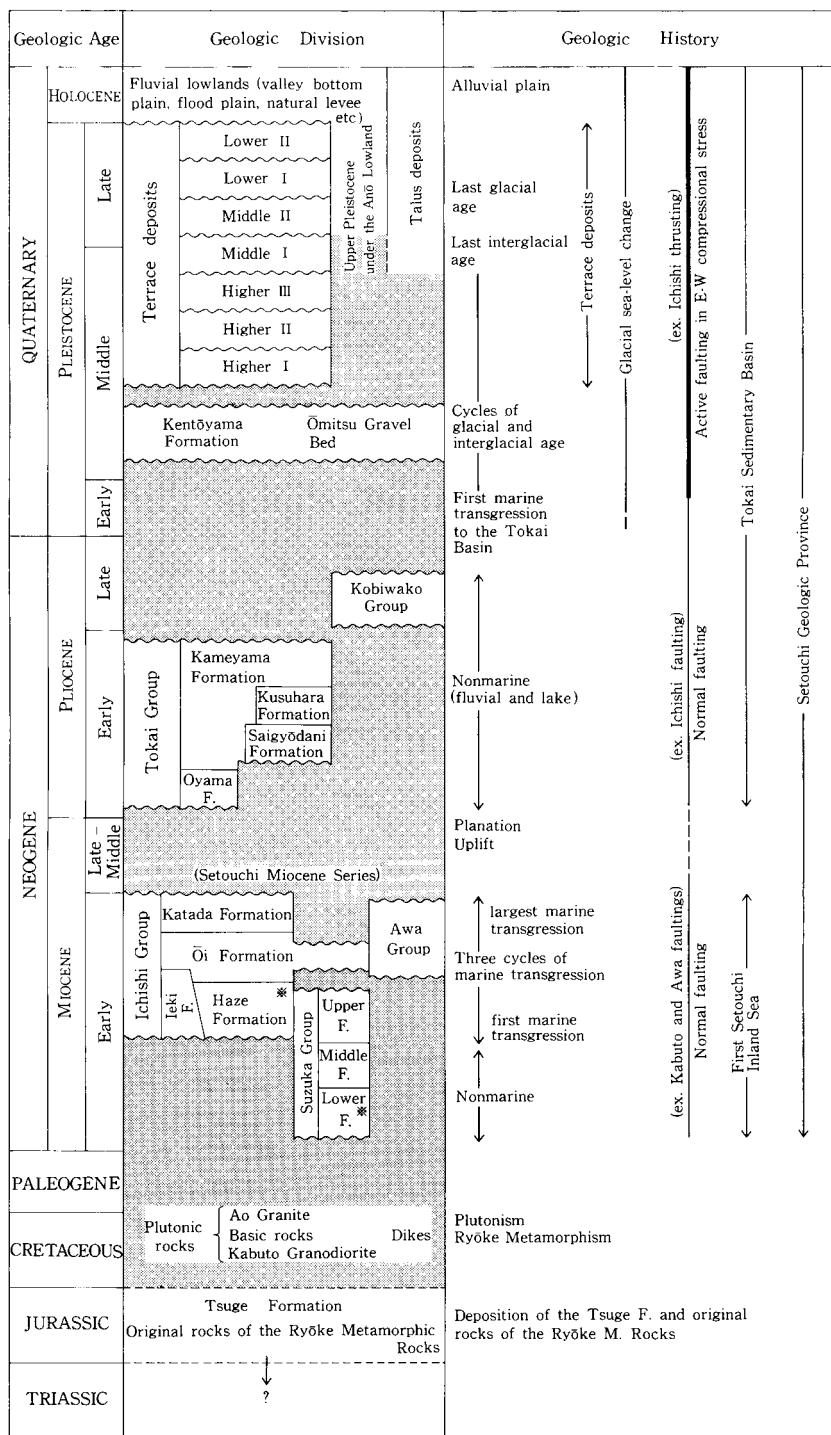


Fig. 1 Summary of the geology of the Tsu-Seibu district.

limestone and basic volcanic rock, and are characterized by the presence of andalusite, sillimanite, cordierite and garnet. The K-Ar ages obtained from biotite and muscovite indicate that this metamorphism took place during the Late Cretaceous.

The metamorphic rocks can be divided into the lower and upper parts. The lower part was dominantly derived from sandstone and mudstone and consists of banded gneiss with infrequent granitic layer (leucosome). The rocks, derived from chert, have satisfactorily preserved their primary sedimentary structure. The upper part was derived from abundant sandstone and mudstone with lesser amounts of limestone and chert. Their sedimentary structure, for example, cross bedding or parallel lamination, is often observable in the outcrops.

The Tsuge Formation in the northwestern corner probably overlies the upper part of the metamorphic rocks and is composed of sandstone and mudstone with a small amount of bedded chert.

The Tsuge Formation and its thermally metamorphosed rocks were most probably deposited during the Jurassic.

PLUTONIC AND DIKE ROCKS

These igneous rocks outcrop largely in the northern part of the Nunobiki Mountains and can be roughly divided into basic rocks, the Kabuto Granodiorite, the Ao Granite and related dikes.

The basic rocks can be further divided into gabbro and quartz diorite. The gabbro occurs as intrusive dikes in the metamorphic rocks or as xenoliths within the granodiorite. The quartz diorite outcrops as xenoliths in the granodiorite.

The Kabuto Granodiorite, extensively exposed in the northern part, is composed mainly of coarse-grained hornblende biotite granodiorite and contains an abundance of xenoliths of gneiss and quartz diorite in the northeastern portion of the rock mass. The thermally metamorphosed effect is observed on the surrounding metamorphic rocks. The radiometric ages of the granodiorite is Late Cretaceous age. Although the Ryōke metamorphism also took place in the Late Cretaceous, the granodiorite was intruded after the Ryōke metamorphism.

The Ao Granite is only exposed at the southwestern corner of the district and consists of a fine-grained biotite granite. This granite was intruded discordantly into the metamorphic rocks.

The small dikes can be classified into diorite, plagioporphry and felsic rocks (granite, pegmatite, apatite and granite porphyry), most of which were intruded into the metamorphic rocks in a WNW-ESE direction.

UPPER CENOZOIC ROCKS

Setouchi Miocene Series (Early Miocene)

This series is an Early to Middle Miocene, nonmarine to marine sequence deposited in a large sedimentary basin formed in southwest Japan and now outcrops discontinuously in many smaller basins. The district includes three basins: i.e. the southern part of the

Suzuka Group, the northern part of the Ichishi Group and the Awa Group.

In the northernmost part of the district, the Suzuka Group outcrops separately at Kabuto and Hagiwara in Seki, attaining a thickness of 1,500 m or more in each area. This group can be divided into the nonmarine Lower and Middle Formations and the brackish to shallow marine Upper Formation. The sediments in the district, which are the upper part of the Middle Formation and the Upper Formation, can be divided into the Mukai Boulder Conglomerate Facies, Kajigasaka Pebbly Sandstone Member, Jimbu Sandstone and Siltstone Member in Kabuto, and the Hagiwara Sandstone and Siltstone Member, Ishiyama Sandstone Member, Himetani Sandstone and Siltstone Member in Hagiwara.

The Ichishi Group, widely exposed in the southern part of the district, consists of a thick (more than 2,000 m) marine succession that can be roughly divided into the Haze, Ieki, Ōi and Katada Formations. The district includes the northern part of the Ieki and Ōi Formations and the whole Katada Formation. The Ieki Formation, a marginal facies unconformably overlying the pre-Cenozoic rocks, is divisible into the Higashiaoyama Conglomerate Facies in the lower and the Ochiai Sandstone Facies in the upper. The Mitsugano Tuffaceous Siltstone and Sandstone Member, upper unit of the Ōi Formation, occupies the major part of the sedimentary basin. The overlying Katada Formation can be classified into the Chaya Sandstone and Mudstone Member and the Yakuoji Mudstone and Sandstone Member, in ascending order.

The Awa Group, 550 m thick or less, was deposited mainly in the Awa Basin in Ōyamada and can be divided as follows: into the Higashitanihata Conglomerate Member, Nenobi Granule Conglomerate Member, Hiramatsu Sandstone and Siltstone Member and Makino Pebbly Mudstone Member, in ascending order.

The three groups mentioned above are largely composed of non-tuffaceous mudstone, siltstone, sandstone and conglomerate, but the Mitsugano and Hiramatsu Members are typified by the dominance of tuffaceous siltstone and sandstone with some intercalated thin, mostly less than 1 m thick, tuff beds. The Jimbu and Hagiwara Members are characterized by intercalated coal seams.

The marine units of the Ichishi and Awa Groups yield not only rich molluscan faunas but also abundant microplanktonic fossils, such as planktonic foraminifera, diatom and radiolaria. Among these fossils, the planktonic foraminiferal faunas indicate that the Mitsugano Member is assignable to Zone N.7 of Blow (1969) and the Katada Formation and the Makino Member to the lower part of Zone N.8.

Tokai and Kobiwako Groups (Pliocene)

These groups are Pliocene to Pleistocene major basin-fills accumulated in nonmarine and nonvolcanic sedimentary basins in the eastern part of southwest Japan. The sediments included are in the lower parts of both the Tokai and Kobiwako Groups and are entirely made up of nonmarine mud, sand and gravel with some thin lignite and acidic volcanic ash layers.

The Tokai Group, covering an extensive area of the Ise Plain, consists of four units: i.e. two basal conglomeratic units named the Oyama and Saigyōdani Formations, and the overlying Kusahara and Kameyama Formations. The Kusahara and Kameyama Formations contain a Pliocene plant flora, including *Metasequoia*, *Glyptostrobus* and *Liquidambar*,

and yield an Early Pliocene proboscidean *Stegodon cf. elephantoides*.

The Kobiwako Group is only exposed on the mountain front of Rei Zan, the north-western corner of the district. These sediments are a part of the Late Pliocene Iga Formation.

Quaternary deposits

The Quaternary comprises the Middle Pleistocene Kentoyama Formation and the Omitsu Gravel Bed on the hills, late Middle to Late Pleistocene terrace deposits in the diluvial uplands and Late Pleistocene to Holocene sediments in the fluvial lowlands and on the flank of the mountains. These soft sediments are composed of abundant gravel, common sand, and rare mud and silt.

The Kentōyama Formation rests unconformably on the Tokai Group in Tsu and Hisai in the southeastern side of the district. These sediments, less than 10m thick, consist mostly of gravel but contain some muddy layers near the coast of Ise Bay. These layers yield a Middle Pleistocene flora suggestive of a beach environment. The Omitsu Bed lies at Mitsugano in Hakusan, the southernmost end of the district, and is entirely made up of pebble- to boulder-sized gravel.

The fluvial terrace deposits can be divided into the following seven units: i.e. Higher I, Higher II, Higher III, Middle I, Middle II, Lower I and Lower II Terrace Deposits. Each of these deposits, less than 10m thick, is composed of pebble- to boulder- sized gravel with rare lensing layers of sand and silt.

The sediments in the fluvial lowland consist mostly of Holocene veneer of flood plain deposits, valley bottom plain deposits and alluvial fan deposits, but contain the subsurface Late Pleistocene deposits under the lower reach of Ano Gawa (river).

Geologic structure

The faults, cutting or deforming the upper Cenozoic sediments in the district, are recognized throughout both the Miocene and Pliocene sedimentary basins. The faults in the Miocene are further divided into E-W, NE-SW and N-S trending normal faults. Among these faults, the E-W and NE-SW trending faults, for instance the Kabuto and Kaisekizan Faults, were active during the Early and Middle Miocene.

The faults in the Pliocene are subdivided into N-S trending reverse faults, NW-SE and NE-SW trending faults and E-W trending normal faults, all of which were active in the late Quaternary.

ECONOMIC AND ENVIRONMENT GEOLOGY

Coal and lignite embedded in the Suzuka and Tokai Groups were once mined until the end of 1950' s. The maximum annual production was 200 tons from the Jimbu Member, 3,000 to 10,000 tons from the Hagiwara Member, and 500 tons from the Kameyama Formation.

Clay of the Tokai Group, and silt and sand of the Middle Terrace Deposits in Hisai Daichi (upland) were dug for raw material for Hisai Kawara (roofing-tile) and Hisai Yaki (pottery) until recently.

To the south of Handa in Tsu, the Akogi Volcanic Ash Layer embedded in the Tokai Group has been quarried as raw material for Migakizuna (polishing sand) since 17th century. The annual production was more than 3,000 tons from 1920 to 1946, about 2,800 tons in 1988, and about 1,700 tons in 1992.

A popular hot spring called the Sakakibara Onsen is located at Sakakibara in Hisai, just by the Kaisekizan Fault in the Ichishi Group.

The Ryōke Metamorphic Rocks derived from sandstone and mudstone, have been quarried at Hirose in Ōyamada. The 1992 production was over than 32,000 tons.

文献引用例

吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴(1995) 津西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Yoshida, F., Takahashi, Y. and Nishioka, Y. (1995) *Geology of the Tsu-Seibu district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 136p. (in Japanese with English abstract 6p).

平成7年3月6日印刷

平成7年3月10日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 亀田修平

印刷所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋2-5-10

© 1995 Geological Survey of Japan